

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af • Nr 13—16

BO ERIKSSON OCH ULF HALLGREN

BESKRIVNING

TILL BERGGRUNDSKARTBLADEN

VITTANGI NV, NO, SV, SO

DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL MAPS

VITTANGI NV, NO, SV, SO

MED APPENDIX: GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR AV

WITH AN APPENDIX ON GEOPHYSICAL ASPECTS BY

HERBERT HENKEL



STOCKHOLM 1975

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH
GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1 : 50 000

Serie Af · Nr 13—16

BO ERIKSSON OCH ULF HALLGREN

**BESKRIVNING
TILL BERGGRUNDSKARTBLADEN
VITTANGI NV, NO, SV, SO**

DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL MAPS
VITTANGI NV, NO, SV, SO

MED APPENDIX: GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR AV
WITH AN APPENDIX ON GEOPHYSICAL ASPECTS BY
HERBERT HENKEL

STOCKHOLM 1975

ISBN 91-7158-052-2

C. DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1975

INNEHÅLL

Summary	5
Inledning	25
Översikt av berggrunden och den geologiska utvecklingen	27
De tektoniska strukturerna	33
Bergartsbeskrivning	36
1. Vittangi grönstensgrupp	36
1.1. Tjärroformationen	36
1.2. Grönstenar	39
1.2.1. Ultramafiska grönstenar	39
1.2.2. Basaltiska grönstenar	43
1.2.2.1. Lavor	44
1.2.2.2. Tuffer och tuffiter (inkl. basiska skiffrar)	47
1.2.2.3. Metadiabas	50
1.3. Metaargilliter	53
1.3.1. Glimmerskiffrar och glimmergnejser	55
1.3.2. Grafitskiffrar	59
1.3.3. Övriga sulfidrika skiffrar och felser	62
1.4. Jaspiskvartsit	64
1.5. Kalksten och skarn	65
2. Kilavaara kvartsitgrupp	68
2.1. Kilavaara	68
2.2. Övriga förekomster	70
3. Porfyrgruppen	73
3.1. Konglomeratformationen	74
3.1.1. Konglomeratet vid Sautusvaara	74
3.1.2. Konglomerat vid Svappavaara	77
3.2. Vulkaniter inkl. associerade sediment	78
3.2.1. Ryolit	79
3.2.2. Trakyt	82
3.2.3. Andesit till basalt	85
3.2.4. Sediment i porfyrmiljö	90
4. Maattavaara kvartsitgrupp	94
4.1. Maattavaara-Paurankivaara	96
4.2. Saurusvaara-Hoppuka	98
4.3. Hippasj (Hippainen)	100
5. Haparandaserien	102
5.1. Gabbro och diorit	103
5.2. Övriga intermediära och sura Haparandaintrusiv	105
6. Yngre djupbergartsserien	110
6.1. Syenitserien	111
6.1.1. Gabbro och diorit	111
6.1.2. Syenit	112
6.1.3. Pertitgranit	115
6.2. Migmatitgranitserien	116
7. Gångbergarter	119
7.1. Andesinporfyriter	120
7.2. Lamprofyrartade gånggrönstenar	122
7.3. Metabasiter	122
8. Bergartsomvandlingar	123
8.1. Metamorfos	123
8.2. Bildning av albitit (leukodiabas)	125
8.3. Skapolitisering	127

8.4. Sericitisering	130
8.5. Kaolinisering	131
8.6. Omvandlingar i järnmalmer	132
9. Malmfyndigheter	132
9.1. Järnmalmer	133
9.1.1. Järnmalmer i Vittangi grönstensgrupp	133
9.1.2. Järnmalmer i porfyrgruppen	142
9.1.3. Järnmalmsanledningen vid Saivo	151
10. Sulfidförekomster	155
11. Grafitfyndigheter	163
Analystabeller	170
Litteratur	191
Namnregister	193
Appendix: Geofysiska undersökningar på kartbladet 29 K Vittangi (H. Henkel)	195

SUMMARY

THE GEOLOGICAL DEVELOPMENT

The rocks of the Vittangi area are entirely Pre-Cambrian, being part of the Karelidian orogenic zone. Somewhat more than half of the map-area is composed of plutonic rocks and migmatites.

The regional geology of the map-sheet has been treated earlier chiefly by Geijer (1931 a) and Ödman (1957). Their opinions are briefly reviewed (p. 27).

Four major stratigraphical units are recognised in the area, the Vittangi, Kila-vaara, Porphyry and Maattavaara Groups. The first two are intruded by the Haparanda Suite of intrusive rocks and the latter two apparently overlie the older units with major unconfirmity (see Fig. 3). Lithostratigraphy has been defined formally at group level (Porphyries excepted) and these have been subdivided informally into formations.

The oldest bedrock is made up of greenstones and metasediments, together forming the *Vittangi Greenstone Group*. This group can be divided into five formations:

- (youngest) Upper Sedimentary Formation
- Upper Greenstone Formation
- Lower Sedimentary Formation
- Lower Greenstone Formation
- (oldest) The Tjärro Quartzite Formation

The lowest unit, the *Tjärro Quartzite Formation*, is found in the Koivulaki and Härkivaara anticlines and it is mainly composed of sericitic quartzites.

The overlying, *Lower Greenstone Formation* consists of basaltic (partly spilitic) greenstones, sometimes amygdaloidal, and of ultramafic dikes. The thickness of this formation is variable (average c. 5000 m).

The *Lower Sedimentary Formation* follows above indicating a marked break in the volcanic activity, although the thickness of this formation is generally relatively small. It is formed of aluminous-quartz-biotite-schists and particularly of very graphite-rich schists. Most of the graphite prospects of the map-sheet are concentrated to this unit.

The *Upper Greenstone Formation* is mostly formed of pillow lavas, separated by layered volcanic rocks and limestones. In the eastern part, the Central Vittangi area, layered, basaltic tuffs occur instead of lavas at this stratigraphic level.

After this volcanicity, there followed a period of decreasing volcanic activity, characterized by erosion, incomplete chemical weathering and deposition of clays and chemical and organic sediments, often under reducing conditions. Typical rocks for this period, during which the *Upper Sedimentary Formation* accumulated are graphite- and sulphide bearing schists and felses, basic tuffites, skarn and iron ores.

The volcanism was accompanied by sub-volcanic intrusive activity. Concordant *meta-diabases* with a close chemical and mineralogical relationship to the lavas are found. They have an irregular areal distribution.

This first main volcanic period was followed by denudation and then deposition of dominantly arenitic sediments, composing the *Kilavaara Quartzite Group*.

In the eastern part of the map-sheet, intrusive rocks of the *Haparanda Series* cut the Vittangi and Kilavaara Groups. In the western part, no rocks of this series are represented, the rocks of the Vittangi Group being overlain by volcanites belonging to the *Porphyry Group*.

The age-relationship between the Haparanda Series and the Porphyry Group is difficult to determine, no evidence having been found in the Vittangi area to resolve the problem. Radiometric age-determinations have shown a considerable difference in age between diorites of the Haparanda Series (1880 m. y.) and the porphyries of the Kiruna area (1605 ± 65 m. y.) with which the Porphyry Group is correlated. This evidence has been used, in the present paper, to infer sequence, although there is no definite correlation between the Haparanda diorites of the type-locality from which the Rb/Sr isochron was obtained and the rocks of this series on the Vittangi map-sheet.

Acceptance of the age-determination requires that the sedimentation of the Kilavaara Group was followed by a phase of folding, during which the synkinematic, plutonic rocks of the Haparanda Series were formed. This differentiated series is mostly composed of gabbro and granodiorite.

After this intrusive stage, came the second major period of volcanic activity, when the different volcanic rocks of the Porphyry Group were extruded.

The Porphyry Group is mainly composed of lavas, mostly within the range andesite-trachyte-rhyolite, and minor intercalated sediments. Stratigraphic subdivision has been possible only at the base of this group, a *Conglomerate Formation* being recognised. The conglomerate is polymict, the fragments being composed of different volcanic rocks, particularly magnetite-trachyte. This conglomerate can be correlated with the wellknown Kurravaara conglomerate in the Kiruna area.

The porphyries are overlain by quartzites and conglomerates of the *Maattavaara Quartzite Group*. The basal sediments of this group are often well preserved.

After a period of intrusion of basic dikes there followed the final formation of plutonic rocks on a larger scale, the *Younger Series of Deep-seated Rocks*. This series can be divided into two major subdivisions, the *syenite-* and the *migmatite-granite series*. The last stage of this intrusive period was accompanied by pneumatolytic and hydrothermal processes.

The geological sequence recognised in the area was concluded by faulting.

STRUCTURE

The general structural pattern of this map-sheet is characterized by two fold-systems, one with fold axis more or less N—S, and the other mainly WNW—ESE. The interference of these systems gives the area a marked tectonic style, with culminations and depressions (Plate I). In areas with schists and other relatively incompetent rocks, as in the Nunasvaara-Vathanvaara region, this produces a very complicated tectonic pattern. In the porphyry areas, however, the tectonic structure is generally more simple, with somewhat more open folds.

The two main directions of fault zones, more or less coincide with the above mentioned fold axes. Horizontal movements are obviously mostly subordinate while the vertical component has a greater importance. Some of the faults zones are of considerable length and breadth, e. g. the broad zone from Alttjärvi (6a) over Svappavaara and extending towards the south-east into the Gällivare map-sheet. The aero-magnetic map shows considerable displacements along parts of this zone.

DESCRIPTION OF LITHOLOGIES

Vittangi Greenstone Group

The Tjärro Quartzite Formation

The Tjärro Quartzite Formation has been named after the "Tjärro-zone" of quartzite (Ödman 1939), extending towards the north-east as far as the Finnish border.

On the present map-sheet, quartzites, etc. of this formation have been found in the Koivulaki anticline. The quartzite is mostly fine-grained, white and sericitic, with transitions to an extremely pure orthoquartzite. Included in this formation are a metamorphosed (albite-bearing) siltstone and an overlying dolomite member.

The quartzite of the Härkävaara anticline has not been found on the Vittangi map-sheet, but occurs only a few hundred metres north of the border.

Greenstones

With regard to mineralogical and chemical composition, the volcanites of the Vittangi Group can be divided into two main types, feldspar-free and feldspar-bearing greenstones, the former of ultrabasic composition and the latter basaltic.

The feldspar-free types are mostly of small dimensions (too small to appear on the 1:50 000 map), while the feldspathic types constitute the main part of the greenstones. The latter also include scapolite-bearing types, where feldspar has been replaced.

Ultrabasic greenstones

Ultrabasic forms are quite rare. One sill of ultrabasic type extends from Jälketkoski at Torneälven to the Hånkannasvaara graphite prospect. It is not more than 50 m wide and built up of iron-rich olivine, amphiboles, chlorite and serpentine (see Fig. 6).

Other feldspar-free greenstones appear at Yhtieinenjärvi, as small dikes, and in the region between Kallokajärvi and Nunasvaara. The ultrabasic rock in the latter area has an extrusive origin, being 1—5 m thick, homogeneous or scoriaceous units. The mineralogical composition is given in Fig. 6.

Basaltic greenstone

Most of the feldspar-bearing greenstones contain distinct features, which give evidence of their effusive origin. Lavas are characterized by amygdaloidal and pillow structures and the pyroclastic types by tuffs and tuffites.

These greenstones show wide variations in structure and texture, but all have a rather uniform mineralogical composition.

Lavas

The oldest lava known within the map-sheet is found overlying the Tjärro Quartzite Formation at Yhtieinenjärvi. It is a basaltic greenstone, showing rapid variations in grain-size and it has a comparatively high magnetite content.

Well-preserved amygdaloidal lavas are found on the south-eastern slope of Ounistunturi (9i). They are fine-grained, hornblende-rich meta-basalts, with amygdules of quartz and calcite up to one centimetre in diameter. Variations in the frequency of these amygdules suggest that the area is built of several lava beds. Corresponding lavas outcrop towards the south-west, in Ala Maltosrova, where the metamorphic grade is higher.

Pillow lavas are found in the region of Sautusvaara-Leppäkoski-Sekkujoki. This massif is built up of several fine-grained, basaltic flows separated by thin horizons of limestone and tuffs. The typical structure is often easily recognized, especially on weathered surfaces, where the darker rims of the pillows are clearly seen. Formation of amygdules is common in the border zones of the pillows. For chemical analyses of pillow lava see Table 3.

Other localities with lavas are of minor importance, but two horizons, at Kuusi Nunasvaara and Kivijärvi, are worth mentioning.

Tuffs and tuffites

Fine-grained layered amphibolites (including basic schists) are found in most areas, where rocks of the Vittangi Greenstone Group outcrop. A few of them are true volcanic tuffs, while most have a tuffitic character,

Tuffs appear in close connection with lavas. Two examples from the Nunasvaara district are reviewed. A 60—70 m thick unit of unlayered crystal tuff is found south-west of Nunasvaara. Hornblende-rich particles and pieces of plagioclase are the main constituents. The second occurrence, at the Niska graphite prospect, is a 20 m thick unit in the layered greenstones. The rock, contains abundant 5—25 mm, angular fragments of fine-grained quartzite.

Most of these greenstones show successive transitions from true pyroclastic tuffs, through tuffites, to sediments with very little volcanic material.

Rocks, which possibly have a close relationship with lavas, appear immediately beneath the pillow lavas at Sautusvaara and at the corresponding levels in the Vathanvaara-Nunasvaara area. They are fine-grained amphibolites with distinct layering, the main constituents being hornblende, oligoclase-andesine (often replaced by scapolite), biotite, magnetite and sphene.

Others of these layered greenstones, especially in connection with schists, contain varying amounts of epiclastic material. Areas where greenstones are interbanded with argillaceous and arenaceous sediments, are quite common.

Meta-diabases

The meta-diabases have earlier been treated by Geijer (1918b, 1931a). This rock-type is genetically connected with the effusive greenstones of the Vittangi Group and may be considered as a hypabyssal equivalent to the supracrustal greenstones.

They appear as extended sills, usually between 30—100 m thick (max. width estimated to 400 m). The dikes have intruded before the folding of the bedrock. Only a few apophysis from the largest intrusion show discordant contacts.

The typical meta-diorite is medium-grained, dark-green, with a characteristic, knobby appearance on weathered surface, due to protrusion of large grains of uraltic hornblende. Pyroxene is sometimes preserved. The plagioclase is mostly in the range 35—55 % An and it is ophitically or sub-ophitically enclosed in hornblende. Also characteristic is the varying content of magnetite, up to 15 % in the mode.

Three chemical analyses of meta-diabases are given in Table 3.

Of special interest is the distribution of trace-elements (V, Cr, Co, Ni) in Table 3 and Fig. 16. The ratios Cr/V and Ni/Co decrease, which, according to Taylor (1965), could be an indication of fractionation of the magma.

Meta-argillites

The meta-argillites of the Vittangi Greenstone Group are mostly concentrated to the Sautusvaara, Vathanvaara, Nunasvaara and Svappavaara areas, i. e. the areas with skarn iron ores. Stratigraphically they are found in the two sedimentary formations of the group.

These rocks can be divided into three different types: Mica-schists and mica-gneisses, graphite-schists and sulphide-rich schists and felses. Transitions between these types and other sediments, mostly tuffitic schists and skarn, lime-rich rocks, are very common.

Mica-schists and mica-gneisses

Common mineral associations of this type are, *aluminio-silicates* + *quartz* + *biotite*, *garnet* + *quartz* + *biotite*, or just *quartz* + *biotite*.

Aluminous schists have been found in the Nunasvaara district (4 h—i and 5h) and west of Leppäkoski (8c). The occurrence at Nunasvaara is a narrow, but very persistent unit of mostly fine-grained quartz-biotite-schist with porphyroblasts of cordierite and/or andalusite. The northern and southern parts of this horizon show far higher metamorphic grades. A chemical analysis is given in Table 3.

Excess aluminium is characteristic for the biotite-rich gneisses south of Svappavaara. These gneisses are found as broad zones of mostly fine-grained, grey, banded rock, enclosed in the youngest migmatite-granite. Dark hornblende-bearing types are also found. The high metamorphism of these gneisses makes it hard to determine their origin, but some parts can certainly be considered as gneissose rocks derived from the Vittangi Group, especially the uppermost formation.

Quartz-biotite-schists and *garnet-bearing mica-schists* appear in close connection in all of the schist-areas. The most important occurrences are found east of Pahtavaara (8c) (schists, partly garnet-bearing interlayered with graphite-schists) and at Nuoskaskielinen and Palo Sautusvaara (a garnet-quartz-biotite-schist with skarn).

Magnesium and iron-rich mica-schists are found north-west of Rovasaari (4h) and at Venäjärvi (6g), in association with basic greenstones. Besides quartz and biotite these schists carry cordierite, anthophyllite and cummingtonite.

Graphite-schists

The Geological Survey of Sweden in recent years has carried out extensive electromagnetic ground surveys of the schist-areas of the central Vittangi area. These measurements have greatly assisted assessment of the extension and the regional interrelationships of the graphite-bearing zones.

Graphite-schists are a characteristic part of the sediments of the Vittangi Group. They extend over large areas, although the content of graphite is generally low. In the central Vittangi area, however, there are a number of high grade occurrences, which together form the largest potential source of graphite in Sweden.

The graphite-schists are black or dark-grey and usually very fine-grained. As long as the graphite-content is low, they usually show a good stratification, but graphite-rich schists appear massive. The graphite schists can be grouped into five main types:

Chemical type	Mineral association
K-dominated	Quartz-biotite-graphite-sulphides
Na/K-intermediate	Albite/oligoclase-biotite-actinolite-graphite-sulphides
Na-dominated	Albite-graphite-sulphides
Ca-Mg-rich	Scapolite/plagioclase-tremolite-diopside-graphite-sulphides
Fe-Mg-rich	Plagioclase-cummingtonite-graphite-sulphides

The soda-dominated schists are the most important type and they are essentially concentrated to the Nunasvaara zone. These rocks are jet-black, soft and the colour comes off when touched. They are massive, e. g. stratification has never been seen.

The soda-dominated graphite-schists are mostly build up of graphite and albite, sometimes also with relatively large amounts of phlogopite. The graphite content in the deposits varies between 30—40 wt% with exceptional values over 50 % in minor parts. The graphite individuals show euhedral form, and they appear in two main grain-sizes; 5—10 μ (in the groundmass) and 50—60 μ (in cracks).

11 chemical analyses are given in Table 3.

Sulphide-rich schists and felses

Rocks of this type appear in connection with carbonate-rich rocks, skarns and graphite- and mica-schists. They chiefly include skarn-scapolite-rich schists and felses.

The composition of the rocks is rather uniform: scapolite, actinolite-tremolite, diopside and sulphides occur in varying amounts. Important accessories are sphene and graphite. The felses usually contain more than 50 % scapolite.

Meta-chert

In the Svappavaara area, at the Leppäkoski iron ore prospect and west-south-west of the Nunasvaara mining district, there occur meter-thick layers of quartz-rich meta-sediments. These meta-cherts mostly occur together with limestone, skarn and iron ores.

The rock is grey to brownish grey and fine-grained with a conchoidal fracture. If recrystallized, these meta-cherts in many cases resemble coarse quartz veins.

The quartz occurs as irregular grains with undulatory extinction, c. 0.1 mm in diameter. Minor amounts of magnetite, actinolite and diopside are always found and, among the accessory minerals, zircon, sphene and tourmaline are present.

These meta-cherts locally grade into quartz-rich iron ores, (e. g. at Nunasvaara), the transitions being characterised by an increase in magnetite and skarn

minerals usually in bands. Some meta-cherts also contain a certain amount of graphite, as reported from Perälömpolovaara (6i), where a meta-chert contains 4.4 % C (chemical analysis No. A 30, Table 3).

Limestone and skarn

The largest occurrences of limestone and skarn-rich rocks are found in the Vathanvaara and Svappavaara areas and east of Airijärvi (6i). The thickness of each individual unit varies but seldom exceeds 30 m. The horizons can be very persistent; exemplified by a unit at Vathanvaara and two horizons at Sautusvaara.

The *limestones* are mostly fine-grained, white, grey or pink. In most of them calcite is the sole carbonate mineral, dolomite being very subordinate in the map-area. They always contain some calcium-magnesium-silicates distributed evenly as porphyroblasts or in distinct layers. Biotite-rich horizons (originally clayey layers) are not uncommon, and from certain occurrences phlogopite is reported, while quartz, albite and scapolite appear in varying amounts in other places. With increasing amounts of calcium-magnesium-silicates the limestone grades into *skarn* which generally is associated with iron ore. The skarns are fine-grained, dark green, and may be layered or homogeneous. The main minerals are diopside and/or tremolite-actinolite but there can be considerable variations in the mineralogical composition, e. g. hornblende-bearing skarns are reported from Nunasvaara and the Svappavaara area, serpentine-bearing skarns from a dolomitic limestone at Lettojärvi (7h), and garnet-banded skarns are found in minor occurrences.

The Kilavaara Quartzite Group

The uppermost sediments and basic schists of the Vittangi Greenstone Group are followed by sediments belonging to the *Kilavaara Quartzite Group*. Correlation with the Pahakurkio Group, which occupies large areas of the map-sheet 28 L Tärendö (Padget 1970), requires that this rather small unit of quartzite be distinguished as a group. It is referred to as the Kilavaara Group and consists of *quartzite* with minor *conglomerates* and *biotite-schists*.

Kilavaara

The quartzite is best exposed on the mountain Kilavaara (2f), where it consists of a red-grey, fine-grained rock with distinct clastic features (layering, cross-bedding). The conglomeratic parts are most frequently composed of fragments of quartzite in a quartz-rich matrix. At Kilavaara, the basal parts of this group are exposed, being formed of biotite-schist with numerous interlayered amphibole-rich horizons.

Quartzites from this group are also found in the Svappavaara area and in the region of Sitsavaara (6—7i). In the latter area, several quartzite relics occur completely surrounded by the youngest granite. Strongly schistose or gneissose rocks of clastic origin, with the same interpreted stratigraphic position, are found at different places, e. g. south-east of Svappavaara and in the easternmost part of the map-sheet. These gneisses are often sillimanite-bearing.

The meta-sediments at Kiimakielinen (9a—b) and Kalixälven (2—3a) have been placed in this group, although one can not disregard a possible correlation with the Porphyry Group.

The relationship to the plutonic rocks is shown at Kilavaara, where granodiorite of the Haparanda Series cuts the quartzite and in turn is cut by pegmatite and granite of the Younger Series of Deep-seated Rocks.

The Porphyry Group

Stratigraphically above the quartzite of the Kilavaara Group there follows a thick suite of volcanic rocks, the Porphyry Group, the bottom part of which forms a separate formation, the Conglomerate Formation. In most of the older works (Geijer 1931a, Ödman 1957), a volcanic terminology has been used, which was established in the Kiruna area.

We have chosen to divide the volcanic rocks into three main categories: 1. *Rhyolites*, including the most acid porphyries (quartz-bearing and quartz-porphyries of Geijer). 2. *Trachytes*, including the intermediate porphyries ranging from trachy-andesite to acid trachyte, largely containing soda-rich forms; soda-trachyte and magnetite-albite-dominated types; magnetite-trachyte. 3. *Basalts* to *andesites*, mostly comprising andesites, but basalts have also been found. The old name albite porphyrite is used for rocks with phenocrysts of albite and with a high content of biotite in the groundmass.

The volcanites of the Porphyry Group outcrop in the western part of the map-sheet where they occur in a large synform. On the map, this area appears rather simple and uniform, but the porphyries are in fact characterized by sudden, successive and irregular changes in appearance and composition.

The Conglomerate Formation

On the map-sheet 29 J Kiruna, the well-known Kurravaara conglomerate and other sediments take up a position between the two main groups of supra-crustal rocks, the Greenstones of Kiruna and the Kiruna porphyries (Offerberg 1967). On the present map-sheet the position of the Kurravaara conglomerate is represented by the Kilavaara sediments and conglomerates at Sautusvaara and Svappavaara. The main fragments of the conglomerates are different kinds of porphyries, mostly acid, showing that at the time of deposition there was a differentiated series of porphyries subject to erosion.

The conglomerate at Sautusvaara

This conglomerate has been found at the Sautusvaara iron ore prospect. It occurs in outcrops and has been traced in several drill-holes. South of the iron ore, the graphite-bearing schists grade into the conglomerate via a layer with smaller fragments. Further to the north the iron ore is situated between the schists and the conglomerate. No quartzites have been found in this region. The conglomerate is overlain by porphyries (mostly albite porphyrites). Some interlayering of lava flows occurs in the conglomerate.

The conglomerate is polymict with a skarn and magnetite-rich matrix. It is mainly made up of different porphyries, of which magnetite-trachyte is the most characteristic (Fig. 27). Furthermore there are fragments of sediments, including quartz-rich iron ore. No fragments of unmistakable plutonic rocks have been found. The matrix is characterized by the large amount of skarn minerals, which give the conglomerate a greenish colour.

The conglomerates at Svappavaara

In the Svappavaara area there are two conglomerates, which are thought to occupy this stratigraphic position.

In the zone south-east of Kaisjärvi, the conglomerate is situated between quartzite and acid, banded porphyries, with leptitic appearance. Due to the strong tectonic deformation in this area, the pre-tectonic relationships are unclear. The conglomerate is built up of strongly flattened fragments, mostly of pale red leptites (porphyries), quartzites and subordinate porphyrites and trachytes.

The other locality, where conglomerate is found, is south of the Leveäniemi mine. The material is dominated by red leptites and banded quartzites and also includes some fragments of porphyries and glassy quartz. This conglomerate is somewhat gneissified and it is cut by pegmatite.

The volcanites and associated sediments

Rhyolite

The rhyolites include the most acid members of the porphyries. They are characterized by large and numerous feldspar phenocrysts, which usually have a reddish colour and an isometric shape. The groundmass of quartz, microcline and albite is very fine-grained, the colour varying from red to greyish-blue. The darker types have a higher content of magnetite in the matrix. The phenocrysts are made up of albite and they often have a rim of perthitic microcline. Amygdules are rare, the rhyolites in this respect differing from the intermediate and basic volcanic rocks where they are plentiful. Transitions from intermediate types, especially from soda-trachytes to soda-rhyolites, are reported. In these, both the phenocrysts and the feldspar content of the groundmass is dominated by albite.

Most of the rhyolites are considered to be effusive formations, but there are some occurrences where a similar rock-type appears as dikes, e. g. at the Tansari iron ore prospect.

Trachytes

The usual trachyte is characterized chemically by a SiO_2 -content of c. 60 %. The amount of free quartz is however, very small. The trachyte is usually grey to dark grey, but chocolate-brown shades are also common. In a fine-grained matrix, phenocrysts of albite appear with varying frequency and size. The groundmass is trachytic with short laths of albite in fine-grained, anhedral, albite-microcline and quartz. Amygdules are quite common. They are commonly up to 1 cm in diameter and filled with quartz and/or hornblende and magnetite. Calcite and epidote-bearing amygdules have also been reported.

The trachytes grade into *Na-trachytes*, in which albite completely dominates over microcline. The different types appear close together and have similar appearance, so they are usually first separated under the microscope. The Na-trachyte is generally darker than the ordinary trachyte. Locally a considerable amount of magnetite can give the rock an almost black shade, the content of magnetite sometimes being so high that the rock essentially is composed of magnetite and laths of albite. This type is called *magnetite-trachyte*.

Parts of the trachytes have a more or less leptitic appearance. The matrix has a microgranitic texture and the phenocrysts are divided by a secondary granularity. These leptitic forms are rather common, especially in the Svappavaara area.

Andesite and basalt

The greenstones of the Porphyry Group are mostly meta-andesites. Amygdules are very common and in some cases separate lava flows have been distinguished.

In common with the other volcanites of this group, the greenstones show considerable petrographic variation. In general they can be divided into two types: usually dark green, hornblende-bearing *meta-andesites* and dark grey, biotite-rich *albite porphyrites*. There exist transitioned relationships between the two.

The meta-andesites are dark grey to dark green with light phenocrysts. Under the microscope they are characterized by phenocrysts of plagioclase, 35–40 % An, in a fine-grained matrix with intersertal plagioclase. Amphibole, biotite and magnetite constitute the dark minerals. Furthermore, sphene is very typical. The amygdules usually consists of quartz, calcite or epidote. Geijer (1931a) used the name albite porphyrite for rocks with phenocrysts of albite and a high content of biotite. Many of these soda-dominated types are certainly altered andesites, but one cannot rule out the possibility of primary albite.

All the rocks of this group are more or less affected by scapolitization, which first changes the plagioclase, but locally the metamorphism proceeds further and results in dark biotite-scapolite-felses.

Sediments in volcanic milieu

Agglomeratic units, conglomerates and other sediments are rather common among the volcanites of this group, especially among the intermediate types. These sediments, in volcanic milieu, are intercalated randomly with the lavas; some examples can be mentioned. On the northern slope of the little hill, Pahtavaara (6a—b), an agglomeratic horizon has been found. It is a 20 m thick unit dipping moderately towards the west. The fragments are mainly rhyolite and trachyte. From Naustokoski (1c) northwards over Mänty-Orrivaara different kinds of fragment-bearing horizons have been reported, all of them in close connection with lava beds. The fragments are mostly trachytes, Na-trachytes and albite porphyrites. In the northern part there appear layered sediments to a greater extent, some of which show cross-bedding. At Luukajoki, south-west of Leveäniemi, and at Paurankilanto layered mica-schists have been encountered, which are considered to compose the lowermost parts of the porphyry complex.

The Maattavaara Quartzite Group

The rocks of the Maattavaara Quartzite Group represent the youngest supracrustal formation on this map-sheet. They outcrop in three different areas: Maattavaara-Paurankivaara (5—9c), Saurusvaara (2—3b) and Hippasj (0b).

This group is formed by *quartzites* with intraformational *conglomerates*. *Basal sediments* occupy a minor part of the rocks, but they are of interest concerning the stratigraphic position of the group. The quartzites show considerable variation in colour, grain-size, etc. Sedimentary structures such as clastic grains, bedding and cross-bedding, are quite commonly preserved. Quartz, minor amounts of feldspar and rock-fragments constitute these quartzites.

The intraformational conglomerates are common and they appear at different levels in the group. They are polymict and the fragments included are porphyries, quartzites and schists. Characteristic of these conglomerates are fragments of jasper, which often are reddish, giving the rock a colourful appearance.

The quartzites of this group occur in the cores of synclines and overlie both supracrustal and plutonic rocks. Variations of the basal sediments give a good picture of the stratigraphic relationship of the local basement. At Maattavaara, a diorite constitutes the basement to the quartzite. The homogeneous diorite is gradually transformed into a weathered gravel, which passes upwards into a conglomerate with only diorite fragments, 2—4 dm in diameter. Higher up, other rock-types are found and the formation passes into a typical intraformational jasper-bearing conglomerate and thence into quartzite. In the western part of this region, the quartzite overlies a pillow lava. Here, the basal part has a different appearance. Immediately above the lava, there is a dark conglomerate with fragments of the greenstone. Above this there follows a unit with mainly angular diorite fragments, which passes upwards into quartzite.

In the southern part of this large quartzite-complex, at Paurankivaara, porphyries constitute the basement for the quartzite. The basal formation starts with a monomict unit, a gravel of porphyry fragments. This part is more conglomeratic upwards with boulders of porphyry up to 0.5 m in diameter. Further upwards other rock-material appears, including jasper.

In the other two areas, where this group is found, porphyries constitute the basement to the quartzite. Here the basal parts are also formed by conglomerates of locally somewhat different appearance. They are mostly composed of porphyries.

At Hippasj, the southernmost of these areas, the relationship between the quartzites and rocks of the Youngest Series of Deep-scated Rocks is exposed. According to Geijer (1931a) the quartzite in this region is metamorphosed by the Lina granite (one of the youngest migmatite granites). Furthermore the quartzite is cut by a pegmatite belonging to the same igneous series.

The Haparanda Series

On the present map-sheet there are several occurrences of plutonic rocks, which in their geological behaviour and petrological characteristics are typical for synkinematic intrusions. These rocks are differentiated, varying from gabbro through diorite to granodiorite and acid types. They are called the Haparanda Series of plutonics rocks. They appear in the eastern part of the map-sheet and are associated with rocks of the Vittangi Greenstone Group.

The rocks of the Haparanda Series intrude the Vittangi and Kilavaara Groups. The relationship with regard to the Porphyry Group has not been established by field-observations. Welin (1970) and Welin et al. (1970) have shown a considerable time-gap between rocks of the Haparanda Series (1880 m.y.) and porphyries from Kiruna (1605 ± 65 m.y.). In view of these results, we have decided to place the Haparanda Series between the Kilavaara Quartzite Group and the Porphyry Group in the schematic stratigraphic sequence (Fig. 3).

Gabbro to diorite

The gabbros and diorites of the Haparanda Series are generally distinctly magnetic, which has helped in distinguishing these rocks on the aero-magnetic maps. The largest occurrences are at Vittangi and north-east of Svappavaara, (referred to as the *Vittangi gabbro* and the *Svappavaara gabbro*).

The most common type of rock within these massifs is a *uralitic gabbro*, chiefly containing andesine/labradorite, hornblende, remains of pyroxene, biotite and magnetite. The distribution between gabbro and diorite within these massifs has not been examined in any detail.

These gabbro-massifs also contain minor parts of more basic composition. *Norite* has been found west of Vittangi. It contains andesine/labradorite, clino-

pyroxene and hypersthene. *Peridotite* is found in the western border-zone of the Svappavaara gabbro.

In the Mattavaara region (8—9e—f), a *meta-diorite* is found which is thought to belong to this series. It is mostly composed of albite and biotite. Subordinate parts of the original diorite are preserved, containing zoned plagioclase, green hornblende and biotite.

Intermediate and acid intrusive rocks of the Haparanda Series

The intermediate and acid types of the Haparanda Series are closely connected with the gabbros and diorites. Their content of magnetite is generally low which is clearly seen on the aero-magnetic maps.

The rocks have a wide range of variations, but granodiorites dominate. These often have a characteristic texture of broad, subhedral laths of plagioclase in a fine-grained groundmass. Rounded, fine-grained biotite-rich inclusions, relics of older bed-rock, are typical features of these rocks. Some of the granodiorites are porphyritic, these probably representing contact zones. Quartz-dioritic and monzonitic variants occupy minor parts.

Previously, it has been a commonly held opinion that the Haparanda Series contains only very minor acid differentiates. In light of the new age-determination (Welin et al. 1971), it has been shown that the so-called Lina granites can be divided into two different groups, one with radiometric ages of c. 1800 m.y. and the other of c. 1550 m.y. The acid intrusive rocks, which are related to the Haparanda Series, are usually red, fine-grained syenites and granites, appearing as dikes or as minor massifs in the marginal parts of the main Haparanda intrusions. They are homogeneous or slightly schistose and cut by quartz-microcline-rich granites and pegmatites.

The Younger Series of Deep-seated Rocks

Description of the youngest plutonic rocks is founded to large extent on earlier works particularly Geijer (1931a) and Ödman (1957).

Ödman's division into two petrographical series: the "*syenite*" and the "*migmatite-granite*" series, is suitable for a description of these rocks, although there are no sharp limits between them, and their age-relationships are complicated.

The intrusive rocks of the "*syenite*" series are younger than the porphyries, and have yielded a radiometric age of c. 1535—1565 m. y. (Gulson 1972). Concerning the migmatite-granites the age-relationships are as yet unresolved. In the south-western part of the map-sheet, porphyries are cut by migmatitic granites and pegmatites, indicating that the granite must be younger than c. 1600 m.y. However, migmatitic granite of similar appearance, e. g. south of Svappavaara, have yielded a Rb/Sr age of c. 1800 m.y. (see p. 108). This incompatibility remains unresolved.

The "Syenite" Series

Most of the rocks of this subdivision are found in the north-western and south-western parts of the map-sheet. The series is made up of *gabbro*, *diorite*, *syenite* and *granite*. Pegmatites are very subordinate.

Gabbro and diorite

The largest occurrence of gabbroic rocks are the *Nälkävuoma gabbro* and a massif north of Sautusjärvi. The gabbros, which on the map appear homogeneous, in fact vary from pyroxene-bearing gabbro to diorite. The mineralogical composition varies both locally and regionally; as a rule it is composed of plagioclase (An_{35-55}), pyroxene/amphibole and biotite with magnetite, apatite and sphene as accessory minerals.

Syenite

The basic rocks of this subdivision are usually accompanied by syenites, which are characterized by their high content of perthitic feldspar. The syenite is usually brown to reddish brown, medium-grained and homogeneous. It often contains augen of plagioclase (c. 1 cm in diameter), which may be surrounded by rims of red feldspar. The mineralogical composition is characterized by perthite, quartz, amphibole and biotite. The content of quartz and feldspar varies and provides the basis for subdivision of the syenite.

Perthite granite

The syenite grade into perthite-rich granites, this transition occurring with increase in free quartz and decrease in plagioclase. Perthite-granites occupy a large area in the north-western part of the map-sheet, in addition to minor occurrences within the syenites.

The perthite-granite has a typical appearance, it is composed of broad grains of feldspar and well-defined quartz, with a characteristic bluish-grey or grey colour; dark minerals are subordinate.

A rock, which is porphyric with phenocrysts of albite and quartz in a granophyric groundmass, occurs south of Nälkäjärvi (5d). According to Geijer (1931a) this variety can be assigned to the perthite-granite.

The "Migmatite-granite" Series

Granites of this series occupy considerable areas of the map-sheet.

The migmatite-granite and its pegmatites intrude all the supracrustal rocks including the youngest quartzites as seen at Hippasj (0b). Geijer and, particularly, Ödman described practically all of the migmatite-granites from the Vittangi area as "granites of Lina-type".

The migmatite-granite contains relics of and shows diffuse contacts towards the surrounding rocks. Aplitic and pegmatitic dikes or minor massifs are abundant and they appear mostly in the country-rock.

The migmatite-granite is usually medium to coarse-grained and red in colour. The major constituents are microcline, albite/oligoclase and quartz. The plagioclase weathers yellow which gives the rock a characteristic spotted appearance. Biotite is the main mafic mineral.

The granite is usually homogeneous but may have a foliation, due to sub-parallel orientation of micas of a gneissosity inherited from inclosed relics of country-rock. The Lina granites characteristically develop a sub-horizontal jointing. Frequently the granite is very coarse with a graphic texture. Pegmatites and aplites are very common, the latter usually fine-grained, reddish and occurring as dikes of varying thickness. The pegmatites mostly have a rather simple composition. Quartz and feldspar are the main constituents together with local occurrences of tourmaline, biotite and magnetite. In a zone from Äijärova (3g), to the region south of Svappavaara, there are pegmatites with a somewhat more complex composition, carrying, in addition to the above-mentioned minerals, molybdenite and sulphides.

Dikes

Intrusions of basic and acid dikes appear in connection with all episodes of major volcanic and plutonic activity in the geological development. Besides those described earlier (meta-dabase, intrusives of the Porphyry Group etc.), there are three different, mainly basic, intrusive suites. Their time of intrusion, in most cases, has not been established.

Andesine-porphyrite

In the north-eastern part of the map-sheet (6—7 i—j) and in the Svappavaara region here are a larger number of porphyritic dikes and in the latter area also two minor massifs.

The position of these dikes in the geological sequence, falls between the extrusion of the Porphyry Group and the intrusion of the youngest migmatite-granites. Thus they are reported cutting the different meta-volcanites of the Svappavaara region. Evidence that the dikes are older than the above-mentioned granites is abundant. They vary in size, manner of intrusion, etc. (Fig. 4b).

The andesine-porphyrites have a characteristic appearance, due to the numerous broad, greyish-white phenocrysts of andesine, the size of which is up to 25 mm. The matrix is greenish-grey and it is built up of granoblastic oligoclase-andesine, amphibole, biotite and scapolite.

In the small massifs there are some parts without phenocrysts, where the rock is fine-grained and homogeneous.

Lamprophyre-like amphibolitic dikes

In the central part of the Vittangi area swarms of amphibolite dikes of lamprophyric appearance are found in the marginal parts of the Haparanda massif; they seem to be genetically connected to rocks of this series.

They are dark, fine- to medium-grained with a varying composition, but the dark minerals always constitute at least 80 % of the mineral content. The main minerals include hornblende, biotite, andesine and scapolite.

Basic dikes

Metamorphosed basic dikes probably occur in abundance, having been encountered frequently in those areas that have been examined in detail during the prospecting.

The majority of these dikes are younger than the porphyries and the iron ores connected with the porphyries but they are older than the migmatite-granite and pegmatites of the youngest plutonic series.

In most cases the dikes are fine-grained, dark-grey amphibolites with plagioclase, hornblende, biotite and magnetite. However, most of them are more or less scapolitized, often to the extent that scapolite-biotite-felses have been formed.

Alterations of the rocks

The oldest metamorphic process recorded within the map-sheet, is a contact metamorphism related to the intrusion of metadiabases of the Vittangi Greenstone Group. This is followed by regional metamorphism in connection with the intrusion of the plutonic rocks of the Haparanda Series. Evidence of the latter, can be traced in certain thermal effects around some intrusions and by the formation of skarn in the skarn iron ores. This phase, however, in most areas is difficult or impossible to detect as it has been overprinted by the regional processes connected with the formation of the youngest granite.

Metamorphism

The larger meta-diabases of the Vittangi Group, in some cases have produced metamorphic aureoles in the country rock. In the relatively well-preserved Central Vittangi district one can find hornfelses, spotted schists and other evidence of thermal metamorphism in the contact-zones of these larger intrusions.

Regional metamorphism has not been studied in detail. The mineral parageneses of the rocks have, at least, reached an association which is typical for the amphibolite facies. As remarked earlier the regional metamorphism related to the rocks of the Haparanda Series is overprinted by later alterations. However, in connection with the investigations of the Sautusvaara iron ore, rela-

tionships were noticed, which could link the skarn-formation of this iron ore type with the formation of the synorogenic rocks of the Haparanda Series. Thus the folded and skarn-banded ore is cut by porphyritic dikes, which are older than the youngest "migmatite-granites". This result is consistent with an observation at Juolovanjärvi, 30 L Lannavaara (Frietsch 1967), where a folded skarn iron ore (of similar appearance to the Sautusvaara ore) is cut by quartz-diorite belonging to the Haparanda Series. Thus there are possibilities to compare the skarn-formation in Northern Sweden with the conditions in Middle Sweden, where synorogenic granite intrusion caused regional metamorphism and skarn-formation.

Formation of albitite (leuco-diabase)

Towards the end of the intrusion of the youngest granites the bedrock was influenced by metasomatic processes. One of these caused an alteration of plagioclase to albite and, in the extreme case, to an almost monomineralic albitite. The problems concerning part of these rocks, earlier called "leuco-diabases", have been treated by Ödman (1939) who concluded that they were of magmatic origin and by Padget (1959) and Frietsch (1966) who favoured a metasomatic origin. The latter is favoured for the albite-dominated rocks of this map-sheet.

The albitites either form elongated bodies or appear as spots and veins in the bedrock (in general, strongly altered greenstones). The occurrences are in most cases related to tectonic zones, as in the case of the broad zone of disturbance from Maattavaara to Ylipääsnjaska. They are fine-grained, reddish, leucocratic rocks, mostly built up of albite (An_{2-6}). Typically, the albite forms irregular laths, which can give the rock a pseudo-ophitic texture.

Scapolitization

This alteration has been discussed by several authors: Geijer (1918a, 1918b and 1931) and Sundius (1915) are the most important. Geijer was of the opinion that it was a regional, pneumatolytic process connected with the youngest granites and syenites.

The scapolitization mostly occurs in basic and intermediate porphyries, first affecting the plagioclase of the rock and, with intense alteration, even the dark minerals. In this way scapolite-biotite-felses formed from greenstones. This rock-type is generally built up of scapolite and subordinate amounts of biotite.

Chemical redistribution between carbonate and clay minerals in sediments often result in the formation of skarn-scapolite-felses. The most common type of scapolite of the map-sheet is a dipyrce, $Ma_{55-80}Me_{45-20}$, but more calcium-rich forms are reported too. The fluorine-content is low but chlorine often amounts to 1 %.

Some smaller occurrences of sulphide-mineralization are genetically connected with alteration of this type, e. g. Gruvberget and Särkivaara.

Other alterations

Alterations also appear on a local scale, but nevertheless result in radical changes. In most cases they have close connection with tectonic zones and have mostly been observed in the mineralized areas.

Sericitization is connected, in most cases, with faultzones along which the feldspar and biotite of the bedrock have been replaced by sericite and quartz. This kind of alteration is reported from Gruvberget and Ainasjärvi by Frietsch (1966) and from Leveäniemi (Parák 1965) and some other places.

The sericitization is apparently both earlier and later than the intrusion of the migmatite-granite.

Kaolinization is reported both from Leveäniemi and Gruvberget. At Leveäniemi, irregular masses (up to 50 m²) of kaolin-clay are present in the martite ore. This material is derived from inclosed fragments of wall-rock and it has been formed in connection with the martitization of the magnetite ore.

At Gruvberget, kaolin-clay is reported from east of the main ore along a fault-zone. The kaolin occurs together with a weathered hematite ore, (soft ore). These alterations are shown to be older than the latest glaciation (Frietsch 1960).

The iron ores of the map-sheet are generally altered in different ways. Most important is martitization, e. g. from Gruvberget and Leveäniemi. Some of the skarn iron ores are weathered to powder. This weathering is not just a surface phenomenon; it has been reported to a depth of 200 m below the surface in drill-cores.

Ore deposits

Iron ores

Among the rocks of the Vittangi Greenstone Group *skarn iron ores* are a characteristic member, all of them occurring together with sediments. Younger than these are the ores which appear among the volcanites of the Porphyry Group. To emphasise this difference the iron ores are treated below in two main categories:

- a. iron ores in the Vittangi Greenstone Group
- b. iron ores in the Porphyry Group.

Iron ores in the Vittangi Greenstone Group

The ores of the first type are mostly *skarn iron ores*. They always occur as layers among sediments — limestone, tuffites and skarn. Most of these ores show a very regular banding. The ore mineral is solely magnetite and the skarn minerals are usually diopside, tremolite and locally even more magnesium-rich skarn minerals. A further characteristic is their high content of sulphides. The phosphorus content varies, but is mostly below 0.1 wt.%.₀.

Some minor occurrences of this group can be classified as *quartz-rich iron ores*.

All of these iron ores are thought to be of sedimentary origin.

Iron ores in the Porphyry Group

The ores of this category mainly include the so-called *ores of Kiruna type*.

They are characterized by their occurrence among volcanites and associated sediments of the Porphyry Group. The ore deposits all have an intrusive appearance, either as tabular bodies or as breccias. They are primary magnetite-ores, but they can be more or less martitized. The phosphorus content is usually low to moderate, but it is in ores of this type the highest amounts of phosphorus (c. 4 % P) have been found. Locally these ores are accompanied by skarn.

As a result of the interpretation of the stratigraphic relationships, these ores are thought to comprise a later period of ore formation than the sedimentary iron ores of the Vittangi Greenstone Group. An even later, although minor occurrence of iron ore is met with at Saivo (8a). Here the formation of magnetite and skarn is in connection with the youngest plutonic rocks, perthite-syenites of the Youngest Series of Deep-seated Rocks.

Short descriptions are given (p. 133) of 37 iron ore deposits, including Leveäniemi, the only mine now in operation in the area.

Sulphide ore prospects

There are several sulphide ore deposits on the map-sheet, all of them at present without economical interest, but several have been worked. The most well known is Gruvberget, periodically in operation from 1654 till 1741.

Three different kinds of sulphide mineralization can be recognized:

- a. *Syngenetic impregnations* in the sediments of the Vittangi Greenstone Group. Most of the schists normally carry a certain amount of sulphides, and in some occurrences these have been mobilized and concentrated.
- b. *The Nautanen-Syappavaara-type*, which is genetically connected with the scapolitization. (Geijer 1918a).
- c. *Mineralizations in connection with albitites* and transformation to albite-extreme rock-types (leuco-diabase). This type is mainly related to large fault-zones.

Short descriptions of 22 sulphide ore prospects are given (p. 155).

Graphite

Graphite-bearing-schists are a characteristic feature in the Vittangi Greenstone Group.

Some of the graphite prospects are quite considerable and together they comprise Sweden's largest potential supply of graphite. The content is mostly between 30 and 40 wt.%, but can exceed 50 wt.%. The graphite is very finely crystalline and falls within the tectonical term "amorphous graphite".

Short descriptions of 15 graphite ore prospects are given (p. 163).

INLEDNING

Kartbladet 29 K Vittangi (fig. 1) i Norra Norrbotten är uppkallat efter kyrkbyn Vittangi i kartans östligaste del. Kartbladet upptar en yta av 2500 km². Svappavaara, nära kartbladets mittpunkt, ligger omkring 45 km öster om Kiruna Centrum och ca 60 km norr om Gällivare. Terrängen är förhållandevis flack och rik på myrland (fig. 2).

De geologiska kartorna omfattar fyra blad 29 K Vittangi NV, 29 K Vittangi NO, 29 K Vittangi SV och 29 K Vittangi SO. Kartskalan är 1:50 000, vilket även är skalan för motsvarande flygmagnetiska kartor.

Undersökningen påbörjades 1961 och fortgick fram till 1966 i varierande omfattning. Under sommaren 1967 reviderades kartbladet av författarna. Ett 30-tal geologer och extrageologer har deltagit i fältarbetena. Karteringen har i fält skett på flygbilder i skala 1:10 000 och 1:20 000 med tillgång till hällkartor över tidigare observationer. De tidigare kända hållarna har återbesökts, bl. a. för att korrekt bestämma läge och form. Ett stort antal nya hålobservationer har tillkommit, särskilt i områden vilka av olika anledningar speciellt noggrant har undersökts. Med olika

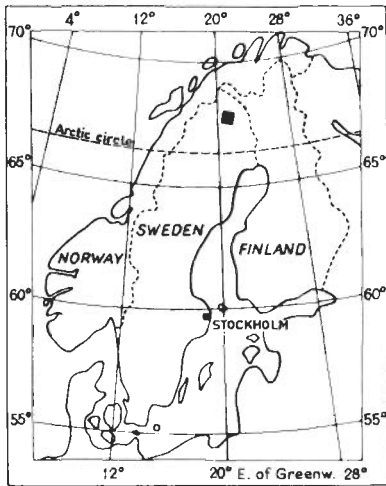


Fig. 1. Vittangiblads läge.
Location of the map-sheet Vittangi.

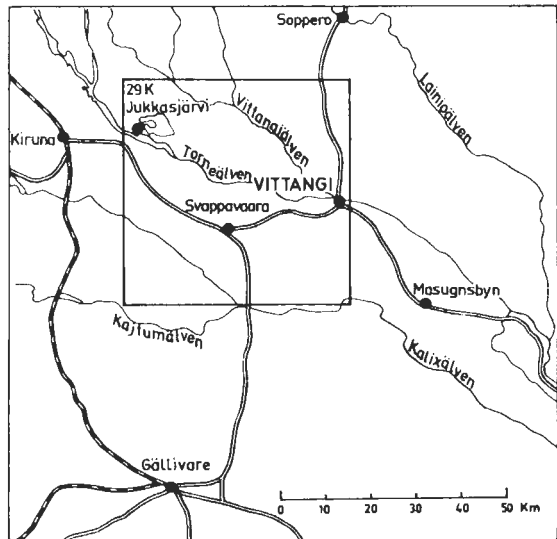




Fig. 2. Vy mot norr från Gruvberget vid Svappavaara. Terrängen karakteriseras av låga, skogklädda kullar och myrland.

View towards north from Gruvberget at Svappavaara. Characteristic terrain with low forest hills and marshes.

metoder har observationerna överförts till topografiska kartan, först i delblad i skala 1:20 000, vilka sedan sammanställts till skala 1:50 000. Tidigare utgivna geologiska kartor, var i kartbladet ingår i sin helhet, är Geijers arbete över malmtrakten Kiruna — Gällivare — Pajala (Geijer 1931a) och Ödmans sammanställning över urberget i Norrbottens län (Ödman 1957). Centrala Vittangifältet har behandlats av Geijer (1918b), Maattavaara-området av Ödman (1939) och under senare år Svappavaara-fältet av Frietsch (1966). Vad gäller malmfyndigheterna har dessutom uppgifter erhållits ur äldre arbeten som Trysén (1877) och Petersson (1900) samt ur ett flertal rapporter, vilka förvaras vid SGU.

De flygmagnetiska kartorna fanns tillgängliga från år 1963 och de har varit till stor hjälp vid fältarbete och kartsammanställning. En geofysisk tolkningskarta upprättades av dåvarande statsgeofysiker J. D. Cornwell. Resultat ur detta arbete redovisas även på de geologiska kartorna under tecknet "stupningsriktning enligt geofysisk tolkning". Givetvis har även de omfattande markgeofysiska mätningarna utnyttjats vid bestämning av geologiska gränser. Dessa mätningars omfattning redovisas på ett separat kartblad.

ÖVERSIKT AV BERGGRUNDEN OCH DEN GEOLOGISKA UTVECKLINGEN

Vittangibladets bergarter är uteslutande prekambrika. Området ingår i den karelska orogena zonen, dvs. det breda urbergsbälte, som från norra Skandinavien sträcker sig ned över östra Finland till Sovjetunionen. Något mindre än hälften av kartbladets yta täcks av ytbergarter eller associerade intrusiv, medan den övriga delen intages av djupbergarter.

I regionala sammanhang har kartbladets geologi behandlats i första hand av Geijer (1931a) och Ödman (1957).

Geijer tillämpar följande stratigrafiska indelning:

- (yngst) Linagranitgruppen
- Vakkoformationen
- Äldre djupruptivgruppen
- (äldst) Porfyr-leptit-formationen

Den övervägande delen av bladets suprakrustal räknas höra till porfyr-leptit-formationen. Enda undantaget utgör de kvartsiter, som uppträder inom ett N—S-ligt stråk nära kartans mittlinje. De placeras i den yngre Vakkoformationen, vilket motiveras av att de i hög grad liknar Hauki-vaarazonens kvartsitsandstenar vid Kiruna och att de, i likhet med Hauki-vaarasedimenten, bevisligen överlagrar porfyriska vulkaniter.

Beträffande den interna stratigrafin inom porfyr-leptit-formationen anför Geijer att man i Kirunaprofilen kan visa att en grönstensserie (Kiruna-grönstenarna) via ett konglomerat (Kurravaarakonglomeratet) överlagras av järnmalmsförande porfyrier (Kirunaporfyirerna). Motsvarande åldersförhållande skulle möjligen kunna råda även inom närliggande områden, som t. ex. Sautusvaaratrakten på Vittangibladet, där grönstenar och porfyrier gränsar mot varandra. Enligt Geijers uppfattning kan dock Kirunaprofilens lagerföljd knappast ges en generell giltighet över hela malmfälten utan tvärtom kan de olika utbildningsformerna inom porfyr-leptit-formationen vara relativt samtidiga, men representera olika facies. Liknande synpunkter vad gäller åldersförhållandet mellan leptitomvandlade porfyrier och skiffersediment i Svappavaara har på senare tid framförts av Frietsch (1966).

De äldre djupbergarterna indelas av Geijer i en kalk-alkaliserie och en pertitbergartsserie jämte en till den förstnämnda troligen nära knuten natronserie.

Linagraniterna uppfattas som områdets yngsta bergarter eftersom de genomsätter de flesta övriga led. Ett viktigt argument för Linagranitens

yngre ålder gentemot Vakkoformationen är att kvartsiten på Hippasj (Hippainen) visar hög metamorfosgrad intill graniten och att den innehåller med graniten förmodligen samhöriga kvarts-turmalingångar. Ödman skulle senare (1939, s. 61) ge ytterligare styrka åt detta resonemang.

I länsbeskrivningen (Ödman 1957) indelas urberget i två cykler; en äldre svionisk och en yngre karelsk. Äldst i den förra är Kiruna-Arvidsjaurkomplexet, i vilket bl. a. Kirunaporfyryerna ingår. Vittangibladets porfyryer kan direkt korreleras med Kirunaporfyryerna. Vulkaniterna följs av de tidigt orogena svioniska intrusiven, till vilka en förekomst inom bladet räknas. Det är den s. k. Maattavaaradioriten, som av Ödman i en tidigare undersökning (1939) visats underlagra Vakkokvartsiten på Skaitevaara. Yngre än dioriten är de lapponiska grönstenarna och sedimenten inklusive Vakkoformationen. Dessa tidigt karelska ytformer genomskärs av de tidigt orogena Haparandagraniterna, vilka för kartbladets del i stort sett överensstämmer med Geijers kalk-alkalisyeniter. Cykeln avslutas av de senkarelska intrusiven, som med hänsyn till sitt geologiska uppträdande indelas i syenitserien respektive migmatitgranitserien.

De vid den nuvarande undersökningen funna åldersrelationerna återges i fig. 3—4. Vad beträffar suprakrustalen har dess tektonik och stratigrafi till stor del utarbetats med hjälp av bergarternas lagringsstrukturer, veckaxlar, ledhorisonter och framförallt med bestämningar av de primära ovasidorna.

Kartans äldsta berggrund utgöres av grönstenar och sediment inom *Vittangi grönstensgrupp*, vilken indelas i följande fem formationer:

- (yngst) Övre sedimentformationen
- Övre grönstensformationen
- Undre sedimentformationen
- Undre grönstensformationen
- (äldst) Tjärroformationen

Den stratigrafiskt lägsta enheten — Tjärroformationen — har påträffats inom Koivulaki-antiklinalen (9c—e). Under huvudmassan av grönstenarna uppträder här ljusa, rekristalliserade sericitkvartsiter av s. k. Tjärrotyp. Till formationen har vidare förts en slamstensartad bergart samt en dolomit. Tjärrokvartsiter har på sannolika skäl även markerats inom Härkävaara-antiklinalen på NÖ-bladet.

Undre grönstensformationen sammansätts väsentligen av basaltiska till spilitiska lavagrönstenar, som i stor utsträckning är mandelförande. Effusi-

Suprakrustalbergarter	Intrusivbergarter		Radiometrisk ålder
		Förkastningar	
	Smärre basitgångar		
	<i>Yngre djupbergarts-serien</i>	Veckning och migmatisering	1540 m.y.
	Basiska gångar		
		Förkastningar	
<i>Maattavaara kvartsitgrupp</i>			
<i>Porfyrgruppen:</i> Överv. vulkaniter Konglomeratformation	Basiska-sura gångbergarter		1605 m.y.
	<i>Haparandaseriens djupintrusiv</i>	Veckning och intrusion	1880 m.y.
<i>Kilavaara kvartsitgrupp</i> <i>Vittangi grönstensgrupp:</i> Övre sedimentformation Övre grönstensformation Undre sedimentformation Undre grönstensformation Tjärroformationen			
	Metadiabaser		
Stor diskontinuitet			
	Basementgranit (förekommer ej på kartbladet)		2600–2800 m.y.

Fig. 3. Den stratigrafiska indelningen på kartbladet 29 K Vittangi. De radiometrisk åldersbestämningarna härstammar inte från kartbladet.

The stratigraphic succession for the map-sheet 29 K Vittangi. The radiometric ages are not determined on samples from the map-sheet.

29 J Kiruna Offerberg (1967)	28 L Tärendö Padget (1970)	29 L Lainio Witschard (1970)	29 K Vittangi
Övre Haukikomplex	Rissavaarakvartsit	—	Maattavara kvartsitgrupp
Paittasjärvi- grönstenar	—	—	—
Kirunaporfyrer	Kalixälvsgruppen	Porfyrgruppen	Porfyrgruppen
Kurravaarakonglo- merat, Aranjarka- konglomerat samt glimmerskiffer vid Kalixälven	(Konglomerat vid Tiankikoski och Saarikoski) Pahakurkiogruppen	Ruutivaara- gruppen Pahakurkio- och Haaravaara- grupperna	(Konglomerat- formation) Kilavaara kvartsitgrupp
Grönstenar av Kirunatyp, Porfyritgruppen	Veikkavaara grönstensgrupp	Veikkavaara grönstensgrupp	Vittangi grön- stensgrupp
Äldre granit	---	---	---

Fig. 4. Försök till stratigrafisk korrelation mellan ytbergartsgrupper på olika kartblad inom norra Norrbotten.

Attempt to stratigraphic correlation between groups of supracrustal rocks from different map-sheets in Northern Norrbotten.

ven genomsätts av klorit-strålstensrika ultramafiter, vilka tolkas som initialmagmatiska. Formationen är blottad dels i överlaget till Tjärrokvartsiten (8—9 c—e), dels i området mellan Maltosvaara (7g) och Ounistunturi (9i) samt slutligen i kärnan av en domformig antiklinal öster om Nunasvaara (4h). Formationsmaktigheten varierar, men är i allmänhet betydande. Medelvärde torde ligga kring 5000 meter.

Undre sedimentformationen betecknar ett över hela kartbladet märkbart avbrott i vulkanismen. Formationen, som aldrig når någon betydande maktighet, innehåller som understa led en aluminiumrik kvarts-biotitskiffer. Inom Nunasvaarafältet överlagras denna av delvis synnerligen grafitrika skiffrar, till vilka huvuddelen av det s. k. Vittangifältets grafitutmål är knutna. Till samma formation har även räknats det suprakrustalstråk, som från Sevujokis utlopp i Vittangiälven (8b—c) i sydöstlig riktning sträcker sig fram till Leppäkoski och därifrån fortsätter mot nordöst. Över den aluminiumrika skiffen följer här en blandad sekvens innehållande delvis

grafitförande metaargilliter, kalk-skarnbergarter, jaspiskquartsiter och basiska tuffiter.

Övre grönstensformationens bergarter uppbygger t. ex. Sautusvaaras höjdrygg (8c). Berggrunden sammansätts här av pillowlavor, som är uppdelade på ett flertal bäddar åtskilda av skiktade vulkaniter och kalkstenar. Motsvarande, ofta vackert pillowstruerade grönstenar kan även följas från Pitkäjärvi (8d) i nordöstlig riktning till Skaitevaara. Vid Sautusvaara uppgår formationens mäktighet till ca 1500 meter.

Längre mot öster, dvs. i Vathanvaara - (5—6 f—g) och Nunasvaara-fälten samt i dessas utlöpare mot norr, representeras formationen till största delen av finskiktade, delvis omlagrade basalttuffar.

Under tiden för *Övre sedimentformationens* bildning avklingade den basaltiska vulkanismen. Perioden präglades av erosion, transport och ofullständig kemisk vittring på en yta med låg topografisk relief samt avsättning av finklastiska, kemiska och organiska sediment, ofta under reducerande förhållanden. Karaktäristiska led är kvartsfattiga grafit-sulfidförande skiffrar och felser, basiska tuffiter, kalk-skarnbergarter, skapolitrika metamärglar och jaspiskquartsiter. Flertalet av områdets skarnjärnmalmer är koncentrerade till denna nivå i lagerföljden. Lavor och pyroklastiter kan även förekomma, men är mindre vanliga än i tidigare formationer. I stort sammanfaller formationens utbredning med de största skarnjärnmalmsfälten.

Den extrusiva vulkanismen åtföljdes av subvulkanisk, intrusiv verksamhet. Förutom de tidigare nämnda ultramafiterna förekom även intrusioner av konkordanta metadiabaser, som i kemiskt-mineralogiskt avseende står nära de basaltiska och spilitiska ytformerna. Störst utbredning har diabaserna inom Nunasvaarafältet.

När den basaltiska vulkanismen helt hade upphört vidtog ett denudationsskede med deposition av argillitiska, arenitiska och i viss mån grovklastiska sediment, vilka sammanfattas inom *Kilavaara kvartsitgrupp*¹. På typlokalen Ö om Svappavaara överlagras Svappavaarafältets tuffit-skifferkomplex av kvartsrika metasediment, vari två enheter kan urskiljas; lägst en skiktad, kvartsrik biotitiskiffer eller biotitkvartsit samt överst en ganska mäktig kvartsit med arkosartad sammansättning. Någon anmärkningsvärd vinkeldiskordans mellan skiffen och dess underlag har inte kunnat spåras.

¹ Korrelation med den s. k. Pahakurkigruppen, som täcker stora ytor på kartbladet 28 L Täreändö (Padgett 1970), medför att denna relativt obetydliga sedimentenhet bör betecknas som grupp.

Från Kilavaara stryker sedimenten ned mot bladets mer högmetamorfa SÖ-hörn.

Som samhöriga med föregående har betraktats ett antal spridda förekomster av skifferar, gnejser och kvartsiter.

Inom den östra kartbladsdelen genomslås Vittangigrönstenarna och kvartsiten på Kilavaara av *Haparandaseriens djupintrusiv*. Inom bladets västra del förekommer inga Haparandabergarter utan här överlagras Vittangigruppens bergarter av *porfyrgruppens vulkaniter*. Åldersförhållandet mellan Haparandaintrusiven och porfyerna är svårbedömt och något avgörande bevis för vare sig den ena eller den andra lösningen har inte framkommit under karteringen. Welin (1970) konstaterar emellertid att Haparandadioriter från typlokalerna vid kusten visar en avsevärt högre radiometrisk ålder än Kirunaporfyerna (1880 m.y. respektive 1605 ± 65 m.y.). Enligt vårt förmenande kan den ovan angivna åldersföljden sannolikt tillämpas även på Vittangibladet, även om korrelationen mellan de daterade Haparandadioriterna och de som Haparandabergarter betecknade leden på Vittangibladet inte är säkerställd (bladets porfyre är däremot direkt jämförbara med Kirunaporfyerna).

Det skulle betyda att "Kilavaarasedimentationen" följdes av en första orogen veckningsfas under vilken berggrunden genomslås av Haparandaseriens synkinematiska djuperuptiv. Serien är rikt differentierad men har kvantitativ tonvikt på gabbro och granodiorit. Förekomsterna — av vilka Vittangi-, Svappavaara- och Luongastunturimassiven är de största — har tidigare med några undantag förts till Geijers kalk-alkaliserie respektive Ödmans Haparandagranitserie. Även en del syeniter och graniter kan möjligen knytas till Haparandaserien.

Efter det föregående intrusiva skedet följde en extrusiv period, under vilken porfyrgruppens vulkaniter avsattes. Dessa uppträder endast inom bladets västra delar, där de över kartkanten kan korreleras med Kirunaporfyerna (jfr berggrundskartan 29 J Kiruna, Offerberg 1967). Porfyriska lavabergarter och pyroklastiter utgör det dominerande inslaget, men även omlagringsprodukter förekommer i ganska stor utsträckning. Vulkaniternas kemiska sammansättning faller i stort sett inom området ryolit-traktyandesit. Natronbetonade, ofta även magnetitrika former är vanliga, i synnerhet bland trakytarna. Sammanlagt 9 utmålslagda järnmalmer av Kirunatyp eller dem närstående typer är knutna till bladets porfyre. En fyndighet — Leveäniemi vid Svappavaara — är för närvarande föremål för gruvsdrift.

Vulkaniterna växellagrar efter ett till synes oregelbundet mönster, och någon stratigrafisk indelning av gruppen som helhet har inte kunnat genomföras. En *konglomeratformation* kan dock urskiljas. Konglomeraten, som är polymikta, har anträffats i eller helt nära porfyrearnas botten intill Sautusvaara- och Leveäniemimalmerna samt vid Kaisjärvi i Svappavaara. Bollmaterialet utgöres till betydande del av saliska ytvulkaniter eller leptiter liknande dem i överlaget. Sannolikt kan dessa bildningar korreleras med Kurravaarakonglomeratet vid Kiruna.

Porfyrearna överlagras via delvis bevarade bottenbildningar av metamorfa sandstenar och konglomerat tillhöriga *Maattavaara kvartsitgrupp*. Sedimenten, som uppträder i höjdkomplexen Maattavaara — Rautusakara — Paurankivaara, Saurusvaara — Hoppuka samt på Hippasj (Hippainen), kan jämföras med sedimenten inom Övre Haukikomplexet vid Kiruna.

Efter en period med intrusioner av basiska gångbergarter skedde en sista djupbergartsbildning i stor skala. Som framhållits av Ödman (1957) utvecklades dels *syenitseriens intrusiv* (pertitserien enligt Geijer), dels *migmatitgranitserien* (Linagranitgruppen enligt Geijer). De förstnämnda är differentierade från gabbro till granit och visar övervägande postkinematiska egenskaper. Migmatitgranitserien innehåller i huvudsak kvartsmikroklinrika graniter och pegmatiter. Åtminstone någon fas av granitbildningen tycks ha stått i samband med veckning och regional metamorfos och torde enligt gängse normer kunna klassificeras som senkinematisk. Andra graniter åter saknar tecken på att ha uppkommit i samband med tektonisk aktivitet.

Slutskedet av granitbildningen präglades av upprepade brottbildningsfaser åtföljda av pneumatolytiska och hydrotermala, delvis sulfidmineraliserande processer.

Postgranitiska förkastningar avslutade den berggrundsgeologiska utvecklingen i området.

DE TEKTONISKA STRUKTURERNA

Kartans tektoniska huvuddrag framgår av översiktskartan (Pl. 1). Veckstrukturerna visar dominerande N—S-liga axialplansriktningar samt en mindre påtaglig VNV—ÖSÖ-lig riktning. Den senare framträder bl. a. i det kraftigt deformerade centrala Vittangifältet i kartområdets nordöstra del.

Med all säkerhet har den äldre berggrunden inom området genomgått minst två veckningsfaser; dels i samband med Haparandaintrusionerna

och dels vid migmatit-granitbildningen. Att påvisa och särskilja dessa faser har emellertid visat sig mycket svårt. Det har t. ex. inte kunnat avgöras huruvida de två dominerande struktuuriktningarna har präglats under var sin deformation eller om de är avhängiga av en och samma veckningsfas. Möjligen skulle man kunna misstänka att den VNV—ÖSÖ-liga riktningen är äldre än den N—S-liga eller alternativt att den har spelat en mer framträdande roll under en tidigare veckning, eftersom åtminstone ett äldre bergartskomplex — Luongastunturimassivet — har sin längdaxel i VNV—ÖSÖ, medan porfyryrna nästan undantagslöst har N—S-liga axialplansriktningar.

Förkastnings- och andra dislokationslinjer följer övervägande två huvudsystem, varav det ena har NV—SÖ-lig riktning, medan riktningarna i det andra varierar mellan N—S och NÖ—SV. Såvitt man kan bedöma är den horisontala förskjutningen längs dislokationsplanen i regel tämligen måttlig. Den vertikala komponenten syns i flera fall ha större betydelse, vilket bl. a. konstaterats i järnmalmen Tervaskoski (Parasnis 1966). Många brottlinjer är klart postgranitiska. Troligen har emellertid flera av dem anlagts under tidigare skeden och senare regenererats.

I de sura och intermediära vulkaniterna längs västra kartkanten uppträder en synform struktur med i stort sett N—S-lig strykning (Pl. 1, översiktskartan). I norr, mellan Kiimakielinen och Sautusvaara järnmalm, underlagras vulkaniterna av konglomerat, kvartsit och skiffer (Pl. 1, blockdiagram I—II) och genomsätts i den centrala delen av området av gabbro, syenit och granit. Diskordanser i svartsandsskiktade sediment vid Kiimakielinen ger "uppåt" mot SÖ. Vid Sautusvaara järnmalm uppträder konglomerat i överlaget till sediment och basiska effusiv ur Vittangi grönstensgrupp och stupande in under andesitiska grönstenar. Söder om Torneälven utvidgas strukturen till ett synklinorium med en antiklinal mittrygg — Pahtavaaraantiklinalen (Pl. 1, blockdiagram III).

Öster om Sautusjärvi fram till östra kartkanten kan urskiljas tre större strukturer; Koivulaki- resp. Härkävaaraantiklinalerna jämte en mellanliggande kvartsitsynklinal. I antiklinalerna, som stupar mot S, ligger rester av Tjärrokvartsit, dvs. kartans äldsta bergartsled. Den yngre, synklinala kvartsiten vilar i norr på metadiorit och grönstenar och i söder på porfyryr. Den är starkt påverkad av förkastningar knutna till en bred, NÖ—SV-lig störningszon, som kan spåras från norra kartkanten ända ned mot Kalixälven.

I de kraftigt sammanveckade Nunasvaara- och Vathanvaarafälten upp-

träder öster om Nunasvaara en domformig struktur, vars kärnparti består av basiska lavagrönstenar och metadiabaser (Pl. 1, blockdiagram VI). Omgivande, mer plastiska bergarter är starkare deformerade, vilket bl. a. framgår av en skålförmig flexurbildning vid Hosiojärvi. Väster om Nunasvaara förekommer en NNÖ—SSV-lig, delvis isoklinal synklinal med skiffrar i centrum. Ytterligare mot väster följer ett Haparandaintrusiv, som delvis begränsas av förkastningar, men som i övrigt uppträder närmast konformt i suprakrustalbergarterna. Massivets längdutsträckning sammanfaller med den dominerande NNÖ—SSV-liga strukturriktningen i området. Insnörningar i massivet markerar tvärveckningsriktningen VNV—ÖSÖ. Inom Vathanvaarafältet har ett tiotal delstrukturer kunnat urskiljas. De faller alla in mot en punkt i Vathanvaarabergen och hela fältet uppfattas som ett kraftigt hoppressat synklinalltråg.

På den södra kartbladsdelen är de tektoniska förhållandena mer svåröverskådliga än i norr, delvis beroende på högre metamorfosgrad. De strukturer man observerar har visserligen betydelse för den lokala geologin men är ofta svåra att infoga i ett större sammanhang.

300 m N om Kalixälven intill västra kartbladsgränsen (3a) uppträder t. ex. grova, andalusitförande biotitskiffrar, vilka stryker i N—S och stupar 65° — 70° mot V. Graded beddings visar att skiffrarnas ursprungliga botten ligger i V och att lagerserien är överstjälpt mot Ö.

Nordligaste delen av Saurusvarakvartsiten (3b) bildar en synklinal med sydlig veckaxelstupning. I ombøjningen vilar kvartsitens bottenbildningar på trakytiska porfyryr. Även motsvarande kvartsiter på Hippasj (Hippainen) och Njaskavare (0b) har genom Ödman (1939) påvisats vila på sannolikt vittrade metaporfyryr med trakytisk sammansättning.

Strömskiktningar i ett delvis skiktat porfyrikonglomerat på Mänty-Orrivaara (3c) visar att lagerserien, som där stupar mot V, är rättvänd. Det betyder att porfyryerna mellan Mänty-Orrivaara och Painirova bildar en antiklinal med sydlig veckaxelstupning.

Intill Luukajoki ungefär 2.5 km VNV om Liukattijärvi (1d—e) uppträder skiktade biotitrika metasediment, som stryker i riktning $N20^{\circ}$ Ö och som stupar ca 40° mot V in under omvandlade porfyryr och porfyryriter. Enligt påträffade graded beddings är lagerserien rättvänd.

Återstår så Svappavaarafältet, vars komplexa uppbyggnad ger utrymme åt flera tektoniska tolkningsmöjligheter. Följande omständigheter är enligt vår mening betydelsefulla och har lagts till grund för den tolkning, som åskådliggörs i blockdiagram V (Pl. 1).

1. Frietsch (1966) har visat att kvartsiten vid Kilavaara överlagrar tuffit-skifferkomplexet kring Svappavaara by. Han finner även att den smala kvartsitribba, som uppträder vid Kaisjärvi (3e), överlagras av "bandade leptiter" med ryolitisk till andesitisk sammansättning.

2. Järnmalmen vid Leveäniemi är inordnad i en synform struktur (Parák 1965). Under järnmalmen uppträder ett porfyrbollsförande konglomerat, som visar stora litologiska likheter med en konglomeratisk bildning i överlaget till kvartsiten vid Kaisjärvi (jfr s. 33).

3. De två förkastningslinjer, som löper genom Hyttyjärvi och Kaisjärvi och som begränsar Svappavaarasedimenten mot NÖ och SV, ingår i en lång, kraftig NV—SÖ-lig störningszon. Denna kan följas förbi Alttjärvi (6a) och in på kartbladet Kiruna, där den betecknas som en av de största dislokationslinjerna på bladet ifråga (Offerberg 1967). Förkastningen genom Hyttyjärvi är belagd i borrhål och vid Kaisjärvi utmärks strukturen av en topografiskt markerad dalgång.

Enligt vår mening skulle den tektoniska utvecklingen inom Svappavaaraområdet schematiskt kunna ha haft följande förlopp: Tuffit-skifferkomplexet inom Svappavaara kom efter en deformationsfas att bilda kärnan i en antiklinal, vilken helt eller delvis omgavs av Kilavaarakvartsit. I den senares överlag ingick bl. a. fältets sura vulkaniter. Under ett följande brottbildningsskede sköts därefter skiffrarna i antiklinalens nordöstra skänkel upp som en horst längs två huvudförkastningar — dislokationerna genom Hyttyjärvi och Kaisjärvi.

Genom denna tolkning kommer sedimenten i Svappavaara by, vilka direkt motsvarar Vittangigruppens sediment vid Nunasvaara, Vathanvaara och Sautusvaara, att stratigrafiskt underlagra porfyryerna i enlighet med den regionala bild, som erhållits för kartbladet i övrigt.

BERGARTSBESKRIVNING

1. Vittangi grönstensgrupp

1.1. Tjärroformationen

I sin beskrivning av området mellan Övre Soppero och Rautuskara behandlar Ödman (1939) det s. k. Tjärrostråket¹, vilket huvudsakligen består av kvartsiter. Trots den ringa mäktigheten (max. 500 m, vanligen

¹ Namnet syftar på berget Tjärro på gamla generalstabskartan 5 Soppero. På den år 1966 utgivna topografiska kartan 30 K Soppero har namnet ändrats till Tjiuru.

endast ca 300 m) är stråket ovanligt uthålligt och kan följas praktiskt taget oavbrutet från finska gränsen invid Karesuando ned till Sekkujoki (9e) nära norra Vittangibladsgränsen, där det splittras upp i samband med att det stryker in i ett större granitmassiv. I form av rester i graniten är horisonten därefter följbär fram till Yhtieinenjärvi (9c) där det efter en omböjning mot NV inte längre återfinns inom kartbladet.

Även graniten inom Härkävaaraantiklinalen (9g—h) innehåller troligen smärre rester av kvartsit lik Tjärrostråkets. Bergarten har visserligen inte iakttagits i fast klyft inom kartområdet, men blottningar av den har påträffats endast något hundratal meter norr om kartbladsgränsen.

Inom Tjärrostråket stupar sedimenten brant mot Ö, och då gränsen mot de överlagrande grönstenarna ofta förefaller att vara intakt, drog Ödman den slutsatsen att pålagringen var normal och lagerserien följaktligen rättvänd. Under den pågående karteringen av Sopperobladet har detta kunnat bekräftas med hjälp av strömskiktningar i kvartsiten. Det betyder att den del av stråket, som berör Vittangibladet, ligger i en antiklinal — Koivulakiantiklinalen.

Något primärt underlag till Tjärrokvartsiten har inte påträffats. Överlagret utgörs vid Yhtieinenjärvi av delvis effusiva grönstenar. Söder om förekomsten vid Sekkujoki anstår en intrusiv grönsten, varefter följer en kvarts-albitrik metaslamsten och därpå dolomit. De båda sistnämnda leden har inräknats i formationen.

Bergarterna inom stråket beskrivs ingående av Ödman (1939, s. 17), till vilken hänvisas för närmare detaljer. De på bladet förekommande leden är tämligen enhetliga till utseende och sammansättning. Vanligen rör det sig om finkorniga, vita, gråaktiga eller rödlätta *sericitkvartsiter*, vilka visar övergångar mot kvartsextrema *ortokvartsiter*.

En viss bandning mellan fältspat- resp. kvartsrikare skikt eller mellan finkorniga och något grövre lager är de vanligaste tecknen på det sedimentära ursprunget. Vidare förekommer bankning tämligen allmänt. Närheten till granit är emellertid påtaglig och strukturernas tydlighet kan inte jämföras med dem, som förekommer i stråkets fortsättning mot NÖ.

Den höga omvandlingsgraden framträder än tydligare under mikroskopet (fig. 5). Bergarten visar sig vara fullständigt omkristalliserad och den klastiska primärtexturen antyds endast genom en viss avrundning hos en del kvartskorn. De vanligaste mineralen är kvarts, albit, mikroklin och ljus glimmer, varav den senare bildar ett oftast underordnat matrix. Bland accessorierna märks främst zirkon och turmalin.

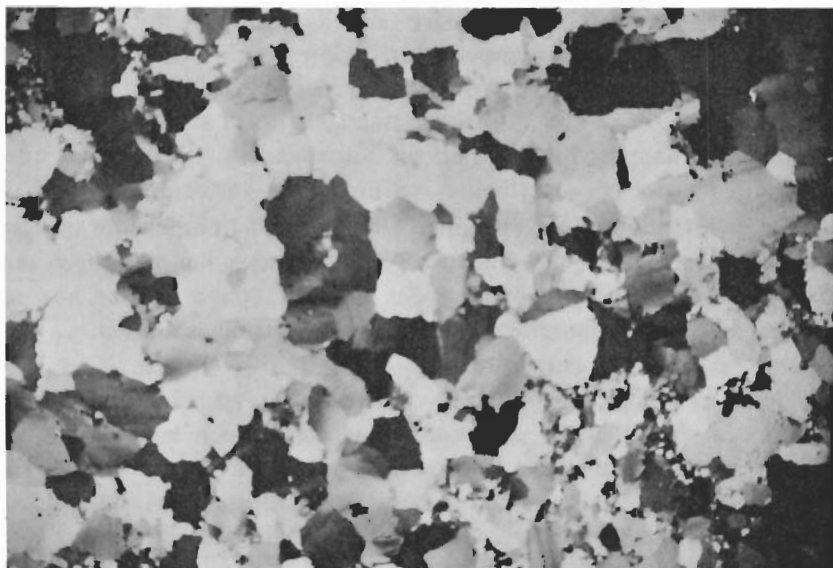


Fig. 5. Omkristalliserad Tjärrokvartsit, där kvartskornen fortfarande bär spår av klastisk avrundning. + nic., $\times 7.3.5$ km V om Iso Sarkajärvi (9d).
Recrystallized Tjärro-quartzite with quartz-grains still showing clastic rounding. + nic., $\times 7.3.5$ km W of Iso Sarkajärvi (9d).

SSÖ om kvartsiten vid Sekkujoki uppträder en minst 150 meter mäktig horisont av en mycket finkornig, brungrå till violettgrå bergart, vars friska brott är "filtartat". Bergarten är något uppkrossad och innehåller här och var en del småfläckar av skarnmineral och karbonat jämte mindre kvartsliror. En diffus färgbandning med riktning N 40° Ö/ 90° har iakttagits.

Den jämnkorniga bergarten innehåller huvudsakligen finkornig (0.05—0.10 mm) albit och kvarts, varav den förstnämnda överväger. Kornsuturerna är ojämna. En relativt stor mängd karbonatkristaller ligger inströdda i grundmassan. Vidare förekommer en del smärre muskovittavlor, opakmineral samt rutil.

Med en viss tvekan har bergarten i fråga tolkats som en omvandlad slamsten, vars ursprungliga lermaterial på natriummetasomatisk väg har överförts till albit. Ödman anser att bergarten är intrusiv och den bör enligt den generella beskrivningen i 1939 års publikation klassificeras som "karbonatisk leukodiabas" (s. 33).

En ca 70 meter bred horisont av brungul dolomit utgör formationens översta led vid Sekkujoki. Bergarten är finkornig och innehåller talrika

porfyroblaster (2—3 cm) av färglös tremolit. Dessa är delvis samlade i bankar, vilka troligen utmärker primära lagringsplan. De senare stryker vanligen i NÖ—SV och stupar 30—40° mot SÖ.

1.2. Grönstenar

Vittangigruppens grönstenar kan indelas i två huvudgrupper omfattande fältspatfria resp. fältspatförande former. De senares SiO₂-halter uppgår till ca 50 %.

Den förstnämnda gruppen omfattar såväl verkliga ultrabasiter som vissa, icke fullt lika kiselsyrafattiga ultramafiter, vilka till stor del uppbyggs av kalcium-magnesiumrika amfiboler. De fältspatfria grönstenarna har alla blygsamma dimensioner — mäktigheterna överstiger inte 50 meter — och har inte givits någon särskild beteckning på kartorna.

Merparten av grönstenarna är således plagioklasförande. Hit hänförs även de bergartsformer, vars fältspat har ersatts av skapolit.

Någon skarp gräns mellan huvudtyperna går inte att dra. Tvärtom uppträder övergångsformer, vilket snarast antyder att det existerar ett genetiskt samband mellan magmatyperna.

1.2.1. Ultramafiska grönstenar

Ultrabasiska inslag bland de s. k. lapponiska grönstenarna betecknas av Ödman (1957) som relativt sällsynta men typiska för associationen. Förekomsterna inom området är, som nämnts, tämligen små och kan t. ex. inte mätas sig med de mäktiga metaperidotiter, som underlagrar huvuddelen av de med Vittangigruppen ekvivalenta Kirunagrönstenarna väster om Kiruna C (jfr Sundius 1915).

En enstaka förekomst av äkta *ultrabasit* har anträffats. Den upptäcktes under länskarteringen (Ödman 1957, s. 37) och har form av en maximalt 50 m bred lagergång, som kan följas från Jälketkoski i Torneälven (4h) i nordlig riktning till grafitförekomsten Hånkannasvaara (5h). Grönstenens västra sidoberg består av aluminiumrik glimmerskiffer, medan den i öster begränsas av metadiabas.

Blottade delar av den i friskt brott gröngrå ultrabasiten är beväxade av den karaktäristiska gul- till brunröda lav, som brukar följa dylika grönstenar. Bergartens dominerande beståndsdelar utgörs av grov, järnrik olivin, medelkornig amfibol (cumingtonit, antofyllit och aktinolit i nu nämnd ordning) samt klorit och serpentin. Olivinen, som bildar cm-

stora strökor, är i stor utsträckning omvandlad till serpentin och magnetit.

Mineralfördelningen samt en partiell kemisk analys återges i fig. 6 (prov A).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Olivin	9	10	4	—	1		—	—	— %
Serpentin	26	5	3	×	—		—	—	—
Klorit	19	×	6	21	7		5	—	—
Orto-amfibol	10	—	—	—	—		—	—	—
Klino-amfibol	24	75	66	63	77		82	73	54
Opak-mineral	12	10	10	14	15		13	9	9
Karbonat	—	—	11	2	×		—	18	37
Accesso-rier	—	×	—	—	×		—	—	×
Summa	100	100	100	100	100		100	100	100
TiO	< 0.5	1			1	1	1	1	0.5 %
Fe ₂ O ₃ ¹	6	6			14	10	12	8	3
MnO	0.15	0.15			0.2	0.15	0.2	0.35	0.3
MgO	20	18			15	16	15	12	7
CaO	2	7			7	7	7	19	30
BaO	< 0.05	< 0.05			< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Sr	50	< 50			50	< 50	< 50	150	500 (ppm)
V	100	300			200	300	300	200	100
Cr	2000	2000			3000	1000	1000	2500	1000
Co	100	80			100	80	60	90	50
Ni	1500	800			1200	600	350	800	400
Cu	80	20			30	80	110	90	10
Mo	< 10	< 10			< 10	< 10	< 10	< 10	10
Pb	< 10	< 10			< 10	< 10	< 10	< 10	20

A. 1600 m NNÖ om Hosiojärvi.

B. 450 m ÖNÖ om Kallokajärvi.

C. 1500 m N om Rovasaaris västra udde.

D. 1500 m N om Rovasaaris västra udde.

E. 1700 m N om Rovasaaris västra udde.

F. 500 m NNÖ om Rovasaaris västra udde.

G. Rovasaari.

H. Rovasaari.

I. Kallokajärvis östra ände.

¹ Allt Fe är omräknat till Fe₂O₃.

Fig. 6. Planimetriska bestämningar och spektrokemiska analyser av fältspatfria grönstenar från Nunasvaaraområdet.

Mineralogical and spectrochemical determinations of feldsparfree greenstones from the Nunasvaara area.

Ultramafiter av mer kalciumrik karaktär har påträffats vid Yhtieinenjärvi (9c) samt i området mellan Kallokajärvi och Nunasvaara (4h). Dessa bergarter, som är relativt ljusa gröna både på vittrade ytor och i stoff, består övervägande av *klorit-strålstensskiffrar* eller mer homogena, skarnliknande *aktinolitrika former*, vilka kan vara starkt uppblandade med kalk.

Vid Yhtieinenjärvi uppträder gångar av den aktinolitrika typen i spilit-betonade basalter och Tjärrokvartsit. Gångbredderna är måttliga, särskilt i kvartsiten, där de uppgår till endast 0.1—0.5 m.

Vid Kallokajärvi sammansätter bergarter av ultramafisk karaktär en ca 20 m bred, nivåbeständig horisont, som från NÖ löper ned till stranden vid sjöns östligaste del. Horisonten dyker återigen upp vid Rovasaari nedanför Nunasvaara och kan därifrån följas ca 3 km mot NV.

Vanligen är grönstenarna i Kallokajärvi-Rovasaarihorisonten förskiffrade i sådan utsträckning att de primära dragen till stor del har försvun-



Fig. 7. Ultramafit med skiktlika ränder rika på serpentiniserad olivin. 1.5 km NV om Rovasaari (4h).

Ultramafic rock with streaks of serpentinized olivine. 1.5 km NW om Rovasaari (4h).

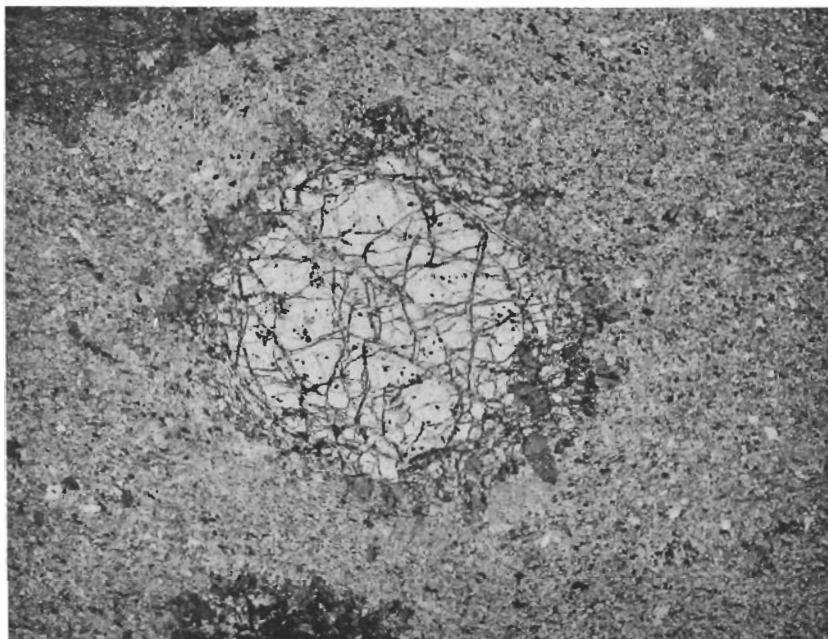


Fig. 8. Något serpentiniserat strökorn av olivin i aktinolitrik ultramafit. + nic., $\times 12$. 500 m Ö om Kallokajärvi (4i).

Slightly serpentinized phenocryst of olivine in actinolite-rich ultramafic rock. + nic., $\times 12$. 500 m E of Kallokajärvi (4i).

nit. På några lokaler, där bevaringsgraden är bättre, framgår emellertid att bergarterna tydligen har *extrusivt* ursprung. Horisonten syns nämligen vara uppbyggd av 1—5 m mäktiga bäddar, varav en del är förhållandevis homogena, medan andra kan vara kalkslaggiga eller brecciösa. Lins- eller skiktlika ränder av skarnmineral och karbonat är inte ovanliga. Vidare förekommer stråkvisa anrikningar av kloritfläckar eller serpentinpseudomorfoser efter olivin (fig. 7—8).

Variationerna i den mineralogiska sammansättningen återspeglas i fig. 6.

Genomgående dominerar en svart grön aktinolit och vidare förekommer nästan alltid minst 10 vol.% magnetit. Dessa båda mineral utgör huvudkomponenterna i de skarnlika formerna. I övriga led tillkommer växlande mängder olivin, serpentin, klorit och karbonat (övervägande kalcit). De vanligaste accessorierna är talk, apatit, ilmenit, svavelkis och något kop-

parkis. Spinell och iddingsit har observerats i de mest magnesirika formerna, medan ränder av magnetit kan förekomma i de kalkrika leden.

Den tidigt magmatiska karaktären hos dessa grönstenar framgår av deras höga Cr- och Ni-halter (fig. 6). Det kan tilläggas att Frietsch (1970, s. 42) finner att magnetitfraktionen i en karbonatrik aktinolitit från Kalloka-järvi innehåller 2000 ppm Cr, 190 ppm Co, 300 ppm Ni, 1500 ppm V och 3600 ppm Ti.

Aldersmässigt torde förekomsterna vid Yhtienjärvi höra till den allra tidigaste vulkanismen i området, medan Kalloka-järvi-Rovasaarihorisonten sannolikt har bildats under ett något senare skede. De skulle närmast kunna jämföras med vissa karelska grönstenar i den södra delen av finska Lappland. Enligt Mikkola (1941) förekommer här en grupp amfibol-kloritrika grönstenar (ca 45 % SiO_2), som är associerade med verkliga ultrabasiter. De förstnämnda är rikt differentierade och utgörs till stor del av agglomerat eller slaggiga former, varav en del är närmast identiska med dem i Nunasvaaraområdet.

1.2.2. Basaltiska grönstenar

Många av de fältspatförande grönstenarna, som alla har basaltisk eller mer natronbetonad sammansättning, innehåller effusiva kännetecken såsom pillowstrukturer, mandlar, slaggighet eller skiktstrukturer. Även en del finkorniga till täta former, som är nära associerade med de föregående men som saknar särskilda kriterier på ytlig avsättning, torde kunna räknas som effusiva. Av intrusiva grönstenar urskiljer man i första hand en del medelkorniga till nästan grova metadiabaser, vilka uppträder i form av långsträckta sills. Andra, mer finkorniga men med ytvulkaniterna troligen samhöriga gånggrönstener har noterats här och var.

Lavagrönstenarna representeras i huvudsak av *mandelstenar* och *pillowlavor*, medan exempelvis plagioklasporfyriska former är relativt sällsynta. Pyroklastiska sediment är vanligtvis finkorniga och kännetecknas i allmänhet av någon form av skiktstrukturer. Det stora flertalet av dem tolkas som *asktuffer*, vilka utan tvekan ”ger ett bestämt intryck av att vara avsatta i vatten” (Ödman 1957). Genom omlagring och inblandning av epiklastiskt och kemiskt utfällt material övergår tufferna i *tuffiter*. Gränsen mellan tuff och tuffit är som alltid svår att fastlägga och det kan ofta inte avgöras huruvida den enskilda bergarten hör till den ena kategorin eller den andra.

De aktuella vulkaniterna visar alltså relativt stora variationer i fråga om struktur och textur men är däremot tämligen ensartat uppbyggda i mineralogiskt avseende. De har alla omvandlats till grönstenar, vars huvudmineral i de flesta fall utgöres av hornblände och plagioklas, medan andra mineral, med undantag av skapolit, endast sällan ingår i större mängd.

1. 2. 2. 1. Lavor

Kartområdets äldsta vulkaniter torde förekomma bland de grönstenar, som överlagrar Tjärrokvartsiten vid Yhtieinjärvi. Vid sidan av medelkorniga, förmodligen intrusiva former och ultramafiska gångbergarter, uppträder här spilitiska grönstenar, som visar snabba kornstorleksväxlingar och som sannolikt har bildats på eller mycket nära den ursprungliga jordytan. Stängligt grönt hornblände och delvis omkristalliserade albitlister utgör huvudmineralen i dessa bergarter. Vidare är magnetithalten förhållandevis hög. Texturen kan beskrivas som metaofitisk.

Välbevarade mandellavor har påträffats i den sydöstra slutningen av Ounistunturi (9i). Bergarterna utgöres av finkorniga, hornbländerika metabasalter, vars grundmassa kännetecknas av små, mycket smala plagioklaslister. Ställvis förekommer anrikningar av intill ett par cm stora, något utdragna mandlar av kvarts och något kalcit.

I en profil från landsvägen upp mot berget, dvs. ungefär vinkelrätt mot den troliga strykningsriktningen, finner man att mandelfrekvensen och i viss mån även kornstorleken varierar inom stråkvisa, ganska ojämna intervall. Trots att inga tydliga gränser har observerats får man den bestämda uppfattningen att man rör sig över ett flertal lavatäcken av varierande mäktighet. Bergarten genomsätts av andesin-porfyrit och migmatitgranit.

Motsvarande mandelstenar uppträder även på Ala Maltosrova (7g) SV om föregående. Här är emellertid omvandlingsgraden högre, vilket innebär att bergarterna rekristalliserats och delvis förgrovats. Ofta är de stängliga, differentierade och inte sällan migmatiserade. Mandelbildningar och slaggiga partier kan dock fortfarande urskiljas (fig. 9). Liksom vid Ounistunturi består utfyllnaderna till största delen av kvarts, medan kalcit ersatts av epidot. Även pyrit-kopparkisrika mandlar har observerats. Liksom i föregående fall uppträder gångar av andesin-porfyrit.

Ca 500 meter norr om Kallokaniva (4h) anstår en finkornig, metamorf grönsten innehållande glest utspridda gråvita fläckar, vilka tolkas som omvandlade mandlar. Fläckarna, som vanligen är cm-stora och något



Fig. 9. Kvartsmandelförande basaltisk grönsten. Al. Maltosrova (7g).
Amygdaloidal basaltic greenstone. Al. Maltosrova (7g).

avrundade, utgörs av ett finkornigt aggregat av sericitiserad andesin, något hornblände samt små mängder biotit, järnoxider samt svavelkis. Bergarten är i övrigt fullständigt omkristalliserad.

Sautusvaara-massivets centrala del uppbyggs av finkorniga, basaltiska vulkaniter vilka mestadels är tydligt pillowstruerade. Lavatäckena åtskiljs av smala, västligt stupande kalkstenar och tufflager. I den sydligaste delen av bergsryggen gör grönstenarna en tvär omböjning mot öster och försvinner in i migmatitgranit. De dyker återigen upp vid Vittangiälven (8e), varifrån de går att följa i nordöstlig riktning fram till Skaitevaaras nordvästra sluttning. Intill Sekkujoki är strukturomvandlingen ofta helt obetydlig (fig. 10).

Pillowlavorna sammansätts av mörkgröna, oregelbundet avrundade och oftast något utdragna grönstenskroppar, vars storlek i medeltal uppgår till 3—4 dm. På vittrade ytor framträder strukturen tydligast genom de mörka, 2 à 3 cm breda bårder, som omger varje pillowindivid. Mandelbildningar förekommer rikligt, i synnerhet inom de yttre delarna av kud-



Fig. 10. Pillowlava. 1 km SSV om Paanikielinen (8c). Foto: G. Nilsson.
Pillow lava. 1 km SSW of Paanikielinen (8c).

darna. Mellanrummen mellan de senare utfylls av kvarts, kalcit, epidot och hornblände i växlande proportioner.

Kuddarnas centrala delar består övervägande av finkornigt hornblände och smärre, ofitiska plagioklaslister (andesin-labrador på Sautusvaara, albit vid Sekkujoki). I riktning mot kuddarnas periferi minskar kornstorleken, samtidigt som mandelfrekvensen ökar. Mandlarna utfylls av hornblände, augit, kvarts och epidot i växlande mängd. Den mörka, yttre bården har en mer porös konsistens och har ofta utsatts för skapolitisering. Allra ytterst begränsas pillowindividerna av en mm-tjock devitrifierad glaskrusta.

Två kemiska analyser av pillowgrönstenar (nr A1 och A2) återfinns i tabell 3.

En klastisk inlagring i pillowförande grönsten har påträffats intill den lilla tjärnen V om Sautusvaara (8c). Bergarten utgöres av kantiga eller mer nötta pillowfragment, vilka ligger i en granoblastisk mellanmassa av hornblände, andesin, opakmineral och titanit. Den maximalt 10 meter mäktiga inlagringen har sannolikt bildats genom att nedbrytningsprodukter av grönstenen svämmats ihop i en lokal sedimentationsficka. En ca 10 meter bred gångformig trakyt sätter igenom sedimentet.

Gruppens övriga lavagrönsten är tämligen obetydliga till omfånget. Främst märks två ca 200 meter tjocka horisonter, varav den ena kan följas runt Kuusi Nunasvaara (5g—h), medan den andra uppträder intill Kivijärvi järnmalm (5g). I båda fallen är grönstenarna svagt andesinporfytiska och rika på hornblände med rester av en svagt grön pyroxen.

1. 2. 2. 2. Tuffer och tuffiter (inkl. basiska skiffrar)

Finkorniga, skiktade amfiboliter påträffas i de flesta områden, där Vittangigruppens grönstenar är blottade. Många av dem kan tolkas som renodlat vulkaniska *asktuffer*, medan andra har en mer *tuffitisk* prägel. Övriga pyroklastiska sediment representeras huvudsakligen av *lapillituffer*, medan agglomeratiska bildningar är sällsynta.

Klart vulkanogena är en del grönstenar, vilka innehåller makroskopiskt synliga, kantiga fragment och vilka uppträder som inlagringar i lavar eller i nära anslutning till sådana. Som exempel kan nämnas ett par förekomster i Nunasvaarafältet.

I det ena fallet är det en 60—70 meter mäktig bädd, som går att följa från Rovasaari (4h) runt Nunasvaaras sydvästra fot. Bergarten är en oskiktad kristalltuff, som övervägande sammansätts av mörkgröna, något avrundade hornbländerika partiklar samt grå, mer kantiga plagioklasfragment. Partikelstorleken varierar från någon millimeter till ca 30 mm. Vidare förekommer litiska brottstycken (max. 1 dm) av homogen eller skiktad amfibolit samt enstaka småpartiklar av omkristalliserat glas (?), som till ungefär lika delar utgörs av finkornig (<0.05 mm) plagioklas och hornblände.

Den andra förekomsten är en 20 meter mäktig, tuffhorisont i de skiktade grönstenarna ca 700 meter V om Niska grafitfyndighet (5h). Bergarten är rik på 5—25 mm stora, kantiga fragment av finkornig kvartsit, medan den underordnade mellanmassan främst utgörs av brunt hornblände, kvarts och plagioklas (fig. 11).

Den övriga och samtidigt största delen av de aktuella grönstenarna visar glidande övergångar från äkta pyroklastiska tuffer över tuffitiska blandbergarter till sedimentära grönstenar, vars innehåll av direkt vulkaniskt material är obetydligt.

Bergarter, som sannolikt står genuina vulkaniter mycket nära, uppträder omedelbart under pillowlavorna i Sautusvaara samt på ungefär motsvarande nivåer i Vathanvaara och Nunasvaarafälten. Det rör sig om

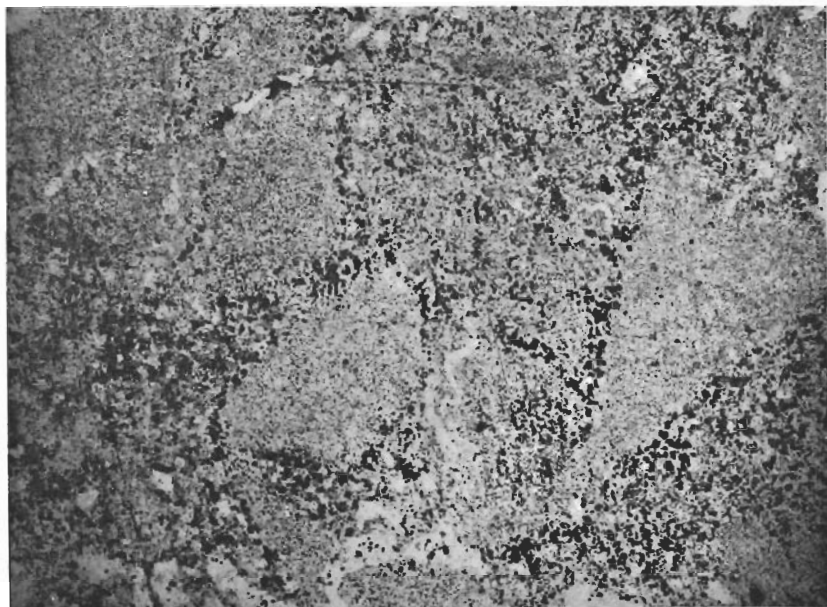


Fig. 11. Tuff med brottstycken av kvartsit. Mellanmassan utgörs av brunt hornblände, kvarts och plagioklas. — nic., $\times 5.300$ m V om Niska grafitfyndighet (5h).

Tuff containing fragments of quartzite. The groundmass consists of brown hornblende, quartz and plagioclase. - - nic., $\times 5.300$ m W of Niska graphite prospect (5h).

finkorniga (0.1—0.3 mm) amfiboliter med tydliga lagringsstrukturer, vilka framträder som omväxlande mörka (mörkt gröngrå—mörkgröna) och ljusa (gröngrå—gulgrå) skikt (fig. 12). Skiktbredderna är högst varierande, men brukar vanligtvis uppgå till mellan 0.5 mm och 10 mm. En svag rostning av vittrande svavelkis kännetecknar ibland blottningarna.

Bergartens viktigaste beståndsdelar är amfibol (huvudsakligen grönt hornblände) och anhedrisk eller polygonal plagioklas (oligoklas-andesin), som omväxlande dominerar i de mörka resp. ljusa skikten. I normala fall uppträder även något biotit, sericit, opakmineral, titanit och apatit. Skapolit kan helt eller delvis ersätta plagioklasen. Accessoriska mängder pyroxen, epidot, klinozoisit, klorit, mikroklin, kvarts och kalcit har observerats. Förutom hornblände kan förekomma något aktinolit, medan magnesiarika varieteter av grönstenarna är rika på cummingtonit och något antofyllit.



Fig. 12. Skiktad, basisk tuff(it). 700 m SV om Hosiojärvi (4h).

Layered, basic tuff(ite). 700 m SW of Hosiojärvi (4h).

Vulkanismen var tidvis förbunden med karbonatutfällning och järnrik sedimentation. Ränder av kalk- och skarnrikt material i de skiktade amfiboliterna är således utmärkande för vissa områden, i synnerhet järnmalmfälten. Skarninlagringarna är ofta rika på skapolit, och då samtidigt en del sulfider, framför allt svavelkis, kan förekomma, närmar sig dessa sediment i mineralogiskt-kemiskt avseende en del mörkare skarnskapolitfelter, som har stor utbredning i Svappavaara och Vathanvaara-fälten (s. 62). Mindre skarnjärnmalmalinlagringar kan även uppträda i denna miljö.

Andra skiktade grönstenar — särskilt sådana som förekommer i anslutning till skifferområdena — kan innehålla mer eller mindre tydliga inslag av epiklastisk natur. Blandbergarter uppbyggda av alternerande grönstensbankar och argillitiska eller arenitiska sediment förekommer t. ex. i området V om Jälketkurkkio (4h) och intill grafitförekomsten Ylisuannonmaa (4i). Ytterligare andra grönstenar visar en mer glidande övergång mot skiffersediment, och har också betecknats med de senares grå grundfärg på kartorna. Hit räknas t. ex. merparten av Svappavaarafältets skik-

tade amfiboliter, vilka Frietsch (1966) betecknar som basiska tuffiter. De påminner i stort om exempelvis Nunasvaarafältets asktuffer, men skiljer sig från dessa genom högre biotithalter, en mer natronrik, albitisk plagioklas samt ett oftast högre innehåll av kiser. Ett annat exempel utgör de skiktade amfiboliterna på Palo Sautusvaara, vilka genomgående håller låga halter av grafit.

Fyra kemiska analyser (nr A 7—10) av tuff-tuffitbergarter återges i tabell 3.

1. 2. 2. 3. Metadiabas

Ett av de mest markanta särdragen inom Nunasvaarafältet och dess närmaste omgivningar är den rikliga förekomsten av konkordanta intrusiv av metadiabas typ. Samma förhållande råder även inom Vathanvaara-fältets nordligaste del samt i området öster om Maattavaara. I Sautusvaara-Leppäkoski-Maattavaarastråket har endast påträffats ett fåtal metadiabaser medan bergarten inte alls tycks uppträda inom Svappavaara-fältet.

Metadiabaserna, som först beskrevs av Geijer (1918b), har intruderats i form av långsträckta sills, vars mäktigheter uppgår till mellan 30 och 100 m. Den maximala bredden uppskattas till ca 400 m. Bergarten är då grövre och visar gabbroid textur.

Intrusiven uppträder vanligen konkordant i suprakrustalbergarterna och framträngandet har förmodligen ägt rum innan berggrunden ännu veckats i någon nämnvärd utsträckning. Endast ett fåtal övertvårande kontakter har påträffats. Det rör sig i samtliga fall om apofyser utgående från de största, mer gabbroida kropparna. De senare avviker från normalformerna även i det avseendet att de kan vara synnerligen rika på magnetit. I området S om Hosiojärvi (4h) genomsätter en magnetitrik, grov diabas en finkornig form med lägre järnhalt.

Metadiabaserna är genetiskt samhöriga med de extrusiva grönstenarna i Vittangigruppen och måste betraktas som hypabyssiska ekvivalenter till ytvulkaniterna. Vad gäller förhållandet till övriga bergarter genomsätts de av andesinporfyrit och migmatitgranit.

Den vanliga metadiabasen är medelkornig och svartgrön till färgen. Ett typiskt kännetecken är att vittringsyterna ofta är knottriga av uppstickande, mer beständiga amfibolkristaller (fig. 13). Under luppen eller t. o. m. för blotta ögat framträder gråvita, ofitiskt anordnade plagioklaslister inneslutna i amfibolerna. Bergartens huvudkomponenter är grönt



Fig. 13. Metadiabas med typisk vittringsyta. Block vid Rovasaari (4h).

Meta-diabase with typical weathered surface. Boulder at Rovasaari (4h).

hornblände och plagioklas eller skapolit, vartill kommer mindre mängder pyroxen, biotit, sericit, magnetit, titanit och apatit. Mer sporadiskt förekommer epidot, klorit, karbonat och sulfider. Fig. 14 ger en uppfattning om variationerna i den mineralogiska sammansättningen.

Bergartens hornblände, som till största delen torde vara uralitiskt, bildar i betydande utsträckning 5—20 mm stora, strökorntypade aggregat. Den ursprungliga pyroxenen, en svagt grön augit, återfinns som rester i amfibolaggregatens kärnor. Ett exempel på en metadiabas med fullständigt bevarad pyroxen har beskrivits av Geijer (1918b, 25) från en lokal vid landsvägen N om Äijjärvi (3h). Metadiabasernas plagioklas utgöres i allmänhet av andesin eller labrador i haltområdet 35—55 % An (den observerade variationsbredden är 3—65 % An). Magnetitinnehållet är i regel 1—5 vol.% men kan i vissa fall uppgå till mer än 15 vol.%. På flera platser, som t. ex. vid Maltosrova, Airikurkkio och S om Hosiojärvi, är halterna t. o. m. så anmärkningsvärt höga att de i gammal tid har föranlett prospekteringsförsök. Under mikroskopet kan ofta konstateras att plagioklasen har utsatts för genomgripande skapolitomvandling. Trots

	A	B	C	D	E	F	G
Pyroxen	—	14	11	4	5	—	2 ^(0/0)
Amfibol	62	44	34	40	39	44	32
Plagioklas	26	—	3	11	24	—	58
Skapolit	—	40	43	30	17	43	—
Biotit	11	+	—	8	1	—	1
Opakmineral	1	2	4	5	13	10	4
Titanit	+	—	2	2	1	3	1
Övriga	+	+	3	+	+	+	2
Summa	100	100	100	100	100	100	100

A = Gabbroid metadiabas, V om Nunasvaara. Plag. sammansättn. = An_{63-64} .

B = Finkornig metadiabas, Jälketkurkkio.

C = Grov metadiabas, Ö om Jälketkurkkio.

D = Medelkornig metadiabas, S om Hosiojärvi. Plag. sammansättn. = ca An_{10} .

E = Magnetitrik metadiabas, S om Hosiojärvi. Plag. sammansättn. = An_{56-57} .

F = Magnetitrik metadiabas, Sorvivaara.

G = Albitdiabas, SV om Hosiojärvi. Plag. sammansättn. = ca An_{10} .

Fig. 14. Volumetriska bestämmingar av metadiabaser från Nunasvaara-Vathanvaara-området (point-counter, 1000 punkter).

Volumetric determinations of meta-diabases from the Nunasvaara-Vathanvaara area.

detta kan den ofitiska texturen vara förvånansvärt väl bibehållen (fig. 15). I andra fall har omvandlingen gått längre och metadiabasen har överförs till en granoblastisk skapolit-hornbländegrönsten.

Tre kemiska analyser av metadiabas redovisas i tabell 3. Analyserna A4 och A5 representerar tämligen normala former medan nr A3 härstammar från magnetitrik variant.

Av särskilt intresse för fördelningen av spårelementen V, Cr, Co och Ni. Halterna kan jämföras med följande litteraturvärden:

	V	Cr	Co	Ni	Cr/V	Ni/Co
Analys nr 4	310	450	45	390	1.45	8.67
Analys nr 5	360	380	40	145	1.06	3.63
Analys nr 3	1000	30	65	100	0.03	1.54
Ultrabasit ¹	50	2000	150	2000	40	13.33
Basalt ¹	250	200	50	150	0.80	3

¹ Taylor (1965).

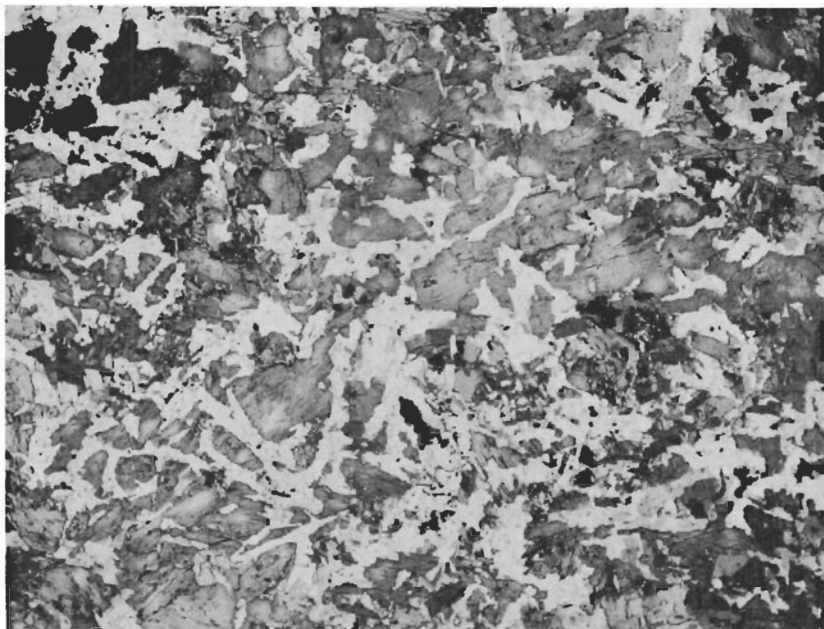


Fig. 15. Skapolitiserad metadiabas med pseudomorft ofitisk textur. + nic., $\times 15$. Jälketkurkkio (4h).

Scapolitized meta-diabase with pseudomorphic ophitic texture. + nic., $\times 15$. Jälketkurkkio (4h).

Analys nr 3 faller utanför den basaltiska ramen i och med att dess Cr/V- och Ni/Co-kvoter är alltför låga, vilket enligt Taylor (1965) kan vara tecken på att magman varit fraktionerad. En kemisk undersökning av ytterligare metadiabaser med varierande sammansättning antyder att detta verkligen varit fallet (fig. 16). Processen svarar dock inte mot en differentiation i vanlig bemärkelse, då exempelvis plagioklasernas sammansättningar inte förändras mot natriumrikare led i den utsträckning, som vore att vänta.

1.3. Metaargilliter

Vittangigruppens metaargilliter är främst koncentrerade till Sautusvaara-, Vathanvaara-, Nunasvaara- och Svappavaaraområdena, dvs. till de största skarnjärnmalmsfälten. I stratigrafiskt avseende anses de i huvudsak falla inom gruppens tvenne sedimentformationer.

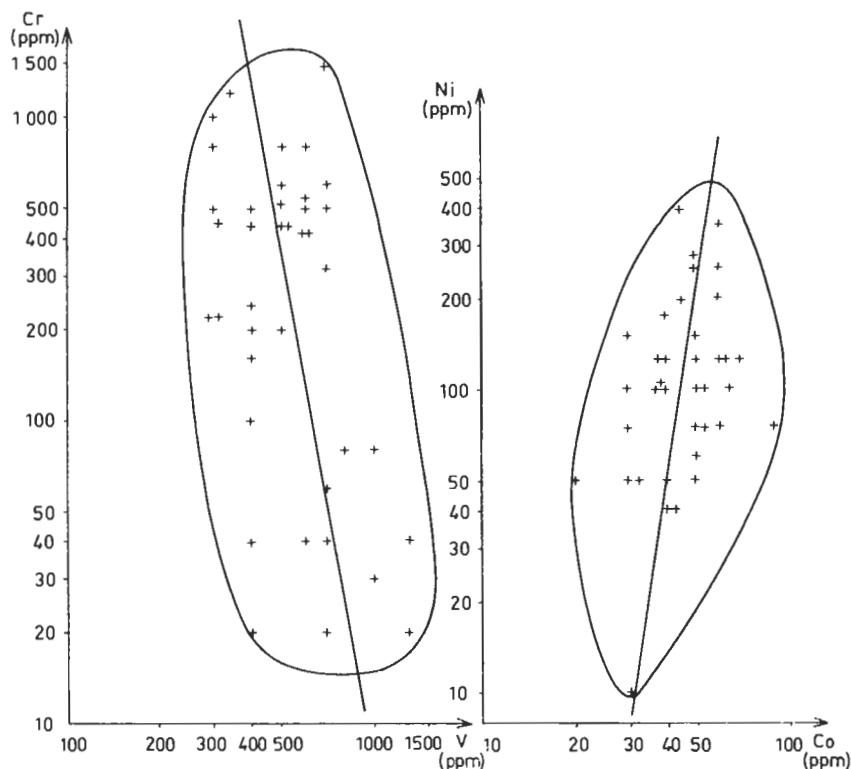


Fig. 16. Cr/V- och Ni/Co-förhållandet i metadiabaser.

The relationship Cr/V and Ni/Co in meta-diabases.

Under karteringens gång visade det sig ur praktisk synpunkt vara mest lämpligt att indela dessa bergarter i tre grupper: kis- och grafitfattiga *glimmerskiffrar* och *glimmergejser*, *grafitskiffrar* samt *sulfidrika skiffrar* och *fjeler*.

Övergångsformer mellan skiffertyperna eller mot andra metasediment, främst skifferartade tuffitiska led samt skarnbergarter, är mycket vanliga.

Nedanstående beskrivning bygger i väsentlig utsträckning på detaljundersökningar utförda av Geijer 1918b (Nunasvaara—Vathanvaarafälten jämte angränsande suprakrustalområden), Frietsch 1966 (Svappavaarafältet), Hallgren 1969 (Sautusvaara—Leppäkoskifälten) samt B. Eriksson 1969 (Nunasvaara—Vathanvaarafälten).

1.3.1. Glimmerskiffrar och glimmergnejs

Häri inräknas de metapelitiska led inom Vittangigruppen, vars innehåll av grafit och kiser är obetydligt. I övrigt kan deras mineralogiska sammansättning variera inom vida gränser. Allmännast förekommer följande mineralassociationer:

kvarts + Al-silikat

kvarts + biotit + granat

kvarts + biotit

Aluminiumrika skiffrar har påträffats i Nunasvaarafältet (4h—i och 5h) samt V om Leppäkoski (8c).

I det förstnämnda fallet rör det sig om en brantstående, max. 100 m mäktig men uthållig horisont, som kan följas från Ylisuannonmaa till Jälketkurkkio vid Torneälven och därifrån i nordlig riktning till området norr om Hosiojärvi. Skiffern ligger i underlaget till fältets rikaste grafitbergarter men skiljs från dessa av basiska intrusiv. Inom avsnittet mellan Jälketkurkkio och Hosiojärvi, där den regionala omvandlingen synbarligen varit lägst, uppträder en mörkgrå, endast svagt förgnejsad, finkornig kvarts-biotitskiffer, vilken är översållad av 5—10 mm stora porfyroblastar av cordierit och/eller andalusit. De senare mineralen brukar tillsammans utgöra 20 à 30 % av bergartens volym. Även små mängder sillimanit kan förekomma.

Norr om Hosiojärvi har metamorfosgraden varit högre. Vid Hånkannasvaara grafitförekomst anstår en i det närmaste medelkornig glimmergnejs, vilken innehåller sillimanit i riklig mängd eller andalusit (fig. 17), medan däremot cordierit saknas. Även vid Ylisuannonmaa längst i SÖ har den regionala påverkan varit förhållandevis kraftig. Här uppträder en grå skiffergnejs, vilken är rik på ca 2 mm stora muskovittavlor. Av aluminiumsilikat förekommer i huvudsak sillimanit, vilken bildar mm-stora, fibrösa strålknippen.

Förutom redan nämnda mineral innehåller bergarterna endast små mängder albit-oligoklas, zirkon, rutil, turmalin, apatit och opakmineral. Bland de senare har magnetit, ilmenit och kopparkis observerats.

En kemisk analys (A14) av cordierit-andalusitskiffer återfinns i tabell 3.

Den andra skifferförekomsten är belägen ca 2 km V om Leppäkoski järnmalm. Den utgörs av finkornig, grå andalusit-kvarts-biotitskiffer och har en mäktighet av minst 75 m. Skiffern, som förmodligen är likåldrig med den på Nunasvaara, stryker i riktning N 85° V/75° S. Den över-



Fig. 17. Andalusitporfyroblastisk kvarts-biotitgnejs. + nic., $\times 11$. Håkanunasvaara (5h).

Andalusite-porphyroblastic quartz-biotite-gneiss. + nic., $\times 11$. Håkanunasvaara (5h).

lagras mot S av en tunn, cumingtonitrik skifferbank, varpå följer grafitförande skiffrar.

Ett visst aluminiumöverskott präglar även de biotitrika suprakrustal-gnejser, som uppträder som rester i den migmatiserade berggrunden S om Svappavaara. De flesta blottningarna är koncentrerade till området norr om Kalix älv, men av allt att döma utbreder sig bergarterna ända ned till den södra kartkanten. Gnejserna, vilka beskrivits av Frietsch (1966), är samlade inom breda vindlande stråk omgivna av yngre migmatitgranit. Övervägande uppträder finkorniga, grå—gråbruna, ofta distinkt bandade oligoklas-kvarts-biotitgnejs som ställvis kan innehålla något sillimanit. Bergarten är ställvis utbildad som ådergnejs (fig. 18). Här och var förekommer även inlagringar av mörka kvarts-oligoklas-hornbländegnejser. Gnejsstrukturerna har starkt varierande riktningar



Fig. 18. Biotitrik ådergnejs. Ala Makkarajärvi (1f).
Veined gneiss, rich in biotite. Ala Makkarajärvi (1f).

men stupar ofta relativt flackt. Veckning förekommer tämligen allmänt. De uppmätta veckaxlarna stupar $0-70^\circ$ mot N, Ö—ÖNÖ eller S. Bergarterna genomsetts av granit och pegmatit.

Gnejsernas karaktär av omvandlingsbergarter gör det svårt att närmare ange deras ursprung. Hög biotithalt, förekomst av sillimanit samt uppträdande av sannolikt primära skiktstrukturer talar dock, enligt Frietsch, för en sedimentär härkomst. Frietsch tar däremot ingen direkt ställning till en korrelation med omgivningen. Han poängterar dock att det ligger nära till hands att jämföra gnejserna med Svappavaaraskiffrarna, vilka enligt vår uppfattning tillhör Vittangigruppens översta del. Jämförelsen grundar sig främst på det förhållandet att gnejserna vid Koivujärvi innesluter en kisrik skarnjärnmalm av liknande typ som järnmalmerna i Svappavaarasedimenten (Alpha, Kiilavaara, Kulleri).

Gruppens *kvarts-biotitskiffrar* och *granatglimmerskiffrar* uppträder vanligen intimt associerade med varandra, men deras mäktigheter är normalt endast en eller annan meter. En av de största förekomsterna har framkommit vid prospekteringsborrning i området Ö om Pahtavaara kopargruva (8c). Borrkärnorna innehåller flera tiotals meter långa skiffersektioner, inom vilka delvis granatförande plagioklas-kvarts-biotitskiffrar växellagrar med grafit- eller aktinolitrika metaargilliter. Glimmerskiff-



Fig. 19. Skarnbandad granatglimmerskiffer. S om Palo Sautusvaara (7c).
Skarn-banded garnet-mica schist. S of Palo Sautusvaara (7c).

rarna är mycket finkorniga och kan delvis betecknas som fylliter. Inom metertjocka bankar förekommer ibland grövre material, främst rundade kvartsbollar, vilka kan bli ungefär centimeterstora.

Avsättningen av lerrikt material har i vissa fall gått hand i hand med karbonatutfällning. Dylika bildningsbetingelser representeras t. ex. av en skiffer, som påträffats i skogslandet mellan Nuoskaskielinen och Palo Sautusvaara (7c). Bergarten utgörs av en ljusgrå granat-kvarts-biotit-skiffer, som innehåller talrika, väl avgränsade skarnränder (fig. 19). De senare är 1—10 cm breda och består övervägande av granat och hornblände. Sedimentet är veckat efter brantstående veckaxlar och i synnerhet skarnskikten är ofta boudinerade. Andra skiffrar med liknande sammansättning kan mer ha karaktär av metamärglar. Sådana former, som bl. a. är vanliga i Vathanvaara, är rika på svagt brun glimmer, skapolit och skarnmineral, medan kvartshalten är låg.

Mg-Fe-rika glimmer-skiffrar har observerats vid ett par lokaler NV om Rovasaari (4h) samt vid Venejärvi (6g). De uppträder i anslutning till mycket basiska grönstenar och har sannolikt fått ett visst Mg-tillskott

från dessa. Förutom kvarts och biotit är dessa skiffrar rika på cordierit, antofyllit och cummingtonit. En kemisk analys (A11) av Mg-rik skiffer återfinns i tab. 3.

1.3.2. Grafitiskiffrar

Genom de omfattande elektromagnetiska mätningar, som SGU under senare år har utfört på merparten av Vittangibladets skifferområden, har man numera fått en tämligen god uppfattning om de grafitförande stråkens utsträckning och regionala sammanhang.

Grafitiskiffrar förekommer inom alla större skifferområden och täcker ibland betydande arealer. Oftast är grafithalterna så låga eller rikpartierna så obetydliga till omfånget att bergarterna saknar ekonomiskt intresse. Det gäller exempelvis förekomsterna i Svappavaarafältet och större delen av Vathanvaarafältet. Inom det s. k. centrala Vittangifältet förekommer emellertid en hel serie rika grafitfyndigheter, som tillsammans torde utgöra en av landets största potentiella grafitillgångar. Flertalet förekomster är koncentrerade till en veckad och delvis uppsplittrad zon, som sträcker sig runt en domformig struktur med centrum Ö om Nunasvaara. Fyndigheterna är övervägande samlade till själva Nunasvaara och dess närmaste omgivning. Förekomsten Maltosrova (7g—h) ligger sannolikt på motsvarande nivå i lagerföljden. Mer oklara i stratigrafiskt avseende är fyndigheterna Airikurkkio (5i), Perälompolovaara (6i—j) och Äijärova (3g). En sammanställning av fyndigheterna jämte korta beskrivningar återfinns på s. 163.

Kartbladets grafitiskiffrar är svarta eller mörkgrå till färgen och vanligtvis mycket finkorniga. Så länge grafithalten är måttlig är de tydligt skiktade. Vid stigande halter blir primärstrukturer svårare att upptäcka för blotta ögat, och de verkligt rika grafitbergarterna ($> ca 20\%$ C) förefaller ofta massiva.

Grafitiskiffrarna har indelats i fem huvudgrupper enligt:

Kemisk typ	Mineralassociation
<i>K-dominant</i>	<i>Kvarts-biotit-grafit-sulfider</i>
<i>Na/K-intermediär</i>	<i>Albit/oligoklas-biotit-aktinolit-grafit-sulfider</i>
<i>Na-dominant</i>	<i>Albit-grafit-sulfider</i>
<i>Ca-Mg-rik</i>	<i>Skapolit/plagioklas-tremolit-diopsid-grafit-sulfider</i>
<i>Fe-Mg-rik</i>	<i>Plagioklas-cummingtonit-grafit-sulfider</i>

K-dominant grafitiskiffer har påträffats i borrhärnor från området Ö

om Pahtavaara koppargruva (8c) samt S om den tidigare nämnda glimmerskiffern vid Maejoki (8c). Bergarten kan betraktas som en grafitförande variant av kvarts-biotitskiffer. Grafithalten brukar vara tämligen låg, medan innehållet av magnetkis vanligen är betydande.

Vid ökande plagioklashalt övergår föregående i *Na/K-intermediär grafitskiffer*. Denna har regional utbredning och förekommer i riklig mängd, t. ex. inom Svappavaarafältet, på Kuusi Nunasvaara (5g—h) samt Ö om Pahtavaara koppargruva. De enskilda skifferbäddarna är vanligen ganska tunna och bergarten växellagrar med andra skiffrar, skarn, kalkstenar eller järnmalmer.

Färgen är mörkgrå eller svart. Här och var uppträder lagringsstrukturer i form av 1—4 mm breda skikt rika på fältspat eller mörkgrön amfibol. Huvudmineralen utgörs av albit-oligoklas och brun biotit. Båda mineralens kornstorlek är oftast <0.1 mm. De viktigaste övriga komponenterna är småprismatisk aktinolit, grafit och sulfider, medan accessorierna utgörs av kvarts, klorit, sericit, rutil, titanit och apatit. Dessutom kan ganska mycket skapolit eller mikroklin förekomma. Kisinnehållet är vanligtvis högt och flera smärre sulfidmalmskroppar är förbundna med dessa skiffrar. Kismineralen uppträder oftast som breccierande sprickfyllnader och sliror och utgörs till övervägande del av magnetkis och svavelkis. Något kopparkis ingår alltid, dock sällan i ekonomiskt intressanta mängder. Det enda kända brytningsförsöket på koppar daterar sig till 1752, då man bearbetade en något kopparkishaltig magnetkisförekomst i Kiilavaara vid Svappavaara. I övrigt kan nämnas att grafitskiffrarna Ö om Pahtavaara koppargruva samt på ett par lokaler i Svappavaarafältet befunnits innehålla tunna sprickfyllnader av zinkblände och i något fall även av blyglans.

De *Na-dominanta grafitskiffrarna* är i huvudsak koncentrerade till Nunasvaarastråket. De är i allmänhet rika på grafit och ingår som huvudkomponent i de flesta utmålslagda grafitfyndigheterna, där de bildar 5—20 m mäktiga, uthålliga lager, som i samband med veckning kan förtjockas till ca 40 meters bredd.

Bergarterna är korpsvarta, mjuka och svärtar starkt vid beröring. De kan vara svagt skiffriga, bankade (i decimeterskala) eller mer oregelbundet uppspruckna. Påfallande ofta har de emellertid massiv prägel. Lagringsstrukturer har aldrig iakttagits. Däremot har ca 3 mm stora, rundade albitaggregat av sannolikt klastiskt ursprung påträffats i prov från statsgruvefältet.

De Na-dominanta grafitskiffrarna domineras helt av grafit och albit. Någon gång innehåller de relativt mycket glimmer (flogopit), men i övrigt uppträder endast små mängder tremolit, titanit, sulfider, magnetit och apatit. Sporadiskt ingår något kvarts, mikroklin och skapolit. Porfyroblaster av cummingtonit har påträffats inom statsgruvefältet. Sprickbildningar utfylls av grafit, albit, tremolit eller kis.

Grafitmedelhalterna i fyndigheterna torde variera mellan 25 och 40 viktprocent. Halter på mer än 50 % C har konstaterats i en del stufprov. Grafiten, som har tydlig kristallform, uppträder dels i grundmassan, dels som sprickfyllnad. I det förstnämnda fallet uppgår kornstorleken till 5 å 10 μ , medan den i sprickorna vanligen är 50—60 μ . Det innebär att mineralet faller inom ramen för den tekniska benämningen "amorf grafit". Albiten, vars kornstorlek uppgår till 0.05—0.10 mm, är svår att identifiera under mikroskopet, då den nästan fullständigt maskeras av innesluten grafit. Genom normberäkningar ur de kemiska analyserna framgår emellertid att mineralet verkligen är albit med 2—3 % anortit. Den vanligaste amfibolen är en makroskopiskt nästan vit eller ljusgrön tremolit, som till stor del uppträder på sprickor. De inom statsgruvefältet påträffade cummingtonitporfyroblasterna är däremot svarta, då de innesluter grafit i riklig mängd (fig. 20). Amfibolen är kortprismatisk och har sannolikt bildats på kontaktmetamorf väg i samband med en diabasintrusion i det omedelbara grannskapet. Likartat utbildade porfyroblaster av tremolit i grafitskiffrar från Masugnsbyn har för övrigt beskrivits av Geijer (1929).

Sulfidinnehållet varierar men förefaller i genomsnitt vara något lägre än i de övriga grafitskiffertyperna. Medelhalten av S i tio stufprov från Nunasvaara statsgruvefält uppgår enligt Jansson (1960) till 0.28 %. Övervägande uppträder magnetkis, närmast svavelkis. Kopparkishalten är låg.

Ca-Mg-rika grafitskiffrar bildar ofta randzoner till de rika grafithorisonterna. Förutom grafit är de framför allt rika på tremolit och diopsid. Skapolit brukar ersätta grundmassans plagioklas. Inlagringar av skarnbergarter är inte ovanliga. I grafitskiffern inom Nunasvaara statsgruvefält har t. ex. anträffats en meterbred lins av skapolitförande, kalcitiskt hornbländeskarn.

Ca-Mg-rika grafitskiffrar uppträder även utanför de egentliga grafitfyndigheterna. Särskilt stor utbredning har de inom Vathanvaara- och Svappavaarafälten. Deras grafithalter är jämförelsevis låga (< 10 %), men i övrigt har de liknande mineralsammansättning som motsvarande former i Nunasvaara.

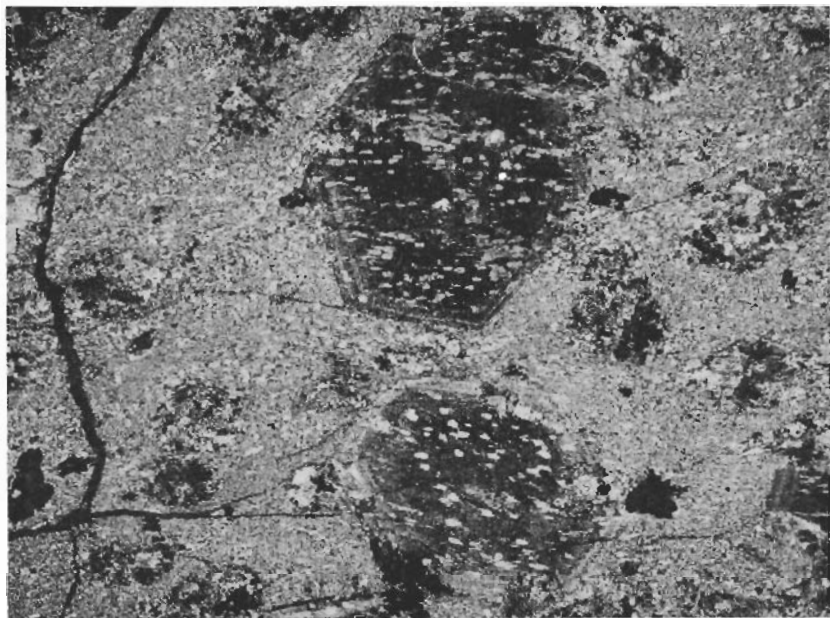


Fig. 20. Grafitrika cummingtonitporfyroblaster i albitrik randzon till grafitskiffer. De ljusa inneslutningarna är pseudomorfer efter grundmassans albitkorn. + nic., $\times 11$. Nunasvaara statsgruvefält (4h).

Graphite-rich porphyroblasts of cummingtonite in albite-rich border zone of graphite schist. The light inclusions are pseudomorphs after albite. + nic., $\times 11$. Nunasvaara state-mining reservation (4h).

Fe-Mg-rika grafitskiffrar har påträffats i ett par jordavrymningar på Håkanunasvaara grafityfyndighet och i den smala övergångszonen mellan rik grafitskiffer och överlagrande grönstenar inom Nunasvaara statsgruvefält. Bergarten är gråsvart och innehåller lagringsstrukturer i form av mm-breda, grågröna skikt av cummingtonit och tremolit (fig. 21). Grundmassans viktigaste mineral är oligoklas och grafit.

11 st. kemiska analyser av skilda grafitskiffrar återges i tabell 3.

1.3.3. Övriga sulfidrika skiffrar och felser

Till denna kategori räknas huvudsakligen *skarn-skapolitrika skiffrar* och *felsartade bergarter* med genomgående höga kishalter men måttliga grafitmängder. Dessa former uppträder i association med karbonatstenar och skarn jämte grafit- och glimmerskiffrar med liknande samman-



Fig. 21. Cummingtonit-tremolit-skiktad grafitskiffer. — nic., $\times 5$. Håkanunasvaara (4—5h).

Cummingtonite-tremolite-layered graphite schist. — nice., $\times 5$. Håkanunasvaara (4—5h).

sättning. Främst förekommer de inom Svappavaara- och Vathanvaara-områdena, men de uppträder även på många andra håll, där karbonatavsättning varit en betydande faktor i den ursprungliga sedimentationsmiljön. Kemiskt sett likartade oligoklas- respektive andesinrika skiffrar har påvisats på Airivaara (6i) samt S om Äijärova (3g).

Felsarna innehåller i regel mer än 50 vol.% skapolit. De uppvisar ställvis en tydlig bandning (1—10 cm breda skikt), där de enskilda skikten växelvis är rika på ljusgrön pyroxen och mörkgrön amfibol. I andra fall är vissa lager eller t. o. m. hela bergarten synnerligen rik på skapolit. Bergarten får därvid en mer gråaktig färg och det friska brottet en fettartad lyster. Sulfiderna uppträder dels som impregnation, dels som sprickfyllnader.

Den mineralogiska sammansättningen är tämligen enhetlig. Förutom skapolit, aktinolit eller tremolit, diopsid och kiser (mest magnetkis) förekommer alltid en eller annan procent titanit samt ofta litet grafit. Övriga accessorier är pistacit, klinozoisit, kalcit, biotit, pennin, albit-oligoklas, mikroklin, kvarts, apatit samt i enstaka fall flusspat.

Fyra kemiska analyser av skarn-skapolitfelter återges i tabell 3. Som framgår är bergarterna framför allt rika på kalcium och torde, i enlighet med Frietsch (1966), kunna betraktas som omvandlade märgelsediment.

1.4. Jaspiskvartsit

Intill någon meter mäktiga inlagringar av kiselhydrarika metasediment, av den typ Ödman (1957) benämnde *jaspiskvartsit* har anträffats på skilda lokaler, främst i anslutning till kalkstenar, skarn och järnmalm. De förekommer t. ex. intill Leppäkoski järnmalm (8d), i association med biotit-skiffrar och effusiva grönstenar i låglandet V och SV om Nunasvaara statsgruvefält (4h) samt i samband med kalkstenar eller skarn S om Kaisjärvi, Ö om Hyttyjärvi och NV om Sahajjärvi. De tre sistnämnda förekomsterna är belägna inom Svappavaara-fältet. I samtliga fall gäller att dimensionerna är så små att bergarten inte kunnat utmärkas på kartorna.

Jaspiskvartsiten är vitgrå, grå eller brunaktigt grå till färgen och normalt flintartat tät. Det friska brottet är glasigt. Diffusa skiktstrukturer kan ibland framträda på vittrad yta. I omkristalliserad form är bergarten grövre och liknar gångkvarts.

Mikroskopet visar att bergarten domineras av kvarts i form av någon tiondels mm stora, delvis undulöst släckande korn. Korngränserna är

ojämna. Något magnetit, aktinolit och en ibland hedenbergitisk diopsid brukar alltid ingå. I övrigt förekommer endast underordnade kvantiteter biotit, klorit, sur plagioklas, kalcit, sulfider (främst magnetkis), zirkon, rutil, titanit och turmalin.

Genom ökad inblandning av magnetit och skarnmineral — vanligen samlade i ränder — övergår jaspiskvartsiterna i kvartsrika järnmalmer (s. 142). Dylika företeelser har bl. a. observerats SV om Nunasvaara. Inom samma område kan för övrigt jaspiskvartsiten växellagra med finkornig, granatrik glimmerkvartsit. De enskilda bäddarna är inte mer än 0.5—10 cm mäktiga.

En grafitförande jaspiskvartsit har observerats inom grafitfyndigheten Perälompolovaara (6i). Bergarten, som enligt en kemisk analys (A30) innehåller 4.4 % C, är associerad med en ljusare, kissprängd jaspiskvartsit samt med kvartsrik glimmerskiffer.

Som tidigare nämnts (s. 47) har en tuff med jaspiskvartsitartade brottstycken påträffats V om Niska grafitfyndighet.

Jaspiskvartsiterna tolkas som kemiska sediment avsatta i vatten genom rytmisk utfällning av kiseltsyra, vanligen i samband med basisk vulkanism. Fragmenten i den nyssnämnda tuffen representerar möjligen kraternära sinterbildningar, vilka rivits upp och slungats ut tillsammans med de övriga utbrottsprodukterna vid eruptionstillfället.

1.5. Kalksten och skarn

De mest betydande förekomsterna av karbonat- och skarnbergarter är lokaliserade till Vathanvaara- och Svappavaarafälten samt till området kring Airijärvi väster om landsvägen till Soppero. De enskilda bäddarnas mäktigheter är starkt varierande men brukar sällan överstiga 30 m. Den maximala uppmätta bredden är nära 100 m (SSÖ om Kaisjärvi i Svappa-vaara). Horisonternas längd torde i något enstaka fall närma sig 10 km (Vathanvaara). Två kalkstenar på Sautusvaara är vidare anmärkningsvärt långa (ca 6 km) i förhållande till sina måttliga bredder (15 m).

Karbonatstenarna är fin- till grovkorniga och har vita till grå eller skära färger. De är mer eller mindre förorenade av främst Ca-Mg-silikat, som uppträder i form av impregnation, porfyroblaster eller är ansamlade skiktvis (fig. 22). Biotitrika, ursprungligen lerrika inlagringar är inte heller ovanliga. Vid ökande silikathalter övergår karbonatstenarna i *skarn*, av vilka de större förekomsterna i regel är associerade med järnmalm. Skar-



Fig. 22. Lokalt block av skarnbandad kalksten. Kokkajärvi (6i—j).
Local boulder of skarn-banded limestone. Kokkajärvi (6i—j).

nen är finkorniga och relativt mörkt gröna. Såväl skiktade som mer homogena former kan uppträda. Karaktäristiska inslag är sekundära körtlar och sliror av kvarts.

Piispanen (1964) kunde i 6 olika prov av kalkstenar från Svappavaara visa att karbonatet uteslutande utgjordes av kalcit. Överhuvudtaget tycks

de flesta karbonatstenar inom kartbladet vara starkt kalcitiska ¹. Dolomitrika former har endast kunnat påvisas inom vissa järnmalmstut mål i Nunasvaarafältet (jfr Geijer 1918b, s. 20), norr om Kotajärvi (5i) samt i området ÖNÖ om Lettojärvi (7i).

De vanligast förekommande silikaten i såväl karbonatstenar som skarnbergarter är diopsid och/eller tremolit-aktinolit. I övrigt kan emellertid den mineralogiska sammansättningen variera högst betydligt.

Hornbländeskarn har bl. a. påträffats inom Nunasvaara statsgruvefält (s. 61) samt söder om Sahajärvi vid Svappavaara.

Serpentinskarn förekommer i den tidigare nämnda dolomitförekomsten vid Lettojärvi. Bergarten, som anstår 1300 m ÖNÖ om sjön, är en grå, kalcitförande dolomit innehållande talrika diffust avgränsade, mörka grafithaltiga serpentinränder.

Granatrandiga skarn förekommer flerstädes intill järnmalmerna i Nunasvaarafältet, men har även påträffats på andra håll, bl. a. i det östligaste karbonatstensstråket norr om Kotajärvi (5i).

Epidotrika skarn påträffas framför allt i anslutning till genomsättande graniter och pegmatiter.

En svag men jämn impregnation av biotit är typisk för vissa kalkstenar. Anmärkningsvärt höga halter av flogopit har vidare konstaterats i en massformig, sockerkornig kalksten, som anstår helt nära Haparanda-massivets gräns i Vathanvaara.

Opakmineralrika skarn uppträder ibland i anslutning till järnmalm eller grafitskiffrar. Magnetit, grafit och svavelkis är de vanligaste malmmineralen. Något kopparkis kan även förekomma.

Kvarts, albit och skapolit kan slutligen uppträda i rätt stora kvantiteter i vissa karbonat- och skarnbergarter.

I den rika floran av övergångsformer mellan skarn och andra bergartstyper kan bl. a. urskiljas vissa typiska, medel- till grovkorniga *amfibolskiffrar*. Dessa har särskilt stor utbredning inom Svappavaarafältet (Frietsch 1966) men har även påträffats på andra håll inom kartområdet, t. ex. vid Kivijärvi järnmalm (5g). Bergarterna uppbyggs övervägande av max. 1 cm långa, starkt poikiloblastiska aktinolitstänglar rika på inneslutningar av plagioklas och skapolit. Relativt mycket biotit kan även förekomma. I det senare fallet är bergarten ofta kärvskifferutbildad.

¹ Motsvarande karbonatstenar inom exempelvis Vakko—Kovozonerna norr om Kiruna samt vid Masugnsbyn SÖ om Vittangi har däremot till stor del dolomitisk sammansättning.

2. Kilavaara kvartsitgrupp

Vittangigruppens suprakrustal överlagras på Kilavaara öster om Svappavaara av biotitskiffrar och kvartsiter med underordnade konglomeratinlagringar¹, vilka efter typlokalen sammanfattas inom *Kilavaara kvartsitgrupp*. Någon vinkeldiskordans mot de underlagrande skiffrarna och tuffiterna tycks inte föreligga. På Kilavaara genomsätts kvartsiten av granodiorit ur Haparandaserien, vilket enligt vår uppfattning bör betyda att gruppen i sin helhet är äldre än porfyreerna. Likartade, sannolikt korrelerbara metasediment på kartbladen 29 L Lainio och 28 L Tärendö har hänförs till den av Padget (1970) utskilda *Pahakurkkiogruppen*.

Förutom på typlokalen anstår kvartsiter av Kilavaaratyp vid Makkarajoki och Kaisjärvi inom Svappavaarafältet samt i området mellan Kokkajärvi och Pahtajärvi inom rutorna 6i, 7h och 7i. Av motsvarande ålder är förmodligen även en del metasedimentära skiffrar och gnejser S om Luongastunturi samt inom avsnittet mellan Parakka (0j) och Mikkelijärvi (3i) inom bladets sydöstligaste del. Likåldriga eller möjligen något yngre är vissa skiffrar och gnejser som förekommer N om Kiimakielinen (9a—b) samt vid Kalixälven intill gränsen mot Kirunabladet.

2.1. Kilavaara

Kilavaarakomplexet, som till övervägande del sammansätts av kvartsit och arkos, begränsas i N av en förkastningslinje, medan det mot Ö och S gränsar mot yngre, genomsättande djupbergarter.

Komplexets understa led består av en maximalt 100 m mäktig glimmer-skiffer. Denna har delvis utsatts för kraftig tektonisering, men primära skiktstrukturer med omväxlande grövre och finkornigare material framträder dock på många håll. Tämigen allmänt innehåller den 1—30 cm breda amfibolskifferbankar, vars frekvens, åtminstone lokalt tycks öka mot horisontens botten. Strykningsriktningarna varierar i regel mellan Ö—V och NÖ—SV. Inom stråkets nordligaste del är skiktstrukturerna brantstående, medan de längre mot S vanligtvis stupar 45—60° mot SÖ. Graded beddingstrukturer visar entydigt att skiffrens botten ligger i N resp. NV.

Skiffern är omkristalliserad och i normala fall sammansatt av kvarts, grön eller brun biotit samt i underordnad mängd albit-oligoklas och aktinolit. Accessorierna är apatit, turmalin, opakmineral, epidot och zirkon.

¹ Konglomeratens mäktigheter är obetydliga, varför de ej markerats på kartan.

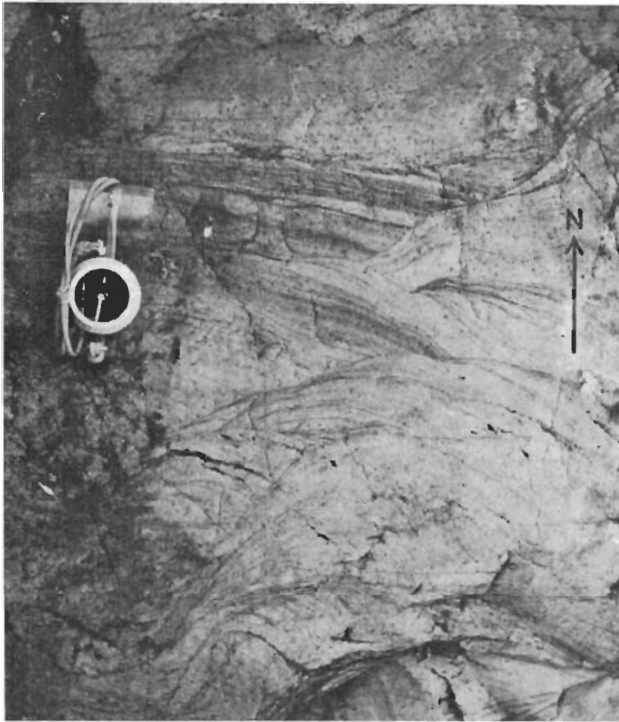


Fig. 23. Diagonalskiktning i Kilavaarakvartsit. SÖ om Pikku Luongasjärvi (2f).
Ur R. Frietsch (1966).

Cross-bedding in Kilavaara Quartzite. SE of Pikku Luongasjärvi (2f). After R. Frietsch (1966).

Enstaka skikt kan dessutom innehålla porfyroblaster av granat, sillimanit och någon gång även andalusit. En viss skapolitisering har vidare konstaterats i några fall.

Glimmerskifferns övre kontakt markeras av ett 5—30 cm mäktigt gruslager, vilket delvis övergår i ett något grövre kvartsbollskonglomerat. Mellanmassan i gränshorisonten är rik på tremolit och epidot.

Kilavaarakvartsitens mäktighet är med all säkerhet betydande (den blottade bredden är mer än 1000 m). Den varierar något i litologiskt avseende, men övervägande uppträder en grå-rödgrå, finkornig kvartsit eller arkos, som ofta är svartsandsskiktad (fig. 23). Lokalt påträffas även biotitskiktade former. Strykningarna ansluter sig i stort sett till dem i den underlagrande biotitskiffern, medan stupningarna i genomsnitt är ganska

branta. Förhållandevis ofta förekommer snedskiktningar, vilka visar att sedimentens botten är belägen i N resp. NV. Det innebär att stråket längs den norra begränsningen är något överstjälpt mot S, medan lagerföljden i området V och SV om Kilavaara topp är normal.

Mineralogiskt domineras bergarten av kvarts i form av ca 0.2 mm stora, något oregelbundna korn. Därefter följer albit-oligoklas, mikroklin och biotit. Den totala fältspathalten kan uppgå till ca 30 %, medan biotitinnhållet vanligen är 10—20 %. Småmineralen utgörs av muskovit, magnetit, kalcit, titanit, zirkon, apatit och turmalin.

I hållarna S om Iso Kulujärvi (3f) innehåller kvartsiten en ca 10 m mäktig, starkt pressad konglomeratinlagring med 1—5 cm stora, kantavrundade bollar av gråvit eller mörkgrå kvartsit. Mellanmassan är relativt biotitrik.

Som visats av Ödman (1957) är Kilavaarakvartsiten genomsatt av granodiorit ur Haparandaserien. Vidare förekommer gångar av röd migmatitgranit och av turmalin-muskovit-pegmatit. En 2 m bred gång av rosafärgad kvarts har även påträffats på Kilavaaras nordslutning.

2.2. Övriga förekomster

En kvartsitribba vid *Kaisjärvi* ligger i omedelbar anslutning till en av de mest betydande förkastningarna inom Svappavaarafältet. Det delvis starkt uppkrossade metasedimentet är omkristalliserat och i avsaknad av klas-tiska drag. Sammansättningsmässigt överensstämmer det med Kilavaara-sandstenarna utom i det avseendet att det lokalt kan vara ovanligt rikt på fältspat.

Kvartsiten i en förmodligen grund, förkastningsomgärdad förekomst S om Makkarajoki är något bättre bevarad. Här förekommer delvis bevarade svartsandsskiktningar med förhållandevis flacka sidostupningar.

De metasediment, som anstår SV om Luongastunturi utgörs av fin-korniga biotitskiffrar övergående i något grövre sillimanitgnejser. De senare är delvis utbildade som slir- och ådergnejser.

Längs Parakkavägen löper ett troligen sammanhängande sedimentstråk, som vid Palolaki (1j) och Pahtajärvi (2j) sammansätts av växellagrande mörkgrå biotitskiffrar, sandiga metaareniter samt finkorniga biotitkvartsiter. Vid Parakka by längre mot S är omvandlingsgraden högre. Här uppträder medelkorniga, delvis sillimanitförande biotitgnejser, som i riklig mängd är genomsatta av granit och pegmatit. Områdets bergarter ansluter



Fig. 24. Intraformationellt konglomerat i kvartsit. Ung. 1 km N om Yli Ristijärvi (6i).

Intraformational conglomerate in quartzite. Ca 1 km N of Yli Ristijärvi (6i).

sig petrografiskt och stratigrafiskt till närliggande metasediment på kartbladet 29 L Lainio (jfr Witschard 1970).

Fyra smärre, helt eller delvis isolerade kvartsitförekomster har lokaliserats inom migmatiterrängen mellan Kokkajärvi och Pahtajärvi (7h) på bladets NÖ-del. Metasedimenten är finkorniga, rödlätta till färgen och har arkosisk sammansättning. Bevarade skiktstrukturer visar att bergarterna ställvis är kraftigt veckade. Ca 1 km N om Yli Ristijärvi har anträffats ett ungefär 10 m mäktigt, dåligt sorterat konglomerat av intraformationär typ (fig. 24). Det grovklastiska materialet är polymikt men utgörs till övervägande del av upp till halvmeterstora block eller bollar av delvis svartsandsskiktad, ibland t. o. m. strömskiktad kvartsit. Nötningensgraden är tämligen dålig. I övrigt förekommer jämförelsevis väl avrundade bollar av finkornig amfibolit, porfyritisk grönsten, kvarts och magnetitmalm. Finkornig matrix förekommer endast i underordnad utsträckning. Kvartsiterna genomsätts av andesinporfyritgångar och har i



Fig. 25. Kvartsrik biotitskiffer med porfyroblaster av andalusit. N om Kalixälven inom ruta 3a.

Quartz-rich biotite-schist containing porphyroblast of andalusite. N of Kalix river within square 3a.

ett senare skede granitiserats i samband med granit- och pegmatitintrusioner.

Sedimentstråken vid Kiimakielinen (9a—b) och Kalixälven (2—3a) överlagras av omvandlade ryoliter och andesiter. Bergarterna har inkluderats bland Kilavaarasedimenten, även om man inte kan bortse från den möjligheten att de åldersmässigt kan vara fastare knutna till porfygruppen.

Förekomsten vid Kiimakielinen ligger i anslutning till ett delvis avskärande massiv av pertitgranit. Stråket är övervägande sammansatt av kraftigt metamorfa kvarts-biotitrika skiffrar och gnejser med inslag av gröna och röda, bandade amfibol-albitbergarter. Det förekommer även mer enhetliga zoner av sillimanitförande glimmerskiffrar, bankar av en rödaktig, sandstensartad bergart jämte smärre gruslager. Sedimentstråket ansluter i SV till glimmerskiffrar på kartbladet 29 J Kiruna (Offerberg 1967).

Även glimmerskiffrarna vid Kalixälven sträcker sig in på Kirunabladet. Inom en del av stråket, som faller på Vittangibladet, uppträder i ett hållområde N om Kalixälven en relativt grov, kvartsrik biotitskiffer, som

stråkvis är anrikad på flera cm stora, något utdragna andalusit-porfyroblaster (fig. 25). Mot V, över kartbladsgränsen, sker en övergång mot mörkare, mer homogena, delvis skapolitiserade bergartsformer, som förmodligen är mer tuffitbetonade. Ö om skiffrarna uppträder först gnejsomvandlade och differentierade grönstenar varefter följer en omkristalliserad porfyr. Skiffrarna stupar i allmänhet $65-70^\circ$ mot V, men graded bedding-strukturer indikerar att lagerserien sannolikt är överstjälpt mot öster.

3. Porfyrgruppen

Den mäktiga svit av sura till basiska, vanligtvis porfyriskt utbildade vulkaniter, som uppträder inom de västra kartbladen, har sammanslagits till en enhet kallad *porfyrgruppen*. Gruppen i sin helhet anses motsvara *Kirnaporfyrerna* på kartbladet 29 J Kiruna, vars ålder anges till 1605 ± 65 m.y. (Welin et al. 1970). I överensstämmelse med Offerberg (1967) anses porfyerna vara yngre än huvudmassan av grönstenarna. Förmodligen är gruppen korrelerbar med *Kalixälvsgruppen* på 28 L Tärendö (Padget 1970) samt *porfyrgruppen* på 29 L Lainio (Witschard 1970).

I övergångszonen till de verkliga vulkaniterna uppträder konglomeratiska bildningar, vilka förts till en *konglomeratformation*. Stratigrafiskt torde dessa klastiska sediment, vilka påträffats vid Sautusvaara och Svapavaara, motsvara det välkända Kurravaarakonglomeratet vid Kiruna.

I den nedanstående beskrivningen har författarna i viss mån frångått den hävdvunna nomenklatur, som tillämpades av Geijer (1931a och tidigare) och Ödman (1957).

De sura kvartsförande porfyerna har betecknats som *ryoliter*. De motsvarar Geijers kvartsförande porfyrier och kvartsporfyrer. Ödman använde i det här sammanhanget även benämningen liparit.

De vulkaniter, som på kartan markerats som *trakyter*, omfattar dels verkliga trakyter, dels sådana former, vars plagioklas utgöres av albit men vars övriga petrografiska och kemiska data pekar på trakyandesitiska sammansättningar. Trakytterna, vars lavakarakter är uppenbar, är synonyma med Geijers (och Ödmans) syenitporfyrier resp. basiska syenitporfyrier.

Vid minskande halter av mikroklin och mörka mineral övergår trakyterna i nästan rena albitstenar, för vilka Geijer använde beteckningen albitofyrer, medan Ödman föredrog att kalla dem keratofyrer. I föreliggande beskrivning går dessa bergarter under namnet *Na-trakyter*.

En speciell och mycket karaktäristisk form av Na-traktyterna representerar *magnetit-traktyten* (eg. magnetit-Na-trakyt), vilken i den äldre terminologin motsvaras av magnetit-syenitporfyr.

Gruppens basiska led omfattar huvudsakligen *andesiter*, vanligtvis i form av porfyriter. Även *basaltiska andesiter* och verkliga *basalter* finns företrädde, de senare dock i måttlig omfattning.

Porfyriter med albitisk fältspat och biotitrik grundmassa beskrevs av Geijer som *albitporfyriter*. Dessa grönstenar, vars sammansättning i många fall är trakyanandesitisk, har innefattats i den med grön färg markerade "andesit till basalt"-beteckningen på kartan.

Överhuvudtaget är gränsdragningsproblemen inom porfyrgruppen mycket stora. Övergångarna mellan de olika leden sker ofta glidande, varför bergarterna som sådana kan vara besvärliga att klassificera i fält. Vidare är den sekundära omvandlingen ofta betydande, i synnerhet bland de intermediära och basiska formerna. Vi har därför ansett det mest praktiskt och rättvisande att på kartan endast grovindela materialet i de tre huvudgrupperna rylit, trakyt och andesit till basalt.

3.1. Konglomeratformationen

Under porfyrsviten uppträder vid Sautusvaara och Svappavaara konglomeratiska sediment innehållande klastiskt porfyrmaterial, vilket torde härstamma från tidiga extrusioner under porfyrvulkanismen. Konglomeraten, vilka visar stora stratigrafiska och petrografiska likheter med Kuravaarakonglomeratet, betraktas på grundval av sin nära anknytning till porfyreterna som en formation inom porfyrgruppen. Sedimenten kommer inte i kontakt med Haparandaintrusiven, men måste i konsekvens med Welins åldersbestämningar sättas som yngre än dessa (jfr s. 32). Konglomeraten tolkas även som yngre än Kilavaarasedimenten, då de senare vid Svappavaara genomgick av granodiorit av Haparandatyp (jfr s. 68).

3.1.1. Konglomeratet vid Sautusvaara

I samband med en av SGU utförd detaljundersökning av Sautusvaara järnmalm (Hallgren 1969) anträffades på Nuoskaskielinen S om malmen hållar av ett konglomerat innehållande bollar av olika porfyreter. Horisonten, som på platsen är ca 15 m mäktig, uppträder mellan tuffit-skifferbergarter i Ö och albitporfyr i V. Genom diamanthornningar konstaterades att konglomeratet fortsätter mot N i Södra Sautusvaaramalmens

hängvägg, där det lokalt når mer än 150 meters mäktighet. Horisontens sammanlagda längd är ca 4 km. Stupningen är i genomsnitt 60° mot V.

På Nuoskaskielinen sker övergången från skifferunderlaget antingen direkt eller via ett 2—3 m brett, mycket ljus diopsidskarn. Mot norr uppträder järnmalm direkt under konglomeratet. Överlaget består av ställvis omvandlad albitporfyr. Likartade grönstenar kan även förekomma inuti konglomeratet, antingen i form av genomsättande gångar eller som konkordanta inlagringar. Det är tveksamt huruvida de senare ska betraktas som intrusiva lagergångar eller som effusiva lavabäddar.

Konglomeratet är uppbyggt av välrundade, maximalt 3 dm stora bollar av varierande sammansättning, vilka vilar i ett skarn-magnetitrikt matrix. Bollfria, skiktade inlagringar kan förekomma, men materialet i övrigt verkar tämligen osorterat (fig. 26).

Bollarna utgörs huvudsakligen av finkorniga porfyrderivat. Allmänast är röda till rödgrå, leptitkorniga former, vars huvudmineral utgörs av albit, delvis pertitisk mikroklin och kvarts. Den röda färgen beror på järnoxidpigmentering. Enstaka rester av fältspatströkorn antyder att ursprungsbergarten varit en ryolit. Karaktäristiskt är vidare ett inslag av mörka, starkt magnetiska bollar av magnetit-trakyt. Dessa visar sig ofta vara väl bibehållna och uppvisar under mikroskopet en vacker, ofitliknande textur av smala, regellöst orienterade albitlister i en grundmassa av finkornig magnetit (fig. 27). Andra magnetiska bollar utgör övergångsformer mot Na-traktyter i det de innehåller strökorn av albit i en albit-magnetitrik grundmassa. Av övrigt vulkaniskt bollmaterial märks främst delvis skapolitiserad porfyr samt plagioklas-hornbländerik amfibolit.

Klastiskt material av sedimentärt ursprung representeras i första hand av kvarts-biotitrik skiffer, vilken stundom är tydligt skiktad. Vidare förekommer skarn-skapolitfels liksom enstaka fragment av finkornig jaspiskvartsit. Smärre, vanligen deformerade malmbollar bestående av kvarts och magnetit, har även iakttagits. Apatitjärnmalm har däremot inte påträffats, ej heller bollar av djupbergarter.

Konglomeratets grönskiftande mellanmassa är rik på diopsid, hornblände och epidot. En annan huvudkomponent är magnetit, medan innehållet i övrigt utgörs av millimeterstora bergartsfragment, kvartskorn, kalcit samt något titanit och apatit.

De bollfria inlagringarna är sammansatta av sandstora korn av plagioklas och kvarts jämte smärre bergartsfragment, vilka ligger i ett matrix av diopsid, tremolit och kalcit. Svartsandsskiktning är inte ovanlig.



Fig. 26. Sandig, skiktad inlagring i Sautusvaarakonglomeratet. Nuoskaskielinen (7c).
Finegrained layer within the Sautusvaara conglomerate. Nuoskaskielinen (7c).

Konglomeratet vid Sautusvaara tolkas som en klastisk bildning avsatt i vatten under ett tidigt skede av porfyruptionerna. I såväl stratigrafiskt som litologiskt avseende visar det påfallande likheter med Kurravaara-konglomeratet vid Kiruna. Det kan nämnas att i båda fallen uppträder bollar av en närmast identiskt utbildad magnetit-trakyt (magnetit-syenit-

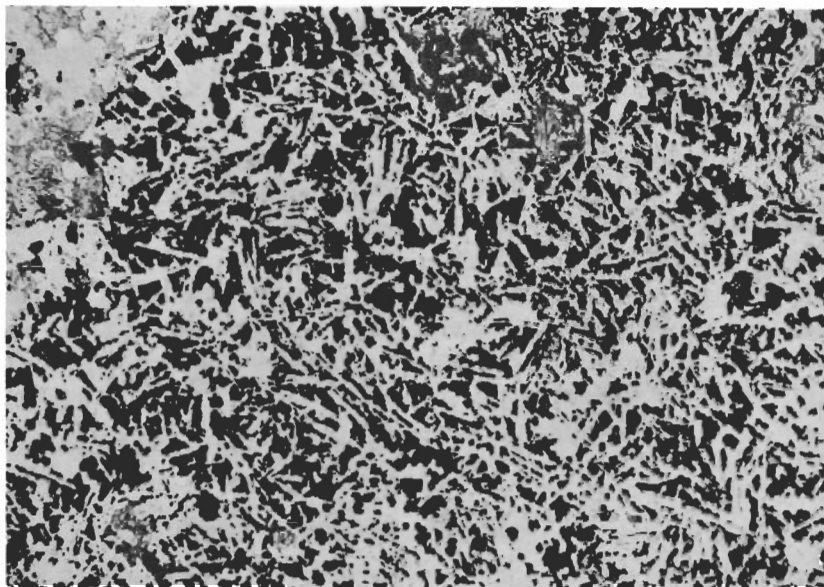


Fig. 27. Magnetit-trakyt (magnetit-syenitporfyr). Boll i Sautusvaarakonglomeratet, nära järnmalm. — nic., $\times 22$.

Magnetite-trachyte (magnetite-syenite porphyry). Pebble from Sautusvaara conglomerate, close to the iron ore. — nic., $\times 22$.

porfyr). För närmare jämförelser hänvisas till litteraturen rörande Kurra-vaarakonglomeratet (Sundius 1912, 1915, Ödman 1957, Frietsch 1960, Offerberg 1967 m. fl.), respektive detaljbeskrivning av Sautusvaarakonglomeratet (Hallgren 1969).

3.1.2. Konglomerat vid Svappavaara

Under malmletningsarbeten i början av 1940-talet påträffades vid Kaisjärvi i Svappavaara ett konglomerat mellan kvartsit i S och sura, bandade metavulkaniter i N (förekomsten är markerad på den av Theolin och Ödman upprättade detaljkarta, som åtföljer länsbeskrivningen från 1957). Konglomeratet innehåller enligt Frietsch (1966) olikstora, utvalsade fragment av sur till intermediär leptit samt kvartsit. I mindre utsträckning förekommer fragment av porfyr, amfibolit och syenitporfyr (trakyt).

En konglomeratförekomst S om Leveäniemi järnmalm torde i viss mån underlagras av (metavulkaniska) rödaktiga leptiter men bedöms dock

ligga helt nära porfyrearnas ursprungliga botten. Förekomsten, som upptäcktes i samband med SGU:s järnmalmsinventering i Svappavaaraområdet under perioden 1957—1963, är belägen ca 600 m S om Leveäniemimalmen. Enligt Parák (1965) utgörs det dominerande inslaget i konglomeratet av välrundade, vanligen högst ett par dm stora bollar av röd leptit. Vidare ingår olika slags porfyryr, skiktade kvartsiter samt glasartad kvarts. Kalkiga, delvis skarnförande skikt med sandig kornstorlek uppträder som inlagringar.

Horisontens sammanlagda mäktighet uppgår till minst 30 m. Kontakterna mot de omgivande bergarterna är inte blottade. I samband med anläggningsarbeten för Leveäniemigruvan frilades emellertid en skarnskapolitfels med kalkstensinslag, som av den allmänna bergartsstrykningen att döma utgör konglomeratets närmaste överlag.

3.2. Vulkaniter inkl. associerade sediment

Kirunaporfyrearna och deras sedimentinlagringar har behandlats i ett antal klassiska publikationer, varav främst må nämnas Geijer (1931a och tidigare) och Ödman (1957). Den goda kännedom om porfyryberggrunden, som därvid erhållits, har på senare tid kompletterats på en rad väsentliga punkter i samband med den förnyade malmgeologiska karteringen av kartbladet 29 J Kiruna (Offerberg 1967). Vittangibladets porfyryr har, förutom i Geijers och Ödmans regionala arbeten, berörts i flera detaljsammanhang (Ödman 1939, Frietsch 1966 m. fl.). Resultaten från dessa undersökningar har i väsentlig utsträckning legat till grund för den följande beskrivningen.

Porfyrområdena ter sig på kartan ofta enkla och enhetliga, men den verkliga bilden är annorlunda. Snabba växlingar mellan olika utbildningsformer är legio, och kartbilden har därför måst generaliseras. Yngre omvandlingar, som ställvis har uttraderat de flesta av bergarternas ursprungsstrukturer, har inte heller kunnat åskådliggöras på ett tillfredsställande sätt. Det framkommer t. ex. inte att vulkaniterna kring Svappavaara genom omkristallisering i betydande utsträckning har överförts till leptitartade produkter. Kraftig förgnejsning gör sig i synnerhet gällande inom kartområdets västligaste del. Strukturedbrytande skapolitisering kan även förekomma lokalt, i synnerhet bland gruppens basiska led.

Vad beträffar den kemiska sammansättningen återfinns 31 kemiska analyser av sura — basiska porfyryr i tab. 6.

3.2.1. Ryolit

Flertalet av kartans kvartsförande porfyryer — ryoliterna — har rödaktig färg och är rika på relativt stora, gråvita till rödlätta fältspatströkorn, som visar tendens att växa samman till cumulofyriska aggregat. De enskilda individernas former är ofta isometriska. Strökornen utgörs av albit innehållande varierande mängd antipertitiskt invuxen mikroklin. Pertitiska bårder är inte ovanliga. Rena mikroklinströkorn kan även förekomma, om än i underordnad mängd. Grundmassan är tät och färgad i skilda röda nyanser. Även gråaktiga eller t. o. m. blåaktigt grå färgtoner har observerats. Texturen är i välbevarade former mikropoikilitisk (fig. 28) men är oftast mikrogranitisk. Den vanligtvis starkt pigmenterade grundmassan sammansätts av albit, mikroklin och kvarts i varierande proportioner.

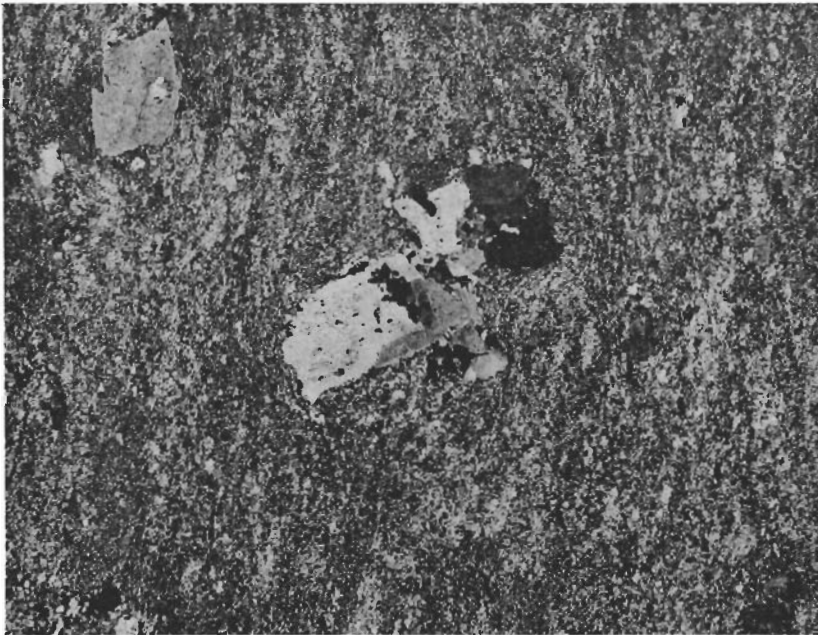


Fig. 28. Ryolit med mikropoikilitisk, fluidal, kvarts-fältspatrik grundmassa. Strökorn av mikroklin. + nic., $\times 17$. Vid Torneälven, 1 km VSV om Paurankilantto (5e).

Rhyolite with micropoikilitic, fluidal, quartz-feldspar-rich groundmass. Phenocrysts of microcline. + nic., $\times 17$. At Torne river, 1 km WSW of Paurankilantto (5e).

Underordnat förekommer magnetit, biotit och ibland även hornblände. Accessorier är sericit, klorit, apatit, titanit, zirkon och ibland något kalcit. Även turmalin kan förekomma, i synnerhet i ryoliter där albit är den starkt övervägande fältspatkomponenten.

Strökornsfria, felsitiska former med ryolitisk sammansättning förekommer i liten omfattning. Bland de porfyriska leden återfinns sällsynt även verkliga kvartsporfyrer, dvs. sådana med strökorn av kvarts. I övrigt kan nämnas att de normala ryoliterna vid Paurankivaara (5d—e) visar övergångar mot Na-extrema led, i vilka ej enbart strökornen utan även grundmassans fältspatinnehåll fullständigt domineras av albit.

Mandelbildningar förekommer endast i undantagsfall, varigenom ryoliterna markant skiljer sig från de intermediära och basiska vulkaniterna. Fluidalstrimmighet har upptäckts i några fall, men för övrigt är säkra tecken på ytlig avsättning sällsynta. Trots detta får ryoliterna i huvudsak betraktas som effusiva bildningar, sannolikt av ignimbritisk karaktär. Säkra gångformer har emellertid också konstaterats.

Det välblottade området kring Paurankivaara kan betraktas som typlokal för porfyrruppens petrografiska växlingar och de övergångsformer som existerar mellan de urskilda huvudbergarterna. Trots lokal förskiffring och ställvis även skapolitisering är vulkaniternas strukturer och texturer inom området relativt sett välbevarade.

Ryoliterna vid Paurankivaara är rödbruna och innehåller max. 5 mm stora, delvis sericitiserade strökorn av antipertitisk albit. Phenocrysterna är brett tavelformiga, ofta med någon hörnavrundning. Grundmassan, vilken här är tydligt mikropoikilitisk, består övervägande av albit, därefter av kvarts och mikroklin i ungefär jämbördiga kvantiteter. Halten av mörka mineral, mest delvis kloritiserad biotit, är låg.

Den redan av Geijer (1931a, s. 60) uppmärksammade Na-extrema ryoliten eller kvartskeratofyren vid Paurankivaara är unik för kartbladet. Formen utmärks av att mikroklinhalten är helt obetydlig, inte bara i strökornen utan även i grundmassan. Makroskopiskt kan bergarten ej skiljas från den vanliga ryoliten (fig. 29).

Glest kvartsmandelförande, brunröda porfyrier med ganska små strökorn har under mikroskopet visat sig ha ryolitisk sammansättning men till texturen närma sig trakyterna. Strökornen utgörs i detta fall av subparallellt anordnade albitlister, vars storlekar uppgår till 1 à 2 mm. Grundmassan har en icke oväsentlig kvartshalt och har den för området typiska mikropoikilitiska texturen.

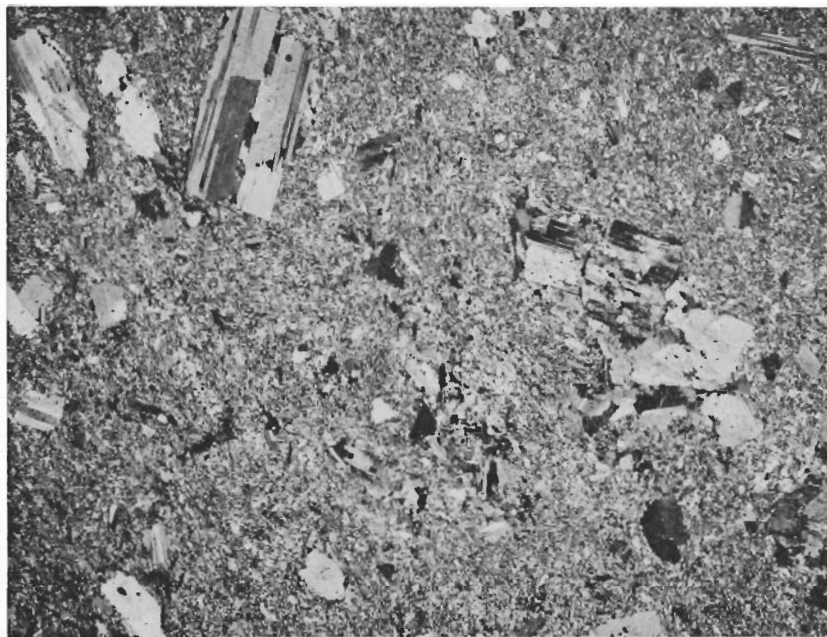


Fig. 29. Albitdominant ryolit (kvartskeratofyr). Strökorn av albit i en grundmassa av albit, kvarts och mycket finkornig magnetit. Något biotit och karbonat. + nic., $\times 12$. 2 km Ö om Paurankivaara (5c).

Albite-dominated rhyolite (quartz keratophyre). Phenocrysts of albite in a groundmass of albite, quartz and very finegrained magnetite. Some biotite and carbonate. + nic., $\times 12$. 2 km E of Paurankivaara (5c).

Huvudmassan av kartans övriga ryoliter ansluter sig kemiskt-mineralogiskt till huvudformen, även om bevaringsgraden i de flesta fall är något sämre än vid Paurankivaara. Det gäller framför allt de västligaste områdena och trakten kring Svappavaara, där bergarterna i stor utsträckning är förskiffrade eller gnejsiga, ofta sliriga och helt eller delvis omkristalliserade.

Intrusiva kvartsförande porfyrier förekommer bl. a. i anslutning till Tansari järnmalm. I den mellersta delen av fyndigheten uppträder enligt Frietsch (1966, s. 196) 4–8 m breda gångar av en blekröd porfyr, vars grundmassa bär spår av mikropoikilitisk textur. Strökornen utgörs av albit med snörlika inlagringar av mikroklin. I liten omfattning föreligger även strökorn av mikroklin med randzoner av albit. Ryoliten är fri från

järnmalmssliror och uppfattas av Frietsch som yngre än den angränsande syenitporfyren och malmbildningen.

3.2.2. Trakyt

Hit räknas egentliga trakyster, Na-trakyster och magnetit-trakyster, dvs. Geijers syenitporfyryr, albitofyrer och magnetit-syenitporfyryr.

Den normala trakysten är vanligtvis grå till mörkgrå, men även chokladbruna eller rödaktiga varieteter kan uppträda. Strökornen, vars storlek är varierande, är ibland rombformiga och visar överlag en högre grad av idiomorfi än i ryoliterna. Mandlar och slaggiga partier är vanliga, och det kan knappast råda något tvivel om att en stor del av dessa bergarter avsatts som lavar. Det effusiva intrycket förstärks i hög grad av att de ofta växellagrar med konglomerat och skiktade sediment. Gångformiga trakyster uppträder i relativt begränsad omfattning vid Sautusvaara järnmalm (Hallgren 1969).

Trakytornas strökorn är utbildade som taylor, lister eller romber. De är vita eller rödbruna men alltid ljusare än grundmassan, varför de tydligt framträder på blottade hälltyr. Sammansättningen varierar från fall till fall, men företrädesvis består de av albit med tunna, ofta knappt skönjbara inväxningar av mikroklin. Zonerade individer med sericitgrumliga kärnor omgivna av renare bårder är relativt vanliga. Lokalt dominerar peritiska strökorn. Grundmassan kännetecknas av intersertala eller trakytoidala, korta albitlister, vilka mellanlagras av en finkornig massa av anhedrisk albit, mikroklin, biotit och ibland något kvarts. Vid ökande biotithalter sker en övergång mot bergartsformer, vilka Geijer beskrev som basiska syenitporfyryr. Trakytornas magnetit innehåll är varierande. Mandelbildningarna är vanligen rika på kvarts eller hornblände + magnetit. Kalcit-epidotförande mandlar har även iakttagits.

Trakytorna går via mellanled över i Na-trakyster (albitofyrer), i vilka mikroklin starkt träder tillbaka för albit. Trakyster och Na-trakyster är intimt associerade med varandra och har likartat utseende, varför de vanligen kan skiljas först under mikroskopet. Diminutiva strökorn, ibland så små att de knappt kan upptäckas för blotta ögat, i kombination med höga halter av magnetit, ger dock anledning att misstänka att sammansättningen är natronextrem. Huvudkomponenten i Na-trakytornas grundmassa utgörs av små, vanligtvis subparallella albitlister. Bland accessorierna återfinns, anmärkningsvärt nog, alltid en viss mängd turmalin.

I trakyterna förekommer ställvis sliror och stråk av mycket mörka magnetit-traktyter, vilka nära nog enbart är uppbyggda av albit och magnetit. Dessa bergarter, vilka motsvarar Geijers magnetit-syenitporfyrer, ansluter sig såväl strukturellt som textuellt till i första hand natrontraktyterna. Som tidigare nämnts (s. 75) ingår magnetit-trakyt i Sautusvaarakonglomeratets bollmaterial. Texturen avviker i det senare fallet från de övriga magnetit-traktyterna i så måtto att albiten är utbildad som extremt smala och långa lister. Skillnaden är analog med den av Geijer (1931a, s. 32) påtalade texturdifferensen mellan vissa magnetit-syenitporfyrer i Kurra-vaarakonglomeratets bollmaterial och motsvarande bergartstyp i Kirunavaaramalmens liggvägg.

Inom Mertainens höjdkomplex och trakten däromkring utgörs berggrunden till övervägande del av porfyrer med traktytisk sammansättning. V om järnmalmens uppträder mörka, förhållandevis biotitrika former med list- eller tavelformiga strökorn av albit med fläckar av mikroklin. Runda eller ellipsoida kvartsmandlar är nästan alltid för handen. Stråkvisa variationer av strökorns- och blåsumsfrekvenserna antyder att komplexet är sammansatt av ett stort antal enskilda lavabäddar. Som framgår av den flygmagnetiska kartan är magnetithalten merendels hög.

Norr om Mertainenmalmen anstår på det högsta kalhuvudet en välbevarad mörkt chokladbrun, mandelrik trakyt. Mikroskopet visar 1—2 mm långa strökorn av albit, som vilar i en grundmassa rik på intersertala albitlister, finkornig biotit och magnetit (fig. 30). Runt vissa strökorn och inom en del fragmentartade fläckar uppträder rikligt med albit och magnetit, vilket ger bergarten en påtaglig anknytning till magnetit-traktyterna. De 1—2 mm stora, ellipsoida mandlarna utfylls av leptitkornig kvarts samt något apatit. Runt mandlarna finns ofta en smal zon anrikad på magnetit samt något turmalin.

Mertainenmalmens sidoberg utgörs av grå eller grönaktigt grå traktyter. Omvandlingsgraden är hög, särskilt intill rikmalmskropparna och i de malmbrecciezoner, som omger dessa. Förutom förskiffring i anslutning till NNV-liga eller VNV-liga rörelseplan, epidotomvandling och skapolitisering finner man ofta exempel på att bergarterna är blekta till röd- eller brunaktiga derivat. Porfyren i malmbreccian men även ganska långt utanför densamma innehåller rundade magnetit-hornbländerika fläckar, ofta omgivna av en ljus bård. Aggregaten erinrar starkt om de av Geijer (1910) skildrade, mandelartade bildningarna i Kirunavaaras syenitporfyr.

Inom stråket Mänty-Orrivaara—Painirova—Naustokoski är traktyterna



Fig. 30. Biotit-magnetitrik trakyt med kvartsmandlar. Strökornen består av delvis antipertitisk albit. + nic., $\times 21$. Mertainen (4c).

Biotite-magnetite-rich trachyte with quartz-filled amygdules. The phenocrysts are composed of partly antiperthitic albite. + nic., $\times 21$. Mertainen. (4c).

rödaktiga eller grå och har ordinär sammansättning. Ö om Painirova järnmalm är bergarterna metasomatiskt omvandlade till fältspatrika bergarter, i vilka porfyrstrukturen inte längre är skönjbar. Området är genomdraget av syenit- och granitgångar.

Inom det helt jordtäckta Ylipääsnjaska järnmalmsfält nära södra kartkanten förekommer enligt Pettersson (1900) en "syenitgranulit" vilka torde kunna räknas till trakytorna. På bergssluttningen Ö om Hippasj (Hippainen) finns blottningar av en bankad, gråbrun metaporfyr av trakytisk typ. Bergarten, vilken bildar underlag till Hippainenkvartsiten, är fullständigt omkristalliserad men innehåller oskarpt avgränsade, halvcen-timeterstora strökornsrester. Enligt Ödman (1939) är mellanmassan rik på mikroklin, medan strökornsrelikerna består av klungor av mikroklin-korn eller albitoligoklas An_{10-12} .

På det nordvästra kartbladet uppträder vid Paurankivaara såväl ordinära som natronextrema trakyter. Karaktäristiskt för området är glidande övergångar från trakyter till i första hand mer basiska led men även mellanformer mellan trakytiska och ryolitiska porfyryer har konstaterats. Flera konglomerathorisonter och inlagringar av kvartsrika skiffrar har påträffats bland vulkaniterna.

Stora områden inom Svappavaarafältet upptas av grå eller rödaktiga, leptitiska bergarter. Dessa är finkorniga och uppvisar alltid sekundära, granoblastiska texturer. De överensstämmer i kemiskt-mineralogiskt avseende med trakyter och har av Frietsch (1966) tolkats som metamorfa lavar med syenitporfyrisk sammansättning. Smärre inlagringar av tydligt strökornsförande syenitporfyryer uppfattas som något bättre bevarade rester i de för övrigt rekristalliserade lavabergarterna.

Leveäniemimalmens sidosten utgörs huvudsakligen av grå, ofta biotitrandiga leptiter (jfr Parák 1965). Även dessa bergarter ansluter sig kemiskt till trakytorna. Förmodligen får man dock räkna med att man i detta fall inte enbart har att göra med metamorfa vulkaniter utan att det även förekommer omvandlade finkorniga sediment av epiklastisk natur. För detta talar bergarternas lokalt mycket betydande biotithalter jämte sporadiska förekomster av cordierit och sillimanit.

Mellan Svappavaaraskiffrarna och gabbromassivet NÖ om dessa löper ett smalt stråk av förgnejsade, vanligtvis distinkt bandade metavulkaniter, vilka Frietsch har beskrivit som bandade leptiter (1966, s. 55). Basiska led är relativt vanliga, men företrädesvis uppträder sura till intermediära former uppbyggda av alternerande, max. 5 cm breda, blekröda och ljusgrå band. Mineralinnehållet domineras av albit och/eller mikroklin. I liten mängd förekommer främst biotit, kvarts, amfibol och magnetit. De kemiska analyserna A48 och A59 (tab. 5) visar att gnejserna faller inom ryolit-trakytområdet, och de får sannolikt tolkas som tektoniserade derivat av dylika vulkaniter.

3.2.3. Andesit till basalt

Porfyrruppens grönstenar utgörs i huvudsak av plagioklasporfyrisk metaandesit. Till övervägande del torde de vara av effusiv karaktär. Blåsumsbildningar är således mycket vanliga och i flera fall har det varit möjligt att urskilja enskilda lavaströmmar och dessas inbördes kontaktförhållanden.

Gångar med andesitisk sammansättning har påträffats vid Sautusvaara

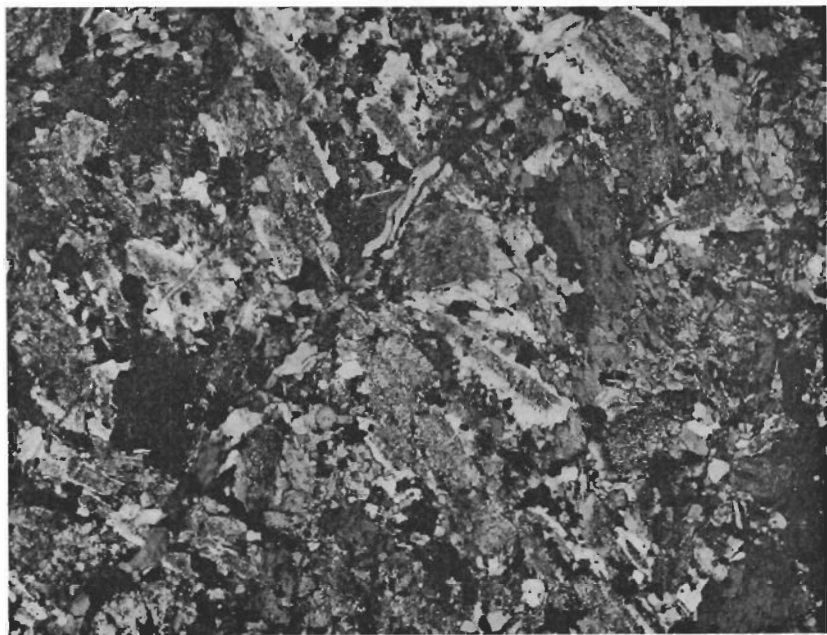


Fig. 31. Hornbländeandesit med starkt sericitiserad plagioklas. + nic., $\times 25$. Luukajoki, ca 3 km SSV om Mettjärn (2d).

Hornblende-andesite with strongly sericitized plagioclase. + nic., $\times 25$. Luukajoki, ca 3 km SSW of Mettjärn (2d).

järnmalm. Deras uppbyggnad och uppträdande antyder ett nära samband med ytvulkaniterna (Hallgren 1969).

I likhet med de övriga vulkaniterna visar grönstenarna relativt stora petrografiska variationer. Grovt sett kan de indelas i två kategorier: mörkgröna *hornbländeförande metaandesiter* samt mörkgrå, biotitrika *albitporfyriter*. Någon distinkt gräns mellan leden tycks inte existera.

Båda bergartsformerna är i allmänhet rika på brett list- eller tavelformiga plagioklasströkorn av varierande storlek. Såvida omkristallisation inte har förekommit i alltför stor utsträckning kännetecknas bergarternas grundmassor av intersertalt anordnade plagioklasmikroliter i en finkornig massa av mörka mineral.

I de hornbländeförande porfyriterna (fig. 31) utgörs strökornen i regel av andesin, (An_{35-40}), medan plagioklasen i grundmassan kan vara något na-

tronrikare. Det är dock inte ovanligt att phenocrysterna är albitiserade, varvid de håller interpositioner av epidot, kalcit m. m. De mörka mineralen består av hornblände, biotit och opakmineral i varierande proportioner. Titanit är en karaktäristisk beståndsdel, medan de viktigaste accessorierna i övrigt är sericit, apatit och epidot.

Albitporfyritlegreppet infördes av Geijer med vilket han avsåg porfyriska grönstenar med strökorn av albit och med hög halt av biotit. Bergarterna ansågs till dels vara produkter av regional albitisering, men man kunde inte heller utesluta att albiten, åtminstone i vissa fall, skulle kunna vara en primär kristallisationsprodukt (jfr Geijer 1931a). Grundmassan är som nämnts rik på biotit, vilken i många fall kan visas vara sekundär efter amfibol. Albitporfyrityterna bildar övergångar mot de mörka traktyterna (basiska syenitporfyrer), varför den fältmässiga avgränsningen är besvärlig och får grundas på subjektiva kriterier såsom färg, uppskattning av biotitinnhållet osv.

Mandelbildningarna utfylls till största delen av kvarts, kalcit eller epidot. Övriga observerade mineral är amfibol, biotit, magnetit och apatit.

Grönstenarna inom stråket Sevujoki—Jukkasjärvi längs västra kartgränsen är ofta omvandlade i sådan utsträckning att deras ursprungliga karaktärer inte alltid kan bedömas. Där omvandlingsgraden någon gång är lägre framgår att bergarten ursprungligen varit en porfyr rik på 1 à 2 cm stora tavelformiga strökorn av plagioklas. Under mikroskopet framgår emellertid att även till synes välbevarade former vanligen visar markanta sekundärdrag. Strökornen (oftast andesin) är starkt sericitiserade och ofta något saussuritiserade. Grundmassan, som har granoblastisk textur, sammansätts övervägande av oligoklas, grönt hornblände och biotit.

Altavaara järnmalm omges av skapolitiserade oligoklasamfiboliter med andesitisk sammansättning (jfr kemiska analysen nr A 37, s. 175). Inom den ca 100 meter mäktiga malmzonen är omvandlingen mycket kraftig och amfiboliterna har differentierats till basiska gnejser sammansatta av oligoklas, skapolit, hornblände, biotit och magnetit samt något klorit, epidot, titanit, apatit och sulfider.

I en vägsträckning NV om Kousanen anstår en mycket finkornig hornbländeförande andesitisk grönsten, vilken stråkvis innehåller mandellika bildningar rika på oligoklas och/eller hornblände. Bergarten är ställvis intensivt skapolitiserad, i synnerhet i och intill vissa NNV—SSÖ-liga förskiffringszoner. I samband med skapolitiseringen uppträder något bornit.

Grönstenar med motsvarande sammansättning kan följas från föregå-

ende lokal över Alep och Lulep Sitnus (Kuusi och Paljas Sitnuinen), varefter de i allt kraftigare metamorf dräkt försvinner in i det mäktiga migmatitgranitkomplexet S om Kalixälven. Andesinporfyritiska och kvartskarbonatmandelförande utbildningsformer förekommer allmänt. Omvandlingsgraden är emellertid hela tiden hög, varför vulkaniterna i stor utsträckning har omtransformerats till skiffriga skapolit-biotitfelser, vit-rödgrön-färgade strim- eller bandgnejser etc.

Inom vulkanitstråket mellan södra kartkanten och Kuusi-Orrivaara har den största sammanhängande grönstensblottningen påträffats i höjdområdet N om Naustokoski i Kalixälven. Berggrunden sammansätts av i regel 50—150 m mäktiga, basiska vulkanithorisonter med smärre inlagringar av metatraktyter och metasediment. Dominerande är finkorniga, något kalkhaltiga, kalk- eller kvartsmandelrika grönstenar. Även plagioklasporfyritiska eller mer homogena typer finns företrädade i relativt riklig mängd. Biotithalten är i regel hög, medan plagioklasen omväxlande utgörs av albit och andesin.

Området N och NV om Svappavaara uppbyggs enligt Frietsch (1966) till stor del av svagt förskiffrade, glest strökornsförande albitporfyriter. Kalciumrika plagioklas (oligoklas eller andesin) har endast påträffats i den östra delen av Bergsmannivaara och på ett fåtal andra lokaler. Hornbländeförande former har iakttagits inom stråket västra Bergsmannivaara — Kippanen — Kolarijärvet. Upp till cm-stora mandelbildningar har noterats i flera fall. I regel rör det sig om kvartsfyllda sådana, vilka dessutom kan innehålla något amfibol och magnetit. Svappavaaraområdet albitporfyriter uppvisar inte den vanliga intersertala texturen i grundmassan, utan denna har kristalliserat om till ett aggregat av xenoblastiska, klara albitkorn och svagt parallellstruerade biotitfjäll. Strökornen är bättre bevarade. De är list- eller tavelformiga och består av grumlig albit med hög halt av poikilitisk invuxen biotit. Strökornen kan även innehålla epidot, kalcit, kvarts och mikroklin. En kemisk analys (A38) av en albitporfyrit från en lokal VSV om Särkijärvi återges i tabell 5.

Inom själva Svappavaaraområdet uppträder starkt omvandlade bergarter, vilka i kemiskt avseende faller inom andesit-basaltfältet och som enligt Frietsch (loc. cit.) förmodligen får räknas som omvandlade basiska lavabergarter. Omedelbart V om Gruvbergets järnmalm förekommer således upp till 200 m breda stråk av en grönstensliknande bergart, vilken Frietsch betecknar som basisk leptit. Den kännetecknas av en hög halt av lepidoblastisk biotit och ibland relativt mycket albit-oligoklas. Som

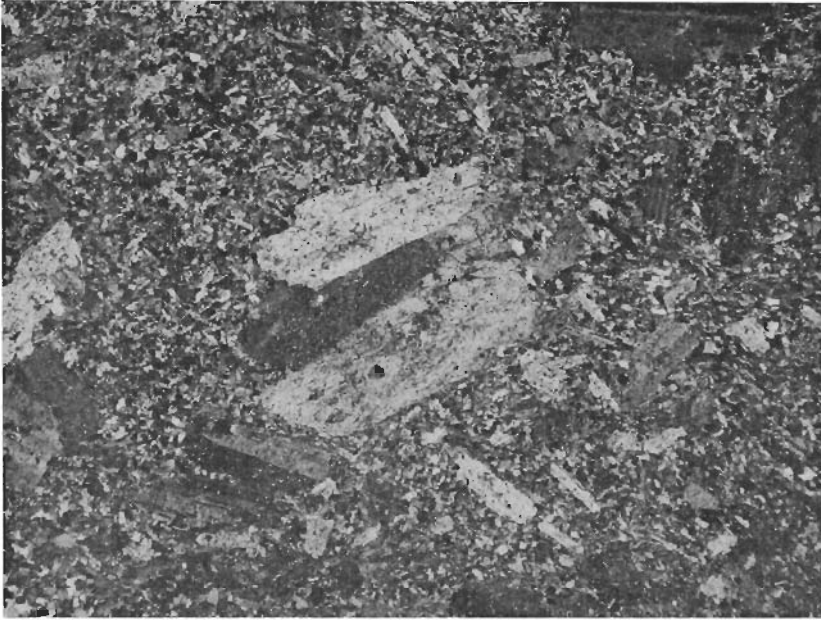


Fig. 32. Albitporfyrir rik på biotit och magnetit. Strörkornet i figurens mitt är delvis epidotomvandlat. + nic., $\times 20$. 500 m Ö om Saarikoski (5d).

Albite porphyrite rich in biotite and magnetite. The phenocrysts in the middle of the figure is partly epidotized. + nic., $\times 20$. 500 m E of Saarikoski (5d).

metamorfa andesiter och basalter betraktas vidare vissa gnejsartade amfiboliter, som förekommer NÖ om Svappavaarasedimenten. Bergarterna, som av Frietsch betecknas som basiska bandade leptiter, sammansätts av oligoklas eller andesin, hornblände, biotit, diopsid och magnetit och är ställvis segregerade till bandgnejsar. Analyserna nr A31, A32 och A34 (tab. 5) återger den kemiska sammansättningen av basiska resp. basiska, bandade leptiter.

Grönstenarna vid Paurankivaara och S därom är i huvudsak albitdominanta. Albitströrkornen företer praktiskt taget konsekvent tecken på omvandling i och med att de innesluter "avkalkningsmineralen" epidot och kalcit (fig. 32). Bergarterna är normalt rika på biotit och ofta påtagligt magnetithaltiga. Undantagsvis uppträder porfyrer med andesin, blågrönt hornblände och biotit som huvudkomponenter. Skapolitomvandling är liksom alltid vanligt förekommande.



Fig. 33. Albitporfyr. Strökorn av albit i en grundmassa av albit, magnetit och sekundär biotit. — nic., $\times 21$. Pahtavaara gamla koppargruva (8d).

Albite-porphyr. Phenocrysts of albite in a groundmass of albite, magnetite and secondary biotite. — nic., $\times 21$. The old copper mine at Pahtavaara (8d).

Vid Leppäkoski slutligen anstår delvis starkt förskiffrade, kvarts-karbonatbreccierade albitporfyrer (hela vulkanitkilen NV om Pitkäjärvi kan i praktiken betraktas som en makrobreccia). Strökornen är i regel svagt böjda, mer eller mindre uppkrossade och sericit- och biotitomvandlade. Grundmassan är rik på nybildad biotit (som delvis förtränger strökornen), albit och magnetit (fig. 33). Vid Pahtavaara koppargruva genomsätts ovan nämnda bergart av 2—3 dm breda gångar av magnetit-hornbländarik albitporfyr innehållande små, något epidotiserade strökorn.

3.2.4. Sediment i porfyrmiljö

De klastiska inslagen bland porfyrerna utgörs i huvudsak av *agglomerat* och *tuffer* samt vattensorterade *erosions-* och *omlagringsprodukter* av vulkaniskt material. Blandade vulkaniskt-sedimentära sekvenser är mycket

vanliga. Agglomeraten är ofta associerade med fragmentförande lavar. Sedimenten består av konglomerat och arkoser samt sandstensartade, ofta skiktade och ibland snedskiktade sediment. Lokalt har även metaargillitiska led och tunna kalkstenshorisonter observerats. Alla grovklastiska vulkaniter och sediment har på kartan markerats som konglomerat.

Blockfynd antyder att en klastisk zon i sura porfyryr på Kirunabladet fortsätter ett stycke in på Vittangibladet i området NV om Väckarjärvi (8—9a). I blocken återfinns i stort sett samma bergartstyper, som är blottade V om kartgränsen. Enligt Offerberg (1967, s. 71) uppträder där ett småbolligt konglomerat, vilket är uppdelat i bankar och mellanlagrat av bollfattiga eller bollfria lager. Konglomeratet domineras av saliskt vulkanitmaterial och även de mer sandstensartade skikten har en sammansättning, som i stort sett svarar mot en kvartsförande porfyr eller leptit.

En fragmentförande horisont på Pahtavaaras nordsluttning (6a—b) torde närmast kunna betraktas som ett agglomerat, som delvis övergår i ett tuffagglomerat. Sedimentet är påfallande dåligt sorterat och någon distinkt skiktning förekommer inte. Smärre partier, inom vilka bergartens grundmassa har tydlig porfyrkaraktär, får tolkas som inslag av fragmentförande lavar. Bollarna, vilka når ca 3 dm:s storlek och som i genomsnitt är tämligen välrundade, består övervägande av sura porfyryr av ryolittyp. Därefter följer mörka, porfyriska metatraktyter samt i mindre utsträckning bollar av gråsvarta, finkorniga, magnetitrika bergarter samt kvartsbollar. Den ca 20 m mäktiga horisonten stupar 40—50° mot SV in under en strökorrik, gråröd porfyr.

Motsvarande anknytning till lavabergarter finner man även inom den ca 400 m breda sedimentzon, som är blottad nedanför Naustokoski i Kalixälven. I strandhällarna, som beskrivits av Ödman (1939, s. 62), uppträder längst i SÖ en grå, något skapolitomvandlad syenitleptit (metatraktyt) med strökorn av albit. Mot NV sker en övergång till en något glimmerrikare, delvis skiffrig och svagt kalkspatförande vulkanit, som till mycket stor del utgörs av 0.5 mm långa albitlister vilande i en finkornigare grundmassa med traktytoidal textur. Denna bergart innehåller ställvis fragment av något mörkare, men i övrigt likartade metavulkaniter. Brottstyckena är i regel mindre än 1 dm och övervägande kantiga. Ytterligare mot NV följer en ca 150 m mäktig horisont, som är rik på ofta ganska väl avrundade bollar och där grundmassan många gånger upptar en mycket liten del av bergartens hela volym. Bollmaterialet är polymikt



Fig. 34. Tuffartat sediment med skiktad arkosinlagring. Mänty-Orrivaara (3c).

Tuffaceous sediment containing a stratified arkosic layer. Mänty-Orrivaara (3c).

och utgörs av trakyter, Na-trakyter och albitporfyriter, varav en del är starkt epidotomvandlade. Ödman kunde visa att grundmassan i en del fall består av en ojämnt finkornig massa av små albitkorn, kvarts, opak-mineral, rätt mycket kalcit, epidot och biotit jämte mikroklin i liten mängd. I andra fall har grundmassan trakytoidal eller mikrogranitisk textur. Ödman uppfattar horisonten som ett pyroklastiskt tuffagglomerat, där även verkliga, men fragmentförande lavar ingår.

Efter en kalkslaggig, ganska kraftigt glimmeromvandlad grönsten följer ytterligare mot NV en grågrön, skiffrig bergart rik på biotit, klorit och plagioklas. Bergarten, som uppenbarligen är starkt omvandlad, är dessutom rik på epidot såväl i grundmassan som i form av upp till 3 dm stora, bolliknande aggregat. Relikta skiktstrukturer förekommer här och var och bergarten får åtminstone till viss del betraktas som ett vattenomlagrat sediment.

Den sistnämnda horisonten är följbar flera kilometer mot N. Än domineras den av fragmentförande, delvis även kalkmandelrika syenitporfy-

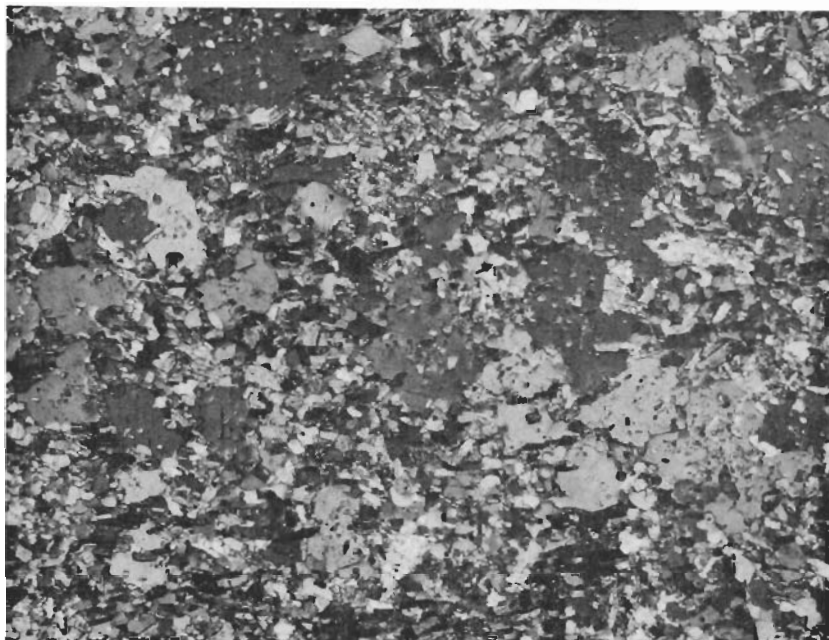


Fig. 35. Kvarts-biotit-mikroklinskiffer med porfyroblaster av mikroklin. + nic., $\times 70$. Luukajoki, ca 3 km SSV om Mettjärn (2d).

Quartz-biotite-microcline-schist with porphyroblasts of microcline. + nic., $\times 70$. Luukajoki, ca 3 km SSW of Mettjärn (2d).

riska lavar mellanlagrade av tuffartade bankar, än överväger konglomeratiska eller mer finkorniga sediment med epiklastisk anstrykning.

En starkt förskiffrad tuffhorisont på Mänty-Orrivaara har ett markant inslag av omlagringsprodukter (fig. 34). Skiktade sandstensinlagringar kan ibland vara strömskiktade, varvid de primära ovensidorna alltid befunnits ligga i V.

Fältspatrika glimmerskiffrar i porfyrmiljö har påträffats vid Luukajoki ca 5 km S om Tansari järnmalm. Huvudsakligen uppträder mörka, mycket finkorniga kvarts-biotit-mikroklinskiffrar med 1—3 mm breda, ljusare skikt rika på mikroklin, sur plagioklas och något kvarts. Mikroklinen är delvis utbildad som rundade, halvmillimeterstora porfyroblaster med interpositioner av främst kvarts och biotit (fig. 35). Bland accessorierna märks opakmineral, apatit samt små prismor av turmalin. Snedskiktningar och graded beddings visar att skiffrarna är äldre än närliggande effusiv i V.

Antagligen ligger horisonten stratigrafiskt ganska nära porfyrkomplexets botten, möjligen på samma nivå som Leveäniemimalmens delvis skifferbetonade sidoberg (jfr s. 85).

V om kvartsitribban nedanför Saarikoski i Torneälven (5d) uppträder starkt pressade konglomerat i växellagring med kalkhaltiga, finkorniga fältspatrika bergarter (möjligen metasediment) och porfyriska vulkaniter med skiftande sammansättning. Konglomeraten, vars mäktigheter sällan överstiger 10 m, innehåller till största delen bollar av strökornsfattiga, delvis magnetitrika Na-traktyter (albitofyrer). Bollarna är utdragna i förskiffringsriktningen och något sliriga. Den underordnade grundmassan är finkornig (0.15 mm) och kan beskrivas som biotit-sericit-kvartsitisk och har granoblastisk-lepidoblastisk textur.

Vid älven SV om Paurankilanto förekommer hållar av biotitrik fältspatkvartsit med rester av primära band- och skiktstrukturer, delvis av järnsandstyp. Bergarterna, som är rödaktiga på ytan men grå i friskt brott, består övervägande av kvarts, glimmeromvandlad mikroklin och grönbrun biotit. Trots att sedimenten är starkt förskiffrade (omvandlingen kring den närbelägna förkastningslinjen är synnerligen omfattande) förekommer ganska tydlig graded bedding-strukturer, som visar att sedimenten har sin botten i Ö.

4. Maattavaara kvartsitgrupp

Kartans yngsta suprakrustalbergarter — Maattavaarakvartsiterna — anstår inom tre skilda områden som topografiskt markeras som långsträckta höjdryggar. Den största sammanhängande förekomsten sträcker sig från Maattavaara och Skaitevaara i N, över kartans högsta berg Rautusakara (636,9 m ö. h.) ned till Paurankivaara i S. De andra förekomsterna är belägna inom Saurusvaara—Hoppuka-komplexet samt vid Hippasj (Hippainen). Kvartsitområdena begränsas till övervägande del av dislokationslinjer (fig. 36), och av allt att döma utgör de rester av hopppressade synklinaltråg, vilka deformerats genom förkastningsrörelser.

Maattavaarakvartsiterna överlagrar såväl djupbergarter (Maattavaara-radorit) som varierande ytformer, framför allt vulkaniter ur porfyrgruppen. I förhållande till djuperuptiven intar kvartsitgruppen synbarligen en tidsmässig ställning mellan Haparandaserien och den yngsta migmatit-granitserien. I övrigt kan framhållas att sedimenten i förvånansvärt liten



Fig. 36. Kontakten mellan kvartsit och porfyrier utmärks ofta av grunda förkastningssänkor. Kvartsit i rösberget t. h. Paurankivaara (5e).

The contacts between the quartzite and the porphyries are often marked by shallow fault-valleys. Quartzite to the right. Paurankivaara (5e).

utsträckning är genomsatta av gånggrönstenar. Endast två förekomster (på Skaitevaara och Paurankivaara) har observerats.

Övervägande uppträder *kvartsiter* och intraformationella *konglomerat*. Lokalt förekommer bevarade bottenbildningar (*bottengrus*, *konglomerat*, *arkos*) och vidare uppträder sällsynt smärre inlagringar av *kvartsfyllit*.

Kvartsiterna är vanligtvis svagt röd- eller gulaktiga till färgen, men även vita, grå, bruna och gröna färgnyanser kan förekomma. Kornstorleken är i regel < 1 mm. Skiktstrukturer av olika slag (mest av svartands-typ) samt inblandning av litet större, tydligt klastiska kvartskorn är makroskopiskt synliga tecken på det sedimentära ursprunget (fig. 37). De klastiska dragen framträder än tydligare i mikroskop. Den dominerande beståndsdel är alltid mer eller mindre rundade korn av kvarts. Vidare förekommer bitar av albit och mikroklin (som urskiljs som gula eller rödaktiga prickar på vittrade ytor) samt smärre bergartsfragment. Den föga framträdande matrixen uppbyggs av sericit, biotit, kvarts, fältspat samt ställvis även karbonat.



Fig. 37. Flackliggande kvartsit norr om Paurankisjöarna (5e).
Flat-lying quartzite north of Pauranki lakes (5e).

De intraformationella konglomeraten är tämligen vanliga och förefaller vara lokaliserade till olika nivåer inom kvartsiten. Bollfrekvensen varierar inom vida gränser och det föreligger alla variationer från kvartsiter med enstaka fragmentinslag till mycket bollrika konglomerat med underordnad grundmassa. Skiktvisa inlagringar av finkornigare material är inte ovanliga. Bollmaterialet är polymikt och består förutom av kvartsit av en mängd bergartstyper, främst olika vulkaniter ur porfyrberggrunden. Ett karaktäristiskt inslag är vidare rödskiftande jaspisbollar. Skiffersediment, gångkvarts och kristallin kalksten kan även förekomma liksom mer sällsynt något grövre bergarter, vilka erinrar om djupbergarter. Om de senare bollarna representerar verkliga djupformer eller omvandlade ytvulkaniter har inte kunnat avgöras.

4.1. Maattavaara-Paurankivaara

Kvartsiterna och de intraformationella konglomeraten inom detta ca 2 mil långa stråk är till största delen av ordinär typ. Av stort intresse är emellertid de bottenbildningar, som påträffats vid Maattavaara och Paurankivaara, dvs. vid kvartsitstråkets norra resp. södra ändpunkter.

Förekomsten på Maattavaara upptäcktes av Ödman år 1931 och beskrevs i publikationen från 1939. Följande korta redogörelse är huvudsakligen baserad på Ödmans data.

NÖ om Skaitevaara vilar kvartsiterna med sitt bottenlag på den s. k. Maattavaaradioriten. Kontaktförhållande kan bäst studeras inom ett avsnitt inte långt från bäckdalen (lokal "II" på Ödmans kortskiss, op. cit. s. 10). Den i N anstående dioriten blir här mot S allt mer ojämn och övergår gradvis i en bergart bestående av 2—4 dm långa dioritfragment omgivna av en grusig mellanmassa med dioritens sammansättning. Ytterligare mot S ökar bollarnas rundningsgrad samtidigt som andra bollar, främst av kvartsit, börjar att uppträda. Småningom sker en övergång i ett mer differentierat konglomerat, som förutom diorit och kvartsit innehåller bollar av skiffer, kvarts, en olivgrön porfyr med mm-stora strökorn samt jaspis. Ur ganska diffusa skiktstrukturer, som trots allt visar tydliga gradings, framgår att lagerstupningen är 30—45° mot S och att lagerserien är rättvänd. S om det ca 20 m mäktiga konglomeratet finns hållar av ordinär kvartsit.

Från föregående lokal kan bottenbildningen följas i SV-lig riktning upp på Skaitevare. Sedimenten underlagras här av pillweförande grönstenar, men har delvis samma utbildning som i NÖ. Under kvartsiten återfinns således ett konglomerat, vilket är rikt på bollar av diorit samt enstaka fragment av albitporfyr och skifferbergarter. Den direkta bottenbildningen torde dock utgöras av ett konglomerat av mer lokal natur, som förf: a påträffat i ett par tidigare ej observerade hållar NV om dioritbollskonglomeratet. Bergarten i fråga är praktiskt taget monomikt, och nästan uteslutande uppbyggd av 1—2 dm stora bollar eller fragment av en basaltliknande grönsten erinrande om den i underlaget.

I den östliga delen av kvartsitfältet på Maattavaara har påträffats ett starkt pressat konglomerat av den dioritrika typen. Förekomstens läge jämte västliga skiktstupningar i intilliggande kvartsit pekar på att sedimenten i området intar ett synklinalt läge.

Som framgår av kartbilden antyds en synklinall omböjning även vid Paurankivaara i kvartsitstråkets sydända. Strukturen är emellertid ofullständig, då sedimenten och deras underlag har splittrats upp av subparallella, NNÖ—SSV-liga förkastningar, efter vilka branta block- eller ribbförskjutningar ägt rum.

I en profil S om den västligaste av de två små sjöarna på Paurankivaara erhåller man en god bild av sedimentpackens understa delar. Porfyriska

metaryoliter överlagras här av ett porfyrgrus varefter följer ett monomikt bollrikt konglomerat. Det är uppbyggt av intill 0.5 m stora, dåligt nötta fragment av rödaktig, strökornsrik porfyr. Även den underordnade grundmassan har porfyrartad sammansättning. Uppåt i lagerserien följer ett bollfattigt konglomerat med gråvackeartad, skiffrig grundmassa. Bollarna är 1—2 dm stora och utgörs till största delen av Na-trakyt. Därefter följer ytterligare en konglomerathorisont, nu av mer polymikt karaktär och med bollar av olika slags porfyryr och tämligen allmänt även av kvartsit och jaspis. Grundmassan är i detta fall ganska kalkrik. Hällarna av bottenbildningarna täcker en bredd av närmare 500 m, men då lagerstupningarna är ganska flacka är den verkliga mäktigheten betydligt mindre. Ovan konglomeraten följer en finkornig, grå arkos innehållande tunna, ofta småveckade skikt på magnetit eller biotit. Bergarten sammansätts till största delen av kvarts, fältspat och smärre bergartsfragment, vilka omges av en kalk-glimmerrik matrix. Arkosen stupar 10—20° mot N in under ordinära kvartsiter vid Paurankisjöarna.

4.2. Saurusvaara-Hoppuka

Vid Saurusvaara (3b) bildar kvartsiterna en synklinal, vars veckaxel stupar flackt mot S. Strukturen är belagd med ovalsidesstrukturer i båda skänklarna.

På bergets norra sluttning finns blottningar av sedimentkomplexets lägsta avdelning samt av underlaget, som här utgörs av mandelförande, mörka traktyter. Den direkta kontakten, som förmodligen är tektoniskt påverkad, är jordtäckt. De blottade bottenbildningarna utgörs av ett omkring 70 m brett konglomerat, mellanlagrat av finkorniga, hämatit-magnetitskiktade sandstenshorisonter. Konglomeratets bollmaterial är välavrundat och består i första hand av porfyryr och kvarts samt i mindre mängd av kvartsit, jaspis och magnetitmalm. Bollstorleken uppgår nära horisontens botten till 30 cm men minskar gradvis mot den överlagrade kvartsiten. Inom en 2 m mäktig bank förekommer talrika bollar av hämatitmalm (fig. 38), vilket påtagligt överensstämmer med förhållandena i Övre Haukikomplexets bottenbildningar vid Kiruna (Geijer 1931a, s. 110). Konglomeratets grundmassa är rik på fältspat och kvarts men innehåller dessutom ganska mycket hämatit och även magnetit. Längre mot N inom samma hällområde dominerar skiktade sericit-biotitkvartsiter (fig. 39).



Fig. 38. Hämatitbollsförande konglomerat. Saurusvaara (3b). Foto: G. Nilsson.
Hematite-fragments in conglomerate. Saurusvaara (3b).

Strykningarna i området är $N55-75^{\circ}Ö$ medan stupningarna varierar mellan 15 och 45° mot SÖ. Ett flertal strömskiktade partier visar entydigt att "uppåt" är mot SÖ.

I den östra synklinalskänkeln uppträder i botten ett starkt pressat konglomerat innehållande upp till 4 dm långa, utvalsade bollar av bl. a. blodsten och rosenkvarts. Bollstorleken avtar mot V och är i horisontens topp endast ca 1 cm. Mot V följer sedan kvartsit, vilken till en början växelagrar med kvartsrika glimmerskiffrar. Konglomeratets underlag är inte blottat inom den närmaste omgivningen. Den sannolika sedimentgränsen markeras av en grund ravin, som löper fram strax Ö om konglomerathällarna.

Kvartsiten inom Saurusvaaramassivets centrala del är finkornig och vitvittrande, men ofta rödlätt i friskt brott. Skiktstrukturer förekommer punktvís.

Även på Pulsuvaara och Hoppuka SÖ om föregående finns blottningar av kvartsit. Relationerna till omgivande berggrund är dåligt kända eftersom området är mycket jordtäckt, men förmodligen är dessa kvartsiter



Fig. 39. Skiktad sericit-biotit-kvartsit med graded beddingstrukturer. Saurusvaara (3b). Foto: G. Nilsson.

Layered sericite-biotite-quartzite showing graded bedding. Saurusvaara (3b).

sammanhängande med dem på Saurusvaara. Bergarterna är gråvita eller rödaktigt grå till färgen och rika på kvarts och alkalifältspat. De kan även innehålla en hel del glimmer, främst sericit. Bergarternas klastiska karaktär är i regel fullt tydlig.

4.3. Hippasj (Hippainen)

De kvartsiter, som uppträder på Hippasj och bergen närmast Ö därom, är kraftigt metamorfoserade, vilket medfört att de klastiska dragen till stor del försvunnit. Förekomsten tillmäts en avgörande stratigrafisk betydelse av såväl Geijer (1931a) som Ödman (1939). Enligt Geijers upp-

fattning sammanhänger nämligen den höga metamorfosgraden med en i V anstående Linagranit, vilket följaktligen betyder att kvartsiterna måste vara äldre än graniten. Detta åldersförhållande kunde senare verifieras av Ödman, som vid en detaljerad undersökning bl. a. påträffade smala pegmatitgångar av Linatyp i den södra kvartsitbranten på Hippasj (lokalen ligger strax S om kartbladsgränsen). Ödman kunde vidare fastslå att kvartsiten i Ö vilar på leptitomvandlade syenitporfyrier. I en profil över det lilla berget S om Njasjkavare (berget heter Koivuvaara på gamla generalstabskartan) anges följande lagerföljd:

V (yngst) > 45 m	Grå kvartsit
50 m	Grå-grön, glimmerskifferartad kvartsit
55 m	Konglomerat
35 m	Starkt skiffrig, kvartsitisk glimmerskiffer
Ö (äldst) > 45 m	Porfyrisk syenitleptit

Den undre glimmerskiffern innehåller enstaka bollar av förmodligen kvartsitiska bergarter, medan grundmassan är rik på kvarts samt omväxlande på sericit och biotit. Sedimentet är starkt pressat, och det förefaller sannolikt att kraftiga rörelser ägt rum just längs detta bottenplan. Även konglomeratet är ganska starkt tektoniserat. Bergarten är polymikt och innehåller bollar av olika porfyrier (bl. a. av samma typ som förekommer i underlaget), grå porfyriter, kvarts-fältpatrika granitoida bergarter, epidotrika bergarter, kvartsiter, skiffrar och jaspis. Den övre kvartsiten är gråvit, något glasig och är i fullständig avsaknad av klastiska texturer. Liksom i övriga hållar inom området (inklusive toppen på Hippasj) är bergarten grönprickig av små epidot- eller diopsidkorn. I medeltal stryker sedimenten i nära N—S-lig riktning och stupar vertikalt eller brant mot V.

På östra sidan av myrstråket Ö om Hippasj uppträder ett minst 50 m brett intraformationellt konglomerat med bollar av porfyrit, porfyr, kvartsit, jaspis och skiffersediment.

Kvartsitens bottenlager är även blottade på Njaskavare, men här i betydligt mer omvandlad form. I de västligaste hållarna anstår ett någorlunda tydligt konglomerat av samma typ som på Koivuvaara. Mot Ö stiger metamorfosgraden mycket snabbt, varför kontakten mot porfyreerna är svår att fastställa. En granatförande glimmergnejszon inom hållområdets östra del utgör dock möjligen en motsvarighet till den undre glimmerskiffern på Koivuvaara.

5. Haparandaserien

Inom kartbladet förekommer flera större och mindre massiv samman-satta av *Haparandaseriens* synkinematiska djuperuptiv. Förekomsterna är alla knutna till grönstenarna och sedimenten i öster och kommer endast via förkastningslinjer i kontakt med porfyerna i väster. De största före-komsterna av typiska och tämligen välbevarade Haparandabergarter är det s. k. Vittangimassivet samt det mer än två mil långa Svappavaara-Vathanvaaramassivet. Till serien har vidare förts flera betydande före-komster av starkt omvandlade plutoniter, vars karaktär av Haparanda-intrusiv inte är fullt lika uppenbar. Hit hör främst Luongastunturimassivet SÖ om Svappavaara samt förekomster vid Maattavaara (9f), Pikku Satta-vaara (8e) och Ounistunturi (9i).

Den litologiska variationen inom serien är betydande och man finner en till synes kontinuerlig övergång från delvis mycket basiska gabbror till kvartsmonzonitiska former. Möjligen kan även en del syeniter, gran-iter och pegmatiter inom bladet utgöra senkinematiska Haparandaled.

De synorogena formerna inom sviten hänförs av Geijer (1931a) till en *kalk-alkaliserie*, vars ändled utgörs av de s. k. kalk-alkalisyeniterna. På länskartan (Ödman 1957) har en stor del av Geijers kalk-alkali-syeniter överförts till den av Ödman et al. (1949) utskilda *Haparandagranitserien*.

Haparandabergarterna bildar anmärkningsvärt konforma, ofta zonera-de intrusionskroppar i den äldre suprakrustalberggrunden. På de få loka-ler där kontakterna är blottade stupar djupbergarterna in under sido-berget. Geofysiska data indikerar emellertid att kontakterna på andra håll kan vara mer brantstående.

Redan i början av seklet kunde Geijer (1918b, s. 30) på ett par lokaler i Nunasjärvenmaa- och Svanbolandsfälten (4—5g) visa att de aktuella djupbergarterna sätter igenom och således är yngre än de grönstenar och sediment, som numera uppfattas som karelska. Vid länskarteringen (Öd-man 1957) framkom vidare att en granodiorit av Haparandatyp slår igen-om Kilavaarakvartsiten, dvs. det suprakrustalled, som överlagrar grönste-narna. Åldersförhållandet gentemot porfyerna har däremot aldrig kunnat fastläggas i fält. I första hand hänger detta naturligtvis samman med de i stort sett skilda utbredningsområdena, men inte heller inom Svappa-vaaragabbron — den enda Haparandaförekomst inom kartbladet, som kommer i närheten av porfyren — har åldersrelationen kunnat fastställas. Däremot är Haparandaintrusiven äldre än områdets yngsta kvartsiter.

Welin (1970) har aktualiserat frågan om Haparandaseriens åldersställning. Han finner att dioriter av Haparandatyp från området mellan Nederkalix och finska gränsen har en isokron radiometrisk ålder av 1880 m.y. Det senare värdet kan ställas i relation till den betydligt lägre ålder (1605 ± 65 m.y.), som anges för Kirunaporfyreerna (Welin et al. 1971). Med beaktande av dessa resultat har vi därför placerat Haparandaserien mellan Kilavaaragruppen och porfyreerna i det stratigrafiska schemat.

I det följande kommer först gabbror och dioriter att beskrivas och därefter, i ett sammanhang, de övriga intermediära och sura Haparandaleden.

5.1. Gabbro och diorit

Seriens mest basiska (och äldsta) led utgörs i huvudsak av gabbro och diorit. De är i allmänhet tydligt magnetiska, varför de kan avgränsas tämligen noggrant med hjälp av de flygmagnetiska kartorna.

Kring Vittangi kyrkby intill gränsen mot kartbladet 29 L Lainio utbreder sig *Vittangigabbbron*, som omges av en för serien typisk bård av närstående, surare former. Gabbbron har tidigare beskrivits av Geijer (1918b). Den andra större förekomsten — *Svappavaaragabbbron* — ligger i "knäet" av ett långsträckt, komplext Haparandamassiv, som från trakten N om Vittangiälven sträcker sig i SSV-lig riktning fram till Svappavaara och därefter fortsätter mot SÖ över Luongastunturi. Gabbbron, vars västra och södra kontakter till stor del är förkastningsbetingade, faller huvudsakligen inom det av Frietsch (1966) beskrivna Svappavaaraområdet.

I båda förekomsterna är bergarterna mörkt gröngrå, medelkorniga och vanligen kännetecknade av små, strökornsartade biotitfläckar. Glest spridda strökorn eller slirartade aggregat av plagioklas förekommer här och var. I huvudsak uppträder delvis uralitiserade *dioriter* och *gabbror* sammansatta av andesin eller labrador (An_{30-60}), gräsgrönt hornblände, rester av pyroxen (ljus augit eller pigeonit), biotit (rödbrun), ganska mycket magnetit samt accessoriskt sericit, epidot, apatit och titanit (fig. 40). Några korn av kvarts och mikroklin kan även ingå. Skapolit kan i viss mån ersätta plagioklas.

Fördelningen mellan diorit och gabbro har inte undersökts närmare. Så mycket står dock klart, att medan man i slipprouven från Vittangimassivet oftast finner att sammansättningen är gabbroid, finns det inom Svappavaaramassivet stora partier, bl. a. NÖ om byn, där plagioklasen regio-



Fig. 40. Vittangigabbro. Andesin-labrador, pigeonit, uralitiskt hornblände samt nöt-brun biotit. + nic., $\times 8$. 1 km N om Lappekoski (4j).

Vittangi gabbro. Andesine-labradorite, pigeonite, uralitic hornblende and brown biotite. + nic., $\times 8$. 1 km N of Lappekoski (4j).

nalt innehåller endast 30—35 % anortit och där bergarten kan betecknas som dioritisk.

Kemiska analyser av Vittangigabbbron återfinns i tabell 9.

Norit förekommer vid landsvägen en dryg kilometer SV om Vittangi. Bergarten, som beskrivits av Geijer (1918b, s. 34 och 1931a, s. 88), är relativt finkornig och visar snabba och oregelbundna övergångar till en något grövre normal gabbro. Huvudmineralen utgörs av gråviolett andesin-labrador, en av opakneslutningar översållad klinopyroxen med pleokroism i svagt gröna och röda färger jämte ganska mycket av en brunaktig hypersten. Hornbländehalten är förhållandevis måttlig.

Ultrabasiska led uppträder i Svappavaaragabbbrons perifera del 1 km Ö om Paurankilantto. Zonen, som kan spåras till Mörttjärn (4e), är vid Paurankilantto åtminstone 150 m bred. Den dominerande bergartstypen är en relativt grov, grönsvar metaperidotit. Till största delen uppbyggs

den av 2—3 mm stora korn av en delvis serpentin-magnetitomvandlad olivin, en obetydligt pleokroitisk hypersten rik på opaka inneslutningar samt en i det närmaste färglös klinoamfibol, som bildar höljen runt olivin och hypersten eller uppträder som friliggande, ganska stora oregelbundna kristaller. Vidare ingår klorit i betydande mängd. I området NÖ om Mörtjärn är ultrabasiten kraftigare serpentiniserad (antigorit). Rester av sannolikt pigeonitisk pyroxen har iakttagits av Frietsch (1966, s. 72).

Vad gäller övriga förekomster av basiska Haparandaintrusiv är främst den s. k. *Maattavaaradioriten* av intresse. Denna är i stor utsträckning omvandlad till biotit-albitrika hybridsyenitiska former, som ganska väsentligt avviker från typiska Haparandaled. Den stratigrafiska ställningen förefaller emellertid relativt klar, eftersom bergarterna dels visar intrusiva relationer (porfyriska randfacies) mot de omgivande grönstenarna, dels via bottenbildningar överlagras av Maattavaarakvartsiten.

Maattavaaradioriten, som tidigare behandlats av Ödman (1939, s. 7), är mörkgrå, medelkornig och vanligen massformig. I de flesta fall visar den redan för blotta ögat tecken på omvandling i och med att dess brett tavelformiga fältspat är grönfärgad av epidot och att de mörka mineralen, huvudsakligen biotit, är ansamlade fläckvis på ett sätt, som antyder att de bildats genom nedbrytning av andra silikat. Fältspaten består av albit, vilken för talrika interpositioner av sericit, biotit och, som nämnts, epidot. Mikroklin förekommer endast sällsynt. Förutom biotit uppträder i grundmassan växlande kvantiteter epidot jämte något kalcit, kvarts, klorit apatit, titanit, opakmineral och stundom litet skapolit.

Intill Sekkujoki samt inom ett mindre område NO om Skaitevare är den ursprungliga, dioritiska karaktären bättre bevarad. Plagioklasen är här en zonerad andesin (vanligen med ca 40 % An i kärnan), medan grönt hornblände ingår i nästan lika stor mängd som biotit. Epidothalten är i båda fallen omkring 15 vol.%.

5.2. Övriga intermediära och sura Haparandaintrusiv

Dessa bergarter är som ovan framhållits intimt associerade med seriens gabbror och dioriter, vilka de ofta omsluter. De kan även bilda självständiga förekomster vilka synbarligen saknar inslag av basiskt material. Magnetithalten är genomgående måttlig, vilket tydligt återspeglas på de flygmagnetiska kartorna.

Granodiorit dominerar kvantitativt, men även *kvartsdiorit*, *syenodiorit*,

monzonit och *kvartsmonzonit* förekommer i viss utsträckning. Som tidigare påpekats kan även en del surare former möjligen vara förbundna med serien.

Bergarterna är medel- till grovkorniga och grå, gröngrå eller rödlätta till färgen. De är vanligen något pressade, vilket främst markeras av en viss tendens till parallellreglering av de mörka silikaten. Den vanligaste formen, granodioriten, uppvisar en mycket karaktäristisk textur präglad av riktningslöst orienterade, ganska breda plagioklaslister i en finkornigare grundmassa. Ett annat typiskt drag är rundade inneslutningar av finkorniga, biotitrika bergarter.

Granodioriterna består till ca 50 % av plagioklas, 10—20 % mikroklin, ungefär lika mycket kvarts, en del hornblände och biotit samt små mängder sericit, klorit, epidot, titanit, opakmineral och apatit. Pyroxen, skapolit, zirkon, ortit och turmalin förekommer dessutom i en del prov.

De större plagioklaserna (max.längd ca 2 cm) har ganska väl utvecklad idiomorfi och föreligger som breda, subhedriska lister med något ojämna begränsningar (fig. 41). Vanligen är de zonerade, varvid de innehåller en mer basisk, i regel sericitiserad eller saussuritiserad kärna (vanligen An_{25-35} , max. An_{45}) omgiven av ett natriumrikare bräm (An_{20-30}). Det senare innesluter ofta en del mindre korn av mikroklin och kvarts. Grundmasseplagioklasen brukar vara oligoklas. Mikroklinen uppträder som smärre korn i grundmassan eller i plagioklasbårderna, men kan även bilda strökorn. Pertitiska inväxningar, ibland av synnerligen finstripig typ, förekommer som regel. Kvartskornen är oregelbundna och ligger inklämda mellan de övriga mineralen. Av de mörka silikaten, som tenderar att uppträda fläckvis, brukar grönt hornblände ingå i något större mängd än biotit.

Plagioklasporfyriska granodioriter har bl. a. påträffats i området mellan Pahtajärvi (2j) och Parakkavägen samt nära vägen norr om Jänkkjärvi (3f). Strökornen, som är cm-stora och ofta ganska väl avrundade, består av andesin-oligoklas och vilar i en jämnkornig grundmassa med granitisk textur.

Seriens kvartsdioriter är såväl petrografiskt som geografiskt förbundna med gabbro och diorit. Den största samlade förekomsten är belägen norr om Jänkkjärvi, mellan Svappavaaragabbron och vägen till Torneälven, men bergartstypen har även observerats intill de små gabbrokropparna kring Nälkkjärvet (5g) samt vid Pysäjokis utlopp ur Pysäjärvi (3i).

Syenodiorit (dioritisk monzonit) anstår bl. a. vid Torneälvsstranden S

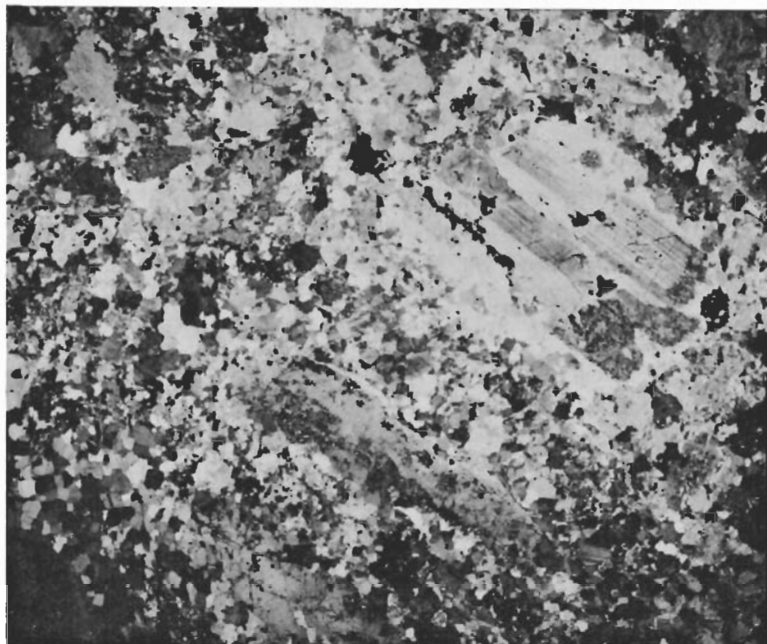


Fig. 41. Andesinporfyrisk, hornbländeförande granodiorit. + nic., $\times 7$. 300 m NÖ om Soitolasuvanto (4g).

Andesine-porphyrific, hornblende-bearing granodiorite. + nic., $\times 7$. 300 m NE of Soitolasuvanto (4g).

om Svanbolandet (4g). Liksom i flertalet kvartsdioriter förekommer rester av pyroxen (diaggartad) i de större hornbländeindividerna.

Nyssnämnda förekomst omges av en monzonitisk randzon. Kontakten mellan syenodiorit och monzonit är glidande. Den senare formen har jämförelsevis högre halt av mikroklin medan innehållet av mörka mineral är lägre.

Kvartsmonzonit uppträder t. ex. intill den smala suprakrustalribban Ö om Tervaskoski järnmalm (5f). Bergarten, som är förgnejsad och delvis omkristalliserad, har ljusare färg än granodioriterna och är rik på halv-centimeterstora, utdragna mikroklinögon.

6 kemiska analyser (A78—A83) av intermediära Haparandabergarter återges i tab. 9.

En allmänt vedertagen uppfattning har tidigare varit att Haparandaserien endast i obetydlig utsträckning innehållit serorogena led. För kartbladets del

har ett fåtal syeniter och graniter tolkats som direkt samhöriga med Vittangi-respektive Svappavaaragabbbrorna. (Geijer 1918b, s. 38 samt Frietsch 1966, s. 74.) Nya åldersdata tyder emellertid på att dylika sena differentiat kan uppträda i långt större utsträckning än man tidigare räknat med. Enligt Welin et al. (1971) kan nämligen de s. k. Linagraniterna indelas i två grupper. I den ena är bergarternas åldrar ca 1800 m.y., dvs. endast något lägre än för Haparandadioriterna (1880 m.y.), medan den andra gruppen representerar en väsentligt yngre, postorogen intrusivfas (ca 1550 m.y.). Ett av Welins prov härstammar för övrigt från en lokal vid landsvägen strax S om Svappavaara. Bergarten, som är en röd, leukokratisk form med tämligen ordinärt Linautseende, daterades till 1820 ± 50 m.y.

De sura intrusiv, som i första hand kan misstänkas ha ett genetiskt samband med Haparandaserien, utgörs av röda, finkorniga *syeniter* och *graniter*, vilka uppträder som gångar och mindre massiv, företrädesvis i Haparandabältenas marginala delar samt i de närmast angränsande ytbergarterna. De är homogena eller svagt förskiffrade och är själva genom-satta av kvarts-mikroklinrika graniter och pegmatiter. Bergarterna är jämnkorniga eller svagt fältspatporfyriskas och sammansätts till övervägande del av svagt pigmenterad albit-oligoklas och mikroklin, varav den förra i allmänhet dominerar över den senare. Kvartshalterna är genomgående måttliga. I övrigt förekommer endast små mängder kloritomvandlad biotit, amfibol, epidot, opakmineral, titanit, zirkon och apatit.

Slutligen bör något nämnas om vissa förekomster där bergarterna petrografiskt skiljer sig från de normala Haparandaformerna i sådan utsträckning att de tidigare inte alltid har räknats som sådana. Hit hör t. ex. *Luongastunturimassivet*, som till övervägande delen sammansätts av en ljusgrå, förhållandevis kvartsfattig oligoklasgranit, vilken utan skarpa gränser övergår i en rödaktig, mikroklinrikare granittyp. Bergarterna, som är knappt medelkorniga och svagt gnejsiga, är i obetydlig grad genomsatta av röd kvarts-mikroklinrik granit och pegmatit. Den grå formen är märklig i det avseendet att den förutom huvudmineralet oligoklas (ca An_{15}) och 10—15 % kvarts innehåller en något uralitiserad diopsid jämte accessorierna magnetit, ortit, titanit (euhedral) samt apatit. Texturen domineras av den i stort sett ekvigranulära plagioklasen, som i någon mån besitter bred tavelform. I den mikroklinrikare varianten uppträder grönt (primärt?) hornblände (ofta vackert tvillingstruerad) i något större mängd än pyroxen.

Luongastunturibergarten hänförs av Geijer (1931a) till natronserien, en

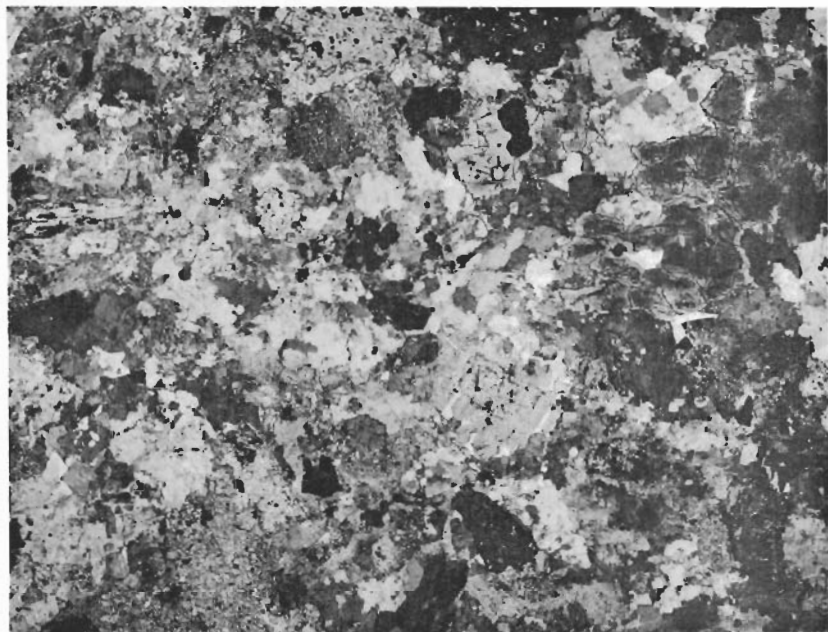


Fig. 42. Kvartsmonzonitisk fas av Sattavaarasyenit. Perthit, andesin (utan tvillingar), uralitiserad augit, poikiloblastisk biotit (nere t. v.), kvarts och magnetit. + nic., $\times 12$. Pikku Sattavaara (8e).

Quartz monzonitic phase of Sattavaara syenite. Perthite, andesine (not twinned), uralitized augite, poikiloblastic biotite (lower left corner), quartz and magnetite. + nic., $\times 12$. Pikku Sattavaara (8e).

till kalk-alkaliserien nära knuten intrusivvit. Ödman (1957) finner att det visserligen föreligger en mineralogisk likhet med Haparandagraniterna, men att den högmetamorfa dräkten emellertid omöjliggör direkta jämförelser med någon annan bergart i trakten. Enligt vår mening torde bergarten kunna tolkas som ett omvandlat Haparandaintrusiv, i synnerhet som det i massivets nordvästligaste del (på Hopukka och Kilavaara) anstår för serien fullt typiskt utbildade granodioriter. Graniten på Luongastunturi kan möjligen jämföras med en pyroxen-albit-syenit vid Idivuoma N om Soppero. Med tvekan för Ödman denna bergart till Haparandaserien (1957, 68).

En syenit, som är blottad på ömse sidor om Vittangiälven mellan Maattavaara och Pikku Sattavaara (8e), tolkas som samhörig med Maattavaaradioriten (s. 105) och måste därför hänföras till Haparandaserien.

Bergarten är gråbrun eller gråröd till färgen, medelkornig och helt massformig med undantag för den östra kontaktzonen, som är starkt förskiffrad. Ett karaktäristiskt drag är att bergarten nästan alltid innehåller upp mot cm-stora strökornsartade fläckar av poikiloblastisk biotit. Texturen är ganska oredig på grund av oregelbunden kristallutbildning och komplexa sammanväxningsytor. Huvudmineralen är mikroklin samt en smula brunpigmenterad albit eller oligoklas, där plagioklasen i form av små korn ofta innesluts i kalifältspaten. Den senare är en egendomlig pertitisk mikroklin med ett stort antal, ofta utomordentligt tunna stripor av natronrik plagioklas. Myrmekit förekommer relativt rikligt. Biotit, hornblände, epidot, sericit, kvarts (blåaktig), opakmineral, apatit och titanit är de övriga mineralen. Här och var övergår syeniten i monzonitiska och kvartsmonzonitiska faser med något Ca-rikare plagioklas och där hornbländet innehåller rester av en svagt grågrön augit (fig. 42).

Ödman ansåg att syeniten var betydligt yngre än metadioriten på Maat-tavaara och jämförde den närmast med den senkarelska syenitseriens intrusiv (Ödman 1957, s. 84)

6. Yngre djupbergartsserien

I enlighet med Ödmans (1957) uppfattning indelas de yngsta djupformer-
na i två delserier: *syenitserien* respektive *migmatitgranitserien*. Den först-
nämnda är differentierad från gabbro till granit, medan migmatitgranit-
serien i huvudsak omfattar graniter och pegmatiter. Som framhålls av
Ödman är en skarp gränsdragning mellan serierna inte alltid möjlig att
genomföra. Han anser att de i stort sett är jämnåldriga, men att de åter-
speglar skilda tektoniska bildningsmiljöer.

Syenitseriens intrusiv är yngre än porfyreterna och torde kunna tillskrivas
den ålder om 1535—1565 m.y., som uppges för olika pertitrika graniter
och syeniter inom länet (Gulson 1972). Migmatitgraniternas åldersställ-
ning har tidigare ansetts klarlagd, men får numera betraktas som närmast
dualistisk. Vad gäller kartbladet är t. ex. porfyreterna i SV förgnejsade och
genomsatta av röda, migmatitiserande graniter och pegmatiter. Dessa in-
trusiv bör således vara yngre än ca 1600 m.y. dvs. den av Welin et al.
(1971) angivna åldern för Kirunaporfyreterna. Å andra sidan har radio-
metriska dateringar av snarlika migmatitgraniter, bl a. från området S
om Svappavaara, givit betydligt högre värden (jfr s. 108). Huruvida denna

märkliga åldersdiskrepans föranleds av att två olikåldriga migmatitgranit-generationer finns företrädda inom området eller om den har andra orsaker har inte kunnat klarläggas. Alla migmatitgraniter har därför betecknats som "unga" på kartorna.

6.1. Syenitserien

Denna delserie innehåller i huvudsak *gabbror*, *dioriter*, *syeniter* och *graniter*, vilka sammansätter två komplexa djupbergartskroppar på bladets NV- och SV-delar. Bergarterna är till sin karaktär representativa för en postorogen intrusivfas med "torra" magmor. De är massformiga, visar överskärande kontakter, har finkorniga, porfyriskt utbildade randzoner, är icke migmatiserande och åtföljs ej i nämnvärd utsträckning av pegmatiter.

De interna och externa åldersrelationerna kan studeras på många lokaler. Där olika djupformer kommer i kontakt med varandra visar sig alltid de suraste vara de yngsta. Det diskordanta uppträdandet gentemot omgivande suprakrustala strukturer framträder bäst på de flygmagnetiska kartorna. Fältiakttagelserna är i det fallet mer fåtaliga, men såväl gabbro som diorit och syenit har på skilda lokaler konstaterats sätta igenom effusiva porfyrier och porfyriter.

6.1.1. Gabbro och diorit

Den största förekomsten av gabbrobergarter är den s. k. *Nälkävuomagabbro*n, SÖ om Sautusvaara. Ett annat betydande gabbromassiv är beläget N om Sautusjärvi.

Vanligtvis föreligger massformiga, medelkorniga, mörkgröna till brunsvarta bergartsformer, vilka petrografiskt varierar från olivin-pyroxen-gabbro till biotit-hornblände-diorit.

Den mineralogiska sammansättningen är växlande, men huvudkomponenterna brukar i regel utgöras av plagioklas (An_{35-55}), pyroxen, hornblände och biotit, medan de viktigaste accessorier är magnetit, titanit och apatit.

En ny analys (nr A 84) har utförts på en frisk gabbro från Kuotsavaara norr om Kuotsajärvi (6c) inom Nälkävuomaförekomsten. Bergarten är uppbyggd av labrador, augit, uralitiskt hornblände, ganska mycket magnetit, något biotit, sericit och klorit samt små mängder olivin och apatit. Vidare har en analys (nr A 86) utförts på en dioritisk form SÖ om Jäävaara

(6d). Bergarten är plagioklasporfyrisk och innesluter fragment av mörka, finkorniga basiter.

Partiet vid Siikajoki Ö om Kuosanen (5a) domineras av diorit med glest utspridda strökornslister av vitgrå andesin. Under mikroskopet framgår att plagioklasen är kraftigt sericitiserad och även något epidotomvandlad, i synnerhet inom kristallernas kärnpartier. I övrigt uppträder rikligt av poikilitiskt, blågrönt hornblände med smärre rester av en svagare grönfärgad augit. Förutom de vanliga accessorierna innehåller dessa bergarter även en del skapolit, oftast något mikroklin samt inemot 5 % kvarts.

I området Ö och SÖ om Mertainen förekommer gabbro vid Ainasjärvi samt längs ett bäckstråk mellan Tansari järnmalm och Flattakielinen. I det senare området är bergarten ganska kraftigt tektoniserad och ofta rödfärgad. Skapolitisering är vanlig liksom sekundär fältspatådring. Kontakten mot omgivande berggrund har iakttagits i borrhål invid järnmalmen. Enligt Frietsch (1966, s. 198) är kontakten skarp mot angränsande syenitporfyr. Gabbbron innesluter dm-stora fragment av ytbergarten men är fri från järnmalmssliror, varför den tolkas som yngre än såväl porfyr som malmbildning. Vid Tansarigabbrons motsatta gräns ca 5 km SV om järnmalmen breccieras skapolitiserade metagrönstenar av dioritiska randfaciesbildningar till gabbbron.

Förekomsten vid Sautasjärvi innehåller huvudsakligen metagabbro med grovt listformig andesin samt ungefär lika mängd pyroxen och hornblände. Bergarten kan ställvis vara kraftigt skapolitomvandlad.

6.1.2. Syenit

Seriens syeniter kännetecknas av höga halter av pertitisk fältspat (pertitseriens syeniter enligt Geijer 1931a). Två större förekomster är lokaliserade till kartbladet, varav en i anslutning till Nälkävuomagabbbron i området N om Mertainen medan den andra bildar en stor intrusionskropp i gabbbron N om Sautusjärvi.

Syeniten vid Mertainen är blottad på Koivu—Kuosanen (4—5b) samt i ett antal smärre landsvägshällar längre mot S. Bergarten är i genomsnitt medelkornig, massformig och röd- eller brunaktig till färgen. Även grå varianter har observerats. Vanligtvis uppträder en leukokrat form med mörkgrå strökorn av plagioklas, vilka vilar i en jämnkornig, pertitdominant grundmassa (fig. 43). Strökornen, som blir cm-stora och som tenderar att bilda rektangulära eller rombiska tvärsnitt, består av oligoklas med under-

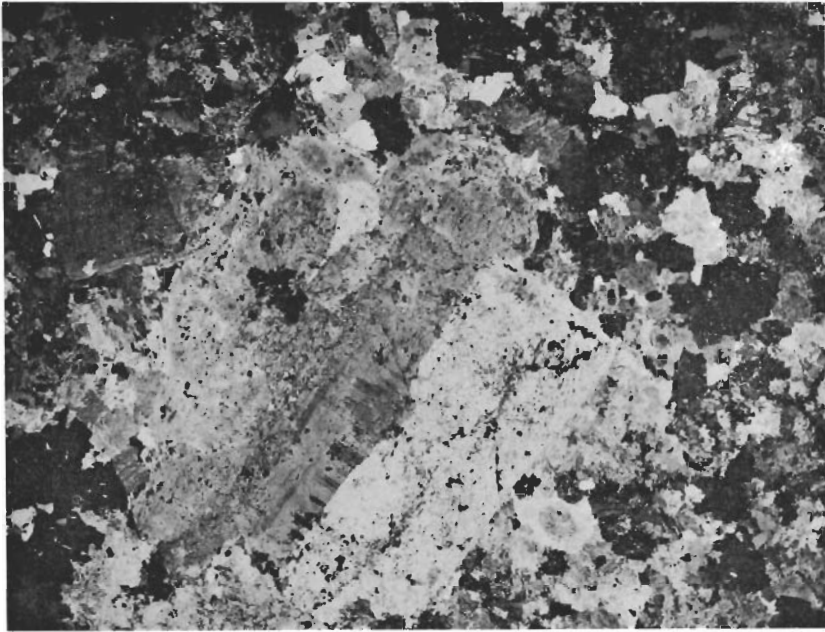


Fig. 43. a) Plagioklasporfyrisk kvartssyenit. + nic., $\times 9$. Koivu-Kuosanen, ca 1 km N om landsvägen Kiruna—Svappavaara.

Plagioclase-porphyritic quartz syenite. + nic., $\times 9$. Koivu-Kuosanen, ca 1 km N of the road Kiruna—Svappavaara.

ordnade antipertitiska mikroklinfläckar samt talrika interpositioner av främst hornblände, biotit och epidot. Grundmassan är rik på 1—2 mm stora, breda korn av en för serien typisk pertit med ungefär lika delar mikroklin och albit. För övrigt innehåller bergarten ca 10 % kvarts, ungefär lika mycket hornblände + biotit samt små mängder opakmineral, apatit, epidot, titanit, skapolit och karbonat.

Enligt Geijers (1931a) klassificering får bergarten närmast betraktas som en övergångsform mellan de s. k. plagioklas-pertitsyeniterna och kvarts-pertitsyeniterna.

Syenitförekomsten vid Sautusjärvi är belagd med blottningar på Supasvaara (8a) och i trakten av Saivo. Övervägande uppträder röda, pertitrika syeniter med obetydliga halter (omkr. 10 %) av mörka mineral. Kvartsinnehållet varierar på ett oregelbundet sätt men är ofta relativt högt och når inte sällan granitiska proportioner. Vid Saivo uppträder syeniter inne-



Fig. 43. b) D:o detalj av grundmassan, som övervägande består av "eutektperitisk" mikroklin samt något hornblände och kvarts. + nic., $\times 27$.

D:o detail from the groundmass, which mainly consists of "eutect-perthitic" microcline, some hornblende and quartz. + nic., $\times 27$.

hållande rikligt av ljusgrå, pertitmantlade korn av plagioklas. Bergarterna, vars mörka beståndsdelar till största delen utgörs av poikilitiskt hornblände med obetydliga rester av augit, innehåller anmärkningsvärt nog ganska mycket kvarts (max. 15 %), vilket annars är ovanligt i de av Geijer beskrivna plagioklas-pertitsyeniterna, till vilka bergarten i övrigt ansluter sig.

Porfyriska randzoner hos syenitseriens surare led har t. ex. beskrivits från Masugnsbyn (Geijer 1929, jfr även 1931a). Även syeniten vid Sautsjärvi, som ju genom sitt relativt höga kvartsinnehåll åtminstone delvis övergår i granit, har en dylik zon utbildats längs den västra kontakten. Såväl V om den obetydliga järnmalmens vid Saivo som i de NV-ligaste blottningarna på Supasvaara uppträder rödlätta granit- och syenitporfyrier med distinkta, oftast något avrundade fältspatströkorn. Under mikroskopet visar sig bergarterna i de flesta fall innehålla brunpigmenterade

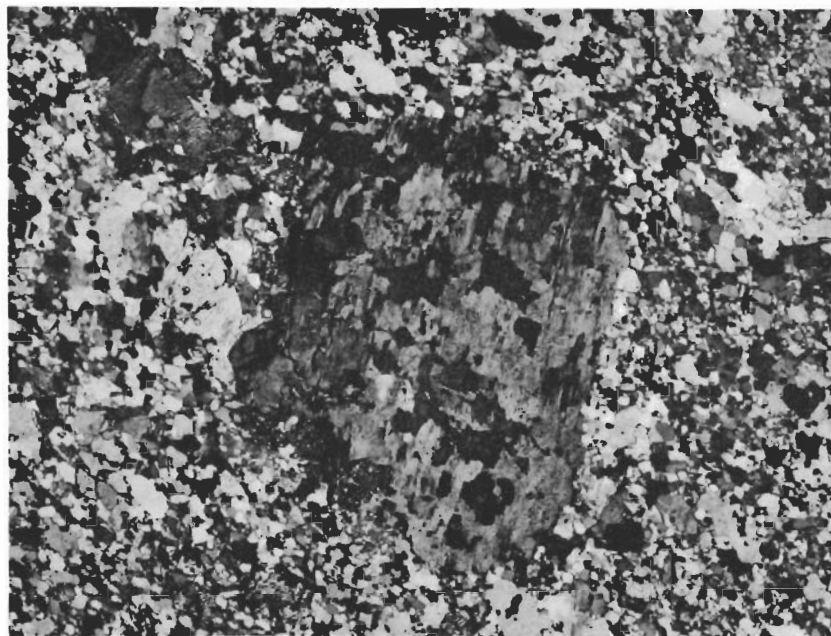


Fig. 44. Granitporfyr med strökorn av pertit. + nic., $\times 27$. SV om Saivo järnmalmsanledning.

Granite porphyry with phenocrysts of perthite. + nic., $\times 27$. SW of Saivo iron ore prospect.

strökorn av albit (med enstaka inväxningar av mikroklin) i en mikrogranitisk grundmassa av albit och kvarts. Förutom dessa Na-betonade led (jfr Masugnsbyn) förekommer även mer alkaliintermediära former innehållande strökorn av pertit samt med ganska mycket mikroklin i grundmassan (fig. 44).

Gabbron vid Saivo breccieras av ovannämnda porfyr, som i sin tur innehåller diopsid- och delvis magnetitrika sprickfyllnader (betr. Saivo järnmalmsanledning, se s. 151).

6.1.3. Pertitgranit

Genom ökande kvartshalt och minskande mängd fri plagioklas övergår syeniterna i pertitrika graniter. Förutom ganska diffust avgränsade granitiska partier inom syenitförekomsterna uppträder ett större samman-

hängande pertitgranitfält i kartans NV-hörn och vidare bildar en dylik granit en kil i gabbro- och dioritkomplexet vid Siikakielinen (5c).

Pertitgraniterna är röda till färgen och övervägande sammansatta av 2—5 mm stora, breda tavlor av fältspat samt blåaktiga eller gråvita kvartskorn. Fältspaten är en pertit med ungefär lika stora kvantiteter av albit och mikroklin. Pertitkorn med kärnor av sericitiserad oligoklas har observerats inom Siikakielinenförekomsten. Kvartskornen uppträder strö-kornsartat inklämda mellan fältspaterna. Bergartens övriga mineral, som i regel endast uppträder i accessoriska mängder, är hornblände, en ibland kloritiserad biotit, malm, titanit, zirkon och apatit. I hållarna vid Sevujoki (9b) förekommer dessutom något flusspat.

Vid Sevujoki begränsas granitmassivet av en smal zon av porfyrisk aplit, vilken breccierar intilliggande skiffersediment.

En sannolikt gångformig porfyrisk bergart, som räknas höra till pertitgraniterna, är blottad ca 1200 m S om Nälkäjärvi (5d) inom Nälkävuomagabbbron. Bergarten för strö-korn av albit och kvarts i en röd, synnerligen finkornig, granofyrisk grundmassa av samma mineral. Något hornblände och mikroklin är de viktigaste övriga komponenterna.

6.2. Migmatitgranitserien

Betydande delar av kartbladet intas av sura, vanligtvis röda migmatitgraniter, som innesluter mer eller mindre hybridiserade rester av den äldre berggrunden (fig. 45). Gränserna mot sidoberget är oregelbundna, inflikande och ofta diffusa. Frekvensen av åtföljande pegmatiter och apliter är hög. I kemiskt-mineralogiskt avseende är dessa graniter sura, kvarts-alkalifältspatrika och odifferentierade.

Migmatitgraniterna och deras pegmatiter och apliter är relativt sett unga bildningar¹. De sätter igenom samtliga av kartans suprakrustalled och är yngre än Haparandaintrusiven. Däremot är åldersförhållandet till pertitgraniterna mer oklart. En decimeterbred metabasit öster om Maltosjärvi har med säkerhet konstaterats vara yngre än migmatitgraniterna (fig. 46) och vidare uppträder sydväst om Leveäniemi en diabasliknande grönsten, som enligt Frietsch (1966, s. 80) troligen bildar gångar i den yngre graniten.

Kartans migmatitgraniter betecknas i Geijers och Ödmans regionala

¹ Jämför dock de förhållandevis höga granitåldrar, som erhållits av Welin et al. (1971).



Fig. 45. Brottstycken av suprakrustal och andesinporfyr i migmatitgranit. Öster om Maltosrova (7h).

Fragments of supracrustal rocks and andesine-porphry in migmatite-granite. E of Maltosrova (7h).

arbeten i huvudsak som Linagraniter. Det senare begreppet, som infördes av Holmquist (1905) för den granit, som uppträder vid järnvägsbron över Linaälv nordväst om Gällivare, gavs en mer vidsträckt betydelse av Geijer och kom senare av Ödman att användas som synonym beteckning för praktiskt taget samtliga graniter av Linatyp inom länets nordvästra del.

I allmänhet uppträder en medelkornig till grov biotitgranit rik på mikroklin, albit/oligoklas samt kvarts. I den typiska Linagraniten är mikroklinen blekröd, plagioklasen vit eller på vittrad yta gulvit samt kvartsen gråvit, vilket ger bergarten ett karaktäristiskt, spräckligt utseende. Innehållet av mörka mineral är obetydligt. Vanligen dominerar biotit, som ibland är kloritomvandlad. Sporadiskt förekommer även hornblände, i synnerhet inom migmatitiska partier. Accessorierna är ljus glimmer, magnetit, titanit, zirkon, ortit, apatit och ställvis turmalin.

Oftast är bergarten frisk och i stort sett massformig. Det är dock inte helt ovanligt att framför allt biotiten men även de ljusa silikaten besitter en viss parallellorientering, vilken antingen representerar en "nedärvd"

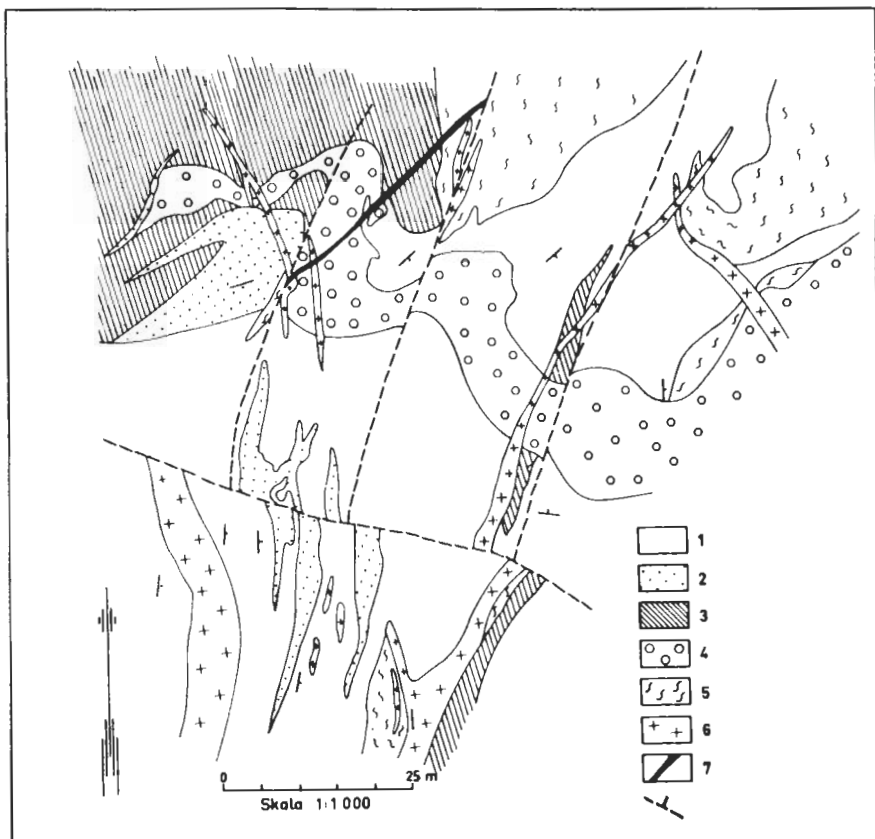


Fig. 46. Veckad andesinporfyrigtång i migmatitiserade metasediment vid Maltosjoki (7h).

Folded dyke of andesine porphyrite in migmatized metasediments at Maltosjoki (7h).

1. Grafitskiffer. *Graphite-bearing schists.*
2. Kishaltig amfibol-plagioklasskiffer. *Sulphide-bearing amphibole-plagioclase schists.*
3. Basisk tuff(it). *Basic tuff(ite).*
4. Andesinporfyr. *Andesine-porphyr.*
5. Sur migmatit. *Acid migmatite.*
6. Granit. *Granite.*
7. Amfibolitgång. *Dyke of amphibolite.*
8. Förkastning. *Fault.*

struktur från äldre bergarter eller är ett resultat av postgranitisk deformation. Inom många större, enhetligt uppbyggda förekomster är bergarterna förklyftade, ofta med ett framträdande, flackt liggande bottenlag.

Linagranitens "normalform" i massformig utbildning är framför allt utbredd inom Koivulakiantiklinalen samt i den centrala delen av Härkävaaraantiklinalen.

Två kemiska analyser (A87—A88) av migmatitgranit återfinns i tab. 11.

Migmatitgraniterna åtföljs av pegmatiter och apliter i stor skala. De uppträder i form av gångar och mindre massiv, företrädesvis utanför de egentliga granitområdena.

Apliterna är ofta rödlätta och leptitliknande. Texturen är mikrogranitisk och sammansättningsmässigt överensstämmer de med graniterna. Svagt fältspatporfyrisk led kan förekomma, medan granofyryr är sällsynta. Apliterna bildar självständiga gångar eller uppträder i association med pegmatiterna. De senare är högradigt leukokrata och till övervägande del sammansatta av grova kvartskristaller, svagt pertitisk mikroklin och albit. Biotit och muskovit, ofta i packar, upp mot cm-stora kristaller av magnetit, apatit och svart turmalin är de vanligaste accessorierna. Kornstorleken är starkt växlande och i synnerhet mikroklin-kristallerna kan nå anmärkningsvärda dimensioner. Skriftgranitiska sammanväxningar förekommer allmänt.

Inom ett bälte från Äijärova (3g) till trakten av Yli Makkarajärvi S om Svappavaara förekommer även vita, kvarts-albitrika pegmatiter. Dessa är muskovitförande, har ofta hög halt av turmalin samt innehåller ställvis en hel del sulfider, framför allt kopparkis och molybdenglans. Uranförande mineral är inte heller ovanliga.

Vid Äijärova uppträder små men rika koncentrationer av molybdenglans i pegmatit av ovannämnda typ samt i en angränsande skarnskapolitbergart. I paragenesen ingår vidare små mängder kopparkis och uranit, varav den senare vid radiometrisk datering givit den förvånansvärt höga åldern 1775 m.y. (Welin, Blomqvist 1966).

Slutligen kan nämnas att på Kilavaara har påträffats en 2 m bred gång av rosafärgad kvarts, vilken genomsetter kvartsit av Kilavaaratyp.

7. Gångbergarter

Intrusioner av basiska till sura gångbergarter förekom under alla betydande magmatogena skeden i den geologiska utvecklingen. Därutöver

återstår tre skilda intrusivsviter, alla av basisk karaktär, vilka inte kunnat sättas i samband med någon magmatisk huvudaktivitet. De har urskilts som *andesinporfyriter*, *lamprofyrartade gånggrönstenar* samt *metabasiter*.

7.1. Andesinporfyriter

Gångar och mindre massiv av andesinporfyritiska grönstenar med basalt-andesitisk sammansättning genomsätter Vittangigruppens bergarter (fig. 46), gabbbron vid Venetvuoma (6j) samt de bandade metavulkaniterna inom Svappavaarafältets nordöstra del.

Talrikast uppträder andesinporfyriter inom två, relativt väl avgränsade områden. Det ena, vilket först uppmärksammades av Geijer (1918b), begränsas i öster av en linje mellan Venetvuoma och Kuusikielisenvuoma (8i), varifrån det sträcker sig i västlig riktning fram till Sorvivaara (7f—g), där det spetsar ut. Den andra koncentrationen berör Svappavaarafältet inom avsnittet Liukattijoki (3d) — området SÖ om Sahajärvi (2e).

Åldersmässigt torde andesinporfyriterna falla mellan porfyreerna och migmatitgraniterna eftersom de dels genomsätter de basiska och sura metavulkaniterna vid Svappavaara, dels själva är veckade och genom-satta av yngsta graniterna. Möjligen är de även äldre än de intrusioner av metabasit, vilka föregick den yngsta djupbergartsbildningen. S om Sahajärvi genomsätts nämligen porfyriten av upp till meterbreda gång-grönstenar av en typ som erinrar om de metabasiter, som intruderar järnmalmerna i såväl Leveäniemi som Gruvberget (jfr Parák 1965, Frietsch 1966).

De gångformiga porfyriterna är vanligtvis 1—5 m breda och är i regel brantstående och visar i detalj oregelbundna och ofta vindlande kontakter. En grov anpassning till VNV-liga eller NNÖ-liga intrusionsriktningar kan förmärkas inom vissa områden.

Det största samlade porfyritmassivet utbreder sig kring Liukattijoki i området SÖ om Bergsmannivaara vid Svappavaara. Det tämligen väl avrundade intrusivets diameter är ca 2 km. Mindre massiv är belägna S om Sahajärvi och vid Pahtajärvi (7h). Liukattijokiporfyriten är belägen i en kraftig omböjning av Svappavaarasedimenten, vilket antyder att intrusionen ägt rum i en genom veckning uppkommen svaghetszon.

I normala fall är andesinporfyriten en grön till mörkgrå bergart med talrika gråvita, list- eller tavelformiga plagioklasströkorn (fig. 47). De senares storlek kan växla från ca 1 mm till 5 cm. Strökornsfrekvensen

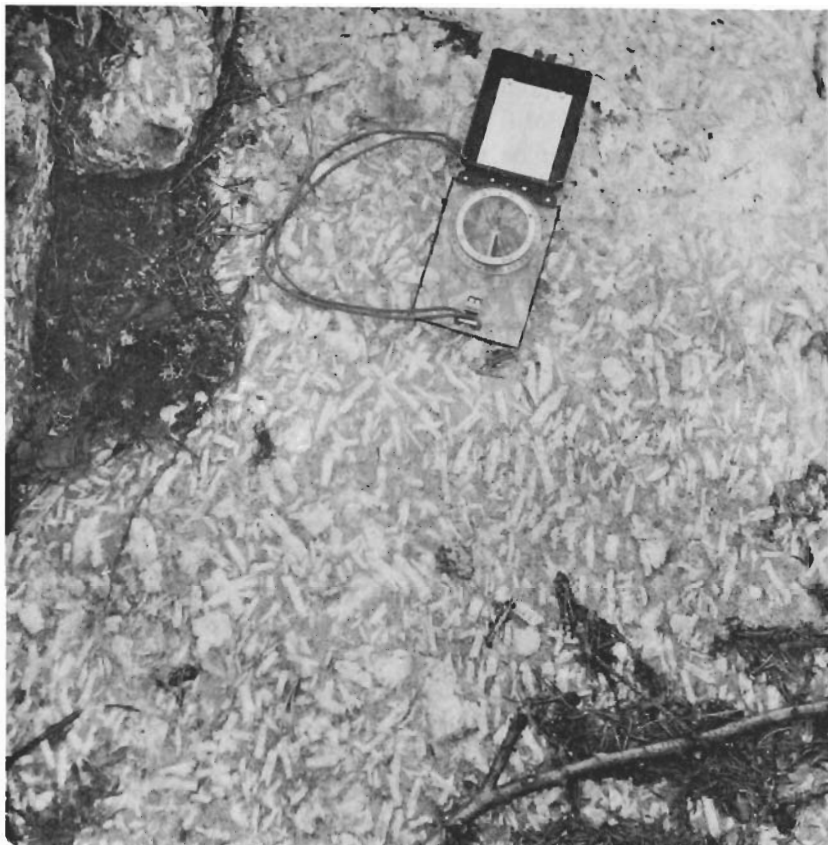


Fig. 47. Andesinporfyrir, Lettojärvi (7h). Foto: O. Rosenlund.
Andesine porphyry, Lettojärvi (7h).

kan i vissa fall vara lägre, vilket framför allt gäller inom intrusivkropparnas randzoner, där t. o. m. helt strökornsfria former kan uppträda. Rundade mandellikä bildningar har iakttagits av Frietsch i förekomsten vid Liukattijoki. De kan bli närmare en centimeterstora och utfylls av hornblände och skapolit. I massivet S om Sahajärvi har Frietsch påträffat 1—2 cm stora kantiga inneslutningar av en finkornig magnetit-amfibolrik bergart.

Under mikroskopet framgår att porfyraternas strökorn utgörs av sericitiserad andesin, vilken i växlande grad kan vara ersatt av skapolit.

Den finkorniga, granoblastiska grundmassan består till största delen av grönt hornblände, anhedriska korn av plagioklas (oligoklas eller andesin) samt i några fall skapolit. Relikta listformer har observerats men är sällsynta. Brun biotit, klorit, magnetit, titanit, epidot, apatit, svavelkis samt ofta något kvarts är de vanliga småmineralen.

Andesinporfyrityterna har i stor utsträckning utsatts för omvandlingsprocesser av olika slag. Förutom skapolitisering, biotitomvandling och kloritisering finner man relativt ofta exempel på Na-metasomatisk omvandling mot albititisk sammansättning. En dylik omvandling SÖ om Bergsmannivaara har beskrivits av Frietsch (loc.cit., s. 67 och s. 99), men analoga företeelser har även iakttagits utanför Svappavaarafältet.

2 kemiska analyser av andesinporfyrityt redovisas i tabell 7.

7.2. Lamprofyrartade gånggrönstenar

Vid Vathanvaara och Nälkävuoma uppträder svärmar av basiska amfibolitgångar i de marginala delarna av Haparandamassivet samt närmast utanför detsamma. Gångarna, vilka vanligtvis är 1—2 meter breda, är själva genomsatta och hybridiserade av graniter, apliter och pegmatiter.

I de flesta fall uppträder en ganska mörk, fin- till medelkornig amfibolit, vars textur i viss mån kan beskrivas som lamprofyrisk i och med att de mörka silikaten är ansamlade i form av rundade eller linsformiga aggregat. Grundmassan i övrigt har granoblastisk textur.

Ett prov av en typisk form hade följande mineralsammansättning (vol. %): 70 % hornblände, 14 % skapolit, 8 % andesin (An_{38}), 6 % biotit samt accessorier epidot, opakmineral, sericit, titanit och apatit.

Av övriga former kan nämnas en ultrabasisisk, medelkornig form, som sätter igenom granodioriten norr om Vathanjärvi (6g). Gångbergarten, som kännetecknas av talrika, 2 à 3 mm stora strökorn av biotit, består huvudsakligen av hypersten, diopsidisk augit, hornblände och ca 25 % biotit. Vidare innehåller den nära 15 % kvarts. Fältspat (andesin) förekommer endast accessoriskt.

7.3. Metabasiter

Smala gångar av finkornig metabasit har i synnerhet påträffats inom järnmalmsfälten, t. ex. Gruvberget, Leveäniemi och Tansari, där de genomsätter malmerna och deras sidoberg. Metabasiter förekommer även annorstädes, men framträder mer påtagligt inom de välundersökta malm-

objekten, där man genom borrhäror erhåller en mer detaljerad bild av berggrundens uppbyggnad än vad som annars är möjligt. Gångbredderna understiger i allmänhet 10 m och utsträckningen i längd överstiger endast undantagsvis 100 m. Såväl rätlinjiga som vindlande, ibland även förgrenade gångar har noterats. Enligt Frietsch (1966) har metabasiterna i Gruvberget ett ganska tydligt riktningssammanhang med förefintliga förkastningsstrukturer. Kontaktomvandlingen är i regel obetydlig. Huvuddelen av metabasiterna är yngre än porfyraerna och järnmalmerna i porfyrmiljö men äldre än migmatitgraniten och dess samhöriga pegmatit. Endast i ett fall har en ännu yngre metabasit påträffats. Det rör sig om en decimeter-bred amfibolitgång, vilken genomsetter alla anstående bergarter, inklusive andesinporfyrit, migmatitgranit och pegmatit, inom ett detaljundersökt område vid Maltosjöki.

Metabasiten utgörs av en finkornig, mörkgrå amfibolit sammansatt av plagioklas, hornblände, biotit, magnetit, titanit och apatit. Texturen är granoblastisk. Mestadels är dock bergarten skapolitiserad, ofta i sådan omfattning att den överförts till en skapolit-biotit-hornbländefels. För mer detaljerade uppgifter om metabasiterna och deras omvandlingar hänvisas till Parák (1965) och Frietsch (1966).

Kemiska analyser av metabasiter och andra gångbergarter redovisas i tabell 7.

8. Bergartsomvandlingar

Den äldsta påvisbara omvandlingen i området är den kontaktmetamorfos, som uppstod i samband med att metadiabaser trängde in i det äldsta, vid den tidpunkten ännu oveckade suprakrustalkomplexet. Följande metamorfos av betydelse var knuten till intrusionerna av Haparandaseriens djupbergarter. Vid sidan av rent termiska effekter vid intrusivkontaktarna ägde förmodligen en första regional omvandling rum vid detta tillfälle. Processens omfattning är emellertid svår att bedöma, då den överpräglats av den kraftiga metamorfos, som utvecklades vid den yngsta migmatitgranitbildningen. Den senare omvandlingen åtföljdes av albitisering, skapolitisering och andra, mer lokalt betonade metasomatiska processer.

8.1. Metamorfos

De intrusiva leden bland Vittangigrönstenarna — metadiabaserna — når ofta sådana dimensioner att sidoberget måste ha utsatts för betydande

och långvariga temperaturförhöjningar vid intrusionerna. I synnerhet gäller detta för det diabasrika Nunasvaarafältet, där hela den äldre supra-krustalberggrunden sannolikt påverkats i sådan grad att omvandlingar ägt rum. Det är också här som de flesta hornfelter, fläckskiffrar, kärvskiffrar och andra termometamorfer har påträffats.

Vid stranden av Rovasaari (4h) finns t. ex. blottningar av en relativt välbevarad grå cordierit-cummingtonit-andesin-hornfels med dm-breda inlagringar av en mörkare grå, något kvartsrikare kärvskiffer med nålar och kärvar av långprismatisk antofyllit. Omvandlingen har förorsakats av en mäktig metadiabas, som av de magnetiska kartorna att döma gränsar mot hornfelsen i N.

Andra exempel på kontaktmetamorfos har iakttagits inom Nunasvaara statsgruvefält. Strax VNV om Hosiojärvi uppträder en bred diabas, som flankeras av aluminiumrik skiffer i Ö och grafitskiffer i V. Skiffern i Ö har den lågtrycksbetonade sammansättningen kvarts-cordierit-biotit-plagioklas och visar fortfarande ganska tydliga drag av hornfels i textuellt avseende. I grafitskiffern och i synnerhet i en smal utliggare, som är fullständigt omsluten av diabas, uppträder jämnt utspridda porfyroblaster av cummingtonit med kortprismatisk, termometamorf utbildning (jfr fig. 20). Amfibolen är makroskopiskt helt svart beroende på ett otal inneslutningar av ytterst finkornig grafit.

Sett till hela kartbladet är kontaktmetamorfa strukturdrag mer sällan bevarade, och även inom Nunasvaarafältet finner man ofta exempel på överpräglning av regional omvandling. Cordieritskiffern vid Hosiojärvi övergår t. ex. såväl mot N som S i sillimanitgnejs.

Den regionala metamorfosen har inte studerats i detalj, varför den endast kan skisseras schematiskt. Bergarternas metamorfa mineralparageneser antyder att regionalmetamorfosen inom stora delar av kartbladet nått lägst *amfibolitfacies*. Härför talar t. ex. förekomsten av cordierit, andalusit eller sillimanit i många metapeliter; en viss halt av antofyllit även i grönstenar, som inte är kontaktpåverkade samt uppträdandet av diopsid i många grönskarn och metamärglar. Vidare tycks kombinationen klorit + kvarts enbart förekomma i samband med retograd metamorfos. Enligt Winklers (1965) indelning motsvarar omvandlingstypen en intermediär faciesserie utbildad under medelhögt tryck.

De regionalmetamorfa dragen hos områdets bergarter verkar i stor utsträckning ha uppkommit i samband med den yngsta granitbildningen. Vissa iakttagelser tyder dock på att betydande omvandlingar ägt rum

redan på ett tidigare stadium. Sautusvaara järnmalm genomsätts t. ex. av pregranitiska porfyriter, som visar skarpa avkylningskontakter mot såväl malm som skarn (fig. 51). Malmen var redan veckad vid gångintrusionerna och uppenbarligen var även skarnmineralen (diopsid och tremolit) utbildade. Veckningen och mineralnybildningen måste i det här fallet vara äldre än migmatitgraniterna och kan sannolikt knytas till de synorogena Haparandaintrusiven. En anknytning mellan skarnbildningen och Haparandasviten skulle för övrigt innebära en viss överensstämmelse med Mellansverige, där urgraniterna givit upphov till stora skarnmassor av "primärskarntyp".

8.2. Bildning av albitit (leukodiabas)

Under slutskedet av de yngsta graniternas bildningstid påverkades berggrunden i olika utsträckning av metasomatiska processer. En av dessa ledde till *albitisering* och i extrema fall till nybildning av i det närmaste monominerala *albititer*. De senare har i tidigare arbeten från området (Ödman 1939, 1957, Frietsch 1966) innefattats i begreppet *leukodiabas*, vilket dels anspelar på bergartens ljusa färg, dels på den specifika textur, som är kännetecknande för många av dem.

Albititerna bildar långsträckta kroppar på upp till flera kilometers längd. Den uppmätta maximumbredden är ca 200 meter. De kan också bilda sliror, ådror eller fläckar i andra bergarter, främst starkt omvandlade grönstenar. Till skillnad från omgivningen är albititerna oftast massformiga. I allmänhet visar de dock prov på mikroskalig uppkrossning och inte sällan är de uppbrutna till grövre breccior, i vilka mellanmassan är rik på karbonat, amfibol eller klorit.

Den mekaniska bearbetningen är symtomatisk för albititerna som sådana, och de visar en klar lägesmässig relation till tektoniska brottlinjer. En stor del av områdets förekomster är sålunda koncentrerade till den flera km breda störningszon, som i NNÖ—SSV-lig riktning löper över hela kartbladet från Maattavaara i N till Ylipääsnjaska i S. Flertalet övriga albititer är lokaliserade till tvärsgående, VNV—ÖSÖ-liga förkastningslinjer (Svappavaara, Leppäkoski). Sannolikt har många av dessa linjer anlagts mycket tidigt och har senare regenererats vid flera tillfällen.

Albititerna är finkorniga, ofta något rödlätta, leukokrata bergarter, som till övervägande del består av albit (An_{2-6}). Mineralen är i typiska fall utbildat som regellöst anordnade lister, vilket ger bergarten en ofit-

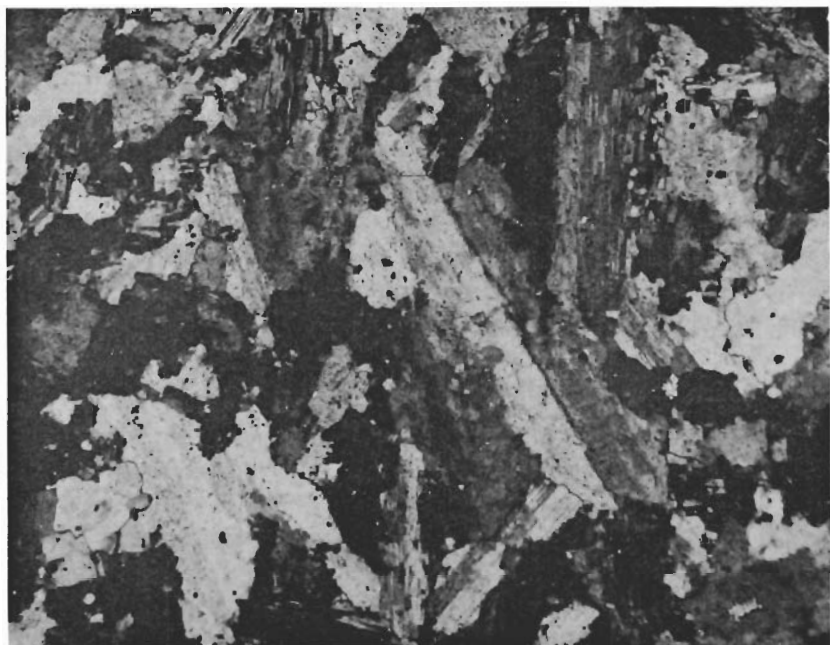


Fig. 48. Karaktäristisk textur i albitit. Bergarten är till övervägande del uppbyggd av oregelbundna lister av albit med "schackbrädestvillinger". + nic., $\times 50$. 500 m NÖ om Saarikoski (5d).

Characteristic texture in albitite. The rock is mainly composed of irregular laths of albite showing "chequerboard" pattern. + nic., $\times 50$. 500 m NE of Saarikoski (5d).

liknande textur (fig. 48). Av övriga, vanligen helt underordnade komponenter märks främst tremolit/aktinolit, kvarts, biotit, epidot samt karbonat (kalcit och ankerit). En viss halt av magnetit och kismineral brukar även ingå, i synnerhet i de breccieartade formerna. Smärre kopparkisanledningar förekommer bl. a. vid Maattavaara, Paurankilantto, Ainasjärvi och Jälketurkkio.

Tillsammans med albititerna uppträder bergarter, vilka normalt bär spår av genomgripande omvandling. I områden med basiska vulkaniter förekommer t. ex. mörka epidot-albit-hornbländegrönstenar, i vilka albititerna ofta uppträder som gångartade sliror eller fläckar. De mörka bergarterna är vanligtvis förskiffrade och företer genomgående tecken på "avkalkning" av primärt mer kalciumrik plagioklas. Dessa enligt Ödmans

terminologi ”mörka leukodiabaser” förefaller i många fall att ursprungligen ha varit diabaser, men även andra basiter såsom gabbror och porfyriter har identifierats.

Albititer har regional utbredning inom Kareliderna och har skildrats av ett flertal forskare. För kartbladets vidkommande beskrevs en dylik förekomst — en fläck- och slirformig albitbergart vid Jälketkurkkio — för första gången av Geijer år 1918. Förekomsterna inom Maattavaara—Rautusakarastråket och Svappavaarafältet har beskrivits av Ödman (1939) resp. Frietsch (1966).

Såväl Geijer som Ödman tolkar dessa fältspatrika bergarter såsom differentiationsprodukter av en diabasmagma. Frietsch uppfattar dem däremot som metasomatiska bildningar. Han ansluter sig därvid till en teori av Padget (1959) enligt vilken basiska magmabergarter omvandlats i anslutning till tektoniska zoner genom inverkan av cirkulerande lösningar rika på natrium och koldioxid. Till grund för Frietsch' uppfattning ligger bl. a. två tydliga exempel på albititomvandling av andesinporfyriter vid Kaisvaara och S om Särkijärvi i Svappavaara.

Enligt vår åsikt förefaller det ovan skisserade metasomatiska bildningssättet tillämpligt på flertalet albititer inom kartområdet. De uppfattas som produkter av en selektiv metasomatisk process, som där den verkade i måttlig omfattning gav upphov till albitförande omvandlingsbergarter av typ epidot-albit-hornbländegrönstenar, medan den i mer intensiv omfattning resulterade i albititbildning.

Åldersmässigt är albititbildningen en relativt sen företeelse, då såväl gabbror som andesinporfyriter har påverkats. Mineralassociationerna antyder närmast att processen är yngre än den senaste regionalmetamorfosens huvudskede men äldre än skapolitiseringsen.

8.3. Skapolitisering

Den utbredda skapolitiseringsen inom Norrbotten har varit föremål för flera detaljerade undersökningar, varvid de grundläggande arbetena utfördes av Sundius (1915) och Geijer (bl. a. 1918a, 1918b och 1931a). Med mindre skillnader anser dessa författare att skapolitiseringsen är en regional pneumatolytisk process, vilken i huvudsak påverkar bergarternas plagioklas. Enligt Sundius sammanhänger omvandlingen med intrusioner av basiska djupbergarter, möjligen även med surare led. Geijer hänför däremot skapolitbildningen till de yngsta graniterna (Linagraniterna).

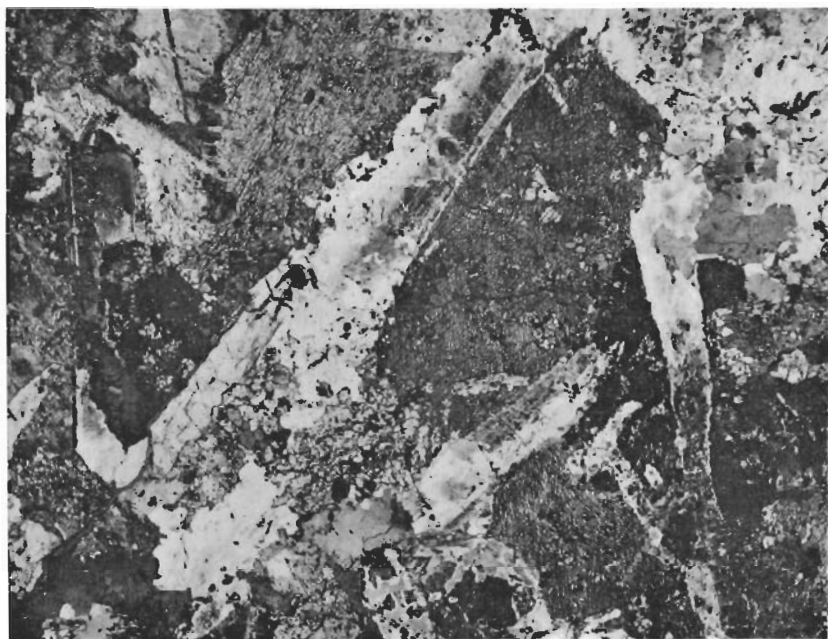


Fig. 49. Delvis skapolitiserade plagioklaslister i metadiabas. De mörka mineralen utgörs övervägande av vanligt grönt hornblände. + nic., $\times 20$. 500 m S om Hosiojärvi (4h).

Partly scapolitized laths of plagioclase in metadiabase. The main dark mineral is common green hornblende. + nic., $\times 20$. 500 m S of Hosiojärvi (4h).

Även Vittangibladets bergarter är skapolitiserade enligt samma växlande mönster som är vanligt i Norrbotten. Omvandlingen drabbar företrädesvis basiska och intermediära grönstenar, varvid i första hand plagioklasen angrips. Effekten är något varierande bl. a. beroende på den angripna bergartens kornstorlek. I grova och medelkorniga former ersätts plagioklasen ofta pseudomorft utan påtaglig förändring av den ursprungliga texturen (fig. 49). I finkorniga bergarter förekommer vanligen en mer oregelbunden skapolitinvandring, delvis under utbildande av porfyroblaster. Är kornstorleken mycket liten utbildas ofta mycket distinkta skapolitporfyroblaster (fig. 50).

Vid intensiv omvandling angrips även de mörka silikaten och bergartens ursprungliga textur bryts ned. Ur grönstenar uppkommer på detta

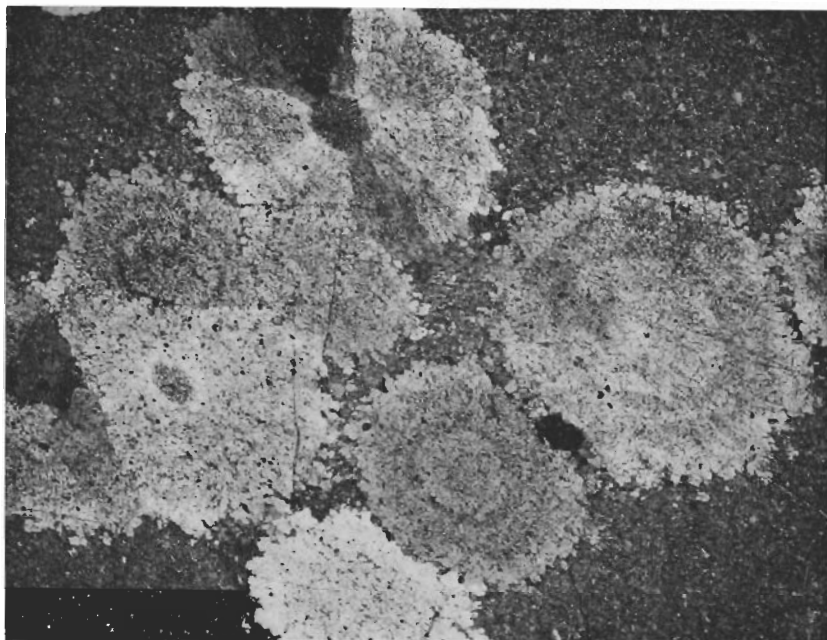


Fig. 50. Skapolitporfyroblaster med koncentriskt zonerade inneslutningar av fin-kornigt hornblände och magnetit. Lägg märke till att fenomenet även förekommer i den radialstråligen kristallen i bildens nedre del. + nic., $\times 12$. Hosiojärvi (4h).

Scapolite porphyroblasts showing concentrically arranged inclusions of fine-grained hornblende and magnetite. Note that this phenomenon also occurs in the radiated crystal in the lower part of the picture. + nic., $\times 12$. Hosiojärvi (4h).

sätt skapolit-biotitfelter eller ljusa skapolitbergarter med underordnade halter av biotit och ofta något hornblände.

Frietsch (1966) anser att skapolit inte nödvändigtvis behöver bildas ur plagioklas, utan att mineralet även kan uppkomma genom kemiska omsättningar mellan karbonat och lermineral i sedimentära bergarter. Hit hänförs t. ex. skapolitbildningen i kartbladets Ca-Mg-rika grafitskiffrar (s. 61) och skarn-skapolitfelter (s. 62), vilka sannolikt representerar sediment med primärt överskott av kalciumkarbonat (kalkhaltiga sapropeliter respektive mörglar).

Vissa lokala, oftast obetydliga sulfidförekomster är genetiskt förbundna med skapolitseringen. Dylka mineraliseringar av s. k. Nautanentyp (Geijer 1918a) uppträder bl. a. på Gruvberget (magnetit, kopparkis, bor-

nit, arsenikkis, molybdenglans, gediget guld, apatit, turmalin) och på Särkivaara (svavelkis, kopparkis, molybdenglans).

Vad gäller sammansättningen visar en röntgenupptagning av skapolit från en andesinporfyr S om Sappisaasivaara (8i) att mineralet är en mizzonit med 46 % marialit (Na-skapolit) och 54 % meionit (Ca-skapolit). Enligt Frietsch (1966) är Svappavaarafältets skapoliter i regel något natriumrikare och håller 55—80 % Ma. Undantagsvis påträffas emellertid mer kalciumrika former med ca 40 % Ma. Klorhalten uppgår till ca 1 % i såväl Svappavaara som i skapolitiserad skarnjärnmalm från Sautusvaara. Halterna är jämförbara med de värden, som redovisas i äldre undersökningar av norrbottniska skapoliter (Sundius 1915, Geijer 1918a). Fluorhalten är däremot låg. CO₂- och SO₃-halterna uppgår i ett prov från Särkivaara till 3.46 % respektive 1.14 % (Frietsch 1966, s. 90).

Skapolit uppträder i samtliga av områdets bergarter med undantag av de yngsta graniterna. Även pertitseriens syeniter och de i föregående kapitel omnämnda albititerna är således omvandlade i begränsad utsträckning. Skapolitiseringen — eller åtminstone en väsentlig del av den — måste därför ha skett under en sen fas av den geologiska utvecklingen och bör, i enlighet med Geijers (1931a) och Ödmans (1957) uppfattning, kunna tillskrivas migmatitgraniterna.

8.4. Sericitisering

I anslutning till tektoniska svaghetslinjer har vid skilda tillfällen förekommit omvandlingar, vid vilka bergarternas fältspat och biotit i varierande utsträckning har brutits ned och ersatts av sericit och kvarts. Omvandlingen, som är mest påtaglig i porfyrberggrunden, förutsätter viss metasomatisk tillförsel av i första hand kalium och vatten. Även något bor har förmodligen tillförts, då de sericitiserade bergarterna alltid håller en visserligen låg men ändå karaktäristisk halt av turmalin.

Frietsch redogör i 1966 års arbete för den sericitisering, som lokalt uppträder i leptiterna vid järnmalmerna i Gruvberget, Leveäniemi och Ainasjärvi. I Gruvberget är omvandlingen knuten till tektonisering efter sannolikt NNÖ—SSV-ligt strykande brottlinjer. Måttlig omvandling har givit upphov till fragmentförande bergartsformer bestående av mikroklin och kvarts jämte något albit-oligoklas och sericit. Vid kraftigare påverkan har all plagioklas och i viss mån även mikroklinen förstörts och bergarten har övergått till en mikroklin-kvarts-sericitskiffer.

I Gruvberget råder enligt Frietsch ett samband mellan sericitiseringen och den betydande omvandlingen av magnetit till hämatit inom fyndigheten.

Vad åldern beträffar genomsätts de sericitiserade bergarterna av pegmatitgångar och enligt Parák (1965) även av något äldre metabasitgångar, varför glimmeromvandlingen i Svappavaarafyndigheterna torde ha inträffat under tidsskedet mellan porfyrafsättningen och intrusionerna av metabasit. Frietsch anser att den uppkrossning och förskiffring, som utgjorde en förutsättning för sericitiseringen, hade samband med förkastningsrörelser efter den regionala veckningen av Svappavaarafältet.

Postgranitisk sericitisering förekommer bl. a. inom ett N—S-ligt stråk mellan Altavaara järnmalmsfyndighet (6a) och Kalixälven (4a). I det senare området berör omvandlingen ryolitiska metavulkaniter, som i ett tidigare skede har utsatts för bl. a. migmatitisering och skapolitisering. Inom omvandlingszonen, som är ca 400 m bred, har vulkaniterna omkristalliserats till grå, leptitliknande derivat och slirvis anrikats på sericit. Omvandlingen är i detta fall förknippad med en ganska intensiv brecciering av tunna kvartsgångar. Vid Altavaara är sericitomvandlingen delvis mer omfattande. Det gäller i synnerhet vid den mindre malmkroppen vid Alttajärvi, vars östra sidoberg består av ljusgrå kvarts-mikroklin-sericitskiffrar i association med magnetit- och något hornbländeförande biotit-skapolit-mikroklin-andesingnejser.

8.5. Kaolinisering

Martitmalmen i Leveäniemi är delvis ganska starkt uppblandad av kaolinlera i form av oregelbundna massor och klumpar, varav den största i dagytan når en storlek av ca 50 m² (Parák 1965, s. 30). Kaolinmaterialet härrör förmodligen från inneslutna brottstycken av sidoberget och har enligt Parák sannolikt bildats i samband med martitiseringen av svartmalmen. Kaoliniseringen i Leveäniemi skulle därmed vara likåldrig med sericitiseringen av fyndighetens sidoberg, vilket understryks av att båda typerna av omvandlingsbergarter är genomsatta av metabasitgångar.

Kaolinlera förekommer även intill huvudmalmen i Gruvberget, där den uppträder tillsammans med en urlakad blodsten. Frietsch (1960) anser att omvandlingen här har postgranitisk ålder. Han stöder sig bl. a. på det förhållandet att kaolinleran och den associerade blodstenen syns vara knutna till en tektonisk zon, intill vilken det uppträder en blodstens-

breccia innehållande fragment av pegmatit. Omvandlingen anses vara äldre än den sista nedisningen och sannolikt ett resultat av grundvattenvittring.

8.6. Omvandlingar i järnmalm

Som tidigare nämnts, är järnmalmerna i Gruvberget och Leveäniemi hämatitomvandlade i betydande utsträckning. Av Gruvbergets totala malmmängd (74 milj. ton) utgörs inte mindre än nära 60 % av magnetitfri blodsten. I Leveäniemi är omvandlingen relativt sett något mindre framträdande. Ca 15 % av hela malmmängden (307 milj. ton) utgörs dock av "martitmalm", dvs. i växlande grad till hämatit oxiderad magnetit.

Den genetiska relationen mellan magnetit och hämatit har utretts av Frietsch (1966), som anser att omvandlingen ägde rum i samband med den pregranitiska sericitiseringen av fyndigheternas sidoberg.

I detta sammanhang kan även erinras om den av Frietsch (1960) beskrivna blodstenen i Gruvberget, vilken anses ha bildats genom exogen vittring. Denna malm, som är mullartad och lätt sönderfaller till ett pulver, har urlakats på samtliga element med undantag av järn. Borrningar har visat att mullmalmszonen har ett djupgående av minst 200 m.

Även i vissa skarnjärnmalm (Sautusvaara, Vathanvaara, Nunasjärvenmaa) förekommer vittrings- och mullmalmszoner, ställvis till avsevärda djup. I skarnjärnmalmerna förekommer knappast någon hämatit-omvandling, vilket Frietsch (1967) anser bero på dessa malms relativt sett höga innehåll av reducerande material såsom sulfider, grafit och ferrosilikat.

9. Malmfyndigheter

Kännedom om malmfyndigheter inom Vittangibladet kan hämtas ur ett flertal publikationer. Av äldre beskrivningar kan nämnas Petersson (1900) och framför allt ett flertal arbeten av Geijer (1910, 1918a, 1918b, 1931a, 1931b m. fl.). Malmförekomster är även beskrivna i Geijer & Magnusson (1952), Ödman (1957), Frietsch (1963, 1966) och Parák (1965).

De kortfattade fyndighetsbeskrivningarna inom det följande avsnittet bygger på ovanstående arbeten samt resultaten från senare undersökningar, framför allt utförda av Sveriges geologiska undersökning.

Tillgängliga data rörande malmtillgångar, metallhalter m. m. inom järnmalmfyndigheterna redovisas i tab. 1—2.

9.1. Järnmalmer

Inom Vittangi grönstensgrupp ingår skarnjärnmalmer som ett karaktäristiskt led. De uppträder tillsammans med sedimentbergarter (kalksten, skarn, skiffer) och tolkas som metasedimentära. Yngre än dessa är de järnmalmer, som uppträder i association med porfyrgruppens bergarter. Dessa malmer har huvudsakligen ett (till synes) intrusivt uppträdande gentemot sidoberget. För att poängtera skillnaden i geologisk miljö tillämpas därför indelningen *Järnmalmer i Vittangi grönstensgrupp* resp. *Järnmalmer i porfyrgruppen*.

Förutom ovanstående typer förekommer en järnmalmsanledning vid Saivo, vars bildning sammanhänger med bergarter ur den yngsta djupbergartsgruppen.

9.1.1. Järnmalmer i Vittangi grönstensgrupp

Malmerna inom denna grupp utgörs huvudsakligen av *skarnjärnmalmer*, vilka uppträder som konforma inlagringar i klastiska sediment, kalkstenar, skarnbergarter och tuffiter. Flera av malmerna uppvisar en regelbunden skarnbandning. Malmineralet utgörs uteslutande av magnetit medan skarnmineralen övervägande består av diopsid och tremolit i växlande proportioner. Magnesiarika skarn kan även förekomma. Karaktäristiskt är vidare malmernas höga svavelhalt. Vanligtvis förekommer svavelkis och magnetkis, men lokalt kan även kopparkis uppträda i nämnvärd utsträckning. Fosforhalten är vanligen lägre än 0.1 %.

Inom kartområdet förekommer även några mindre förekomster av *kvartsrika järnmalmer*.

Alpha (2e)

Fyndigheten är belägen 1 km SSÖ om Svappavaara. Den är helt jordtäckt, men geofysiska mätningar visar att malmzonen stryker i NV—SÖ och har en måttligt brant stupning mot nordöst. Malmen, som har en påvisad längd av något över 200 m, består av flera, 2—10 m breda lager av grönskarnig, kisförande svartmalm. Kismineralen består av svavelkis samt obetydliga mängder kopparkis. Järnhalten varierar mellan 35 och 40 %.

Malmlagren uppträder i anslutning till grafitförande skiffrar och tuffiter, men det omedelbara sidoberget utgörs mestadels av kalksten.

Litt: Petersson (1900)

Frietsch (1966)

Jänkkä (4g)

Den helt jordtäckta järnmalmen vid Jänkkä ligger 14 km V om Vittangi. Den består av två skivor av diffust bandad skarnjärnmalm med varierande kisinnehåll. Längden uppgår enligt geofysiska mätningar till ca 300 m. Järnhalten uppgår till ca 40 % medan svavelmängden är omkring 2 %.

Sidoberget utgörs av tydligt skiktade skiffrar innehållande skarnbankar. Malm och sediment genomsätts av grönstensgångar.

Jänkkä-fyndigheten utgör den sydliga fortsättningen av järnmalmsstråket vid Nunasjärvenmaa.

Kiilavaara (2e)

Kiilavaara järnmalm, som ligger 1 km SÖ om Svappavaara, är känd genom äldre undersökningsdiken samt genom ett av SGU utfört diamantborrhål. Malmen stryker i N—S och stupar brant mot öster. Den uppträder tillsammans med skarnförande kalksten och är ställvis skarnstrimmig. Malmmineralet är magnetit, medan skarnmineralen huvudsakligen består av tremolit. Diopsid och flogopitisk glimmer förekommer även.

Sidoberget består av sedimentbergarter, som inom malmzonen mestadels utgörs av ljus kalksten. Albititer har även påträffats inom fyndigheten.

Litt: Frietsch (1966)

Kivijärvi (5g)

Denna förekomst ligger 18 km VNV om Vittangi, norr om sjön Kivijärvi. Huvuddelen av fyndigheten är jordtäckt, men jorddjupet är mestadels ringa. Järnmalmens förorsakar en kilometerlång, NÖ—SV-lig magnetisk anomali, vilken är uppdelad i två områden med högre intensitet. Av blottningar framgår att malmstråket är 2.5—7 m brett. I dess södra del är malmen hård och impregnerad av diopsid och tremolit, medan den i sin norra del är löskornig och rik på epidot. Ställvis uppträder sprickfyllnader, vilka till övervägande del består av svavelkis men som också kan innehålla relativt mycket kopparkis.

Malmstråket omges huvudsakligen av kisförande skarnbergarter. En glasig kvartsit förekommer även.

Litt: Geijer (1918b)

Eriksson (1969)

Koivujärvi (2e)

Förekomsten ligger 4 km S om Svappavaara, 300 m N om sjön Koivujärvi. Malmkroppen är jordtäckt men känd genom borrhål samt magnetiska och elektriska indikationer. De geofysiska anomalierna över fyndigheten är utsträckta i VNV-lig riktning och har en längd av 1 km. Stupningen är maximalt 50° mot söder. Malmzonen är ungefär 40 m mäktig och uppbyggs av tre kisförande skarnjärnmalmsslager. Dessa har en största tjocklek av ca 4 m. Malmmineralet är magnetit och skarnet utgörs av hornblände och diopsid. Malmens järnhalt uppgår till 38 % och svavelhalten varierar mellan 1 och 5 %.

Järnmalmen omges av bandade, småveckade biotitgnejser tillhörande det stora gnejskomplexet söder om Svappavaara.

Litt: Frietsch (1966)

Kulleri (2e)

3 km SÖ om Svappavaara ligger den obetydliga järnmalmförekomsten Kulleri, vars utsträckning är känd genom geofysiska mätningar (den magnetiska anomalin stryker i NV—SÖ). Blottningar förekommer i ett äldre undersökningsdike. Malmen består av magnetit, som är starkt uppblandad med skarnmineral. De senare förekommer dels som impregnation, dels i form av centimeterbredda sliror. Malmen innehåller även svavel- och magnetkis samt obetydligt med kopparkis.

Förekomsten omges av tremolitskarn samt skapolitfels.

Litt: Petersson (1900)

Frietsch (1966)

Kuusi Nunasvaara (5h)

Detta långa malmstråk är beläget 12 km NV om Vittangi, öster om berget Kuusi Nunasvaara. Stråket, som har ung. N—S-lig riktning, är sammanlagt 3 km långt. Jorddjupet är mestadels betydande, men malm är dock känd från ett äldre provdike i malmens sydligaste del samt från två borrhål i stråkets mellersta resp. norra delar. Malmzonen utgörs av flera fattiga, diffust skarnbandade malmhorisonter, vilka omges av skarn och skarniga kalkstenar. Skarnbankarna kan vara magnetitrandiga eller granatförande. Kisinnehållet i malmen är förhållandevis högt (1—3 % S).

Sidoberget består av tuffiter och skiffrar, som i riktning mot malmen blir allt rikare på skarn- och magnetitränder.

Litt: Geijer (1918b)
Frietsch (1963)
Eriksson (1969)

Leppäkoski (8d)

Leppäkoski järnmalm ligger 15 km ÖNÖ om Jukkasjärvi, 1 km S om Vittangiälven. Förekomsten, som är känd från ett flertal naturliga blottningar och provdiken, sammansätts av tre skilda malmkroppar, av vilka de två östligaste uppträder i bergarter ur Vittangi grönstensgrupp.

Den mellersta malmkroppen består av en starkt rostande, otydligt skarnbandad svartmalm. Sidoberget utgörs av en kvartsbergart, som närmast kan betecknas som jaspiskvartsit. Den östligaste delen av malmförekomsten består av ett polymikt konglomerat, som är rikt på svartmalmsbollar. Magnetiten är i viss mån martitiserad i samband med kraftiga krosszoner. Vidare förekommer rikligt med sprickor fyllda av svavelkis och kopparkis.

Litt: Petersson (1900)
Geijer (1931a)
Hallgren (1969)

Luoheankorvenmaa (4i)

Söder om Torneälven, ung. 6 km V om Vittangi, ligger Luoheankorvenmaa järnmalmsförekomst. Dess storlek förefaller att vara tämligen obetydlig. I tillgängliga blottningar uppträder en ca 10 m bred horisont av magnetitförande pyroxenskarn, som inom en 2—3 m bred mittzon innehåller talrika, upp till 0.5 m mäktiga svartmalmsbankar. Zonen är följbär i håll under ca 150 m. Sekundära sprickor fyllda av magnetit, amfibol och kiser förekommer ganska rikligt.

Sidoberget består av skiktade, finkorniga amfiboliter, granatförande skiffrar och metadiabaser. Bergarterna är ofta kraftigt skapolitiserade.

Mänty Vathanvaara (6g)

Denna fyndighet är belägen 18 km NV om Vittangi, omkring 1 km SÖ om Venejärvi. Förekomsten är jordtäckt men känd genom tre äldre undersökningsdiken samt två, nyligen utförda borrhål. Malmkroppen, som består

av två svartmalmsskivor åtskilda av skarn och kalksten, är sammanveckad och sönderstyckad av förkastningar. Den största samlade malmmängden finns i förekomstens södra del. Malmen är genomgående tydligt diopsid-skarnrandig. Svavel- och magnetkis förekommer i växlande proportioner. Svavelhalten är vanligtvis 1—3 %, men kan i vissa partier stiga till 12 %.

Det omedelbara sidoberget utgörs av vackert skiktade, svagt grafitförande skiffrar. Enstaka genomsättande porfyritgångar kan förekomma.

Litt: Geijer (1918b)

Eriksson (1969)

Nunasjärvenmaa (4—5g)

SV om Nunasjärvi, 14 km VNV om Vittangi, ligger Nunasjärvenmaa järnmalm. Förekomsten är huvudsakligen jordtäckt och endast smärre blottningar med malm har påträffats. De magnetiska anomalierna över malmen har en längd av 1.5 km och sträcker sig från Nunasjärvi i SSV-lig riktning. Ett tiotal, delvis omstjärtande malmkroppar kan urskiljas.

Förekomsten sammansätts av diffust skarnrandade eller ibland kvartsrandade svartmalmsbankar, vilka uppträder i bandade och skiktade metasediment. Även de senare är i viss mån magnetitrandiga. Skarnmaterialet består övervägande av aktinolit, men även talk samt något serpentin kan förekomma. Malmen är ofta kraftigt vittrad samt mullande. Omvandlingen har i borrhål kunnat konstateras nå åtminstone 200 m under dagytan.

Sidoberget utgörs av finbandade skiffrar, som stundom är svagt grafitförande. Malm och sidoberg genomsätts av porfyritgångar samt granit.

Litt: Geijer (1918b)

Frietsch (1963)

Eriksson (1969)

Nälkäjärvet (5g)

Under detta namn sammanfattas de två järnmalmsförekomsterna Nälkävuoma och Nälkäjärvi, vilka sammanlagt täcks av 4 utmål. Malmerna ligger strax N om Nunasjärvi, 14 km om Vittangi. De är jordtäckta och endast kända genom äldre provgropar.

I den östligaste förekomsten, Nälkäjärvi, uppträder en amfibolskarnförande malm, som är regelbundet bandad parallellt med sidostenens skiktning. Malmen är omkristalliserad, varvid magnetiten förgrovats.

Förekomsten Nälkävuoma är synbarligen helt obetydlig. Mineraliseringen består enbart av 1—2 cm breda, diopsid-granatförande magnetitränder i ett finkornigt, diopsid-plagioklasrikt metasediment.

Litt: Geijer (1918b)

Eriksson (1969)

Pysäjärvi (3i)

Pysäjärvi järnmalm ligger 6.5 km VSV om Vittangi, strax norr om landsvägen mellan Vittangi och Svappavaara. Förekomsten har även benämnts Haren. I äldre provdiken är här malm blottad till minst 1 meters bredd. Den är blåaktig, löskornig och rik på talkfjäll. Malmmängden torde vara ringa.

Sidoberget består av grafitiskiffer och skapolitfels samt mot väster granatglimmerskiffer.

Litt: Geijer (1918b)

Sautusvaara (7—8, b—c)

Sautusvaara järnmalm, som ligger omkring 8 km NÖ om Jukkasjärvi, är kartområdets största skarnjärnmalm. Fältet är uppdelat på två förekomster, Norra och Södra Sautusvaara. Med undantag av en helt obetydlig blottning i en gammal provgrop är de helt jordtäckta, i den södra förekomsten till ett djup av 3—5 m, i den norra upp mot 20 m. Malmkropparna är lagerformiga och stryker huvudsakligen i N30°V, medan stupningen är brant. Stråket är avbrutet av flera förkastningar. Malm är känd till 350 m under dagytan.

Sautusvaarafyndigheterna består av bandad magnetitskarnmalm, där skarnmineralen huvudsakligen utgörs av diopsid och tremolit. Lokalt förekommer även flogopitisk glimmer. Kalkbandad järnmalm har påträffats som rester i den ordinära skarnmalmen. Kiser förekommer rikligt, dels som impregnation, dels på tunna sprickor. Mestadels uppträder svavel- och magnetkis, men här och var kan även nämnvärda mängder kopparkis förekomma. Kraftig vittring har framför allt konstaterats i Norra Sautusvaara, där omvandlingen har påträffats ända ned till 170 meters djup.

Malmlagret utgör det översta ledet i Vittangi grönstengsupp. På liggväggssidan (mot öster) uppträder grafitiskiffer och tuffiter. Dessa är vanligen skapolitiserade i stor utsträckning. Lokalt förekommer även skarn- och kalkstenshorisonter. I Södra Sautusvaara överlagras malmen av ett

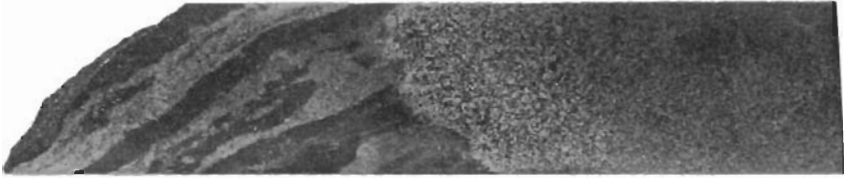


Fig. 51. Bandad skarnjärnmalm genomsatt av metaporfyr. Södra Sautusvaara.
Banded skarn iron ore cut by a dike of meta-porphyrite. S. Sautusvaara.

polymikt konglomerat med bollar av magnetit-trakyt (magnetit-syenitporfyr). Konglomeratet, som kan jämföras med Kurravaarakonglomeratet (s. 74), överlagras i sin tur av albitporfyrer. I Norra Sautusvaara är malmkroppens begränsningar till stor del tektoniskt betingade. I liggväggen (mot öster) förekommer skapolitiserade metasediment, medan det västra sidoberget utgörs av albitporfyrer. Även dessa är vanligen skapolitiserade och omvandlade till biotit-skapolitfelter, där skapoliterna oftast bildar ganska stora porfyroblaster.

Malm och sidoberg genomsätts av albitporfyrigtångar (fig. 51).

Litt: Berglund (1924)

Hallgren (1969)

Sekkujoki (9e)

Häri innefattas tre mindre järnmalmsanledningar, vilka ligger nära Sekkujoki, 22 km ÖNÖ om Jukkasjärvi. Två av dem ligger väster om bäcken, medan den tredje uppträder på västslutningen av Skaitevaara, ung. 1 km längre mot öster. Samtliga förekomster är obetydliga.

De västligaste förekomsterna utgörs av meterbreda linser av skarnig svartmalm, vilka uppträder i anslutning till skiktade, tuffitiska sediment och metadiabaser.

Förekomsten på Skaitevaara är delvis blottlagd. Den består av en fattig, 4—5 m bred skarnjärnmalm med en meterbred, rikare mittzon. Sidoberget består av basaltisk grönsten, som delvis är pillowförande.

Litt: Hallgren (1969)

Sorvijärvi-Sorvivuoma (6g)

Dessa fyndigheter ligger ett par km N om Venejärvi, ung. 20 km NV om Vittangi. Malmerna är jordtäckta till ett djup av ca 15 m. Gamla provgropar finns, men dessa är numera igenrasade. Av geofysiska mätningar

och ett par, nyligen utförda borrhål framgår emellertid att malmerna bildar ett lager, vilket är veckat och sönderstyckat av förkastningar. Inom den magnetiska anomalin förekommer partier med högre intensitet motsvarande rikare malmpartier, men i huvudsak verkar malmlagret att vara smalt och järnhalten låg.

Sidoberget består av skiktade, basiska vulkaniter och sediment. Det förefaller troligt att malmerna ligger i fortsättningen av en större kalksten väster om Vathanvaara.

Litt: Eriksson (1969)

Svanbolandet (4—5g)

Svanbolandet ligger 9 km VNV om Vittangi, väster om järnmalmsfyndigheten Nunasjärvenmaa. Tre malmanomalier framträder på de magnetiska mätkartorna. Malmkropparna är samlade inom ett smalt sedimentstråk, som bildar en kil i omgivande Haparandabergarter. Den västligaste malmlinsen, vilken är den bäst blottade, är max. 20 m bred. Dess östra del består av rik svartmalm med fläckar av diopsid och hornblände. I den västra delen är malmen fattigare och tydligt skarnrandig. Tunna inlagringar av skarnskiktad jaspiskvartsit förekommer. Vissa delar av malmen är kraftigt kisförande.

Sidoberget inom Svanbolandet domineras av kisförande metasediment, vilka delvis övergår i rödlätta, leptitartade omvandlingsbergarter. Flera förekomster av dolomitisk kalksten har även påträffats. Malm och sidoberg genomsätts av ljusröda syenitgångar.

Litt: Geijer (1918b)

Eriksson (1969)

Tervaskoski (5f)

Denna fyndighet ligger norr om Torneälven, 21 km VNV om Vittangi. Förekomsten, som är helt jordtäckt, har undersökts genom geofysiska mätningar och diamantborrning av utmålsägaren Boliden AB. Flera skilda malmkroppar av kraftigt sulfidförande skarnjärnmalm har påvisats. Kiserna uppträder dels som impregnation, dels som sprickfyllnader och i form av sliror.

Sidoberget består av grafitförande skiffer och skiktade metavulkaniter samt i liggväggen delvis även av kalksten.

Tiirova (3h)

10 km V om Vittangi, norr om landsvägen mellan Svappavaara och Vittangi, är tre utmål lagda på järnmalm. Närmare informationer från fyndigheten saknas, men möjligen täcker utmålen en järnmalmsanrikning i meta-diabas. Dessa bergarter, som anstår i omkringliggande hållar, kan ibland vara synnerligen rika på magnetit (jfr s. 50).

Valkkijoki (6h)

Denna obetydliga förekomst är belägen 15 km NV om Vittangi, invid Valkkijoki norr om Vittangiälven. I ett par blottningar förekommer här en 1—2 m bred horisont av ett magnetitslirigt, mörkgrönt hornbländeskarn omgivet av kisförande skapolitfelter. Förekomsten är lokaliserad till en sedimentrest i granit.

Litt: Geijer (1918b)

Vathanvaara (6g)

Vathanvaara järnmalmsfyndighet, som sedan 1929 är statsgruvefält, ligger 20 km NV om Vittangi. Endast i den östligaste delen finns enstaka naturliga blottningar samt grävda provdiken, i övrigt är förekomsten helt jordtäckt. Geofysiska mätningar och borrhningar har påvisat en lagerformad malmkropp, vilken bildar en synform struktur öppen mot söder. Malmen är finkornig och vanligtvis diffust skarnbandad. Skarnet utgörs huvudsakligen av ljusgrön amfibol, men även diopsid förekommer allmänt. Notabelt är dessutom att skapolit uppträder här och var i malmen. Kismängden kan lokalt vara stor. Intensiv krossning och djupvittring förekommer i malmens centrala del.

Sidostenen består övervägande av skiktade, sulfidförande skiffrar och skarn-skapolitfelter, vilka ibland kan vara grafitförande.

Litt: Geijer (1918b)

Berglund (1924)

Frietsch (1963)

Eriksson (1969)

Venetvuoma (6j)

Denna fyndighet ligger öster om landsvägen till Karesuando, 12 km N om Vittangi. Den har undersökts och utmålslagts av Rederiaktiebolaget Nord-

stjernen. Malmen består av svavelkisförande svartmalm med en järnhalt av 42.5 %. Den uppträder i anslutning till kalksten och grafitförande skiffer.

Litt: Frietsch (1963)

Äijäjoki (3g)

Två utmål med namnet Äijäjoki förekommer inom kartbladet. Ett av dem är beläget strax söder om järnmalmen Jänkkä, medan det andra ligger knappt 3 km ytterligare mot söder, invid landsvägen mellan Svappavaara och Vittangi. Utmålsägare är Boliden AB.

I båda förekomsterna uppträder fattiga, svavel- och kopparkismineraliserade magnetitmalmer omgivna av metasediment.

Kvartsrika järnmalmer

Inom Vittangi grönstensgrupp förekommer även en del malmanledning av kvartsrik järnmalm. Förekomsterna är samtliga helt obetydliga och har närmast teoretiskt intresse.

I området mellan Rovasaari och trakten väster om Niska grafitfyndighet uppträder t. ex. fattig kvartsrandmalm på flera ställen. I den nordligaste förekomsten, som ligger 800 m V om Niska, anstår en meterbred, skarnig jaspiskvartsit innehållande talrika, ca 2 mm tjocka magnetitränder. I förekomsterna ned mot Torneälven förekommer vanligen max. 5 m mäktiga, magnetiträndiga jaspiskvartsiter associerade med skiktade glimmerkvartsiter (fig. 52). Normalt är bergarterna starkt veckade.

Likartade förekomster har även påträffats nära Haparandamassivets gränser vid Nunasjärvenmaa, Svanbolandet samt Nälkäjärvet. Vidare har öster om Sautusvaara påträffats en 2 dm mäktig kvartsrandmalm i association med tuff, pillowlava och ett tunt kalklager.

Litt: Eriksson (1969)

Hallgren (1969)

9.1.2. Järnmalmer i porfygruppen

Malmerna inom denna grupp omfattar s. k. *apatitjärnmalmer* eller *järnmalmer av Kiruna-typ*. De kännetecknas i stora drag av att de förekommer i samband med porfyryr eller associerade sediment samt att de visar ett intrusivt uppträdande gentemot sidoberget, framför allt genom utbildning av malmbreccior. Huvuddelen är sannolikt primära svartmalmer, men de



Fig. 52. Kvartsrandad järnmalm i glimmerkvartsit. V om Nunasvaara. Foto: R. Frietsch.

Quartz-banded iron ore in quartz-biotite schists. W of Nunasvaara.

kan numera vara mer eller mindre martitiserade. Fosforhalten är varierande. Vanligen är den måttlig till tämligen låg, men även höga halter (max. ca 4 % P) förekommer ofta. Snabba växlingar i fosforhalterna förorsakas ofta av sent bildade, genomsättande gångar av apatitrik järnmalm. Svavelhalten är mestadels låg. Avsevärda mängder skarnmineral (tremolit/aktinolit och ibland diopsid) kan ibland åtfölja malmerna.

Ainasjärvi (3d)

Denna fyndighet ligger 7 km VNV om Svappavaara, intill sydvästra stranden av Ainasjärvi. Malmen är jordtäckt men känd genom geofysiska mätningar och borrhål. Undersökningarna visar att malmen stryker i N—S-lik riktning och stupar brant mot väster eller i det närmaste vertikalt. Förekomsten, vars storlek är obetydlig, består av en omkring 100 m bred brecciezoon i albitporfyr it där breccians mellanmassa består av magnetit, hämatit, kvarts och biotit. Järninnehållet är varierande, dock mestadels lågt. I någon mån visar magnetiten spår av martitisering. Förekomst av turmalin

och ortit i breccians mellanmassa är andra tecken på att metasomatisk omvandling har förekommit.

Sidoberget består, som nämnts, av albitporfyr med inslag av Na-trakyt (albitofyr). Fragmenten i malmbreccian är delvis kvartsitomvandlade.

Litt: Frietsch (1966)

Altavaara (6a)

Altavaara järnmalm ligger 2 km S om Jukkasjärvi. Förekomsten är jordtäckt men har undersökts genom geofysiska mätningar och diamanborrning. Fyndigheten är uppdelad i tre skilda malmzoner, av vilka den nordvästra är störst. Malmerna utgörs av diffust avgränsade lins- eller skivformiga kroppar av fattig svartmalm bestående av magnetit, skapolit, hornblände, diopsid och biotit. Järnhalten överstiger inte 40 % i någon metersektion.

Den omgivande berggrunden består av amfibolitiska grönstenar, som inom malmzonerna övergår i sliriga, differentierade gnejser. I mindre omvandlade partier har i de senare urskilts växellagrande sura och basiska vulkaniter.

Litt: Eriksson (1965)

Gruvberget (2—3 d—e)

Gruvbergets järnmalm, som ligger 3 km V om Svappavaara, har sedan upptäckten i mitten av 1600-talet varit föremål för upprepade undersökningar. Under 1700-talet förekom även viss malmbrytning. Åren 1957—1963 utförde SGU en noggrann undersökning av förekomsten med hjälp av geologisk kartering, geofysiska mätningar samt diamanborrning. Sammanlagt borrades under denna kampanj 9 600 m.

Järnmalmen bildar en skivformig kropp med en längd av 1 300 m och en största bredd av 65 m. Medelbredden är ca 30 m. Genom borrningarna är malmen känd till inemot 350 meters djup, varvid bredden i stort sett förblir oförändrad ned till de lägsta nivåerna. Fyndighetens norra del består av en mestadels kalcitrik svartmalm, vilken mot söder övergår i blodstensmalm. I den södra delen av fyndigheten förekommer även en tektoniskt betingad fragmentförande blodsten. Denna uppbyggs huvudsakligen av blodstens- och sericitskifferfragment i en mellanmassa av hämatit, klorit, kvarts och kalcit. Inom ett avsnitt på malmens östra sida förekommer vidare en vittrad och mullande, mycket ren blodsten. Denna

malmtyp har i borrhål konstaterats ned till 280 meters djup under dagytan. Väster om huvudmalmen uppträder slutligen en malmbreccia, där sliror av svartmalm och blodstensmalm genomsetter sidoberget.

Gruvbergets järnmalm uppträder i den västligaste av Svappavaaraafältets två "porfyr-synklinaler". Malmens sidoberg domineras av grå eller rödgrå leptit med trakytisk (syenitporfyrisk) sammansättning. Leptit och järnmalm genomsetts av NÖ—SV-liga metabasitgångar. Lokalt förekommer kraftig skapolitisering. Med denna sammanhänger en fattig kopparmineralisering, som beskrivs på s. 156.

Litt: Petersson (1900)
 Berglund (1924)
 Geijer (1931a)
 Frietsch (1960)
 Frietsch (1966)

Kuosanen (5a)

Denna förekomst, som täcks av myr, ligger 8 km S om Jukkasjärvi. Av de magnetiska mätkartorna framgår att någon större svartmalmskropp knappast kan föreligga, därtill är indikationerna för svaga och oregelbundna. Malmen uppträder i porfyrberggrund och torde, åtminstone till största delen, vara av impregnations- eller breccieartad karaktär.

Litt: Petersson (1900)
 Geijer (1931a)

Leppäkoski (8d)

Leppäkoski järnmalm ligger 15 km ÖNÖ om Jukkasjärvi, 1 km S om Vittangiälven. Som tidigare påpekats (s. 00) sammansätts förekomsten av tre skilda malmskroppar, varav den västligaste uppträder i samband med porfyrbergarter. Förekomsten, vars storlek är obetydlig, är känd genom naturliga blottningar, grävda diken samt geofysiska markmätningar. Malmen har form av en diffust avgränsad breccia innehållande 1—2 m breda, kompakta svartmalmsbankar. Dessa är inte uthålliga utan spetsar snabbt ut i såväl horisontell som vertikal led. Malmbreccian genomsetts av kis- och karbonatfyllda sprickor. Sidobergarterna utgörs huvudsakligen av albitporfyr.

Litt: Petersson (1900)
 Hallgren (1969)

Leveäniemi (2e)

Leveäniemiförekomsten upptäcktes 1897 och undersöktes kring sekelskiftet ett flertal gånger. Den senaste undersökningen utfördes av SGU under åren 1957—1963, varvid omfattande karterings-, mättnings- och borrhingsarbeten utfördes. Under hösten 1964 upptog Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag produktion av malmen genom brytning i dagbrott. Leveäniemi är den enda järnmalmsfyndighet inom kartbladet, som för närvarande bearbetas.

Malmen uppträder inom ett omkring 1 500 m långt och max. 600 m brett område. Den sammanlagda malmarean, inklusive svartmalmsbreccia, är 129 500 m². Malmmängden har uppskattats till något mer än 300 miljoner ton.

Leveäniemimalmen är lokaliserad till den östligaste av de två "porfyr-synkinalerna" inom Svappavaara-fältet. Den består av ett flertal långsträckta, oregelbundna men samlade malmkroppar omgivna av betydande malm-breccior. Som helhet har malmen en trågliknande struktur, vars skänklar delvis är brantstående (fig. 53). Djupgåendet är störst (ca 500 m) i malmens mellersta del.

Följande malmtyper av betydelse kan urskiljas: svartmalm, kalkrik svartmalm, martitmalm samt brecciemalm. Mellan typerna finns vanligtvis inga skarpa gränser, utan de övergår gradvis i varandra. Den kvantitativt största betydelsen har svartmalmen, som förutom magnetit innehåller något apatit, kalcit och tremolit. Den kalkrika svartmalmen karaktäriseras av sin rikedom på sliror och fläckar av vit till rödvit kalcit. Martitmalm har sin största utbredning inom förekomstens mellersta del, där den uppträder som oregelbundna, upp till 600 m² stora inneslutningar i svartmalm. Martitmalm innehåller allmänt rester av endast delvis martitiserad magnetit. De malm-breccior, som omger de samlade järnmalmskropparna, är lokalt omkring 100 m breda. Mellanmassan i brecciorna består av ett ådernät av magnetit samt helt underordnat av hämatit. Malmådrornas storlek och frekvens ökar gradvis i riktning mot de samlade malmkropparna. I ringa omfattning förekommer även en finfjällig, rekristalliserad blodsten, vars uppträdande till synes inte har något samband med magnetitmalm. Vidare förekommer apatitrika svartmalmsgångar, vilka genomsätter såväl malm som sidoberg.

Malmens omgivning utgörs huvudsakligen av biotitförande leptit eller biotitskiffer, som till största delen består av albit-oligoklas samt varierande

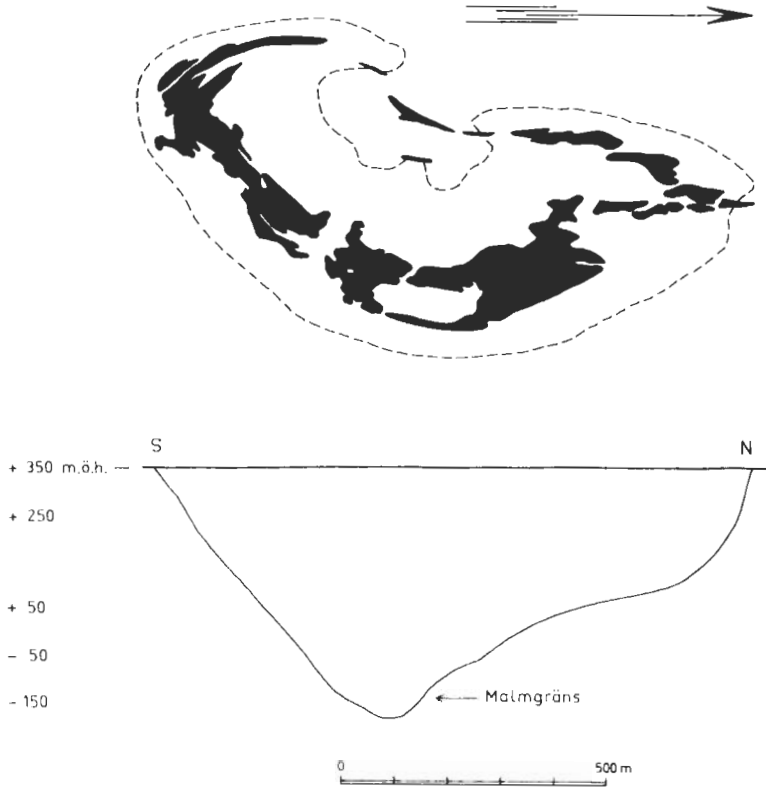


Fig. 53. Leveäniemimalmens utgående och längsprofil genom malmen. Kompakta malmkroppar är utmärkta med svart. Efter T. Parák (1958).

The outcrop of the Leveäniemi iron ore and a section through the ore. Compact ore is drawn in black. After T. Parák (1958).

mängd brungrön biotit. De kemiska analyserna visar att bergarterna närmast har trakytisk sammansättning. Sannolikt kan åtminstone delar av dem tolkas som sediment avsatta i vulkanisk miljö. Väster och sydväst om malmen uppträder vidare en sericitskiffer, vilken närmast uteslutande uppbyggs av muskovit och kvarts. Bergarten visar ofta gradvisa övergångar mot den biotitförande leptiten. Inom malmområdet förekommer dessutom rikligt av metabasitgångar. De är vindlande och vanligtvis sönderstyckade av småförkastningar.

Litt: Parák (1965)

Mertainen (4c)

Mertainenmalmen är belägen 14 km NV om Svappavaara, norr om landsvägen mellan Kiruna och Svappavaara. Fyndigheten upptäcktes 1897 och har därefter undersökts vid flera tillfällen, senast av SGU under åren 1956—1961. År 1956 upptog Norrbottens Järnverk Aktiebolag (NJA) brytning i dagbrott (fig. 54). Driften pågick till 1958 under vilken tid något över 400 000 ton malm utvanns.

Det mineraliserade området är ca 1 200 m långt och 70—200 m brett. Det stryker i SV—NÖ och har en sidostupning, som är vertikal eller brant mot nordväst. Järnmalmen består av ett antal rikmalmskroppar, vilka omges av malmbreccierad meta-trakyt. Rikmalmen är massformig och finkornig. Malmineralet är närmast uteslutande magnetit och som gångart ingår i allmänhet ett mörkgrönt hornblände. Malmbreccian är omväxlande rikare och fattigare på järn. Vanligen är den vackert utbildad med skarpkantiga fragment av meta-trakyt, som är sammankittade av magnetit-malmmassa. Andra former av järnmineralisering består i att sidobergarterna är rikligt impregnerade av finkornig magnetit eller att den innehåller talrika, 1—20 mm stora mandlar av magnetit och hornblände.

De omgivande bergarterna består till övervägande del av trakyster, som på något avstånd från fyndigheten kan vara mycket välbevarade. Inom själva malmfältet är de dock mestadels omvandlade, framför allt genom skapolitisering. Basiska gångar genomsätter malm och sidoberg.

SV om Mertainen fortsätter ett magnetiskt anomalistråk, inom vilken intensiteterna delvis är höga. Området har undersökts genom ett fåtal borrhål, varvid magnetitimpregnationer i trakyt har påträffats. Järnhalten uppgår lokalt till 22 %.

Litt: Petersson (1900)
Berglund (1924)
Frietsch (1963)
Lundberg (1965)

Painirova (2c)

Denna förekomst ligger 10 km VSV om Svappavaara. Den upptäcktes 1897 och undersöktes vid sekelskiftet genom talrika jordavrymningar. SGU har under åren 1959—1963 undersökt förekomsten genom gravimetriska och magnetiska markmätningar, dikesgrävning, geologisk kartering samt borrhning.



Fig. 54. Dagbrottet vid Mertainen järnmalm.
The open pit at Mertainen iron ore.

Painirovafyndigheten består av malmbreccia innehållande tre rikmalmskroppar och uppträder i en antyklinal struktur vars veckaxel stupar relativt flackt mot söder. Malmineralet är till övervägande delen magnetit, medan martit endast förekommer i begränsad omfattning. De kompakta rikmalmskropparna är upp till 10 m mäktiga. Breccian består av vanligtvis 1—2 dm

breda gångar eller sliror av magnetitmalm, vilka sätter igenom sidobergarten. Även impregnationen av magnetit förekommer tämligen allmänt. Ett karaktäristiskt drag för denna fyndighet är att apatiten uppträder i form av grovprismatiska, upp till decimeterstora kristaller.

Sidobergarten är en mörkgrå trakyt, som för rikligt med fältspatströkorn. Inom malmzonen kan porfyren vara kraftigt omvandlad. 1—2 m breda basitgångar förekommer allmänt.

Litt: Petersson (1900)

Berglund (1924)

Frietsch (1963)

Lundberg (1965)

Rautujärvi (7d)

Den helt jordtäckta järnmalmsförekomsten Rautujärvi, som ligger 17 km ÖNÖ om Jukkasjärvi, indikerades första gången genom geofysiska flygmätningar. Den har undersökts genom markmätning och borrhning av Boliden AB. Förekomsten består av järnmalmsanrikningar i magnetitimpregnerade, basiska vulkaniter, vilka genomsätts av aplitgångar. Inom malmområdet förekommer även en svag kopparmineralisering.

Tansari (3d)

Denna förekomst, som är belägen 5 km V om Svappavaara, är känd genom dikesgrävningar, geofysiska markmätningar och borrhning. På de magnetiska kartorna urskiljs förekomsten som ett 700 m långt anomalistråk med högre intensitet inom spridda partier. Malmzonen, vars bredd uppgår till 30—40 m, består av svartmalmsbreccia innehållande upp till 3 dm stora, kantiga fragment av syenitporfyr (trakyt). Magnetiten är i ringa omfattning martitiserad. Ett specifikt drag hos förekomsten är att titanhalten är relativt hög (0.74—1.12 % TiO_2).

Malmens sidoberg och brecciefragmenten består av en ljusgrå syenitporfyr eller trakyt, som sparsamt för strökorn av röd fältspat. I malmens mellersta del förekommer gångar av kvartsförande porfyr (ryolit) och metabasit. Öster om förekomsten uppträder gabbro, som är yngre än malm och porfyr.

Litt: Berglund (1924)

Frietsch (1963)

Frietsch (1966)

Ylipääsnjaska (0b)

Denna förekomst, som även är känd under namnet Hippainengruvorna, ligger nära den södra kartbladsgränsen, ca 20 km SV om Svappavaara. Fyndigheten upptäcktes 1898 och undersöktes följande år genom ett antal diamantborrhål, varvid påträffades "en på mörk glimmer ganska rik grå, delvis magnetitförande syenitgranulit, innehållande apatit i ganska stor mängd" (Petersson 1900, s. 90). Sannolikt föreligger en impregnations- och brecciemalm av ungefär samma typ som i förekomsterna Painirova och Mertainen.

Litt: Petersson (1900)

Geijer (1931a)

9.1.3. Järnmalmsanledningen vid Saivo (8a)

På kartans NV-blad förekommer vid Saivo en järnmalm, vilken är associerad med kartområdets yngsta djupbergarter. Förekomsten, som ligger 4.5 km NNV om Jukkasjärvi, är visserligen obetydlig men har intresse ur malmgenetisk synpunkt.

Området kring Saivoförekomsten är rikt på naturliga blottningar. Övervägande anstår gabbro, olika omvandlingsformer av denna samt pertitsyenit. Den senare begränsas av porfyriska randzoner, vilka delvis har granitisk sammansättning. Ovannämnda bergarter genomsätts av skarn- och delvis magnetitfyllda sprickor och sliror.

Ungefär 400 m N om stranden av Sautusjärvi uppträder i syeniten en Ö—V-lig, 250 m lång och 50—60 m bred skarnkropp, vars kontaktförhållanden tyder på att även den kan uppfattas som en sprickfyllnad (fig. 55). Skarnbergarten består i huvudsak av delvis mycket grova diopsidkristaller samt av mindre mängder amfibol, magnetit, titanit och plagioklas. Intill skarnkroppens södra kontakt och parallellt med denna löper en ganska lång, 5—6 m bred, magnetitrik zon, som delvis kan klassificeras som fattig järnmalm. Magnetiten är här utbildad som flera cm långa, prismatiska kristaller, vilka ofta är sammanvuxna till ett skelettartat nät i det grovkristallina diopsidskarnet. Malmens titanhalt är ganska hög (ca 3 % Ti), vilket förorsakas av att magnetiten innehåller en hel del titanit i form av finkorniga aggregat.

Malmanledningen vid Saivo är knuten till pertitseriens sura led, vars ålder beräknas uppgå till 1535—1565 m.y. Det betyder att förekomsten, trots sin ringa storlek, får anses representera en tredje och samtidigt yngsta järnmalmsbildningsfas inom kartbladet.

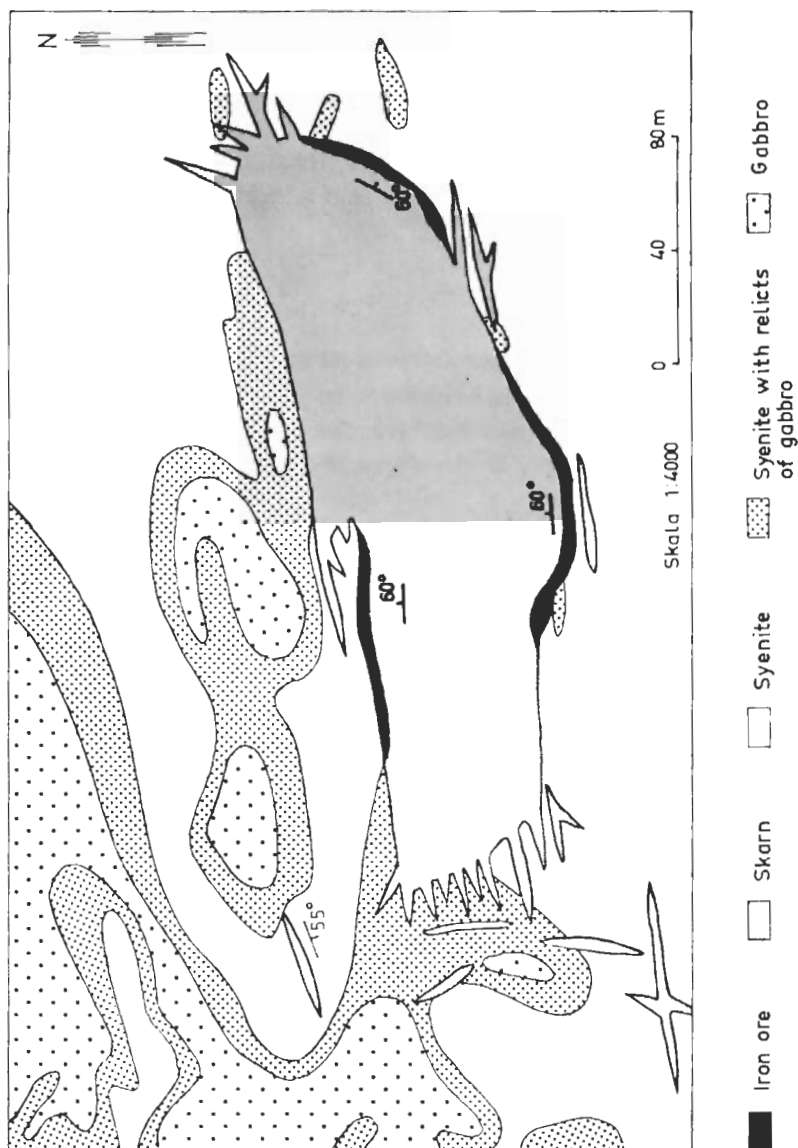


Fig. 55. Detaljkarta över Saivo järnmalmssyndighet. Efter T. Lehto.
The Saivo iron ore prospect. After T. Lehto.

TABELL 1. Järnmalmer i Vittangi grönstensgrupp
Iron ores of the Vittangi Greenstone Group

Namn	Delruta	Innehavare	Area m ²	Tillgångar milj. ton	Fe	Halter vikt % P	S
Alpha	2e	Staten	ringa	—	35—40	0.01—0.05	3—7
Jänkkä	4g	"	ringa	—	—	—	—
Killavaara	2e	"	—	—	30—35	0.02—0.05	1—2
Kivijärvi	5g	"	ringa	—	—	—	—
Koivujärvi	2e	—	—	—	25—30	0.05—0.1	1—5
Kulleri	2e	Staten	ringa	—	—	—	—
Kuusi Nunasvaara	5h	"	ca 10 000	—	—	—	—
Leppäkoski (delvis)	8d	—	ringa	ringa	—	0.1	—
Luoheankorvenmaa	4i	Nordstj.	ringa	ringa	—	—	—
Mänty Vathanvaara	6g	Staten	ca 5 000	—	40—60	0.032	—
Nunasjärvenmaa	4—5 g	"	ca 15 000	—	—	—	—
Nälkäjärvet	5g	"	ringa	ringa	—	—	—
Pysjärvi	3i	Avesta Järnv. AB	ringa	ringa	—	—	—
Sautusvaara, södra	7—8, b—c	Staten	53 000	42.0	37.2	0.066	1.82
Sautusvaara, norra	8b	"	33 800	13.2	42.1	0.074	0.48
Sekkujoki	9e	—	ringa	ringa	—	—	—
Sorvijärvi	6g	Staten	ca 10 000	—	—	—	—
Sorvivuoma	6g	"	—	—	—	—	—
Svanbolandet	4—5g	"	ca 2 000	—	—	—	—
Tervaskoski	5f	Boliden AB	40 000	30—50	48	0.05	3
Tiirova	3h	Nordstj.	ringa	ringa	—	—	—
Valkkijoki	6h	—	ringa	ringa	—	—	—
Vathanvaara	6g	Staten	ca 10 000	—	40—57	0.023	—
Venetvuoma	6j	Nordstj.	ca 8 000	—	42.5	0.02—0.03	1.14
Äijäjoki	3g	Boliden AB	—	—	—	—	—

TABELL 2. Järnmalmer i porfyrgruppen
Iron ores of the Porphyry Group

Namn	Delruta	Innehavare	Area m ²	Tillgångar milj. ton	Fe	Halter vikt % P	S
Ainasjärvi	3d	Staten	—	ringa	25—40	0.05	0.02—0.4
Altavaara	6a	”	24 000	7.1	25.8	0.37	0.38
Gruvberget	2—3, d—e	”	—	—	—	—	—
svartmalm			16 100	24.9	56.5	1.11	0.013
blodsten			23 300	32.7	55.4	0.86	0.016
fragm. blodsten			3 600	48 350	73.8	0.02	0.014
vitträd blodsten			1 350	6.5	66.6	0.02	0.015
breccia			4 000	9.7	40.8	0.65	—
Kuosanen	5a	Privat	—	—	—	—	—
Leppäkoski (delvis)	8d	—	—	—	—	0.010	0.04
Leveäniemi	2e	Staten	ringa	ringa	—	—	—
svartmalm			64 200	126.2	63.2	0.37	—
kalkr. svartmalm			4 800	32.7	64.0	0.48	—
maritmalm			25 500	129 500	307.6	0.49	—
breccia			35 000	45.2	64.5	0.51	—
Mertainen	4c	Staten	—	103.5	35.4	—	—
rikmalin			12 800	18	61	—	—
rik breccia			50 000	183 500	46	—	—
fattig breccia			120 700	102	28	0.051	0.017
Painirova	2c	Staten	42 500	36	30	0.8	0.069
Rautujärvi	7d	Boliden AB	800	—	51	0.003	—
Tansari	3d	Staten	—	—	20	0.01—0.2	0.01
Ylipäänsjäska	0b	Nordstj.	—	—	—	—	—

10. Sulfidförekomster

Inom kartbladet förekommer ett flertal sulfidförekomster. De är alla tämligen små och saknar för närvarande ekonomiskt intresse. Några av dem har emellertid brutits under äldre tid, varvid kopparförekomsten på Gruvberget vid Svappavaara har haft den största betydelsen.

Tre huvudtyper av kismineraliseringar kan urskiljas:

1. *Syngenetisk sulfidimpregnation* i sediment, framför allt grafitförande skiffrar. I de flesta förekomsterna har genom omvandling en viss del av kismaterialet mobiliserats och bildar numera sekundära sliror och sprickfyllnader. Denna typ av mineralisering förekommer t. ex. vid Kiilavaara och Puttjala intill Svappavaara samt i Nunasvaara och Kuusi Nunasvaara inom Vittangifältet.

2. *Sulfidmineralisering av Nautanen-Svappavaara-typ*. Som visats av Geijer (1918b) har denna typ ett genetiskt samband med den regionala skapolitiseringsen. Hit hör t. ex. kopparförekomsten på Gruvberget.

3. *Sulfidmineralisering i samband med albititer eller metasomatisk omvandling mot albitextrema bergarter*. Kiserna kan uppträda som impregnation eller sprickfyllnader, i det senare fallet oftast i association med kvarts och karbonat. Som representanter för denna typ kan nämnas förekomsterna Fjällmyran, Pahtavaara och Paurankilantto.

Ainasjärvi (3d)

Söder om järnmalmsförekomsten vid Ainasjärvi, VNV om Svappavaara, har genom borrhning påvisats en mindre kisförekomst bestående av en svavel- och kopparkishaltig, fattig järnmalmsbreccia. Geofysiska mätningar visar att den mineraliserade zonen är oregelbunden och osammanhängande.

Kismineralen uppträder på kalcitrika sprickfyllnader i järnmalmen. Kopparhalterna är varierande och i genomsnitt låga, men upp till 0.8 % Cu över några meter borrhkärna kan förekomma. Sidoberget består av skapolitiserad och delvis albitiserad trakyt.

Kismineraliseringen vid Ainasjärvi uppträder i anslutning till en kraftig, tektonisk störningszon.

Fjällmyran (2c)

Denna förekomst ligger 11 km VSV om Svappavaara. Det mineraliserade området, som är rikt på naturliga blottningar, har undersökts av Boliden AB, bl. a. genom borrhning.

Mineraliseringen är knuten till ett område av tektoniserade porfyrier kring skärningspunkten mellan två krosszoner med N—S-lig resp. NÖ—SV-lig riktning. Kismineralen — svavelkis, kopparkis och något bornit — uppträder som fläckvisa impregnationer och sprickfyllnader i metaporfyryerna, vilka delvis har omvandlats till albitrika, felsartade derivat. Kopparhalterna är vanligtvis låga. På många ställen förekommer sekundära, intensivt färgade malakit- och azuritbeläggningar längs sprickytor i bergarterna.

Utanför det mineraliserade området uppträder strökornsförande, ofta tämligen välbevarade traktyter och ryloliter.

Gruvberget (3d—e)

Intill norra och mellersta delen av Gruvbergets järnmalm, 3 km V om Svappavaara, förekommer en fattig kopparmineralisering. Förekomsten upptäcktes 1654 och bröts därefter till slutet av 1670-talet. I mindre omfattning återupptogs driften under början av 1700-talet för att helt upphöra 1741. Gruvdriften skedde i flera gruvhål, varav det största — Storgruvan — nådde 91 meters djup (fig. 56). Den i Svappavaara kopparverk



Fig. 56. Storgruvan är det mest betydande gruvhalet vid Gruvberget, Svappavaara. Det bröts 1655—1673 ned till ca 90 m djup.

"Storgruvan" is the largest of the open pits at Gruvberget, Svappavaara. It was mined 1655—1673 down to 90 m depth.

mellan 1654 och 1784 tillverkade mängden råkoppar har uppskattats till ca 1 000 ton.

Mineraliseringen uppträder i en skapolitomvandlad leptit med trakytisk sammansättning. Kopparmineralen, som består av bornit och kopparkis samt vittringsprodukterna kopparglans, covellin, malakit och azurit, uppträder i sekundära sliror och sprickfyllnader tillsammans med skapolit, amfibol, zeoliter och något kalcit. Vittringen är tämligen djupgående och har i borrhål konstaterats ned till 80 m under dagytan.

Kopparmineraliseringen på Gruvberget är efter nutida förhållanden tämligen obetydlig och saknar för närvarande ekonomiskt värde. Vid såväl äldre som nyare undersökningar har konstaterats att mineraliseringens mäktighet endast uppgår till ett fåtal meter. Analyser av borrhärnor har visat att kopparhalten över ca 2 meters bredd kan vara omkring 0.5 %.

Litt: Tegengren (1924)

Frietsch (1966)

Isovainio (3e)

Strax N om Svappavaara by finns en mindre skärpning i ett kisförande tremolitskarn, vilket uppträder i anslutning till kalksten. I skarnet förekommer en svag impregnation av svavelkis och magnetit.

Litt: Frietsch (1966)

Jälketkurkkio (4h)

Ung. 1 km N om Torneälven finns i den norra delen av grafitfyndigheten Jälketkurkkio en mindre kopparförekomst, som varit föremål för undersökningar under 1900-talets första årtionden. Inom den jordavrymning, som upptagits på förekomsten, anstår en brunvit till skär, flintliknande albitit, som i väster begränsas av grafitiskiffer och i öster av metadiabas. Bergarterna är uppbrutna till kalkcementerad breccia, i vilken svavelkis, magnetit och kopparkis uppträder i anslutning till kalciten. Någon större mängd kopparmalm tycks inte föreligga.

Litt: Geijer (1918b)

Eriksson (1969)

Kiilavaara (3e)

850 m VSV om Pikku Luongasjärvi i Svappavaara finns gamla skärpningar på en mindre kisförekomst kallad Kiilavaara. Den inmutades redan

1751 och bröts under det följande året i liten omfattning på en något kopparkishaltig magnetkis.

Kiserna uppträder i anslutning till grafitiskiffer, vilken de breccierar. I vissa skifferfragment finns dessutom tunna skikt av en äldre, troligen syngenetisk magnetkisgeneration. Den breccierande magnetkisen är uppdelad i en relativt sett äldre, grå form samt en yngre, gulaktig. Kopparkisen genomsätter samtliga magnetkisgenerationer.

I den grafitförande skiffern uppträder oregelbundna sliror och sprickfyllnader av albit, kvarts och biotit samt något blyglans och zinkblände. En liknande bly-zinkmineralisering har påträffats i borrhål omedelbart väster om Kiilavaara järnmalm.

Litt: Tegengren (1924)

Frietsch (1966)

Kiskamavaara (6f)

Denna fyndighet ligger 24 km Ö om Jukkasjärvi, på södra sluttningen av berget Kiskamavaara. Den påträffades 1966 i samband med en av SGU utförd regional bäcksedimentprovtagning, varvid erhöles en lokalt kraftig förhöjning av kopparhalten i sediment tagna från området. Mineraliseringen lokaliserades därefter med hjälp av jordprovtagning och grävning av provgropar. Senare utfördes elektriska och magnetiska markmätningar, vars resultat visade god överensstämmelse med dem från de geokemiska undersökningarna. De senare har även omfattat växt- och vattenprovtagning.

Förekomsten stryker i N30°Ö och har brant stupning. Vid de borrhingsarbeten, som fortfarande pågår, har mineralisering hittills påvisats på en längd av ca 300 m. Den uppslutna mineraliserade arean är 2 800 m² med i genomsnitt 0.55 % Cu. Rikare partier håller mer än 2 % Cu.

Mineraliseringen består av impregnationer och sprickfyllnader av svavelkis, kopparkis, magnetit och hämatit i sura och basiska metavulkaniter, vilka är kraftigt tektoniserade och lokalt albitiserade.

Kuusi Nunasvaara (5g—h)

I den östligaste delen av grafitförekomsten Kuusi Nunasvaara, 12 km NV om Vittangi, förekommer i grafitiskiffern en kisrik zon, vilken är påvisad över en längd av 70 m och en bredd av 5 m. Kismineralen består övervägan-

de av magnetkis, som uppträder dels som impregnation, dels som sliror och sprickfyllnader. Även underordnade mängder svavel- och kopparkis ingår.

Litt: Geijer (1918b)

Tegengren (1924)

Maattavaara (8f)

Mellan Maattavaara och Vittangiälven förekommer i suprakrustalbergarterna ett antal smärre, oregelbundna sulfidmineraliseringar. De är knutna till breccierade bergarter, företrädesvis kalkstenar och kalkrika albititer. Lokalt förekommer malmanledningar med ganska goda kopparkishalter, men de har alla obetydlig storlek.

Paanikielinen (8e)

Denna kisförekomst, som även benämnts Patnakieli eller Sekkuniemi, ligger V om Sekkujoki, 21 km NÖ om Jukkasjärvi. Den bearbetades sannolikt redan på 1600-talet (förekomsten är nämnd i en relation från 1736) och spår av dessa arbeten finns fortfarande bevarade i form av ett vattenfyllt gruvhål med kringliggande varphögar samt några mindre skärpningar.



Fig. 57. Kisförande kvarts-karbonatsliror i grönsten. Paanikielinen.

Quartz-carbonate-veins with sulphides in greenstone. Paanikielinen.

Mineraliseringen är knuten till ett område med intensivt veckade meta-diabaser, basiska tuffiter och pillowlavor. I dessa uppträder kvarts-karbonatfyllda sprickor, som delvis är rika på svavel- och kopparkis (fig. 57). Mängden av kopparmalm torde vara liten.

Litt: Tegengren (1924)

Geijer (1931a)

Ödman (1957)

Hallgren (1969)

Pahtavaara (8d)

Pahtavaara gamla gruva ligger 15 km ÖNÖ om Jukkasjärvi, 1.5 km S om forsen Leppäkoski i Vittangiälven. Förekomsten bearbetades under en period redan på 1600-talet. Åren 1840 och 1841 inmutades gruvan, varefter brytning återigen upptogs för en tid. Malmen smältes i den närbelägna Leppäkoski hytta. De utvunna malmkvantiteterna har förmodligen varit små.

Malmmineralet utgörs av kopparkis, som uppträder tillsammans med kvarts och ankeritiskt karbonat i gångar och sprickfyllnader, vilka genom-sätter en mörkgrön albitporfyr.

Inom sedimentområdet öster om gruvan förekommer ytterligare kisanledningar, vilka på 1950-talet undersöktes av SGU. Anledningarna består av magnetkis- och svavelkisimpregnationer i grafitskiffrar. I paragenesen ingår även något kopparkis och zinkblände. Koppar- och zinkhalterna är varierande men i regel låga.

Litt: Petersson (1900)

Tegengren (1924)

Hallgren (1969)

Paurankilanto (5e)

Vid Paurankilanto N om Torneälven, ca 10 km N om Svappavaara, har SGU undersökt ett par kisanledningar genom geologisk kartering, geofysiska mätningar samt med borrhning. Mineraliseringarna följer en NÖ—SV-gående zon av albitomvandlade bergarter. Berggrunden kännetecknas av kraftig uppkrossning, vilket givit upphov till myloniter, rivningsbreccior och kataklastiska gnejser.

I den södra delen av området har i borrhål påträffats omvandlade porfyrer, albititer, grafitskiffrar och tuffiter. Dessa är ofta breccierade av magnetkis och svavelkis samt i underordnad mängd kopparkis.

I den norra delen av det undersökta området har mineralisering påträffats i håll. Här utgörs den kisleförande zonen av en kalkcementerad breccia med röd, limonitrik vittringsskorpa. Brecciefragmenten består huvudsakligen av vit albitit, medan cementet utgörs av kalcit, tremolit, svavelkis och kopparkis. Det senare mineralet kan lokalt förekomma i riklig mängd, men den samlade kopparmängden syns vara ringa.

Puttjala (2e)

VNV om Sahajärvi vid Svappavaara har SGU i samband med prospekteringsarbeten under 1940- och 1950-talen påträffat magnetkis- och svavelkisblock med goda kopparhalter. Moderklyftet för dessa har emellertid inte kunnat lokaliseras. I borrhål har endast upp till 3 m breda magnetkis-mineraliserade zoner med obetydliga kopparkishalter påträffats. De uppträder i grafitförande skiffer samt skapolitfels.

Litt: Frietsch (1966)

Sattajärvi (7e)

Strax Ö om Sattajärvi, 22 km ÖNÖ om Jukkasjärvi, har SGU på grund av fynd av kopparförande block utfört geofysiska mätningar samt borrhning. I borrhålen genomtvärdades en kraftigt uppkrossad, delvis sulfidförande, sedimentär sekvens bl. a. bestående av grafitförande skifferar och skiktade kalkstenar. Även albititer påträffades. Bergarterna genomsetts av koppar-kisleförande, kalcitfyllda sprickor. Albititerna kan även i någon mån vara impregnerade av kopparkis. Den mineraliserade zonen har ingen större bredd och kopparhalterna är genomsnittligt låga.

Sautusvaara (7c)

På berget Palo Sautusvaara, 9 km ÖNÖ om Jukkasjärvi, uppträder ett meterbrett magnetkislager i grafitförande skiffer och cummingtonitrik amfibolit. Lagret kan följas i ungefär 100 m. Det är rostigt på ytan, är ganska djupvittrat och består av relativt ljus magnetkis med små, inneslutna fragment av grafit.

I skifferna söder om Palo Sautusvaara finns här och var mindre ansamlingar av svavelkis.

Litt: Tegengren (1924)

Hallgren (1969)

Sautusvaara järnmalm (7—8, b—c)

Kartområdets bäst kända skarnjärnmalmer — Sautusvaaramalmerna — har medtagits som generella exempel på skarnjärnmalmernas ofta betydande kishalter. Det gäller i det här fallet särskilt Södra Sautusvaara, där svavelhalten lokalt kan uppgå till inemot 20 %. Fyndighetens medelhalt är 1.82 % S.

Sulfiderna utgörs huvudsakligen av svavelkis och magnetkis. Koppar-kis uppträder ständigt i liten mängd och kopparhalten kan i enstaka, 4—6 m breda, partier uppgå till 0.5 %. Kismineralen är i stort sett jämnt fördelade inom malmkroppen, dock märks ibland en viss ökning i riktning mot liggväggen där 2—3 dm breda gångar av kompakt kis kan förekomma.

Litt: Hallgren (1969)

Särkivaara (3d)

Denna förekomst är belägen 5 km NV om Svappavaara, intill Bergsmannivaara. Den upptäcktes 1714 och bearbetades i viss omfattning i mitten av samma århundrade. Under åren 1942 och 1963 undersöktes den av SGU, varvid påträffades en 2 m bred, fattig mineralisering av svavelkis samt något kopparkis och molybdenglans. Zonen stryker i NÖ—SV och stupar 50° mot sydöst.

Huvudbergarten i förekomsten är en skapolitfels, i vilken de enskilda kristallerna kan bilda upp till ett par centimeter långa stänglar. Skapolitfelsen genomsetts av 1—2 cm breda sliror av epidot- och chabazitförande pyroxenskarn. Kiserna är övervägande associerade med chabaziten i dessa sliror. Kemiska analyser visar att koppar- och molybdenhalterna är helt obetydliga.

Litt: Tegengren (1924)

Frietsch (1966)

Tervaskoski (5f)

Skarnjärnmalmen Tervaskoski (s. 140) är kraftigt kisförande. Kopparhalten uppges i medeltal vara 0.1 %.

Tievakoski (4i)

I några små skärpningar vid Vittangiälven, ungefär 6 km NV om Vittangi, förekommer blottningar av kraftigt rostande biotitskiffrar samt en grov, skarnartad amfibolbergart, vilken kan vara grafitförande. Hela bergarts-

komplexet är rikligt impregnerat av magnetkis och svavelkis samt något kopparkis. I amfibolbergarten förekommer en halvmeterstor magnetkis-ansamling, som innehåller cm-stora klumpar av grönvit skapolit, tremolit, något grafit samt även kopparkis.

Äijäjoki (3g)

Även järnmalmerna vid Äijäjoki (s. 142) är sulfidrika och kan betraktas som potentiella kistillgångar.

Äijärova (3g)

Helt nära grafitfyndigheten Äijärova vid landsvägen mellan Svappavaara och Vittangi uppträder små, men rika koncentrationer av molybden-glans i pegmatit och omgivande amfibolit och skiffersediment. En av SGU i början av 1940-talet företagen undersökning antyder att malmanledningarna är av lokal natur och saknar djupgående.

I det närliggande området förekommer, såväl norr som söder om landsvägen, flera ganska kraftiga mineraliseringar av magnetkis och svavelkis i grafitförande skiffrar och skiktade grönstenar.

Litt: Ödman (1957)

Östra Äijäjärvi (3 h)

Ett par hundra meter söder om landsvägen Svappavaara—Vittangi och strax öster om Äijäjärvi har SGU i mitten av 1960-talet påträffat en kopparmineralisering i basiska skiffrar och metamärklar, vilka är genom-satta och omgivna av yngre, röd granit. Förekomsten består av flera kroppar, av vilka den mellersta är den största och bäst undersökta. I malmen, som är av hårdmalmstyp, ingår förutom kopparkis rikligt med magnetkis och svavelkis samt lokalt något magnetit. I enstaka borrhål har även blyglans och zinkblände påträffats. Fyndigheten beräknas innehålla mer än 100 000 ton kopparmalm med i medeltal mer än 1 % Cu (marginalhalt = 0.70 % Cu).

Litt: Nilsson (1971)

11. Grafitfyndigheter

Inom kartbladet förekommer ett flertal grafitfyndigheter, som tillsammans torde utgöra en av landets största potentiella tillgångar på grafit. De flesta fyndigheternas medelhalter uppgår till mellan 25 och 40 % C. Inom smärre

partier kan halterna överstiga 50 % C. Grafiten är i regel ytterst finkornig (5—10 μ), vilket motsvarar den tekniska benämningen "amorf grafit". Sulfidhalterna är ofta höga, men märkligt nog förefaller de mest grafitrika förekomsterna att vara relativt sett något fattigare på kiser. Övervägande uppträder magnetkis, därefter svavelkis. Kopparkishalten är oftast låg.

Airikurkkio (5i)

Denna fyndighet ligger i myrlänt terräng 800 m öster om Vittangiälven, ungefär 9 km NV om Vittangi. På förekomsten finns naturliga blottningar samt en jordavrymning. Sidoberget utgörs av metadiabas, i vilken grafitbergarten bildar en körtel, som spetsar ut mot SV. Den blottade bredden är 30 m. I ett generalprov över hela bredden erhöles 27.8 % grafit. Anmärkningsvärt för fyndigheten är att grafitbergarten i ovanligt stor utsträckning är breccierad av sprickor fyllda av en något grövre, sekundär grafitgeneration, vars kornstorlek uppgår till ca 60 μ .

Litt: Geijer (1918b)

Tegengren (1924)

Hosio och Håinkanunasvaara (4—5h)

Dessa fyndigheter ligger NÖ om Nunasvaara statsgruvefält och är belagda med 5 resp. 11 utmål. Förekomsterna är huvudsakligen jordtäckta men delvis kända genom grävda diken och gropar samt genom slingramsmätningar. Den nordligaste fyndigheten — Håinkanunasvaara — omfattar två grafitkifferhorisonter åtskilda av metadiabas. Bredderna har i tillgängliga jordavrymningar uppmätts till 30 resp 10 m. Horisonterna stryker mot SV in i fyndigheten Hosio, där de genom veckning har uppdelats i flera linser och körtlar. Även här omges skifferarna i huvudsak av metadiabas.

Litt: Eriksson (1969)

Jälketkurkkio (4h)

Denna förekomst sträcker sig från Torneälvens norra strand vid Jälketkurkkio i först N-lig och senare i VNV-lig riktning. Den sammanlagda längden uppgår till 1 600 m, under vilken sträcka skifferstråket dock inte är fullt sammanhängande. Fyndigheten påträffades 1898 och omfattar 9 utmål. Den sammanlagda arean har tidigare uppskattats till 12 000 m² och halterna har uppgivits till 27—53 % grafit. Genom borrhål är grafit-

horisonten känd till 90 meters djup. I den norra delen av fyndigheten förekommer en kopparmineralisering, som beskrivits på s. 00.

Sidoberget utgörs i väster huvudsakligen av skiktade, basiska tuffer och tuffiter, medan förekomsten i öster begränsas av metadiabas.

Litt: Geijer (1918b)
Tegengren (1924)
Eriksson (1969)

Kalloka (4h)

Grafitiskifferhorisonten vid Jälketkurkkio fortsätter mot sydöst under Torneälven och in i fyndigheten Kalloka. Denna, som är helt jordtäckt, belades 1958 med 4 utmål.

Kotajärvi (5i)

I området norr om Kotajärvi, ung. 8 km NV om Vittangi, finns på en kilometerlång sträcka gamla gropar på ett stråk av förhållandevis fattig grafitiskiffer. I den sydligaste förekomsten, som även kallats Heinäjärvenmaa, uppträder den grafitförande bergarten i association med biotitrik skiffer och kalksten. I horisonten förekommer dessutom en inlagring av tät, hård jaspiskvartsit. Bergarterna genomsetts av ljusröd granit.

Kuusi Nunasvaara (5g—h)

Mellan sjön Nunasjärvi och Kuusi Nunasvaara järnmalmsfält uppträder ett NÖ—SV-ligt grafitiskifferstråk, som är utmålslagt. Endast smärre horisonter av någorlunda rik grafitiskiffer tycks finnas inom förekomsten, som vad grafithalten beträffar på intet sätt kan mäta sig med de fyndigheter, som förekommer vid Nunasvaara längre mot öster. Som tidigare nämnts (s. 158) uppträder en kisrik zon i stråkets östligaste del.

Litt: Geijer (1918b)
Tegengren (1924)

Maltosrova (7g—h)

Intill Maltosjoki, 20 km NV om Vittangi, är en ca 6 m bred grafitiskiffer påvisad på en sträcka av 800 m. Skiffern, vars grafithalt överstiger 40 %, uppträder tillsammans med basiska tuff(it)er samt metadiabas. I flera fall genomsetts horisonten av andesinporfyrit och ljusröd granit.

4 km N om Maltosrova, efter Maltosjoki, har upptäckts en fortsättning av det tidigare nämnda grafitstråket. Även vid norra stranden av Pahtajärvi, 4 km NÖ om Maltosrova, förekommer en mindre fyndighet av relativt rik grafitkiffer.

Litt: Geijer (1918b)

Tegengren (1924)

Niska (5h)

Niska grafitfyndighet ligger i den flacka och myrlänta terrängen väster om Vittangiälven, ca 10 km NV om Vittangi. Fyndigheten omfattar 4 utmål, varav två ligger på den direkta fortsättningen av grafitkifferstråket i Hånkannasvaara. I gamla, till största delen igenrasade gropar inom utmålen finns smärre hållar av en ganska fattig grafitkiffer. De två övriga utmålen inom fyndigheten är belägna 700 m längre mot sydöst. Att döma av slingramskartorna bör de täcka rik grafitkiffer.

Litt: Eriksson (1969)

Nunasvaara (4h)

Denna fyndighet, som är belagd med 3 utmål, ligger söder om Hosiojärvi och utgör en fortsättning av grafitkifferstråket i Jälketkurkkio. Grafit-horizonten är deformerad genom släpveckning och bildar öppna veck av storleksordningen 20—40 m. Lagret är kraftigt förtjockat i vecksadlarna. Grafitarean har uppskattats till 3 400 m².

Litt: Geijer (1918b)

Tegengren (1924)

Eriksson (1969)

Nunasvaara statsgruvefält (4h)

Omedelbart NV om utmålen Nunasvaara ligger Nunasvaara statsgruvefält. Fyndigheten upptäcktes 1910 och förklarades som statsgruvefält 1929. Ganska betydande undersökningsarbeten har utförts inom fältet. Dessa, som till stor del företogs redan på 1910-talet, omfattade framför allt jordavrymningar. Även viss försöksbrytning har ägt rum (fig. 58). Genom de slingramsmätningar, som SGU på senare tid har utfört, har man numera



Fig. 58. Skärpning i grafitskiffer. Nunasvaara statsgruvefält.

Trench in graphite schist. Nunasvaara state-mining reservation.

en ganska klar bild även över grafitens utbredning inom fältets jordtäckta delar.

Inom statsgruvefältet, som tillsammans med Jälketkurkkio är den största grafitfyndigheten inom kartområdet, uppträder en ung. 1 100 m lång grafithorisont omgiven av basiska, skiktade tuff(it)er (mot väster) och metadiabas (mot öster). I fältets södra del stryker horisonten mot nordväst men böjer sedan av mot norr och nordöst. Stupningen är närmast vertikal. Bredden varierar i regel mellan 15 och 20 m men kan i veck-strukturer öka till ca 40 m. Ung. 50 m öster om huvudhorisonten uppträder ett endast 3—4 m mäktigt grafitkifferstråk, vilket kan följas i ung. 600 m. Den mellanliggande bergarten utgörs av intrusiv metadiabas, som sannolikt spjälkat upp ett ursprungligen enhetligt grafitlager.

Grafitbergarten är inom hela fyndigheten oftast massformig utan någon skiffrighet. Enligt de stufprover, som tagits på olika lokaler, förekommer i huvudsak en starkt Na-dominant form bestående nästan enbart av grafit och albit (jfr analys nr A23, tab. 3). En ljusgrön eller nästan vit tremolit kan uppträda som sprickfyllnader, särskilt i huvudhorisontens västra randzon. Grafitrika porfyroblaster av cummingtonit har även iakttagits (jfr fig. 20).

Halten av grafit varierar i olika prov mellan ca 20 och 37 %. I ett generalprov över hela bredden på nio ställen erhöles i en utsorterad, rikare fraktion 34.78 % grafit och i en fattigare fraktion 27.48 % grafit (Geijer 1918b, 56). Sulfidinnehållet (svavelkis, magnetkis) är växlande, men ofta förvånansvärt måttligt. Enligt Jansson (1960) uppgick S-halten i 10 st stufprover till 0.28 %.

Litt: Geijer (1918b)

Tegengren (1924)

Eriksson (1969)

Perälompolovaara (6i—j)

På väst- och sydsluttningarna av det låga berget Perälompolovaara, 1.5 km V om landsvägen mellan Vittangi och Karesuando, finns flera gropar och mindre skärpningar upptagna på några horisonter av relativt fattig grafitkiffer. Denna uppträder tillsammans med kvartsrik biotitskiffer, skiktad kalksten och skarnbergarter. I grafitkiffern finns dessutom på flera lokaler upp till en halv meter breda inlagringar av jaspiskvartsit, som kan innehålla något grafit.

Pysäjärvi (3i)

Denna förekomst ligger 6.5 km VSV om Vittangi, N om landsvägen till Svappavaara. I provgropar finns här, förutom grafit-skiffer, även en meter-bred skarnjärnmalm blottad. Väster om stråket förekommer granatförande glimmerskiffer, medan det mot öster begränsas av syenit och granit.

Ylisuannonmaa (4h—i)

Söder om Torneälven, ung. 6.5 km V om Vittangi, ligger Ylisuannonmaa grafitförekomst. Fältet omfattar tre utmål, varav två ligger nära älven, medan det tredje är beläget ung. 500 m längre mot sydväst. Grafit-skifferna inom området är inte sammanhängande utan har form av långsträckta, oftast endast ett par meter breda linser. Sidoberget utgörs i norr av basiska tuffiter och i söder av metadiabas.

Litt: Geijer (1918b)
Tegengren (1924)
Eriksson (1969)

Äijärova (3g)

Grafitfyndigheten Äijärova ligger 13 km V om Vittangi, omedelbart N om landsvägen Vittangi—Svappavaara. Fyndigheten upptäcktes 1916. Grafit-horisontens bredd kan uppgå till 20 m men den har ingen större utsträckning i längd. Grafit-halterna i den starkt skiffrika bergarten uppges variera mellan 24 och 32 % men kan i rikare prov uppgå till mer än 40 %. Sidoberget består av skiktad amfibolit och metadiabas, vilka genomsätts av pegmatit.

Litt: Geijer (1918b)
Tegengren (1924)

TABELL 3. Kemiska analyser i vikt%. Bergarter ur Vittangi grönstensgrupp
Chemical analyses in weight%. Rocks from the Vittangi Greenstone Group

Analys	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9
SiO ₂	49.2	53.0	44.6	46.9	47.2	49.6	48.0	50.3	50.7
TiO ₂	1.20	1.04	2.30	0.91	0.87	0.79	1.28	1.61	1.02
Al ₂ O ₃	14.1	14.1	12.5	15.3	16.7	15.2	15.8	16.4	15.7
Fe ₂ O ₃	2.7	3.4	9.21	3.51	2.74	3.24	3.1	1.5	3.0
FeO	11.9	9.0	10.19	6.91	8.25	6.42	10.6	12.5	9.13
MnO	0.31	0.23	0.18	0.10	0.19	0.22	0.17	0.26	0.22
MgO	6.4	4.5	5.8	7.9	8.6	9.3	7.8	5.4	6.3
CaO	10.0	8.6	9.5	9.9	10.7	9.5	4.2	7.2	7.6
BaO	<0.02	<0.02	0.08	0.01	0.08	0.01	0.02	0.02	0.01
Na ₂ O	1.9	3.8	3.2	4.1	2.5	4.00	4.3	3.5	4.2
K ₂ O	0.25	0.31	0.6	1.1	0.4	0.03	0.50	0.23	0.3
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.10	0.07	0.08	0.14	0.09	0.11	0.12
H ₂ O >105°	1.6	1.1	1.0	1.6	1.2	1.1	3.3	1.0	1.4
H ₂ O <105°	0.1	<0.1	0.18	0.28	0.19	0.26	0.1	0.1	0.26
F	0.01	—	—	—	0.01	0.04	—	0.03	0.01
CO ₂	0.02	0.6	0.7	0.10	0.03	0.04	0.2	0.01	0.04
S	0.04	0.03	0.06	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Cl	—	—	0.39	1.05	0.13	0.11	—	—	0.05
C (grafit)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Summa	99.83	99.82	100.08	99.88	99.86	100.29	99.46	100.02	100.04
-O=S, F, Cl	0.03	0.02	0.10	0.20	0.03	0.04	—	0.02	0.01
Total	99.8	99.8	100.0	99.7	99.8	100.2	99.5	100.0	100.0
V ppm	470	450	1000	310	360	185	450	470	340
Cr	200	140	30	450	380	850	250	220	350
Co	30	25	65	45	40	35	40	30	30
Ni	60	50	100	390	145	215	100	70	110

A1: Ny Pillowlava, Sautusvaara, 8c
 A2: Ny Pillowlava, V om Sekkujoki, 8c
 A3: Ny Magnetitrik metadiabas, Nunasvaara, 4h
 A4: Ny Metadiabas, Jälketkurkkio, 4h
 A5: Ny Metadiabas, Ö. Sautusvaara, 8c
 A6: Ny Porfyril assoc med metadiabas, V om Rovasaari, 4g
 A7: Ny Tuffit, Vittangiälven, 8c
 A8: Ny Tuff (it), Ö. Sautusvaara, 8c
 A9: Ny Tuff (it), V om Jälketkurkkio, 4h

Analytiker
 B. Åkerlund
 B. Åkerlund
 V. Grundulis
 V. Grundulis
 B. Rönnholm
 V. Grundulis
 B. Åkerlund
 B. Åkerlund
 V. Grundulis

Analys nr	A10	A11	A12	A13	A14	A15	A16	A17	A18
SiO ₂	51.7	48.5	55.5	57.2	64.2	48.1	50.46	52.9	54.52
TiO ₂	2.45	1.06	0.91	1.32	0.96	1.30	1.84	1.94	1.20
Al ₂ O ₃	13.5	15.5	15.4	11.9	18.1	12.7	12.40	11.3	11.55
Fe ₂ O ₃	1.7	1.67	3.1	2.2	0.76	1.7	1.58	<0.1	0.56
FeO	13.1	11.50	4.6	4.1	5.13	9.3	2.40	1.5	1.20
MnO	0.28	0.21	0.04	0.03	0.12	0.19	0.18	0.10	0.12
MgO	5.8	11.8	2.3	7.4	4.8	5.3	6.18	7.4	9.91
CaO	2.1	3.3	3.6	6.1	2.3	15.5	15.73	14.4	9.30
BaO	0.20	0.03	0.09	0.17	0.07	0.03	—	0.02	—
Na ₂ O	4.0	2.9	3.5	2.5	0.37	2.0	2.72	5.2	4.04
K ₂ O	3.0	1.0	3.0	3.7	2.0	0.9	0.64	0.9	0.64
P ₂ O ₅	0.22	0.14	0.12	0.33	0.11	0.26	0.16	0.05	0.10
H ₂ O >105°	1.7	2.2	2.3	1.3	1.3	1.1	1.19	1.3	1.6
H ₂ O <105°	0.06	0.47	0.45	0.1	0.43	0.37	0.57	0.08	0.33
F	0.04	0.03	0.13	0.11	0.07	0.04	—	0.02	—
CO ₂	0.02	0.03	0.12	0.03	0.01	0.024	0.36	1.15	0.08
S	0.51	<0.01	4.27	1.8	0.03	2.28	0.67	<0.01	0.35
Cl	0.25	0.05	0.13	—	0.05	0.09	0.63	1.6	1.84
C (grafit)	—	—	1.18	—	—	—	—	—	—
Summa	100.63	100.39	101.74	100.29	100.84	101.40	99.71	99.95	97.34
—O=F, S, Cl	0.33	0.03	1.50	0.64	0.05	0.79	0.35	0.36	0.52
Total	100.3	100.4	100.2	99.7	100.8	100.6	97.4	99.6	96.8
V ppm	450	300	310	200	130	195	—	350	—
Cr	180	300	360	300	220	140	—	350	—
Co	60	40	20	40	30	25	—	<10	—
Ni	180	115	120	90	105	110	—	<10	—

Analytiker

A10:	Frietsch 1966 s. 36.	Basisk tuff (it), Ö om Nykvarnijärvi, 3e	B. Johannesson
A11:	Ny	Mg-rik skiffer, V om Nunasvaara, 4h	V. Grundulis
A12:	Ny	Sulfidförande skiffer, Kuusi Nunasvaara, 5g	V. Grundulis
A13:	Ny	Sulfidförande skiffer, Sautusvaara järnmalm, 8c	B. Åkerlund
A14:	Ny	Cordierit-andalusitskiffer, Jälketkurkio, 4h	V. Grundulis
A15:	Ny	Skarn-skapolitfels, NO om Mänty Vathanvaara, 6g	V. Grundulis
A16:	Frietsch 1966 s. 42.	Skapolitfels, SV om Särkijärvi, 3e	A. Heikinen
A17:	Frietsch 1966 s. 42.	Skapolitfels, N om Sahajärvi, 2e	B. Johannesson
A18:	Frietsch 1966 s. 42.	Skapolitfels, Ö om Nykvarnijärvi, 3e	A. Heikinen

Forts. tabell 3.

Analys nr	A19	A20	A21	A22	A23	A24	A25	A26	A27
SiO ₂	33.8	38.0	39.5	39.8	41.6	46.9	48.9	52.4	54.0
TiO ₂	0.51	0.61	0.57	0.8	0.75	0.69	1.29	1.04	0.82
Al ₂ O ₃	9.6	8.5	10.8	10.1	11.9	11.7	11.9	11.5	12.5
Fe ₂ O ₃	0.4	0.7	0.6	3.9	0.4	0.6	5.3	0.2	0.6
FeO	1.1	0.9	0.2	1.3	0.1	0.4	4.8	7.1	0.2
MnO	0.03	0.04	<0.01	0.05	<0.01	0.02	0.04	0.01	<0.01
MgO	3.0	6.4	<0.1	1.9	0.7	2.9	8.1	5.8	3.1
CaO	6.6	5.6	0.7	4.3	1.1	2.1	4.7	4.2	0.8
BaO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.10	0.18	<0.05
Na ₂ O	4.3	2.9	6.3	4.3	6.4	6.7	2.4	1.3	5.7
K ₂ O	0.4	0.2	0.05	0.3	0.4	0.06	3.8	8.2	1.1
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.22	0.23	0.06
H ₂ O >105°	2.1	1.9	1.1	1.7	1.1	1.0	3.0	1.9	1.7
H ₂ O <105°	0.5	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.2	0.2	0.3
F	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.03	0.08	0.08	0.06
CO ₂	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.13	0.12	0.05
S	0.03	0.01	0.12	0.01	0.01	0.01	5.2	3.3	0.14
Cl	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—
C (grafit)	36.7	34.3	40.6	31.1	36.0	26.3	2.7	4.0	19.5
Summa	99.09	100.47	100.84	100.02	100.90	99.85	102.76	101.81	100.63
—O=S, F, Cl	—	—	—	—	—	—	2.6	1.6	—
Total	99.1	100.5	100.6	100.0	100.9	99.9	100.2	100.2	100.6
V ppm	155	250	170	250	50	130	600	280	120
Cr	125	175	60	165	40	110	250	290	60
Co	<10	<10	<10	<10	<10	<10	150	80	<10
Ni	<10	<10	<10	<10	<10	<10	9	120	<10

Analytiker

A19:	Ny	Grafitskiffer, Jälketkurkkio grafitf., 4h	B. Åkerlund
A20:	Ny	Grafitskiffer, Airikurkkio grafitf., 5i	B. Åkerlund
A21:	Ny	Grafitskiffer, Nunasvaara grafitf., 4h	B. Åkerlund
A22:	Ny	Grafitskiffer, NO om Maltosjärvi, 8h	B. Åkerlund
A23:	Ny	Grafitskiffer, Nunasvaara statsgruvefält, 4h	B. Åkerlund
A24:	Ny	Grafitskiffer, Jälketkurkkio gruvstugor, 4h	B. Åkerlund
A25:	Ny	Grafitförande skiffer, Sautusvaara järnmalm, 8c	B. Åkerlund
A26:	Ny	Grafitförande skiffer, Sautusvaara järnmalm, 8c	B. Johannessson
A27:	Ny	Grafitskiffer, Nunasvaara statsgruvefält, 4h	B. Åkerlund

Analys nr	A28	A29	A30
SiO ₂	55.0	60.8	76.6
TiO ₂	1.23	0.62	0.57
Al ₂ O ₃	15.3	11.8	7.8
Fe ₂ O ₃	0.1	0.4	0.5
FeO	2.2	4.6	0.8
MnO	0.04	0.12	0.03
MgO	3.8	4.1	1.4
CaO	1.2	2.5	2.5
BaO	0.04	0.05	0.05
Na ₂ O	5.4	4.8	3.7
K ₂ O	5.0	0.4	0.7
P ₂ O ₅	0.14	0.05	0.28
H ₂ O > 105°	1.9	1.9	1.4
H ₂ O < 105°	0.07	0.2	0.2
F	0.10	0.03	0.02
CO ₂	0.25	0.01	0.03
S	0.43	0.01	0.01
Cl	0.05	—	—
C (grafit)	8.50	8.5	4.4
Summa	100.75	100.73	100.30
—O=S, F, Cl	0.26	—	—
Total	100.5	100.7	100.30
V ppm	700	160	100
Cr	350	100	50
Co	10	10	10
Ni		15	10

A28: Frietsch 1966 s. 38. Grafitförande skiffer, SÖ om Kaisjärvi, 3e
A29: Ny Grafitförande skiffer, Hånkanunasvaara grafitf., 5h
A30: Ny Grafitförande jaspiskvartsit, Perälompolovaara, 6j

Analytiker

B. Johannesson

B. Åkerlund

B. Åkerlund

TABELL 4. Niggli-värden, CIPW-norm och QLM-värden för analyser i tabell 3 (beräknade enligt SGU dataprogram 528-BENORM2)

Niggli values, CIPW norm and QLM values for the analyses in Table 3

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10
al	19.40	21.63	16.25	20.22	21.41	19.95	22.55	23.70	22.49	21.39
fm	50.87	44.23	53.51	45.48	47.74	48.68	55.64	48.68	47.33	56.77
c	25.04	24.01	22.53	23.80	25.01	22.68	10.92	18.93	19.80	6.26
alk	4.67	10.10	7.69	10.48	5.82	8.68	10.87	8.68	10.36	15.57
si	114.90	138.02	98.43	105.19	102.70	110.48	116.29	123.45	123.26	139.00
k	0.07	0.05	0.10	0.15	0.09	0.00	0.07	0.04	0.04	0.33
mg	0.43	0.39	0.35	0.58	0.58	0.63	0.50	0.40	0.50	0.40
qz	- 3.79	- 2.41	-32.33	-36.75	-20.60	-24.23	-27.19	-11.37	-18.19	-23.27
ti	2.10	2.03	3.81	1.53	1.42	1.32	2.33	2.96	1.86	4.95
p	0.10	0.12	0.09	0.06	0.07	0.13	0.09	0.11	0.12	0.25
h	12.46	9.55	7.36	11.96	8.70	8.17	26.66	8.17	11.35	15.24
w	0.16	0.25	0.44	0.31	0.23	0.31	0.20	0.09	0.22	0.10
t	-10.30	-12.48	-13.96	-14.06	- 9.42	-11.40	0.76	- 3.91	- 7.67	- 0.44
Q	2.6	4.7	0.3	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	1.2	—	—	0.7
Or	1.5	1.8	3.5	6.5	2.4	0.2	3.0	1.4	1.8	17.6
Ab	16.1	32.2	24.1	23.1	20.3	33.1	36.6	29.6	35.2	31.8
An	29.3	20.5	19.4	24.3	33.8	23.9	19.1	28.3	23.3	9.0
Ne	—	—	—	2.1	—	—	—	—	—	—
Hl	—	—	0.6	1.7	0.2	0.2	—	—	0.1	0.4
Wo	8.2	7.4	9.4	10.0	7.9	9.2	—	2.7	5.6	—
En	16.0	11.2	14.4	6.5	9.7	7.8	7.6	11.0	9.8	10.0
Fs	18.2	12.4	7.5	2.8	5.3	2.7	5.9	16.0	8.1	12.5
Fo	—	—	—	9.3	8.3	10.8	8.3	1.7	4.1	3.1
Fa	—	—	—	4.4	5.0	4.2	7.1	2.7	3.8	4.2
Mt	3.9	4.9	13.3	5.1	4.0	4.7	4.5	2.2	4.4	2.5
Il	2.3	2.0	4.4	1.7	1.7	1.5	2.4	3.1	1.9	4.6
Ap	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.5
Cc	—	1.4	1.6	0.2	0.1	0.1	0.5	—	0.1	0.1
Q	35.9	39.3	28.4	30.1	31.9	31.0	32.0	37.0	34.7	36.2
L	22.7	27.2	24.3	28.6	26.9	27.3	29.8	29.5	29.7	30.5
M	41.4	33.5	47.3	41.4	41.2	41.7	38.3	33.5	35.7	33.3

TABELL 5. Kemiska analyser i vikt%. Bergarter ur porfyrgruppen
Chemical analyses in weight%. Rocks from the Porphyry Group

Analys nr	A31	A32	A33	A34	A35	A36	A37	A38	A39
SiO ₂	46.2	47.5	47.6	49.2	50.7	53.0	53.3	54.4	55.1
TiO ₂	0.93	1.79	0.83	0.83	0.68	0.75	0.77	0.65	0.62
Al ₂ O ₃	15.3	15.1	16.1	16.9	20.0	19.2	17.3	18.6	15.2
Fe ₂ O ₃	12.47	9.1	22.04	5.79	8.48	2.25	2.6	4.41	11.07
FeO	9.48	6.7	1.65	7.09	2.16	5.10	4.8	4.56	3.82
MnO	0.15	0.14	0.05	0.16	0.04	0.03	0.27	0.08	0.05
MgO	5.9	4.2	0.5	5.8	2.8	5.8	5.5	3.4	2.1
CaO	1.5	9.1	0.7	0.9	3.1	1.8	7.0	3.7	0.7
BaO	0.43	0.03	0.28	0.10	0.13	0.08	0.10	0.09	0.13
Na ₂ O	3.0	4.4	0.5	0.2	3.5	6.2	4.6	5.7	3.1
K ₂ O	3.8	0.7	8.7	9.3	6.2	3.6	1.4	2.9	5.0
P ₂ O ₅	0.16	0.44	0.58	0.23	0.33	0.21	0.16	0.28	0.34
H ₂ O >105°	1.4	0.9	0.9	3.4	1.3	1.5	1.0	0.4	1.9
H ₂ O <105°	0.15	0.03	0.16	0.52	0.24	0.25	0.3	0.17	0.80
F	0.07	0.04	0.03	<0.01	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01
CO ₂	0.02	0.03	<0.01	0.23	0.03	0.09	0.03	0.27	0.03
S	<0.01	0.01	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.04	0.06	0.23
Cl	0.15	0.10	0.02	0.14	<0.01	0.02	0.08	0.25	0.02
Summa	101.11	100.31	100.64	100.85	99.70	99.88	99.27	99.95	100.22
-O=S, F, Cl	0.06	0.03		0.05		—	0.04	0.08	0.07
Total	101.1	100.3	100.6	100.8	99.7	99.9	99.2	99.9	100.2
V ppm	350	300	100	250	100	170	110	250	100
Cr	100	30	<10	80	10	95	80	120	<10
Co	<10	60	<10	100	<10	15	02	20	<10
Ni	90	20	20	50	50	50	20	40	30

Analytiker

A31: Frietsch 1966 s. 166. Omkrist., basaltisk meta-vulkanit, Gruvberget, 3d

V. Grundulis

A32: Frietsch 1966 s. 58. Basisk, bandad leptit, Ö om Kaisjärvi, 3e

B. Johannesson

A33: Frietsch 1966 s. 162. Fragmentf. leptit (meta-basalt), Gruvberget, 3d

V. Grundulis

A34: Frietsch 1966 s. 166. Basisk leptit (meta-basalt), Gruvberget, 3d

V. Grundulis

A35: Frietsch 1966 s. 150. Leptit (meta-andesit), Gruvberget, 3d

V. Grundulis

A36: Ny Albitporfyr, Pahtavaara koppargruva, 8d

B. Rönholm

A37: Eriksson 1965. Gnejsig meta-andesit, Altavaara järnmalm, 6a

B. Åkerlund

A38: Frietsch 1966 s. 32. Albitporfyr, VSV om Särkäjärvi, 3d

V. Grundulis

A39: Frietsch 1966 s. 162. Fragmentf. leptit (meta-trakyt), Gruvberget, 3d

V. Grundulis

Forts. tabell 5.

Analys nr	A40	A41	A42	A43	A44	A45	A46	A47	A48
SiO ₂	55.4	55.6	56.8	57.5	57.5	57.7	57.7	57.8	57.8
TiO ₂	0.87	0.75	0.65	0.58	0.78	1.06	0.77	0.66	1.02
Al ₂ O ₃	19.1	18.7	17.9	17.2	19.3	16.5	19.1	17.2	16.5
Fe ₂ O ₃	4.19	13.47	5.11	3.60	9.63	1.84	4.21	4.01	5.8
FeO	3.92	1.34	5.38	5.76	0.79	3.20	2.26	6.36	3.4
MnO	0.09	0.05	0.04	0.07	0.02	0.13	0.02	0.05	0.04
MgO	3.2	0.5	2.5	4.2	0.6	3.8	3.2	3.4	2.4
CaO	5.2	0.4	2.5	3.6	2.6	3.8	1.9	2.4	2.6
BaO	0.10	0.19	0.12	0.12	0.10	0.02	<0.01	0.05	<0.01
N ₂ O	3.8	0.1	5.4	2.8	1.4	7.5	7.0	4.0	8.5
K ₂ O	1.8	5.6	2.6	3.1	4.5	1.5	1.7	3.0	0.3
P ₂ O ₅	0.31	0.33	0.20	0.17	0.28	0.42	0.38	0.21	0.68
H ₂ O >105°	1.9	2.3	0.7	1.4	2.20	1.6	1.3	0.18	0.9
H ₂ O <105°	0.28	0.3	0.17	0.12	1.20	0.33	0.28	0.28	0.04
F	0.01	0.07	0.05	0.04	0.06	0.05	0.01	0.01	0.07
CO ₂	0.06	<0.01	0.09	0.22	0.14	0.73	0.01	0.04	0.03
S	<0.01	<0.01	0.003	0.001	0.01	0.01	<0.01	0.012	<0.01
Cl	0.02	0.02	—	—	—	0.12	0.03	—	0.05
Summa	100.25	99.72	100.21	100.48	100.10	100.31	99.87	99.64	100.13
-O=S,F,Cl	0.02	—	—	—	0.04	—	—	—	0.04
Total	100.3	99.7	100.2	100.5	100.1	100.3	99.9	99.6	100.1
V ppm	100	50	—	—	—	100	150	—	100
Cr	<10	10	—	—	—	<10	<10	—	40
Co	<10	10	—	—	—	30	10	—	10
Ni	<10	<10	—	—	—	20	30	—	20

			Analytiker
A40:	Frietsch 1966 s. 150.	Leptit (meta-trakyt), Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A41:	Frietsch 1966 s. 162.	Sericitskiffer, Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A42:	Parák 1965 s. 53.	Biotitskiffer (ev. sediment i porfyrmiljö), Leveäniemi, 2e	V. Grundulis
A43:	Parák 1965 s. 53.	Biotitskiffer (ev. sediment i porfyrmiljö), Leveäniemi, 2e	V. Grundulis
A44:	Parák 1965 s. 57.	Muskovitskiffer, Leveäniemi, 2e	V. Grundulis
A45:	Frietsch 1966 s. 158.	Na-trakyt, Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A46:	Frietsch 1966 s. 158.	Na-trakyt, Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A47:	Parák 1965 s. 53.	Biotitskiffer (ev. sediment i porfyrmiljö), Leveäniemi, 2e	V. Grundulis
A48:	Frietsch 1966 s. 58.	Bandad, intermediär leptit, ÖSÖ om Kaisjärvi, 3e	B. Johannesson

Analys nr	A49	A50	A51	A52	A53	A54	A55	A56	A57
SiO ₂	59.2	59.8	60.0	60.0	60.8	60.8	61.0	61.0	61.0
TiO ₂	0.79	0.76	0.67	0.63	0.69	0.68	0.42	0.71	0.45
Al ₂ O ₃	17.2	18.5	17.6	19.0	18.3	16.7	22.0	19.0	13.7
Fe ₂ O ₃	3.25	2.3	2.94	5.43	7.82	2.4	0.41	3.65	13.07
FeO	4.72	4.02	1.85	1.65	0.89	3.1	1.17	1.93	1.54
MnO	0.09	0.04	0.12	0.06	0.06	0.10	0.01	0.02	0.03
MgO	3.0	2.5	0.5	1.5	0.7	2.0	0.9	1.0	1.3
CaO	1.9	2.7	4.6	1.5	2.1	4.1	3.0	1.9	0.4
BaO	0.15	0.16	0.13	0.01	0.12	0.09	0.04	0.01	0.11
Na ₂ O	4.8	3.7	5.4	8.8	3.7	5.9	6.8	8.0	0.6
K ₂ O	4.3	4.5	3.5	0.7	3.5	2.0	2.4	1.5	5.7
P ₂ O ₅	0.29	0.33	0.26	0.29	0.24	0.28	0.15	0.39	0.33
H ₂ O > 105°	0.3	1.2	1.1	0.5	1.0	0.5	0.5	0.5	1.8
H ₂ O < 105°	0.22	0.22	0.20	0.20	0.36	0.3	1.1	0.5	0.34
F	0.03	0.05	0.01	0.01	0.06	0.02	0.02	0.04	<0.01
CO ₂	0.10	0.01	1.25	0.36	0.01	0.55	0.03	0.01	<0.01
S	0.05	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.11	0.01	0.01	<0.01
Cl	0.05	0.08	0.01	0.4	—	0.14	—	—	0.03
Summa	100.44	100.87	100.14	100.67	100.34	99.77	99.95	100.17	100.40
-O=S, F, Cl	0.03	0.03	—	—	—	0.07	—	—	—
Total	100.4	100.8	100.1	100.7	100.3	99.7	100.0	100.2	100.4
V ppm	100	100	100	100	—	100	—	—	100
Cr	<10	<10	<10	<10	—	<10	—	—	<10
Co	30	40	<10	10	—	15	—	—	<10
Ni	<10	30	<10	20	—	<10	—	—	<10

Analytiker

A49:	Frietsch 1966 s. 158.	Trakyt, Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A50:	Frietsch 1966 s. 150.	Leptit (meta-trakyt), Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A51:	Frietsch 1966 s. 150.	Leptit (meta-trakyt), Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A52:	Frietsch 1966 s. 158.	Na-trakyt, Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A53:	Parák 1965 s. 57.	Muskovitskiffer, Leveäniemi, 2e	V. Grundulis
A54:	Eriksson 1965.	Förgnejsad meta-trakyt, Altavaara järnmalm, 6a	B. Åkerlund
A55:	Parák 1965 s. 54.	Omkryst. Na-trakyt, Leväniemi, 2e	V. Grundulis
A56:	Parák 1965 s. 54.	Omkryst. Na-trakyt, Leväniemi, 2e	V. Grundulis
A57:	Frietsch 1966 s. 162.	Sericitskiffer, Gruvberget, 3d	V. Grundulis

Forts. tabell 5.

Analys nr	A58	A59	A60	A61
SiO ₂	63.4	67.3	70.9	74.79
TiO ₂	0.24	0.29	0.33	0.18
Al ₂ O ₃	13.2	15.4	14.67	13.57
Fe ₂ O ₃	1.93	2.1	0.49	1.64
FeO	3.24	1.4	1.85	0.22
MnO	0.11	0.07	0.01	0.00
MgO	4.7	1.1	1.6	0.21
CaO	4.5	1.5	3.2	1.10
BaO	0.01	0.06	0.03	—
Na ₂ O	6.3	4.4	3.9	5.76
K ₂ O	0.5	5.3	1.6	2.74
P ₂ O ₅	0.02	0.31	0.24	0.11
H ₂ O > 105°	1.7	1.1	0.96	0.46
H ₂ O < 105°	0.25	0.10	0.28	0.09
F	0.02	0.06	0.03	—
CO ₂	0.11	0.05	0.02	0.00
S	0.01	< 0.01	< 0.01	—
Cl	0.01	0.03	0.15	—
Summa	100.35	100.57	100.26	99.87
-O=S, F, Cl	0.01	0.04	0.04	—
Total	100.3	100.5	100.2	99.9
V ppm	100	50	50	—
Cr	< 10	20	< 10	—
Co	10	10	< 10	—
Ni	20	10	40	—

A58: Frietsch 1966 s. 195. Ryolitisk trakyt, Na-rik, Tansari, 3d
 A59: Frietsch 1966 s. 58. Bandad, sur leptit, Ö om Kaisjärvi, 3e
 A60: Frietsch 1966 s. 179. Skapolitiserad leptit, Ö om
 Gruvberget, 3e
 A61: Frietsch 1966 s. 197. Ryolit, VSV om Syväjärvi, 3d

Analytiker

V. Grundulis
 B. Johannesson
 V. Grundulis
 P. Ojanperä

TABELL 6. Niggli-värden, CIPW-norm och QLM-värden för analyser i tabell 5 (beräknade enligt SGU dataprogram 528-BENORM2)

Niggli values, CIPW norm and QLM values for the analyses in Table 5

	A31	A32	A33	A34	A35	A36	A37	A38	A39
al	21.28	21.08	27.00	27.54	33.76	31.24	27.19	31.67	29.22
fm	61.93	44.61	53.37	52.73	35.51	40.39	38.40	35.45	47.95
c	4.19	23.13	2.44	2.77	9.66	5.41	20.11	11.55	2.61
alk	12.58	11.16	17.17	16.94	21.05	22.94	14.27	21.31	20.21
si	109.07	112.55	135.48	136.08	145.26	146.36	142.19	157.20	179.77
k	0.45	0.09	0.91	0.96	0.53	0.27	0.16	0.25	0.51
mg	0.33	0.33	0.03	0.45	0.33	0.59	0.56	0.41	0.21
qz	-41.28	-32.10	-33.21	-31.68	-38.94	-45.39	-14.92	-28.04	-1.06
ti	1.65	3.18	1.77	1.72	1.46	1.55	1.54	1.41	1.52
p	0.15	0.44	0.69	0.26	0.40	0.24	0.18	0.34	0.46
h	11.02	7.11	8.54	31.36	12.42	13.81	8.89	3.85	20.67
w	0.54	0.54	0.92	0.42	0.77	0.28	0.32	0.46	0.72
t	4.50	-13.21	7.38	7.82	3.05	2.89	-7.19	-1.19	6.40
Q	0.6	—	10.6	0.6	—	—	—	—	14.4
C	4.0	—	5.8	6.1	2.7	2.6	—	1.0	4.3
Or	22.2	4.1	51.2	54.7	36.8	21.3	8.4	17.2	29.7
Ab	24.0	36.4	4.1	0.7	27.2	40.5	38.7	46.5	26.2
An	6.6	19.7	0.1	1.7	13.3	6.9	23.0	15.0	1.3
Ne	—	—	—	—	1.4	6.5	—	—	—
Hl	0.2	0.2	—	0.2	—	—	0.1	0.4	—
Wo	—	9.3	—	—	—	—	4.6	—	—
En	14.6	8.0	1.2	14.4	—	—	10.2	4.0	5.3
Fs	5.8	1.6	—	7.0	—	—	4.3	1.7	—
Fo	—	1.7	—	—	4.9	10.2	2.6	3.1	—
Fa	—	0.4	—	—	—	4.9	1.2	1.5	—
Mt	17.9	13.2	3.0	8.4	5.1	3.3	3.8	6.4	9.9
Hm	—	—	19.8	—	5.0	—	—	—	4.3
Il	1.7	3.4	1.6	1.6	1.3	1.4	1.5	1.2	1.2
Ap	0.4	1.0	1.4	0.5	0.8	0.5	0.4	0.7	0.8
Cc	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.2	0.1	0.6	0.1
Q	26.4	30.9	32.6	33.4	35.6	33.3	38.6	39.1	42.3
L	27.1	30.9	29.7	29.5	41.5	41.0	34.5	40.1	30.0
M	46.5	38.2	37.7	37.1	22.9	25.7	26.9	20.7	27.8

Forts. tabell 6.

	A40	A41	A42	A43	A44	A45	A46	A47	A48
al	34.13	40.46	32.68	31.11	41.74	30.51	36.29	31.70	30.61
fm	34.19	44.22	37.50	42.50	32.36	30.86	31.74	42.06	34.06
c	17.01	1.84	8.44	11.98	10.36	12.80	6.57	8.10	8.78
alk	14.65	13.47	21.36	14.40	15.51	25.81	25.37	18.11	26.54
si	168.00	204.14	176.00	176.50	211.05	181.07	186.06	180.82	181.96
k	0.23	0.97	0.24	0.42	0.67	0.11	0.13	0.33	0.02
mg	0.42	0.06	0.30	0.45	0.10	0.57	0.48	0.37	0.33
qz	9.39	50.26	-9.34	18.89	48.98	-22.20	-15.45	8.35	-24.20
ti	1.98	2.07	1.51	1.33	2.15	2.50	1.86	1.55	2.41
p	0.39	0.51	0.26	0.22	0.43	0.55	0.51	0.27	0.90
h	19.21	28.16	7.23	14.33	26.93	16.74	13.98	1.87	9.45
w	0.49	0.90	0.46	0.35	0.91	0.34	0.62	0.36	0.60
t	2.46	25.14	2.87	4.72	15.86	-8.10	4.33	5.48	-4.71
Q	10.4	*	5.1	13.3	26.9	—	2.9	10.2	0.8
C	2.3		2.3	3.6	8.4	—	3.3	3.6	—
Or	10.6		15.4	18.3	26.6	8.9	10.1	17.8	1.8
Ab	32.0		45.7	23.6	11.9	62.6	59.2	34.1	71.5
An	23.6		10.5	15.3	10.1	7.4	6.9	10.4	6.2
Hl	—		—	—	—	0.2	0.1	—	0.1
Wo	—		—	—	—	1.7	—	—	0.9
En	8.0		6.2	10.4	1.5	3.8	8.0	8.5	6.0
Fs	2.4		4.7	6.8	—	1.1	—	7.4	—
Fo	—		—	—	—	4.0	—	—	—
Fa	—		—	—	—	1.3	—	—	—
Mt	6.1		7.4	5.2	0.3	2.7	5.1	5.9	8.1
Hm	—		—	—	9.4	—	0.7	—	0.2
Il	1.7		1.2	1.1	1.5	2.0	1.5	1.3	1.9
Ap	0.7		0.5	0.4	0.7	1.0	0.9	0.5	1.6
Cc	0.1		0.2	0.5	0.3	1.7	—	0.1	0.1
Q	46.4		42.2	46.5	53.8	41.9	42.7	44.7	40.8
L	33.8		36.4	28.5	25.5	41.0	39.2	31.1	41.3
M	19.8		21.3	25.0	20.7	17.1	18.1	24.2	17.9

* Normen ej beräkningsbar med dataprogrammet.

	A49	A50	A51	A52	A53	A54	A55	A56	A57
al	33.15	37.37	37.81	37.90	40.50	34.25	48.09	41.53	31.23
fm	35.79	30.35	16.79	26.24	29.00	25.98	9.78	21.76	50.62
c	6.85	10.13	18.15	5.45	8.62	15.41	11.98	7.56	1.82
alk	24.19	22.13	27.22	30.39	21.85	24.34	30.13	29.12	16.31
si	193.67	205.02	218.78	203.13	228.37	211.63	226.30	226.29	235.99
k	0.37	0.44	0.29	0.04	0.38	0.18	0.18	0.01	0.86
mg	0.40	0.42	0.16	0.28	0.13	0.39	0.50	0.25	0.14
qz	-3.11	16.47	9.86	-18.44	40.93	14.23	5.76	9.79	70.73
ti	1.94	1.95	1.83	1.60	1.94	1.77	1.17	1.98	1.30
p	0.40	0.47	0.40	0.41	0.38	0.41	0.23	0.61	0.54
h	3.27	13.72	13.37	5.64	12.52	5.80	6.18	6.18	23.22
w	0.38	0.33	0.58	0.74	0.88	0.41	0.23	0.62	0.88
t	2.11	5.10	-7.56	2.05	10.02	-5.52	5.97	4.84	13.09
Q	5.4	10.8	8.7	4.5	21.1	9.2	4.5	9.6	33.9
C	2.1	3.5	—	3.1	5.2	—	3.2	3.2	6.6
Or	25.4	26.4	20.7	4.1	20.7	11.9	14.3	0.9	33.7
Ab	40.2	30.5	45.6	70.9	31.3	49.1	58.2	68.9	4.9
An	7.1	11.2	13.5	3.3	8.7	13.8	13.9	6.9	—
Hl	0.1	0.1	—	0.7	—	0.2	—	—	0.1
Wo	—	—	—	—	—	0.6	—	—	—
En	7.5	6.2	1.2	3.7	1.7	5.0	2.3	2.5	3.2
Fs	4.7	4.3	0.1	—	—	2.6	1.1	—	—
Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	4.7	3.3	4.3	3.6	1.0	3.5	0.6	4.3	3.7
Hm	—	—	—	2.9	7.1	—	—	0.8	10.5
Il	1.5	1.4	1.3	1.2	1.3	1.3	0.8	1.4	0.9
Ap	0.7	0.8	0.6	0.7	0.6	0.7	0.4	0.9	0.8
Cc	0.2	—	2.8	0.8	—	1.3	0.1	—	—
Q	44.4	48.8	50.7	44.5	52.7	49.6	49.9	49.1	53.8
L	36.7	34.7	42.0	41.0	31.3	38.1	44.0	39.5	19.5
M	18.9	16.5	7.2	14.5	16.0	12.3	6.1	11.4	26.7

Forts. tabell 6.

	A58	A59	A60	A61
al	25.67	39.80	40.83	46.63
fm	37.17	19.51	20.31	10.07
e	15.92	7.15	16.21	0.62
alk	21.21	33.53	22.63	42.66
si	209.30	295.15	334.22	435.28
k	0.04	0.44	0.21	0.23
mg	0.62	0.36	0.55	0.18
qz	24.44	61.02	143.68	164.62
ti	0.59	0.95	1.16	0.78
p	0.02	0.57	0.47	0.27
h	18.71	16.08	15.09	8.92
w	0.34	0.57	0.19	0.87
t	-11.46	-0.88	1.98	3.34
Q	10.0	17.5	33.2	*
C	—	0.6	1.6	
Or	3.0	31.2	9.5	
Ab	53.2	36.8	31.9	
An	6.3	4.9	14.2	
Hl	—	0.1	0.2	
Wo	6.3	—	—	
En	11.7	2.7	4.0	
Fs	4.1	0.5	2.4	
Fo	—	—	—	
Fa	—	—	—	
Mt	2.8	3.0	0.7	
Hm	—	—	—	
Il	0.5	0.5	0.6	
Ap	—	0.7	0.6	
Cc	0.3	0.1	0.1	
Q	46.5	55.9	65.2	
L	30.4	36.5	27.2	
M	23.0	7.5	7.7	

* Normen ej beräkningsbar med dataprogrammet.

TABELL 7. Kemiska analyser i vikt%. Gångbergarter
Chemical analyses in weight%. Dikes

Analys nr	A62	A63	A64	A65	A66	A67	A68	A69
SiO ₂	50.7	51.3	45.0	46.7	47.7	48.0	49.4	52.4
TiO ₂	1.04	0.98	0.93	1.20	2.12	1.39	1.39	0.65
Al ₂ O ₃	19.0	17.2	16.0	14.9	12.7	17.0	16.9	15.7
Fe ₂ O ₃	3.31	3.38	6.56	4.25	2.90	5.38	5.43	2.5
FeO	5.26	6.51	5.04	8.53	14.50	7.22	7.00	4.9
MnO	0.15	0.16	0.41	0.12	0.16	0.09	0.12	0.07
MgO	5.0	5.6	8.7	6.4	6.8	6.2	6.3	4.8
CaO	8.5	7.8	6.9	4.6	8.1	7.7	6.9	8.3
BaO	0.02	0.05	0.09	—	0.01	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	4.0	4.2	3.6	2.59	2.6	3.9	4.0	5.7
K ₂ O	0.8	1.5	2.6	5.74	0.4	1.3	1.3	1.0
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.16	0.25	0.14	0.32	0.33	0.31
H ₂ O >105°	2.0	0.5	2.6	0.74	1.4	1.0	1.0	1.8
H ₂ O <105°	0.1	0.16	0.68	0.74	0.35	0.24	0.32	0.2
F	0.04	0.04	0.05	0.18	0.03	0.04	0.05	0.07
CO ₂	<0.01	<0.01	0.09	0.69	0.07	0.09	0.01	1.05
S	<0.01	0.07	0.04	0.03	0.34	0.12	0.03	0.08
Cl	0.02	0.65	1.00	0.15	0.54	—	—	0.12
V ₂ O ₅	—	—	—	0.19	—	—	—	—
Summa	100.15	100.25	100.45	97.26	100.86	100.01	100.49	99.67
—O=S, F, Cl	0.02	0.17	0.21	—	0.25	—	—	0.09
Total	100.1	100.1	100.2	97.3	100.6	100.0	100.5	99.6
V ppm	300	250	250	—	340	—	—	240
Cr	140	30	70	—	1200	—	—	110
Co	50	30	40	—	45	—	—	20
Ni	70	50	120	—	195	—	—	40

Analytiker

A62:	Frietsch 1966 s. 66.	Andesinporfyr, SSV om Syväjärvi, 3d	V. Grundulis
A63:	Frietsch 1966 s. 66.	Andesinporfyr, S om Särkäjärvi, 3c	V. Grundulis
A64:	Frietsch 1966 s. 172.	Metabasitgång, Gruvberget, 3d	V. Grundulis
A65:	Frietsch 1966 s. 172.	Metabasitgång, Gruvberget, 3d	S. Abrahamsson
A66:	Ny	Basisk gångbergart, N om Venejärvi, 6g	V. Grundulis
A67:	Parák 1965 s. 63.	Metabasitgång, Leveäniemi, 2e	V. Grundulis
A68:	Parák 1965 s. 63.	Metabasitgång, Leveäniemi, 2e	V. Grundulis
A69:	Ny	Porfyr, Sautusvaara järnmalm, 8c	B. Johannesson

Forts. tabell 7.

Analys nr	A70	A71	A72	A73	A74	A75
SiO ₂	53.4	54.4	54.7	58.2	58.8	62.4
TiO ₂	0.85	0.65	0.71	0.66	0.61	0.50
Al ₂ O ₃	15.7	16.6	16.8	17.6	18.3	16.1
Fe ₂ O ₃	1.9	1.1	1.4	8.79	1.57	0.7
FeO	4.7	6.2	2.2	0.76	2.34	1.8
MnO	0.07	0.14	0.03	0.01	0.08	0.06
MgO	5.9	5.4	3.3	0.4	4.1	2.0
CaO	9.0	7.7	6.5	0.6	5.9	4.8
BaO	0.05	0.10	0.10	0.23	<0.01	0.09
Na ₂ O	4.9	3.4	6.4	2.1	6.6	7.2
K ₂ O	1.3	1.5	2.6	10.4	0.5	3.9
P ₂ O ₅	0.22	0.23	0.27	0.35	0.18	0.17
H ₂ O >105°	1.5	1.1	1.2	0.1	0.4	0.2
H ₂ O <105°	0.2	0.4	0.4	0.24	0.19	0.3
F	0.035	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01
CO ₂	0.09	0.20	1.24	0.35	0.08	0.24
S	0.04	0.04	1.0	0.003	0.005	0.08
Cl	0.17	0.33	0.90	—	—	0.09
Summa	100.02	99.53	99.78	100.47	99.68	100.64
—O=S, F, Cl	0.09	0.09	0.5	—	—	0.04
Total	99.9	99.4	99.3	100.5	99.7	100.6
V ppm	170	200	210	—	—	90
Cr	100	120	30	—	—	15
Co	15	25	30	—	—	<10
Ni	40	60	20	—	—	<10

A70: Ny

A71: Ny

A72: Ny

A73: Parák 1965 s. 64.

A74: Parák 1965 s. 64.

A75: Ny

Epidotomvandlad porfyritgång,
Sautusvaara järnmalm, 8c
Porfyritgång, Sautusvaara järn-
malm, 8c
Porfyritgång, Sautusvaara järn-
malm, 8c
Porfyrgång, Leveäniemi, 2e
Porfyrgång, Leveäniemi, 2c
Porfyrgång, Sautusvaara järn-
malm, 8c

Analytiker

B. Johannesson

B. Åkerlund

B. Åkerlund

V. Grundulis

V. Grundulis

B. Åkerlund

TABELL 8. Niggli-värden, CIPW-norm och QLM-värden för analyser i tabell 7 (beräknade med SGU dataprogram 528-BENORM2)

Niggli values, CIPW norm and QLM values for the analyses in Table 7

	A62	A63	A64	A65	A66	A67	A68	A69
al	28.58	25.33	21.20	22.03	17.19	23.68	23.99	24.66
fm	36.94	41.16	50.51	50.11	56.47	45.88	46.82	35.17
c	23.27	20.93	16.70	12.36	19.94	19.52	17.83	23.72
alk	11.20	12.56	11.57	15.48	6.37	10.90	11.34	16.43
si	129.43	128.21	101.18	117.17	109.60	113.50	119.03	139.69
k	0.11	0.19	0.32	0.59	0.09	0.17	0.17	0.10
mg	0.51	0.50	0.57	0.47	0.41	0.47	0.48	0.54
qz	-15.37	-22.05	-45.11	-44.76	-15.91	-30.10	-26.32	-26.02
ti	1.99	1.84	1.57	2.26	3.66	2.47	2.51	1.30
p	0.22	0.15	0.15	0.26	0.13	0.32	0.33	0.34
h	17.02	4.16	19.49	6.19	10.72	7.88	8.03	16.00
w	0.36	0.31	0.53	0.30	0.15	0.40	0.41	0.31
t	- 5.88	- 8.17	- 7.07	- 5.82	- 9.13	- 6.73	- 5.17	-15.49
Q	—	—	—	—	0.9	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	4.7	8.9	15.4	34.9	2.4	7.7	7.7	5.9
Ab	33.7	30.7	20.8	14.4	17.9	33.1	33.8	45.6
An	31.6	26.2	23.8	13.0	23.8	25.1	24.3	14.8
Ne	—	—	1.3	3.8	—	—	—	1.1
Hl	—	1.1	1.7	0.3	0.9	—	—	0.2
Wo	3.8	4.7	3.7	1.3	6.1	4.4	3.2	7.3
En	9.8	11.1	2.9	0.7	16.9	3.0	7.4	4.6
Fs	4.3	6.2	0.4	0.5	20.2	1.3	3.0	2.3
Fo	1.9	2.0	13.2	11.0	—	8.7	5.8	5.2
Fa	0.9	1.2	2.0	7.8	—	4.0	2.5	2.8
Mt	4.8	4.9	9.5	6.3	4.2	7.8	7.9	3.6
Hm	—	—	—	—	—	—	—	—
Il	2.0	1.9	1.8	2.3	4.0	2.6	2.6	1.2
Ap	0.5	0.4	0.4	0.6	0.3	0.8	0.8	0.7
Cc	—	—	0.2	1.6	0.2	0.2	—	2.4
Q	38.5	37.1	28.1	29.5	34.0	32.2	33.6	36.7
L	35.1	32.6	31.4	35.3	22.1	33.0	32.8	35.1
M	26.4	30.3	40.5	35.2	43.8	34.7	33.6	28.1

Forts. tabell 8.

	A70	A71	A72	A73	A74	A75
al	23.90	26.79	30.36	37.53	32.53	32.49
fm	36.72	38.84	24.04	28.43	28.11	17.34
c	24.96	22.70	21.48	2.65	19.08	17.73
alk	14.41	11.65	24.11	31.37	20.26	32.42
si	137.95	149.02	167.77	210.65	177.40	213.72
k	0.14	0.22	0.21	0.76	0.04	0.26
mg	0.61	0.56	0.62	0.07	0.65	0.58
qz	-19.69	2.42	-28.69	-14.85	- 3.65	-15.98
ti	1.65	1.33	1.63	1.74	1.38	1.28
p	0.24	0.26	0.35	0.53	0.22	0.24
h	12.92	10.05	12.27	1.20	4.02	2.28
w	0.26	0.13	0.36	0.91	0.37	0.25
t	-15.47	- 7.56	-15.23	3.50	- 6.81	-17.66
Q	—	4.7	—	5.8	1.4	—
C	—	—	—	2.9	—	—
Or	7.7	8.9	15.5	61.1	3.0	23.0
Ab	38.9	26.6	47.8	17.7	56.1	54.7
An	17.7	27.1	13.0	—	18.9	0.4
Ne	0.7	—	—	—	—	2.9
Hl	0.3	0.5	1.5	—	—	0.1
Wo	10.4	3.6	4.1	—	3.6	8.7
En	7.0	13.6	6.5	0.6	10.3	5.0
Fs	2.7	9.7	—	—	2.1	1.8
Fo	5.4	—	1.3	—	—	—
Fa	2.3	—	—	—	—	—
Mt	2.8	1.6	1.5	0.6	2.3	1.0
Hm	—	—	0.4	8.3	—	—
Il	1.6	1.2	1.4	1.2	1.2	0.9
Ap	0.5	0.5	0.6	0.8	0.4	0.4
Cc	0.2	0.5	2.8	0.4	0.2	0.5
Q	36.4	43.3	43.7	44.2	43.9	43.2
L	32.3	30.7	41.0	41.1	38.4	41.7
M	31.2	26.0	15.3	14.7	17.7	15.1

TABELL 9. Kemiska analyser i vikt%. Djupbergarter ur Haparandaserien
Chemical analyses in weight%. Deep-seated rocks from the Haparanda Series

Analys nr	A76	A77	A78	A79	A80	A81	A82	A83
SiO ₂	51.1	52.01	53.0	57.96	59.3	60.51	60.9	64.83
TiO ₂	1.57	1.52	0.93	1.71	0.60	0.65	0.69	0.82
Al ₂ O ₃	16.3	15.89	20.0	15.64	17.4	15.76	15.2	15.54
Fe ₂ O ₃	3.1	4.32	3.14	2.94	1.6	1.62	2.18	2.82
FeO	7.4	6.45	4.28	4.77	3.4	4.21	3.71	1.75
MnO	0.15	0.14	0.12	0.11	0.08	0.09	0.13	0.01
MgO	5.5	5.32	3.3	2.53	2.8	3.67	3.4	1.20
CaO	6.7	8.09	6.0	5.16	4.7	4.95	5.2	2.71
BaO	0.10	0.07	0.12	—	0.13	0.11	0.11	0.02
Na ₂ O	3.7	3.98	4.2	3.56	3.8	4.20	3.5	4.97
K ₂ O	1.8	1.17	3.4	4.50	3.8	2.88	3.2	4.37
P ₂ O ₅	0.41	0.42	0.40	0.45	0.04	0.26	0.23	0.25
H ₂ O > 105°	1.3	0.36	0.9	0.46	1.6	1.22	1.2	0.63
H ₂ O < 105°	0.2	—	0.36	—	0.2	—	0.37	—
F	—	—	0.06	—	—	—	0.08	—
CO ₂	0.32	—	0.05	—	0.07	—	0.01	—
S	0.10	0.25	0.01	0.04	0.06	0.01	0.03	0.00
Cl	—	—	0.10	—	—	—	0.09	—
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.02	—	—
Summa	99.55	100.02	100.36	99.83	99.38	100.16	100.23	99.92
—O=S, F, Cl	—	0.09	0.04	—	—	—	0.06	—
Total	—	99.0	100.3	—	—	—	100.2	—
V ppm	—	—	110	—	—	—	110	—
Cr	—	—	110	—	—	—	120	—
Co	—	—	15	—	—	—	10	—
Ni	—	—	60	—	—	—	60	—

			Analytiker	
A76:	Ny	Gabbro, 1.5 km SSV om Vittangi, 3j	O. Larsson	
A77:	Geijer 1918b s. 35.	Gabbro-diorit, 1.5 km SSV om Vittangi, 3j	R. Mauzelius	
A78:	Ny	Syenodiorit, Ö om Soitolasuvanto, 4g	V. Grundulis	
A79:	Geijer 1931a s. 183.	Monzonit, Pahtajärvi, 2j	N. Sahlbom	
A80:	Ny	Syenodiorit-granodiorit, NÖ om Kokkajärvi, 6j	O. Larsson	
A81:	Geijer 1918b s. 33.	Kvartsmonzonit, Ö om Valkkikurkio, 6h	R. Mauzelius	
A82:	Ny	Granodiorit, N om Vathanjärvi, 6g	V. Grundulis	
A83:	Geijer 1931a s. 183.	Granodiorit, NV om Vittangi, 5i	G. Assarsson	

TABELL 10. Niggli-värden, CIPW-norm och QLM-värden för analyserna i tabell 9 (beräknade enligt SGU dataprogram 528-BENORM2)

Niggli values, CIPW norm and QLM values for the analyses in Table 9

	A76	A77	A78	A79	A80	A81	A82	A83
al	25.01	23.80	33.23	29.55	34.48	30.17	29.93	36.48
fm	43.86	42.40	30.91	32.35	27.87	33.34	33.15	21.50
c	18.79	22.09	18.25	17.17	17.10	17.32	18.76	11.63
alk	12.32	11.69	17.59	20.32	20.53	19.15	18.15	30.38
si	133.05	132.10	149.44	186.44	182.15	196.09	203.49	258.85
k	0.24	0.16	0.34	0.45	0.39	0.31	0.37	0.36
mg	0.48	0.47	0.44	0.37	0.50	0.53	0.51	0.33
qz	-16.25	-14.68	-20.93	5.16	17.26	19.49	30.86	37.33
ti	3.07	2.90	1.97	4.13	1.51	1.58	1.73	2.46
p	0.45	0.45	0.47	0.61	0.05	0.35	0.32	0.42
h	11.28	3.05	8.46	4.93	17.94	13.18	13.37	8.39
w	0.27	0.37	0.39	0.35	0.29	0.25	0.34	0.59
t	- 6.11	- 9.98	- 2.62	- 8.54	- 3.16	- 6.30	- 6.98	- 5.52
Q	—	1.1	—	6.9	7.6	8.7	13.1	13.3
Or	10.7	6.9	20.1	26.6	22.6	17.0	18.9	25.9
Ab	31.4	33.7	34.8	30.2	32.4	35.5	29.0	42.1
An	22.7	22.1	26.1	13.3	19.3	15.7	16.7	7.1
Hl	—	—	0.2	—	—	—	0.1	—
Wo	2.6	6.5	0.3	3.9	1.5	3.0	3.1	2.0
En	12.7	13.3	3.1	6.3	7.0	9.1	8.5	3.0
Fs	7.9	5.5	1.5	3.6	4.0	5.5	4.1	—
Fo	0.7	—	3.6	—	—	—	—	—
Fa	0.5	—	1.9	—	—	—	—	—
Mt	4.5	6.3	4.6	4.3	2.3	2.3	3.2	3.3
Hm	—	—	—	—	—	—	—	0.5
Il	3.0	2.9	1.8	3.3	1.1	1.2	1.3	1.6
Ap	1.0	1.0	0.9	1.1	0.1	0.6	0.5	0.6
Cc	0.7	—	0.1	—	0.2	—	—	—
Q	38.0	37.4	40.8	45.9	48.4	47.5	49.8	52.5
L	32.9	31.3	41.2	35.6	37.0	33.6	31.9	37.7
M	29.1	31.3	18.0	18.5	14.5	18.8	18.3	9.8

TABELL 11. Kemiska analyser i vikt%. Yngre djupbergartsserien
Chemical analyses in weight%. The Younger Series of Deep-seated Rocks

Analys nr	A84	A85	A86	A87	A88
SiO ₂	47.0	52.2	53.8	74.7	76.4
TiO ₂	1.92	1.03	1.22	0.14	0.05
Al ₂ O ₃	15.4	16.0	17.9	13.6	12.8
Fe ₂ O ₃	4.75	3.95	2.6	0.23	0.17
FeO	9.97	6.17	6.4	0.20	0.18
MnO	0.21	0.15	0.13	<0.01	<0.01
MgO	5.6	5.5	3.5	0.2	0.1
CaO	9.4	6.6	7.4	0.3	0.3
BaO	0.05	0.02	0.06	0.07	0.03
Na ₂ O	3.0	5.0	3.9	4.8	5.7
K ₂ O	0.9	0.8	1.6	5.0	3.5
P ₂ O ₅	0.50	0.24	0.23	0.03	<0.01
H ₂ O >105°	1.0	2.6	1.3	0.7	0.4
H ₂ O <105°	0.20	0.09	0.2	0.16	0.13
F	0.05	0.05	—	0.02	<0.01
CO ₂	0.03	0.23	0.05	0.07	0.01
S	0.07	0.06	0.17	<0.01	<0.01
Cl	0.15	0.03	—	0.08	0.02
—	—	—	—	—	—
Summa	100.15	100.72	100.26	100.28	99.79
—O=S, F, Cl	0.06	0.05		0.02	—
Total	100.1	100.7		100.3	99.8
V ppm	420	300		<20	<20
Cr	45	100		15	15
Co	45	50		<10	<10
Ni	55	40		<10	<10

A84: Ny	Gabbro, Kuotsavaara, 7c	Analytiker
A85: Frietsch 1966 s. 73.	Gabbro, Tansari järnmalm, 3d	B. Rönnholm
A86: Ny	Diorit, SÖ om Jäävaara, 6e	V. Grundulis
A87: Ny	Migmatitgranit, S om Iso Sarkajärvi, 9d	O. Larsson
A88: Ny	Migmatitgranit, V om Pitkäjärvi, 8d	B. Rönnholm

TABELL 12. Niggli-värden, CIPW-norm och QLM-värden för analyser i tabell 11 (beräknade enligt SGU dataprogram 528-BENORM2)

Niggli values, CIPW norm and QLM values for the analyses in Table 11

	A84	A85	A86	A87	A88
al	21.06	24.60	29.35	47.55	46.93
fm	47.43	42.94	35.16	3.83	2.71
c	23.42	18.47	22.12	2.07	2.07
alk	8.08	13.97	13.36	46.53	48.27
si	109.08	136.21	149.70	443.25	475.41
k	0.16	0.09	0.21	0.40	0.28
mg	0.40	0.49	0.41	0.46	0.34
qz	-23.24	-19.70	- 3.73	157.11	186.32
ti	3.35	2.02	2.55	0.62	0.23
p	0.49	0.26	0.27	0.07	0.02
h	7.74	22.62	12.06	13.85	8.30
w	0.30	0.36	0.26	0.50	0.45
t	-10.44	- 7.84	- 6.13	- 1.04	- 3.41
Q	—	—	3.1	27.3	30.3
C	—	—	—	0.1	—
Or	5.3	4.7	9.4	29.5	20.7
Ab	24.3	41.8	32.9	40.0	46.5
An	26.5	18.8	26.5	0.8	—
Hl	0.2	0.1	—	0.1	—
Wo	7.0	4.4	3.5	—	0.6
En	10.3	10.1	8.7	0.5	0.2
Fs	8.5	4.8	7.5	—	0.2
Fo	2.5	2.5	—	—	—
Fa	2.3	1.3	—	—	—
Mt	6.9	5.7	3.8	0.2	—
Hm	—	—	—	0.1	—
Il	3.6	1.9	2.3	0.3	0.1
Ap	1.2	0.6	0.5	0.1	—
Cc	0.1	0.5	0.1	0.2	—
Q	33.1	36.6	42.5	64.6	65.9
L	28.3	33.2	34.8	34.5	32.7
M	38.6	30.2	22.7	0.9	1.4

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

BERGLUND, E. S., 1924: Malm tillgången i Norrbottens län. I: Utredning angående nyttiggörande av statens norrländska malmfyndigheter. — Statens offentliga utredningar 1924:32.

ERIKSSON, B., 1965: Rapport rörande SGU:s undersökningar på Altavaara 1961—1964. — Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges geologiska undersökning, malmbyrån.

— 1969: Berggrunden inom det centrala Vittangifältet, dess petrografi, stratigrafi och tektonik. — Lic. arb., Stockholms Universitet.

ERIKSSON, T., 1954: Pre-cambrian geology of the Pajala district, Northern Sweden. — SGU C 522.

FRIETSCH, R., 1960: En zon av kaolinlera och vittrad blodsten vid Svappavaara, Norrbotten. — SGU C 572.

— 1960b: Beskrivning över området norr om Kiruna samt Vakköjärvi- och Kovo-zonerna. — Opubl. manuskript.

— 1963: Järnmalmförekomster inom Norrbottens län. — SGU C 592.

— 1966: Berggrund och malmer i Svappavaarafältet, Norra Sverige. — SGU C 604.

— 1967: On the relative age of the skarn iron ores and the Haparanda granite series in the County of Norrbotten, Northern Sweden. — GFF 89, s. 116.

GEIJER, P., 1910: Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. — Scientific and practical researches in Lapland arranged by Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag, Stockholm.

— 1918a: Nautanenområdet. En malmgeologisk undersökning. — SGU C 283.

— 1918b: Det grafit- och järnmalmförande området vid Vittangi. — SGU C 284.

— 1919: Om apatitens och skapolitens förekomstsätt i norra Lapplands urberg. — GFF 41, s. 53.

— 1920: Tuolluvaara malmfälts geologi. — SGU C 296.

— 1925: Eulysitic iron ores in northern Sweden. — SGU C 324.

— 1927: Vakköjärvidiskordansens stratigrafiska ställning. — GFF 49, s. 483.

— 1929: Masugnsbyfältens geologi. — SGU C 351.

— 1930: Gällivare malmfält. Geologisk beskrivning. — SGU Ca 22.

— 1931a: Berggrunden inom malmtrakten Kiruna-Gällivare-Pajala. — SGU C 366.

— 1931b: The iron ores of the Kiruna type. Geographical distribution, geological characters, and origin. — SGU C 367.

— 1958: Några urbergsstratigrafiska frågor i Norrbottens län. — GFF 80, s. 423.

GEIJER, P. & MAGNUSSON, N. H., 1952: The iron ores of Sweden. I: Symposium sur les gisements de fer du monde. — XIX Congrès Géologique International, Alger, s. 477.

GULSON, B. L., 1972: The Precambrian geochronology of granite rocks from Northern Sweden. — GFF 94, s. 229.

GUMAEILIUS, B. L., 1877: I: Underdånig berättelse om en på nådig befallning år 1875 företagen undersökning af malmfyndigheter inom Gällivare och Jukkasjärvi socknar af Norrbottens län. — SGU C 23.

HALLGREN, U. G., 1969: Järnmalmerna inom Sautusvaara-Leppäkoskiområdet, Norrbotten. — Lic. arb., Stockholms Universitet.

HEDBERG, H. D., 1961: Stratigraphic classification and terminology. — Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, 1960. Part 25.

HOLMQUIST, P. J., 1905: Studien über die Granite von Schweden. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. VII.

JANSSON, S., 1960: Utnyttjandet av vissa mineralförekomster vid Masugnsbyn och närliggande områden. — Statens offentliga utredningar. 1960:37, s. 241.

- LEHTO, T., 1972: Järnmalmsfyndigheten Saivo, Norrbotten, Norra Sverige. — Progradu-avhandling, Åbo Akademi.
- LUNDBERG, B., 1965a: Mertainen järnmalmsfyndighet. — Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges geologiska undersökning, malmbyrån.
- 1965b: Painirova järnmalmsfyndighet. — Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges geologiska undersökning, malmbyrån.
- MIKKOLA, E., 1941: The general geological map of Finland. Sheets B 7—C 7—D 7. Muonio — Sodankylä — Tuntsjoki. — Explanation to the map of rocks.
- NILSSON, G., 1971: Östra Äijäjärvi. — Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges geologiska undersökning, malmbyrån.
- OFFERBERG, J., 1967: Beskrivning till berggrundskartbladen Kiruna NV, NO, SV, SO. — SGU Af 1—4.
- PADGET, P., 1959: Leucodiabase and associated rocks in the Karelidic zone of Fennoscandia. — GFF 81, s. 316.
- 1970: Beskrivning till berggrundskartbladen Tärändö NV, NO, SV, SO. — SGU Af 5—8.
- PARÁK, T., 1965: Leveäniemi järnmalmsfyndighet. Rapport rörande resultaten av SGU:s undersökningar under åren 1957—1964. — Rapport (opublicerad) upprättad för Sveriges geologiska undersökning, malmbyrån.
- PARASNIS, D. S., 1966: Mining geophysics. — Elsevier publishing company.
- PETERSSON, W., 1900: I: Underdånig berättelse om en undersökning av mindre kända malmfyndigheter inom Jukkasjärvi malmtrakt och dess omgivningar. — SGU C 183.
- PIISPANEN, R., 1964: Kallioperä Svappavaaran luoteispuolella Pohjois-Ruotsissa. — Progradu-arbete, Uleåborgs Universitet.
- SUNDIUS, N., 1912: Pebbles of magnetite-syenite-porphyry in the Kurravaara conglomerate. — GFF 34, s. 703.
- 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 Skapolite. — Bull. Geol. Inst. Uppsala 16, s. 96.
- TAYLOR, S. R., 1965: The application of trace element data to problems in petrology. — Physics and Chemistry of the Earth. Vol X, 6, s. 133.
- TEGENGREN, F. R., m. fl., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. — SGU Ca 17.
- TRYSEN, 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. — SGU C 23.
- WELIN, E., 1970: Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige — en preliminär diskussion. — GFF 92, s. 433.
- WELIN, E., BLOMQVIST, G., 1966: Further age measurements on radioactive minerals from Sweden. — GFF 88, s. 3.
- WELIN, E., CHRISTIANSSON, K., NILSSON, Ö., 1970: Rb-Sr age dating of intrusive rocks of the Haparanda suite. — GFF 92, s. 336.
- 1971: Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in Northern Sweden. I. — SGU C 666.
- WINKLER, H. G. F., 1965: Die Genese der metamorphen Gesteine. — Springer-Verlag, Berlin. Heidelberg.
- WITSCHARD, F., 1970: Description of the geological maps Lainio NV, NO, SV, SO. SGU Af 9—12.
- ÖDMAN, O. H., 1939: Urbergsgeologiska undersökningar inom Norrbottens län. — SGU C 426.
- 1957: Beskrivning till berggrundskartan över urberget i Norrbottens län. — SGU Ca 41.
- ÖDMAN, O. H., HÄRME, M., MIKKOLA, A., SIMONEN, A., 1949: Den svensk-finska geologiska exkursionen i Tornedalen sommaren 1948. — GFF 71, s. 113.

NAMNREGISTER

Beteckningarna hänför sig till kartbladets rutindelning.

Ainasjärvi 3d	Koivukuosanen 4—5b
Airikurkkio 5i	Koivulaki 9d
Airijärvi 6i	Kokkajärvi 6—7, i—j
Al. Maltosrova 7g—h	Kolarijärvet 4d
Al. Maltosrova 7g	Kotajärvi 5i
Alpha 2c	Kulijärvi 7—8, i—j
Altavaara järnmalm 6a	Kulleri 2e
Alttajärvi 6a	Kuosanen 5a
Altavaara 6a	Kuotsajärvi 6c
	Kuusikielisenvuoma 8 i—j
Bergsmannivaara 3d	Kuusi Nunasvaara 5g—h
Fjällmyran 2c	Leppäkoski 8d
Flattakielinen 2d	Lettojärvi 7h
	Leveäniemi 2e
Gruvberget 2—3, d—e	Liukattijoki 3d—e
	Liukattijärvi 1d—e
Haren (Pysäjärv) 3i	Luoheankorvenmaa 4i
Hippasj (Hippainen) 0b	Luongastunturi 1—2, g—h
Hippainengruvorna (Ylipääsnjaska) 0b	Luukajoki 1—2d
Hoppuka 2c	
Hopukka 2f	Maattavaara 8f
Hosio 4h	Macjoki 8c
Hosiojärvi 4h	Makkarajärvi 1—2f
Hyttyjärvi 3e	Maltosjärvi 7h
Hänkanunasvaara 5h	Maltosrova grafitfyndighet 7g—h
Härkävaara 8—9, g—h	Mertainen 4c
	Mikkelijärvi 3i
Iso Kulujärvi 3f	Mänty-Orrivaara 3c
Iso Sarkajärvi 9d	Mänty Vathanvaara 6g
Isovainio 3c	Mörttjärn 4c
Jukkasjärvi 7a	Naustokoski (Naustonkoski) 1c
Jälketkurkkio 4h	Niska 5h
Jänkkä 4g	Njaskavare 0b
Jänkkäjärvi 3 f—g	Njuorakbergen 0a—b
Jäävaara 6d	Nunasjärvi 5g
	Nunasjärvenmaa 4g
Kaisjärvi 3c	Nunasvaara 5h
Kalixälven 3a—0e	Nunasvaara statsgruvefält 4h
Kalloka 4h	Nuuskaskielinen 7c
Kallokajärvi 3—4 h	Nälkäjärvet 5g
Kallokaniva 4h	Nälkäjärvi 6d
Kiilavaara järnmalm 2e	Nälkävuoma 5g
Kiilavaara sulfidforekomst 3e	
Kiimakielinen 9a—b	Ounistunturi 9i
Kilavaara 2f	
Kippanen 4d	Paanikielinen 8c
Kiskamavaara 6f	Pahtajärvi 2j
Kivijärvi 5g	Pahtajärvi 7h
Koivujärvi 2e	Pahtavaara sulfidforekomst 8d

- Pahtavaara 6a—b
 Painirova 2c
 Palolaki 1j
 Palo Sautusvaara 7—8c
 Parakka 0j
 Paurankilanto 5e
 Paurankisjöarna 5e
 Pentinjärvi 4g
 Perälompolovaara 6i—j
 Piettarasjärvi 9a
 Pikku Luongasjärvi 3c
 Pikku Sattavaara 8c
 Pitkäjärvi 8d
 Puimoisenvaara 7a
 Puttjala 2e
 Pysäjoki 3—4i
 Pysäjärvi 3i

 Rautujärvi 7d
 Rautusakara 7c
 Rovasaari 4h

 Saarikoski 5d
 Sahajärvi 2e
 Saivo 8a
 Sappisaasivaara (Sapisadsi) 8i
 Sattavaara 7e
 Saurusvaara 3b
 Sautusjärvi 7b
 Sautusvaara 8c
 Sautusvaara järnmalm 7—8, b—c
 Sekkujoki 9—8e
 Sevujoki 9b
 Siikakielinen 5c
 Sitnus (Sitnuinen 3—4, a—b
 Sitsavaara (Tsitsavaara) 7i
 Skaitevaara 9e

 Soitolasuvanto 4g
 Sorvijärvi 6g
 Sorvivaara 7f—g
 Sorvivuoma 6g
 Supasvaara 8a
 Svanbolandet 4—5g
 Svappavaara, 2—3c
 Syväjärvi 3d
 Särkijärvi 3—4e
 Särkivaara 3d

 Talvimaansuanto 4e
 Tansari 3d
 Tervaskoski 5f
 Tievakoski 4i
 Tiirova 3h
 Torneälven 7a—4j

 Valkkijoki 6h
 Valkkikurkkio 6h
 Vathanvaara 6g
 Venejärvi (Venetjärvi) 6g
 Venetvuoma 6j
 Vittangi 4j
 Vittangiälven 9b—4j
 Väkkäräjärvi 8a

 Yhtieinenjärvi 9e
 Ylipääsnjaska 0b
 Yli Ristijärvi 6i
 Ylisuannonmaa 4i

 Äijäjoki 3g
 Äijäjärvi 3h
 Äijärova 3g

 Östra Äijäjärvi 3h

APPENDIX

GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR PÅ KARTBLADET 29 K VITTANGI

GEOPHYSICAL SURVEYS ON THE MAP-SHEET 29 K VITTANGI

HERBERT HENKEL

INNEHÅLL

Summary	196
Inledning	196
Geofysiska markmätningar	197
Regionala magnetiska anomalier	197
Regionala strukturer	198
Fysikaliska egenskaper hos vissa bergarter	200

SUMMARY

The aeromagnetic map 29 K Vittangi is part of a regional aeromagnetic survey of Norrbotten. Technical details are given in earlier publications in the SGU Af series (of Norrbotten).

In this area geophysical information has accumulated during and after geological mapping and most of this material is not included in this appendix. An index map showing the extensive ground geophysical measurements on the Vittangi sheet is attached and some general information is given in Table 1.

Regionally the Vittangi area lies in the southern part of an extensive magnetic low of a few 100 gamma, on which are superposed two systems of subparallel anomaly complexes separated by structurally different, homogenous anomaly complexes. Locally the latter have structurally strongly influenced the banded series as in squares 3—6, e—h. Faulting is observed in three main sectors a NV—NNV-terly system being the most dominating one, followed by a N—NNE-terly system and a NE-terly one.

Lateral displacement seems to be the dominating component, locally up to 2 km have been inferred. The longitudinal extension of the largest fault systems is 45 km or more, with a transverse period of about 12 km between major faults. Important folds can be seen on the squares 9f, 5e, 8d.

The physical properties of a few rock types have been analyzed and the results are presented in Figures 60—62. The general physical behavior of rocks occurring in large volumes have been collected in Table 2.

INLEDNING

Den flygmagnetiska kartan 29 K Vittangi mättes år 1962—1963 och färdigställdes år 1963—1964. Den ingår i den regionala flygkarteringen av Norrbotten och teknik samt övriga data (Werner 1963) är lika som för de förut publicerade kartorna i serien Af från Norrbotten.

En preliminär tolkningskarta av den flygmagnetiska kartan, utarbetad av J. Cornwell 1965, har använts vid den geologiska karteringen. Senare har P. Niskanen utarbetat en på magnetfältets statistiska egenskaper uppbyggd tolkningskarta, i huvudsak efter principer som har skisserats i appendix till beskrivningen över det angränsande bladet 29 L Lainio (Af 9—12). Denna tolkning samt en nyligen färdigställd regional gravimeterkarta över Vittangibladet har emellertid kommit så sent att man ej till fullo kunnat utnyttjat dessa i det geologiska karteringsarbetet. Vidare har det program för uppmätning av bergarternas fysikaliska egenskaper

(täthet, susceptibilitet och remanens), som löper för de flesta karteringsområdena i Norrbotten, först i efterhand kunnat tillämpas på det rikhaltiga stufmaterialet från Vittangibladet. Den här presenterade geofysiska tolkningen är därför att anse som preliminär. P. Niskanens arbete kommer att publiceras i SGU:s serie C, där vi även planerar att redovisa övriga senare framtagna geofysiska resultat.

GEOFYSISKA MARKMÄTNINGAR

Omfattande geofysiska markmätningar har utförts på Vittangibladet under mer än 30 år. En sammanfattning av dessa ges i nedanstående tabell samt i kartbilaga (Pl. 2) i skalan 1: 100 000. Den geofysiska tolkningen av markmätningarna har ej inkluderats i någon av de förut omtalade tolkningskartorna.

REGIONALA MAGNETISKA ANOMALIER

Större delen av Vittangibladet ligger inom södra delen av ett regionalt magnetiskt minimum med en NNÖ-lig axelriktning och några 100 gammas intensitet. Till detta adderar sig de lokala anomalisystemen av vilka följande grova uppdelning kan göras med hjälp av anomalistrukturer och anomalinivåer på den flygmagnetiska kartan. Två anomalisystem med subparallella snabbt växlande maxima och minima, dock med övervägande positiva anomalier förekommer på bladet.

Det ena börjar i NV vid 9b och sträcker sig bågformigt mot den västra kartgränsen vid 6a samt upptar ett brett bälte från 4a till 4d för att sedan fortsätta mot S till 0b—c. Delar av detta anomalisystem ligger även på de angränsande kartbladen 29 J Kiruna och 28 K Gällivare. Det andra anomalisystemet består av en serie ofta isolerade delområden med ett stort komplex vid 9c som fortsätter bågformigt mot 8d och 9f. Därifrån och mot SO förekommer flera större delar i ett bälte från 8d och 9f mot 2g och 3i.

Mellan dessa båda system och utanför dem förekommer stora områden med avvikande anomalistruktur, vanligen som utbredda maxima eller minima. Några av dessa komplex har en nära cirkelformig begränsning och ringformiga inre strukturer, t. ex. vid 8a, 5f, 4g, 4j, 4i. Avbrott i de två stora bandade anomalisystemen orsakas, dels av områden med avvikande homogen magnetisk struktur, men också av sublineära zoner

med varierande bredd och uthållighet. Dessa kan tillskrivas olika typer av förkastningssystem som förekommer i 3 huvudriktningar N—NNÖ, NV—NNV och NÖ. Den NV-liga riktningen som återfinns i samtliga anomalikomplex är mest frekvent och lättast att observera.

P. Niskanen har beräknat den statistiska fördelningen för det magnetiska totalfältet. Fördelningskurvorna för Vittangibladets 4 kvadranter visas i figur 59. Fördelningskurvorna är karakteristiska för stora områden där totalfältets tendens till nära lognormal fördelning alltid framkommer. Medelnivåerna och spridningarna skiljer sig mycket litet, endast spridningen för SV-kvadranten avviker med ett högre värde.

Spridningen är för samtliga kvadranter högre än för det angränsande bladet 29 L. Lainio. På grund av det ovannämnda storregionala magnetiska minimat har de båda norra kvadranterna ett något lägre medelvärde än de södra, vilka ligger i minimats södra flank.

REGIONALA STRUKTURER

De flesta stora förkastningszonerna har, som tidigare nämnts, en NV-lig riktning och en dominerande lateral komponent, lokalt upp till 2 km (5—6a), och de återkommer till synes regelbundet i intervall på ca 12 km. Mellan dessa zoner förekommer mindre parallellzoner med ett intervall på ca 1 km. Från markmätningarna föreligger indikationer på en ännu mindre våglängd på 100—150 m. Uthålligheten för de största zonerna är upp till 45 km. Detta system synes vara det yngsta och det interfererar med det NÖ-liga systemet, som i huvudsak visar liknande tendenser. De laterala förskjutningarna uppgår här till ca 1 km med ett intervall på ca 8 km och en uthållighet på upptill 12 km. Samtliga stora stråk av detta system synes vara begränsade av det NV-liga förkastningssystemets huvudzoner.

För att upptäcka en diskontinuitet på den flygmagnetiska kartan krävs att det föreligger en magnetisk kontrast eller struktur; därför är förkastningar skenbart mera frekventa i t. ex. högt magnetiserade områden med parallellstruktur. Diskontinuiteter som går parallellt med kontakter eller strukturer är likaså svåra att upptäcka, man får därför lätt en överrepresentation av diskontinuiteter som bildar vinkel med den rådande strykningsriktningen. Bland övriga strukturer som förekommer kan nämnas några viktiga omböjningar i de bandade anomalisystemen vid 9f, 5e, 8d. De ingår i vanligen branta syn- och antiformer med strukturer som lokalt är på-

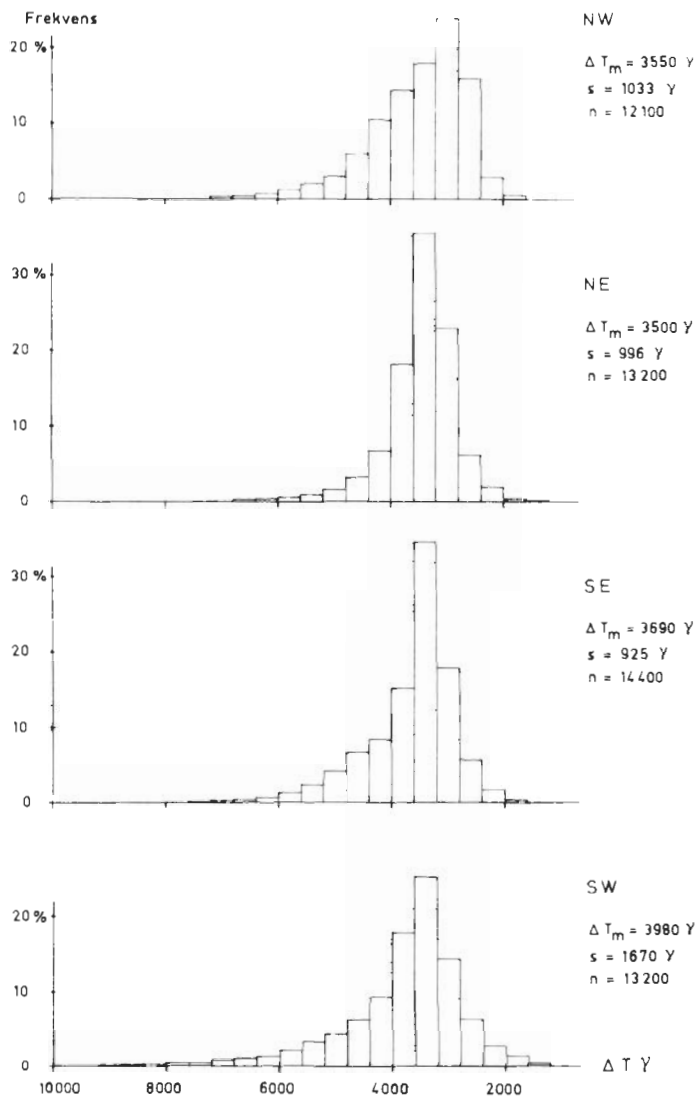


Fig. 59. Det magnetiska totalfältets statistiska fördelning.
Statistical distribution of the magnetic total field.

verkade av intilliggande massformiga bergarter framförallt i området 3—6e—h. De sura och intermediära massformiga bergarterna bildar oftast antiklinaler medan en del basiska massformiga bergarter bildar synklinaler.

FYSIKALISKA EGENSKAPER HOS VISSA BERGARTER

Endast ett fåtal bergarter har blivit undersökta med hänsyn till sina fysikaliska egenskaper. Ca 200 orienterade prover har parametermäts. För de bergarter som är väl representerade ges sammanställning av de fysikaliska parametrarna i figurerna 60—62. I övrigt kan de i tabell 2 givna sambanden mellan bergarter och deras magnetisering och täthet antas gälla (om tillräckligt stora volymer betraktas).

Bergarterna har delats upp i sådana som ger upphov till bandad anomalistruktur och övriga. I den senare gruppen återfinns övervägande

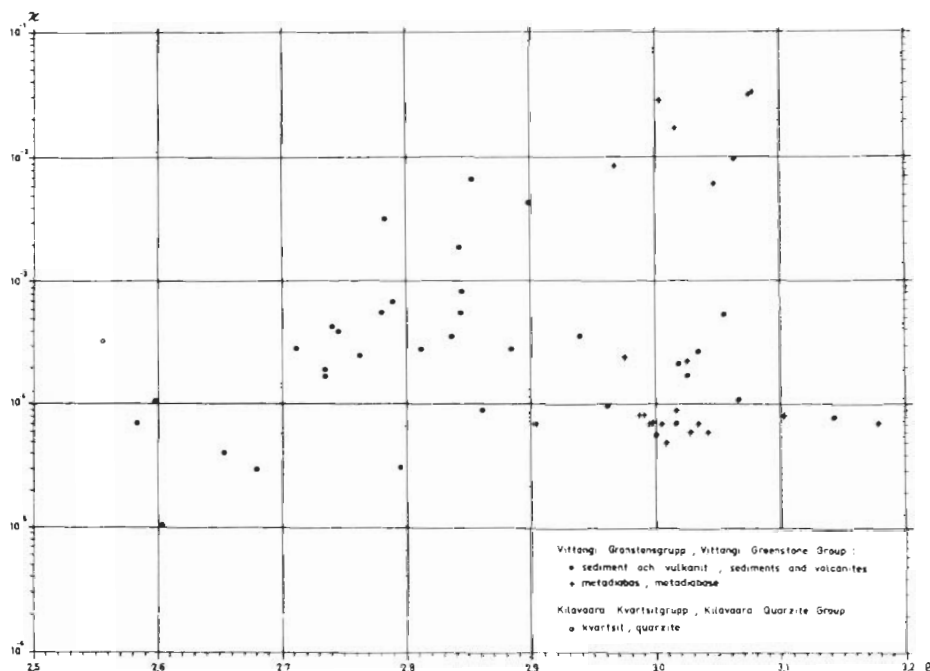


Fig. 60. Petrofysiska egenskaper täthet (ρ) och susceptibilitet (K) för djupbergarter.
Petrophysical properties density (ρ) and susceptibility (K) of plutonic rocks.

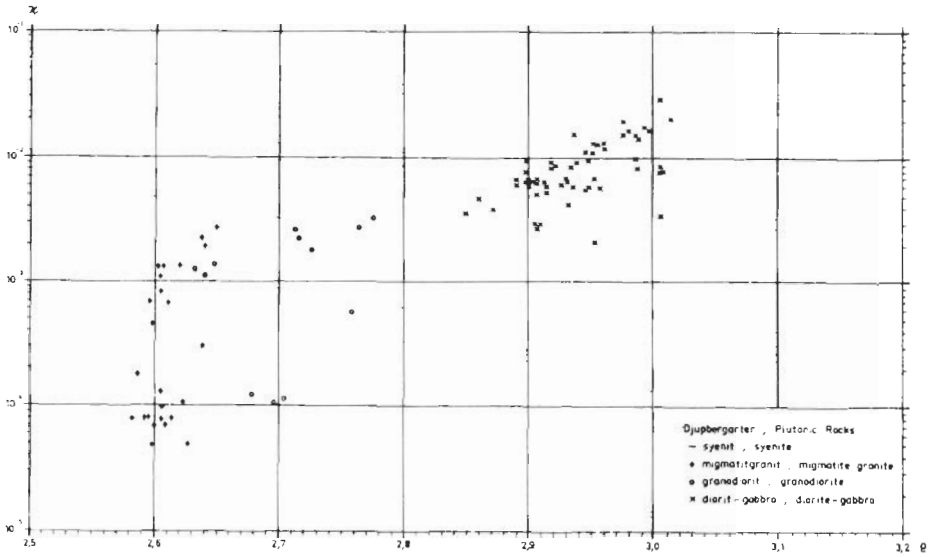


Fig. 61. Petrofysiska egenskaper täthet (ρ) och susceptibilitet (K) för Vittangi grönstensgrupp.

Petrophysical properties density (ρ) and susceptibility (K) of Vittangi Greenstone Group.

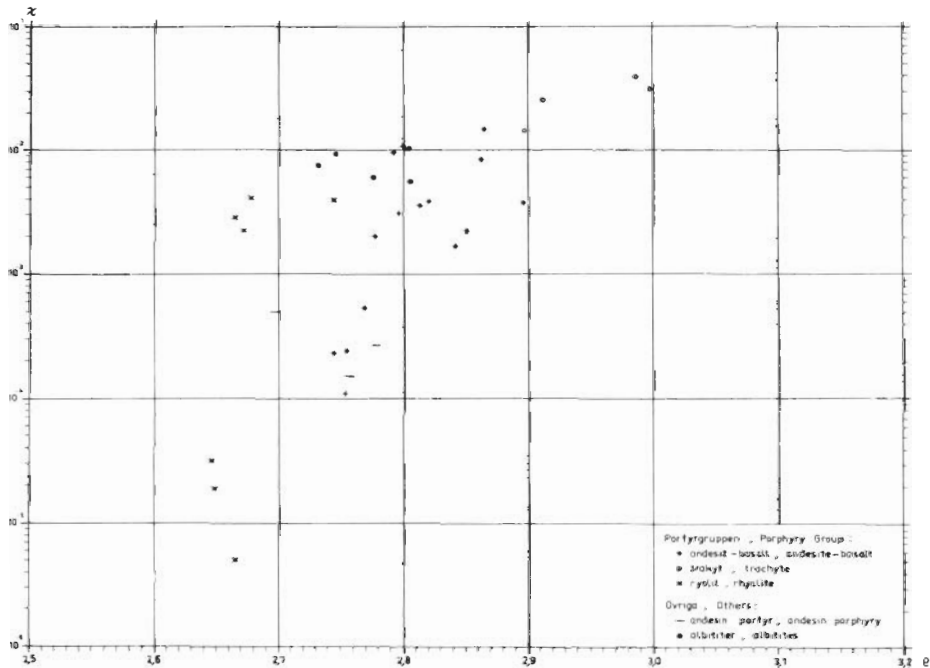


Fig. 62. Petrofysiska egenskaper täthet (ρ) och susceptibilitet (K) för porfyrygruppen.

Petrophysical properties density (ρ) and susceptibility (K) of the Porphyry Group.

massformiga bergarter; anomalistrukturen kan t. ex. vara ringformigt bandad, diffust orienterad eller helt oregelbunden.

Som synes har bergarten (1b), metadiabas, en tämligen speciell kombination av parametrar med hög täthet och låg susceptibilitet. En del bergarter uppvisar även flera kombinationer av dessa två egenskaper, man kan där räkna med en differentiering i antingen flera susceptibilitetsgrupper eller flera täthetsgrupper.

LITTERATUR

WERNER, S. Aeromagnetic mapping by the Geological Survey of Sweden. Methods and general considerations. — *Geoexploration* 2, 1963.

TABELL 1. Utförda geofysiska markmätningar (Pl. 2)
Geophysical Ground Surveys

Område <i>locality</i>	År <i>year</i>	Mätningstyp <i>type of measurement</i>	Areal km ² <i>area</i>	Kartruta <i>map square</i>
Saivo-Rapakkojärvi	68	M	4	7—8 a—b
		G	3	
Pantavaara	53	M	5	8 c—d
		E	6	
Sattajärvi	56	E	3	7 e
Pahtavaara	56	E	8	5—6 a—b
Optionsområdet	40—42, 58	M	200	1—6 a—f
		G	125	
		E	51	
Paurankilanto	56, 69	E	7	5 e
Vittangiområdet	64—67	M	155	2—7 e—j
		G	135	
		E	215	
Ylipääsnjaska	71	M	4	0 b
		G	4	

M = Magnetisk vertikalintensitet. *Magnetic vertical intensity.*

G = Gravimetrisk vertikalintensitet. *Gravimetric vertical intensity.*

E = Elektromagnetisk slingram mätning. *Electromagnetic slingram measurement.*

Kartskalar och -indelningar för markmätningarna framgår av kartbilagan.

Map scales and -divisions for the ground geophysical measurements are shown on the attached map.

TABELL 2. Generaliserade fysikaliska egenskaper hos olika bergarter
Generalized physical properties of different rock types

Bergarter <i>Rock types</i>	Magnetisk anomali <i>Magnetic anomaly</i>	Gravimetrisk anomali <i>Gravimetric anomaly</i>
Bandade anomalier <i>Banded anomalies</i>		
Tjärrokvartsit (1g)	mycket låg	---
Basaltiska grönstenar (1b)	låg—moderat	hög
Kvarts-biotitskiffer m. m. (1c)	moderat	(moderat)
Grafitförande sediment m. m. (1d)	moderat	(moderat)
Pillowlavor, tuffer (1e)	mycket låg—moderat	hög—mycket hög
Basiska skiffrar m. m. (1h)	mycket låg	moderat
Metadiabas	mycket låg, hög	hög
Biotitskiffer (2)	låg—moderat	moderat
Kvartsit (2)	mycket låg	---
Andesit-basalt	moderat	moderat—hög
Trakyt	låg—mycket hög	hög
Ryolit	mycket låg	låg
Kvartsit (4)	mycket låg	låg
Övriga anomalier <i>Other anomalies</i>		
Gabbro-diorit	moderat—hög	moderat—hög
Syenit (5)	mycket låg	låg
Pertitgranit (5)	låg	låg—moderat
Migmatitgranit (5)	mycket låg—låg	mycket låg—låg
Gabbro-diorit (3)	mycket hög	hög
8b Diorit (3)	låg—moderat	moderat
8c Kvartsdiorit-granodiorit (3)	mycket låg, moderat	
	hög	låg—moderat
8d Syenit (3)	moderat	moderat
mycket låg = <i>very low</i>		
låg = <i>low</i>		
moderat = <i>moderate</i>		
hög = <i>high</i>		
mycket hög = <i>very high</i>		

For the english version of rock types: refer to map legend.

PRISKLASS B

Distribueras genom

LiberTryck

FACK, 162 10 VALLINGBY 1

Växjö 1975, C. Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden

ISBN 91-7158-052-2