SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SERIE C AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER NR 604

RUDYARD FRIETSCH

BERGGRUND OCH MALMER I SVAPPAVAARAFÄLTET, NORRA SVERIGE

ENGLISH SUMMARY: GEOLOGY AND ORES OF THE SVAPPAVAARA AREA, NORTHERN SWEDEN

MED 5 PLANSCHER I SÄRSKILD MAPP
WITH 5 PLATES IN A SEPARATE FOLDER

STOCKHOLM 1966

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER C NR 604 AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER ÅRSBOK 59 NR 4

RUDYARD FRIETSCH

BERGGRUND OCH MALMER I SVAPPAVAARAFÄLTET, NORRA SVERIGE

ENGLISH SUMMARY: GEOLOGY AND ORES OF THE SVAPPAVAARA AREA, NORTHERN SWEDEN

MED 5 PLANSCHER
WITH 5 PLATES

STOCKHOLM 1966

Redaktör Per H Lundegårdh

Stockholm 1966

Kungl. Boktryckeriet P. A. Norstedt & Söner

INNEHÅLL

I. Abstract 6
II. Förord 7
III. Inledning 9
IV. Nomenklatur etc. 12
1. Vissa termer 12
2. Indelning av vulkaniter 13
3. Halter av V, Cr, Co och Ni i bergarterna 16
4. Optiska bestämningar 17
V. Morfologi 18
VI. Översikt av berggrunden och det geologiska händelseförloppet 19
VII. Tektonik 26
VIII. Beskrivning av bergarterna 29
1. Porfyr-leptitgruppen 29
a. Albitporfyrit 29
b. Albitofyr och syenitporfyr (i albitporfyrit) 32
c. Leptit med syenitporfyr och basisk leptit 33
d. Kvartsförande porfyr 33
2. Svappavaaragruppen 34
a. Allmänna förhållanden 34
b. Basisk tuffit 35
c. Grafitförande skiffer 37
d. Biotitrik kvartsit 39
e. Skapolitfels 40
f. Kalksten 43
g. Amfibolskiffer 44
h. Skarn 44
i. Jaspiskvartsit 45
j. Ursprunget av Svappavaaragruppens bergarter 45
3. Kvartsitsandsten 50
4. Bandad leptit 55
a. Allmänna förhållanden 55
b. Sur-intermediär bandad leptit 57
c. Basisk bandad leptit 60
d. Konglomerat 61
5. Andesinporfyrit 62
a. Allmänna förhållanden 62
b. Massiv av andesinporfyrit 63
c. Andesinporfyritgångar i bandad leptit 68
d. Andesinporfyritgångar i Svappavaaragruppen 70
6. Gabbro 71
7. Syenit och därmed samhörig granit 74
8. Granodiorit 78
9. Linagranit och pegmatit 79
10. Biotitgnejs 81
IX. Omvandlingar av bergarterna 84
1. Sericitisering 84
2. Skapolitisering 89
3. Bildning av leukodiabas 94
4. Kaolinisering 101
X. Beskrivning av malmerna 103
1. Sulfidmineraliseringar 103
a. Allmänna förhållanden 103
b. Gruvberget 104
c. Isovainio 109
d. Kiilavaara 110
e. Puttjala 110
f. Särkivaara 111

2. Järnmalmer . . . 111
a. Allmänna förhållanden . . . 111
b. Järnmalmer i porfyr-leptitgruppen . . . 112
Ainasjärvi . . . 112
Läge, form etc. . . . 112
Breccia . . . 114
Albitporfyrit . . . 116
Kvartsförande porfyr . . . 117
Gruvberget . . . 117
Inledning . . . 117
Geologisk översikt . . . 119
Tektonik . . . 120
Huvudmalmen . . . 123
Allmänna förhållanden . . . 123
Svartmalm . . . 125
Blodsten . . . 132
Förhållandet mellan svartmalm och blodsten . . . 137
Fragmentförande blodsten . . . 141
Vittrad blodsten . . . 145
Kemiska olikheter mellan malmtyperna . . . 146
Leptit . . . 147
Järnmineralisering i leptit . . . 151
Syenitporfyr . . . 156
Fragmentförande leptit och sericitskiffer . . . 160
Basisk leptit . . . 164
Järnmineralisering i basisk leptit . . . 167
Metabasit . . . 169
Andesinporfyrit . . . 175
Pegmatit . . . 175
Leukodiabas . . . 176
Skapolitomvandlad leptit . . . 177
Kaolinlera . . . 183
Leveäniemi . . . 184
Malm och malmbreccia . . . 184
Bergarter . . . 187
Tansari . . . 189
Läge, form etc. . . . 189
Malmbreccia . . . 192
Syenitporfyr . . . 194
Kvartsförande porfyr . . . 196
Gabbro . . . 198
Metabasit . . . 198
c. Järnmalmer i Svappavaaragruppen . . . 198
Alpha . . . 198
Kiilavaara . . . 200
Kulleri . . . 201
d. Järnmalm i biotitgnejs . . . 202
Koivujärvi . . . 202
XI. Geokemiska undersökningar av järnmalmerna i Svappavaarafältet . . . 204
1. Inledning . . . 204
2. Geokemiska bestämningar . . . 209
3. Sammanfattning . . . 215
XII. Cellkonstanten för magnetit och hämatit i järnmalmerna i Svappavaarafältet . 221
XIII. Järnmalmer i Norrbottens län . . . 223
1. Översikt . . . 223
2. Apatitjärnmalmer . . . 223
a. Allmänna förhållanden . . . 223
b. Bildningssätt . . . 224
c. Fosforhalt . . . 226
d. Titanhalt . . . 231
3. Skarnjärnmalmer . . . 235
4. Skiktade, vanligen kvartsrika järnmalmer . . . 236
5. Bildningssättet för skarnjärnmalmer och skiktade malmer . . . 237

XIV. Ursprunget av järnmalmerna i Svappavaarafältet 241
XV. Metasomatiska omvandlingar i järnmalmerna i Norrbottens län 247
1. Allmänna förhållanden 247
2. Gruvberget 247
3. Leveäniemi 249
4. Ainasjärvi 250
5. Undre Haukiserien 251
6. Kuosatjvare 255
7. Malmberget 256
8. Tjaskajåkk 258
9. Förhållandet mellan magnetit och hämatit 259
XVI. Summary: Geology and ores of the Svappavaara area, Northern Sweden. . . . 264
XVII. Litteraturförteckning 276

I. Abstract

GEOLOGY AND ORES OF THE SVAPPAVAARA AREA, NORTHERN SWEDEN

This paper deals with the geology and ores of the Svappavaara area, Northern Lappland, Norrbotten county. The bedrock consists entirely of Pre-Cambrian (Archean) rocks which include both supracrustal and intrusive types. The supracrustal rocks are divided into two main units: a) the porphyry-leptite group, which contains intermediate and basic volcanics and b) the Svappavaara group, which contains basic volcanics with graphite-bearing schists, quartzites and calcareous sediments. The intrusive rocks include andesine porphyrite, gabbro, granodiorite and granite.

Petrographic descriptions and chemical analyses of the rocks are given. Alterations in the bedrock (sericitization, scapolitization, albitization and kaolinization) are described. The age sequence for the rocks and the tectonic features are dealt with.

In the supracrustal rocks occur small sulphide mineralizations. Some occur in association with the scapolitization (Gruvberget and Särkirova), others are assemblages of syngenetic origin and are found in the Svappavaara group (Isovainio, Kiilavaara and Puttjala).

In the porphyry-leptite group occur the apatite iron ores Gruvberget, Leveäniemi and Tansari which have a magmatic origin, and the Ainasjärvi iron ore which is considered metasomatic. In the Svappavaara group occur the skarn iron ores Alpha, Kiilavaara and Kulleri, and at Koivujärvi a skarn iron ore in biotite gneiss.. These ores are syngenetic.

The iron ores have been investigated spectrochemically for the elements V, Cr, Co, Ni, Ti and Mn. Determinations of the lattice constants of magnetite and hematite in some of the ores are given.

The apatite iron ores of Norrbotten county have been divided according to their mode of appearance into a) tabular ores and b) breccia ores. The tabular ores generally contain a higher grade of phosphorus and a lower grade of titanium than the breccia ores. In the Svappavaara area the tabular type is represented by Gruvberget and the breccia type by Leveäniemi and Tansari.

In some iron ores of Norrbotten county, almost exclusively in the apatitic ones, there exists a spatial relationship between the occurrence of hematite in the ore and a metasomatic alteration of the wallrock. The last mentioned is characterized by the formation of sericite and quartz and more rarely by calcite, chlorite and sillimanite. In some deposits it is possible to demonstrate that hematite is later than magnetite and that there is a gradual transition between magnetite ore and hematite ore. This indicates that hematite is formed from magnetite. As the occurrence of hematite is connected with sericite-quartz-bearing rocks it is probable that the alteration of wallrock and the formation of hematite from magnetite in the ore belong to the same metasomatic process. The strong oxidation effect of this alteration is shown by the change of magnetite and by the fact that the degree of oxidation in the altered wallrock throughout is high and that sulphur in the process has been deposited as sulphate (barite) and not as sulphide. Examples of this alteration are found in Gruvberget, Leveäniemi, Ainasjärvi, Malmberget (Gällivare), Kuosatjvare, Tjaskajåkk and in the ores in the Lower Hauki series.

II. Förord

Föreliggande publikation är resultatet av de undersökningar, som författaren sedan 1957 bedrivit i Svappavaarafältet. Nämnda år började Sveriges geologiska undersökning med medel från Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag prospekteringsarbeten på järnmalmerna i detta område. Arbetena, som i huvudsak var begränsade till själva malmförekomsterna, avslutades 1963. Sedan 1962 har vidare Sveriges geologiska undersökning med egna medel utfört geologiska karteringar utanför malmerna.

I samband med prospekteringsarbetena och den regionala karteringen har en mångfald upplysningar och problemställningar rörande malmerna och berggrunden inom området framkommit, vilka jag sökt sammanställa i det här presenterade arbetet. Uppgiften hade icke varit möjlig att genomföra utan bistånd från ett stort antal personer, och det är därför mig en angenäm plikt att få framföra mitt tack för den hjälp jag erhållit.

Till förre överdirektören, professor N. H. Magnusson och generaldirektör K. A. Lindbergson vill jag rikta mitt varma tack för det intresse de visat för arbetet och för att jag vid sidan av min ordinarie verksamhet erhållit tillfälle att ägna mig åt denna så petrologiskt och malmgenetiskt intressanta arbetsuppgift.

Till docent O. Brotzen, professor S. Gavelin, professor P. Geijer, docent P. H. Lundegårdh och professor O. Ödman, vilka haft vänligheten att granska manuskriptet och genom kritiska anmärkningar bidragit till att förbättra detta, framför jag mitt innerliga tack.

I största tacksamhetsskuld står jag till docent G. Kautsky, som genom stimulerande diskussioner, delvis i fält, gett mig värdefulla synpunkter och uppslag under arbetets gång. Hans aktiva stöd har varit synnerligen betydelsefullt och medverkat till att detta arbete vuxit fram.

Till de kolleger vid Malmbyrån vid Sveriges geologiska undersökning, som har sina arbetsuppgifter förlagda till Norrbotten, vill jag rikta ett varmt tack. Särskilt med fil. kand. B. Eriksson, fil. kand. U. Hallgren, fil. lic. B. Lundberg, fil. lic. G. Nilsson, fil. lic. J. Offerberg, dr philos. P. Padget och fil. lic. T. Parák har jag haft fruktbärande meningsutbyten. Dr Padget har vidare granskat den engelska texten. Till byråingenjör A. Theolin vill jag framföra mitt speciella tack för hans beredvillighet att ställa sina ingående kunskaper rörande de geologiska förhållandena i Svappavaarafältet till mitt förfogande. Geologerna S. Henriksen och L. Lindblom har deltagit i karteringen och hjälpt mig vid bearbetningen av undersökningsmaterialet, främst ifråga om mikroskopiska bestämningar och utvärdering av kemiska analyser. Den geologiska kartbilden över Svappavaarafältet är delvis grundad på geofysiskt underlag och utan den välvilliga hjälp vid tolkningen av detta, som jag erhållit av Ph. D. J. Cornwell, mag. scient. J. Espersen och fil. dr S. Werner, skulle den föreliggande kartbilden icke kunnat presterats.

Ett värdefullt stöd för mina forskningar har det kemiska laboratoriet vid Sveriges geologiska undersökning varit, och jag är fil. lic. Ann Marie Asklund, fil. lic. A. Danielsson och fil. mag. B. Rönnholm stor tack skyldig för det aktiva bistånd de lämnat. Av Ph. D. M. McNamara har jag erhållit viktiga synpunkter beträffande vissa mineralogisk-kemiska problem.

Under hela den tid undersökningen pågått har ett intimt samarbete bedrivits med Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Jag framför här mitt tack till bolaget för dess beredvillighet att låta publicera data rörande malmerna i Svappavaarafältet och övriga malmer, som bryts eller undersöks av bolaget. Av geologerna i bolaget, främst fil. lic. S. Ljunggren och fil. lic. P. Forsell, har jag erhållit värdefull hjälp.

Jag är fil. lic. T. Eriksson tack skyldig för inspirerande diskussioner rörande de norrbottniska järnmalmernas genesis.

Vidare står jag i tacksamhetsskuld till:

fru Stina Järnefors för renritningen av planscherna och textfigurerna;

fil. lic. C. Mårtensson, fil. kand. E. Norling och fil. kand. Elise Waláker för tagningen av mikrofotografierna;

samt kartredaktörerna O. Hedbom och R. Hermansson för det kartredaktionella arbetet.

Stockholm i januari 1966.

Rudyard Frietsch

III. Inledning

Svappavaarafältet är beläget inom Kiruna stad i Lapplandsdelen av Norrbottens län, norra Sverige (fig. 1). Den geologiska kartan över fältet (Pl. 1) täcker ett i NV—SÖ utsträckt, cirka 15 km långt och 12 km brett område, vars ungefärliga mittpunkt utgörs av Svappavaara by, som är belägen 42 km ÖSÖ om Kiruna stads centrum. Bykärnan ligger på 67°39′ n. br. och 21°4′ ö. l.

Svappavaarafältet utgör ett av de äldsta gruvdistrikten i Norrbotten, och i området finns såväl sulfidmineraliseringar som järnmalmer. Först utnyttjades sulfidmineraliseringarna. Under 1600-talet upptäcktes och bröts sålunda Gruvberget, förut kallat Svappavaara, på koppar och under 1700-talet även Särkivaara och Kiilavaara. Järnmalmen i Gruvberget, vilken torde ha upptäckts samtidigt med kopparmineraliseringen, har i ringa omfattning brutits i början av 1700-talet. De övriga järnmalmerna i området, nämligen Ainasjärvi, Alpha, Kiilavaara, Kulleri, Leveäniemi och Tansari, påträffades samtliga i slutet av 1800-talet. Områdets malmförekomster har beskrivits i ett flertal publikationer. Sulfidmineraliseringarna har behandlats av Hermelin (1804) Gumælius (1877), Trysén (1877), Svenonius (1900) och Geijer (1918 a, 1924 a) och järnmalmerna av Lundbohm (1892), Petersson (1900, 1908), Stutzer (1907), Lundbohm & Petersson (1910) och Berglund (1924). Några mera omfattande undersökningar av de geologiska förhållandena kring fyndigheterna gjordes dock icke förrän i början av 1940-talet, då Sveriges geologiska undersökning i samband med malmletningsarbeten utförde en detaljkartering. Kartbilden reviderades i samband med länskarteringen, och i Ödman (1957) finns en karta i skalan 1 : 20 000 jämte en kortfattad beskrivning av de geologiska förhållandena.

1957 påbörjade Sveriges geologiska undersökning prospekteringsarbeten av järnmalmerna kring Svappavaara by. Dessa arbeten, som utfördes med medel från Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag och omfattade flygmagnetiska mätningar, geologiska karteringar, markgeofysiska mätningar och diamantbergborrningar, pågick fram till 1963. De geologiska förhållandena undersöktes i första hand i järnmalmsfyndigheterna Gruvberget, Leveäniemi och Tansari, vilka karterades i skalan 1 : 200—1 : 2 000. 1962 begynte Sveriges geologiska undersökning med egna medel en geologisk nykartering av berggrunden utanför dessa malmer, vilket resulterade i föreliggande karta i skalan 1 : 20 000, som täcker ett område av cirka 175 km^2. Underlaget utgjordes av en topografisk detaljkarta i skalan 1 : 10 000. Orienteringen på denna underlättades genom staknätet för de geofysiska markmätningarna.

I kartläggningen har förutom författaren deltagit L. Lindblom, som utfört karteringar i större delen av det ifrågavarande området. Området mellan Svappavaara by och Bergsmannivaara har undersökts och beskrivits av R. Piispanen (Piispanen 1964). Den del av kartan, som ligger N om Torneälven, bygger på

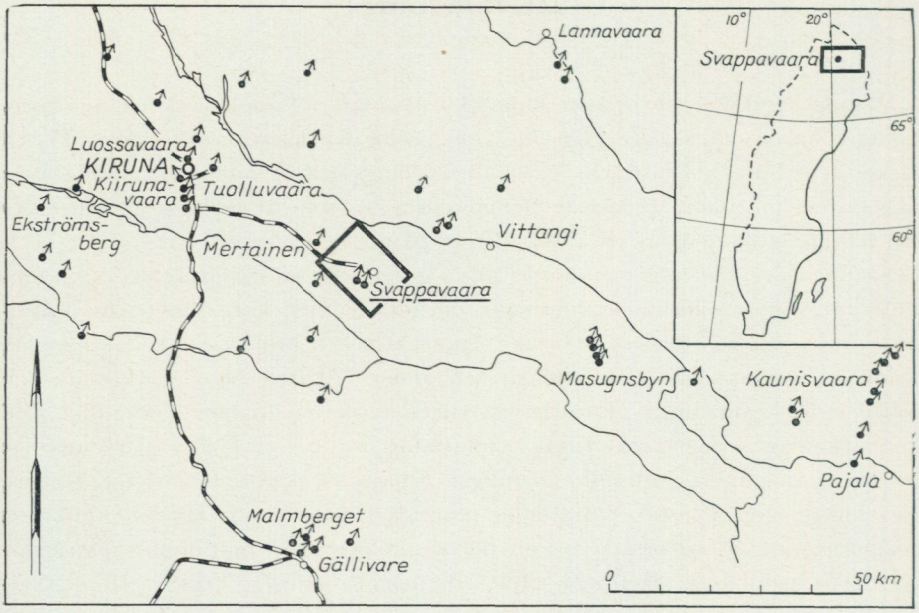


Fig. 1. Karta som visar läget av Svappavaarafältet.
Map showing location of the Svappavaara area.

U. Hallgrens observationer. Över Leveäniemi järnmalm har T. Parák upprättat en detaljkarta (Parák 1965). Vid karteringen av malmerna i Gruvberget och Tansari har S. Henriksen varit mig behjälplig.

Över betydande delar av fältet föreligger elektromagnetiska, magnetiska och gravimetriska kartor i skalan 1 : 2 000. De har förminskats till skalan 1 : 20 000, och med hjälp av dessa kartor har de geologiska gränserna delvis — isynnerhet vad beträffar dåligt blottade områden — uppritats. En kombinerad magnetisk-gravimetrisk karta redovisas i Pl. 2. Vidare har flygmagnetiska kartor i skalan 1 : 20 000 och 1 : 50 000 kommit till användning. Vid tolkningen av de strukturella förhållandena i fältet har vidare flygfotografier i skalan 1 : 20 000 använts.

Ett stort undersökningsmaterial av såväl bergarts- som malmprov föreligger från Svappavaarafältet. Detta material har insamlats dels vid karteringarna under 1940- och 1950-talen, dels vid de efter 1962 bedrivna fältarbetena. Härav har framställts cirka 500 slipprov och 100 polerprov. Ett betydande antal malmanalyser har utförts vid Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolags laboratorium i Kiruna. Ett mindre antal malmprov har blivit föremål för en specialundersökning i det kemiska laboratoriet vid Sveriges geologiska undersökning. Sistnämnda laboratorium har även utfört flertalet av de bergartsanalyser, som redovisas i beskrivningen.

Under hand som prospekteringsarbetena i Svappavaarafältet framskridit, har fortlöpande rapporter rörande resultaten från dessa lämnats till Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Korta sammanfattningar vad beträffar järnmalmerna Gruvberget, Leveäniemi och Tansari finns redovisade i Frietsch (1963). Vidare har en undersökning av en vittringszon i Gruvberget publicerats (Frietsch 1960).

IV. Nomenklatur etc.

1. Vissa termer

Ifråga om de stratigrafiska termerna har använts den nomenklatur, som utarbetats av Internationella geologkongressen 1960 (Hedberg 1961). Endast litostratigrafiska termer har brukats. *Grupp* utgör en samlande beteckning för samhöriga, litologiskt olika enheter, medan *formation* använts som ett underordnat begrepp för ett större och uthålligt lager av en och samma bergart. Äldre, allmänt vedertagna benämningar, i vilka »serie» ingår (t. ex. Undre Haukiserien) har dock bibehållits i sin ursprungliga form.

Struktur har använts för att beskriva makroskopiska och *textur* för mikroskopiska egenskaper hos bergarterna.

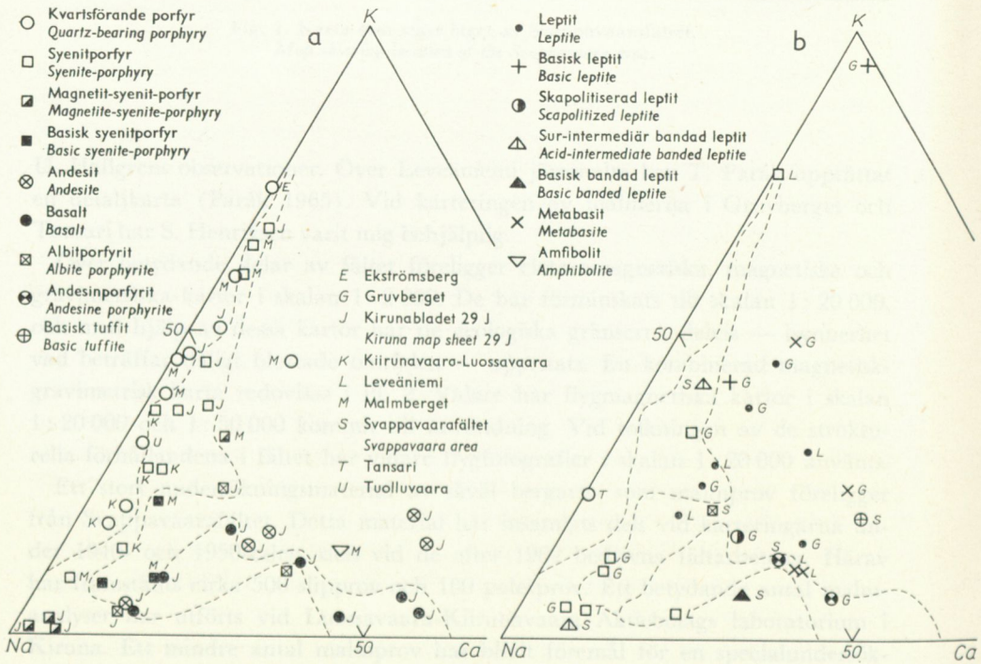


Fig. 2. CaNaK-diagram för vulkaniter (och basiska gångbergarter) i Norrbottens län (a) och Svappavaarafältet (b).
CaNaK-diagram of volcanics (and basic dike rocks) in Norrbotten county (a) and the Svappavaara area (b).

2. Indelning av vulkaniter

Vad de vulkaniska bergarterna beträffar har den av Geijer (1931 a) givna nomenklaturen följts och termerna albitporfyrit, syenitporfyr, albitofyr och kvartsförande porfyr använts. För att skilja de till uppträdandet och åldern olika »porfyriterna» i Svappavaarafältet har jag vidare brukat *andesinporfyrit* för de andesin-hornblände förande bergarter, vilka uppträder som massiv eller gångar i suprakrustalbergarterna, medan benämningen *albitporfyrit* använts för de huvudsakligen albit-biotitförande lavor, som täcker ett betydande område i kartans nordvästra del.

För att kunna jämföra den kemiska sammansättningen av de i Svappavaarafältet uppträdande vulkaniterna (och basiska gångbergarterna) med varandra och med motsvarande bergarter i övriga delar av Norrbotten, har i ett CaNaK-diagram (fig. 2) och QLM-diagram (fig. 3) avsatts 73 bergartsanalyser enligt Burri (1959). Av dessa är 29 från Svappavaarafältet och 44 från övriga delar av

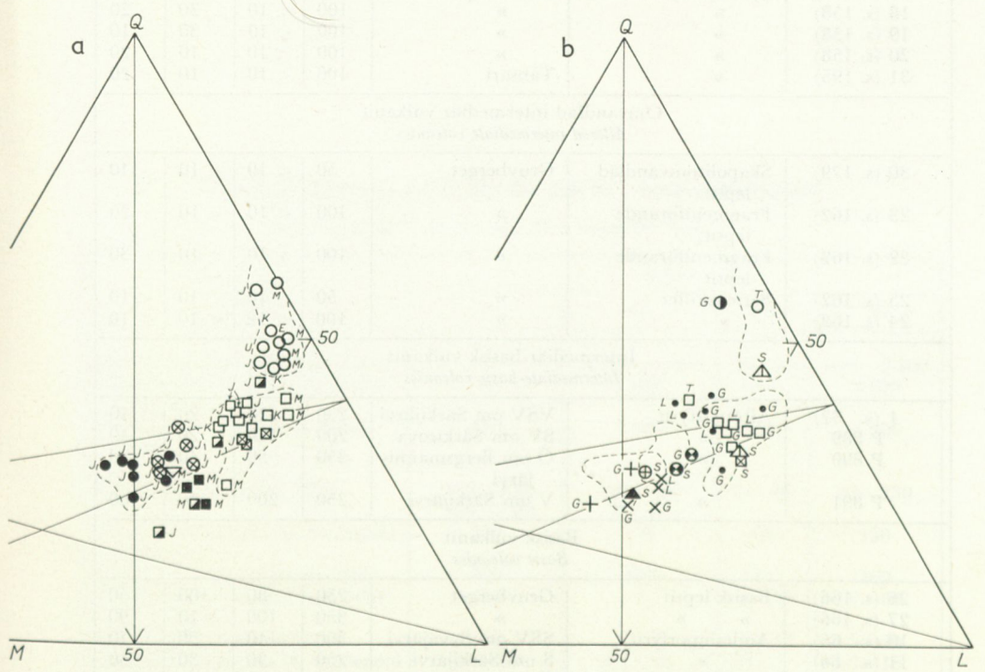


Fig. 3. QLM-diagram för vulkaniter (och basiska gångbergarter) i Norrbottens län (a) och Svappavaarafältet (b). Teckenförklaring se fig. 2.
QLM-diagram of volcanics (and basic dike rocks) in Norrbotten county (a) and the Svappavaara area (b). Legend: see fig. 2.

Tabell 1. Halterna av V, Cr, Co och Ni i bergarterna i Svappavaarafältet

The content of V, Cr, Co and Ni in the rocks of the Svappavaara area

Analytiker: B. Rajandi

Analys[1] *Analysis*	Bergart *Rock type*	Lokal *Locality*	p.p.m. V	Cr	Co	Ni
		Sur vulkanit *Acid volcanics*				
7 (s. 58)	Sur bandad leptit	Ö om Kaisjärvi	50	20	10	10
		Intermediär vulkanit *Intermediate volcanics*				
14 (s. 150)	Leptit	Gruvberget	100	< 10	< 10	< 10
15 (s. 150)	»	»	100	< 10	40	30
16 (s. 150)	»	»	100	< 10	< 10	< 10
17 (s. 150)	»	»	100	10	< 10	50
P 449 (s. 244)	»	Leveäniemi	100	10	< 10	20
P 450 (s. 244)	»	»	150	50	50	30
P 459 (s. 244)	»	»	100	60	40	30
8 (s. 58)	Intermediär bandad leptit	ÖSÖ om Kaisjärvi	100	40	10	20
21 (s. 158)	Syenitporfyr	Gruvberget	150	< 10	10	30
18 (s. 158)	»	»	100	< 10	30	20
19 (s. 158)	»	»	100	< 10	30	< 10
20 (s. 158)	»	»	100	< 10	10	20
31 (s. 195)	»	Tansari	100	< 10	10	20
		Omvandlad intermediär vulkanit *Altered intermediate volcanics*				
30 (s. 179)	Skapolitomvandlad leptit	Gruvberget	50	< 10	< 10	40
23 (s. 162)	Fragmentförande leptit	»	100	< 10	< 10	20
22 (s. 162)	Fragmentförande leptit	»	100	< 10	< 10	30
25 (s. 162)	Sericitskiffer	»	50	10	10	< 10
24 (s. 162)	»	»	100	< 10	< 10	< 10
		Intermediär-basisk vulkanit *Intermediate-basic volcanics*				
1 (s. 32)	Albitporfyrit	VSV om Särkijärvi	250	120	20	40
P 889	»	SV om Särkirova	200	100	20	40
P 890	»	Ö om Bergsmannijärvi	350	50	40	30
P 891	»	V om Särkijärvi	250	200	30	60
		Basisk vulkanit *Basic volcanics*				
26 (s. 166)	Basisk leptit	Gruvberget	250	80	100	50
27 (s. 166)	» »	»	350	100	< 10	90
10 (s. 66)	Andesinporfyrit	SSV om Syväjärvi	300	140	50	70
11 (s. 66)	»	S om Särkijärvi	250	30	30	50
9 (s. 58)	Basisk bandad leptit	Ö om Kaisjärvi	300	30	60	20
2 (s. 36)	Basisk tuffit	Ö om Nykvarnijärvi	450	180	60	180
P 729	» »	» »	300	1 250	50	340
P 730	» »	» »	450	170	40	60

Analys[1] *Analysis*	Bergart *Rock type*	Lokal *Locality*	p.p.m. V	Cr	Co	Ni
		Sedimentbergart *Sedimentary rocks*				
4 (s. 42)	Skapolitfels	N om Sahajärvi	350	350	< 10	< 10
3 (s. 38)	Grafitförande skiffer	SÖ om Kaisjärvi	700	350	10	30
P 727	» »	Ö om Nykvarnijärvi	1 250	320	50	50
P 728	» »	» »	100	20	20	< 10
		Djupbergart, gångbergart *Intrusive rocks, dike rocks*				
12 (s. 73)	Gabbro	Tansari	300	100	50	40
29 (s. 172)	Metabasit	Gruvberget	250	70	40	120

[1] De spektrokemiska bestämningarna har i flertalet fall utförts på samma material som de i texten redovisade kemiska bergartsanalyserna och har sålunda samma nummerbeteckning som dessa. P 449—450 och P 459 är redovisade i Parák (1965) under beteckningen »biotitskiffer». Av P 727—730 och P 889—891 föreligger icke någon kemisk analys.

För analysfelet hänvisas till tabell 31 på s. 205.

Tabell 2. Halterna av V, Cr, Co och Ni i magmabergarter

The content of V, Cr, Co and Ni in magmatic rocks

Bergart *Rock type*	p.p.m. V	Cr	Co	Ni
Ultrabasisk (Goldschmidt 1954)	?	1 000—4 000	90—240	650—3 600
Ultrabasisk (Turekian & Wedepohl 1961)	40	1 600	150	2 000
Ultrabasisk (Hawkes & Webb 1962)	140	2 000	200	1 200
Basisk (Goldschmidt 1954)	150—300/ 100—250[a]	100—400/ 25—80[a]	24—80	47—230
Basaltisk (Turekian & Wedepohl 1961)	250	170	48	130
Basisk (Hawkes & Webb 1962)	200	300	45	160
Intermediär (Goldschmidt 1954)	< 150	?	6—31	< 2—80
Sur (Goldschmidt 1954)	< 100	2—10	4—15	2.5—20
Granitisk (Turekian & Wedepohl 1961)	44—88	4.1—22	1.0—7	4.5—15
Sur (Hawkes & Webb 1962)	40	25	5	8

[a] Gabbro-basalt/diorit-andesit.

Norrbotten[1]. De bägge grupperna har för överskådlighetens skull redovisats var för sig. QLM-diagrammet visar att mellan de olika vulkaniterna i Norrbotten knappast förekommer några skarpa gränser ifråga om sammansättningen; blott mellan syenitporfyr och kvartsförande porfyr samt mellan syenitporfyr och andesit-basalt föreligger mindre områden, som endast täcks av enstaka analyser. Om man frånser dessa mindre luckor bildar bergarterna i diagrammet ett mer eller mindre sammanhängande fält. Att man icke har några skarpa kemiska gränser mellan olika vulkaniska bergarter i Norrbotten har även bekräftats av den nyligen avslutade karteringen av det topografiska bladet 29 J Kiruna. Enligt Offerberg (1965) föreligger analytiska övergångar mellan sura, intermediära och basiska vulkaniter. Trots detta har bergarterna utanför Svappavaarafältet i fig. 2 och 3 uppdelats i fält, omfattande kvartsförande porfyr, syenitporfyr (med albitporfyrit), andesit och basalt. Gränserna är givetvis schematiskt dragna och enbart grundade på en subjektiv bedömning av hur projektionspunkterna fördelar sig. Konfigurationen av fälten har sedan överförts till den del av diagrammen, som omfattar Svappavaaravulkaniterna, och man erhåller därigenom en möjlighet att lättare kunna kemiskt jämföra dessa med de vulkaniska bergarterna i övriga delar av Norrbotten. I samband med beskrivningen av de olika vulkaniterna i Svappavaarafältet kommer de redovisade CaNaK- och QLM-diagrammen att närmare belysas.

3. Halter av V, Cr, Co och Ni i bergarterna

Som ett komplement till de kemiska analyserna av bergarterna i Svappavaarafältet har spektrokemiska bestämningar av V, Cr, Co och Ni utförts. Kännedomen om halten av dessa element, vilka redovisas i tabell 1, har i många fall varit av värde då det gällt att avgöra den ursprungliga karaktären hos bergarterna, isynnerhet vad de magmatiska beträffar. Alltefter surhetsgraden visar de olika fördelning av V, Cr, Co och Ni, varvid de basiska bergarterna håller de högsta halterna. Detta förhållande redovisas i tabell 2. Av tabell 1 framgår att det i Svappavaarafältet råder samstämmighet mellan halterna dels i sura och intermediära vulkaniter, dels i intermediära-basiska och basiska vulkaniter. Av sedimentbergarter och djupbergarter föreligger endast ett mindre antal bestämningar. Fördelningen av V, Cr, Co och Ni i olika bergarter i Svappavaarafältet kommer att belysas närmare i samband med beskrivningen av dessa.

[1] Följande analyser har projicerats i diagrammen. För Svappavaarafältet: 22 analyser redovisade i detta arbete (nr 1—2, 7—11, 14—21 och 27—32) och 7 analyser tagna ur Parák (1965). För övriga delar av Norrbotten: 27 äldre publicerade analyser vilka hämtats ur Bäckström 1898: s. 73, analys 3; Geijer 1910: s. 33, analys 3 och 4; s. 54, analys 11; s. 67, analys 12; s. 132, analys 15 och 16; s. 198, analys 18; s. 200, analys 19; s. 208, analys 20; Geijer 1930: s. 18, analys 3; s. 23, analys 4; s. 25, analys 5, 6 och 7; s. 28, analys 8; Geijer 1931 a: s. 182, analys 32; Högbom 1910: s. 569, analys 1, 4, 5, 7 och 11; Lundbohm 1910: s. 787, analys 20 och 21; Sundius 1915: s. 63, analys 3 och 5; Sundius 1930: s. 6, analys 5. Vidare har 17 analyser tagits ur Offerberg (1965), nämligen 2 basalter, 5 andesiter, 3 albitporfyriter, 4 syenitporfyrer, 2 magnetitsyenit-porfyrer och 1 kvartsförande porfyr.

4. Optiska bestämningar

Bestämningar av plagioklasens sammansättning har delvis utförts på universalbord genom mätning av maximala utsläckningen i zonen vinkelrätt mot (010). Skapolitens ljusbrytningsindices har bestämts med immersionsvätskor. De volumetriska mätningarna har utförts med point-counteranalys. I samband med bergartsbeskrivningen har följande relativa begrepp använts för att ange mängden av de ingående mineralen (ungefärliga värden i volymprocent): dominerande mineral eller huvudmineral > 30, underordnade mineral 10—30, mineral i liten mängd 1—10 och accessoriska mineral < 1. För de sammansättningar, som anges för de kemiskt analyserade bergarterna, har begreppen »underordnade mineral» och »mineral i liten mängd» sammanslagits under den förstnämnda termen.

V. Morfologi

Landskapet i det kartlagda området består omväxlande av skogklädda höjder och låglänta, delvis myrtäckta områden. Inom begränsade delar, som mellan Sahajärvi och Pikku Luongasjärvi samt från området S om Tansari järnmalm och vidare mot NÖ fram till den vinkelformade omböjningen i Liukattijoki, föreligger plana, sandtäckta hedområden. Terrängen sänker sig sakta från S mot N; i S ligger den på en höjd av cirka 350 m (över havet), för att vid Torneälven ha en höjd av 290 m. De högst belägna delarna i Svappavaarafältet ligger längst i S, här finns Iso Mitasvaara (560 m), som utgör områdets enda kalfjäll; Kulleri (485 m) och med detta sammanhängande Isopalo (440 m). Dessa höjder intas av granit-biotitgnejsterränger. N om Isopalo, skilt från detta genom en mindre, i Ö—V gående sänka, ligger Gruvberget (430 m) och Danelivaara (440 m), i vilka huvudsakligen leptiter anstår. ÖSÖ om Svappavaara by ligger Kiilavaara (445 m) med kvartsitsandsten och granodiorit. Från Kiilavaara mot NV över bykärnan fram till Bergsmannivaara sträcker sig på en bredd av cirka 1 km ett delvis småkuperat område som täcker den centrala delen av kartan. I detta område, som begränsas i S av en linje genom sjöarna Sahajärvi (333 m), Hyttyjärvi (321 m), Nykvarnijärvi (321 m) och Kivisalmi (320 m) samt i N av en linje genom sjöarna Pikku Luongasjärvi (326 m) och Kaisjärvi (318 m), anstår vulkanit-sedimentbergarter, som i den mittersta delen av stråket delvis höjer sig 30—40 m över sjöarnas nivå. N om detta område förekommer en mindre höjd, nämligen Kaisvaara (365 m) med gabbro. I norra delen av Svappavaarafältet finns två höjdområden i vilka albitporfyriter anstår: Bergsmannivaara, som sträcker sig från Bergsmannijärvi cirka 3.5 km österut och vars högsta punkt ligger på 405 meters höjd, samt det NV om Särkijärvi belägna Särkirova (380 m).

VI. Översikt av berggrunden och det geologiska händelseförloppet

I Svappavaarafältet täcker äldre suprakrustalbergarter och yngre djupbergarter ungefär lika stora ytor. Samtliga bergarter tillhör urberget. Åldersföljden mellan dessa återges i schemat i tabell 3.

Bland suprakrustalbergarterna dominerar intermediära-basiska och intermediära vulkaniter. Betydande områden intas av albitporfyriter och leptiter av syenitporfyrisk sammansättning. I dessa bergarter förekommer helt underordnat inlagringar av albitofyrer och syenitporfyrer. Mindre områden täcks av andesinporfyriter och sura till basiska, bandade leptiter. En icke obetydlig yta intas av vulkanit-sedimentbergarter, bland vilka basiska tuffiter dominerar. Underordnat förekommer inslag av grafitförande skiffrar, kvartsiter och kalkiga sediment. Slutligen må nämnas kvartsitsandstenar, som bildar ett par spridda förekomster av varierande omfattning. Till djupbergarterna hör gabbro med syenit-granitgångar, granodiorit och Linagranit. I den sistnämnda finns biotitgnejser av icke känt ursprung.

Ödman (1957) uppdelar urberget i Norrbotten i två cykler: en äldre svionisk och en yngre karelsk. På kartan över Svappavaarafältet och i beskrivningen till denna hänförs vulkaniterna (leptiterna och albitporfyriterna) till svionium, och Ödman anser att de eventuellt utgör underlaget till vulkanit-sedimentbergarterna, vilka räknas till den karelska cykeln (lapponium). Mellan de två bergartsassociationerna förmodar han en stratigrafisk diskordans. Förhållandet mellan kvartsitsandstenen, vilken även ansetts vara av karelsk (lapponisk) ålder, och vulkanit-sedimentbergarterna är enligt Ödman icke helt klart, men det antyds att kvartsitsandstenen möjligen bildar en synklinal med vulkanit-sedimentbergarterna i kärnan.

En uppdelning i svioniska och karelska bergarter kommer icke att göras i denna beskrivning. Orsaken därtill är följande. Den föreliggande kartan över Svappavaarafältet täcker ett så begränsat område att några mera vittgående stratigrafiska slutsatser icke kan dras av denna. Typiska bergartsassociationer för bägge cyklerna finns närvarande, men några fältgeologiska iakttagelser, som tyder på att man inom området har en betydande hiatus, föreligger icke. Vidare visar den nyligen avslutade karteringen av det topografiska bladet 29 J Kiruna, att en uppdelning av bergarterna i dels svioniska, dels karelska åtminstone delvis är svår att genomföra. Enligt Offerberg (1965) kan man för suprakrustalbergarterna ange följande grovt tecknade stratigrafiska schema: (äldst) andesiter och basaltiska, delvis spilitiska grönstenar med inslag av mera saliska porfyrer — sediment (tuffiter, skiffrar och konglomerat) — kvartsförande porfyrer och syenitporfyrer med inslag av intermediära vulkaniter och mera sällan av basiska vulkaniter och sediment — basaltiska grönstenar — sandstenar (yngst). De stratigrafiska förhållan-

Tabell 3. Den geologiska utvecklingen och åldersföljden mellan bergarterna i Svappavaarafältet

(Kvartär)

Ytlig vittring med bildning av kaolinlera, vittrad blodsten och sekundära kopparmineral (samtliga i Gruvberget) samt gossan (i Svappavaaragruppen)

Förkastningar. Fragmentförande blodsten (i Gruvberget)

Linagranit med pegmatit. Bildning av biotitgnejs

Skapolitisering, delvis med bildning av sulfidmineral

Metabasit

Förkastningar. Lokal tektonisering av leptit och albitporfyrit

Metasomatisk omvandling av järnmalmerna i porfyr-leptitgruppen: oxidation av magnetit till hämatit och sericitisering (i Leveäniemi delvis kaolinisering) av sidostenen

Veckning. Intrusion av andesinporfyrit, granodiorit och gabbro (med syenit-granit)

Sur-basisk bandad leptit

Kvartsitsandsten

Porfyr-leptitgruppen	Kvartsförande porfyr Apatitjärnmalm Leptit med basisk leptit och syenitporfyr. Albitporfyrit med albitofyr och syenitporfyr	Svappavaaragruppen	Basisk tuffit med inslag av grafitförande skiffer, biotitrik kvartsit, märgelsediment (skapolitfels), kiselsyrarika, kalkiga sediment (amfibolskiffer) och kalksten. Skarnjärnmalm

dena är emellertid betydligt mera komplicerade än vad som antyds av detta schema. Av detta framgår dock att basaltiska grönstenar, som enligt Ödman räknas till de karelska bergarterna (lapponium), uppträder på flera nivåer och att det sålunda icke är möjligt att petrografiskt skilja de grönstenar, som uppträder under porfyrerna, från dem som uppträder över porfyrerna. Några bevis för mera betydande diskordanser har icke kunnat framläggas, och samtliga suprakrustalbergarter kunna därför tillhöra en och samma cykel.

De hittills föreliggande resultaten från den nyligen påbörjade karteringen av det topografiska bladet 29 K Vittangi, inom vilket Svappavaarafältet ligger, tyder i stort sett på samma stratigrafiska succession som på Kirunabladet. Sålunda uppträder här basaltiska grönstenar och sediment relativt lågt i lagerföljden. De överlagras av basiska till intermediära vulkaniter. Ej heller på detta blad har tills vidare något belägg för mera betydande diskordanser kunnat presteras.

Det bör vidare framhållas att man bland geologerna i Finland, varifrån uppdelningen i svioniska (svekofenniska) och karelska (karelidiska) bergarter härstammar, icke längre finner denna uppdelning vara fullt entydig, utan att man åtminstone delvis anser att endast en cykel föreligger (Metzger 1959, Simonen 1960 a och 1960 b, T. Mikkola 1961).

En betydande del av Svappavaarafältet, täckande i huvudsak den västra hälften av kartan, intas av albitporfyriter med inlagringar av albitofyrer och syenitporfyrer samt av leptiter av syenitporfyrisk sammansättning med inlagringar av basiska leptiter och syenitporfyrer. Dessa bergarter anses vara bildade genom samma magmatiska verksamhet och har sammanförts under benämningen *porfyr-leptitgruppen.*

Albitporfyriterna, som sträcker sig från Pyklesvuoma i S till Torneälven i N, är ställvis mandelförande och består av albit (i ringa omfattning oligoklas eller andesin) och biotit. Lokalt förekommer även amfibolförande former. I albitporfyriterna föreligger ett flertal inlagringar av albitofyrer och syenitporfyrer, vilka utgörs av albitrika bergarter med varierande, vanligen relativt låg halt av mörka mineral. Järnmalmer uppträder vid Tansari och Ainasjärvi. I förstnämnda fyndighet utgörs sidostenen av syenitporfyr. I båda fyndigheterna förekommer en kvartsförande porfyr, som troligen har ett gångformigt uppträdande.

Leptiterna, som anstår kring järnmalmerna i Gruvberget och Leveäniemi samt i området N om fyndigheterna, består av albit-oligoklas (mindre ofta oligoklas eller andesin), mikroklin, kvarts och biotit. Leptiterna kring Leveäniemi avviker från de övriga inom området genom en högre halt av biotit. I bägge fyndigheterna förekommer smala inlagringar av albitrika syenitporfyrer. V och N om Gruvberget och i ringa omfattning mellan denna fyndighet och Leveäniemi uppträder inlagringar av kraftigt förskiffrade, basiska leptiter, som består av biotit som dominerande mineral. Vidare ingår mikroklin, albit-oligoklas, klorit och tremolit-aktinolit. Troligen representerar dessa leptiter omvandlade basiska lavabergarter. S om Leveäniemi förekommer i leptiterna ett konglomerat med begränsad utbredning. Fragmenten består huvudsakligen av leptitiska bergarter. Konglomeratet torde icke representera någon större diskordans utan är mera att betrakta som en intraformationell bildning i leptiterna.

Porfyr-leptitgruppen begränsas mot NÖ av *Svappavaaragruppen,* som bildar ett stråk från Sahajärvi över Svappavaara by i nordvästlig riktning fram till Bergsmannivaara, varifrån det böjer av mot NÖ för att fortsätta vidare mot Torneälven. Svappavaaragruppen uppbyggs huvudsakligen av basiska tuffiter; underordnat förekommer grafitförande skiffrar, biotitrika kvartsiter, skapolitfelser, amfibolskiffrar och kalkstenar. Tuffiterna, som håller tremolit-aktinolit, albit och biotit, har en kemisk sammansättning, som visar att ursprungsmaterialet utgörs av basiska vulkaniter. Skapolitfelserna, som består av skapolit (dipyr eller sällsynt mizzonit) jämte diopsid, tremolit-aktinolit och biotit, uppfattas som märgliga sediment, i vilka primära karbonat- och lermineral bildat skapolit. Likaledes tolkas de grafitförande skiffrar, vilka håller en betydande skapolithalt, som kalkhaltiga sapropelsediment. Amfibolskiffrarna vilka huvudsakligen består av tremolit-aktinolit, uppfattas som kiselsyrarika, kalkiga sediment. I anslutning till kalkstenarna förekommer i obetydlig omfattning amfibol- och pyroxenskarn, som delvis håller inlagringar av jaspiskvartsiter, vilka sannolikt representerar kemiska

sediment. Likaledes anslutna till kalkstenar är skarnjärnmalmerna Alpha, Kiilavaara och Kulleri.

Porfyr-leptitgruppen och Svappavaaragruppen torde ha samma ålder men representera olika faciell utbildning. Denna uppfattning grundar sig på följande iakttagelser. V om järnmalmen i Leveäniemi förekommer i leptiterna en mindre inlagring av skapolitfels associerad med kalksten. Såväl skapolitfelsen som kalkstenen har samma petrografiska karaktär som motsvarande bergarter i Svappavaaragruppen. Skapolitfelsen uppfattas även i detta fall som ett omvandlat kalkigt lersediment, i vilket karbonat- och lermineralen bildat skapolit. Att ett kalkigt ursprungsmaterial föreligger visas även av att bergarten uppträder i anslutning till kalksten. Vidare har i leptiterna S om Hyttyjärvi en smal inlagring av kalksten påträffats. Följaktligen torde samtidigt med den vulkaniska verksamhet, som gett upphov till leptiterna, en obetydlig avsättning av märgelsediment och kalkstenar ha ägt rum. Då liknande sediment uppträder i Svappavaaragruppen, kan man därför förmoda att denna och porfyr-leptitgruppens bergarter är likåldriga men bildade under olika betingelser. Därvid skulle porfyr-leptitgruppen kunna tänkas representera terrestrisk facies och Svappavaaragruppen akvatisk facies. Att inom området en skarp gräns föreligger mellan dessa facies beror, åtminstone delvis, på tektoniska orsaker; sålunda utgörs gränsen till en betydande del av dislokationer.

Ö om Svappavaaragruppen uppträder kring Kiilavaara ett i Ö—V gående stråk av kvartsitsandsten. Gränsen i N mot gabbron utgörs av en förkastning. Diagonalskiktningar visar att kvartsitsandstenen blir yngre mot S och då skiktytorna delvis stupar brant mot N är lagerserien något överstjälpt. Vid Makkarajoki, SÖ om Kaisjärvi och vid Torneälven förekommer kvartsitsandstenar av relativt blygsam omfattning. De är delvis eller helt begränsade av förkastningar. Kontakten mot omgivande bergarter är endast blottad vid Kiilavaara. Kvartsitsandstenen begränsas här i V av den till Svappavaaragruppen hörande biotitrika kvartsiten. Kontakten stryker i ÖNÖ-lig riktning och står vertikalt eller brant mot N. En *graded bedding* i kvartsiten visar liksom diagonalskiktningarna i kvartsitsandstenen, att bergarterna blir yngre mot S, vilket innebär att kvartsitsandstenen överlagrar Svappavaaragruppen och sålunda är yngre än denna. Om någon större åldersskillnad föreligger kan icke avgöras.

Svappavaaragruppen och kvartsitsandstenen SÖ om Kaisjärvi överlagras i Ö av ett smalt stråk av bandade leptiter, som från Pikku Luongasjärvi sträcker sig i NV-lig riktning till Liukattijoki varifrån det stryker mot NÖ. I stråket uppträder såväl sura till intermediära som basiska leptiter. De förstnämnda, som består av albit, mikroklin, amfibol (hornblände eller tremolit-aktinolit), kvarts och biotit, har en sammansättning som motsvarar en kvartsförande porfyr eller syenitporfyr. De basiska leptiterna, som intar den nordöstra delen av stråket mellan Pikku Luongasjärvi och Liukattijoki, består av andesin, hornblände, diopsid och biotit och har närmast andesitisk-basaltisk sammansättning. I leptiterna förekommer

lokalt fragmentförande bildningar, vilka tolkats som intraformationella konglomerat. I en del fall kan man dock icke utesluta att de kan ha ett tektoniskt ursprung.

Yngre än suprakrustalbergarterna är andesinporfyrit, granodiorit och gabbro samt med den sistnämnda samhörig syenit och granit, vilka samtliga inträngde i samband med den regionala veckningen av berggrunden i Svappavaarafältet. De är äldre än den regionala förskiffringen och uppträder oftast parallellt med lagringen i omgivande bergarter.

Andesinporfyriterna karakteriseras av mineralassociationen andesin, hornblände och biotit; mindre ofta ingår diopsid. De bildar smärre massiv dels i leptiterna NV om Gruvberget, dels i eller i anslutning till Svappavaaragruppen SSV om Särkijärvi och S om Sahajärvi. Vidare förekommer andesinporfyriter i form av smala gångar rikligt i de bandade leptiterna och i ringa omfattning i den södra delen av Svappavaaragruppen. Att andesinporfyriterna uppfattats som intrusiva bildningar i suprakrustalbergarterna och icke bildade samtidigt med dessa är främst beroende på förekomsten av gångarna i Svappavaaragruppen och de bandade leptiterna. Vidare är det sannolikt att porfyritmassivet SÖ om Bergsmannivaara i omböjningen av Svappavaaragruppens bergarter är yngre än dessa och de bandade leptiterna. I alla händelser är porfyriten här intrusiv i stråket med bandade leptiter.

NÖ om Svappavaara by intas ett betydande område av gabbro, som består av andesin och hornblände jämte något klinopyroxen. Den håller ett flertal gångformiga kroppar av en finkornig, mikroklin-plagioklasförande syenit, vilken genom ökning av kvartshalten övergår i granit med helt ringa omfattning. Gångarna har delvis en relativt betydande bredd. Gabbron, syeniten och graniten tillhör troligen samma magmatiska svit. Graniten är dock yngst och genomsätter gabbron. I de bandade leptiterna SV om gabbron förekommer ett fåtal smala gångar av samma syenit-granit. Gångarna i såväl gabbron som leptiterna följer inom detta område den allmänna strykningsriktningen i NV—SÖ; dessutom är orienteringarna av förskiffring och stänglighet i samtliga här nämnda bergarter ungefär desamma, vilket visar att de undergått samma tektoniska deformation.

En andesin-hornbländeförande gabbro uppträder vidare i den västra delen av Svappavaarafältet, där den begränsar albitporfyriterna mot V och S. Gabbrons relation till porfyriterna är icke känd, men förhållandena vid Tansari järnmalmsfyndighet visar att gabbron med all sannolikhet är yngre än den med albitporfyriterna samhöriga syenitporfyren.

I kvartsitsandstenen vid Kiilavaara förekommer en granodiorit som till sitt uppträdande är en synkinematisk intrusion. Dess relation till gabbron i N är icke känd.

Efter den regionala veckningen är i Svappavaarafältet en förkastningstektonik påvisbar, som bl. a. påverkade malmerna i Gruvberget och Leveäniemi. Troligen i samband med förkastningarna uppkrossades och förskiffrades leptiterna lokalt.

Genom metasomatiska processer ägde i de tektoniserade leptiterna en mineralnybildning rum och de omvandlades i sericitförande bergarter. En liknande företeelse är vidare känd i området S om Ainasjärvi, där i albitporfyriten genom uppkrossning och tektonisering bildats en breccia, i vilken fragmenten omvandlats och hopkittats metasomatiskt. Intill breccian är albitporfyriten lokalt sericitomvandlad.

Samhörig med sericitiseringen är omvandlingen av magnetit till hämatit i malmen i Ainasjärvi, Gruvberget och Leveäniemi. I dessa fyndigheter råder ett mer eller mindre utpräglat rymdmässigt samband mellan sericitbergarter och hämatit. Det är troligt att bildningen av sericitbergarterna och omvandlingen av magnetit till hämatit skett genom samma metasomatiska process.

Från Gruvberget och Leveäniemi kan visas att Linagraniten är yngre än sericitiseringen. Likaledes yngre än sericitiseringen är de smala metabasitgångar, som i ett stort antal förekommer i och intill malmerna i Gruvberget och Leveäniemi. Enstaka sådana gångar uppträder även i Tansarimalmen. Metabasiterna, vilka tolkats som omvandlade basiska gångbergartsfyllnader i spricksystem, består i sin nuvarande mineraldräkt av skapolit (dipyr), biotit och hornblände. Gångarna genomsätter porfyr-leptitgruppens bergarter (leptiter i Gruvberget och Leveäniemi samt syenitporfyr i Tansari). På Gruvberget följer metabasiterna delvis förkastningarna, som rubbat malmen, och bör således vara samtidiga med eller yngre än dessa. Från Leveäniemi kan visas att de är yngre än sericitomvandlingen men äldre än Linagraniten och dess pegmatit. Det sistnämnda förhållandet har även iakttagits i Gruvberget.

Den södra delen av det karterade området intas av Linagranit och med den samhörig pegmatit. Graniten, som mestadels är grovkornig med skriftgranitisk struktur, består av mikroklin, plagioklas och kvarts. Mellan granit och pegmatit finns icke några skarpa gränser utan båda bergarterna övergår i varandra. I detta granit-pegmatitområde finns relativt rikligt med biotitgnejser, vilka i huvudsak består av biotit, kvarts och oligoklas. I helt ringa omfattning förekommer amfibolförande gnejser. Ursprunget av gnejserna är icke känt. Linagraniten utgör till uppträdandet en senkinematisk intrusion. Den har setts genomsätta leptit, kvartsitsandsten, gabbro, granodiorit, sericitskiffer och metabasit.

Den regionala skapolitiseringen av Svappavaarafältets bergarter är knuten till en metasomatisk aktivitet, som troligen ägde rum i samband med Linagranitens framträngande. Denna process har satt sin prägel på hela fältet, och skapolit uppträder i de flesta bergarter, i betydande mängd i skapolitfels, grafitförande skiffer, metabasit och lokalt i leptiten i Gruvberget.

Intill de förkastningar, som slår igenom Svappavaarafältet, förekommer flerstädes i de basiska vulkaniterna i porfyr-leptitgruppen och Svappavaaragruppen smala leukodiabaser, vilka består av albit jämte något tremolit-aktinolit och karbonat. I ringa omfattning uppträder leukodiabaser även i andesinporfyrit och gabbro. Mestadels är leukodiabasernas relation till sidostenen icke känd, men i

de få fall där kontaktförhållandena kunnat studeras tyder dessa på att leukodiabaserna bildats genom metasomatisk omvandling av sidostenen.

Som en bildning yngre än Linagraniten förekommer i Gruvberget i anslutning till en nord—sydlig tektonisk zon, längs järnmalmens östra sida, en fragmentförande blodsten, vars unga ålder framgår av att den innehåller pegmatitfragment. Anslutna till samma tektoniska zon är vidare den kaolinlera och vittrade blodsten, som uppträder inom ett mycket begränsat område av fyndigheten. Dessa har bildats genom att leptiten och blodstenen påverkats av från dagen kommande lösningar. Omvandlingen är äldre än den senaste istiden. Samtidig med denna vittring är sannolikt den sekundära omvandling, som träffat delar av den i Gruvberget förekommande sulfidmineraliseringen. Av samma ålder torde den vittring vara, som gett upphov till de helt obetydliga gossanbildningar, vilka påträffats i Svappavaaragruppens bergarter.

I Svappavaarafältet förekommer såväl apatitjärnmalmer som skarnjärnmalmer. Apatitjärnmalmerna uppträder i porfyr-leptitgruppens bergarter. Hit hör de ekonomiskt betydelsefulla malmerna Leveäniemi och Gruvberget, vilkas sidosten utgörs av leptiter, och den obetydliga malmen vid Tansari, vilken uppträder i en syenitporfyr. Dessa malmer har ett intrusivt uppträdande gentemot sidostenen. I Leveäniemi och Gruvberget föreligger såväl svartmalm som blodsten och i Tansari enbart svartmalm. I porfyr-leptitgruppen förekommer vidare den från apatitmalmerna avvikande malmen i Ainasjärvi, som utgör en obetydlig förekomst: i mellanmassan i en breccia i albitporfyriterna ingår här små mängder magnetit och hämatit. Skarnmalmerna bildar likaledes små förekomster, i vilka enbart svartmalm ingår. Fyndigheterna Alpha, Kiilavaara och Kulleri uppträder i Svappavaaragruppen i anslutning till kalkstenar, och Koivujärvi ligger i biotitgnejs.

Inom området finns ett flertal sulfidmineraliseringar, av vilka en del tidigare varit föremål för brytning men nu saknar ekonomiskt intresse. I Gruvberget förekommer i den skapolitomvandlade leptiten små mängder kopparkis och bornit jämte sekundära kopparmineral. I Särkivaara uppträder i Svappavaaragruppen en smal inlagring av skapolitfels, som håller något pyrit, kopparkis och molybdenglans. I båda förekomsterna står sulfidbildningen i samband med skapolitiseringen. I Kiilavaara och Puttjala förekommer i en grafitförande skiffer i Svappavaaragruppen små ansamlingar av magnetkis. I den förstnämnda fyndigheten ingår vidare något zinkblände och blyglans. Vid Isovainio föreligger, likaledes i Svappavaaragruppen, i ett skarn en helt obetydlig mineralisering bestående huvudsakligen av pyrit.

VII. Tektonik

Kartbilden domineras av ett paket suprakrustalbergarter, vilka i stort sett stupar mot NÖ. Lagerföljden blir följaktligen yngre och yngre i denna riktning. Suprakrustalbergarterna smyger runt det gabbromassiv, som är beläget NÖ om Svappavaara by. Mot V och S begränsas de av gabbro och Linagranit. I denna huvudstruktur kan mindre deformationer påvisas. Kring Gruvberget och Leveäniemi bildar sålunda leptiterna synklinaler (se Pl. 3), i vilka veckaxlarna stupar mot N till NÖ. Järnmalmerna ligger i kärnan av dessa synklinaler. Gruvbergsmalmen ligger i den västliga leptitsynklinalen. Genom borrningen har man kunnat fastställa att malmen, vilken bildar en skivformig kropp som stryker i N—S och sidostupar cirka 50—75° mot Ö, i den södra änden har en fältstupning, som är relativt brant mot N. Malmen i Leveäniemi, som uppträder i den östliga av leptitsynklinalerna, har en mera komplicerad uppbyggnad. Den bildar ett mot N öppet veck, i vilket skänklarna i huvudsak stryker i N—S. I den södra delen av fyndigheten har malmen en fältstupning om cirka 50° mot NNÖ. Även Tansari järnmalm torde uppträda i en synklinal, i vilken veckaxeln stupar mot N. Albitporfyriten V om malmen jämte syenitporfyren, i vilken malmen ligger, begränsas mot S av en gabbro, som sannolikt stupar under suprakrustalbergarterna. Malmen i den östra skänkeln av denna synklinal stryker i NNÖ och sidostupar cirka 65° mot VNV.

Förskiffringarna i leptiterna är i huvudsak nord—sydliga, men i området N om Leveäniemi förhärskar nordvästliga förskiffringar. Dessa är mestadels vertikala eller stupar brant mot Ö. V om den södra delen av Gruvbergsmalmen förekommer i leptiten förskiffringar, som dock stupar mellan 20 och 60° mot Ö. I den basiska leptiten i samma område har vidare observerats i NV eller VNV gående förskiffringar, som stupar 40—50° mot NÖ eller NNÖ. I albitporfyriterna är förskiffringarna i huvudsak nord—sydliga och vertikalt stående. Kring den östra delen av Bergsmannivaara varierar dock förskiffringsriktningarna kraftigt.

Svappavaaragruppens bergarter, som varit föga kompetenta vid veckningen, utmärker sig för snabbt växlande strykningar och stupningar. Ö om Nykvarnijärvi och Hyttyjärvi uppvisar de basiska tuffiterna dock en viss uthållighet ifråga om strukturerna: de stryker inom denna del av stråket i NV och stupar mellan 30 och 80° mot NÖ. En *graded bedding* i tuffiten NÖ om Hyttyjärvi visar att botten finns i SV, vilket innebär att lagerföljden blir yngre mot NÖ. En »graded bedding» i den biotitrika kvartsiten i den sydöstra delen av stråket med Svappavaaragruppen visar att kvartsiten blir yngre mot S. I den i kontakt med kvartsiten liggande kvartsitsandstenen vid Kiilavaara, som bildar den östliga fortsättningen av Svappavaaragruppens bergarter, är skiktningarna huvudsakligen öst—västliga och stupar mestadels brant mot N eller undantagsvis även brant mot S.

Diagonalskiktningar visar att kvartsitsandstenen blir yngre mot S, vilket innebär att den överlagrar Svappavaaragruppen.

De bandade leptiterna uppträder konformt med stråket av Svappavaaragruppen. I den del av leptitstråket, som ligger mellan Pikku Luongasjärvi och Liukattijoki, stryker de sannolikt tektoniska bandningarna i NV—SÖ och stupar brant mot Ö. Här finns ställvis stänglighet, som stupar 35—50° mot SÖ eller ÖSÖ. I stråkets fortsättning mot NÖ är strykningarna nordöstliga och stupar brant mot SÖ.

I samband med den regionala veckningen av Svappavaarafältet framträngde andesinporfyrit, gabbro (med gångar av syenit och granit) och granodiorit. Dessa bergarter, vilka i huvudsak följer lagringen i suprakrustalbergarterna, utgör tidigt orogena intrusiv. Andesinporfyriten SSV om Särkijärvi, som intruderats i Svappavaaragruppens bergarter, uppträder dock övertvärande och skär av stråket med bandade leptiter. Sannolikt är att den omböjning, som här skett av Svappavaaragruppen och leptiterna, utgjort en tektoniskt gynnsam position för en intrusion.

Förskiffringen i gabbron och syeniten Ö om Kaisjärvi stryker i NV—SÖ, stupar brant mot NÖ och sammanfaller med bandningarna i de intilliggande leptiterna. I syeniten förekommer vidare stänglighet, som stupar cirka 60° mot SÖ och i stort överensstämmer med stängligheten i leptiterna. De gemensamma strukturerna i bandade leptiter och gabbro—syenit visar att dessa bergarter har träffats av samma tektoniska deformation.

Linagraniten, som delvis bildar i N—S orienterade, i suprakrustalbergarterna inflikande stråk, utgör en senkinematisk intrusion. I samband med granitens framträngande skedde en omkristallisation och migmatitisering av berggrunden. I graniten finns biotitgnejser av okänt ursprung. Om strukturerna i gnejserna återspeglar de ursprungliga kan icke avgöras. De varierar kraftigt vad både riktningen och sidostupningen beträffar.

Suprakrustalbergarterna genomsätts och begränsas delvis av förkastningar, vilka följer tre riktningar, nämligen NV—SÖ (övergående i Ö—V), NÖ—SV och N—S. Vad deras ålder beträffar är föga känt. Delvis torde de vara yngre än Linagraniten, då en del av förkastningarna kan morfologiskt följas in i denna. Att man har dislokationer yngre än granitbildningen visas även av att i norra delen av Leveäniemi järnmalm påträffats en smal pegmatitgång (hörande till Linagraniten), som är något förskjuten i sidled av en i NV—SÖ gående förkastning. En del förkastningar är dock sannolikt äldre än Linagraniten, vilket bl. a. gäller de förmodligen mindre betydande, i NÖ—SV eller NV—SÖ gående förkastningar, som rubbat malmerna i Gruvberget och Leveäniemi. I Gruvberget följer nämligen metabasiterna, vilka är äldre än graniten, delvis dessa förkastningar.

Den mellan Sahajärvi och Bergsmannivaara liggande delen av stråket med Svappavaaragruppens bergarter begränsas på bägge sidor av i NV—SÖ orienterade dislokationer. Mot leptiterna i SV begränsas stråket av den uthålliga för-

kastning, som går tvärs över Svappavaarafältet från Ainasjärvi i NV och härifrån mot SÖ över sjöarna Bergsmannijärvi, Kivisalmi, Nykvarnijärvi, Hyttyjärvi och Sahajärvi för att sedan fortsätta in i Linagraniten. Morfologiskt kan denna linje ställvis följas väl. Vidare har denna förkastning konstaterats i ett borrhål omedelbart Ö om Hyttyjärvi. Berggrunden är här kraftigt tektoniserad, och skölartade bergarter förekommer på en bredd av drygt 30 m. Mot de bandade leptiterna i NÖ begränsas denna del av stråket likaledes av en i NV—SÖ gående förkastning, som från Bergsmannivaara sträcker sig fram till Pikku Luongasjärvi. Den är följbar som myrfyllda sänkor. SÖ om Kaisjärvi återspeglas den av en sex à sju meter hög, vertikalt stående hällbrant. N om Kiilavaara järnmalm finns en i N—S orienterad, myrfylld sänka, i vilken en mindre betydande förkastning förmodas gå fram.

I området mellan Bergsmannivaara och Särkivaara torde likaledes Svappavaaragruppens gräns mot de i NV liggande albitporfyriterna åtminstone delvis vara tektoniskt betingad. Mellan de båda bergen sträcker sig över Särkijärvi en markerad, i NÖ—SV orienterad, morfologisk linje, i vilken med all sannolikhet en förkastning går fram. En i samma riktning gående morfologisk linje, vilken däremot i motsats till föregående synes skära över albitporfyriterna och Svappavaaragruppen, föreligger Ö om Talvimaa i norra delen av Svappavaarafältet. Den är synlig på norra sidan av Torneälven som en myrfylld sänka, och på sydsidan representeras den troligen av den bäck, som från Uusijärvi rinner mot NÖ. Genom den östra delen av Mustalombolo och Bergsmannijärvi och vidare norrut mot Mertasvuoma torde i albitporfyriterna en nord—sydlig förkastning gå fram. Den återspeglas tydligt på de geofysiska kartorna.

Kvartsitsandstenarna i Svappavaarafältet begränsas i viss omfattning av dislokationer. Den vid Kiilavaara belägna avgränsas mot gabbron i N av en i Ö—V gående förkastning, vilken följer den norra sluttningen av berget. Den utgör den östliga fortsättningen av den förkastning, som bildar gränsen mellan den södra delen av Svappavaaragruppen och de bandade leptiterna.

I området NÖ och SV om Tansari järnmalm torde vidare en betydande dislokation föreligga: längs med Liukattijoki går i NÖ—SV en relativt bred krosszon, som träffat syenitporfyren, den kvartsförande porfyren och gabbron.

I leptiterna V om Gruvberget sträcker sig från Syväjärvi över Vaarajärvi och vidare mot S en tydlig morfologisk linje, i vilken en förkastning sannolikt går fram.

Yngre än Linagraniten är en krosszon, som följer den östra sidan av Gruvbergsmalmen och i anslutning till vilken en fragmentförande blodsten uppträder. Sistnämnda bildning har uppkommit genom att malmen och omedelbart intill liggande sidosten i denna zon uppkrossats. Att tektoniseringen är yngre än graniten visas av att bland fragmenten ingår pegmatitmaterial tillhörande Linagraniten.

VIII. Beskrivning av bergarterna

1. Porfyr-leptitgruppen

a. Albitporfyrit

I den nordvästra delen av Svappavaarafältet intar albitporfyriter en betydande yta. De utgörs av mörkgrå, finkorniga, svagt förskiffrade bergarter, som håller sparsamt med 1—5 mm stora, regellöst anordnade, något diffusa strökorn av grå eller brun, vanligen omvandlad fältspat, som uppvisar antydan till list- eller tavelform. Undantagsvis, som V om Särkijärvi, uppträder grova former med upp till 3 cm stora fältspatströkorn (fig. 4). Ställvis, som intill norra delen av Iso Kippasjärvi, N om Uusijärvi och i östra delen av Bergsmannivaara, håller porfyriten upp till 1 cm stora, ofta ovala mandlar, vilka är fyllda med kvarts och därjämte ibland något amfibol och magnetit. De är vanligen orienterade i förskiffringsriktningen.

Förskiffringarna i albitporfyriten går i N—S och står vertikalt eller stupar brant, i regel kring 80° mot Ö. Kring Bergsmannivaara är förskiffringsriktningarna oenhetliga och stryker vanligen i N—S, NV—SÖ eller NÖ—SV, sällan i Ö—V. Intill den förkastning, som utgör begränsningen mellan porfyriterna och Svappavaaragruppens bergarter, är förskiffringen kraftigare än normalt. Porfyriten uppvisar här även sekundär påverkan genom att den håller rikligt med smala, avslitna kvartssliror parallellt med förskiffringen. Underordnat förekommer likaledes föga uthålliga sliror av amfibol och fältspat. I ringa omfattning har liknande kvartssliriga porfyriter påträffats kring Iso Kippasjärvi och N om Uusijärvi. I östra och västra delen av Bergsmannivaara har iakttagits stängighet, som stupar 50° mot S respektive VSV.

Mikroskopet visar att mellanmassan i albitporfyriterna uppbyggs av ett svagt parallellstruerat aggregat av plagioklas och biotit. Endast undantagsvis är mellanmassan oreglerad. Plagioklasen är frisk och bildar omkring 0.05 mm stora korn, som sällan uppvisar tvillingar (utbildade enligt albitlagen). Biotiten föreligger som 0.1 mm långa, subparallellt anordnade fjäll med γ = smutsgrön eller brungrön och α = svagt gul. I liten mängd och endast sporadiskt ingår mikroklin och kvarts som små korn i mellanmassan. Accessoriskt uppträder epidot, kalcit, skapolit, titanit, apatit och magnetit.

Fältspatströkornen bildar lister eller tavlor, som vanligen är diffust avgränsade mot mellanmassan. De består av en grumlig plagioklas, som håller rikligt med inneslutningar av biotit, stundom epidot, kalcit, kvarts och mikroklin. De två sistnämnda mineralen är oregelbundet sammanvuxna med plagioklasen. Tvillingbildningar saknas mestadels helt; i en del korn föreligger dock ofullständigt utbildade Karlsbad- eller albittvillingar.

Plagioklasen i mellanmassan och strökornen utgörs av albit, som håller 5—10 %

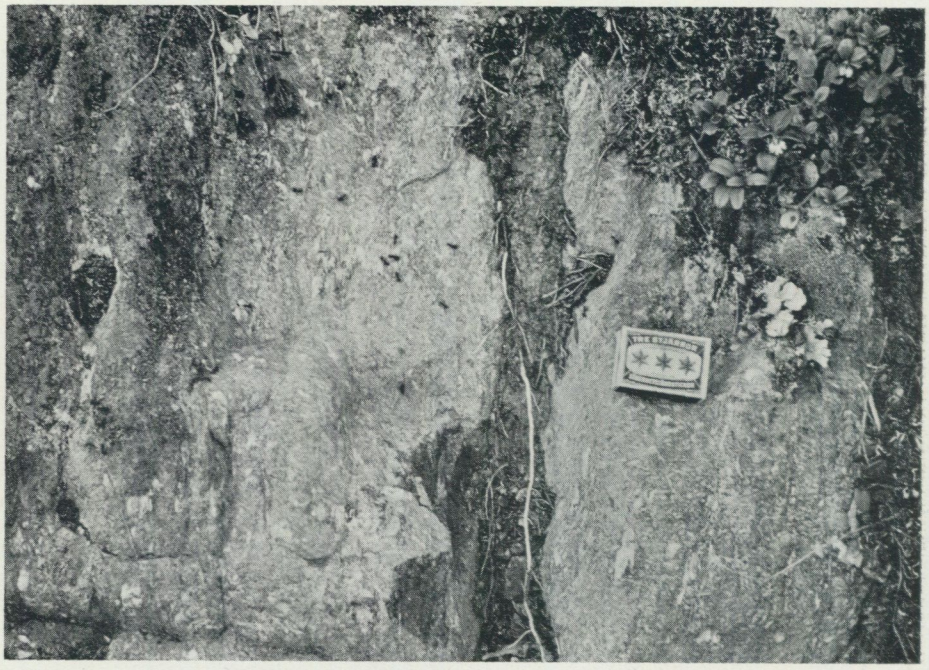


Fig. 4. Albitporfyrit. Östra delen av Bergsmannivaara.
Albite porphyrite. Eastern part of Bergsmannivaara.

An (universalbordsbestämning). Undantagsvis förekommer dock mera kalciumrika plagioklaser. I porfyriterna i östra delen av Bergsmannivaara föreligger sålunda en oligoklas eller andesin. Universalbordsbestämningar visar här en anortithalt av mellan 28 och 45 %.

Albitporfyriterna Ö och NÖ om Ainasjärvi samt i västra delen av Bergsmannivaara är ofta skapolitomvandlade. Skapoliten uppträder vanligen som 1—2 mm stora prickar men föreligger ibland som upp till 10 mm stora, oregelbundna aggregat eller som smala sliror, vilka följer förskiffringen. Mikroskopet visar att skapoliten förutom i dessa aggregat och sliror även ingår rikligt i mellanmassan som jämnt utspridda, 0.2 mm stora, runda korn.

Ställvis uppträder bland porfyriterna mörkgrå eller gröngrå, svagt förskiffrade, tuffitliknande bergarter, som ibland uppvisar en otydlig stratifiering, markerad genom mm-breda ljusgrå band i en mörkare mellanmassa. Några strökorn kan icke makroskopiskt iakttas, men mikroskopet visar att dessa bergarter ifråga om såväl texturen som sammansättningen överensstämmer med porfyriterna i övrigt. Sålunda håller de sparsamt med små albitströkorn. Stratifieringen, som troligen icke är något primärt drag utan sammanhänger med den senare förskiffringen, beror på variationer i sammansättningen. De ljusa banden består av albit jämte

något biotit, medan den mörka mellanmassan domineras av biotit, albit och magnetit.

I blottningarna N om Uusijärvi, Ö om Iso Kippasjärvi och i den västra delen av Bergsmannivaara håller albitporfyriten rikligt med amfibol, dels i mellanmassan, dels som 1—10 mm stora aggregat, vilka ibland är pressade och orienterade i förskiffringsriktningen. Ställvis förekommer små amfibolmandlar. Utanför det sammanhängande området med porfyriter i den nordvästra delen av Svappavaarafältet har vidare amfibolförande former påträffats mellan Gruvberget och Isopalo. Mikroskopiska undersökningar visar att dessa porfyriter endast avviker från de biotitförande genom att de håller amfibol, medan de i övrigt vad sammansättning och textur beträffar är utbildade på samma sätt. Vanligen ingår i dem albit, biotit och amfibol i ungefär lika mängder, men ställvis, såsom N om Uusijärvi, förekommer former i vilka amfibolen dominerar. Amfibolen i bergartens mellanmassa samt i aggregaten och mandlarna är densamma och utgörs av ett hornblände, som bildar 0.1 mm långa stänglar och karakteriseras av följande optiska data: γ = gräsgrön, stundom blågrön; β = mossgrön, α = gulgrön och c : γ = cirka 20—22°.

Den kemiska sammansättningen av en obetydligt skapolitomvandlad albitporfyrit från den östra delen av Bergsmannivaara redovisas i tabell 4.

Den petrografiska karaktären av albitporfyriten är svårtolkad. Namnet i sig själv innehåller, som redan Geijer (1931 a) påpekat, en motsägelse. Benämningen porfyrit förutsätter att fältspaten i bergarten är relativt kalciumrik och icke en albit. Albitporfyriten ansluter sig delvis till syenitporfyrerna. Sålunda föreligger, som nedan skall beskrivas, troligen successiva övergångar mellan porfyriten och i denna förekommande inlagringar av syenitporfyr och albitofyr. Vidare faller projektionspunkten för porfyriten i QLM-diagrammet i fig. 3 — i likhet med albitporfyriterna på Kirunabladet — inom det område, som de syenitporfyriska bergarterna i Svappavaarafältet och övriga delar av Norrbotten täcker. Albitporfyriten avviker dock från syenitporfyrerna genom att i bergarten ingående kalium är bundet i biotit, medan mikroklin, som är ett av huvudmineralen i de syenitporfyriska bergarterna, saknas helt eller sporadiskt ingår i liten mängd.

Om också en viss samhörighet kan anses föreligga med syenitporfyriska bergarter, kan man dock icke utesluta att albitporfyriten ursprungligen varit en porfyrit i egentlig mening men att den genom senare metamorfos undergått vissa förändringar. Härpå tyder det förhållandet att porfyriten ställvis, som i den östra delen av Bergsmannivaara, innehåller oligoklas eller andesin och icke albit, och det ligger nära till hands att anta att albiten icke är primär utan att från början en mera kalciumrik plagioklas förelegat. Gentemot detta kan invändas att variationerna likaväl kan vara ursprungliga, och motsvarande drag förekommer även i de syenitporfyriska leptiterna i Svappavaarafältet. Plagioklasen i dessa utgörs i regel av albit-oligoklas, men i ringa omfattning även av oligoklas eller andesin. Att porfyriten har en sammansättning mera »basisk» än en syenitporfyr tyder

Tabell 4. Analys 1. Albitporfyrit, 1 300 m VSV om Särkijärvi

Albite porphyrite, 1 300 m WSW of Särkijärvi

Analytiker: V. Grundulis

	Vikt %	Katjon %	Kata-ekvivalentnorm		Nigglivärden	
SiO_2	54.4	50.3	Or	17.5	si	157
TiO_2	0.65	0.5	Ab	49.7	al	31.6
Al_2O_3	18.6	20.3	An	16.5	fm	35.5
Fe_2O_3	4.41	3.0	Ne	0.8	c	11.6
FeO	4.56	3.5	Fo	7.0	alk	21.3
MnO	0.08	0.1	Fa	2.3	k	0.25
MgO	3.4	4.7	Mt	4.6	mg	0.41
CaO	3.7	3.7	Ilm	1.0	*w*	0.46
BaO	0.09	0.1	Ap	0.6	qz	— 28.2
Na_2O	5.7	10.2		100.0	t	— 1.3
K_2O	2.9	3.4				
P_2O_5	0.28	0.2				
H_2O+	0.4					
H_2O-	0.17					
F	0.03					
Cl	0.25					
CO_2	0.27					
S	0.06					
	99.95					
—O=S,F,Cl	0.08					
	99.87	100.0				

Mineralsammansättning		
Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
Oligoklas, biotit	Magnetit	Kvarts, epidot, apatit, titanit, skapolit

den ställvis relativt höga hornbländehalten på. Vidare är av intresse att notera att vad beträffar halterna av V, Cr, Co och Ni (tabell 1) ansluter sig porfyriten till de basiska vulkaniterna i Svappavaarafältet och även till basiska vulkaniter i övrigt (tabell 2).

Sammanfattningsvis kan man konstatera att albitporfyriten vad såväl de mineralogiska som kemiska dragen beträffar uppvisar övergångar dels till syenitporfyriska bergarter, dels till verkliga porfyriter. Huruvida dessa variationer återspeglar den primära karaktären eller om de utgör resultat av senare omvandlingar kan icke avgöras.

b. Albitofyr och syenitporfyr (i albitporfyrit)

I albitporfyriten förekommer inlagringar av saliska, fältspatrika vulkaniter. Mestadels föreligger albitofyrer, som består av albit jämte något magnetit, och i mindre utsträckning syenitporfyrer, vilka förutom albit håller små mängder av

mörka silikatmineral, främst biotit. Den blottade bredden av dessa inlagringar uppgår vid Tansari järnmalm och Torneälven till 200 à 300 m men överstiger i regel icke några tiotal meter. Mellan albitporfyriter, syenitporfyrer och albitofyrer har icke några skarpa gränser observerats, och stundom är det i fält svårt att avgöra, vilken av dessa bergarter som föreligger. Troligt är att de övergår i i varandra. I järnmalmen i Ainasjärvi har i borrkärnor övergången mellan albitporfyrit och albitofyr iakttagits (s. 116).

Albitofyren och syenitporfyren utgörs av en grå eller mörkgrå, svagt förskiffrad bergart, som innehåller 0.5—3 mm stora, listformade strökorn av grå eller rödgrå fältspat. Utan mikroskopets hjälp är det icke möjligt att skilja mellan de två bergarterna. Ställvis förekommer sekundära omvandlingsfenomen, såsom i området Ö om Iso Kippasjärvi, där porfyrerna håller smala, föga uthålliga sliror av fältspat, amfibol och epidot.

Albitofyren domineras av en frisk albit, vilken enligt universalbordsbestämningar håller 3—5 % An. Den uppvisar mera sällan albittvillingar; däremot är ofullständigt utbildade Karlsbadtvillingar vanliga. De listformade eller mindre ofta tavelformade albitströkornen är ibland sönderbrutna samt korroderade av mellanmassan. I denna bildar albiten 0.1 mm långa, smala lister, som ofta är trakytoidalt anordnade. Mellan dessa lister ingår vanligen i underordnad eller liten mängd magnetit som utfyllnad. Undantagsvis förekommer i mellanmassan små mängder biotit, kvarts, mikroklin, amfibol och epidot. Accessoriskt uppträder klorit, apatit och titanit.

Genom att halten av de mörka silikaten, huvudsakligen biotit men även amfibol och klorit, ökar, övergår albitofyrerna i syenitporfyrer. Dessa mineral är dock alltid underordnade gentemot albitkomponenten. I övrigt föreligger inga nämnvärda olikheter mellan de båda bergartstyperna. I texturellt hänseende är de lika. I syenitporfyren ingår även stundom relativt rikligt med magnetit, varigenom den liknar albitofyren.

c. Leptit med syenitporfyr och basisk leptit

Leptiterna, som täcker ett betydande område kring järnmalmsfyndigheterna Gruvberget och Leveäniemi, består av albit-oligoklas (mindre ofta oligoklas eller andesin), mikroklin, kvarts och biotit. De har en syenitporfyrisk sammansättning. I dem uppträder inlagringar av albitrika syenitporfyrer och biotitrika, basiska leptiter. Samtliga här nämnda bergarter behandlas i samband med beskrivningen av järnmalmerna i Gruvberget och Leveäniemi.

d. Kvartsförande porfyr

Intill järnmalmen i Tansari och Ainasjärvi förekommer i ringa omfattning kvartsförande porfyrer. De har troligen ett gångformigt uppträdande. Även de kommer att närmare behandlas i samband med beskrivningen av fyndigheterna.

2. Svappavaaragruppen

a. Allmänna förhållanden

Den centrala delen av Svappavaarafältet intas av Svappavaaragruppens bergarter, bland vilka basiska tuffiter dominerar. Underordnat uppträder grafitförande skiffrar, biotitrika kvartsiter, skapolitfelser, amfibolskiffrar, kalkstenar, skarn och jaspiskvartsiter. De olika leden övergår delvis i varandra och har ett allt för oregelbundet uppträdande för att några slutsatser rörande det inbördes förhållandet mellan dem skall kunna dras. Några relativa åldersskillnader för Svappavaaragruppens bergarter kan följaktligen icke anges.

Svappavaaragruppen bildar ett långsmalt stråk, som i V begränsas av porfyrleptitgruppens bergarter och i Ö av bandade leptiter och gabbro. Bredden uppgår till cirka 1 000 m, utom i den södra delen kring Sahajärvi, där den uppgår till 2 000 m. Stråket sträcker sig från Sahajärvi i nordvästlig riktning till Bergsmannivaara, varifrån det fortsätter i nordöstlig riktning till Särkijärvi. Hur stråket går vidare mot N är oklart på grund av att blottningar saknas, men sannolikt är att det går fram över Mörttjärn till Torneälven, på vars nordsida Svappavaaragruppen åter påträffats.

Svappavaaragruppens bergarter har veckats kraftigt och uppvisar snabba växlingar ifråga om strykning och stupning. Från området Ö om Hyttyjärvi sträcker sig mot NV i höjd med norra delen av Nykvarnijärvi dock basiska tuffiter, vilka utmärker sig för en viss uthållighet ifråga om strukturerna: strykningen är i regel nordvästlig och stupningen varierar mellan 55 och 80° mot NÖ, men undantagsvis förekommer stupningar om endast 30° mot NÖ. I den blottning, som finns 200 m Ö om Hyttyjärvi, uppvisar tuffiten en *graded bedding*, vilken anger att botten är i SV. Lagerställningen är följaktligen normal åtminstone vad denna del av stråket beträffar. I den biotitrika kvartsiten SÖ om Pikku Luongasjärvi går lagringen i ÖNÖ och står vertikalt eller stupar brant mot N. En *graded bedding* visar att botten för kvartsiten ligger i N och att lagerställningen här är något överstjälpt.

Bergarterna i Svappavaaragruppen håller genomgående små mängder pyrit och magnetkis, dels som någon millimeter breda sliror, dels som en jämn impregnation. Undantagsvis förekommer obetydliga mängder av kopparkis. I den grafitförande skiffern och skapolitfelsen synes magnetkis överväga, medan pyrit synes dominera i kalk och skarn. När båda kiserna uppträder tillsammans är pyriten äldre än magnetkisen och ligger innesluten i denna. Kishalten medför att bergarterna relativt ofta är rostiga på vittrad yta och täckta av ett tunt lager av limonit. Lokalt förekommer upp till några decimeter tjocka gossanbildningar. Ö om den norra delen av Nykvarnijärvi finns sålunda en blottning, i vilken enbart gossan anstår: i en grusliknande, limonitrik och urvittrad mellanmassa ligger 0.5—10 cm stora, kantiga eller kantavrundade bergartsfragment huvudsakligen av ljusröd, finkornig syenit och granit. Bildningen är närmast konglomerat-

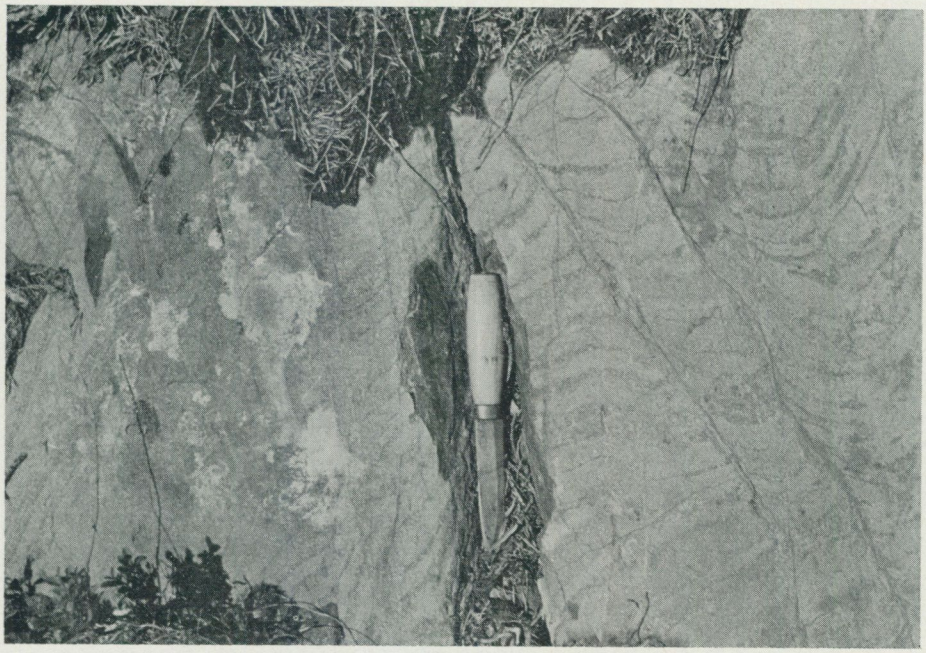


Fig. 5. Skiktning i basisk tuffit. Ö om Nykvarnijärvi.
Bedding in basic tuffite. E of Nykvarnijärvi.

liknande, hårt packad och hållfast. Då gränsen mot ovanpå liggande morän är skarp, är det sannolikt att den är äldre än den senaste istiden. Gossanbildningar har vidare påträffats i block V om Sahajärvi, intill Puttjala sulfidfyndighet.

Vid vittringen av Svappavaaragruppens bergarter har icke endast sulfiderna påverkats utan även grafiten helt lokalt lösts ut. Därvid har de grafitförande bergarterna fått ett 1—2 cm tjockt, blekt ytskikt, i vilket enligt mikroskopiska undersökningar grafit saknas.

b. Basisk tuffit

Den basiska tuffiten, som är bäst blottad i området Ö om Hyttyjärvi och Nykvarnijärvi, utgörs av en mörkgrå eller grågrön, finkornig bergart som ställvis är tydligt bandad, varvid upp till ett par centimeter breda, ljusgrå, plagioklasrika skikt växellagrar med mörkgrå, biotit-amfibolrika skikt. Skikten, som vanligen är skarpt avgränsade, är ofta svagt undulerande eller stundom småveckade och ibland rubbade längs mindre sprickplan (fig. 5).

Mikroskopet visar att tuffiten har en regellös textur, men uppvisar dock ibland antydan till en svag parallelltextur. Tremolit-aktinolit och albit i varierande förhållande är de dominerande beståndsdelarna. Biotit förekommer ställvis rikligt, i synnerhet i de skiktade tuffiterna Ö om Nykvarnijärvi. Tremolit-aktinolit föreligger som regellöst orienterade, stundom dock subparallellt anordnade, 0.1—0.2

Tabell 5. Analys 2. Basisk tuffit, 100 m Ö om Nykvarnijärvi

Basic tuffite, 100 m E of Nykvarnijärvi

Analytiker: B. Johannesson

	Vikt %	Katjon %	Kata-ekvivalentnorm		Nigglivärden	
SiO_2	51.7	49.4	Or	18.5	si	139
TiO_2	2.45	1.8	Ab	36.7	al	21.3
Al_2O_3	13.5	15.2	An	9.2	fm	56.9
Fe_2O_3	1.7	1.2	C	0.4	c	6.1
FeO	13.1	10.5	En	8.4	alk	15.7
MnO	0.28	0.2	Hy	8.4	k	0.33
MgO	5.8	8.3	Fo	5.9	mg	0.41
CaO	2.1	2.1	Fa	5.3	*w*	0.12
BaO	0.20	0.1	Mt	1.8	qz	— 23.8
Na_2O	4.0	7.4	Ilm	3.6	t	— 0.5
K_2O	3.0	3.6	Ap	0.4		
P_2O_5	0.22	0.2	Pr	1.4		
H_2O+	1.7			100.0		
H_2O-	0.06					
F	0.04					
Cl	0.25					
CO_2	0.02					
S	0.51					
	100.63					
—O=F,Cl,S	0.33					
	100.30	100.0				

Mineralsammansättning	
Huvudmineral	Accessorier
Albit, tremolit-aktinolit, biotit	Magnetkis, järnoxid, apatit, titanit

mm långa stänglar, vilka bildar ett tämligen sammanhängande nätverk eller, som i de bandade tuffiterna, självständiga skikt. Den karakteriseras av γ = gräsgrön, β = mossgrön, α = gulgrön och c: γ cirka 18—20°. Undantagsvis förekommer en grågrön eller grön, endast svagt pleokroitisk amfibol. I amfibolen uppträder 0.05—0.1 mm stora, anhedrala korn av en frisk, stundom svagt grumlig albit med maximalt 10 % An. Den uppvisar i ringa omfattning tvillingar efter albitlagen. Ibland förekommer enstaka 0.2—0.5 mm stora, tavelformade korn av albit. Biotiten, som bildar 0.1 mm stora fjäll samt har γ = rödbrun och α = halmgul, uppträder tillsammans med amfibol, vilken den delvis ersätter. Undantagsvis, som i ett borrhål NÖ om Hyttyjärvi, har skapolit påträffats i den basiska tuffiten. Den ingår här i betydande mängd i form av 0.1 mm stora, anhedrala korn, som bildar oregelbundna aggregat tillsammans med biotit och amfibol. Kvarts ingår i accessoriska mängder, men uppträder i sällsynta fall, som Ö om Nykvarnijärvi, i underordnad mängd tillsammans med amfibol och plagioklas. Övriga accessorier utgörs av brunröd titanit, apatit, magnetkis, pyrit och järnoxid. I något en-

staka prov har dessutom färglös granat och grönbrun turmalin iakttagits.

En kemisk analys av den basiska tuffiten återges i tabell 5.

c. Grafitförande skiffer

I den södra delen av stråket med Svappavaaragruppens bergarter har de grafitförande skiffrarna sin huvudsakliga utbredning mellan Sahajärvi och Vit Abborrträsket, däremot uppträder de mellan Sahajärvi och Pikku Luongasjärvi endast i ringa omfattning. I området SV om Särkijärvi förekommer vidare grafitförande skiffrar relativt rikligt.

Dessa skiffrar har på kartan i huvudsak lagts in efter anomalierna på den elektromagnetiska kartan, vilka tydligt återspeglar grafithalten i bergarterna. Grafithalten i skiffrarna är sällan så hög att benämningen »grafitskiffer» synes adekvat, sålunda ger de vid repning vanligen ett mörkgrått eller ljusgrått streck, mindre ofta ett svart streck. Överhuvudtaget låter sig skiffrarna svårligen repas på grund av den höga silikathalten. Vidare svärtar de ytterst sällan.

Den grafitförande skiffern utgörs av en mörkgrå eller mindre ofta svart (allt beroende på grafithalten), finkornig bergart, som ibland är bandad och då håller 1—4 mm breda, ljusgrå plagioklas- eller skapolitrika skikt. Vidare förekommer ställvis skikt rika på fina amfibolnålar. Bandningen är mestadels kraftigt veckad, och små förkastningar i den är icke ovanliga. Med blotta ögat kan i skiffern vidare urskiljas 1—3 mm stora nålar eller tavlor av mörk amfibol eller pyroxen. Skiffern håller så gott som genomgående smala, oregelbundna, breccierande sliror av kis och är därför rostig på vittrad yta. Vanligen förekommer magnetkis, mera sällan pyrit och undantagsvis kopparkis i helt obetydliga mängder. Ställvis är skiffern genomsatt av upp till någon meter breda kalksliror, som stundom håller grov, radialstrålig grafit.

Mikroskopiska undersökningar visar att den grafitförande skiffern kan uppdelas i två typer: *plagioklas-amfibol-biotitförande skiffer,* som ansluter sig till de basiska tuffiterna, och *skapolit-amfibol-pyroxenförande skiffer,* som ansluter sig till skapolitfelserna. Med blotta ögat kan dessa varieteter givetvis icke skiljas från varandra.

Den *plagioklas-amfibol-biotitförande typen* uppbyggs av ett regellöst aggregat, i vilket kornstorleken uppgår till 0.03—0.05 mm, i vissa lokaler, som i Kiilavaara sulfidmineralisering, dock endast till 0.005 mm. Plagioklasen, som ingår rikligt, bildar oregelbundna korn med komplicerade fogar. Den släcker undulöst. Albittvillingar förekommer sällan men ljusbrytningen jämförd med inbäddningsmedlet i slipprovet låter förmoda att en albit-oligoklas föreligger. Amfibolen, som är relativt vanlig, bildar oregelbundna korn. I slipprov är den svagt grön eller färglös och c: γ uppgår till cirka 20°, varför en tremolit-aktinolit torde föreligga. Den bildar stundom upp till 2 mm stora, trasiga skelettartade stänglar. Biotiten, som ingår i underordnad eller liten mängd, har γ = smutsbrun eller ljusbrun och

Tabell 6. Analys 3. Grafitförande skiffer, borrhål 61002, 160.5 m (600 m SÖ om Kaisjärvi)

Graphite-bearing schist, drill-hole 61002, 160.5 m (600 m SE of Kaisjärvi)

Analytiker: B. Johannesson

	Vikt %	Katjon %	Nigglivärden	
SiO_2	55.0	55.2	si	210
TiO_2	1.23	0.9	al	34.4
Al_2O_3	15.3	18.1	fm	28.7
Fe_2O_3	0.1	—	c	4.8
FeO	2.2	1.9	alk	32.1
MnO	0.04	—	k	0.14
MgO	3.8	5.6	mg	0.75
CaO	1.2	1.3	*w*	0.03
BaO	0.04	—	qz	— 18.3
Na_2O	5.4	10.5	t	— 2.5
K_2O	5.0	6.4		
P_2O_5	0.14	0.1		
H_2O+	1.9			
H_2O-	0.07			
F	0.10			
Cl	0.05			
CO_2	0.25			
S	0.43			
C	8.50			
	100.75			
—O=F,Cl,S	0.26			
	100.49	100.0		

Mineralsammansättning

Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
Albit-oligoklas	Grafit, biotit	Titanit, kalcit

a = svagt gul. Accessoriskt uppträder skapolit, klorit och upp till 0.5 mm stora anhedrala korn eller aggregat av rödbrun titanit. I samtliga mineral förekommer grafit som 0.002—0.01 mm stora, oregelbundna, ofta dock stavformade korn, vilka ställvis bildar 0.05 mm stora, klumpartade aggregat. Vidare föreligger otydligt skiktartade ansamlingar av grafit, vilka skär över silikatkornen och delvis även döljer dessa.

Den *skapolit-amfibol-pyroxenförande typen* domineras av skapolit. Underordnat ingår amfibol och pyroxen. I liten mängd förekommer ljusbrun biotit, titanit och stundom albit-oligoklas. Skapoliten, som släcker undulöst, föreligger som 0.2—0.5 mm stora, oregelbundna, stundom långsträckta korn, vilka sammansluter sig till 2 mm stora aggregat. I helt ringa omfattning håller den inneslutningar av fältspat. Amfibolen, som är något vanligare än pyroxenen, utgörs av en färglös tremolit-aktinolit. Den bildar omkring 0.5 mm, i mindre mängd 1—3 mm stora, trasiga, av skapolit korroderade korn. Likaledes korroderar skapolit

pyroxenen, som består av en färglös diopsid föreliggande som 0.5—2 mm stora, trasiga korn. Accessorierna utgörs av titanit, apatit, kalcit och magnetkis.

I denna typ uppträder grafit på liknande sätt som i den föregående. Grafiten bildar små, stavformade korn, vilka ingår i samtliga mineral med undantag av plagioklas. I skapolit följer den ofta spaltytorna. Stundom bildar grafiten upp till 0.1 mm breda, tämligen parallella skikt, vilka skär över korngränserna för de övriga mineralen.

Den kemiska sammansättningen av en grafitförande skiffer rik på plagioklas och biotit återges i tabell 6. Den relativt höga grafithalten (8.5 %) är icke signifikativ för de grafitförande skiffrarna, då det analyserade provet håller rikligare med grafit än vad som är normalt.

d. Biotitrik kvartsit

Biotitrika kvartsiter förekommer i stråket med Svappavaaragruppens bergarter längst i S intill den västra gränsen av kvartsitsandstenen vid Kiilavaara och längst i N på nordsidan av Torneälven. I det förstnämnda området torde kvartsiten bilda ett ungefär i N—S gående stråk, vars blottade bredd uppgår till inemot 100 m. Kvartsiten vid Torneälven har endast en bredd på något tjugotal meter.

Kvartsiten utgörs av en mörkgrå eller grå, finkornig, stundom skiktad, delvis kraftigt förskiffrad bergart, som vanligen håller en hög halt av biotit. I de skiktade partierna förekommer upp till 2 cm breda skikt av växellagrande finare och grövre material. I kvartsiten SÖ om Pikku Luongasjärvi ingår enstaka upp till några decimeter breda inlagringar av amfibolskiffer samt av biotitskiffer, som håller upp till några millimeter stora porfyroblaster av sillimanit och granat.

SÖ om Pikku Luongasjärvi är kontakten mot kvartsitsandstenen i Ö blottad på någon decimeter när. Kontakten stryker i ÖNÖ och står vertikalt eller cirka 80° mot S. I övrigt kan ingenting utläsas ur den. Skiktningarna i detta område stryker i Ö—V och stupar omkring 80° mot N eller står vertikalt. Ställvis förekommer en *graded bedding*, vilken visar att botten för kvartsiten ligger mot N. Detta innebär att lagerställningen åtminstone delvis är något inverterad. De smala biotitskifferinlagringar, som här föreligger, är småveckade längs axlar som stupar 70° mot Ö. I de blottningar, som ligger längre mot S (ÖSÖ om Sahajärvi), är kvartsiten i mindre omfattning skiktad. Strykningen är här nordöstlig och stupningen omkring 60° mot SÖ. I kvartsiten på nordsidan av Torneälven förekommer skiktningar, vilka stryker i N—S och stupar brant mot V.

Mikroskopet visar att kvartsiten är rekristalliserad, men trots detta kan klastiska drag med växellagring mellan skikt med olika kornstorlek iakttas. Kvarts, som utgör det dominerande mineralet, föreligger som 0.1—0.2 mm stora, liksidiga korn med enkla fogar. Den släcker undulöst. I vissa prov har kvartsen en kornstorlek av 0.03—0.05 mm. I betydande mängder ingår 0.1—0.2 mm långa

fjäll av en brungrön eller mörkbrun biotit. Plagioklas förekommer i underordnad eller liten mängd och saknas stundom helt. Den är vanligen grumlig och uppvisar inga tydliga tvillingbildningar, varför den icke närmare kan bestämmas, men dess ljusbrytning jämförd med inbäddningsmedlet i slipprovet, antyder att en albit-oligoklas föreligger. Ett prov från området SÖ om Pikku Luongasjärvi innehåller dock av allt att döma en andesin. I liten mängd förekommer 0.2—2 mm stora stänglar av tremolit-aktinolit, i vilken γ är gräsgrön, β mossgrön, α gulgrön och c: γ cirka 18—20°. Skapolit ingår rikligt i något enstaka prov men saknas vanligen helt. Förutom som små korn i mellanmassan uppträder skapoliten som 1—4 mm långa eller svagt runda korn, vilka håller inneslutningar av biotit och kvarts. Accessoriskt uppträder apatit, turmalin, järnoxid, epidot (delvis ortit) och zirkon.

De ovan nämnda inlagringarna av biotitskiffer med sillimanit-granat-porfyroblaster uppvisar en något avvikande sammansättning genom att de jämte kvarts och biotit innehåller rikligt med undulöst släckande mikroklin. Vidare uppträder i liten mängd muskovit och albit-oligoklas. Mikroskopet visar att porfyroblasterna, som är orienterade i förskiffringsriktningen, består dels av fina nålar av sillimanit, vilka ibland föreligger som virvelliknande bildningar, dels av en svagt brun granat. I kanterna av porfyroblasterna förekommer även något muskovit.

e. Skapolitfels

Skapolitfelsen har ett skiftande utseende och en varierande sammansättning och utgör ingen enhetlig bergartstyp. Den karakteriseras dock av sin rikedom på skapolit. Mikroskopiska undersökningar visar att halten av detta mineral uppgår till 50 % eller mera. Färgen varierar mellan ljusgrå, grå, mörkgrå, gröngrå eller mera sällan gråsvart. I sistnämnda fall ingår vanligen grafit. Skapolitfelsen har ofta en karakteristisk, fettglänsande yta. Ställvis är den tydligt skiktad, varvid upp till ett par centimeter breda, mörka, amfibol- och pyroxenrika skikt växellagrar med ljusgrå, skapolitrika skikt (fig. 6). Stundom är felsen något kalkbreccierad och epidotomvandlad. En ringa kisföring finns alltid, dels som impregnation, dels som smala sliror. Vanligast förekommande sulfidmineral är magnetkis. Vidare uppträder, om än mera sporadiskt, pyrit och undantagsvis, i helt obetydlig mängd, kopparkis. Några skarpa gränser mellan skapolitfels och omgivande bergarter har icke iakttagits.

Skapolitfelsen domineras av skapolit. Dessutom ingår i varierande mängd diopsid, tremolit-aktinolit och biotit. Förhållandet mellan skapolit och de övriga mineralen återspeglas av färgen på bergarten. De felser, som håller huvudsakligen skapolit, har en ljusgrå till grå färg, medan de diopsid-tremolit-aktinolit-biotitförande i regel är mörkgrå. Skapoliten uppträder som 0.5—2 mm, undantagsvis som 0.1—0.2 mm, stora korn, vilka är rundade eller uppvisar antydan till tavelform. Kornen är ofta undulöst släckande och ibland något krossade.

Fig. 6. Skiktning i skapolitfels. 800 m Ö om Hyttyjärvi.
Bedding in scapolitefels. 800 m E of Hyttyjärvi.

Kornfogarna är tämligen enkla och raka. Skapoliten håller genomgående interpositioner, ofta i betydande mängd, av biotit och titanit, och vidare, ehuru mindre ofta, av grafit, magnetkis, apatit, amfibol och kalcit. Förutom skapolit ingår rikligt med diopsid och tremolit-aktinolit, medan biotit uppträder underordnat eller i liten mängd. Det sistnämnda mineralet kan dock i något enstaka prov utgöra den enda mörka beståndsdelen. Diopsiden föreligger som 0.5—2 mm stora, av skapolit korroderade korn. I slipprov är den färglös, med c : γ cirka 45° och 2Vγ cirka 60°. Piispanen (1964) anger följande värden för diopsiden: nγ = 1.703, 2Vγ = 60 ± 2° och c : γ = 43°. Tremolit-aktinoliten, som är svagt grön eller färglös och visar c : γ = 19° eller däromkring, uppträder som 0.2 mm långa stänglar, vilka är korroderade av skapolit. Biotiten bildar 0.1—0.5 mm stora fjäll, vilka i det kraftigaste absorptionsläget har ljusbrun eller rödbrun färg. I liten mängd ingår upp till 0.2 mm stora, anhedrala korn av en rödbrun titanit, som dock ibland uppvisar antydan till kuvertform eller bildar långa, spolformade korn. I något enstaka fall föreligger titaniten som upp till 2 mm långa aggregat belägna mellan skapolitkornen. Vidare ingår den undantagsvis i diopsid-tremolit-aktinolitrika skikt. Titaniten förekommer huvudsakligen i pyroxen eller amfibol men delvis även i skapolit. Undantagsvis uppträder den i samband med kissliror mellan skapolitkornen. I liten mängd eller accessoriskt ingår upp till 1 mm stora, oregelbundna eller stundom tavelformade korn av en frisk albit-oligoklas. I några prov föreligger grafit i liten mängd och uppträder huvudsakligen i skapolit som små stavformade korn. Denna typ av skapolitfels bildar sålunda en övergång till

Tabell 7. Analyser av skapolitfels

Analyses of scapolitefels

Analytiker: analys 4: B. Johannesson, analys 5 och 6: A. Heikkinen

Analys	4		5		6	
	Vikt %	Katjon %	Vikt %	Katjon %	Vikt %	Katjon %
SiO_2	52.9	49.6	54.52	52.4	50.46	49.4
TiO_2	1.94	1.3	1.20	0.9	1.84	1.4
Al_2O_3	11.3	12.5	11.55	13.1	12.40	14.3
Fe_2O_3	< 0.1	—	0.56	0.4	1.58	1.2
FeO	1.5	1.1	1.20	1.0	2.40	2.0
MnO	0.10	0.1	0.12	—	0.18	0.1
MgO	7.4	10.3	9.91	14.2	6.18	9.0
CaO	14.4	14.5	9.30	9.6	15.73	16.5
BaO	0.02	—	—	—	—	—
Na_2O	5.2	9.4	4.04	7.5	2.72	5.2
K_2O	0.9	1.1	0.64	0.8	0.64	0.8
P_2O_5	0.05	0.1	0.10	0.1	0.16	0.1
H_2O+	1.3		1.60		1.19	
H_2O-	0.08		0.33		0.57	
F	0.02		—		—	
Cl	1.6		1.84		0.63	
CO_2	1.15		0.08		0.36	
S	< 0.01		0.35		0.67	
	99.95		97.34		97.71	
—O=F,Cl,S	0.36		0.52		0.35	
	99.59	100.0	96.82	100.0	97.36	100.0

Nigglivärden			
si	132	146	127
al	16.6	18.3	18.4
fm	30.8	43.6	31.6
c	38.5	26.7	42.4
alk	14.1	11.4	7.6
k	0.11	0.08	0.12
mg	0.89	0.91	0.73
ω	< 0.05	0.29	0.38
qz	— 24.4	0.4	— 3.4
t	— 36.0	— 19.8	— 31.6

Analys	Läge	Mineralsammansättning	
		Huvudmineral	Accessorier
4	600 m N om Sahajärvi	Skapolit, diopsid	Titanit, albit-oligoklas, kalcit kismineral
5	600 m Ö om Nykvarnijärvi	Skapolit, tremolit-aktinolit	Albit-oligoklas, titanit, grafit, kismineral
6	300 m SV om Särkijärvi	Skapolit, diopsid	Titanit, kvarts, kismineral

de skapolitrika, grafitförande skiffrarna. Accessoriskt uppträder kvarts, apatit, kalcit, färglös klorit, mikroklin, magnetkis och pyrit.

Den kemiska sammansättningen av skapolitfelsen är redovisad i tabell 7. Analyserna 5 och 6 är tagna ur Piispanen (1964).

f. Kalksten

Inlagringar av kalksten utgör ett vanligt inslag i Svappavaaragruppen. Deras blottade bredd överstiger i de flesta fall icke 20 m. Undantagsvis, som SSÖ om Kaisjärvi, uppgår den dock till inemot ett par hundra meter. Kalkstenen, som mestadels har en grå eller brun, mera sällan vit eller rosa färg, är i regel finkornig, men i något enstaka fall uppgår kornstorleken till 1 cm. Den är undantagsvis svagt förskiffrad. Ställvis är den otydligt skiktad och håller upp till ett par centimeter breda, biotitrika skikt, vilka delvis är småveckade. Kalkstenen för alltid obetydliga mängder kismineral, huvudsakligen pyrit, mindre ofta magnetkis, medan kopparkis är sällsynt. Kisen uppträder dels som en jämn impregnation, dels som smala, breccierande sliror. Genom att kismineralen vittrar är kalken runt dessa ofta brunfärgad. Likaså torde det förhållandet att kalkstenen är grusvittrande sammanhänga med att kiserna lösts ut.

Lokalt håller kalkstenen inslag av andra bergarter. Relativt vanligt förekommande är upp till 1 m långa, smala inlagringar av glimmerrikt material. Intill Särkivaara sulfidfyndighet förekommer upp till 5 cm stora, spetsiga inneslutningar av skapolitfels. Kalken N om Kiilavaara järnmalm håller upp till 5 cm stora, runda eller kantiga fragment av en mörk, finkornig, skarnförande bergart, som under mikroskopet visar sig bestå av brungrön amfibol, färglös diopsid, rödbrun biotit och obetydligt med turmalin. I anslutning till de grafitförande skiffrarna för kalken undantagsvis inneslutningar av en strålig grafit.

Mikroskopet visar att kalkstenen domineras av kalcit, vilken bildar 0.1—1 mm stora, oregelbundna korn med enkla, ehuru stundom något vindlande fogar. Piispanen (1964) har i sex olika prov bestämt ljusbrytningen och funnit $n_\omega = 1.656 \pm 0.003$, vilket visar att en kalcit utan inblandning av andra karbonat föreligger (se Deer et al. 1962—63). En låg halt av mörka mineral finns alltid närvarande. Vanligast förekommande är jämnt utspridda, 0.5 mm stora fjäll av biotit, för vilken γ är rödbrun eller gulbrun och α halmgul. Ej fullt lika vanliga är 0.5—1 mm stora stänglar av svagt grön tremolit-aktinolit. I kalken N om Kiilavaara järnmalm förekommer i liten mängd upp till 1 cm stora, listformade, något korroderade korn av diopsid, som delvis är något omvandlad i tremolit-aktinolit. I enstaka fall ingår 0.1 mm stora, nästan runda, anhedrala korn av albit-oligoklas och 0.5—1 mm stora tavlor av skapolit. Skapoliten förtränger kalciten men är även genomsatt av kalcitådror. Accessoriskt ingår magnetit, epidot, klorit, titanit, apatit och turmalin.

g. Amfibolskiffer

Amfibolskiffrar förekommer huvudsakligen i området Ö om Nykvarnijärvi och Hyttyjärvi. S härom synes de uppträda mera sporadiskt, vilket även gäller för området SV om Särkijärvi. Der blottade bredden understiger i regel 40 m, men den N om Sahajärvi belägna inlagringen är dock cirka 100 m bred. Någon skarp gräns mot omgivande bergarter har icke iakttagits; amfibolskiffrarna övergår successivt i basisk tuffit och grafitförande skiffer.

Amfibolskiffern utgörs av en mörk, medel- till grovkornig, massformig bergart, som till största delen består av 2—10 mm stora korn av amfibol. Ställvis, som Ö om Nykvarnijärvi, förekommer en otydlig skiktning, i vilken 3—4 mm breda plagioklas- och skapolitrika skikt växellagrar med amfibolrika skikt. Ibland förekommer smala skapolitsliror, som breccierar amfibolskiffern.

Mikroskopet visar att amfibolen i skiffern utgörs av en tremolit-aktinolit, i vilken $\gamma = \beta$ är grågröna, α svagt gulgrön eller färglös och c: γ cirka 18—20°. Den bildar svagt böjda stänglar, delvis med vandrande utsläckning. Amfibolen är perforerad av 0.05—0.1 mm stora, oregelbundna korn av plagioklas utan någon tydlig tvillingbildning men som av ljusbrytningen jämförd med inbäddningsmedlet i slipprovet att döma är relativt kalciumrik. Delvis är amfibolen så rikligt genomsatt av plagioklas att skelettartade texturer uppkommer. I liten mängd förekommer små fjäll av en mörkbrun eller rödbrun biotit, vilka förtränger amfibolen. Undantagsvis, som VSV om Kaisjärvi, är biotithalten hög; här föreligger en kärvskifferliknande bergart, som i en biotitrik mellanmassa håller rikligt med upp till 10 mm långa, regellöst anordnade knippen av amfibol. I amfibolskiffern N om Sahajärvi förekommer rikligt med skapolit i form av 3—4 mm stora aggregat, som korroderar amfibolen. Accessoriskt uppträder magnetit, apatit, epidot, titanit, kvarts, pyrit och magnetkis.

h. Skarn

Skarn förekommer helt underordnat i Svappavaaragruppen och huvudsakligen i anslutning till kalkstenar. Förutom det skarn, som uppträder intill järnmalmerna i Alpha och Kiilavaara och som närmare kommer att beröras i samband med beskrivningen av dessa fyndigheter, har skarn i större mängd endast påträffats S om Kaisjärvi. Längden av detta torde uppgå till omkring 400 m. Vidare har skarn i helt liten omfattning iakttagits i anslutning till kalkstenarna Ö och SÖ om Sahajärvi och Ö om Hyttyjärvi.

Till övervägande del föreligger ett amfibolskarn, vilket vanligen består av en under mikroskopet färglös eller svagt grön tremolit-aktinolit med c: γ cirka 17—18°. Denna bildar huvudsakligen 0.1—0.2 mm långa stänglar, som dock stundom uppnår en längd av 5 mm. Delvis föreligger en filtig, parallellstruerad massa med små nålar av tremolit-aktinolit. I skarnet Ö om Sahajärvi utgörs dock amfibolen av ett hornblände med γ gräsgrön, β mossgrön, α gulgrön och c: γ

cirka 20—22°. Skapolit förekommer ställvis i underordnad mängd. Den bildar oregelbundna korn eller aggregat, som korroderar amfibolen. En färglös eller svagt grön diopsid, rik på innesluten amfibol, ingår delvis i underordnad mängd. Vidare förekommer i liten mängd magnetit, albit-oligoklas, epidot och biotit. Accessoriskt uppträder titanit, kalcit, apatit, klorit, pyrit och magnetkis.

i. Jaspiskvartsit

Upp till ett par meter breda inlagringar av jaspiskvartsit[1] förekommer på några få ställen i Svappavaaragruppens bergarter. Deras ringa bredd har medfört att de icke markerats på den geologiska kartan. En dylik kvartsit har påträffats i anslutning till det skarn, som anstår S om Kaisjärvi. Den innehåller upp till 2 dm breda, oregelbundna och föga uthålliga sliror av diopsid eller tremolit-aktinolit. Vidare har jaspiskvartsiter påträffats Ö om Hyttyjärvi och NV om Sahajärvi. I båda områdena uppträder de i anslutning till kalkstenar eller skarn.

Jaspiskvartsiten utgörs av en vitgrå eller gråbrun, ibland något flammig, tät och stundom glasig bergart, som ställvis uppvisar en otydlig stratifiering genom att i den förekommer upp till några centimeter breda, mörka, oregelbundna och diffusa skikt. Den innehåller små mängder pyrit, magnetkis, karbonat och amfibol.

Mikroskopet visar att kvartsiten består av ibland 0.1—1.5 mm men huvudsakligen 0.3—0.4 mm stora, oregelbundna korn av en undulöst släckande kvarts, som uppvisar komplicerade sammanväxningsytor. Som en senare förträngning förekommer i helt liten mängd kalcit. I anslutning till denna uppträder accessoriskt tremolit-aktinolit, klorit, biotit, albit-oligoklas och kiser. Vidare ingår i något enstaka kvartskorn små korn av rutil.

j. Ursprunget av Svappavaaragruppens bergarter

De i Svappavaaragruppen förekommande kvartsiterna, grafitförande skiffrarna, skapolitfelserna, amfibolskiffrarna, skarnen och kalkstenarna har jag uppfattat som sediment av sandig, lerig och kalkig sammansättning, medan ursprungsmaterialet i tuffiterna utgörs av basiska vulkaniter. Mellan de olika leden i sedimenten och mellan dessa och de basiska vulkaniterna föreligger delvis successiva övergångar. Vidare uppvisar sedimenten och vulkaniterna, som nedan skall beskrivas, till en del gemensamma mineralogiska och kemiska drag. I bägge förekommer skiktningar, och det är tydligt att en viss omlagring genom vattnets inverkan ägt rum. De gradvisa övergångarna och de gemensamma petrografiska

[1] Termen används i enlighet med Ödman (1957) för den bergartsbildande formen av en kemiskt utfälld kiselsyra. »Kvarts är det dominerande mineralet, men dessutom kan förekomma magnetit, sulfider, karbonat, glimrar och Fe-Mg-Ca-silikat i varierande mängd . . . Klastiska strukturer saknas helt.» (op. cit., s. 12.)

Tabell 8. Bergarterna i Svappavaaragruppen

Rocks of the Svappavaara group

Bergart *Rock type*	Nuvarande mineralsammansättning *Present mineral composition*	Ursprungsmaterial *Original material*
kvartsit *quartzite*	kvarts, biotit, (albit, tremolit-aktinolit)	sandigt sediment *arenaceous sediment*
basisk tuffit *basic tuffite*	albit, tremolit-aktinolit, biotit	basisk vulkanit *basic volcanic rock*
grafitförande skiffer	albit, tremolit-aktinolit, biotit, (grafit)	kolhaltigt lersediment *carbonaceous clay sediment*
graphite-bearing schist	skapolit, diopsid, tremolit-aktinolit, (grafit)	kolhaltig märgel *carbonaceous marl*
skapolitfels *scapolitefels*	skapolit, diopsid, tremolit-aktinolit, biotit	märgel *marl*
amfibolskiffer *amphibole schist*	tremolit-aktinolit, (plagioklas, biotit)	kiselsyrarikt, kalkigt sediment
skarn *skarn*	tremolit-aktinolit, diopsid	*silica-rich, calcareous sediment*
kalksten *limestone*	kalcit	kalkigt sediment *calcareous sediment*
jaspiskvartsit *jasper quartzite*	kvarts	kemiskt utfälld kiselsyra *chemically precipitated silica*

dragen mellan de olika leden förutsätter att vulkanismen och sedimentationen skett samtidigt.

Sedimenten och vulkaniterna har i samband med regionalmetamorfosen omkristalliserat och i viss mån förändrats vad sammansättningen beträffar. Den nuvarande mineraldräkten är ett resultat av dessa processer. Sålunda har i de kalkiga sedimenten skett en »reaktionsskarnbildning», varvid karbonat, lermineral och kvarts reagerat med varandra under bildning av skapolit, diopsid och tremolit-aktinolit. Endast i de sediment, som innehåller såväl karbonat som lermineral, har en skapolitbildning kunnat ske. För att skapolit skall kunna bildas, måste samtidigt en metasomatisk tillförsel av klor äga rum. Som längre fram skall visas (s. 91), återspeglar mängden skapolit i de leriga sedimenten den ursprungliga karbonathalten. Om diopsid eller tremolit-aktinolit uppkommit vid denna skarnbildning är beroende av Ca: Mg-förhållandet i sedimenten.

De i Svappavaaragruppen ingående bergarterna kan efter sammansättningen indelas i sandiga sediment, tuffiter, lerskiffrar med varierande kol- och karbonathalt samt kemiska sediment med olika halt av karbonat och kvarts. Indelningen redovisas i tabell 8.

Den höga biotithalten i kvartsiterna tyder på att dessa sediment haft en betydande halt av lermineral. Härpå tyder även de sparsamt förekommande porfyroblasterna av sillimanit och granat. De amfibolrika inlagringar, som dessutom finns, utgörs sannolikt av förskarnade, kalkiga partier.

De grafitförande skiffrarna utgör vad mineralsammansättningen beträffar ett mellanled mellan de basiska tuffiterna och skapolitfelserna. Nära anslutna till

de basiska tuffiterna är de grafitförande skiffrar, som kännetecknas av associationen albit-tremolit-aktinolit-biotit(-grafit), medan de grafitförande skiffrar, som håller skapolit-diopsid-tremolit-aktinolit(-grafit), nära ansluter sig till skapolitfelserna, vilka karakteriseras av associationen skapolit-diopsid-tremolit-aktinolit-biotit (jämför tabell 8). Det mineralogiska sambandet mellan de grafitförande skiffrarna och de basiska tuffiterna å ena sidan och skapolitfelserna å den andra, liksom det förhållandet att dessa bergarter gradvis övergår i varandra, visar att sedimentationen och vulkanismen varit intimt associerade.

Att grafitskiffrarna utgörs av sediment torde vara ställt utom allt tvivel. Geijer (1918 b, 1931 a, 1962) har genom sina undersökningar av grafithaltiga skiffrar i Norrbotten, främst då av de i Vittangifältet förekommande, visat att dessa utgörs av kolhaltiga, märgelartade sediment och att grafiten i dem är av organiskt ursprung. I det förstnämnda av Geijers arbeten konstateras att de grafitförande skiffrarna omkring Svappavaara geologiskt motsvarar de, som finns i Vittangitrakten. De prekambriska, grafit- och sulfidhaltiga skiffrarna i Finland, vilka till sin allmänna karaktär i huvudsak är lika Svappavaarafältets, har av ett flertal forskare (Laitakari 1925, Eskola 1932, Marmo & A. Mikkola 1951, Marmo 1960, Peltola 1960) ansetts vara ursprungliga sapropelsediment, i vilka grafiten och sulfiderna utgör primära beståndsdelar. Den grafitförande skiffern i Svappavaarafältet har av mig uppfattats som ett kolhaltigt lersediment. Med utgångspunkt från vad som tidigare sagts om att mängden skapolit utgör ett mått på den ursprungliga karbonathalten i lerskiffrarna, representerar de skapolitförande delarna av skiffern, vilka f. ö. bildar en övergångsform till skapolitfelserna, omvandlade karbonathaltiga partier i skiffern. Närmast torde väl de skapolitförande partierna ha bildats ur kolhaltiga märgelsediment.

Den basiska tuffiten har en sådan kemisk sammansättning (tabell 5) att antagandet ligger nära till hands att dess ursprungsmaterial utgörs av basiska magmabergarter. Tuffitens projektionspunkt i det i fig. 3 redovisade QLM-diagrammet faller i området mellan basalter och andesiter. Att tuffiten är nära ansluten till basiska vulkaniter visas även av vanadin-, krom-, kobolt- och nickelhalterna. Av tabell 1 framgår att bergarten håller 300—450 p.p.m. V, 170—1 250 p.p.m. Cr, 40—60 p.p.m. Co och 60—340 p.p.m. Ni. En jämförelse med tabell 2 visar att dessa värden i huvudsak överensstämmer med de vanadin-, krom-, kobolt- och nickelhalter, som anges för basiska magmabergarter.

En basisk skiffer, vilken såväl till uppträdandet som sammansättningen visar likheter med tuffiten i Svappavaarafältet, har från Kemiområdet beskrivits av Härme (1949). Den består av albit, ljusgrön amfibol, klorit, karbonat, kvarts och järnoxid och uppträder i anslutning till grönstenar. Vidare övergår den i lerskiffrar, som håller biotit, kvarts, albit och magnetit. Skiffern tillhör samma sedimentationssvit som lerskiffern och tolkas av Härme som en tuffbildning. Den kemiska sammansättningen av tuffiten i Svappavaarafältet och skiffern i Kemiområdet är tämligen lika. Den förstnämnda avviker dock genom lägre kalcium-

halt (2.1 mot 3.6—8.3 % CaO), högre kaliumhalt (3.0 mot 0.34—0.72 % K_2O) och lägre oxidationsgrad ($Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+}) = 0.12$ mot 0.36—0.53).

Skapolitfelserna har med utgångspunkt från vad som ovan sagts om relationen mellan skapolit och karbonat i Svappavaaragruppens bergarter tolkats som ursprungliga märgelsediment, i vilka karbonat, lermineral och kvarts under regionalmetamorfosen reagerat med varandra under bildning av skapolit, varvid för skapolitbildningen nödvändig klor tillförts. Genom samma process har den i skapolitfelsen ingående diopsiden och tremolit-aktinoliten bildats. Att ursprungsmaterialet utgörs av kalkhaltiga, lerrika sediment framgår av de kemiska analyserna (tabell 7), som visar relativt rikligt med kalcium och magnesium i kombination med en hög halt av kiselsyra och aluminium. Edwards & Baker (1954) har från Australien beskrivit bandade skapolit-pyroxengranuliter och skapolit-albit-hornblände-skiffrar, som anses vara omvandlade kalkiga sediment. Dessa bergarter överensstämmer genom sin mineralogiska sammansättning med skapolitfelserna i Svappavaarafältet. Ifråga om den kemiska sammansättningen avviker dock skapolitfelserna från dem genom lägre järnhalt och i regel högre magnesiumhalt. Skapolit-diopsidskiffrar med ett sedimentärt ursprung har vidare redovisats av Parras (1958) från sydvästra Finland. Parras har undersökt spårelementsfördelningen i dessa bergarter och anför vad beträffar vanadin, krom, kobolt och nickel följande halter: 34—336 p.p.m. V, 41—205 p.p.m. Cr, 0—8 p.p.m. Co och 2—16 p.p.m. Ni. Av tabell 1 framgår att skapolitfelsen N om Sahajärvi håller 350 p.p.m. V, 350 p.p.m. Cr, $<$ 10 p.p.m. Co och $<$ 10 p.p.m. Ni, vilka värden med undantag av en något högre Cr-halt överensstämmer i stort med de av Parras angivna. Skapolitfelser i anslutning till grönstenar har av Hackman (1927) beskrivits från Kittilä i finska Lappland. I felserna ingår förutom skapolit även karbonat, kvarts, amfibol, biotit, albit, diopsid och epidot som väsentliga mineral. I två lokaler — Rautanaula och Kesälaki — torde ursprungsmaterialet ha varit karbonatrikt. Rörande den sistnämnda säger Hackman (op. cit., s. 43): »Man hat den Eindruck eines mikroskopisch gebänderten Kalksilikathornfelses und nicht unmöglich ist es, dass hier ein umgewandelter Rest eines im Amphibolit eingeschlossenen Kalksteines vorliegt.»

Den grafitförande skiffern, basiska skiffern och delvis även skapolitfelsen visar enligt analyserna en låg oxidationsgrad. $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$-kvoten för den grafitförande skiffern är 0.03, för den basiska tuffiten 0.12 och för skapolitfelsen $<$ 0.05—0.38. Detta tyder på att den basiska tuffiten och delvis även skapolitfelsen i likhet med den grafitförande skiffern har bildats i en likartad, starkt reducerande miljö. Den låga oxidationsgraden i Svappavaaragruppens bergarter är med all sannolikhet primär — det är ett allmänt drag att sedimentbergarter vid regionalmetamorfos bibehåller oxidationsgraden oförändrad (Goldschmidt 1943, James & Howland 1955, Yoder 1957, Kranck 1961). Genomgående för Svappavaaragruppens bergarter är vidare att järnoxider — magnetit eller hämatit — så gott som helt saknas eller endast ingår som accessoriska mineral. Där-

emot förekommer kiser — magnetkis, pyrit och undantagsvis kopparkis — allmänt, om än i små mängder. Det är följaktligen troligt att järnet i sedimenten fällts ut i sulfidform. Den låga oxidationsgraden antyder att denna utfällning, i likhet med vad som visats av James (1954), delvis skett under ultrastagnanta förhållanden, varvid syrebrist rått. Utfällningen har orsakats av svavelväte bildat genom att organismer påverkats av bakterier. Sulfiderna i Svappavaaragruppen betraktas därför av mig som syngenetiska.

Amfibolskiffrarna torde ursprungligen ha utgjorts av kiselsyrarika, kalkiga sediment, i vilka en reaktionsskarnbildning skett i samband med regionalmetamorfosen. Att i dessa ingår underordnade mängder skapolit antyder även att karbonatförande bergarter med en viss halt av lermineral förelegat. Att amfibolskiffrarna skulle utgöras av omkristalliserade, basiska lavabergarter synes mindre sannolikt med tanke på de skiktningar som förekommer i dem.

De intill kalkstenarna uppträdande skarnen uppfattas som reaktionsbildningar mellan i kalkstenen ingående karbonat och kiselsyra. Däremot råder oklarhet beträffande ursprunget av den jaspiskvartsit, som uppträder i helt ringa omfattning i anslutning till skarn och kalksten. Täta och glasiga eller flintliknande kvartsiter har av Ödman (1957) från Norrbotten beskrivits under namnet jaspiskvartsit. Vid stigande magnetit- och järnsilikathalt övergår dessa i skiktade kvartsjärnmalmer. De uppträder i anslutning till basiska vulkaniter och anses av Ödman vara kemiska fällningar. Liknande kvartsiter, ofta bandade, vilka är associerade med basiska vulkaniter, förekommer i Kittiläområdet i finska Lappland. Anslutna till kvartsiterna är de jaspilitiska järnmalmerna i Porkonen och Pahtavaara. Hackman (1924) anser kvartsiterna och de åtföljande malmerna vara normala sediment, men enligt E. Mikkola (1941) utgör de kemiska fällningar bildade på fastland i samband med den basiska vulkanismen. Kaitaro (1949) tolkar på grundval av geokemiska undersökningar av Sahama (1945) jaspiskvartsiterna som uppkomna genom submarina exhalationer. Jaspiskvartsiter och med dessa troligen sammanhörande glasiga kvartsiter uppträder vidare i grönstenarna i Kemiområdet i Finland, och enligt Härme (1949) föreligger här åtminstone delvis sinterbildningar.

På grund av analogier med jaspiskvartsiterna i övriga delar av Norrbotten och i norra Finland har jaspiskvartsiten i Svappavaaragruppen uppfattats som ett kemiskt sediment, vilket bildats i samband med den vulkanism, som gett upphov till de basiska tuffiterna. Vissa avvikelser gentemot övriga jaspiskvartsiter föreligger dock; sålunda saknar kvartsiten järnoxider eller järnförande silikat och strukturellt avviker den genom att bandningar saknas. Sistnämnda förhållande kan dock bero på en höggradig omkristallisation. Att kvartsiten utgör en kemisk utfällningsprodukt antyds av att den genomgående är associerad med kalkiga, delvis kiselsyrarika sediment, vilka föreligger som kalksten och skarn.

Utanför Svappavaaragruppen har i Svappavaarafältet en med jaspiskvartsiten likartad bergart påträffats i det skarn, som delvis utgör Leveäniemimalmens be-

gränsning mot Ö (s. 188). Det är dock sannolikt att denna kvartsit har ett från jaspiskvartsiten avvikande bildningssätt och uppkommit i samband med Linagranitens framträngande. Härpå tyder det förhållandet att kvartsiten och skarnet uppträder som en kontaktbildning mellan malmen och den omedelbart Ö härom anstående graniten. Vidare finns i anslutning till de hybridbergarter, som graniten bildat med malmens leptitiska sidosten, relativt rikligt med skarn, delvis på ett betydande avstånd från malmen. Ö om den hämatitomvandlade svartmalmen (fig. 76) förekommer såväl i skarnet som i kvartsiten upp till flera meter långa och en halv meter breda inlagringar av en förskiffrad, kvarts- och skarnomvandlad bergart, som troligen utgör bevarade rester av den i övrigt förträngda leptiten. Mellan leptiten och skarnet är gränsen skarp. Däremot övergår leptiten och kvartsiten successivt i varandra, vilket närmast tyder på att kvartsiten utgör en metasomatisk omvandlingsprodukt av leptiten.

3. Kvartsitsandsten

I Svappavaarafältet föreligger ett flertal från varandra skilda förekomster av kvartsitsandsten, delvis med kvartsitisk utbildning. Sammansättningen svarar mot en arkos eller mindre ofta en fältspatsandsten. Den mest betydande förekomsten är belägen vid Kiilavaara, där kvartsitsandstenen bildar ett i Ö—V gående stråk, som har en blottad bredd av inemot 1 000 m. Gränsen mot gabbron i N och Linagraniten i S har dragits på grundval av de flygmagnetiska kartorna. Det är sannolikt att stråket har en bredd, som uppgår till cirka 2 km. De övriga förekomsterna, vilka till omfånget är relativt obetydliga, ligger vid Makkarajoki, SÖ om Kaisjärvi och vid Talvimaa. Kvartsitsandstenen vid Makkarajoki, som har en blottad bredd på ungefär 300 m, bildar ett i VNV gående stråk, vars längd uppgår till inemot 1 000 m. Den SÖ om Kaisjärvi belägna stryker i NV och har en blottad bredd, som understiger 20 m. Kvartsitsandstenen vid Talvimaa bildar ett i N—S gående stråk med en bredd av omkring 200 m.

De i Norrbotten förekommande kvartsitsandstenarna och kvartsiterna begränsas i betydande omfattning av förkastningar. Geijer (1927, 1931 a) och Ödman (1939, 1957) har beskrivit tektoniska gränser för dessa bergarter i Övre Haukiserien (intill Kiruna), Vakko-Kovozonerna, Hopukka, Hippainen och Maattavaara-Rautusakara-Paurankivaara. Även kvartsitsandstenen i Svappavaarafältet begränsas troligen av förkastningar. En del av dessa är morfologiskt synliga; sålunda utgörs den norra begränsningen av kvartsitsandstenen i Kiilavaara av en i Ö—V gående brant, i vilken med all sannolikhet en förkastning går fram. Från Pikku Luongasjärvi och vidare mot NV markeras fortsättningen av denna linje av myrfyllda sänkor och av den 6—7 m höga brant, som föreligger SÖ om Kaisjärvi. Vid Pikku Luongasjärvi är kvartsitsandstenen, de bandade leptiterna och Linagraniten intill denna förkastning kraftigt tektoniserade. Samma gäller kvart-

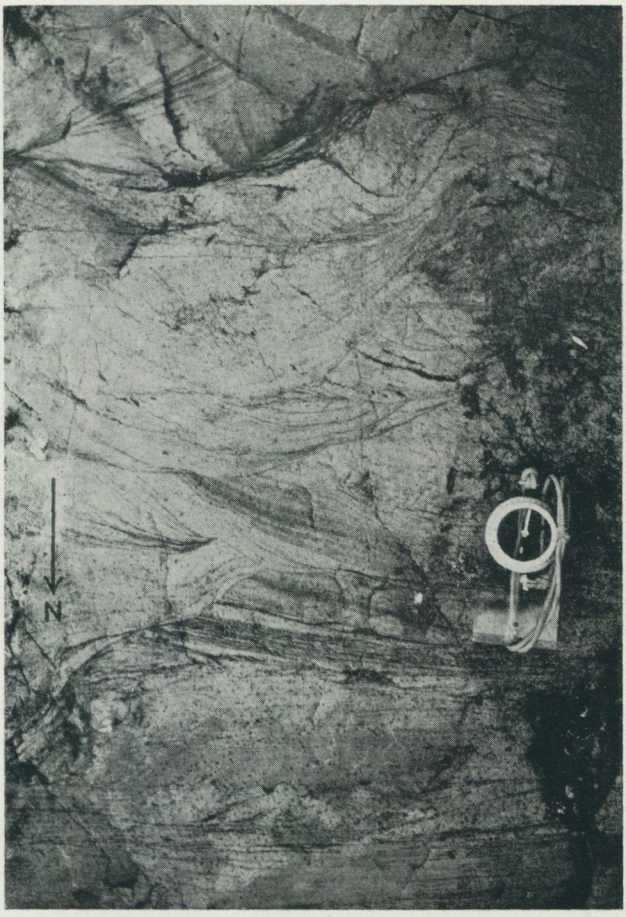


Fig. 7. Diagonalskiktning i kvartsitsandsten. SÖ om Pikku Luongasjärvi.
Cross-bedding in quartzitic sandstone. SE of Pikku Luongasjärvi.

sitsandstenen SÖ om Kaisjärvi. Förkastningen utgör här begränsningen mot SV. Vad slutligen kvartsitsandstenen vid Talvimaa beträffar, synes den såväl mot Ö som V begränsas av brottlinjer, intill vilka den är krossad.

Vid Kiilavaara anstår en grå, mera sällan rödgrå, finkornig, något biotitförande kvartsitsandsten, i vilken järnsandsskiktningar är vanliga. Underordnat och tämligen lokalt uppträder smala, mörkgrå, biotitskiktade inlagringar. Skiktningarna stryker genomgående i Ö—V och stupar huvudsakligen mellan 60 och 80° mot N; enstaka stupningar om 80° mot S har dessutom iakttagits. I den del av stråket, som ligger VSV om toppen av Kiilavaara, förekommer dock avvikande strykningar, som går i N—S. Stupningarna är här vertikala eller omkring 60° mot Ö. Järnsandsskiktningarna är i regel störda och föga uthålliga i strykningsriktningen. V om toppen av Kiilavaara och i någon mån uppe på denna

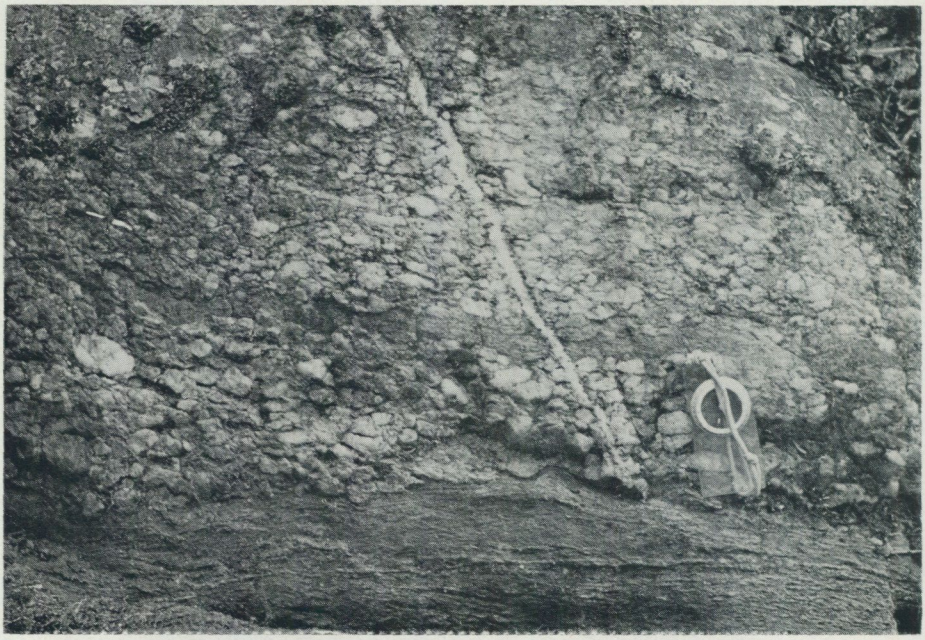


Fig. 8. Konglomerat i kvartsitsandsten. S om Iso Kulujärvi.
Conglomerate in quarzitic sandstone. S of Iso Kulujärvi.

är diagonalskiktningar vanliga. Vidare har dylika observerats i blottningarna S om Iso Kulujärvi. I samtliga lokaler visar de att sedimenten blir yngre mot S, dvs. att botten av kvartsitsandstenen ligger i N (fig. 7). Genom att stupningarna mestadels faller mot N, är det troligt att lagerställningen åtminstone delvis är något överstjälpt. Ställvis förekommer diffusa småveck, i vilka avståndet mellan skänklarna uppgår till några decimeter. Veckaxlarna stupar mellan 45 och 55° mot Ö. I blottningarna längst i V intill Svappavaaragruppen uppvisar kvartsitsandstenen stänglighet, som stupar 70° mot Ö.

I blottningarna S om Iso Kulujärvi finns en cirka 10 m mäktig inlagring av ett hårt pressat konglomerat, som uppträder konformt med den öst—västliga skiktningen i kvartsitsandstenen. Bollarna, som är 1—5 cm stora och kantavrundade, är orienterade i strykningsriktningen (fig. 8). De består av gråvit eller mörkgrå, stundom något flammig, glasig kvartsit. Mellanmassan mellan bollarna utgörs av en biotitrik, svagt förskiffrad kvartsitsandsten.

Kvartsitsandstenen vid Kiilavaara är, såsom tidigare beskrivits av Ödman (1957), genomsatt av granodiorit, vilken bildar en i stort sett i Ö—V orienterad intrusion i den mellersta delen av stråket. Att granodioriten är yngre visas av att den uppträder gångformigt i kvartsitsandstenen (fig. 9 och 10), varvid den huvudsakligen följer lagringen. Vidare håller den upp till 2 dm stora, oregelbundna fragment av kvartsitsandstenen (fig. 22). Kvartsitsandstenen genom-

Fig. 9. Kvartsitsandsten genomsatt av granodiorit. Kiilavaara.
Quartzitic sandstone cut by granodiorite. Kiilavaara.

sätts flerstädes av upp till några meter breda gångar av Linagranit samt turmalin- och muskovitförande pegmatit (fig. 10). På Kiilavaaras nordsluttning föreligger även en i Ö—V gående, cirka 2 m bred gång av rosafärgad kvarts, som är blottad på en sträcka av 25 m.

Mikroskopiska undersökningar visar att Kiilavaarasandstenen domineras av omkring 0.2 mm stora, oregelbundna, något krossade korn av undulöst släckande kvarts. I underordnad eller liten mängd förekommer grumlig, men delvis frisk albit-oligoklas; frisk mikroklin samt biotit, i vilken γ är mörkbrun eller kraftigt rödbrun och α halmgul. I de biotitskiktade formerna utgör dock biotit ett dominerande mineral. I liten mängd ingår muskovit och järnoxid. Accessoriskt uppträder kalcit, titanit, zirkon, apatit och turmalin. Mineralsammansättningen framgår av tabell 9 (nr 1 och 2).

Intill Pikku Luongasjärvi, strax N om sjön, anstår blekröda eller gråröda kvartsiter, som saknar klastiska drag och delvis är kraftigt uppkrossade. Uppkrossningen torde sammanhänga med närheten till den förkastning, som här går fram. I blottningen längst i Ö förekommer i Ö—V gående och relativt brant mot S stupande bandningar, som torde vara tektoniskt betingade. Mikroskopet visar att bergarten är kraftigt tektoniserad och att den huvudsakligen består av 0.2 mm stora, långsträckta korn av kvarts med plymliknande utsläckning. I underordnad mängd ingår en grumlig, sericitomvandlad och strimmig albit. I liten

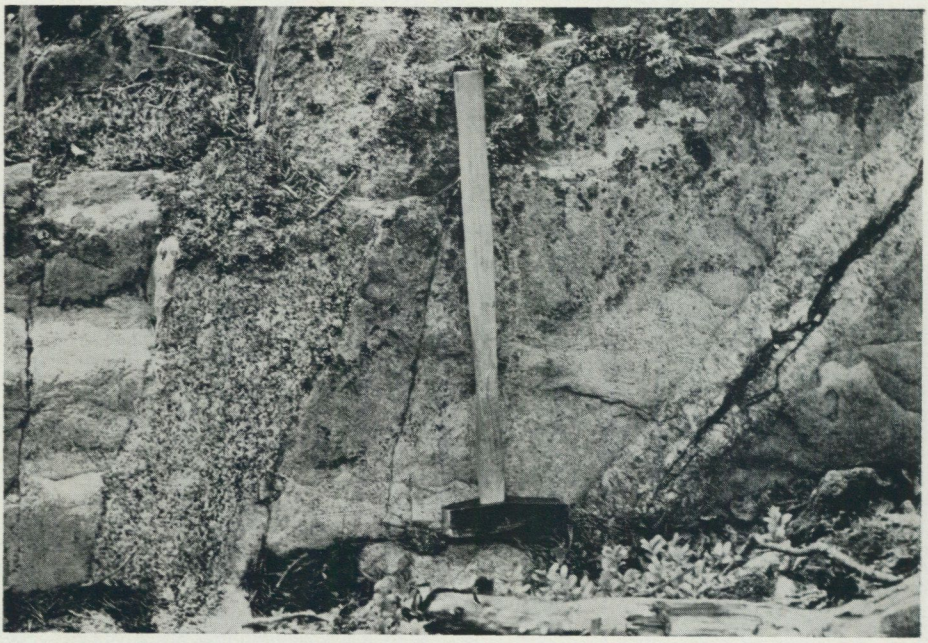


Fig. 10. Kvartsitsandsten genomsatt av granodiorit (till vänster) och Linagranit (till höger). Kiilavaara.
Quartzitic sandstone cut by granodiorite (to the left) and Lina granite (to the right). Kiilavaara.

mängd uppträder biotit och titanit. Accessoriskt förekommer skapolit, turmalin, klorit, apatit och ortit. Mineralsammansättningen anges i tabell 9 (nr 3).

I anslutning till förkastningsbranten SÖ om Kaisjärvi anstår blekröda eller gråröda, svagt förskiffrade och krossade kvartsiter, vilka saknar sedimentära strukturer. Mikroskopet visar att de har en kornstorlek på mellan 0.1 och 0.4 mm och att texturen är granoblastisk. De kännetecknas delvis av en hög halt av fältspat, som består av sericitomvandlad, grumlig albit eller svagt grumlig mikroklin. I liten mängd förekommer biotit, titanit och järnoxider. Accessoriskt ingår apatit, zirkon, turmalin, tremolit-aktinolit, skapolit och granat. Mineralsammansättningen återges i tabell 9 (nr 4 och 5).

Tydligt klastiska kvartsitsandstenar uppträder däremot vid Makkarajoki. De är rödlätta eller gråbruna och håller sporadiskt omkring 1 mm breda järnsandsskikt. Delvis ingår partier, som håller smala, biotitrika skikt. Skiktningar förekommer dock icke i samma omfattning som vid Kiilavaara. Strykningarna och stupningarna varierar starkt men viss övervikt för nordvästliga eller nordöstliga riktningar föreligger. Sidostupningen växlar mellan vertikal och relativt brant (60—80°), men längst i Ö står den flackt (35°) mot SÖ. Längst i N är kvartsitsandstenen genomsatt av upp till 2 cm breda sliror av ljusgrön amfibol, klorit och röd fältspat. Ställvis uppträder upp till några meter breda gångar av en grov-

Tabell 9. Mineralsammansättning av kvartsitsandstenar i Svappavaarafältet. Point-counteranalys. N = 1 000

Mineral composition of quartzitic sandstones in the Svappavaara area. Point-counter analysis. N = 1 000

	1	2	3	4	5	6
Lokal *Locality*	650 m SÖ om Pikku Luongas-järvi	1.5 km ÖSÖ om Pikku Luongas-järvi	100 m N om Pikku Luongas-järvi	200 m SÖ om Kaisjärvi	200 m SÖ om Kaisjärvi	850 m SSV om Sahajärvi
Kvarts	67.9	44.7	64.4	42.4	50.4	64.6
Plagioklas	12.5	3.7	28.7	46.4	12.9	33.7
Mikroklin	3.9	26.7	—	3.4	22.7	—
Biotit	12.1	17.3	2.3	2.5	10.4	0.2
Muskovit	2.3	—	—	—	—	—
Titanit	0.1	—	2.3	2.3	0.8	0.1
Järnoxid	0.6	6.5	0.1	1.0	—	0.2
Övriga	0.6	1.1	2.2	2.0	2.8	1.2
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

kornig Linagranit. Mikroskopet visar att kvartsitsandstenen är fullständigt rekristalliserad och att texturen är granoblastisk. Kornstorleken varierar mellan 0.1 och 0.2 mm. Dominerande är en delvis krossad, undulöst släckande kvarts. I underordnad mängd ingår en svagt grumlig albit-oligoklas. Såväl kvarts- som plagioklaskornen har komplicerade fogar. Stundom förekommer en mörkbrun biotit i underordnad mängd. Accessoriskt uppträder titanit, tremolit-aktinolit, kalcit, apatit, zirkon, turmalin, järnoxid; vidare undantagsvis sericit, rutil och färglös granat. Mineralsammansättningen återges i tabell 9 (nr 6).

4. Bandad leptit

a. Allmänna förhållanden

De bandade leptiterna bildar ett stråk mellan Svappavaaragruppens bergarter och det östliga gabbromassivet. Stråket är belagt med blottningar mellan Pikku Luongasjärvi i SÖ och Kaisjärvi i NV. Fortsättningen mot NV på kartan bygger på de geofysiska mätresultaten. Vid Liukattijoki uppträder en andesinporfyrit i så gott som omedelbar kontakt med gabbron, och det är troligt att leptitstråket här klipps av porfyriten. Strax NÖ om den sistnämnda finns åter blottningar av bandade leptiter, och stråket har här en nordöstlig strykning. Den blottade bredden av stråket mellan Pikku Luongasjärvi och Kaisjärvi uppgår till cirka 400 m; däremot torde bredden vara betydligt mindre i området N om Liukattijoki.

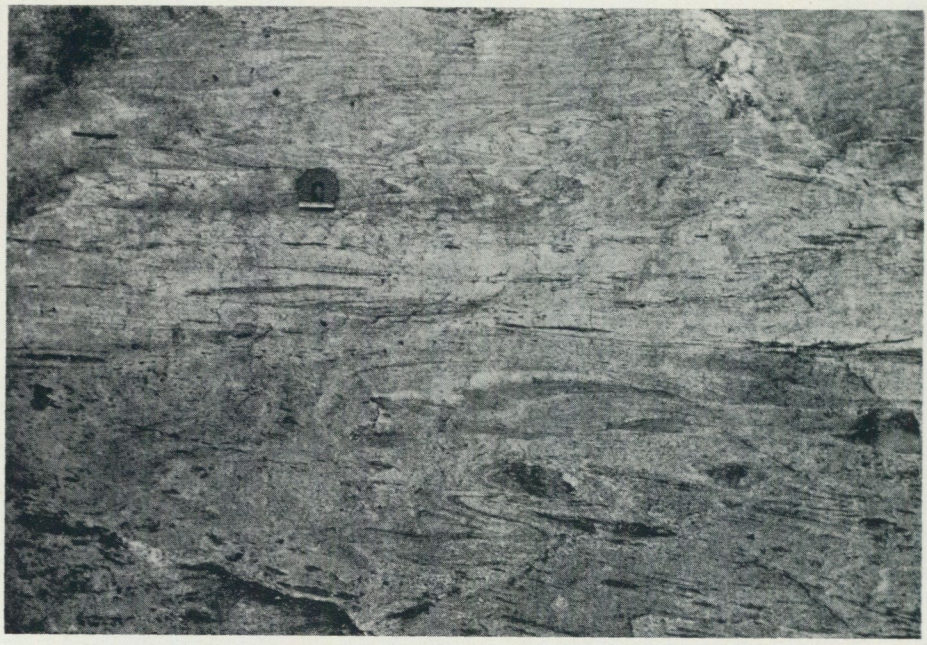


Fig. 11. Sur-intermediär bandad leptit med sliror av epidot och amfibol (huvudsakligen i bildens nedre del). Ö om Kaisjärvi.
Acid-intermediate banded leptite with schlieren of epidote and amphibole (mainly in the lower part of the picture). E of Kaisjärvi.

I de bandade leptiterna ingår ett surt till intermediärt och ett basiskt led, av vilka det förstnämnda är det till utbredningen mera betydande. De sura till intermediära leptiterna uppträder i den sydvästra delen av stråket mellan Pikku Luongasjärvi och Kaisjärvi samt N om Liukattijoki. De basiska leptiterna förekommer i den nordöstra delen av stråket mellan Pikku Luongasjärvi och Kaisjärvi. I de basiska leptiterna finns ställvis upp till 1 m breda inlagringar av sur till intermediär leptit. Gränsen mellan de bägge leden är skarp. I de basiska leptiterna, men även i mindre omfattning i de sura till intermediära, uppträder smala andesinporfyritgångar parallellt med strykningen. I båda leptittyperna, dock huvudsakligen i de sura till intermediära, ingår smala inlagringar av fragmentförande bildningar.

Mellan Pikku Luongasjärvi och Kaisjärvi stryker bandningarna och skiffrigheterna i leptiterna i NV och står 65—80° mot NÖ. Undantagsvis förekommer vertikala stupningar. N om Liukattijoki stryker strukturerna i NÖ och stupar 60° mot SÖ. Bandningarna, som huvudsakligen observerats i de sura till intermediära leptiterna och i mindre omfattning i de basiska, har uppfattats som tektoniskt bildade. Några iakttagelser, som visar att de utgör primära strukturer, föreligger icke. Överhuvudtaget har de bandade leptiterna tektoniserats kraftigt. Sålunda

är de ställvis boudinerade och spetsveckade (fig. 11). Ö om Kaisjärvi uppvisar den sura till intermediära leptiten delvis avslitna småveck, i vilka axeln stupar 20° mot NV. I blottningarna längre mot SÖ förekommer ställvis stängligheter, som stupar mellan 35 och 50° mot SÖ eller ÖSÖ.

De bandade leptiterna har tolkats som metamorfa, kraftigt omkristalliserade vulkaniter. De kemiska analyserna visar att det sura till intermediära ledet har en sammansättning, som motsvarar en kvartsförande porfyr eller syenitporfyr, och att det basiska har en sammansättning, som motsvarar en andesit till basalt. Den genomgående ringa kornstorleken torde utesluta att djupbergarter från början förelegat.

Att de bandade leptiterna behandlats särskilt och icke hänförts till porfyr-leptitgruppen beror på följande orsaker. Visserligen är de bandade leptiterna mineralogiskt-kemiskt delvis överensstämmande med bergarterna i porfyr-leptitgruppen, dvs. ifråga om de led, som har en syenitporfyrisk sammansättning. De bandade leptiterna skulle i betraktande härav kunna uppfattas som en del av porfyr-leptitgruppen, en del som genom att den påverkats kraftigare tektoniskt än gruppen i övrigt erhållit en avvikande utbildning. Emellertid ingår i de bandade leptiterna relativt kvartsrika former, vilka har en sammansättning motsvarande en kvartsförande porfyr. Dylika bergarter förekommer endast mycket underordnat i porfyr-leptitgruppen och då sannolikt gångformigt. Ej heller finner man i porfyr-leptitgruppen någon motsvarighet till den basiska bandade leptiten med mineralassociationen andesin-hornblände-diopsid-biotit. Såsom tidigare framhållits (s. 22), överlagras slutligen Svappavaaragruppen och kvartsitsandstenen SÖ om Kaisjärvi av de bandade leptiterna, varför dessa bergarter icke heller i åldershänseende torde kunna förenas med porfyr-leptitgruppen.

b. Sur-intermediär bandad leptit

De sura till intermediära, bandade leptiterna utgörs av gråröda eller grå, finkorniga, vanligen svagt magnetiska bergarter. En viss dominans för röda färger föreligger. Bandningen, som är bäst synlig på vittrad yta, framkallas av att upp till 5 cm breda, blekröda och ljusgrå band växellagrar (fig. 12). Stundom uppträder dock mörkgrå band i en grå mellanmassa. I regel har de mörka banden en högre halt av biotit, amfibol och stundom även magnetit än de ljusa. Ställvis är leptiten sekundärt omvandlad och håller smala och oregelbundna sliror av amfibol, epidot och magnetit. Vidare förekommer upp till 50 cm breda sprickfyllnader av amfibol, skapolit och röd fältspat, kring vilka leptiten blekts något.

Mikroskopet visar att texturen är lepidoblastisk, men i de band som är rika på kvarts och fältspat är dock parallelliteten hos mineralen mindre utpräglad. Kornstorleken varierar mellan 0.05 och 0.2 mm. Albit och/eller mikroklin domi-

Tabell 10. Analyser av bandade leptiter

Analyses of banded leptites

Analytiker: B. Johannesson

Analys	7		8		9	
	Sur leptit *Acid leptite*		Intermediär leptit *Intermediate leptite*		Basisk leptit *Basic leptite*	
	Vikt %	Katjon %	Vikt %	Katjon %	Vikt %	Katjon %
SiO_2	67.3	62.8	57.8	53.0	47.5	45.4
TiO_2	0.29	0.2	1.02	0.7	1.79	1.3
Al_2O_3	15.4	16.9	16.5	17.9	15.1	16.9
Fe_2O_3	2.1	1.5	5.8	4.0	9.1	6.5
FeO	1.4	1.1	3.4	2.6	6.7	5.3
MnO	0.07	—	0.04	—	0.14	0.1
MgO	1.1	1.5	2.4	3.3	4.2	5.9
CaO	1.5	1.5	2.6	2.5	9.1	9.3
BaO	0.06	—	< 0.01	—	0.03	—
Na_2O	4.4	7.9	8.5	15.1	4.4	8.1
K_2O	5.3	6.4	0.3	0.3	0.7	0.9
P_2O_5	0.31	0.2	0.68	0.6	0.44	0.3
H_2O+	1.1		0.9		0.9	
H_2O-	0.10		0.04		0.03	
F	0.06		0.07		0.04	
Cl	0.03		0.05		0.10	
CO_2	0.05		0.03		0.03	
S	< 0.01		< 0.01		0.01	
	100.57		100.13		100.31	
—O=F,Cl,S	0.03		0.04		0.03	
	100.54	100.0	100.09	100.0	100.28	100.0
	Kata-ekvivalentnorm					
Q	15.7		0.7		—	
Or	32.0		1.5		4.5	
Ab	39.6		75.5		40.6	
An	6.0		6.2		19.8	
C	0.2		—		—	
Wo	—		0.6		9.6	
En	3.0		6.6		9.8	
Hy	0.4		—		1.4	
Fo	—		—		1.0	
Fa	—		—		0.1	
Mt	2.2		5.7		9.8	
Hm	—		0.2		—	
Ilm	0.4		1.4		2.6	
Ap	0.5		1.6		0.8	
	100.0		100.0		100.0	
	Nigglivärden					
si	295		182		113	
al	39.7		30.7		21.1	
fm	19.2		34.1		44.6	
c	7.4		8.7		23.1	
alk	33.7		26.5		11.2	
k	0.45		0.02		0.10	
mg	0.37		0.33		0.33	
ω	0.58		0.61		0.55	
ti	1.1		2.5		0.4	
qz	160.2		— 24.0		— 31.8	
t	— 0.4		— 4.5		— 11.2	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade	Accessorier
7	300 m Ö om Kaisjärvi	Mikroklin, albit, kvarts	Hornblände	Biotit, titanit, epidot, apatit, magnetit, skapolit
8	550 m ÖSÖ om Kaisjärvi	Albit ($Ab_{95}An_5$)	Tremolit-aktinolit, magnetit	Klorit, apatit, epidot
9	550 m Ö om Kaisjärvi	Oligoklas ($Ab_{72}An_{28}$), hornblände	Diopsid, magnetit	Titanit, apatit

nerar bergarten. Vidare ingår kvarts, amfibol, biotit och magnetit. Albiten, som håller cirka 5—10 % An, är mestadels grumlig men i en del prov frisk. Mikroklin föreligger endast ställvis men utgör då en dominerande beståndsdel. Kvarts och biotit, i vilken γ är mörkbrun eller brungrön, förekommer i underordnade mängder, men kan även helt saknas. I liten mängd uppträder stundom 0.1—0.2 mm stora, prismatiska korn av ett kraftigt grönt hornblände eller en blekgrön tremolit-aktinolit. Magnetit förekommer stundom jämnt utspritt i liten mängd, men ingår vanligen accessoriskt tillsammans med apatit, titanit, epidot, turmalin, granat, klorit och skapolit.

Analys 7 i tabell 10 återger den kemiska sammansättningen av en leptit, som består av mikroklin, albit och kvarts jämte något hornblände. Analysen visar påtagliga likheter med kvartsförande porfyrer från övriga delar av Norrbotten. I QLM-diagrammet i fig. 3 faller projektionspunkten för leptiten inom det område, som täcks av dessa bergarter. I CaNaK-diagrammet i fig. 2 ligger analysen ungefär halvvägs mellan Na- och K-hörnet, vilket visar att fältspaten i denna bergart, i likhet med vad som är fallet i de flesta andra kvartsförande porfyrer, är natrium-kaliumintermediär och fattig på kalcium. Av tabell 1 framgår att halterna av vanadin, krom, kobolt och nickel är låga och överensstämmer med de värden, som i litteraturen anges för sura magmabergarter. (Se tabell 2.)

Analys 8 i tabell 10 återger den kemiska sammansättningen av en leptit, som består av albit med 5 % An (universalbordsbestämning) jämte något tremolit-aktinolit och magnetit. Analysen visar att den har en syenitporfyrisk eller närmast albitofyrisk sammansättning. I QLM-diagrammet i fig. 3 ligger den inom det fält, som täcks av syenitporfyriska bergarter från övriga delar av Norrbotten. Den i leptiten ingående fältspatens natronextrema karaktär visas av att projektionspunkten i CaNaK-diagrammet i fig. 2 faller intill Na-hörnet. Av tabell 1 framgår att vanadin, krom, kobolt och nickel ingår i samma mängd som i de övriga intermediära vulkaniterna i Svappavaarafältet.

Fig. 12. Sur-intermediär bandad leptit. Ö om Kaisjärvi.
Acid-intermediate banded leptite. E of Kaisjärvi.

c. Basisk bandad leptit

Mellan Pikku Luongasjärvi och Kaisjärvi förekommer i den nordöstra delen av stråket med bandade leptiter en mörkgrå till gröngrå, finkornig, svagt parallellstruerad eller delvis gnejsig, amfibolitliknande bergart, i vilken makroskopiskt kan iakttas amfibol, biotit och pyroxen. Ställvis är den bandad, varvid den i en mörkgrå, amfibolrik mellanmassa håller 1 à 2 cm breda, ljusa, fältspatrika skikt. Leptiten är mestadels svagt magnetisk genom att den håller små mängder magnetit. Samma sekundära omvandlingar, som uppträder i den sura till intermediära leptiten, förekommer i den basiska. Denna håller sålunda ofta upp till 1 cm breda, föga uthålliga sliror av amfibol och epidot jämte något magnetit och skapolit.

Mikroskopet visar att texturen är lepidoblastisk. Parallelliteten är mestadels svag men stundom dock utpräglad. Kornstorleken varierar mellan 0.1 och 0.2 mm. Den basiska leptiten består av plagioklas och hornblände jämte biotit, diopsid och magnetit. Plagioklasen, som är frisk och sällan grumlig, bildar polygonala korn. Dessa är ibland utdragna i förskiffringsriktningen. Universalbordsbestäm-

ningar visar att sammansättningen varierar mellan $Ab_{80}An_{20}$ och $Ab_{60}An_{40}$. Hornbländet, vilket förekommer som små stänglar eller trasiga korn, karakteriseras av följande optiska data: γ = mörkt gräsgrön, β = mossgrön, α = gulgrön och c : γ cirka 20—22°. Stundom förekommer dock former, som är relativt bleka i färgen. I underordnad mängd ingår nötbrun eller tobaksbrun biotit och grågrön eller ljusgrön diopsid. Magnetit finns ofta i en liten mängd men uppträder även som ett accessoriskt mineral tillsammans med titanit, apatit, epidot, mikroklin, kalcit och turmalin.

Den kemiska sammansättningen av den basiska bandade leptiten återges av analys 9 i tabell 10. Av denna framgår att det närmast rör sig om en andesit eller en basalt. Projektionspunkten i QLM-diagrammet i fig. 3 visar att leptiten ansluter sig till dessa bergarter i övriga delar av Norrbotten. Enligt tabell 1 håller leptiten 300 p.p.m. V, 30 p.p.m. Cr, 60 p.p.m. Co och 20 p.p.m. Ni. En jämförelse med tabell 2 visar att dessa värden, med undantag av att krom- och nickelhalterna är något lägre, överensstämmer med dem som anges för basiska magmabergarter.

d. Konglomerat

I stråket med de bandade leptiterna förekommer lokalt fragmentförande bildningar som sannolikt har en ringa bredd — ej överstigande ett par meter — och är föga uthålliga i strykningsriktningen. De flesta har observerats i det sura till intermediära ledet. De tolkas som intraformationella konglomerat, men i en del fall kan man icke utesluta att de har ett tektoniskt ursprung och att fragmenten utgörs av avslitna, från början sammanhängande lager i leptiten.

I den sura till intermediära leptiten ingår i dessa bildningar 1—15 cm stora, spetsiga, i förskiffringsriktningen utdragna fragment, vilka är skarpt avgränsade mot den leptitiska mellanmassan (fig. 13). Undantagsvis förekommer runda fragment. Dominerande bland fragmenten är blekröda eller mindre ofta grå leptiter eller kvartsiter, vilka bergarter stundom utgör det enda fragmentinslaget. Fragmentleptiterna är tämligen lika den sura till intermediära leptiten. Sålunda består de av albit med upp till 10 % An som huvudsakligt mineral, och en del fragment utgörs så gott som enbart av plagioklas. I underordnad mängd ingår kvarts och ibland även mikroklin, tremolit-aktinolit och magnetit. Kvartsitfragmenten domineras av ett finkornigt aggregat av kvarts, och i liten mängd uppträder albit-oligoklas och mikroklin. Sparsamt förekommer fragment av finkorniga porfyriter med mm-stora, vita fältspatströkorn samt av mörka, amfibolrika, delvis något magnetitförande bergarter, som påminner om den basiska leptiten. Vidare har påträffats enstaka fragment av en syenitporfyr, vilken i en grågrön eller brunröd mellanmassa innehåller 1—3 mm stora, blekröda fältspatströkorn.

I den basiska leptiten har en fragmentförande bildning iakttagits S om Kais-

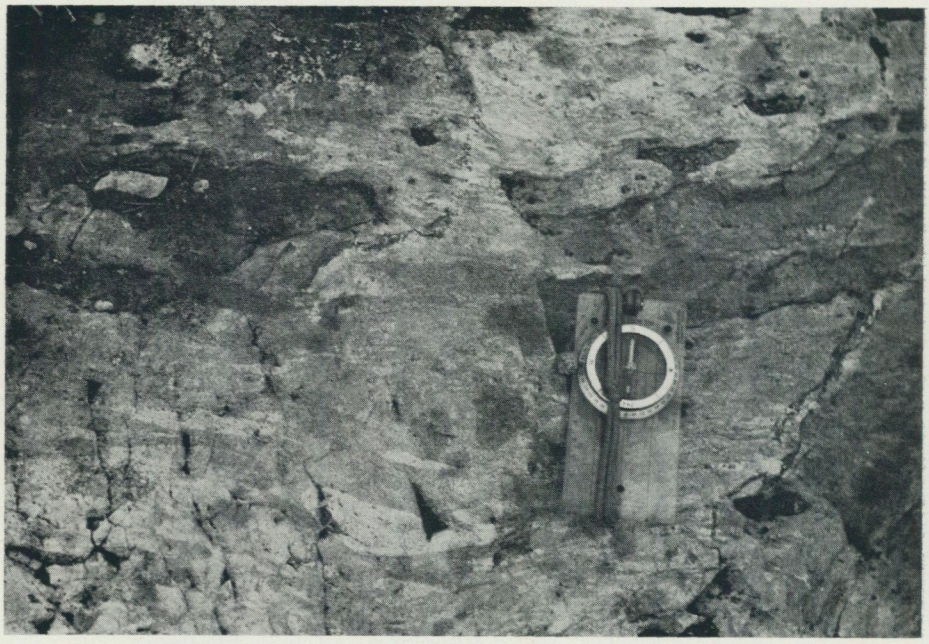


Fig. 13. Konglomerat i sur-intermediär bandad leptit. SÖ om Kaisjärvi.
Conglomerate in acid-intermediate banded leptite. SE of Kaisjärvi.

vaara. I denna förekommer fragment av porfyriter och amfibol-magnetitrika bergarter.

I de fall där de nu skildrade bildningarna är monomikta, där fragmenten är så gott som skiktvis anordnade och där fragmenten har en sammansättning som icke avviker nämnvärt från den leptitiska mellanmassan mellan dem, ligger antagandet nära till hands att fragmenten uppkommit genom tektonisk deformation av olika lager i leptiten. Att skilja dessa bildningar från konglomeraten med ett polymikt fragmentmaterial är icke möjligt — båda är hårt pressade med fragmenten utdragna i förskiffringsriktningen — och samtliga fragmentförande bildningar har följaktligen på kartan utlagts som konglomerat.

5. Andesinporfyrit

a. Allmänna förhållanden

I suprakrustalbergarterna i Svappavaarafältet förekommer dels mindre massiv, dels smala gångar av andesinporfyriter, som karakteriseras av andesin, hornblände och biotit. Som ett sekundärt mineral ingår skapolit. Porfyriterna är sannolikt yngre än suprakrustalbergarterna, i vilka de trängt in som tidigt orogena

intrusiv. Att i åldershänseende placera dessa är dock förenat med svårigheter på grund av att kontaktförhållandena mot omgivande bergarter i regel icke är kända. I de fall där de uppträder som gångartade bildningar, såsom i Svappavaaragruppens bergarter och de bandade leptiterna, är deras yngre ålder dock uppenbar. I de sistnämnda bergarterna uppträder porfyriterna som gångar, vilka löper konformt med den allmänna strykningsriktningen. Icke desto mindre är de äldre än den magmatiska verksamhet, som gett upphov till graniten i bergartsgruppen gabbro-syenit-granit (s. 69). Vidare är det troligt att det porfyritmassiv, som föreligger SSV om Särkijärvi, är intrusivt i Svappavaaragruppen och de bandade leptiterna. Detta visas av förhållandena N om Liukattijoki. Av blottningarna framgår att porfyriten gränsar till gabbron i Ö och att stråket med bandade leptiter här sannolikt saknas. Det ligger därför nära till hands att anta att porfyriten klippt av leptitstråket. Som tidigare nämnts, utgör den vinkelformade omböjningen av Svappavaaragruppens bergarter och de bandade leptiterna en gynnsam position för en intrusion. För massiven S om Sahajärvi och vid Syväjärvi är kontaktförhållandena mot omgivande bergarter icke kända. De torde dock på grund av analogier med övriga andesinporfyriter i Svappavaarafältet även kunna betraktas som intrusiva bildningar. Vid Syväjärvi följer porfyriten i huvudsak den allmänna strykningsriktningen.

Även om uppfattningen om åldern av porfyriterna delvis är grundad på osäkra antaganden är det dock sannolikt att de är yngre än porfyr-leptitgruppen, Svappavaaragruppen och de bandade leptiterna men äldre än den magmatiska verksamhet, som gett upphov till graniten i bergartsgruppen gabbro-syenit-granit. Åldersskillnaden mellan porfyriterna och de sistnämnda bergarterna torde emellertid vara relativt liten, och bägge är tidigt orogena intrusiv, vilka trängt fram i samband med den regionala veckningen.

Geijer (1918 b) har från Maltosrova och Sorvivaara i Vittangifältet beskrivit upp till 30 m breda porfyritgångar, som genomsätter suprakrustalbergarterna. I dessa områden föreligger bergarter, vilka i huvudsak överensstämmer med dem som uppbygger Svappavaaragruppen men vilka är äldre än Linagraniten. Porfyriten har en med andesinporfyriterna i Svappavaarafältet likartad sammansättning och består av basisk andesin eller labradorit, hornblände och biotit. Till skillnad från de i Svappavaarafältet uppträdande synes dessa gångar, av Geijers beskrivning att döma, övertvära den allmänna strykningsriktningen. Om också olikheter i uppträdandet mellan dessa porfyriter och de i Svappavaarafältet föreligger, är det dock av intresse att notera att båda genomsätter omgivande suprakrustalbergarter.

b. Massiv av andesinporfyrit

Andesinporfyriter, som bildar mindre massiv, finns S om Sahajärvi, SSV om Särkijärvi och vid Syväjärvi. De är dåligt blottade, och gränsdragningen mellan

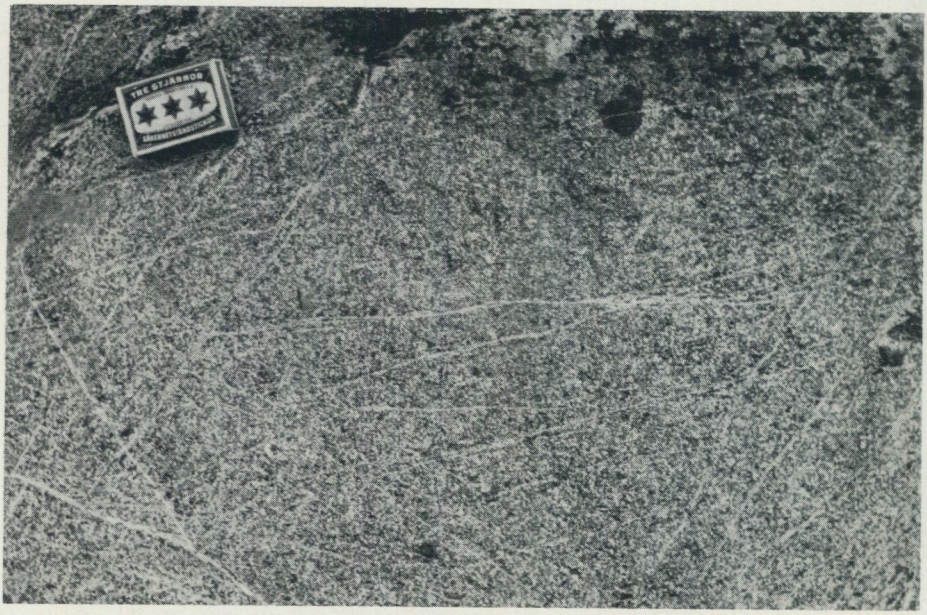


Fig. 14. Andesinporfyrit med små fragment av magnetitrik bergart (mörka fläckar). S om Sahajärvi.
Andesine porphyrite with small fragments of magnetite-rich rock (dark spots). S of Sahajärvi.

dem och omgivande berggrund bygger delvis på en tolkning av den magnetiska kartan, i vilken porfyriterna återspeglas genom sin ringa men dock alltid närvarande magnetithalt. Kontakten mot omgivande bergarter är icke blottad.

Massivet SSV om Särkijärvi ligger i knät av den vinkelformade omböjningen av Svappavaaragruppen och de bandade leptiterna. I Ö gränsar den till gabbro. Massivet S om Sahajärvi omges i N av Svappavaaragruppen och i S av sandsten, medan det i övrigt begränsas av Linagranit och biotitgnejs. Av den geofysiska kartan att döma har detta massiv en tämligen rund form. Porfyriten vid Syväjärvi avviker från dessa massiv genom att den bildar ett relativt långsmalt stråk, vilket stryker i N—S och i huvudsak konformt med omgivande leptit och basisk leptit.

Porfyriten i de nu behandlade massiven utgörs av en mörkgrå, stundom mörkt grågrön, finkornig, massformig eller mera sällan skiffrig bergart, som i en mellanmassa av amfibol, skapolit och biotit innehåller list- eller tavelformade strökorn av grå eller gråbrun fältspat. Strökornen har vanligen en storlek, som varierar mellan 1 och 3 mm, men i massivet SSV om Särkijärvi förekommer former, som innehåller mellan 0.5 och 3 cm stora strökorn. N om Liukattijoki för porfyriten i detta massiv även upp till 1 cm stora, runda mandlar fyllda med grön amfibol och skapolit. Ställvis saknas de porfyritiska kännetecknen. Detta gäller dock huvudsakligen de förskiffrade delarna av bergarten. Sålunda utgörs por-

Fig. 15. Andesinporfyrit, delvis blekt, med sliror av amfibol och skapolit. S om Syväjärvi. *Andesine porphyrite, partly bleached, with schlieren of amphibole and scapolite. S of Syväjärvi.*

fyriten S om Sahajärvi intill kvartsitsandstenen och Svappavaaragruppens bergarter av en förskiffrad, biotitrik, amfibolitliknande bergart, som saknar strökorn. Samma gäller för porfyriten vid Syväjärvi, isynnerhet vad beträffar stråkets västra del. Här kan tydligt iakttas att de porfyritiska och de strökornsfria delarna successivt övergår i varandra.

Porfyriten SSV om Särkijärvi avviker delvis något från vad som ovan beskrivits genom att i området V om Liukattijoki förekommer en mörk, tät, massformig, grönstensliknande bergart. Vidare har mellan Vit Abborrträsket och Särkijärvi en finkornig diabas med intergranulartextur påträffats.

I massivet S om Sahajärvi, längst i NV samt intill Makkarajoki förekommer i porfyriten upp till 1 m breda, gångliknande bildningar av en svagt förskiffrad metabasit, som stryker i ÖNÖ och står brant. Intill Makkarajoki innehåller porfyriten vidare sparsamt med 1—2 cm stora, kantiga och i regel i förskiffringsriktningen utdragna fragment av en mörk, finkornig, svagt förskiffrad magnetit- och amfibolrik bergart (fig. 14).

Sekundära omvandlingsfenomen är relativt vanliga. I samtliga massiv förekommer smala, oregelbundna sliror, i vilka ingår grön amfibol, skapolit och kvarts, oftast tillsammans men ibland blott ett av mineralen. I anslutning till amfibolslirorna, vilka undantagsvis, t. ex. S om Sahajärvi, kan bli upp till 10 cm breda, uppträder stundom något pyrit och kopparkis. Kring en del amfibolsliror i porfyriten vid Syväjärvi är bergarten blekt och håller lägre halter av mörka

Tabell 11. Analyser av andesinporfyrit

Analyses of andesine porphyrite

Analytiker: V. Grundulis

Analys	10		11	
	Vikt %	Katjon %	Vikt %	Katjon %
SiO_2	50.7	47.7	51.3	47.8
TiO_2	1.04	0.7	0.98	0.7
Al_2O_3	19.0	21.1	17.2	18.9
Fe_2O_3	3.31	2.3	3.38	2.4
FeO	5.26	4.1	6.51	5.0
MnO	0.15	0.1	0.16	0.1
MgO	5.0	7.0	5.6	7.8
CaO	8.5	8.6	7.8	7.8
BaO	0.02	—	0.05	0.1
Na_2O	4.0	7.3	4.2	7.5
K_2O	0.8	1.0	1.5	1.8
P_2O_5	0.21	0.1	0.15	0.1
H_2O+	2.0		0.5	
H_2O-	0.1		0.16	
F	0.04		0.04	
Cl	0.02		0.65	
CO_2	< 0.01		< 0.01	
S	< 0.01		0.07	
	100.15		100.25	
—O=S,F,Cl	0.02		0.17	
	100.13	100.0	100.08	100.0
Kata-ekvivalentnorm				
Or	4.8		9.2	
Ab	36.3		28.3	
An	32.2		23.7	
Ne	—		5.7	
Wo	3.7		5.7	
En	10.8		15.6	
Hy	3.6		6.5	
Fo	2.4		—	
Fa	0.8		—	
Mt	3.5		3.6	
Ilm	1.4		1.4	
Ap	0.5		0.3	
	100.0		100.0	
Nigglivärden				
si	130		128	
al	28.6		25.4	
fm	36.9		41.0	
c	23.3		21.0	
alk	11.2		12.6	
k	0.11		0.19	
mg	0.52		0.51	
ω	0.36		0.32	
qz	— 14.8		— 22.4	
t	— 5.9		— 8.2	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
10	700 m SSV om Syväjärvi	Andesin, hornblände	Skapolit	Biotit, magnetit, titanit, apatit
11	1 km S om Särkijärvi	Andesin, hornblände	Biotit	Skapolit, magnetit, titanit, apatit, sericit

mineral än normalt (fig. 15). Vidare har porfyriterna flerstädes undergått en metasomatisk omvandling till en leukodiabasliknande bergart, om innehåller rikligt med röd fältspat, epidot och amfibol, ofta slirformigt uppträdande. Mest utpräglad är denna omvandling i porfyriten SSV om Särkijärvi. I de blottningar, som ligger 1.4 km SV om sydspetsen av nämnda sjö, förekommer upp till 1 m breda, i N—S gående zoner, i vilka porfyriten omvandlats till en leukodiabas med bibehållande av den porfyritiska texturen. Någon skarp gräns mellan den oomvandlade porfyriten och leukodiabasen föreligger icke.

Under mikroskopet är porfyriten starkt omkristalliserad och uppvisar vanligen en svag parallelltextur. Endast i porfyriten S om sydspetsen av Särkijärvi har en antydan till intergranulartextur iakttagits. De huvudsakliga mineralen är alltid andesin, hornblände, biotit och skapolit. Fältspatströkornen, som uppträder i varierande mängd men som aldrig utgör mera än en tredjedel av bergarten, uppvisar en mer eller mindre tydlig list- eller tavelform. Genomgående föreligger en grumlig och tämligen kraftigt sericitomvandlad andesin, vilken enligt universalbordsbestämningar håller mellan 30 och 47 % An. Den förträngs rätt ofta av skapolit och håller interpositioner av biotit, hornblände, klorit och zoisit. I mellanmassan mellan strökornen uppträder, i liten eller sällan i mera betydande mängd, en liknande andesin, som bildar 0.1—0.2 mm stora, oregelbundna eller mindre ofta listformade korn. Hornbländet, som utgör en dominerande beståndsdel, föreligger som 0.1—0.2 mm långa stänglar och karakteriseras av att c : γ är cirka 18—19°, γ kraftigt gräsgrön, undantagsvis brungrön, β mossgrön och α gulgrön eller brungrön. Som en dominerande eller underordnad beståndsdel uppträder skapolit som 0.05—0.1 mm stora, enkla korn, vilka föreligger dels jämnt utspridda i bergarten, dels som upp till 1 mm stora samlade aggregat. Skapoliten förtränger fältspaten. Biotit, som förekommer i underordnad mängd och endast undantagsvis dominerar, bildar 0.1—0.2 mm långa fjäll, vilka i det kraftigaste absorbtionsläget har en mörkbrun färg. I vissa prov av porfyriten S om Sahajärvi utgör klorit en väsentlig beståndsdel och synes ersätta amfibol, som här saknas. Såväl magnetit som titanit ingår stundom i liten mängd men uppträder vanligen accessoriskt tillsammans med apatit, epidot, kalcit, diopsid och kvarts. Sistnämnda mineral kan dock i sällsynta fall förekomma i liten mängd som små korn i mellanmassan.

De tidigare beskrivna inslagen av en förskiffrad, amfibolitliknande bergart, som saknar strökorn, har en mineralsammansättning lik den ovan angivna. Texturen är lepidoblastisk med de mörka mineralen ordnade i sliror. Kornstorleken kan vara något större än i den porfyritiska typen, och amfibolen bildar ibland upp till 2 mm stora korn. Något avvikande former har dock påträffats i den västra delen av stråket vid Syväjärvi. Här ingår förutom skapolit och hornblände även mikroklin som en dominerande beståndsdel. Den bildar 0.2 mm stora, oregelbundna korn, vilka sammansluter sig till flera millimeter stora aggregat. I dessa föreligger rätt rikligt med biotit och accessoriskt magnetit, titanit och turmalin.

Den kemiska sammansättningen redovisas i tabell 11. Av QLM-diagrammet i fig. 3 framgår att andesinporfyriterna visar påtagliga likheter med andesiterna på Kirunabladet. Enligt tabell 1 ansluter sig porfyriterna vad beträffar halterna av vanadin, krom, kobolt och nickel till de övriga basiska vulkaniterna i Svappavaarafältet. En jämförelse med tabell 2 visar att halterna av dessa element överensstämmer med dem som anges för basiska magmabergarter; dock syns nickelhalten i porfyriterna vara något lägre.

c. Andesinporfyritgångar i bandad leptit

I den nordöstra delen av stråket med bandade leptiter, huvudsakligen i den basiska leptiten, uppträder 1—5 m breda andesinporfyritgångar, vilka följer strukturen i leptiten eller ställvis är svagt övertvärande (fig. 16). Gångarna stryker sålunda i NV—SÖ och står vertikalt eller brant mot NÖ. Kontakten mot leptiten är skarp.

Dessa porfyriter är såväl makroskopiskt som mikroskopiskt lika de ovan beskrivna. De har en mörkgrå eller gröngrå, finkornig, svagt eller ställvis kraftigt förskiffrad, amfibolrik mellanmassa, i vilken uppträder 1—10 mm, undantagsvis upp till 20 mm stora lister av brun eller ljusbrun fältspat. Strökornen är mestadels regellöst anordnade men ligger dock stundom parallellt med förskiffringen. I de gångar, som uppträder längst mot NÖ, intill kontakten mot den till gabbron hörande syeniten, träder strökornen delvis tillbaka och porfyriten håller omkring 1 cm, stundom upp till 3—4 cm stora, runda eller ovala mandlar fyllda med grön amfibol eller mera sällan med kvarts.

Gångarna uppvisar samma omvandlingsfenomen som porfyriterna i massiven. Sålunda genomsätts porfyritgångarna av upp till 1 cm breda sliror av grön amfibol och skapolit, vilka vidare håller något epidot och magnetit. Ställvis förekommer veckade, avslitna sliror av kvarts. Kring amfibolslirorna iakttas ibland en avfärgning (fig. 17), i likhet med vad som beskrivits för porfyriten vid Syväjärvi. Vidare är gångarna leukodiabasomvandlade. Intill kontakten mot syeniten i NÖ håller porfyriten rikligt med smala, diffust avgränsade sliror av leukodiabas,

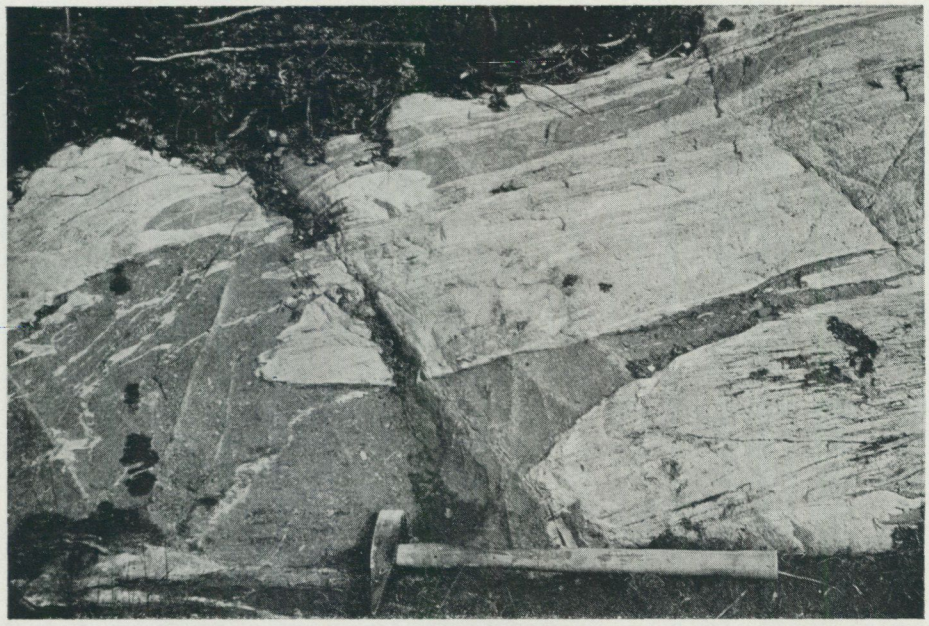


Fig. 16. Andesinporfyritgång i sur-intermediär bandad leptit. Ö om Kaisjärvi.
Dike of andesine porphyrite in acid-intermediate banded leptite. E of Kaisjärvi.

så att bergarten helt omvandlats. Dock har mandlarna bibehållits. I blottningarna 1 km ÖSÖ om Kaisjärvi förekommer upp till 0.5 m breda zoner av leukodiabas, kring vilka porfyriten genom en lägre halt av mörka mineral blivit blekare än normalt.

Intill syeniten genomsätts porfyriten av upp till 5 cm breda, vindlande gångar av en med syeniten samhörig granit. Vidare innehåller graniten upp till 3 dm stora fragment av porfyriten. Graniten är således yngre än porfyritgångarna.

Mikroskopet visar att porfyriten har en lepidoblastisk textur och att kornstorleken i mellanmassan kring strökornen uppgår till 0.1 à 0.2 mm. Mellanmassan består av polygonala korn av oligoklas eller andesin (universalbordsbestämningar visar 27—40 % An) jämte stänglar av hornblände, vilka stundom bildar ett mer eller mindre sammanhängande nätverk. Hornbländet karakteriseras av att γ är mörkt gräsgrön, β mörkt mossgrön och α gulgrön. I något prov förekommer i underordnad mängd, delvis i anslutning till hornblände, små tavlor av en grågrön diopsid. Magnetit och titanit ingår någon gång i liten mängd men uppträder vanligen accessoriskt tillsammans med apatit, skapolit, biotit och epidot. Strökornen, som uppvisar list- eller tavelform, består av en grumlig, delvis helt sericitomvandlad plagioklas, vars sammansättning i de flesta fall icke kan avgöras. I ett prov har dock en andesin med cirka 30 % An kunnat påvisas. Plagioklasen innehåller interpositioner av biotit, magnetit och skapolit.

Fig. 17. Andesinporfyrit, delvis blekt, med sliror av amfibol. Ö om Kaisjärvi.
Andesine porphyrite, partly bleached, with schlieren of amphibole. E of Kaisjärvi.

d. Andesinporfyritgångar i Svappavaaragruppen

I den sydligaste delen av stråket med Svappavaaragruppens bergarter, S och SÖ om Sahajärvi samt mellan denna sjö och Pikku Luongasjärvi, förekommer enstaka smala andesinporfyritgångar. Bredden torde icke överstiga 5 m. Om deras uthållighet i strykningsriktningen är ingenting bekant. Porfyriten är finkornig, massformig eller mindre ofta, som S om Sahajärvi, förskiffrad och håller upp till 4 mm stora, ljusgrå eller ljusbruna fältspatströkorn. Mellanmassan domineras av hornblände, som bildar 0.5—2 mm stora stänglar och karakteriseras av att $\gamma = \beta$ är gräsgrön, α svagt brungrön och c : γ cirka 20°. Skapolit förekommer rikligt och bildar ett finkornigt aggregat mellan amfibolen. En svagt grön diopsid och rödbrun biotit ingår stundom rikligt men uppträder även i accessoriska mängder tillsammans med turmalin och pyrit. Strökornen, som bildar lister eller tavlor, består av en grumlig och sericitomvandlad plagioklas, som i de fall den låtit sig bestämma utgörs av andesin. Plagioklasen förträngs av skapolit, och ibland föreligger myrmekitiska sammanväxningar mellan dessa båda mineral.

6. Gabbro

Mellan Kiilavaara och Torneälven förekommer ett betydande gabbromassiv, som mot Ö sträcker sig några kilometer utanför det karterade området. Ö och SV om Tansari järnmalmsfyndighet och NV om Ainasjärvi finns även gabbro blottad. Sannolikt utgör gabbron i dessa områden delar av ett enda massiv, som begränsar albitporfyriterna mot V och S. Detta antagande stöds av att lokala block av gabbro påträffats vid Lappträsken.

I det östra massivet och i området NV om Ainasjärvi föreligger en mörk till svartgrå, medelkornig, massformig, tämligen frisk gabbro, som uppbyggs av ett jämnt aggregat av grå eller brungrå fältspat och svart amfibol. Sistnämnda mineral bildar stundom upp till en centimeter stora fläckar, vilka ställvis, som S om Särkijärvi, är svagt parallellstruerade. Biotit i små mängder uppträder ofta, och ibland, som vid Kaisvaara, för gabbron rikligt av detta mineral. Pyrit i obetydliga mängder förekommer allmänt.

Gabbron intill Tansari järnmalm uppvisar ett avvikande utseende, som troligen beror på den kraftiga tektonisering och därmed sammanhängande omvandling, som skett av bergarterna längs med Liukattijoki. Lokalt är gabbron här kraftigt förskiffrad och uppkrossad. Den är ofta rödfärgad och innehåller då betydande mängder av sekundär fältspat, vilken till en del uppträder slirformigt. Vidare förekommer former, vilka för rikligt med epidot och amfibol. Dessa båda mineral uppträder även som upp till någon centimeter breda sliror tillsammans med kalcit, klorit och kvarts.

Mikroskopet visar att gabbron i såväl det östliga som det västliga massivet har en hypidiomorf eller subofitisk textur, i vilken plagioklaslister, delvis korsande varandra, ligger i en mellanmassa av hornblände. Plagioklasen, som bildar 0.5—2 mm stora, listformade eller mindre ofta brett tavelformade korn, är mestadels frisk men stundom svagt grumlig och något sericitomvandlad. Den bildar tvillingar efter albit- och Karlsbadlagen. Vanligen föreligger en andesin, som håller 30—35 % An (universalbordsbestämning), men NV om Ainasjärvi och vid Tansari järnmalm föreligger delvis en labrador med 45—50 % An (universalbordsbestämning). Undantagsvis, som i gabbron NV om Ainasjärvi, innehåller plagioklasen en kärna av epidot, vilket tyder på att den haft en mera kalciumrik sammansättning än den omgivande randzonen. Plagioklasen i gabbron intill Tansari järnmalm är genomgående brun, grumlig och sericitomvandlad. Vidare är det vanligt att den för rikligt med små korn av epidot, dessutom i mindre mängd biotit, amfibol, klorit och titanit. I något enstaka prov föreligger en andesin som innehåller snörformade inlagringar av mikroklin, vilka ofta går parallellt med plagioklaskornens längdriktning eller vinkelrätt mot denna.

Hornbländet mellan fältspatlisterna bildar vanligen 0.5—2 mm långa stänglar, som delvis genomsätter fältspaten. Det karakteriseras under mikroskopet av att γ är mörkt gräsgrön eller gräsgrön, β mossgrön, α gulgrön och c : γ cirka 18—20°.

Relativt vanligt är att i hornbländet ingår små, oregelbundna aggregat av magnetit och titanit, vilket isynnerhet gäller för gabbron vid Tansari järnmalm och Kaisvaara.

I gabbron vid Tansari järnmalm, vid Kaisvaara och i viss mån NV om Ainasjärvi utgör skapolit ett väsentligt mineral, som i främsta rummet förtränger plagioklas, vilken delvis föreligger som små, oregelbundna rester i skapolit.

I det östra gabbromassivet ingår i underordnad mängd en grå eller färglös klinopyroxen som kärnor i de större amfibolkornen och torde följaktligen utgöra det primära mineral, ur vilket amfibolen bildats. Pyroxenen har följande optiska data: c: γ cirka 45 ° och 2Vγ relativt liten, varför troligen en pigeonit föreligger.

I liten mängd håller gabbron så gott som genomgående omkring 0.2 mm stora fjäll av biotit, för vilken γ är nötbrun eller mörkt rödbrun och α halmgul eller grågul. Stundom bildar fjällen smala zoner och uppträder i anslutning till hornbländet. I gabbron vid Tansari förekommer ställvis obetydliga mängder av kvarts, vilken föreligger som små, undulöst släckande korn med oregelbundna fogar. Mineralet ligger vanligen runt plagioklaskornen som en smal bård men uppträder även inneslutet i dessa.

Accessoriskt uppträder omkring 0.5 mm stora, subhedrala korn eller oregelbundna aggregat av magnetit och titanit, vanligen i anslutning till hornblände och biotit. De är ofta sammanvuxna, varvid magnetiten bildar kärnan i form av oregelbundna korn. Till en del förekommer titanit som smala lameller efter (111) i magnetiten. Övriga accessorier är apatit, epidot, zirkon, pyrit, mikroklin, turmalin och klorit.

NÖ om Mörtijänkkä är gabbron i det östra massivet helt omvandlad. Delvis föreligger en mörkgrå, serpentiniserad gabbro, som under mikroskopet visar sig bestå av antigorit med rester av en klinopyroxen, sannolikt pigeonit. Delvis förekommer i dessa blottningar en gröngrå, sericitomvandlad bergart, vilken förutom sericit innehåller något zoisit och blekgrön klorit.

NV om Ainasjärvi föreligger i de sydligaste gabbroblottningarna en grå, finkornig, biotit- och skapolitförande bergart, som uppvisar en för gabbron anomal sammansättning tydande på att den är metasomatiskt omvandlad. Vid mikroskopisk undersökning framträder sålunda en intergranulartextur, i vilken upp till 1 mm långa lister av en svagt grumlig albit uppträder i en mellanmassa av gulbrun biotit och skapolit. Skapoliten förtränger albiten. I liten mängd uppträder kvarts, och accessoriskt ingår titanit, kalcit, apatit och magnetit. Den höga albithalten antyder närmast att gabbron omvandlats till en leukodiabasliknande bergart.

Den kemiska sammansättningen av en gabbro med låg halt av biotit, belägen intill järnmalmen i Tansari, redovisas i tabell 12. I tabell 1 anges halterna av vanadin, krom, kobolt och nickel. En jämförelse med tabell 2 visar att halterna är desamma som i basiska magmabergarter i övrigt; endast nickelhalten är något lägre än vad som är vanligt för dessa bergarter.

Tabell 12. Analys 12. Gabbro, Tansari, borrhål 60402, 84.3 m

Gabbro, Tansari, drill-hole 60402, 84.3 m

Analytiker: V. Grundulis

	Vikt %	Katjon %	Kata-ekvivalentnorm		Nigglivärden	
SiO_2	52.2	49.1	Or	4.8	si	136
TiO_2	1.03	0.7	Ab	45.5	al	24.6
Al_2O_3	16.0	17.8	An	19.2	fm	43.0
Fe_2O_3	3.95	2.8	Wo	5.1	c	18.5
FeO	6.17	4.9	En	10.4	alk	13.9
MnO	0.15	0.1	Hy	3.9	k	0.09
MgO	5.5	7.7	Fo	3.7	mg	0.50
CaO	6.6	6.7	Fa	1.4	ω	0.37
BaO	0.02	—	Mt	4.2	qz	— 19.6
Na_2O	5.0	9.1	Ilm	1.4	t	— 7.8
K_2O	0.8	1.0	Ap	0.5		
P_2O_5	0.24	0.1		100.0		
H_2O+	2.6					
H_2O-	0.09					
F	0.05					
Cl	0.03					
CO_2	0.23					
S	0.06					
	100.72					
—O=S,F,Cl	0.05					
	100.67	100.0				

Mineralsammansättning		
Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
Andesin ($Ab_{70}An_{30}$), hornblände	Biotit	Magnetit, titanit, klorit, epidot, kalcit

Om åldern av gabbron är föga känt. I det östra massivet förekommer gångar av syenit och granit (s. 74). Graniten genomsätter gabbron men torde dock tillhöra samma magmatiska svit som denna. Som tidigare nämnts (s. 27), är de tektoniska elementen i gruppen gabbro-syenit-granit och i de SV därom liggande bandade leptiterna delvis desamma, och gabbromagman har framträngt i samband med den regionala veckningen som ett tidigt orogent intrusiv. Observationer gjorda i området intill Tansari järnmalm antyder att gabbron med all sannolikhet är yngre än den med albitporfyriterna samhöriga syenitporfyren (s. 198). Linagraniten har kunnat visas vara yngre; i de blottningar, som ligger intill Vittangivägen N om Iso Kulujärvi, genomslås gabbron av en cirka 5 m bred gång av Linagranit, som innehåller skarpkantade fragment av gabbron.

Fig. 18. Gabbro med granitådra. Ö om Kaisjärvi.
Gabbro with granite vein. E of Kaisjärvi.

7. Syenit och därmed samhörig granit

I det östliga gabbromassivet i Svappavaarafältet förekommer i området mellan Pikku Luongasjärvi och Korsikojänkkä betydande gångformiga kroppar av mikroklin-plagioklas-syenit och underordnat en med dessa samhörig granit. Konturläggningen av dessa kroppar, isynnerhet vad beträffar området S om Korsikojänkkä, bygger delvis på en tolkning av de geofysiska kartorna. Liknande gångar, om ock av ringa omfattning, uppträder vidare i gabbron Ö om Luongasjärvi samt i den nordöstra delen av stråket med bandade leptiter mellan Pikku Luongasjärvi och Kaisjärvi. Mellan syenit och granit föreligger icke några skarpa gränser, utan syeniten övergår i granit genom en ökning av kvartshalten. I ringa mängd uppträder, huvudsakligen i anslutning till graniten, pegmatiter som består av kvarts och något mikroklin i skriftgranitisk sammanväxning.

Syeniten och graniten tillhör sannolikt samma magmatiska svit som gabbron men är yngre än denna och de bandade leptiterna. Gruppen gabbro-syenit-granit utgör en synkinematisk intrusion, som framträngt i samband med den regionala veckningen av suprakrustalbergarterna. Sålunda följer syenit-granitgångarna i huvudsak riktningen av stråken med bandade leptiter och Svappavaaragruppens

Fig. 19. Granit med rester av gabbro. Ö om Kaisjärvi.
Granite with remnants of gabbro. E of Kaisjärvi.

bergarter. I området Ö om Kaisjärvi sammanfaller skiffrigheterna i gabbron och syeniten, vilka stryker i NV och stupar 65—85° mot NÖ, eller mindre ofta vertikalt, både med varandra och med bandningarna i leptiterna. I syeniten förekommer vidare i detta område stänglighet, som stupar cirka 60° mot SÖ och i stort sett sammanfaller med stängligheten i de bandade leptiterna. Dessa förhållanden visar att gabbro, syenit och bandade leptiter tillhör samma tektoniska enhet och att deformationen av dessa bergarter måste ha skett samtidigt med eller efter det gabbron och syeniten bildats.

Ställvis genomslås gabbron av 2—10 cm breda, oregelbundna gångar av graniten (fig. 18). Kontakten är skarp, och någon påverkan kring denna kan icke iakttas. Sällan förekommer i graniten upp till 3 dm stora, oregelbundna brottstycken av en omvandlad, hybridiserad gabbro (fig. 19). Vid Kaisvaara ligger i graniten en 1.5 m bred gabbroskiva, som i NNV-lig riktning kan följas en sträcka av 20 m (fig. 20). Gabbron genomdras av enstaka smala granitådror. Graniten är mot gabbron förgnejsad och innehåller amfibolsliror parallellt med inlagringen. Följande detaljobservationer belyser åldersförhållandet mellan de bandade leptiterna och syenit-granit. Ö om Kaisjärvi förekommer i östra delen av den basiska leptiten upp till 5 dm breda gångar av en något pressad granit, som i huvudsak följer strukturen i leptiten (fig. 21). I samma område finns i granitgångarna upp till 2 dm stora, oregelbundna, anfrätta fragment av basisk leptit och av den andesinporfyrit, som gångformigt genomsätter leptiten. Såväl

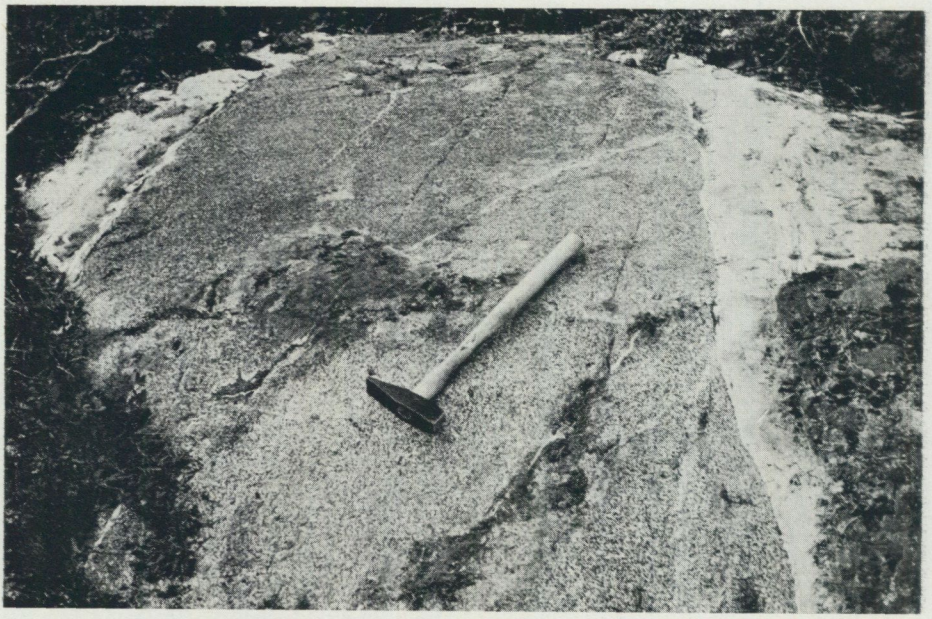


Fig. 20. Gabbro omgiven av granit. Kaisvaara.
Gabbro surrounded by granite. Kaisvaara.

syeniten som graniten är intill kontakten mot den basiska leptiten vanligen rika på mörka mineral, främst amfibol och biotit, vilket tyder på att de båda bergarterna i viss utsträckning assimilerat leptiten.

Vid karteringen har det icke varit förenat med svårigheter att skilja de graniter, som är samhöriga med syeniten, från den Linagranit, som intar ett betydande område i södra delen av Svappavaarafältet. I båda fallen rör det sig visserligen om mikroklin-plagioklas-graniter, men dessa är olika utbildade. Sålunda är den till syeniten hörande graniten finkornig och ställvis svagt förskiffrad, medan Linagraniten är grovkornig, delvis närmast en pegmatitgranit, som mestadels har en skriftgranitisk struktur. Även ifråga om uppträdandet föreligger olikheter. Linagraniten har mestadels klippande kontakter och övertvärar lagringen, medan den med syeniten samhöriga graniten i huvudsak följer lagringen i omgivande bergarter. Däremot är det icke möjligt att skilja de pegmatiter, som i ringa mängd förekommer huvudsakligen mellan Kaisjärvi och Kaisvaara i anslutning till graniten, från dem, som sammanhänger med Linagraniten.

Syeniten utgörs av en ljusröd till ljusbrun, mestadels massformig bergart, som för glest spridda, 1—5 mm stora porfyroblaster av brun eller grå eller någon gång violett fältspat. Lokalt är den svagt förskiffrad och parallellstruerad, varvid närmast en syenitgnejs föreligger. Halten av mörka mineral är låg, men intill kontakten mot omgivande gabbro eller basisk bandad leptit uppträder dock

Fig. 21. Granitgång i basisk bandad leptit. Ö om Kaisjärvi.
Granite-dike in basic banded leptite. E of Kaisjärvi.

ställvis små mängder biotit och amfibol, vilket visar att syeniten assimilerat dessa bergarter till en viss grad. Stundom föreligger här syenitgnejser med smala sliror av nämnda mineral.

Mikroskopet visar att syeniten har en hypidiomorf textur och att den består av 0.2—0.5 mm stora, i stort sett liksidiga korn av frisk eller svagt grumlig mikroklin och albit-oligoklas, vilka förekommer i ungefär lika mängder. Ibland föreligger dock en viss övervikt för plagioklas. I liten mängd uppträder kvarts i form av polygonala korn, som bildar ansamlingar mellan fältspaterna. Den ställvis förekommande biotiten är smutsgrön till nötbrun och föreligger mestadels som spridda fjäll. Den likaledes sporadiskt förekommande amfibolen bildar oregelbundna korn och utgörs av en tremolit-aktinolit för vilken γ är grågrön, β mossgrön, α gulgrön och c : γ cirka 19—20°. Accessoriskt uppträder apatit, zirkon, magnetit och titanit. Ibland för syeniten så pass mycket magnetit att den är svagt magnetisk.

Porfyroblasterna, som mestadels är oregelbundna men ibland brett tavelformade, består av mikroklin eller albit med varierande mängder mikroklin. I sistnämnda fall är mikroklinen oregelbundet invuxen i albiten: dels bildar den sliror och aggregat, dels föreligger en stripig pertit, i vilken mikroklin och albit förekommer i ungefär lika mängder. I mikroklinporfyroblasterna saknas däremot plagioklas eller ingår undantagsvis i helt liten mängd.

Graniten skiljer sig från syeniten endast genom sin högre kvartshalt. Den utgörs av en ljusbrun till brunröd, finkornig, massformig eller mera sällan svagt pressad bergart, som saknar mörka mineral. Endast intill omgivande gabbro eller basisk bandad leptit kan ibland förekomma små mängder biotit och amfibol. Texturen är hypidiomorf. Graniten uppbyggs av ett ekvigranulärt aggregat av mikroklin, albit-oligoklas och kvarts, i vilket kornstorleken uppgår till 0.2 à 0.5 mm. I några prov saknas dock plagioklas. Mikroklinen är vanligen något pertitisk och innehåller då snörformade inlagringar av plagioklas. Kvartsen, som släcker undulöst, ligger huvudsakligen mellan fältspatkornen men uppträder även i dessa. I de pressade formerna av graniten bildar kvartsen stundom upp till 5 mm långa, smala, slirformade aggregat, som ligger parallellt med förskiffringen. Undantagsvis förekommer myrmekitiska sammanväxningar mellan kvarts och mikroklin. Accessoriskt uppträder brun biotit, muskovit, titanit, ortit, apatit och järnoxid.

8. Granodiorit

I kvartsitsandstenen vid Kiilavaara föreligger ett i stort sett i Ö—V orienterat stråk av granodiorit. Såsom tidigare framhållits, är granodioriten yngre än kvartsitsandstenen, i vilken den uppträder konformt med lagringen och utgör en intrusion samtidig med veckningen av suprakrustalbergarterna i Svappavaarafältet. Granodioriten har ställvis genomsatts av Linagranit och med denna samhörig pegmatit och är således äldre än dessa bergarter.

Granodioriten utgörs av en grå, medelkornig, massformig eller svagt förgnejsad bergart, som i en biotitrik mellanmassa innehåller rikligt med 2—5 mm stora, oregelbundna aggregat bestående av gråvita fältspattavlor och kvarts. Ett karakteristiskt drag för granodioriten är sporadiskt förekommande, upp till 5 cm stora, ovala eller nästan runda inneslutningar av en mörk, finkornig, biotitrik basisk bergart (fig. 22).

Mikroskopiska undersökningar visar att en svagt grumlig oligoklas eller andesin, som bildar 1—4 mm stora, långsträckta tavlor med god idiomorfi, utgör det dominerande mineralet. Enligt universalbordsbestämningar varierar plagioklasens sammansättning mellan $Ab_{73}An_{27}$ och $Ab_{68}An_{32}$. Rikligt förekommer 0.5—2 mm stora fjäll av nötbrun eller mörkbrun biotit, vilka ofta är anhopade till slirlika bildningar. En undulöst släckande kvarts med taggiga kornfogar ingår vanligen i liten mängd men i en del prov dock i betydande mängd. I liten mängd eller accessoriskt uppträder små korn av mikroklin, som ibland är myrmekitiskt sammanvuxen med kvarts. Accessorierna utgörs av apatit, zirkon, järnoxid och skapolit. Sistnämnda mineral föreligger som 0.5 mm stora, oregelbundna korn och uppvisar myrmekitiska sammanväxningar med mikroklin.

Fig. 22. Granodiorit med inneslutning av kvartsitsandsten (vid myntet) och basisk bergart (i högra delen av bilden). Kiilavaara.
Granodiorite with inclusion of quartzitic sandstone (at the coin) and basic rock (in the right part of the picture). Kiilavaara.

Den basiska bergarten i de ovan nämnda inneslutningarna är lika granodioriten men avviker från denna genom mindre kornstorlek (omkring 0.5 mm), högre halt av biotit och frånvaro av mikroklin.

9. Linagranit och pegmatit

Svappavaarafältet gränsar i S mot det stora massiv av Linagranit, som täcker större delen av den centrala delen av Norrbottens län, och en betydande yta av den södra delen av det karterade området intas av denna granit. Den är till sitt uppträdande senkinematisk och visar intrusiva kontakter mot omgivande bergarter. Den bildar delvis i N—S gående stråk, vilka flikar in i suprakrustalbergarterna. I likhet med vad som visats av Ödman (1957) från övriga delar av Norrbotten, har Linagraniten och med denna samhörig pegmatit även i Svappavaarafältet en ung ålder och genomsätter leptit, kvartsitsandsten, gabbro, granodiorit, sericitskiffer och metabasit. Anmärkningsvärt är att Svappavaaragruppens bergarter, vilka av allt att döma är äldre än graniten, icke visar några spår av inverkan från denna.

Mestadels föreligger en ljusbrun, undantagsvis grå till gråröd, grovkornig eller

mindre ofta medelkornig granit, som huvudsakligen uppbyggs av upp till 2 cm stora korn av ljusröd eller ljusbrun mikroklin och plagioklas samt av upp till 0.5 cm stora korn av gråvit eller vit kvarts. Ställvis, som i området kring Isopalo, för graniten i en kvarts-mikroklinrik mellanmassa rikligt med upp till 5 cm stora plagioklaser. Strukturen är ofta skriftgranitisk. Utan några skarpa gränser övergår graniten i en pegmatit, som till sammansättning och struktur delvis överensstämmer med graniten. Fältspaten i pegmatiten bildar i regel omkring 1 dm stora kristaller och kvartsen centimeterstora korn. Undantagsvis förekommer zonerade pegmatiter, i vilka kärnan huvudsakligen består av kvarts och randzonen av mikroklin.

I såväl graniten som pegmatiten ingår sporadiskt omkring någon centimeter stora korn av turmalin, muskovit och magnetit. Turmalinen föreligger dock undantagsvis som upp till en decimeter långa stänglar.

VSV om Isopalo förekommer i graniten en gröngrå, finkornig, massformig, diabasliknande grönsten, som troligen bildar gångar i den förra.

Mikroskopet visar att graniten uppbyggs av mikroklin, plagioklas och kvarts i ungefär lika mängder. I en del fall överväger emellertid fältspaten över kvartsen. Mängderna mikroklin och plagioklas är ungefär lika, dock med någon övervikt för mikroklin. I en del prov föreligger endast endera fältspaten. Texturen är hypidiomorf. Kvartsen, som har en kornstorlek av 0.2—1 mm, föreligger som anhedrala, undulöst släckande korn. Den utgör delvis mellanmassan mellan fältspaten, vilken bildar 2—15 mm stora korn och ofta visar antydan till tavel- eller mera sällan listform. Mikroklinen, som är frisk eller stundom svagt grumlig, håller mestadels smala, snörformade inlagringar av plagioklas. Plagioklasen, som utgörs av en albit-oligoklas, är dels frisk, dels svagt grumlig och sericitomvandlad. I enstaka prov är plagioklastavlorna något krossade och svagt böjda. Mellan kvarts och plagioklas eller mikroklin föreligger myrmekitiska sammanväxningar. Accessoriskt förekommer mörkbrun biotit, zirkon, ortit, järnoxid, turmalin och muskovit.

Mellan gabbron kring Tansari järnmalm och leptiterna i Gruvberget och Leveäniemi har på kartan markerats en granittunga, som skjuter in i albitporfyriten. Formen av denna utlöpare från det samlade massivet i S grundar sig på data från de geofysiska kartorna. Blottningar saknas inom området, och graniten är endast känd i två borrhål. Slipprov visar att i denna granit albit-oligoklas och kvarts överväger över mikroklin, vilken senare i något prov helt saknas. Halterna av biotit och magnetit är vidare delvis något högre än i den övriga delen av Linagraniten i Svappavaarafältet. Dessutom förekommer ibland tremolit-aktinolit i liten mängd. I borrhålet N om Tansari järnmalm ingår i graniten upp till 5 cm stora, oregelbundna, tämligen diffust avgränsade, fragmentliknande rester av en gråröd, finkornig, massformig bergart, som förutom plagioklas, mikroklin och kvarts innehåller biotit och små mängder magnetit. Sannolikt är att dessa rester utgör bevarade partier av den bergart, i vilken graniten trängt in. Den relativt

höga biotithalten och närvaron av magnetit antyder att en tämligen basisk bergart förelegat, och man kan icke utesluta att den utgjorts av den albitporfyrit, som omger graniten.

10. Biotitgnejs

I samband med Linagranitens framträngande har berggrunden i södra delen av Svappavaarafältet migmatitiserats. I Linagraniten och mellan denna och de norr om liggande suprakrustalbergarterna finns stråk av biotitgnejs, vilkas blottade bredd uppgår till flera hundra meter och vilka troligen har ansenlig utsträckning i strykningsriktningen. De mest betydande stråken förekommer SV om Leveäniemi, Ö om Makkarajoki samt kring Kulleri och Iso Mitasvaara. Gnejsen utgörs av en grå eller gråbrun, finkornig, förskiffrad biotit-kvarts-fältspat-bergart. Bandningar, i vilka upp till 5 cm breda biotitrika och kvarts-fältspatrika skikt alternerar, är relativt vanliga. Delvis föreligger strukturer, som närmast tyder på ett sedimentärt ursprung (fig. 23). Lokalt, såsom i området Ö om Makkarajoki och i hällarna längst i V på Iso Mitasvaara, uppträder upp till någon meter breda inlagringar av en mörk eller brungrå, finkornig, amfibolrik gnejs. Denna uppvisar delvis en bandning, i vilken ljusa, kvarts-fältspatrika band alternerar med mörka, amfibolrika sådana. I de amfibolrika skikten ingår ställvis något magnetit.

I gnejsen Ö om Makkarajoki förekommer allmänt gångar av Linagranit och pegmatit. Gångarna följer antingen i stort sett strukturen i gnejsen, vilket främst gäller mindre än meterbreda gångar, eller löper oregelbundet och klipper gnejsstrukturen. I bägge fall har gångarna ett intrusivt uppträdande mot gnejsen genom att de sänder smala, spetsiga apofyser in i denna.

Riktningen av gnejsigheten varierar starkt från stråk till stråk och även inom ett och samma stråk. Ö om Makkarajoki är strykningarna i huvudsak NNV-liga och sidostupningen flack (30—40°) mot ÖNÖ. Ställvis har utbildats föga markerade, mjukt undulerande veckstrukturer, i vilka axlarna ligger flackt (20—30°) mot N eller S; vidare har flackt mot ÖNÖ stupande veckaxlar iakttagits. I gnejsstråket SV om Leveäniemi löper skiffrigheten i den östra delen i N—S och stupar vertikalt eller brant mot Ö, medan skiffrigheten längre mot NV löper i NV eller VNV och stupar 30—70° mot NÖ eller NNÖ. Veckaxlar, som stupar 50° mot Ö, har observerats i den nordvästra delen av stråket. I stråken kring Kulleri stryker gnejsigheten mestadels i öst—västlig riktning och stupar mellan 30 och 70° mot S. NÖ om högsta punkten på Kulleri stryker dock strukturerna huvudsakligen i N—S och stupar flackt (omkring 20°) mot Ö. På toppen av Iso Mitasvaara löper skiffrigheten i öst—västlig riktning och stupar mellan 50 och 70° mot S. Gnejsen är här småveckad. Veckaxlarna stupar mellan 60 och 70° mot S.

Fig. 23. Biotitgnejs omgiven av Linagranit. Ö om Koivujärvi.
Biotite gneiss surrounded by Lina granite. E of Koivujärvi.

I de blottningar, som ligger SV om toppen av Iso Mitasvaara, visar gnejsen snabba växlingar vad riktningen av skiffrigheten beträffar.

Mineralsammansättningen i gnejsen är tämligen monoton. Huvudmineral är biotit, kvarts och plagioklas, av vilka de två förstnämnda mestadels överväger. Vidare förekommer ibland mikroklin och sillimanit i liten mängd. Texturen är lepidoblastisk. Kornstorleken varierar mellan 0.1 och 0.2 mm. Ställvis uppgår den dock till 1 mm. Kvarts och fältspat bildar oregelbundna, ofta i gnejsigheten utdragna korn. Kvartsen släcker genomgående undulöst och är stundom något krossad. Plagioklasen, som utgörs av oligoklas med 20—25 % An (universalbordsbestämning), är frisk eller endast svagt sericitomvandlad. Den är vanligen krossad och visar antydan till undulös utsläckning. Biotiten, vilken föreligger som parallella fjäll, dels jämnt fördelade, dels slirformigt anordnade, har γ = brungrön och α = svagt gulgrön eller halmgul. Sillimanit förekommer dels i anslutning till biotitslirorna, dels som fina nålar växande i kvarts och biotit. Mikroklin uppträder som ett helt underordnat mineral men kan stundom ingå i betydande mängd. Accessoriskt förekommer apatit, järnoxid, muskovit, zirkon och turmalin.

Den amfibolrika gnejsen är vad kornstorlek och textur beträffar lik biotitgnejsen. Huvudsakligen består den av frisk oligoklas och ett hornblände, vilket karakteriseras av att $\gamma = \beta$ är kraftigt gräsgröna, α gulgrön och c : γ omkring 18°, medan biotit endast ingår helt obetydligt. I underordnad mängd förekommer

kvarts och i liten mängd mikroklin. Accessoriska mineral är skapolit (som förtränger plagioklas), titanit och zoisit.

Gnejsens ursprung kan icke avgöras, därtill är bergarten allt för omvandlad. Den höga halten av biotit och förekomsten av sillimanit visar dock på ett aluminiumöverskott, vilket i kombination med de sannolikt sedimentära skiktstrukturerna tyder på att ursprungsmaterialet kan ha utgjorts av sedimentbergarter. Det ligger nära till hands att anta att de tillhört Svappavaaragruppen. Härför talar även det förhållandet att i gnejsen N om Koivujärvi uppträder en skarnjärnmalm lik de malmer, som ingår i Svappavaaragruppen. På grund av att, såsom i föregående avsnitt påpekats, Svappavaaragruppen icke är granitiserad, synes det mig emellertid vara riktigare att utesluta denna tolkning och lämna frågan om gnejsens ursprung öppen.

IX. Omvandlingar av bergarterna

1. Sericitisering

Sidostenen intill järnmalmen i Gruvberget, Leveäniemi och Ainasjärvi är lokalt mer eller mindre kraftigt metasomatiskt omvandlad. I samband med omvandlingen har en nybildning av sericit och kvarts och i viss mån klorit ägt rum.

I Gruvberget har de sericitrika bergarterna — fragmentförande leptit och sericitskiffer (s. 160) — bildats ur leptit genom en samverkan av tektoniska och metasomatiska processer. Givetvis kan även syenitporfyrerna, som förekommer som smala inlagringar i leptiten, ha utgjort utgångsmaterialet, men då dessa dels har en med leptiten tämligen likartad sammansättning, dels utgör ett helt underordnat inslag i berggrunden, bortses från dem även vad beträffar Leveäniemi vid den följande diskussionen. Huvudsakligen Ö om malmen har leptiten i relativt långsträckta och smala, troligen i NNÖ strykande, zoner blivit utsatt för en tektonisering, varvid den förskiffrats och uppkrossats. I samband härmed har de fragmentförande bergarterna uppkommit. Zonerna har påverkats metasomatiskt, varvid leptiten omvandlats i varierande grad. Där omvandlingen varit mindre genomgripande föreligger bergarter — fragmentförande leptiter — med underordnade mängder sericit, medan i de fall då en kraftigare omvandling skett sericitskiffrar har bildats. Sålunda utgör den fragmentförande leptiten ett mellanled i omvandlingen från leptit till sericitskiffer. Leptiten består av albit-oligoklas (mindre ofta oligoklas eller andesin), mikroklin, kvarts och biotit. Vid omvandlingen har fältspaterna (främst plagioklas) och biotit förstörts och sericit nybildats. Kvarts har varit resistent mot omvandlingen och har troligen även till en viss grad nybildats. Där omvandlingen varit relativt svag, har albit-oligoklas och biotit påverkats, medan däremot mikroklin icke omvandlats. Den fragmentförande leptiten består sålunda av mikroklin och kvarts jämte något albit-oligoklas och sericit. Endast undantagsvis har i denna bergart plagioklas bevarats i större mängder. Lokalt ingår även klorit som nybildat mineral. I sericitskiffern har däremot plagioklasen nästan helt förstörts och i viss mån även mikroklinen, varför denna bergart består av sericit och kvarts jämte något mikroklin. I små mängder finns biotit, plagioklas och klorit. Likaledes ibland i små mängder men vanligen dock som accessoriskt mineral förekommer även turmalin, vilket understryker att omvandlingen skett metasomatiskt.

De kraftigt pressade och förskiffrade fragmenten i den fragmentförande leptiten och sericitskiffern utgörs huvudsakligen av omvandlade leptiter, som består av mikroklin och kvarts. I liten mängd ingår albit-oligoklas, biotit, sericit och järnoxid. Vissa fragment är relativt rika på hämatit. Dessutom har enstaka brottstycken av svartmalm, blodsten och kvarts påträffats. Om också fragmentmaterialet till en viss grad är polymikt, är det sannolikt att de fragmentförande par-

tierna i leptiten och sericitskiffern har ett tektoniskt ursprung. Leptiten, som delvis för järnoxid, har jämte sparsamt förekommande sliror av järnmalm och kvarts blivit krossad, och samtliga brottstycken utgör delar av den ursprungliga leptiten. I samband med den metasomatiska omvandlingen har brottstyckena påverkats på samma sätt som ovan skildrats för den omgivande leptiten. I fragmenten av hämatitförande leptit och blodsten har sannolikt magnetit ursprungligen förelegat. Härpå tyder förekomsten av martittexturer. Som i ett följande avsnitt skall visas, råder ett samband mellan sericitiseringen och omvandlingen av magnetit till hämatit på Gruvberget. Att fragment av svartmalm uppträder, tyder på att omvandlingen varit mindre omfattande och magnetiten bevarats.

Mellan sericitbergarterna och omgivande, oomvandlad leptit föreligger mestadels gradvisa övergångar. I några fall har dock skarpa gränser observerats. Däremot övergår alltid den fragmentförande leptiten och sericitskiffern gradvis i varandra. De är vidare intimt associerade i sitt uppträdande, vilket även understryker att de har ett gemensamt bildningssätt.

Vad sericitbergarterna i Leveäniemi beträffar, är förhållandena i stort sett desamma som i Gruvberget. I leptiten, huvudsakligen V om den stora sammanhängande kroppen av hämatitomvandlad svartmalm, förekommer ävenledes relativt långsträckta och smala, troligen i N—S gående zoner av sericitskiffer (fig. 76). Övergången mot leptiten är mestadels diffus, men enstaka skarpa kontakter har även iakttagits. Sericitskiffern består av sericit och kvarts. Som underordnade mineral uppträder stundom mikroklin och biotit. Plagioklas saknas däremot mestadels. Som accessoriska mineral har vidare turmalin och sillimanit observerats. I motsats till Gruvberget synes däremot fragmentförande partier vara sällsynta. Endast i ett borrhål i norra delen av fyndigheten förekommer i sericitskiffern upp till 1 dm stora, dels runda, dels kantiga fragment av syenitporfyr. En liknande porfyr uppträder här i anslutning till sericitskiffern som upp till 10 m breda inlagringar i leptiten. Sannolikt är att såväl leptiten som porfyren uppkrossats och omvandlats och att fragmenten i sericitskiffern representerar bevarade rester av porfyren.

I Ainasjärvi är albitporfyriten Ö om malmen i den mellersta delen av fyndigheten sericitiserad (fig. 32). Mellanmassan har så gott som helt förstörts och utgörs av sericit jämte något kvarts och accessoriska mängder turmalin. Däremot har strökornen delvis bevarats bättre och består av en sericitomvandlad plagioklas. Delvis har de dock helt omvandlats till sericit.

Mineralogiskt innebär omvandlingen av leptit (i Gruvberget och Leveäniemi) och albitporfyrit (i Ainasjärvi) till sericitskiffer, att fältspat (plagioklas och mikroklin) och biotit försvunnit och att en nybildning av sericit och kvarts samt i begränsad omfattning klorit ägt rum. Att kemiska förändringar skett i samband med omvandlingen framgår av en jämförelse mellan analyser av oomvandlade leptiter och sericitförande bergarter. I tabell 13 återfinns medelsammansättningen (uttryckt i katjonprocent) för leptiter, fragmentförande leptiter och sericit-

Tabell 13. Kemisk sammansättning av leptiter, fragmentförande leptiter och sericitskiffrar i Gruvberget och Leveäniemi

Chemical composition of leptites, fragment-bearing leptites and sericite schists at Gruvberget and Leveäniemi

	Katjon %							
	1	2	1—2	3	1—3	4	5	4—5
			+ −		+ −			+ −
Si	52.5	48.6	3.9	55.0	2.5	52.2	54.7	2.5
Ti	0.5	0.5	— —	0.5	— —	0.5	0.6	0.1
Al	19.5	17.5	2.0	17.9	1.6	18.7	20.5	1.8
Fe^{3+}	2.2	11.9	9.7	9.4	7.2	2.9	6.0	3.1
Fe^{2+}	2.4	2.1	0.3	1.1	1.3	4.4	0.6	3.8
Mn	—	0.1	0.1	—		—	0.1	0.1
Mg	2.7	1.8	0.9	1.3	1.4	4.6	0.8	3.8
Ca	4.0	0.7	3.3	0.4	3.6	2.8	1.8	1.0
Ba	—	0.1	0.1	0.1	0.1	—	0.1	0.1
Na	7.5	3.2	4.3	0.7	6.8	7.2	4.6	2.6
K	3.7	8.4	4.7	6.7	3.0	3.4	4.7	1.3
P	0.2	0.4	0.2	0.2	— —	0.2	0.2	— —
(F)	0.1	0.1	— —	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1
(S)	—	0.2	0.2	—		—	—	
(CO_2)	0.5	—	0.5	—	0.5	0.1	0.1	
(H_2O)	4.2	4.4	0.2	6.5	2.3	2.9	5.0	2.1
	100.0	100.0		100.0		100.0	100.0	
K/(Na+K)	0.33	0.72		0.91		0.32	0.51	
Mg/(Mg+Fe^{2+} +Fe^{3+}+Mn)	0.37	0.11		0.11		0.39	0.11	
Fe^{3+}/(Fe^{2+}+ Fe^{3+})	0.48	0.85		0.90		0.40	0.91	
Al/(Al+Fe^{2+}+ Fe^{3+})	0.81	0.55		0.63		0.72	0.76	

1. Medelsammansättningen av leptiter från Gruvberget (analys 14—16, s. 150).
   Average composition of leptites from Gruvberget (analyses 14—16, p. 150).
2. Medelsammansättning av fragmentförande leptiter från Gruvberget (analys 22—23, s. 162).
   Average composition of fragment-bearing leptites from Gruvberget (analyses 22—23, p. 162).
3. Medelsammansättningen av sericitskiffrar från Gruvberget (analys 24—25, s. 162)
   Average composition of sericite schists from Gruvberget (analyses 24—25, p. 162).
4. Medelsammansättningen av leptiter från Leveäniemi. Analys P 449, P 450 och P 459; redovisade i Parák (1965) under beteckningen »biotitskiffer».
   Average composition of leptites from Leveäniemi. Analyses P 449, P 450 and P 459 of »biotitskiffer» in Parák (1965).
5. Medelsammansättningen av sericitskiffrar från Leveäniemi. Analys P 445 och P 456; redovisade i Parák (1965).
   Average composition of sericite schists from Leveäniemi. Analyses P 445 and P 456; after Parák (1965).

skiffrar från Gruvberget och Leveäniemi. Omvandlingen av leptit till fragmentförande leptit och sericitskiffer har enligt tabellen inneburit att Fe^{3+}, K, H_2O samt i obetydlig omfattning Ba och F ökat, medan Na, Ca, Mg, Fe^{2+} samt i obetydlig omfattning CO_2 minskat. Kisel och aluminium uppvisar såväl negativa som positiva förändringar. Den allmänna förekomsten av turmalin i små eller accessoriska mängder visar vidare att bor tillförts i samband med omvandlingen. I de flesta avseenden överensstämmer dessa förändringar med vad som är känt från metasomatiska (hydrotermala) omvandlingar i fältspatrika bergarter. Sålunda ökar kalium och vatten, medan kalcium, natrium och i regel magnesium minskar; däremot är järn, aluminium och kisel i det närmaste oförändrade (jämför Anderson 1950, Leroy 1954, Creasey 1959, Schwartz 1959, Burnham 1962).

Omvandlingsbergarterna i Gruvberget och Leveäniemi karakteriseras av höga $K/(Na+K)$- och $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$-kvoter i jämförelse med leptiterna. Av tabell 13 framgår att $K/(Na+K)$-kvoten vid omvandlingen delvis ökat betydligt. I leptiterna uppgår den till 0.32—0.33, i de fragmentförande leptiterna till 0.72 och i sericitskiffrarna till mellan 0.51 (i Leveäniemi) och 0.91 (i Gruvberget). Att värdet för sericitskiffern i Leveäniemi är relativt lågt, beror på att i denna ännu finns plagioklas bevarad i rätt stor utsträckning och att omvandlingen har varit mindre genomgripande. Den ena av analyserna, vilken utförts på en plagioklasförande leptit, som håller underordnade mängder sericit, visar sålunda en $K/(Na+K)$-kvot på 0.38, vilket icke nämnvärt överstiger värdet för leptiterna. Den andra analysen, vilken utförts på en helt omvandlad leptit bestående av sericit och kvarts, har en kvot på 0.68, vilket är mera i överensstämmelse med sericitbergarterna i Gruvberget. De lösningar, som omvandlat leptiten, måste sålunda ha varit rika på K, samtidigt som genom deras inverkan Na (tillsammans med Ca och Mg) bortförts.

Som ovan nämnts har vid omvandlingen Fe^{3+} ökat och Fe^{2+} minskat. Troligen beror detta till en del på att det tvåvärda järn, som frigjorts (ur de mörka silikaten) vid omvandlingen, icke bortförts utan stannat kvar som trevärt järn, vidare att en del av i leptiten ingående magnetit oxiderats till hämatit. Lösningarna har haft en kraftigt oxiderande förmåga, och ökningen av oxidationsgraden från oomvandlade till omvandlade bergarter är mycket markant. Sålunda uppgår $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$-kvoten i leptiten till 0.40—0.48, i den fragmentförande leptiten till 0.85 och i sericitskiffern till 0.90—0.91. Däremot är det osäkert om någon förändring av den totala järnmängden ägt rum. Enligt vad som ovan antytts, är det vanligt vid metasomatiska omvandlingar att den håller sig tämligen oförändrad. Jämfört med aluminium, som även anses föga påverkbart vid sådana omvandlingar, har endast smärre förändringar skett. Av tabell 13 framgår att $Al/(Al+Fe^{2+}+Fe^{3+})$-kvoten i Gruvberget något minskat (från 0.81 i leptiten till 0.63 i sericitskiffern), medan denna kvot i Leveäniemi hållit sig tämligen oförändrad (0.72 i leptiten mot 0.76 i sericitskiffern). Däremot visar tabellen att

magnesium i förhållande till järn uppvisar en kraftig minskning: $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$-kvoten uppgår i leptiten till 0.37—0.39, i den fragmentförande leptiten och sericitskiffern till 0.11, vilket betyder att magnesium i leptiten (huvudsakligen ingående i biotit) bortförts vid omvandlingen.

Under vilka betingelser har omvandlingen av leptiten och albitporfyriten ägt rum? En metasomatisk omvandling av fältspatrika bergarter innebär att hydrerade, aluminiumrika mineral uppkommer. Vilka som bildas är beroende på temperaturen och den kemiska sammansättningen av de inverkande lösningarna, varvid surhetsgraden och katjonkoncentrationen är avgörande. Enligt Hemley & Jones (1964) gynnas omvandlingen av ett lågt katjon/vätejon-förhållande och försiggår genom att vätejoner förbrukas och katjoner frigörs. I leptiten och albitporfyriten har omvandlingen i främsta rummet inneburit en sericitisering av fältspaten. Genom de ovan nämnda forskarnas undersökningar framgår att sericit bildas vid metasomatiska omvandlingar inom temperaturintervallet 200—500° C.

Sammanfattningsvis kan konstateras att de lösningar, som påverkat leptiten och albitporfyriten under sericitbildning, varit oxiderande, kaliumrika samt att de verkat vid en temperatur av 200—500° C. De har bortfört natrium, kalcium och magnesium. Små mängder bor ingående i turmalin har tillförts. Den höga kvartshalten i omvandlingsbergarterna beror sannolikt på att kvarts frigjorts ur fältspaten i samband med omvandlingen. (Jämför de reaktionsformler som anges av Hemley & Jones.)

Om åldern av sericitomvandlingen är föga känt. I Gruvberget och Leveäniemi genomsätts sericitskiffern av pegmatitsliror tillhörande Linagraniten, och omvandlingen är således äldre än denna. Vidare har Parák (1965) visat att sericitskiffern i Leveäniemi genomsätts av metabasitgångar. I Ainasjärvi torde sericitiseringen stå i samband med den metasomatiska aktivitet, som gett upphov till malmbildningen. Om åldern av denna är icke något annat känt än att den är yngre än den omgivande albitporfyriten och den kvartsförande porfyr, som förmodligen genomsätter porfyriten.

Sericitbildningen är sålunda äldre än metabasiterna. Däremot är dess undre åldersgräns mera osäker, men av förhållandena i Ainasjärvi att döma torde sericitbildningen vara yngre än den kvartsförande porfyren. Det är sannolikt att den lokala uppkrossning och förskiffring av berggrunden, som skett i de ovan nämnda fyndigheterna och utgjort en förutsättning för att en sericitisering kunnat äga rum, sammanhänger med de förkastningar, som efter den regionala veckningen av Svappavaarafältet träffade malmerna i Gruvberget och Leveäniemi. Metabasiterna följer i Gruvberget delvis dessa förkastningar och måste således vara yngre än (eller likåldriga med) dessa. I åldersschemat i tabell 3 har därför sericitomvandlingen inplacerats som samtidig med dessa förkastningar.

2. Skapolitisering

Bergarterna i Svappavaarafältet är mer eller mindre kraftigt skapolitiserade, och endast syenit och granit (såväl med syeniten samhörande granit som Linagranit) synes ha gått fria från denna omvandling. De grundläggande undersökningarna rörande skapolitens uppträdande och ursprung i urberget i Norrbotten har utförts av Sundius (1915) och Geijer (1918 a, 1919 b, 1930, 1931 a). Enligt dessa författare utgörs skapolitiseringen av en regional pneumatolytisk process, vid vilken i första hand plagioklasen i bergarterna angripits och omvandlats. Härvid har betydande mängder klor och kolsyra tillsammans med små mängder svavel, fosfor, bor, titan, koppar och järn tillförts. Koppar och järn förekommer lokalt i mera betydande mängder, och då har fyndigheter av Nautanen-Svappavaaratyp (Geijer 1924 a) bildats. Sundius anser skapolitiseringen vara en pneumatolytisk process, vid vilken klor, koldioxid etc. tillförts, men anser dock även att vissa element i skapoliten (Ca, Al och Si) delvis härstammar från (hornbländet i) den bergart, i vilken omvandlingen ägt rum. Geijer (1931 a, s. 129) anser att tillförseln »måste kommit i form av oerhört rörliga lösningar, med minimal viskositet. Med allra största sannolikhet har därför transporten skett i gasform.» Sundius hänför ursprunget av skapoliten i Kirunaområdet till djupbergarterna, i främsta rummet till de basiska. Geijer har genom sina undersökningar (1918 a, 1924 a, 1930) visat att den regionala skapolitiseringen står i samband med Linagranitens bildning.

Den kemiska sammansättningen av skapoliten i Kirunaområdet har undersökts av Sundius, som på grundval av dels optiska, dels kemiska bestämningar visat att skapoliten vanligen håller mellan 60 och 85 % marialit. Undantagsvis förekommer dock mera basiska skapoliter. Den mest basiska har befunnits ha sammansättningen $Ma_{36}Me_{64}$. Analyser visar att halten av Cl uppgår till 1.24 à 3.29 %, medan däremot fluor saknas eller ingår i helt små mängder. Halten av SO_3 varierar mellan 0.25 och 0.56 %. Koldioxid torde mestadels ingå, men alltid med lägre halter än klor; en analys visar $CO_2 = 0.34$ %.

Ytterligare undersökningar rörande den kemiska sammansättningen av skapoliten i Norrbotten har utförts av Geijer (1918 a), som anför en analys av en skapolit från Nautanen. Denna visar att en mizzonit med sammansättningen $Ma_{41}Me_{59}$ föreligger. Den avviker från Kirunaområdets skapoliter genom en hög karbonathalt (2.81 % CO_2), medan Cl-halten (1.15 %) och SO_3-halten (0.79 %) är desamma som i skapoliterna i Kirunaområdet.

Vad den i Svappavaarafältet uppträdande skapolitens sammansättning beträffar, har Piispanen (1964) på grundval av optiska bestämningar funnit att den skapolit, som ingår i albitporfyrit, skapolitfels, grafitförande skiffer, kalksten och leukodiabas, utgörs av dipyr med en sammansättning mellan $Ma_{80}Me_{20}$ och $Ma_{55}Me_{45}$. Vidare har en analys utförts av skapoliten i sulfidmineraliseringen i Särkivaara. Analysen, som återges i tabell 14, visar att skapoliten utgörs av

Tabell 14. Analys 13. Kemisk sammansättning av skapolit, Särkivaara sulfidfyndighet

Chemical composition of scapolite in the Särkivaara sulphide deposit

Analytiker: P. Ojanperä

	Vikt %		Antalet atomer på basis av 12 (Si, Al)		
SiO_2	48.16	Si	7.584	12.00	
TiO_2	0.27	Al	4.416		
Al_2O_3	23.79	Ti	0.038		
Fe_2O_3	0.41	Fe^{3+}	0.047		
FeO	0.12	Fe^{2+}	0.009		
MgO	0.10	Mg	0.019	4.33	
CaO	14.37	Ca	2.421		
Na_2O	5.30	Na	1.617		
K_2O	0.92	K	0.180		
H_2O^+	0.82	H	0.851		
H_2O^-	0.04	Cl	0.350		
Cl	1.29	C	0.747	1.23	
CO_2	3.46	S	0.132		
SO_3	1.14				
	100.19	% Me 58.5			
—O=Cl	0.29				
	99.90	$n_\omega = 1.575$ och $n_\varepsilon = 1.549$			

dipyr med sammansättningen $Ma_{41}Me_{59}$. Skapoliten innehåller förutom klor relativt rikligt med koldioxid och svaveltrioxid och liknar därigenom den av Geijer anförda skapolitanalysen från Nautanen. Även ljusbrytningen är praktiskt taget densamma, Piispanen anför följande värden för skapoliten från Särkivaara: $n_\omega = 1.575$ och $n_\varepsilon = 1.549$, och för skapoliten från Nautanen anger Sundius (1918) följande ljusbrytning: $n_\omega = 1.575$ och $n_\varepsilon = 1.552$.

Ljusbrytningen av den skapolit, som ingår i metabasiten och leptiten intill järnmalmen i Gruvberget, redovisas i tabell 25, s. 173, och tabell 26, s. 178. De erhållna värdena visar att i bägge bergarterna föreligger en dipyr. I metabasiten varierar sammansättningen mellan $Ma_{72}Me_{28}$ och $Ma_{62}Me_{38}$, i leptiten mellan $Ma_{74}Me_{26}$ och $Ma_{66}Me_{34}$. Av analys 29 (tabell 24, s. 172) av metabasiten framgår att skapoliten i denna bör vara relativt rik på klor.

Av det ovanstående framgår att skapoliten i Svappavaarafältet i huvudsak består av dipyr, vars sammansättning varierar mellan $Ma_{80}Me_{20}$ och $Ma_{55}Me_{45}$. Endast undantagsvis, såsom i Särkivaara, förekommer mizzonit. Troligen föreligger genomgående en klorrik skapolit, som sålunda vad sammansättningen beträffar visar likheter med de övriga från Norrbotten undersökta skapoliterna.

Skapolitbildningen i Svappavaarafältet uppfattas av författaren som en regional metasomatisk process, vid vilken samtliga bergarter med undantag av syenit och granit påverkats. Omvandlingen har varit mest omfattande i metabasit,

albitporfyrit, andesinporfyrit, gabbro, i delar av leptiten kring Gruvberget samt i vissa bergarter tillhörande Svappavaaragruppen. En del bergarter, som bandad leptit, granodiorit och leukodiabas, har i ringa omfattning påverkats av omvandlingen, och skapolit uppträder i dessa enbart som ett accessoriskt mineral.

I Svappavaarafältet har skapoliten till största delen uppkommit genom omvandling av i bergarterna ingående plagioklas. Som nedan skall visas bildar den skapolit, som uppträder i Svappavaaragruppens bergarter, däremot ett undantag. Vid omvandlingen har i huvudsak klor och i mindre mängd koldioxid och svaveltrioxid tillförts. I likhet med vad som tidigare visats av Turner (1948), Turner & Verhoogen (1951) och Shaw (1960), föreligger icke heller i Svappavaarafältet något samband mellan sammansättningen av skapoliten och koexisterande eller ursprunglig plagioklas. I de sliror och sprickfyllnader i leptit, andesinporfyrit etc., vilka innehåller skapolit jämte kalcit, amfibol, zeoliter m. m., är det dock troligt att skapoliten bildats enbart genom tillförsel och icke uppkommit genom omvandling av plagioklas.

I Svappavaaragruppen förekommer skapolit i betydande mängder i skapolitfels och delvis även i grafitförande skiffer, medan den i övriga led mestadels ingår i små mängder eller helt saknas. Sålunda uppträder skapolit endast undantagsvis i den basiska tuffiten, vilken utgör den dominerande bergarten inom stråket. Det faktum att de skapolitrika felserna och grafitförande skiffrarna uppträder jämsides och intimt associerade med tuffiten, i vilken plagioklas är ett av huvudmineralen men i vilken skapolit endast förekommer undantagsvis, tyder på att skapolit knappast har uppkommit ur plagioklas utan att den bildats genom att primära mineral i de två förstnämnda bergarterna fixerat de metasomatiska lösningar, som i samband med regionalmetamorfosen påverkat Svappavaaragruppen. På annat sätt är det icke möjligt att förklara att skapolitrika och skapolitfria men plagioklasrika bergarter uppträder sida vid sida. De kemiska analyserna av skapolitfelsen visar, som tidigare nämnts, att denna ursprungligen utgjort en kalkhaltig lerskiffer. Det är därför sannolikt att skapoliten här liksom i de övriga bergarterna i Svappavaaragruppen bildats genom att i skiffern ingående karbonat- och lermineral reagerat med varandra i samband med de regionalmetamorfa processer, som träffat Svappavaarafältet, samtidigt som en metasomatisk tillförsel av klor ägt rum. De för skapolitbildningen nödvändiga mängderna kisel, aluminium, kalcium, natrium och koldioxid skulle ingå som primära beståndsdelar i sedimentet. Likaledes skulle det svavel, som binds i skapoliten, härröra från sulfidmineralen i sedimentet. Som tidigare antytts, skulle därför skapolithalten i Svappavaaragruppens bergarter utgöra ett mått på den ursprungliga karbonathalten i de leriga sedimenten. Endast i de kalkiga lersedimenten har skapolit kommit till utbildning. I kvartsiten och den basiska tuffiten, där lermineral ingått i betydande mängder medan karbonat saknats, har skapolit icke bildats. Samma förhållande gäller de kvartshaltiga karbonatbergarterna (amfibolskiffer och skarn). I dessa har avsaknaden på lermineral medfört att skapolit

Tabell 15. Ursprunglig halt av kvarts, lermineral och karbonat i Svappavaaragruppens bergarter förmodad på grundval av nuvarande mineralsammansättning

Quartz, clay minerals and carbonate in the rocks of the Svappavaara group as deduced from present mineral composition

	kvarts *quartz*	lermineral *clay minerals*	karbonat *carbonate*
kvartsit *quartzite*	+	+	(+)
basisk tuffit *basic tuffite*		+	
grafitförande skiffer *graphite-bearing schist* — skapolitfri *scapolite-free*		+	
grafitförande skiffer *graphite-bearing schist* — skapolitförande *scapolite-bearing*		+	+
skapolitfels *scapolitefels*		+	+
amfibolskiffer *amphibole schist*	+	(+)	+
skarn *skarn*	+	(+)	+
kalksten *limestone*		(+)	+

\+ = allmänt förekommande *commonly occurring* (+) = sporadiskt förekommande *sporadically occurring*

ej kommit till utbildning utan i stället tremolit-aktinolit och diopsid. Även i kalkstenarna, vilka består enbart av karbonat, har endast en omkristallisation och icke någon nämnvärd mineralnybildning ägt rum. Ställvis har dock även i kvartsiten och tuffiten ingått karbonat och i amfibolskiffern, skarnet och kalkstenen lermineral, varigenom dessa bergarter lokalt träffats av en ringa skapolitbildning. För de olika leden i Svappavaaragruppen kan man förmoda att den ursprungliga halten av kvarts, lermineral och karbonat fördelar sig i enlighet med vad som anges i tabell 15.

Sammanfattningsvis kan sägas att skapolit i Svappavaaragruppen endast bildats i de sediment, som innehåller såväl karbonat- som lermineral. Att skapoliten i dessa bergarter icke bildats ur plagioklas, visas av att skapolitrika bergarter uppträder jämsides med basiska tuffiter och plagioklasrika, grafitförande skiffrar, i vilka plagioklas är ett av huvudmineralen men skapolit så gott som helt saknas.

Liknande omvandlingar av kalkiga sediment har av Parras (1958) beskrivits från Finland och av Edwards & Baker (1954) samt av White (1959) från Australien. Sedimenten har omvandlats under bildning av skapolitrika bergarter, vilka samtliga karakteriseras av associationen skapolit (dipyr, mindre vanligt mizzonit) och pyroxen (diopsid eller augit). Vidare ingår amfibol (tremolit-aktinolit eller hornblände), plagioklas (huvudsakligen albit) och biotit. Såväl Parras som Edwards & Baker räknar med att en del av de för skapolitbildningen nödvändiga elementen måste ha tillförts. White anser däremot omvandlingen vara en isoke-

misk process, där bl. a. klor härstammar från sedimenten själva. Vidare har Serdyuchenko (1959, 1960) från skarnjärnmalmerna i Aldan i östra Sovjetunionen beskrivit skapolit, som bildats genom inre omsättningar i kalkrika, sedimentära bergarter i malmernas omgivning: »scapolite, which is also widely developed as a syngenetic metamorphogenic mineral in crystalline schists with an original excess of calcium carbonate» (Serdyuchenko 1960, s. 89).

I de skapolitiserade bergarterna i Svappavaarafältet uppträder lokalt små anhopningar av sulfider. I den i Gruvberget förekommande sulfidmineraliseringen har järn, koppar, arsenik, molybden, guld, fosfor, fluor och bor tillförts. Dessa element ingår i magnetit, kopparkis, bornit, arsenikkis, molybdenglans, gediget guld, apatit och turmalin, vilka mineral samtliga hör till samma paragenes som skapoliten. I Särkivaara sulfidfyndighet förekommer pyrit, kopparkis och molybdenglans i anslutning till skapolit, vilket tyder på att järn, koppar och molybden jämte svavel tillförts vid skapolitiseringen.

Vad beträffar de kiser (magnetkis, pyrit och obetydligt med kopparkis), som ingår i de skapolitförande bergarterna i Svappavaaragruppen, är det på grunder som tidigare anförts sannolikt, att de är syngenetiska, dvs. att de har bildats samtidigt med sedimenten. Det finns icke någon anledning att tro att de kan ha tillförts samtidigt med skapolitiseringen. I alla händelser förekommer de i lika stor mängd i de icke skapolitförande bergarterna.

Att skapolitiseringen utgörs av en metasomatisk process visas av att bl. a. klor, koldioxid, svaveltrioxid, fosfor, fluor och bor tillförts. Det är icke möjligt att ange, under vilka betingelser skapoliten bildats. Enligt Shaw (1960) sker skapolitbildning under olika tryck- och temperaturförhållanden. Skapolit är sålunda icke begränsad till någon speciell mineralfacies utan förekommer i såväl låg- som högmetamorfa facies: »scapolite appears to have formed stably or metastably in a wide range of PT conditions during metamorphism coupled with pegmatitic, pneumatolytic, or hydrothermal action» (op. cit., s. 284). Skapolitbildningen i Svappavaarafältet bör dock delvis ha skett vid en relativt låg temperatur, då zeoliter (stilbit och chabazit) uppträder i anslutning till skapolit i sulfidmineraliseringarna Gruvberget och Särkivaara. Enligt Stringham (1952) bildas zeoliter ur lösningar vid en temperatur av mellan 50 och 300° C. Barth (1952) anger temperaturen till mellan 100 och 300° C. Vidare tyder de avblandningstexturer, som förekommer i kopparmineraliseringen i Gruvberget, på att sulfiderna bildats inom ett temperaturintervall av 200—450° C (s. 108).

Skapolitiseringen av bergarterna i Svappavaarafältet utgör en relativt sen process i den geologiska utvecklingen. Omvandlingen har träffat såväl porfyr-leptitgruppens och Svappavaaragruppens bergarter som den i dessa bergarter intrusiva gabbron, andesinporfyriten och granodioriten, den sistnämnda dock i helt ringa omfattning. Det är därför sannolikt att skapolitiseringen, i likhet med vad som antagits av Geijer (1931 a) och Ödman (1957), står i samband med Linagranitens bildning.

3. Bildning av leukodiabas

I Svappavaarafältet förekommer leukodiabaser i Svappavaaragruppen (huvudsakligen i den södra delen av stråket, men även i den norra delen Ö om Talvimaa), i leptiterna (NNÖ om Leveäniemi, V om Gruvberget och N om Syväjärvi) samt i albitporfyriterna (runt om Ainasjärvi). Som tidigare beskrivits, uppträder leukodiabaser i liten omfattning, närmast som en begynnande omvandling i andesinporfyriterna, dels i massivet SSV om Särkijärvi, dels i gångarna i de bandade leptiterna. Vidare är gabbron NV om Ainasjärvi leukodiabasomvandlad. På grund av sin ringa utbredning har dessa omvandlingar dock icke markerats på den geologiska kartan.

I regel är det icke möjligt att avgöra bredden av leukodiabaserna, men i de få fall där detta låtit sig göra är den relativt ringa. Sålunda har leukodiabasen vid Kiilavaara järnmalm och i leptiten V om Gruvberget en blottad bredd om cirka 50 m, och av de borrhål, som utförts vid Sahajärvi och Hyttyjärvi, framgår att bredden varierar mellan några dm och 20 m. Att av blottningarna sluta sig till längden av leukodiabaserna och i vilken riktning de stryker är vanligen icke heller möjligt. Leukodiabaserna uppträder emellertid huvudsakligen i anslutning till förkastningar eller tektoniska störningar, där bergarterna ofta är kraftigt krossade. Sålunda förekommer ett flertal leukodiabaser i närheten av den betydande förkastning, som från Ainasjärvi går vidare mot SÖ över Sahajärvi och in i Linagraniten. I anslutning till denna uppträder leukodiabaserna i leptiterna N om Syväjärvi, i Svappavaaragruppen mellan Hyttyjärvi och Sahajärvi, i gabbron NV om Ainasjärvi samt i albitporfyriterna kring Ainasjärvi. I sistnämnda område ligger dessa bergarter även i närheten av den förkastning, som går genom den östra delen av Mustalombolo och Bergsmannijärvi. De leukodiabaser, som finns mellan Kaisjärvi och Pikku Luongasjärvi, förekommer intill den i NV—SÖ gående dislokation, som går fram genom dessa sjöar. Intill denna dislokation uppträder vidare de obetydliga leukodiabaserna i andesinporfyriten SSV om Särkijärvi. Leukodiabasen vid Kiilavaara järnmalm följer den förkastning, som från malmen löper vidare mot N. Leukodiabasen V om Gruvberget ligger i anslutning till den morfologiska linje, som från den mellersta delen av Syväjärvi går genom Vaarajärvi och vidare mot S och vilken sannolikt representerar en tektonisk störning. Leukodiabasen Ö om Talvimaa följer en i NÖ—SV gående förkastning, vilken på nordsidan av Torneälven är synlig som en myrfylld sänka och vars fortsättning på södra sidan av älven troligen går fram i den bäck, som från Uusijärvi rinner mot NÖ.

Av det sagda framgår den lägesmässiga relation, som föreligger mellan leukodiabaser och tektoniska störningar. Författaren har vid sina tidigare arbeten i suprakrustalområdena i Vakko-Kovozonerna N om Kiruna kunnat konstatera samma förhållande. Leukodiabaser förekommer här allmänt i spilitiska grönstenar och uppträder genomgående intill förkastningar. Om också sammanhäng-

ande blottningar saknas, är det dock klart att leukodiabaserna uppträder i stråk, som löper parallellt med förkastningarna. Det mest påtagliga exemplet finns i Vakkozonen, där längs med den stora nord—sydliga dislokationslinje, som löper från Vakkojärvi till Talojärvi, en leukodiabas är känd på en sträcka av 7 km (givetvis endast i spridda blottningar). I Kovozonen föreligger upp till 3 km långa leukodiabaser, vilka även följer förkastningar.

De från Vakko-Kovozonerna vunna erfarenheterna rörande uppträdandet av nu beskrivna bergarter har tillämpats på Svappavaarafältet. För de leukodiabaser, som förekommer intill Kiilavaara järnmalm, SÖ om Kaisjärvi, V om Gruvberget och Ö om Talvimaa och för vilka riktningen i huvudsak är känd, stämmer det ovan angivna mönstret väl. Vid Kiilavaara järnmalm visar blottningarna att leukodiabasen stryker i N—S, dvs. att den följer den intill liggande dislokationen, som från malmen löper mot N. V om Pikku Luongasjärvi har leukodiabas på en sträcka av 700 m påträffats i tre blottningar och ett borrhål, och bergarten har antagligen en väst—nordvästlig till nordvästlig strykning, vilket överensstämmer med riktningen av den genom Pikku Luongasjärvi gående förkastningen. Om denna leukodiabas sammanhänger med den, som påträffats i den lilla förkastningsbranten SÖ om Kaisjärvi, är ovisst, men sannolikt är att även sistnämnda leukodiabas stryker i NV—SÖ. Leukodiabasen V om Gruvberget är känd i ett flertal blottningar och har av allt att döma en nord—sydlig strykning och följer sålunda den från Syväjärvi mot S gående morfologiska linjen. Leukodiabasen Ö om Talvimaa är genom blottningar (delvis utanför kartan i Pl. 1) belagd på en sträcka av 800 m, stryker i NÖ—SV och löper längs den här befintliga tektoniska linjen.

I enlighet med det ovan förda resonemanget har övriga leukodiabaser i Svappavaarafältet, vilka endast är kända i någon enstaka blottning eller i borrhål, på kartan ritats parallellt med intill liggande dislokationer. Samtliga leukodiabaser intill den förkastning, som går fram genom Sahajärvi, Hyttyjärvi och Ainasjärvi, har sålunda antagits ha samma nordväst—sydöstliga riktning. Undantagna är de vid Mustalombolo och Bergsmannijärvi samt N om Ainasjärvi uppträdande leukodiabaserna, vilka förmodats stryka i andra riktningar. För leukodiabasen i sistnämnda lokal är en nordöst—sydvästlig strykning trolig på grund av att lokala block påträffats SV om de hällar, i vilka leukodiabasen är blottad. Vad leukodiabaserna vid Mustalombolo och Bergsmannijärvi beträffar, har de fått följa den i N—S gående förkastning, som går fram genom sjöarnas östra del.

Sammanfattningsvis kan sägas att leukodiabaserna i Svappavaarafältet följer förkastningarna och uppträder i smala och långsträckta stråk, som i huvudsak stryker i NV—SÖ, i mindre omfattning i N—S eller NÖ—SV. Längden av stråken torde delvis överstiga 500 m.

I Svappavaarafältet förekommer såväl normal som karbonatisk leukodiabas enligt den av Ödman (1939) givna indelningen. Bägge typerna uppträder i anslutning till varandra. Deras inbördes relation är icke känd. Några skarpa grän-

Fig. 24. Brottstycken av leukodiabas i en kloritrik mellanmassa. SÖ om Kaisjärvi.
Fragments of leucodiabase in a chlorite-rich matrix. SE of Kaisjärvi.

ser har icke observerats. Den normala leukodiabasen överväger helt. Karbonatisk leukodiabas har endast påträffats vid Kiilavaara järnmalm, vid förkastningsbranten SÖ om Kaisjärvi och i en blottning 700 m VNV om Pikku Luongasjärvi. I dessa lokaler förekommer dock även den normala leukodiabasen. I båda typerna finns upp till några centimeter breda, oregelbundna sliror av amfibol och klorit. I anslutning till och i dessa ingår något pyrit och obetydligt med kopparkis. Ställvis, som vid branten SÖ om Kaisjärvi, föreligger rikligt med kloritsliror, som breccierar leukodiabasen och för 1—10 cm stora, kantiga, oregelbundna fragment av denna (fig. 24). Ö om Mustalombolo förekommer block av fragmentförande bildningar, vilka jag i likhet med Padget (1959) tolkar som samhöriga med leukodiabaserna. I dessa ligger omgivna av en kalkrik och delvis grönskiffrig mellanmassa oftast 1—5 cm men stundom upp till 1 m stora, kantiga eller kantavrundade fragment av leukodiabas, som ibland för grov tremolit-aktinolit i små mängder.

Den normala leukodiabasen utgörs av en blekröd eller gråröd, finkornig, fältspatrik bergart, som innehåller små mängder av mm-stora anhopningar av mörka mineral, huvudsakligen amfibol, biotit och epidot. Den är mestadels massformig, och endast SÖ om Kaisjärvi och vid Kiilavaara järnmalm är den svagt förskiffrad. Mikroskopet visar att den domineras av 0.1—0.5 mm stora, något oregelbundna korn med antydan till list- eller tavelform av en frisk eller svagt grumlig

albit, vilken enligt universalbordsbestämningar innehåller upp till 5 % An. Stundom, såsom i leukodiabasen vid Kiilavaara järnmalm och N om Syväjärvi, uppgår kornstorleken till blott omkring 0.04 mm, och i en del av de block, som förekommer vid östra stranden av Bergsmannijärvi, finns endast 0.01 mm stora, oregelbundna albitkorn med maskformiga sammanväxningsytor. Ofta ingår små mängder av 1—2 mm stora albitlister, vilka under mikroskopet skänker leukodiabasen ett nästan porfyritiskt utseende genom att de ligger i en finkornig mellanmassa. Albiten bildar ett regellöst aggregat. De ofitiska texturer, som ibland förekommer i leukodiabaser (Ödman 1939 och Padget 1959), saknas så gott som helt i Svappavaarafältet. Endast leukodiabasen i gabbron NV om Ainasjärvi uppvisar en sådan (intergranular) textur (s. 72). Albiten släcker vanligen undulöst. Tvillingbildningar saknas ofta. Stundom förekommer dock ofullständiga albittvillingar, delvis med en schackbrädesliknande utbildning. Albiten korroderas ibland av de mörka mineralen och för inneslutningar av amfibol, biotit, epidot och järnoxid. I underordnad eller liten mängd förekommer 0.2—1 mm långa stänglar av blekgrön, svagt pleokroitisk tremolit-aktinolit, för vilken c : γ är cirka 15—18°. I enstaka prov föreligger en amfibol med γ = gräsgrön, β = mossgrön och α = färglös. I liten mängd ingår nötbrun biotit, ljusgrön klorit, magnetit, titanit och undantagsvis skapolit, som delvis förtränger albit. Accessoriskt uppträder epidot, apatit, kalcit, kvarts och kismineral.

Den karbonatiska leukodiabasen skiljer sig från den normala genom att karbonat (kalcit och ankerit) ingår relativt rikligt. Den kännetecknas av en blekröd färg men har vanligen ett rostbrunt ytskikt, som uppkommit genom att ankeriten vid vittringen omvandlats till limonit. Mikroskopet visar att den karbonatiska leukodiabasen även domineras av albit av samma utseende och sammansättning som ovan beskrivits för den normala leukodiabasen. Kalcit och ankerit (det sistnämnda synligt under mikroskopet genom mörkbruna vittringsmineral) uppträder i underordnad eller liten mängd som små sliror eller oregelbundna aggregat mellan albitkornen. Karbonatet förtränger albiten. I ringa mängd ingår polygonala korn av kvarts, som vanligen bildar smärre ansamlingar. Accessorierna är desamma som i den normala leukodiabasen.

De i Fennoskandia uppträdande leukodiabaserna har av flertalet forskare uppfattats som magmatiskt bildade. Leukodiabaserna förekommer huvudsakligen i anslutning till grönstenar av spilitisk sammansättning och har tolkats som en sen fas i den magmatiska verksamhet, som gett upphov till grönstenarna. För de norrbottniska förekomsterna har denna uppfattning framförts av Ödman (1939, 1957), för de nordfinska av Hackman & Wilkman (1926), E. Mikkola (1941) och Meriläinen (1961) samt för de östkarelska av Eskola (1925). De sistnämnda har dock av Väyrynen (1938) tolkats som en metasomatisk, lågtempererad omvandlingsprodukt av de basiska vulkaniterna. Ett metasomatiskt bildningssätt för samtliga leukodiabaser i Fennoskandia har vidare framförts av Padget (1959). På grund av att alla övergångar finns mellan grönstenar, grönskiffrar och leuko-

Fig. 25. Leukodiabas med sliror av klorit, amfibol och magnetit liggande i blekt andesinporfyrit (underst på bilden). S om Kaisvaara.
Leucodiabase with schlieren of chlorite, amphibole and magnetite lying in a bleached andesine porphyrite (lower part of the picture). S of Kaisvaara.

diabaser anser han att leukodiabaserna uppkommit ur grönstenarna genom metasomatiska omvandlingar, vilka verkat i eller intill förkastningar. Omvandlingen har skett genom inverkan av vattenlösningar rika på natrium och koldioxid.

Den av Padget framförda uppfattningen är i flera avseenden tillämplig på leukodiabaserna i Svappavaarafältet. Sålunda föreligger ett tydligt samband mellan förkastningarna och leukodiabasernas uppträdande. Vad själva bildningssättet beträffar, kan dock i de flesta fall icke några slutsatser dragas, vilket beror på att det icke har varit möjligt att avgöra, i vilket förhållade leukodiabaserna står till omgivande bergarter. Ur borrhålen kan icke några upplysningar hämtas, då sidostenen genomgående är kraftigt krossad och den direkta kontakten icke kan iakttas. Vad blottningarna beträffar är förhållandena likartade. Leukodiabasen uppträder i isolerade hällar, i vilka sidostenen icke är blottad. Endast för de smala leukodiabaser, som förekommer i andesinporfyritgångarna i de bandade leptiterna och i andesinporfyritmassivet SSV om Särkijärvi, har den omgivande bergarten kunnat observeras. Eftersom dessa förekomster är betydelsefulla för tolkningen av leukodiabasernas bildningssätt, kommer de att närmare behandlas.

Som tidigare beskrivits, är porfyritgångarna i de bandade leptiterna ställvis leukodiabasförande. S om Kaisvaara förekommer i gångarna upp till en halv

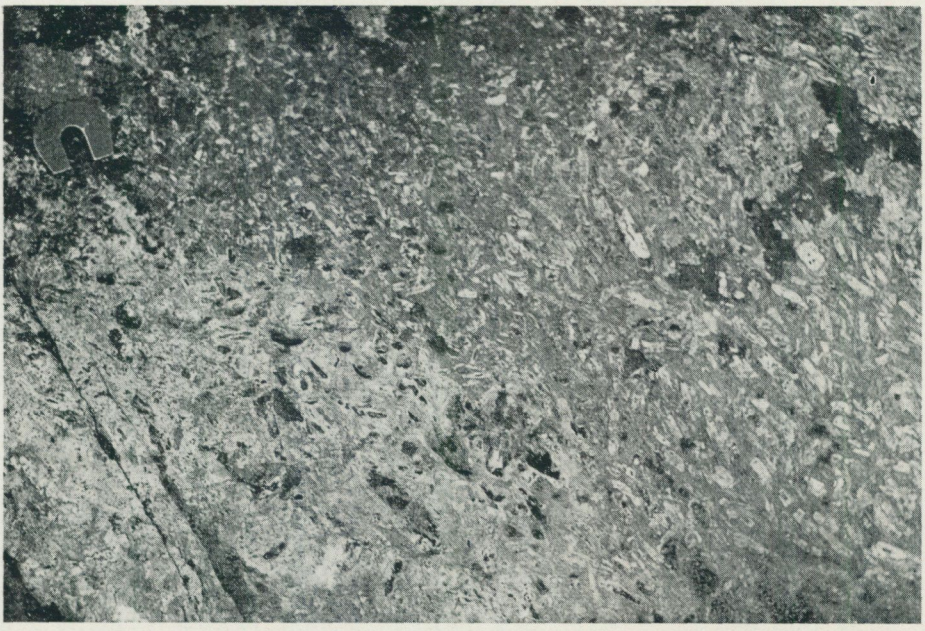


Fig. 26. Andesinporfyrit delvis omvandlad i leukodiabas (i bildens nedre, vänstra hörn). SV om Särkijärvi.
Andesine porphyrite partly altered to leucodiabase (in the lower, left part of the picture). SW of Särkijärvi.

meter breda zoner av leukodiabas, som håller smala sliror av amfibol, klorit och magnetit (fig. 25). Kontakten mot porfyriten är något diffus. Vidare är porfyriten betydligt ljusare än normalt. Denna »blekning» beror på att halten av mörka mineral är mindre än vanligt. I detta fall är det tydligt att porfyriten påverkats vid leukodiabasens bildning. I de gångar, som uppträder intill kontakten mot syeniten i NÖ, förekommer smala sliror av leukodiabas. Porfyriten har i dessa helt omvandlats. Dock har de tämligen allmänt förekommande mandlarna i porfyriten bevarats (s. 69). Några skarpa gränser mellan porfyrit och leukodiabas föreligger ej.

Andesinporfyriten i massivet SSV om Särkijärvi är ställvis rödfärgad och rik på sekundär fältspat. I de blottningar, som ligger 1.4 km SV om sydspetsen av Särkijärvi, på den norra sidan av Liukattijoki, förekommer upp till en meter breda, i N—S gående zoner, i vilka porfyriten är leukodiabasomvandlad (fig. 26). Någon skarp gräns mellan porfyrit och leukodiabas finns ej. Porfyriten intill dessa zoner är frisk och uppvisar icke några spår av omvandling. Den mikroskopiska undersökningen avslöjar att den i det närmaste är lika porfyriten i de övriga delarna av massivet och huvudsakligen består av ett mörkgrönt hornblände och en frisk oligoklas med sammansättningen $Ab_{73}An_{27}$ (universalbordsbestämning) i såväl mellanmassa som strökorn. Plagioklasen är sålunda något mindre kalciumhaltig än i de övriga delarna av porfyriten, i vilken en andesin med sammansätt-

ningen $Ab_{70}An_{30}$—$Ab_{60}An_{40}$ föreligger. Accessoriskt ingår epidot, titanit, apatit och kismineral.

Porfyriten övergår successivt i leukodiabasen. Mellanmassan blir allt ljusare genom att amfibolhalten minskar och fältspathalten ökar för att i den centrala delen av zonen med leukodiabas helt bestå av rödgrå fältspat. Fältspatströkornen har bevarats med bibehållande av habitusen. Färgen av dessa, som i porfyriten är rödgrå, har dock förändrats till blekröd eller vitgrå. I leukodiabasen kan vidare med blotta ögat iakttas kalcit och magnetit, vilka bägge saknas i porfyriten. Mikroskopet visar att leukodiabasen huvudsakligen består av omkring 0.1 mm stora, oregelbundna korn av en frisk albit med sammansättningen $Ab_{92}An_8$ (universalbordsbestämning). I underordnad mängd uppträder kalcit, dels jämnt fördelad mellan albiten, dels som slirformade aggregat. I liten mängd förekommer ett grönt hornblände samt magnetit och titanit. De två sistnämnda mineralen föreligger som 0.05 mm stora, subhedrala korn jämnt utspridda i albit och hornblände och undantagsvis kalcit. De omvandlade strökornen består av en fläckvis svagt brunfärgad albit, som för inneslutningar av mikroklin, magnetit, epidot och kvarts. Accessoriskt uppträder apatit.

I de ovan relaterade fallen är det uppenbart att leukodiabasen uppkommit ur porfyriten genom metasomatiska omvandlingar, utan att några nämnvärda strukturella ändringar har skett. Sålunda har i leukodiabasen blåsrummen och den porfyritiska strukturen bibehållits. Leukodiabaser, som uppkommit ur grönstenar med bevarande av blåsrum och porfyritiska strukturer, har av E. Mikkola (1941) beskrivits från finska Lappland.

I samband med omvandlingen har natrium och koldioxid tillförts. Den basiska plagioklasen har ombildats till albit. Hornbländet har till största delen förstörts, och här ingående magnesium och aluminium har i huvudsak blivit bortförda. Det sistnämnda elementet kan dock ha bundits i albiten. I hornbländet ingående järn och titan har troligen gett upphov till magnetit och titanit. En nybildning av magnetit är ett mycket påtagligt drag i de leukodiabaser, som författaren studerat i Vakko-Kovozonerna. I samband med omvandlingen av de grönstenar, ur vilka leukodiabaserna bildats, har de mörka mineralen, huvudsakligen amfibol och biotit, förstörts under frigörande av järn i form av magnetit. Det kalcium, som ingår i leukodiabasens kalcit, behöver icke ha tillförts vid omvandlingen utan kan ha frigjorts ur hornbländet och den relativt kalciumrika plagioklasen.

Om också leukodiabaserna i Fennoskandia i allmänhet, som tidigare framförts, anses utgöra primära magmatiska differentiat, är det på grund av ovan anförda skäl sannolikt att leukodiabaserna i Svappavaarafältet uppkommit genom metasomatisk omvandling av berggrunden. Denna omvandling, som ägt rum i anslutning till tektoniska zoner, har skett genom inverkan av lösningar rika på natrium och koldioxid. Troligen föreligger en relativt lågtempererad, hydrotermal process. Härpå tyder förekomsten av kalcit och ankerit. Omvandlingen är emellertid icke endast knuten till förkastningar utan även till bergarter av en bestämd sam-

mansättning, nämligen basiska magmabergarter. Dessa kan vara såväl intrusiva som ytligt avsatta. Leukodiabaser förekommer sålunda i gabbro, andesinporfyrit, albitporfyrit och bland Svappavaaragruppens bergarter. Bland de sistnämnda kan man anta att de basiska tuffiterna bildat utgångsmaterialet. För de leukodiabaser, som uppträder i leptiterna, skulle dock utgångsmaterialet närmast ha en intermediär och icke en basisk sammansättning. Den berggrund, som här omger leukodiabaserna, är emellertid ofullständigt känd, och man kan icke utesluta att bland leptiterna kan föreligga mera basiska former, ur vilka leukodiabaserna bildats. Vad leukodiabasen vid Syväjärvi beträffar, förekommer den sålunda i så gott som omedelbar anslutning till en basisk leptit, och det är sannolikt att denna utgjort utgångsmaterialet.

Om åldern av leukodiabasbildningen i Svappavaarafältet är föga bekant. Att gabbro och andesinporfyrit träffats av omvandlingen tyder dock på att denna process är en relativt ung företeelse.

4. Kaolinisering

Inom ett begränsat område intill huvudmalmen i Gruvberget har leptiten omvandlats till en kaolinlera (s. 183). Vid omvandlingen har i leptiten ingående fältspat (främst albit-oligoklas men även mikroklin) och biotit brutits ned under bildning av kaolinit (Frietsch 1960). I kaolinleran ingår vidare kvarts och limonit jämte små mängder glimmermineral (huvudsakligen muskovit). De kemiska analyserna visar att natrium, kalcium, magnesium och tvåvärt järn minskat, trevärt järn ökat och kisel, aluminium och den totala järnhalten icke nämnvärt förändrats. Kalium har hållit sig oförändrat eller minskat något.

Kaolinleran har ett exogent bildningssätt. Omvandlingen av leptiten anses av författaren (op. cit.) vara resultatet av en vittring, som skett genom grundvattnets inverkan. Emellertid ligger det nära till hands att anta att såväl kaoliniseringen som sericitiseringen av leptiten skett genom en och samma process. I bägge fallen rör det sig om inverkan av lösningar, varvid hydrerade aluminiumrika silikat uppkommit. Vad kaolinit beträffar, kan det ofta vara svårt att avgöra om den bildats genom vittringsföreteelser eller genom metasomatisk inverkan, då den kan uppkomma genom båda slagen av processer. Jag vidhåller dock min uppfattning att kaoliniseringen på Gruvberget är av exogent ursprung, i motsats till vad som ovan sagts om det endogena bildningssättet för sericitbergarterna. Att kaolinleran skulle ha ett endogent ursprung är mindre troligt, eftersom någon elementtillförsel icke har kunnat konstateras, medan i de sericitomvandlade bergarterna kalium och små mängder av bor tillförts. Vid kaoliniseringen har däremot en lakning ägt rum, varvid natrium, kalcium och magnesium och i någon mån kalium har bortförts. Intill kaolinleran föreligger en vittrad blodsten, vilken uppkommit genom att samtliga element i denna med undantag

av järnet lakats ut. De fältgeologiska förhållandena visar att såväl kaoliniseringen som omvandlingen av blodstenen följs åt, vilket understryker kaolinlerans uppkomst genom en lakning under ytvattnets inverkan.

Även i fråga om den relativa åldern föreligger en väsentlig skillnad mellan sericitomvandlingen och kaolinomvandlingen i Gruvberget. Den förstnämnda är, som ovan antytts, troligen äldre än metabasiterna och med all säkerhet äldre än Linagraniten, då sericitbergarterna genomsättes av pegmatitgångar. Kaolinomvandlingen synes vara knuten till en tektonisk zon, som följer malmens hängande. I anslutning till denna zon uppträder en fragmentförande blodsten som håller pegmatitfragment. Detta visar att tektoniseringen måste vara yngre än Linagraniten, och följaktligen bör även kaolinomvandlingen vara yngre än denna. Som jag tidigare visat (op. cit.), är kaoliniseringen äldre än den sista nedisningen.

I den hämatitomvandlade svartmalmen i Leveäniemi (fig. 76) förekommer ställvis oregelbundna, fragmentliknande partier av en kaolinbergart, som i regel är omkring några kvadratmeter stora. Enligt Parák (1965) förekommer enstaka sådana, vars yta uppgår till omkring femtio kvadratmeter. Dessa partier utgör troligen omvandlade inneslutningar av den leptitiska sidostenen. I den södra delen av den hämatitomvandlade malmen genomsätts de enligt Parák av en metabasitgång, som icke påverkats av kaoliniseringen, vilket visar att denna process är äldre än metabasiterna.

I motsats till vad som är fallet i Gruvberget torde den kaolinisering, som träffat leptitinneslutningarna i Leveäniemi, äga samband med sericitiseringen av leptiterna. Som i ett följande avsnitt skall beskrivas (s. 249), råder förmodligen i denna fyndighet ett samband mellan sericitisering och omvandling av magnetit till hämatit. Båda processerna tillhör sannolikt samma metasomatiska aktivitet. Då kaoliniserade bergarter icke påträffats utanför den hämatitomvandlade svartmalmen, ligger det nära till hands att anta att de processer, som gett upphov till sericitomvandlingen och hämatitbildningen, även skulle ha påverkat inneslutningarna i malmen. Också vad beträffar den relativa åldern föreligger en samstämmighet mellan sericitiseringen och kaoliniseringen. Båda slagen av omvandlingar är äldre än metabasiten.

X. Beskrivning av malmerna

1. Sulfidmineraliseringar

a. Allmänna förhållanden

I Svappavaarafältet finns ett flertal sulfidmineraliseringar, vilka för närvarande inte har något ekonomiskt värde men som varit av betydelse för bygdens utveckling. Den tidigast kända är den intill järnmalmen på Gruvberget förekommande mineraliseringen, som upptäcktes 1654 och som i huvudsak varit föremål för brytning fram till slutet av 1670-talet. Fyndigheterna Särkivaara (upptäckt 1714) och Kiilavaara (upptäckt 1751) bröts tidvis i liten omfattning i mitten av 1700-talet.

Två typer av mineraliseringar kan utskiljas. Den ena uppträder i anslutning till skapolitrika bergarter, och sulfiderna har i dessa ett genetiskt samband med skapoliten. Till denna typ, som Geijer (1924 a) kallat för Nautanen-Svappavaara-typen, hör Gruvberget i vilken kopparkis och bornit förekommer i en skapolitiserad leptit, och Särkivaara, där pyrit, något kopparkis och molybdenglans uppträder i en skapolitfels. Till den andra typen av mineralisering hör Kiilavaara, Isovainio och Puttjala, vilka uppträder i Svappavaaragruppens bergarter. I Kiilavaara och Puttjala förekommer magnetkis jämte helt obetydliga mängder kopparkis i en grafitförande skiffer. I den förstnämnda förekomsten ingår vidare obetydliga mängder med blyglans och zinkblände. I Isovainio föreligger en pyritimpregnation i ett skarn. Dessa förekomster är icke genetiskt besläktade med Nautanen-Svappavaaratypen utan kan närmast karaktäriseras som lokala kisansamlingar i Svappavaaragruppens bergarter. Som tidigare meddelats, är kiserna i dessa bergarter syngenetiska. Den ansamling av kisen, som skett i Kiilavaara och Puttjala, beror troligen på att kiserna i samband med den regionala veckningen mobiliserats och lokaliserats till dessa förekomster. Blyglans-zinkblände-mineraliseringen i Kiilavaara är dock klart epigenetisk, då den uppträder i sprickfyllnader i den grafitförande skiffern. I Isovainio förekommer enligt Svenonius (1900) arsenikkis, vilken icke påträffats annorstädes i Svappavaaragruppen; däremot ingår den enligt Hermelin (1804) i sulfidmineraliseringen i Gruvberget. Härigenom skulle en viss anknytning av Isovainio till Nautanen-Svappavaaragruppen föreligga. Det bör dock framhållas att skapolit i nämnvärda mängder icke synes förekomma i anslutning till denna mineralisering. Vidare liknar den i alla andra avseenden de kisförande skarnen i Svappavaaragruppen. Av den orsaken har sulfiderna även i Isovainio ansetts vara syngenetiska.

b. Gruvberget

I Gruvberget förekommer intill den norra och i någon mån den mellersta delen av järnmalmen, i huvudsak V om denna, en för nutida förhållanden fattig kopparmineralisering. Denna upptäcktes 1654 och utgjorde under ett tjugotal år framöver grunden för den gruvbrytning, som skedde på Gruvberget. I helt liten utsträckning var mineraliseringen ånyo föremål för brytning under 1700-talet; kopparmalmsbrytningen upphörde definitivt 1741 (Gumælius 1877).

Brytningen skedde i ett flertal gruvhål, av vilka de mest betydande är Storgruvan (det första gruvhålet, brutet 1655—1673, 91 m djupt[1]), Storgruverymningen (vilken givit den bästa malmen, nedlagd 1671), S:t Jakobs gruva (bruten 1656—1679, 70 m djup) och Södergruvan (brytningen påbörjad 1656, cirka 20 m djup). N om dessa gruvhål, vilka ligger i omedelbar anslutning till varandra, finns S:t Eriksgruvan (bruten 1657—1672, 30 m djup) och Krangruvan (brytningen påbörjad 1665, cirka 22 m djup). Samtliga dessa gruvor ligger V om järnmalmen (Pl. 4). Ö om denna finns några mindre gruvhål: Smedsgruvan (52 m djup), Bengt Ols gruvan och Järnväggsgruvan. Vid brytningen kom så gott som enbart lodräta schakt till användning, och malmen följdes i fält genom att nya gruvhål öppnades. Hermelin (1804) omnämner dock några upp till 30 m långa orter i Storgruvan samt i S:t Jakobsgruvan, varifrån en cirka 15—20 m lång ort drivits till Storgruvan. När brytningen 1741 upphörde, var malmen icke slut, även om en viss minskning kunde förmärkas, utan brytningstekniska och ekonomiska svårigheter torde ha varit hindret för driftens fortsättande. Enligt Asplund (1921) och Gumælius (1877) uppgår den i Svappavaara kopparverk mellan 1654 och 1784 tillverkade mängden råkoppar till omkring 1 000 ton.

Kopparmineraliseringen uppträder i en skapolitomvandlad leptit (s. 177). Sambandet mellan mineraliseringen och skapolitomvandlingen klargjordes av Petersson (1900) och har senare belysts av Geijer (1918 a, 1924 a). Vid de undersökningar av järnmalmen i Gruvberget som utfördes av Sveriges geologiska undersökning under åren 1957—1963, berördes även mineraliseringen, vilken bl. a. genomtvärades av några borrhål.

Kopparmineralen är bornit och kopparkis, vilka genom en senare, tämligen djupt gående vittring omvandlats till kopparglans, covellin och malakit samt i helt liten utsträckning till azurit. De uppträder i den skapolitomvandlade leptiten i sekundära sliror och sprickfyllnader, vilka förutom skapolit innehåller rikligt med amfibol, zeoliter och i viss mån kalcit (fig. 27 och 28). Undantagsvis, som N om S:t Eriksgruvan, uppträder i leptiten upp till cm-breda sulfidsliror utan något synligt samband med nämnda sekundära sliror och sprickfyllnader.

Observationer gjorda i gruvhål och blottningar kompletterade med de uppgifter, som lämnas av Hermelin, visar att kopparmineraliseringen i huvudsak stryker i N—S eller NNÖ och sidostupar brant mot Ö. Avvikelser finns dock: i Storgruvan och Stockenströmsgruvan har mineraliseringen en nordöstlig rikt-

[1] Uppgifterna tagna ur Hermelin (1804) och Gumælius (1877).

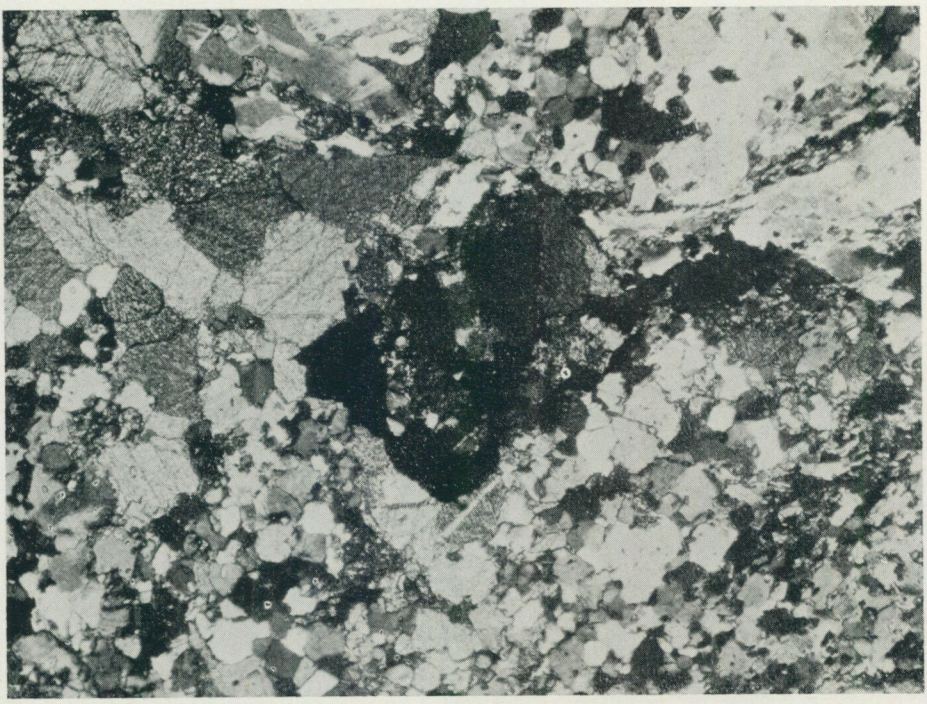


Fig. 27. Kopparmineralisering. I en leptit ligger en slira av kopparkis med något bornit (svarta korn i mitten av bilden), kalcit (grå till gråvita korn till vänster om sulfiderna) och skapolit (i övre, högra hörnet). Runt sulfiderna finns epidot och tremolit-aktinolit (mörkgrå korn). Gruvberget, borrhål 58105, 48.9 m. Slipprov. Nic. +, × 43.

Copper mineralization. In a leptite is included a vein of chalcopyrite with some bornite (black grains in the middle of the picture), calcite (grey to grey white grains to the left of the sulphides) and scapolite (in the upper right corner). Around the sulphides are found epidote and tremolite-actinolite (dark grey grains). Gruvberget, drill-hole 58105, 48.9 m. Thin section, Nic. +, × 43.

ning och i Bengt Ols gruvan, Smedsgruvan och Krangruvan synes den följa en nordvästlig riktning.

Bornit och kopparkis, som ingår ungefär i samma mängder, föreligger dels som upp till någon centimeter breda, vindlande ådror, dels som upp till 2 mm stora, oregelbundna korn, vilka bildar en impregnation i de sekundära slirorna. Mineralen förekommer vanligen associerade (fig. 28); mera sällan föreligger endast ettdera mineralet. Kopparkisen för ofta något bornit, vanligen i kanterna av kornen, som runda inneslutningar eller som smala, något vindlande lameller. Stundom kan en myrmekitliknande textur iakttas (fig. 29). I borniten ingår små mängder kopparkis, dels som avblandningslameller efter (100) (fig. 30), dels som smala sliror eller oregelbundna korn.

Bornit och kopparkis har omvandlats, vanligen till kopparglans, covellin och malakit, sällan till azurit. Borrningarna visar att denna omvandling flerstädes

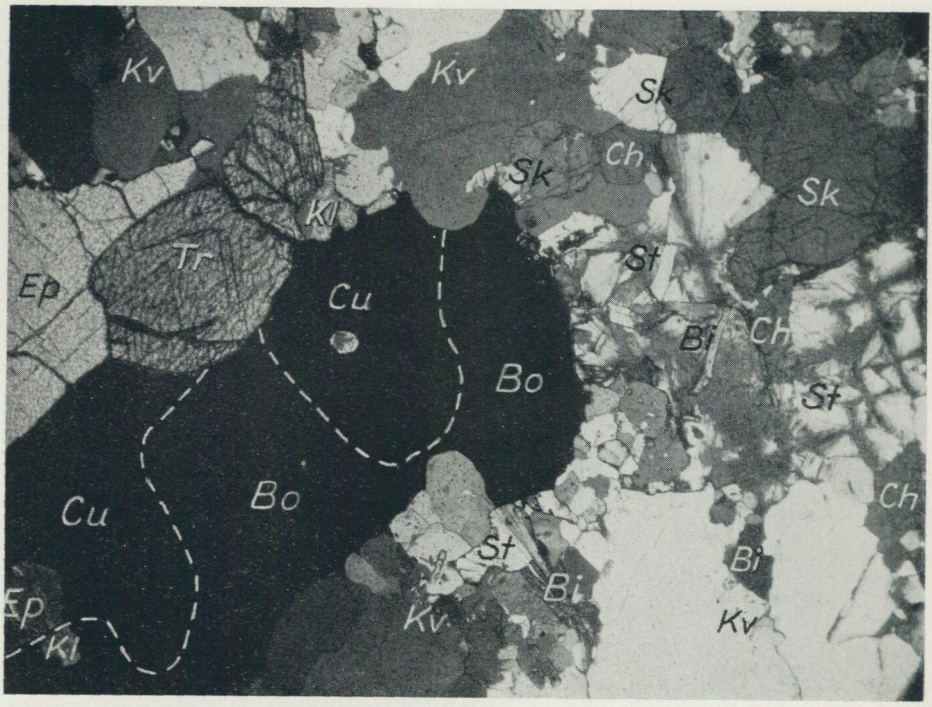


Fig. 28. Kopparmineralisering. Bornit (Bo) och kopparkis (Cu) omgivna av epidot (Ep), kvarts (Kv), skapolit (Sk), stilbit (St) och tremolit-aktinolit (Tr) jämte små mängder biotit (Bi), chabazit (Ch) och klorit (Kl). Gruvberget, borrhål 58102, 19.9 m. Slipprov. Nic. +, × 32.
Copper mineralization. Bornite (Bo) and chalcopyrite (Cu) are surrounded by epidote (Ep), quartz (Kv), scapolite (Sk), stilbite (St) and tremolite-actinolite (Tr) with small amounts of biotite (Bi), chabazite (Ch) and chlorite (Kl). Gruvberget, drill-hole 58102, 19.9 m. Thin section. Nic. +, × 32.

når ett djup av omkring 80 m under dagytan. Azurit har dock endast påträffats i blottningarna och gruvhålen.

Av de sekundära mineralen förekommer kopparglans rikligast. Med blotta ögat kan iakttas att den bildar sliror i bornit. Mikroskopet visar att borniten nästan genomgående är omvandlad till kopparglans, som uppträder i kanterna av borniten och längs med sprickor i denna (fig. 31). I ringa omfattning för kopparkisen kopparglans uppträdande på ett likartat sätt. Kopparglansen i såväl borniten som kopparkisen håller obetydliga mängder av små covellinkorn. Ställvis har borniten och kopparkisen omvandlats till covellin, som uppträder dels i kanterna av dessa mineral, dels som genomsättande sliror, vanligen längs sprickorna i mineralen. Vidare finns mellan borniten och den lamellartade kopparkisen mycket smala, under mikroskopet knappt skönjbara lister av covellin (fig. 30). Relativt vanligt är att bornit-kopparkis helt övergått i kopparglans och covellin, varvid oftast även malakit förekommer. Undantagsvis har samtliga sulfider omvandlats till malakit.

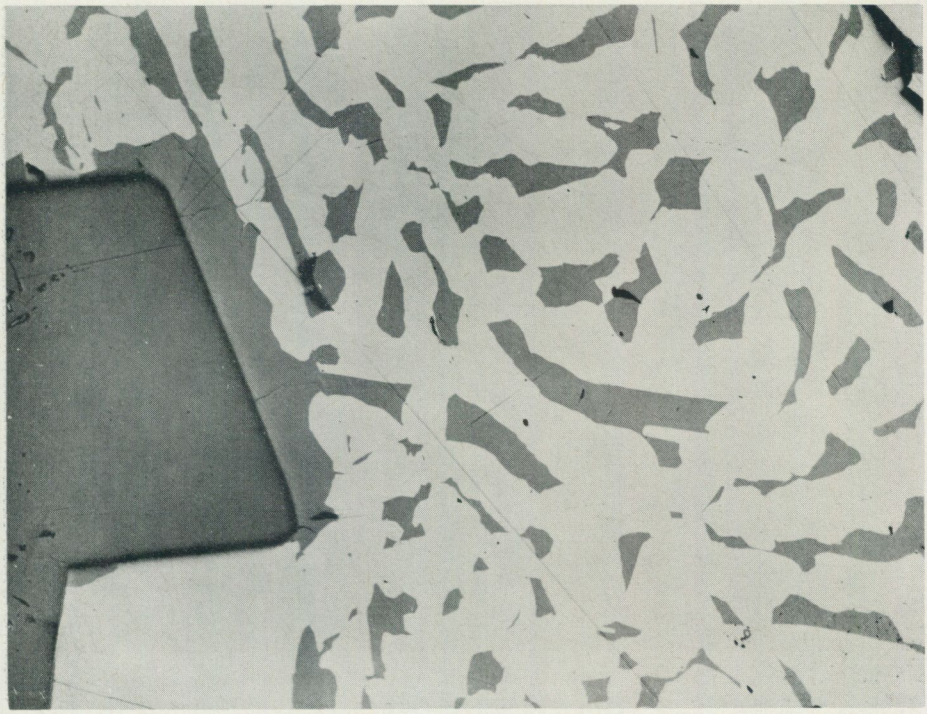


Fig. 29. Kopparmineralisering. Kopparkis (ljusgrå) med lameller av bornit (grå). Till vänster ett korn av magnetit (mörkgrå). Gruvberget, borrhål 15. Polerprov. Vanl. ljus, × 50.
Copper mineralization. Chalcopyrite (light grey) with lamellae of bornite (grey). To the left a grain o magnetite (dark grey). Gruvberget, drill-hole 15. Polished section. Ord. light, × 50.

I anslutning till kopparmineraliseringen förekommer ställvis små mängder av sub- till euhedrala korn av magnetit (fig. 29), som ibland är hämatitomvandlad. Magnetiten är ofta innesluten i sulfiderna.

Förutom kopparmineralen ingår i den skapolitomvandlade leptiten enligt Hermelin svavelkis, arsenikkis, koboltblomma (erythrin), molybdenglans, gediget guld och gedigen koppar (de två sistnämnda mineralen endast påträffade i Stockenströms gruva). Av dessa har författaren blott återfunnit små mängder svavelkis. Geijer (1918 a) bekräftar förekomsten av molybdenglans och gediget guld.

Det nära samband, som råder mellan förekomsten av bornit och kopparkis å ena sidan och skapolitiseringen å den andra, betyder att mineralen ifråga måste ha bildats genom denna process. Båda mineralen är sålunda av hypogent ursprung. Vad borniten beträffar finns det inga tecken på att den skulle utgöra ett sekundärt mineral bildat genom lösningar, som kommit från ytan. Geijer (1924 a) har i de norrbottniska kopparförekomsterna av Nautanen-Svappavaaratypen kommit till samma slutsats, även ifråga om borniten, men stöder sig därvid på paragenetiska förhållanden: bornit överväger över kopparkis i de kvartssliror,

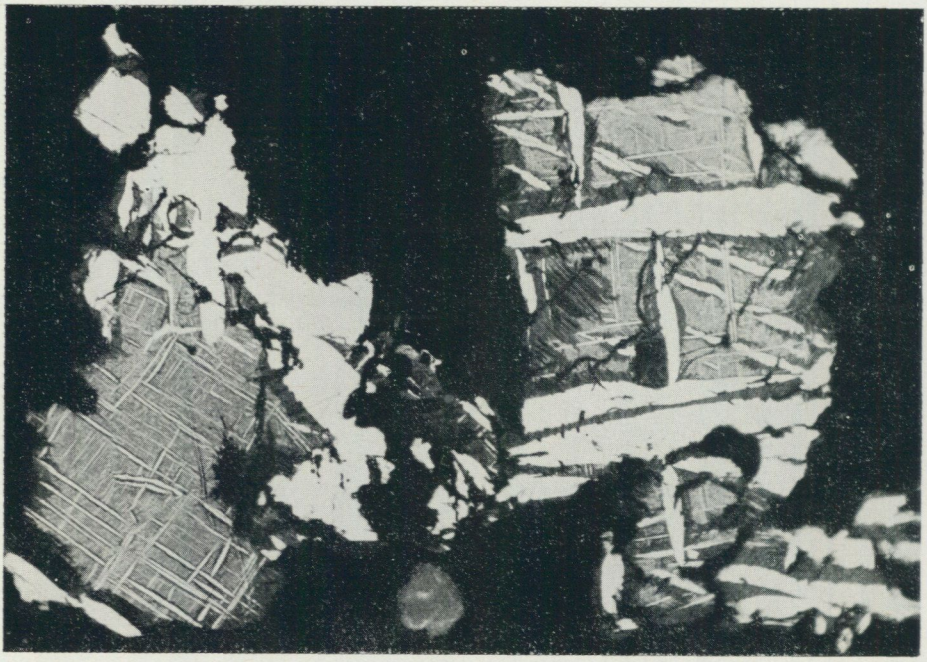


Fig. 30. Kopparmineralisering. Bornit (grå) med lameller och listformade korn av kopparkis (vit). Mörkgrå, smala sliror i bornit och kopparkis utgörs av covellin, som även omger kopparkislamellerna. Svart = kvarts. Gruvberget, borrhål 61103, 110.1 m. Polerprov. Vanl. ljus, × 450, immersion.

Copper mineralization. Bornite (grey) with lamellae and lath-shaped grains of chalcopyrite (white). The dark grey, thin schlieren in bornite and chalcopyrite consist of covellite which also surrounds the lamellae of chalcopyrite. Gruvberget, drill-hole 61103, 110.1 m. Polished section. Ord. light, × 450, immersion.

som är fria från turmalin, men saknas i de turmalinförande kvartssliror, som för kopparkis.

De i borniten förekommande kopparkislamellerna är resultatet av en avblandningsprocess. Enligt Schwartz (1942) sker avblandningen vid 475° C och har därför av Ingerson (1955) upptagits som geologisk termometer. Sugaki (1951 a, 1951 b, 1955) har emellertid visat att avblandningen sker över ett relativt stort temperaturintervall och vid lägre temperatur (200—450° C). För att kopparmineraliseringen skett vid en relativt låg temperatur talar vidare det förhållandet att stilbit och chabazit tillhör samma mineraliseringsfas som bornit och kopparkis. Som tidigare beskrivits (s. 93), uppgår det temperaturintervall, inom vilket zeoliter bildas, till mellan 50 och 300° C.

Av det ovan sagda framgår att bornit och kopparkis bildats ur de hypogena lösningar, som förorsakat skapolitiseringen och att bildningen skett vid en relativt låg temperatur. Däremot är kopparglans och covellin (jämte malakit och azurit) av sekundärt ursprung. Därpå tyder deras uppträdande längs sprickor och korngränser i kopparkis och bornit. De sekundära mineralen torde ha bildats av sam-

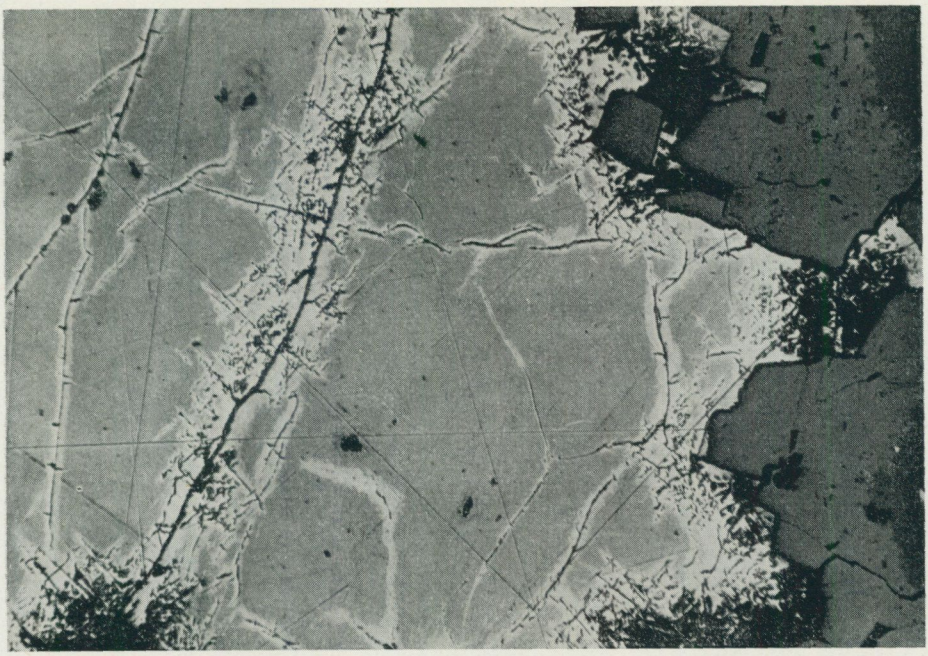


Fig. 31. Kopparmineralisering. Bornit (ljusgrå) omvandlad till kopparglans (vit). Svart = malakit. Till höger klorit (grå) och mikroklin (mörkgrå). Gruvberget, borrhål 15. Polerprov. Nic. +, × 46.

Copper mineralization. Bornite (light grey) altered to chalcocite (white). Black = malachite. To the right chlorite (grey) and microcline (dark grey). Gruvberget, drill-hole 15. Polished section. Nic. +, × 46.

ma från ytan kommande lösningar, som orsakat kaoliniseringen av leptiten och vittringen av blodstenen. Omvandlingen av de primära kopparmineralen skulle följaktligen vara äldre än den sista nedisningen. En pre-glacial vittring av bornit, varvid covellin bildats, förekommer i den södra delen av Kiirunavaara (Geijer 1924 a). Från Nordnorge har Gjelsvik (1956) beskrivit en pre-glacial vittring av kopparkis-bornit, varvid kopparglans och covellin jämte malakit, limonit, kvarts, krysokoll och klorit bildats.

Kopparmineraliseringen har för närvarande intet ekonomiskt värde, därtill är mäktigheten och kopparhalten allt för liten. Vid borrningen har upp till några meter breda zoner påträffats, vilket överensstämmer med de av Hermelin lämnade uppgifterna, enligt vilka bredden av mineraliseringen varierar mellan 0.9 och 3.5 m. Analyser av borrkärnor visar att kopparhalten ställvis på en bredd av 2 m uppgår till omkring 0.5 %. På en mindre bredd (0.5 m) har dock kopparhalter upp till 1.8 % påvisats. Svavelhalten varierar mellan 0.5 och 1.5 %.

c. Isovainio

Fyndigheten, som är belägen 700 m ÖNÖ om Hyttyjärvi, utgörs av en liten skärpning i ett grönskarn intill en kalksten inom Svappavaaragruppen. I skarnet,

som består av tremolit-aktinolit och är kalcitförande, förekommer en ringa impregnation av pyrit jämte något magnetit. Enligt Svenonius (1900) föreligger en meterbred impregnationszon, som håller kopparkis jämte svavel-, arsenik- och magnetkis. Förekomsten är ekonomiskt helt betydelselös, och det må påpekas att de kalkstenar och grönskarn, som ligger S om fyndigheten, tämligen allmänt håller små mängder pyrit och delvis även magnetkis.

d. Kiilavaara

Fyndigheten är belägen i Svappavaaragruppens bergarter cirka 850 m VSV om Pikku Luongasjärvi. Enligt Trysén (1877) inmutades den 1751, och under det följande året bröts i liten omfattning en något kopparhaltig magnetkis, varpå brytningen upphörde. Skärpningarna är små. Såväl Trysén som Hermelin (1804) omnämner att i fyndigheten förekommer något blyglans och zinkblände. Ett studium av varphögarna visar att magnetkisen uppträder i anslutning till en grafitförande skiffer. Magnetkisen breccierar denna och håller kantiga fragment av skiffern, som delvis uppvisar en tydlig skiktning. Anmärkningsvärda är de fragment, i vilka upp till några millimeter breda skikt av grafitrikt material och magnetkis alternerar. Magnetkisen mellan fragmenten är av två olika typer: en »äldre», grå, sannolikt grafitförande och en »yngre», gulaktig, som genomsätter den första typen. Yngre än magnetkisen är kopparkis, som i form av millimeterbreda sliror genomsätter fragmenten och magnetkisen.

I den grafitförande skiffern förekommer upp till 1 cm breda, oregelbundna sliror eller sprickfyllnader av albit och kvarts, i vilka dessutom ingår något biotit, blyglans och zinkblände. I samband med de malmletningsarbeten, som Sveriges geologiska undersökning utförde under 1940-talet, provtogs varphögarna, och tre stuffprov visar följande halter: 0.18—0.80 % Cu, 0.05—0.20 % Zn, 0.02—0.04 % Pb och 8.20—16.20 % S. Ett prov rikt på zinkblände och blyglans visar 0.15 % Cu, 8.40 % Zn, 4.60 % Pb och 18.60 % S.

En med Kiilavaara analog typ av blymineralisering har (i borrhål) påträffats, dels 300 m ÖSÖ om Sahajärvi, dels omedelbart V om Kiilavaara järnmalm. I båda lokalerna föreligger inom Svappavaaragruppen en några meter mäktig grafitförande skiffer, som genomsätts av 1—3 mm breda, kvarts-kalkfyllda sprickor, i vilka ingår något blyglans. Detta mineral, som även förekommer i små, kvartsfyllda drusrum, är tydligt senare än den i skiffern i små mängder ingående magnetkisen och pyriten.

e. Puttjala

Ungefär 200 m VNV om Sahajärvi, på bägge sidor om den från sjön rinnande bäcken, har Sveriges geologiska undersökning i samband med prospekteringsarbeten under 1940- och 1950-talen funnit kopparkisförande malmblock bestående

de dels av magnetkis med upp till 1 % Cu och dels av pyrit med 0.9—2.3 % Cu. I båda malmtyperna ingår fragment av grafitförande skiffer. Vidare förekommer skapolitfelsblock, som innehåller magnetkis, pyrit och kopparkis. I dessa uppgår kopparhalten till omkring 1 %. Moderklyften för blocken har icke kunnat återfinnas. Vid de borrningar, som utfördes under 1950- och 1960-talen, påträffades endast upp till 3 m breda inlagringar av magnetkis med obetydliga kopparhalter i grafitförande skiffer och skapolitfels.

f. Särkivaara

Fyndigheten är belägen drygt 1 km VSV om sydspetsen av sjön Särkijärvi, intill den östra kanten av en myrsänka, som från mitten av sjön sträcker sig mot SV. Den upptäcktes 1714 och bröts i ringa omfattning i mitten av 1700-talet (Trysén 1877). Under åren 1942 och 1963 har Sveriges geologiska undersökning sänkt sammanlagt sju borrhål mot fyndigheten, varvid påträffades en 2 m bred zon med fattig sulfidmineralisering bestående av pyrit, något kopparkis och obetydligt med molybdenglans. Mineraliseringen stryker i NÖ—SV och stupar cirka 50° mot SÖ. Bergarterna intill denna zon tillhör Svappavaaragruppen och är kraftigt krossade.

I den sulfidförande zonen föreligger huvudsakligen en brungrå eller blågrå skapolit, som bildar upp till ett par centimeter stora stänglar eller tavlor. Skapoliten genomsätts av 1—2 cm breda sliror av grönskarn, som domineras av upp till 2 mm stora, delvis rundade tavlor av en under mikroskopet svagt grön klinopyroxen, för vilken c : γ är cirka 40° och $2V\gamma$ omkring eller delvis mindre än 60°. Troligen föreligger en diopsid med övergångar till pigeonit. Pyroxenen är i ringa grad omvandlad till en kraftigt pleokroitisk amfibol med γ = gräsgrön och α = gulgrön. Stundom omges pyroxenen av mikroklin och finkornig skapolit. I underordnad mängd ingår i grönskarnet en svagt gul epidot och chabazit, av vilka det sistnämnda mineralet ofta omger pyroxenen. I liten mängd förekommer kalcit, biotit och granat; sistnämnda mineral bildar 0.5 cm stora aggregat. Sulfiderna uppträder huvudsakligen i grönskarnet i anslutning till chabaziten men till en del även i den grovkristallina skapoliten. Molybdenglansen föreligger som ett par millimeter stora fjäll, vilka bildar upp till flera centimeter stora ansamlingar. Analyser visar att såväl molybden- som kopparhalten är helt obetydlig.

2. Järnmalmer

a. Allmänna förhållanden

I Svappavaarafältet finns ett flertal järnmalmsförekomster. De ekonomiskt värdefulla fyndigheterna utgörs av apatitjärnmalmerna Leveäniemi och Gruv-

berget, vilka bägge ligger i porfyr-leptitgruppens bergarter och i vilka såväl svartmalm som blodsten ingår. Övriga i fältet uppträdande järnmalmer är helt obetydliga i jämförelse med dessa. Vid Tansari förekommer en apatitjärnmalm i en syenitporfyr associerad med albitporfyriterna. I albitporfyriterna föreligger vid Ainasjärvi en breccieartad malm med såväl magnetit som hämatit. Skarnjärnmalmer med enbart svartmalm förekommer i Svappavaaragruppens bergarter i Alpha, Kiilavaara och Kulleri samt i biotitgnejserna N om Koivujärvi.

b. Järnmalmer i porfyr-leptitgruppen

AINASJÄRVI

LÄGE, FORM ETC.

Ainasjärvi järnmalmsfyndighet, som är belägen drygt 7 km VNV om Svappavaara by och intill den sydöstra stranden av Ainasjärvi, upptäcktes 1898 genom att talrika block av svartmalm och blodsten påträffades (Petersson 1900). 1940 utförde Sveriges geologiska undersökning elektromagnetiska och magnetiska mätningar över fyndigheten, och året därpå sänktes fyra diamantborrhål. Några blottningar finns icke i området, och nedanstående beskrivning bygger på resultaten från borrningarna.

De geofysiska mätningarna visar att strykningen i fyndigheten i huvudsak går i N—S och att sidostupningen bör vara brant mot V eller i det närmaste vertikal. Vid uppritandet av den geologiska kartan (fig. 32) har antagits att bergarterna har en brant stupning mot V.

I fyndigheten ingår endast en obetydlig järnmineralisering: i mellanmassan av en breccia uppträder magnetit och hämatit tillsammans med kvarts och biotit. Fragmenten i breccian består av kvartsit, kvartsförande porfyr, albitporfyrit och albitofyr. Mängden järnoxider i mellanmassan varierar. I den västra delen av breccian ingår endast undantagsvis små mängder magnetit. I öster är däremot breccian lokalt rikare på järn, i den norra delen föreligger magnetit och i den mellersta delen uppträder hämatit jämte något magnetit. Analyser visar att järnhalten lokalt på en bredd av 5—10 m uppgår till 25 %. I ett borrhål förekommer ett upp till 5 m brett parti med inemot 40 % Fe. Fosforhalten håller sig kring 0.05 %. I den svartmalmsförande delen av breccian ingår omkring 0.1 % S — över en bredd på några meter delvis 0.3 à 0.4 % S — medan svavelhalten i den blodstensförande delen är lägre och uppgår till omkring 0.02 %.

Breccian, som är känd på en bredd av inemot 100 m, ligger i en albitporfyrit med underordnade inslag av albitofyr. Intill de hämatitförande delarna av breccian är albitporfyriten delvis sericitomvandlad. I den mellersta delen av fyndigheten har i kontakten mellan breccian och albitporfyriten kvartsförande porfyrer påträffats, som troligen bildar gångar i porfyriten. I den norra delen av fyndigheten förekommer i albitporfyriten en smal zon av leukodiabas.

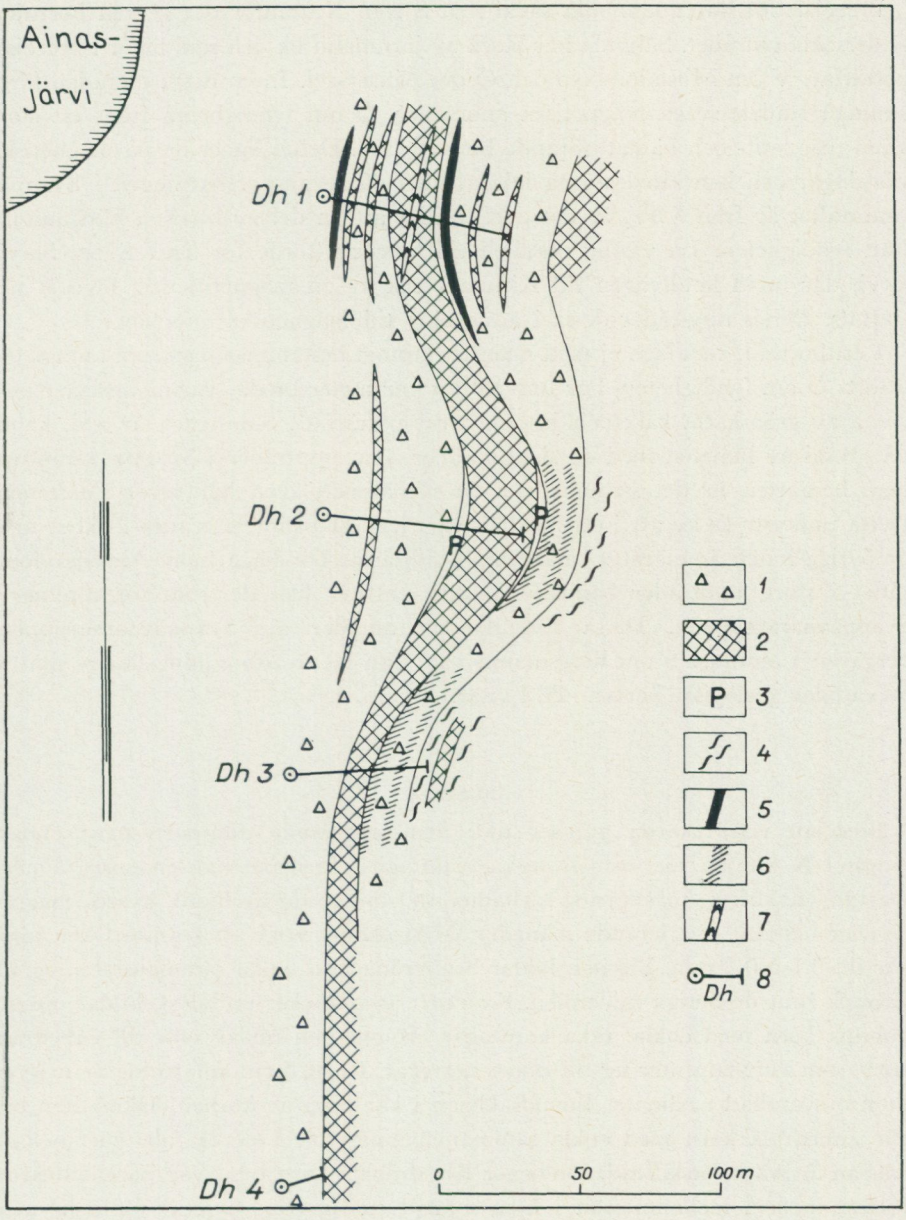


Fig. 32. Karta över Ainasjärvi järnmalmsfyndighet. Teckenförklaring: 1. breccia. 2. albitporfyrit, 3. kvartsförande porfyr, 4. sericitomvandlad albitporfyrit, 5. svartmalm, 6. blodsten, 7. leukodiabas, 8. borrhål.

Sketch map of the iron ore deposit at Ainasjärvi. Legend: 1. breccia, 2. albite porphyrite, 3. quartz-bearing porphyry, 4. sericitized albite porphyrite, 5. magnetite ore, 6. hematite ore, 7. leucodiabase, 8. drill-hole.

8—*690049. SGU. Frietsch*

Breccian fortsätter sannolikt såväl mot S som N utanför det genom borrning undersökta området. Sålunda har block av järnmalm lik den som ingår i breccian påträffats V om Mustalombolo och Ö om Ainasjärvi. Inom dessa områden förekommer ställvis svaga magnetiska anomalier. Ö om fyndigheten finns ett stort antal magnetit- och hämatitförande breccieblock. Delvis ligger de på magnetiska störningar och kan således vara lokala, men då istransportriktningen i Svappavaarafältet är från VSV, är det dock troligt att en del av blocken härstammar från fyndigheten. En västlig parallell till breccian torde föreligga S om Sarvijärvi, där invid landsvägen till Kiruna block av en magnetithaltig breccia påträffats. Delvis uppträder dessa i anslutning till magnetiska anomalier.

I ett borrhål, vars läge ej med säkerhet kunnat bestämmas men som antagligen utförts Ö om fyndigheten, har upp till ett par meter breda svartmalmslager omgivna av grönskarn, kalk och jaspiskvartsit påträffats. Sidostenen är icke känd. På grund av likheten med de skarnmalmer, som uppträder i Svappavaaragruppens bergarter, är det sannolikt att de sistnämnda även här utgör sidostenen. Detta understryks av att i ett borrhål, vars läge är okänt men som i likhet med de övriga hålen är märkt »Ainasjärvi» och därför bör ligga inom Ainasjärviområdet i stort, uppträder bandade, basiska tuffiter lika de, som förekommer i Svappavaaragruppen. Dessa förhållanden antyder att Svappavaaragruppens bergarter i området S om Bergsmannivaara kan ha en utbredning längre mot V än vad den geologiska kartan i Pl. 1 visar.

BRECCIA

Breccian visar skarpa gränser mot den omgivande albitporfyriten; endast längst i N har en successiv övergång iakttagits. Breccian har en gröngrå eller svartgrå, finkornig, massformig mellanmassa, som består av biotit, kvarts, magnetit eller hämatit i varierande mängder. Mikroskopet visar att kornstorleken uppgår till 0.1 à 0.2 mm. Biotiten bildar brungröna fjäll, vilka sammansluter sig till nätverk runt de övriga mineralen. Kvartsen, som släcker undulöst, bildar oregelbundna korn med enkla, raka kornfogar. Magnetiten bildar sub- till euhedrala korn, som sammansluter sig till större aggregat. I helt liten omfattning är magnetiten omvandlad i hämatit, huvudsakligen i kanterna av kornen. Hämatiten bildar anhedrala korn med enkla sammanväxningsytor. I de få fall, när mellanmassan är svagt förskiffrad, föreligger långsträckta korn i en svag parallelltextur. Ibland ingår i mellanmassan i liten mängd en ljusgrön tremolit-aktinolit med $c : \gamma$ cirka 20°. Accessoriskt uppträder apatit, grön klorit, ortit och grön turmalin (ibland som smala sliror eller upp till 0.5 mm stora aggregat). Pyrit, magnetkis, och undantagsvis kopparkis, förekommer i liten mängd som millimeterstora korn.

Den magnetitrika breccian genomsätts ofta av 0.5—3 cm breda, oregelbundna sliror eller raka sprickfyllnader av kalcit, som håller 1—2 mm stora korn av pyrit, magnetkis och mindre ofta kopparkis. Ibland ingår något kvarts, klorit,

biotit och turmalin. I den hämatitrika delen av breccian är däremot kalcit sällsynt. Istället föreligger här små aggregat eller sliror av kvarts, som för små mängder hämatit, fältspat, apatit, klorit och turmalin.

Den hämatitförande breccian innehåller stundom något magnetit. Mellan magnetitförande och magnetitfria delar finns successiva övergångar, och magnetithalten kan variera avsevärt på en sträcka av endast en decimeter. Mikroskopet visar att magnetiten uppträder i hämatit som 0.2—0.4 mm stora, anhedrala korn med enkla, raka fogar. Den inbördes relationen mellan de två mineralen kan icke avgöras. Magnetiten uppvisar icke några spår av martitisering.

Breccian håller rikligt med 1—10 mm stora — undantagsvis upp till 5 cm stora — kantiga och oregelbundna brottstycken. Bland dessa överväger gråvita kvartsiter, vilka består av 0.01—0.1 mm stora, oregelbundna korn av undulöst släckande kvarts. Vidare ingår i kvartsiten ibland något kalcit, mikroklin och grön tremolit-aktinolit samt mindre ofta hämatit eller magnetit. I betydande mängd förekommer 0.5—2 mm stora fragment av kvarts. I helt ringa omfattning ingår upp till 0.5 mm stora, vanligen tavelformade fragment av svagt grumlig albit. Sparsamt förekommer brottstycken av rödbrun, kvartsförande porfyr med mm-stora fältspatströkorn. Porfyrens mellanmassa består av 0.03 mm stora korn av kvarts och svagt brunfärgad albit, vilka är oregelbundet sammanvuxna. I liten mängd ingår järnoxid och accessoriskt apatit, muskovit och biotit. Porfyren i dessa fragment är lik den kvartsförande porfyr, som uppträder i mellersta delen av malmfältet. Vidare har iakttagits enstaka fragment av en delvis skapolitfläckig albitporfyrit, som är lik den i vilken breccian uppträder, och av en albitofyr lik den, som bildar inlagringar i albitporfyriten (s. 32).

Vad ursprunget av breccian beträffar, tolkas den som en tektonisk bildning, i vilken metasomatiska processer ägt rum. Den stora variationen i mängdförhållandet mellan mineralen i mellanmassan (biotit, kvarts, magnetit och hämatit) visar att någon malmbreccia i den betydelse termen har i samband med apatitmalmerna (med ett ådernät av malmsliror i sidostenen) icke föreligger. Vidare saknar den västra delen av breccian så gott som helt malmmineral. Några strukturer, som tyder på ett sedimentärt ursprung, finns icke.

De sporadiskt förekommande fragmenten av albitporfyrit, albitofyr och kvartsförande porfyr tyder närmast på att berggrunden i det område där breccian uppträder tektoniserats — samtliga bergarter finns anstående intill breccian. Albitporfyriten, som omger breccian, har dock till övervägande del omvandlats till den kvartsit, som bildar huvuddelen av fragmentmaterialet. De uppkomna brottstyckena har cementerats av biotit, kvarts och järnoxider. Att det är frågan om en sekundär mineralbildning uppkommen genom metasomatiska processer visas av att i mellanmassan mellan fragmenten förekommer turmalin och ortit. Vidare innehåller den magnetitförande delen av breccian rikligt med sliror av kalcit med små mängder kis, medan den hämatitförande breccian för sliror av kvarts. Dessa sliror är säkerligen av sekundärt ursprung. Att metasomatiska omvandlingar ägt

rum intill breccian visas av den sericitisering, som skett i albitporfyriten Ö om breccian.

Vissa delar av breccian, isynnerhet de som håller rikligt med hämatit, är makroskopiskt mycket lika de fragmentförande blodstenar, som förekommer i Undre Haukiserien Ö om Luossavaara. Fragmenten i Haukiblodstenarna utgörs huvudsakligen av kvartsiter, som består av kvarts, sericit och delvis rikligt med hämatit. Enligt Geijer (1931 b, 1935) har dessa blodstenar bildats genom metasomatisk förträngning vid den hydrotermala process, som gett upphov till den kraftiga kvarts- och sericitomvandlingen i malmernas sidosten. Till paragenesen hör vidare baryt, ortit och turmalin.

Av ovan anförda skäl ligger det nära till hands att parallellisera breccian i Ainasjärvi med blodstenarna i Undre Haukiserien. Likheten med bl. a. nybildningen av järnoxider, kvarts, kalcit, ortit och turmalin är uppenbara. Omvandlingen i Ainasjärvi har dock verkat över ett relativt begränsat område och varit mindre omfattande, vilket visas av att sidostenen endast lokalt sericitiserats. Vidare innehåller breccian rikligt med biotit, vilket mineral saknas i Undre Haukiserien, där istället klorit ställvis förekommer som ett väsentligt mineral.

Det har icke varit möjligt att med säkerhet avgöra, i vilket förhållande magnetit och hämatit står till varandra. Den ringa hämatitomvandling, som konstaterats i magnetiten, antyder dock att magnetit kan ha utgjort det primära järnoxidmineralet i breccian och att hämatit bildats ur detta.

ALBITPORFYRIT

Den albitporfyrit, som omger breccian, är lik de tidigare beskrivna albitporfyriterna, vilka täcker den nordvästra delen av Svappavaarafältet (s. 29). Porfyriten, som delvis är skapolitfläckig, håller upp till 2 mm stora strökorn av albit i en mellanmassa av albit och biotit. Undantagsvis förekommer i liten mängd en ljusgrön tremolit-aktinolit. Utan några skarpa gränser övergår porfyriten ställvis i en albitofyr, som består av albit jämte underordnade mängder magnetit. Den ansluter sig nära till de tidigare beskrivna albitofyrerna, som uppträder i albitporfyriterna (s. 32).

I mellersta delen av fyndigheten uppträder Ö om breccian en ljusgrå eller rödgrå, något krossad, massformig eller svagt förskiffrad, sericitiserad albitporfyrit med ännu synliga fältspatströkorn. Mellanmassan i porfyriten är däremot så gott som helt omvandlad och består av ett finkornigt sericitaggregat i vilket kvarts ingår i underordnad eller liten mängd. Accessoriskt uppträder apatit, kalcit, järnoxid och turmalin. I detta sericit-kvartsaggregat finns små, oregelbundna fläckar av albit, mikroklin jämte järnoxid, vilka troligen utgör bevarade rester av porfyritens ursprungliga mellanmassa. Strökornen, som består av en icke närmare identifierbar plagioklas, är ofta krossade och undulöst släckande och genomgående sericitomvandlade. Ibland har plagioklasen helt omvandlats till sericit med bibehållande av strökornens list- eller tavelform.

KVARTSFÖRANDE PORFYR

I den mellersta delen av malmfältet har på ömse sidor av den omkring 25 m breda albitporfyrit, som ligger mitt i breccian, upp till 1 m breda stråk av kvartsförande porfyr påträffats. Porfyren, som är gråbrun och massformig, innehåller 1—2 mm stora, bruna, list- eller tavelformade fältspatströkorn. Den genomsätts av sliror av kalcit med biotit och klorit. Porfyrens kontaktförhållande mot albitporfyriten och breccian är icke kända.

Mikroskopet visar att strökornen i den kvartsförande porfyren består av en grumlig och sericitomvandlad albit, som för interpositioner av biotit, epidot och kalcit. Tvillingar saknas mestadels. Helt underordnat föreligger ofullständigt utbildade Karlsbadtvillingar. Mellanmassan mellan strökornen består av 0.03 mm stora korn av albit och kvarts oregelbundet sammanvuxna. Accessoriskt ingår apatit och magnetit.

Den nu beskrivna porfyren är lik de kvartsförande porfyrer, som förekommer i och intill Tansari järnmalmsfyndighet (s. 196). Det är troligt att porfyren i Ainasjärvi, i likhet med dessa, har ett gångformigt uppträdande och att den sålunda är yngre än albitporfyriten. Av intresse är att den kvartsförande porfyren föreligger som fragment i breccian, vilket visar att bildningen av den senare måste vara yngre än porfyren.

GRUVBERGET

INLEDNING

Gruvbergets järnmalmsfyndighet, tidigare kallad Svappavaara, är belägen cirka 3 km V om Svappavaara by på en nord—sydligt orienterad höjdsträckning (fig. 33), vars högsta punkt i norra delen (strax N om Storgruverymningen, Pl. 4) ligger 430 m över havet. Härifrån och vidare norrut på en sträcka av ett par hundra meter går malmen i dagen och bildar en bergsrygg. Vidare mot N finns ett brant stup, och malmen fortsätter något hundratal meter i det omgivande låglandet, som ligger omkring 90 m under den högsta punkten på höjden. S om bergsryggen blir höjdsträckningen bredare och går här under namnet Danelivaara, vars högsta punkt är belägen 440 m över havet. Malmens sydspets ligger i den östra sluttningen i denna del av höjdsträckningen. Med undantag av blottningarna i bergsryggen är malmen täckt av lösa jordavlagringar av varierande mäktighet. I låglandet N om bergsryggen är jordtäcket betydande och varierar mellan 7 och 17 m. S om bergsryggen är jorddjupet mindre och uppgår till mellan 1 och 4 m. Lokalt har dock ett jordtäcke på mellan 8 och 10 m påträffats.

Den intill järnmalmen liggande kopparmineraliseringen, som i huvudsak bröts under den senare delen av 1600-talet, har tidigare beskrivits (s. 104). Järnmalmen synes under denna tid icke ha varit föremål för något intresse, och först 1707 företogs en försökssmältning av malmen. Därvid konstaterades att järnet var kallbräckt, men en viss brytning kom dock igång under 1700-talet. I slutet av

Fig. 33. Gruvberget från NÖ. Bortom klockstapeln ligger den norra delen av malmkroppen.
Gruvberget from the NE. The northern end of the ore body is situated on the hill behind the bell-tower.

1800-talet och i början av 1900-talet blev Gruvberget föremål för nya undersökningar. Järnmalmen undersöktes och beskrevs enligt Berglund (1924, s. 111) upprepade gånger från 1875 och fram till 1906: »1875 av O. Gumælius och C. A. Dellvik m. fl., 1890 av Hjalmar Lundbohm och W. Petersson samt 1899 av den sistnämnde. Dessutom har åren 1897 och 1898 företagits jordrymningar för gruvägarens räkning samt senare under åren 1899—1905 utförts undersökningsarbeten, över vilka berättelser avgivits av C. I Asplund 1904, G. Köhler 1899 och 1905 samt Hj. Nordqvist 1906.» Av dessa beskrivningar har endast den av Gumælius (1877) redovisade varit tillgänglig för författaren. Sammanfattande redogörelser över undersökningarna har lämnats av Petersson (1900, 1908), Lundbohm & Petersson (1910) och Berglund (1924).

Blott ett fåtal kartor finns tillgängliga från dessa undersökningar. Den äldsta publicerade geologiska kartan redovisas av Hermelin (1804). Kartan omfattar endast den norra delen av järnmalmen med de intill liggande koppargruvorna. Den av Gumælius (1877) återgivna kartan omfattar även samma begränsade område av förekomsten. Petersson (1900) återger en geologisk och magnetisk karta i skalan 1 : 8 000 över hela järnmalmskroppen. Vidare finns i Kungl. Kommerskollegiums och Sveriges geologiska undersöknings arkiv två icke publicerade kartor över hela malmen, nämligen »Kartskiss utvisande Stora malmlagrets gränser å Svappavaara malmfält» av C. I. Asplund från 1904 och »Karta över Svappavaara malmfält» upprättad av Hj. Nordqvist 1905. Bägge kartorna ingår troligen i de ovan nämnda beskrivningarna.

Under åren 1957—1963 har Sveriges geologiska undersökning på fyndigheten

utfört geologiska karteringar, geofysiska mätningar och diamantbergborrning. Den geologiska karteringen, som vad själva järnmalmen beträffar, till väsentlig del underlättades av de blottningsarbeten, som gjordes under åren 1958 och 1960—1962, avslutades 1963. Den geologiska kartan i skalan 1 : 2 000 redovisas i Pl. 4. Diamantbergborrningen har utförts i två etapper, nämligen under åren 1957—1959 och 1961—1962. Sammanlagt har utförts drygt 9 600 borrmeter fördelade på 54 hål. Resultaten från borrningen finns delvis återgivna i profiler (E^2, I och P) i Pl. 5. Övriga i Pl. 4 utmärkta profiler, på vilka kartan till avsevärd del grundar sig, finns uppritade på Sveriges geologiska undersökning, men redovisas icke i föreliggande arbete.

GEOLOGISK ÖVERSIKT

Berggrunden på Gruvberget domineras av en grå eller rödgrå leptit, som består av plagioklas (albit-oligoklas, mindre ofta oligoklas eller andesin), mikroklin, kvarts och biotit. Lokalt är leptiten skapolitomvandlad. I anslutning till denna omvandling, som är mest utpräglad kring de norra och mellersta delarna av järnmalmen, uppträder en svag kopparmineralisering.

Huvudsakligen Ö om järnmalmen och i liten utsträckning V om denna förekommer i leptiten ett flertal smala inlagringar av syenitporfyr, vilken består av albit jämte något mikroklin, kvarts och biotit.

I området V om järnmalmen, mellan denna och Vaarajärvi, intas en betydande yta av en mörk, förskiffrad basisk leptit, som innehåller rikligt med biotit. Vidare ingår albit-oligoklas, mikroklin, klorit och tremolit-aktinolit i varierande mängder. Den basiska leptiten uppträder i två, i huvudsak med järnmalmen parallellt löpande stråk, vilkas bredd uppgår till inemot 200 m. Det östra av dessa är mot S uppsplittrat på ett flertal mindre stråk. Mellan de basiska leptiterna förekommer en andesinporfyrit, vars huvudbeståndsdelar är andesin och hornblände.

Ö om järnmalmen uppträder i leptiten ett flertal i strykningsriktningen uthålliga, upp till 35 m breda zoner, i vilka ingår en fragmentförande leptit, som har mikroklin och kvarts som huvudmineral, samt en sericitskiffer, som består av sericit, kvarts och mikroklin. Sericitskiffern, som även påträffats i området V om järnmalmen, är ställvis fragmentförande.

Såväl leptiten och den basiska leptiten som järnmalmen genomsätts av svärmar av i NÖ—SV gående, upp till 10 m breda gångar av metabasit, som består av skapolit, biotit och hornblände.

Vid den östra stranden av Vaarajärvi förekommer en leukodiabas, som består av albit jämte något tremolit-aktinolit.

Smala pegmatitgångar, i vilka ingår kvarts och mikroklin, uppträder i helt liten omfattning, huvudsakligen kring den södra delen av järnmalmen.

Järnmalmen utgörs av en skivformig kropp, som har en längd av cirka 1 300 m

och en bredd i dagytan, som varierar mellan 6 och 65 m. Medelbredden uppgår till omkring 30 m. Denna kropp kallas i det nedanstående för *huvudmalmen* och skiljs på så sätt från de V därom belägna små, ekonomiskt ointressanta kropparna och mineraliseringarna av järnmalm. Den norra delen av huvudmalmen består av en delvis kalkrik svartmalm, som mot S successivt övergår i blodsten kännetecknad av en total frånvaro av magnetit. I den södra delen av blodstenen uppträder på en längd av drygt 400 m en fragmentförande blodsten, som i en hämatit-klorit-kvarts-kalcitförande mellanmassa innehåller brottstycken av blodsten och sericitskiffer. I den mellersta delen av huvudmalmen förekommer i dess östra sida en omvandlingszon, där en vittrad, mullande blodsten föreligger.

Arean för huvudmalmen uppgår till 44 350 m^2. Därav utgör svartmalm 16 100 m^2, blodsten 23 300 m^2, fragmentförande blodsten 3 600 m^2 och vittrad blodsten 1 350 m^2.

V om huvudmalmen, i anslutning till denna i så gott som hela dess längd, förekommer på en bredd av upp till 70 m en malmbreccia, där sliror av svartmalm eller blodsten genomsätter leptiten. I leptiten längre mot V uppträder vidare i helt obetydlig omfattning en liknande järnmineralisering. Däremot är den basiska leptiten, isynnerhet vad det östra stråket beträffar, delvis tämligen rik på järnmalm: på en bredd av upp till 40 m ingår sliror och små kroppar av svartmalm eller blodsten.

TEKTONIK

Huvudmalmen uppträder i kärnan av den västliga av Svappavaarafältets båda leptitsynklinaler, i vilka veckaxlarna stupar mot N till NÖ (s. 26). Malmen stryker ungefär i N—S och har en sidostupning, som varierar mellan 50 och 75° mot Ö. Den är delvis känd ned till inemot 350 m under dagytan, till vilket djup den uppvisar i stort sett oförändrad bredd. Borrningarna visar att malmen längst i S sannolikt har en fältstupning mot N (s. 124).

Den mestadels svaga förskiffringen av bergarterna i Gruvberget är tämligen enformig. Den stryker i N—S, ibland med någon avvikelse mot NNV eller NNÖ, och stupar 75—85° mot Ö över stora delar av fyndigheten. Mindre vanligt är att den står vertikalt. I området V om sydänden av huvudmalmen har i såväl leptiten som den basiska leptiten iakttagits förskiffring, som stupar flackt (20—50°) mot Ö och delvis avviker från den gängse förskiffringsriktningen genom att stryka i NV eller VNV.

Stänglighet är sällsynt och har endast observerats i den norra delen av blodstenen i huvudmalmen samt i intill liggande skapolitomvandlad leptit. All uppmätt stänglighet stupar omkring 70° mot Ö.

Den mellersta och norra delen av huvudmalmen är störd av i NÖ gående, brant stående förkastningar. Förskjutningen i horisontell led är mestadels relativt liten, men Ö om S:t Eriksgruvan och Lilla Södergruvan har malmen kastats

Fig. 34. Krosszon i svartmalm och leptit (till höger om hammaren). NÖ om Storgruverymningen.
Crush-zone in magnetite ore and leptite (to the right of the hammer). NE of Storgruverymningen.

cirka 50 m i sidled. Förskjutningen i vertikal led är icke känd. Vidare förekommer i huvudmalmens svartmalmsdel mindre förkastningar, som går i VNV.

På Gruvberget kan följande spricksystem urskiljas:

a — stryker i N5—20°Ö och stupar 70—80° mot ÖSÖ. Kopparmineraliseringen följer huvudsakligen detta system.
b — stryker i N50°Ö och stupar 80° mot SÖ. Riktningen av detta system sammanfaller med de i NÖ gående förkastningarna och metabasitgångarna.
c — stryker N55°V och stupar 65° mot NÖ. Kopparmineraliseringen följer i mindre omfattning detta system.
d — stryker i N65°V och stupar 75° mot SV. Riktningen sammanfaller med de mindre, i VNV gående förkastningarna.
e — stryker i Ö—V eller VSV—ÖNÖ och stupar flackt (10—25°) mot N eller S. Är utpräglat i den norra, förklyftade delen av blodstenen i huvudmalmen.

Fig. 35. Sliror av magnetit, epidot och granat i förskiffrad leptit. Ö om S:t Eriksgruvan.
Schlieren of magnetite, epidote and garnet in a schistose leptite. E of S:t Eriksgruvan.

Stråken av fragmentförande leptit och sericitskiffer, som troligen går i NNÖ och stupar brant mot Ö, representerar med all sannolikhet zoner, i vilka leptit (och syenitporfyr) tektoniserats (s. 161). En tektonisk zon av betydande mått följer vidare den östra gränsen av huvudmalmen. Här är såväl malmen som intill liggande leptit krossade och förskiffrade, vanligen på en bredd av mellan 5 och 10 m, men ställvis på en bredd av upp till 20 m (fig. 34). Skiffrigheterna i denna zon stryker i ungefär N—S och stupar 70—80° mot Ö. Tektoniseringen har träffat såväl svartmalmen som blodstenen. Svartmalmen är vanligen urvittrad och porös, vilket isynnerhet gäller de delar av malmen, som är rika på kalcit. Kalciten har i anslutning till denna tektoniska zon lösts ut, och malmen håller rikligt med hålrum. Blodstenen är här uppkrossad och delvis även, såsom intill

den vittrade blodstenen, porös och mullartad. Den sönderfaller vid mekanisk påverkan i ett pulver. Tektoniseringen har ställvis träffat även leptiten ett tiotal meter öster om malmen. Detta har medfört att leptiten blivit slaggig och urvittrad. Ö om S:t Eriksgruvan innehåller den förskiffrade leptiten upp till en decimeter långa, avslitna, något vindlande sliror av magnetit, epidot och granat (fig. 35). Denna uppkrossning och förskiffring har iakttagits längs hela malmkroppen och synes följa hängväggen mot djupet. Mest påtaglig är tektoniseringen i området NÖ och Ö om Storgruverymningen samt i den mellersta delen av blodstenen i huvudmalmen.

I samma tektoniska zon ligger omvandlingszonen med vittrad blodsten och kaolinlera. Blodstenen och leptiten i och intill omvandlingszonen är krossade. Utan denna krossning skulle knappast de lösningar, som omvandlat blodstenen och leptiten, kunnat cirkulera (Frietsch 1960). Omvandlingszonen har delvis en bredd på 50 m, och tektoniseringen har då skett över en större bredd än i krosszonen i övrigt. Härvid har uppkrossningen huvudsakligen träffat blodstenen, som omvandlats på en större bredd än leptiten. Genom att ställa omvandlingszonen i relation till den tektoniska zonen erhåller man en förklaring till att omvandlingen så påfallande följer malmens hängande.

Troligt är att den fragmentförande blodstenen, som i den södra delen av huvudmalmen i huvudsak uppträder intill hängväggen, vad uppkomsten beträffar har ett nära samband med samma tektoniska zon. Den fragmentförande blodstenen skulle i så fall utgöra en tektoniseringsprodukt av blodstenen, som längs hela stråket av denna malmtyp krossats tillsammans med sidostenen (sericitskiffer). De uppkomna brottstyckena har senare cementerats av sekundära mineral. Mäktigheten av den fragmentförande blodstenen uppgår till cirka 20 m, och krossningen har skett på samma bredd som i den tektoniska zonen i övrigt.

HUVUDMALMEN

Allmänna förhållanden

Huvudmalmen utgörs av en cirka 1 300 m lång, genom förkastningar uppsplittrad, skivformig kropp. Arean av denna har beräknats till 44 350 m^2. Medelbredden uppgår till cirka 30 m. Den största bredden i dagen har malmen Ö om Krangruvan och 150 m S om Lilla Södergruvan, där svartmalmen respektive blodstenen har en bredd på 65 m. I den södra delen av fyndigheten är bredden däremot betydligt mindre, och i blodstenen 250 m från sydspetsen av malmkroppen uppgår den endast till 6 m.

Malmen är genom borrningarna känd till ett djup av inemot 350 m under dagytan. Ned till detta djup har den i stort sett oförändrad bredd. I några profiler uppvisar emellertid malmen en relativt obetydlig ökning av bredden mot djupet. I profil N och Q uppgår bredden sålunda delvis till inemot 80 m. I den djupaste delen av profil N har dock malmbredden minskat till cirka 50 m.

De kartor, som redovisas av Asplund och Nordqvist (s. 118) samt av Petersson (1900), visar god överensstämmelse med föreliggande karta (Pl. 4) vad beträffar malmens konturer. På dessa kartor återges dock malmen som fem större och mindre, efter varandra stjärt om stjärt liggande linser. Petersson (op. cit., s. 54) säger att »fyndigheten vid Svappavaara utgöres af ett system af långsträckta malmlinser, hvilka ... ligga 'stjärt om stjärt'». Blodstenen anses bilda den omedelbara forsättningen mot S av svartmalmen och består av ett system av större, genom obetydliga partier av gråberg åtskilda linser. Berglund (1924) beskriver även malmen som ett antal större och mindre efter varandra liggande linser. De av författaren gjorda undersökningarna visar emellertid att malmen utgörs av en enhetlig kropp, som genom tektonisk påverkan (förkastningar) och omvandling (av svartmalm till blodsten) fått sitt nuvarande utseende. Sålunda uppvisar malmen i sidled en något oregelbunden gestaltning genom att den, huvudsakligen i norra och mellersta delarna, störts av i SV—NÖ och i mindre utsträckning i VNV—ÖSÖ orienterade förkastningar. De i NÖ—SV strykande metabasitgångarna, vilka delvis följer förkastningarna, har vidare bidragit till att splittra upp malmen.

Huvudmalmen stryker i stort sett i N—S, och de avvikelser som förekommer från denna riktning är förhållandevis små. Längst i S visar malmen dock en nord—nordöstlig strykning, och 150 m från sydänden av malmen och 400 m vidare norrut har den nord—nordvästlig strykning. Sidostupningen varierar i huvudsak mellan 50 och 75° mot Ö. Den flackaste stupningen har uppmätts i den södra och mellersta delen av malmen. Mellan profil A och J uppgår stupningen till mellan 50 och 70° medan den i norra delen är något brantare och växlar mellan 60 och 75°.

Av den geologiska kartan i Pl. 4 framgår att malmen längst i S spetsar ut i dagen strax S om profil A. Sålunda finns blodsten i ett undersökningsdike 35 m S om profilen men däremot icke i dikena längre mot S. Resultaten av borrningarna i profil A antyder att malmen här har ett relativt ringa djupgående. I det grunda borrhålet 58108 påträffades malm på ett djup av cirka 55 m under dagytan. I det djupare hålet 58119 uppträder däremot icke någon malm. På omkring 200 meters djup föreligger visserligen i detta borrhål omväxlande amfibolskarn och skarnomvandlad leptit. Dessa skarnbergarter kan dock knappast hänga ihop med huvudmalmen, då detta i så fall skulle innebära att malmen i profilen skulle ha en mycket brant, i det närmaste vertikal stupning, vilket icke överensstämmer med stupningen i profilerna längre mot N. Det är därför sannolikt att malmen i profil A spetsar ut mot djupet. Då malmen påträffats i dagen S om denna profil innebär det att den har en fältstupning mot N. Under antagande av att malmen spetsar ut på ett djup av drygt 100 m under dagytan kan fältstupningen uppskattas till omkring 65° mot N.

I huvudmalmen kan fyra olika malmtyper utskiljas: svartmalm, blodsten, fragmentförande blodsten och vittrad blodsten. Svartmalmen är begränsad till

den norra delen av fyndigheten. NNÖ om Storgruverymningen (vid profil N) sker en successiv övergång till blodsten, som vidare mot S kännetecknas av en total frånvaro av magnetit. Den fragmentförande blodstenen förekommer i södra hälften av blodstenen. Den vittrade blodstenen uppträder SSÖ om Lilla Södergruvan (i huvudsak mellan profil H och J) i blodstenens hängväggssida.

Ner till en nivå belägen 100 m över havet (motsvarande ett medeldjup av något över 300 m under dagytan) ingår i malmkroppen 24.9 milj. ton svartmalm med en genomsnittshalt av 56.5 % Fe och 1.11 % P, 32.7 milj. ton blodsten och fragmentförande blodsten med en genomsnittshalt av 55.4 % Fe och 0.86 % P samt 6.5 milj. ton vittrad blodsten med en genomsnittshalt av 66.6 % Fe och 0.02 % P, dvs. sammanlagt 64.1 milj. ton malm.

Svartmalm

Svartmalmen är begränsad till den norra delen av huvudmalmen. Mot S, NNÖ om Storgruverymningen, övergår den i blodsten. Arean av svartmalmen har beräknats till 16 100 m^2. Mellan S:t Eriksgruvan och Södergruvan förekommer vidare mellan blodstenen och leptiten i liggväggen smala partier av svartmalm, vilka delvis icke går i dagen utan endast är kända på djupare nivå genom borrningarna.

Järnhalten överstiger i huvudsak 50 %, och mer än hälften av svartmalmen håller omkring 60 %. I mindre omfattning ingår malm med mindre än 50 % Fe.

Tabell 16. Kemisk sammansättning av svartmalm, Gruvberget. 14 analyser

Chemical composition of magnetite ore, Gruvberget. 14 analyses

	Vikt % *Weight %*	
	Medelvärde *Average*	Extremvärde *Extreme*
Fe_3O_4	73.26	60.82 —80.35
Fe_2O_3	9.76	2.50 —22.71
SiO_2	2.41	0.60 —10.00
MnO	0.31	0.18 — 0.48
CaO	7.34	2.60 — 9.80
MgO	1.18	0.85 — 1.80
P_2O_5	1.72	0.92 — 3.09
Al_2O_3	0.47	0.20 — 0.95
TiO_2	0.12	0.03 — 0.23
V_2O_5	0.17	0.10 — 0.24
Fe	59.5	54.5 —65.5
Fe^{2+}	17.57	14.67 —19.38
P	0.75	0.40 — 1.35
Mn	0.24	0.14 — 0.37
S	0.013	0.006— 0.022

Analyserna är utförda av LKAB:s laboratorium i Kiruna

Fig. 36. Runda hällytor av svartmalm. S om S:t Eriksgruvan.
Rounded outcrop surfaces in magnetite ore. S of S:t Eriksgruvan.

Fig. 37. Kalcitsliror i svartmalm. NÖ om Storgruverymningen.
Veins of calcite in magnetite ore. NE of Storgruverymningen.

Fig. 38. Kalcitslira (till höger om hammaren) i svartmalm. NÖ om Storgruverymningen.
Vein of calcite (to the right of the hammer) in magnetite ore. NE of Storgruverymningen.

Medelhalten uppgår till 56.5 % Fe. Fosforhalten ligger i huvudsak omkring 1 %; dock förekommer mindre partier med en lägre halt (cirka 0.5 %) och en högre halt (upp till 2.9 %). Medelhalten är 1.11 % P. Den kemiska sammansättningen av svartmalmen redovisas i tabell 16.

Svartmalmen är tät och massformig. Den uppvisar icke någon förskiffring eller förklyftning, vilket även kommer till synes genom att den bildar runda hällytor (fig. 36). Utmärkande för svartmalmen är att den är rik på kalcit, isynnerhet vad den södra delen beträffar. Sålunda håller den ställvis upp till någon meter breda partier, i vilka malmen är rikligt genomsatt av upp till 1 cm breda, föga uthålliga, oregelbundna sliror av kalcit, där även något apatit, epidot och amfibol ingår (fig. 37). Slirorna är ofta subparallella och stryker i huvudsak i N—S. De uppträder breccierande och håller ibland små brottstycken av malmen. Undantagsvis, som NÖ om Storgruverymningen, förekommer upp till 0.5 m breda och 5 m långa sliror av kalcit (fig. 38). Ställvis ingår i malmen 1—2 mm

Fig. 39. Kalkrik svartmalm, delvis urvittrad. NÖ om Storgruverymningen.
Calcite-rich magnetite ore, partly weathered. NE of Storgruverymningen.

breda och 4—5 cm långa, i N—S strykande sliror, som enbart består av apatit. Vidare genomsätts malmen ibland av 0.5—2 cm breda sprickor fyllda med kvarts och kalcit.

Den östra delen av den kalkrika malmen NÖ om Storgruverymningen är porös och innehåller 1—3 mm breda och 1—20 cm långa hålrum, vilka kännetecknas av en regellös orientering även om en viss tendens finns till strykning i N—S (fig. 39 och 40). På väggarna av dessa långsmala hålrum förekommer stundom 2—3 mm stora, välutbildade magnetitoktaedrar. En liknande, på hålrum rik svartmalm har påträffats i den från huvudmalmen skilda, tämligen obetydliga malmkropp, som ligger strax NV om Smedsgruvan. Malmen, som till en stor del är blodstensomvandlad, är något kalcitslirig och grönskarnig. Hålrummen uppvisar även här en viss linjärstruktur med nord—sydlig orientering. Vidare förekommer i norra delen av huvudmalmen, i östra delen av undersökningsdiket N om profil R, hålrum av liknande utseende i anslutning till kalcit-apatitsliriga partier i svartmalmen.

Hålrummen uppträder endast i de delar av svartmalmen, som är rika på kalcit, och som regel kan sägas att där det finns rikligt med hålrum är kalcitslirorna få, och vice versa. Riktningen av hålrummen och kalcitslirorna sammanfaller i stort. Vidare kan man stundom i kalcitslirorna se små magnetitoktaedrar, som

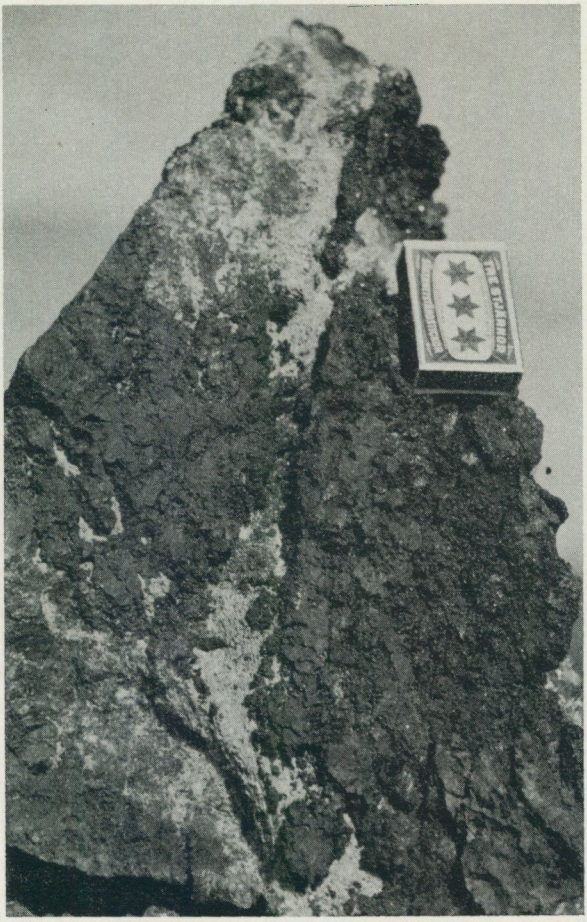


Fig. 40. Kalkrik svartmalm, delvis urvittrad. NÖ om Storgruverymningen.
Calcite-rich magnetite ore, partly weathered. NE of Storgruverymningen.

växer dels i kontakten mellan malmen och kalciten, dels inne i kalciten. Det är därför troligt att hålrummen i den porösa svartmalmen uppkommit som en följd av att kalciten i slirorna lösts ut. Hålrummen uppträder huvudsakligen i östra delen av svartmalmen, i anslutning till den tidigare beskrivna tektoniska zon, som följer huvudmalmens hängande. Sannolikt är att i denna zon lösningar cirkulerat, som löst ut kalciten. Det skulle föreligga en process i viss mån analog med bildningen av den vittrade blodstenen, som uppkommit ur den ursprungliga blodstenen genom att samtliga mineral med undantag av hämatit lösts ut.

Malmmineralet i svartmalmen utgörs till övervägande del av magnetit i form av tämligen liksidiga, 0.1—0.5 mm stora korn, som vanligen uppvisar raka eller mera sällan oregelbundna gränser. Kornigheten är i regel föga utpräglad under

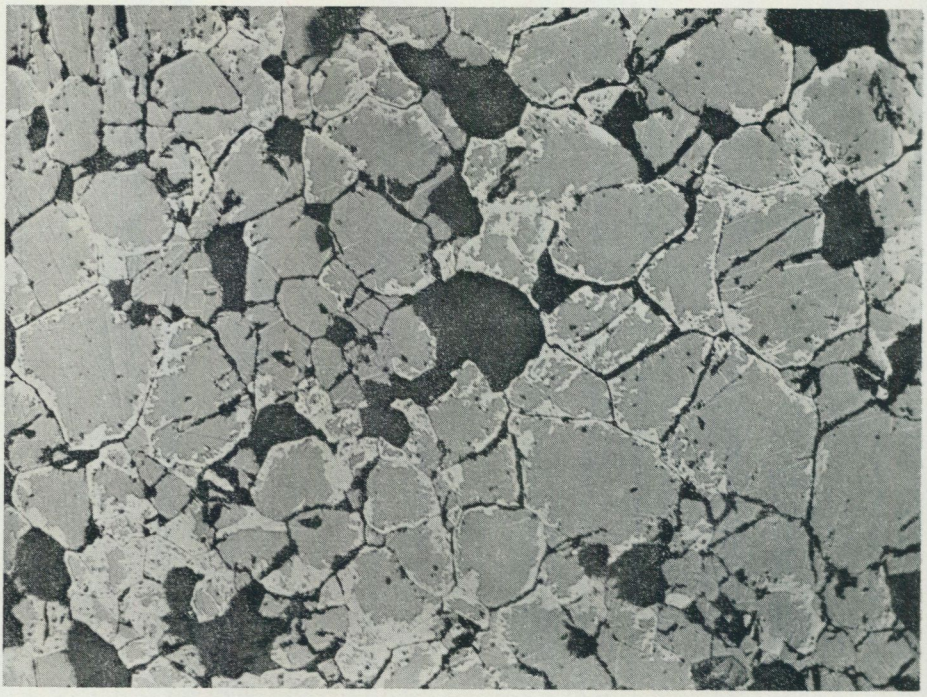


Fig. 41. Svartmalm, något hämatitomvandlad. Hämatit (gråvit) uppträder huvudsakligen kanterna av magnetiten (grå), i ringa mängd i oktaederplanen. Svart = diopsid och limonit. NÖ om Storgruverymningen. Polerprov. Vanl. ljus, × 142.

Magnetite ore, somewhat hematite-altered. Hematite (grey white) occurs mainly at the margins of the magnetite grains (grey), to a small extent on the octahedral planes. Black = diopside and limonite. NE of Storgruverymningen. Polished section. Ord. light, × 142.

mikroskopet. Utmärkande för magnetiten är att den genomgående innehåller något hämatit. Mikroskopiska undersökningar visar att hämatithalten aldrig understiger ett par volymprocent. Hämatiten förekommer som smala maskformiga aggregat i kanterna av magnetitkornen eller i sprickor i dessa (fig. 41). Ställvis uppträder hämatit också som små, oregelbundna sliror mitt inne i magnetitkornen. I liten utsträckning föreligger även en tydlig oktaedermartit (fig. 42).

I den del av svartmalmen, som uppträder kring norra delen av blodstenen, är hämatithalten högre. Med blotta ögat kan här iakttas hämatit som mm-stora korn eller som upp till 1 cm stora, ibland slirformade aggregat. Polerprov visar att magnetiten resorberas av hämatit och att magnetiten ofta ligger innesluten i denna. Vidare ingår stundom i magnetiten som en senare bildning 0.15—0.4 mm stora, listformade korn av hämatit (fig. 43). I vissa prov är de båda malmmineralen, vilka föreligger som 0.1 mm stora korn med raka gränser, intimt sammanvuxna. Magnetiten i dessa hämatitförande typer uppvisar genomgående en omvandling till hämatit längs sprickor och korngränser. Vidare förekommer stundom oktaedermartit.

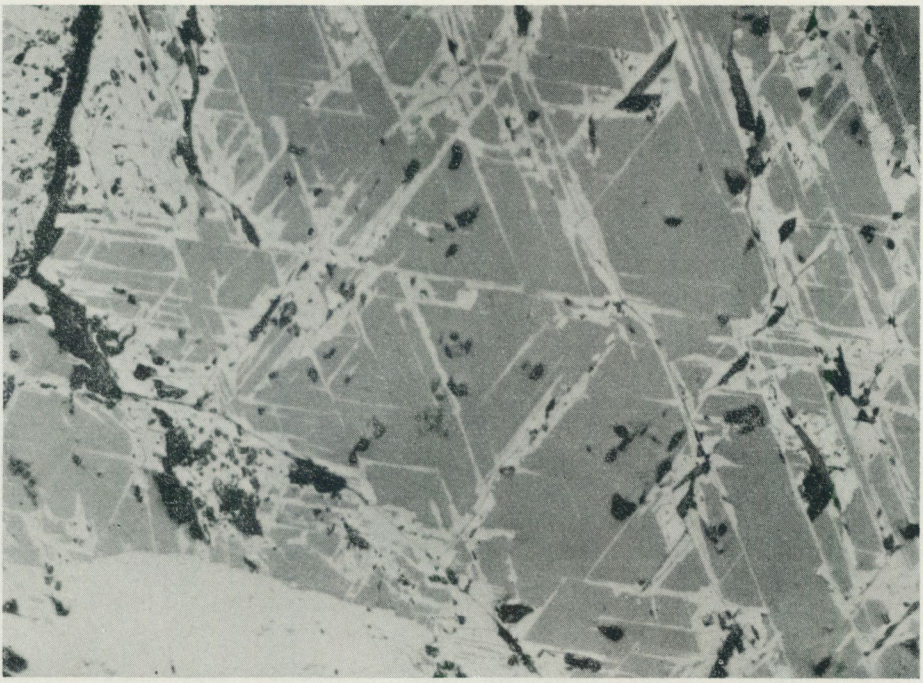


Fig. 42. Svartmalm, något hämatitomvandlad. Hämatit (gråvit) följer oktaederplanen i magnetiten (grå). Svart = apatit? Gruvberget, borrhål 58111, 280.8 m. Polerprov. Vanl. ljus, × 495. *Magnetite ore, somewhat hematite-altered. Hematite (grey white) follows the octahedral planes in the magnetite (grey). Black = apatite? Gruvberget, drill-hole 58111, 280.8 m. Polished section. Ord. light. × 495.*

I svartmalmen är apatit och kalcit samt i någon mån tremolit-aktinolit vanliga mineral. Apatiten, som bildar 0.2 mm stora, subhedrala korn med raka kornfogar, uppträder dels som sliror, dels som separata korn (fig. 44). Kornen i slirorna är vanligen något utdragna i slirornas längdriktning. Rätt ofta har apatiten ett smalt bräm av en röd eller rödbrun limonit. Vanligt är att apatiten omges av kalcit, och i de sliror där de båda mineralen förekommer tillsammans är apatiten alltid innesluten i kalciten, vilken sålunda är senare bildad än apatiten. Kalciten förekommer som omkring 0.5 mm stora, oregelbundna korn. Den uppträder dels som sliror, dels som separata korn i malmen. En svagt grönfärgad tremolit-aktinolit bildar omkring 0.3 mm stora stänglar mellan malmkornen eller i slirorna av apatit och kalcit. I små mängder ingår färglös eller svagt grön diopsid, kloritomvandlad biotit, muskovit, smutsbrun eller gul epidot och ljusgrön eller brun, finkornig klorit. Granat, som är ett vanligt skarnmineral i blodstenen, förekommer endast på några få ställen, huvudsakligen i den södra delen av svartmalmen. Accessoriskt uppträder kvarts, ortit, plagioklas och limonit.

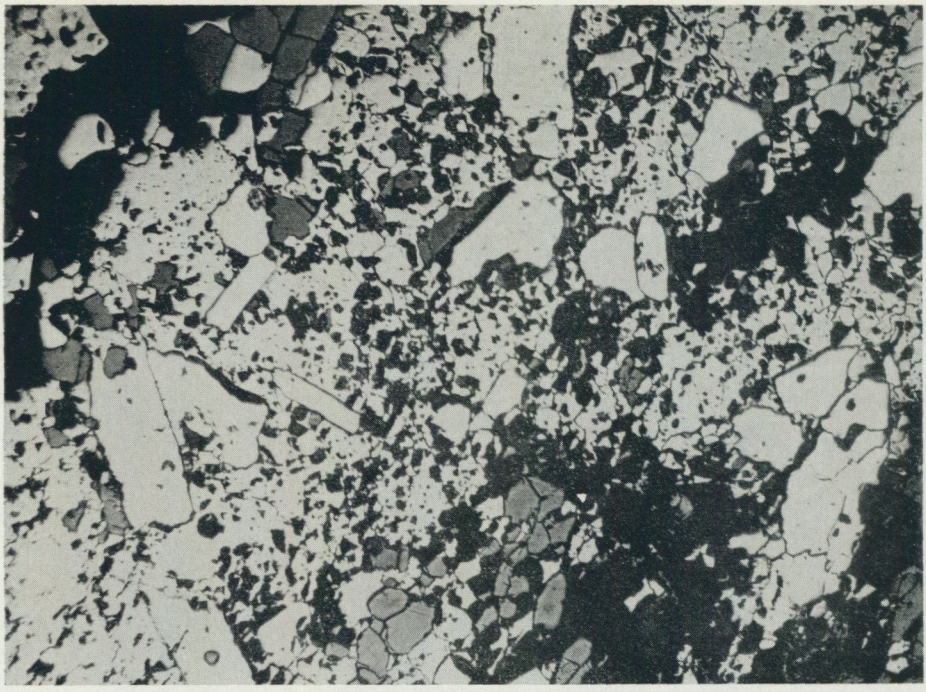


Fig. 43. Hämatitförande svartmalm. I magnetit (gråvit) ligger listformade korn av hämatit (gråvit och med relief). Mindre listformade korn utgörs av apatit (grå). De svarta fläckarna består av epidot och amfibol. Gruvberget, borrhål 18, 14.8 m. Polerprov. Vanl. ljus, × 72.
Hematite-bearing magnetite ore. In the magnetite (grey white) lie lath-like grains of hematite (grey white and with relief). Smaller lath-like grains consist of apatite (grey). Black patches are epidote and amphibole. Gruvberget, drill-hole 18, 14.8 m. Polished section. Ord. light, × 72.

Blodsten

Mot S övergår svartmalmen i blodsten, vilken tillsammans med fragmentförande blodsten och vittrad blodsten upptar den mellersta och sydliga delen av huvudmalmen. Arean av blodstenen uppgår till 23 300 m^2. Järnhalten överstiger i huvudsak 50 %, och en betydande del håller omkring 60 %. Fosforhalten uppgår i regel till cirka 1 %. Den kemiska sammansättningen redovisas i tabell 17.

Blodstenen är svartgrå, finfjällig och vanligen något krossad. En utpräglad, flackt stupande förklyftning uppträder i den norra delen av malmen. I området Ö om Storgruverymningen uppvisar blodstenen upp till 5 m breda förklyftningsytor, som stryker i Ö—V eller VSV—ÖNÖ och stupar 15—25° mot S eller SSÖ (fig. 45). Vidare förekommer mindre ytor, vilka har samma strykning men stupningen 10—25° mot N eller NNV. N och NÖ om Storgruverymningen föreligger huvudsakligen de sistnämnda ytorna. Inom detta område uppträder ställvis blockartade partier, som sinsemellan uppvisar något olika stupning av förklyft-

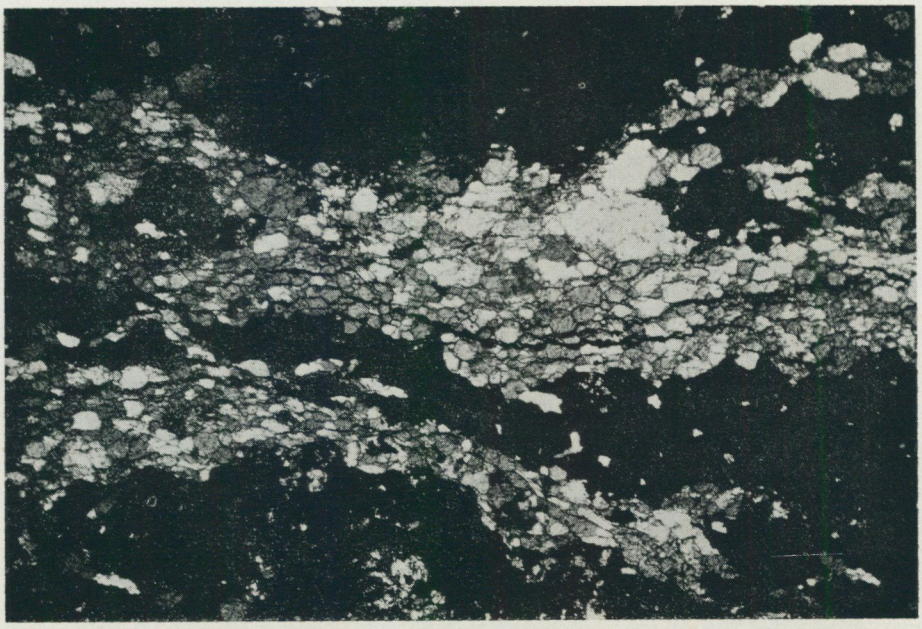


Fig. 44. Apatitslirig svartmalm. Magnetit = svart. Apatit = vit och ljusgrå. I övre, vänstra hörnet ett epidotkorn (gråsvart). NÖ om Storgruverymningen. Slipprov. Nic. +, × 40. *Magnetite ore with veins of apatite. Magnetite = black. Apatite = white and light grey. In the upper, left corner a grain of epidote (greyish black). NE of Storgruverymningen. Thin section. Nic. +, × 40.*

Tabell 17. Kemisk sammansättning av blodsten, Gruvberget. 18 analyser

Chemical composition of hematite ore, Gruvberget. 18 analyses

	Vikt % *Weight %*	
	Medelvärde *Average*	Extremvärde *Extreme*
Fe_3O_4	18.79	1.84 —53.36
Fe_2O_3	65.25	40.15 —87.53
SiO_2	5.33	1.10 —16.15
MnO	0.12	0.04 — 0.25
CaO	4.84	2.35 — 7.70
MgO	0.86	0.35 — 2.15
P_2O_5	2.43	0.69 — 3.09
Al_2O_3	0.57	0.15 — 1.40
TiO_2	0.12	0.02 — 0.19
V_2O_5	0.12	0.07 — 0.20
Fe	59.1	49.0 —66.0
Fe^{2+}	4.53	0.45 —12.87
P	1.06	0.30 — 1.35
Mn	0.09	0.03 — 0.19
S	0.016	0.006— 0.024

Analyserna är utförda av LKAB:s laboratorium i Kiruna

Fig. 45. Förklyftning i blodsten. Ö om Storgruverymningen.
Jointing in hematite ore. E of Storgruverymningen.

ningen. Dessa block är vanligen skilda från varandra genom smala krosszoner. I den nordligaste delen av blodstenen (N om profil N) förekommer föga markerade förklyftningsytor, som stryker i NÖ eller N—S och som stupar flackt mot NV eller V. Förklyftningen är helt knuten till den norra delen av blodstenen. I den intilliggande svartmalmen förekommer icke några förklyftningar, utan svartmalmen visar här, liksom längre mot N, endast runda hällytor. I den norra delen av blodstenen har iakttagits en föga utpräglad stänglighet, som stupar omkring 70° mot Ö.

Strax V om den vittrade blodstenen anstår en något krossad blodsten, som genomsätts av ett nät av mycket smala, hämatitfyllda sprickor, vilka uppdelar malmen i omkring 0.5 cm stora, kantiga stycken. Blodstenen är här ställvis porös och håller 1—3 mm stora håligheter fyllda med rostbrun limonit. S härom, i området mellan den vittrade blodstenen och den fragmentförande blodstenen, är blodstenen likaledes lokalt mullartad och sönderfaller vid mekanisk påverkan i ett pulver. Förekomsten av dessa porösa partier tyder på att blodstenen här, liksom i omvandlingszonen (se s. 123), tektoniserats och varit utsatt för senare vittring. Vittringen har varit av betydligt mindre omfattning än i omvandlingszonen. Sålunda har ingående apatit, kalcit, kvarts etc. bevarats, och malmen uppvisar även vad järn- och fosforhalterna beträffar värden, som är normala för blodstenen i övrigt.

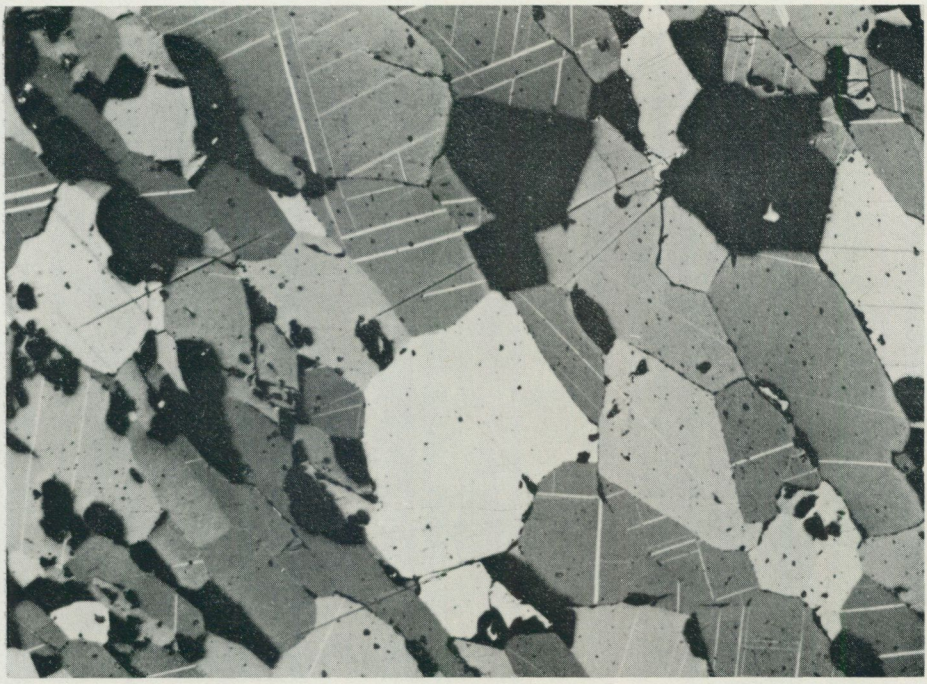


Fig. 46. Finfjällig, parallellstruerad blodsten. Hämatit = vit till mörkgrå. Svarta korn mellan hämatiten utgörs av apatit. Gruvberget, borrhål 58101, 93.8 m. Polerprov. Nic. +, × 88.
Fine-grained hematite ore with parallel texture. Hematite = white to dark grey. Black grains between the hematite are apatite. Gruvberget, drill-hole 58101, 93.8 m. Polished section. Nic. +, × 88.

Malmmineralet i blodstenen utgörs av hämatit. Magnetit saknas, vilket bl. a. resulterar i att blodstenen på den magnetiska kartan ligger i ett område med svaga anomalier. Hämatiten bildar 0.05—0.4 mm stora korn med enkla raka eller stundom något oregelbundna fogar. Vanligen är hämatiten svagt parallellstruerad, och de ingående kornen uppvisar då en antydan till listformig habitus (fig. 46). Ställvis förekommer en tät, massformig blodsten, i vilken någon utpräglad kornighet icke kan iakttas makroskopiskt. Mikroskopet visar att malmen består av ett regellöst aggregat av hämatit med en kornstorlek på mellan 0.05 och 0.1 mm (fig. 47).

I de delar av blodstenen, som gränsar mot svartmalmen i N, ingår något magnetit i form av 1—10 mm stora oregelbundna, ofta runda aggregat eller som 1—40 mm breda sliror. Mikroskopet visar att magnetiten bildar 0.04—0.08 mm stora korn med enkla fogar, och den innehåller ibland sparsamt med smala, maskformiga aggregat av hämatit.

I blodstenen förekommer oftast följande mineral: apatit, kalcit och granat. Apatiten uppträder som separata korn i malmen men även som 1—10 mm breda sliror, vilka ställvis skänker malmen ett randat utseende (fig. 48). I regel före-

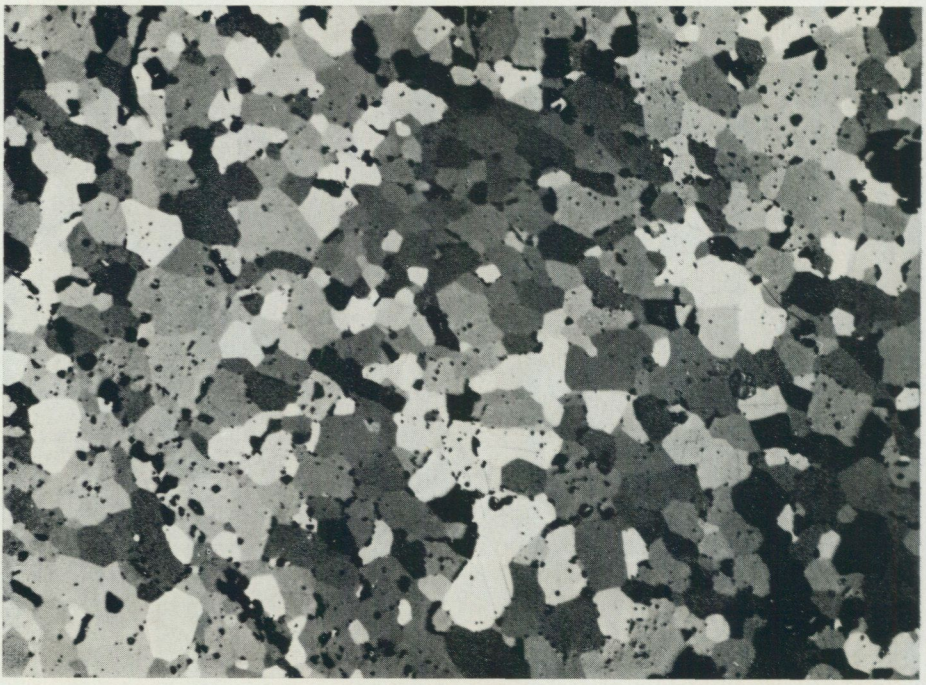


Fig. 47. Tät, massformig blodsten. Hämatit = vit till mörkgrå. Svarta korn mellan hämatiten utgörs av apatit och diopsid. Gruvberget, borrhål 58105, 161.7 m. Polerprov. Nic. +, × 89.
Dense, non-schistose hematite ore. Hematite = white to dark grey. Dark grains between the hematite are apatite and diopside. Gruvberget, drill-hole 58105, 161.7 m. Polished section. Nic. +, × 89.

ligger apatiten som omkring 0.1—0.4 mm stora, anhedrala korn med okomplicerade fogar. Mellan kornen ingår ibland något limonit. Kalcit förekommer huvudsakligen som omkring 1—10 mm breda sliror. Vanligt är att i dessa ingår något apatit. Kalciten bildar stundom upp till dm-breda sprickfyllnader, vilka ställvis innehåller 1—20 mm stora brottstycken av blodstenen. Kalciten förekommer vidare som separata korn i malmen. En brun, smutsbrun eller stundom tegelröd granat, som troligen utgörs av andradit, uppträder allmänt i blodstenen. I den sydligaste delen, från sydspetsen och cirka 300 m mot N, har den dock icke påträffats. I regel föreligger den som omkring cm-breda, gångformiga massor eller som upp till 2 cm stora, oregelbundna aggregat. Granaten är genomgående dåligt kristalliserad, men ställvis, såsom N och NÖ om Storgruverymningen, förekommer omkring 2 cm stora, stundom upp till dm-stora, välutbildade kristaller. Mikroskopet visar att granaten genomsätts av smala sprickor fyllda med hämatit och kalcit. Vit, finkornig kvarts uppträder sporadiskt i betydande mängd i blodstenen i form av 1—3 mm breda, föga uthålliga sliror orienterade i N—S eller som små fläckar (fig. 49), såsom NÖ om Storgruverymningen. I liten mängd innehåller blodstenen färglös eller svagt grön tremolit-aktinolit och gulgrön epi-

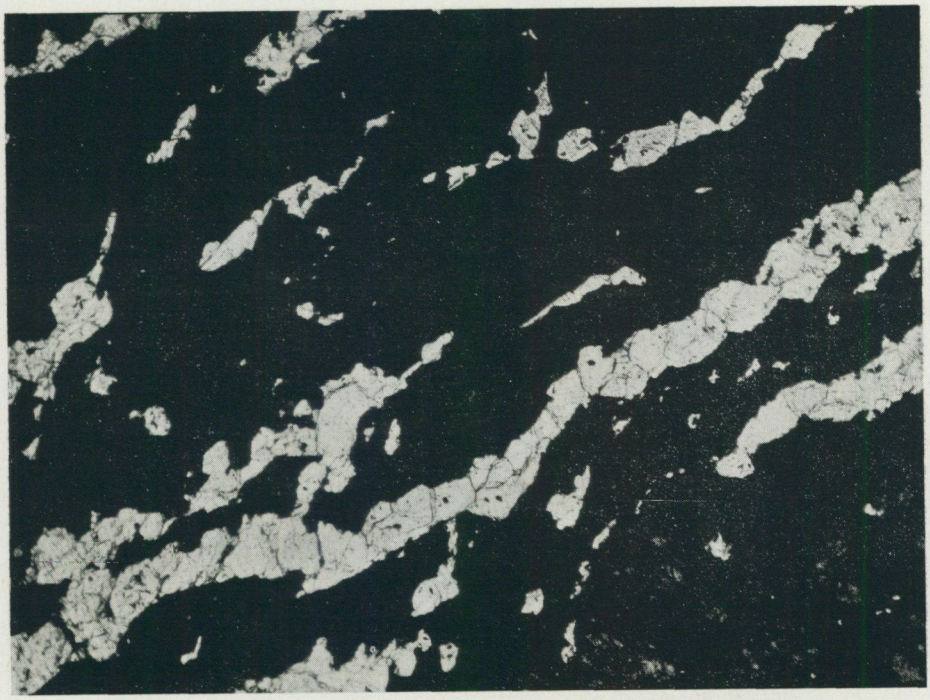


Fig. 48. Apatitslirig blodsten. Hämatit = svart. Apatit = gråvit. I nedre, högra hörnet ett granatkorn (svart med gråsvarta fläckar). Gruvberget, borrhål 23, 15.1 m. Slipprov. Vanl. ljus, × 40.

Hematite ore with veins of apatite. Hematite = black. Apatite = grey white. In the lower, righthand corner a garnet-grain (black with greyish black patches). Gruvberget, drill-hole 23, 15.1 m. Thin section. Ord. light, × 40.

dot. Accessoriskt uppträder ljusgrön, finkornig klorit, mörkbrun eller mörkgrön biotit, svagt grönfärgad diopsid samt limonit i anslutning till apatit och granat.

Skarn av någon betydelse har endast påträffats Ö om Storgruverymningen, i östra delen av blodstenen. Här förekommer intill krosszonen i malmens hängande ett upp till 4 m brett skarn, som är kraftigt tektoniserat och förskiffrat i nord—sydlig riktning. Skarnet består av mörkbrun granat (som bildar upp till 10 cm stora kristaller), svart amfibol och epidot. Vidare ingår smala sliror av apatit. Tillsammans med granat och ofta sammanvuxna med denna förekommer grova fjäll av hämatit.

Förhållandet mellan svartmalm och blodsten

Som tidigare nämnts, finns i huvudmalmen, i området N och NÖ om Storgruverymningen, en successiv övergång mellan svartmalm och blodsten. Någon skarp gräns mellan de båda malmslagen föreligger sålunda icke. Den geologiska karteringen av en sådan övergångszon är behäftad med vissa osäkerhetsfaktorer

Fig. 49. Blodsten med kvartssliror. NÖ om Storgruverymningen.
Hematite ore with veins of quartz. NE of Storgruverymningen.

när det gäller att ange, i vilket förhållande magnetit och hämatit ingår, och har därför kompletterats med kemiska analyser. I det berörda området (fig. 50) utfördes meterdjupa borrhål i ett rutsystem, där hålen ligger på 5 meters avstånd från varandra. Borrkaxet analyserades på totaljärn och tvåvärt järn. På grundval av dessa analyser uppritades en karta, där förhållandet mellan hämatit och magnetit framräknats ur $100\ Fe_2O_3/(Fe_2O_3+Fe_3O_4)=X$, med Fe_2O_3 och Fe_3O_4 stökiometriskt beräknade ur analyserna. Någon hänsyn har icke tagits till silikatbundet järn, som kan anses vara betydelselöst i detta sammanhang. De erhållna värdena uppdelades i fyra godtyckligt valda grupper, nämligen $X=0$—20, $X=20$—50, $X=50$—80 och $X=80$—100. $X=0$ är liktydigt med malm bestående enbart av magnetit och $X=100$ liktydigt med malm enbart bestående av hämatit. Värdena avsattes på en karta, vilken jämsides med den geologiska kartan visas i fig. 50. Av kartorna framgår att svartmalmen N om den vinkelformade leptitinlagringen vid profil N endast innehåller små mängder hämatit. Svartmalmen S om leptitinlagringen är däremot relativt rik på hämatit. Den strax SV om svartmalmen belägna blodstenen för i ringa utsträckning magnetit. Övergången från svartmalm till blodsten fullbordas i regel på en sträcka av omkring 5 m. I den del av malmen, som ligger V om leptitinlagringen, sker övergången

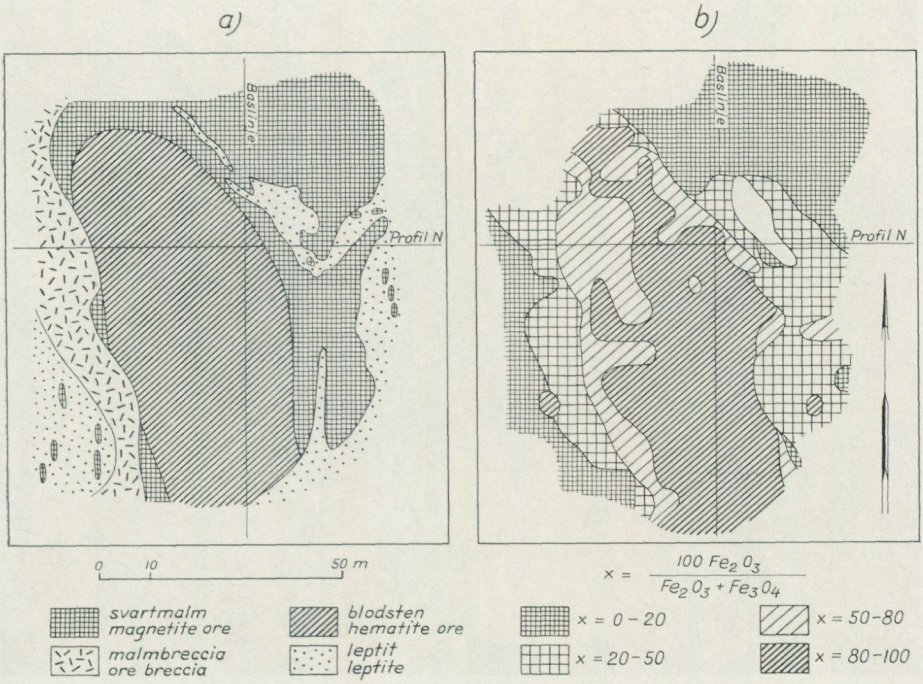


Fig. 50. Karta över övergångszonen mellan svartmalm och blodsten NNÖ om Storgruverymningen: a. geologiska gränser, b. förhållandet hämatit-magnetit på grundval av kemiska analyser.
Sketch map of the transition between magnetite ore and hematite ore NNE of Storgruverymningen: a. geological borders, b. the ratio hematite-magnetite by means of chemical analyses.

dock icke fullt så snabbt som i den del av malmen, vilken ligger S om denna inlagring.

Mot V minskar successivt halten av hämatit och ökar halten av magnetit. Ett studium av blottningar och borrkärnor visar att hämatit ännu överväger i den del av blodstenen, som gränsar mot malmbreccian, medan i breccians malmsliror hämatit minskar och magnetit ökar. De malmsliror, som ligger längst i V, består av svartmalm med ringa mängder hämatit. Att förändringen sker gradvis framgår även av att X-värdena långsamt minskar från Ö mot V. Genom den grova uppdelningen av värdena framträder detta dock icke med full tydlighet på kartan i fig. 50.

En mikroskopisk undersökning av övergångszonen mellan svartmalmen och blodstenen visar, att svartmalmen N om den vinkelformade leptitinlagringen endast håller obetydligt med små korn av hämatit. Mot SV ökar successivt halten av hämatit, vilken uppträder som små, maskformiga korn i kanterna av magnetitkornen eller i sprickor i dessa. I svartmalmen omedelbart Ö om blodstenen ligger mellan magnetitkornen hämatit ungefär som en mellanmassa. I själva

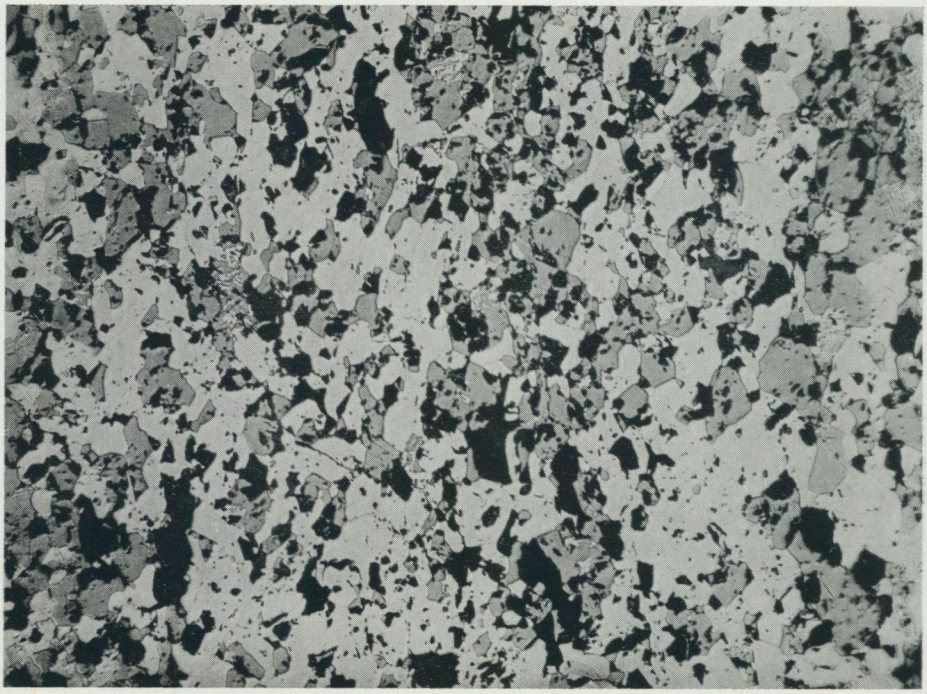


Fig. 51. Magnetitrik blodsten. Korn av magnetit (ljusgrå) i hämatit (gråvit). Svarta korn utgörs av kvarts och apatit. N om Storgruverymningen. Polerprov. Vanl. ljus, × 75.
Magnetite-rich hematite ore. Magnetite grains (light grey) in hematite (grey white). Black grains are quartz and apatite. N of Storgruverymningen. Polished section. Ord. light, × 75.

övergångszonen uppträder i blodstenen sparsamt med magnetit som små anfrätta korn, i vilka en hämatitomvandling skett efter oktaederplanen. Vidare mot V följer en blodsten helt fri från magnetit.

I området V om övergångszonen visar mikroskopet att omvandlingar helt lika de ovan beskrivna föreligger. Sålunda är den västra delen av blodstenen rik på magnetit (fig. 51). Västerut ifrån blodstenen sker i breccians malmsliror en ökning av magnetiten på hämatitens bekostnad. Magnetiten är genomgående något kant- och oktaedermartitiserad.

Det torde vara ställt utom tvivel att magnetiten utgör det primära mineralet och att hämatiten uppkommit ur magnetit genom en senare omvandling omfattande dels en oxidation, dels en omkristallisation. Att en oxidation av magnetit till hämatit skett, visas av att hämatitbildningen följer kanterna, sprickorna och oktaederplanen i magnetiten. Att en omkristallisation ägt rum framgår av texturen: magnetiten i svartmalmen bildar ett regellöst aggregat av i huvudsak liksidiga korn, medan hämatiten i blodstenen ofta är parallellstruerad och bildar listformade korn.

Fragmentförande blodsten

Den fragmentförande blodsten, som förekommer i södra delen av huvudmalmen, har en längd av drygt 400 m. Den intar en area om 3 600 m². Bredden är störst i N och uppgår där till 20 m. I övrigt varierar den mellan 2 och 5 m. I den norra delen är den fragmentförande blodstenen relativt järnrik och håller mera än 48 % Fe. Den omges här av blodsten. I den mellersta och södra delen, där järnhalten är lägre och varierar mellan 25 och 48 %, begränsas den i V av blodsten och i Ö av sericitskiffer och leptit. Den fragmentförande blodstenen följer här huvudmalmens hängande.

Järn- och fosforhalten i den fragmentförande blodstenen är tämligen varierande. I genomsnitt är den dock 45.9 % Fe och 0.61 % P. Järnhalten ökar i stort sett från S mot N. Den kemiska sammansättningen redovisas i tabell 18.

Den fragmentförande blodstenen har en brunsvart till smutsgrön, finkornig och massformig mellanmassa, som vanligen är rik på finfördelad hämatit. Längst i N är den delvis rätt rik på limonit. I mellanmassan förekommer upp till 5 cm stora, kantiga eller svagt kantrundade fragment (fig. 52). Undantagsvis har upp till 20 cm stora brottstycken påträffats. Gränsen mellan mellanmassan och fragmenten är skarp. Dominerande bland brottstyckena är en gråsvart, finfjällig, mestadels massformig men stundom svagt pressad och förskiffrad blodsten, som ibland håller upp till någon tiondedels millimeter breda sliror av vit kvarts. I

Tabell 18. Kemisk sammansättning av fragmentförande blodsten, Gruvberget. 2 analyser

Chemical composition of fragment-bearing hematite ore, Gruvberget. 2 analyses

	Vikt % *Weight %*	
	Medelvärde *Average*	Extremvärde *Extreme*
Fe_3O_4	3.15	2.90 — 3.40
Fe_2O_3	74.94	74.79 —75.09
SiO_2	9.75	8.55 —10.95
MnO	0.06	0.05 — 0.06
CaO	3.90	3.80 — 4.00
MgO	1.53	1.40 — 1.65
P_2O_5	1.56	1.49 — 1.60
Al_2O_3	1.05	0.95 — 1.15
TiO_2	0.14	0.12 — 0.15
V_2O_5	0.15	0.14 — 0.15
Fe	54.5	54.0 —55.0
Fe^{2+}	0.76	0.70 — 0.82
P	0.68	0.65 — 0.70
Mn	0.05	0.04 — 0.05
S	0.014	0.012— 0.015

Analyserna är utförda av LKAB:s laboratorium i Kiruna

Fig. 52. Fragmentförande blodsten. Gruvberget. Naturlig storlek.
Fragment-bearing hematite ore. Gruvberget. Nat. size.

mindre mängd förekommer fragment av en ljusgrå, finkornig, något hämatitförande sericitskiffer. Vidare har påträffats enstaka fragment av kalcit, vit glasig kvarts, blekröd grovkristallin mikroklin samt en rostbrun, mjuk, kaolin- och limonitrik bergart, som troligen utgörs av en omvandlad leptit. Mikroklinen är lik den som ingår i pegmatitslirorna i Gruvberget.

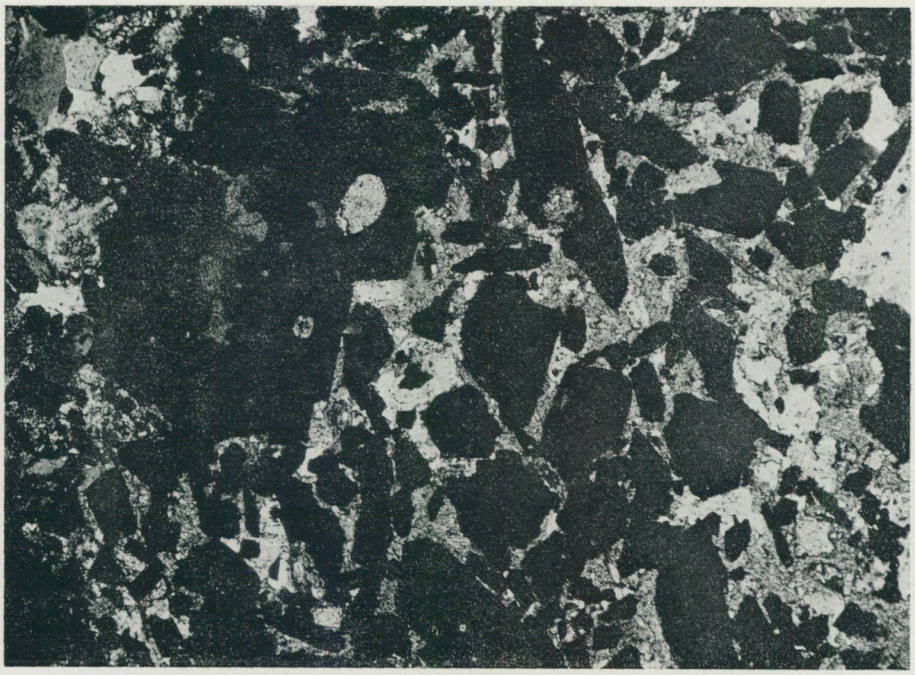


Fig. 53. Fragmentförande blodsten. Fragment av hämatit (svart) i en matrix av klorit (grå) och kvarts (vit). I det stora fragmentet till vänster två runda korn av apatit (ljusgrå). Gruvberget, borrhål 58101, 117.9 m. Slipprov. Nic. +, × 40.
Fragment-bearing hematite ore. Fragments of hematite (black) in a matrix of chlorite (grey) and quartz (white). In the large fragment to the left two rounded grains of apatite (light grey). Gruvberget, drill-hole 58101, 117.9 m. Thin section. Nic. +, × 40.

Mellanmassan mellan de grövre brottstyckena består till stor del av 0.05—0.3 mm stora, skarpkantade, oregelbundna fragment av hämatit (fig. 53). De omges av en smutsgrön till brungrön, svagt pleokroitisk, finkornig klorit, som vanligen är pigmenterad av något limonit. I mindre mängd ingår i matrixen undulöst släckande kvarts som 0.1 mm stora, oregelbundna korn och smutsig kalcit, vilken stundom förekommer relativt rikligt. I liten mängd föreligger sericit och i något enstaka prov ljusgrön biotit. Apatit, turmalin och zirkon ingår accessoriskt.

Polerprov visar att de ovan nämnda små fragmenten av hämatit genomgående utgörs av enkelkristaller (fig. 54). De större blodstensfragmenten består av 0.1—0.3 mm stora korn av hämatit. Fragmenten av den förskiffrade blodstenen visar antydan till parallelltextur, och hämatiten har en listformig habitus. Blodstenen i dessa fragment och i huvudmalmen är lika. I fragmenten är hämatiten dock genomsatt av smala, ibland kloritfyllda sprickor. Vidare är den krossad och tryckdeformerad. En del blodstensfragment innehåller separata korn av apatit. Stundom uppträder även kvarts på likartat sätt. Dessutom förekommer i mindre mängd fragment av martit (fig. 54), vilken dock avviker från martiten i svartmalmen

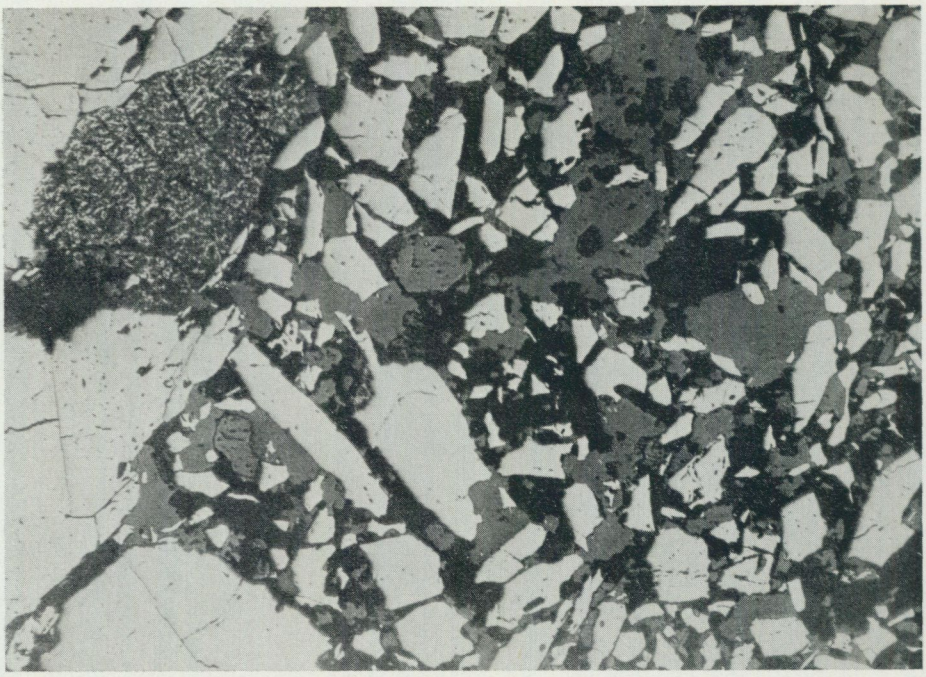


Fig. 54. Fragmentförande blodsten. Fragment av hämatit (vit) i en matrix av klorit (svart) och kvarts (mörkgrå). I övre vänstra hörnet ett martitfragment. Gruvberget, borrhål 23, 44.5 m. Polerprov. Vanl. ljus, × 47.

Fragment-bearing hematite ore. Fragments of hematite (white) in a matrix of chlorite (black) and quartz (dark grey). In the upper left corner a fragment of martite. Gruvberget, drill-hole 23, 44.5 m. Polished section. Ord. light, × 47.

— i fragmenten uppträder smala lameller av hämatit i en mellanmassa av limonit. I något enstaka fragment förekommer obetydligt med magnetit mellan hämatitlamellerna. Liknande martitfragment har påträffats i den vittrade blodstenen (s. 146). Vidare har iakttagits ett antal fragment av en kvartsrik blodsten, som vanligen uppvisar en slirformig textur och uppbyggs av taggig hämatit omgiven av undulöst släckande kvarts med oregelbundna kornfogar. I dessa fragment ingår apatit accessoriskt.

Fragmenten av sericitskiffern består av anhedrala korn av kvarts och parallella fjäll av sericit. I liten mängd ingår hämatit. I några fragment förekommer dessutom enstaka korn av omvandlad plagioklas. Zirkon och apatit uppträder accessoriskt. Sericitskifferfragmenten utgörs av en bergart, som såväl makroskopiskt som mikroskopiskt är lik den sericitskiffer, som i huvudsak anstår Ö om huvudmalmen.

Stundom, såsom i den norra delen av den fragmentförande blodstenen, förekommer upp till 5 cm breda partier av en bandad malm, i vilken finns 1—4 mm

breda skikt sammansatta av kvarts, finkristallin klorit och 0.05—0.2 mm stora, kantiga fragment av hämatit i varierande mängd.

I norra delen av fragmentmalmen och i blodstenen omedelbart NNV om nordänden av den fragmentförande blodstenen uppträder upp till 1 m breda inlagringar av en mörkgrå eller brunsvart, finkornig, förskiffrad bergart, som huvudsakligen består av ljusgrön klorit. Vidare ingår rikligt av taggiga korn av hämatit och i ett par prov anhedrala korn av mikroklin. I liten mängd förekommer apatit, kvarts, biotit och plagioklas. Accessoriskt ingår turmalin och limonit. Dessa inlagringar anses på grund av den mineralogiska sammansättningen (rikedom på klorit och hämatit) och närheten till den fragmentförande blodstenen höra nära samman med denna och representerar troligen en likartad bildning, i vilken grövre fragment dock saknas.

Den fragmentförande blodstenen utgör en relativt sen bildning i den geologiska utvecklingen av berggrunden i Gruvberget. Den unga åldern visas av att den innehåller fragment av blodsten (lik blodstenen i huvudmalmen), sericitskiffer (lik sericitskifferinlagringarna i leptiten) och mikroklin (lik mikroklinen i pegmatitslirorna). Då pegmatitslirorna med all sannolikhet tillhör Linagraniten, tyder mikroklinfragmenten på att den fragmentförande blodstenen har bildats efter granitens framträngande.

Den fragmentförande blodstenen torde ha ett tektoniskt ursprung. Troligt är att den står i relation till den kraftiga krosszon, som följer huvudmalmens hängande. Denna malmtyp är känd ner till ett djup av 250 m och intar där samma position som i dagen (se profil E^2 i Pl. 5). Det är sannolikt att den fragmentförande blodstenen uppkommit genom att såväl blodstenen som sericitskiffern (och de sparsamt förekommande pegmatitslirorna) brutits sönder i den tektoniska zonen. Förutom att grövre brottstycken bildats, har blodstenen krossats ner så långt att endast små fragment bestående av enkelkristaller av hämatit med samma kornstorlek som i blodstenen föreligger. Dessa små fragment utgör sålunda mellanmassan mellan de grövre brottstyckena. Matrixen mellan fragmenten, bestående av klorit, kvarts och kalcit, är däremot bildad genom senare, sekundära processer.

Vittrad blodsten

En utförlig beskrivning av den vittrade blodstenen finns i Frietsch (1960), varför den här endast kommer att behandlas i korthet.

Denna malmtyp, som påträffats i östra delen av blodstenen i området SSÖ om Lilla Södergruvan, är i nord—sydlig riktning känd på en sträcka av knappt 200 m. Mäktigheten varierar mellan 2 och 50 m. Arean uppgår till 1 350 m^2. Den har ett betydande djupgående och har i borrhål påträffats på ett djup av 280 m under dagen. (Se profil I i Pl. 5.)

Den vittrade blodstenen består av en gråsvart, finfjällig, något krossad häma-

Tabell 19. Kemisk sammansättning av vittrad blodsten, Gruvberget. 2 analyser

Chemical compositon of soft hematite ore, Gruvberget. 2 analyses

	Vikt % *Weight %*	
	Medelvärde *Average*	Extremvärde *Extreme*
Fe_3O_4	3.82	1.87 — 5.76
Fe_2O_3	94.86	92.65 —97.07
SiO_2	0.70	0.15 — 1.25
MnO	0.020	0.013—0.026
CaO	0.25	0.25
MgO	0.08	0.05 — 0.10
P_2O_5	0.027	0.018— 0.037
Al_2O_3	0.40	0.35 — 0.45
TiO_2	0.02	0.00 — 0.03
V_2O_5	0.06	0.05 — 0.07
Fe	69.1	69.0 —69.2
Fe^{2+}	0.92	0.45 — 1.39
P	0.011	0.008— 0.015
Mn	0.015	0.01 — 0.02
S	0.015	0.014— 0.015

Analyserna utförda av LKAB:s laboratorium i Kiruna

tit, som är rik på upp till mm-stora, stundom limonitfyllda, håligheter. Den innehåller upp till cm-stora, kantiga och oregelbundna fragment av en blodsten med martittextur (op. cit., fig. 21), som är lik martitfragmenten i den fragmentförande blodstenen. Kännetecknande för den vittrade blodstenen är att den vid mekanisk påverkan sönderfaller i ett pulver, och i undersökningsdikena föreligger den därför oftast som en sandartad massa, vilken enbart består av tämligen skarpkantade, oregelbundna, 0.04—0.4 mm stora korn av hämatit.

I den vittrade blodstenen förekommer icke några andra mineral än hämatit. Apatit, kalcit och skarnmineral, vilka är vanliga i den oomvandlade blodstenen, saknas så gott som helt. Den kännetecknas därför av en hög järnhalt, med upp till 70.2 % Fe, och låg fosforhalt med 0.01 à 0.02 % P. Samtliga mineral med undantag av hämatiten har lösts ut vid de vittringsprocesser, som träffat malmen. Den kemiska sammansättningen redovisas i tabell 19.

Kemiska olikheter mellan malmtyperna

Utmärkande kemiska olikheter mellan svartmalm och blodsten är att den förra har en högre halt av CaO och en lägre halt av SiO_2 än den senare. Av tabell 16 och 17 framgår att svartmalmen i genomsnitt innehåller 7.3 % CaO och 2.4 % SiO_2, medan blodstenen visar 4.8 % CaO och 5.3 % SiO_2. Förklaringen till detta är att svartmalmen är relativt rik på kalcitsliror, medan sådana

Fig. 55. Flack förskiffring i leptit. 450 m V om sydspetsen av huvudmalmen, Gruvberget.
Flat-lying schistosity in leptite. 450 m W of the southern end of the main ore body, Gruvberget.

finns mera sparsamt i blodstenen, som däremot är rikare på kvarts (sliror och korn) än svartmalmen. I de fullständiga analyserna ingår icke några bestämningar av CO_2-halten, men i Petersson (1900) finns dock uppgifter om $CaCO_3$-halten i generalprov av oskrädd svartmalm och blodsten. Av dessa analyser framgår att $CaCO_3$-halterna i svartmalmen varierar mellan 1.91 och 20.66 %. Medeltalet (för 10 prov) utgör 10.0 %. För blodstenen är $CaCO_3$-halterna lägre; de varierar mellan 1.13 och 11.76 %. Medeltalet (för 8 prov) utgör 3.4 %. Dessa värden visar att den högre CaO-halten i svartmalmen är att hänföra till den högre kalcithalten.

Fragmentmalmen uppvisar högre SiO_2-, Al_2O_3- och MgO-halter än svartmalmen och blodstenen, vilket är förklarligt med tanke på att den håller rikligt med fri kvarts och klorit i mellanmassan. Vidare för den fragment av sericitskiffer.

Vad den vittrade blodstenen beträffar, uppvisar den höga järnhalter, medan däremot halten av övriga element är låg. Orsaken till detta är att vid vittringen samtliga element med undantag av järn lakats ut.

LEPTIT

Större delen av berggrunden kring Gruvbergets järnmalmsfyndighet består av en grå eller rödgrå, stundom mörkgrå eller brungrå, tät, mestadels massformig leptit. Lokalt är den svagt förskiffrad i N—S, delvis med någon avvikelse mot

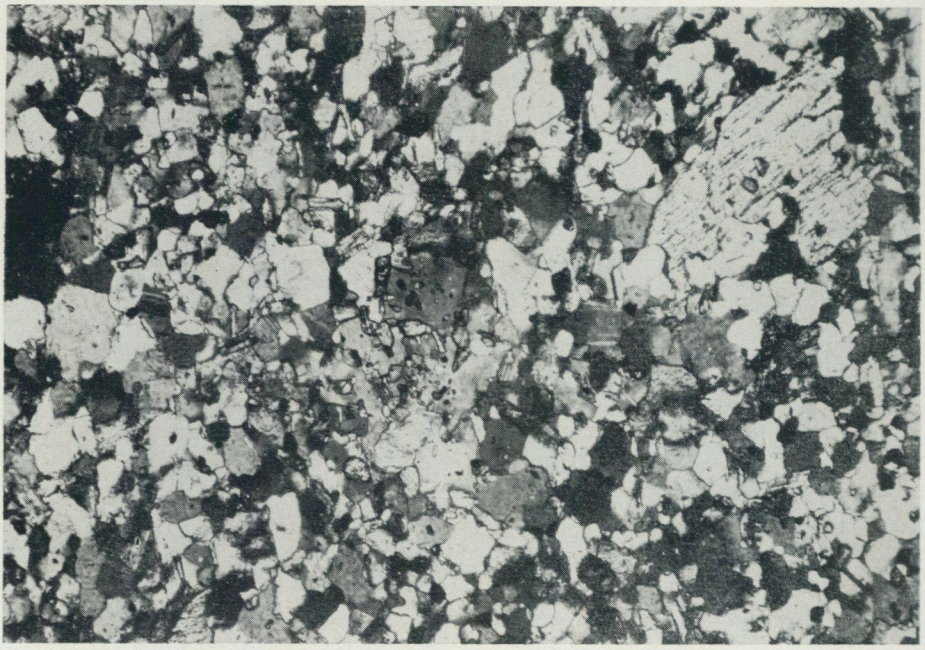


Fig. 56. Leptit. Andesin och kvarts (båda vita till ljusgrå) jämte något biotit (grå). I övre högra hörnet ett korn av tremolit-aktinolit. Små svarta korn består av magnetit. Gruvberget, borrhål 58115, 44.5 m. Slipprov. Nic. +, × 60.

Leptite. Andesine and quartz (both white to light grey) with small amounts of biotite (grey). In the upper right corner a grain of tremolite-actinolite. Small black grains are magnetite. Gruvberget, drill-hole 58115, 44.5 m. Thin section. Nic. +, × 60.

NNV eller NNÖ. Förskiffringen står vertikalt eller stupar brant (75—85°) mot Ö. I en blottning cirka 450 m V om huvudmalmens södra ände finns dock en flack förskiffring, som stupar 20° mot Ö (fig. 55).

Leptiten har en granoblastisk textur (fig. 56), och kornstorleken varierar mellan 0.02 och 0.1 mm. Huvudbeståndsdelarna är plagioklas och mikroklin; vidare ingår kvarts och biotit i underordnad mängd. Förhållandet plagioklas—mikroklin varierar inom vida gränser. Vanligen dominerar dock plagioklas över mikroklin. Fältspat och kvarts bildar anhedrala korn med okomplicerade, tämligen raka fogar. Mikroklinen är till en del pertitisk och innehåller då smala, snörformade inlagringar av albit. Den är antingen frisk eller brun och grumlig. I sistnämnda fall håller den en pigmentering av järnoxid och limonit. Plagioklasen, som mestadels är frisk, sällan brunfärgad och grumlig, har en något varierande sammansättning. Vanligen utgörs den av en albit-oligoklas med cirka 10 % An men i liten omfattning av en kalciumrik oligoklas eller en andesin med cirka 30 % An. Kvartsen släcker i något enstaka prov undulöst. Biotiten, som karakteriseras av att γ är smutsgrön eller mörkt brungrön och α svagt brungrön eller halmgul,

förekommer som små fjäll, som ibland bildar slirformiga anhopningar. I liten mängd uppträder en taggig magnetit, men ställvis, som Ö om Smedsgruvan och Bengt Ols gruvan, förekommer sådan relativt rikligt. Vidare visar leptiten i ett vidsträckt område Ö om svartmalmen i huvudmalmen en högre halt av finfördelad magnetit än normalt. Järnhalten i leptiten i detta område uppgår till mellan 5 och 10 %, över mindre områden ända upp till 15 %, medan leptiten i övrigt innehåller upp till 5 %. Undantagsvis förekommer i leptiten små mängder av muskovit, grön klorit och ljusgrön diopsid. Accessoriskt uppträder tremolit-aktinolit, apatit, turmalin, zirkon, titanit och kalcit.

Omedelbart Ö om den norra delen av huvudmalmen visar leptiten i anslutning till smala svartmalmssliror en svag skarnomvandling på en bredd av upp till 4 m. Skarnet förekommer dels som en fläckvis uppträdande impregnation, dels som mellan ett par millimeter och ett par decimeter breda, föga uthålliga sliror. Tidigare har beskrivits (s. 123), hur leptiten Ö om S:t Eriksgruvan, i anslutning till den krosszon som följer huvudmalmens hängande, innehåller upp till en decimeter långa, avslitna sliror av skarn. Skarnet består av epidot, amfibol och granat, av vilka de båda förstnämnda företrädesvis uppträder som sliror. Vanligen utgörs amfibolen av en blekgrön tremolit-aktinolit. Ställvis, såsom Ö om nordänden av svartmalmen, föreligger ett hornblände i vilket γ är kraftigt grön eller blågrön och α gulgrön. Granaten, som under mikroskopet är brun eller gulbrun och isotrop, bildar vanligen oregelbundna aggregat men uppträder ställvis i smala sliror av kalcit. Troligen föreligger en andradit. I liten mängd förekommer en något uralitiserad diopsid och kalcit. Accessoriskt uppträder biotit, klorit och ortit.

Den kemiska sammansättningen av leptiten redovisas i tabell 20.

Leptiterna tolkas som metamorfa lavor av syenitporfyrisk sammansättning. Några texturer eller strukturer, som tyder på att lavabergarter förelegat, finns icke, därtill är de allt för omkristalliserade. Den ringa men jämna kornstorlek som förekommer över hela det område leptiterna intar, tyder på att dessa icke utgör intrusivbergarter.

De kemiska analyserna visar att leptiterna har en syenitporfyrisk sammansättning. Av tabell 20 framgår att den normativa sammansättningen är tämligen lika för de fyra analyserade leptiterna. Analys 17 avviker dock från de övriga genom att kvarts saknas och genom att olivin och nefelin kommer till utbildning i normen. Detta innebär enligt Geijers definition (1931 a) att en basisk syenitporfyr föreligger. I QLM-diagrammet i fig. 3 faller projektionspunkterna för leptiterna i och intill det fält, som intas av syenitporfyrerna från Kirunabladet (inkluderande liggväggsporfyren i Kiirunavaara och Luossavaara) jämte leptiter och leptitgnejser av syenitporfyrisk sammansättning från Malmberget. I CaNaK-diagrammet i fig. 2 visar leptiterna från Gruvberget samma variationer i fältspatens Na:K-förhållande som övriga syenitporfyriska bergarter i Norrbotten men avviker från dessa genom att kalciumhalten är högre.

Tabell 20. Analyser av leptit, Gruvberget

Analyses of leptite, Gruvberget

Analytiker: V. Grundulis

Analys	14		15		16		17	
	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%
SiO_2	55.4	52.5	59.8	55.8	60.0	56.7	50.7	48.2
TiO_2	0.87	0.6	0.76	0.6	0.67	0.5	0.68	0.5
Al_2O_3	19.1	21.4	18.5	20.3	17.6	19.6	20.0	22.3
Fe_2O_3	4.19	3.0	2.3	1.6	2.94	2.1	8.48	6.1
FeO	3.92	3.1	4.02	3.1	1.85	1.5	2.16	1.7
MnO	0.09	0.1	0.04	—	0.12	—	0.04	—
MgO	3.2	4.5	2.5	3.5	0.5	0.7	2.8	3.9
CaO	5.2	5.3	2.7	2.7	4.6	4.6	3.1	3.1
BaO	0.10	0.1	0.16	0.1	0.13	0.1	0.13	0.1
Na_2O	3.8	7.0	3.7	6.7	5.4	9.8	3.5	6.4
K_2O	1.8	2.2	4.5	5.4	3.5	4.2	6.2	7.5
P_2O_5	0.31	0.2	0.33	0.2	0.26	0.2	0.33	0.2
H_2O+	1.9		1.2		1.1		1.3	
H_2O-	0.28		0.22		0.20		0.24	
F	0.01		0.05		0.01		0.01	
Cl	0.02		0.08		0.01		< 0.01	
CO_2	0.06		0.01		1.25		0.03	
S	< 0.01		< 0.01		< 0.01		< 0.01	
	100.25		100.87		100.14		99.70	
—O=F,Cl			0.03					
	100.25	100.0	100.84	100.0	100.14	100.0	99.70	100.0
Kata-ekvivalentnorm								
Q	9.7		10.5		6.8		—	
Or	10.8		26.8		21.0		37.7	
Ab	35.1		32.8		49.3		29.1	
An	24.9		11.0		13.8		13.5	
Ne	—		—		—		1.9	
C	2.3		4.1		—		2.9	
Wo	—		—		3.1		—	
En	8.9		6.9		1.3		—	
Hy	2.0		3.5		—		—	
Fo	—		—		—		5.9	
Mt	4.5		2.4		3.1		3.6	
Hm	—		—		—		3.7	
Ilm	1.2		1.2		1.0		1.0	
Ap	0.6		0.8		0.6		0.7	
	100.0		100.0		100.0		100.0	
Nigglivärden								
si	169		206		220		146	
al	34.2		37.4		38.0		33.8	
fm	34.2		30.4		16.7		35.6	
c	17.0		9.9		18.0		9.5	
alk	14.6		22.3		27.3		21.1	
k	0.24		0.44		0.30		0.54	
mg	0.42		0.42		0.16		0.33	
ω	0.50		0.34		0.49		0.78	
qz	10.6		16.8		10.8		— 38.4	
t	2.6		5.2		— 7.3		3.2	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
14	Borrhål 58115, 44.50 m	Oligoklas-andesin	Kvarts, biotit	Amfibol, apatit, järnoxid, titanit
15	100 m SÖ Lilla Södergruvan	Albit-oligoklas, mikroklin, biotit	Kvarts	Muskovit, järnoxid, apatit, turmalin
16	70 m Ö om Bengt Ols gruvan	Mikroklin, albit-oligoklas	Kvarts, biotit, skapolit, kalcit	Apatit, titanit, amfibol, järnoxid, epidot
17	450 m S om Lilla Södergruvan	Mikroklin, andesin	Biotit, järnoxid	Klorit, apatit, turmalin

Tabell 1 visar att leptiternas halter av spårelementen vanadin, krom, kobolt och nickel är relativt låga: 100 p.p.m. V, < 10—10 p.p.m. Cr, < 10—40 p.p.m. Co och < 10—50 p.p.m. Ni.

Järnmineralisering i leptit

Omedelbart V om huvudmalmen och i så gott som hela dess längd uppträder en malmbreccia, där rikligt med sliror av blodsten och svartmalm genomsätter leptiten. I området mellan Storgruverymningen och Lilla Södergruvan samt något S därom förekommer dock malmbreccia endast i liten omfattning. Breccians mäktighet varierar mellan 10 och 70 m. Arean har beräknats till 24 300 m^2.

Breccian karakteriseras av att leptiten genomsätts och uppbryts av upp till några centimeter breda, oregelbundet gående sliror av en kloritförande järnmalm. I norra delen av breccian består slirorna av svartmalm och i mellersta och södra delen av blodsten jämte underordnade mängder svartmalm. Slirorna stryker icke i någon bestämd riktning, även om en viss tendens finns till huvudsaklig orientering i N—S. Fördelningen mellan malmsliror och leptit är rätt varierande men vanligen föreligger en leptit, som genomsätts av malmsliror på sådant sätt att leptiten mellan slirorna bildar 0.5—20 cm stora, kantiga brottstycken (fig. 57). Vidare förekommer, ehuru mindre ofta, samlad malm, som innehåller kantiga fragment av leptiten. Någon skarp gräns finns icke mellan dessa breccietyper.

Järnhalten i breccian är rätt varierande men ligger i regel under 25 %. Lokalt är emellertid järnhalten högre och stiger maximalt till 60 %. Fosforhalten uppgår till mellan 0.5 och 1.2 %. De största malmkoncentrationerna förekommer V om den mellersta delen av blodstenen, där 25—35 m mäktiga partier av en blodstensförande breccia med 45—50 % Fe och 0.8—0.9 % P föreligger. De järnrikare partierna — med mera än 25 % Fe — i den del av breccian, som ligger i omedelbar anslutning till huvudmalmen, har en sammanlagd area av cirka

Fig. 57. Malmbreccia: svartmalmssliror i leptit. NNV om Storgruverymningen.
Ore breccia. Veins of magnetite in leptite. NNW of Storgruverymningen.

4 000 m^2. Ner till en nivå belägen 100 m över havet (motsvarande ett medeldjup av något över 300 m under dagytan) håller nämnda partier 6.4 milj. ton svartmalm med en genomsnittshalt av 37.3 % Fe och 0.54 % P samt 3.3 milj. ton blodsten med en genomsnittshalt av 47.8 % Fe och 0.88 % P, sammanlagt sålunda 9.7 milj. ton malm. Genomsnittshalten för denna del av breccian uppgår till 40.9 % Fe och 0.65 % P.

Vad fördelningen av blodsten och svartmalm i breccian beträffar, så uppträder blodsten endast i området V om huvudmalmens blodsten. Sålunda förekommer icke någon blodsten utan endast svartmalm i den del av breccian, som ligger N om Storgruverymningen. Däremot uppträder svartmalm även i de västligaste delarna av den breccia, som är belägen V om den mellersta och södra delen av blodstenen i huvudmalmen (i profil F och mellan profil C och D). Här finns nämligen, i likhet med vad som beskrivits från huvudmalmen i området N och NÖ om Storgruverymningen, en övergång mellan svartmalm och blodsten: hämatit minskar och magnetit ökar från Ö mot V. Fram till 25 à 30 m V om huvudmalmen innehåller malmslirorna endast blodsten. Sedan sker en successiv ökning av magnetithalten, och längst i V föreligger svartmalmssliror med blott obetydliga mängder hämatit. Stundom, som i området V om den södra delen av blodstenen, förekommer blodstenssliror ännu cirka 50 m V om huvudmalmen. Först vidare mot V sker en ökning av magnetiten.

Fig. 58. Malmbreccia. Magnetit (mörkgrå) med hämatit (ljusgrå sliror). Vita eller gråvita, stora korn utgörs av kopparkis. Svarta, oregelbundna fält består av klorit. Gruvberget, borrhål 58114, 220.4 m. Polerprov. Vanl. ljus, × 133.
Ore breccia. Magnetite (dark grey) with hematite (light grey veinlets). The white or grey white, large grains are chalcopyrite. Black, irregular fields are chlorite. Gruvberget, drill-hole 58114, 220.4 m. Polished section. Ord. light, × 133.

Mineralogiskt innebär ökningen av magnetithalten i malmslirorna från Ö mot V följande: närmast huvudmalmen föreligger enbart hämatit som taggiga, oregelbundna korn. Längre mot V från huvudmalmen uppträder 0.05—0.15 mm stora korn av magnetit, som för hämatit tämligen rikligt såväl i kanterna av kornen som mitt inne i dessa. Längre mot V minskar hämatithalten ytterligare, och här föreligger 0.1—0.2 mm stora korn av magnetit med enkla och tämligen raka fogar. I dessa korn uppträder obetydligt med hämatit i sprickorna och kanterna av kornen (fig. 58).

I malmslirorna ingår förutom magnetit eller hämatit en ljusgrön eller stundom smutsbrun, finkornig klorit (fig. 59). Stundom iakttas även grova fjäll av en grön klorit med anomala interferensfärger. I betydande mängd förekommer vidare brun eller grön biotit och i vissa prov en vanligen rätt grov mikroklin. I under-

Fig. 59. Malmbreccia. Slira av hämatit (svart) i leptit bestående av mikroklin (vit) och klorit (grå). Även i hämatiten ingår klorit och mikroklin. Gruvberget, borrhål 24, 83.0 m. Slipprov. Nic. +, × 42.

Ore breccia. Vein of hematite (black) in leptite, the latter consisting of microcline (white) and chlorite (grey). In the hematite occur also chlorite and microcline. Gruvberget, drill-hole 24, 83.0 m. Thin section. Nic. +, × 42.

ordnad eller liten mängd ingår en delvis sericit-biotitomvandlad albit, dessutom kalcit, kvarts, muskovit, epidot (pistacit, men ofta smutsgul, grumlig och ortit-liknande) och ljusgrön tremolit-aktinolit. En svagt gul granat och en färglös diopsid förekommer stundom. Accessoriskt uppträder apatit, turmalin och undantagsvis pyrit och kopparkis (fig. 58) som senare bildade mineral.

Leptiten i breccian utgör en blekröd, grå eller gröngrå, tät, massformig eller stundom svagt förskiffrad bergart, som föga avviker från leptiterna i övrigt. Den har en kornstorlek av 0.05—0.1 mm och består huvudsakligen av mikroklin, kvarts och plagioklas. Sistnämnda mineral, som dock saknas i en del prov, är i regel en albit-oligoklas men undantagsvis en andesin. Övriga mineral, som uppträder i betydande mängder, är järnoxid (magnetit eller hämatit), ljusgrön till brungrön biotit och ljusgrön, mycket finkornig klorit. Stundom förekommer dock 0.2 mm stora fjäll av en grön klorit. I några prov ingår vidare betydande mängder epidot samt ljusgrön tremolit-aktinolit eller blågrönt hornblände. Accessoriskt uppträder apatit, turmalin och zirkon.

I malmbreccian V om den södra och mellersta delen av blodstenen i huvudmalmen förekommer rätt rikligt med skarnmineral i leptiten. Skarnet, som huvudsakligen består av brun granat och något epidot, uppträder dels som en jämn impregnation, dels som upp till 0.3 m breda sliror. Övriga mineral som ingår är färglös diopsid, kalcit och apatit. Stundom uppträder en färglös tremolit-aktinolit accessoriskt.

I området mellan huvudmalmen och Vaarajärvi innehåller leptiten ställvis rikligt med omkring cm-breda sliror av blodsten eller hämatitförande svartmalm på en bredd av upp till cirka 10 m. Längden av dessa malmförande stråk uppgår till något hundratal meter. SV om Lilla Södergruvan har i leptiten påträffats några upp till 5 m breda kroppar av blodsten och hämatitförande svartmalm. Slirorna och kropparna av malm stryker i huvudsak i N—S eller NNÖ—SSV och stupar brant mot Ö eller ÖSÖ.

Såväl blodstenen som svartmalmen i detta område åtföljs av grönskarn, vilket bildar dels smala sliror, dels samlade massor. I anslutning till svartmalmen är skarnet delvis magnetitimpregnerat. Skarnet består av 0.5—2 mm långa stänglar av en grön eller nästan färglös tremolit-aktinolit. Undantagsvis föreligger ett grönt hornblände. I liten mängd ingår epidot och apatit. Sistnämnda mineral förekommer stundom i underordnad mängd som 0.2 mm stora, subhedrala korn. Vidare föreligger ställvis små mängder av tavelformade korn av grön klorit med anomala interferensfärger. Skapolit förekommer sällan. V om Lilla Södergruvan föreligger dock ett skarn, som förutom amfibol består av 0.5 mm stora fjäll av skapolit. Accessoriskt ingår i skarnet plagioklas, diopsid, titanit och kvarts.

Malmen i slirorna och kropparna är finkornig, massformig och ställvis småförklyftad. Den genomådras vanligen av smala apatitsliror, i vilka apatiten ligger som 0.2 mm stora, något utdragna, undulöst släckande korn. Kvarts förekommer ställvis som 0.5 cm breda, breccierande sliror eller uppträder finfördelad i malmen. Accessoriskt finns smutsgul biotit, diopsid och, ehuru ytterligt sällan, kopparkis och bornit. Mellan blodsten och svartmalm förekommer övergångar. Någon »ren» svartmalm har icke påträffats; malmen är alltid något hämatitomvandlad. Mikroskopet visar att hämatithalten aldrig underskrider 10 volymprocent och att samma omvandlingsfenomen, som tidigare beskrivits från huvudmalmen och malmbreccian V om denna, även uppträder här. Magnetiten, som bildar 0.1 mm stora, subhedrala korn med enkla och raka fogar, är sålunda kantmartitiserad eller mindre ofta oktaedermartitiserad. I blodstenen ingår endast små mängder magnetit som oregelbundna rester i hämatitkornen.

Järnmineraliseringen mellan huvudmalmen och Vaarajärvi saknar ekonomisk betydelse. Järnhalten uppgår till mellan 20 och 30 %. Ställvis förekommer dock rikare partier, som håller mellan 30 och 40 %. De är dock endast några meter mäktiga. Fosforhalten varierar mellan 0.4 och 1.6 %. Svavelhalten är genomgående låg och varierar mellan 0.01 och 0.1 %.

Ö om den norra delen av huvudmalmen förekommer ställvis på en bredd av

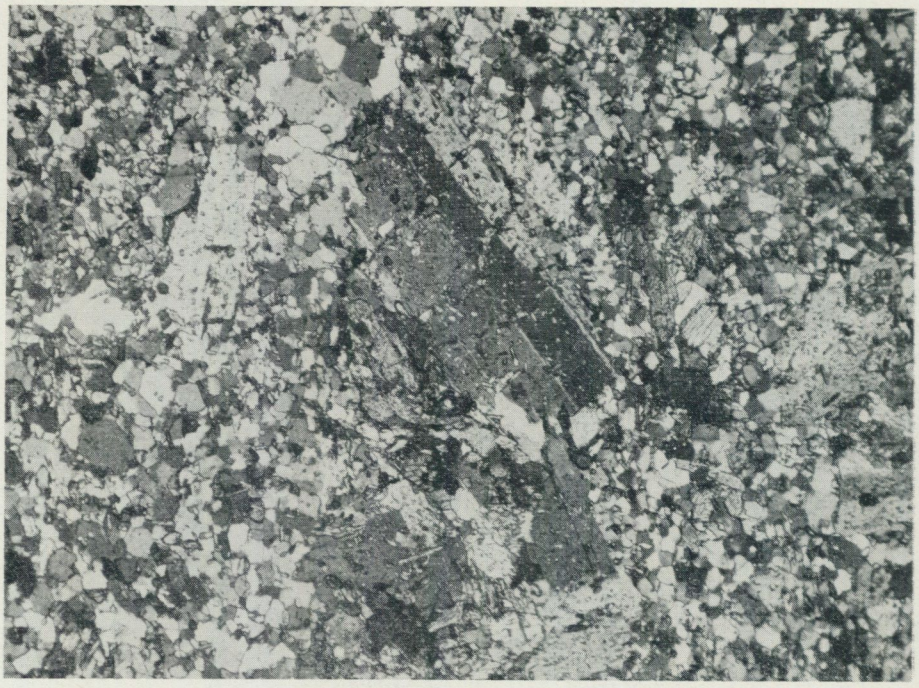


Fig. 60. Syenitporfyr. Albit jämte något biotit och tremolit-aktinolit i mellanmassan. Strökornet består av albit. Gruvberget, borrhål 58117, 55.0 m. Slipprov. Nic. +, × 42.
Syenite-porphyry. Albite with some biotite and tremolite-actinolite make up the matrix. The phenocryst consists of albite. Gruvberget, drill-hole 58117, 55.0 m. Thin section. Nic. +, × 42.

upp till 10 m partier, där leptiten håller 1—50 cm breda sliror av en grönskarnig, ibland kalkrik, svartmalm. Järnhalterna är låga; endast ett par meter mäktiga partier finns, i vilka järnhalten uppgår till mellan 15 och 25 %. Fosforhalten varierar mellan 0.4 och 0.8 %. Undantagsvis uppgår den till 2 %.

SYENITPORFYR

Syenitporfyriska inlagringar i leptiten förekommer huvudsakligen Ö om huvudmalmen och finns i området V om denna blott i liten omfattning. De flesta inlagringarna, som har en bredd på mellan 0.5 och 6 m, har iakttagits i borrhål. Blott porfyren SSÖ om Vaarajärvi bygger på observationer gjorda i ett undersökningsdike. Kännedomen om porfyrernas sätt att uppträda är därför bristfällig. På kartan och profilerna har de ritats under antagande att de är parallella med huvudmalmen, dvs. att de stryker i huvudsak i N—S och sidostupar brant mot Ö. Mellan leptit och porfyr föreligger, enligt vad som kunnat observeras i borrhål successiva övergångar; några skarpa kontakter har icke iakttagits.

Syenitporfyren utgörs av en grå eller ljusgrå, undantagsvis röd, massformig

Fig. 61. Syenitporfyr. Albit jämte något diopsid i mellanmassan. Strökornet består av albit. Gruvberget, borrhål 61102, 96.8 m. Slipprov. Nic. +, × 60.
Syenite-porphyry. Albite with some diopside make up the matrix. The phenocryst consists of albite. Gruvberget, drill-hole 61102, 96.8 m. Thin section. Nic. +, × 60.

eller sällan svagt förskiffrad bergart, i vilken ingår 0.5—3 mm stora, ljusgrå eller vita, omvandlade fältspatströkorn. Sporadiskt, såsom Ö om sydändan av huvudmalmen, består strökornen av en blekröd och frisk fältspat. Mängden strökorn är rätt varierande, och ibland förekommer kornen så sparsamt att de lätt förbises vid en makroskopisk granskning. Ställvis innehåller porfyren smala sliror eller fläckar av amfibol.

Mellanmassan i porfyren domineras av frisk albit med upp till 10 % An. Den bildar 0.05—0.1 mm stora korn, vilka mestadels är liksidiga och visar enkla sammanväxningsytor (fig. 60). Dessutom förekommer porfyrer, där plagioklasen bildar smala, listformade korn med oregelbundna fogar (fig. 61). Dessa korn är vanligen regellöst anordnade men stundom ligger de subparallellt, varvid texturen närmast ter sig trakytoidal. Undantagsvis förekommer mikroklin och kvarts i mera betydande mängder men saknas vanligen helt. Mineral, som ingår i underordnad mängd, är brungrön eller grön biotit, ljusgrön tremolit-aktinolit, ljusgrön diopsid, skapolit, svagt grön klorit och magnetit. Accessoriskt förekommer apatit, titanit, kalcit, turmalin, epidot och stilbit.

Strökornen, som är list- eller stundom tavelformade, består av albit, vilken

Tabell 21. Analyser av syenitporfyr, Gruvberget

Analyses of syenite-porphyry, Gruvberget

Analytiker: V. Grundulis

Analys	18		19		20		21	
	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%
SiO_2	57.7	53.1	59.2	54.9	60.0	54.4	57.7	53.1
TiO_2	1.06	0.8	0.79	0.6	0.63	0.4	0.77	0.6
Al_2O_3	16.5	17.9	17.2	18.8	19.0	20.2	19.1	20.6
Fe_2O_3	1.84	1.3	3.25	2.3	5.43	3.7	4.21	2.9
FeO	3.20	2.5	4.72	3.6	1.65	1.3	2.26	1.8
MnO	0.13	0.1	0.09	—	0.06	—	0.02	—
MgO	3.8	5.2	3.0	4.1	1.5	2.0	3.2	4.3
CaO	3.8	3.8	1.9	1.9	1.5	1.5	1.9	1.9
BaO	0.02	—	0.15	—	0.01	—	< 0.01	—
Na_2O	7.5	13.4	4.8	8.6	8.8	15.5	7.0	12.5
K_2O	1.5	1.8	4.3	5.1	0.7	0.8	1.7	2.0
P_2O_5	0.42	0.1	0.29	0.1	0.28	0.2	0.38	0.3
H_2O+	1.6		0.3		0.5		1.3	
H_2O-	0.33		0.22		0.20		0.28	
F	0.05		0.03		0.01		0.01	
Cl	0.12		0.05		0.04		0.03	
CO_2	0.73		0.10		0.36		0.01	
S	0.01		0.05		< 0.01		< 0.01	
	100.31		100.44		100.67		99.87	
—O=Cl,F	0.04		0.03					
	100.27	100.0	100.41	100.0	100.67	100.0	99.87	100.0
Kata-ekvivalentnorm								
Q	—		4.9		1.3		2.4	
Or	8.9		25.3		4.0		10.0	
Ab	65.8		43.3		77.4		62.4	
An	7.5		7.5		5.7		6.8	
C	—		2.0		1.8		3.5	
Wo	3.3		—		—		—	
En	2.0		8.1		3.9		8.8	
Hy	0.4		3.7		—		—	
Fo	6.3		—		—		—	
Fa	1.4		—		—		—	
Mt	1.9		3.4		2.8		3.4	
Hm	—		—		1.8		0.7	
Ilm	1.6		1.2		0.8		1.2	
Ap	0.9		0.6		0.5		0.8	
	100.0		100.0		100.0		100.0	
Nigglivärden								
si	181		194		203		187	
al	30.5		33.3		37.9		36.3	
fm	30.9		35.7		26.3		31.7	
c	12.8		6.7		5.5		6.6	
alk	25.8		24.3		30.3		25.4	
k	0.12		0.37		0.05		0.14	
mg	0.57		0.41		0.29		0.48	
ω	0.34		0.39		0.75		0.62	
qz	— 22.2		— 3.2		— 18.2		— 14.6	
t	— 8.1		2.3		2.1		4.3	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
18	Borrhål 61102, 96.75 m	Albit	Biotit, diopsid	Skapolit, apatit, titanit, järnoxid, kalcit
19	Borrhål 58111, 154.30 m	Albit, mikroklin	Kvarts, biotit	Järnoxid, apatit, turmalin, titanit, epidot, kalcit
20	Borrhål 58101, 75.30 m	Albit	Klorit	Järnoxid, apatit, muskovit, epidot, desmin, kalcit
21	300 m SÖ om Vaarajärvis sydspets	Albit	Biotit, klorit	Apatit, titanit, järnoxid

vanligen är något biotit- eller sericitomvandlad och håller interpositioner av kvarts, mikroklin, kalcit och epidot. I något enstaka prov ersätts plagioklasen av skapolit. Sparsamt förekommer biotitomvandlade mikroklinströkorn, vilka i regel består av flera smärre korn hopvuxna med oregelbundna fogar.

Den kemiska sammansättningen av porfyren redovisas i tabell 21.

Mineralogiskt-kemiskt är syenitporfyrerna och leptiterna i Gruvberget tämligen lika. Porfyrerna avviker dock i viss mån från leptiterna genom sin högre halt av plagioklas samt genom att plagioklasen är mera albitrik. Av tabell 21 framgår att i analys 18, liksom i analys 17 av leptiten, olivin kommit till utbildning i normen, vilket visar att en basisk syenitporfyr föreligger (jfr s. 149). Avsatta i QLM-diagrammet i fig. 3 faller projektionspunkterna för syenitporfyrerna inom det fält, som övriga syenitporfyriska bergarter i Norrbotten täcker, och även inom samma fält som Gruvbergsleptiterna. Avsatta i CaNaK-diagrammet i fig. 2 avviker porfyrerna från de syenitporfyriska bergarterna i Norrbotten och Gruvbergsleptiterna genom en förskjutning mot Na-hörnet. Dominansen av en albitrik plagioklas framkommer tydligt. Endast den mikroklinrika porfyren i analys 19 sammanfaller med de övriga syenitporfyrerna genom att den uppvisar ett mera normalt, intermediärt Na : K-förhållande. Halterna av spårelementen vanadin, krom, kobolt och nickel (tabell 1) är relativt låga och nästan identiska med dem, som angetts för leptiterna. Dessa omständigheter visar att det föreligger en nära samhörighet mellan leptiter och syenitporfyrer i Gruvberget, vilket utgör ytterligare ett stöd för uppfattningen att leptiterna är av vulkaniskt ursprung. Troligt är att de smala porfyrinlagringarna representerar mera välbevarade partier i vulkaniterna, av vilka huvuddelen omkristalliserat i samband med den regionala metamorfosen och nu föreligger som leptiter. Man kan dock icke utesluta möjligheten att porfyrerna utgör gångar i leptiten, men något stöd för ett sådant antagande föreligger dock icke.

Ö om huvudmalmen förekommer ett flertal långsträckta zoner, i vilka fragmentförande sericitomvandlade leptiter och sericitskiffrar uppträder. Sericitskiffrar förekommer vidare i mindre omfattning i leptiten V om huvudmalmen. Bägge bergarterna behandlas i ett sammanhang, då de är intimt associerade i sitt fältgeologiska uppträdande. Vidare har de ett nära samband ifråga om bildningssättet. Leptiten (och syenitporfyren) har sålunda krossats och förskiffrats i dessa zoner, där sedermera metasomatiska lösningar cirkulerat med påföljd att fältspaten i leptiten omvandlats och sericit och kvarts och mindre ofta klorit nybildats (s. 84). Där omvandlingen gått längst, föreligger sericitskiffrar. De fragmentförande delarna av bergarterna uppfattas som tektoniska breccior.

Såväl den fragmentförande leptiten som sericitskiffern har endast observerats i ett fåtal blottningar, och de zoner som inritats på kartan bygger huvudsakligen på resultaten från borrningen. Vid en korrelation av zonerna i borrhålen sinsemellan och med blottningarna framkommer som sannolikt att zonerna har en nord—nordöstlig strykning och en sidostupning, som står brant mot Ö. Endast omedelbart Ö om den södra delen av huvudmalmen föreligger en delvis fragmentförande sericitskiffer, som stryker i nord-nordvästlig riktning.

Längden av zonerna synes vid ett sådant antagande kunna bli betydande och överstiger, som i området Ö om norra änden av blodstenen, flera hundra meter. Bredden varierar mellan 2 och 35 meter men uppgår i regel till omkring 10 m.

Gränsen mellan leptit, fragmentförande leptit och sericitskiffer är mestadels diffus, och bergarterna övergår successivt i varandra. I några fall har dock skarpa gränser mot leptiten observerats. Däremot föreligger alltid successiva övergångar mellan den fragmentförande leptiten och sericitskiffern.

I den fragmentförande leptiten förekommer 0.5—5 cm stora, kantiga, pressade och oregelbundna fragment, som vanligen uppvisar något diffusa gränser mot den leptitiska mellanmassan. Bland fragmenten dominerar en röd, förskiffrad leptit av något varierande sammansättning men i vilken huvudbeståndsdelarna alltid är mikroklin och kvarts. I liten mängd ingår albit-oligoklas, biotit, sericit och hämatit. Vidare förekommer fragment av mörka bergarter, vilka består av kvarts och hämatit jämte något albit-oligoklas, klorit och turmalin. Dessutom har enstaka fragment av blodsten, svartmalm och grov kvarts observerats.

Leptiten, som bildar mellanmassan mellan brottstyckena, utgörs av en grå eller rödbrun, ofta något förskiffrad och sericitomvandlad bergart. Den avviker i mineralogiskt avseende från den oomvandlade leptiten genom att den vanligen icke håller någon plagioklas, eftersom denna omvandlats och förstörts i samband med den metasomatiska omvandlingen. Den fragmentförande leptiten består sålunda mestadels av mikroklin och kvarts jämte små mängder biotit, sericit och hämatit (fig. 62). Undantagsvis förekommer dock plagioklas i betydande mängd. Ställvis som Ö om den norra delen av blodstenen, ingår huvudsakligen klorit jämte något kvarts och järnoxid.

Fig. 62. Fragmentförande leptit. I en mellanmassa av mikroklin, kvarts, biotit, sericit (vita, listformade korn) och järnoxid (svarta korn) ligger ett kilformigt fragment av sericitomvandlad leptit rik på finfördelad järnoxid (i högra hälften av bilden). Gruvberget, borrhål 58109. Slipprov. Nic. +, × 43.

Fragment-bearing leptite. In a matrix of microcline, quartz, biotite, sericite (white, lath-formed grains) and iron oxide (black grains) lies a wedge-like fragment of sericite-altered leptite rich in fine-grained iron oxide (in the right hand half of the picture). Gruvberget, drill-hole 58109. Thin section. Nic. +, × 43.

Då den fragmentförande leptiten huvudsakligen observerats i borrkärnor är det vanligen svårt att bilda sig en uppfattning om dess bildningssätt, men i vissa fall är det fullt tydligt att den uppkommit genom att leptiten krossats och omvandlats. Ställvis föreligger nämligen en tektoniserad leptit, som brutits upp i oregelbundna, intill varandra liggande stycken, vilka omges av några millimeter breda sprickfyllnader av klorit, kvarts och sericit. Sammansättningen av denna leptit är den ovan angivna, sålunda visar den samma omvandling genom att plagioklas saknas. Samtliga fragmentförande leptiter har därför tolkats som tektoniska breccior, och den tidigare givna beteckningen »agglomeratisk leptit» (Frietsch 1960) är missvisande.

Sericitskiffern utgörs av en grå, rödgrå eller röd, finkornig, kraftigt förskiffrad, ställvis småveckad bergart. Den domineras av sericit i form av 0.05—0.5 mm stora, subparallella fjäll, vilka ofta bildar sammanhängande zoner (fig. 63). Rikligt ingår vidare 0.02—0.2 mm stora, oregelbundna korn av undulöst släckande kvarts och mikroklin, som mestadels är frisk men ibland kraftigt grumlad och sericitomvandlad. I underordnad mängd uppträder hämatit, stundom i anslut-

Tabell 22. Analys 22—23: fragmentförande leptit och analys 24—25: sericitskiffer, Gruvberget

Analyses 22—23: fragment-bearing leptite and analyses 24—25: sericite schist, Gruvberget

Analytiker: V. Grundulis

Analys	22		23		24		25	
	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%
SiO_2	55.1	54.2	47.6	48.0	61.0	61.3	55.6	56.7
TiO_2	0.62	0.5	0.83	0.6	0.45	0.4	0.75	0.6
Al_2O_3	15.2	17.6	16.1	19.1	13.7	16.2	18.7	22.4
Fe_2O_3	11.07	8.2	22.04	16.7	13.07	9.8	13.47	10.4
FeO	3.82	3.1	1.65	1.4	1.54	1.3	1.34	1.1
MnO	0.05	0.1	0.05	0.1	0.03	—	0.05	0.1
MgO	2.1	3.1	0.5	0.7	1.3	1.9	0.5	0.7
CaO	0.7	0.7	0.7	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4
BaO	0.13	0.1	0.28	0.1	0.11	0.1	0.19	0.1
Na_2O	3.1	5.9	0.5	1.0	0.6	1.2	0.1	0.1
K_2O	5.0	6.3	8.7	11.1	5.7	7.2	5.6	7.2
P_2O_5	0.34	0.2	0.58	0.5	0.33	0.2	0.33	0.2
H_2O+	1.9		0.9		1.8		2.3	
H_2O-	0.80		0.16		0.34		0.30	
F	0.01		0.03		< 0.01		0.07	
Cl	0.02		0.02		0.03		0.02	
CO_2	0.03		< 0.01		< 0.01		< 0.01	
S	0.23		< 0.01		< 0.01		< 0.01	
	100.22		100.64		100.40		99.72	
—O=S,F,Cl	0.07						0.02	
	100.15	100.0	100.64	100.0	100.40	100.0	99.70	100.0
Kata-ekvivalentnorm								
Q	15.8		11.0		33.7		33.4	
Or	31.3		56.1		36.5		36.5	
Ab	29.5		4.5		6.0		1.0	
An	1.3		—		0.5		—	
C	4.8		7.0		7.5		14.9	
En	4.8		1.4		3.8		1.4	
Mt	7.4		2.7		2.7		1.8	
Hm	3.2		14.9		8.0		9.1	
Ilm	1.0		1.2		0.8		1.2	
Ap	0.7		1.2		0.5		0.7	
Pr	0.2		—		—		—	
	100.0		100.0		100.0		100.0	
Nigglivärden								
si	180		136		238		205	
al	29.3		27.1		31.4		40.5	
fm	48.1		53.6		50.6		44.5	
c	2.4		2.1		1.6		1.5	
alk	20.2		17.2		16.4		13.5	
k	0.52		0.92		0.86		0.98	
mg	0.21		0.04		0.15		0.06	
ω	0.72		0.92		0.89		0.90	
qz	— 0.8		— 32.8		72.4		51.0	
t	6.7		7.8		13.4		25.5	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
22	Borrhål 58102, 88.60 m	Albit-oligoklas	Kvarts, sericit, biotit, järnoxid, klorit	Apatit, turmalin, pyrit, titanit
23	200 m Ö om Smedsgruvan	Mikroklin	Sericit, järnoxid	Kvarts, apatit, turmalin, leukoxen
24	Borrhål 58107, 35.40 m	Kvarts, sericit	Mikroklin, järnoxid	Biotit, turmalin, apatit, titanit, plagioklas
25	Borrhål 58102, 70.40 m	Sericit	Kvarts, järnoxid	Apatit, leukoxen

ning till de sericitrika zonerna. Dessutom förekommer små mängder brun biotit, grön, delvis mycket finkornig klorit och undantagsvis en rödbrun, sericitomvandlad albit-oligoklas. Kloriten uppträder vanligen i sekundära sliror tillsammans med kvarts. Accessoriskt förekommer apatit, zirkon och turmalin. Sistnämnda mineral ingår dock stundom i liten mängd.

Sericitskiffern är ofta fragmentförande och håller sparsamt med upp till 5 cm stora, oregelbundna, pressade och i förskiffringsriktningen utdragna fragment. De består huvudsakligen av en grå, stundom rödbrun, omvandlad leptit. I mindre mängd förekommer fragment av gråsvart, vittrad blodsten och kvarts. I leptitfragmenten ingår som dominerande mineral kvarts och en brunfärgad mikroklin; vidare uppträder hämatit, biotit och sericit. Accessoriskt förekommer turmalin. Blodstensfragmenten håller hämatit och smutsbrun klorit jämte något biotit, apatit och kvarts. Hämatiten uppvisar martittexturer lika de, som beskrivits från den fragmentförande blodstenen och den vittrade blodstenen. Mellanmassan mellan fragmenten är densamma som i sericitskiffern. Ställvis saknas dock mikroklin, och mellanmassan består då av sericit och kvarts. Dessutom ingår hämatit underordnat och turmalin i liten mängd.

De fragmentförande delarna av sericitskiffern har på grund av de analogier, som föreligger med den fragmentförande leptiten, även tolkats som tektoniska breccior.

Den kemiska sammansättningen av den fragmentförande leptiten och sericitskiffern redovisas i tabell 22.

De kemiska och mineralogiska förändringar, som ägt rum i samband med sericitomvandlingen av leptiten (och syenitporfyren), har tidigare diskuterats, liksom också de betingelser, under vilka denna metasomatiska process försiggått (s. 84). I förevarande sammanhang är det av intresse att notera att omvandlingsbergarterna har samma halter av spårelementen vanadin, krom, kobolt och nickel som den oomvandlade leptiten. (Se tabell 1.)

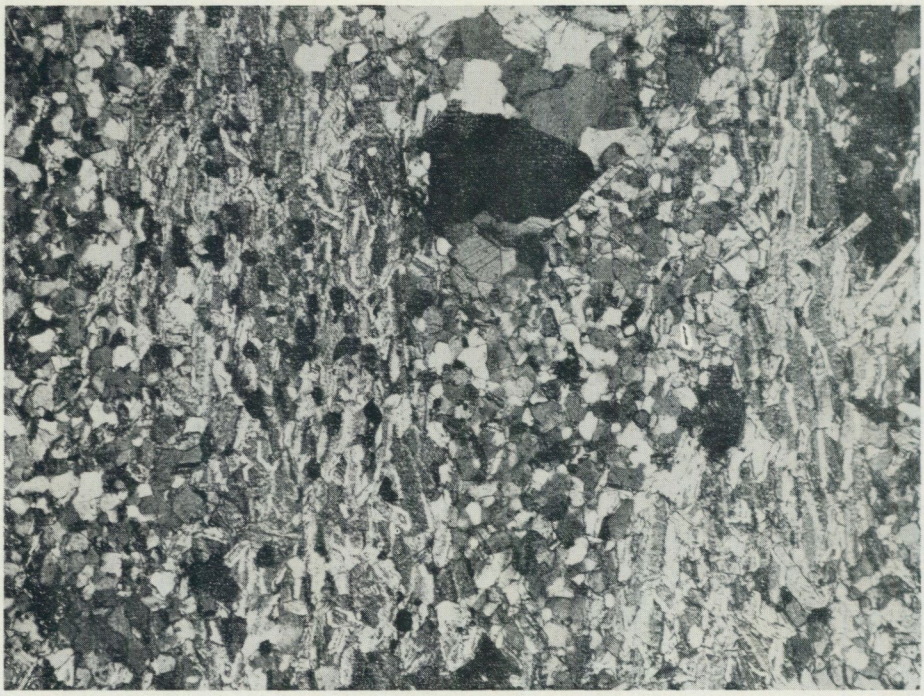


Fig. 63. Sericitskiffer. Zoner av sericit (parallella fjäll) i en mellanmassa av kvarts och mikroklin. Svarta korn består av järnoxid. Gruvberget, borrhål 58107, 35.4 m. Slipprov. Nic. +, × 42.
Sericite schist. Zones of sericite (parallel laths) in a matrix of quartz and microcline. Black grains are iron oxide. Gruvberget, drill-hole 58107, 35.4 m. Thin section. Nic. +, × 42.

BASISK LEPTIT

V om huvudmalmen förekommer flera något vindlande stråk av en basisk leptit, som i huvudsak stryker i N eller NNÖ. Sålunda sträcker sig ett inemot 200 m brett stråk från östra delen av Syväjärvi mot SSV och tangerar nordspetsen av huvudmalmen för att NV om sydändan av huvudmalmen splittras upp i ett flertal mindre stråk. Ett annat mera betydande stråk sträcker sig från Vaarajärvi mot S. På grundval av de magnetiska kartorna kan man anta att ytterligare stråk förekommer i området N om Syväjärvi — den basiska leptiten håller nämligen genomgående en liten mängd finfördelad järnoxid, huvudsakligen magnetit, och återspeglas därför väl på nämnda kartor.

Den basiska leptiten uppvisar en förskiffring, som stryker i N—S eller NNÖ—SSV och som stupar brant (60—85°) mot Ö. Inom begränsade områden uppvisar den mindre variationer; sålunda växlar förskiffringen VSV om S:t Eriksgruvan mellan N5°V och N15°Ö. Sidostupningen är dock alltid brant mot Ö. I området S om profil E^1 i Pl. 4 finns avvikande skiffrigheter, som stryker i NV eller VNV och stupar 40—50° mot NÖ eller NNÖ.

Fig. 64. Basisk leptit. Biotit (mörkgrå), tremolit-aktinolit (vitgrå) och magnetit (svart). Gruvberget, borrhål 58117, 370.3 m. Slipprov. Vanl. ljus, × 42.
Basic leptite. Biotite (dark grey), tremolite-actinolite (white grey) and magnetite (black). Gruvberget, drill-hole 58117, 370.3 m. Thin section. Ord. light, × 42.

Den basiska leptiten utgörs av en mörkgrå till grå, finkornig, kraftigt förskiffrad, stundom grönstensliknande bergart, som kännetecknas av en hög biotithalt. Ställvis håller den rikligt med sekundära mineral i form av ett par millimeter stora, runda fläckar av skapolit och zeolit; vidare ingår ibland upp till några centimeter långa, i förskiffringsriktningen utdragna sliror av grå, tät kvarts.

Mikroskopet visar att den basiska leptiten är helt rekristalliserad. En viss parallelltextur föreligger vanligen, men texturen är ibland granoblastisk. Leptiten utgör icke någon homogen bergartstyp utan uppvisar rätt stora variationer i mineralsammansättningen, till en del beroende på att den påverkats av skapolitiseringen. Som dominerande mineral ingår 0.1—0.5 mm stora fjäll av en grön eller brun biotit. Vidare föreligger stundom betydande mängder av en albit-oligoklas med cirka 10 % An. I något enstaka prov har vidare rikligt med pertitisk mikroklin observerats. I underordnad eller liten mängd förekommer ljusgrön, finkornig klorit, som ofta är sammanvuxen med biotiten. I liten mängd uppträder ställvis blekgrön tremolit-aktinolit som upp till 1 mm stora, korroderade stänglar, vilka vanligen är orienterade parallellt med biotiten (fig. 64), samt subhedrala korn av magnetit. Accessoriskt ingår apatit och zirkon. I de skapolitomvandlade delarna föreligger i liten mängd 0.1—1 mm stora, trasiga

Tabell 23. Analyser of basisk leptit, Gruvberget

Analyses of basic leptite, Gruvberget

Analytiker: V. Grundulis

Analys	26		27	
	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%
SiO_2	49.2	48.1	46.2	44.6
TiO_2	0.83	0.6	0.93	0.6
Al_2O_3	16.9	19.5	15.3	17.3
Fe_2O_3	5.79	4.3	12.47	9.0
FeO	7.09	5.8	9.48	7.7
MnO	0.16	0.1	0.15	0.1
MgO	5.8	8.4	5.9	8.5
CaO	0.9	0.9	1.5	1.6
BaO	0.10	0.1	0.43	0.2
Na_2O	0.2	0.4	3.0	5.6
K_2O	9.3	11.6	3.8	4.7
P_2O_5	0.23	0.2	0.16	0.1
H_2O+	3.4		1.4	
H_2O-	0.52		0.15	
F	< 0.01		0.07	
Cl	0.14		0.15	
CO_2	0.23		0.02	
S	0.06		< 0.01	
	100.85		101.11	
$-O=Cl,S$	0.05		0.06	
	100.80	100.0	101.05	100.0
Kata-ekvivalentnorm				
Q	0.1		0.9	
Or	57.9		23.5	
Ab	0.7		26.6	
An	3.3		6.3	
C	6.5		4.8	
En	16.9		17.1	
Hy	6.3		5.3	
Mt	6.4		13.6	
Ilm	1.2		1.2	
Ap	0.4		0.3	
Pr	0.1		—	
Ill	0.2		0.3	
Fr	—		0.1	
	100.0		100.0	
Nigglivärden				
si	136		110	
al	27.6		21.3	
fm	52.7		62.3	
c	2.7		3.8	
alk	17.0		12.6	
k	0.97		0.45	
mg	0.45		0.33	
ω	0.42		0.54	
qz	— 32.0		— 40.4	
t	7.9		4.9	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
26	380 m SV om Lilla Södergruvan	Mikroklin, biotit	Järnoxid	Apatit, kopparkis, kalcit
27	150 m N om Krangruvan	Biotit, albit-oligoklas	Skapolit, järnoxid	Turmalin, apatit

korn av skapolit (fig. 65) och runda fläckar eller sliror av en rödbrun, grumlig zeolit, som troligen utgörs av stilbit. Vidare förekommer i anslutning till skapolitomvandlingen accessoriska mängder kalcit, turmalin och kopparkis.

Den kemiska sammansättningen av den basiska leptiten redovisas i tabell 23.

Den basiska leptiten är alltför omvandlad för att några säkra slutsatser skall kunna dras rörande dess primära sammansättning och ursprung. Den nuvarande mineraldräkten, med rikedom på biotit (och även klorit och amfibol), tyder dock på att en basisk bergart föreligger. Den ställvis höga halten av kvarts och zeoliter sammanhänger troligen med den senare skapolitiseringen. Om den höga mikroklinhalten, vilken även återspeglas av analys 26, är primär eller ej, kan icke avgöras. Det må endast påpekas att kaliumhalten (9.3 %) och K : Na-kvoten (k = 0.97) i denna analys är ovanligt hög. Projektionspunkten i CaNaK-diagrammet i fig. 2 är följaktligen belägen intill K-hörnet. Projektionspunkterna för den basiska leptiten avsatta i QLM-diagrammet i fig. 3 faller intill och delvis inom de fält, som de basaltiska och andesitiska bergarterna från Kirunabladet täcker. De negativa kvartstalen (»qz» = — 32.0 och — 40.4) tyder även på en basisk bergart. Den höga halten av biotit kan föra tanken till att ett sediment ursprungligen förelegat, men därtill är dock aluminiumöverskottet allt för obetydligt: av tabell 23 framgår att »t» för analys 26 är 7.9 och för analys 27 4.9. En jämförelse mellan tabell 1 och 2 visar att den basiska leptiten vad beträffar halterna av spårelementen vanadin, krom, kobolt och nickel, vilka är relativt höga, nära ansluter sig till basiska magmabergarter.

Av det anförda framgår att epitetet basisk är väl tillämpligt för denna bergart, som med all sannolikhet har ett magmatiskt ursprung. Då den är helt omkristalliserad, kan några säkra slutsatser om en djup- eller ytbergart förelegat icke dras, men det är på grund av den ringa kornstorleken troligt att den basiska leptiten ursprungligen utgjort en lavabergart.

Järnmineralisering i basisk leptit

Lokalt innehåller den basiska leptiten rikligt med omkring någon centimeter breda, svagt vindlande sliror av järnmalm. Dessutom förekommer några upp till 20 m breda järnmalmskroppar. Denna mineralisering, som i stort sett följer skiff-

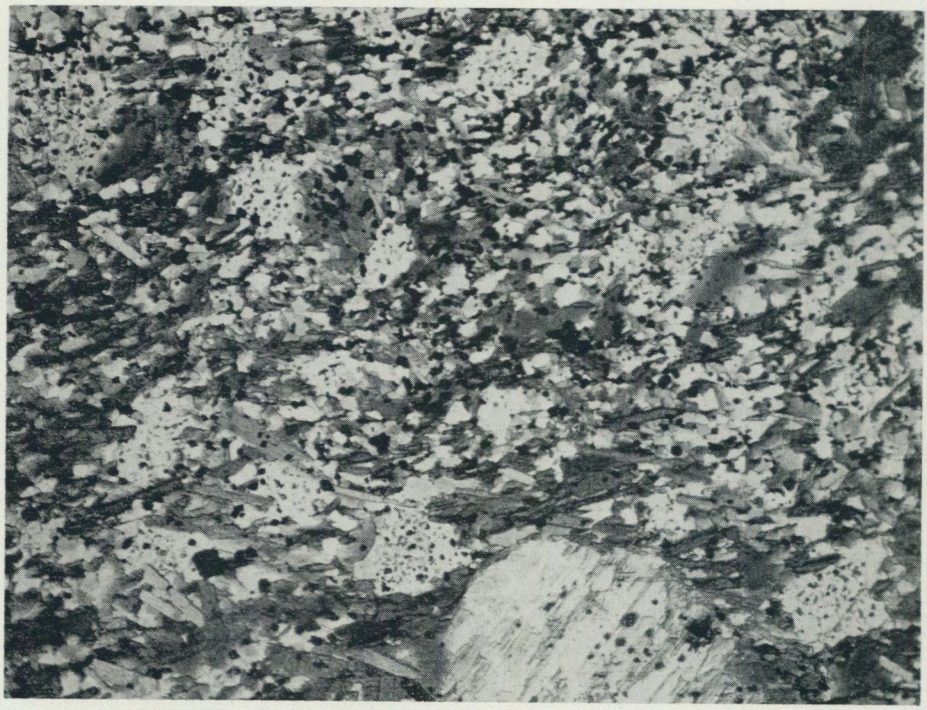


Fig. 65. Basisk leptit. Mikroklin (vita, oregelbundna korn eller aggregat), biotit (grå fjäll) och magnetit (små, svarta korn). I nedre kanten av bilden ett större skapolitkorn. N om Krangruvan. Slipprov. Vanl. ljus, × 43.

Basic leptite. Microcline (white, irregular grains or aggregates), biotite (grey laths) and magnetite (small, black grains). In the lower part of the picture a large grain of scapolite. N of Krangruvan. Thin section. Ord. light, × 43.

righeten i leptiten både vad strykning och sidostupning beträffar, är mest utbredd i området V om huvudmalmens svartmalmsdel. Här uppträder, ställvis på en bredd av upp till 40 m, svartmalmssliror samt några upp till 5 m breda svartmalmskroppar. I den södra delen av samma stråk förekommer huvudsakligen blodsten, dels som sliror, dels som en 15 m bred kropp, som dock i norra delen består av hämatitomvandlad svartmalm. SV om denna malmkropp uppträder i det västliga stråket av basisk leptit, som går ifrån Vaarajärvi och söderut, en 20 m bred blodstenskropp jämte sparsamt förekommande sliror av blodsten. I den övriga delen av detta stråk är någon järnmineralisering icke känd.

I anslutning till slirorna och malmkropparna uppträder små mängder av ett grovt tremolit-aktinolitskarn, mestadels föreliggande som 1—30 cm breda sliror parallellt med malmen.

Svartmalmen är finkornig, obetydligt förskiffrad och krossad samt alltid något hämatitomvandlad. Ställvis, som V om den norra änden av huvudmalmen, är den porös och urvittrad. Den innehåller tremolit-aktinolit, biotit och kvarts. Sist-

nämnda mineral förekommer dels som smala sliror, dels finfördelad i malmen. Sporadiskt uppträder smala sliror av apatit.

Blodstenen är finfjällig, svagt förskiffrad och något krossad. Undantagsvis finns i den cm-stora, oregelbundna hålrum fyllda med limonit. Mikroskopet visar att den är helt rekristalliserad och att en viss parallelltextur är vanlig. Den består av hämatit, som bildar 0.1—0.3 mm stora korn med enkla, raka fogar. Kornen visar ibland antydan till listformig utbildning. Sparsamt förekommer 0.1 mm stora, oregelbundna korn av apatit. Vidare ingår brun biotit och svagt grön, trådig klorit, som bildar upp till 0.5 mm stora, oregelbundna aggregat. Magnetit saknas helt eller uppträder i små mängder som 0.1—0.3 mm stora, anhedrala, oktaedermartitiserade korn med enkla fogar.

Övergången mellan blodsten och svartmalm sker successivt. I beaktande av att magnetiten är martitiserad, låter detta förmoda att hämatiten bildats ur magnetit genom oxidation, i likhet med vad som beskrivits beträffande huvudmalmen och mineraliseringen i leptiten.

Järnhalten i mineraliseringen i den basiska leptiten uppgår vanligen till mellan 25 och 35 %. I de små malmkropparna är halten givetvis högre. I dessa förekommer upp till 4 m breda partier med något över 50 % Fe. Ett utmärkande drag för mineraliseringen är en relativt låg fosforhalt. I såväl sliror som malmkroppar uppgår den till mellan 0.1 och 0.4 %. Svavelhalten är låg och varierar mellan 0.01 och 0.1 %.

METABASIT

I huvudmalmen och på båda sidor om denna, intill ett avstånd av cirka 300 m, uppträder rikligt med 2—10 m breda, rätlinjiga eller något vindlande metabasitgångar, som stryker i NÖ—SV. Undantagsvis, såsom S om S:t Eriksgruvan, har dessa en oregelbunden, nära nog fingrande form. De sparsamt förekommande blottningarna medför att en säker uppfattning om gångarnas längd icke går att erhålla, men den torde dock mestadels uppgå till mellan 50 och 100 m. Ej heller är gångarnas sidostupning med säkerhet känd. Resultaten från borrningarna och de få observationer, som gjorts i blottningarna (huvudsakligen i norra delen av huvudmalmen), tyder på att gångarna står vertikalt eller stupar brant (omkring 80°) mot SÖ.

Metabasiten genomsätter huvudmalmen (i vilken den ofta följer förkastningarna), leptiten och den basiska leptiten. Däremot är den äldre än pegmatiterna: i södra delen av huvudmalmen har en pegmatitslira observerats slå igenom en metabasitgång.

Kontakten mot omgivande bergarter är alltid skarp, och några strukturella förändringar har varken observerats i metabasiten eller den bergart den genomsätter.

Metabasiten utgörs av en gröngrå till mörkgrå, finkornig, ställvis småkornig

Fig. 66. Metabasit med sliror av skapolit. Ö om S:t Eriksgruvan.
Metabasite with veins of scapolite. E of S:t Eriksgruvan.

bergart i vilken man med blotta ögat kan urskilja skapolit i en mellanmassa av biotit och amfibol. Mestadels är den massformig, mindre ofta svagt förskiffrad, varvid förskiffringen följer gångens riktning. S om S:t Eriksgruvan är metabasiten kraftigt tektoniserad och småförkastad samt uppvisar en tydlig förskiffring, som stryker i N—S och stupar 80° mot Ö.

Metabasiten genomsätts av upp till 5 cm breda, oregelbundna sliror av skapolit, i vilka ingår små mängder tremolit-aktinolit, kvarts, epidot och mikroklin (fig. 66). Vidare förekommer sliror, som enbart består av amfibol. Skapolitslirorna innehåller ställvis obetydliga mängder av bornit och kopparkis, sällan även pyrit. Vidare håller metabasiten, ofta i anslutning till amfibolsliror, en svag impregnation av bornit och kopparkis. Dessa sulfidmineraliseringar har intet ekonomiskt värde. Deras bredd uppgår till maximalt 5 à 6 m och kopparhalten på denna bredd till omkring 0.2 %.

Metabasiten har av författaren tidigare beskrivits under benämningen »skapolit-biotit-hornblände-fels» (Frietsch 1960). Senare utförda mikroskopiska undersökningar har endast bekräftat vad som tidigare iakttagits ifråga om mineralsammansättning och textur. Sålunda är metabasiten helt omkristalliserad; texturen är granoblastisk, och huvudkomponenterna är alltid skapolit, biotit och hornblände. Förhållandet mellan biotit och hornblände varierar inom vida gränser. Vidare ingår små mängder mikroklin, klorit och andesin med cirka 30 % An. Accessoriskt uppträder magnetit, titanit, apatit, epidot och turmalin. En av meta-

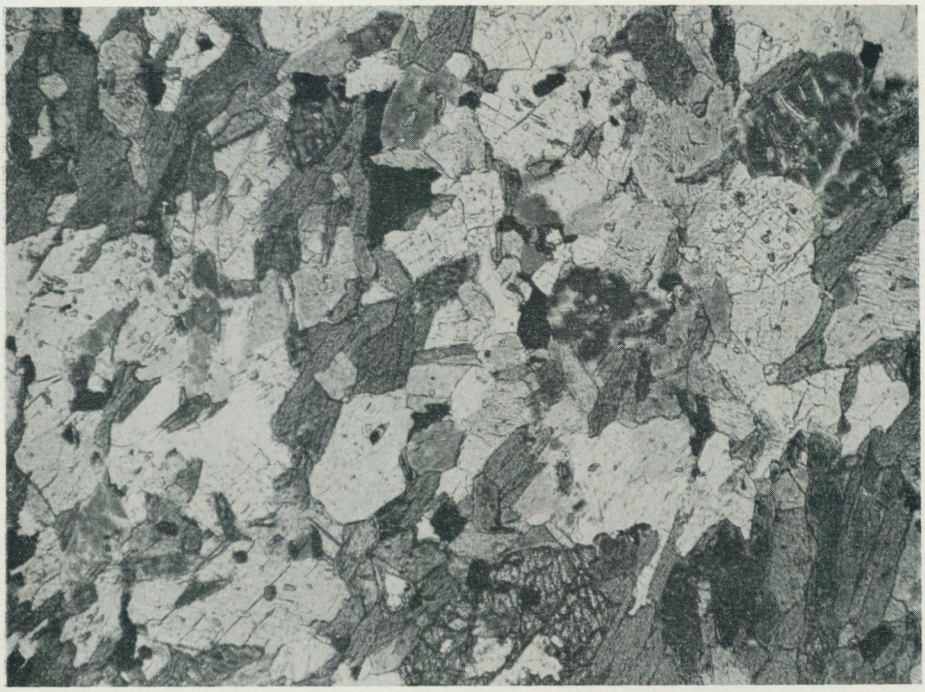


Fig. 67. Metabasit. Skapolit (ljusgrå), biotit (grå fjäll) och enstaka korn av diopsid (grå, kraftig relief, utpräglad spaltning). Små svarta korn utgörs av magnetit. Gruvberget, borrhål 61101, 308.5 m. Slipprov. Vanl. ljus, × 57.

Metabasite. Scapolite (light grey), biotite (grey laths) and some grains of diopside (grey, strong relief, pronounced cleavage). Small black grains are magnetite. Gruvberget, drill-hole 61101, 308.5 m. Thin section. Ord. light, × 57.

basitgångarna NÖ om S:t Eriksgruvan har dock en sammansättning, som avviker från den angivna genom att den för något diopsid, dels som upp till 5 mm stora aggregat (fig. 67), dels som små, oregelbundna rester i hornblände, vilket visar att det senare mineralet icke är primärt utan att det uppkommit ur pyroxen genom sekundär omvandling.

Ö om den mellersta delen av blodstenen i huvudmalmen (i borrhål 58118 i profil E^2) föreligger en metabasit, som delvis är krossad och genomsatt av sprickor, i anslutning till vilka den omvandlats i en grågrön eller brungrå, delvis flammig, massformig bergart dominerad av finkornig, färglös eller svagt ljusgrön klorit. Vidare ingår små mängder biotit och limonit.

Den kemiska sammansättningen av metabasiten redovisas i tabell 24.

Den i metabasiten ingående skapolitens ljusbrytning har i tre prov bestämts med hjälp av immersionsvätskor (tabell 25). Ljusbrytningen visar att en dipyr, vars sammansättning varierar mellan $Ma_{72}Me_{28}$ och $Ma_{62}Me_{38}$, föreligger

I järnmalmen i Leveäniemi förekommer även rikligt med metabasitgångar, som genomsätter leptit, malm och sericitskiffer, medan Linagraniten och dess

Tabell 24. Analyser av metabasit, Gruvberget

Analyses of metabasite, Gruvberget

Analytiker: S. Abrahamsson (analys 28, tidigare redovisad i Frietsch 1960, s. 36) och V. Grundulis (analys 29)

Analys	28		29	
	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%
SiO_2	46.7	45.4	45.0	42.9
TiO_2	1.20	0.9	0.93	0.7
Al_2O_3	14.9	17.1	16.0	18.0
V_2O_5	0.19	0.1	n.d.	—
Fe_2O_3	4.25	3.2	6.56	4.7
FeO	8.53	7.0	5.04	4.0
MnO	0.12	0.1	0.41	0.3
MgO	6.4	9.3	8.7	12.4
CaO	4.6	4.8	6.9	7.0
BaO	n.d.	—	0.09	0.1
Na_2O	2.59	4.9	3.6	6.6
K_2O	5.74	7.1	2.6	3.2
P_2O_5	0.25	0.1	0.16	0.1
H_2O+	0.74		2.6	
H_2O-			0.68	
F	0.18		0.05	
Cl	0.15		1.00	
CO_2	0.69		0.09	
S	0.03		0.04	
	97.26		100.45	
$-O=F,Cl$			0.21	
	97.26	100.0	100.24	100.0
Kata-ekvivalentnorm				
Or	35.6		15.8	
Ab	12.9		24.9	
An	12.5		24.6	
Ne	7.1		0.2	
Wo	4.3		3.7	
Fo	14.0		18.6	
Fa	6.8		1.9	
Mt	4.7		7.0	
Ilm	1.8		1.4	
Ap	0.3		0.3	
Hl	—		1.6	
	100.0		100.0	
Nigglivärden				
si	117		101	
al	22.0		21.2	
fm	50.0		50.6	
c	12.0		16.6	
alk	16.0		11.6	
k	0.59		0.33	
mg	0.48		0.58	
ω	0.31		0.54	
qz	— 47.0		— 45.4	
t	— 6.0		— 7.0	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
28	Borrhål 58118, 58.30 m	Skapolit, biotit, mikroklin	Hornblände, kvarts	Titanit, apatit, järnoxid, plagioklas, kalcit
29	Borrhål 61101, 308.44 m	Skapolit, biotit	Hornblände, diopsid	Epidot, apatit, turmalin, titanit, järnoxid, klorit, zeolit

pegmatit är yngre (s. 188). Ett analogt åldersförhållande med metabasiterna i Gruvberget råder sålunda. Metabasiten i dessa fyndigheter uppfattas som en basisk gångbergart, vars ursprungliga mineralsammansättning och textur förstörts genom senare omvandlingar och omkristallisation. Sålunda har plagioklasen omvandlats till skapolit och de mörka silikaten till hornblände och biotit. I Leveäniemi och i ringa omfattning i Gruvberget har gångarna deformerats genom förkastningar. Metabasiten torde ha intruderats som utfyllnad i ett förefintligt spricksystem i berggrunden. Sprickorna har i Gruvberget gått i NÖ—SV och i Leveäniemi i huvudsak i N—S och NV—SÖ. I Gruvberget följer de ställvis de i NÖ orienterade förkastningarna.

Att metabasiten ursprungligen utgjorts av en basisk bergart visas av de kemiska analyserna (tabell 24). Sålunda är kvartstalen (»qz») låga, och olivin kommer till utbildning i normen. Detta gäller även för de analyser av metabasiten i Leveäniemi, som redovisas av Parák (1965). Projektionspunkterna i QLM-diagrammet i fig. 3 för analyserna av metabasiten i Gruvberget och Leveäniemi ligger intill de fält, som täcks av basaltiska och andesitiska bergarter på Kirunabladet. Av CaNaK-diagrammet i fig. 2 framgår att även vad fördelningen av kalcium, natrium och kalium i fältspaten beträffar, så ansluter sig metabasiten till de basiska lavorna på Kirunabladet. Endast analys 28, vilken utgörs av en mikroklinrik metabasit från Gruvberget, är förskjuten mot K-hörnet i diagrammet. De relativt höga halter av vanadin, krom, kobolt och nickel, som anges i

Tabell 25. Ljusbrytningen av skapolit i metabasit, Gruvberget

Indices of refraction of scapolite in metabasite, Gruvberget

Provets läge	n_ω	n_ε	$(n_\omega + n_\varepsilon)/2$	Sammansättning enligt Shaw (1960)
borrhål 61101, 308.4 m	1.555	1.542	1.549	$Ma_{72}Me_{28}$
borrhål 58118, 58.3 m	1.556	1.542	1.549	$Ma_{72}Me_{28}$
borrhål 15, 31.7 m	1.563	1.545	1.554	$Ma_{62}Me_{38}$

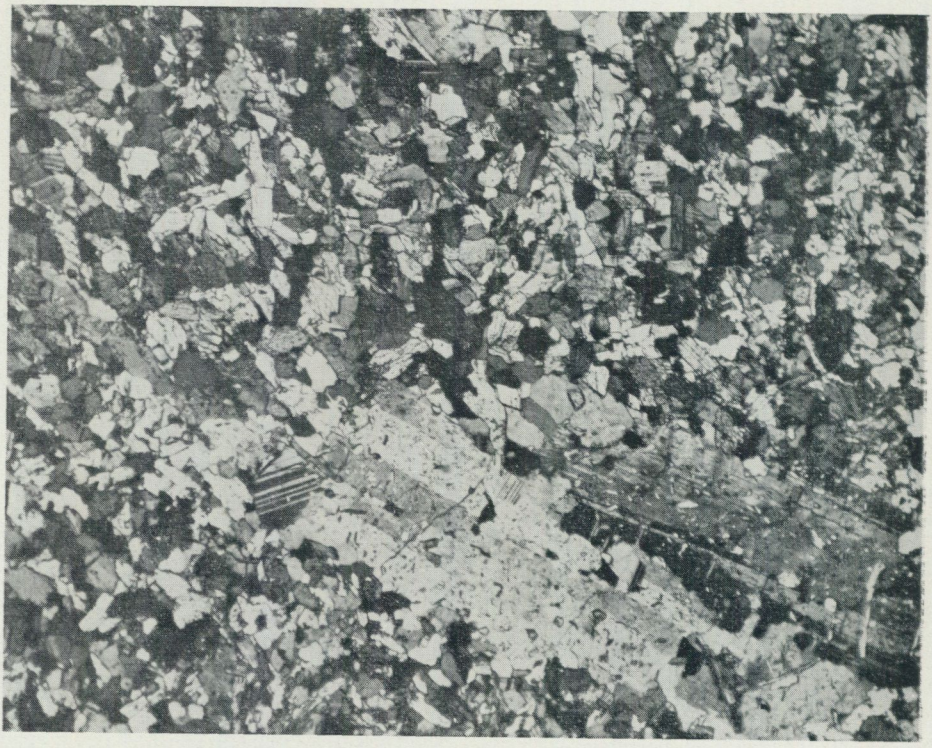


Fig. 68. Andesinporfyrit. I en mellanmassa av andesin (huvudsakligen vita korn) och amfibol (huvudsakligen gråsvarta eller svarta listformade korn) förekommer strökorn av andesin. 300 m Ö om sydspetsen av Vaarajärvi. Slipprov. Nic. +, × 40.

Andesine porphyrite. In a matrix of andesine (mainly white grains) and amphibole (mainly greyish black or black lath-formed grains) lie phenocrysts of andesine. 300 meters E of the southern end of Vaarajärvi. Thin section. Nic. +, × 40.

tabell 1, visar nära överensstämmelse med de halter, som redovisas för basiska magmabergarter i tabell 2.

Att basiska bergarter genom senare omvandlingar övergått i bergarter, som till sammansättningen är lika metabasiterna, har bl. a. visats av Sundius (1915). I Kirunaområdet har andesiter omvandlats till skapolit-biotitfelser eller skapolit-diopsid-biotit-amfibolförande bergarter. Vidare bör analogin med ödegårditerna påpekas — hyperiterna i Sydnorge har i anslutning till apatitgångarna omvandlats till skapolit-amfibol-biotit-diopsidbergarter (Brögger 1935).

Slutligen bör metabasiternas nära släktskap med amfibolitgångarna i Malmberget framhållas. Gångarna, som genomsätter såväl malm som leptit (Geijer 1930), består av plagioklas (oligoklas eller andesin), hornblände och biotit jämte något magnetit, titanit och apatit. Plagioklasen har ibland ersatts av skapolit. Texturen är granoblastisk. En av Geijer anförd analys av amfiboliten visar likheter med analyserna av metabasiterna i Svappavaarafältet, isynnerhet vad beträffar de som förekommer i Leveäniemi. I QLM-diagrammet (fig. 3) samman-

faller projektionspunkterna för amfiboliten och metabasiterna i stort sett, vilket även gäller Leveäniemi-metabasiterna i CaNaK-diagrammet i fig. 2. Metabasiterna i Gruvberget avviker dock i detta diagram på grund av sina högre kaliumhalter.

ANDESINPORFYRIT

Mellan huvudmalmen och Vaarajärvi förekommer ett cirka 200 m brett, långsmalt, i N—S gående stråk av andesinporfyrit, som på bägge sidor omges av leptit. Kontaktförhållandena mot denna är icke kända.

Andesinporfyriten, som delvis redan berörts i ett tidigare avsnitt (s. 63), utgörs av en mörkgrå, finkornig, massformig eller mindre ofta svagt förskiffrad bergart med upp till 3 mm stora fältspatströkorn. Lokalt saknar bergarten porfyritiska drag och är då närmast amfibolitliknande. Ställvis är den metasomatiskt omvandlad och för sliror av amfibol, fältspat och kvarts. Porfyriten kring slirorna är delvis blekt (fig. 15). I den västra delen av stråket visar porfyriten en begynnande leukodiabasomvandling och håller små sliror och aggregat av röd fältspat, epidot och amfibol. Omvandlingen följer i stort sett förskiffringen, som här går i N—S och står vertikalt.

Porfyriten består av basisk plagioklas och hornblände jämte biotit och skapolit. Fältspatströkornen, som uppvisar antydan till list- eller tavelformig utbildning (fig. 68), består av andesin. En universalbordsbestämning har gett sammansättningen $Ab_{67}An_{33}$. Mellanmassan domineras av 0.1 mm stora, anhedrala korn av andesin och av 0.1—0.5 mm långa stänglar av ett grönt hornblände. I underordnad mängd förekommer brun biotit och skapolit. Accessoriskt uppträder apatit, titanit och magnetit. I de amfibolitliknande formerna, som saknar strökorn, är mineralsammansättningen den ovan angivna. I den västra delen av stråket är sammansättningen delvis avvikande genom att i porfyriten ingår rikligt med hornblände, skapolit och mikroklin.

Den kemiska sammansättningen av porfyriten redovisas i tabell 11, analys 10.

PEGMATIT

Smala pegmatitgångar förekommer i ringa omfattning i Gruvberget. De flesta har iakttagits S och Ö om sydspetsen av huvudmalmen, där de genomsätter leptit (fig. 69), sericitskiffer och metabasit. Vidare föreligger enstaka gångar 300 m S om Lilla Södergruvan i den malmbreccierade leptiten V om huvudmalmen samt i den södra delen av det östra stråket med basisk leptit. Pegmatiten, som sålunda är yngre än leptit, basisk leptit, sericitskiffer och metabasit, är med all sannolikhet samhörig med Linagraniten.

Gångarna, som har en bredd av 1—10 cm, är något vindlande men följer

Fig. 69. Pegmatitgång i leptit. S om sydspetsen av huvudmalmen, Gruvberget.
Pegmatitic vein in leptite. S of the southern end of the main ore body, Gruvberget.

stundom förskiffringen i bergarterna. De består av ett grovt aggregat av kvarts och mikroklin. Undantagsvis förekommer biotit.

LEUKODIABAS

Intill den östra stranden av Vaarajärvi uppträder en ljusröd, fin- till medelkornig, massformig leukodiabas, som består av röd fältspat jämte något grön amfibol. Mikroskopet visar att texturen är hypidiomorf (fig. 70) och att bergarten domineras av 0.5—2 mm stora, delvis krossade och böjda lister eller tavlor av en undulöst släckande albit med 0—2 % An (universalbordsbestämning). Mellan albitkornen finns underordnade mängder av blekgrön tremolit-aktinolit och kvarts. Accessoriskt förekommer kalcit, apatit, ljusgrön klorit, titanit och järnoxid.

Denna leukodiabas avviker under mikroskopet från de övriga leukodiabaserna i Svappavaarafältet genom sina breda tavlor av albit, vilket mineral i de övriga varieteterna mestadels bildar långa, smala lister.

Kontakten mot omgivande leptit, som endast finns blottad i ett undersökningsdike, stryker i N—S och står vertikalt men är i övrigt intetsägande. Leptiten uppvisar icke några drag av omvandling.

Fig. 70. Leukodiabas. Huvudsakligen albit jämte något kvarts (små, vita eller ljusgrå korn), tremolit-aktinolit och kalcit. Ö om Vaarajärvi. Slipprov. Nic. +, × 43.
Leucodiabase. Mainly albite and some quartz (small, white or light grey grains), tremolite-actinolite and calcite. E of Vaarajärvi. Thin section. Nic. +, × 43.

SKAPOLITOMVANDLAD LEPTIT

Som tidigare beskrivits, förekommer skapolitomvandlade bergarter allmänt i Svappavaarafältet. På Gruvberget har skapolitiseringen främst träffat vissa delar av leptiten men även metabasiten och andesinporfyriten samt i någon mån den basiska leptiten. Huvudmalmen och de övriga järnmineraliseringarna har däremot gått fria från detta slags omvandling. Endast i skarnet kring malmslirorna i leptiten V om Lilla Södergruvan förekommer skapolit (s. 155).

På båda sidor om huvudmalmen, i första hand kring den norra och i mindre omfattning kring den mellersta delen, är leptiten skapolitomvandlad över betydande områden. Dessutom har skapolitiserade leptiter påträffats halvvägs mellan huvudmalmen och Vaarajärvi. I dessa omvandlade leptiter, vilka har en röd eller rödgrå färg, uppträder rikligt med sekundära mineral, huvudsakligen skapolit jämte varierande mängder amfibol, kvarts, kalcit, epidot, zeoliter och sulfider. De ingår i upp till 20 mm breda, oregelbundna, föga uthålliga sliror och sprickfyllnader eller mindre ofta i upp till 10 mm stora, fläckartade aggregat. Slirorna stryker i förskiffringsriktningen, sålunda i huvudsak i N—S, och stupar vertikalt eller brant mot Ö. Däremot följer sprickfyllnaderna flera system, bland vilka de

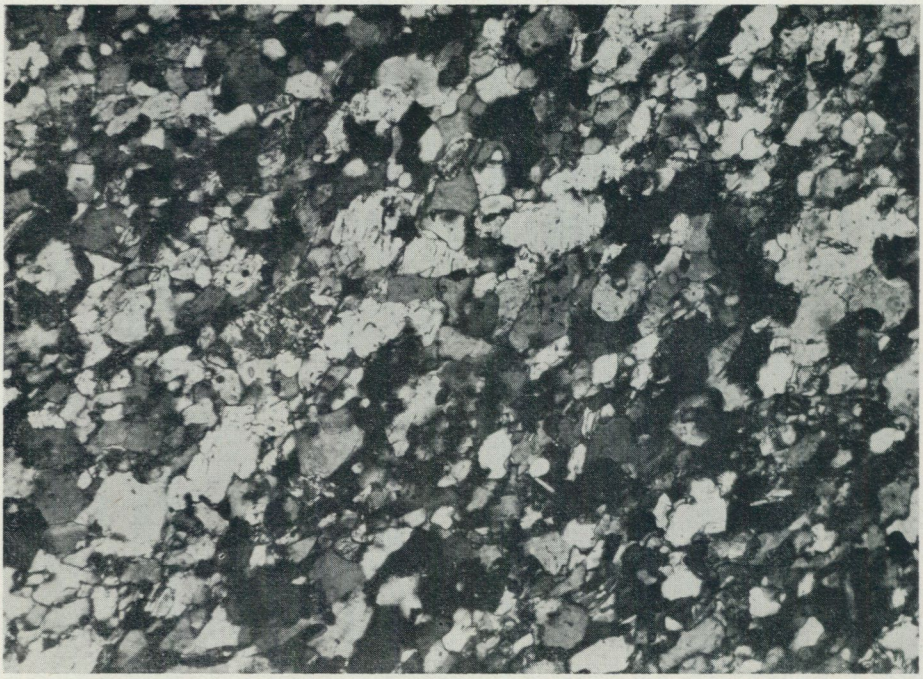


Fig. 71. Skapolitomvandlad leptit. Skapolit (vit) uppträder jämnt fördelad i leptiten, som består av albit-oligoklas och kvarts jämte något biotit. Ö om Södergruvan. Slipprov. Nic. +, × 82. *Scapolitized leptite. Scapolite (white) evenly distributed in the leptite which consists of albite-oligoclase and quartz with some biotite. E of Södergruvan. Thin section. Nic. +, × 82.*

i N—S, NNÖ—SSV och NV—SÖ strykande är vanligast. Stupningen av dessa är vanligen brant mot Ö men ibland även brant mot V. Vidare uppträder de sekundära mineralen — mestadels skapolit, amfibol och epidot — jämnt fördelade i leptiten. Ställvis förekommer i anslutning till skapolitomvandlingen små hålrum fyllda med kvarts och zeoliter.

Bland omvandlingsmineralen överväger skapolit, vilken i sliror och sprickfyllnader föreligger som upp till flera millimeter stora, trasiga fjäll. När den ersätter fältspaten i leptitens mellanmassa bildar den i regel omkring 0.1 mm stora, oregelbundna korn (fig. 71). Bestämningar av skapolitens ljusbrytning (tabell 26)

Tabell 26. Ljusbrytningen av skapolit i leptit, Gruvberget

Indices of refraction of scapolite in leptite, Gruvberget

Provets läge	n_ω	n_ε	$(n_\omega + n_\varepsilon)/2$	Sammansättning enligt Shaw (1960)
borrhål 61102, 45.23 m	1.553	1.542	1.548	$Ma_{74}Me_{26}$
borrhål 14, 137.0 m	1.556	1.542	1.549	$Ma_{72}Me_{28}$
borrhål 58105, 69.60 m	1.559	1.544	1.552	$Ma_{66}Me_{34}$

Tabell 27. Analys 30. Skapolitomvandlad leptit, 20 m Ö om Södergruvan

Scapolitized leptite, 20 m E of Södergruvan

Analytiker: V. Grundulis

	Vikt%	Katjon%	Kata-ekvivalentnorm		Nigglivärden	
SiO_2	70.9	67.0	Q	31.4	si	333
TiO_2	0.33	0.2	Or	9.7	al	40.7
Al_2O_3	14.67	16.3	Ab	34.3	fm	20.6
Fe_2O_3	0.49	0.4	An	14.7	c	16.1
FeO	1.85	1.5	C	1.6	alk	22.6
MnO	0.01	—	En	4.5	k	0.21
MgO	1.6	2.3	Hy	2.1	mg	0.55
CaO	3.2	3.2	Mt	0.5	ω	0.21
BaO	0.03	—	Ilm	0.4	qz	142.6
Na_2O	3.9	7.1	Ap	0.4	t	2.0
K_2O	1.6	1.9	Hl	0.3		
P_2O_5	0.24	0.1		100.0		
H_2O+	0.96					
H_2O-	0.28					
F	0.03					
Cl	0.15					
CO_2	0.02					
S	< 0.01					
	100.26					
−O=F,Cl	0.04					
	100.22	100.0				

Mineralsammansättning

Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
Albit-oligoklas, kvarts	Biotit, skapolit	Apatit, turmalin, epidot, järnoxid, muskovit

visar att det rör sig om en dipyr, vars sammansättning varierar mellan $Ma_{74}Me_{26}$ och $Ma_{66}Me_{34}$. Rikligt förekommer gräsgrön till blekgrön tremolit-aktinolit och svagt gulfärgad epidot, som ibland har en kärna av ortit. Dessutom uppträder kvarts, kalcit, mikroklin, zeoliter (huvudsakligen stilbit, se fig. 72; mindre ofta chabazit), magnetit, kopparkis och bornit. Mera sällsynta är biotit, klorit, diopsid, granat, albit-oligoklas, apatit och turmalin.

Den kemiska sammansättningen av en skapolitomvandlad leptit, i vilken skapoliten uppträder som små korn i mellanmassan (fig. 71), återges i tabell 27. Kvartshalten i denna är högre än som är normalt för leptiterna. Kvartsen ingår i de senare som ett underordnat mineral men utgör i den omvandlade leptiten en huvudbeståndsdel. Den höga kvartshalten, vilken även återspeglas av den normativa sammansättningen och av det höga kvartstalet, torde vara ett sekundärt drag, som sammanhänger med skapolitiseringen. I QLM-diagrammet i fig. 3 faller även den skapolitomvandlade leptiten betydligt närmare Q-hörnet än vad de oomvandlade leptiterna gör.

Fig. 72. Skapolitomvandlad leptit. Sekundär slira rik på stilbit (ljusgrå till gråsvarta, radialstråliga aggregat). I mitten av bilden kopparkis (svart); i dess övre, högra del epidot (kraftig relief). I bildens övre och nedre del tremolit-aktinolit (grå, strimmiga korn). Små, ljusgrå korn i stilbiten utgörs av mikroklin. Gruvberget, borrhål 58105, 88.3 m. Slipprov. Nic. +, × 43. *Scapolitized leptite. Secondary vein rich in stilbite (light grey to grey, radial arrangement). In the middle of the picture chalcopyrite (black) with epidote to the right. In the upper and lower part of the picture tremolite-actinolite (grey, striped grains). Small, light grey grains in the stilbite are microcline. Gruvberget, drill-hole 58105, 88.3 m. Thin section. Nic. +, × 43.*

Av tabell 1 framgår att halterna av vanadin, krom, kobolt och nickel i huvudsak är desamma som i de oomvandlade leptiterna, vilket visar att dessa spårelement icke påverkats av den metasomatiska omvandling, som gett upphov till skapolitbildningen. Endast halten av vanadin är lägre.

Mellan Storgruverymningen och S:t Eriksgruvan förekommer i huvudmalmen ett flertal upp till 10 m breda, oregelbundna inlagringar av skapolitomvandlade leptiter (fig. 73 och 74). Kontakten mot malmen är skarp och mestadels tämligen oregelbunden och vindlande, men ställvis, t. ex. i inlagringen intill Storgruverymningen, rätlinjig. Kontakten står vertikalt; endast den södra begränsningen av inlagringen intill Storgruverymningen stupar 50° mot N. Mellan malm och leptit föreligger ställvis en 1—2 cm bred reaktionszon av epidot.

Leptiten i inlagringarna utgörs av en grå, tät, massformig eller svagt förskiffrad, skapolitförande bergart. I den östra delen av inlagringen intill Storgruverymningen är leptiten kraftigt förskiffrad. I den vinkelformade inlagringen SSÖ

Fig. 73. Inlagring av skapolitiserad leptit i svartmalm. SSÖ om S:t Eriksgruvan.
Intercalation of scapolitized leptite in magnetite ore. SSE of S:t Eriksgruvan.

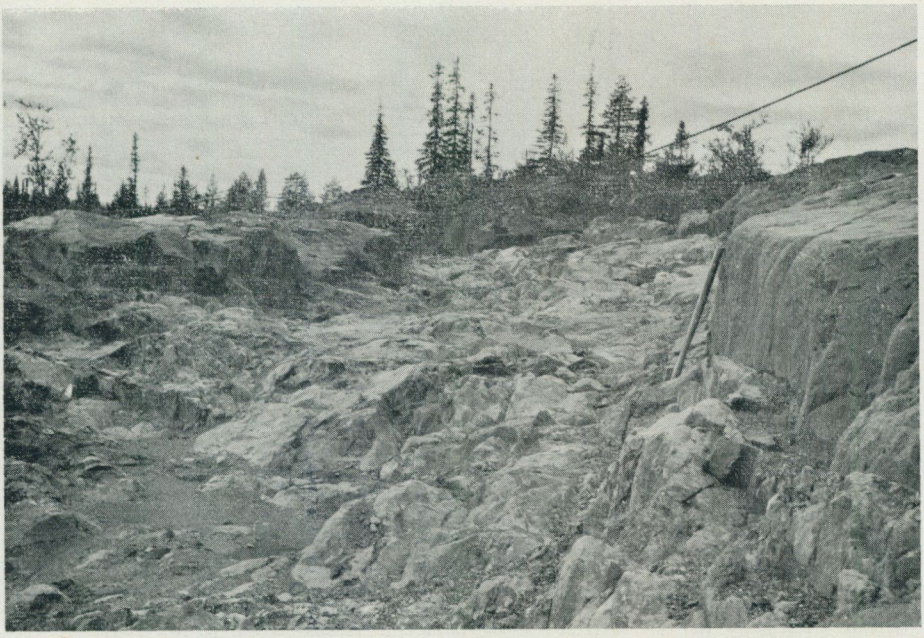


Fig. 74. Inlagring av skapolitiserad leptit (i mitten av bilden) i blodsten. Ö om Storgruverymningen.
Intercalation of scapolitized leptite (in the middle of the picture) in hematite ore. E of Storgruverymningen

Fig. 75. Sliror av amfibol och hämatit i skapolitiserad leptit. Ö om S:t Eriksgruvan.
Schlieren of amphibole and hematite in scapolitized leptite. E of S:t Eriksgruvan.

om S:t Eriksgruvan uppträder jämsides med leptiten, utan några skarpa gränser, en brungrå, finkornig skapolitbergart. I såväl leptiten som skapolitbergarten förekommer epidot, grön amfibol och hämatit, dels som en jämn impregnation, dels som upp till 20 cm breda, oregelbundna sliror (fig. 75).

Under mikroskopet visar leptiten en granoblastisk textur. Den domineras av albit-oligoklas, vilken bildar 0.05—0.1 mm stora, nästan liksidiga korn med enkla sammanväxningar. Ställvis föreligger en oligoklas-andesin. I leptitinlagringen SSÖ om S:t Eriksgruvan har sålunda en plagioklas med sammansättningen $Ab_{73}An_{27}$ påvisats genom universalbordsbestämning. I underordnad mängd förekommer mellan och i plagioklaskornen trasiga fjäll av skapolit och taggiga korn av järnoxid, bägge senare bildade än plagioklasen. I liten mängd ingår mikroklin och färglös tremolit-aktinolit. Accessoriskt uppträder apatit.

Stundom utgör skapolit en huvudbeståndsdel. I inlagringen intill Storgruverymningen föreligger en leptit, som består av albit-oligoklas och mikroklin jämte något magnetit, epidot, titanit och apatit. Den håller rikligt med slirformade aggregat, i vilka ingår 0.1 mm stora, oregelbundna skapolitkorn jämte underordnade mängder av 0.5 mm stora, brett tavelformade korn av en ljusgrön tremolit-aktinolit. Den ovan nämnda skapolitbergarten SSÖ om S:t Eriksgruvan består huvudsakligen av 0.1 mm stora, trasiga korn av skapolit. I helt liten mängd

förekommer en icke närmare bestämbar plagioklas jämte accessoriska mängder apatit och turmalin.

Leptitinlagringarna har troligen inneslutits i malmen i samband med att denna trängt in i leptiten, och de utgör sålunda brottstycken i malmen. Möjligt är dock att de delvis även kan ha ett tektoniskt ursprung genom att leptiten efter förkastningar skjutits in i malmen. Leptitinlagringarna har i samband med den regionala skapolitiseringen fått sin nuvarande mineralsammansättning. Den ursprungliga sammansättningen torde ha varit likartad med leptiterna i övrigt på Gruvberget.

Att skapolitomvandlingen av leptiten i huvudsak skett kring den norra och mellersta delen av huvudmalmen och icke uppträder i någon nämnvärd omfattning i övriga delar av fyndigheten, torde sammanhänga med de inom området förekommande, i NÖ—SV orienterade förkastningarna, längs med vilka malmen rubbats. Om också skapolitiseringen är en regional process, som i motsats till leukodiabasbildningen icke är bunden till tektoniska zoner, är det dock sannolikt att de nyssnämnda förkastningarna fungerat som tillförselkanaler för de omvandlande lösningarna. I den södra delen av malmen, där några förkastningar icke föreligger, saknas också skapolitomvandlingen så gott som helt. Att skapolit icke förekommer i huvudmalmen, icke ens i de delar som ligger i anslutning till förkastningarna, beror på att malmen utgör en »steril» miljö för skapolitbildning.

KAOLINLERA

En utförlig beskrivning av kaolinleran har tidigare redovisats av författaren (Frietsch 1960), varför den endast behandlas i korthet i detta sammanhang.

Kaolinleran, som påträffats i östra delen av blodstenen i området SSÖ om Lilla Södergruvan, uppvisar en mäktighet, som varierar mellan 0.7 och 4 m. Den bildar en smal zon mellan den vittrade blodstenen och leptiten Ö om denna. Strykningen är i stort sett nord—sydlig. Kaolinleran har i borrhål påträffats på ett djup av 250 m under dagen. (Se profil I i Pl. 5.)

Beroende på järnhalten uppvisar kaolinleran en färg, som varierar från ljusbrun eller rödbrun till tegelröd. I vått tillstånd är den plastisk, men hårdnar efter torkning. De i kaolinleran ingående mineralen är huvudsakligen kaolinit, kvarts och limonit.

Såväl fältförhållanden som kemiska analyser och mikroskopiska undersökningar visar entydigt att kaolinleran utgör en omvandlingsprodukt av leptiten. Sålunda finner man övergångar mellan leptit, vittrad leptit och kaolinlera. Omvandlingen av leptit till kaolinlera kännetecknas av att fältspaten, i första hand plagioklas, förstörts och att kaolinit bildats. Vidare förekommer även hydroglimmer och montmorillonit. Även glimmermineralen har nedbrutits. Kvartsen har varit resistent mot omvandlingen och finns bevarad. I leptiten ingående järnoxid

har överförts i limonit. En del av limoniten härrör dock från järn, som lösts ut ur biotit och klorit.

LEVEÄNIEMI

MALM OCH MALMBRECCIA

Leveäniemi järnmalmsfyndighet, som är belägen cirka 2 km SV om Svappavaara by, upptäcktes 1897 och undersöktes kring sekelskiftet vid flera olika tillfällen (Petersson 1900, Stutzer 1907, Petersson 1908, Berglund 1924). Under åren 1957—1963 har Sveriges geologiska undersökning utfört omfattande geologiska karteringar, geofysiska mätningar och diamantbergborrningar på fyndigheten. Resultaten från dessa arbeten har sammanfattats av Parák (1965). Följaktligen kommer i det nedanstående endast en kortfattad översikt av malmfältet att lämnas.

Det malmförande området, som ligger i den östra av leptitsynklinalerna i Svappavaarafältet (s. 26), har en ungefärlig utsträckning av 1 500 m i N—S och 600 m i Ö—V. Malmen bildar ett flertal större eller mindre, vanligen långsträckta, oregelbundna kroppar, vilka ingår i en mot N öppen, veckliknande struktur. I denna stryker skänklarna i stort sett i N—S (fig. 76). I södra delen av fyndigheten har malmen en fältstupning av cirka 50° mot NNÖ. Den östra begränsningen av malmen har en västlig eller i det närmaste vertikal stupning, medan malmen i den västra delen stupar mot Ö. I norra delen av fyndigheten, där malmen är rätt smal, är stupningen nära nog vertikal eller brant mot Ö. I södra delen av fyndigheten har malmen ett relativt ringa djupgående, medan den i mellersta delen av malmfältet når ett djup av omkring 500 m under dagytan. Malmens huvudmassa är koncentrerad till denna del av förekomsten och uppvisar även här den största bredden, vilken uppgår till inemot 150 m. Den är delvis störd av smärre förkastningar, av vilka flertalet enligt Parák går i NV—SÖ och NÖ—SV samt enstaka i N—S.

Följande malmtyper kan utskiljas: svartmalm, kalkrik svartmalm och hämatitomvandlad svartmalm. Av dessa är svartmalmen den mest betydande. Enligt Parák uppgår den sammanlagda ytan av de olika malmkropparna till 94 500 m². Därav utgörs 64 200 m² av svartmalm, 25 500 m² av hämatitomvandlad svartmalm och 4 800 m² av kalkrik svartmalm. Mellan de olika malmtyperna finns i de flesta fall icke några skarpa gränser utan de övergår i varandra, vilket isynnerhet gäller för svartmalm och kalkrik svartmalm. Sistnämnda malmtyp, vilken huvudsakligen förekommer i södra delen av malmfältet och endast i mindre omfattning i övriga delar, kännetecknas av att den håller rikligt med smala sliror av kalcit, som bildar ett oregelbundet ådernät. Vidare är den delvis något grönskarnförande. Den är lik den kalkrika svartmalmen i Gruvberget.

I svartmalmen och den kalkrika svartmalmen utgörs malmmineralet av magnetit, som ställvis i obetydlig omfattning är oktaedermartitiserad. Gångarten be-

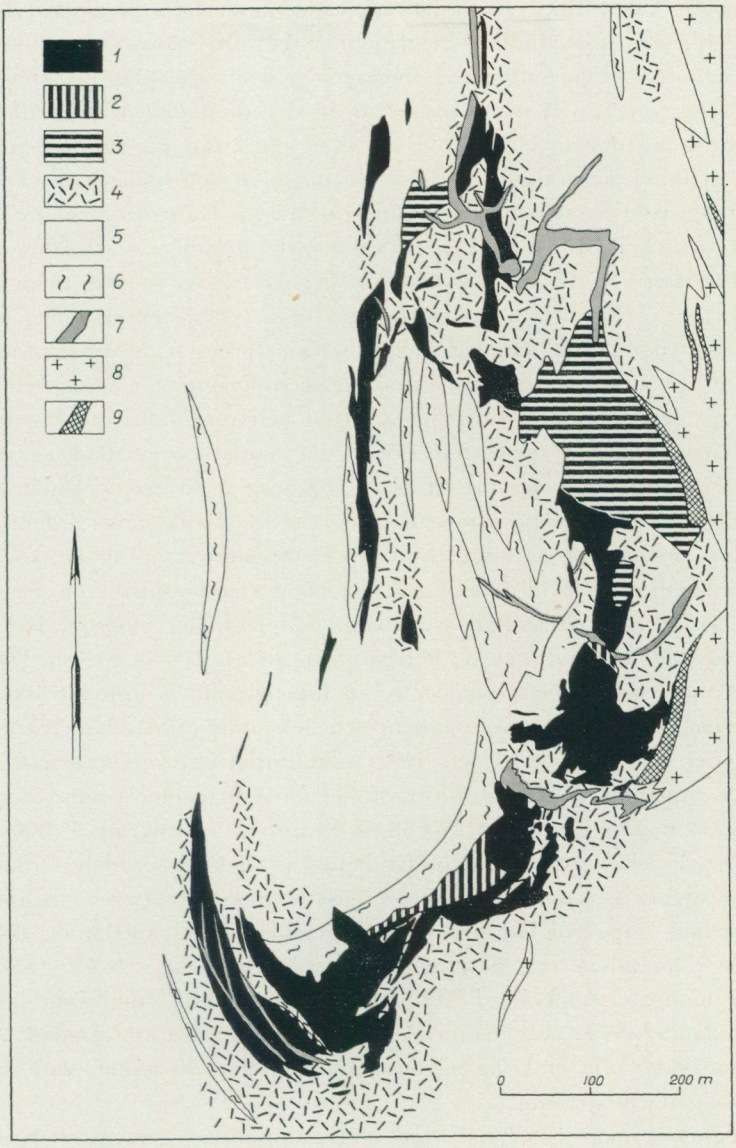


Fig. 76. Karta över Leveäniemi järnmalmsfyndighet, schematiserad efter Parák (1965). Teckenförklaring: 1. svartmalm, 2. kalkrik svartmalm, 3. hämatitomvandlad svartmalm, 4. malmbreccia, 5. leptit, 6. sericitskiffer, 7. metabasit, 8. Linagranit, 9. skarn.

Sketch map of the iron ore deposit at Leveäniemi, simplified after Parák (1965). Legend: 1. magnetite ore, 2. calcite-rich magnetite ore, 3. hematite-altered magnetite ore, 4. ore breccia, 5. leptite, 6. sericite schist, 7. metabasite, 8. Lina granite, 9. skarn.

står av apatit, kalcit och tremolit-aktinolit samt mindre ofta av diopsid, biotit och klorit. Den hämatitomvandlade svartmalmen har sin största utbredning i mellersta delen av fyndigheten; vidare förekommer den i obetydlig omfattning i den södra och norra delen. Borrningarna visar att den mestadels når ned till ett djup av 150 m under dagen. Den har dock lokalt påträffats på ett djup av 390 m. I denna malmtyp är övergångarna mellan magnetit och hämatit mycket snabba och äger ofta rum bara på någon decimeters sträcka. Hämatitomvandlingen uppträder som oregelbundna fläckar av varierande storlek i svartmalmen. Delvis uppgår fläckarnas storlek till 500 à 600 m^2. De synes visa en svag tendens till att ligga utsträckta i NNV. Under mikroskopet visar hämatiten en tydlig oktaedertextur, som tyder på att magnetit ursprungligen förelegat. Stundom finner man även rester av en kant- och oktaedermartitiserad magnetit i hämatiten. I ringa omfattning förekommer en finfjällig, troligen helt rekristalliserad blodsten, som saknar martittexturer. Gångartsmineralen i den hämatitomvandlade svartmalmen är desamma som i de övriga malmtyperna. Sålunda ingår apatit, kalcit, tremolit-aktinolit och biotit. Som tidigare beskrivits (s. 102), förekommer i denna malmtyp ställvis oregelbundna, fragmentliknande inneslutningar av en kaoliniserad bergart, vilken sannolikt ursprungligen utgjorts av den leptitiska sidostenen. Smala sliror av hämatitomvandlad svartmalm och finfjällig blodsten har utanför själva fyndigheten påträffats i de borrhål, som utförts 700 m SV om Hyttyjärvi.

Malmkropparna omges mestadels av en mäktig, ställvis upp till 100 m bred malmbreccia i vilken sliror av magnetit och helt underordnat hämatit bildar ett oregelbundet ådernät i sidostenen. Brecciestrukturen har genom senare förskiffring delvis utplånats, och malmslirorna följer då skiffrigheten i sidostenen. Enligt Parák täcker malmbreccia med 25—48 % Fe en yta av omkring 35 000 m^2.

I mellersta och norra delen av fyndigheten förekommer delvis rikligt med gångar av apatitrik svartmalm, som genomsätter malmkropparna, malmbreccian och sidostenen. Gångarna har en bredd, som i regel varierar mellan 0.1 och 0.5 m. De följer i huvudsak två riktningar. Mestadels går de i NNV—SSÖ (eller N—S), i mindre utsträckning i NÖ—SV. Kontakten mot omgivande bergart är skarp. Undantagsvis är svartmalmen i dessa gångar hämatitomvandlad. Apatiten i gångarna bildar ofta omkring någon centimeter stora kristaller, som vuxit vinkelrätt mot gångens riktning.

I fyndigheten ingår 126.2 milj. ton svartmalm med i genomsnitt 63.2 % Fe och 0.37 % P, 45.2 milj. ton hämatitomvandlad svartmalm med i genomsnitt 64.5 % Fe och 0.49 % P, 32.7 milj. ton kalkrik svartmalm med i genomsnitt 64.0 % Fe och 0.48 % P samt 103.5 milj. ton malmbreccia med i genomsnitt 35.4 % Fe och 0.51 % P, dvs. sammanlagt 307.6 milj. ton malm.

Fosforhalten i malmkropparna och breccian varierar men är mestadels relativt låg. I södra delen av fyndigheten understiger den 0.1 %, och över stora delar av detta område håller såväl malmen som breccian mindre än 0.05 %. Likaså kännetecknas de smala malmkroppar, som bildar den västra skänkeln i fyndigheten, av

en låg fosforhalt. I den övriga delen av malmfältet uppgår fosforhalten till mellan 0.1 och 0.8 %. I de apatitrika svartmalmsgångarna stiger fosforhalten i regel till mellan 1 och 3 %.

Titanhalten i malmen och breccian varierar i huvudsak mellan 0.1 och 1 % TiO_2. I mindre utsträckning uppgår den till 2 % TiO_2. De högsta titanhalterna förekommer i den södra och västra delen av fyndigheten. Vanadinhalten uppgår till mellan 0.1 och 0.4 % V_2O_5. Svavelhalten är genomgående låg och varierar mellan 0.01 och 0.05 %.

Fyndigheten har sedan hösten 1964 belagts med brytning av Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag.

BERGARTER

Sidostenen till malmkropparna och malmbreccian utgörs huvudsakligen av en grå till mörkgrå, finkornig, svagt förskiffrad leptit, som delvis är rik på biotit. Stundom samlar sig biotiten till mm-breda ränder, och leptiten uppvisar då ett randat utseende. I ett undersökningsdike beläget cirka 800 m SV om Hyttyjärvi finns en biotitrandad leptit, som håller upp till 5 cm breda inlagringar av en ljusgrå, tät bergart. Leptiten uppbyggs här av smala lager med olika kornstorlek. Leptitens förskiffring i den södra delen av fyndigheten följer malmens veckstruktur. I SV stryker den i NV—SÖ, och i SÖ stryker den i NÖ—SV. Stupningen är måttligt brant (50—70°) mot NÖ respektive NV. I den norra delen av fyndigheten går förskiffringen i N—S och stupar 60—80° mot Ö. I området NV härom stryker den dock i NV och stupar 60—70° mot NÖ.

Mikroskopet visar att leptiten uppbyggs av ett finkornigt, parallellstruerat aggregat, som huvudsakligen består av plagioklas. Mestadels föreligger albit-oligoklas och mera sällan andesin. I underordnad mängd ingår brungrön till grön biotit. I mindre kvantiteter förekommer kvarts och delvis även tremolit-aktinolit. Ibland ingår skapolit som ett sekundärt mineral, och i anslutning till detta men även skilt — till en del i små drusrum — uppträder stilbit och chabazit jämte något pyrit och kopparkis. Bland accessorierna må nämnas magnetit och apatit.

De kemiska analyser av leptiten, som anförs av Parák (1965), visar att leptiten närmast har en syenitporfyrisk sammansättning. Den normativa sammansättningen återges av tabell 43, s. 244. I QLM-diagrammet i fig. 3 faller projektionspunkterna för analyserna i och intill det fält, som de övriga syenitporfyriska bergarterna i Norrbotten täcker.

S och V om malmen i Leveäniemi har en rödgrå, massformig leptit påträffats, vilken skiljer sig från den ovan beskrivna genom en lägre halt av biotit och en högre halt av mikroklin. Till utseende och sammansättning liknar den leptiten i Gruvberget.

I liten omfattning uppträder i leptiten upp till 10 m breda inlagringar av sye-

nitporfyr, som består av plagioklas jämte små mängder kvarts och biotit. I QLM-diagrammet i fig. 3 faller projektionspunkterna för de kemiska analyser av denna porfyr, vilka redovisas av Parák, inom det fält, som de syenitporfyriska bergarterna i övriga delar av Norrbotten täcker. Troligt är att med Gruvberget analoga förhållanden föreligger och att syenitporfyrinlagringarna utgör bättre bevarade partier i de vulkaniter, som till övervägande del uppträder som leptiter. Enligt Parák bildar dock syenitporfyren gångar i leptiten. Syenitporfyren genomsätts av malmsliror och är följaktligen äldre än malmbildningen.

V och SV om den hämatitomvandlade svartmalmen och N om fyndigheten har leptiten omvandlats till sericitskiffer. Leptiten och sericitskiffern övergår gradvis i varandra. I liten omfattning åtskiljs de dock av skarpa gränser. Sericitskiffern består huvudsakligen av sericit och kvarts. Ibland ingår biotit och mikroklin underordnat, medan plagioklas så gott som helt saknas. Turmalin och sillimanit förekommer i accessoriska mängder.

Inom hela malmfältet uppträder rikligt med metabasitgångar, som i regel är 1—5 m breda. Några enstaka gångar har en bredd upp till 20 m. Gångarna, som mestadels stryker i N—S eller NV—SÖ och i mindre omfattning i Ö—V eller NÖ—SV, genomsätter malm, malmbreccia, leptit och sericitskiffer. De har ett oregelbundet och vindlande uppträdande och är vanligen småförkastade. Metabasiten består i likhet med den som finns på Gruvberget av skapolit, biotit och hornblände. Enligt Parák förekommer vidare plagioklas som ett väsentligt mineral. Ställvis innehåller metabasiten upp till någon centimeter stora, tavelformade skapolitströkorn. I likhet med metabasiten i Gruvberget genomsätts den av skapolitsliror, i vilka ibland ingår amfibol jämte obetydligt med kopparkis och bornit.

I mellersta delen av fyndigheten avgränsas svartmalmen mot Ö av ett mellan 10 och 20 m mäktigt grönskarn, vilket består av tremolit-aktinolit jämte något diopsid. I det skarn, som ligger Ö om den stora kroppen av hämatitomvandlad svartmalm, förekommer upp till 5 m breda inlagringar av en glasig, otydligt bandad kvartsit (s. 49).

Ö om skarnet uppträder Linagraniten och dess pegmatit, som har verkat migmatitiserande på leptiten. Grönskarnrika hybrider mellan leptit och granit—pegmatit är därför vanliga i detta område. Granit och pegmatit har observerats genomsätta malm, malmbreccia, leptit, sericitskiffer och metabasit.

V om malmen i Leveäniemi förekommer mellan en rödgrå, mikroklinrik leptit i S och en grå, biotitförande leptit i N en upp till 40 m bred skapolitfels, som innehåller lager av kalksten. Den stryker i NV och stupar omkring 40—50° mot NÖ. Felsen och kalken är småveckade, och avståndet mellan flexurerna är cirka 10 m. Veckaxlarna stupar sannolikt relativt flackt mot NÖ. Skapolitfelsen är lik den som uppträder i Svappavaaragruppens bergarter.

I ett borrhål, som utförts S om Hyttyjärvi, har i de biotitförande leptiterna påträffats en upp till 5 m bred inlagring av grå, finkornig kalksten, som inne-

håller grönskarn, huvudsakligen amfibol och mindre mängder diopsid. Vidare uppträder i skarnet något magnetit. Intill kalken finns en amfibolslirig leukodiabas.

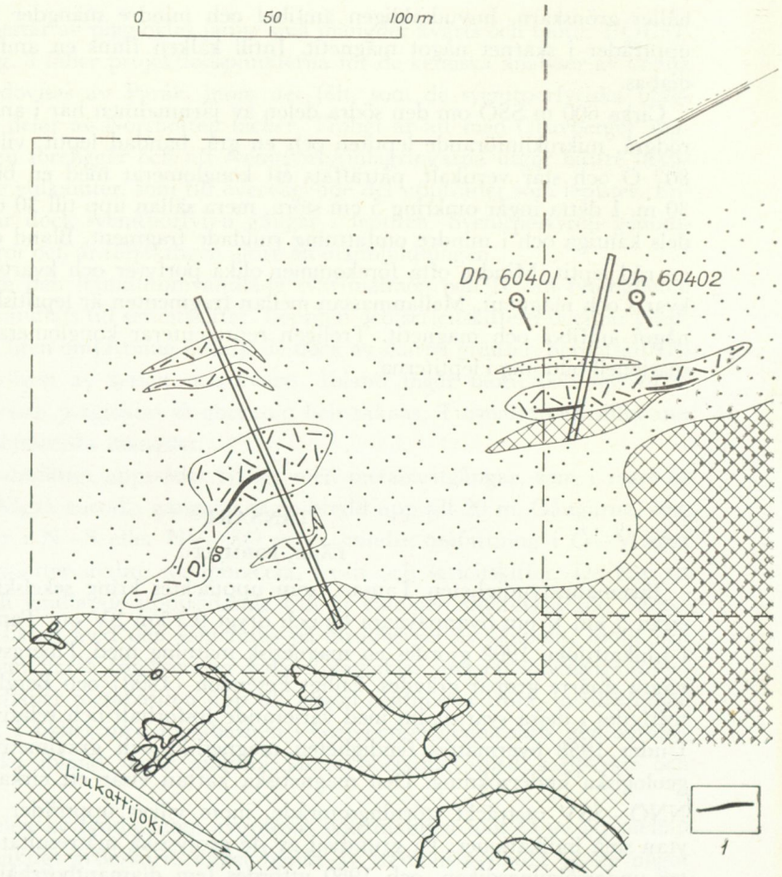
Cirka 600 m SSÖ om den södra delen av järnmalmen har i anslutning till den rödgrå, mikroklinförande leptiten och en grå, bandad leptit, vilken stryker i N 80° Ö och står vertikalt, påträffats ett konglomerat med en blottad bredd av 30 m. I detta ingår omkring 5 cm stora, mera sällan upp till 30 cm stora, mestadels kantiga och i mindre omfattning rundade fragment. Bland dessa dominerar en röd leptit. Mindre ofta förekommer olika porfyrer och kvartsiter samt glasig kvarts och magnetit. Mellanmassan mellan fragmenten är leptitisk och innehåller något amfibol och magnetit. Troligen representerar konglomeratet en intraformationell bildning i leptiterna.

TANSARI

LÄGE, FORM ETC.

Järnmalmsfyndigheten Tansari, som upptäcktes kring sekelskiftet, är belägen cirka 5 km V om Svappavaara by och drygt 0.5 km SV om Tansarijokis utflöde i Liukattijoki. 1902 gjordes en magnetisk mätning med Tibergsvåg, efter vilken några smärre gropar grävdes. Enligt Petersson (1908) och Berglund (1924) påträffades i dessa svartmalm med varierande fosforhalt och relativt hög titanhalt. Under 1958 övermättes fyndigheten magnetiskt och gravimetriskt av Sveriges geologiska undersökning. Den magnetiska kartan visar ett cirka 700 m långt, i NNÖ—SSV utsträckt störningsområde, inom vilket uppträder spridda och till ytan små indikationer. På grundval av de geofysiska mätresultaten grävdes 1959 tre undersökningsdiken, och 1960 utfördes fem diamantborrhål, vilka visar att den i fyndigheten ingående malmmängden är obetydlig. På en bredd av upp till 30 à 40 m påträffades sliror av svartmalm, som breccierar en syenitporfyr. Järnhalten i denna malmbreccia uppgår i genomsnitt till omkring 20 %, men lokalt förekommer upp till 3 m breda partier, vilka håller mellan 30 och 40 % Fe. Vidare finns enstaka svartmalmsgångar med järnhalt överstigande 60 %. Fosforhalten är låg och varierar i huvudsak mellan 0.01 och 0.2 %. Svavelhalten uppgår till omkring 0.01 %.

Mot Ö begränsas syenitporfyren av gabbro, som är yngre än denna och sannolikt även yngre än malmbildningen. I fyndigheten förekommer enstaka smala gångar av kvartsförande porfyr och metabasit, vilka likaledes torde vara yngre än syenitporfyren och malmen. Resultaten från borrhålen och undersökningsdikena jämte den magnetiska kartan visar att såväl malmbreccian som gränsen mellan syenitporfyren och gabbron i stort sett stryker i NNÖ (fig. 77) och sidostupar cirka 65° mot VNV (fig. 78).



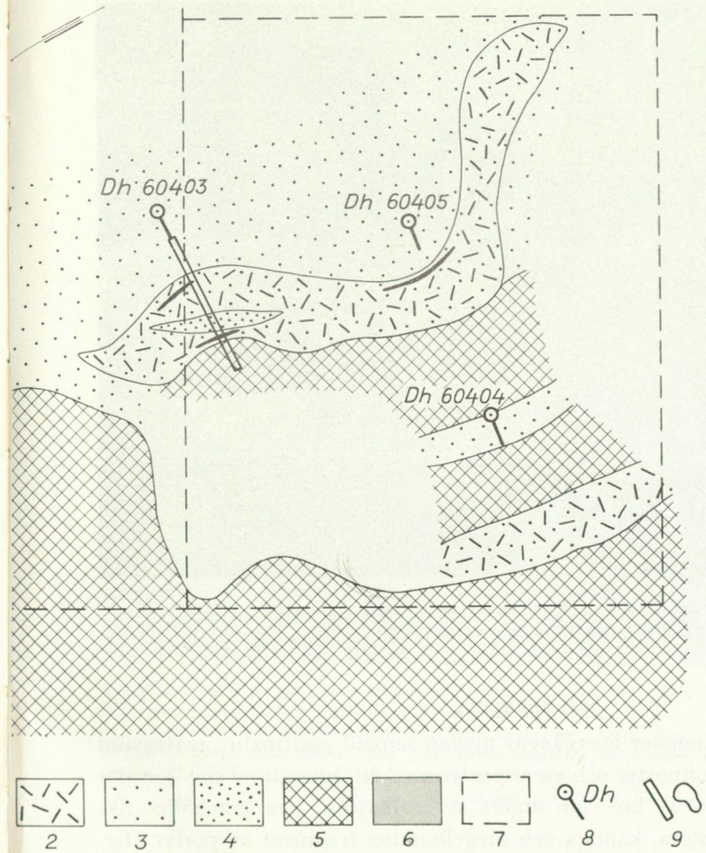
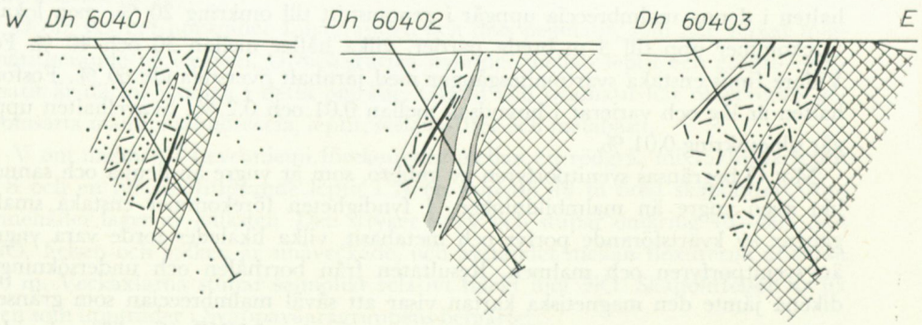


Fig. 77. Karta över Tansari järnmalmsfyndighet.
Sketch map of the iron ore deposit at Tansari.

Teckenförklaring:
1. svartmalm, 2. malmbreccia, 3. syenitporfyr, 4. kvartsförande porfyr, 5. gabbro, 6. metabasit, 7. utmålsgräns, 8. borrhål, 9. undersökningsdike, häll.
Legend:
1. magnetite ore, 2. ore breccia, 3. syenite-porphyry, 4. quartz-bearing porphyry, 5. gabbro, 6. metabasite, 7. boundary of claim, 8. drill-hole, 9. prospecting trench, outcrop.



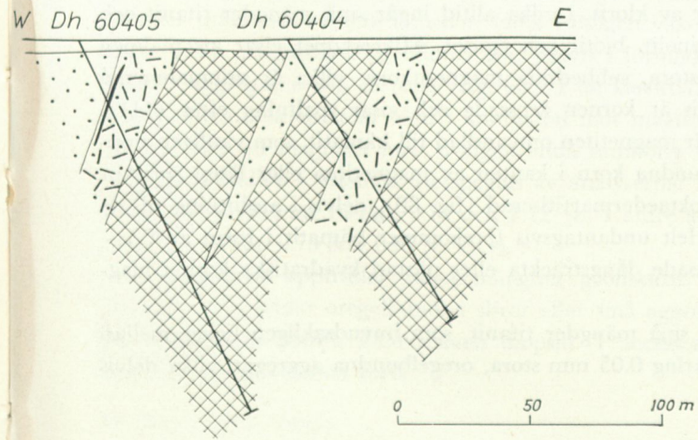


Fig. 78. Borrhål genom Tansari järnmalmsfyndighet.
Drill-holes through the iron ore deposit at Tansari.

Fig. 79. Svartmalm med fragment av syenitporfyr. Tansari.
Magnetite ore with inclusions of syenite-porphyry. Tansari.

MALMBRECCIA

I malmbreccian förekommer övergångar mellan samlad svartmalm, svartmalm med brottstycken av syenitporfyr och syenitporfyr med ett ådernät av smala svartmalmssliror. Huvuddelen av breccian utgörs av svartmalm, som innehåller rikligt med upp till 3 dm stora, kantiga och oregelbundna fragment av porfyr (fig. 79). Gränsen mellan malmen och porfyren är skarp. Porfyren i breccian är något omvandlad och för små mängder av amfibol, epidot och diopsid.

Svartmalmen är finkornig och vanligen svagt krossad. Den genomsätts av smala sliror och sprickfyllnader av klorit, i vilka alltid ingår små mängder titanit och mindre ofta tremolit-aktinolit, biotit och epidot. Mikroskopet visar att malmen består av 0.1—0.2 mm stora, subhedrala magnetitkorn, vilka är sammanvuxna med enkla fogar. Ställvis är kornen krossade och visar spaltning efter (111). I helt ringa omfattning är magnetiten omvandlad till hämatit, som vanligen uppträder som små, oregelbundna korn i kanten av magnetiten eller längs sprickor i denna. Vidare är den oktaedermartitiserad (fig. 80), delvis i anslutning till de kloritfyllda sprickorna. Helt undantagsvis förekommer hämatit i form av 0.1—0.2 mm stora, välavgränsade, långsträckta eller nästan kvadratiska korn i magnetiten.

I malmen ingår alltid små mängder titanit, som huvudsakligen ligger mellan magnetitkornen som omkring 0.05 mm stora, oregelbundna aggregat, vilka delvis

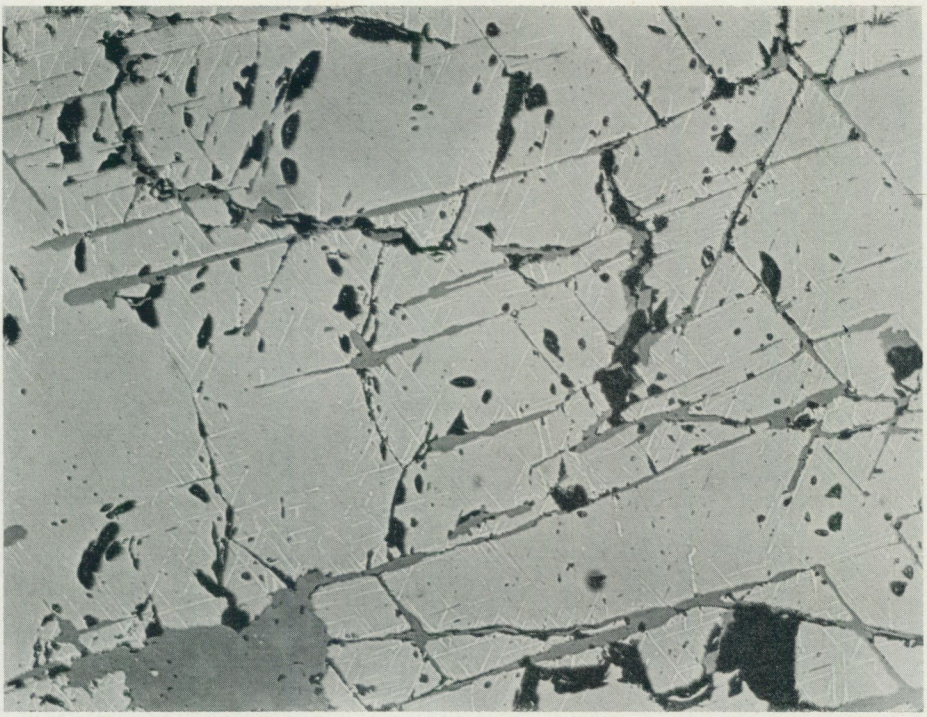


Fig. 80. Magnetit (grå) med titanit (mörkgrå; dels lameller, dels sliror; i nedre vänstra hörnet ett större aggregat) och hämatit (gråvita, smala lameller). Svart = håligheter i provet. Tansari, borrhål 60403, 36.2 m. Polerprov. Vanl. ljus, × 185.

Magnetite (grey) with sphene (dark grey; partly lamellae, partly veins; in the lower left corner a large aggregate) and hematite (grey white, thin lamellae). Black = cavities in the sample. Tansari, drill-hole 60403, 36.2 m. Polished section. Ord. light, × 185.

bildar anhopningar eller samlar sig till smala, genomsättande sliror. Vidare förekommer titanit som tunna lameller, vilka vanligen växer i magnetitens spaltytor efter (111). Titaniten i lamellerna står delvis i förbindelse med den, som uppträder i aggregaten och slirorna (fig. 80). I de kloritfyllda sprickfyllnaderna bildar titaniten ofta en smal bård i kontakten mot magnetiten. Titanit är sålunda alltid senare än magnetit men troligen ändå samhörig med denna. Den relativt höga titanithalten i malmen återspeglas av analyserna. Av tabell 28 framgår att TiO_2-halten varierar mellan 0.74 och 1.12 %. I äldre analyser (Petersson 1908) redovisas mellan 0.75 och 1.46 % TiO_2.

I magnetiten uppträder ringa mängder grönskarn, huvudsakligen tremolit-aktinolit, som bildar oregelbundna sliror eller små aggregat. Dessutom ingår något epidot och titanit, ibland även diopsid. I accessoriska mängder föreligger apatit som separata små korn.

Tabell 28. Kemisk sammansättning av malmbreccia, Tansari, borrhål 60403
Vikt %

Chemical composition of ore breccia, Tansari, drill-hole 60403. Weight %

Djup i meter *Depth in meters*	35.90—37.00	37.00—38.50	55.00—56.35
Fe_3O_4	56.72	26.33	66.01
Fe_2O_3	2.97	4.12	1.23
SiO_2	23.3	42.9	19.1
MnO	0.06	0.04	0.06
CaO	4.27	4.86	3.58
MgO	2.50	3.93	2.54
P_2O_5	0.48	0.17	0.03
Al_2O_3	5.01	9.59	3.64
TiO_2	0.85	0.74	1.12
V_2O_5	0.18	0.11	0.22
Na_2O	1.54	3.78	1.11
K_2O	0.62	0.95	0.34
F	0.05	—	—
Cl	0.08	0.05	0.04
CO_2	0.32	0.54	0.35
S	0.01	0.01	0.01
Fe	43.12	21.93	48.62
Fe^{2+}	13.68	6.35	15.92
P	0.21	0.07	0.01
Mn	0.05	0.03	0.05
S	0.01	0.01	0.01

Analyserna är utförda av LKAB:s laboratorium i Kiruna

SYENITPORFYR

Syenitporfyren, i vilken svartmalmsmineraliseringen i Tansari uppträder, utgörs av en ljusgrå till ljust gröngrå, massformig eller undantagsvis förskiffrad bergart, som håller sparsamt med 0.5—6 mm stora, list- eller tavelformade, stundom kvadratiska strökorn av röd fältspat. Mikroskopet visar att strökornen, som vanligen är något brutna och krossade, består av frisk eller svagt grumlig albit med inneslutningar av epidot, tremolit-aktinolit och magnetit. En del av strökornen bildar tvillingar efter albitlagen, som ofta är ofullständigt utbildade. Vidare förekommer sparsamt med Karlsbadtvillingar. Rätt vanligt är att albiten helt saknar tvillingar och att den är uppdelad i små fält med växlande och ibland undulös utsläckning.

Mellanmassan mellan strökornen har en kornstorlek av 0.05 mm och består till större delen av albit i form av oregelbundna korn med vindlande fogar. En del korn uppvisar dock antydan till listform. Albit- och Karlsbadtvillingar förekommer sporadiskt. Mellan albitkornen uppträder underordnat en ljusgrön, svagt pleokroitisk tremolit-aktinolit, för vilken utsläckningsvinkeln c : γ är cirka 17—18° Ibland ingår 0.01—0.03 mm stora, oregelbundna korn av kvarts i liten mängd. Accessoriskt uppträder magnetit, titanit och mikroklin. Sistnämnda mineral förekommer endast i något enstaka prov och ersätter då albiten i mellanmassan.

Tabell 29. Analys 31. Syenitporfyr, Tansari, borrhål 60402, 22.6 m

Syenite-porphyry, Tansari, drill-hole 60402, 22.6 m

Analytiker: V. Grundulis

	Vikt%	Katjon%	Kata-ekvivalentnorm		Nigglivärden	
SiO_2	63.4	58.6	Q	9.2	si	210
TiO_2	0.24	0.2	Or	3.0	al	25.8
Al_2O_3	13.3	14.5	Ab	56.4	fm	37.1
Fe_2O_3	1.93	1.3	An	6.5	c	15.9
FeO	3.24	2.5	Wo	6.3	alk	21.2
MnO	0.11	0.1	En	12.9	k	0.05
MgO	4.7	6.5	Hy	3.3	mg	0.63
CaO	4.5	4.4	Mt	2.0	ω	0.35
BaO	0.01	—	Ilm	0.4	qz	25.2
Na_2O	6.3	11.3		100.0	t	— 11.3
K_2O	0.5	0.6				
P_2O_5	0.02					
H_2O+	1.7					
H_2O-	0.25					
F	0.02					
Cl	0.01					
CO_2	0.11					
S	0.01					
	100.35					
—O=F,Cl	0.01					
	100.34	100.0				

Mineralsammansättning

Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
Albit	Tremolit-aktinolit, kvarts	Magnetit, titanit, epidot, kalcit

I anslutning till järnmalmsmineraliseringen är porfyren mestadels något omvandlad och innehåller tremolit-aktinolit, epidot och mindre ofta diopsid jämte små mängder titanit och magnetit, dels som en jämn impregnation, dels som mm-breda, oregelbundna, breccierande sliror. Vidare uppträder sprickfyllnader med klorit och titanit lika de som genomsätter svartmalmen.

I mellersta delen av fyndigheten förekommer däremot i porfyren omvandlingar, vilka icke är förknippade med malmbildningen utan torde stå i relation till den förkastning, som Ö om fyndigheten går fram längs med Liukattijoki. Samma förhållande gäller även den syenitporfyr, som anstår SSV om fyndigheten intill Liukattijoki. Porfyren är i dessa områden ställvis kraftigt krossad och mylonitiserad och uppvisar en blekröd eller stundom nästan vit färg. Den genomsätts rikligt av smala sliror av karbonat (kalcit och ankerit) och kvarts. Vidare förekommer ibland stilbit, vilken till en del uppträder i små hålrum.

NÖ om fyndigheten, intill Tansarijoki, förekommer en porfyr, som närmast är att jämföra med de albitofyrer, vilka bildar inlagringar i albitporfyriten i nord-

västra delen av Svappavaarafältet (s. 32). Det rör sig här om en mörk, svagt krossad, magnetitrik porfyr med 1—2 mm stora, brunfärgade, något diffust avgränsade fältspatströkorn. Ställvis är bergarten skapolitfläckig. I de blottningar, som ligger närmast Liukattijoki, är porfyren rik på röda fältspatsliror.

Syenitporfyrens kemiska sammansättning återges i tabell 29. Avsatt i QLM-diagrammet i fig. 3 faller analysens projektionspunkt något utanför det fält, som de syenitporfyriska inlagringarna i leptiterna i Gruvberget och Leveäniemi intar. Av fig. 2 framgår dock att vad gäller fördelningen av kalcium, natrium och kalium i fältspaten ansluter sig porfyren nära till dessa syenitporfyrer. Tabell 1 visar att halterna av spårelementen vanadin, krom, kobolt och nickel är desamma som för övriga bergarter av syenitporfyrisk sammansättning i Svappavaarafältet.

KVARTSFÖRANDE PORFYR

I den mellersta delen av fyndigheten uppträder enstaka, mellan 4 och 8 m breda gångar av kvartsförande porfyr, som uppvisar skarpa kontakter mot omgivande malmbreccia och syenitporfyr. Att porfyren uppfattas som en gångformig bildning beror på att den är fri från svartmalmssliror, och det är därför sannolikt att den är yngre än syenitporfyren och malmbildningen. Om riktningen och sidostupningen av dessa gångar äger man föga kännedom. I det nordligaste undersökningsdiket har påträffats en kvartsförande porfyr, vilken troligen är samhörig med den, som finns i det intill liggande borrhålet (60403). Detta visar att porfyren i föreliggande fall stupar brant mot V och följer stupningen av de övriga bergarterna.

En kvartsförande porfyr har vidare påträffats NÖ om fyndigheten, på bägge sidor av Liukattijoki. Blottningarna visar att porfyren har en bredd på närmare 100 m och en längd på inemot 1 km. Mot V begränsas den av syenitporfyr och i Ö troligen av gabbro och Linagranit. Kontakten mot omgivande bergarter är icke blottad. På grund av att porfyren är fri från järnmalm och litologiskt överensstämmande med den, som uppträder i fyndigheten, har även denna porfyr uppfattats som en gångformig bildning yngre än syenitporfyren.

Den kvartsförande porfyren utgörs av en blekröd, tät, massformig bergart, som innehåller 0.5—5 mm stora, ljusröda fältspatströkorn. Mörka mineral saknas så gott som helt. I ringa omfattning genomsätts porfyrgångarna i fyndigheten av 1—2 mm breda sliror av epidot, amfibol, klorit och något titanit. Vidare förekommer smala sliror av stilbit med något kvarts. Intill Liukattijoki är porfyren kraftigt krossad och innehåller sparsamt med sliror av kvarts, kalcit, klorit och biotit.

Mikroskopet visar en välutbildad porfyritisk textur. Fältspatströkornen bildar lister eller tavlor, vilka ibland korroderas av mellanmassan. De större strökornen består av flera mindre korn sammanvuxna med oregelbundna fogar. Strökornen, som ofta släcker undulöst, är krossade och genomdragna av smala sliror av klorit

Tabell 30. Analys 32. Kvartsförande porfyr, 700 m VNV om Syväjärvis nordspets

Quartz-bearing porphyry, 700 m WNW of the northern end of Syväjärvi

Analytiker: P. Ojanperä

	Vikt%	Katjon%	Kata-ekvivalentnorm		Nigglivärden	
SiO_2	74.79	69.50	Q	28.3	si	434
TiO_2	0.18	0.12	Or	16.2	al	46.5
Al_2O_3	13.57	14.90	Ab	52.0	fm	10.1
Fe_2O_3	1.64	1.15	An	0.2	c	0.6
FeO	0.22	0.17	C	1.2	alk	42.8
MnO	0.00	—	En	0.5	k	0.24
MgO	0.21	0.30	Hm	1.2	mg	0.18
CaO	0.10	0.10	Ilm	0.3	ω	0.87
Na_2O	5.76	10.41	Ap	0.1	qz	162.8
K_2O	2.74	3.26		100.0	t	3.2
P_2O_5	0.11	0.09				
H_2O+	0.46					
H_2O-	0.09					
CO_2	0.00					
	99.87	100.0				

Mineralsammansättning

albit (mikroklin)	60.5
kvarts	35.3
sericit	1.5
limonit	2.5
apatit	0.2
	100.0

och kalcit. De består till största delen av en svagt brun och grumlig albit, som för små mängder av mikroklin som tunna, snörformade inlagringar. Tvillingar förekommer sparsamt, vanligen då sådana efter albitlagen med smala, ofullständigt utbildade lameller. I liten omfattning förekommer strökorn av mikroklin, som har en randzon av albit. I något enstaka prov uppträder 0.2—0.5 mm stora, anhedrala strökorn av undulöst släckande kvarts.

Mellanmassan mellan strökornen uppbyggs av kvarts och albit i ungefär lika mängder. Ibland utgör dock kvartsen endast omkring en tredjedel av mellanmassan. Bägge mineral bildar 0.03 mm stora, oregelbundna korn sammanvuxna med helt regellösa fogar. Albiten föreligger dock i viss utsträckning som upp till 0.2 mm stora korn med antydan till listform. Ibland förekommer myrmekitiska sammanväxningar mellan kvarts och albit. Albiten innehåller i sådana fall rikligt med små mask- eller droppformiga kvartskorn. Undantagsvis ingår små mängder av mikroklin i mellanmassan. I övrigt för porfyren accessoriska mängder av titanit, zirkon, sericit, biotit, magnetit och apatit.

Den kemiska och mineralogiska sammansättningen av den kvartsförande porfyren intill Liukattijoki finns redovisad av Piispanen (1964) och återges i tabell 30. Läget av projektionspunkten av analysen i CaNaK-diagrammet i fig. 2 och

i QLM-diagrammet i fig. 3 visar att bergarten nära ansluter sig till de övriga kvartsförande porfyrerna i Norrbotten.

GABBRO

Syenitporfyren vid Tansari gränsar i Ö mot gabbro, som utgör en utlöpare från det massiv, som omsluter albitporfyriterna i V och S. Kontakten mellan gabbron och syenitporfyren, som endast iakttagits i borrhål, är alltid skarp och utan några särdrag. I ett borrhål innehåller gabbron intill kontakten upp till 1 dm stora fragment av porfyren. Gabbron är fri från svartmalmssliror. Dessa förhållanden antyder att gabbron är yngre än porfyren och malmbildningen.

Gabbron har utförligt behandlats i ett tidigare avsnitt (s. 71), varför här endast skall upprepas att den huvudsakligen består av andesin och hornblände och att den delvis är kraftigt tektoniserad och omvandlad. Den kemiska sammansättningen redovisas i tabell 12.

METABASIT

I mellersta delen av fyndigheten (se profilerna i fig. 78) förekommer i syenitporfyren upp till 6 m breda gångar av en gröngrå, svagt skiffrig, stundom amfibolslirig metabasit. Gränsen mot porfyren är skarp. Mikroskopet visar att metabasiten består av 0.2—0.5 mm stora, något korroderade skapolitkorn, vilka ligger i en mellanmassa av gräsgrönt hornblände och brungrön biotit. Delvis ingår även blekgrön klorit. Bergarten är närmast att jämföra med metabasiterna i Gruvberget och Leveäniemi. Den är troligen yngre än syenitporfyren och malmbildningen.

c. Järnmalmer i Svappavaaragruppen

ALPHA

Drygt 1 km SSÖ om Svappavaara by och 300 m V om Sahajärvi ligger Alpha järnmalmsfyndighet. Den upptäcktes 1898 som ett par smärre kompassdrag, på vilka 1899 utfördes tre diamantborrhål, varvid en svavelkisrik svartmalm påträffades (Petersson 1900). Under åren 1960—1963 neddrevs av Sveriges geologiska undersökning tre borrhål på malmen. Då blottningar saknas inom området, bygger nedanstående redogörelse på de från den sistnämnda borrningen erhållna resultaten.

Malmen stryker i ungefär NV—SÖ och har en påvisad längd av något över 200 m. Sidostupningen antas på grundval av de geofysiska mätningarna vara måttligt brant mot NÖ. Flera mellan 2 och 10 m breda lager av en grönskarnig och kisförande svartmalm, i vilken järnhalten varierar mellan 35 och 40 %, före-

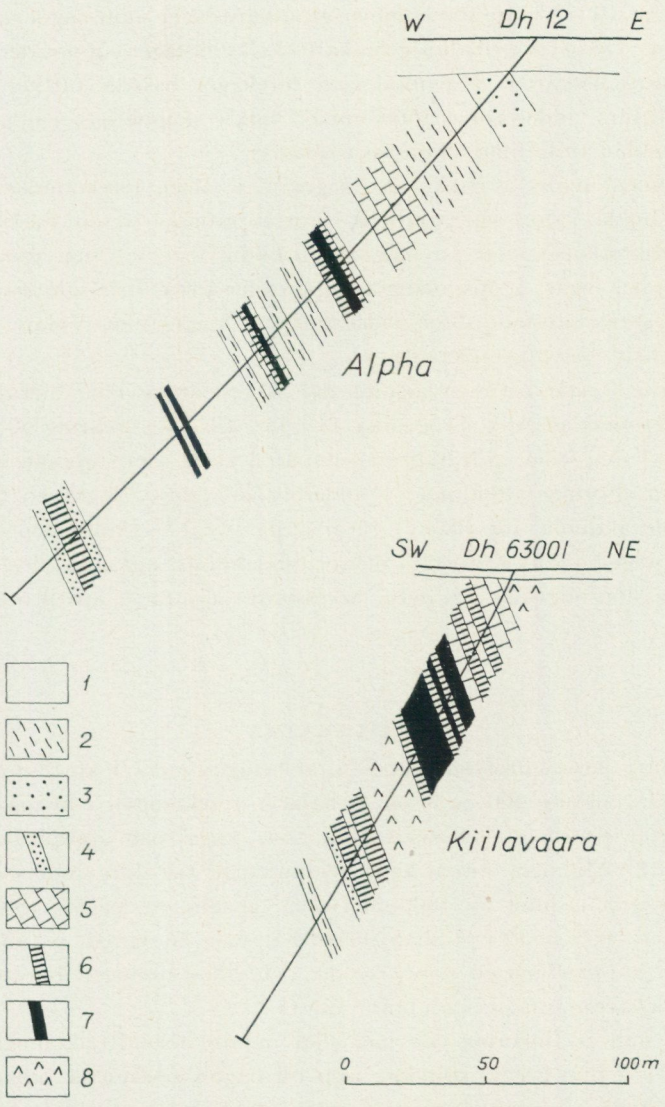


Fig. 81. Borrhål genom Alpha och Kiilavaara järnmalmsfyndigheter. Teckenförklaring: 1. basisk tuffit, 2. grafitförande skiffer, 3. skapolitfels, 4. jaspiskvartsit, 5. kalksten, 6. skarn, 7. svartmalm, 8. leukodiabas.

Drill-holes through the iron ore deposits at Alpha and Kiilavaara. Legend: 1. basic tuffite, 2. graphite-bearing schist, 3. scapolitefels, 4. jasper quarzite, 5. limestone, 6. skarn, 7. magnetite ore, 8. leucodiabase.

ligger. Fosforhalten uppgår till mellan 0.01 och 0.05 %. Svavelhalten varierar mellan 3 och 7 %.

Malmen, som mestadels uppträder i anslutning till kalksten vilken har en bredd av upp till 20 m, omges vanligen av ett grönskarn, vars bredd varierar mellan 2

och 20 m (fig. 81). Vidare förekommer grönskarnslager utan något samband med järnmalmen. Dessa svartmalms-grönskarns-kalkstenslager uppträder i Svappavaaragruppens bergarter. Huvudsakligen föreligger basiska tuffiter och grafitförande skiffrar. Underordnat förekommer vidare skapolitfels och jaspiskvartsit, den sistnämnda i anslutning till grönskarnslagren.

Svartmalmen utgörs av finkornig magnetit, i vilken förekommer rikligt med 1—10 mm breda, i stort sett parallella sliror av grönskarn, som ibland breccierar malmen. Mikroskopet visar att magnetiten bildar 0.1—0.2 mm stora korn med enkla och raka fogar. I små mängder uppträder pyrit, dels som små korn, dels som smala, genomsättande sliror, vilka omsluter magnetiten. Vidare förekommer kopparkis i helt obetydliga mängder.

Grönskarnet består till övervägande del av en färglös eller blekgrön diopsid, som karakteriseras av att c : γ är cirka 43—45° och 2Vγ omkring 60°. Mineralet bildar 0.5—1 mm stora, anfrätta, oregelbundna korn, som stundom uppvisar antydan till tavelformig utbildning. I underordnad mängd ingår en blekgrön till grön tremolit-aktinolit, för vilken c : γ är cirka 16—17°. Amfibolen omger diopsiden som oregelbundna aggregat. Vidare förekommer små mängder kalcit, brun och grumlig albit-oligoklas och pyrit. Accessoriskt uppträder apatit och kopparkis.

KIILAVAARA

I Kiilavaara järnmalmsfyndighet, som är belägen cirka 1 km SÖ om Svappavaara by och omkring 400 m N om Sahajärvi, förekommer i Svappavaaragruppens bergarter en 20 m bred svartmalm, som omges och uppsplittras av grönskarn (fig. 81). Malmen, som är känd genom ett flertal äldre undersökningsdiken (troligen grävda i slutet av 1800-talet) och genom ett av Sveriges geologiska undersökning 1963 neddrivet diamantborrhål, har en längd av minst 100 m. Strykningen är ungefärligen nord—sydlig, och sidostupningen har på grundval av geofysiska kartor antagits vara brant mot Ö.

Malmen, som är finkornig och mer eller mindre förskiffrad, innehåller sparsamt med 1—2 mm breda, stundom upp till någon centimeter breda, parallellt med förskiffringen orienterade sliror av grön amfibol. Eventuellt återspeglar denna skarnstrimmighet, som stupar 60—80° mot Ö, dessutom malmens egen sidostupning. Amfibol förekommer även rikligt i finfördelad form i malmen. Pyrit jämte något kopparkis uppträder sparsamt, dels som sliror, dels som en jämn impregnation. Järnhalten uppgår till mellan 30 och 35 %. Fosforhalten varierar mellan 0.02 och 0.05 % och svavelhalten uppgår till 1 à 2 %.

Mikroskopet visar att malmen uppbyggs av ett parallellstruerat aggregat av omkring 0.1 mm stora, i förskiffringsriktningen utdragna magnetitkorn. Något enstaka prov för helt obetydliga mängder av hämatit som mycket små sliror i magnetiten eller stundom längs oktaederplanen i denna. Den i malmen ingående

amfibolen, vilken föreligger som 0.1 mm stora stänglar, utgörs av en blekgrön tremolit-aktinolit. Ibland förekommer i liten mängd en ljusgrön biotit.

Grönskarnet, som åtföljer malmen och som bildar upp till ett par meter mäktiga lager, består av tremolit-aktinolit. Skarnet genomsätts av upp till 5 mm breda sliror av pyrit och något kopparkis. Det innehåller magnetit i små mängder, delvis som smala sliror. Undantagsvis ingår upp till någon decimeter breda inlagringar av ett skarn, som består av en finfjällig, (under mikroskopet) ljusbrun, troligen flogopitisk glimmer. I detta skarn förekommer upp till 1 cm stora, listformade korn av diopsid.

Malmen uppträder i anslutning till en ljusgrå, skarnförande kalksten, vilken även bildar smala inlagringar i malmen. I skarp kontakt med malmen liksom också med grönskarnet och kalkstenen förekommer såväl V som Ö om malmen upp till 40 m breda, amfibolsliriga leukodiabaser, vilka ibland innehåller något epidot och biotit. Av blottningarna framgår att dessa har en nord—sydlig strykning och att de följer en myrfylld sänka troligen representerande en förkastning, som från malmen går vidare mot N. Sidostupningen av leukodiabaserna är icke känd, och i fig. 81 har de antagits vara konforma med omgivande skarn och kalk.

KULLERI

Kulleri järnmalmsfyndighet, som är belägen cirka 3 km SÖ om Svappavaara by och drygt 1 km SÖ om Sahajärvi, är sedan slutet av 1800-talet känd som ett kompassdrag. Den övermättes geofysiskt av Sveriges geologiska undersökning i början av 1960-talet. Den magnetiska kartan visar en i NV—SÖ gående anomali, som emellertid är så obetydlig att några ytterligare undersökningar icke ansetts motiverade. Malmen är blottad i ett äldre undersökningsdike. Om också endast ofullständiga upplysningar kan inhämtas ur detta, visar blottningen att såväl mängden malm som järnhalten torde vara ringa. Malmen utgörs av en finkornig, något kisförande magnetit, som innehåller rikligt med grönskarn, dels som impregnation, dels som upp till någon centimeter breda, i stort sett parallella sliror. Mikroskopet visar en magnetit, som bildar 0.05—0.2 mm stora, subhedrala korn med enkla och raka sammanväxningsytor. Grönskarnet består av en färglös eller undantagsvis svagt grönfärgad tremolit-aktinolit i form av upp till 0.5 mm stora, oregelbundna korn. Kismineralen, vilka är senare än magnetiten, utgörs av pyrit och magnetkis jämte obetydliga mängder kopparkis. Accessoriskt förekommer apatit och små oregelbundna korn av hämatit. Malmen är delvis något vittrad och håller då limonit och icke närmare identifierbara vittringsmineral, vilka utgör omvandlingsprodukter av amfibolen. I en del prov visar amfibolen en begynnande omvandling, som åderformigt genomsätter mineralet.

Sidostenen är icke närmare känd. Malmen omges av upp till några decimeter breda lager av ett tremolit-aktinolit-skarn, i vilket ingår något magnetkis och pyrit. Vidare förekommer i blottningen en amfibolrik skapolitfels, som innehåller

upp till 0.5 cm stora aggregat av pyrit och magnetkis. NV om malmen anstår kalksten och det är därför sannolikt att den i likhet med malmerna i Alpha och Kiilavaara är associerad med denna bergart.

d. Järnmalm i biotitgnejs

KOIVUJÄRVI

Genom de geofysiska mätningar, som Sveriges geologiska undersökning utförde i början av 1940-talet och i slutet av 1950-talet, påvisades omkring 4 km S om Svappavaara by en magnetisk och elektrisk indikation, som har en längd av något över 1 km och stryker i VNV. Inom området för indikationen finns icke några blottningar. Indikationen undersöktes därför medelst två borrhål cirka 300 m N om Koivujärvi. Borrningarna visade att på en bredd av 40 m förekommer i en biotitgnejs tre lager av en grönskarnig och kisförande svartmalm med mäktigheter på upp till 4 m (fig. 82). Vidare påträffades några upp till ett par meter breda lager av ett kisförande grönskarn. Mot N begränsas biotitgnejsen av finkornig Linagranit. I den intill graniten liggande delen av gnejsen uppträder rikligt med smala pegmatitgångar bestående av grov kvarts och mikroklin. Av resultaten från borrningen att döma bör svartmalms-skarnlagren ha en tämligen flack stupning ej överstigande 50° mot S.

Svartmalmslagren är rika på grönskarn, och järnhalten uppgår därför till endast mellan 25 och 30 %. Fosforhalten varierar mellan 0.05 och 0.1 % och är sålunda något högre än i skarnjärnmalmerna Alpha och Kiilavaara. Svavelhalten är relativt hög; analyserna visar mellan 1 och 5 %. Kopparhalten växlar mellan 0.06 och 0.4 %.

Svartmalmen, som består av omkring 0.2 mm stora korn av magnetit med enkla och raka fogar, innehåller rikligt med skarnmineral, dels som 1—2 mm stora, fläckartade aggregat, dels som smala sliror. Accessoriskt uppträder i magnetiten 0.5 mm stora korn av apatit.

Skarnet i såväl de enskilda lagren som malmen består av hornblände och diopsid. Stundom ingår även något biotit och obetydligt med epidot. Hornbländet karakteriseras av att γ är kraftigt grön, $\beta = \alpha$ grönbruna och c : γ cirka 20—22°. Diopsiden har under mikroskopet en svagt grön färg och visar så gott som ingen pleokroism, vidare är c : γ cirka 43—45° och $2V\gamma$ omkring 60°. Diopsiden omges vanligen av hornbländet och ligger som en rest i detta.

Malmen och skarnet genomsätts av smala sliror av pyrit, i vilka stundom ingår något magnetkis och obetydligt med kopparkis.

Lagren av svartmalm och grönskarn uppvisar skarpa kontakter mot omgivande biotitgnejs, som utgörs av en grå, finkornig, delvis bandad och småveckad bergart, i vilken centimeterbreda ljusare och mörkare skikt växellagrar. Ställvis förekommer i gnejsen smala skikt av grön amfibol och i sällsynta fall vidare upp till någon decimeter mäktiga partier, som innehåller omkring 1 cm stora, rödbruna

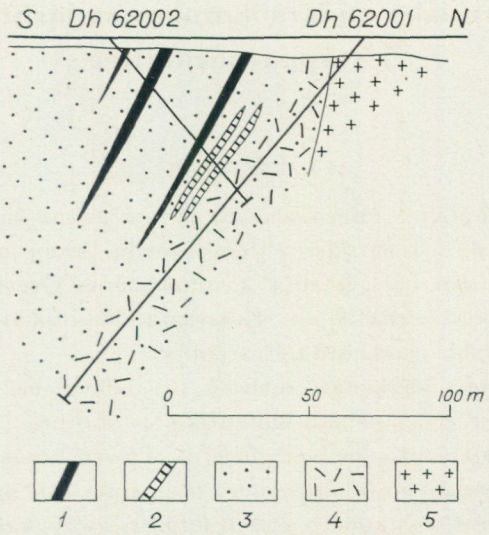


Fig. 82. Borrhål genom Koivujärvi järnmalmsfyndighet. Teckenförklaring: 1. svartmalm, 2. skarn, 3. biotitgnejs, 4. pegmatit, 5. Linagranit.
Drill-holes through the iron ore deposit at Koivujärvi. Legend: 1. magnetite ore, 2. skarn, 3. biotite gneiss, 4. pegmatite, 5. Lina granite.

granater. Mikroskopet visar att gnejsen vad sammansättningen beträffar är lik de övriga biotitgnejserna i Svappavaarafältet. Texturen är lepidoblastisk, och kornstorleken varierar mellan 0.1 och 0.5 mm. Tobaksbrun biotit och undulöst släckande kvarts dominerar, och i underordnad mängd ingår frisk oligoklas med 25 % An (universalbordsbestämning). Accessoriskt uppträder turmalin, apatit, zirkon, järnoxid och mikroklin.

XI. Geokemiska undersökningar av järnmalmerna i Svappavaarafältet

1. Inledning

De i Svappavaarafältet förekommande järnmalmerna har undersökts geokemiskt ifråga om de s. k. ferriderna titan, vanadin, krom, mangan, kobolt och nickel. Undersökningen har omfattat apatitmalmerna Gruvberget, Leveäniemi och Tansari, skarnmalmerna Alpha, Kiilavaara, Koivujärvi och Kulleri samt den metasomatiskt bildade malmen i Ainasjärvi.

Det material, som underkastats analytisk behandling, har huvudsakligen utgjorts av borrkärnor och i mindre omfattning av stuffprov av de olika malmtyper, som är karakteristiska för fyndigheterna. Proven krossades och finpulveriserades, varefter flertalet prov separerades magnetiskt och med hjälp av tunga vätskor. Avsikten med separationen, vilken utfördes av A. Aaremäe, var en uppdelning i en järnoxidfas bestående av magnetit eller hämatit och en gångartsfas bestående dels av sidostenen, dels av i malmen ingående mineral, huvudsakligen apatit, kalcit, kvarts och skarnmineral. Då inga mera vittgående slutsatser dragits rörande fördelningen av ferriderna mellan järnoxiderna och gångarten, har i den följande texten gångartens sammansättning icke redovisats. Bägge faser analyserades; men i en del prov har dock gångarten icke analyserats, då det icke alltid varit möjligt att helt befria den från järnoxid. Detta har huvudsakligen gällt ifråga om de prov, som innehåller hämatit. Vidare har i ett mindre antal prov icke någon separering utförts, och analysen omfattar då såväl järnoxidfasen som gångartsfasen.

De analytiska bestämningarna har utförts medelst spektralanalys. I de separerade proven undersöktes förutom ferriderna även i vilka mängder kisel, aluminium, kalcium och magnesium ingår, varigenom för järnoxidfasen erhölls en kontroll av renheten på denna. Analysfelet för bestämningarna redovisas i tabell 31.

Analysresultaten är sammanställda i tabell 32 och är grupperade efter fyndighet och malmtyp. För vanadin, krom, kobolt och nickel är halterna angivna i p.p.m. (g/ton), för övriga element i viktprocent. Vad renhetsgraden i järnoxidfasen beträffar, måste den mestadels anses vara tillfredsställande. Av tabellen framgår att de flesta analyser av järnoxiderna har gett mindre än 0.7 % SiO_2, 0.3 % Al_2O_3, 0.8 % CaO och 0.3 % MgO. I en del prov av malmbreccia, blodsten och skarnmalm, där intima sammanväxningar mellan järnoxiderna och gångartsmineralen finns, har någon fullständig separation dock icke kunnat utföras, vilket visas av de något högre halterna av dessa element.

Ett studium av tabellen visar att det föreligger väsentliga skillnader i ferridhalterna dels mellan apatitmalmer, skarnmalmer och metasomatiskt bildade malmer, dels mellan magnetit och hämatit. Antalet prov av skarnmalmer och meta-

Tabell 31. Analysfelet i de spektrokemiska bestämningarna av V, Cr, Co, Ni, TiO_2, MnO, SiO_2, Al_2O_3, CaO och MgO

Analytical errors of the spectrochemical determinations of V, Cr, Co, Ni, TiO_2, MnO, SiO_2, Al_2O_3, CaO and MgO

Element *Element*	Halter *Values*	Absolut fel *Absolute error*	Relativt fel *Relative error*
V	< 200 p.p.m. > 200 p.p.m.	± 20 p.p.m.	± 10 %
Cr	< 200 p.p.m. > 200 p.p.m.	± 20 p.p.m.	± 10 %
Co	< 100 p.p.m. > 100 p.p.m.	± 10 p.p.m.	± 10 %
Ni	< 50 p.p.m. > 50 p.p.m.	± 10 p.p.m.	± 10 %
TiO_2	< 0.05 % > 0.05 %	± 0.005 %	± 25 %
MnO	< 0.05 % > 0.05 %	± 0.005 %	± 20 %
SiO_2	< 0.2 % > 0.2 %	± 0.02 %	± 10 %
Al_2O_3	< 0.2 % > 0.2 %	± 0.02 %	± 10 %
CaO	< 0.05 % > 0.05 %	± 0.01 %	± 20 %
MgO	< 0.05 % > 0.05 %	± 0.005 %	± 10 %

somatiskt bildade malmer (Ainasjärvi) är litet jämfört med antalet prov av apatitmalmer men torde dock medge att vissa slutsatser rörande ferridhalterna i dessa malmtyper kan dras. I de nedanstående tabellerna över fördelningen av de olika elementen har endast de separerade proven medtagits.

Järnmalmerna i Norrbottens län har vad beträffar spårelement tidigare undersökts av Landergren (1948). I detta arbete meddelas värden för apatitmalmerna, medan de geokemiska förhållandena i skarnmalmerna icke berörs. Som jämförelse anförs därför i tabell 33 ferridhalterna i 13 prov av magnetit från Stora Sahavaara i Kaunisvaarafältet. Nämnda fyndighet utgör en typisk representant för skarnmalmerna (s. 235). Mineralsepareringen har utförts av Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolags anrikningslaboratorium i Malmberget, och analysarbetet av laboratoriet vid Sveriges geologiska undersökning.

Tabell 32. Halterna av vissa element i järnmalmerna i Svappavaarafältet

The content of some elements in the iron ores of the Svappavaara area

Analytiker: B. Rajandi

Malmtyp *Type of ore*		Prov *Sample*	p.p.m. V	Cr	Co	Ni	Co:Ni	Vikt% *Weight%* TiO_2	MnO	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO
Huvudmalmen:						Gruvberget							
svartmalm, 55.0 % Fe	magnetit	P 440	600	< 10	110	220	0.5	< 0.01	> 0.30	0.20	0.10	1.4	0.49
2.23 % P	gångart	P 440	50	< 10	< 10	< 10		< 0.01	0.09	> 3.0	> 1.0	> 3.0	1.0
svartmalm, 61.1 % Fe	magnetit	P 441	700	< 10	130	210	0.6	0.04	> 0.30	0.10	0.15	1.0	0.58
1.11 % P	gångart	P 441	100	< 10	< 10	< 10		0.04	0.15	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm-blodsten (övergångszonen)	magnetit	P 442	350	< 10	100	360	0.3	< 0.01	0.23	0.30	0.05	0.25	0.13
57.4 % Fe	hämatit	P 442	600	< 10	< 10	< 10		< 0.01	0.27	> 3.0	0.25	> 3.0	0.25
0.57 % P	gångart	P 442	150	< 10	< 10	< 10		< 0.01	> 0.30	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
blodsten, 62.9 % Fe 0.60 % P	hämatit	P 436	350	< 10	30	< 10	(> 3.0)	< 0.01	< 0.01	0.35	0.05	0.75	0.07
blodsten, 62.6 % Fe 0.71 % P	hämatit	P 437	400	< 10	40	< 10	(> 4.0)	< 0.01	< 0.01	< 0.05	0.05	0.85	0.04
fragmentförande blodsten, 54.5 % Fe	hämatit	P 432	500	< 10	40	10	4.0	0.03	< 0.01	0.45	0.20	0.35	0.20
0.60 % P	gångart	P 432	200	< 10	20	120	0.2	0.10	0.25	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
fragmentförande blodsten, 55.2 % Fe 0.49 % P	hämatit	P 433	550	< 10	40	40	1.0	0.04	< 0.01	0.50	0.15	0.50	0.21
vittrad blodsten, 68.2 % Fe 0.002 % P	hämatit	P 434	350	< 10	40	< 10	(> 4.0)	< 0.01	< 0.01	0.35	0.20	< 0.05	0.02
vittrad blodsten, 68.8 % Fe 0.008 % P	hämatit	P 435	400	< 10	40	< 10	(> 4.0)	0.03	< 0.01	0.15	0.15	< 0.05	0.01

Malmbreccia:													
svartmalm	magnetit	P 439	950	< 10	140	160	0.9	0.10	> 0.30	0.65	0.20	0.65	0.20
	gångart	P 439	300	< 10	30	20	1.5	0.50	> 0.30	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
blodsten, 43.7 % Fe 0.85 % P	hämatit	P 438	200	< 10	130	250	0.5	0.13	> 0.30	1.2	0.50	0.40	0.50
I basisk leptit:													
svartmalm, 51.9 % Fe 0.12 % P	magnetit	P 444	1 300	< 10	120	210	0.6	0.10	0.07	0.25	0.10	0.10	0.16
	gångart	P 444	50	< 10	40	80	0.5	0.10	0.19	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
blodsten 56.6 % Fe 0.46 % P	hämatit	P 443	800	< 10	50	< 10	(> 5.0)	0.09	< 0.01	0.65	0.50	0.20	0.14
	gångart	P 443	< 50	< 10	30	50	0.6	< 0.01	0.12	> 3.0	> 1.0	> 3.0	1.5
						Leveäniemi							
svartmalm (i gångar), apatitrik	magnetit	P 718	1 050	< 10	110	230	0.5	0.08	0.05	0.45	0.30	0.10	0.08
	gångart	P 718	150	< 10	< 10	20	(< 0.5)	0.05	0.05	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm, 66.9 % Fe 0.76 % P	magnetit	P 719	1 000	< 10	140	230	0.6	0.05	0.04	0.20	0.30	1.5	0.35
	gångart	P 719	100	< 10	< 10	20	(< 0.5)	< 0.01	0.06	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm, 66.3 % Fe 0.018 % P	magnetit	P 720	> 1 500	< 10	120	200	0.6	0.22	0.09	0.20	0.60	0.10	0.25
	gångart	P 720	650	< 10	120	110	1.1	0.75	> 0.30	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
blodsten, 57.7 % Fe 0.90 % P	hämatit	P 721	1 150	< 10	< 10	< 10		0.05	< 0.01	0.20	0.10	1.5	0.05
hämatitomvandlad svartmalm, 67.4 % Fe 0.040 % P	hämatit	P 722	1 500	< 10	70	300	0.2	0.56	0.12	0.80	0.55	1.1	0.20
						Tansari							
svartmalm, 41.0 % Fe, 0.22 % P	magnetit	P 428	1 200	< 10	120	170	0.7	0.19	0.04	0.20	0.10	0.15	0.03
	gångart	P 428	600	< 10	20	40	0.5	> 1.0	0.10	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm, 18.6 % Fe 0.028 % P	magnetit	P 429	> 1 500	< 10	140	210	0.7	0.89	0.08	1.1	0.30	0.80	0.15
	gångart	P 429	300	< 10	30	50	0.6	> 1.0	0.14	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm, 45.7 % Fe 0.007 % P	magnetit	P 430	> 1 500	< 10	120	220	0.5	0.75	0.07	0.60	0.20	0.50	0.12
	gångart	P 430	> 1 500	< 10	30	60	0.5	> 1.0	0.11	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm, 68.9 % Fe 0.29 % P	magnetit	P 431	1 400	< 10	90	190	0.5	0.25	0.03	0.35	0.15	0.45	0.13
	gångart	P 431	350	< 10	20	50	0.4	> 1.0	0.08	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0

Tabell 32 (forts.) *Table 32 (continued)*

Malmtyp *Type of ore*		Prov *Sample*	p.p.m. V	Cr	Co	Ni	Co:Ni	Vikt% *Weight%* TiO_2	MnO	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO
						Alpha							
svartmalm, 43.8 % Fe 0.038 % P	magnetit	P 445	50	20	10	< 10	(> 1.0)	0.22	0.13	0.85	0.45	0.70	0.16
svartmalm	magnetit + gångart	P 1032	< 50	30	50	40	1.3	0.06	0.16				
						Kiilavaara							
svartmalm, 45.0 % Fe	magnetit	P 448	50	< 10	80	< 10	(> 8.0)	0.10	0.05	0.60	0.40	0.15	1.2
0.025 % P	gångart	P 448	< 50	< 10	90	< 10	(> 9.0)	0.02	0.08	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm	magnetit + gångart	P 1031	300	70	60	10	6.0	0.60	0.07				
						Koivujärvi							
svartmalm, 28.8 % Fe	magnetit	P 447	350	20	50	20	2.5	0.50	0.17	0.45	0.55	0.30	0.14
0.059 % P	gångart	P 447	150	< 10	150	110	1.4	> 1.0	> 0.30	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
						Kulleri							
svartmalm	magnetit	P 1012	> 1 500	< 10	20	< 10	(> 2.0)	0.30	0.07	2.0	0.60	0.10	> 2.0
	gångart	P 1012	100	< 10	40	20	2.0	> 1.0	0.20	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm	magnetit + gångart	P 1028	1 200	< 10	50	30	1.7	0.04	0.07				
svartmalm	magnetit + gångart	P 1029	1 100	< 10	70	40	1.8	0.40	0.07				
svartmalm	magnetit + gångart	P 1030	1 200	< 10	70	30	2.3	0.07	0.07				
						Ainasjärvi							
svartmalm, 25.8 % Fe	magnetit	P 723	500	130	60	170	0.4	0.30	0.06	3.0	> 1.0	0.35	0.20
0.052 % P	gångart	P 723	150	40	160	90	1.8	> 1.0	0.14	> 3.0	> 1.0	> 3.0	> 2.0
svartmalm	magnetit + gångart	P 1033	450	110	140	90	1.6	0.40	0.05				
blodsten, 30.7 % Fe 0.062 % P	hämatit	P 724	< 50	20	< 10	< 10		0.19	< 0.01	3.0	0.35	< 0.05	0.02

Tabell 33. Halterna av V, Cr, Co, Ni, MnO, TiO_2 och S i magnetit i Stora Sahavaara, Kaunisvaarafältet

The content of V, Cr, Co, Ni, MnO, TiO_2 and S in magnetite at Stora Sahavaara, Kaunisvaara area

Analytiker: B. Rajandi

Prov *Sample*	p.p.m.				Co:Ni	Vikt% *Weight%*		
	V	Cr	Co	Ni		TiO_2	MnO	S
P 815	< 50	< 10	60	20	3.0	< 0.01	0.04	0.03
P 816	< 50	< 10	50	30	1.7	< 0.01	0.10	2.35
P 817	50	30	190	20	9.5	0.10	0.12	2.60
P 818	< 50	< 10	150	30	5.0	< 0.01	0.13	2.10
P 819	200	20	140	80	1.8	0.03	0.10	2.43
P 820	150	< 10	60	30	2.0	0.02	0.05	0.23
P 821	100	< 10	20	80	0.3	0.08	0.07	0.25
P 822	< 50	40	60	70	0.9	0.20	> 0.30	0.08
P 823	150	< 10	40	30	1.3	0.08	0.13	0.17
P 824	50	30	190	50	3.8	0.06	0.06	2.72
P 825	< 50	30	< 10	30	(< 0.3)	0.05	0.20	0.60
P 826	50	70	190	40	4.8	0.25	0.10	3.46
P 827	50	< 10	80	20	4.0	< 0.01	0.05	0.05

2. Geokemiska bestämningar

Vanadin. Fördelningen av vanadinhalten i de olika malmtyperna i Svappavaarafältet framgår av tabell 34. Halten av detta element i apatitmalmerna uppgår i huvudsak till mellan 100 och 1 500 p.p.m., varvid magnetit i stort sett håller samma halter som hämatit. Gångarten håller lägre halter än järnoxidfasen. Tabell 32 visar att malmen i Gruvberget håller lägre vanadinhalter (200—1 300 p.p.m., vanligen 350—800 p.p.m.) än malmen i Leveäniemi (1 000—>1 500 p.p.m.) och Tansari (1 200—>1 500 p.p.m.). De relativt höga värdena i dessa malmer är i överensstämmelse med dem, som ingår i övriga apatitmalmer i Sverige. Sålunda uppger Landergren (1948) för de norrbottniska malmerna en halt av 200—2 300 p.p.m. (i huvudsak mellan 1 100 och 1 800 p.p.m.), och någon nämnvärd skillnad mellan magnetit och hämatit föreligger icke. I Grängesbergsfältet överstiger vanadinhalten 1 000 p.p.m.; enligt Landergren (1943) är medelvärdet för magnetitmalmerna 1 600 p.p.m. och för hämatitmalmerna 1 000 p.p.m.

I skarnmalmerna Alpha, Kiilavaara och Koivujärvi är vanadinhalterna lägre än i apatitmalmerna. Av tabell 32 framgår att magnetit håller mellan 50 och 350 p.p.m. och oseparerad malm (magnetit+gångart) mellan < 50 och 300 p.p.m. Gångartens halt varierar mellan < 50 och 150 p.p.m. Dessa värden överensstämmer i stort sett med vanadinhalten i magnetiten i Stora Sahavaara. Av tabell 33 framgår att denna varierar mellan < 50 och 200 p.p.m. Landergren (1948) har visat att vanadinhalterna i de mellansvenska, icke apatitförande mal-

Tabell 34. Fördelningen av vanadin i Svappavaarafältets järnmalmer

Distribution of vanadium in the iron ores of the Svappavaara area

Klass	p.p.m.						N
	< 50	50—100	100—500	500—1 000	1 000—1 500	> 1 500	
				Apatitmalm *Apatite ore*			
magnetit			8	25	42	25	12
hämatit			46	36	9	9	11
gångart	7	15	57	14		7	14
				Skarnmalm *Skarn ore*			
magnetit		50	25			25	4
gångart	33		67				3
				Metasomatisk malm *Metasomatic ore*			
magnetit				100			1
hämatit	100						1
gångart			100				1

merna (kvartsbandade malmer, skarnmalmer och kalkmalmer) är låga; i huvudsak håller magnetiten i dessa mindre än 10 p.p.m. och hämatiten mindre än 50 p.p.m.

Kulleri avviker helt från de övriga skarnmalmerna i Svappavaarafältet ifråga om vanadinhalten, trots att den vad de övriga ferriderna beträffar uppvisar likheter med dessa. Av tabell 32 framgår att magnetiten innehåller >1 500 p.p.m. I de oseparerade proven uppgår halterna till mellan 1 100 och 1 200 p.p.m.

Den metasomatiskt bildade malmen i Ainasjärvi intar ifråga om vanadinhalten i magnetit (500 p.p.m.) en mellanställning mellan apatitmalmerna och skarnmalmerna (med undantag för Kulleri) i Svappavaarafältet.

Krom. Av tabell 32 framgår att kromhalten i apatitmalmerna och i huvudsak även i skarnmalmerna är låg och understiger 10 p.p.m. I de sistnämnda är halterna delvis något högre. Sålunda håller magnetiten i Alpha och Koivujärvi 20 p.p.m., och i Alpha och Kiilavara uppgår halten i oseparerad malm (magnetit+gångart) till 30 respektive 70 p.p.m. Någon skillnad mellan järnoxidfasen och gångartsfasen föreligger icke. Om man frånser oolitmalmerna i Skåne är kromhalten överhuvudtaget låg i svenska järnmalmer. Landergren (1943, 1948) anger för de övriga norrbottniska apatitmalmerna och för apatitmalmen i Grängesberg halter mindre än 10 p.p.m. Samma låga värde uppvisar även huvuddelen av de icke apatitförande malmerna i Mellansverige. För ett fåtal fyndigheter uppgår dock halterna till mellan 10 och 100 p.p.m. Av tabell 33 framgår att magnetiten i skarnmalmen i Stora Sahavaara i huvudsak håller mindre än 10 p.p.m.

men att värdena delvis uppgår till 70 p.p.m. Därigenom visar skarnmalmerna i Svappavaarafältet likheter med denna fyndighet.

Med tanke på de genomgående låga kromhalterna i apatitmalmerna och skarnmalmerna i Svappavaarafältet är det anmärkningsvärt att såväl järnoxidfasen som gångarten i malmen i Ainasjärvi uppvisar relativt höga värden, vilket främst gäller magnetiten som håller 130 p.p.m. Sannolikt är att dessa högre halter sammanhänger med malmens metasomatiska bildningssätt. Krom förekommer i naturen huvudsakligen som kromit, vilken mestadels är bildad i ett tidigt skede i en magmatisk differentiation. I tidig-magmatiska järnmalmer ingår krom delvis med rätt höga halter. Sålunda anför Landergren (1948) att titanjärnmalmer håller över 1 000 p.p.m. — delvis upp till 5 500 p.p.m. Det finns emellertid ett flertal undersökningar, som visar att krom utgör en sen kristallisationsprodukt i en magmatisk differentiation (Sampson 1929, Bateman 1951) och att krom ingående dels i kromit, dels i silikater, kan bildas genom hydrotermala processer (Saksela 1923, Ross 1929, Eskola 1933, Ödman 1941, Vähätalo 1953). Man kan därför icke anse det uteslutet att den relativt höga kromhalten i magnetiten i Ainasjärvi kan bero på att även krom i små mängder tillförts genom de metasomatiska processer, som gett upphov till järnoxiderna.

Kobolt. Fördelningen av kobolthalten i de olika malmtyperna i Svappavaarafältet framgår av tabell 35. Halten av detta element i magnetit i apatitmalmerna uppgår till något över 100 p.p.m. (halterna varierar mellan 90 och 140 p.p.m),

Tabell 35. Fördelningen av kobolt i Svappavaarafältets järnmalmer

Distribution of cobalt in the iron ores of the Svappavaara area

Klass	p.p.m.					N
	< 20	20—50	50—100	100—150	> 150	
			Apatitmalm *Apatite ore*			
magnetit			8	92		12
hämatit	18	55	18	9		11
gångart	36	57		7		14
			Skarnmalm *Skarn ore*			
magnetit	25	25	50			4
gångart		33	33		33	3
			Metasomatisk malm *Metasomatic ore*			
magnetit			100			1
hämatit	100					1
gångart					100	1

medan den däremot i hämatit och gångart mestadels uppvisar något lägre värden (halterna för hämatit varierar mellan < 10 och 130 p.p.m. och för gångarten mellan < 10 och 120 p.p.m.). Av tabell 32 framgår att malmen i Gruvberget, Leveäniemi och Tansari uppvisar i stort sett samma halter. Av de värden, som lämnas av Landergren (1948), framgår att de övriga norrbottniska apatitmalmerna håller ungefär lika höga kobolthalter. Sålunda håller järnoxidfasen i dessa mellan 30 och 180 p.p.m. (i huvudsak mellan 100 och 140 p.p.m.), varvid magnetit och hämatit förhåller sig lika. Gångarten håller 10—400 p.p.m. (i huvudsak mellan 30 och 110 p.p.m.). I apatitmalmen i Grängesbergsfältet är däremot kobolthalten lägre. Enligt Landergren (1943) är medelvärdet för magnetit 50 p.p.m. och för hämatit 10 p.p.m.

I Svappavaarafältet avviker skarnmalmerna från apatitmalmerna genom att de har en lägre kobolthalt. Av tabell 32 framgår att i magnetiten ingår 10—80 p.p.m. Co. Gångarten visar en högre kobolthalt (40—150 p.p.m.) än järnoxidfasen. Även i detta avseende skiljer sig skarnjärnmalmerna från apatitmalmerna. I de icke apatitförande malmerna i Mellansverige är halten av kobolt något lägre än i Svappavaarafältets skarnmalmer. Enligt Landergren (1948) innehåller magnetit i huvudsak mindre än 10 p.p.m. och hämatit mestadels mellan 10 och 30 p.p.m. Däremot visar magnetiten i Stora Sahavaara delvis lika höga halter som apatitmalmerna. Ur tabell 33 framgår att flertalet prov visserligen håller mindre än 100 p.p.m. men att prov med relativt höga halter (140—190 p.p.m.) icke är ovanliga. Det bör emellertid påpekas att prov med höga halter även innehåller relativt rikligt med svavel (upp till 3.5 %; se tabell 33) vilket innebär att magnetiten icke helt kunnat separeras från den pyrit och magnetkis, som allmänt ingår i malmen. Sannolikt är att dessa sulfider är koboltförande, varigenom de höga halterna av detta element kan förklaras. Av samma orsak torde det förhållandet att gångarten i skarnmalmerna i Svappavaarafältet är något rikare på kobolt än magnetitfasen, bero på att i gångarten alltid ingår små mängder pyrit och magnetkis, vilka sannolikt även är koboltförande.

I magnetiten i Ainasjärvi ingår 60 p.p.m. Co, ett värde som närmare ansluter den till skarnmalmerna än apatitmalmerna. Det relativt höga värdet på 160 p.p.m. i gångarten i magnetiten torde i likhet med vad som ovan angetts för skarnmalmerna bero på att svartmalmen alltid för små mängder av pyrit.

Nickel. Fördelningen av nickelhalten i de olika malmtyperna i Svappavaarafältet framgår ur tabell 36. Halten av detta element i magnetit i apatitmalmerna uppgår vanligen till mellan 200 och 300 p.p.m. (halterna varierar mellan 160 och 360 p.p.m.), medan den däremot i hämatit och gångart mestadels visar lägre värden. Flertalet hämatitprov innehåller sålunda mindre än 10 p.p.m. Ni, men dessutom förekommer enstaka prov, i vilka ingår mellan 200 och 300 p.p.m. Gångarten innehåller huvudsakligen under 50 p.p.m. (halterna varierar mellan < 10 och 120 p.p.m.), och endast i något enstaka prov överstiger halterna detta värde. Av tabell 32 framgår att nickelhalterna i Gruvberget, Leveäniemi och

Tabell 36. Fördelningen av nickel i Svappavaarafältets järnmalmer

Distribution of nickel in the iron ores of the Svappavaara area

Klass	p.p.m.					N
	< 20	20—100	100—200	200—300	300—400	
			Apatitmalm *Apatite ore*			
magnetit			25	67	8	12
hämatit	73	9		9	9	11
gångart	22	64	14			14
			Skarnmalm *Skarn ore*			
magnetit	75	25				4
gångart	33	33	33			3
			Metasomatisk malm *Metasomatic ore*			
magnetit			100			1
hämatit	100					1
gångart		100				1

Tansari i stort sett är desamma. I de övriga norrbottniska apatitmalmerna möter man liknande halter. Landergren (1948) uppger att dessa innehåller 100—1 000 p.p.m. Ni (huvudsakligen 170—230 p.p.m.). Gångarten i nämnda malmer är något rikare på nickel än gångarten i malmerna i Svappavaarafältet. Enligt Landergren innehåller den förstnämnda 10—300 p.p.m. (huvudsakligen 90—140 p.p.m.). I apatitmalmerna i Grängesbergsfältet är nickelhalterna jämfört med Svappavaarafältets malmer och de övriga norrbottniska malmerna lägre. Enligt Landergren (1943) är medelvärdet för magnetit 70 p.p.m. och för hämatit 10 p.p.m.

Skarnjärnmalmerna i Svappavaarafältet avviker från apatitmalmerna genom sina låga nickelhalter, som uppgår till 20 p.p.m. i magnetit (och till 40 p.p.m. i prov av magnetit+gångart). De mellansvenska, icke apatitförande malmerna för i likhet med skarnmalmerna i Svappavaarafältet låga halter av detta element, Landergren (1948) uppger att magnetiten innehåller mindre än 10 p.p.m. och att hämatiten mestadels innehåller mindre än 30 p.p.m. Ni. I Stora Sahavaara ingår i magnetiten i huvudsak mellan 20 och 40 p.p.m. Ni, men delvis uppgår halterna till 80 p.p.m. (tabell 33).

Den relativt höga halten av nickel i magnetiten i Ainasjärvi (170 p.p.m.) visar att denna malm ansluter sig till apatitmalmerna i Svappavaarafältet och skiljer sig från skarnmalmerna.

Förhållandet kobolt: nickel. I tabell 32 redovisas förhållandet kobolt: nickel i flertalet prov. I de fall, där värdena för båda elementen ligger under mätkänsligheten hos spektrografen (< 10 p.p.m.), har givetvis icke någon kvot angetts.

Där för någotdera elementet halten är lägre än 10 p.p.m. har dock kvoten beräknats under angivande att det rör sig om ett minimi- eller maximivärde.

Av tabellen framgår att förhållandet kobolt: nickel i magnetit i apatitmalmerna i Svappavaarafältet varierar mellan 0.3 och 0.9, vanligen mellan 0.5 och 0.6. I hämatit är förhållandet mestadels > 3.0. Endast i ett fåtal prov uppgår kvoten till mellan 0.2 och 1.0. I gångarten varierar kvoten mellan 0.2 och 1.5, i huvudsak mellan 0.5 och 0.6. Värdena visar att i magnetiten och gångarten i apatitmalmerna har nickel anrikats i jämförelse med kobolt, medan i hämatit, genom dess obenägenhet att uppta nickel, skett en anrikning av kobolt.

I de övriga apatitmalmerna i Sverige har nickel anrikats i förhållande till kobolt. Sålunda uppger Landergren (1948) att Co: Ni-kvoten i de norrbottniska malmerna uppgår till 0.5 och i de mellansvenska malmerna till 0.4. Värdena avser såväl magnetit- som hämatitmalmer.

Co: Ni-förhållandet i skarnmalmerna i Svappavaarafältet uppgår till > 1.0—> 8.0. Dessa malmer avviker därigenom från apatitmalmerna. Även vad gångarten i skarnmalmerna beträffar är kvoten hög. Av tabell 32 framgår att den uppgår till mellan 1.4 och > 9.0. Landergren (1948) anger att Co: Ni-kvoten för de icke apatitförande malmerna i Mellansverige varierar mellan 1.2 och 1.6. Av tabell 33 framgår att Co: Ni-kvoten i magnetiten i Stora Sahavaara skarnmalm i huvudsak varierar mellan 0.9 och 5.0. För två prov uppgår den dock endast till 0.3.

I magnetiten i Ainasjärvi är Co: Ni-förhållandet 0.4 och i gångarten 1.8. Vad förhållandet mellan kobolt och nickel i magnetit beträffar, ansluter sig denna malm närmare till apatitmalmerna än skarnmalmerna.

Titan. I tabell 37 anges fördelningen av titan i de olika järnmalmstyperna i Svappavaarafältet. Av denna framgår att titanhalterna mestadels understiger 0.5 % TiO_2. I apatitmalmerna är halterna i magnetit, hämatit och gångart i stort sett lika. Den sistnämnda har dock delvis något högre halter. Mellan de olika fyndigheterna finns vissa skiljaktigheter. Tabell 32 visar att i Gruvberget ligger halterna i både järnoxiderna och gångarten i huvudsak under 0.1 % TiO_2. I Leveäniemi och Tansari är halterna i järnoxidfasen delvis av samma storleksordning som i Gruvberget. Delvis är de dock högre och uppgår, som i Tansari, till 0.89 % TiO_2. I gångarten i denna fyndighet är halterna större än 1 %, vilket sammanhänger med att titanit ingår relativt rikligt i malmen (s. 193). Titanhalterna i de övriga norrbottniska apatitmalmerna, vilka kommer att närmare beröras i ett följande avsnitt (s. 231), är av samma storleksordning som i apatitmalmerna i Svappavaarafältet.

Skarnmalmerna i Svappavaarafältet avviker icke nämnvärt från apatitmalmerna ifråga om titanhalten. Av tabell 32 framgår att denna uppgår till mellan 0.10 och 0.50 % TiO_2. I Stora Sahavaara innehåller magnetiten däremot lägre halter; enligt tabell 33 i huvudsak under 0.1 % och endast i ett prov upp till 0.25 %. För de mellansvenska, icke apatitförande järnmalmerna råder likartade förhål-

Tabell 37. Fördelningen av titan i Svappavaarafältets järnmalmer

Distribution of titanium in the iron ores of the Svappavaara area

Klass	Vikt% TiO_2 *Weight%*					N
	< 0.05	0.05—0.20	0.20—0.50	0.50—1.0	> 1.0	
			Apatitmalm *Apatite ore*			
magnetit	25	41	17	17		12
hämatit	64	27		9		11
gångart	36	21		14	29	14
			Skarnmalm *Skarn ore*			
magnetit		25	50	25		4
gångart	33				67	3
			Metasomatisk malm *Metasomatic ore*			
magnetit			100			1
hämatit		100				1
gångart					100	1

landen: Landergren (1948) anger värden, som i huvudsak understiger 0.085 % TiO_2 (omräknat värde).

Mangan. Fördelningen av manganhalten i de olika malmtyperna i Svappavaarafältet redovisas i tabell 38. Järnoxidfasen i apatitmalmerna innehåller i huvudsak mindre än 0.1 % MnO, och manganhalten är sålunda obetydlig. Av tabell 32 framgår dock att malmen i Gruvberget visar något högre halter. I såväl magnetiten som hämatiten förekommer halter överstigande 0.3 % MnO. I gångarten i samtliga apatitmalmer är MnO-halten vanligen lägre än 0.2 %. I en del prov finns dock halter större än 0.3 %. I de övriga norrbottniska apatitmalmerna är manganhalterna likaledes låga. Landergren (1948) uppger för järnoxidfasen 0.05—0.4 % MnO (huvudsakligen 0.05—0.1 % MnO; omräknande värden). I gångarten är halterna dock något högre och uppgår till 0.1—0.65 % MnO.

Såväl i skarnmalmerna som i malmen i Ainasjärvi är manganhalten av samma storleksordning som i apatitmalmerna. Av tabell 38 framgår att järnoxidfasen innehåller mindre än 0.2 % MnO och att halterna i gångarten delvis är större än 0.3 % MnO. Magnetiten i Stora Sahavaara uppvisar liknande värden. I huvudsak är halten lägre än 0.2 % MnO men når i ett prov över 0.3 %.

3. Sammanfattning

Det ovan redovisade undersökningsmaterialet rörande ferridhalterna i järnmalmerna i Svappavaarafältet är av begränsad omfattning, isynnerhet vad be-

Tabell 38. Fördelningen av mangan i Svappavaarafältets järnmalmer

Distribution of manganese in the iron ores of the Svappavaara area

Klass	Vikt% MnO *Weight%*					N
	< 0.05	0.05—0.10	0.10—0.20	0.20—0.30	> 0.30	
			Apatitmalm *Apatite ore*			
magnetit	25	42		8	25	12
hämatit	73		9	9	9	11
gångart		29	43	7	21	14
			Skarnmalm *Skarn ore*			
magnetit		50	50			4
gångart		33		33	33	3
			Metasomatisk malm *Metasomatic ore*			
magnetit		100				1
hämatit	100					1
gångart			100			1

träffar skarnmalmer och metasomatiskt bildade malmer. Trots detta torde dock vissa karakteristiska drag för de olika malmtyperna kunna utläsas.

De i tabell 32 angivna halterna av vanadin, krom, kobolt, nickel, titandioxid och manganoxid har för överskådlighetens skull sammanställts i tabell 39. Därvid har värdena för magnetit och hämatit sammanförts utan något hänsynstagande till att de ingår i olika malmtyper i fyndigheten. Vidare har gångartsvärdena utelämnats.

Av tabell 39 och av den framställning, som lämnats i det föregående, framgår att apatitmalmerna och skarnmalmerna i Svappavaarafältet visar olikheter vad beträffar ferridhalterna men att dessa inom de båda malmtyperna varierar endast i relativt ringa omfattning. Apatitmalmerna visar dock smärre olikheter i halterna beroende på om magnetit eller hämatit föreligger. Den metasomatiskt bildade malmen i Ainasjärvi intar ifråga om ferriderna ett mellanläge mellan apatitmalmer och skarnmalmer.

I apatitmalmerna (Gruvberget, Leveäniemi och Tansari) ingår krom, kobolt och nickel i ungefär lika mängder i de olika fyndigheterna. Däremot avviker Gruvberget från de övriga genom något lägre halter av vanadin och titan samt en något högre halt av mangan. Samtliga fyndigheter ansluter sig vad ferridhalterna beträffar till de övriga apatitmalmerna i Norrbotten.

Magnetit och hämatit i apatitmalmerna i Svappavaarafältet är varandra lika ifråga om halterna av vanadin, krom, titan och mangan, medan de däremot vad beträffar nickel och i någon mån kobolt uppvisar olikheter. Magnetiten inne-

Tabell 39. Halterna av V, Cr, Co, Ni, TiO_2 och MnO i magnetit och hämatit i järnmalmerna i Svappavaarafältet

The content of V, Cr, Co, Ni, TiO_2 and MnO in magnetite and hematite in the iron ores of the Svappavaara area

Fyndighet *Occurrence*		p.p.m.				Vikt% *Weight%*	
		V	Cr	Co	Ni	TiO_2	MnO
				Apatitmalm *Apatite ore*			
Gruvberget	magnetit	350—1 300	< 10	100—140	160—360	< 0.01—0.10	0.07—>0.30
»	hämatit	200—800	< 10	< 10—130	< 10—250	< 0.01—0.13	< 0.01—>0.30
Leveäniemi	magnetit	1 000—>1 500	< 10	110—140	200—230	0.05—0.22	0.04— 0.09
»	hämatit	1 150—1 500	< 10	< 10— 70	< 10—300	0.05—0.56	< 0.01— 0.12
Tansari	magnetit	1 200—>1 500	< 10	90—140	170—220	0.19—0.89	0.03— 0.08
				Skarnmalm *Skarn ore*			
Alpha	magnetit	50	20	10	< 10	0.22	0.13
Kiilavaara	magnetit	50	< 10	80	< 10	0.10	0.05
Koivujärvi	magnetit	350	20	50	20	0.50	0.17
Kulleri	magnetit	> 1 500	< 10	20	< 10	0.30	0.07
				Metasomatisk malm *Metasomatic ore*			
Ainasjärvi	magnetit	500	130	60	170	0.30	0.06
»	hämatit	< 50	20	< 10	< 10	0.19	< 0.01

håller sålunda i huvudsak mellan 200 och 300 p.p.m. Ni, medan hämatiten mestadels har mindre än 10 p.p.m. (jfr tabell 32). I några få analyser är dock nickelhalten av samma storleksordning som i magnetit. Skillnaden i kobolthalten är mindre markerad. I magnetiten ingår något högre halter (i huvudsak 100—150 p.p.m.) än i hämatiten (i huvudsak mindre än 50 p.p.m.). I någon enstaka hämatitanalys är dock kobolthalten densamma som i magnetiten. Att magnetiten innehåller högre halter av nickel och delvis även av kobolt än hämatiten är i överensstämmelse med de resultat, som redovisas av Hegemann & Albrecht (1954), vilka undersökt de geokemiska egenskaperna hos olika typer av järnmalm. Enligt dessa forskare upptar magnetit spårelement i större antal och i större mängder än hämatit, vilket anses bero på skiljaktiga kristallkemiska egenskaper hos de båda mineralen. I Svappavaarafältet föreligger dock endast avvikelser vad beträffar nickel- och kobolthalterna. Övriga undersökta spårelement ingår där i lika mängd i magnetit och hämatit.

I samband med beskrivningen av malmerna i fyndigheterna i Gruvberget och

Leveäniemi har framhållits att den hämatit, som ingår i fyndigheterna, bildats genom oxidation av magnetit. De i stort sett lika ferridhalterna i de bägge mineralen visar att dessa element, frånsett nickel och kobolt, icke nämnvärt förändrats i samband med omvandlingen. Nickel och kobolt har mestadels varit mindre benägna att ingå i hämatit, men i en del fall är dock halterna desamma som i magnetit.

Tidigare har beskrivits (s. 145) att den fragmentförande blodstenen i Gruvberget bildats genom att blodstenen i huvudmalmen tektoniserats och krossats, samt att den hämatit som förekommer i den fragmentförande blodstenens brottstycken och mellanmassa härrör från huvudmalmen. Den vittrade blodstenen anses ha uppkommit genom att blodstenen blivit utsatt för vittring, varvid gångartsmineralen utlakats och återstoden därigenom kommit att utgöras så gott som enbart av hämatit (s. 146). Man kan följaktligen förvänta att den hämatit, som ingår i dessa malmtyper, ifråga om spårelementsfördelningen icke bör skilja sig från blodstenen i huvudmalmen. Detta bekräftas av tabell 32. Enligt denna har hämatiten i de tre malmtyperna (blodsten, fragmentförande blodsten och vittrad blodsten) en vad ferriderna beträffar likartad sammansättning.

Mellan apatitmalmer och skarnmalmer föreligger olikheter ifråga om ferridhalterna i magnetiten. Av tabell 39 framgår att magnetiten i de förstnämnda visar en högre halt av kobolt och nickel än i skarnmalmerna. Vidare har kobolt och nickel anrikats olika i de båda malmtyperna. Förhållandet Co : Ni visar lägre värden i apatitmalmerna (0.3—0.9) än i skarnmalmerna ($>$ 1.0—$>$ 8.0), vilket innebär att nickel anrikats i apatitmalmerna och kobolt i skarnmalmerna. Skarnmalmerna med undantag av Kulleri håller lägre halter av vanadin än apatitmalmerna. I Kulleri är halterna av samma storleksordning som i apatitmalmerna. Krom ingår med låga halter ($<$ 10 p.p.m.) i apatitmalmer och skarnmalmer, men i de sistnämnda förekommer dock halter på upp till 20 p.p.m. i magnetitfasen.

Vad beträffar halterna av titan och mangan är dessa av ungefär samma storleksordning i båda malmtyperna. I apatitmalmerna synes dock halterna av nämnda element delvis uppgå till något högre värden än i skarnmalmerna.

Ferridhalterna i magnetit i skarnmalmerna i Svappavaarafältet och i skarnmalmen i Stora Sahavaara är i stort sett lika. Malmen i Kulleri avviker dock genom sina höga vanadinhalter. Vidare är kobolt- och nickelhalterna något högre i Stora Sahavaara, isynnerhet kobolthalterna. Däremot är förhållandet mellan de båda elementen samma som i magnetiten i skarnmalmerna i Svappavaarafältet.

Ifråga om spårelementsfördelningen intar malmen i Ainasjärvi ett mellanläge mellan apatitmalmerna och skarnmalmerna. De höga halterna av vanadin (500 p.p.m.) och nickel (170 p.p.m.) i magnetiten tyder närmast på likheter med apatitmalmerna, vilka vad magnetiten beträffar mestadels innehåller mer än 500 p.p.m. V och 100—300 p.p.m. Ni. Här bör dock framhållas att även skarn-

Tabell 40. Halterna av V, Cr, Co, Ni, TiO_2 och MnO i järnmalmer i Undre Haukiserien, Kiruna

The content of V, Cr, Co, Ni, TiO_2 and MnO in iron ores in the Lower Hauki series, Kiruna

Analytiker: B. Rajandi

Prov *Sample*	Lokal *Locality*	Malmtyp *Type of ore*	p.p.m.				Vikt% *Weight%*	
			V	Cr	Co	Ni	TiO_2	MnO
P 888	Rektorn	Svartmalm *Magnetite ore*	900	< 10	50	160	0.07	0.08
P 887	Nokutusvaara	Svartmalm *Magnetite ore*	800	< 10	60	140	0.30	0.05
D 630	Haukivaara	Blodsten *Hematite ore*	400	< 10	< 10	50	0.15	0.01
D 629	450 m V om föregående	Haukiblodsten *Hauki hematite ore*	< 50	20	< 10	< 10	0.22	0.01

malmen i Kulleri håller höga vanadinhalter. Kobolthalten i magnetiten i Ainasjärvi uppgår till 60 p.p.m. Den är följaktligen lägre än i apatitmalmerna (vilka vanligen innehåller 100—150 p.p.m.) och är av samma storleksordning som i skarnmalmerna (10—80 p.p.m.). Co: Ni-förhållandet uppgår till 0.4 och magnetiten uppvisar därigenom likheter med apatitmalmerna. Mängderna av titan och mangan är av samma storleksordning som i apatitmalmerna och skarnmalmerna. Däremot avviker magnetiten i Ainasjärvi från båda malmtyperna genom sin höga halt av krom (130 p.p.m.) I såväl apatitmalmer som skarnmalmer understiger den 10 p.p.m., men i de sistnämnda uppgår den delvis till något högre värden. Vad beträffar halterna av kobolt, nickel och titan ansluter sig vidare hämatiten i Ainasjärvi till apatitmalmerna men skiljer sig från dessa genom sin låga halt av vanadin (< 50 p.p.m.) och genom en något högre kromhalt (20 p.p.m.)

Sålunda visar malmen i Ainasjärvi vad angår spårelementsfördelningen vissa likheter med apatitmalmerna och i någon mån med skarnmalmerna men skiljer sig i andra avseenden från båda malmtyperna.

Till belysning av frågan om de i Ainasjärvi påträffade ferridhalterna är signifikativa för en metasomatiskt bildad järnmalm har analyserats ett prov av de fragmentförande, kvartsrika blodstenar, som förekommer i Undre Haukiserien (Haukiblodstenar) och enligt vad som tidigare anförts även har bildats metasomatiskt. Som jämförelseobjekt undersöktes dessutom de i Haukiserien liggande apatitrika malmerna Haukivaara, Nokutusvaara och Rektorn, vilka har ett magmatiskt bildningssätt (s. 225). Analyserna har omfattat oseparerade prov (med såväl malm som gångart). Värdena redovisas i tabell 40. Av denna framgår att Haukivaara, Nokutusvaara och Rektorn vad ferriderna beträffar visar halter, som är normala för övriga norrbottniska apatitmalmer. Blodstenen i Haukivaara

innehåller dock lägre halter än svartmalmen i de två övriga fyndigheterna. Co: Ni-förhållandet är lägre än 0.5, vilket är det vanliga för apatitmalmer. Haukiblodstenen avviker från apatitmalmerna genom sina låga halter av vanadin, kobolt och nickel och sin något högre kromhalt. Däremot synes titan- och manganhalterna vara desamma som i apatitmalmerna. Värdena liknar de som redovisas i tabell 32 för hämatiten i Ainasjärvi. Någon hög kromhalt finns icke i Haukiblodstenen, men halten på 20 p.p.m. Cr är dock högre än halterna i de intilliggande apatitmalmerna och kan därför i viss mån tyda på att de malmbildande lösningarna, i likhet med vad som är fallet i Ainasjärvi, fört med sig små mängder krom.

XII. Cellkonstanten för magnetit och hämatit i järnmalmerna i Svappavaarafältet

Som ett led i undersökningen av de mineralogiska och kemiska egenskaperna av järnmalmerna i Svappavaarafältet har bestämningar av kantlängderna för magnetit och hämatit utförts. Undersökningsmaterialet är detsamma som använts vid de spektrokemiska analyserna av ferridhalterna. För 9 prov (P 428,

Tabell 41. Cellkonstanten (i Å enheter) för magnetit och hämatit i järnmalmer i Svappavaarafältet

The lattice constant (in Å units) of magnetite and hematite in iron ores of the Svappavaara area

Prov *Sample*	Fyndighet och malmtyp *Occurrence and type of ore*	Magnetit *Magnetite*	Hämatit *Hematite*	
		a	a_{hex}	c_{hex}
P 441	Gruvberget, huvudmalmen, svartmalm *Main ore body, magnetite ore*	8.400 ± 0.001		
P 442	Gruvberget, huvudmalmen, svartmalm och blodsten (övergångszonen) *Main ore body, transition between magnetite ore and hematite ore*	8.400 ± 0.001	5.032 ± 0.001	13.76 ± 0.01
P 437	Gruvberget, huvudmalmen, blodsten *Main ore body, hematite ore*		5.034 ± 0.001	13.75 ± 0.01
P 433	Gruvberget, huvudmalmen, fragmentförande blodsten *Main ore body, fragment-bearing hematite ore*		5.036 ± 0.001	13.75 ± 0.01
P 435	Gruvberget, huvudmalmen, vittrad blodsten *Main ore body, soft hematite ore*		5.037 ± 0.001	13.75 ± 0.01
P 439	Gruvberget, malmbreccia, svartmalm och blodsten *Ore breccia, magnetite and hematite*	8.397 ± 0.001	5.034 ± 0.001	13.75 ± 0.01
P 438	Gruvberget, malmbreccia, blodsten *Ore breccia, hematite*		5.036 ± 0.001	13.77 ± 0.01
P 443	Gruvberget, blodsten i basisk leptit *Hematite ore in basic leptite*		5.035 ± 0.005	13.75 ± 0.05
P 718	Leveäniemi, svartmalm (i gångar, apatitrik) *Dike of apatite-rich magnetite ore*	8.396 ± 0.005		
P 428	Tansari, malmbreccia, svartmalm *Ore breccia, magnetite*	8.400 ± 0.001		
P 429	Tansari, malmbreccia, svartmalm *Ore breccia, magnetite*	8.400 ± 0.001		
P 448	Kiilavaara, svartmalm *Magnetite ore*	8.396 ± 0.005		

429, 433, 435, 437, 438, 439, 441 och 442 i tabell 32) har en precisionsbestämning av kantlängden utförts av Institutet för Metallforskning i Stockholm. Därvid erhölls följande värden: för magnetit $a = 8.397—8.400 \pm 0.001$ Å samt för hämatit $a_{hex} = 5.032—5.037 \pm 0.001$ Å och $c_{hex} = 13.75—13.77 \pm 0.01$ Å. Samma prov jämte ytterligare tre (P 443, 448 och 718) har vidare undersökts av A. M. Asklund och A. Aaremäe i kemiska laboratoriet vid Sveriges geologiska undersökning. För magnetit erhölls $a = 8.396 \pm 0.005$ Å samt för hämatit $a_{hex} = 5.035 \pm \pm 0.005$ Å och $c_{hex} = 13.75 \pm 0.05$ Å, vilka värden inom felgränserna överensstämmer med de ovan angivna.

Bestämningarna har sammanfattats i tabell 41. De erhållna värdena är i god överensstämmelse med dem, som återges i litteraturen. För magnetit uppges sålunda $a = 8.3963 \pm 0.0005$ Å (Basta 1957) samt för hämatit $a_{hex} = 5.0345$ Å och $c_{hex} = 13.749$ Å (Deer et al. 1962—1963, Nicholls 1955).

Om också undersökningsmaterialet är litet så framgår dock därur att variationerna i kantlängden för magnetit och hämatit i de i Svappavaarafältet ingående malmerna är små. Den ringa spridningen av värdena visar att mängderna av ingående spårelement är för obetydlig för att kunna påverka celldimensionen. Någon relation mellan kantlängd och de spårelementshalter, som redovisas i tabell 32, kan icke utläsas. Vidare framgår ur bestämningarna av de prov, i vilka en övergång mellan magnetit och hämatit föreligger (prov P 442 av övergångszonen mellan svartmalm och blodsten i huvudmalmen och prov P 439 av malmbreccia; bägge från Gruvberget), att magnetit visar normala värden för cellkonstanten (8.400 resp. 8.397 Å). I båda fallen anses hämatit ha uppkommit ur magnetit (genom oxidation). Några mellanled, såsom maghemit, synes icke ha utbildats; i annat fall borde dessa ha återspeglats av bestämningarna. Kantlängden för magnetit minskar nämligen, om det sker en partiell oxidation till maghemit (Basta 1957). För maghemit anger Nicholls (1955) cellkonstanten 8.322 Å. Däremot är cellkonstanten i hämatiten i övergångszonen ($a_{hex} = 5.032$ Å) något lägre än i övriga prov ($a_{hex} = 5.034—5.037$ Å). Avvikelsen torde dock vara alltför ringa för att kunna tillmätas någon betydelse.

XIII. Järnmalmer i Norrbottens län

1. Översikt

Bland järnmalmerna i Norrbottens län kan man, om de titanrika malmerna lämnas åt sidan, utskilja följande huvudtyper: apatitjärnmalmer, skarnjärnmalmer och skiktade, vanligen kvartsrika järnmalmer. Av dessa är apatitmalmerna, som efter den främsta representanten kallats för malmer av Kirunatyp (Geijer 1931 b), från ekonomisk och kvantitetsmässig synpunkt de viktigaste. Skarnmalmerna bildar betydande reserver, medan de skiktade malmerna mestadels är obetydliga.

Den delvis mycket ingående kännedom man äger om de geologiska förhållandena i dessa malmer — främst då apatitmalmerna — bygger på de omfattande undersökningar, redovisade i form av monografier eller sammanfattande översikter, som utförts av Geijer (1910, 1912, 1915, 1918 b, 1919 a, 1920, 1924 b, 1925, 1929, 1930, 1931 a, 1931 b, 1935, 1949, 1950, 1960 a och Geijer & Magnusson 1952). Värdefulla bidrag till kännedomen om olika fyndigheter har dock redan före Geijers undersökningar lämnats av Petersson (1900), Svenonius (1900), Stutzer (1907) och Lundbohm & Petersson (1910).

Till jämförelse mellan Svappavaarafältets järnmalmer och övriga järnmalmer i Norrbottens län skall i det följande lämnas en redogörelse för de särdrag, som karakteriserar de olika malmtyperna både vad beträffar uppträdande och mineralogisk-kemiska egenskaper.

2. Apatitjärnmalmer

a. Allmänna förhållanden

Till apatitjärnmalmerna hör Ekströmsberg, Gruvberget, Harrejaur, Haukivaara, Henrymalmen, Kiirunavaara, Kuosatjvare, Leveäniemi, Luossavaara, Malmberget, Mertainen, Nakerivaara, Nokutusvaara, Painirova, Pattovare, Peräjävaara, Rektorn, Renhagen, Tansari, Tjaskajåkk, Tjåorika, Tuolluvaara och Våtmyrberget.[1]

Apatitjärnmalmerna består huvudsakligen av svartmalm. I mindre utsträckning förekommer blodsten. Apatithalten varierar mellan låg och måttlig; i mindre omfattning är den hög, varvid fosforhalten uppgår till mellan 2 och 5 %. Tremolit-aktinolit och diopsid ingår i liten mängd. I övrigt innehåller malmen icke några andra mineral i nämnvärda mängder. I några fyndigheter förekommer dock lokalt relativt rikligt med kalcit. Titanhalten är låg (i regel mindre än 1 % TiO_2), likaledes svavel- och manganhalterna (mestadels mindre än 0.1 %). Malmerna uppträder dels som långsträckta, skivformiga kroppar, dels som sliror

[1] För en närmare redogörelse av fyndigheternas läge etc. hänvisas till Geijer (1931 a), Ödman (1957) och Frietsch (1963). Beträffande Tjaskajåkk, se s. 258.

i form av ett oregelbundet ådernät (malmbreccia) i sidostenen. De har ett intrusivt uppträdande gentemot sidostenen. Apatitmalmerna är till förekomsten inskränkta till intermediära eller sura lavabergarter, huvudsakligen syenitporfyrer eller kvartsförande porfyrer. I en del fyndigheter föreligger leptitiska motsvarigheter till dessa bergarter. I Nakerivaara är sidostenen av avvikande karaktär och utgörs av en oligoklas-amfibolförande, närmast dioritisk bergart.

Efter malmens sätt att uppträda har apatitmalmerna i föreliggande arbete uppdelats i två typer: a. *skivformig malm,* där huvuddelen av malmen bildar en (eller flera) långsträckt(a) skivformig(a) kropp(ar) med malm och sidosten väl skilda från varandra och där mängden malmbreccia är ringa, samt b. *brecciemalm,* där malmen till betydande del uppträder som malmbreccia, där vidare förekommer mindre, stundom dock även mera betydande kroppar av samlad malm, och där fördelningen mellan malm och sidosten är mycket oregelbunden. Det är givet att någon skarp gräns icke finns mellan dessa typer, och det är ofta vanskligt att avgöra, till vilken typ en fyndighet skall föras. Som nedan skall klargöras, uppvisar de två typerna olikheter ifråga om halterna av fosfor och titan.

Till de skivformiga malmerna har räknats Ekströmsberg, Gruvberget, Haukivaara, Henrymalmen, Kiirunavaara, Luossavaara, Nokutusvaara, Malmberget, Pattovare och Rektorn. Av dessa fyndigheter ansluter sig Luossavaara delvis till brecciemalmerna: större delen av malmen utgörs av en skivformig kropp men dessutom uppträder i liggväggen (syenitporfyren) en bred zon av malmbreccia (Geijer 1960 a). Till brecciemalmerna hör Harrejaur, Leveäniemi, Mertainen, Nakerivaara, Painirova, Renhagen, Tansari, Tjåorika och Tuolluvaara. I denna grupp intar Leveäniemi, Tjåorika och Tuolluvaara en mellanställning mellan de båda typerna: huvuddelen av malmen bildar här samlade kroppar, men en betydande del av malmen föreligger som breccia.

b. Bildningssätt

Enligt den uppfattning, som framförts av Geijer (bl. a. 1931 a och 1935), har de lappländska apatitjärnmalmerna bildats genom magmatisk differentiation, varvid flyktiga beståndsdelar (huvudsakligen vatten) spelat en avgörande roll. Medan huvuddelen av magman (sidostenen) kristalliserat, har malmen stannat i lösning och avskiljts som en sen, separat fas med låg viskositet. Geijer stöder sig i sin uppfattning på följande iakttagelser. Alla mineral i malmen återfinns i sidostenen. Malmen bildar mestadels tydliga intrusioner i sidostenen och sänder in ett nät av ådror och gångar i denna (malmbreccia). Vidare är den metasomatiska omvandlingen av sidostenen i de flesta fall obetydlig. I Kiirunavaara uppvisar malmen likheter med en magmabergart genom att den stundom håller trakytoidalt anordnad apatit. Att malmen även i tiden är associerad med sidostenen framgår av det faktum att i denna fyndighet uppträder porfyrgångar, som är besläk-

tade med sidostenen och dels är äldre, dels yngre än malmen. Av avgörande betydelse för uppfattningen att malmbildningen skett genom flyktiga ämnen är de mandlar (blåsrum), som förekommer i syenitporfyren i Kiirunavaara och Mertainen samt i leptiterna i Malmberget. I dessa mandlar ingår huvudsakligen magnetit, apatit, aktinolit och titanit. Bäckström (1898, 1904) anser att de bildats genom gasexhalationer efter det att sidostenen stelnat, medan Geijer föreställer sig att de uppkommit i nära anslutning till sidostenens stelnande, varvid de i mandlarna ingående mineralen genom inverkan av gasformiga lösningar anrikats ur sidostenen. Om också mandlarna och malmen ifråga om sammansättningen icke är direkt jämförbara (mandlarna håller en högre halt av Fe-Mg-silikat och titanit än malmen; vidare ingår i mandlarna aktinolit, medan malmen ofta håller diopsid), uppvisar de dock sådana gemensamma drag att de förhållanden under vilka de bildats måste ha varit likartade. I fråga om mandlarnas bildning är det uppenbart att flyktiga ämnen spelat en avgörande roll.

I de nära Kiruna belägna apatitrika malmerna Rektorn och Nokutusvaara ingår dels magnetit, dels hämatit, jämte små mängder av kvarts och karbonat och accessoriskt turmalin. Enligt Geijer utgör dessa malmer ett övergångsled till de övriga apatitmalmerna och skulle även vara magmatiska, ehuru bildningen skett vid lägre temperatur och genom inverkan av en högre halt av flyktiga ämnen. Till samma typ hör de i närheten liggande fyndigheterna Henrymalmen och Haukivaara. Som en (hydrotermal) slutfas i denna utveckling tolkas bildningen av de obetydliga, fragmentförande, kvartsrika och apatitfria blodstenar, som uppträder i Undre Haukiserien. I dessa ingår något kvarts, sericit och klorit jämte accessoriska mängder turmalin, baryt och ortit (s. 254).

För en magmatisk bildning av de nordsvenska apatitmalmerna men avvikande från Geijers uppfattning bl. a. ifråga om sättet för malmens anrikning har även Högbom (1898), Stutzer (1907), Daly (1915), Vogt (1927), Asklund (1949) och Bateman (1951) uttalat sig.

Geijer (1931 b, 1935) har sammanfattat de likheter ifråga om mineralogisk-kemiska egenskaper och uppträdande, som karakteriserar de i världen förekommande järnmalmerna av s. k. Kirunatyp. Enligt hans uppfattning har samtliga ett magmatiskt ursprung likt det, som anförts för de norrbottniska malmerna. Utan att vidare gå in på litteraturen i ämnet skall endast framhållas ett arbete av Park (1961), vilket är av yttersta intresse för tolkningen av apatitmalmernas bildningssätt. I detta beskrivs från Laco i norra Chile magnetit-hämatitmalmer med apatit och kvarts, vilka uppvisar ett strukturellt utbildningssätt starkt påminnande om det man finner i basaltiska lavaflöden med bl. a. valkliknande bildningar och rikedom på hålrum. Park betraktar dessa malmer som bildade vid ringa djup ur en gasrik järnmagma.

Ett stöd för att apatitjärnmalmerna bildats genom en magmatisk differentiation utgör de laboratorieförsök, som utförts av Fischer (1950). Enligt dessa sker i silikatsmältor i närvaro av betydande mängder alkali, tungmetalloxider, fosfor-

syra och fluor en avblandning. Sålunda föreligger i systemet järnoxid-kalcium-fluor-fosfat-natriumsilikat en blandningslucka. Vid sammansmältning av magnetit, apatit, natriumsilikat och natriumfluorid erhåller man två smältor, varav den ena består av magnetit och apatit.

Om också flertalet forskare anser de nordsvenska apatitmalmerna vara magmatiska, har dock avvikande uppfattningar framförts. Enligt de Launay (1903) utgör dessa malmer pneumatolytisk-sedimentära bildningar. Bäckström (1898, 1904) uppfattade malmerna i Ekströmsberg, Mertainen, Kiirunavaara och Luossavaara som hydrotermalt bildade. Landergren (1948) har på geokemiska grunder avvisat differentiationsteorin och anser att apatitmalmerna bildats genom samverkan av exogena och endogena processer. Enligt hans uppfattning föreligger ett cykliskt förlopp, i vilket järnmalmerna i första stadiet har bildats genom exogen anrikning, varefter i andra stadiet en magmatisk-palingen ombildning ägt rum. Hegemann & Albrecht (1954) anser på grund av spårelementsfördelningen att apatitmalmerna icke är lika de intramagmatiskt bildade magnetitmalmerna utan liknar malmerna av Lahn-Dill-typ, vilka har ett extrusivt-sedimentärt bildningssätt. Även Oelsner (1961) uppfattar de nordsvenska apatitmalmerna som submarina-hydrotermala-sedimentära bildningar.

c. Fosforhalt

Som framgår av benämningen apatitjärnmalm utgör apatit i denna malmtyp ett karakteristiskt mineral. Apatitmängden varierar emellertid från fyndighet till fyndighet och delvis även inom en och samma fyndighet. I flera förekomster uppgår fosforhalten i malmen till omkring 1 %. Jämsides med dessa relativt apatitrika partier kan betydande mängder av en apatitfattig malm med mindre än 0.1 à 0.2 % P förekomma. I en del förekomster uppträder så gott som enbart apatitfattig malm. I ett fåtal fyndigheter (Rektorstypen) innehåller malmen en hög halt av apatit, varvid fosforhalten uppgår till 4 à 5 %.

I tabell 42 anges fosforhalterna för apatitmalmerna uppdelade på skivformiga malmer och brecciemalmer. Värdena har tagits dels ur litteraturen, dels ur icke publicerade analyser, som utförts i samband med en pågående allmän undersökning av järnmalmerna i Norrbotten. Mestadels har endast kunnat anges inom vilka gränser fosforhalten varierar, men för de fyndigheter, som är belagda med brytning eller som varit föremål för så omfattande undersökningar att en närmare beräkning av halterna i malmen kunnat utföras, har även genomsnittsvärden angetts.

En granskning av tabellen visar att det åtminstone i stora drag finns ett samband mellan malmens sätt att uppträda och fosforhalten. De skivformiga malmerna avviker från brecciemalmerna genom sin högre eller delvis betydligt högre fosforhalt. Bland de skivformiga malmerna kan två grupper urskiljas: malmer med »normal» fosforhalt (Ekströmsberg, Gruvberget, Kiirunavaara, Luossavaara

Tabell 42. Fosfor- och titanhalten i apatitjärnmalmer i Norrbotten

The content of phosphorus and titanium in apatite iron ores of Norrbotten

	% P		% TiO_2
	Variation *Variation*	I genomsnitt *Average*	
Skivformig malm *Tabular ore body* »normal» fosforhalt (cirka 0.5—2 %) *"normal" content of phosphorus (about 0.5—2 %)*			
Ekströmsberg	0.8 —1.5[a]	1.2[a]	0.17—0.56[b]
Gruvberget	0.8 —1.0[c]	0.95[c]	0.05—0.20[c]
Kiirunavaara	0.06—2.8[e]	1.37[e]	0.3 —0.5[b]
Luossavaara	0.06—3.6[e]	0.33[e]	0.7 —0.9[b]
Malmberget	0.03—0.6[e]	0.52[e]	0.3 —0.5[b]
»hög» fosforhalt (cirka 2—5 %) *"high" content of phosphorus (about 2—5 %)*			
Haukivaara		2.5[b]	0.2 —0.6[f]
Henrymalmen		5[b]	0.2 —0.3[f]
Nokutusvaara		4[b]	0.2 —0.8[f]
Pattovare		3[b]	
Rektorn		3.5[b]	0.3 —0.5[f]
Brecciemalm *Breccia ore*			
Harrejaur		0.015[b]	
Leveäniemi	0.05 —0.8[c]	0.45[c]	0.1—2.0[c]
Mertainen	0.002—0.9[fg]	0.051[g]	0.2—1.6[g]
Nakerivaara	0.01 —0.1[b]		0.16[d]
Painirova	0.2 —1.7[h]	0.8[h]	0.3—1.0[h]
Renhagen	0.01 —0.14[b]		
Tansari	0.01 —0.2[c]		0.7—1.5[c]
Tjåorika	0.055—0.96[b]		
Tuolluvaara	0.02 —1.0[e]	0.096[e]	0.1—1.1[b]

[a] Enligt Frietsch (1954) [b] Enligt Frietsch (1963) [c] Taget ur detta arbete [d] Enligt Petersson (1900) [e] Medelhalten för samtliga malmkvaliteter i 1963 års produktion, enligt »Bergshantering. Berättelse för år 1963. Statistiska centralbyrån. Stockholm 1965.» [f] Opublicerade analyser utförda av Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag [g] Enligt Lundberg (1965 a) [h] Enligt Lundberg (1965 b)

och Malmberget), vilka grovt sett innehåller mellan 0.5 och 2 % P (medelhalt), samt malmer med »hög» fosforhalt (Haukivaara, Henrymalmen, Nokutusvaara, Pattovare, Rektorn), vilka innehåller mellan cirka 2 och 5 % P (medelhalt). Av tabellen framgår att Luossavaara genom sin relativt låga fosforhalt avviker från de övriga skivformiga malmerna och i detta avseende närmast ansluter sig till brecciemalmerna, men som tidigare framhållits (s. 224) är denna fyndighet vad beträffar malmens uppträdande delvis att betrakta som en brecciemalm. Breccian, som uppträder huvudsakligen väster om den norra delen av den skivformiga

malmkroppen, har enligt P. Forsell (muntligt meddelande) en medelhalt av fosfor, som är lägre än 0.1 %, och flertalet analyser ligger under 0.05 %. I den norra delen av den samlade malmen är fosforhalten likaledes låg, medan däremot den södra delen av kroppen är apatitrik och håller 1—4 % P. Det bör i detta sammanhang anföras att den malmbreccia, som ligger mellan Luossavaara och Kiirunavaara, under sjön Luossajärvi, i genomsnitt innehåller 0.5 % P. Även Malmberget visar enligt tabellen en relativt låg medelhalt, men det skall understrykas att om också fyndigheten i huvudsak tillhör den skivformiga typen så förekommer dock i mindre omfattning brecciebildningar. Däremot ansluter sig Kiirunavaara, trots att i denna ingår betydande mängder fosforfattig malm, till de övriga skivformiga malmerna ifråga om fosforhalten. Räknat över hela förekomsten innehåller malmen omkring 1.2 % P (muntligt meddelande av P. Forsell).

Från de skivformiga malmerna avviker brecciemalmerna genom sina mestadels låga fosforhalter. Av tabell 42 framgår att fosforhalten i brecciemalmerna i regel håller sig kring någon tiondedels procent, och flera fyndigheter uppvisar ännu lägre värden. Att fosforhalterna är låga i dessa malmer innebär dock icke att de saknar apatitrika partier. Sålunda förekommer enligt Geijer (1920) i Tuolluvaara, där malmen till övervägande delen är apatitfattig, några smärre partier med hög fosforhalt (med upp till 3.9 %). I Leveäniemi håller den södra delen av malmen under 0.1 % P (delvis under 0.05 % P), medan den övriga delen i huvudsak håller mellan 0.1 och 0.8 % P (s. 186). Att fosforhalten i denna fyndighet lokalt når ännu högre värden beror på närvaron av de senare bildade, apatitrika svartmalmsgångarna. Däremot avviker Painirova, vad fosforhalten beträffar, från de övriga brecciemalmerna. I malmen ingår mellan 0.2 och 1.7 % P, och genomsnittshalten är 0.8 % P. Då må emellertid anmärkas att en betydande del av malmen utgörs av en långsmal zon med smala, skivformiga kroppar. I denna zon uppgår fosforhalten i genomsnitt till 0.75 % utom i norra delen, där den minskat till 0.2 %. I den återstående delen av fyndigheten, där breccia föreligger, är fosforhalten i genomsnitt 1.7 % P utom i ett begränsat område, där den uppgår till 0.3 %.

Vad är orsaken till att de skivformiga malmerna och brecciemalmerna skiljer sig från varandra ifråga om fosforhalten? Enligt vad som anförts i föregående avsnitt har samtliga apatitmalmer ett gemensamt magmatiskt ursprung och är bildade under likartade omständigheter, om man följer den av Geijer framlagda tolkningen, vilken enligt min mening är den mest sannolika. Geijer anser de apatitrika malmerna (Rektorstypen) avvika från de övriga malmerna. Visserligen är de likaledes magmatiska, men vid bildningen skulle temperaturen ha varit lägre och halten av flyktiga beståndsdelar högre. I såväl de skivformiga malmerna som i brecciemalmerna skulle apatiten ha bildats ur samma lösningar, som gett upphov till malmen.

Skillnaden i fosforhalten mellan de två typerna torde bero på att sidostenen

vid malmens anläggning visat växlande grad av krossning, med påföljd att halterna av flyktiga ämnen åtminstone relativt sett har kommit att bli olika. I samband med intrusionen av malmen har sidostenen i varierande omfattning tänjts ut och därvid spruckit sönder, och malmen har trängt in i de mellanrum som uppstått. Mest utpräglad är denna företeelse i brecciemalmerna. I dessa har sidostenen varit uppsprucken i betydande omfattning med påföljd att de flyktiga ämnena i malmlösningarna lätt kunnat bortföras. Malmbildningen skulle i brecciemalmerna ha skett genom en relativt »torr» magma. Därigenom skulle endast små mängder fosforsyra ha kommit att ingå i malmen. Detta förutsätter dock att fosforsyran ägt en mobilitet, som varit vida större än malmens. Den måste sålunda lätt ha kunnat »drivas av» för att den antydda differentieringen mellan apatit och malm skulle ha kunnat ske. Att fosforsyran delvis måste ha varit lättrörlig visar de anhopningar av apatit, som förekommer i malmen i Kiirunavaara (Stutzer 1907, Geijer 1910). Apatiten har här ett gångformigt uppträdande i malmen, vilken den även breccierar. Vidare förekommer i den kvartsförande porfyren mellan Luossavaara och Nokutusjärvi rikligt med apatitgångar, vilka huvudsakligen följer förklyftningen i porfyren, gentemot vilken de uppträder breccierande (Geijer 1908, 1910). Att vid apatitbildningen flyktiga beståndsdelar spelat en avgörande roll och att fosforsyran sålunda varit lättrörlig framgår av att den genomgående innehåller något fluor och klor. Lundbohm (1892) anger att apatiten i Malmberget innehåller 3.67 % F och 0.19 % Cl och att i en apatit från Kiirunavaara ingår 0.22 % Cl. Enligt Geijer (1910) innehåller apatiten i de ovan nämnda gångarna i den kvartsförande porfyren 0.16 % Cl. Parák (1965) redovisar två analyser av apatit i de apatitrika svartmalmsgångarna i Leveäniemi. Bestämningarna visar i det ena provet 0.86 % F och 1.37 % Cl, i det andra 1.90 % F och 0.86 % Cl.

Ett antagande om att mängderna av flyktiga beståndsdelar varit låg vid malmbildningen i brecciemalmerna kan även förklara, varför man i dessa malmer, där malm och sidosten uppträder så intimt associerade med alla övergångar från sliror av malm i sidosten till brottstycken av sidosten i malm, finner en så ringa metasomatisk påverkan av sidostenen. Rent allmänt borde man förvänta en kraftig omvandling av denna. De malmbildande lösningarna förutsätts ju (enligt Geijers uppfattning) ha haft en hög halt av flyktiga ämnen och en hög (magmatisk) temperatur. Förträngningar saknas så gott som genomgående, vilket av Geijer (1931 b) uppfattas som (ytterligare) ett bevis för att malmbildningen varit magmatisk. I Malmberget föreligger dock förträngningar i form av skarnbreccior; vidare förekommer i Tuolluvaara skarnrika malmsliror i breccian, som av Geijer (1931 b) tolkats som ofullständiga förträngningar. I bägge fyndigheterna synes emellertid apatit finnas närvarande i dessa metasomatiska omvandlingar. I Malmberget består skarnbreccian, vilken har en större utbredning än den analogt bildade malmbreccian, av hornblände jämte magnetit, biotit och apatit (Geijer 1930). Någon skarp gräns mellan malmbreccia och skarnbreccia

förekommer icke. Den förra innehåller ofta en hög halt av hornblände, den senare rikligt med magnetit. Att metasomatiska omvandlingar ägt rum i anslutning till bägge breccietyperna visas av förekomsten av hornblände. Vidare har i skarnbreccian en betydande nybildning av albit ägt rum. I båda typerna förekommer en hög halt av apatit, som efter hornblände till och med kan vara skarnbreccians viktigaste mineral. I Tuolluvaara är de metasomatiska omvandlingarna i malmbreccian av mindre omfattning. Enligt Geijer (1920) har i sidostensbrottstyckena en nybildning av hornblände och albit ägt rum. I vissa delar av breccian är malmgångarna hornbländeförande och består stundom enbart av detta mineral. I gångarna förekommer förutom hornblände och magnetit ofta apatit tillsammans med zeoliter, varför i viss mån liknande bildningar som i Malmberget föreligger.

Även i Leveäniemi uppträder i anslutning till breccian delvis metasomatiska omvandlingar. Enligt Parák (1965) förekommer företrädesvis i den södra delen av fyndigheten en breccia, som karakteriseras av upp till några meter långa och någon decimeter breda sliror av svartmalm rik på amfibolskarn. Till en del ingår i slirorna röd fältspat, epidot och apatit; vidare rikligt av skapolit. Stundom innehåller breccian kvarts, kalcit och zeolitmineral, delvis i drusrum. Av analyserna framgår att fosforhalten i denna del av breccian är något högre än i den icke skarnförande delen.

Man får därför intrycket att i de malmbreccior, där metasomatiska omvandlingar skett, halten av apatit är högre än i de malmbreccior, där sådana processer ej ägt rum. I de flesta malmbreccior torde halten av flyktiga beståndsdelar ha varit relativt låg, med påföljd att någon metasomatisk omvandling av sidostenen ej förekommit och ej heller någon apatit bildats.

Att mängden flyktiga beståndsdelar varit avgörande för i vad mån apatit bildats samtidigt med malmen understryks även av att halterna av dessa varit höga i de apatitrika fyndigheterna av Rektorstyp. I dessa malmer ingår förutom magnetit, hämatit och apatit små mängder av kvarts, kalcit (ankerit), turmalin, muskovit och albit (Geijer 1935, 1950). Jämförbara med dessa malmer är de ovan nämnda apatitgångarna i den kvartsförande porfyren mellan Luossavaara och Nokutusjärvi. I gångarna ingår förutom apatit ofta även magnetit och hämatit, vidare kvarts, albit, turmalin, zirkon och muskovit. Mineralassociationen i de apatitrika malmerna och apatitgångarna visar att mängden flyktiga beståndsdelar varit större än i de intilliggande malmerna i Luossavaara och Kiirunavaara.

Efter ökande tillgång på flyktiga ämnen vid malmbildningen och därmed ökande fosforhalt kan apatitmalmerna uppdelas enligt följande: brecciemalmer →skivformiga malmer med »normal» fosforhalt→skivformiga malmer med »hög» fosforhalt. De sistnämnda har dock bildats vid lägre temperatur än de övriga.

d. Titanhalt

Apatitjärnmalmerna kännetecknas genomgående av låga titanhalter. Dessa är mestadels lägre än 1 % TiO_2. Som författaren antytt i ett tidigare arbete (Frietsch 1963), synes dock brecciemalmerna innehålla en högre halt av titan än övriga apatitmalmer. Av tabell 42 framgår att titanhalten i de skivformiga malmerna vanligen ligger under 0.6 % TiO_2, medan den däremot i brecciemalmerna delvis är högre än detta värde och kan uppgå till 2 % TiO_2.

Det föreligger sålunda en viss tendens till att brecciemalmerna icke blott med avseende på apatithalten skiljer sig från de skivformiga malmerna utan även ifråga om titanhalten. För att närmare utröna om det finns något samband mellan fosfor- och titanhalt i apatitjärnmalmerna i Norrbotten har uppritats ett diagram (fig. 83), i vilket viktprocent P_2O_5[1] och TiO_2 i en och samma analys avsatts mot varandra. Det bör framhållas att vissa skillnader föreligger beträffande analysmaterialet från olika fyndigheter. För Kiirunavaara, Luossavaara och Malmberget med Koskullskulle är det frågan om medelsammansättningar av stora malmkvantiteter (skeppnings- eller årsanalyser), medan det för övriga malmer rör sig om bestämningar utförda på ett enstaka prov (handprov eller borrkärna)[2].

Av diagrammet framgår att det råder ett samband mellan (relativt sett) höga titanhalter och låga fosforhalter. Malmer med mera än 0.6 % TiO_2 håller sålunda — om två analyser från Painirova undantas — alltid mindre än 1 % P_2O_5 (motsvarande 0.4 % P). Om man bortser från en analys från Leveäniemi och en från Painirova, återfinns TiO_2-halter överstigande 1 % endast i malmer med mindre än 0.1 % P_2O_5 (motsvarande 0.04 % P). Däremot fördelar sig titanhalter lägre än 0.6 % oberoende av fosforhalten.

Diagrammet visar vidare att de analyser, som gett mer än 1 % TiO_2 (och mindre än 0.1 % P_2O_5), så gott som enbart härrör från brecciemalmer. (Undantaget utgörs av en analys från Luossavaara.) Diagrammet visar också att större delen av de analyser, som gett 0.6—1 % TiO_2, likaledes härrör från brecciemalmer och endast i mindre omfattning från skivformiga malmer. De sistnämnda representeras här i huvudsak av Luossavaara. Som redan tidigare framhållits, ansluter sig denna fyndighet vad uppträdandet och fosforhalten beträffar delvis till brecciemalmerna, vilket även synes gälla för titanhalten. Bland de analyser,

[1] Vid P_2O_5-halter, som överstiger 2 %, har skalan i diagrammet förändrats för att malmer med höga fosforhalter skall kunna reproduceras.

[2] Följande källor har använts. För Ekströmsberg: Berglund (1924, s. 110); för Kiirunavaara: »Iron ore analyses 1962, Malmexport», Lundbohm & Petersson (1910, s. 561); för Luossavaara: Lundbohm & Petersson (1910, s. 561); för Malmberget och Koskullskulle: »Iron ore analyses 1962, Malmexport», Geijer (1930, s. 32), Lundbohm & Petersson (1910, s. 573); för Mertainen: Berglund (1924, s. 138); för Nakerivaara: Petersson (1900, s. 111); för Tansari: föreliggande arbete, s. 194; för Tuolluvaara: Lundbohm & Petersson (1910, s. 568), Geijer (1920, s. 21), Berglund (1924, s. 171). För Gruvberget, Haukivaara, Leveäniemi, Luossavaara, Mertainen och Painirova har använts opublicerade analyser, som utförts av Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolags laboratorium i Kiruna.

i vilka titanhalten understiger 0.6 % TiO_2, är skivformiga malmer och breccie-malmer representerade i samma omfattning.

Varpå beror det att brecciemalmerna delvis håller högre titanhalter än de skivformiga malmerna? Det bör först och främst fastslås att man för flertalet fyndigheter har en ytterst ringa kännedom om i vilken form titan föreligger. Det är därför vanskligt att söka belysa denna fråga. Ur litteraturen kan följande uppgifter rörande titans uppträdande i de olika förekomsterna inhämtas.

Kiirunavaara. Titanmineral förekommer ytterst sparsamt. Enligt Lundbohm (1898, 1910) uppträder i malmen i Jägmästaren titanit; vidare har rutil påträffats i Vaktmästaren. Geijer (1910) uppger att ilmenit påträffats längs förklyftningsplan i malmen i Bergmästaren.

Luossavaara. Geijer (1910) påpekar att titanhalten i denna fyndighet i regel är högre än i Kiirunavaara. Titanit har endast påträffats i södra delen av förekomsten, där mineralet uppträder dels innesluten i malmen, dels i drusrum i malmen. Vidare ingår titanit i smala kloritsliror, som genomsätter malmen. Dessutom förekommer titanit, ofta i betydande mängd, i magnetitslirorna i breccian V om malmkroppen.

Tuolluvaara. I malmgångarna och hornbländegångarna i breccian förekommer små, drusiga körtlar av kalcit eller kvarts, vilka ibland också innehåller något titanit och kopparkis (Geijer 1920).

Malmberget. Enligt Geijer (1930) föreligger i malmen ilmenit med utsöndrade lameller av järnglans. Oelsner (1961) omnämner i en leptit en sammanväxning mellan magnetit och sparsamt förekommande ilmenit, som innehåller hämatit i mycket små mängder. Flink (1924) beskriver från Sofiagruvan rutil i en skarnbildning huvudsakligen bestående av hornblände och apatit. Enligt samma författare föreligger vidare titanit tämligen allmänt dels i skarn, dels som sprickfyllnad i magnetit tillsammans med skapolit och klorit.

Av ovanstående framställning framgår att det endast för några få apatitjärnmalmsfyndigheter föreligger uppgifter om det sätt, på vilket titan uppträder, och att uppgifterna är ytterst knapphändiga. För att erhålla ytterligare data har därför undersökts poler- och slipprov från Gruvberget, Tansari, Leveäniemi, Mertainen och Painirova. Resultaten redovisas nedan.

Gruvberget. Av beskrivningen i föreliggande arbete framgår att några titanmineral icke påträffats i malmen.

Tansari. Titanit förekommer allmänt i malmen (s. 192), och det torde icke råda något tvivel om att mineralet ifråga förorsakar de relativt höga titanhalterna. Det uppträder dels som små oregelbundna aggregat eller smala sliror, dels som lameller efter oktaederspaltningen i magnetit. Av intresse är att lamellerna ofta utgår från aggregaten eller slirorna (fig. 80) vilket visar att lamellerna icke uppstått genom avblandning utan är ett resultat av att titanit trängt in i magnetit som ett senare mineral och därvid delvis följt oktaederytorna.

Leveäniemi. I det stora flertalet slip- och polerprov kan icke några titanmine-

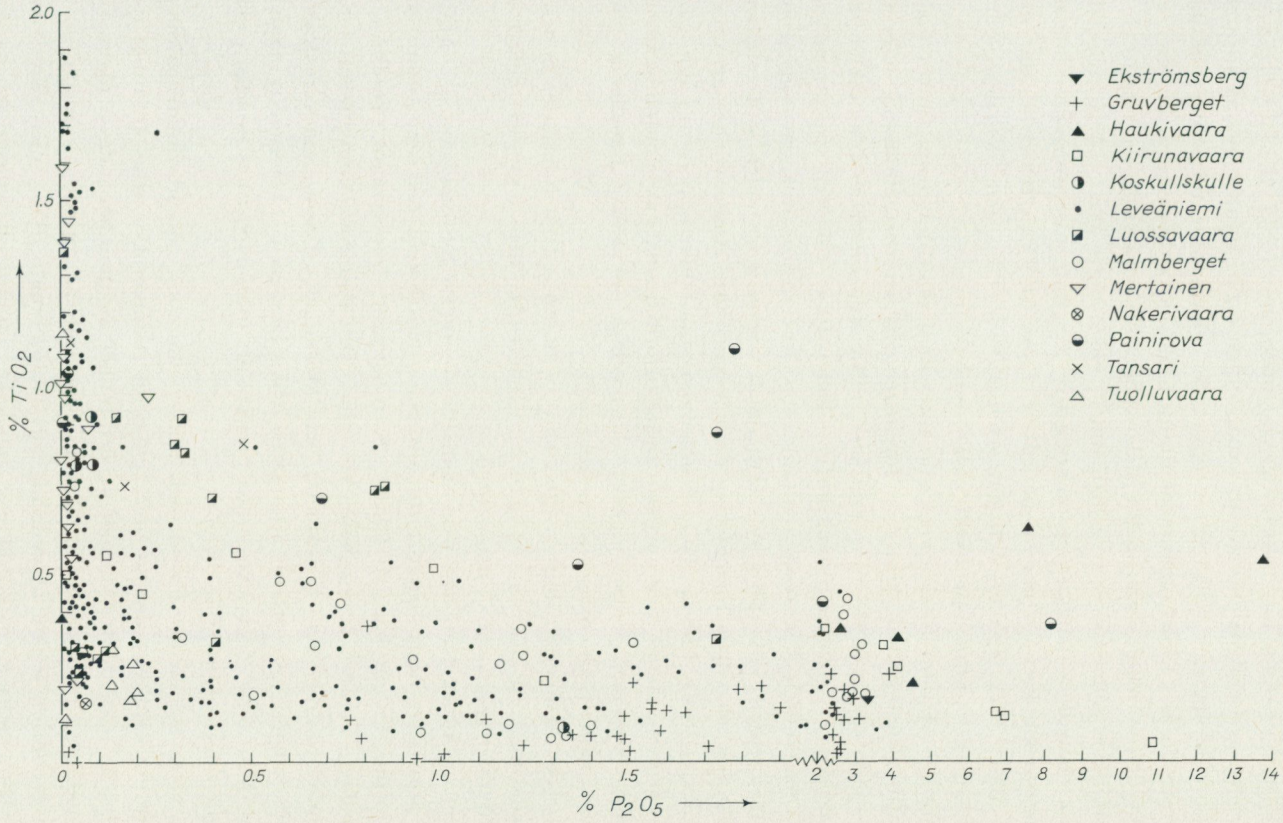


Fig. 83. Halterna av P_2O_5 och TiO_2 i apatitjärnmalmer i Norrbotten. Vikt %.
P_2O_5 and TiO_2 values in apatite iron ores of Norrbotten. Weight %.

ral iakttas. Följaktligen har sådana partier av malmen, som genom analyserna är kända som relativt titanrika, underkastats en speciell granskning. En mikroskopisk undersökning av fosforfattig svartmalm med 1.75 % TiO_2 från den södra delen av fyndigheten visar att i magnetiten ingår titanit som små korn eller oregelbundna aggregat, vilka delvis uppträder i anslutning till tremolit-aktinolit och klorit. Parák (1965) omnämner titanit i den södra delen av malmfältet, dels i kalcitfyllda sprickor i svartmalm, dels i kalcitsliror i kalkrik svartmalm. I två prov från den södra delen av svartmalmen, vilka bägge visar 0.8 % TiO_2, har däremot obetydliga mängder av omkring 0.3—0.4 mm stora, oregelbundna, delvis långsträckta korn av ilmenit påträffats. I prov P 720 i tabell 32, där magnetiten håller 0.22 % TiO_2 och gångarten 0.75 % TiO_2, har likaledes observerats små, oregelbundna ilmenitkorn i anslutning till magnetit.

Mertainen. Titanit förekommer allmänt i liten mängd i magnetiten i malmkropparna och breccian. Mineralet föreligger dels som oregelbundna, nära nog breccierande aggregat, dels som små korn, vilka ofta uppträder i kontakten mellan magnetit och sidosten (syenitporfyr). Delvis följer titaniten spaltytorna efter (111) i magnetiten. Vidare ingår titanit ofta i smala sliror av kalcit, som genomsätter magnetiten. I två prov av svartmalm från den södra delen av fyndigheten har dessutom obetydliga mängder av ilmenit påträffats. Analyser visar att proven innehåller 1.19 och 1.95 % TiO_2. I ilmeniten, som bildar upp till 0.1 mm stora, anhedrala korn, ibland med antydan till listform, har smala avblandningslameller av hämatit iakttagits. Vidare ingår smala, regellöst orienterade lameller av ilmenit i den magnetit, som omger ilmenitkornen.

Painirova. Magnetiten har en liten halt av titanit, vilken uppträder dels som små, separata korn, dels som en bård runt magnetitkornen. I mindre omfattning följer titaniten spaltytorna i magnetiten.

Om man bortser från den rutil, som förekommer i Kiirunavaara och Malmberget, föreligger titan i apatitjärnmalmerna i Norrbotten dels som titanit, dels som ilmenit. Titanit har påträffats i Kiirunavaara, Luossavaara, Tuolluvaara, Malmberget, Tansari, Leveäniemi, Mertainen och Painirova samt ilmenit i Kiirunavaara, Malmberget, Leveäniemi och Mertainen. Titanhalten i malmen i dessa fyndigheter torde därför åtminstone delvis bero på förekomsten av nämnda mineral. Man torde dock icke kunna utesluta att titan även finns bunden i magnetit- eller hämatitgittret.

Om relationen mellan ilmenit och titanit i de ovan nämnda apatitmalmerna är ingenting känt. Att ilmenit utgör ett primärt mineral, som är samtidigt med magnetit, är uppenbart. Däremot är ursprunget av titaniten i dessa malmer ej fullt entydigt. Det ligger nära till hands att anta att titaniten uppkommit ur ilmenit genom en senare omvandling (jfr Goldschmidt 1954), men några iakttagelser som stöder en dylik tolkning finns icke. Titaniten har visserligen närmast karaktären av ett sekundärt mineral, som bildats senare än magnetit, men då bägge mineralen i flera fyndigheter uppträder intimt associerade, måste man

dock förutsätta att de har ett likartat bildningssätt. Att titanit och magnetit bildats genom en och samma process framgår även av att de utgör väsentliga beståndsdelar i de tidigare omnämnda mandlarna i sidostenen till bl. a. malmen i Kiirunavaara.

Av vad som sagts i början av detta avsnitt framgår att de relativt höga titanhalterna (med över 1 % TiO_2) i apatitmalmerna i huvudsak förekommer i de apatitfattiga brecciemalmerna (som håller mindre än 0.1 % P_2O_5). Att det i och för sig icke råder något motsatsförhållande mellan titan och fosfor framgår av att titanhalten i de övriga brecciemalmerna (med över 0.1 % P_2O_5) och de skivformiga malmerna är oberoende av fosforhalten och att titan alltid finns närvarande i de malmer, som är rika på apatit. I detta sammanhang bör vidare de ovan nämnda mandlarna i malmernas sidosten åter uppmärksammas. I dessa är apatit och titan i form av titanit associerade och bildade samtidigt.

Att finna en fullgod förklaring till att titanhalten i brecciemalmerna är högre än i de skivformiga malmerna är för närvarande icke möjligt, därtill är bl. a. kännedomen om det sätt, på vilket titan uppträder, alltför ofullständig. Här skall endast antydas den möjligheten att vid bildningen av brecciemalmerna, där malm och sidosten befinner sig i intim kontakt med varandra, delvis skett en mobilisering av i sidostenen ingående titan, vilket sedan assimilerats av malmen. I de fall, där i malmlösningarna redan från början en viss titanhalt förelegat, har sålunda en något högre titanhalt än den normala blivit följden.

3. Skarnjärnmalmer

Till denna typ hör Alpha, Kaunisvaarafältet, Karhujärvi, Keskinen Käyrävaara, Kiilavaara, Koivujärvi, Kulleri, Lannavaarafältet, Laukujärvi, Louvinjunanen, Masugnsbyfältet (delvis), Paljasjärvi, Pellivuoma, Rakkurijoki, Salmivaara, Sautusvaara, Suksivuoma, Tervaskoski, Tjärro, Venetvuoma, Vietovaara och Vittangifältet[1].

Malmen i dessa förekomster uppträder som bäddformade kroppar, vilka följer sidostenen konformt. Malmmineralet utgörs av magnetit, medan hämatit saknas så gott som helt. Fosforhalten, ingående i form av apatit, är mestadels mindre än 0.1 %. I några fyndigheter (Karhujärvi, Koivujärvi, Laukujärvi och Vuoma; den sistnämnda inom Masugnsbyfältet) uppgår dock halten till detta eller ett ändå högre värde (0.8 % P i Karhujärvi). Skarnet, som i betydande mängder följer malmen åt, består av Ca-Mg- och Mg-silikat (tremolit-aktinolit, diopsid, flogopit och serpentin). Kismineral förekommer allmänt. Mest vanliga är magnet-

[1] Närmare uppgifter rörande fyndigheternas läge etc. med undantag av de under de senaste åren upptäckta Paljasjärvi, Suksivuoma och Tervaskoski, återfinns i Geijer (1931 a), Eriksson (1954), Ödman (1957) och Frietsch (1963). Paljasjärvi är belägen 15 km NÖ om Lannavaara by, Suksivuoma 14 km NNV om Pajala by och Tervaskoski 11 km NNÖ om Svappavaara by.

kis och pyrit. Dessutom föreligger ibland obetydliga mängder av kopparkis. Svavelhalten överstiger i regel 1 %.

Skarnmalmerna uppträder i anslutning till basiska vulkaniter och sedimentbergarter. I de flesta fyndigheterna är malmen knuten till karbonatstenar. De karteringar, som utförts av T. Eriksson (1954) och under de senaste åren av Sveriges geologiska undersökning, visar att malmerna mellan Masugnsbyn och finska gränsen i stort sett intar samma stratigrafiska läge. Malmerna tenderar till att uppträda i gränsområdet mellan en grönstensgrupp och en grupp sedimentära bergarter. Delvis ingår de i sediment, såsom i Kaunisvaarafältet, där sidostenen utgörs av fylliter och kvartsiter. I Kaunisvaarafältet, Masugnsbyfältet och Pellivuoma är karbonatstenar kända intill malmen. I Tervaskoski, Vittangifältet och Venetvuoma samt Alpha, Kiilavaara och Kulleri i Svappavaarafältet omges malmen av en starkt varierande bergartsassociation med bl. a. tuffitiska grönstenar, fylliter, grafitförande skiffrar och skapolitfelser. I Svappavaarafältet, Venetvuoma och delvis även Vittangifältet uppträder malmen i anslutning till karbonatstenar. Koivujärvi, även inom Svappavaarafältet, omges av biotitgnejser. I Sautusvaara uppträder malmen i anslutning till sedimentbergarter av skiftande karaktär, huvudsakligen dock glimmerskiffrar och blott i helt ringa omfattning kalksten. Tjärro och Laukujärvi är knutna till en kalkstenshorisont i grönsten.

Vad de övriga inom länet uppträdande skarnmalmerna beträffar, torde man på grund av den ofullständiga kännedomen om dessa fyndigheter icke våga dra några slutsatser rörande sidostenens karaktär, men de sparsamma fakta som föreligger antyder dock närmast att även de uppträder i suprakrustalbergarter likartade med de ovan beskrivna.

4. Skiktade, vanligen kvartsrika järnmalmer

Till denna malmtyp hör Erkheikki, Jupukka, Kallak, Kojuvaara, Käymäjärvi, Marjarova, Masugnsbyfältet (vad beträffar delar av Isovaara, Vuoma, Vähävaara och Välivaara), Ristjäln, Tornefors och Vittangivaara[1].

Malmmineralet utgörs av magnetit. Endast i Kallak föreligger dessutom hämatit. Apatithalten är obetydlig (mindre än 0.1 % P). Kismineral (magnetkis och pyrit) ingår i varierande mängder, och svavelhalten uppgår stundom, som i Tornefors, till 5 % men torde vanligen understiga detta värde. Malmerna är ofta skiktade och för band av kvarts. Grönskarn, vilket mestadels utgörs av järnrika silikat, förekommer ofta och har delvis ett skiktartat uppträdande.

Sidostenen till de skiktade malmerna är i huvudsak densamma som kring skarnmalmerna. I Pajalaområdet och Masugnsbyfältet uppträder de skiktade malmerna i gränsområdet mellan grönstenar och sedimentära bergarter och intar

[1] För uppgifter om fyndigheternas läge etc. hänvisas till Geijer (1925, 1929), Eriksson (1954), Ödman (1957) och Frietsch (1963).

samma stratigrafiska läge som skarnmalmerna (muntligt meddelande av P. Padget), vilket överensstämmer med den uppfattning som tidigare framförts av Eriksson (1954). Delvis är de skiktade malmerna anslutna till karbonatstenar. Malmen i Vittangivaara ligger i grönsten. I Ristjäln utgörs sidostenen av en amfibolitisk grönsten. I Kallak förekommer enligt Ödman (1957) leptiter, vilka tolkas som tuffogena bergarter.

5. Bildningssättet för skarnjärnmalmer och skiktade järnmalmer

Geijer (1918 b, 1929, 1931 a, 1935 och Geijer & Magnusson 1952) uppfattar skarnjärnmalmerna som högtempererade, metasomatiska bildningar, vilka uppkommit genom att gasformiga lösningar förträngt karbonatbergarter. För ett kontaktmetasomatiskt ursprung talar bl. a. det förhållandet att i Masugnsbyfältet lokalt förekommer fluor i betydande mängd i skarnet, huvudsakligen ingående i kondrodit men även i amfibol. Enligt Geijer (1960 b) har i ett prov av en tremolit påvisats 0.65 % F. Malmbildningen anses höra samman med intrusivbergarter. Sålunda utgörs »malmbringaren» i Masugnsbyfältet av en intill malmerna liggande pertitgranit.

En avvikande uppfattning rörande skarnmalmernas bildningssätt har framförts av Eriksson (1954). Med undantag av den obetydliga apatitmalmen vid Peräjävaara anser han samtliga järnmalmer i Pajalafältet — såväl skarnmalmer som skiktade malmer — vara sedimentära bildningar. Likaså antyder Ödman (1957) att flera av skarnmalmerna i Norrbottens län genom sin delvis nära relation till de skiktade malmerna från början kan ha utgjort sediment, och att skarnbildningen är ett resultat av en ommineralisering och en nytillförsel av material i samband med djupmagmatiska processer.

Däremot råder enighet vad beträffar ursprunget av de skiktade järnmalmerna, vilka av Geijer (1925, 1929, 1931 a), Eriksson (1954) och Ödman (1957) betraktas som sedimentära bildningar. Enligt Geijers uppfattning utgör de metamorfa kemiska sediment.

Som ovan anförts, intar de skarnmalmer och skiktade malmer, som ligger mellan Masugnsbyn och den finska gränsen samma stratigrafiska läge. Om skarnmalmerna antas vara kontaktmetasomatiska och de skiktade malmerna är sedimentära, medför detta den mindre sannolika konsekvensen att i ett och samma stråk skulle en järnmalmsbildning dels ha skett genom metasomatiska processer i samband med bildning av djupbergarter, dels ha orsakats av kemisk-sedimentära processer. Detta understryks ytterligare av att båda malmtyperna i Masugnsbyfältet uppträder intill varandra och att en gränsdragning mellan dem följaktligen delvis är svår att utföra. Den likartade stratigrafiska positionen tyder närmast på att skarnmalmerna och de skiktade malmerna har ett gemensamt ursprung och att de bildats samtidigt med de vulkaniter och sediment, i vilka de

uppträder. Även vad de övriga inom Norrbotten uppträdande skarnmalmerna och skiktade malmerna beträffar, är dessa, med undantag av Kallak associerade med liknande bergarter som malmerna i Masugnsby—Pajalaområdet, nämligen basiska vulkaniter och sediment av skiftande karaktär. Med utgångspunkt från de skiktade malmerna kan man därför anta att båda malmtyperna utgörs av sediment, i vilka kvarts, järn och karbonat avsatts i olika mängder. I skarnmalmerna har de sedimentära dragen mestadels utplånats i samband med regionalmetamorfa processer, vilka sannolikt står i samband med Linagranitens framträngande. Genom dessa processer har malmen omkristalliserat, delvis mobiliserats, och de ingående beståndsdelarna reagerat med varandra under skarnbildning. I en del fyndigheter föreligger dock strukturer, som eventuellt kan återspegla de ursprungliga. Sålunda förekommer skiktliknande skarnränder i Masugnsbyfältet (Geijer 1929), Nälkäjärvi i Vittangifältet (Geijer 1918 b), Stora Sahavaara i Kaunisvaarafältet (Lundberg 1965 c) samt Kiilavaara i Svappavaarafältet (s. 200). Vidare har vid de borrningar, som Sveriges geologiska undersökning under de senaste åren utfört i Sautusvaara, påträffats partier, i vilka magnetit och grönskarn uppträder i en rytmisk bandning. I mindre omfattning föreligger i denna fyndighet bandningar, där magnetit och kalk växellagrar. Att de regionalmetamorfa processerna medfört relativt kraftiga omflyttningar av malmmaterialet visas av förhållandena i den ovan nämnda Nälkäjärvifyndigheten. Geijer beskriver härifrån att den skarnrandade malmen för inneslutningar av sidostenen och även sänder skarnsliror in i denna.

I samband med regionalmetamorfosen och granitbildningen kan en nytillförsel av material delvis ha skett, vilket förklarar förekomsten av det fluorhaltiga skarnet i Masugnsbyn. De mineralogiska och kemiska egenskaperna hos skarnmalmerna i Norrbottens län är vad det stora flertalet förekomster beträffar ofullständigt kända, men det må dock framhållas att fluorhaltiga mineral i dessa malmer endast påträffats i Masugnsbyn. Från Stora Sahavaara har Lundberg (1965 c) visserligen redovisat en flogopit med 0.48 % F, men detta är dock icke något högt värde för ifrågavarande mineral. Vidare bör framhållas att den diopsid, tremolit och serpentin, som ingår i skarnet i denna fyndighet, icke för någon fluor; analyser visar 0.03 % eller därunder. Det lokala uppträdandet av fluor i skarnmalmerna tyder därför närmast på att tillförseln av detta element skett i samband med senare processer och icke hör samman med själva malmbildningen. Några andra element, som tyder på ett metasomatiskt bildningssätt för skarnmalmerna, har icke påträffats.

Vad beträffar de skiktade malmer och skarnmalmer, som förekommer i Nordfinland, har dessa sannolikt ett liknande bildningssätt som malmerna i Norrbottens län. I Porkonen och Pahtavaara i Kittilä uppträder skiktade malmer, vilkas sidosten utgörs av jaspilitkvartsiter inlagrade i grönstenar. Såväl E. Mikkola (1941) som Kaitaro (1949) anser att malmerna bildats i samband med den vulkanism, som gett upphov till sidostenen. I Kolarifältet, som är beläget Ö om

Kaunisvaarafältet intill den finska gränsen, finns ett flertal malmer. Bland dessa må nämnas Juvakaisenmaa, Rautuvaara och Sivakkalehto, i vilka ingår magnetit, samt Taporova och Suuoja, vilka innehåller hämatit. Magnetitmalmerna uppträder enligt T. Mikkola (1960) i skarn eller amfiboliter och åtföljs av såväl Ca-Mg-rika som Fe-rika skarnmineral. Hämatitmalmerna uppträder i kvartsiter och glimmerskiffrar. Båda malmtyperna anses enligt Mikkola utgöra sedimentära bildningar, vilka avsatts samtidigt men under olika sedimentationsbetingelser. Genom senare mobilisering och omkristallisation har malmerna erhållit sitt nuvarande utseende.

De nu anförda skiljaktigheterna i uppfattning om ursprunget av Norrbottens läns skarnjärnmalmer, med en kontaktmetasomatisk tolkning som motpol till en »sedimentär-metamorf», utgör en parallell till de motsatsförhållanden, som delvis råder ifråga om tolkningen av de mellansvenska, manganfattiga skarnjärnmalmernas genesis. Dessa malmer uppdelas av Geijer & Magnusson (1944, 1952) i reaktionsskarnmalmer och primärskarnmalmer. I den förstnämnda typen ingår sedimentära eller ytliga metasomatiska malmer, vilka bildats i samband med uppkomsten av leptitserien. Genom urgraniternas framträngande har malmerna omvandlats och mobiliserats, varvid skarn uppkommit genom inre reaktioner. Primärskarnmalmerna har ett kontaktmetasomatiskt ursprung och anses vara bildade genom de elementförflyttningar, främst den magnesiametasomatos, som förknippats med bildningen av urgraniterna. Denna metasomatiska aktivitet har delvis påtryckts reaktionsskarnmalmerna, varför det icke alltid går att skilja dessa från primärskarnmalmerna. Enligt den uppfattning, som sedermera framförts av Magnusson (1953 och Magnusson et al. 1963), utgörs emellertid huvuddelen av de mellansvenska skarnmalmerna av sediment. De tidigare som kontaktmetasomatiska betraktade primärskarnmalmerna skulle samtliga kunna utgöra reaktionsskarnmalmer, vilka omvandlats genom magnesiametasomatosen. För detta talar att i primärskarnmalmerna förekommer relikta skiktningar samt rester av kvartsrandmalm, kalkrandmalm och karbonatstenar. Att skarnbildningen är senare än malmbildningen visas av att leptitgångar som genomsätter malmerna även förskarnats. Gentemot uppfattningen att skarnmalmerna huvudsakligen skulle utgöras av sediment har Geijer (1959 b) rest invändningar. Bl. a. framhåller han att skiktstrukturerna i dessa malmer icke med säkerhet har ett sedimentärt ursprung utan kan vara resultatet av en selektiv förträngning. Vidare innehåller enligt Geijer (1960 b) amfibolerna i såväl reaktionsskarnmalmerna som i primärskarnmalmerna i huvudsak lika höga halter av fluor. I bägge malmtyperna anses amfibolen ha bildats i direkt samband med magnesiametasomatosen.

I detta sammanhang skall framhållas att en dualism liknande den, som råder för de svenska skarnmalmerna, även finns beträffande de järnmalmer, som ligger i gruvdistriktet Aldan i Jakutiska republiken i östra Sovjetunionen. Dessa malmer, som ifråga om sammansättning och uppträdande visar vissa likheter med skarnmalmerna i Norrbottens län, har tolkats dels som kontaktmetasomatiska

bildningar (Shabynin 1958), dels som järnrika sediment, vilka omvandlats och fått sin nuvarande utbildning i samband med regionalmetamorfa processer (Serdyuchenko 1959, 1960). I malmerna ingår bor, bl. a. som ludwigit och turmalin. Betydelsefullt är att detta element av Shabynin tolkats ha ett magmatiskt ursprung, som tyder på ett kontaktmetasomatiskt bildningssätt för malmerna, på samma sätt som Geijer (1939) visat att förekomsten av ludwigit i de mellansvenska skarnmalmerna utgör ett bevis för dessa malmers kontaktmetasomatiska karaktär. I motsats till Shabynin uppfattar däremot Serdyuchenko bor som sedimentärt bildad i malmerna i Aldan och anser att elementet har utfällts tillsammans med järnet och genom senare metamorfa omvandlingar kommit att ingå i ludwigit.

XIV. Ursprunget av järnmalmerna i Svappavaarafältet

Ursprunget av järnmalmerna i Svappavaarafältet har i litteraturen behandlats kortfattat, beroende på att man tidigare endast ägt en översiktlig kännedom om dessa fyndigheter. Därvid har så gott som enbart apatitmalmerna berörts och i huvudsak då Gruvberget som varande den bäst kända av malmerna.

Löfstrand (1894) uppfattar på grundval av Hermelins beskrivning (1804) såväl kopparmalmen som järnmalmen i Gruvberget som likartade gångbildningar.

De Launay (1903) anser, huvudsakligen på grundval av analogier med Malmberget och Grängesberg, att Gruvbergsmalmen utgör en pneumatolytisk-sedimentär bildning, som uppkommit genom att (submarina) emanationer av järnklorid reagerat med vatten under bildning av hämatit. Detta mineral har genom senare metamorfos omvandlats i magnetit. För svartmalmen i norra delen av fyndigheten anser de Launay att den omgivande bergarten varit en kalkrik sådan. Att hämatit uppträder i södra delen av fyndigheten beror på att magnetiten utsatts för en ytlig omvandling. På grund av att malakit och azurit förekommer intill järnmalmen anförs dock ett annat alternativ för bildningen: malmen skulle ha avsatts som svavelkis, vilken utsatts för en ytlig oxidation och sedan omkristalliserat. De Launay påpekar dock att det är svårt att förena denna teori med det förhållandet att kopparsulfider finns bevarade i anslutning till de sekundära kopparmineralen.

Stutzer (1907) uppfattar malmen i Gruvberget på grund av analogier med Malmberget och Grängesberg som en bildning av samma slag som de övriga apatitmalmerna i norra Sverige. Dessa malmer har ett magmatiskt ursprung: »Sie sind auf magmatischem Wege entstanden und zwar entweder als magmatische Ausscheidungen in situ, oder als gewanderte magmatische Ausscheidungen, als magmatische Gänge und Ergüsse» (op. cit., s. 674). Den höga kalcithalten i svartmalmen i Gruvberget beror enligt Stutzer på att kalcit sekundärt upptagits av malmmagman och sedan utkristalliserat.

Geijer (1910, 1931 a, 1931 b, 1935 och Geijer & Magnusson 1952) hänför Gruvberget, Leveäniemi och Tansari till apatitmalmerna och anser följaktligen att dessa fyndigheter har ett magmatiskt ursprung. Kalciten i svartmalmen i Gruvberget uppfattar Geijer som ett ursprungligt mineral, vilket bildats samtidigt med malmen, och han framhåller att kalcitens uppträdande starkt liknar apatitens.

Vad de övriga järnmalmerna i Svappavaarafältet beträffar, hänför Geijer (1931 a) Kiilavaara till skarnmalmerna, vilka enligt hans uppfattning har ett kontaktmetasomatiskt bildningssätt.

Apatitjärnmalmerna i Svappavaarafältet är ifråga om uppträdande och mineralogisk-kemisk sammansättning i huvudsak lika de övriga apatitjärnmalmerna i

Norrbottens län. De utgörs av magnetit-hämatitmalmer, vilkas fosforhalt varierar från låg till måttlig. Sålunda uppgår den i Gruvberget till omkring 1 %, i Leveäniemi till mellan 0.05 och 0.8 % och i Tansari till under 0.2 %. Kismineral saknas eller ingår i helt obetydliga mängder. Halterna av vanadin, krom, kobolt, nickel, titan och mangan är desamma som i övriga apatitmalmer. Mängden skarnmineral (främst tremolit-aktinolit och diopsid, i Gruvberget delvis granat) är ringa. I Gruvberget och Leveäniemi förekommer dock i begränsad omfattning samlade massor av skarn. Sidostenen är den för apatitmalmer vanliga. I Gruvberget och Leveäniemi utgörs den av en leptit av syenitporfyrisk sammansättning och i Tansari av en syenitporfyr. Malmens uppträdande gentemot sidostenen är intrusivt, och i samtliga förekomster bildar malmen i större eller mindre omfattning ett ådernät (en malmbreccia) i denna.

Malmen i Gruvberget och Leveäniemi visar en hög halt av kalcit. Av s. 147 framgår att medelhalten för $CaCO_3$ i Gruvbergets svartmalm uppgår till 10.0 % (motsvarande 4.4 % CO_2) och i blodstenen till 3.4 % (motsvarande 1.5 % CO_2). För den kalkrika svartmalmen i Leveäniemi anger Parák (1965) mellan 4.0 och 9.4 % CO_2. Därigenom avviker dessa fyndigheter från flertalet övriga apatitmalmer och bildar en övergångstyp till de apatitrika fyndigheterna, vilka delvis även för rikligt med kalcit. Sålunda förekommer i Rektorn och Nokutusvaara allmänt små mängder av kalcit. Enligt Geijer (1919 a) ingår i vissa delar av malmen i dessa fyndigheter avsevärda mängder av kalcit.

Om man bortser från den delvis höga kalcithalten råder fullständig likhet mellan apatitmalmerna i Svappavaarafältet och i övriga delar av Norrbottens län. Detta har haft till följd att jag vad angår bildningssättet för apatitmalmerna i Svappavaarafältet ansluter mig till Geijers uppfattning om ett magmatiskt ursprung innebärande att malmerna utgör en avspaltningsprodukt ur den magma, som gett upphov till malmernas sidosten. Vad kalciten i malmen i Gruvberget och Leveäniemi beträffar, torde denna vara en ursprunglig beståndsdel. Att så är fallet visas av att apatit, som utgör ett primärt mineral i apatitmalmerna, och kalcit följs åt. I Gruvberget ingår apatit i kalcitslirorna i de kalkrika delarna av svartmalmen på samma sätt som kalcit förekommer i apatitslirorna. Även i Leveäniemi är de båda mineralen intimt associerade med varandra.

Som tidigare beskrivits (s. 115), utgör malmen (breccian) i Ainasjärvi en tektonisk bildning, i vilken malmmineralen har ett metasomatiskt ursprung, och fyndigheten parallelliseras med blodstenarna i Undre Haukiserien intill Luossavaara. Detta understöds av ferridfördelningen i malmen: magnetiten ansluter sig genom de relativt höga halterna av vanadin och nickel närmast till apatitmalmerna, medan den låga halten av kobolt tyder på ett samband med skarnmalmerna. Från bägge malmtyperna skiljer den sig dock genom sin höga halt av krom. Hämatiten avviker från den i apatitmalmerna genom en låg halt av vanadin och en något högre halt av krom. Däremot är den vad samtliga ferrider beträffar lik blodstenarna i Undre Haukiserien. Ferridhalterna antyder sålunda att

järnmalmen i Ainasjärvi är en från såväl apatitmalmerna som skarnmalmerna skild bildning, som dock visar likheter med de hydrotermalt bildade Haukiblodstenarna.

Skarnmalmerna i Alpha, Kiilavaara och Kulleri ansluter sig till övriga skarnmalmer i Norrbotten både ifråga om den mineralogisk-kemiska sammansättningen och sidostenens karaktär. De består av magnetit och åtföljs av betydande mängder skarnmineral (tremolit-aktinolit, diopsid och flogopitisk glimmer), vilka finns dels i malmen, dels som samlade massor. Sulfider (pyrit, magnetkis och i obetydlig mängd kopparkis) förekommer allmänt. I Alpha, Kiilavaara och sannolikt även Kulleri uppträder malmen i anslutning till kalkstenar, vilka omges av basiska tuffiter och sedimentbergarter.

För skarnjärnmalmerna i Svappavaarafältet saknas iakttagelser, som kan ge en anvisning om bildningssättet. I enlighet med de synpunkter på ursprunget av skarnmalmerna i Norrbottens län, som framförts i närmast föregående avsnitt, anses även järnmalmerna i Svappavaaragruppen vara omvandlade kemiskt sedimentära bildningar som uppkommit i samband med den vulkanism och sedimentation, som gett upphov till sidostenen. Ett kontaktmetasomatiskt bildningssätt torde vara mindre sannolikt; i alla händelser kan Linagraniten uteslutas som »malmbringare», då som tidigare framhållits Svappavaaragruppen icke visar några spår av inverkan från denna. Bergarterna har visserligen påverkats av skapolitiseringen, vilken troligen hör samman med graniten, men det finns å andra sidan ingenting, som tyder på att bildningen av skarnmalmerna skulle äga samband med denna metasomatiska aktivitet.

Skarnmalmen i Koivujärvi liknar vad den mineralogisk-kemiska sammansättningen beträffar skarnmalmerna i Svappavaaragruppen. De genetiska förhållandena är emellertid svårtolkade genom att malmen uppträder i en biotitgnejs, vars ursprung på grund av den höga metamorfosgraden icke kan avgöras. Av intresse är därför att halterna av ferriderna, frånsett vanadin i Kulleri, i denna malm och i skarnmalmerna är i huvudsak lika (tabell 39). I samtliga ingår relativt låga halter av kobolt och nickel, varigenom malmerna ifråga avviker från apatitmalmerna, som visar relativt höga halter av dessa element. Co: Ni-förhållandet i Koivujärvi är 2.5, vilket ansluter denna malm till skarnmalmerna, där värdet ligger över 1.0, medan det i apatitmalmerna håller sig kring 0.5 (s. 214). Vanadinhalten i Koivujärvi (350 p.p.m.) överstiger icke nämnvärt den, som redovisats från Alpha och Kiilavaara, men avviker däremot från den höga halten i apatitmalmerna och Kullerimalmen. Titan- och manganhalterna är väsentligen desamma som i skarnmalmerna. På grund av likheterna i mineralogisk sammansättning och i fördelning av ferriderna är det sannolikt att denna malm har samma ursprung som de övriga skarnmalmerna i Svappavaarafältet.

Som tidigare anförts (s. 22), torde porfyr-leptitgruppen, i vilken apatitmalmerna uppträder, och Svappavaaragruppen, i vilken skarnmalmerna ingår, ha samma ålder men representera olika faciell utbildning. Bägge malmtyperna har

Tabell 43. Normativ sammansättning av leptit och basisk tuffit i Svappavaarafältet

Normative composition of leptite and basic tuffite in the Svappavaara area

Lokal *Locality*	Analys *Analysis*	Q	Or	Ab	An	C	Ne
							Leptit
Gruvberget	15, s. 150	10.5	26.8	32.8	11.0	4.1	—
»	14, s. 150	9.7	10.8	35.1	24.9	2.3	—
»	16, s. 150	6.8	21.0	49.3	13.8	—	—
»	17, s. 150	—	37.7	29.1	13.5	2.9	1.9
Leveäniemi	P 450	12.2	19.0	25.7	17.3	3.2	—
»	P 459	9.7	18.0	36.3	10.8	7.6	—
»	P 449	4.5	15.7	48.7	11.3	2.4	—
							Basisk tuffit
Svappavaara by	2, s. 36	—	18.5	36.7	9.2	0.4	—

Analys P 449, P 450 och P 459 är tagna ur Parák (1965)

Wo	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Hm	Ilm	Ap	Pr
Leptite									
—	6.9	3.5	—	—	2.4	—	1.2	0.8	—
—	8.9	2.0	—	—	4.5	—	1.2	0.6	—
3.1	1.3	—	—	—	3.1	—	1.0	0.6	—
—	—	—	5.9	—	3.6	3.7	1.0	0.7	—
—	11.7	5.6	—	—	3.9	—	1.0	0.3	—
—	5.7	6.1	—	—	4.4	—	1.0	0.4	—
—	6.9	3.7	—	—	5.4	—	1.0	0.4	—
Basic tuffite									
—	8.4	8.4	5.9	5.3	1.8	—	3.6	0.4	1.4

bildats i samband med den vulkanism och vad gäller skarnmalmerna även den sedimentation, som gett upphov till malmernas sidosten. Trots detta finns det ingenting som talar för att malmerna skulle ha bildats genom en och samma process och sålunda ha ett gemensamt ursprung. Apatitmalmerna är differentiationsprodukter i en magmatisk utveckling vid vilken huvudsakligen intermediära vulkaniter bildats, medan skarnmalmerna utgör sediment bildade samtidigt med den basiska vulkanism och sedimentation, som gett upphov till Svappavaaragruppens bergarter.

Parák (1965) anser emellertid att sidostenen till malmen i Leveäniemi samt skarnmalmerna Alpha, Kiilavaara och Kulleri hör till en och samma sedimentära grupp. Enligt hans uppfattning föreligger med utgångspunkt från förhållandena kring Leveäniemi i Svappavaarafältet följande stratigrafi. Äldst i lagerserien är en röd leptit — av samma slag som i Gruvberget — vilken uppträder S och SV om malmen i Leveäniemi. Ovanpå leptiten följer ett konglomerat (S om malmen). Sedan kommer i lagerserien den skapolitfels och kalksten, som anstår V om malmen. Dessa bergarter överlagras av de leptiter — av Parák benämnda biotitskiffrar — som intar huvuddelen av berggrunden i malmfältet. Enligt Parák föreligger olikheter vad såväl åldern som sammansättningen beträffar mellan biotitskiffrarna och leptiterna av Gruvbergstyp. Biotitskiffrarna uppfattas istället som sediment besläktade med Svappavaaragruppens bergarter. Malmen i Leveäniemi är intrusiv i dessa sediment. Frågan om malmens ursprung har dock lämnats öppen.

Enligt denna tolkning skulle det anmärkningsvärda förhållandet föreligga att en apatitjärnmalm — som Leveäniemi utan tvekan måste anses utgöra — uppträder i en sedimentär bergart. Geijer (1931 b) har visat att apatitmalmernas sidosten icke blott i Sverige utan även i övriga delar av världen består av vulkaniska bergarter, vilka mestadels har en intermediär och i mindre omfattning sur eller basisk sammansättning. Att apatitmalmerna är associerade med vulkaniter kännetecknade av tämligen ringa variation av den kemiska sammansättningen utgör enligt mitt förmenande ett av de starkaste stöden för att dessa malmer har ett magmatiskt ursprung och att de bildats genom samma magmatiska verksamhet, som gett upphov till sidostenen. Den petrografiska karaktären av sidostenen till malmen i Leveäniemi må därför i det följande upptas till diskussion.

Enligt författarens mening utgörs sidostenen i Leveäniemi av leptiter, vilka är besläktade med leptiterna i Gruvberget och med de intermediära vulkaniter, som bildar sidostenen i övriga apatitmalmer i Norrbotten men som är helt väsensskilda från Svappavaaragruppens bergarter. Leptiterna i Gruvberget består av albit-oligoklas (mindre ofta oligoklas eller andesin), mikroklin, kvarts och biotit. Leptiterna i Leveäniemi avviker från dessa genom att de håller en högre halt av biotit och stundom även en ringa halt av tremolit-aktinolit, medan mikroklin är sällsynt. Analyser visar dock att de kemiska olikheterna mellan de två leptittyperna är relativt små — i tabell 13, s. 86, återges medelsammansättningen (i katjonprocent) och i tabell 43 redovisas den normativa sammansättningen. Av dessa tabeller framgår att leptiterna i stort sett är varandra lika. Den likartade kemiska sammansättningen återspeglas även av QLM-diagrammet i fig. 3. I detta faller båda leptittyperna inom ett tämligen snävt begränsat område. Projektionspunkterna ligger i och intill det fält, som täcks av syenitporfyriska bergarter från övriga delar av Norrbotten. Vidare framgår av tabell 1 att leptiterna i Leveäniemi även vad beträffar halterna av vanadin, krom, kobolt och nickel liknar leptiterna i Gruvberget och de övriga intermediära vulkaniterna i Svappavaarafältet. Ifråga om krom och kobolt kännetecknas dock Leveäniemileptiterna av något högre halter.

Det ovanstående visar att leptiterna i Leveäniemi och Gruvberget trots vissa mineralogiska olikheter är besläktade med varandra och att de utgörs av bergarter, som är jämförbara med syenitporfyrerna i övriga delar av Norrbotten.

Däremot föreligger betydande mineralogiska och kemiska olikheter mellan leptiterna i Leveäniemi och Svappavaaragruppens bergarter. Det bör dock framhållas att i de basiska tuffiterna helt sporadiskt ingår smala inlagringar av typer, vilka makroskopiskt påminner om biotitrika varianter bland leptiterna. I övrigt finns det dock inga som helst likheter mellan de båda bergarterna. Sålunda består den basiska tuffiten av tremolit-aktinolit och albit. Vidare förekommer biotit ställvis rikligt. Tuffiten har en kemisk sammansättning (tabell 5), som motsvarar en basalt eller andesit; projektionspunkten i QLM-diagrammet i fig. 3 ligger intill dessa bergarter. Tabell 43 visar att tuffiten vad den normativa sammansättningen beträffar avviker från leptiterna i Leveäniemi. Även ifråga om halterna av vanadin, krom, kobolt och nickel råder skiljaktigheter: av tabell 1 framgår att tuffiten jämfört med leptiterna håller betydligt högre halter, vilka dock enligt tabell 2 är normala för basiska vulkaniter. Utan att gå in på några detaljer skall endast framhållas att de övriga leden i Svappavaaragruppen i än högre grad än den basiska tuffiten avviker från leptiterna i Leveäniemi.

Det förhållandet att i leptiterna i Leveäniemi jämte kalksten förekommer en mindre inlagring av skapolitfels — vilken torde utgöras av ett skapolitiserat märgelsediment likt de som ingår i Svappavaaragruppen — förenar icke heller leptiterna med Svappavaaragruppen utan visar endast att samtidigt med den vulkaniska verksamhet, som gett upphov till leptiterna, i helt ringa omfattning skett en sedimentation av kalkiga bergarter av samma slag som i Svappavaaragruppen.

På grundval av det ovan sagda kan man utesluta att leptiterna i Leveäniemi och bergarterna i Svappavaaragruppen skulle bilda en petrografisk enhet med ett likartat bildningssätt. Det torde tvärtom vara uppenbart att leptiterna är besläktade med de övriga till porfyr-leptitgruppen hörande, intermediära (syenitporfyriska) vulkaniterna, medan Svappavaaragruppen utgörs av basiska vulkaniter och sediment. Därav följer att malmen i Leveäniemi även vad sidostenen beträffar är lik de övriga apatitmalmerna i Norrbotten.

XV. Metasomatiska omvandlingar i järnmalmerna i Norrbottens län

1. Allmänna förhållanden

I ett antal järnmalmer i Norrbotten kan man påvisa ett rymdmässigt samband mellan förekomsten av hämatit och sericit-kvartsrika omvandlingsbergarter, vilka stundom innehåller kalcit och klorit jämte små eller accessoriska mängder av turmalin, baryt, ortit och flusspat. Ett dylikt samband föreligger huvudsakligen i apatitjärnmalmer, nämligen Gruvberget, Leveäniemi, Haukivaara, Henrymalmen, Nokutusvaara, Rektorn, Malmberget och Tjaskajåkk men även i metasomatiskt bildade malmer, till vilka Ainasjärvi och blodstenarna i Undre Haukiserien hör. I omvandlingsbergarterna i Malmberget ingår sericit underordnat. Istället uppträder andra aluminiumrika mineral: sillimanit jämte obetydliga mängder av korund och andalusit.

Sambandet mellan hämatit och omvandlingsbergarterna i de olika förekomsterna belyses i det följande.

2. Gruvberget

På s. 84 har beskrivits hur den fragmentförande leptiten och sericitskiffern i Gruvberget uppkommit genom att leptiterna (och troligen även inlagringarna av syenitporfyr) i vissa zoner tektoniserats. I dessa zoner har metasomatiska omvandlingar skett med påföljd att fältspaten och biotiten i bergarterna förstörts och sericit jämte kvarts och i någon mån klorit nybildats.

Vad som faller i ögonen vid ett studium av kartan över Gruvberget (Pl. 4) är att i närheten av hämatit, i såväl huvudmalmen som de små kropparna och smala slirorna V om denna, alltid anstår sericitomvandlade bergarter. Sålunda ligger flertalet zoner med fragmentförande leptit och sericitskiffer i området Ö om blodstenen i huvudmalmen, delvis i direkt anslutning till denna. Vidare uppträder sericitskiffrar intill de hämatitkroppar och hämatitsliriga leptiter, som ligger SSÖ om Vaarajärvi. I det område, där magnetit förekommer, synes emellertid sericitbergarter så gott som helt saknas. Detta gäller såväl huvudmalmen som de smärre kropparna och mineraliseringarna V och Ö om denna. I stort sett kan sålunda Gruvberget uppdelas i ett sydligare område med hämatit och sericitbergarter och ett nordligare med magnetit, där sericitbergarter saknas.

Det föreligger icke några iakttagelser som kan ge en förklaring till varför sericitomvandlingen är knuten till den sydligare delen av malmfältet. Närmast till hands ligger tolkningen att de tektoniska zoner, i vilka omvandlingen skett står i relation till en storstruktur. Berggrunden i fyndigheten skulle kunna tänkas vara

uppdelad av en linje, norr om vilken någon tektonisering och omvandling icke ägt rum. En sådan struktur har dock icke kunnat iakttas vid karteringen, ej heller framkommer den på flygbilder. Däremot förekommer på den magnetiska kartan en markerad linje, som från området drygt 300 m Ö om Storgruvan i västlig riktning sträcker sig fram till sydspetsen av Vaarajärvi. Denna öst—västliga linje begränsar mot S en relativt hög magnetisk anomali, som ligger Ö om nordändan av huvudmalmen. Leptiten håller här rikligare med magnetit än normalt (s. 149). Den begränsar vidare mot N den magnetiska indikation, som härrör från det västra stråket av basisk leptit. Om också denna linje icke kunnat påvisas geologiskt, kan man dock icke utesluta att den eventuellt kan utgöra en betydande störning i berggrunden.

På Gruvberget råder ett rymdmässigt samband mellan uppträdandet av sericitbergarter och hämatit. Tidigare har visats att magnetiten utgör det primära malmmineralet i fyndigheten och att hämatit uppstått ur magnetiten genom oxidation, varvid malmen samtidigt rekristalliserat (s. 140). Det ligger därför nära till hands att anta att de metasomatiska processer, som gett upphov till sericitomvandlingen i leptiten (och syenitporfyren), även orsakat oxidationen av magnetit till hämatit. Därvid skulle de tektoniska zoner, i vilka sericitbergarterna uppträder, ha utgjort tillförselkanaler för de lösningar, som påverkat magnetiten. Lösningarna skulle icke ha haft någon mera regional effekt utan endast verkat i närheten av de tektoniska zonerna; avståndet mellan sericitbergarter och hämatit synes mestadels icke överstiga 100 m. Detta skulle ge en förklaring till att hämatit endast uppträder i anslutning till de tektoniska zonerna och att magnetiten i den norra delen av fyndigheten icke påverkats. Relationen sericitbergarter—hämatit är kanske mest påtaglig i malmbreccian V om huvudmalmen i den mellersta och södra delen av fyndigheten. Här sker en successiv minskning av förhållandet hämatit—magnetit ju längre man kommer mot V, dvs. ju längre man kommer från sericitbergarterna Ö om huvudmalmen. Lösningarna från de tektoniska zonerna har sålunda endast påverkat huvudmalmen och östra delen av den intilliggande breccian. Den hämatitomvandling, som förekommer i malmkropparna och malmslirorna i området SSÖ om Vaarajärvi, skulle däremot kunna förknippas med de sericitbergarter, som uppträder i detta område.

Mot det förda resonemanget kan givetvis invändas att oxidationen av magnetit till hämatit likaväl kan ha skett genom inverkan av en ytvittring. En oxiderande vittring av magnetit är i Norrbotten bl. a. känd från Kiirunavaara (Geijer 1910, 1924 a) och Laukujärvi (Geijer & Magnusson 1926). En dylik tolkning är dock svår att tillämpa på förhållandena i Gruvberget. Om oxidationen av magnetiten skulle ha skett genom inverkan av från ytan kommande lösningar kan man svårligen förklara, varför de olika delarna av malmfältet angripits i så varierande grad. I hela den norra delen av fyndigheten föreligger magnetit, som vid en ytvittring bör ha påverkats lika väl som malmen i den södra delen av fyndigheten. Magnetiten är emellertid endast i ringa omfattning oxiderad till

hämatit. Likaledes är det svårt att genom en ytlig process förklara den gradvisa omvandling som — även på betydande djup — skett i magnetiten i malmbreccian V om huvudmalmen. Vid en ytvittring bör hela breccian, som dock icke är mera än 10—70 m bred, ha omvandlats likformigt. Det är därför sannolikt att omvandlingen av magnetit till hämatit icke har uppkommit genom en ytlig oxidation utan genom inverkan av hypogena processer.

Det bör understrykas att man i hämatiten icke funnit några indikatorer på att en metasomatisk omvandling ägt rum. Sålunda har mineralnybildningar icke skett med undantag av att hämatit uppkommit ur magnetit. Om omvandlingen inneburit några kemiska förändringar kan icke avgöras. Svartmalmen skiljer sig från blodstenen genom en högre halt av kalcit, medan däremot blodstenen för rikligare med kvarts. Det är därför troligt att kalciten i svartmalmen, som enligt vad som tidigare sagts utgör ett ursprungligt mineral i malmen (s. 242), utlösts av de omvandlande lösningarna samtidigt som kvarts åtminstone delvis kan ha tillförts. Däremot har den i malmen ingående apatiten icke påverkats av omvandlingen; fosforhalten i svartmalm och blodsten i huvudmalmen är i stort sett densamma.

Blodstenen skiljer sig från svartmalmen i strukturellt avseende genom att den delvis visar en svag antydan till parallellstruering. Vidare föreligger ställvis, huvudsakligen i den norra delen av blodstenen i huvudmalmen, en väl utbildad förklyftning. Troligt är att samtidigt med omvandlingen även en omkristallisation ägt rum.

Om åldern av omvandlingen är ingenting annat bekant än att sericitbergarterna genomsätts av pegmatit, som hör samman med Linagraniten.

3. Leveäniemi

Som tidigare nämnts (s. 188), förekommer i leptiterna i Leveäniemi sericitskiffrar, vilka består av sericit och kvarts. Vidare ingår sillimannit och turmalin accessoriskt. Undantagsvis är sericitskiffrarna fragmentförande. De uppträder huvudsakligen i området V om malmen och delvis i omedelbar anslutning till denna. N om fyndigheten har vidare sericitbergarter påträffats i leptiterna SV om Hyttyjärvi. Sericitskiffrarna överensstämmer såväl mineralogiskt som kemiskt med motsvarande bergarter i Gruvberget och utgör troligen i likhet med dessa en metasomatisk omvandlingsprodukt av leptiten.

I den mellersta delen av Leveäniemi är svartmalmen hämatitomvandlad över betydande ytor. I den norra och södra delen av fyndigheten förekommer hämatitomvandlad svartmalm endast i mindre omfattning. I anslutning till sericitskiffrarna SV om Hyttyjärvi är magnetiten delvis hämatitomvandlad i de här befintliga smala malmkropparna och malmslirorna. I samtliga fall utgör magnetit det primära malmmineralet, och hämatit har uppstått ur detta genom oxidation.

Även i Leveäniemi uppträder följaktligen sericitomvandlade leptiter och hämatitomvandlad svartmalm i närheten av varandra. Däremot kan icke som för Gruvberget ett direkt samband mellan sericitisering och hämatitomvandling påvisas. I stort sett synes de båda processerna dock vara anslutna till varandra: intill de delar av leptiten, där sericitomvandlingen har sin största utbredning, har även hämatitbildningen i svartmalmen varit mest genomgripande.

I likhet med vad som visats för Gruvberget skulle sålunda sericitiseringen och hämatitomvandlingen i Leveäniemi kunna hänföras till samma metasomatiska process. Än mindre än för Gruvberget kan någon förklaring ges till varför omvandlingen uppträder inom ett relativt begränsat område. Sannolikt är att den även här är strukturellt betingad. Den anförda tolkningen har dock svagheten att icke kunna förklara, varför betydande delar av malmen undgått påverkan av omvandlingen, bl. a. den södra delen av fyndigheten med dess omedelbara anslutning till sericitbergarterna. I likhet med Gruvberget torde dock ett supergent bildningssätt för hämatiten vara uteslutet. Om magnetiten omvandlats av en från ytan kommande vittring, kan man icke finna någon orsak till varför den övervägande delen av svartmalmen icke påverkats.

I den hämatitomvandlade svartmalmen förekommer fragmentliknande partier av kaolinförande leptiter (s. 102). I motsats till Gruvberget, där den lokalt uppträdande kaolinomvandlingen av leptiten tolkas som bildad genom en ytlig vittring, torde kaoliniseringen av leptiten i Leveäniemi äga samband med den metasomatiska omvandling, som gett upphov till hämatiten och sericitbergarterna. Den sistnämnda kaoliniseringen har nämligen endast påträffats i den hämatitomvandlade svartmalmen, icke utanför denna.

Den relativa åldern av sericitbergarterna framgår av att de genomsätts av metabasit och Linagranit.

4. Ainasjärvi

Sericitrika bergarter har i Svappavaarafältet påträffats icke blott i anslutning till leptiterna kring Gruvberget och Leveäniemi utan även intill järnmalmen vid Ainasjärvi. Som förut beskrivits (s. 116), är albitporfyriten i den mellersta delen av fyndigheten sericitomvandlad. Den bergart, som därvid uppkommit består av sericit och kvarts jämte små mängder av albit, mikroklin och järnoxid. Vidare ingår turmalin som ett accessoriskt mineral.

Intill den sericitomvandlade porfyriten utgörs malmmineralet i fyndighetens breccia av hämatit, medan i övriga delar av fyndigheten, där någon sericitomvandling icke iakttagits, magnetit förhärskar. Mestadels är det icke möjligt att avgöra i vilken relation magnetit och hämatit står till varandra, men en ringa hämatitomvandling av magnetiten antyder dock att magnetiten utgör det primära mineralet och att hämatit bildats ur detta genom oxidation. I alla händelser kan

man konstatera att det råder ett rymdmässigt samband mellan förekomst av hämatit och sericitomvandling.

Förhållandena kompliceras givetvis i denna fyndighet av att malmbildningen, enligt vad som tidigare anförts, skett metasomatiskt. Sannolikt är att malmbildningen och sericit-hämatitomvandlingen tillhör samma metasomatiska aktivitet och att magnetit bildats i ett inledande skede av denna, medan sericitbildningen och omvandlingen av magnetit till hämatit ägt rum i processens slutfas.

5. Undre Haukiserien

Ö om Luossavaara sträcker sig i ungefärlig nord—sydlig riktning från norra delen av Kiruna stads centrum över Nokutusjärvi fram till något N om Syväjärvi ett stråk av förskiffrade och hydrotermalt omvandlade bergarter, vilka sammanfattats under benämningen Undre Haukiserien. I denna ingår delvis agglomeratiska syenitporfyrer, grå sericitskiffrar (uppkomna ur föregående, av Geijer (1910) benämnda omvandlade syenitporfyrer), ljusa sericitskiffrar och sericitkvartsiter samt sericitrika fragmentbergarter. Författaren har undersökt dessa bergarter och funnit att de uppbyggs av kvarts och sericit. Ställvis finns dock klorit i mera betydande mängder. Som ett underordnat mineral förekommer hämatit. Kalcit uppträder ibland relativt rikligt. I små eller accessoriska mängder ingår apatit, titanit-leukoxen, turmalin, ortit, baryt och, enligt Lundbohm (1910), flusspat.

I likhet med Geijer (1931 a, 1935, 1960 a) tolkar jag de i Undre Haukiserien ingående bergarternas mineraldräkt som ett resultat av hydrotermala omvandlingar. Detta bekräftas av kemiska analyser. I tabell 44 redovisas sammansättningen av en syenitporfyr och en grå sericitskiffer. Bägge bergarterna innehåller en anmärkningsvärt hög halt av fluor (omkring 0.4 %), vilket tyder på att de påverkats metasomatiskt. Även om analyserna icke är direkt jämförbara med dem, som utförts på sericitbergarterna i Gruvberget och Leveäniemi — bl. a. är SiO_2-halten i porfyren och den grå sericitskiffern betydligt lägre — föreligger dock vad angår det relativa förhållandet mellan vissa element likheter med bergarterna i Svappavaarafältet. Av tabellen framgår att syenitporfyren och sericitskiffern uppvisar ett högt värde för K/(Na+K)-kvoten (0.78—0.83) och Fe^{3+}/($Fe^{2+}+Fe^{3+}$)-kvoten (0.87—0.93) samt ett relativt lågt värde för Mg/(Mg+ $+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn$)-kvoten (0.22—0.23). Dessa värden överensstämmer med dem som angetts för sericitbergarterna i Svappavaarafältet (tabell 13).

I anslutning till Undre Haukiserien finner man de apatitrika järnmalmerna Haukivaara, Henrymalmen, Nokutusvaara och Rektorn. I Rektorn och Nokutusvaara består malmen av såväl magnetit som hämatit, och i Haukivaara och Henrymalmen huvudsakligen av hämatit. I sistnämnda fyndighet förekommer dock, isynnerhet vad den norra delen beträffar, underordnade mängder av magnetit, vilken i Haukivaara uppträder endast i obetydlig mängd.

Tabell 44. Analys 33: syenitporfyr och analys 34: sericitskiffer, Undre Haukiserien, Kiruna

Analysis 33: syenite-porphyry and analysis 34: sericite schist, Lower Hauki series, Kiruna

Analytiker: A. Aaremäe

Analys	33		34	
	Vikt%	Katjon%	Vikt%	Katjon%
SiO_2	47.35	48.5	47.42	48.8
TiO_2	1.50	1.2	1.44	1.1
Al_2O_3	16.97	20.5	17.83	21.6
Fe_2O_3	17.53	13.5	10.73	8.3
FeO	2.38	2.0	0.71	0.6
MnO	0.07	0.1	0.12	0.1
MgO	3.09	4.7	1.61	2.5
CaO	0.80	0.9	5.43	6.0
BaO	0.03	—	0.02	—
Na_2O	0.69	1.4	1.20	2.4
K_2O	5.12	6.7	6.27	8.2
P_2O_5	0.56	0.5	0.45	0.4
H_2O+	3.43		2.71	
H_2O-	0.14		0.12	
F	0.42		0.39	
CO_2	0.09		3.98	
S	0.01		< 0.01	
	100.18		100.43	
—O=F	0.18		0.16	
	100.00	100.0	100.27	100.0
Kata-ekvivalentnorm				
Q	19.5		15.1	
Or	33.5		43.2	
Ab	7.0		12.6	
An	—		—	
C	12.4		11.5	
En	9.6		5.2	
Mt	4.2		—	
Hm	10.6		8.6	
Ru	0.6		0.4	
Ilm	1.2		1.6	
Fr	0.6		0.6	
Ap	0.8		1.2	
	100.0		100.0	
Nigglivärden				
si	137		145	
al	29.0		32.2	
fm	57.3		34.1	
c	2.4		17.9	
alk	11.3		15.8	
k	0.83		0.78	
mg	0.23		0.22	
ω	0.87		0.93	
qz	9.5		— 18.2	
t	15.3		— 1.2	

Analys	Läge	Mineralsammansättning		
		Huvudmineral	Underordnade mineral	Accessorier
33	Barnhemmet, Kiruna stad	Sericit	Hämatit, kvarts, klorit, albit-oligoklas	Apatit, leukoxen turmalin
34	Olofs kulle	Sericit	Hämatit, kvarts, kalcit	Leukoxen, turmalin

I Rektorsmalmen har enligt Geijer (1950, s. 12) hämatit bildats ur magnetit: »From the textural relations there seems little doubt that part of the hematite has formed through replacement of magnetite. However, the texture is not the one characteristic of martitization in the ordinary sense, and it appears probable that this oxidation of the magnetite has occurred in connection with the appearance of independent grains of primary hematite.» Rektorsmalmen har vidare undersökts av S. Ljunggren (1956), som visar att förhållandet mellan magnetit och hämatit minskar från liggandet i V mot hängandet i Ö, dvs. blodstensandelen i malmen ökar mot Undre Haukiseriens bergarter och är regelbunden efter malmkroppens hela sträckning. Ljunggren har i likhet med Geijer funnit att det icke är fråga om en normal martitisering (op. cit., s. 15): »Sålunda har oktaedermartitisering iakttagits endast i sällsynta undantagsfall och då närmast hängandet. Dessa magnetitkorn äro ofta större — 0.2—0.5 mm — än den övriga malmens och av typisk oktaederform; många sådana korn äro f. ö. ej martitiserade. Där kan man också i enstaka fall se en klar martitisering i form av raka, i förhållande till de genomsatta magnetitkornens storlek breda lameller. I den stora malmmassan i övrigt är det ofta svårt att se någon klar åldersskillnad mellan de bägge mineralen — detta är särskilt fallet mot liggandet, där ju blodstensandelen är låg.» Däremot är i de smala magnetit-hämatitmalmer, som uppträder Ö om malmkroppen i Rektorsporfyren, normala martitiseringsfenomen i magnetiten rätt vanliga.

Genom tillmötesgående från P. Forsell har författaren erhållit prov från Nokutusvaara, Henrymalmen och Haukivaara, varigenom det varit möjligt att under mikroskopet studera det inbördes förhållandet mellan magnetit och hämatit i malmen i dessa fyndigheter.

I Nokutusvaara utgörs svartmalmen av omkring 0.02—0.1 mm stora, an- till subhedrala korn av magnetit, som alltid håller små eller accessoriska mängder av hämatit. Några prov fria från hämatit har icke iakttagits. Hämatiten föreligger mestadels som små, oregelbundna aggregat i kanterna av magnetitkornen men även i ringa omfattning inne i dessa. I något fall bildar hämatiten smala lister, som skjuter in i magnetiten, där de delvis följer kristallografiska riktningar. Stundom uppträder hämatit som smala, oregelbundna, genomsättande sliror, vilka omsluter magnetit. Den i fyndigheten ingående blodstenen består av om-

kring 0.02 mm stora, anhedrala, ibland listformade hämatitkorn. I detta finkorniga aggregat förekommer i liten mängd magnetit, dels som 0.05—0.1 mm stora, an- till subhedrala korn, vilka innehåller små mängder hämatit huvudsakligen i kanterna av kornen, dels som omkring 0.02 mm stora, helt oregelbundna rester i hämatit. I sistnämnda fall är magnetiten tydligt anfrätt av hämatit; vidare är den i enstaka prov oktaedermartitiserad.

Blodstenen i Henrymalmen består av 0.02—0.5 mm stora, anhedrala hämatitkorn. I underordnad eller liten mängd förekommer magnetit som 0.05—0.2 mm stora, sub- till euhedrala, sannolikt efter (111) utbildade korn, vilka dock ofta har resorberats av omgivande hämatit, varigenom den förlorat sin idiomorfa utbildning. Magnetiten är genomgående oktaedermartitiserad; vidare skjuter i något enstaka fall relativt breda lister av hämatit in i den.

Malmen i Haukivaara består av hämatit, som bildar 0.02—0.1 mm stora, undantagsvis upp till 1 à 2 mm stora, anhedrala korn. I liten mängd eller accessoriskt uppträder i hämatiten upp till 0.3 mm stora, an- till subhedrala korn av magnetit, vilka ibland för små oregelbundna hämatitaggregat i kanterna av kornen. Vidare bildar magnetiten omkring 0.1 mm stora, oregelbundna, av hämatit helt anfrätta korn, som dock ibland har en antydan till långsträckt form. I ett prov har iakttagits sub- till euhedrala, sannolikt efter (111) utbildade korn av magnetit, som är oktaedermartitiserade och som resorberats av omgivande hämatit. Sålunda föreligger påfallande likheter med Henrymalmen. Dessutom har oktaedermartit påträffats, i vilken mellanmassan mellan hämatitlamellerna utgörs av limonit.

I Undre Haukiserien, huvudsakligen i de ljusa sericitkvartsiterna, uppträder smala, ekonomiskt ointressanta inlagringar av en fragmentförande, finfjällig och förskiffrad blodsten — s. k. Haukiblodsten — som innehåller små mängder av kvarts, sericit och stundom klorit. Accessoriskt förekommer turmalin, baryt, ortit och zirkon. Malmmineralet utgörs av hämatit, men man kan dock i mikroskopet observera att i mitten av hämatitkornen i något enstaka prov finns små, oregelbundna rester av magnetit.

Även i bergarterna i Undre Haukiserien föreligger järnoxiden i form av hämatit. Vid mikroskoperingen av en sericitkvartsit från området VNV om Nokutusjärvis sydända har dock tillsammans med hämatit iakttagits små mängder av upp till 0.5 mm stora, subhedrala, något korroderade magnetitkorn, vilka visar en nybildning av hämatit efter oktaederplanen och i kanterna av kornen.

I Undre Haukiserien är det sålunda möjligt att påvisa att hämatit förekommer allmänt i anslutning till metasomatiskt omvandlade, sericit-kvartsrika bergarter. Magnetit torde åtminstone delvis ha utgjort det primära järnoxidmineralet i malmerna och bergarterna. I de fall, där förhållandet mellan magnetit och hämatit kunnat avgöras, är hämatit alltid senare bildad. För Haukiblodstenarna kompliceras förhållandena av att de (enligt Geijers uppfattning) uppkommit genom samma hydrotermala verksamhet, som gett upphov till sericit-kvartsomvand-

lingen av sidostenen. Om hämatit bildats primärt i samband med denna metasomatiska aktivitet eller sekundärt ur magnetit, som utgjort det ursprungliga malmmineralet, kan icke avgöras. De som spår förekommande resterna av magnetit i hämatit tyder dock på sistnämnda bildningssätt.

I detta sammanhang bör malmen i Pilot Knob i sydöstra Missouri uppmärksammas. Den uppvisar enligt Geijer (1931 b) vissa likheter med Haukiblodstenarna. I fyndigheten finns både en finkornig, bandad hämatitmalm och en fragmentförande bildning, i vilken fragmenten består av kvartsporfyr och mellanmassan av hämatit. I den bandade malmen ingår enligt Singewald & Milton (1929) förutom hämatit även kvarts jämte större eller mindre mängder muskovit. Vidare förekommer turmalin. Crane (1912) omnämner vidare fältspat och baryt. I den fragmentförande malmen är porfyrfragmenten till stor del kvarts-sericitomvandlade. I malmens mellanmassa uppträder martit och turmalin.

Även i denna fyndighet finns sålunda ett samband mellan hämatitmalm och kvarts-sericitbergarter, vilka för baryt och turmalin. Förekomsten av martit antyder att det primära malmmineralet kan ha utgjorts av magnetit. Enligt Singewald & Milton tyder mineralassociationen i Pilot Knob på att denna malmtyp har bildats under högtempererade hydrotermala eller mycket mobila pegmatitiska förhållanden. Likheterna med Haukiblodstenarna är således stora vad beträffar både malmens utbildning och dess bildningssätt.

6. Kuosatjvare

38 km SV om Kiruna stads centrum förekommer på sydsluttningen av Kuosatjvare (Kuosasj) en mindre betydande blodstensfyndighet. Det malmförande stråket stryker i NNV och har enligt G. Nilsson (muntligt meddelande) en blottad längd på cirka 1.5 km och en bredd av omkring 10 m. Enligt Geijer (1931 a) kan stråket uppdelas i två huvudkomponenter, nämligen skiktat gråberg och malm. Det förstnämnda består av albit och hämatit jämte apatit, muskovit och rutil. Några tunna skikt utgörs huvudsakligen av muskovit och mikroklin. Malmen har närmast en konglomeratisk karaktär med tämligen väl rundade, mera sällan kantiga fragment av blodsten, silicifierad porfyr, kvarts och sericitskiffer. I mellanmassan ingår kvarts, hämatit och muskovit och ibland baryt, turmalin, zirkon och ett ortitliknande mineral.

Författaren har endast avlagt ett flyktigt besök vid fyndigheten. Vidare har jag studerat några slipprov och polerprov från det malmförande stråket. Makroskopiskt liknar malmen en del av de fragmentförande bergarter, som uppträder i Undre Haukiserien. Även mineralogiskt finns likheter. I bägge ingår sålunda kvarts, muskovit, hämatit jämte turmalin, baryt och ortit (mindre säkert i Kuosatjvare).

Enligt Geijer utgörs malmzonen av en klastisk bildning, i vilken materialet

härrör från bergarter och malmer lika de, som förekommer i Undre Haukiserien. Helt bortsett från de genetiska synpunkterna kan konstateras att en med Undre Haukiserien delvis likartad bildning föreligger och att i denna sericit-kvartsbergarter med bl. a. baryt, turmalin och ortit är associerade med hämatit.

7. Malmberget

I järnmalmen i Malmberget förekommer såväl svartmalm som blodsten i form av självständiga kroppar. Svartmalmen dominerar, och underordnat uppträder blodsten som några mindre kroppar i den västra delen av fyndigheten. Enligt Geijer (1930, s. 29) föreligger mellan de båda malmslagen successiva övergångar, och det antyds att hämatit är senare bildad än magnetit: »Icke sällan ser man i sådan malm, som består av både magnetit och järnglans, att magnetitkornen här och var längs sprickor ersatts av järnglans. Denna martitisering har troligen intet med ytvittring att göra.» För ett sekundärt ursprung av hämatiten har även Stutzer (1907, s. 639) uttalat sig: »Es dürfte der Eisenglanz und Hämatit sekundär durch Oxydation aus Magnetit hervorgegangen sein. Der Übergang von Magnetit zu Eisenglanz geschiet hierbei nicht sprungweise. Wir haben zuerst Magnetit, dann Magnetit mit einzelnen plattig aussehenden Flecken von Eisenglanz und dann dichten Eisenglanz.» En liknande tolkning har lämnats av A. G. Högbom (1910, s. 585): »There are circumstances which indicate that the hematite or specular iron is secondarily formed out of the magnetite, but whether that is always the case might be dubious. In favour of a secondary origin could be advanced that the wall rock of the hematite is often somewhat decomposed, but there are also contacts, which show the same characteristics as the magnetite ore contacts.»

Ett studium av den geologiska kartan över malmfältet (Geijer 1930) visar att det råder ett rymdmässigt samband mellan blodstenen och de relativt långsträckta zoner av sillimanitådergnejser, som ingår i leptiterna N om blodstensmalmerna. Zonerna stryker i stort sett parallellt med malmkropparna. I övriga delar av fältet, där malmen utgörs av magnetit, synes dessa bergarter icke förekomma. Sillimanitådergnejserna ligger intill eller mestadels i nära anslutning till blodstenarna; avståndet till dessa överstiger icke 100 m. Sillimanitgnejserna omges enligt Geijers beskrivning av sillimanitomvandlade leptiter, vilka dock icke utmärkts på kartan. Det kan därför fastslås att i varje fall de större blodstenarna i Malmberget genomgående uppträder i nära anslutning till sillimanitbergarter.

De sillimanitomvandlade leptiterna och sillimanitgnejserna innehåller enligt Geijer följande mineral: sillimanit, kvarts, muskovit, hämatit och magnetit; vidare uppträder ofta turmalin. Sällsynta mineral är korund och andalusit. Vidare förekommer små mängder av mikroklin och albit, som utgör rester av den ursprungliga bergartens fältspater. Enligt ett muntligt meddelande av S. Ljung-

gren uppträder baryt i anslutning till sillimanitbergarterna NÖ om Johannesmalmen.

Enligt Geijers uppfattning är sillimanitbildningen ett resultat av att leptiterna och leptitgnejserna (tillhörande Johannes- och Kaptenstypen) omvandlats genom inverkan av högtempererade, gasformiga lösningar, vilka haft samband med intrusionen av turmalinförande pegmatiter. Där brist på kvarts rått i leptiterna (främst i Johannestypen), skulle korund ha bildats. Att i blodstenen i Barongruvan förekommer korund och icke sillimanit har förmodligen även sin förklaring i brist på kiselsyra.

I Malmberget föreligger alltså ytterligare ett exempel på sambandet mellan förekomst av blodsten och metasomatiska omvandlingar i malmens sidosten. Omvandlingsbergarterna i denna fyndighet skiljer sig från de övriga skildrade genom sin rikedom på sillimanit och genom att här ingår korund och andalusit. Att sillimanit förekommer så rikligt — detta mineral har i omvandlingsbergarterna annars blott påträffats i accessoriska mängder i sericitskiffrarna i Leveäniemi — beror sannolikt på att omvandlingen skett under mera högtempererade betingelser än i de övriga fyndigheterna.

Om också sillimanit i huvudsak bildas i samband med högtempererade regionalmetamorfa processer är dock även ett metasomatiskt bildningssätt känt för detta mineral. Sålunda beskriver Korikovskiy (1963) från bergskedjan Stanovoy i östra Sovjetunionen en sillimanitbildning i granulitgnejser. Sillimaniten har uppkommit genom en postmagmatisk påverkan av gnejserna i samband med granitisering och migmatitisering. Korikovskiy framhåller att förekomsten av sillimanit icke alltid är ett tecken på en progressiv metamorfos (op. cit., s. 141): »Although postmagmatic sillimanitization is fairly common in migmatites, several sillimanite zones studied reflect the acid stage rather than the preceding stage of progressive metamorphism; thus sillimanite is not everywhere an index mineral of the progressive stage.» Enligt Huang (1957) förekommer i Oklahoma i Nordamerika kvartsiter och magmabergarter, vilka sillimanitomvandlats under inverkan av lösningar härstammande från en granofyrisk magma. Av intresse i detta sammanhang är att i de omvandlade bergarterna ingår underordnade mängder korund och muskovit. Vidare har Härme (1958) från södra Finland beskrivit metasomatiska omvandlingar av djupbergarter, varvid huvudsakligen kalium tillförts och kalcium bortförts samt cordierit och almandin nybildats. I ett fall har dock dessa mineral icke kommit till utbildning utan istället sillimanit, som omges av finfördelad hämatit.

Att sillimanitbergarterna i Malmberget är kemiskt besläktade med sericitbergarterna i Svappavaarafältet och Undre Haukiserien visas av en av A. G. Högbom (1910, s. 569) anförd analys. I denna är visserligen halten av SiO_2 (75.5 %) betydligt högre och halterna av de övriga kemiska beståndsdelarna lägre än i de andra omvandlingsbergarterna, men ifråga om det relativa förhållandet mellan vissa element visar sillimanitgnejsen god överensstämmelse med sericitbergarterna

i Svappavaarafältet och Undre Haukiserien. I likhet med dessa bergarter har den en hög $K/(Na+K)$-kvot (0.75) och $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$-kvot (0.90) och låg $Mg/(Mg+Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn)$-kvot (0.11).

Leptiterna och leptitgnejserna i Malmberget har undergått en metasomatisk omvandling, varvid i fältets västra del, invid blodstenarna, huvudsakligen sillimanit bildats. Den i fyndigheten förekommande blodstenen kan åtminstone delvis ha uppstått genom oxidation av svartmalm. Mellan sillimanitbergarterna och blodstenarna föreligger ett rymdmässigt sammanhang, och det är därför sannolikt att bildningen av sillimanit och hämatit skett genom en och samma process.

8. Tjaskajåkk

Vid Tjaskajåkk, mellan Ruojtatjåkkah och Tårnatjåkkah, cirka 31 km VNV om Kiruna stads centrum, förekommer enligt J. Offerberg (muntligt meddelande) en 2 m bred apatitjärnmalm, som i nord—sydlig riktning kan följas på en sträcka av cirka 15 m. Malmen splittrar delvis upp sig i mindre sliror. På ömse sidor om malmen anstår skiffriga sericitkvartsiter. I ringa omfattning uppträder rena kvartsbergarter. Stråket med sericitbergarter, som med avbrott kan följas i nord—sydlig riktning på en sträcka av ungefär 3 km, har en bredd, som uppgår till åtminstone 200 m och troligen mer. Mot V övergår sericitkvartsiten successivt i en kvartsförande porfyr. Mot Ö begränsas den av en pertitgranit, som i den södra delen av stråket genomsätter sericitkvartsiten.

En undersökning av prov av malmen och sidostenen visar följande. Malmen utgörs av en svagt förskiffrad, finkornig blodsten, som parallellt med förskiffringen innehåller rikligt med omkring 1 mm breda och upptill 1 cm långa, oregelbundna rödbruna sliror. Dessa visar sig i mikroskopet bestå av apatit, kvarts och albit-oligoklas. Ibland uppbyggs slirorna endast av apatit. Malmmineralet utgörs av hämatit i form av 0.4—1 mm stora, listformade korn, vilka uppvisar en utpräglad tvillinglamellering. I hämatiten förekommer underordnat omkring 0.5—2 mm stora, sub- till euhedrala korn, vilkas kärna består av magnetit och randzonen av hämatit och limonit. Dessa korn sammansluter sig stundom och bildar större aggregat. I regel utgör magnetiten, som delvis är oktaedermartitiserad, endast en oregelbunden liten rest i hämatit-limonit. Hämatiten bildar en relativt smal zon mellan magnetit och limonit. Små hämatitkorn taggar ofta in i magnetiten. Limoniten genomsätter även magnetiten och följer därvid sprickor i denna. Yngre än magnetit-hämatit-limonitkornen är den hämatit, som utgör huvuddelen av malmen. Den listformade hämatiten genomsätter sålunda dessa korn.

Den mikroskopiska undersökningen av malmens sidosten visar att alla mellanstadier finns mellan en obetydligt sericitomvandlad kvartsförande porfyr och sericitkvartsiter bestående av kvarts och sericit jämte accessoriska mängder zirkon. Enligt Offerberg kan i sericitbergarterna makroskopiskt iakttas små fläckar av flusspat.

Även i denna fyndighet föreligger hämatit associerad med sericit-kvartsrika bergarter, och hämatiten har med all sannolikhet uppkommit ur magnetit. Omvandlingen har dock i detta fall vad malmen beträffar tagit ett något annat förlopp än i övriga förekomster genom att limonit delvis utbildats. Endast i Haukivaara har dessutom ringa mängder limonit observerats (s. 254).

9. Förhållandet mellan magnetit och hämatit

I det föregående har visats att det i ett antal järnmalmer i Norrbotten råder ett rymdmässigt samband mellan förekomsten av hämatit i malmen och metasomatiska omvandlingar i sidostenen, varvid huvudsakligen sericit och kvarts och mindre ofta sillimanit bildats. I flera fyndigheter (Ainasjärvi, Gruvberget, Leveäniemi, Tjaskajåkk och malmerna i Undre Haukiserien) är det möjligt att påvisa att hämatit är senare bildad än magnetit och att mellan de båda malmslagen delvis föreligger successiva övergångar. Dessa förhållanden tyder på att hämatit uppkommit ur magnetit. Genom att förekomsten av hämatit alltid synes vara knuten till sericit-kvarts-(sillimanit-)bergarter är det sannolikt att omvandlingen av sidostenen och av magnetit till hämatit skett genom samma metasomatiska process. Det bör dock framhållas att man ej med säkerhet kan anta att magnetit alltid utgjort det ursprungliga malmmineralet utan att förmodligen även hämatit bildats primärt. Detta gäller isynnerhet för fyndigheter, där anläggningen av malmen och den metasomatiska omvandlingen av sidostenen skett samtidigt, som är fallet med Haukiblodstenarna.

Om åldern av nämnda metasomatiska process är föga bekant. Endast för sericit-kvarts-(sillimanit-)bildningen kan den relativa åldern delvis anges. Från Gruvberget och Leveäniemi kan visas att denna omvandling är äldre än Linagraniten och de metabasitgångar, som genomsätter malmen och dess sidosten. I Ainasjärvi torde sericitiseringen sammanhänga med den metasomatiska aktivitet, som gett upphov till malmen, och är följaktligen yngre än den omgivande albitporfyriten och den kvartsförande porfyr, som förmodligen genomsätter albitporfyriten. I samtliga dessa fyndigheter är det sannolikt att omvandlingen skett som en följd av de förkastningar, vilka efter Svappavaarafältets veckning stört malmerna i Gruvberget och Leveäniemi och i samband med vilka även en krossning av sidostenen skett. I Tjaskajåkk är omvandlingsbergarterna äldre än en pertitgranit, som troligen är likåldrig med Linagraniten. I Malmberget sammanhänger enligt Geijer (1930) sillimanit-(sericit)-bildningen med intrusionen av pegmatiter tillhörande Linagraniten. I Undre Haukiserien utgör sericit-kvartsomvandlingen (och bildningen av Haukiblodstenarna) enligt Geijer (1931 b, 1935) en sen (hydrotermal) fas i den magmatiska verksamhet, som gett upphov till de intill liggande porfyrbergarterna och apatitmalmerna.

Tidigare har framhållits (s. 88) att de lösningar, som förorsakat sericitomvandlingen i leptiten i Gruvberget och Leveäniemi och i albitporfyriten i Ainas-

järvi, har varit kaliumrika och att de verkat inom temperaturintervallet 200—500° C. Vidare har bor i obetydlig mängd tillförts. Omvandlingen i de övriga fyndigheterna bör av mineralparagenesen att döma ha skett under liknande betingelser. Förekomsten av baryt, ortit och flusspat antyder att lösningarna även innehållit små mängder av barium, svavel, cerium och fluor. I malmerna i Undre Haukiserien har vidare något karbonat tillförts. Att i Malmberget huvudsakligen sillimanit och underordnat sericit bildats, torde sammanhänga med att omvandlingen skett vid en något högre temperatur än i de övriga fyndigheterna. Omvandlingsbergarterna är genomgående rika på kvarts, som sannolikt frigjorts ur silikaten i samband med omvandlingen.

Med undantag av att magnetit omvandlats till hämatit har den metasomatiska aktiviteten vad själva malmen beträffar endast i ringa omfattning avspeglat sig i form av mineralnybildning av samma slag som i sidostenen. I Malmberget ingår enligt Geijer (1930) i blodstenen dels korund, dels turmalin. Bägge mineralen har enligt hans uppfattning uppkommit genom samma process, som orsakat sillimanitbildningen i leptiterna. I Rektorn ingår små mängder turmalin och sericit, vilka tillsammans med kvarts och kalcit även återfinns i den omvandlade sidostenen (Geijer 1935, 1950). I Nokutusvaara har författaren förutom apatit funnit kvarts och kalcit jämte små eller accessoriska mängder sericit, klorit och ortit. I blodstenarna i Undre Haukiserien ingår så gott som samtliga av de sekundära mineralen i sidostenen. Malmen för sålunda kvarts, sericit och klorit jämte accessoriskt turmalin, baryt och ortit. I malmen i Ainasjärvi föreligger ortit och turmalin.

Det måste ifrågasättas om de processer, som gett upphov till omvandlingen i sidostenen, förmått oxidera magnetit till hämatit i malmen. Kan vattenlösningar, vilka delvis varit rika på mineralisatorer, ha åstadkommit denna omvandling vid en temperatur av upp till 500° C? Vidare måste det ifrågasättas, om omvandlingen är möjlig ur volymsynpunkt.

Det må först fastslås att omvandlingen av magnetit till hämatit, såsom redan tidigare påpekats av Gruner (1926) och Mason (1943), icke innebär några större ändringar av volymen. Omvandlingen följer sålunda kravet på att metasomatiska och metamorfa processer skall ske under bibehållande av volymen (Lindgren 1912, 1918). En beräkning visar att omvandlingen av magnetit till hämatit medför en ökning av volymen med endast cirka 2.5 % och att det följaktligen icke finns några skäl, som ur volymsynpunkt motsäger att magnetit överförts i hämatit.

Att de omvandlande lösningarna haft en starkt oxiderande inverkan visar den redan tidigare berörda, genomgående höga oxidationsgraden i omvandlingsbergarterna. $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$-kvoten i de analyser, som redovisas från Gruvberget, Leveäniemi, Malmberget och Undre Haukiserien, varierar mellan 0.85 och 0.93 och överstiger därigenom vida de kvoter, som erhållits i de icke omvandlade delarna av sidostenen.

Att vatten vid relativt måttliga temperaturer verkar oxiderande på magnetit har genom laboratorieförsök visats av Gruner (1930). Magnetit oxideras till hämatit av vatten eller vattenånga vid en temperatur av cirka 260° C, och oxidationen sker sannolikt även under denna temperatur.

Om vatten kan verka oxiderande på magnetit under bildning av hämatit beror på den relativa storleken av syrets partialtryck (pO_2) i samtidigt existerande vatten och systemet Fe_3O_4—Fe_2O_3. För pO_2 i jämvikt med Fe_3O_4—Fe_2O_3 vid olika temperaturer finns värden angivna bl. a. av Muan (1958), Holland (1959), Mueller (1961) och Verhoogen (1962). En jämförelse av dessa värden med de pO_2, som av Eugster (1959) och Verhoogen anges för rent vatten vid ett totaltryck av 1 atm vid olika temperaturer, visar att pO_2 i jämvikt med vatten är högre än pO_2 i systemet Fe_3O_4—Fe_2O_3 vid en temperatur upp till cirka 1 100° C. Därefter råder det omvända förhållandet. Det syretryck, som behövs för att oxidera magnetit till hämatit vid en temperatur av mellan 200 och 500° C — bildningen av omvandlingsbergarterna förutsätts ha skett inom detta intervall — uppgår till mellan cirka 10^{-42} och 10^{-18} atm. Syretrycket för vatten vid ett totaltryck av 1 atm inom samma temperaturintervall är 10^{-20}—10^{-10} atm, och magnetiten kan följaktligen ha oxiderats till hämatit av samma lösningar, som orsakat den metasomatiska omvandlingen i sidostenen.

Det är ett anmärkningsvärt förhållande att någon sulfidbildning icke skett i samband med den metasomatiska verksamhet, som gett upphov till sericit-sillimanitbergarterna. Detta förhållande har för Undre Haukiseriens del tidigare uppmärksammats av Geijer (1959 a). Att svavel tillförts vid omvandlingen visas av att baryt föreligger i Undre Haukiserien, Malmberget och Kuosatjvare. Vad är då orsaken till att sulfat kommit till utbildning och icke sulfider? Svaret härpå torde vara att de omvandlande lösningarna haft ett så högt partialtryck för syre att sulfider icke kunnat bildas utan istället har i lösningarna ingående svavel fällts ut som sulfat.

Sammanfattningsvis kan konstateras att de lösningar, som orsakat den metasomatiska omvandlingen i bergarterna, mycket väl kan ha påverkat magnetiten så att hämatit bildats. Partialtrycket för syre i lösningarna har vida överstigit det värde, som behövs för att förskjuta systemet Fe_3O_4—Fe_2O_3 mot hämatit. Vidare har det svavel, som följt med den metasomatiska aktiviteten, bildat sulfater — syretrycket har varit för högt för att sulfider skall ha kunnat bildas.

Undantaget från denna metasomatiska omvandling är den martitisering av magnetit, som enligt Geijer & Magnusson (1926) skett i Kiirunavaara och Laukujärvi genom ytlig vittring. Trots de olika bildningsbetingelserna torde det dock icke föreligga någon skillnad mellan de båda processerna: vare sig omvandlingen skett genom från djupet eller från ytan kommande lösningar har den resulterat i att magnetit oxiderats till hämatit.

Det bör understrykas att omvandlingen av magnetit till hämatit i järnmalmerna i Norrbotten är inskränkt till apatitmalmer och metasomatiskt bildade malmer

(Haukiblodstenar och breccian i Ainasjärvi), medan den endast i ringa omfattning är känd i skarnmalmer och skiktade malmer. Hämatit i skarnmalmer förekommer i den ovannämnda Laukujärvi och i Teltaja, som ligger i Lannavaarafältet. I Laukujärvi utgör malmen en långsmal kropp, som i den norra delen består av svartmalm med delvis relativt rikliga mängder av pyrit jämte något kopparkis, och i den södra delen uppbyggs av blodsten, i vilken några kismineral icke förekommer. Som ovan nämnts, har blodstenen bildats ur svartmalmen genom en oxidation orsakad av ytlig vittring. I Teltaja är den närmare fördelningen mellan svartmalm och blodsten icke känd. Jag har studerat borrkärnprov från fyndigheten och funnit att de båda malmslagen övergår successivt i varandra. Delvis föreligger en mycket intim blandning. Anmärkningsvärt är att såväl malmen som sidostenen helt saknar kismineral, i vilket avseende fyndigheten avviker från de övriga skarnmalmerna. Mikroskopiska undersökningar visar att magnetiten är oktaedermartitiserad och att i hämatiten förekommer små, oregelbundna rester av magnetit. Dessa förhållanden antyder att blodstenen uppkommit ur svartmalmen genom oxidation. Enligt Geijer & Magnusson (1926) föreligger närmast en ytlig vittringsföreteelse likartad med den i Laukujärvi.

Att hämatit mestadels saknas i skarnmalmerna och de skiktade malmerna torde icke bero på avsaknaden av omvandlingsfenomen. Sålunda är ytliga vittringar förutom i Laukujärvi och Teltaja även kända i Nya Isovaara i Masugnsbyfältet och Nunasjärvenmaa i Vittangifältet. I Nya Isovaara föreligger enligt Geijer & Magnusson (1926) en av martitisering oberörd magnetit, som dock sannolikt delvis undergått en partiell limonitomvandling, medan sidostenen helt förstörts och består av omvandlingsmineral. I Nunasjärvenmaa är enligt Geijer (1918 b) den kisförande svartmalmen till betydande djup mullande, och sidostenen är delvis även vittrad. Någon hämatit är icke känd i fyndigheten.

Orsaken till att omvandlingen av magnetit till hämatit skett i apatitmalmerna men icke i skarnmalmerna och de skiktade malmerna torde sammanhänga med att de senare malmtyperna, i motsats till apatitmalmerna, för rikligt med sulfidmineral i form av magnetkis eller pyrit, vilka verkat hämmande på en dylik omvandling. Att magnetit i närvaro av sulfider icke överförs i hämatit har uppmärksammats av Gilbert (1925) och Ramdohr (1926, 1960). Den höga sulfidhalten och den därmed sammanhängande, reducerande miljön har sannolikt varit orsaken till att hämatit icke bildats i skarnmalmerna och de skiktade malmerna. Aktiviteten för svavel har varit för hög för att tillåta någon oxidation. Upp till en temperatur av cirka 675° C bildar enligt Kullerud (1959) och Barnes & Kullerud (1961) magnetit-pyrit-magnetkis en stabil association. Över denna temperatur är partialtrycket för svavel (huvudsakligen föreliggande som SO_2 och S_2) betydligt större än partialtrycket för syre. Inom detta temperaturintervall kan hämatit och magnetkis icke koexistera; däremot utgör magnetit-hämatit-pyrit en stabil association. Vid en höjning av temperaturen till cirka 700° C kan magnetit och pyrit icke längre koexistera, medan magnetit-hämatit-magnetkis och häma-

tit-magnetkis-pyrit bildar stabila associationer. I skarnmalmerna i Norrbotten torde dock temperaturen aldrig ha varit så hög, att sistnämnda associationer kunnat bildas.

Att sulfider verkat hämmande på hämatitbildningen i skarnmalmerna visas även av att någon sådan icke ägt rum i de av ovan nämnda fyndigheter, som träffats av en ytlig vittring. I Nya Isovaara och Nunasjärvenmaa, där en kisförande svartmalm föreligger, har icke någon oxidation av magnetit till hämatit skett, vilket å andra sidan är fallet med Teltaja, där kiser saknas. I Laukujärvi har hämatit kommit till utbildning i den del av fyndigheten, som är fri från sulfider, medan däremot den sulfidförande svartmalmen icke påverkats av den ytliga vittringen.

XVI. Summary: Geology and ores of the Svappavaara area, Northern Sweden

Location. The Svappavaara area (Pl. 1) is situated 42 km ESE of Kiruna in the Norrbotten county, Northern Sweden (fig. 1, p. 10).

Bedrock. Supracrustal rocks and intrusive rocks of Pre-Cambrian (Archean) age cover about equal areas within the mapped area. The age sequence for the rocks and the geological evolution in the Svappavaara field are shown in the table below. No proof of major stratigraphic unconformities can be demonstrated.

(Quaternary)

Superficial weathering with the formation of kaolin clay, soft hematite ore and secondary copper minerals (all at Gruvberget) and gossan (in the Svappavaara group)

Faults. Fragment-bearing ore (at Gruvberget)

Lina granite with pegmatite. Formation of biotite gneiss

Scapolitization, partly with sulphide minerals

Metabasite

Faults. Local tectonization of leptite and albite porphyrite

Metasomatic alteration of the iron ores in the porphyry-leptite group: oxidation of magnetite to hematite and sericitization (at Leveäniemi also kaolinization) of the wallrock

Folding. Intrusion of andesine porphyrite, granodiorite and gabbro (with syenite and granite)

Acid-basic banded leptite

Quartzitic sandstone

Porphyry-leptite group	Quartz-bearing porphyry Apatite iron ore Leptite with basic leptite and syenite-porphyry. Albite porphyrite with albitophyre and syenite-porphyry	Svappa-vaara group	Basic tuffite with graphite-bearing schist, biotite-rich quartzite, marly sediments (scapolitefels), silica-rich calcareous sediments (amphibole schist and skarn) and limestone. Skarn iron ore

For the comparison of the chemical composition of the volcanics (and basic dike rocks) in the Svappavaara area with similar rocks in other parts of Norrbotten a CaNaK-diagram (fig. 2, p. 12) and QLM-diagram (fig. 3, p. 13) incorporating 73 analyses (29 from the Svappavaara area), has been plotted. The QLM-diagram shows that scarcely any sharp borders exist between the different supracrustal rocks from the chemical point of view. To facilitate comparison, however, volcanics in other parts of Norrbotten have been divided into fields enclosing quartz-bearing porphyry, syenite-porphyry (with albite porphyrite), andesite and basalt. These schematically drawn fields have been transferred to that part of the diagram that comprises the Svappavaara volcanics.

The chemical analyses of the rocks of the Svappavaara area have been supplemented with spectrochemical determinations of the elements V, Cr, Co and Ni (table 1, p. 14). There is agreement between the content of these elements in the acid and intermediate

volcanics on the one hand and between the intermediate-basic and basic volcanics on the other.

The supracrustal rocks have been divided into two major petrographic units: the porphyry-leptite group and the Svappavaara group.

The porphyry-leptite group mainly consists of intermediate-basic and basic volcanics which were formed through the same magmatic activity. Albite porphyrites made up of plagioclase (albite, rarely oligoclase or andesine) and biotite, locally also amphibole, dominate. The petrographic character of the rock is uncertain. From the chemical point of view it is rather similar to the syenite-porphyries (cf. the QLM-diagram in fig. 3) and there seem to be mineralogical transitions between the albite porphyrites and albitophyres and syenite-porphyries, both of which are albite-rich rocks, usually with a low content of dark minerals. The latter rocks occur in the albite porphyrites as rather small intercalations. On the other hand, the occasional presence of relatively Ca-rich feldspar and the high content of amphibole suggest that the albite porphyrites might originally have been basic rocks later altered to their present composition. This is supported by the contents of V, Cr, Co and Ni (table 1), which are rather similar to those of basic volcanics.

On a very small scale, quartz-bearing porphyries probably with a dike-like mode of occurrence are present in the albite porphyrites.

A relatively large part of the porphyry-leptite group consists of leptites which are built up of plagioclase (albite-oligoclase, more rarely oligoclase or andesine), microcline, quartz and biotite. The leptites around Leveäniemi differ by having a higher content of biotite. The chemical analyses (table 20, p. 150 and table 43, p. 244) show a syenitic composition and a close relationship to other syenite-porphyries in Norrbotten (cf. the QLM-diagram in fig. 3). The leptites have been interpreted as intermediate volcanics. In the leptites lie intercalations of syenite-porphyries and basic leptites. The last mentioned rock, which has a varying mineral composition and mainly consists of biotite with microcline, albite-oligoclase, chlorite and tremolite-actinolite, probably represents an altered basic volcanic rock.

The Svappavaara group (table 8, p. 46) mainly consists of tuffites, the original material being of basic volcanic origin. These rocks are partly banded and the main minerals include tremolite-actinolite, albite and biotite. In subordinate amounts occur graphite-bearing schists, biotite-rich quartzites, scapolitefelses, amphibole schists and limestones, all of which have a sedimentary origin. The scapolitefelses contain scapolite, diopside, tremolite-actinolite and biotite. They are considered to represent marls. The amphibole schists which mainly consist of tremolite-actinolite are interpreted as silica-rich, calcareous sediments. Amphibole and pyroxene skarns which in part contain tiny intercalations of jasper quartzites, occur on a small scale in connection with the limestones.

In the leptites W of the iron ore at Leveäniemi occurs an intercalation of scapolitefels with some limestone. A thin limestone is also found in the leptites to the NNE of the deposit. The scapolitefels and limestone are similar to those in the Svappavaara group. The porphyry-leptite group and the Svappavaara group therefore seem to be of the same age but represent different facies, the porphyry-leptite group being terrestrial and the Svappavaara group water deposited. The sharp border between the two units is partly a faulted one.

The Svappavaara group is overlain by quartzitic sandstones and banded leptites. The quartzitic sandstones are feldspar-rich (table 9, p. 55) and mostly of limited extent. They are usually restricted by faults. The banded leptites are interpreted as volcanic rocks and include acid to intermediate and basic members. The acid to intermediate

leptites consist of albite, microcline, amphibole, quartz and biotite with a chemical composition equivalent to a quartz-bearing porphyry or syenite-porphyry. The basic leptites are made up of andesine, hornblende, diopside and biotite and have an andesitic-basaltic composition.

In connection with the regional folding of the rocks in the Svappavaara field andesine porphyrite, granodiorite and gabbro were intruded. They are all synkinematic intrusives and appear to lie mainly concordant with the layering in the surrounding rocks. The andesine porphyrite, which contains andesine, hornblende and biotite and less commonly diopside, occurs as small massive intrusions in the leptites and the Svappavaara group, and as thin dikes in the Svappavaara group and the banded leptites. The granodiorite cuts through the quartzitic sandstone in the southeastern part of the field. The gabbro forms the eastern and partly also the western boundary of the supracrustal rocks. In the eastern massif the gabbro contains bodies of microcline-plagioclase-bearing syenite and granite which probably belong to the same magmatic suite.

Narrow dikes of metabasites cutting the leptites around Gruvberget and Leveäniemi, and to a small extent the syenite-porphyry of the iron ore at Tansari, are likewise younger than the supracrustals. They represent altered basic dike rocks in which the mineral composition is mainly scapolite, biotite and hornblende.

The Lina granite and associated pegmatites make up a late-kinematic intrusive. The granite is microcline-plagioclase-bearing and has its main extension in the southern part of the Svappavaara area. In the granite are found biotite gneisses which consist of biotite, quartz and oligoclase. Their origin is not known.

Tectonic features. The Svappavaara area is dominated by a thick sequence of supracrustal rocks which roughly strike NW and dip to the NE. In the main structure can be discerned minor folds. They are most obvious at Gruvberget and Leveäniemi where the iron ores lie in synclines whose fold axes trend N to NE (Pl. 3). Also W of the iron ore at Tansari the albite porphyrites seem to a form a syncline.

The supracrustal rocks are cut and partly limited by faults which mainly trend NW—SE (locally E—W), NE—SW and N—S. Some of these can be traced morphologically in the Lina granite and probably post-date it.

Sericitization. The leptites surrounding the iron ores at Gruvberget and Leveäniemi and the albite porphyrites surrounding the iron ore at Ainasjärvi have locally been altered with the formation of sericite and quartz and to a smaller extent chlorite. At Gruvberget, Ainasjärvi and to a certain extent at Leveäniemi the alteration is connected with tectonic zones in the rock. The alteration is due to a metasomatic process in which the solutions were potassium-rich and oxidizing. It involved the breaking down of the feldspar, principally plagioclase, to a smaller extent microcline, and biotite in the rocks. Chemical analyses show that the alteration of the leptites in Gruvberget and Leveäniemi means an increase in Fe^{3+}, K and H_2O and a decrease in Na, Ca, Mg and Fe^{2+} (table 13, p. 86). Si and Al show smaller changes both negative and positive. The sericitized rocks have, in comparison with the unaltered leptites, high $K/(Na+K)$- and $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$-quotients and low $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$-quotients.

Little is known about the age of the alteration. At Gruvberget and Leveäniemi the sericite rocks are cut by the Lina granite and pegmatite. From Leveäniemi it can be shown that the metabasites which intersect the leptite and the ore also are younger than the sericitization. At Ainasjärvi the sericitization is probably related to the metasomatic activity which formed the ore and which is younger than the albite porphyrite and the quartz-bearing porphyry.

Scapolitization. With the exception of syenite and granite the rocks of the Svappavaara area are more or less scapolitized. The scapolite is a dipyre whose composition varies

between $Ma_{80}Me_{20}$ and $Ma_{55}Me_{45}$, exceptionally it is a mizzonite. The scapolite has been formed by a regional metasomatic process by which Cl and smaller amounts of CO_2 and SO_3 have been added. The greater part is formed from the plagioclase in the rocks. Where scapolite occurs in schlieren and as vein-fillings it seems possible that all the elements necessary for its formation have been added. In the Svappavaara group the scapolite has only been formed in those rocks which contain carbonate as well as clay minerals, such as marls. It is also present in those graphite-bearing schists which contain a certain amount of calcareous material (cf. table 15, p. 92). In these sediments there is the necessary amount of Si, Al, Ca, Na, CO_2 and S (in the form of sulphides) for the formation of scapolite and fixation of the metasomatically introduced chlorine. This explains the intimate, but irregular distribution of scapolite-rich and scapolite-poor or scapolite-free rocks (e. g. the basic tuffite). The content of scapolite in the rocks of the Svappavaara group is therefore a measure of the original content of carbonate and clay minerals.

The scapolitization has affected the porphyry-leptite group, the Svappavaara group, gabbro, andesine porphyrite, granodiorite and metabasite and is therefore younger than these rocks. The probability is that the scapolitization, in accordance with what has been proposed by Geijer (1931 a) and Ödman (1957), is genetically related to the Lina granite.

Albitization. Leucodiabases, which consist of albite with small amounts of amphibole and carbonate, are found in the basic volcanics in the porphyry-leptite group and the Svappavaara group and to a small extent in andesine porphyrite and gabbro. They have been formed by a metasomatic alteration of these basic rocks in the neighbourhood of faults and form streaks parallel with the latter. The alteration is due to the action of relatively low-temperature solutions introducing Na and to some extent CO_2. The operation of metasomatic processes of alteration is shown by the successive changes in the mineral composition and the associated bleaching which is found in the andesine porphyrite close to the leucodiabases (fig. 25, p. 98 and fig. 26, p. 99).

Kaolinization. In the hanging-wall of the ore body at Gruvberget (Pl. 4 and 5) the leptite is locally altered to kaolin (cf. Frietsch 1960). The alteration, which is due to normal leaching processes brought about by the activity of ground-water, is probably younger than the Lina granite but older than the latest glaciation. No connection between the kaolinization and the sericitization exists. On the other hand it is possible that the kaolinization which is found in leptitic inclusions in the hematite-altered magnetite ore of Leveäniemi (fig. 76, p. 185) is related to the sericitization of the leptites: the kaolinization has not been found outside this type of ore, and as will be shown further on, there is a connection between the sericitization and the formation of hematite in the magnetite ore. The kaolinization is, furthermore, older than the metabasites, which is also the case with the sericitization. For this reason the two processes seem to be related in age in this deposit.

Sulphide mineralizations. In the Svappavaara area there are several sulphide mineralizations, some of which were exploited in former times. At the present they are without economic value. Two types of mineralization can be distinguished. In the first the sulphides are genetically related to scapolitized rocks. This type was called the Nautanen-Svappavaara type by Geijer (1924 a) and it includes occurrences at Gruvberget and Särkivaara. The second type consists of syngenetic sulphide assemblages in rocks of the Svappavaara group. It is exemplified by the Isovainio, Kiilavaara and Puttjala ores. Kiilavaara also contains minor amounts of galena and sphalerite of epigenetic origin.

Gruvberget. In connection with the northern and middle part of the iron ore (Pl. 4) a sporadic copper mineralization is found in a scapolitized leptite. The main part of

the mineralization, which was discovered in 1654 and was mainly exploited up to the end of the 1670s, lies to the W of the iron ore. The primary copper minerals are chalcopyrite and bornite from which secondary chalcocite, covellite, malachite and azurite are derived by weathering. In very minor amounts and only exceptionally occur pyrite, arsenopyrite, erythrite, molybdenite, gold and native copper. The mineralization appears in the leptite in secondary schlieren and joints which, besides scapolite, contain abundant amphibole, zeolites (stilbite and chabazite) and calcite. Zones up to a few meters wide containing these minerals have been encountered.

Särkivaara. The mineralization, which was exploited in the middle of the 18th century, occurs in the Svappavaara group. It consists of a zone about 2 meters thick of scapolite with smaller amounts of diopside-pigeonite, epidote, chabazite, calcite, biotite and garnet. The sulphide minerals are pyrite, chalcopyrite and molybdenite.

Isovainio, Kiilavaara and Puttjala. These mineralizations are all found in the Svappavaara group. At Isovainio a pyrite impregnation appears in a skarnified limestone. At Kiilavaara and Puttjala pyrrhotite with very subordinate amounts of chalcopyrite occurs in a graphite-bearing schist. At Kiilavaara, the graphite-bearing schist is penetrated by albite-quartz-filled fissures and schlieren which contain some galena and sphalerite.

Iron ores. In the Svappavaara area apatite iron ores and skarn iron ores are found. The apatite iron ores occur in the porphyry-leptite group. They comprise the important ores of Gruvberget and Leveäniemi, both of which lie in leptite, and the insignificant ore at Tansari which occurs in a syenite-porphyry intercalation in the albite porphyrites. In the last mentioned rocks lies also the small, metasomatically formed ore of Ainasjärvi. To the skarn iron ores, all of which are insignificant occurrences, belong Alpha, Kiilavaara and Kulleri in the Svappavaara group and Koivujärvi which lies in a biotite gneiss.

Ainasjärvi. The ore, which is only known from drill-holes, is rather lean: magnetite and hematite are found together with quartz and biotite in a breccia. The fragments in the breccia consist mainly of quartzites and to a small extent of quartz-bearing porphyries, albite porphyrites and albitophyres. The wallrock is an albite porphyrite with intercalations of albitophyre. The contact between the breccia and the wallrock is mostly gradational, but between these rocks some narrow quartz-bearing porphyries with a probable dike-like appearance occur.

The breccia trends about N—S (fig. 32, p. 113), and judging from geophysical maps dips steeply westwards or is almost vertical. The iron content is low: only locally zones 5—10 meters thick with up to 25 % Fe are encountered. In the northern part of the occurrence the ore mineral is magnetite and in the middle part hematite. The relationship between the two minerals is not known, but a slight alteration of the magnetite to hematite suggests that the magnetite is the primary one. The phosphorus content is about 0.05 % and the sulphur content 0.1 %.

The breccia is considered to be of tectonic origin and the ore minerals metasomatic. The albite porphyrite together with the albitophyre and the quartz-bearing porphyry have, within the area occupied by the breccia, been crushed. The albite porphyrite has been altered to a quartzitic rock which makes up the main part of the fragments. The alteration was also accompanied by the formation of biotite, quartz and iron oxides. The secondary (metasomatic) origin of the minerals in the matrix of the breccia is shown by the presence of small amounts of tourmaline and allanite. Adjacent to the hematite-bearing part of the breccia the albite porphyrite is sericitized.

The hematite-bearing part of the breccia is similar to the fragment-bearing, siliceous hematite ores which are found in the Lower Hauki series near Kiruna and the breccia as a whole is comparable with the Hauki hematite ores. According to Geijer (1931 b, 1935) these ores have a hydrothermal origin and also contain tourmaline and allanite.

Gruvberget. The iron ore is known from prospecting trenches and drilling and is in the form of a tabular body about 1 300 meters long and at the surface varying from 6 to 65 meters in width (Pl. 4). The outcrop area is estimated to be in excess of 44 000 sq. meters. The ore body, which is known to a depth of 350 meters below the surface, maintains its thickness and strikes about N—S. It is inclined eastwards at angles of 50—75 degrees (Pl. 5). The plunge of the ore in the southern part is probably rather steeply northwards. The following types of ore can be distinguished: magnetite ore, hematite ore, fragment-bearing hematite ore and soft hematite ore. The magnetite ore is often rich in calcite and restricted to the northern part of the deposit; it passes southwards into hematite ore which, together with the fragment-bearing hematite ore and soft hematite ore, form the remaining part of the deposit. West of the ore, in the adjacent leptite, a breccia up to 70 meters thick is encountered with veinlets of magnetite and hematite. Furthermore, small ore bodies and mineralizations are found up to 500 meters W of the ore body and the breccia.

The average grade of the magnetite ore is 56.5 % Fe and 1.11 % P. The hematite ore and the fragment-bearing hematite ore have together an iron content of 55.4 % and a phosphorus content of 0.86 %. The grade of the soft hematite ore is 66.6 % Fe and 0.02 % P. In all types of ore the content of TiO_2 is less than 0.2 % and the sulphur content less than 0.02 %. To a depth somewhat greater than 300 meters the amount of ore present including the adjacent part of the breccia, with an average of about 40.9 % Fe and 0.65 % P, is about 74 million (metric) tons.

The hematite has been formed from magnetite through oxidation. Thus the magnetite is always somewhat martitized and there is a gradual transition from magnetite to hematite ore. The fragment-bearing hematite, which contains fragments of hematite ore and sericite schist in a matrix of hematite, chlorite, quartz and calcite, has a tectonic origin and is probably related to a crush-zone which follows the hanging wall of the ore-body. The hematite in the fragments and the matrix are crush products of the hematite ore. The other minerals in the matrix are considered metasomatic. The tectonization is relatively young as is shown by the presence of fragments of coarse microcline derived from the pegmatites of the Lina granite. In connection with the tectonic zone occurs the soft hematite ore. This ore originated from the leaching of hematite by groundwater leaving behind only the hematite. The age of this process, which also affected the leptite in the hanging wall giving rise to kaolin, is older than the latest glaciation.

The wallrock is made up of a leptite of syenite-porphyritic composition with plagioclase (albite-oligoclase, more rarely oligoclase or andesine), microline, quartz and biotite. In the leptite occur to a small extent thin intercalations of syenite-porphyries. West of the orebody several layers of a basic leptite up to 200 meters in width are found. The leptite, the basic leptite and the ore are cut by NE—SW trending dikes of metabasite up to 10 meters wide. These are composed of scapolite, biotite and hornblende. The sericitization described above has mainly affected the area E of the ore body. The sericite rocks include fragment-bearing sericite-altered leptites and sericite schists, the latter consisting exclusively of sericite and quartz. The fragment-bearing parts of the rocks are made up of tectonic breccias.

Leveäniemi. This deposit is now well known from extensive drilling and exposure work. Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag began exploitation in 1964. The ore-bearing area extends for about 1 500 meters in a N—S direction and about 600 meters E—W (fig. 76, p. 185). It contains several, larger or smaller, irregular, usually elongated bodies which lie in a syncline with N—S striking limbs. In the southern part of the occurrence the ore has a plunge of about 50 degrees to the NNE. Here the ore is rather shallow but in the middle part of the occurrence it reaches a depth of about 500 meters

below surface. The main mass of the ore is concentrated here where it also has its greatest width, about 150 meters.

The following types of ore can be distinguished: magnetite ore, calcite-rich magnetite ore and hematite-altered magnetite ore. The outcrop surface of the different ore bodies is 94 500 sq. meters, of which 64 200 sq. meters is made up of magnetite ore, 25 500 sq. meters of hematite-altered magnetite ore and 4 800 sq. meters of calcite-rich magnetite ore. The different types of ore grade into each other. This is especially the case for the magnetite ore and the calcite-rich magnetite ore which largely occur in the southern part of the deposit. The hematite-altered ore, which is mainly found in the middle part of the deposit, has been formed through oxidation of the magnetite ore. This ore shows extensive martite texture.

The ore bodies are surrounded by a thick ore breccia with veinlets of magnetite or subordinately of hematite. The width is up to 100 meters in places. The breccia with 25—48 % Fe covers an area of about 35 000 sq. meters.

In the middle and northern part of the occurrence dikes of an apatite-rich magnetite ore some meters wide cut the ore bodies, the ore breccia and the wall-rock. The dikes trend mostly NNW—SSE and to a smaller extent NE—SW.

The ore quantity is estimated to be 307.6 million (metric) tons, of which 126.2 million tons are made up of magnetite ore with an average grade of 63.2 % Fe and 0.37 % P, 45.2 million tons of hematite-altered magnetite ore with an average grade of 64.5 % Fe and 0.49 % P, 32.7 million tons of calcite-rich magnetite ore with an average grade of 64.0 % Fe and 0.48 % P and 103.5 million tons of ore breccia with an average grade of 35.4 % Fe and 0.51 % P.

The content of phosphorus in the ore bodies and the breccia varies from low to medium. In the southern part of the occurrence the content is less than 0.1 %, which is also the case with the thin bodies which make up the western limb of the deposit. Elsewhere the content varies between 0.1 and 0.8 %. In the apatite-rich magnetite dikes the content is usually between 1 and 3 %.

The content of titanium in the ore and the breccia varies mainly between 0.1 and 1 % TiO_2, and to a small extent reaches 2 %. It occurs partly as ilmenite, partly as sphene. The content of sulphur is less than 0.05 %.

The wallrock is a leptite made up of plagioclase (albite-oligoclase, more rarely andesine), biotite, small amounts of quartz and some tremolite-actinolite. The chemical composition is equivalent to a syenite-porphyry. Intercalations of a syenite-porphyry 10 meters in width are found in the leptite. W and SW of the hematite-altered magnetite ore and also N of the deposit the leptite is sericitized and in the altered rock occur occasionally fragment-bearing portions which have a tectonic origin.

In the middle part of the deposit the eastern boundary of the ore against the Lina granite is made up of a tremolite-actinolite and diopside skarn up to 20 meters in width.

Over the whole ore field occur numerous metabasite-dikes which usually are between 1 and 5 meters wide. They strike mostly N—S or NW—SE, more rarely E—W or NE—SW. They consist, like the metabasites at Gruvberget, of scapolite, biotite and hornblende. Plagioclase is also an essential mineral.

Tansari. This deposit is known from some prospecting trenches and drill-holes. It consists of an ore breccia with magnetite veining a syenite-porphyry. The width of the breccia is about 30 to 40 meters. The average iron content is about 20 %, but locality zones up to 3 meters wide occur with 30 to 40 % Fe. The content of phosphorus is less than 0.2 % and of sulphur less than 0.01 %. The breccia contains a relatively high content of titanium, up to 1.5 % TiO_2.

The breccia strikes roughly NNE—SSW (fig. 77, p. 190) and dips about 65 degrees

to the WNW (fig. 78, p. 190). The syenite-porphyry in which the breccia lies is limited eastwards by a gabbro which is probably younger than the porphyry and the formation of the ore. Likewise a few narrow dikes of quartz-bearing porphyry and metabasite seem to be younger than the syenite-porphyry and the ore.

Alpha, Kiilavaara, Kulleri and Koivujärvi. The skarn iron ores Alpha, Kiilavaara and Kulleri are found in association with the limestones in the Svappavaara group. Only the first two of these have been more closely investigated by drill-holes and prospecting trenches. In both deposits occur thin beds of a skarn-bearing magnetite ore which contains small amounts of pyrite and occasionally some chalcopyrite. In Alpha (fig. 81, p. 199) occur several 2 to 10 meters wide, parallel layers which contain between 35 to 40 % Fe. The content of phosphorus is less than 0.05 % and sulphur varies between 3 and 7 %. In Kiilavaara (fig. 81, p. 199) the ore is made up of a single layer 20 meters wide which contains 30—35 % Fe. The content of phosphorus is less than 0.05 % and the sulphur content 1 to 2 %. In both occurrences the skarn is made up of diopside and tremolite-actinolite, in Kiilavaara a phlogopitic mica is also found. In Kulleri where the amount of ore is quite small, a lean magnetite ore occurs. This contains small amounts of pyrite and pyrrhotite. It is followed by a tremolite-actinolite skarn.

In the biotite gneiss north of Koivujärvi lie up to 4 meters thick layers of a skarn- and sulphide-bearing magnetite ore (fig. 82, p. 203). Phosphorus varies between 0.05 and 0.1 % and is thus somewhat higher than in any of the other skarn ores. The sulphur content is between 1 and 5 %. The sulphide minerals are pyrite, some pyrrhotite and minor amounts of chalcopyrite. The skarn is made up of hornblende and diopside.

Geochemical investigations of the iron ores. The iron ores in the Svappavaara area have been investigated spectrochemically for the ferrides Ti, V, Cr, Mn, Co and Ni. By magnetic and gravimetric methods most of the samples were divided into two phases, one with the iron oxides (magnetite and hematite) one with the gangue. In both phases the amount of Si, Al, Ca and Mg was determined. This gives for the iron oxides a measure of the purity. In those samples where a separation into the two phases was not made the analysis comprises both the iron oxides and the gangue.

The apatite ores and the skarn ores show clear differences in the ferride content, but within the two types only smaller variations are met with (table 32, p. 206 and table 39, p. 217). The apatite ores show, however, smaller differences in the content of Ni and Co depending on whether the ore consists of magnetite or hematite. Thus the hematite contains less of these elements than the magnetite. Table 39 shows that the apatite ores contain more V, Co and Ni than the skarn ores; in this respect the skarn ore at Kulleri forms an exception because of the high content of V. Co and Ni enter in different proportions depending on whether they occur in apatite ore or skarn ore: the Co:Ni-ratio is lower (0.3—0.9) in the apatite ores than in the skarn ores (>1.0——>8.0). The hematite in the apatite ores has usually only taken up small amounts of Ni so that the ratio is usually greater than 3. The content of Cr is very low in both types of ores, mostly less than 10 p.p.m., but occasional samples of the skarn ores have a slightly higher content. Ti and Mn enter into both types of ore in about similar amounts but in the apatite ores the content of these elements is sometimes somewhat higher than in the skarn ores.

The ferride content of the apatite ores in the Svappavaara area is similar to that of the other apatite ores in Norrbotten whose geochemistry is known from the investigations of Landergren (1948). The skarn ores of Norrbotten outside the Svappavaara area have not been investigated from the geochemical point of view. To make it possible to compare the skarn ores of the Svappavaara area with these, the ferride content of the Stora Sahavaara magnetite ore in the Kaunisvaara area (near the Finnish border, cf. fig. 1)

is shown in table 33, p. 209. The ferride content of the skarn ores in both areas is almost the same. The ore at Kulleri differs however in having the higher content of V. Further the contents of Co and Ni are to a certain extent relatively high at Stora Sahavaara. This is especially the case with Co, the high content of which is probably due to association of magnetite with small amounts of cobalt-bearing sulphides (pyrite and pyrrhotite). The Co:Ni ratio is however the same as in the ores of the Svappavaara area.

As pointed out above the hematite at Gruvberget and Leveäniemi is an oxidation product of the magnetite. In the course of this alteration the content of V, Cr, Ti and Mn did not change appreciably, while Co and Ni entered in smaller amounts into the hematite. On the other hand the content of Co and Ni in the hematite is sometimes as high as in the magnetite. At Gruvberget the fragment-bearing hematite ore and the soft hematite ore originated from the hematite ore. The hematite in these three types of ore does not differ in its content of ferrides.

The ore at Ainasjärvi occupies a position intermediate between the apatite ores and skarn ores as regards its ferride content. The content of V and Ni in the magnetite indicates similarities with the apatite ores, while the content of Co is of the same magnitude as in the skarn ores. The low Co:Ni-ratio (0.4) points to an apatite ore. The content of Cr (130 p.p.m.) is however relatively high and the ore therefore differs from the apatite ores and skarn ores, both of which contain less than 20 p.p.m. of this element. The high Cr-content is probably related to the metasomatic mode of formation. The hematite at Ainasjärvi has, as regards the content of the ferrides, a lower content than the magnetite, and is similar to the hydrothermally formed hematite ores in the Lower Hauki series near Kiruna (Hauki hematite ore in table 40, p. 219).

The lattice constant of magnetite and hematite. The lattice constants of magnetite and hematite in some of the ores in the Svappavaara area are shown in table 41, p. 221. Magnetite has a = 8.396—8.400 Å and hematite a_{hex} = 5.032—5.037 Å and c_{hex} = 13.75—13.77 Å. These values agree with those given in the literature.

The origin of the iron ores. In Norrbotten three types of (non-titaniferous) iron ore can be distinguished — apatite ores, skarn ores and stratified, generally siliceous ores. In the Svappavaara area Gruvberget, Leveäniemi and Tansari belong to the apatite ores and Alpha, Kiilavaara, Koivujärvi and Kulleri to the skarn ores.

The apatite iron ores in the Svappavaara area are similar in mode of appearance and mineralogical-chemical composition to the other apatite iron ores in Norrbotten. Gruvberget and Leveäniemi show however a higher calcite content in the magnetite ore, but in this respect resemble the apatite-rich ores of Rektorn and Nokutusvaara near Kiruna which are also calcite-rich. The wallrock is the usual one for the apatite ores: in all deposits in the Svappavaara area it has a syenite-porphyritic composition. The apatite ores have by Geijer (e. g. 1910, 1931 b) been interpreted as of magmatic origin, the ore being a late differentiation product belonging to the same magmatic phase as that responsible for the wallrock of the ore. The similarities with other apatite ores in Norrbotten suggest the ores of the Svappavaara area also have a magmatic origin. The calcite in the ore of Gruvberget and Leveäniemi is, in its mode of occurrence, similar to apatite and is therefore considered a primary feature of the ore.

In the present paper the apatite iron ores of Norrbotten have been divided into tabular ores and breccia ores (table 42, p. 227). In the first type the ore forms one or several tabular bodies, the ore and the wallrock being clearly separate from each other. The amount of ore breccia is low. In the breccia ores a considerable part of the ore is a breccia, the ore minerals veining the wallrock. In addition small, and less often, large bodies of pure ore occur. The proportion of ore to wallrock is very irregular. No sharp

boundaries exist between the two types and the assignment of a deposit to one or other type is often difficult.

The two types not only differ in the mode of appearance of the ore but also in the content of phosphorus and titanium. In the tabular ores the phosphorus generally exceeds 0.5 % and the titanium is usually less than 0.6 % TiO_2. In the breccia ores the phosphorus is usually less than 0.5 %, often not exceeding 0.1 %. This type also comprises ore with 1 % or more phosphorus. The content of titanium in the breccia ores is generally of the same magnitude as in the tabular ores, or somewhat higher rising to 2 % TiO_2. Fig. 83, p. 233 shows that the relatively high contents of titanium occur in breccia ores and only in those which contain less than 0.1 % P_2O_5 (= 0.04 % P).

The difference in phosphorus in the two types of ore, both of which have a magmatic mode of formation, is probably due to the fact that the wallrock into which the ore intruded was crushed to different degrees. In the breccia ores, the crushing of the rock proceeded further than was the case with the wallrock of the tabular bodies. Volatiles present during the formation of the ore escaped less easily in the case of the tabular ores. In the breccia ores the magma was a "drier" one. The phosphorus disappeared with the volatiles and as a result the breccia ores have a lower content of apatite. The mobility of phosphorus is important in this connection. Thus at Kiirunavaara apatite sometimes cuts the ore and at Luossavaara it forms dikes in the quartz-bearing porphyry. According to Geijer the formation of the apatite-rich iron ores Rektorn and Nokutusvaara near Luossavaara was accompanied by a high content of volatiles. These deposits have however been formed at a lower temperature than the other apatite ores. With an increasing amount of volatiles present at the time of ore formation, and thereby an increasing content of phosphorus, the apatite ores can be divided as follows: breccia ores→tabular bodies with a normal content of phosphorus→tabular bodies with a high content of phosphorus.

In the apatite iron ores of Norrbotten titanium appears partly as sphene, partly as ilmenite. Sphene is found in Kiirunavaara, Luossavaara, Malmberget (Gällivare), Tuolluvaara, Tansari, Leveäniemi, Mertainen and Painirova and ilmenite at Kiirunavaara, Malmberget, Leveäniemi and Mertainen. The relation between sphene and ilmenite is not known. Both minerals are presumably in the main contemporaneous with the iron oxides, at least as far as the ilmenite is concerned. The relatively high content of titanium in the breccia ores is probably due to the fact that the ore and the wallrock have been in intimate contact with each other during the ore formation. The titanium of the wallrock was thus mobilized and assimilated by the ore. In those cases where the ore contained some titanium from the beginning a higher content of this element than usual resulted.

In the Svappavaara area Gruvberget with about 1 % P and less than 0.2 % TiO_2 belongs to the tabular ores, while Leveäniemi with about 0.5 % P and Tansari with less than 0.2 % P belong to the breccia ores. At Leveäniemi the ore may contain up to 1 % P. At Leveäniemi and Tansari the titanium content is sometimes higher than 1 % TiO_2.

The skarn iron ores Alpha, Kiilavaara och Kulleri in the Svappavaara area are interpreted as sediments formed contemporaneously with the wallrock and later metamorphosed. A replacement origin for the skarn ores in Norrbotten by the action of igneous rocks has been proposed by Geijer (e. g. 1929, 1931 a). Mapping in recent years by the Geological Survey of Sweden in the area between Masugnsbyn and the Finnish border shows however that the skarn iron ores and stratified ores with a clear sedimentary origin, are in the same stratigraphic position, i. e. they lie near the boundary between a greenstone group and a group of sedimentary rocks. In several deposits the ore is

connected with limestone horizons. Also the other skarn ores and stratified ores in Norrbotten with the exception of Kallak, are found in basic volcanics, and associated sedimentary rocks, such as limestone. It therefore seems probable that most of the skarn ores and the stratified ores have a common origin and were formed at the same time as the volcanics and sediments in which they occur. In the skarn ores the sedimentary features have, through the regional metamorphism, which is presumably related to the intrusion of the Lina granite, been almost totally obliterated. Through this process the material in the iron-bearing sediments recrystallized, became partly mobilized and the constituents reacted with each other to form skarn. In some deposits however a skarn-banding is encountered which can be interpreted as a relict primary stratification. At Sautusvaara (25 km E of Kiruna) thin layers of carbonate alternate with magnetite.

The skarn ores of the Svappavaara group are, in mineralogical and chemical composition, similar to the other skarn ores in Norrbotten and are therefore considered as sediments formed simultaneously with the rocks of the Svappavaara group. There is no reason to suppose a formation by replacement. In this connection the Lina granite can be ruled out as the source rock since the Svappavaara group is not influenced by it.

The skarn ore at Koivujärvi lies in biotite gneisses whose origin is unknown due to the high degree of metamorphism. On the basis of the similarities in mineralogical composition and ferride content, the ore is considered as a formation like the other skarn ores in the Svappavaara area, i. e. it had a sedimentary origin.

The iron ore at Ainasjärvi, as pointed out previously (p. 268), is of metasomatic origin.

Metasomatic alteration in iron ores in Norrbotten. In a number of iron ore deposits in Norrbotten there exists a spatial relationship between the occurrence of hematite in the ore and a metasomatic alteration of the wallrock. This mainly concerns the apatitic ones but is also found in some metasomatic types (Ainasjärvi and the Hauki hematite ores). At Ainasjärvi, Gruvberget, Leveäniemi, Kuosatjvare (38 km SW of Kiruna), Tjaskajåkk (31 km WNW of Kiruna) and in the ores in the Lower Hauki series near Kiruna (Haukivaara, Henrymalmen, Nokutusvaara, Rektorn and the Hauki hematite ores) the wallrock has locally and to a varying extent been affected by an alteration comprising the formation of sericite and quartz and more rarely by calcite and chlorite. At Malmberget (Gällivare) sericite is subordinate to sillimanite in the altered rock which also contains small amounts of other alumina-rich minerals such as corundum and andalusite. Sillimanite occurs furthermore as a secondary mineral in the sericite-altered leptite at Leveäniemi. In the altered rocks are found small amounts of tourmaline (Ainasjärvi, Gruvberget, Leveäniemi, Lower Hauki series), barite (Kuosatjvare, Malmberget, Lower Hauki series), allanite (Ainasjärvi, Kuosatjvare, Lower Hauki series) and fluorite (Tjaskajåkk, Lower Hauki series).

At Gruvberget, Ainasjärvi and to some extent at Leveäniemi occur fragment-bearing rocks in the altered ones. These have been interpreted as tectonic breccias and the tectonization of the wallrock facilitated the penetration of solutions responsible for alteration processes.

In the above mentioned deposits ores or impregnations of hematite or hematite-altered magnetite, are found in more or less close proximity to the altered rocks. In Ainasjärvi, Gruvberget, Leveäniemi, Tjaskajåkk and some of the ores in the Lower Hauki series it is possible to show that hematite is later than magnetite and that there partly exists a gradual transitition between magnetite ore and hematite ore. This indicates that hematite is formed from magnetite. As the occurrence of the hematite is connected with sericite-quartz-(sillimanite)-rocks it is probable that the alteration of the wallrock and the formation of hematite from magnetite in the ore belong to the same metasomatic

process in which K-rich and oxidizing solutions have been active. The strongly oxidizing effect of the solutions is not only shown by the change of magnetite to hematite but also by the high degree of oxidation in the altered rocks: the $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$-ratio varies between 0.85 and 0.93 at Gruvberget, Leveäniemi, Lower Hauki series and Malmberget, which is well above the values of the unaltered rocks. A typical feature in the altered rocks is furthermore high K/(Na+K)-quotients and low $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$-quotients (cf. p. 266). The presence of tourmaline, barite, allanite and fluorite in the wallrock and partly in the ore means that the altering solutions contained small amounts of barium, sulphur, cerium and fluorine. In the rocks and ores in the Lower Hauki series some calcite has also been added. The altered rocks are usually rich in quartz which has probably been released from the silicates in connection with the alteration. The formation at Malmberget of sillimanite most likely depends on the fact that the alteration here took place at a somewhat higher temperature than in the other deposits.

Little is known about the age of this process but the age of the alteration of the wallrock can in some cases be demonstrated. At Gruvberget and Leveäniemi it is older than the metabasites and the Lina granite. At Ainasjärvi it is probable that the alteration has ocurred in connection with the formation of the ore itself. In the Lower Hauki series the sericite-quartz-alteration (and the formation of the Hauki hematite ores) is, according to Geijer (1931 a, 1935), a late (hydrothermal) phase in the magmatic activity that gave rise to the nearby porphyritic rocks and apatite iron ores at Kiirunavaara, Luossavaara, Rektorn etc. At Tjaskajåkk the sericitic rocks are intersected by a perthite-granite belonging to the Lina granite. At Malmberget the formation of sillimanite-sericite is connected with the intrusion of pegmatites belonging to the Lina granite (Geijer 1930).

It is a remarkable fact that in connection with this metasomatic action no sulphide minerals have been formed. That sulphur has been introduced is shown by the presence of barite. That sulphates and not sulphides have been formed depends on the fact that the partial pressure of oxygen in the solutions causing alteration was too high.

The alteration of magnetite to hematite in the iron ores of Norrbotten is almost exclusively limited to the apatite ores and occurs only to a slight extent in the skarn ores and stratified ores. The reason for this is that the last mentioned types of ore, contrary to the apatite ores, contain relatively abundant sulphides in the form of pyrite and pyrrhotite. The high sulphide content and consequently the reducing environment prevent the oxidation of magnetite to hematite. In the skarn ores Laukujärvi (30 km W of Kiruna) and Teltaja (77 km ENE of Kiruna) however the ore is largely sulphide-free, hence the formation of hematite. In these deposits the oxidation has been brought about by superficial weathering, but in spite of different conditions of formation there seems to be no difference between this process and the metasomatic one, both of which result in the oxidation of magnetite.

XVII. Litteraturförteckning

Anderson, C. A., 1950: Alteration and metallization in the Bagdad porphyry copper deposit, Arizona. Econ. Geol. 45, 609—628.

Asklund, B., 1949: Apatitjärnmalmernas differentiation. Geol. Fören. Förh. 71, 127—176.

Asplund, C. I., 1921: Norrbottens bergsbruk. I: Norrbotten, del 2, 77—150. Göteborg.

Barnes, H. L. & Kullerud, G., 1961: Equilibria in sulfur-containing aqueous solutions, in the system Fe-S-O, and their correlation during ore deposition. Econ. Geol. 56, 648—688.

Barth, T. F. W., 1952: Theoretical petrology. John Wiley, New York.

Basta, E. Z., 1957: Accurate determination of the cell dimensions of magnetite. Min. Mag. 31, 431—442.

Bateman, A. M., 1951: The formation of late magmatic oxide ores. Econ. Geol. 46, 404—426.

Berglund, E. S., 1924: Malmtillgången i Norrbottens län. I: Utredning angående nyttiggörandet av statens norrländska malmfyndigheter. Statens offentliga utredningar 1924: 32, 65—191.

Brögger, W. C., 1935: On several archäan rocks from the south coast of Norway. II. The south Norwegian hyperites and their metamorphism. Skr. Norsk. Vidensk. Akad., I. Mat.-nat. Kl., nr 1.

Burnham, C. W., 1962: Facies and types of hydrothermal alteration. Econ. Geol. 57, 768—784.

Burri, C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel.

Bäckström, H., 1898: Meddelande angående de bergarter, som närmast omgifva malmerna i Kirunavara och Luossavara. Geol. Fören. Förh. 20, 71—74.

— 1904: Ekströmsbergs och Mertainens järnmalmsfälts geologi. Geol. Fören. Förh. 26, 180—183.

Crane, G. W., 1912: The iron ores of Missouri. Missouri Bureau of Geology and Mines. 10, 2. Ser.

Creasey, S. C., 1959: Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits. Econ. Geol. 54, 351—373.

Daly, R. A., 1915: Origin of the iron ores at Kiruna. Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lappland anordnade af Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Stockholm.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1962—63: Rock-forming minerals. Longmans, London.

Edwards, A. B. & Baker, G., 1954: Scapolitization in the Cloncurry district of northwestern Queensland. Jour. Geol. Soc. Australia 1, 1—35.

Eriksson, T., 1954: Pre-cambrian geology of the Pajala district, northern Sweden. Sveriges Geol. Unders. C 522.

Eskola, P., 1925: On the petrology of eastern Fennoskandia I. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia 45, nr 19.

— 1932: Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archean rocks. Ann. Acad. Sci. Fennicæ, ser. A, III, 36, nr 4.

— 1933: On the chrome minerals of Outokumpu. Bull. Comm. géol. Finlande 103, 26—44.

Eugster, H. P., 1959: Reduction and oxidation in metamorphism. I: Abelson, P. H. (ed.) Researches in geochemistry, 397—426. John Wiley, New York.

FISCHER, R., 1950: Entmischungen in Schmelzen aus Schwermetalloxyden, Silikaten und Phosphaten. Neues Jahrb. Min. 81, 315—364.

FLINK, G., 1924: Bidrag till Malmbergsgruvornas och Kiirunavaaras mineralogi. Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lappland anordnade av Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Stockholm.

FRIETSCH, R., 1954: Ekströmsberg järnmalmsfält. Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges Geol. Unders.

— 1960: En zon av kaolinlera och vittrad blodsten vid Svappavaara, Norrbotten. Sveriges Geol. Unders. C 572.

— 1963: Järnmalmsförekomster inom Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders. C 592.

GEIJER, P., 1908: Apatitgänge in den Porphyren bei Kiruna. Bull. Geol. Inst. Upsala 8, 202—213.

— 1910: Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. Scientific and practical researches in Lapland arranged by Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Stockholm.

— 1912: Studies on the geology of the iron ores of Lappland. Geol. Fören. Förh. 34, 727—789.

— 1915: Some problems in iron ore geology in Sweden and in America. Econ. Geol. 10, 299—329.

— 1918 a: Nautanenområdet. En malmgeologisk undersökning. Sveriges Geol. Unders. C 283.

— 1918 b: Det grafit- och järnmalmsförande området vid Vittangi. Sveriges Geol. Unders. C 284.

— 1919 a: Recent developments at Kiruna. Sveriges Geol. Unders. C 288.

— 1919 b: Om apatitens och skapolitens förekomstsätt i norra Lapplands urberg. Geol. Fören. Förh. 41, 53—63.

— 1920: Tuolluvaara malmfälts geologi. Sveriges Geol. Unders. C 296.

— 1924 a: Some Swedish occurrences of bornite and chalcocite. Sveriges Geol. Unders. C 321.

— 1924 b: Kiirunavaaras geologi i djupborrningarnas belysning. Jernkontorets Annaler 79, 243—254.

— 1925: Eulysitic iron ores in northern Sweden. Sveriges Geol. Unders. C 324.

— 1927: Vakkojärvidiskordansens stratigrafiska ställning. Geol. Fören. Förh. 49, 483—502.

— 1929: Masugnsbyfältens geologi. Sveriges Geol. Unders. C 351.

— 1930: Gällivare malmfält. Geologisk beskrivning. Sveriges Geol. Unders. Ca 22.

— 1931 a: Berggrunden inom malmtrakten Kiruna-Gällivare-Pajala. Sveriges Geol. Unders. C 366.

— 1931 b: The iron ores of the Kiruna type. Geographical distribution, geological characters, and origin. Sveriges Geol. Unders. C 367.

— 1935: Die nordschwedischen Eisenerze und verwandte Lagerstätten als Beispiele eruptiver Spaltungsprozesse. Geol. Rundschau 26, 351—366.

— 1939: The paragenesis of ludwigite in Swedish iron ores. Geol. Fören. Förh. 61, 19—33.

— 1949: Yttrande med anledning av B. Asklunds föredrag »Apatitjärnmalmernas differentiation». Geol. Fören. Förh. 71, 185—188.

— 1950: The Rektor ore body at Kiruna. Sveriges Geol. Unders. C 514.

— 1959 a: Aktuella frågor i Kirunatraktens geologi. Geol. Fören. Förh. 81, 149.

— 1959 b: Några aspekter av skarnmalmsproblemen i Bergslagen. Geol. Fören. Förh. 81, 514—534.

— 1960 a: The Kiruna iron ores. I: Archean geology of Västerbotten and Norrbotten,

northern Sweden. Guide to excursions No A 32 and C 26. Geol. Survey of Sweden. S. 34—48.

— 1960 b: The distribution of halogens in skarn amphiboles in Central Sweden. Arkiv Min. Geol., Stockholm, 2, nr 36, 481—504.

— 1962: Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation. Arkiv Min. Geol., Stockholm, 3, nr 9, 165—186.

Geijer, P. & Magnusson, N. H., 1926: Mullmalmer i svenska järngruvor. Sveriges Geol. Unders. C 338.

— 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. Sveriges Geol. Unders. Ca 35.

— 1952: The iron ores of Sweden. I: Symposium sur les gisements de fer du monde. XIX Congrès Géologique International, Alger. S. 477—499.

Gilbert, G., 1925: Some magnetite-hematite relations. Econ. Geol. 20, 587—596.

Gjelsvik, T., 1956: Pre-glaciale forvitringsfenomene i kopperforekomster i den syd-vestlige del av Finnmarksvidda. Geol. Fören. Förh. 78, 659—665.

Goldschmidt, V. M., 1943: Oksydasjon og reduksjon i geokjemien. Geol. Fören. Förh. 65, 84—85.

— 1954: Geochemistry. Oxford Univ. Press, London.

Gruner, J. W., 1926: Magnetite-martite-hematite. Econ. Geol. 21, 375—393.

— 1930: Hydrothermal oxidation and leaching experiments; their bearing on the origin of Lake Superior hematite-limonite ores. Econ. Geol. 25, 697—719.

Gumælius, O., 1877: I: Underdånig berättelse om en på nådig befallning år 1875 företagen undersökning af malmfyndigheter inom Gellivare och Jukkasjärvi socknar af Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders. C 23, 43—86.

Hackman, V., 1924: Bidrag till Porkonen-Pahtavaara-järnmalmfältets geologi. Geotekn. meddelanden 39. Geol. Komm. i Finland.

— 1927: Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. Bull. Comm. géol. Finlande 79.

Hackman, V. & Wilkman, W. W., 1926: Geologisk översiktskarta över Finland. Sekt. D 6 Kuolajärvi. Beskrivning till bergartskartan.

Hawkes, H. E. & Webb, J. S., 1962: Geochemistry in mineral exploration. Harper & Row, New York.

Hedberg, H. D., 1961: Stratigraphic classification and terminology. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, 1960. Part 25.

Hegemann, F. & Albrecht, F., 1954: Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chemie d. Erde. 17, 81—103.

Hemley, J. J. & Jones, W. R., 1964: Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. Econ. Geol. 59, 538—569.

Hermelin, S. G., 1804: Försök till Mineral Historia öfver Lappmarken och Vesterbotten. Stockholm.

Holland, H. D., 1959: Some applications of the thermochemical data to problems of ore deposits. I. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals. Econ. Geol. 54, 184—233.

Huang, W. T., 1957: Origin of sillimanite rocks by alumina metasomatism, Wichita Mountains, Oklahoma (Abstract). Bull. Geol. Soc. Am. 68, 1748.

Härme, M., 1949: On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, northern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 147.

— 1958: Examples of the granitization of plutonic rocks. Bull. Comm. géol. Finlande 180, 45—64.

Högbom, A. G., 1898: Om de vid syenitbergarter bundna jernmalmerna i östra Ural. Geol. Fören. Förh. 20, 115—134.

— 1910: The Gellivare iron mountain. Geol. Fören. Förh. 32, 561—600.

INGERSON, E., 1955: Methods and problems of geologic thermometry. Econ. Geol., 50th Ann. Vol., part 1, pp. 341—410.

JAMES, H. L., 1954: Sedimentary facies of iron-formation. Econ. Geol. 49, 235—293.

JAMES, H. L. & HOWLAND, A. L., 1955: Mineral facies in iron- and silica-rich rocks (Abstract). Bull. Geol. Soc. Am. 66, 1580.

KAITARO, S., 1949: Über den Charakter der Eisenerzführenden Jaspisquartzite von Porkonen-Pahtavaara in Kittilä (Finnisch-Lappland). Bull. Comm. géol. Finlande 144, 139—147.

KORIKOVSKIY, S. P., 1963: Quartz-sillimanite facies of acid leaching in granite-gneiss complexes. Doklady Acad. Science U.S.S.R., 152, 141—143.

KRANCK, S. H., 1961: A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation. Jour. Petrology 2, 137—184.

KULLERUD, G., 1959: Sulfide systems as geological thermometers. I: Abelson, P. H. (ed.) Researches in geochemistry, 304—335. John Wiley, New York.

LAITAKARI, A., 1925: Die Graphitvorkommen in Finnland und ihre Entstehung. Geotekn. meddelanden 40. Geol. Komm. i Finland.

LANDERGREN, S., 1943: Geokemiska studier över Grängesbergsfältets järnmalmer. Ingeniörsvetenskapsakademien. Handlingar, 172.

— 1948: On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. Sveriges Geol. Unders. C 496.

DE LAUNAY, L., 1903: L'origine et les caractères des gisements de fer scandinaves. Annales des Mines 4, 49—211.

LEROY, P. G., 1954: Correlation of copper mineralization with hydrothermal alteration in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. Bull. Geol. Soc. Am. 65, 739—767.

LINDGREN, W., 1912: The nature of replacement. Econ. Geol. 7, 521—535.

— 1918: Volume changes in metamorphism. Jour. Geol. 26, 542—554.

LJUNGGREN, S., 1956: Rektorsmalmen. Rapport (opublicerad) upprättad för Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag.

LUNDBERG, B., 1965 a: Mertainen järnmalmsfyndighet. Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges Geol. Unders.

— 1965 b: Painirova järnmalmsfyndighet. Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges Geol. Unders.

— 1965 c: Stora Sahavaara järnmalmsfyndighet. Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges Geol. Unders.

LUNDBOHM, HJ., 1892: Apatitförekomster i Norrbottens malmberg. Sveriges Geol. Unders. C 127.

— 1898: Kiirunavaara och Luossavaara jernmalmsfält i Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders. C 175.

— 1910: Sketch of the geology of the Kiruna district. Geol. Fören. Förh. 32, 751—788.

LUNDBOHM, HJ. & PETERSSON, W., 1910: The iron ore resources of Sweden. I: The iron ore resources of the world. Stockholm. S. 553—585.

LÖFSTRAND, G., 1894: Gångformiga malmbildningar i Norrbotten. Geol. Fören. Förh. 16, 131—150.

MAGNUSSON, N. H., 1953: Malmgeologi. Jernkontoret. Stockholm.

MAGNUSSON, N. H. & LUNDQVIST, G. & REGNÉLL, G., 1963: Sveriges geologi. Stockholm.

MARMO, V., 1960: On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 190.

MARMO, V. & MIKKOLA, A., 1951: On sulphides of the sulphide-bearing schists of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 156.

MASON, B., 1943: Mineralogical aspects of the system FeO-Fe_2O_3-MnO-Mn_2O_3. Geol. Fören. Förh. 65, 97—180.

MERILÄINEN, K., 1961: Albite diabases and albitites in Enontekiö and Kittilä, Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 195.

METZGER, A. A. T., 1959: Svekofenniden und Kareliden. Eine kritische Studie. Acta Acad. Aboensis. Math. et phys., 21, nr 16.

MIKKOLA, E., 1941: The general geological map of Finland. Sheets B 7-C 7-D 7 Muonio-Sodankylä-Tuntsajoki. Explanation to the map of rocks.

MIKKOLA, T., 1960: Kolarin rautamalmeista. Geologi 8, 89—90. Helsinki.

— 1961: Sediment groups, particularly flysch, of the precambrian in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 196, 51—63.

MUAN, A., 1958: Phase equilibria at high temperatures in oxide systems involving changes in oxidation states. Am. Jour. Sci. 256, 171—207.

MUELLER, R. F., 1961: Oxidation in high temperature petrogenesis. Am. Jour. Sci. 259, 460—480.

NICHOLLS, G. D., 1955: The mineralogy of rock magnetism. Advances in physics 4, 113—190.

OELSNER, O., 1961: Zur Genese der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten. Geologi 10, 601—622.

OFFERBERG, J., 1965: Beskrivning till bladet 29 J Kiruna. Manuskript. Sveriges Geol. Unders.

PADGET, P., 1959: Leucodiabase and associated rocks in the Karelidic zone of Fenno-scandia. Geol. Fören. Förh. 81, 316—332.

PARÁK, T., 1965: Leveäniemi järnmalmsfält. Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges Geol. Unders.

PARK, C. F., JR., 1961: A magnetite "flow" in northern Chile. Econ. Geol. 56, 431—436.

PARRAS, K., 1958: On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 181.

PELTOLA, E., 1960: On the black schists in the Outokumpu region in eastern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 192.

PETERSSON, W., 1900: I: Underdånig berättelse om en undersökning af mindre kända malmfyndigheter inom Jukkasjärvi malmtrakt och dess omgifningar. Sveriges Geol. Unders. C 183, 37—113.

— 1908: Svappavaara och Leveäniemi m. fl. järnmalmsfält i Norrbottens län. Bil., Kungl. Maj:ts proposition 176, 39—56.

PIISPANEN, R., 1964: Kallioperä Svappavaaran luoteispuolella Pohjois-Ruotsissa. Pro gradu-arbete. Geologiska institutionen, Uleåborgs Universitet.

RAMDOHR, P., 1926: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Ueberlegungen über das system FeO, Fe_2O_3, TiO_2. Neues Jahrb. Min. Beilage-Band. Abt. A. 54, 320—379.

— 1960: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag. Berlin.

ROSS, CL. S., 1929: Is chromite always a magmatic segration product? Econ. Geol. 24, 641—645.

SAHAMA, TH. G., 1945: Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. Bull. Comm. géol. Finlande 135.

SAKSELA (Saxén), M., 1923: Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande 65.

SAMPSON, E., 1929: May chromite crystallize late? Econ. Geol. 24, 632—641.

SCHWARTZ, G. M., 1942: Progress in the study of exsolution in ore minerals. Econ. Geol. 37, 345—364.

— 1959: Hydrothermal alteration. Econ. Geol. 54, 161—183.

SERDYUCHENKO, D. P., 1959: The origin of the Archean iron ores of south Yakutiya. Akad. Nauk SSSR, Izv., ser. geol., nr 8, 28—41.

— 1960: Genetic types of sedimentary-metamorphic iron ores in precambrian rock masses of the earth. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Reports of Soviet geologist, problem 20, 88—90.

SHABYNIN, L. I., 1958: On the genesis of iron ore deposits in south Yakutia. Akad. Nauk SSSR, Izv., ser. geol., nr 1, 32—46.

SHAW, D. M., 1960: The geochemistry of scapolite. Part I. Previous work and general mineralogy. Part II. Trace elements, petrology, and general geochemistry. Jour. Petrology 1, 218—285.

SIMONEN, A., 1960 a: Pre-quaternary rocks in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 191.

— 1960 b: Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, 1960. Part 9, 141—153.

SINGEWALD, J. T., JR. & MILTON, CH., 1929: Origin of iron ores of Iron Mountain and Pilot Knob, Missouri. Amer. Institute of Mining and Metallurgical Engineers, technical publ., nr 197, New York.

STRINGHAM, B., 1952: Fields of formation of some common hydrothermal-alteration minerals. Econ. Geol. 47, 661—664.

STUTZER, O., 1907: Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagerstätten. Neues Jahrb. Min. Beilage-Band 24, 548—675.

SUGAKI, A., 1951 a: Thermal experiments on the lattice intergrowth of chalcopyrite and klaprotholite in bornite from the Obari Mine, Japan. Sci. Rept. Tohoku Univ., ser. 3, vol. 4, 11—18.

— 1951 b: Thermal studies on the lattice intergrowth of chalcopyrite in bornite from the Akayama Mine, Japan. Sci. Rept. Tohoku Univ., ser. 3, vol. 4, 19—28.

— 1955: Thermal studies on the lattice intergrowth of chalcopyrite in bornite from the Jinmu Mine, Japan. Sci. Rept. Tohoku Univ., ser. 3, vol. 5, 113—128.

SUNDIUS, N., 1915: Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets. Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lappland anordnade af Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Uppsala.

— 1918: Beiträge zur Kenntnis der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. Upsala 16, 96—106.

— 1930: On the spilitic rocks. Geol. Mag. 67, 1—17.

SVENONIUS, F., 1900: I: Underdånig berättelse om en undersökning af mindre kända malmfyndigheter inom Jukkasjärvi malmtrakt och dess omgifningar. Sveriges Geol. Unders. C 183, 7—35 och 114—138.

TRYSÉN, A. O., 1877: I: Underdånig berättelse om en på nådig befallning år 1875 företagen undersökning af malmfyndigheter inom Gellivare och Jukkasjärvi socknar af Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders. C 23, 87—109.

TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H., 1961: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Am. 72, 175—192.

TURNER, F. J., 1948: Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Am., Memoir 30.

TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J., 1951: Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, New York.

VERHOOGEN, J., 1962: Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. Jour. Geol. 70, 168—181.

VOGT, J. H. L., 1927: On the genesis of the iron ore deposits of the Kiruna type. Geol. Fören. Förh. 49, 153—195.

VÄHÄTALO, V. O., 1953: On the geology of the Outokumpu ore deposit in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 164.

VÄYRYNEN, H., 1938: Notes on the geology of Karelia and the Onega region in the summer of 1937. Bull. Comm. géol. Finlande 123, 65—80.

WHITE, A. J. R., 1959: Scapolite-bearing marbles and calc-silicate rocks from Tungkillo and Milendella, South Australia. Geol. Mag. 96, 285—306.

YODER, H. S., JR., 1957: Isograd problems in metamorphosed iron-rich sediments. I: Annual report of the Director of the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution, 232—237.

ÖDMAN, O. H., 1939: Urbergsgeologiska undersökningar inom Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders. C 426.

— 1941: Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden. Sveriges Geol. Unders. C 438.

— 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders. Ca 41.

PRIS MED PLANSCHER 48 KRONOR

Distribueras genom

GENERALSTABENS LITOGRAFISKA ANSTALTS FÖRLAG

STOCKHOLM 1

STOCKHOLM 1966. KUNGL. BOKTRYCKERIET P. A. NORSTEDT & SÖNER

PRINTED IN SWEDEN