

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af-Nr 35-39

HARDY LINDROOS OCH HERBERT HENKEL

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTORNA  
OCH GEOFYSISKA KARTORNA

HUUKI NV/NO, SV, SO OCH  
MUONIONALUSTA NV, SV/SO

DESCRIPTION TO THE MAPS OF SOLID ROCKS  
AND THE GEOPHYSICAL MAPS

HUUKI NV/NO, SV, SO AND MUONIONALUSTA NV, SV/SO



UPPSALA 1981

För information om jordarter och grundvatten hänvisas till jordartskartor (SGU serie Ae) samt hydrogeologiska kartor (SGU serie Ag).

På beställning utför SGU även geologiska och hydrogeologiska specialundersökningar rörande grus- och sandförekomster, grundvatten, mineral, miljövård m.m.

Närmare upplysningar erhålls genom

**SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING**

Box 670

751 28 UPPSALA

Telefon 018/15 52 80

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af·Nr 35-39

HARDY LINDROOS OCH HERBERT HENKEL

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTORNA OCH  
GEOFYSISKA KARTORNA**

**HUUKI NV/NO, SV, SO OCH MUONIONALUSTA NV, SV/SO**

DESCRIPTION TO THE MAPS OF SOLID ROCKS AND  
THE GEOPHYSICAL MAPS

HUUKI NV/NO, SV, SO AND MUONIONALUSTA NV, SV/SO

UPPSALA 1981

ISBN 91-7158-226-6  
ISSN 0586-1543

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning. Statens lantmäteriverk  
1981-06-04.

Fotosats: Ord & Form AB  
Tryck: Offsetcenter ab  
Uppsala 1981

## INNEHÅLL

Summary .....	4
Inledning .....	17
1. Äldre undersökningar .....	17
2. Geologisk översikt .....	18
3. Geofysisk översikt .....	19
4. Litologisk och petrofysisk beskrivning av de olika stratigrafiska enheterna .....	23
4.1. Gnejskomplexet .....	23
4.2. Suprakrustalkomplexet .....	32
4.2.1. Grönstensformationen .....	35
4.2.2. Järnmalmsformationen .....	38
4.2.3. Skifferformationen .....	46
4.2.4. Stratigrafiska korrelationer .....	51
4.3. Djupbergarter .....	51
4.3.1. Äldre djupbergarter .....	51
4.3.2. Yngre djupbergarter .....	56
4.4. Gångbergarter .....	59
4.4.1. Ringgabbror .....	59
4.4.2. Basiska gångar .....	66
5. Tektonik .....	69
5.1. Storregionala strukturer och strukturer i gnejskomplexet .....	69
5.2. Tektoniska strukturer i suprakrustalkomplexet .....	69
5.3. Förcastningstektonik .....	71
6. Metamorfos .....	74
7. Malmer, industriella mineral och bergarter .....	76
8. Markgeofysiska mätningar .....	79
9. Kemiska analyser .....	79
Litteratur .....	84

## SUMMARY

**Introduction**

The description presents the results of geological-geophysical investigations carried out by the Geological Survey of Sweden (SGU) during the years 1965–1971 for the map-sheets 29 M Huuki and 30 M Muonionalusta, Norrbotten county, Northern Sweden. It is concerned with a study of Precambrian rocks which are generally badly exposed on account of extensive marshes and thick till overburden.

In the northern map-area, gneisses, migmatites and plutonic rocks prevail. The gneisses between Karesuando and Muonionalusta cover an area of about 1 000 km<sup>2</sup>. Mainly on geophysical grounds the gneisses are interpreted as a tectonic basement to the supracrustal rocks in the southern map area (Lindroos and Henkel 1978).

On the map-sheets Huuki SV and SO volcanic and sedimentary supracrustal rocks occur in a NE–SW-trending belt. Largely on the basis of detailed studies in the Kaunisvaara iron ore district, three major stratigraphic formations are recognized. Their lithology and stratigraphic relations to other equivalent formations in northern Sweden are discussed.

Plutonic rocks, mainly granites and gabbros, are classified into three categories according to their compositions and modes of emplacement. Among the mafic intrusions, ring-shaped gabbros are very characteristic for this area.

The geological maps are presented as five separate sheets together with the aeromagnetic maps (all at the scale 1:50 000). Previous geological work has been concentrated to certain limited areas of economic importance, chiefly on the map-sheet 28 M Pajala. The results of earlier investigations are summarized on the geological map of Norrbotten (Ödman 1957). The regional geology of this area has also been treated by Geijer (1931) and Eriksson (1954), and in Finland by Mikkola (1941). The Kaunisvaara iron ores have been described by Lundberg (1967) and Lindroos (1974), and the Kolari iron ores in Finland by Mikkola (1964) and recently by Tontti and Hiltunen (1976). During mapping very valuable geological and geophysical information from the Geological Survey of Finland, the Rautaruukki Company, the Finnish Geodetical Institute and the Pargas Kalk-Paraisten Kalkki Company were kindly placed at the disposal of the authors. A few radiometric age determinations (U-Pb, zircons) from the map area are given. However, the results of these are still preliminary and need-compared with similar surveys from northernmost Finland—further compilation and interpretation. This is especially important regarding the gneisses in order to determine whether they are Archean or Proterozoic in age.

## Geological aspects

### Geological development and lithological description

All the rocks of the Huuki–Muonionalusta area are Precambrian. More than half of the map area is composed of plutonic rocks and gneisses. Four major rock-units are recognized in the map area: I. *The Gneiss Complex*, II. *The Supracrustal Complex*, III. *Plutonic rocks*, and IV. *Dykes*.

The Gneiss Complex, in the northern map area, forms a large S-shaped regional structure composed of largely recrystallized and strongly foliated gneisses. Most characteristic is a distinct magnetic banding which generally is conformable with the general foliation. Grey to brownish biotite-gneisses and dark-green or black amphibole–pyroxene-gneisses are most common. The latter are mainly found in the central part of the regional structure. The occurrence of up to 30 % by vol. of pyroxene and green to green-brown hornblende in these gneisses as well as sillimanite, garnet and cordierite in the metasedimentary types, indicates a high amphibolite facies of metamorphism. In connection with granitization, biotite-gneisses are transformed to veined gneisses as well as more or less foliated granitic rocks with minor inclusions of gneiss. The gneiss structure, culminating during the regional deformation about 1 900 millions of years ago, is interpreted as a large antiform with its central part occupied by the basic gneiss types (Lindroos and Henkel 1978). The biotite-gneisses in the outer margin of the structure were later intruded by granites. Thus, around the gneiss structure a broad belt (3–10 km) of granitic rocks occurs. The main granite type is a coarse, reddish microcline-granite. Diorites, granodiorites and a few syenites are also present.

To the south and southeast, in the Pajala–Huuki–Kolari area, folded and faulted supracrustal rocks occur. A major part of them are of volcanic origin, forming the Supracrustal Complex. This is a minor part of a larger SW–NE-trending belt between Kaunisvaara and Kolari; data for structural interpretation has therefore been taken from the adjacent map-sheet 28 M Pajala, and from Finnish geological maps. These rocks are in places intruded by granitic (dome-like) massifs.

Gabbroic rocks occur close to or within the Supracrustal Complex as sheet-like bodies, in part differentiated. On a regional scale it can be shown that they follow major fault zones. They are probably older than the red granites, perhaps late-orogenic intrusions.

Within the gneiss-granite area several rounded, highly magnetic structures occur. Three of them are exposed. They are composed of alkaline-gabbroic rocks in the form of dykes. One of them is interpreted as a sill. It is generally accompanied by smaller amounts of anorthosite. The other two are most probably cone sheets with alkaline-gabbroic composition. They occur as dykes in almost circular structures and are here interpreted as post-granitic intrusions.

A radiometric age determination (U-Pb, zircons) on a dioritic gneiss from the southernmost area of the Gneiss Complex, showed an age of about 1.9 Ga (Isochron diagram in Lindroos and Henkel 1978). This age corresponds to the

Haparanda Series of plutonic rocks, as dated to 1.8–1.9 Ga by Welin (Welin 1980, Welin et al. 1971). Furthermore a granodiorite to the northwest of the map area around Lake Paittasjärvi on map-sheet 30 L, has been dated to 1.88 Ga (U-Pb, zircons, Skiöld 1979). However, very similar gneisses immediately north of Karesuando in Finland have been dated to 2.6 Ga (U-Pb, zircons, Kouvo *in* Matiso 1969). Recent zircon dates of this type of gneiss in northern Finland (M. Lehtonen, oral comm.) as well as of a granitoid gneiss to the southwest of Karesuando (Skiöld 1979) show radiometric ages of about 2.5–2.8 Ga. It is assumed that the 1.9 Ga-age corresponds on the one hand to a stage of plutonic activity (Haparanda intrusions), and on the other hand to an event of regional metamorphism. Further age determinations are needed before a genetic classification of these gneisses can be made.

The Supracrustal Complex comprises three formations: *the Greenstone Formation* (oldest), *the Iron Ore Formation*, and *the Schist Formation* (youngest). The two lowermost formations are equivalent to the Veikkavaara Greenstone Group and the Schist Formation to the Pahakurkio Group, as correlated with the map-sheet 28 L Täreändö (Padget 1970). In Kaunisvaara–Huuki, the lowest part is mainly composed of basic effusive volcanic rocks including minor volcanogenic as well as sedimentary units. Thereafter follows a pure sedimentary unit with mica-schists, carbonate-rocks and iron ores. The Schist Formation is composed of quartz-rich metapelite sediments; partly well-preserved in the form of sandstones and phyllites, and partly metamorphosed in the form of mica-schists and sillimanite-schists. Preserved volcanic and sedimentary structures are found only in the Kaunisvaara–Tapuli area. To the east, at Ristimella–Kolari, the metabasites occur in the form of coarse, foliated amphibolites. The thickness of the Supracrustal Complex at Kaunisvaara–Huuki is more than 3 000 m.

The largest gabbro intrusion among the older plutonic rocks is that at Kaalamakoski (29 M le). It is an olivine-gabbro with ultrabasic composition and occurs as a 10 km<sup>2</sup> large massif with a calculated depth of about 2 km. To the north, it is surrounded by a smaller zone of diorite. These gabbros are interpreted as intrusions emplaced in zones of weakness in connection with the main deformation of the Supracrustal Complex.

The younger plutonic rocks are microcline-granites and ring-shaped gabbros. The red, generally coarse-grained microcline-granite occurs in a 3–10 km broad belt between the gneiss basement and the Supracrustal Complex. This granite is on the one hand migmatitic containing many remnants of both basement gneisses and rocks from the Supracrustal Complex. On the other hand, this granite is also found as smaller, dome-like massifs. These massifs are believed to be the youngest granitoid intrusions of the map area.

Besides the granites, smaller areas with granodiorites and quartz-diorites are also met with; these have however not been shown on the map mainly due to lack of exposures and lack of characteristic geophysical features. The smaller granitoid domes in the southern map area have caused a secondary folding of the penetrated supracrustal rocks. No or very limited contact metamorphism is associated with these intrusions.

The ring-shaped gabbros are of two types; one oval massif with pyroxene-gabbro and some anorthosite at Merasjoki (30 M 1d); and two very similar, almost circular massifs with an alkaline-type of gabbro at Lumivaara and Merasjoki (29 M SV/SO). The former is built up of two, 20–200 m thick concentric sheets. The inner ring is exposed. Geophysical interpretation indicates a 5 km deep structure dipping to the southwest. It is interpreted as a sill-like intrusion in part following the schistosity planes of the enclosing gneisses. The Lumivaara- and Naakajärvi gabbros occur as a swarm of 1–50 m thick dykes in a rounded structure, dipping to the centre. These are about 5 km deep, and like the Merasjoki intrusion, highly magnetic with a strong and characteristic remanent magnetism. They are interpreted as cone sheets. All the ring intrusions are associated with the occurrence of pegmatites as dykes or smaller bodies inside the ring structure. Some of them are associated with deposits of feldspar and quartz. The chemical composition of the ring intrusions is very different from those regarded as orogenic intrusions, including the above mentioned Kaalamakoski gabbro. A high content of Fe, P, Al and S and a rather high content of K and Na, but very low content of Si, classifies them as "alkaline gabbros". The P content is up to 3.2 %; the mineral is a yellow-white, flour-dominated, and strontium-rich apatite.

Dykes of metabasite or metagabbro are found mainly within the Supracrustal Complex. They are probably of several generations. The majority of them occur in fault zones in the Kaunisvaara–Huuki area in the form of 1–20 m thick, generally vertically dipping dykes. At Kaunisvaara some are porphyritic and strongly scapolitized. In the granite terrain, there are several magnetic lineaments in the same direction as the major fault zones. These are not exposed but interpreted as basic dykes and their extension is drawn from the aeromagnetic maps.

### Regional structures

The structural geology of this northeasternmost part of Sweden has recently been described (Lindroos and Henkel 1978). Below follows a short review of this interpretation.

The gneiss area is a large culmination. It is surrounded on all sides by a 3–10 km wide belt of plutonic rocks i.e. granites, granodiorites and diorites. Further outside occur folded belts of supracrustal rocks; to the south lies the Supracrustal Complex of the Kaunisvaara–Huuki–Kolari area. Within this smaller intrusions of granitic domes and gabbroic sheet-like bodies occur. The gneiss structure, the granitic belt and the Supracrustal Complex are contemporaneously folded. There are clear petrographic and petrophysical differences between the gneisses and the metamorphosed supracrustal rocks. There is also a difference in fold-pattern as well as the degree of the regional metamorphism affecting both of them. The gneisses are structurally interpreted as a basement to the supracrustal rocks. The belt of granitic rocks surrounding them, were probably formed by remobilization of the upper part of the basement during the regional folding and metamorphism.

The smaller dome-like granitoid intrusions in the southern map area are even younger intrusions.

In the Huuki map area the Supracrustal Complex is isoclinally folded with almost horizontal, somewhat undulating NE-SW-trending fold axis. A secondary folding occurs in the depressed areas due to this undulation, as well as around the granitic dome-intrusions. Schists, limestones and other incompetent rocks produce then a very complicated fold pattern.

The major fault zones trend NW-SE, NE-SW and N-S. The NW-SE direction is very pronounced and parallel with several deep, and up to 25 km long canyons. It has been shown in the adjacent Lainio area (Witschard 1970) that this faulting is associated with an extensive, rigid, post-granitic deformation. On the map-sheet Huuki SV, the NE-SW faults are even younger than the ring-gabbro at Lumivaara; the latter has been faulted with a horizontal displacement of about 800 m. The linear fractures and fault zones show often a negative magnetic anomaly due to alteration processes (Henkel and Guzmán 1977).

The structural pattern of this map area is demonstrated in a few profiles (cf. Figs. 2, 4 and 11) and on Plate 1 A, B.

### Alteration of rocks

The regional metamorphism has not been studied in detail. The mineral parageneses and textures of the supracrustal rocks have reached an association typical for low-pressure-high-temperature amphibolite facies. Only in a few localities (Kaunisvaara-Tapuli) are primary sedimentary and/or volcanic structures preserved. Among the sillimanite-bearing metapelitic schists at Airivaara (29 M 0f) a secondary schistosity with growth of quartz and muscovite is encountered. Alteration phenomena close to the granite contacts are subordinate and include on a local scale metasomatic processes such as microclinization and scapolitization.

The basement gneisses are strongly foliated and recrystallized without any primary features. Clearly visible is a compositional banding roughly following the magnetic banding. It may represent a primary layering. Sillimanite, garnet, and occasionally cordierite are met with among the acidic metasedimentary gneiss types. Alteration of clinopyroxene to hornblende is common. A few granular textures, occurrence of sutured antiperthitic rims close to plagioclase-microcline contacts, and needle-like, sub-euhedral zircons point to a high-temperature metamorphism, probably of upper amphibolite facies. In contrast to the supracrustal area, the degree of recrystallization is very strong and uniform all over the gneiss area.

## Geophysical aspects

### Introduction

The aeromagnetic survey of the map areas 29-30 M was carried out in 1963. For technical information regarding these measurements the reader should refer to

Werner (1963). In 1973–1974 a regional gravity survey was performed over the same areas. Measurements of the magnetic properties and of the density have been made on all rock samples collected during geological mapping.

The interpretation of the aeromagnetic map is mainly an analysis of magnetic patterns and delineation of contacts and dislocations. The results have been combined with available geological information and are to a large extent applied in the construction of the geological maps.

In Plate 1 a simplified geophysical interpretation and a gravity map are presented at the scale 1:250 000.

### Aeromagnetic interpretation

In the first phase, a regional interpretation has been carried out delineating different anomaly patterns and magnetization levels. Three types of pattern are recognized and mapped: *banded patterns* consisting of parallel and continuous anomalies, *irregular patterns* in which these features are lacking or less pronounced, and *dyke-like patterns* where anomalies are supercontinuous (or circular) and generally discordant to banded or irregular patterns.

In the second phase, magnetic contacts, connections and dislocations of anomalies etc. are worked out. For the well-defined anomalies, dip computations are performed for contacts and for sheet-like magnetic bodies. In these computations characteristic anomaly parameters are compared with those from model computations. It is assumed that all magnetization is almost exclusively caused by the distribution of magnetite in the rocks (Werner 1945). The correlation between anomaly patterns and the rock units becomes feasible when the magnetic properties of the rocks have been determined.

### Regional anomaly patterns

Different types of anomaly patterns, as defined above, correspond generally to different groups of rocks i.e. rocks with parallel structures, homogeneous rocks and dyke-like rocks. Magnetically, transitions between anisotropic and homogeneous rocks are quite common and make a delineation of detailed borders almost impossible in large parts of the map area. The areal distribution of each pattern group is briefly described below.

The Finnish Geological Survey has kindly placed at our disposal the bordering Finnish aeromagnetic maps which has made a joint interpretation possible (Plate 1 B). An exchange of gravity data with the Finnish Geodetic Institute has allowed an improved interpretation of near-border gravity anomalies (Plate 1 C).

### Areas with banded anomaly pattern

On Plate 2 A areas with a banded anomaly pattern are denoted by heavy black lines. These lines represent the most probable connections of anomalies with

similar character. When the magnetization of adjacent irregular anomaly patterns equals that of the matrix of banded patterns, the boundaries between them are less well-defined. In this situation, the outer limit of banded areas is placed close to the outermost positive anomaly band. The heavy black lines on the interpretation map are the generalized surface trends of more or less steeply inclined magnetic sheets. These structures are almost parallel with the general gneissification (as measured on outcrops) as well as with a compositional banding. The latter, found both among the acidic and basic gneiss types, may represent a layered structure. Much of the magnetite—both in volume and orientation—is however of metamorphic origin. The apparent discontinuous character of many single anomalies is due either to changes in the thickness of overburden, primary discontinuities or to later dislocations.

Banded anomaly patterns dominate in the map area 30 M SV. This northern complex continues into the map area 30 L NO, and then turns into Finland. The entire complex has a length of about 75 km. To the south it merges with diffuse boundaries into large areas with an irregular anomaly pattern. The magnetizations are dominantly low and moderate with a few highly magnetized bands.

Along the southern margin of the map area, a distinctly different kind of banded pattern is observed. Here high anomalies dominate in complexes of more limited extent, about 30 km, continuing into the map area 28 M Pajala, and into Finland.

#### Areas with irregular anomaly pattern

Most of the map area 29 M Huuki is occupied by this type of anomaly. Magnetizations are low to moderate rising to high only in a few restricted areas. Locally (29–30 M, 9–1 a–c) banded patterns are discordantly replaced by small magnetic calm areas, mainly lows, but generally there is a large degree of conformity between banded and irregular patterns (a feature observed in most map areas in Norrbotten). Magnetization levels are indicated on Plate 1 A with increasingly denser screens denoting increasing magnetization.

#### Dyke systems

This anomaly type occurs in a very specific manner within this map area, namely as high magnetic, almost concentric circular or elliptical systems. On the adjacent map area, 30 L SO, a similar elliptical dyke system occurs. These structures are geophysically closely associated and so far found only in this region. They give rise to local gravity highs of 5–10 mgal (Plate 1 C). They have been interpreted as cone sheets or sills and are composed of dykes of mainly gabbroic rocks (cf. p. 59). Apart from the cone sheet systems some diffuse indications at 29 M, 4–5 c–d, seem to show a dyke swarm in a NW–SE direction.

#### Magnetic dislocations

Magnetic dislocations can be deduced from displacements of reference structures such as banding, characteristic contacts or dykes. In the areas of irregular

anomaly patterns they are seldom traceable. In magnetized rocks, major dislocations have a tendency to give rise to narrow magnetic lows. These lows are usually caused by the oxidation of magnetite in and near to the zones of disturbance. Plate 1 B shows the main dislocation systems in the area; dislocations interpreted from Finnish aeromagnetic maps have been included. An almost orthogonal system dominates with peak frequencies at  $-40^\circ$  and  $+40^\circ$ . Fig. 20 shows trend frequencies of magnetic dislocations and, for comparison, of observed joints along a several kilometres long canyon in the southern map area. Among these joints, the complementary directions  $0^\circ$  and  $90^\circ$  are well represented.

The most frequent lateral displacement of a dislocation is around 200 m but occasionally larger displacements are observed. None of the dislocations encountered in the map area seem to extend further than 50 km. The distance between major zones of displacement is around 30 km for the NW–SE-dislocations. In the northern banded anomaly complex, even larger dislocation zones may have escaped notice, especially if they occur parallel to the magnetic anomaly pattern.

### Regional gravity anomalies

The regional gravity survey has been made mainly along minor roads. The Bouguer anomaly map, Plate 2 C, is based on these observations which have been terrain corrected. The reference density is  $2.67 \text{ g cm}^{-3}$ . The northern part of the map area is dominated by an extensive gravity high of 40–50 mgal which is closely correlated with the large magnetic banded structure. Superimposed on this anomaly are the gravity effects of smaller structures such as the mafic cone sheet systems. In the southern part of the map area, gravity highs occur on magnetically banded pattern areas with high magnetization. An interpretation of the large gravity high, Fig. 4 (profile from Lindroos and Henkel 1978), shows a huge stratified antiform—rising about 6 km—of dense, mainly basic gneisses surrounded by less dense biotite-gneisses, and further outside granitic rocks. The mean density of the whole complex is assumed to be  $2.75 \text{ g cm}^{-3}$ . Locally, larger volumes of denser rocks (with highest densities around  $3.02 \text{ g cm}^{-3}$ ) occur, and give rise to gravity maxima of minor wavelength. The axis of the gravity anomaly is parallel to the banded magnetic anomaly pattern. In places mafic intrusions add to the local gravity. In Fig. 4, note also the contrasting gradients between surrounding supracrustal complexes and the central basement high.

### Ground geophysical measurements

The southern part of the map area (29 M 0e) contains small areas with ground geophysical measurements belonging to extensive surveys over the adjacent map sheets 28 M Pajala. These have been presented in connection with the description of these maps (Henkel, *in* Padget 1977). In a few areas, mainly over the cone sheet systems of Naakajärvi and Merasjoki, detailed magnetic and gravity profiles have been run (cf. p. 67).

### Physical properties of the rocks

Rock samples which have been collected during geological mapping in the region, have been measured with respect to the following physical properties: density, magnetic susceptibility and remanent magnetization.

The density is determined as the wet bulk density with an accuracy of  $0.01 \text{ g cm}^{-3}$ . The magnetic properties are determined in three directions with a relative error of 2% and a resolution of about  $3 \cdot 10^{-6}$ . The in situ susceptibility measurements have the same accuracy and a resolution of about  $2 \cdot 10^{-5}$ . The general results of these measurements are given in Fig. 3.

A plot of susceptibility versus density, showing the covariation of these parameters, has proved to give valuable information. On such a plot, the effect of the magnetite content (which is logarithmically proportional to the magnetic susceptibility) on the density can be reduced, thereby rendering a density more closely related to the silicate mineral composition (silicate density). Statistically this density directly reflects the chemical composition which corresponds to an acid-basic variation. Any geological process which affects either of these parameters will show up as a trend in the covariation diagrams (Henkel 1975).

In the following, a comparison is made of the major group of rocks with reference to diagrams on the covariation of density and susceptibility (Figs. 5, 6, 12, 13).

#### Supracrustal rocks

From the badly exposed, southern map area, only 13 specimens of supracrustal rocks have been measured. Their densities vary from 2.57 to  $3.06 \text{ g cm}^{-3}$  and their susceptibilities are about  $2 \cdot 10^{-4}$  cgs. The ratio of remanent to induced magnetization (q-value) is around 0.3. On the aeromagnetic maps, however, rocks with significantly higher magnetizations are indicated by their banded patterns.

#### Gneisses

The gneisses of the northern and central part of the map area have distinct physical properties as displayed on Figs. 5 and 6.

*Biotite-gneisses* show a limited range in silicate density (i.e. density reduced for the effect of magnetite) from 2.60 to  $2.80 \text{ g cm}^{-3}$ . Their susceptibility has two well separated distributions with a dominant high component at  $1.5 \cdot 10^{-3}$  and a subordinate low component at  $6 \cdot 10^{-6}$ . This latter group has high q-values around 4 while the former group has low q-values around 0.2.

*Amphibole- and pyroxene-gneisses* show a rather different distribution of their physical properties with a large scatter in silicate densities ranging from 2.62 to  $3.08 \text{ g cm}^{-3}$ , i.e. acid to almost ultramafic compositional densities. A slight overlap with the biotite-gneisses occurs in the low density region but generally these rocks have an intermediate to mafic composition. Several groupings within this large field of variation are observed in Figs. 5 and 6. These can be characterized as:

- a. high density (around  $3.0 \text{ g cm}^{-3}$ ) and variable susceptibility,  $6 \cdot 10^{-5}$ – $1.2 \cdot 10^{-2}$  cgs,
- b. intermediate density and moderate susceptibility,  $2.8 \text{ g cm}^{-3}$  resp.  $2 \cdot 10^{-3}$  cgs,
- c. intermediate density and low susceptibility,  $2.8 \text{ g cm}^{-3}$  resp.  $2 \cdot 10^{-4}$  cgs,
- d. low density and variable susceptibility,  $2.65 \text{ g cm}^{-3}$  resp.  $10^{-4}$ – $7 \cdot 10^{-3}$  cgs.

The reason for this diversity is differences in their primary composition. The  $q$ -values vary more than one order of magnitude but are generally low and around 0.2. The high density subgroup has slightly higher  $q$ -values; especially among the high susceptibility members;  $q$ -values are around 0.6.

*Quartzites* and *quartz-sillimanite-gneisses* have a density around  $2.65 \text{ g cm}^{-3}$  and a susceptibility varying from less than  $10^{-6}$ – $2 \cdot 10^{-3}$  cgs. They have low  $q$ -values around 0.1.

#### Plutonic rocks

*Granites* and *pegmatites* show a characteristic low density around  $2.62 \text{ g cm}^{-3}$  (Figs. 12–13). Their susceptibilities are relatively high,  $10^{-3}$  cgs for granites, and  $4 \cdot 10^{-4}$  cgs for pegmatites. The  $q$ -values are low, scattering around 0.25. A few samples have  $q$ -values around 2. In the map area 29 M 7a, in situ susceptibility measurements have been made, showing a bimodal distribution with mean values at  $5 \cdot 10^{-4}$  and  $1.5 \cdot 10^{-3}$  cgs, corresponding to the mean of the pegmatitic and granitic groups of samples, respectively.

*Gabbroic rocks* occur as cone sheet systems and sills and as massive intrusions. The former types will be treated separately. Among the massive gabbros, only that from Kaalamakoski (29 M 1e-f) is represented with one sample showing a silicate density of  $2.91 \text{ g cm}^{-3}$  and a rather high susceptibility of  $5 \cdot 10^{-3}$  cgs. The  $q$ -value is 5 indicating a strong remanent magnetization. The position of this sample in the two types of plot is within the distribution for gabbros of the Tärendö type (Cornwell in Padgett 1970).

#### Cone sheet systems

Histograms on cone sheet systems and sills, are shown in Figs. 15–19. Within the map area, three subcircular high magnetic anomalies occur, the Lumivaara (29 M 2b), Naakajärvi (29 M 5b) and Merasjoki (30 M 1d) ring complexes. The particular magnetic patterns are correlated with moderate gravity highs of 5–10 mgal. In detail, these three anomaly systems differ in shape and physical properties. The gabbroic constituents of all are rather similar, having silicate densities around  $2.88$  and very high susceptibilities of about  $2 \cdot 10^{-2}$  cgs indicating a content of nearly 10 % magnetite. Fig. 15 shows in situ susceptibilities with increasing mean values for the Naakajärvi–Lumivaara–Merasjoki gabbroic complexes. The Merasjoki intrusion has also an anorthositic component (silicate density  $2.70 \text{ g cm}^{-3}$ , susceptibility  $3 \cdot 10^{-3}$  cgs) well separated from the gabbros.

Remanent magnetization is distinct in these rocks with highest  $q$ -values around 6. Fig. 16 shows a negative correlation between susceptibility and  $q$ -values. This is characteristic for many dyke-like intrusives.

The direction of the natural remanent magnetization (NRM) is known from the Merasjoki and Lumivaara intrusions, Fig. 16. They show different trends; the Merasjoki intrusion has a distinct direction of remanence with declination  $300^\circ$  and inclination  $45^\circ$ . The anorthositic constituent shows a larger inclination, roughly  $75^\circ$ . Several other mafic intrusives with this direction of NRM are known in Norrbotten, one of them is the Tärendö gabbro (Cornwell, op. cit.). The Lumivaara intrusion has a remanence direction with declination  $30^\circ$  and inclination  $70^\circ$  i.e. nearly in the direction of the present geomagnetic field. In Fig. 17 a profile over each of these intrusives shows their general geomagnetic features as derived from geophysical interpretation; the detailed near-surface structure is quite well outlined on the aeromagnetic maps.

### Conclusions regarding the combined aeromagnetic and gravity interpretation

In addition to knowing the physical properties of the major types of rocks, it is of interest to compare their average properties and ranges of variation in order to predict their magnetic expressions. Some correlations can be made between anomaly patterns and extensions of certain rock types. However, regarding the basement gneisses, the overlap in physical properties is too large to permit any clear identification of rock types from the aeromagnetic anomalies. For the majority of rocks, remanent magnetization is low, as indicated by an average  $q$ -value of 0.3. With a few exceptions this remanence is parallel to the present geomagnetic field. The total magnetization  $T$  can therefore, for most rocks, be approximated as a linear function of the susceptibility  $k$ , according to the formula  $T = k H (1 + q)$ , where  $H$  is the geomagnetic total field, which is 0.522 Gauss in the map area. Thus  $T = 0.67 k$ .

*The strongest anomalies* are caused by gabbroic rocks and some highly magnetic members of the amphibole-pyroxene-gneisses. Within the gabbros, susceptibility varies with a factor less than 10; the variation within the highly magnetic gneisses is still less. A group not represented among the rock samples is that of highly magnetized supracrustal rocks (mainly basic volcanics) which give rise to distinct anomaly systems near the southeastern map boundary, continuing on map-sheet 28 M Pajala. If present in large volumes, these rocks also produce gravity maxima. Thus, in this map area, a combination of high gravity and high magnetic anomalies indicates the presence of basic to intermediate plutonic rocks, gneisses or volcanic rocks. A discrimination is possible only when their anomaly patterns deviate in a characteristic manner. Supracrustal rocks and gneisses show banded pattern while gabbroic rocks are irregular or dyke-like.

*Intermediate and high magnetic anomalies* are caused partly by rocks of the Gneiss Complex and partly by granites. In contrast to the granites the gneisses are clearly banded. Within the gneisses a discrimination is possible only when gravity anomalies indicate large volumes of light (acid) or dense (basic) rocks.

*Low magnetic anomalies* are caused by the low magnetic part of the amphibole-pyroxene-gneisses, by most of the granites and to a minor extent by

the biotite-gneisses. The basic gneisses give rise to gravity maxima and thus a combination of low magnetic anomalies and high gravity seems to indicate larger volumes of this rock group. Fig. 3 gives a schematic outline of the bulk magnetic properties of rocks from this map area.

### **Ores, industrial minerals and rocks**

The occurrence of ores and industrial minerals and rocks are listed in Table 4. Here it should be added, that only the northern part of the Tapuli iron ore, and the Palotieva iron ore, are situated on the map-sheet 29 M Huuki; most of the Kaunisvaara iron deposits occur on the Pajala map-sheet.

Of greatest economic importance are the skarn iron ores at Kaunisvaara, the limestones at Kaunisvaara and Huuki and some scattered feldspar- and quartz occurrences within the ring-gabbros.

The Kaunisvaara iron ores contain the largest, shallow, unmined reserves at present known in Northern Sweden. Recent investigations by SGU have indicated the presence of about 180 million tons of ore with an Fe content of 27–41 %.

The Huuki-Äkäsjoki (Finland) limestone is, in contrast to that at Kaunisvaara-Tapuli, calcitic. It has been mined on the Finnish side since 1968 accompanied by the establishment of a cement factory at Äkäsjoensuu.

## INLEDNING

De geologiska kartbladen 29 M Huuki och 30 M Muonionalusta är belägna i nordöstra Norrbotten, omkring 30–80 km norr om Pajala (fig. 1). Omkring 60 % av Huukibladet och 50 % av Muonionalustabladet ligger på den svenska sidan av gränsen mot Finland, vilken följer Muonioälven. Kartområdet gränsar i söder mot Pajalabladet (Padgett 1977), i väster mot Lainiobladet (Witschard 1970) och i nordväst mot Lannavaarabladet (Ambros 1980). De flygmagnetiska kartorna är mätta 1963; data om mätningarnas utförande m. m. finns i Werner (1963). Efter berggrundskarteringen har även regionala tyngdkraftsmätningar utförts i kartområdet under åren 1973–1974. Dessa mätningar och data från angränsande finska områden återges på plansch 1 C i skalan 1:250 000. Tolkningen av det geofysiska materialet har utförts av H. Henkel och redovisas dels i texten, dels i form av diagram, samt på kartbilagan, plansch 1 A och B. Vid kartsammanställningen har denna tolkning varit till stor hjälp. Karteringsarbetena utfördes under somrarna 1965–1966 under ledning av B. Lundberg och 1969–1971 av H. Lindroos. Som karteringsunderlag har tjänat flygbilder och ekonomiska kartor i skalan 1:20 000. Hällobsektionerna har sedan fotografiskt överförts till de nya topografiska kartorna i skalan 1:50 000. Till förfogande har även stått äldre hällkartor från såväl den svenska som finska sidan. De flesta äldre lokaler har återbesökts för bl. a. bestämning av hällarnas korrekta läge och form. Eftersom mindre än 1 % av kartområdet är blottat, har information från angränsande kartblad, och särskilt från Finland, varit till stor hjälp. Ett flertal exkursioner, främst i syfte att jämföra suprakrustalstratigrafien, har skett tillsammans med finska geologer i Kolarifältet. Geologiska och geofysiska kartor av olika slag har därtill välvilligt delgetts av Geologiska Forskningsanstalten i Finland (Geologinen Tutkimuslaitos), Rautaruukki Oy samt Pargas Kalk Ab-Paraisten Kalkki Oy. Kemiska analyser av bergarter och mineral jämte vissa specialanalyser har utförts under ledning av Dr A. Danielsson på SGU:s laboratorier i Stockholm. Av det insamlade stufmaterialet på drygt 700 prover har 365 parametermätts (densitet, magnetisk susceptibilitet och remanent magnetisering). Dessa mätningar redovisas dels i form av diagram för varje bergartstyp, dels som medelvärden för olika geologiska enheter i tabellform. Omkring 75 slipprov har tagits av de vanligaste

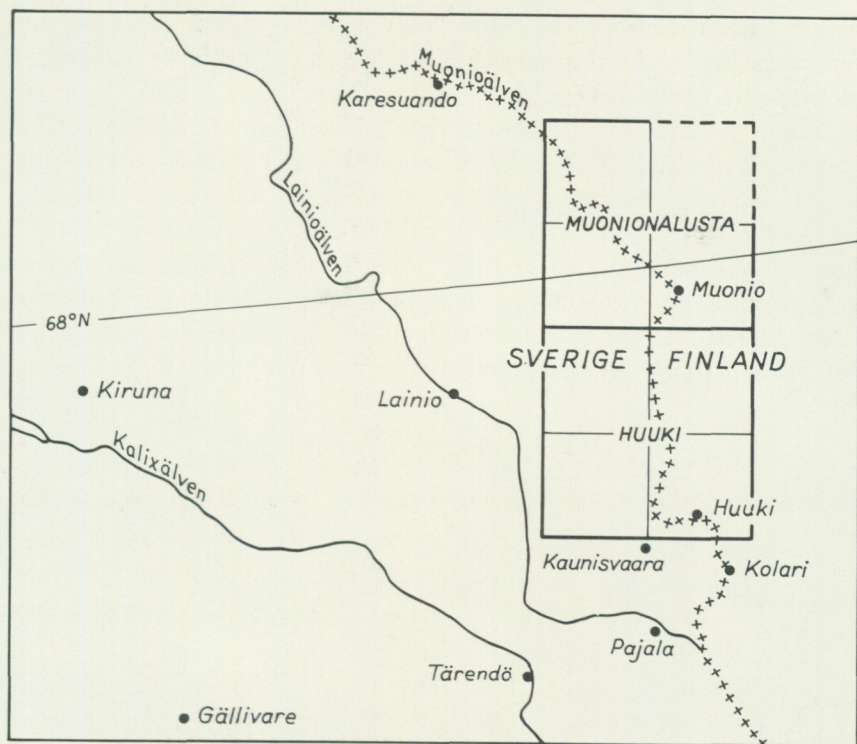


Fig. 1. Huuki- och Muonionalustablakens läge.

*Location of the map-sheets Huuki and Muonionalusta.*

bergartstyperna. Av dessa är 18 st kemiskt analyserade i form av silikatanalyser. Vid studium av de s. k. ringgabbrornas mineralogi har H. Nairis och C. Ålinder utfört vissa specialarbeten.

## 1. Äldre undersökningar

De tidigare undersökningarna utgörs av Geijers arbete över malmtrakten Kiruna–Gällivare–Pajala (1931) och Ödmans sammanställning av urberget i Norrbottens län (1957). Pajalafältets geologi har beskrivits av T. Eriksson (1954). Kaunisvaarafältets järnmalmer och stratigrafi finns redovisade i ett flertal interna SGU-rapporter, samt i serie C av Lundberg (1967) och Lindroos (1974). Från Finland finns en geologisk

översiktskarta med beskrivning av Mikkola (1941). Äkäsjoki kalkstensförekomst har detaljkarterats av Lackschewitz (1968), och Kolarimalmernas geologi har behandlats av Hiltunen och Tontti (1976).

I samband med denna undersökning har det framkommit en del nya geologiska och geofysiska data som föranlett en omtolkning av Karesuando–Muonionalustaområdets gnejser med hänsyn till relativ ålder och tektoniskt läge. Tolkningen jämte en översiktskarta i skalan 1:500 000 finns i en separat uppsats (Lindroos och Henkel 1978). Kartbladsbeskrivningens stratigrafiska del följer i stort denna regionaltolkning. Radiometrisk åldersdateringar av områdets gnejser och djupbergarter pågår, och en del preliminära data presenteras i denna beskrivning.

## 2. Geologisk översikt

Inom kartområdet har fyra huvudgrupper av bergarter kunnat urskiljas:

1. *Gnejskomplexet* i den norra delen.
2. *Suprakrustalkomplexet* i den södra delen.
3. *Djupbergarterna* som finns över hela kartområdet och som främst omfattar graniter, granodioriter och gabbror.
4. *Gångbergarter* i form av s. k. ringgabbro i karakteristiska cirkulära eller elliptiska strukturer. Vidare förekommer smärre diabasgångar.

De bäst bevarade suprakrustalbergarterna finns mellan Kaunisvaara och Aarevaara på bladet 29 M Huuki SV/SO. Det är här som en mera detaljerad stratigrafi kunnat uppställas. Suprakrustalkomplexet uppbyggs av tre konforma formationer med en sammanlagd mäktighet på över 3 000 meter. Äldst är basiska vulkaniter, s. k. grönstenar. Dessa har i allmänhet effusiv karaktär. Inlagringar av kalkstens- och skifferhorisonter tyder på marin avlagring. Pyroklastiska sediment finns som agglomerat, och lokalt förekommer finkorniga, skiktade amfiboliter, här tolkade som tuffiter. Ovanpå grönstenarna följer en rent sedimentär formation karakteriserad av rikligt med kemiska avlagringar. Hit hör fältets största järnmalmer. Formationen har därför benämnts järnmalmsformationen, trots att skiffer och kalksten utgör en minst lika stor del. Stratigrafiskt yngst är en del klastiska avlagringar av sandsten, kvartsit, fyllit och glimmerskiffer. Deras mäktighet är minst 1 000 m. De uppvisar ofta tydliga primärstrukturer av typen graded-bedding och strömskiktning, vilka har kunnat användas för stratigrafiska uppåtbestämningar.

De två understa formationerna, som domineras av vulkaniskt material, kan helt eller delvis jämföras med Kiruna grönstensgrupp i Kirunaområdet (Offerberg 1967), Veikkavaara grönstensgrupp i Tärendöområdet (Padget 1970), och med Vittangi grönstensgrupp i Vittangifältet (Eriksson och Hallgren 1975). Den översta formationen är i sin tur snarlik sedimenten inom Pahakurkigruppen på Tärendölandet (Padget 1970). Kaunisvaara–Aareavaaraområdets suprakrustalstratigrafi är sålunda följande:

(yngst)	Skifferformationen	500–1 000 m
	Järnmalmsformationen	500–1 000 m
(äldst)	Grönstensformationen	2 000–4 000 m
		<hr/> 3 000–6 000 m

Beträffande Kaunisvaarafältets järnmalmer kan tilläggas, att de är kisrika, stratabundna skarnjärnmalmer av troligen sedimentärt ursprung. De rikaste malmhorisonterna finns i gränsen mot skifferformationen, och omfattar ca 90 % av de kända reserverna. Malmerna skiljer sig i såväl utseende som stratigrafiskt läge från det finska Kolarifältets malmer.

Den yngsta graniten (s. k. Linagranit) har tidigare detaljstuderats på det angränsande Lainiölandet (Witschard 1970). Nytt i den norrbottniska kartbilden är ringgabbbrorna. Deras petrografi och geologiska uppträdande behandlas därför mera ingående.

### 3. Geofysisk översikt

Kartområdet visar ett klart differentierat mönster i de geofysiska anomalierna. Detta framkommer tydligast om man även betraktar de geofysiska kartorna från de angränsande kartbladen Lannavaara, Lainio och Pajala. I de norra delarna dominerar således svaga till måttligt magnetiska anomalier med ett tydligt bandat mönstr. Detta anomali-komplex sammanfaller med en mycket kraftig tyngdanomali med 50 mgal amplitud. I det sydöstra området förekommer höga till mycket höga magnetiska anomalier med bandat mönster. Dessa anomalikomplex motsvaras av tämligen höga tyngdanomalier med kraftiga gradienter. Mellan de båda områdena förekommer homogena, låga magnetiska anomalier som korrelerar med utbredda tyngdminima. Tre mycket karakteristiska ringformiga magnetiska anomalier med lokala tyngdmaxi-

ma finns utspridda i kartområdets västra del. De olika typerna av geofysiska anomalier motsvaras i huvudsak av de beskrivna fyra stora bergartsgrupperna.

Suprakrustalkomplexets olika formationer kan i viss utsträckning identifieras från de geofysiska anomalierna. För att erhålla en närmare kännedom om dessa samband och för att bestämma de enskilda strukturernas karaktär, har den geofysiska tolkningen på angränsande kartområden varit avgörande. Detta gäller främst kartbladet 28 M Pajala, där dessa bergarter förekommer i betydligt större omfattning. De insamlade bergartsprovernas fysikaliska egenskaper har mätts med avseende på densitet, magnetisk susceptibilitet och remanent magnetisering, s. k. parametermätning. Densiteten har bestämts med proverna vattenmättade med en noggrannhet av  $0.01 \text{ g cm}^{-3}$ . De magnetiska egenskaperna är uppmätta i tre vinkelräta riktningar med ett relativt fel på 2 % och en upplösning av ca  $3 \cdot 10^{-6}$  cgs. Hällsusceptibilitetsmätningarna har samma noggrannhet och en upplösning av ca  $2 \cdot 10^{-5}$  cgs. En sammanfattning av de geofysiska mätningarna framgår av fig. 2 som visar, dels provtagningslokalerna och fördelningen av proverna från de större stratigrafiska enheterna, dels markmätningens profilernas lägen (gravimeter, magnetometer) och stationer där in situ-mätningar av susceptibiliteten utförts.

Parametermätningarna visar att den remanenta magnetiseringen vanligen är mycket låg med undantag av vissa basiska bergarter. Detta framgår av att det genomsnittliga  $q$ -värdet är 0.29 (förhållandet mellan remanent och inducerad magnetisering). Oftast är denna svaga remanens parallell med det nuvarande geomagnetiska fältet. Därför kan den totala magnetiseringen  $T$  för de flesta bergarterna approximeras med en lineär funktion av susceptibiliteten  $k$  enligt formeln:

$$T = k H (1 + q)$$

$H$  betecknar det geomagnetiska fältets totalintensitet som är 0.522 Gauss inom kartområdet.

Då  $q$ -värdet i medeltal är 0.29 får man

$$T = 0.67 k$$

Sambandet mellan bergarters utbredning och geofysiska anomalier har kunnat utvecklas i en del situationer genom att bergarternas fysikaliska

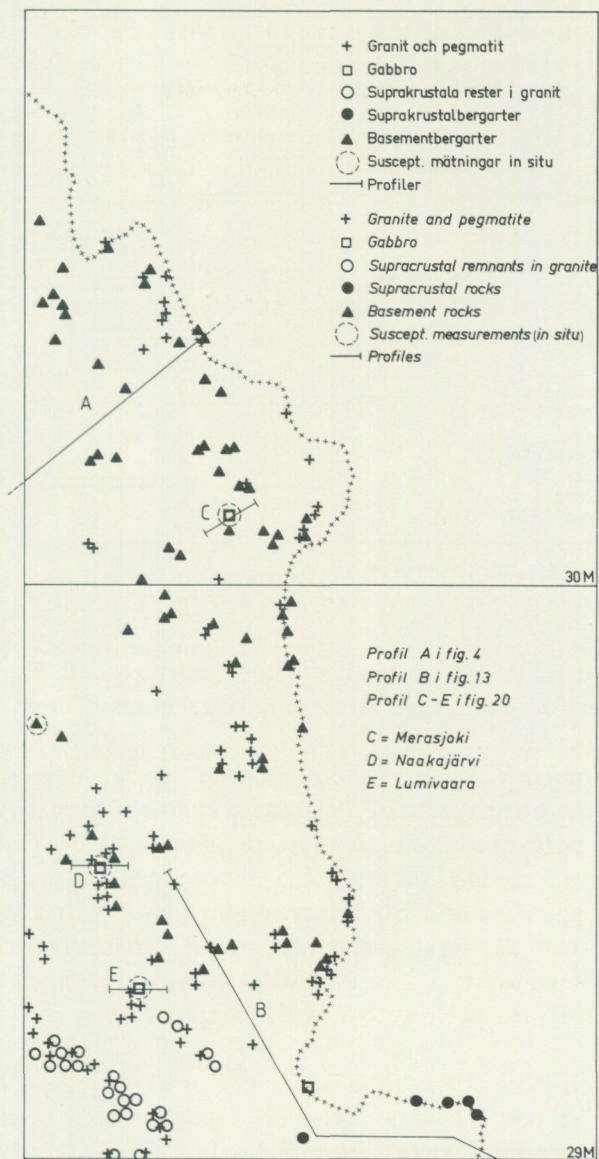


Fig. 2. Fördelning av parameterräta bergartsprover på kartbladen 29 M och 30 M. De geofysiska profilernas lägen samt lokaler för insitumätningar av susceptibiliteten finns angivna.

*Distribution of rock samples measured with respect to different physical properties for the map-sheets 29 M and 30 M. Locations of ground geophysical measurements (profiles, in situ-measurements) are shown in the figure.*

Bergart Rock type	Magnetisering Magnetization			
	låg low	interm. interm.	hög high	mycket hög very high
granit, pegmatit granite, pegmatite	=====			
anortosit anorthosite			=====	=====
gabbro			=====	=====
biotitgnejs biotite-gneiss		=====	=====	
amfibol-pyroxen-gnejs amphibole-pyroxene-gneiss	=====		=====	
suprakrustalbergarter (inkl kartbl 28 M) supracrustal rocks (incl. map area 28 M)		=====	=====	

Fig. 3. Magnetiseringen för olika bergartsgrupper.

*Variation of bulk magnetization for different rock groups.*

egenskaper är mätta på ett tämligen stort provmaterial. Fig. 3 ger en översikt över de magnetiseringar som förekommer inom de olika bergartsgrupperna.

De högsta magnetiska anomalierna orsakas således av gabbrobergarterna samt de högmagnetiska delarna av amfibol-pyroxengnejserna. Inom gabbrobergarterna varierar susceptibiliteten med mindre än en storleksordning, medan variationerna inom de högt magnetiserade gnejserna är ännu mindre. En bergartsgrupp som ej är representerad i provmaterialet är de starkt magnetiska suprakrustalbergarterna. Dessa ger tydliga anomalisystem i kartområdet sydligaste delar. I de fall de förekommer i större volymer bör dessa bergarter även ge tyngdkraftsmaxima.

Måttliga och höga magnetiska anomalier orsakas av bergarter inom gnejskomplexet och ibland av graniter. Graniter, som förekommer i större volym, ger alltid tyngdkraftsminima.

Låga magnetiska anomalier orsakas av den lågmagnetiska delen av amfibol-pyroxengnejserna och i mindre utsträckning av biotitgnejser. De basiska gnejserna ger tyngdkraftsmaxima. En kombination av låga magnetiska anomalier och tyngdkraftsmaxima indikerar därför områden,

där större volymer av dessa bergarter förekommer. Förekomsten av koniska gångsystem av gabbroida bergarter (ringgabbro) bygger helt på att dessa ger upphov till kraftigt kontrasterande anomalisystem på magnet- och gravimeterkartorna.

Tolkningen av den flygmagnetiska kartan har gjorts i följande steg. Först har anomalimönster och magnetiseringsnivåer analyserats; därvid har tre typer av anomalimönster beaktats: *bandat*, bestående av parallella och kontinuerliga anomalier, *oregelbundet*, där dessa drag saknas, och *gånglikt* där anomalierna är mycket uthålliga (eller cirkulära) och allmänt diskordanta mot de andra mönstren. Resultaten från denna analys redovisas i kartform i plansch 1A. Med anomalimönstret som underlag har en analys gjorts av magnetiska dislokationer, vilka redovisas i plansch 1B. Tolkningen innehåller även beräkningar av stupningen för skivliknande kroppar och kontakter. Därvid har inducerad magnetisering antagits vara den dominerande orsaken till anomalierna.

## 4. Litologisk och petrofysisk beskrivning av de olika stratigrafiska enheterna

### 4.1. Gnejskomplexet

En stor del av kartområdet upptas av gnejser och migmatiter. Ett större sammanhängande område sträcker sig från trakterna väster om Kihlangi mot norr och nordost upp mot Muonionalusta och Karesuando samt vidare in i Finland. Denna vidsträckta gnejsterräng täcker minst 1 000 km<sup>2</sup> och omges i huvudsak av granit med inslag av gnejs. I gränsområdet mot granit uppträder även migmatiter, vilket gör gränsdragningen mellan granit och gnejs ställvis ytterst vansklig.

Bandade magnetiska anomalier visar i allmänhet var större gnejsområden föreligger. Gnejsbältets utbredning följer i stort en flygmagnetisk och gravimetrisk storstruktur. Denna karakteriseras av en distinkt magnetisk bandning och en mycket kraftig positiv gravimeteranomali med en amplitud av 40–50 mgal; +15 mgal-fältet täcker ca 20×70 km. Strukturen har tolkats som en stor kulmination med flacka utåtstupningar (Lindroos och Henkel 1978). Gravimeteranomalin kan förklaras av de i ytan påträffade bergarterna under den förutsättning att strukturen är en antiformal med relativt tunga (densitet ca 2.9) gnejser i strukturens kärna, fig. 4 (läget av profilen framgår av fig. 2; profil A).

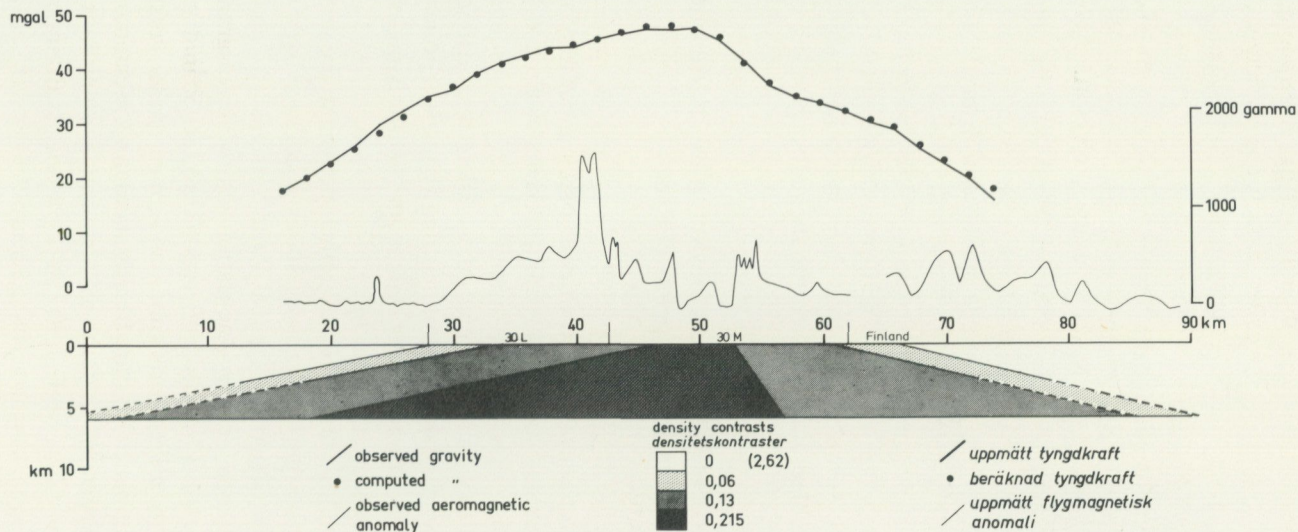


Fig. 4. Tyngdkrafts- och magnetisk profil över gnejskomplexet, tillsammans med beräknade densitetsfördelningar. Profilens läge i fig. 2 (A).

Gravity and magnetic profile across the Gneiss Complex, together with computed density distributions. Location of profile in Fig. 2 (A).

De välbandade gnejserna övergår ibland i kraftigt folierade dioritiska eller granodioritiska former. Detta gäller särskilt i gnejsbältets ytterområden. Från en lokal med en dylik "gnejsig diorit" (Puristakero, 29 M 8d) togs ett prov för radiometrisk åldersbestämning (U/Pb-dat. av zirkoner, utförd av Dr O. Kouvo, Finland). Resultatet blev 1 875 milj. år. Senare har en zirkondatering av tre olika fraktioner utförts från exakt samma lokal av T. Skiöld, Naturhistoriska Riksmuseet, Stockholm. Åldern blev densamma och den mineralogiska undersökningen av zirkonerna antyder att bergarten är en djupbergart där zirkonåldern representerar intrusionstidpunkten (T. Skiöld, muntl. meddelande). Nya finska zirkondateringar av liknande djupbergarter runt gnejsstrukturen har vidare givit åldrar kring 1 800–1 900 milj. år. Lokalernas läge m. m. finns beskrivna i Lindroos och Henkel 1978. Hit skall även räknas granodioriten vid Paittasjärvi på kartbladet 30 L NO med en zirkonålder av 1 880 milj. år (Skiöld 1979). Å andra sidan föreligger även dateringsresultat från gnejser från finska Muonio (som fortsätter in i detta kartområde) med åldrar av 2 500–2 600 milj. år (M. Lehtonen, muntl. uppgift). Då dessa gnejser ofta uppvisar dels en kärna av en "primär" zirkon, dels en eller flera bårder eller tillväxtformer av metamorf härkomst, fordras ytterligare radiometrisk utvärderingar innan man med visshet kan säga om dessa gnejser är arkeiska eller tidigt proterozoiska. I en nyligen sammanställd stratigrafisk karta över norra Finland (Silvennoinen 1980) hänför finska geologer gnejserna inklusive en del djupbergarter, belägna dels norr, dels söder om Muonio till arkeikum (>2 600 milj. år).

I denna beskrivning har Muoniognejserna tolkats som ett stratigrafiskt-tektoniskt underlag (basement) till de omgivande grönstensbältena, i söder Pajala–Kaunisvaara–Kolaristråket, i norr Vittangi–Karesuandostråket. Motiven härtill finns framlagda av Lindroos och Henkel (1978), där huvudvikten i tolkningen är dels gnejsstrukturens entydiga antiklinala läge, dels gnejsernas litologi och metamorfosgrad som klart avviker från grönstensbältenas.

De djupbergarter som omger gnejsstrukturen (diorit, granodiorit, monzonit) – ibland med tydlig djupbergartskaraktär, ibland gnejsiga, bandade, mera påminnande om omvandlade sediment eller vulkaniter – har av oss tolkats som mer eller mindre remobiliserat basementmaterial. Diastrofismen av basement relateras till den "svekofenniska orogensen" som kulminerade för 1 800–1 900 milj. år sedan. Eftersom dessa djupbergarter ofta för xenoliter av äldre gnejsmaterial, är enstaka

åldersdateringar här sannolikt otillräckliga eller tvetydiga (t. ex. "mixed age" på ca 2 300 milj. år av diorit från Muonio; jfr Lindroos och Henkel 1978, s. 6). Inom denna gnejsstruktur har ytterligare en amfibolgnejs (omagnetisk, folierad) och en svagt skiktad, grov kvartsit preliminärt daterats (U/Pb-dat. av zirkoner, utförd av T. Skiöld, Stockholm). Den förra bergarten är provtagen intill landsvägen Merasjärvi-Saivomuotka, 30 M SV 4a, ca 5 km söder om Saivomuotka by och den senare intill landsvägen 7 km norr om Muodoslompolo by, 30 M SV 3 d. Amfibolgnejsen genomslås av olika generationer av yngre granit och pegmatit. Dess mäktighet i rät vinkel mot strykningen, varierar i området från 1 till maximalt ca 30 m i partier där inget eller obetydligt granitmaterial finns.

Zirkoner från amfibolgnejsen visade en metamorf påverkan. Kvartsiten vid Muodoslompolo för å sin sida detritus-zirkoner med både en äldre kärna (max. ålder=2 700 milj. år), och i varierande grad, metamorfa tillväxtformer (T. Skiöld, muntl. uppgift).

Det kan även nämnas att en gnejsig diorit vid Ropinsalmi nordväst om Karesuando i Finland, snarlik Puristakerodioriten, har en zirkonålder av 2 600 milj. år (Matisto 1969). Nyligen har T. Skiöld även daterat granitoida gnejser nordväst om Soppero ("raketfältvägen") där primärzirkoner ger åldern  $2\,834 \pm 40$  milj. år, medan påväxta, vanliga subhedrala zirkoner antyder ett metamorft skede för mellan 2 740 och 2 694 milj. år sedan (Skiöld 1979).

Sammanfattningsvis kan sägas, att denna översiktliga geologiska-geofysiska kartering uppvisar brister i såväl petrografiskt som dateringsmässigt hänseende. Den har likväl blåst liv i frågan om arkeikums utbredning i norra och nordöstra Sverige-Finland. Det är därför vår förhoppning att det inom ramen för det nyligen startade nordiska geologsamarbetet - Nordkalottprojektet - fortsättningsvis finns entusiasm att lösa de komplicerade frågor som berör ålder, ursprung och utbredning av vårt äldsta urberg.

Eftersom gnejsterrängen är malmgeologiskt mindre intressant har karteringsinsatsen där varit mera översiktlig än i suprakrustalområdet. Därtill kommer den låga blottningsgraden: området ligger i zonen för en stor isdelare med tillhörande mäktigt moräntäcke. Blottningar finns sparsamt, främst i bäckraviner eller på högre bergstoppar. Det blottade berget består ofta av pegmatit eller granit som bättre motstått nedvitreringen än de mjuka gnejserna. I migmatithällar syns skarpkantade ryggar av pegmatit eller kvarts omgivna av ytvitrade, mjuka biotitgnejsiga eller

amfibolgnejsiga partier. Av sedimentärt ursprung är de kvartsiter och kvartsitiska gnejser som ligger inom kartbladet 30 M SV/SO. I de amfibolitiska gnejserna förekommer lokalt decimeterbreda lager av finkorniga, tydligt skiktade "amfiboliter". Dessa bättre bevarade lager kan tolkas som omvandlade basiska vulkaniter. I de flesta fall är gnejserna dock så omkristalliserade och förskiffrade att något ursprung ej kan skönjas.

I komplexets centrala del sammanfaller förgnejsningsriktningen med det magnetiska anomalimönstret; mot flankerna är bilden mera oregelbunden. Förgnejsningen har ytterst varierande stupningar. Generellt förekommer ganska branta ( $90-50^\circ$ ) stupningar i de centrala delarna. Mot granitbältet i söder är stupningen geomgående flackare ( $10-50^\circ$ ) mot söder eller sydost. Vid Muonionalusta, 30 M SV/SO, bildar gnejserna en veckbåge runt sydöstra kanten av ett avlångt granitmassiv (Kahtovaara-Muoniovaara). Denna yngre granit, som är svagt förskiffrad i sina perifera delar, är möjligen en dom som genombrutit gnejstäckets och som i viss mån har påverkat gnejsernas regionala veckningsmönster. Bristen på hällar och en dominans av främst pegmatit, samt den i detalj svårtolkade korrelationen till de flygmagnetiska anomalidragen, har gjort det svårt att avgränsa de olika gnejstypernas utbredning. På Muonionalustabladen sammanfaller dock gnejsernas strykningsriktningar med de flygmagnetiska dragen på sådant sätt, att en viss gränsdragning kunnat ske. På den bruna "gnejsfärgen", har därför applicerats blåa eller gröna streck för att ange de kvartsitiska respektive amfibolitiska gnejstypernas ungefärliga utbredning. Det övriga utgörs i huvudsak av biotitgnejs och ådergnejs.

I komplexets centrum finns granit i form av gångar och ådror från någon centimeter till flera meter. Ibland är de granitiska leden parallella med de gnejsiga, och i lokal skala finns gradvisa övergångar från granit till gnejs. Granitmateriallet inom gnejspaketet kan därför ha bildats genom palingen uppsmältning av surare sediment. I bältets ytterområden finns större granitkroppar med ställvis diskordanta kontakter mot gnejsen (här tolkade som yngre intrusiv).

Biotitgnejserna, som i allmänhet har utpräglad parallellstruktur, övergår ofta i småsliriga ådergnejs. Därvid uppträder 1-3 cm stora fältspatkristaller i sliror eller ådror tillsammans med kvarts och biotit, eller som enskilda "ögon" i biotitrakare led (ögongnejs). De amfibolitiska gnejstyperna är sällan ådrade; i deformerade partier bildas migmatitiska breccior rika på arteritiskt granitmaterial.

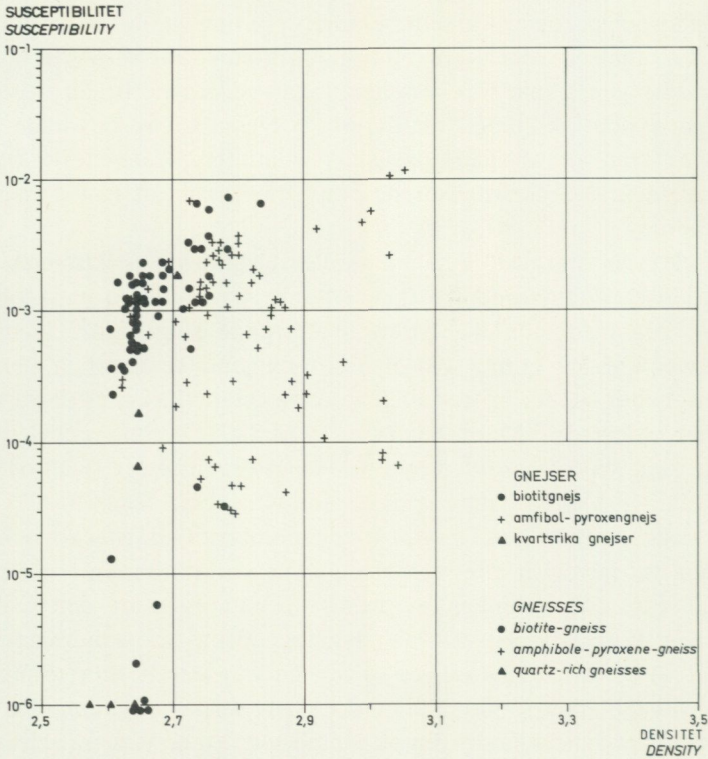


Fig. 5. Densitet – susceptibilitetsdiagram för bergarter inom gnejskomplexet.  
*Density-susceptibility diagram for rocks of the Gneiss Complex.*

Petrografiskt kan följande huvudtyper urskiljas inom gnejskomplexet: *pyroxen-amfibolgnejs*, *biotitgnejs*, *kvarts-sillimanitgnejs* samt *kvartsitisk gnejs* och *kvartsit*.

Med hjälp av den geofysiska tolkningen kan man härleda att biotitgnejs är vanligast, därefter kommer pyroxen-amfibolgnejs. De kvartsitiska gnejstyperna går däremot ej att skilja ut geofysiskt. Genom hällobservationer kan man anta att de förekommer i helt underordnade mängder.

*Pyroxen-amfibolgnejserna* är vanligen svartgröna, relativt grovkorniga med bandad eller folierad struktur. Halten mafiska mineral är 30–70 % med hornblände som huvudmineral. Förutom amfibol (20–50 %) finns plagioklas, pyroxen (0–30 %), kvarts, biotit, epidot, apatit, titanit,

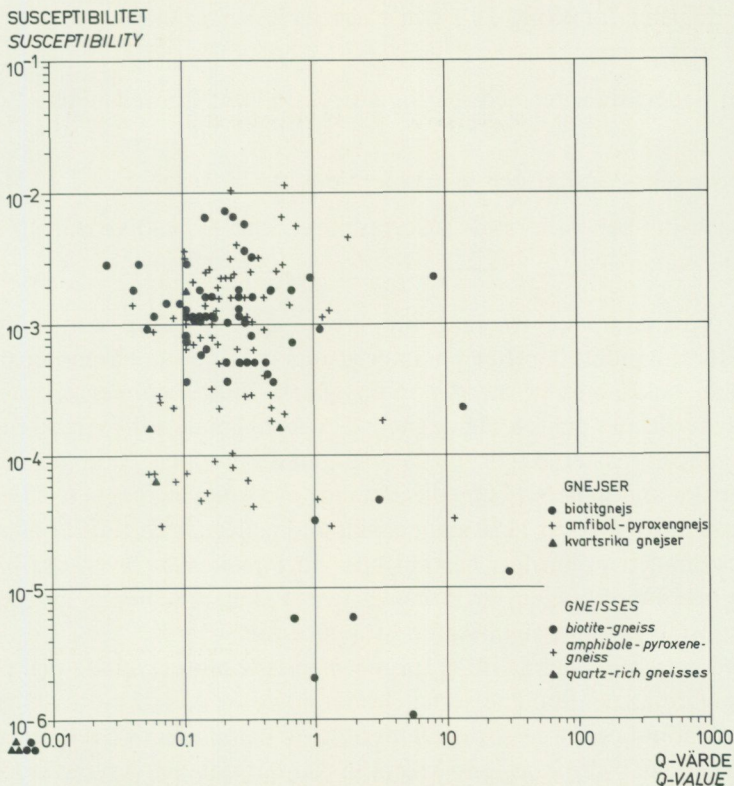


Fig. 6. Susceptibilitet-q-värdesdiagram för bergarter inom gnejskomplexet.  
*Susceptibility-q-value diagram for rocks of the Gneiss Complex.*

zirkon och opakmineral (mest magnetit). Pyroxenen är en klinopyroxen, vanligen kraftigt uralitiserad. Plagioklasen är genomgående sericitomvandlad. Kalifältspat (mikroklin och mikroklinpertit) finns sporadiskt främst intill granitiska ådror. De amfibolrika banden är oftast 1–2 dm men kan vara från någon centimeter och upp till flera meter breda. Mellan dessa finns granitiskt material dominerat av plagioklas och kvarts.

Petrofysiskt är detta en mycket heterogen grupp med silikatdensiteten varierande från 2.62 till 3.08 vilket tyder på sur till närmast ultrabasisisk sammansättning. I området med låg densitet föreligger en viss överlappning med biotitgnejsernas täthet. Tillsammans med susceptibiliteten kan några specifika grupper (jfr fig. 5 och 6) identifieras. Dessa är:

1. hög densitet (omkring 3.0) och varierande susceptibilitet från  $6 \cdot 10^{-5}$  till  $1.2 \cdot 10^{-2}$  cgs,
2. intermediär densitet och måttlig susceptibilitet, 2.8 respektive  $2 \cdot 10^{-3}$  cgs,
3. intermediär densitet och låg susceptibilitet, 2.8 respektive  $2 \cdot 10^{-4}$  cgs,
4. låg densitet och varierande susceptibilitet, 2.65 respektive från  $10^{-4}$  till  $7 \cdot 10^{-3}$  cgs.

Av provmaterialet framgår att grupp 2 dominerar det inbördes mängdförhållandet, därefter kommer grupperna 1, 3, 4 i nämnd ordning. Man kan också notera att det inom grupp 1 förekommer en mycket högmagnetisk del och en lågmagnetisk. I förhållande till övriga grupper inom gnejsbergarterna ger dessa båda undergrupper både de högsta magnetiska anomalierna och, tillsammans med den lågmagnetiska delen av grupp 3, de mycket låga magnetiska anomalierna. Detta förhållande, samt skillnaden i densitet, har använts vid försöken att avgränsa biotit- och pyroxen-amfibolgnejserna på kartan. I den remanenta magnetiseringen föreligger inga signifikanta grupperingar.

*Biotitgnejserna*, är gråa till gråbruna, bandade eller skiktade och något finkornigare än amfibolgnejserna. Mineralogin är enkel: biotit, fältspat, kvarts, amfibol och accessorier. Som tidigare nämnts finns övergångar till ådergnejsler där sliror av grovkristallin kalifältspat och kvarts utgör en signifikant del. Går man över ett flertal lokaler får man en viss uppfattning av hur "relativt välbevarad" biotitgnejs stegvis via ådergnejs övergår i en närmast granitisk eller granodioritisk bergart. Vilken del av granitmaterialet som därvid kan härstamma från en in situ-omvandling och vilken del från injektioner är svårt att avgöra. En viss ökning i antalet granitgångar märks ofta intill större granitmassiv. I Lainioområdet kunde Witschard (1970) se en gradvis övergång från gnejs (tillhörande Haaravaaragruppen) över folierad granit (Jyryjokigranit) till homogen granit (Linagranit). Detta torde i stort gälla även för övergången mellan detta kartområdes gnejsler och granitbältet i söder, väster (Lainio) och öster. Liknande observationer finns från Lannavaarabladet i nordväst. Tolkade som basement ligger gnejserna därvid strukturellt under den folierade graniten, och denna i sin tur under den rena Linagraniten. Detta är rimligt, eftersom sura sedimentbergarter av denna typ ger "granitiskt material" vid fullständig remobilisering. Vi tolkar därför delar av den

s. k. Linagraniten runt gnejsunderlaget som palingena bildningar som i slutfasen givit upphov till intrusioner av kaligranittypen.

Petrofysiskt är biotitgnejserna betydligt mera homogena än föregående grupp. Silikatdensiteten varierar från 2.60 till 2.80, vilket tyder på sur till intermediär sammansättning. I området med hög densitet föreligger fullständig överlappning med pyroxen-amfibolgnejserna. Susceptibiliteten visar två fördelningar med en dominerande grupp med höga värden, ca  $2 \cdot 10^{-3}$ , och en underordnad grupp med mycket låga värden av ca  $3 \cdot 10^{-6}$ . Denna lågmagnetiska grupp har höga q-värden, vilket dock inte ökar den totala magnetiseringen nämnvärt.

*Kvarts-sillimanitgnejs, kvartsitisk gnejs och kvartsit* finns enbart på Muonionalustabladen. Ren kvartsit är blottad i 3–4 hållar ca 4–7 km norr om Muodoslompolo (30 M 2d–3d). Kvartsitisk gnejs förekommer strax norr om Muonionalusta by (1e), på två skilda ställen längs Muonioälven mellan Muonionalusta och finska Muonio (SO-bladet), samt i 3–4 väghållar längs Saivomuotkavägen i gränsen mellan SV- och SO-bladen. I de sistnämnda lokalerna för gnejsen även sillimanit. De kvartsitiska gnejserna är mycket grovkorniga och liknar närmast pegmatitkvarts. Lokalt finns dock en skiktad struktur (tungmineralskiktning). Kvarts (80–95 %) följs av plagioklas, amfibol (ofta längs stänglighetsytor), zirkon, epidot och opakmineral. I vissa partier finns 1–10 cm tunna ådror av pegmatit. Här och var förekommer även en rödbrun färg i kvartsiten. Dylika oftast kraftigt uppspruckna led uppvisar en radioaktiv strålning 2–3 gånger starkare än bakgrunden.

Sillimanit (2–10 %) ligger som tunna fibrer hopbuntade i sliror parallella med förgnejsningen. Sillimanitgnejsen för även något muskovit. Huvudmineral är kvarts, plagioklas och mikroklin. Enligt Mikkola (1941, s. 201–204) finns även cordierit i sillimanitgnejs från Muonionkoski ca 6 km SSV om Muonio (finska älvstranden). Frågan om cordierit har en större utbredning även bland Muonionalustabladet sillimanitgnejser, kan ej avgöras på grund av för få slipprov.

De prover som finns från denna grupp har alla en silikatdensitet på 2.65. De är vidare måttligt magnetiserade till nästan omagnetiska. Q-värdena är genomgående mycket låga.

Till sist skall nämnas några välblottade lokaler med dessa gnejser:

- nordost om Kitkiöjärvi i en NO–SV-gående dalgång (29 M 8b),
- på vardera sidan av Parkajoki- och Marjakursukanjonerna (29 M 7a),

- vid Saarikoskenvaara, väster om Muonionalusta (30 M Oe),
- i ett flertal hållar längs Muonioälven, från Saivomuotka i norr till Parkajoki i söder, samt
- i väghållar på vardera sidan Saivomuotkavägen (30 M NV och SV).

#### 4.2. Suprakrustalkomplexet

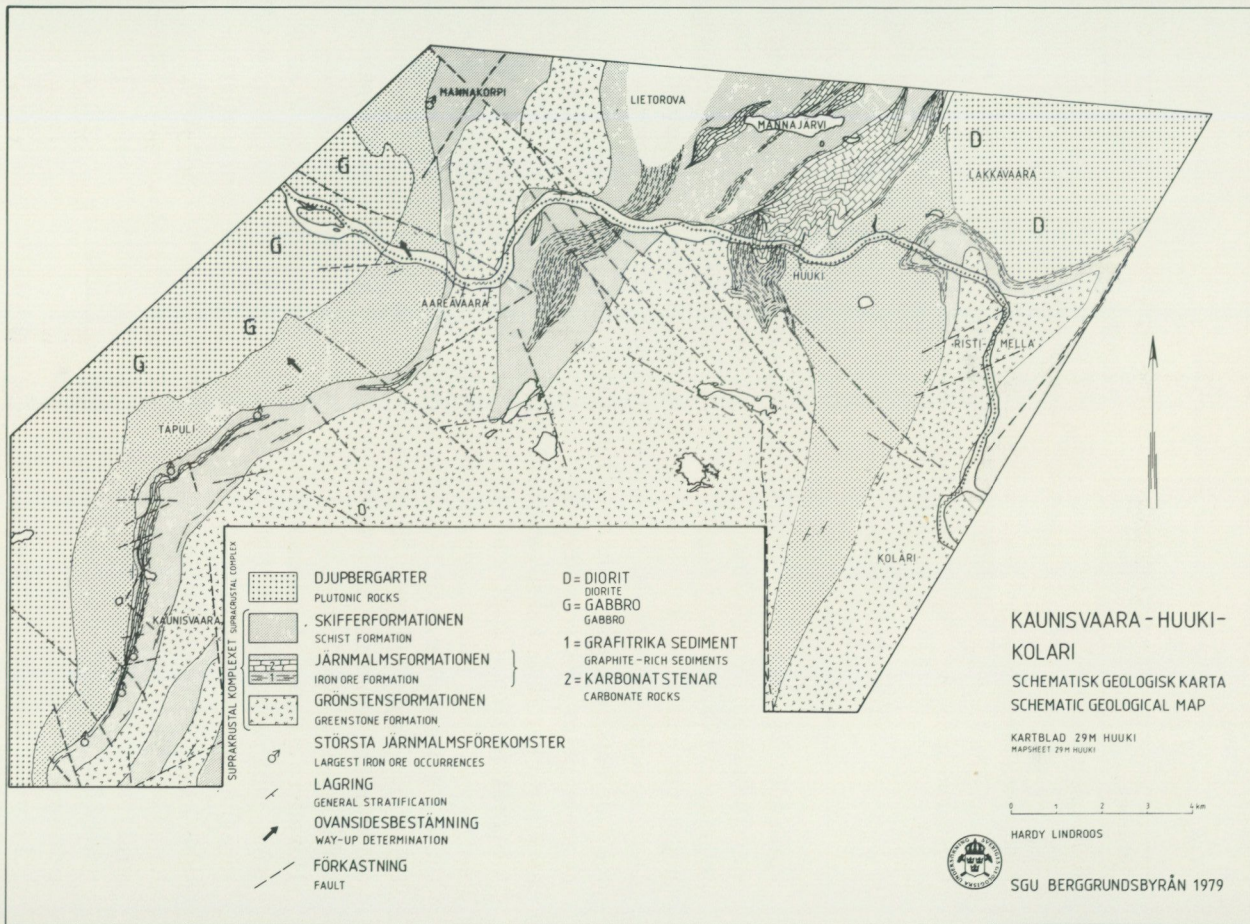
Suprakrustalbergarter täcker södra delen av kartbladen Huuki SV och SO. Mellan Kaunisvaara–Aarevaara i väst och Huuki–Ristimella i öst finns ett ca 20 km brett och minst 50 km långt bälte med relativt välbevarade ytbergarter av såväl sedimentärt som vulkaniskt ursprung. Komplexet stryker i ungefär NO–SV och fortsätter in i Finland till trakterna av Taporova–Rautuvaara och Kolari. Söderut passeras Suksi-vaara, Jupukka och Erkheikki på Pajalabladet. Ett separat, ca 20×15 km stort suprakrustalkomplex finns i Käymjärviområdet på bladet Pajala NV. En bit av detta går vid Kursujärvikursun (29 M 0a–c) in på Huukibladet. Förutom dessa två huvudkomplex finns här och var rester av suprakrustalbergarter i graniterräng. Frekvensen avtar snabbt mot granit- och gnejsområdet i norr.

Detaljerade stratigrafiska studier har skett i Kaunisvaara–Aarevaara-området i och omkring järnmalmszonen, samt i gränsområdet Huuki–Åkäsjoensuu–Kolari. Berggrundens fortsättning på finska sidan, och söderut mot Pajala, finns schematiskt åskådliggjord i fig. 7. Tillgången på moderna geologiska och geofysiska kartor från Finland har varit av stort värde vid tolkningen. I kapitlet om järnmalmsformationen ges en kort sammanfattning av stratigrafin i Kolariområdet. För Huukibladet har Kaunisvaaraområdet tjänat som stratigrafisk modell. Tolkningen baseras där på detaljerade geofysiska markmätningar och resultaten från omfattande diamantborrningar. En utförligare beskrivning finns i en separat uppsats (Lindroos 1974).

De olika suprakrustalbergarternas petrofysiska egenskaper föreligger endast från 13 prover, varför de ej blivit representerade på någon figur. En del av dessa mätningar är i stället inkluderad i sammanställningen för

Fig. 7. Geologisk karta över Kaunisvaara–Huuki–Kolariområdet. Kartbilden förenklad, delvis efter Padget 1977 (Pajalaområdet) och Hiltunen och Tontti 1976 (Kolariområdet).

*Geological map of the Kaunisvaara–Huuki–Kolari area. The map is somewhat simplified, partly from Padget 1977 and Hiltunen and Tontti 1976.*



TABELL 1. Den stratigrafiska indelningen av suprakrustalkomplexet på kartbladet 29 M Huuki.

*Stratigraphic succession of the Supracrustal Complex within the map-sheet 29 M Huuki.*

Formation	Bergart	Mäktighet
Skifferformationen	Kvartssandsten, fyllit, kvartsit, glimmerskiffer, sillimanitskiffer	500–1 000 m
Kalk-järnmalsformationen	Skarn, järnmalm, karbonatsten, fyllit, grafitfyllit, skiffer, fels	500–1 000 m
Grönstensformationen	Tuffitisk, agglomeratisk och amfibolitisk grönsten, amfibolit, karbonatsten, granatglimmerskiffer, kvartsit	2 000–4 000 m 3 000–6 000 m

kartbladet 28 M Pajala. Densiteten varierar från 2.57 till 3.06 och susceptibiliteten är omkring  $2 \cdot 10^{-4}$  cgs. Q-värdet är ca 0.3. Av den flygmagnetiska kartan framgår att bandade bergarter med betydligt högre magnetisering kan förväntas dominera i denna bergartsgrupp. Detta är också fallet på det söderut angränsande kartbladet Pajala. I den följande beskrivningen av de olika formationerna i suprakrustalkomplexet ges en petrofysisk karakteristik som i huvudsak bygger på de data som återfinns i kartbladsbeskrivningen 28 M Pajala.

Suprakrustalkomplexet kan indelas i tre formationer (tab. 1): *grönstensformationen* (äldst), *järnmalsformationen* och *skifferformationen* (yngst). Formationerna är helt konforma och deras sammanlagda mäktighet överstiger 3 000 m. Komplexet är veckat i ett flertal syn- och antiklinaler. Mönstret är i stort format av några i NO-SV löpande isoklinala veck med branta axelplan och med 2–5 km veckamplituder. Huvudveckaxlarna är ungefär horisontella, något undulerande. I samband med unduleringen finns brantare tvärveckning vilket stör det regelbundna mönstret. I dagens erosionsyta uppträder grönstensformationen i antiklinala lägen medan skifferformationen finns som synklinaler. Det bör nämnas att välbevarade vulkaniska och sedimentära strukturer endast finns i Kaunisvaara-Aareavaaraområdet, samt i trakten av Huuki by; annorstädes är bergarterna kraftigt omkristalliserade och förskiffrade.

I korthet kan sägas att grönstensformationen karakteriseras av basiska extrusiv och sediment, järnmalsformationen av kemiska depositioner

av typen järnmalm och karbonatsten samt av bituminösa lersediment, och skifferformationen av rent klastiska avlagringar, en mindre del som sandsten, huvuddelen som olika fyllitiska sediment. Successionen antyder att submarin basaltisk vulkanism har efterföljts av grundvattenavlagringar inkluderande en stor portion kemiska utfällningar och sapropela sediment. Därefter sker en abrupt förändring i sedimentationsmiljön med en troligen transgressiv avsättning av surt klastiskt material. Detta torde ha eroderats från angränsande basementområden och avsatts i samma bassänger som grönstensextrusiven.

#### 4.2.1. Grönstensformationen

Den äldsta suprakrustala enheten, grönstensformatinen, omfattar meta-vulkaniska bergarter, benämnda grönstenar, samt en del karbonatstenar och sedimentbergarter. Hela successionen är tydligt lagrad. På den flygmagnetiska kartan är den magnetiska bandningen mycket distinkt. Grönstenarna är komplexets mest magnetiska och tyngsta bergarter.

Det råder en relativt god samstämmighet mellan de geologiska bergartsgränserna och den flygmagnetiska anomalibilden. Omagnetiska eller svagmagnetiska horisonter har tolkats som sedimentära inlagringar. De har dock hållbelägg endast i ett fåtal lokaler.

I Kaunisvaaraområdet finns följande typer av vulkaniter: *tuffit* som en 40 m mäktig, fint skiktad horisont i ett borrhål i Sahavaara: *agglomerat* som en 10 m bred bädd i samma borrhål samt i hållar på toppen av Sahavaaraberget, och i en håll vid Airijoki på Huukibladet (0e); *amfibolitisk grönsten* i borrhål och hållar längs hela malmzonen upp mot Aareavaara. Dessa amfiboliter är skiktade, hornbländerika och lokalt skapolitiserade. De torde utgöra omvandlade grönstenar av typen tuff eller tuffit. Vid Airijoki (0f) fins vidare 2–3 hållar med en mörkgrön, ganska grov *amfibolit*. Huvudbeståndsdelar är hornblände, aktinolit, plagioklas, biotit, klorit, kvarts och opakmineral (magnetit, svavelkis). Bandningen är tydlig enär mörk amfibol och biotit bildar 0.2 till 3 cm tjocka parallella ränder i ljusare kvartsfältspatmaterial. Hornbländepris-morna har en tydlig parallellorientering. Denna grövre amfibolittyp påträffas vidare i älvbrinken vid Aareavaara (0f), samt i ett flertal hållar längre mot öster i området Ristimella–Kolari, där grova, grönsvarta, hornbländerika amfiboliter är helt dominerande. Det går ej att avgöra om dessa amfiboliter är metamorfoserade lavar eller tuffitiska sediment.

TVå lavastrukturer har noterats. Den ena finns i en älvhäll nordost om Aareavaara (0f) och den andra på finska sidan av Huuki by (1g). I den förra lokalen ligger en ca tio meter bred lagerbädd med vulkanogent material. Kantiga fragment av magnetit, amfibol och ett rödgrått, finkornigt, obestämt material (fältspat?) finns i en kalkig matrix. I sprickor förekommer svavelkis. Bergarten har troligen en lokal utbredning. Enligt T. Erikssons (1954) observationer kan det vara fråga om en kalkig *spilit*. I den andra lokalen finns en slaggig grönsten med 2–3 dm stora, rundade grönstensklumpar som liknar *pillowlava*. Strukturen är tydlig på vittrade ytor, men mandlar i kuddarna är svåra att se. Ett slipprov visar att större och mindre fragment av kvarts och plagioklas förekommer i en trådig massa av kalcit (rikligt), biotit, amfibol, klorit och opakmineral (rikligt).

Den pyroklastiska inlagringen vid Airijoki uppfattas som en *agglomeratisk tuff*. Omkring 0.5–2.0 cm stora, kantiga fragment av kvarts, pigmenterad plagioklas och en del guldfärgade (glimmer?) och helt opaka fragment finns i en mycket tät matrix bestående av biotit, kvarts, klorit och tremolit. Tunna nålar av tremolit tvärrar större biotitknippen, och torde ha bildats senare än biotiten.

Amfiboliterna vid Ristimella (hällar på vardera sidan älvstranden) är kraftigt förskiffrade. Deras mineralogi är följande: hornblände (ca 50 % eller mera), plagioklas, kvarts, biotit, klorit, epidot, titanit, apatit och opakmineral. Mikroklin finns sporadiskt som 1–2 mm stora individer rika på inneslutningar. I ett prov påträffades ett zeolitmineral (troligen natrolit) som sprickfyllnad i amfiboliten. Plagioklasen är i de flesta fall kraftigt sericiticerad.

Beträffande grönstensresterna vid Kursujärvikursun (29 M 0c) kan tilläggas att vissa lager (1 dm–1 m) är mera finkornigare, väl skiktade och kanske av tuffitiskt ursprung. Huvuddelen består dock av grova amfiboliter, ibland med skapolit. Granit förekommer oftast som konforma band eller ränder, varför bergarten lokalt liknar en amfibolitisk gnejs. Liknande amfibolitiska inlagringar i granit finns vidare längs Kolkojokikursun (29 M 1b). De uppträder där sida vid sida med glimmerskifferhorisonter och är vanligen gnejsiga och genomdränkta av granit.

Amfiboliterna vid Kolkojoki fortsätter söderut mot Käymäjärviområdet där bättre bevarade grönstenar finns blottade. I ett NO–SV-gående stråk från Kolkojoki (0c) upp mot Forssa och Jalovuoma (2f) finns vidare kraftiga magnetiska anomalier, vilka har tolkats som spridda suprakrus-

talrester utanför de större sammanhängande komplexen. De har på kartan inritats som grönsten (mörkt grön) med "granitspiriller"; granitlinjernas riktning anger den generella förskiffringen. Skifferrester har markerats med samma färg.

Grönstensformationens sedimentära led är dåligt blottade. Karbonatstenar, ofta skarniga, har påträffats vid Aareavaara (0f) och söder om Kaunisvaara by på Pajalabladet. Vid Aareavaara (häll i älvstranden) finns en vitgrå, skiktad, ca 20 m bred kalksten. Strykningen är N 30°O, stupningen är i väster brant och längre åt öster ca 60° mot sydost. Kalkstenen ligger i en mörkgrön amfibolitisk grönsten. Omkring 100 m åt väster finns ytterligare lokala block och eventuellt någon liten häll av skarnig kalksten.

Vid Ristimella (0i) finns, särskilt på den finska sidan, ett flertal hällar som består av en grå, småveckad och skiffrig, granatrik bergart. Rödbrun almandin (upp till 2 cm stora kristaller) uppträder tillsammans med biotit i 1–10 cm breda ränder vilka löper parallellt med ljusa kvarts-fältspatrika band samt grönsvarta, hornbländerika ådror. De glimmer- och granatrika leden kan vara 10-tals meter breda. De uppfattas som argillitiska metasediment inom grönstenarna. Då endast två hällar av denna *granatglimmerskiffer* finns på svenska sidan, är utbredningen mot söder okänd. På kartan indikerar röda prickar förekomsten av granat.

Ca 1.5 km nordost om Ristimella (0i, Finland) finns vid sidan av granat-glimmerskiffern en ca 5 m bred hällyta med en brungrå kvartsit. Denna för sulfidmineral och stryker N20°O med stupning 75° mot sydväst. Skiffern bildar ett mindre mot sydväst stupande veck i vars mitt kvartsiten ligger som en liten antiformal. Det förefaller sannolikt att kvartsiten är en inlagring i grönstensformationen. En liknande gråbrun, kisförande kvartsit finns omedelbart väster om pillowlavalokalen intill Äkäsjokikalken (0h, finska sidan). Bergarten är kraftigt uppkrossad och till synes strukturlös. Det är här svårt att avgöra om denna kvartsit skall hänföras till grönstensformationen eller till den ovanpåliggande järnmalmsformationen. Det senare verkar mera sannolikt enär borrhål, strax väster om Äkäsjokikalken, gjorda av Pargas Kalk Ab, visar att kalkstenen underlagras av grafitiskiffer och glimmerskiffer som här och var innehåller kvartsitiska horisonter.

Det lågmagnetiska område som finns vid Kokkovuoma (0g) och som fortsätter ner mot Pajalabladet (28 M 9g) har med hänsyn till Padgets tolkning (1977) inritats som "skiffer inom grönsten". 2–3 blottningar av

en grå, småveckad glimmerskiffer 2 km söder om kartbladsgränsen vid Y1. Muotkavaara är emellertid de enda hållbevisen därför.

Tre kemiska analyser av grönsten har utförts (A1–A3). I samtliga fall är det fråga om den amfibolitiska typen. Kemiskt är dessa i stort identiska med mera välbevarade grönstentyper, t. ex. basaltiska lavar från Tornefors på Pajalabladet och agglomeratet från Kaunisvaara (se jämförelsen i tab. 2).

Petrofysiskt utgör grönstensformatinen en mycket inhomogen grupp; dominerande led utgörs av grönstenar med mycket hög silikatdensitet på 2.86–3.14 g cm<sup>3</sup> dvs. med basisk till ultrabasisk sammansättning. Karakteristiskt för dessa grönstenar är den tydligt bimodala susceptibiliteten med en lågmagnetisk grupp på 10<sup>-4</sup> cgs och en tämligen högmagnetisk grupp på ca 5·10<sup>-3</sup> cgs. Den senare gruppen visar den största spridningen i densitet och synes innehålla de flesta proverna med låg silikatdensitet. Dessa förhållanden är så vitt nu är känt unika för grönstensformationens vulkaniter. Detta gäller för samtliga kartområden i norra Norrbotten.

Kalkstenen i grönstensformationen har densiteten 2.95, susceptibiliteten är ca 3·10<sup>-5</sup> (Henkel i Padget 1977).

#### 4.2.2. Järnmalmsformationen

Järnmalmsformationen ligger konformt på grönstensformationen. Den är bäst känd i Kaunisvaara–Aareavaara och i Huuki–Äkäsjöensuu. Vid Kaunisvaara och Tapuli uppgår mäktigheten till mellan 500 och 1000 m. Kalksten och järnmalm är två viktiga karaktärsediment. Vidare finns en del skiffrar inklusive grafitförande typer, s. k. svartskiffrar. Generellt kan sägas att formationens nedre del består av mer eller mindre omvandlade pelitiska sediment, medan dess övre del intas av kalk- och järnavlagringar. Associerade med järnmalmerna finns skarnbergarter. Formationen är geomgående väl lagrad. Bland skiffrarna finns lokalt primärstrukturer av typen graded bedding. Karbonatstenarna utgörs dels av dolomit och dolomitisk kalksten, dels av kalcitisk kalksten. De dolomitiska, vanligen skarniga formerna finns i stråket Tapuli–Sahavaara. Järnmalmerna är typiskt skarnbandade och uppträder som skivformiga kroppar eller horisonter i skarn och/eller dolomit.

Det finns minst tre separata malmhorisonter i Kaunisvaarastråket. Den stratigrafiskt översta, som överlagras av skifferformationens bergarter, är den mest betydande med fyndigheterna Stora Sahavaara, Ruuti-

TABELL 2. Kemiska analyser av grönstenar från nordöstra Norrbotten.  
*Chemical analyses of greenstone from northeastern Norrbotten.*

Nr	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O >105°	H <sub>2</sub> O >105°	F	CO <sub>2</sub>	S	Total
1	52.6	1.20	16.0	3.5	6.9	0.17	5.0	6.8	0.08	3.5	1.7	0.31	1.8	0.0	0.07	0.08	0.13	99.84
2	49.1	0.91	14.6	3.0	8.7	0.23	7.3	11.8	0.01	1.5	0.3	0.08	1.5	0.2	0.01	0.04	0.02	99.3
3	52.1	0.88	13.8	2.3	11.6	0.21	6.0	9.5	0.01	2.2	0.2	0.03	1.6	0.0	0.02	0.08	0.02	101.5
4	48.2	1.03	15.3	4.9	7.2	0.15	8.0	8.0	0.03	4.3	1.5	0.12	1.3	0.13	0.02	0.10	0.30	100.58
5	48.4	0.89	10.7	2.0	9.7	0.15	14.2	4.0	0.04	2.2	4.3	0.10	2.0	0.14	0.03	0.06	0.21	99.12
6	50.2	1.15	14.3	5.2	7.8	0.24	7.4	8.4	–	3.5	0.4	0.11	1.1	0.1	0.02	0.02	0.27	100.2

Nr	Publikation	Bergart	Lokal	Kartblad
1	Lindroos 1981	Grönsten, amfibolitisk	Kolkojoki	29 M Huuki SV
2	Lindroos 1981	Grönsten, amfibolitisk	Ristimella	29 M Huuki SO
3	Lindroos 1981	Grönsten, amfibolitisk	Ristimella	29 M Huuki SO
4	Padget 1970	Grönsten, basaltisk	Tornefors	28 L Tarendö NO
5	Padget 1970	Grönsten, basaltisk	Tornefors	28 L Tarendö NO
6	Lundberg 1967	Grönsten, agglomeratisk	Kaunisvaara	28 M Pajala NV

järvi, Tapuli och Palotieva. Formationen fortsätter mot norr in i Finland och inkluderar även fyndigheten Mannakorpi, belägen ca 12 km NNO om Aareavaara (jfr fig. 7). Enligt information från Rautaruukki Oy (A. Hiltunen, jan. 1976) är Mannakorpi-malmen en kisrik skarnmalm, underlagrad av bl. a. kalksten och "en del elektriska horisonter miss-tänkta som svartskiffer". Den torde därför ha ungefär samma stratigrafiska läge som Sahavaara-Tapulimalmerna.

Beträffande detaljstratigrafin intill malmzonerna hänvisas till tidigare arbeten (Lundberg 1967, Lindroos 1974).

*Skiffrarna* i Tapuli-Palotievastråket är gråbruna och fint skiktade. Välbevarade partier torde kunna betecknas som *fylliter*. Mineralogin i den vanligaste typen är: biotit (rikligt), kvarts, muskovit, fältspat, amfibol, skapolit och opakmineral (även sulfider). Skiffriga delar har grövre struktur med flagor och knippen av biotit växlande med kvartsfältspatrikare band. Amfibol uppträder dels som hornblände, dels som trådigt tremolit-aktinolit. Lokalt finns amfibol och skapolit i rikligare mängder. Enligt Lundbergs observationer från Stora Sahavaara (1967) finns ett flertal typer av fels, bl. a. en finkornig kvartsrik typ och en grövre skarn-skapolittyp med diopsid och tremolit som huvudmineral. Partierna med skarn-skapolitfels tolkas som omvandlade kalkiga fylliter. I Sahavaara finns skarnfelset vanligen med grafitfyllit. Inbäddat i fylliterna eller skiffrarna ligger grafitförande led som kan betecknas som *grafitfyllit* eller *grafitskiffer* (även svartskiffer). De är fint skiktade, gråsvarta till svarta och rika på sulfidmineral, främst magnetkis och svavelkis. Lokalt förekommer kvartsrikare partier i form av breccior med sulfidmineral i sprickor. Den mäktigaste svartskifferhorisonten i Sahavaara (strax öster om malmen) är ca 170 m (Lundberg 1967). Enligt elektriska markmätningar torde det finnas ett flertal horisonter. De stryker i riktning mot Tapuli (har påträffats i 2-3 borrhål), och fortsätter med avsmalnande tendens vidare mot Palotieva. Grafit- och svavelhalten är i två prover från Stora Sahavaara följande: C=6.4-8.0 % och S=6.5-17.6 % (analyser i Lundberg 1967).

Vid Ristimella väster om grönstenarna ligger ett ca 400 m långt hållparti längs svenska älvstranden (0i). Längst i söder finns småveckad, mot syd och sydväst stupande grafit-skiffer. Vissa partier är grövre och för storbladig grafit. De grafitrika horisonterna är mycket smala. Mot nordväst följer en del småhällar av en fint skiktad, småveckad fyllit eller kvartsitisk fyllit, som i nordväst övergår i en grafit-skiffer med nordvästlig

stupning. I hela partiet stupar veckaxlarna ca 50–60° mot sydväst. Grafitskiffern bildar sålunda en 60–150 m bred veckstruktur öppen mot nordost, dvs. en antiform med sydvästlig veckaxel, liknande det ”kvart-sitveck” som beskrivits på s. 37.

Ytterligare grafitskiffer finns i Huuki by (0g–h), i hållar vid älven och i ett flertal blottningar i grävda diken och i brunnar (data sammanställda av A. Theolin, dagbok 1953). Strax söder om byn utförde Johnsonbolaget 1960–1961 vissa prospekteringsarbeten bl. a. elektriska flygmätningar och ca 10 km<sup>2</sup> markmätningar. Sprängmaterialet från grävda diken utgjordes vanligen av magnetkisrikt skarn eller kisrandig svartskiffer. Det finns därför anledning att tro att grafitskiffern vid Huuki har en betydande utbredning, sannolikt i form av ett flertal veckade horisonter. Svartskiffer finns även i håll på den finska älvstranden, och enligt Pargas Kalk Ab:s undersökningar underlagras den stora Äkäsajokalkstenens sydliga och sydöstra del av grafitförande skiffrar. Grafitskiffer i håll (finska sidan) och i lokala block vid Muonioälven (1g) antyder att centrala delar av det synklinala mot norr öppna veck som finns mellan Aareavaara och Kokkovuoma utgörs av grafitförande sediment. Dessa fortsätter norrut mot Lietorova i Finland (jfr fig. 7). Även vid Mannajärvi – intill kalkstenar – finns smalare grafitskifferhorisonter. De senare stupar 20–50° mot nordväst och fortsätter ner mot Muonioälven och ligger sannolikt ovanpå det antiklina ”grönstensveck” som har sin omböjning strax väster om Huuki by. Enligt finska geologer har nyligen (sommaren 1980) även grönsten påträffats strax öster om Mannajärvi (jfr fig. 7) vilket ytterligare förtydligar den geologiska bilden. Huuki–Äkäsjoki–Mannajärvi-kalkstenar och – grafitskiffrar pålagras sålunda konformt en antiklinal grönstensstruktur, där kärnan till en del utgörs av de skiffrar som finns vid Y1. Muotkavaara (jfr s. 38) men där huvudparten utgörs av basaltiska grönstenar (stråket Erkheikki–Kaunisvaara–Huuki).

Karbonatstenar i form av dolomit eller kalcitisk kalksten finns på ett flertal olika stratigrafiska nivåer. De mäktigaste ligger dock ovanpå grafitfylliterna. Vid Sahavaara finns två parallella horisonter av *dolomit*, vardera associerade med skarn och järnmalm (Östra Sahavaara och Södra Sahavaara). Vid Stora Sahavaara övergår skarnmalmhorisonten mot söder i dolomit. I dolomiten finns lokalt grova, renare partier, men generellt gäller att den är förorenad av skarn och sulfidmineral. Ett svart serpentinskarn bildar s. k. ofitisk kalksten. Inom skarnet förekommer



Fig. 8. Småveckad, skarnbandad kalksten. Muonioälven vid Äkäsjoensuu, Finland.  
*Skarn-folded limestone with minor folds. Äkäsjoensuu, Finland.*

här och var magnetitanrikningar. Kalksten, järnmalm och skarn är sålunda nära associerade. Tapulidolomiten för även smärre kalcitiska partier, vanligen som 1–5 cm tjocka band i dolomit, eller som sprickfyllnader (med svavelkis) i breccior. Vid södra Tapuli visar ett generalprov från en 100 m lång borrkärna följande:  $\text{CaO}=28\%$ ,  $\text{MgO}=21\%$  och  $\text{CO}_2=41\%$  (Lindroos m. fl. 1972 a).

Invid Aareajoki (0e), ca 300 m väster om landsvägsbron över älven, blottas en grå, finkornig, något skiffrig kalksten med lagringen  $\text{N}50^\circ\text{O}/50\text{--}60^\circ\text{NV}$ . Den för centimetertjocka ränder av amfibolskarn. Rester av en gammal ugn finns invid kalkstenen. Äkäsjokikalkstenen i Finland är en stor, kraftigt hopveckad kalcitisk kalksten. En liten del av denna, nämligen toppen av en antiformal veckstruktur utgör den s. k. Huukikalkstenen på svenska sidan (0g–h). Enligt en detaljkarta av Lackschewitz (1968) stryker Äkäsjokikalken i ungefär NO–SV med en generell östlig stupning. Längst i söder, invid älvstranden, finns ett flertal småveck med veckamplituder på några tiotal meter. Småveckningen resulterar i en



Fig. 9. Detaljbild av veckad kalksten. Samma lokal som i fig. 8. Mörkare lager och körtlar av skarn.

*Detail photo of the folded limestone shown in Fig. 8. The darker layers and spots are skarn.*

betydande mäktighetsökning och Äkäsjokikalken har ett imponerande utgående på minst 5 km<sup>2</sup>. Nordväst om denna huvudkalk finns vid Aittamaa väster om Mannajärvi (jfr fig. 7) minst två parallella, i NO-SV-gående kalkstenshorisonter. Även dessa är småveckade med en generell stupning mot nordväst. Området mellan Aittamaahorisonterna och Äkäsjokikalken bör därför vara en kulmination. Enligt Lackschewitz' karta upptas detta område av skiffrar med en del svartskifferhorisonter. Under skiffrarna, främst mot söder men även vid den nya lokalen öster om Mannajärvi, finns grönstenar. Tolkningen innebär sålunda att Kaunisvaara-Tapulidolomiterna och Äkäsjoki-Aittamaakalkstenarna har ett ungefär likadant stratigrafiskt läge.

Äkäsjoki- och Huukikalkstenarna är kemiskt kalцитiska (jfr analys A 4 för Huuki). Omkring 200 analyser från finska sidan (Lackschewitz 1968) visar ett CaCO<sub>3</sub>-innehåll av ca 91 % MgO, medan Aittamaakalken har 1.3 % MgO (analys i Mikkola 1941).

Längs Muonioälven finns vid lågt vattenstånd utmärkta hållblotningar

av dessa kalkstenar. Veckstrukturer kan med lätthet studeras eftersom kalken är rik på skarniga inneslutningar. Dessa är motståndskraftigare mot vittring och står som förhöjda lager och ribbor i den urvittrade kalken (se fig. 8–9). Skarnet består vanligen av 1–15 cm breda, brungrå eller grönskiftande lager som innehåller bl. a. diopsid, tremolit, kvarts, fältspat, glimmer, wollastonit och svavelkis. Svavelkis finns dels som impregnation med upp till 1 cm stora kubiska kristaller, dels i sprickfyllnader med nykristalliserad kalcit. Intill grafitkifferhorisonterna finns rikligt med sulfidmineral, även magnetkis. Förutom den kraftiga hopveckningen, där en del kalklager är närmast plastiskt hopskrynkade och vissa hårdare skarnlager avslitna och boudinerade, förekommer här och var kalkstensbreccior. Ljusgrå, skarpkantade kalkstensfragment, upp till 3–4 dm i bredd, uppträder i en rödbrun, tät kalkmatrix. I det breccierade partiet finns rikligt med nykristalliserad, vit till nästan genomskinlig kalcit. Den skiljer sig klart från kalkstensens för övrigt rödgrå eller gråbruna färg. Ställvis finns även mörka, nästan svarta kalcitfärger, förmodligen orsakade av en pigmentering av grafit (jfr Mikkola 1941).

Associerade med karbonatstenarna finns *järnmalm* och *skarn*. Detaljerade beskrivningar av Kaunisvaarafältets skarnjärnmalmer föreligger i ett flertal SGU-rapporter och i separata uppsatser (Lundberg 1967, Lindroos 1974). Här skall ytterligare poängteras det intima sambandet mellan karbonatstenar, skarn och järnmalm som flerstädes tar sig uttryck i en vackert skarnbandad järnmalmstyp. Den bandade malmen är fattigare på magnetit och finkornigare än vissa rika, omkristalliserade delar (t. ex. i centrala Tapuli), där grovkornig magnetit finns i koncentrationer överstigande 50 % Fe. Malmernas järninnehåll är i medeltal 27–41 % Fe<sub>magnetit</sub>. Åtminstone i Tapuli finns sålunda vissa tecken på en tektonisk-metamorf järnanrikning, där toppen av en veckstruktur för väsentligt rikare, grovkornig, nästan skarnfri magnetitmalm.

I sammanhanget skall nämnas några ord om de finska Kolarimalmerna. Enligt Hiltunen och Tontti (1976) ligger Rautuvaaramalmen och en del andra angränsande fyndigheter inom en relativt tunn skarnformation, vilken pålagrar kvarts-fältspat- och glimmerskiffrar. Dessa ligger i sin tur på en s. k. "bottenkvartsitformation" som består av en några hundra meter mäktig packe med kvartsitiska och gnejsiga bergarter. I fältets norra delar pålagras järnmalmerna och skarnet av en konform monzonitisk intrusion (i fig. 7 betecknad diorit, D). Mot söder i Ristimellaområdet ligger basiska vulkaniter, vanligen utbildade som amfiboliter, ovanpå

skarnformationen. Där finns vidare svartskiffer och kalksten som stratigrafiskt tillhör skarnformationen. Järnmalmerna i Rautuvaara ligger sålunda mellan en kvartsitisk bottenbildning och basiska vulkaniter (med en del svartskiffer- och kalkstensinlagringar), vilka troligen kan parallelliseras med grönstenarna på svenska sidan. De grova, hornbländerika amfiboliterna i stråket Sivakkalehto-Sainkangas-Ristimella, med fortsättning söderut mot Pajalabladet, är sannolikt ett och samma "grönstensstråk". Kaunisvaarafältets malmer ligger dock helt annorlunda. Huvudmalmzonen med Stora Sahavaara, Ruutijärvi och Tapuli, ligger jämte skarn och kalksten ovanpå skiffrar och svartskiffrar, vilka i sin tur pålagrar grönstenarna. Såvida Ristimellastråkets amfiboliter är korrelerbara med Kaunisvaarafältets grönstenar, innebär jämförelsen följande. Kolarimalmerna ligger stratigrafiskt nära botten medan Kaunisvaaramalmerna finns nära toppen av ett och samma, minst 10 km breda NO-SV-gående grönstensbälte. Vidare bör noteras att metamorfosgraden är högre ävensom graden av tektonisering mera påfallande i det östra Kolarifältet. Kolarimalmerna är grova, relativt järnrika, linsformiga kroppar ofta lokaliserade till toppar av veck, medan Kaunisvaaramalmerna är järnfattigare, fint skarnbandade, mera horisontbundna bildningar. Ristimellavulkaniterna och -sedimenten finns i form av grova amfiboliter och skiffrar (de senare ibland med granat). I Kaunisvaaraområdet uppträder däremot välbevarade vulkaniter och sediment ofta med tydliga primärstrukturer. Det bör påpekas att jämförelsen baserar sig på begränsade detaljstratigrafiska studier intill de bågige järnmalmprovinserna. Den intensiva hopveckningen i Kolarifältet kan, åtminstone lokalt, leda till överstjälpta veckstrukturer, med andra ord inverterade lagerföljder, varför direkta jämförelser ännu är osäkra. Från finskt håll pågår i området flygmagnetiska mätningar (lågflygsmätningar liknande SGU:s) och detaljkarteringar varför kartbilden och de stratigrafiska sambanden kan komma att ändras.

Vad beträffar skarnjärnmalmernas genes är de flesta ense om deras sedimentära ursprung, ävensom att skarnbildningen är relaterad till den regionala metamorfosen och att, i varierande grad, tektoniseringen varit av betydelse vid malmanrikningen. Järnets ursprung är mera oklart. Sambandet karbonatsten-svartskiffer-järnmalm kan påvisas överallt, men antyder endast förekomsten av en specifik sedimentationsmiljö. Det storregionala sambandet mellan dessa järnmalmer och de norrbottniska grönstenarna är dock så påtagligt att det finns anledning att anta att

järnets utfällning är nära förknippad med den huvudsakligen subakvatiska grönstenvulkanismen.

Järnmalmsformationens petrofysiska egenskaper är endast kända från prover på det angränsande kartbladet Pajala. Skiffrarna har en densitet på 2.7–2.85, dock väsentligt lägre i grafitrika led. Susceptibiliteten är  $4 \cdot 10^{-3}$  cgs. Q-värdena kan bli höga och tyder på förekomsten av magnetkis (Henkel i Padget 1977).

#### 4.2.3. Skifferformationen

Den yngsta suprakrustalenheten är skifferformationen. Den uppbyggs av sura klastiska sediment, vanligen utbildade som skiffrar eller kvartsiter. Mäktigheten är betydande, vid Tapuli omkring 500–1 000 m. Sedimenten ligger strukturellt i synformer direkt ovanpå järnmalmsformationen. Enligt borringarna vid Tapuli–Palotieva är kontakten gradvis övergående i det att smärre linser eller lager av skarn förekommer här och var i skifferformationen nedersta del. Det är dock ingen svårighet att geologiskt dra gränserna mellan dessa skiffrar och kvartsiter å ena sidan och skarnjärnmalmerna å den andra.

Välbevarade sedimentbergarter inom denna formation finns endast väster om Tapuli–Palotieva (Of). Vid Aareajoki kan man sålunda se en vackert strömskiktad *kvartssandsten* med följande mineralogi: kvarts (50–70 vol. %), muskovit, biotit och hematit, samt mindre mängder av fältspat, klorit, apatit och titanit. Hematiten ligger som svarta, 1–3 mm tjocka skikt och förtydligar märkbart den lagrade strukturen (fig. 10). Liknande ”svartsandskiktning” förekommer bl. a. i Käymjärvifältet (T. Eriksson 1954). Nordväst om Aareavaara invid älvstranden finns även *fyllit* och *kvartsfyllit*, i vilka glimmer dominerar. I denna lokal förekommer förutom strömskiktning även böljeslagsmärken och graded bedding. Strukturerna antyder avlagringar i relativt grunt vatten. Huvudparten av sedimenten är dock mer omvandlad och uppträder som gråvita, svagt förskiffrade kvartsiter eller, vanligare brunrå, något grövre *glimmerskiffrar*. De senare är ofta biotitrika och kraftigt förskiffrade. Väster om Tapuli–Aareajoki finns övergångar från glimmerskiffer till biotitgnejs; den senare med ådror av granit. Ca 500–1 000 m längre västerut anstår ett större syenitmassiv. Den metamorfa förändringen kan ha skett genom denna intrusion. Syenitmassivet i fråga (Kokkovuoma, 0d–e) är likväl strukturellt ett kraftigt diskordant intrusiv med hänsyn till flyganomalibil-

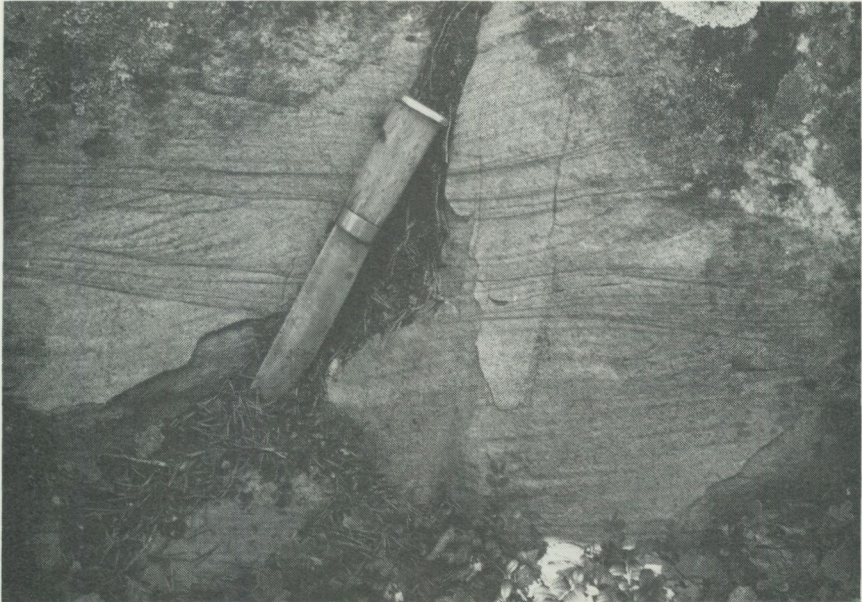


Fig. 10. Strömskiktad sandsten. Skifferformationen, Aareavaara, 29 M SO.  
*Cross-bedding in sandstone. Schist formation, Aareavaara, 29 M SO.*

den. Den bildar en s. k. dom med mot sedimenten klippande kontakter. Då dombildningen uppfattas som förorsakad av en relativt snabb magmatisk intrusion, kan granitiseringen av dessa glimmerrika sediment vara pre-syenitisk; omvandlingen har skett in situ vid den tidigare regionala veckningen. Detta stöds av det faktum att konforma granitådror förekommer rikligt i partier där sedimenten har "granitisk sammansättning" men saknas i t. ex. rent kvartsitiska led. Det i samband med dombildningen mobiliserade granitmaterialet tros därför ha en mycket lokal utbredning.

Skifferformationen stupar ca 30–60° mot väster och nordväst i stråket Tapuli–Aareavaara. Enligt geofysiska beräkningar (fig. 11; profilens läge framgår av fig. 2; profil B) bör denna synklinala struktur vara ganska grund, högst 1 km djup (vid Tapuli i fig. 11). I det djupaste snittet i Tapulimalmen (ca 350 m under markytan, profil 700 N) sker en viss utflackning mot djupet. Formationen fortsätter norrut i riktning längs Siekkijoki upp mot Mannakorpi i Finland och söderut till Södra Sahavaara, där den avsnörs av den tidigare nämnda syenitintrusionen.

Öster om Tapuli (fig. 11) finns geofysiska bevis för ytterligare två ungefärligen 1–2 km djupa syn-strukturer. Den vid Airivaara mot öster är ur gravimetrisk synpunkt entydigt en synform. Tolkningen stärks av geologiska observationer som visar klara inåtstupningar i vardera flanken av strukturen. Den mittersta "geofysiska synformen" – Muotkavaara-tråget på Pajalabladet (Padget 1977) är brantare och har i sin mitt grönsten (vid Vähä–Airijärvi, 0g). Sistnämnda bergart har här tolkats som tillhörande den större grönstensantiklinalen. I enlighet härmed utgör den inte någon pålagring i synklinalt läge.

Skifferformationen vid Tapuli har störst petrografisk likhet med sedimenten i Pahakurkiområdet på Tarendöbladet. Pahakurkiogruppen (Padget 1970) omfattar en vällagrad klastisk enhet med pelitiska skiffrar och kvartsiter som huvudtyper. Liksom vid Tapuli pålagras dessa grönstenarna. I Pahakurki förekommer även mera metamorfa typer i form av andalusit- och sillimanitskiffrar. De senare är i sin tur snarlika Airivaaraområdets (0h) sillimanitskiffrar, som även innehåller horisonter av biotitskiffer och kvartsit, som uppfattas som metamorfa derivat av skifferformationen. I enstaka lokaler finns antydning till graded bedding samt strömskiktning, men ej tillräckligt för att kunna användas till uppåtbestämmingar. Strukturen är, som tidigare nämnts, en grund synklinall som smalnar av mot söder och som vidgas ut mot norr (mot Muonioälven). Småveckningen i V–Ö som syns i flera hållar invid älvstranden, antyder en tvärveckning i depressionsområdet. Goda blottningar av *sillimanitskiffer* finns på bergen Yl. Airivaara och Korvakkolaki (0h), i en del låga hållar invid älvstranden och i en stor hållrygg på berget Lakkavaara i Finland. Sillimaniten bildar vita till rödvita, avlånga nudlar eller knippen. Dessa uppträder vanligen tillsammans med upp till 3 cm långa flagor av muskovit. Vidare finns varierande mängder av biotit, kvarts och plagioklas. I de flesta fall ligger sillimanit–muskovitflaken parallellt med de kvartsrika banden, dvs. parallellt med lagringen. I ett flertal hållar på Korvakkolaki finns dock en mot lagringen tvärande skiffrighet. Denna åtföljs av en riklig mängd av i stort konforma kvartsfyllda sprickor (1–5 cm breda). Vid sidan av sillimanitskiffern finns olika mer eller mindre biotitrika skiffrar.

Invid Muonioälven förekommer inom skifferformationen en del mindre kroppar av granit och pegmatit. Intill dessa är skiffrarna något grövre och gnejsaktiga. Även längre söderut på Yl. Airivaara finns inslag av granitmaterial, främst i form av kvartsrika pegmatiter eller skriftgranit.

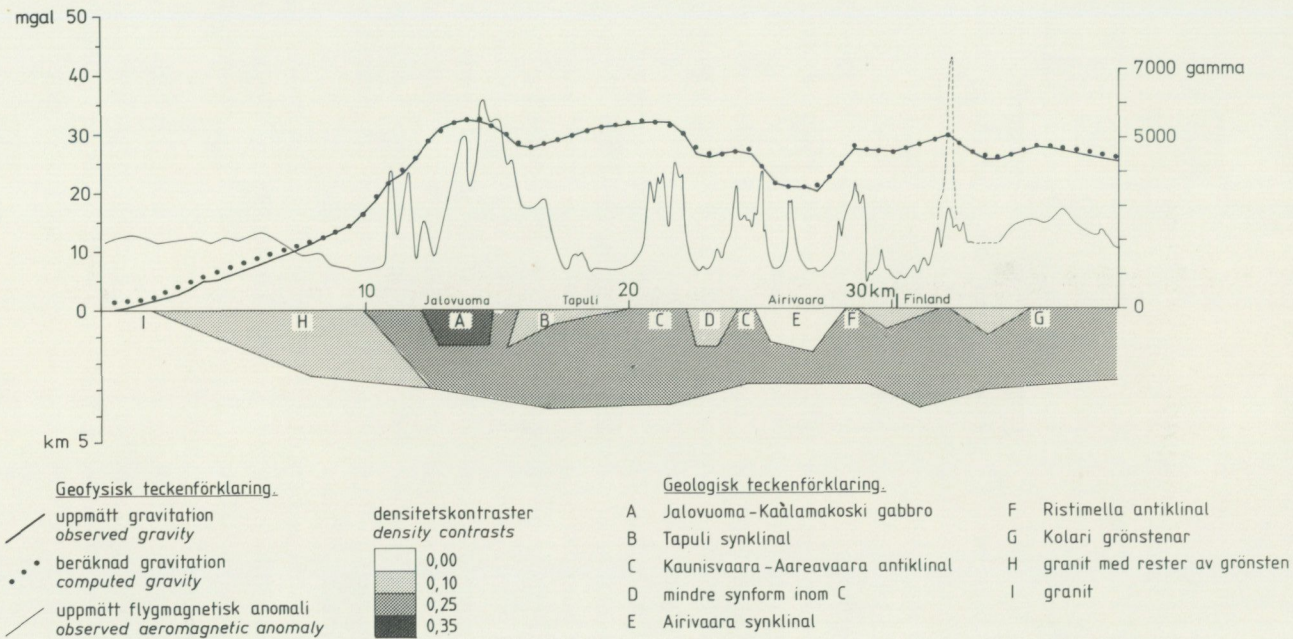


Fig. 11. Profil över suprakrustalkomplexet, 29 M SV-SO. Profilens läge i fig. 2 (B). Förklaring i texten.

Profile across the Supracrustal Complex, 29 M SV-SO. Location of profile in Fig. 2 (B) For explanation, cf. the text.

En del kvartsgångar innehåller rosenkvarts, storbladig muskovit och turmalin.

Sillimanitskiffern vid Korvakkolaki är relativt aluminiumrik med omkring 17 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3 prover, varav ett är analys A 5, tab. 5). Alhalten är dock variabel och sammanhänger med mängden glimmer och sillimanit. Från Lakkavaara på finska sidan finns 7 analyser med värden från ca 7 % till 23 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Lackschewitz 1968).

Det bör observeras, att skifferformationen i Airivaara-Lakkavaaraområdet (med fortsättning söderut på Pajalabladet) åtminstone lokalt uppträder transgressivt. I vissa delar ligger den ungefärligen konformt på järnmalmsformationen (t. ex. vid Ristimella och Huuki), i andra delar (söderut mot Pajala) ligger den direkt på grönstenarna. Det senare gäller även i området SSV om Kaunisvaara, där, enligt Padget (1977), Pahakurkiogruppens bergarter uppträder i form av tråg (Liviöjärvitråget) diskordant på äldre berggrund. Det är endast i Käymjärvi (Pajala NV), Kaunisvaara (Pajala NV), Aareavaara (Huuki SV/SO) och i delar av Huuki-Ristimellaområdet man kan påvisa en konform stratigrafi. Detta kan å andra sidan bero på att man här har bättre information i form av hållar, geofysiska kontakter, borrhål osv.

Jämfört med de två underliggande formationerna representerar sedimenten inom skifferformationen en annan litologisk typ. Deras genomgående sura sammansättning ävensom klastiska natur antyder att de knappast kan utgöra erosionsprodukter från de basaltiska grönstenarna. Det är mera naturligt att de har deriverats från ett angränsande sialiskt granit- eller gnejsunderlag. Storregionala kartsammanställningar av Fred Witschard, SGU, antyder att Pahakurkiosedimenten förekommer i utkanterna av grönstensstråken och rikligast mellan "basement" och grönstenarna, med andra ord transgressivt i relation till grönstensextrusivens avsättningsbassänger.

Skifferformationens bergarter är välbelagda genom prover från det angränsande kartbladet Pajala. Kvartsit har densiteten 2.70 och susceptibiliteten är lägre än  $10^{-6}$  upp till  $10^{-3}$ . Q-värdena är genomgående låga, men avvikelser med höga värden förekommer dock.

Värdena indikerar att glimmerskiffrar kan ge tämligen höga anomalier medan formationen som helhet sannolikt ger låga magnetiska anomalier och tyngdminima i jämförelse med grönstensformationen. Detta förhållande kan utnyttjas vid tolkningen av de flygmagnetiska och gravimetriska anomalierna.

#### 4.2.4 Stratigrafiska korrelationer

Som framgår av den litologiska beskrivningen har en del jämförelser med bergarter eller bergartsformationer i angränsande områden redan skett. Vad beträffar järnmalmer är det av intresse att relatera till Kolariområdet (s. 44). Här upprepas endast att Kolarifältets järnmalmer sannolikt ligger stratigrafiskt djupare än Kaunisvaarafältets.

Slår man ihop grönstensformationen och järnmalmsformationen till en grupp, kan jämförelser ske med flera s. k. grönstensgrupper alltifrån Kiruna i väst till Pajala i öst. Denna suprakrustalsekvens, karakteriserad främst av basaltiska grönstenar samt grundvattensediment av typen kalksten-järnmalm-skiffer-svartskiffer, har på de olika kartbladen skilda beteckningar: på Kirunabladet "Kiruna grönstensgrupp", på Vittangibladet "Vittangi grönstensgrupp", på Lainio- och Tarendöbladen "Veikkavaara grönstensgrupp" och på Pajalabladet "Suorsa grönstensgrupp" och "Kolarigrönstenar".

Skifferformationen torde å andra sidan vara direkt jämförbar med Tarendö-, Pajala-, Lainio- och Lannavaarablakens Pahakurkiogrupp. En stratigrafisk jämförelse mellan Huukiområdet och Tarendö- och Kirunaområdena ges i tab. 3.

### 4.3. Djupbergarter

Djupbergarterna karakteriseras vanligen av helt andra anomalimönster än gnejser och suprakrustalbergarter. Således föreligger ingen systematisk bandning i den magnetiska anomalin. På tyngdkartan förekommer djupbergarterna ofta med väl avgränsade lokala anomalier framför allt inom områden dominerade av suprakrustalbergarter. Mellan gnejsområdet i norr och suprakrustalområdet i söder ligger ett brett bälte med så gott som strukturlösa magnetiska anomalier och med ett djupt tyngdminimum, vilket tyder på stora volymer sura djupbergarter. Deras petrofysiska egenskaper finns sammanfattade i fig. 12-13.

#### 4.3.1. Äldre djupbergarter

I södra delen av kartområdet (29 M SV-SO) finns inom suprakrustalstråket några dåligt blottade kroppar av gabbro och diorit. De uppträder med väl avgränsade, mycket höga magnetiska anomalier. Den största förekomsten orsakar dessutom en kraftig tyngdanomali. Genom att de

TABELL 3. Stratigrafisk jämförelse mellan några grupper av suprakrustalbergarter i norra Norrbotten.  
*Stratigraphic correlation between some groups of supracrustal rocks in northern Norrbotten.*

29 L Lainio	30 L Lannavaara 31 L Karesuando	28 L Tärendö	29 M Huuki 30 M Muonionalusta
Witschard 1970	Ambros 1976	Padget 1970	Lindroos 1981
Djupbergarter	Yngre djupbergartsserien	Linagranitserien	Yngre djupbergarter
Porfyrgruppen	Kiruna porfyrgrupp	Rissavaara kvartsit Haukkalaki konglomerat Andesinporfyr	
Haparandaseriens djupbergarter	Haparandaseriens djupbergarter	Haparandaserien	Äldre djupbergarter
Ruutivaaragruppen Pahakurkiogruppen och Haaravaaragruppen	Pahakurkiogruppen	Kalixälvguppen Pahakurkiogruppen	Skifferformationen
Veikkavaara grönstensgrupp	Kiruna grönstensgrupp	Veikkavaara grönstensgrupp	Kalk-järnmalmsformationen Grönstensformationen
	Basement (underlag)		Basement (underlag)

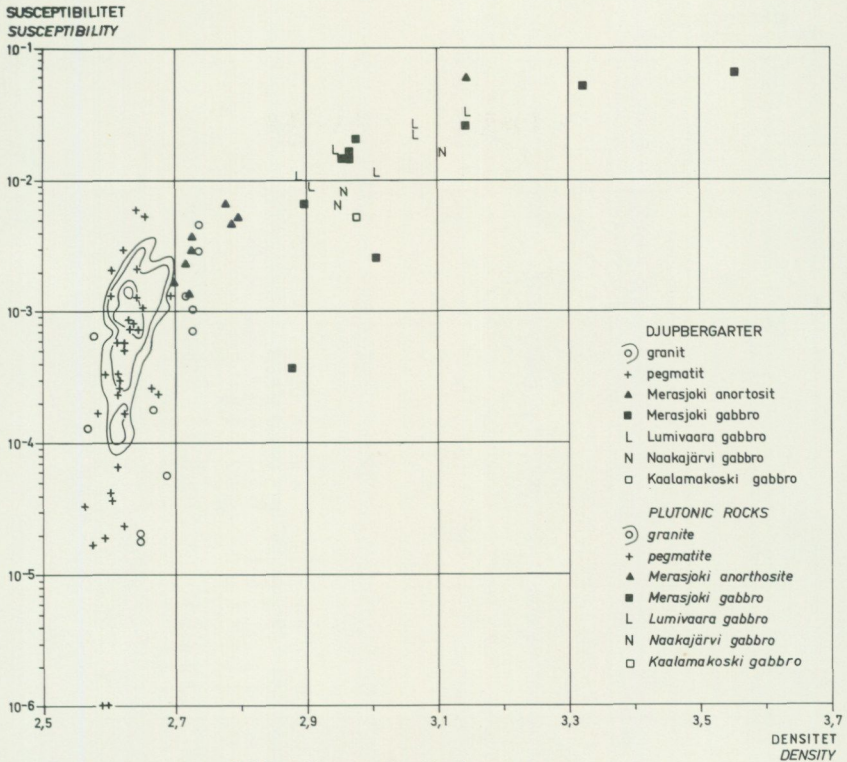


Fig. 12. Densitet-susceptibilitetsdiagram för djupbergarterna.  
*Density-susceptibility diagram for the plutonic rocks.*

uppträder i områden med relativt tunga grönstenar är det svårt att beräkna deras djupgående. I fig. 11 visas en geofysisk profil över Jalovuomagabbbron där djupgåendet har beräknats till 2 km. Det enda prov som föreligger från denna gabbro visar en densitet av 2.95 och en susceptibilitet av  $5 \cdot 10^{-3}$  cgs. Q-värdet är 5 och tyder på en stark remanent magnetisering. Den jämförbara Saalovuomagabbbron, på kartbladet 28 M Pajala, har en susceptibilitet av  $8 \cdot 10^{-3}$  och ett q-värde av i genomsnitt 1.5. De höga magnetiska anomalierna torde således huvudsakligen vara orsakade av den remanenta magnetiseringen.

Liknande gabbror finns längre söderut på Pajala- och Tarendöbladen (Saalovuoma-, Päräjävuo- och Tarendögabbbrorna). Fältobservationer i form av genomslående granitgångar antyder att gabbbrorna är äldre än den omgivande röda mikroklingraniten. Det kan dock ifrågasättas om

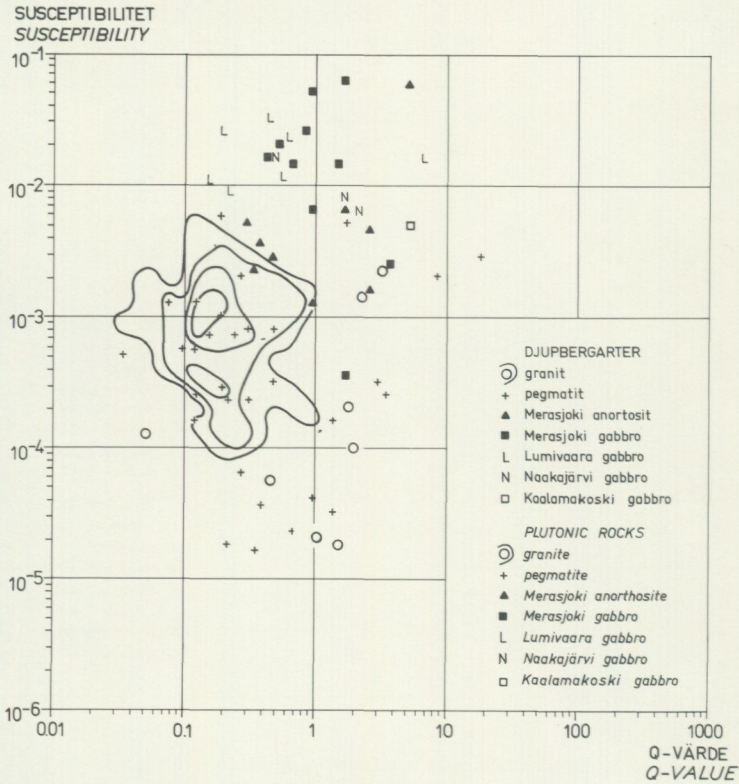


Fig. 13. Susceptibilitet-q-värdesdiagram för djupbergarterna.  
*Susceptibility-q-value diagram for the plutonic rocks.*

detta är ett tillräckligt ålderskriterium, eftersom granitiskt material i smärre mängder sannolikt kan mobiliseras vid gabbrointrusionen. Nämn-  
da gabbror hänfördes av Ödman (1957) till en äldre djupbergartsserie, Haparandaserien.

I ett område mellan Kokkovuoma-Aareavaara (29 M 0e-f) och Jalovuoma-Kaalamaa (1-2e) finns några gabbrohällar i Muonioälvens fåra. I en lokal övergår gabbbron direkt till diorit. Vid Kaalamakoski (1e) blottas en mörk, ytvittrad, distinkt magnetisk olivingabbro. Den är grovkornig och innehåller förutom olivin även serpentin, pyroxen, amfibol, biotit, magnetit, apatit och sericitomvandlad plagioklas. Olivinen uppträder som kantomvandlade gulgrå individer ofta genomtvärade av ådror innehållande serpentin och opakmineral (magnetit?) Plagiokla-

sen är nästan helt sericitiserad och här och var finns sericit- och muskovitfläckar som kan tänkas ha bildats ur plagioklasen. Den oomvandlade gabbbron bör därför ha varit något fältspatrikare än vad som syns i stuff. Kemiskt är Kaalamakoskigabbbron närmast ultrabasisk (analys A 6 s. 80), med relativt höga krom- (ca 0,22 %) och nickelhalter (ca 0.13 %). Dioriten, blottad i hällar på finska älvstranden (1e, 2f), är mindre magnetisk. Dioriten för sericitiserad plagioklas, pyroxen, amfibol, biotit och små mängder av epidot, apatit, titanit, zirkon och malm. Pyroxenen är nästan helt omvandlad till amfibol. Den kemiska sammansättningen framgår av analys A 7, tab. 5. I detta prov fanns 1–5 % pyroxen och 15–25 % amfibol. Den sydligaste hällen med gabbro ligger ca 1 km söder om Kaalamakoski. Därifrån och söderut finns ett ca 3×3 km stort oblottat område som på grund av höga magnetiska och gravimetriska anomalier tolkats som gabbro. Längre nedströms, vid ön Iso Aareansaari (1f), finns en liten gabbrohäll på finska älvstranden. Den klipps mot söder av en röd mikroklingranit (ej markerad på kartan). Gabbbron består av plagioklas, amfibol, epidot, mikroklin (enstaka korn) och något kvarts och titanit. I kontaktzonen är gabbbron hybridiserad, fintill medelkornig och mycket epidotrik. Sydgränsen för gabbromassivet har dragits över denna lokal. Det är dock ej uteslutet att nämnda granit endast är en mindre gång eller inneslutning i gabbbron. Strax norr om Tapuli (0e) ligger ytterligare några kraftigt magnetiska kroppar som tolkats som gabbro.

I Huukibladets sydvästra hörn, runt sjön Ainettjärvi (0a), finns en tydlig magnetisk anomali som är ca 900 gamma högre än omgivningen. Anomalin är en fortsättning av ett större komplex på kartbladen Lainio och Tarendö. Anomalimönstret är diffust bandat eller oregelbundet och torde tyda på en djupbergart. Tyngdanomalin är svagt positivt med svaga gradienter vilket kan tolkas som en antiformalstruktur bildad av en intermediär djupbergart. På det angränsande Lainiobladet (Witschard 1970) finns en häll av gabbro. Denna s. k. Kangosgabbro är äldre än mikroklingraniten och omges av en bred zon av diorit. Eftersom området på Huukibladet utgörs av en stor blötmyr kan inget ytterligare bidrag ges till denna tolkning. Fältet har preliminärt utritats som diorit av Kangostypen och i teckenförklaringen sammanförts med de äldre djupbergarterna (Haparandaserien). Det bör dock påpekas, att österut mot Kolkojokikanjon, uppträder gångar av bl. a. amfibolit i granit. Detta gäller även området runt Kursujärvikursun, med fortsättning söderut mot Pajalabla-

det. Anomalibilden är här av typen svagmagnetisk bandning snarlik den i Kangos-Ainettijärvitrakten.

De beskrivna gabbbrorna är konkordanta till subkonkordanta, skivliknande kroppar med areor i dagytan av någon till 10 km<sup>2</sup>. Vid Kaalamakoski (Jalovuoma, 1e) är djupet beräknat till ca 2 km. Gabbbrorna uppfattas som intrusioner efter suprakrustalutvecklingen. Dioriten är förmodligen en differentiationsprodukt ur samma basiska-ultrabasiska magma. Den magnetiska anomalibilden är här och var bruten av diskordanser vilka kan tydas som förorsakade av förkastningar eller inflikningar av granit. Strax väster om Jalokoski finns vidare 2-4 lineära magnetiska band som har tolkats som basiska gångar i anslutning till gabbbron.

I gnejskomplexets ytterområden finns här och var smärre massiv (Paittasjärvi 30 L, Puristakero 29 M) av dioritiska, monzonitiska och/eller granodioritiska bergarter. Dessa är i allmänhet kraftigt folierade, ofta tydligt gnejsiga. De genomslås av den röda mikroklinggraniten. Det har ej varit möjligt att inom detta kartområde urskilja dessa massiv från de amfiboldominerade gnejserna inom gnejskomplexet. Den gnejsiga dioriten vid Puristakero (29 M 8d) har sålunda trots djupbergartskaraktär och en radiometrisk ålder av ca 1 900 milj. år (se s. 00) hänförts till gnejskomplexet. Den tillhör magnetiskt den stora gnejsstrukturen och gravimetriskt bör det vara fråga om ett relativt obetydligt massiv. I brist på hällar går det inte att avgränsa denna intrusion. Den har tolkats, liksom andra till gnejsstrukturen angränsande granitiska-dioritiska småmassiv, som uppmålt, dvs. remobiliserat basement, intruderat under den regionala veckningen/metamorfosen för 1 750-1 900 milj. år sedan. Ett liknande, större massiv finns på Lannavaarabladet (Peuravaara) samt i Muonio kyrkby i Finland. I finska Muonio har ifrågavarande granodiorit en zirkonålder av 2 500 milj. år (M. Lehtonen, muntl. uppgift). Den innehåller gnejsrester och anses bildad i huvudsak palingent ur äldre troligen arkeiska gnejser. Dess utbredning på svenska sidan är oklar enär de ytterst få blottningar som finns mellan Muonio och västerut mot gnejskomplexet i huvudsak består av pegmatit eller yngre granit.

#### 4.3.2. Yngre djupbergarter

Granitiska bergarter täcker mer än 50 % av kartbladen. Ett brett bälte finns mellan suprakrustalbergarterna och basement. I tidigare arbeten

(Geijer 1931, T. Eriksson 1954, Ödman 1957) beskrevs dessa i allmänhet röda, mikroklinrika graniter som Linagranit. Ödman kunde urskilja två huvudtyper: en s. k. migmatitgranit, oftast palingen och associerad med pegmatit och aplit och en s. k. syenitserie av granit med mer intrusiv karaktär. Den nu avslutade karteringen visar att mikroklingraniter av varierande karkatär finns såväl *inom* basement som *i* suprakrustalbergarterna. Eftersom basement representerar ett relativt djupt snitt i berggrunden, fås i detta kartområde en viss uppfattning om mikroklingraniternas tektoniska lägen. Man kan säga att de kalirika graniterna inklusive en del monzoniter och syeniter uppträder i två huvudformer: 1, som massiv i ett 5–10 km brett bälte runt (tektoniskt ovanpå) basementkulminationen och, 2, som mindre, ofta rundade intrusivkroppar i suprakrustalbergarterna. De senare kan vara inflikande eller abrupt avklippande. De större, runda granitoida kropparna är sannolikt domer. Ett exempel är den något ovala Käymäjärvidomen (28 M Pajala NV) av mikroklingranit, omnämnd redan av Geijer (1931) och T. Eriksson (1954).

Vid Kokkovuoma (29 M 0c–e) ligger en gråröd mellankornig syenit som en tydligt diskordant domintrusion i Pahakurkiogrupperns nivå.

I samma stratigrafiska läge förekommer ytterligare diskordanta magnetiska anomalier vid Valkeajärvi i Finland och vid Peräjävaara på bladet 28 M Pajala.

Djupgåendet för två av dessa väl avgränsade syenitintrusiv har kunnat beräknas med hjälp av tyngdanomalin som visar att Kokkovuomasyeniten är ca 2 km djup medan Peräjävaarasyeniten är ca 2.5 km djup.

Mikroklingraniterna runt basement och de domliknande intrusivkropparna i suprakrustalbergarterna är petrografiskt lika. Radiometriska åldersbestämningar saknas. Det har därför ej varit möjligt att urskilja en särskild granittyp från en annan: granit av kalitypen markeras sålunda med "rött" på kartan. Det torde dock i framtiden framstå som en nödvändighet att noggrannare studera graniternas form, petrofysikaliska egenskaper och tektonisk-stratigrafiska lägen i kombination med åldersbestämningar, innan en uppdelning är möjlig.

I stoff är mikroklingraniten alltid röd eller gråröd. Sammansättningen är enkel: mikroklin, mikroklinpertit, plagioklas och kvarts samt något biotit, klorit, sericit, apatit och epidot. Amfibol finns sporadiskt. Mineralogin svarar mot en ganska sur sammansättning, jfr A 12–14, tab. 5. Vid sidan om den dominerande mikroklingraniten finns vidare en fältspat- och kvartsfattigare variant. Den senare för ofta hornblände och

liknar närmast en syenit. Den dåliga blottningsgraden och avsaknaden av geofysiska karaktärsdrag har omöjliggjort en närmare differentiering på kartan. En noggrannare petrografisk undersökning har utförts av Witschard (1970) i Lainiofältet.

Petrofysiskt visar graniterna karakteristiska låga densiteter av 2.62 och en relativt hög susceptibilitet, ca  $10^{-3}$  cgs för graniterna och ca  $4 \cdot 10^{-4}$  cgs för pegmatiterna. In situ-mätningar av susceptibiliteten visar en bimodal fördelning för granit med maxima vid  $5 \cdot 10^{-4}$  cgs och  $1.5 \cdot 10^{-3}$  cgs, dvs. samma som proverna för de båda grupperna ovan. Q-värdena är låga, omkring 0.25; några få prover har värden upp till 2. Detta mönster är också tydligt för graniterna på det angränsande kartområdet 30–31 L, där också ett försök görs till uppsortering i magnetiskt olika granittyper (Henkel i Ambros 1980).

I området mellan suprakrustalbergarterna och det breda, ganska homogena granitbältet runt basement finns en zon med tydligt bandade, magnetiska horisonter i omagnetisk berggrund. Goda blottningar över dessa anomalidrag finns i Kolkojokikanjon (0c, 1a–c) samt i Kursujärvikkanjon (0c). I vartdera fallet uppträder 1–25 m breda lager eller bankar av amfibolit eller gnejsig glimmerskiffer i granit. Graniten finns som konforma bankar, klippande gångar eller som folierad, ofta fragmentförande, plagioklasrik granit. I lokal skala förekommer tydlig fältspatisering av dessa suprakrustalrester. Gradvisa sediment–granitövergångar, som kan beskrivas under termen granitisering, har uppmärksamats i ett flertal lokaler. Vidare finns rikligt med postgranitiska pegmatiter.

Såväl granit- som gnejsterrängen är i håll rik på pegmatit – en frekvens som dock kan vara något missvisande, eftersom pegmatiten är den mot vittringen motståndskraftigaste, bäst blottade bergarten. Pegmatiterna finns som gångar, bankar och ådror i olika dimensioner. I vissa gångar syns en grafisk textur mellan kvarts och mikroklin och ställvis en zonerings med grov kvarts i gångens mitt. Huvudmineral är mikroklin, kvarts och biotit. Lokalt finns muskovit, amfibol, magnetit, turmalin och epidot. Några ekonomiskt intressanta mineral har ej påträffats i pegmatiterna.

Rikligt förekommande pegmatit har utmärkts på kartan med ett P på den röda granitfärgen. I samband med de s. k. ringgabbbrorna finns smärre vanligen monominerala pegmatitkroppar i huvudsak bestående av kvarts och/eller fältspat. De är lokaliserade inom de tre ringstrukturerna (se fig. 14), i direkt anslutning till gabbrogångarna. I Naakajärvi (29 M 4–5b) ligger kvartsen i en grov pegmatit mellan två gabbrogångar. I

Merasjoki (30 M 1d) omsluts fältspaten i en liten pegmatitkropp av gabbro. Sammanlagt finns av denna pegmatittyp sex undersökta lokaler (dikesgrävningar), alla i anslutning till s. k. ringgabbro. Det verkar sannolikt att pegmatiten här är nära associerad med gabbbron.

Norr om Aareajokikanjon vid Lumivaara (29 M, 3b–c) finns ett flertal ca 15 cm breda pegmatitgångar rika på vit kvarts som klipper mikroklin-graniten men inte gabbbron. Kontakten gabbro/pegmatit är särskilt kvartsrik och kan tänkas vara en avkyld kontakt, där kvartsen lokaliserats till kontaktytorna. I kontaktzonen är gabbbron vidare glimmer- och kloritomvandlad. Denna pegmatitbildning kan ha bildats så, att den heta gabbrointrusionen smält upp en del av det omgivande granitiska materialet som därefter lokaliserats till sprickor och kontaktytor. Denna relativt begränsade bildning av "postgranitisk" pegmatit skall ej förväxlas med den i övrigt mer omfattande pegmatitbildning, som uppfattas som en slutfas vid kaligranitintrusionen.

#### 4.4. Gångbergarter

##### 4.4.1. Ringgabbror

Inom kartområdet finns tre kraftigt magnetiska runda anomalier som på tyngdkartan motsvaras av positiva anomalier. De magnetiska anomalierna är koncentriskt anordnade och tillhörande kontaktminima indikerar att anomalorsaken är inåt (mot centrum) stupande gångar av varierande bredd. De består av gabbro med ganska specifik kemisk sammansättning. I ett fall finns även anortosit. Eftersom denna typ av gabbro – här betecknad ringgabbro – ej är känd tidigare, ges här en mera utförlig petrografisk och geofysisk beskrivning. Ringgabbroerna kallas (från söder mot norr) Lumivaaragabbbron, Naakajärvigabbbron och Merasjokigabbbron. Vid Kortevuoma (29 M 9e) finns en högmagnetisk anomali som även den tolkats som gabbro av gångtyp, om ej ringformad (jfr fig. 14).

Geofysiskt skiljer sig de tre strukturerna i vissa detaljer. Lumivaaragabbbron är oregelbunden med mindre, avgränsade förekomster av gabbro i själva strukturen. Naakajärvigabbbron är nära nog cirkulär och har den kraftigaste tyngdanomalin. Merasjokigabbbron är elliptisk med längdaxeln i den omgivande berggrundens stratifieringsriktning. På det angränsande kartbladet 30 L Lannavaara (ca 25 km nordväst om Merasjokigabbbron) förekommer en liknande elliptisk struktur. Med hjälp av tyngdanomalierna har strukturernas djup kunnat beräknas till ca

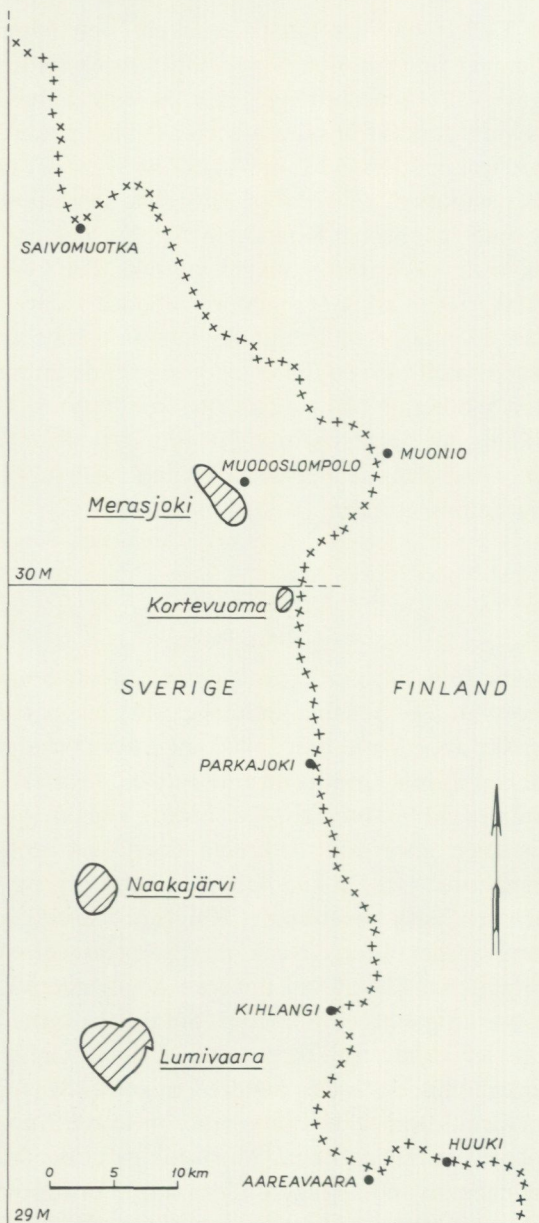


Fig. 14. Ringgabbrornas lägen.  
Locations of the ring-gabbros.

5 km. Mängden gabbro i varje struktur varierar. Den kan uppskattas till 22 % i Lumivaara, 77 % i Naakajärvi och 40 % i Merasjoki.

Petrofysiskt visar de tre intrusionerna en mycket karakteristisk bild på densitet-susceptibilitetsdiagrammet, fig. 12, i det att de mycket magnetiska gabbroerna ligger utmed korrelationstrenden för dioritisk-mafisk sammansättning och magnetit. I Merasjokigabbron förekommer så höga magnetithalter som 30 %. Fig. 15 visar in situ-susceptibiliteten för de tre gabbroerna. Merasjokiintrusionen har dessutom en anortositisk komponent med väsentligt lägre densitet (silikatdensitet 2.7) än gabbrokomponenten, även susceptibiliteten är lägre i anortositen. Q-värdena är i allmänhet höga, med värden upp till 6, vilket innebär att den remanenta magnetiseringen dominerar. Det föreligger en negativ korrelationstrend mellan susceptibilitet och q-värde, vilket är karakteristiskt för basiska intrusioner med komplicerade avblandningsfenomen inom järn-titanoxiderna (Henkel 1976). Remanensens riktning för Merasjoki- och Lumivaaraintrusionerna, fig. 16, visar två tendenser. Merasjokiintrusionen har en distinkt remanensriktning med deklinationen  $300^\circ$  och inklinationen  $45^\circ$ , den anortositiska delen visar en brantare inklination av ca  $75^\circ$ . Flera andra basiska intrusioner förekommer i Norrbotten med denna remanensriktning, t. ex. Tarendögabbron (Cornwell 1968). Lumivaaraintrusionen har en remanensriktning med deklinationen  $30^\circ$  och inklinationen  $70^\circ$ .

I fig. 17 visas profiler samt en tredimensionell volymtolkning över de tre intrusionerna. Volymfördelningen bygger på tyngdanomalin och utgåendet har erhållits från magnetanomalin och den geologiska kartan. De tre profilernas lägen framgår av fig. 2.

Lumivaara- och Naakajärviintrusionerna liknar mycket varandra såväl geofysiskt som geologiskt. Bergarten är en mörk, mellankornig pyroxen- och/eller amfibolgabbro rik på magnetit, sulfidmineral och apatit. Merasjokistrukturen består av färre koncentriska ringar. Strukturen är flackare och i stort uppbyggd av pyroxengabbro, där smärre partier utgörs av anortosit och klumpvis mycket järnrikt, ultrabasiskt material. Lumivaara- och Naakajärvigabbrorna tolkas som odifferentierade gångintrusioner av typen "cone sheets". Delar av Merasjokigabbron liknar en något mera differentierad och massivare intrusion av typen "sill". Båda formerna kan uppkomma vid snabb tryckavlastning hos en magma (Phillips 1974).

Ringgabbrornas ålder är inte känd. De få hällkontakter som finns,

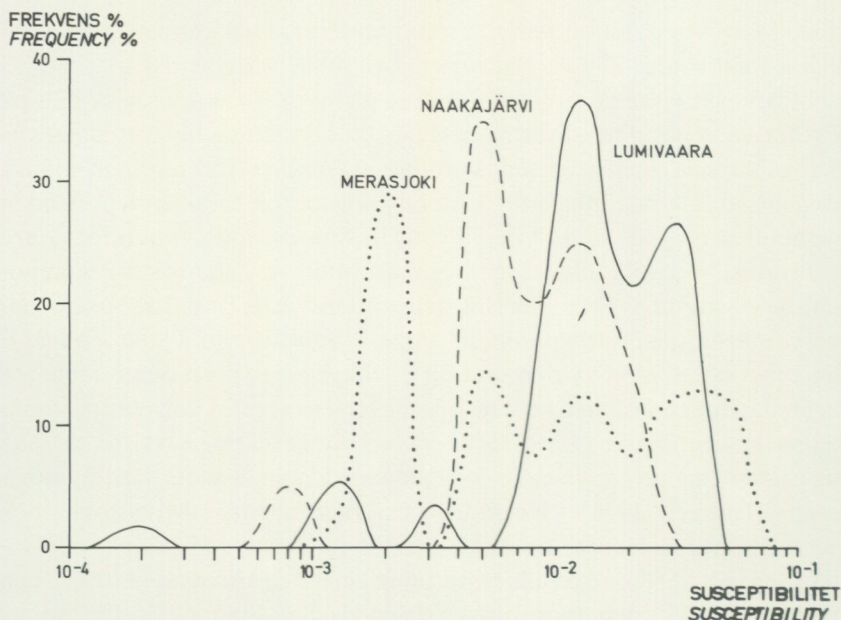


Fig. 15. Hällsusceptibilitetsmätningar på ringgabbros.

*In situ susceptibility measurements on ring-gabbros.*

främst i Lumivaara, är svårtolkade. Vanligen ligger gabbron som 1–10 m breda gångar i pegmatit eller skriftgranit (jfr s. 58). Gabbron i Naakajärvi uppträder som ett flertal gångar i granit; strukturen är cirkulär och odeformerad. På kartbladet Lannavaara finns en liknande gabbro som klart intruderar Haparandaseriens bergarter. Ringgabbroarna har i denna beskrivning preliminärt hänförs till de yngre djupbergarterna. Relationen till omgivande graniter kan likväl bäst avgöras med hjälp av åldersbestämningar.

*Lumivaaragabbro* (29 M 2–3 b–c) täcker en hjärtformad yta på 25 km<sup>2</sup>. Strukturen är uppbyggd av ett flertal högmagnetiska gångar eller skivor med brant stupning. Där ett magnetiskt drag är blottat, kan man vanligen se en hel svärm av 1–10 m breda gångar. Omgivande bergart är mikroklinggranit. I strukturens centrum däremot finns huvudsakligen pegmatit, särskilt söder om Aareajokikanjon. De flesta gabbrohällarna ligger norr om Aareajoki, som bildar en brant kanjon i NV–SO. Längs denna går en distinkt förkastningszon som framträder mycket tydligt på den magnetiska kartan. En kraftig uppkrossning och sprickbildning har

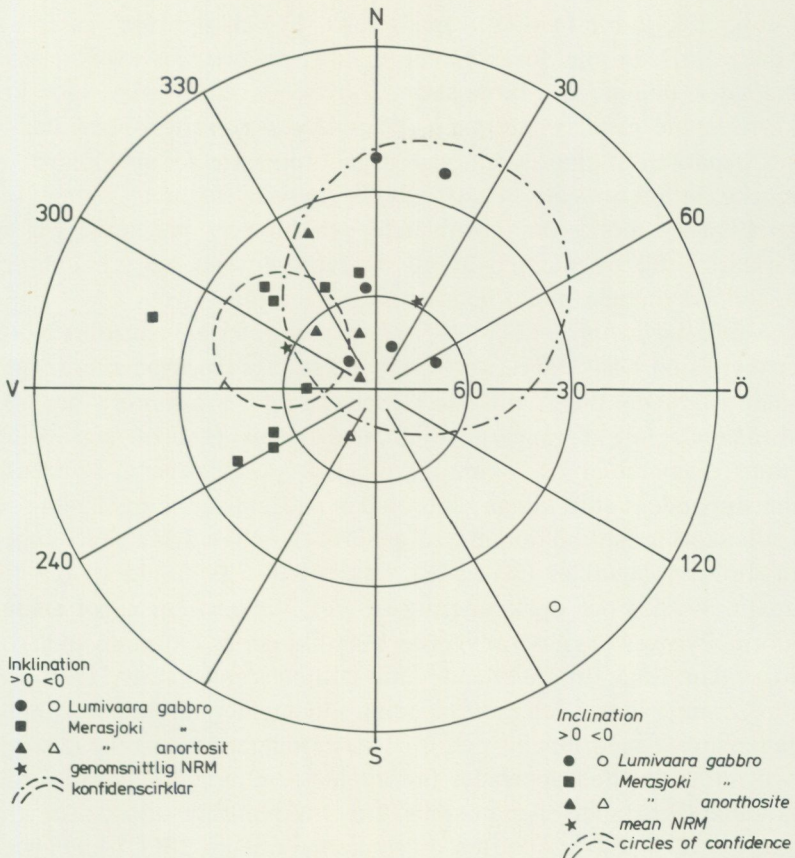


Fig. 16. NRM för ringgabbror.  
*NRM of the ring-gabbros.*

skett i zonen och såväl pegmatit som gabbro är lokalt missfärgade av järnutfällningar. Förkastningen klipper av gabbrens nordosthörn. Denna del är förskjutet ca 800 m mot sydost. I strukturens syddel finns inga naturliga gabbroblottningar, vilket förmodligen beror på kraftig nedvitrering. Intill en medelst dikesgrävningar undersökt kvartsförekomst hittades grusvittrat gabbromaterial (glimmer, pyroxen). Ett flertal småförkastningar uppträder i samband med den större förkastningslinjen. De är samtliga yngre än graniten och gabbbron.

Gabbbron är mörkt grå till gröngrå, lokalt brun eller rödspräcklig på grund av järnutfällningar. Huvudmineral är plagioklas (30 %), amfibol

(40–45 %), klorit (4–6 %), apatit (5–8 %) och pyroxen (ca 5 % eller mindre). Dessutom förekommer epidot, magnetit, svavelkis och små mängder ilmenit och kopparkis. Pyroxenen finns som små kraftigt korroderade rester i amfibolen. Plagioklasen är sericitomvandlad andesin. Apatiten är fluordominerad. I gabbbron finns lokalt klumpar av en mörkgrön finkornigare bergart. Dessa "basiska fragment" omges ofta av en bård av mörkgrönt hornblände och blåsvart magnetit. En möjlig förklaring till fragmenten är att de representerar lösryckta bitar från någon avkylningskontakt belägen på större djup.

*Naakajärvigabbbron* (29 M 4–5b) är exponerad i 2–3 naturliga blottningar invid sjön Naakajärvi, i ett sprängdike längs landsvägen norr om sjön samt i grävda diken på Naakajupukka, ca 1 km norr om sjön. I sistnämnda fall är gångarna djupt nedvittrade (grusvittring). Ringgabbbrons diameter är ca 3 km. De magnetiska skivorna är koncentriska, inåtstupande. I stoff liknar gabbbron den på Lumivaara, med andra ord en mellankornig amfiboldominerad gabbro. Sammansättningen i undersökta slip är: plagioklas (30–32 %), amfibol (ca 40 %), biotit (ca 15 %), apatit (4–7 %) och opakmineral (6–8 %). Vidare finns något epidot och klorit. Pyroxen saknas vanligen och amfibolen är biotitomvandlad. Den för vidare små droppliknande inneslutningar av kvarts. Där pyroxen förekommer liknar den mest pigeonit. Opakmineralen består av magnetit sammanväxt med ilmenit och för inneslutningar av svavelkis, kopparkis och rutil. Apatiten uppträder finfördelad som gulgrå eller svagt rödkiftande småkristaller eller prismor. Ett slumpmässigt utvalt prov gav vid analys 3.2 %  $P_2O_5$ . Apatiten är en fluorapatit med F/C1-kvoten ca 11. Strontiumhalten är hög, 0.2 % (analys i tab. 8). Kemisk analys gav svaga indikationer på sällsynta jordartsmetaller. Det kan även antas att huvuddelen av det höga strontiuminnehållet (ca 400 ppm i Lumivaaragabbbron) ingår i apatit. Strontiumrik apatit i gabbror är ganska ovanlig, men är allmän i alkalina och ultrabasiska bergarter samt i karbonatiter (Larsen m. fl. 1952, Cruft 1966, von Eckermann 1967).

*Kortevuomagabbbron* (29 M 9e) är inte blottad (myr). Strukturen är en rund, brantstående klump med kraftigt magnetiska drag. I strukturen finns en liten håll av pegmatit. Ett fåtal block av gabbro av Lumivaaratypen har påträffats.

*Merasjokigabbbron* (30 M 1d) är belägen 3 km sydväst om Muonionalusta by. Hällar finns endast i strandlinjen av Merasjokiälven. Bara den inre av de två magnetiska ringarna är hållbelagd. Strukturen är oval och

täcker ca 10 km<sup>2</sup>. Den magnetiska stupningen är ca 40° och djupet har kalkylerats till ca 5 km (jfr fig. 17).

Mot norr finns oregelbundenheter på grund av förkastningar. En förkastning går även längs strukturens sydvästra begränsning. Längst i söder är strukturen i stort konform med gnejsen, som stupar ca 50–60° mot sydväst. I gabbbron syns här och var en slags bankning med 30–40° sydlig stupning. I samma plan finns avlastningssprickor. Om bankningen kan tas som tecken på en flackare intrusion är osäkert; intrusionen följer i stort gnejsens struktur. Lagergångarna i dagytan är ganska breda, lokalt över 200 m. Vidare finns inom gabbbron mindre partier av anortosit och av en magnetitrik koncentration. Hällkontakten mellan anortosit och gabbro är ej blottad, men bägge bergarterna finns sida vid sida, varför anortositen kan vara ett differentiat av gabbbron.

Gabbbron är en mörkbrun eller grönbrun pyroxengabbro. Vissa partier är grova med pyroxenindivider upp till 2–3 cm i längd. Sammansättningen är i medeltal följande: pyroxen (10–15 %, lokalt mera), amfibol (0–50 %), plagioklas och sericit (5–20 %), apatit (0–2 %), biotit (något) och opakmineral (rikligt). Pyroxen finns av tre typer: a, små, korroderade korn av ortopyroxen, b, idiomorfa taylor av salit och c, magnesiumrik pigeonit tillsammans med saliten. Den salitiska klinopyroxenen är fri från inneslutningar, men kantomvandlad till grön amfibol. Pigeoniten uppvisar den karakteristiska rosa färgen och innehåller rikligt med tunna, bruna lamelliknande inneslutningar av ilmenit (bestämda med energidispersivmetoden). Plagioklasen består av labradorit och är rik på inneslutningar av apatit och opakmineral. Apatiten är sannolikt ojämnt fördelad. Sporadiskt uppträder 0.3–1.0 cm långa kristaller av gul fluorapatit (analys i Frietsch 1974, s. 6, prov 1839). Opakmineralen består av magnetit, ilmenit, magnetkis, svavelkis, kovellit och kopparkis. Magnetiten genomtväras inte sällan av ilmenitlameller. Pyroxenernas sammansättning framgår av analyserna på s. 82. Enligt en indelning av Poldervaart och Hess (1951) är den kalciumrika pyroxenen en salit och den kalciumfattiga en magnesiumpigeonit.

Anortositen är ljus grå och mycket grovkristallin. Den består i huvudsak av labradorit (75–90 %). Vidare finns pyroxen, biotit, sericit, andesin, epidot, apatit och opakmineral. Pyroxenen uppträder som salit och magnesiumpigeonit.

Ringgabbbrornas kemiska sammansättning (se analyserna i tab. 5) är ganska märklig och klart avvikande från de gabbror som hänförs till

Haparandaserien (t. ex. Kaalamakoski-, Saalovuoma-, Tarendögabbrorna). Det finns ett klart underskott av kisel och ett överskott av järn och aluminium. Lumivaara- och Naakajärvigabbrorna håller 5–10 gånger mer fosfor än Haparandagabbrorna (analyser i Witschard 1970, Padget 1970 och Ödman 1957) och relativt mycket svavel: Lumivaara 0.62 % (2 prover), Naakajärvi 0.53 % (1 prov) och Merasjoki 0.39 % (4 prover). Som jämförelse kan nämnas Kaalamakoskigabbron med 0.13 %  $P_2O_5$  och 0.06 % S. Även titanhalten är relativt hög (1.9–4.8  $TiO_2$ ). Analysvärdena för Lumivaara, Naakajärvi och Merasjoki har grafiskt jämförts med publicerade värden på gabbror och med dem besläktade bergarter inom och utom Sverige utan att man någonstans kunnat hitta direkta motsvarigheter. I diagram av typen CM/AF kontra  $SiO_2$  där  $CM=CaO+1.2 MgO$  och  $AF=K_2O+1.4 Na_2O$  (koefficienter enligt Brotzen 1972) ligger de kemiska analyserna i stort mellan gabbro och alkalina bergarter.

Ringgabbrorna vid Lumivaara och Naakajärvi har tolkats som s. k. "cone sheets" med hänsyn till:

1. Det gångliknande utseendet i håll, i markprofilmätningar och den flygmagnetiska anomalibilden.
2. Bredare och fler gånger finns i strukturens periferi än i dess kärna (jfr Naakajärvi).
3. Strukturerna ger tämligen små gravimeteranomalier; med hänsyn till uppmätta densiteter är former av typen "skiva eller massiv kropp" geofysiskt omöjliga.
4. Tendens till inåtstupning föreligger hos Lumivaara- och Naakajärvi-intrusionerna.
5. En hög remanent magnetisering med specifik riktning (hos Merasjoki-intrusionen) tyder på att bergarten sannolikt är opåverkad av yngre kemiska processer.
6. Avsaknaden av differentierat material, närvaro av magnesiumpigeonit, avkylningskontakter och fragmentinnehåll (vid Lumivaara) antyder snabba, diabasliknande intrusioner.

#### 4.4.2. Basiska gångar

Gångar av metabasit eller metagabbro har påträffats i 3–5 hållar i Kaunisvaaraområdet (Pajalabladet) samt i flera borrhål längs järnmalms-

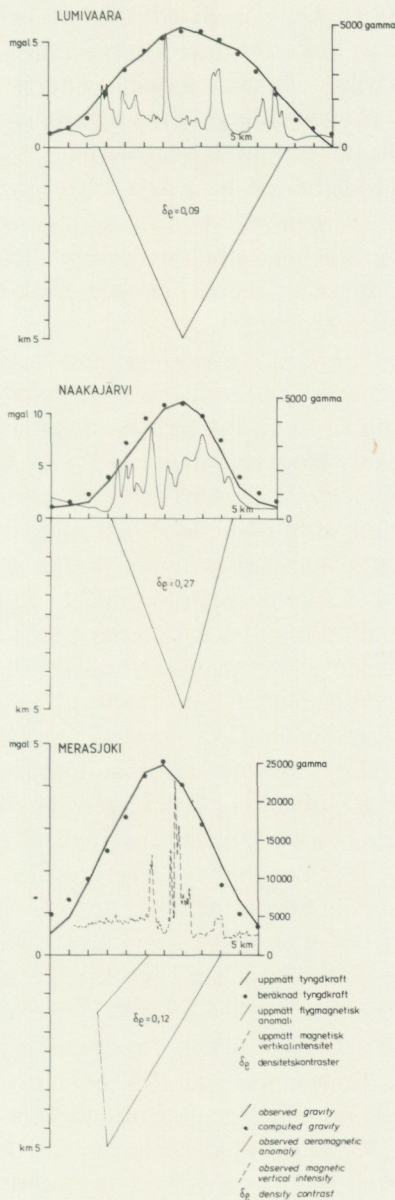


Fig. 17. Profiler över ringgabbror; profilernas läge i fig. 2 (C-E).

*Profiles across the ring-gabbros; locations of profiles in Fig. 2 (C-E).*

zonen upp till Palotieva. De är 1–20 m breda och har brant stupning. Det förekommer gångar av olika ålder, men huvudparten torde vara yngre än suprakrustalbergarterna. Gångarna kan ej relateras till någon magmatisk fas; intrusionerna har förmodligen följt sprickzoner eller lagringsplan.

Magnetiskt föreligger ett fåtal indikationer på gånglika anomalier, t. ex. vid 29 M 4–5 c–d, 1e och 2c. Dessa utmärks av att de förekommer isolerade eller i små svärmar med en orientering som är klart diskordant mot omgivningens magnetiska mönster. Anomalierna är även tämligen uthålliga och den närmast till hands liggande orsaken till dem torde vara skiv- eller gångformiga kroppar.

Vid Luntankiniva (29 M 1g), invid älvstranden, finns en ca 15 m bred blottning av en mörk, grov gabbrodiabas. Denna för pyroxen, plagioklas, biotit, amfibol, apatit (2.15 %  $P_2O_5$ ) och opakmineral. Strax väster om hållkanten ligger lokala block av kalksten. Tyvärr täcker flygmagnetiska kartan inte detta område och gångens utbredning förblir okänd. Gabbrobasen kan vara en diskordant intrusion eller en konkordant lagerbädd. Någon blottning finns ej heller på finska sidan, men ett stycke nedströms antyder 2–3 suprakrustalblottningar, att intrusivet bör ha en relativt begränsad omfattning. På kartan har Luntankinivagabbron ritats som en gång. Liknande gabbrodiabaser finns såväl i håll som i borrhål (Lindroos 1971) på Pajalabladet.

Metabasiterna i Kaunisvaarafältet är vanligen porfyritiska och skapolitrika. Deras mineralogi finns beskriven av Lundberg (1965, 1967) som noterar att skapoliten bildats på plagioklasens bekostnad och att en del gångar är granitpåverkade. Det senare innebär att gångarna är av pregranitisk ålder. Tolkningen av de geofysiska markmätningarna i Tapuli–Palotieva samt de flygmagnetiska kartorna visar dock att det även inom graniterräng finns magnetiska anomalier av gångkaraktär. I många fall bildar dessa en fortsättning på geologiskt indikerade gångar. I gränsen mellan kartbladen Huuki SV och NV förekommer inom graniten 5–7 st, omkring 1–5 km långa, smala, magnetiska drag som har tolkats som diabasgångar. Strykningen är NV–SO, dvs. parallell med de postgranitiska förkastningslinjerna (kursurna). Strax väster om gabbron vid Kaalamakoski (1e) finns liknande lineament. I samtliga fall saknas blottningar. På kartan har dessa gångar markerats med d=diabas. På grund av den osäkra åldern har gångbergarterna lyfts ur den stratigrafiska delen av teckenförklaringen.

## 5. Tektonik

Senare års radiometriska åldersbestämningar i norra Sverige och Finland antyder att den prekambrika berggrunden genomgått flera på varandra följande intrusions-, vecknings- och deformationsfaser. Det har karteringsmässigt varit mycket svårt att påvisa och särskilja alla dessa faser. Det tektoniska mönstret är bättre klarlagt i suprakrustalstråket där tolkningen av observationerna kan baseras på stratigrafin och på noggrannare geofysiska kartor. Gnejsterrängens tektonik är mera komplicerad och har ej studerats i detalj.

### 5.1. Storregionala strukturer och strukturer i gnejskomplexet

Den storregionala bilden i området Karesuando–Muonionalusta–Huuki–Pajala–Kolari är följande (jfr Lindroos och Henkel 1978). Basementgnejserna bildar ett ca 1 000 km<sup>2</sup> stort, S-böjt stråk täckande en tydligt bandad magnetisk struktur. Denna uppvisar en mycket signifikant, positiv Bougueranomali, där +15 mgal-fältet i stort följer den magnetiska anomalin. Strukturen tolkas som ett slags antiklinorium eller en megakulmination med flacka utåtstupningar. Gravimeteranomalin kan förklaras med de i ytan påträffade bergarterna under förutsättning att a, strukturen är en antiform, och b, strukturens kärna består av relativt tunga (densitet ca 2.9 g cm<sup>-3</sup>) amfibolgnejser omgivna av något lättare biotitgnejser. I gnejsstrukturens yttre flanker finns granit och migmatit.

Även magnetiskt erhålls intrycket av en antiform eftersom flankerna runt det anomala området bitvis domineras av en utåt långsamt avtagande magnetisk regional anomali. Denna är bäst utvecklad där lågmagnetiska djupbergarter pålagrar antiformen t. ex. runt den västra (på kartbladet 30 L) och södra flanken. Denna regionala magnetiska anomali visar att de kraftigt magnetiserade gnejserna stupar utåt från strukturens centrum.

### 5.2. Tektoniska strukturer i suprakrustalkomplexet

Ytbergarterna bildar avlånga, kraftigt hopveckade stråk (se fig. 7 och 11). Ett sådant går från Erkheikki över Kaunisvaara (Pajalabladet) mot Aareavaara och vidare in i Finland; ett annat omfattar bältet Käryjärvi (Pajalabladet)–Ristimella–Kolari–Rautuvaara. Suprakrustaltäckets mäktighet är betydande och har i Kaunisvaarafältet uppskattats till mellan 4 och 9 km. Strukturernas djup beräknas vara mindre än 5 km.

Suprakrustalbältet stryker i NO-SV och bildar några mer eller mindre parallella syn- och antiklinaler. Tillsammans liknar dessa ett närmast isoklinalt veckmönster. I dagens erosionssnitt finns grönstenarna i antiklinaler och de yngre sedimentbergarterna i synklinaler. Veckaxlarna är i stort flacka eller horisontella. Kaunisvaaraantiklinalen är dock förtjockad i mitten på grund av en axelkulmination. Generellt kan sägas att unduleringar med påföljande veckning och mäktighetsförändring förekommer ställvis. I depressionssnitten bildas därvid en tvärveckning i huvudsak vinkelrätt mot huvudriktningen. Detta gäller främst Huukiområdet, där ett flertal större eller mindre nord-sydliga och nordväst-sydstliga tvärveck är väl hållbelagda. Det är främst skifferna och kalkstenarna som skrynklats ihop (jfr fig. 8-9).

Vid den tektoniska tolkningen har fältobservationerna kombinerats med den magnetiska och gravimetriska kartbilden. Hällkartorna, stupningsobservationerna, uppåtbestämningarna i sedimenten och de magnetiska karaktärsdragen ger en relativt tillförlitlig ytbild. Svårare och mera spekulativ blir djupprojiceringen i form av geologiska profiler. Här har gravimetertolkningen varit till stor nytta eftersom tyngdanomalierna är försakade av den totala volymen. Viktigt vid tolkningen, (fig. 11) är den djupt belägna gränsytan mellan basement och graniterna som avgör hur stor del av anomalierna som kan tillskrivas suprakrustalbergarterna. Gränsytan antas här följa en långvågig (ca 100 km) antiklinal-synklinal form med synklinalläget under suprakrustalstråket. I tolkningen förutsetts att den densitet som bergarterna uppvisar i ytan även gäller på större djup, liksom att provtagningsmaterialet är någorlunda representativt. Med hänsyn till det begränsade stufvmaterialet i Huukiområdet har data medtagits även från det angränsande Pajalabladet.

Nordväst om Kaunisvaarastråket finns ett 15-25 km brett granitbälte "ovanpå" basement. Det fortsätter, med vissa avbrott in i Lannavaaraområdet, runt gnejsstrukturen. Under suprakrustalstråket förmodas granitskiktet vara väsentligt tunnare eller saknas helt - huvudparten av allt granitmaterial finns här som relativt ytliga domintrusioner. Beträffande granitdomerna kan tilläggas att det finns ca 10-15 mer eller mindre rundade strukturer i Pajala-Huukifältet. Strukturerna visar svag magnetisering, ger tyngdminima och är mer eller mindre konforma, ibland diskordanta mot suprakrustalbergarterna. Omkring hälften har blottningar med granit eller granitiska bergarter. Domerna ger upphov till ett lokalt tvärveckningsmönster i suprakrustalbergarterna. De har sannolikt

uppstått på grund av den gravitativt instabila skiktning i jordskorpans övre delar som uppkommer när tunga och mäktiga grönstenar avlagras ovanpå lättare basement. En strävan till en stabilare struktur gör att det lätta underlaget tränger upp igenom de tunga bergarterna. En nära cirkulär och delvis konform domstruktur är att förvänta (Ramberg 1967) och kan observeras geofysiskt.

Huvudveckningen av "grönstensbältena" beskrivs i äldre undersökningar (t. ex. Ödman 1957) som en orogen veckning med åtföljande djupbergartsintrusion. I Kaunisvaara – Kolaristråket är huvudveckaxlarna i stort konforma med grönstenarnas utbredning i ett NO-SV-ligt bälte. Hypotetiskt kan regionalveckningen vara gravitativ; den påbörjades redan under grönstenarnas avlagring varvid utbredningen av mäktiga, "tunga" basaltiska extrusiv har lett till nedsjunkningar och uppkomsten av sedimentationsbassänger. Underlaget har samtidigt i andra delar kommit i kulminations- och erosionsläge, varvid klastiskt sedimentmaterial tillförts grönstensbassängen. Kaunisvaarafältets suprakrustalstratigrafi kan i stort förklaras med denna relativt enkla tektoniska modell. I nästa fas sker en mobilisering i gränzonen mellan basement och de djupare liggande suprakrustalbergarterna med omfattande diapirliknande granitoida intrusioner runt basement som följd. I slutfasen sker bildning av granitdomer, huvudsakligen i form av smådomer som genombryter suprakrustaltäcket. Utvecklingen avstannar i och med att domerna bildats. Någon större deformation har därefter inte skett i urberget.

Denna veckning förorsakad av gravitativ ojämvikt på grund av tyngden av de mäktiga basaltdepositionerna förutsätter att basalerna dessförinnan brett ut sig längs långa "sprickzoner" på basement, och ej legat som ett slags mäktigt täcke över hela Norrbotten – den äldre uppfattningen (Ödman 1957).

### 5.3. Förkastningstektonik

Andra viktiga strukturer är förkastningar. Dessa har sannolikt förekommit vid olika tidpunkter parallellt med veckningen. Vanligen pålagras eller intruderas ofta de gamla svaghetszonerna av yngre bergarter och det förkastningsmönster som nu kan studeras är relativt ungt, i huvudsak postgranitiskt. De magnetiska dislokationerna och tolkningen av topografin har utgjort underlaget för de på kartan inritade förkastningslinjer-

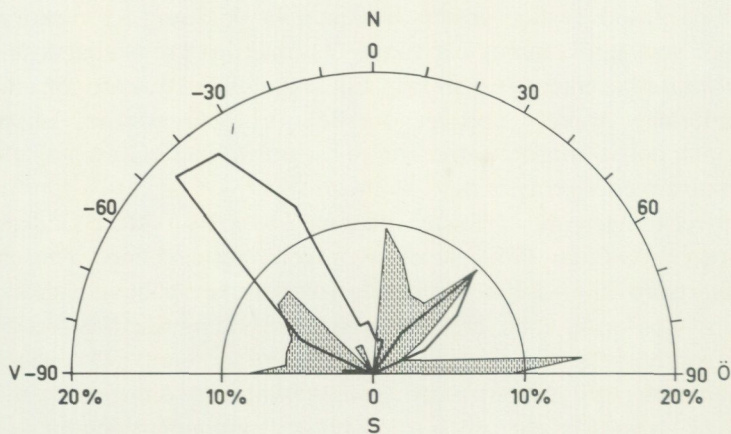


Fig. 18. Riktningfördelningen i  $10^\circ$  intervall för magnetiska dislokationer och på hållar uppmätta sprickor i Kolkojokikanjon, 29 M SV (skuggat).

*Distribution of directions of aeromagnetic dislocations and joint measurements (shaded) on outcrops at the Kolkojoki canyon, 29 M SV.*

na. Avlänga myrar och vattendrag, branta dalar, raviner och de för området karakteristiska kursurna (kursu=kanjon) sammanfaller ofta med magnetiska dislokationer och även om man i varje enskilt fall inte kan påvisa några större förskjutningsbelopp, är det högst troligt att dessa lineament representerar förkastningar och med dem associerade sprick- och krosszoner.

De flygmagnetiska dislokationerna bygger på förekomster av väldefinierade referensstrukturer, t. ex. karakteristiska kontakter, bandningar etc. En dislokation utgör då en zon med störningar i detta referensmönster, t. ex. förskjutningar av kontakter eller band. En annan indikation är förekomsten av lineära magnetiska minima som är diskordanta i förhållande till omgivande anomalimönster. Dessa minima är orsakade dels av den topografiska formen i dislokationszonen (t. ex. större jorddjup), dels av oxidationsprocesser i zonen som bl. a. omvandlat magnetit till hematit vilket kraftigt minskat magnetiseringen (Henkel och Guzmán 1977). De skenbara laterala förskjutningsbeloppen är i genomsnitt 200 m men lokalt kan mycket större belopp observeras (upp till 2.5 km). Ingen av de dislokationer som berör kartområdet tycks ha större utsträckning än ca 50 km. Avståndet mellan de i NV-SO strykande större dislokationerna är ca 30 km. I det norra bandade anomalikomplexet kan en eventuellt större

dislokationszon dölja sig om dess strykning är parallell med bandningen. De flesta kursurna går i NV-SO, men det finns även några i V-Ö. Exempel på de förra är de parallella, 25 respektive 45 km långa Kolkojoki- och Aareajokikursurna och på de senare den 5-7 km långa Kursujärvikursun (alla inom 29 M SV).

Förkastningen längs Aareajokikursun förskjuter gnejs, granit och gabbro. Den skenbara horisontalförskjutningen av gabbrons nordöstra hörn är ca 800 m. I och intill dessa förkastningszoner är berggrunden rik på sprickor, småförskjutningar och lokalt uppsprucket berg. En sprickräkning längs en ca 5 km lång välblottad sträcka i Kolkojokikursun gav tydliga sprickriktningar i N45°O och N45°V samt i N-S och V-Ö (jfr fig. 18). I graniten finns ofta rödfärgade harnesk- och "slickenside"-ytor samt sekundära spricksvärmar med eller utan sprickfyllnadsmaterial. De rödfärgade "shear" zonerna i graniten är ett tydligt tecken på förkastningar eller sub-mylonitiska zoner. Fenomenet har studerats i detalj av Witschard på Lainiobladet (Witschard 1970), där stora områden genomtväras av en stel, postgranitisk deformationsfas. I kursuriktningen NV-SO går även en del smala magnetiska anomalier som tolkats som diabaser (jfr s. 00). Det är inte ovanligt att vissa gångintrusioner följt denna förkastningsfas.

En sammanställning av de magnetiska dislokationerna finns som kartbilaga. De skenbara horisontella förskjutningsbelopp som där angivits (i 100 m) har med utgång från hållblottningar endast kunnat verifieras i 2-3 fall. Förskjutningarna torde i allmänhet vara mindre än 1 km. Förkastningarna i den uppborrade malmzonen är genomgående branta. Dock finns vid Ruutijärvi och Tapuli stupningar av 15-30° varav en del längs bergarternas strykningsriktning. Vertikalförskjutningarnas storlek är okända. De enda data som finns är 2-3 borrhoprofiler från centrala Tapuli, där vertikala rörelser av 50-100 m har förekommit. De förkastningar som medtagits på den geologiska kartan är de mera betydande, dvs. de som begränsar eller förskjuter bergartssekvenser. Mer än 75 % har topografiskt och/eller geofysiskt belägg. Att sprick- och förkastningsmönstret är intensivare och mera komplext än vad kartan visar är uppenbart och framgår tydligt av de detaljerade undersökningarna i järnmalmsområdena och i välblottad graniterräng (Lainioområdet, Witschard 1970).

## 6. Metamorfos

Bergarternas metamorfa karaktär är ofullständigt undersökt. Alla icke-granitiska bergarter är metamorfa. Metamorfa texturer och mineralassociationer antyder att bergarterna utsatts för relativt hög temperatur och ett tryck motsvarande lägst amfibolitfacies.

För basementgnejserna gäller att primära strukturer saknas helt. Bandningen är kompositionell och har delvis eller helt bildats genom förgnejsningsprocesser. Där bredare bankar av surt och basiskt gnejsmaterial växellagrar är dock en lagringsstruktur sannolik.

I gnejserna finns partier rika på sillimanit, granat och i ett fall cordierit (Muonio, finska älvstranden). Dessa mineral har regional utbredning och antyder en relativt hög metamorfosgrad. Granulerade texturer finns i ett fåtal prov. Dioritiska gnejstyper för ibland större pertitindivider med en uppsmält, kraftigt flikad ytterbård rik på kvartsinneslutningar vilket tyder på relativt hög temperatur. Graden av omkristallisation är genomgående hög. Kvartsiten norr om Muodoslompolo (30 M 2d) är mycket grovkornig och liknar närmast pegmatit-kvarts. I flera av de amfibolrika, kraftigt folierade gnejserna finns amfibolprismor upp till 3 cm i längd.

Suprakrustalkomplexet skiljer sig klart från basementgnejserna. För det första finns i såväl sediment som vulkaniter tydliga primärstrukturer. För det andra kan man skönja en viss förändring i metamorfosgraden mellan suprakrustalstråkets västra och östra del. Sålunda är Pahakurkiosedimenten rätt välbevarade i Kaunisvaara-Aareavaaraområdet. I flera lokaler finns "svartsandsbandade" sandstenar med klastisk textur. I Kaunisvaara är fylliterna fint skiktade och uppvisar lokalt tydlig grading. I ett borrhål har bland grönstenarna påträffats vackra agglomerat- och tuffithorisonter. Österut, mot Ristimella och Kolari, förändras bilden. Grönstenarna är kraftigt omkristalliserade, skiffriga eller folierade och kan betecknas som amfiboliter. Lokalt uppträder granatrika bankar. Pahakurkiosedimenten finns i form av biotit eller sillimanitskiffrar, helt utan lagringsstrukturer.

Skillnaden i metamorf dräkt inom suprakrustalbältet kan inte tillskrivas någon djupbergart. Påverkan från t. ex. graniten i väster är mycket lokal och inskränker sig vanligen till en begränsad "migmatitomvandling" av de surare sedimenten. Skillnaden kan snarare vara tektonisk, dvs. det östra fältet (Kolari) representerar ett djupare, mera basementnära snitt än det västra (Kaunisvaara). Stratigrafiskt förefaller Kaunis-

vaarastråket utgöra översta delen av Kiruna grönstensgrupp, underlagrat på minst 3 km djup av ett sialiskt basement. Kolarigrönstenarna, med en tillhörande bottenkvartsit, snarlik Tjärroformationen i Vittangifältet, är däremot mera basementnära depositioner. De antas ha metamorfoserats på något större djup (högre temperatur) vid den regionala deformationen. Liknande differenser i metamorf dräkt associerade till den regionala veckningen har observerats i Käymäjärviområdet på Pajalabladet (Padget 1977).

Metasomatiska fenomen som observerats i suprakrustalbergarterna är av två slag: för det första fältspatisering, för det andra skapolitisering. Fenoblaster (1–4 cm) av mikroklin förekommer ställvis i granitpåverkade Pahakurkiosediment, främst i de glimmerdominanta. Fältspatiseringen uppfattas som en del av granitiseringsprocessen. Skapolit har påträffats: a, i skarnhorisonter (s. k. skarn-skapolitfels, Lundberg 1967) i eller nära intill järnmalmerna, b, i tunna band i glimmerskiffer inom Pahakurkiogruppen och c, i ett flertal metabasitgångar klippande järnmalmzonen. I de senare är skapoliten med säkerhet postmetamorf, bildad ur plagioklasen.

Skarnet i anslutning till järnmalmerna har redovisats tidigare (Lundberg 1967, Lindroos 1974). Likheter finns med de skarntyper som främst Geijer och Magnusson (1944) beskrivit från Bergslagen. Man kan urskilja en "primär" reaktionstyp dominerad av diopsid-tremolit och en "sekundär", metasomatisk typ som för rikligt med bl. a. serpentin och flogopit. Bildningen förmodas dock vara förknippad med den regionala omvandlingen och inte med granitintrusioner. Detta har i håll kunnat bevisas i bl. a. Lannavaaraområdet (Frietsch 1967) och i borrhål i ett flertal skarnjärnmalm, bl. a. Salmivaara på Gällivarebladet (Lindroos m. fl. 1972b) och Pellivuoma-Marjajärvi på Pajalabladet (F. Ros, muntlig uppgift). Även Kolarimalmerna och deras skarn uppfattas som helt opåverkade av den yngre graniten (Hiltunen och Tontti 1976). Skarnbildningen liksom i viss mån vecktekoniken (särskilt Kolarifältet) har varit avgörande vid danandet av de järnkonzentrationer som nu klassificeras som malm.

Slutligen skall nämnas några ord om de järn- och främst hematitbildningar som ofta uppträder i samband med kross- och förkastningszoner. Det gäller i synnerhet den stora NV-SO-gående förkastningen längs Aareajokikursun som klipper såväl graniten som gabbron vid Lumivaara (29 M SV). Graniten är längs sprick- och förklyftningsplanen kraftigt

röd- till brunfärgad. Gabbron är lokalt "rödspräcklig". Slip från gabbron visar att rödfärgningen beror på en mycket finkornig hematitpudring. Om hematiten bildats ur magnetit har ej undersökts. Det kan dock noteras att förkastningszoner genom magnetiska (=magnetitförande) bergarter ofta uppvisar negativa anomalier längs dislokationen, på grund av en omvandling av magnetit till hematit (Henkel och Guzmán 1977).

## 7. Malmer, industriella mineral och bergarter

Huvudparten av Kaunisvaarafältets järnmalmer finns på kartbladet 28 M Pajala. Endast den norra delen av Tapulimalmen och Palotievafyndigheten finns på detta kartblad.

Malmernas stratigrafiska lägen och utbredning i dagytan framgår av en geologisk karta i en separat uppsats (Lindroos 1974). De ekonomiska siffrorna för hela malmfältet har likaså tidigare rapporterats (Lindroos 1972). I det följande ges några geologisk-ekonomiska kommentarer i anslutning till järnmalmen, samt en kort översikt över de mineral och bergarter som har eller kan ha industriell betydelse. En förteckning över dessa objekt finns i tab. 4.

Karbonatstenen i Tapuli-Palotieva är en *dolomit* med en mäktighet av ca 100 m, ibland mer. Särskilt i kontakten mot över- och underliggande bergarter är dolomiten oren och uppblandad med skarn. Smalare järnmalmslinser med skarn förekommer även här och var. I skarnig dolomit finns rikligt med kiser, främst magnetkis och svavelkis. Sprickor med kalcit för ofta sulfidmineral. Ett generalprov från ett borrhål i södra Tapuli, där mäktigheten är ca 100 m, gav följande analysresultat: 20 % CaO, 21 % MgO, 41 % CO<sub>2</sub> och 5 % SiO<sub>2</sub>.

Karbonatstenen i Huuki är en *kalcitkalksten*. Skarnföreningar bildar här mera regel än undantag. Huukikalken är en liten del – ett antiklinalt veck – av den mycket större Äkäsjokiförekomsten på finska sidan. Den förra har ett utgående av omkring 100 000 m<sup>2</sup> medan den senare täcker minst 5 km<sup>2</sup>. Brytningen av den finska Äkäsjokikalken påbörjades 1968 i samband med startandet av cementfabriken.

*Grafitförekomsten* strax väster om Huuki by är obetydlig. Provtagningar längs några diken visade att grafiten visserligen var rik och storbladig, men att de bästa partierna var ojämnt fördelade och vanligen knappt en meter breda. Samtidigt gjordes en magnetometermätning (SGU 1950) som dock gav mycket liten information om grafitens vidareutbredning.

TABELL 4. Förteckning över malmyndigheter och industriella mineral inom Huuki- och Muonionalustabladen.  
List of ore deposits and industrial minerals within the map-sheets Huuki and Muonionalusta.

Fyndighet	Kartblad/ruta	Typ		Referens
Tapuli	29 M 0e	Fe	Skarnjärnmalm	Lindroos m. fl. 1972
Palotieva	29 M 0e	Fe	Skarnjärnmalm	Lindroos m. fl. 1972
Tapuli-Palotieva	29 M 0e	Cu	Spridda koncentrationer i järnmalmszonen	Lindroos 1975
Tapuli-Palotieva	29 M 0e		Dolomit	Lindroos 1972, Shaikh 1974
Huuki	29 M 0g		Kalksten	Eriksson 1954, Shaikh 1974
Airivaara-Korvakkolaki	29 M 0h	Al	Sillimanitskiffer	Kautsky och Frietsch 1971
Huuki	29 M 0h	C	Grafit	Kautsky och Frietsch 1971
Lumivaara	29 M 3b		Kvarts	
Naakajärvi	29 M 5b		Kvarts	von Feilitzen 1969
Merasjoki	30 M 1d		Fältspat	Shaikh 1970
Merasjoki	30 M 1d	Al	Anortosit	
Lumivaara-Naakajärvi-		P	Apatit i gabbro	
Merasjoki				
Namalaselkä	30 M 4a	P	Apatit i skarnig gnejs	

Det grafitrikare partiet är förmodligen lokalt enär intilliggande hållar utgörs av fyllit eller kvartsit.

*Sillimanitskiffern* på bergen Y1. Airivaara och Korvakkolaki, strax öster om Huuki by, innehåller relativt mycket aluminium och kan ha ett värde som möjlig aluminiumråvara i framtiden. Halten  $\text{Al}_2\text{O}_3$  uppgår till ca 17 % (se A 5 s. 80). Skiffern är nästan helt fri från magnetit och sulfidmineral; svavelhalten är mindre än 0.02 %. Stråket med sillimanit-skiffer fortsätter söderut på Pajalabladet samt norrut upp mot berget Lakkavaara i Finland.

*Kvartsförekomsterna* i Lumivaara och Naakajärvi är av god kvalitet men av relativt små dimensioner. Den största fyndigheten finns strax norr om sjön Naakajärvi och ligger i en grov pegmatit, som i sin tur omges av mikroklingranit. Intill kvartsen finns även *fältspat* av god kvalitet. Enligt undersökningar utförda av LKAB är kvartsarean i dagytan ca 1 700 km<sup>2</sup> fördelad på två väl avgränsade kroppar (Feilitzen 1970). Pegmatiten är mestadels utbildad som skriftgranit.

*Fältspatförekomsten* vid Merasjoki är belägen inom Merasjokigabbron. Fyndigheten, liksom Naakajärvikvartsen, hittades genom folk-malmletning och undersöktes 1970 av SGU på uppdrag av Norrlandsfonden (Shaikh 1970). Fältspaten är blottad på en area av ca 350 m<sup>2</sup>. Den ligger i en grov pegmatit, som i söder och norr gränsar mot gabbro och anortositisk gabbro. Fältspaten är av god kvalitet.

Inom Merasjokigabbron finns ett mindre parti bestående av *anortosit*. Med hänsyn till de sparsamma blottningarna (finns enbart längs Merasjoki) kan inget sägas om anortositens utbredning. De 3–5 hälltytor som för anortosit har en sammanlagd bredd på mindre än 20 m längs älvbrinken. Anortositens ungefärliga mineralogi är följande: plagioklas (80–95 %), pyroxener, biotit, sericit, epidot, apatit och opakmineral. Plagioklasen utgörs av labradorit samt något andesin. Aluminiumhalten är i ett prov 18.3 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Samtliga ringgabbror kan betraktas som *apatitrika* (jfr analyserna i tab 5). Fördelningen av apatiten är dock oregelbunden och troligen uppdelad i klumpvisa koncentrationer. De rikaste proverna från Lumivaara och Naakajärvi håller ca 3 %  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Apatiterna är fluorapatiter och en specialanalys från Naakajärvi (tab. 8) visar 0.2 % Sr, vilket får betecknas som anmärkningsvärt och anomalt för gabbro.

Vid Namalaselkä, omkring 5 km SSV om Saivomuotka, finns 1–25 cm breda körtlar och gångar av kalkigt skarn innehållande även *apatit*. Den

bredaste apatitgången är 1–2 m och kan följas ca 10 m i håll. Sidoberget är gnejs. Förekomsten torde sakna ekonomiskt värde. Att objekten här noterats beror enbart på att förekomsten har ett visst informationsvärde vid tolkningen av geokemiska anomalier. Tungmineralprovtagning i Merasjokiområdet (SGU 1972) gav en klar fosforanomali i närheten av Merasjokigabbron samt spridda småanomalier i gnejsterräng. De senare härrör troligen från små apatitkoncentrationer av Namalaselkätypen.

Slutligen bör nämnas att det i och i anslutning till Kaunisvaarafältets järnmalmer finns ett flertal (om ock spridda) borrhålssektioner intressanta ur *kopparsynpunkt*. En sammanställning (Lindroos 1975) visar att fyndigheterna Palotieva, Tapuli och Stora Sahavaara för ett flertal borrhålssektioner med 0.1–0.3 % Cu, samt några smalare partier med upp till och över 1 % Cu. Den rikaste sektionen finns i Palotieva där tre meter innehåller 1.84 % Cu varav en meter 5.3 % Cu. Partiet är mycket rikt på magnetkis och ligger i järnmalm.

## 8. Markgeofysiska mätningar

I den södra delen av kartområdet, vid 29 M 0e, förekommer ett mindre område med utförda markgeofysiska mätningar som ingår i de stora mätområdena Sahavaara och Tapuli respektive Käymäjärvi på kartbladet 28 M Pajala. En översikt ges därför ej i denna kartbladsbeskrivning. I några andra områden, huvudsakligen över de koniska gångintrusionerna, föreligger enstaka magnetiska eller gravimetriska profiler vars tolkningar redovisas i kapitlet 4.4.1.

## 9. Kemiska analyser

Sammanlagt 18 fullständiga bergartsanalyser lämnas i tab. 5. Från en del djupbergarter finns analyser av vissa spårelement, tab. 6. Mikrosondanaalyser av klinopyroxenerna i gabbro och anortosit från Merasjoki redovisas i tab. 7 (delvis flera bestämningar) och vissa spårelement i apatiten från Naakajärvigabbron i tab. 8. Från diken över kvarts- och fältspatförekomsten vid Naakajärvi finns ett generalprov av kvartsen (tab. 9). Beträffande Kaunisvaaraområdets järnmalmer, skarnbergarter, kalkstenar m. m. hänvisas till olika SGU-rapporter (jfr litteraturförteckningen).

Analyseringen av bergarter och mineral redovisade i tab. 5–9 har skett på SGU:s laboratorium i Stockholm.

TABELL 5. Kemiska analyser (vikt-%).  
*Chemical analyses (weight %).*

Prov Bergart	A 1 BLg 201/65 Grönsten	A 2 BLg 228/65 Grönsten	A 3 BLg 16/65 Grönsten	A 4 HL 28A/69 Kalksten	A 5 HL 2/70 Sillimanit- skiffer	A 6 WA 183/65 Gabbro	A 7 BLg 281A/65 Diorit	A 8 BLg 229/65 Gabbrodiabas
Lokal Ruta	Ristimella 29 M 0i	Ristimella 29 M 0i	Kolkojoki 29 M 0c	Huuki 29 M 0h	Korvakkolaki 29 M 0h	Kaalamakoski 29 M le	Kihlangi 29 M 2f	Luntankiniva 29 M 2g
SiO <sub>2</sub>	52.1	49.1	52.6	3.7	67.4	41.7	52.3	41.8
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.91	1.2	0.25	0.66	0.40	0.68	1.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.8	14.6	16.0	0.7	16.7	7.7	17.7	14.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.3	3.0	3.5	0.3	6.0	3.3	2.1	9.7
FeO	11.6	8.7	6.9	0.1		13.0	5.3	8.5
MnO	0.21	0.23	0.17	0.05	0.06	0.22	0.12	0.16
CaO	9.5	11.8	6.8	53.4	1.3	4.4	9.1	11.0
MgO	6.0	7.3	5.0	0.9	2.7	24.1	5.4	5.8
BaO	0.01	0.01	0.08	0.01	0.05	0.02	0.03	0.05
Na <sub>2</sub> O	2.2	1.5	3.5	0.1	2.6	1.1	3.9	2.5
K <sub>2</sub> O	0.2	0.3	1.7	0.1	2.9	0.4	1.0	0.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.08	0.31	0.06	-	0.13	0.10	2.15
H <sub>2</sub> O > 105° C	1.6	1.5	1.8	0.1	-	2.0	1.8	0.9
H <sub>2</sub> O < 105° C	-	0.2	-	0.3	-	0.3	-	0.3
F	0.02	0.01	0.07	0.03	-	0.01	0.04	0.15
CO <sub>2</sub>	0.08	0.04	0.08	40.6	-	0.23	0.14	0.10
S	0.02	0.02	0.13	0.15	-	0.06	0.15	0.40
						(Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.35)		
Total	101.05	99.3	99.84	100.8	100.37	99.42	99.86	110.2

Prov	A 9	A 10	A 11	A 12	A 13	A 14	A 15	A 16	A 17	A 18
Bergart	HH 214/72	HH 233/72	HL 1/74	BLg 227/65	BLg47/65	BLg 81/65	BLg 121/65	BLg 2A/75	HL 2B/72	HL 3/72
Lokal	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Granit	Granit	Granit	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Anortosit
Ruta	Naakajärvi	Lumivaara	Lumivaara	Kukasjärvi	Naakajärvi	Paljukkavaara	Merasjoki	Merasjoki	Merasjoki	Merasjoki
	29 M 6b	29 M 2c	29 M 2c	29 M 6b	29 M 6b	29 M 3c	30 M ld	30 M ld	30 M ld	30 M ld
SiO <sub>2</sub>	38.5	38.2	39.0	71.9	72.0	74.1	44.6	46.8	27.3	49.1
TiO <sub>2</sub>	2.7	3.0	3.4	0.27	0.28	0.19	2.7	1.9	4.8	1.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.4	11.3	13.0	15.2	14.5	12.6	12.9	16.4	8.8	18.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.4	12.5	9.9	1.3	1.2	1.3	9.3	7.9	24.4	5.7
FeO	9.2	8.7	8.7	0.8	1.1	0.8	9.8	7.2	18.1	5.8
MnO	0.21	0.22	0.19	0.03	0.04	0.03	0.14	0.10	0.20	0.10
CaO	10.5	9.4	10.1	1.8	1.3	0.9	8.4	8.4	5.0	8.0
MgO	6.1	8.2	6.7	0.59	0.7	0.4	7.4	5.3	9.3	4.8
BaO	0.16	0.06	0.11	0.17	0.11	0.08	0.09	0.13	0.03	0.15
Na <sub>2</sub> O	2.5	2.2	2.8	3.6	3.4	3.9	2.2	4.0	1.0	4.1
K <sub>2</sub> O	1.3	1.2	1.0	3.9	4.2	3.7	0.5	0.7	0.1	0.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.20	2.78	2.75	0.02	0.05	0.01	1.0	0.05	0.01	0.05
H <sub>2</sub> O> 105° C	1.7	2.1	1.8	0.7	0.9	0.7	0.9	0.8	0.9	1.1
H <sub>2</sub> O< 105° C	0.2	0.2	0.3	-	-	-	-	0.3	0.4	0.3
F	0.23	0.21	0.25	0.03	0.04	0.04	0.08	0.02	0.01	0.02
CO <sub>2</sub>	0.03	0.01	0.06	0.03	0.06	0.43	0.01	0.61	0.01	0.05
S	0.53	0.60	0.64	0.01	0.01	0.03	0.39	0.31	0.56	0.29
Total	99.9	100.9	100.70	100.34	99.88	99.20	100.40	100.9	100.9	100.0

TABELL 6. Spårelementanalyser av vissa djupbergarter (ppm).  
*Analyses of minor elements of some plutonic rocks (ppm).*

Prov	A 6	A 7	A 9	A 11	A 15
Bergart	WA 183/65	BLg 281A/65	HH 214/72	H 1/74	BLg 121/65
Lokal	Gabbro	Diorit	Gabbro	Gabbro	Gabbro
Ruta	Kaalamakoski	Kihlangi	Merasjoki	Merasjoki	Merasjoki
	29 M 1e	29 M 2f	30 M 1d	30 M 1d	30 M 1d
Cu	87	74	150	154	81
Ni	1 350	43	12	23	60
Co	190	—	67	43	—
Cr	2 229	12	9	16	30
Sr	287	354	750	400	748

TABELL 7. Mikrosondanalys av klinopyroxen från gabbro och anortosit från Merasjoki, 30 M 1d.

*Microsond analyses of clinopyroxenes from gabbro and anorthosite at Merasjoki, 30 M 1d.*

A. Bergart: Gabbro  
Mineral: Mg-pigeonit

Prov	Ca	Mg	Fe
HL 2B/72	5.6	65.5	28.9
HL 2C/72	1.7	70.5	27.8
HL 2C/72	1.8	70.3	27.9
HL 2D/72	2.4	67.1	30.5
HL 2D/72	2.8	67.0	30.2
HL 2D/72	0.6	67.8	31.6
	2.5	68.0	29.5

B. Bergart: Gabbro  
Mineral: Salit

Prov	Ca	Mg	Fe
HL 2C/72	43.7	43.5	12.8
HL 2C/72	43.3	44.4	12.3
HL 2C/72	43.7	43.5	12.8
	43.6	43.8	12.6

C. Bergart: Anortosit  
Mineral: Mg-pigeonit

Prov	Ca	Mg	Fe
BLg 122A/65 (1)	2.0	65.0	33.0
(2)	2.0	65.0	33.0
(3)	2.0	65.0	33.0
	2.0	65.0	33.0

D. Bergart: Anortosit  
Mineral: Salit

Prov	Ca	Mg	Fe
BLg 122A/65 (1)	43.0	41.0	16.0
(2)	45.0	40.0	15.0
(3)	44.0	41.0	15.0
	44.0	41.0	15.5

TABELL 8. Analys av apatit från ringgabbbron vid Naakajärvi.

*Chemical analysis of apatite from the ring-gabbro at Naakajärvi.*

Prov	HH 214/72
Mineral	Apatit
Lokal	Naakajärvi
Ruta	29 M 6b
F	2.60
Cl	0.23
Mn	0.03
Fe	0.20
Sr	0.20
Ba	0.01

TABELL 9. Analys av kvarts från kvarts-fältspatfyndigheten vid Naakajärvi.

*Chemical analysis of quartz from the quartz-feldspar occurrence at Naakajärvi.*

Prov	HL 35/69
Mineral	Kvarts
Lokal	Naakajärvi
Ruta	29 M 6b
TiO <sub>2</sub>	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	0.2
MnO	0.01
CaO	0.1
MgO	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.1
K <sub>2</sub> O	0.1
BaO	0.01

## LITTERATUR

GFF=Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

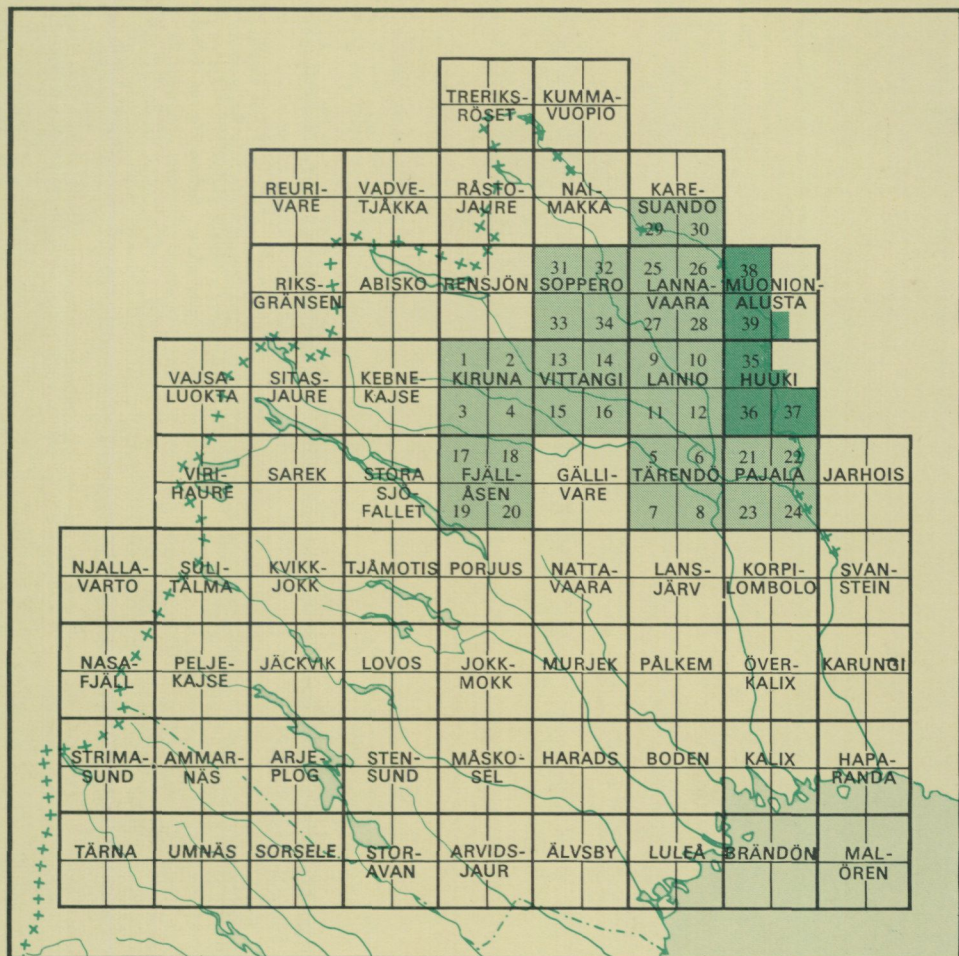
PAGEOPH= Pure and Applied Geophysics

SGU=Sveriges geologiska undersökning

- AMBROS, M., 1980: Beskrivning till berggrundskartorna Lannavaara NV, NO, SV, SO och Karesuando SV och SO. – SGU Af 25–30.
- BROTZEN, O., 1972: A graph for the chemical diagnosis of rocks. – SGU C 678.
- CORNWELL, J. D., 1968: The magnetization of Precambrian rocks from the Tärenö district, Northern Sweden. – GFF 90, s. 529–536.
- ECKERMAN, von, H., 1967: The strontium and barium contents of the Alnö sövites and the alkaline, carbonatitic and ultrabasic rocks. – Ark. Mineral. Geol. 4: 20.
- ELEMAN, F., BORG, K., och ÖQUIST, U., 1965: The aeromagnetic survey of Denmark, Finland, Norway, Sweden. – Swedish Board of shipping and Navigation. Rapport.
- ERIKSSON, T., 1954: Pre-Cambrian geology of the Pajala district, northern Sweden. – SGU C 522.
- ERIKSSON, B., och HALLGREN, U., 1975: Beskrivning till berggrundskartbladen Vittangi NV, NO, SV, SO. Med appendix: geofysiska undersökningar av Herbert Henkel. – SGU Af 13–16.
- FEILITZEN, von, J., 1969: Naakajärvi kvartsförekomst, Pajala landskommun. – Rapport över LKAB:s undersökningar sommaren 1968.
- FRIETSCH, R., 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. 116–118.
- 1974: The occurrence and composition of apatite with special reference to iron ores and rocks in Northern Sweden. – SGU C 694.
- GEIJER, P., 1931: Berggrunden inom malmtrakten Kiruna–Gällivare–Pajala. – SGU C 366.
- GEIJER, P., och MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. – SGU Ca 35.
- HENKEL, H., 1976: Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden – PAGEOPH 114/2.
- HENKEL, H., och GUZMÁN, M., 1977: Magnetic features of fracture zones. – Geoplotation 15.
- HILTUNEN, A., och TONTTI, M., 1976: Stratigrafi och tektonik i Rautuvaara järnmalmfält. – Föredrag vid XII Nordiska Geologvintermötet i Göteborg, januari 1976.
- KAUTSKY, G., och FRIETSCH, R., 1971: Angående malm- och mineralförekomster i Pajala kommun. – Intern SGU rapport.
- LACKSCHEWITZ, W., 1958: Geologisch-Petrographische Untersuchungen im Praekambrium von Kolari–Äkäsjöensuo in Westlappland. – Opubl. examensarbete för fil. mag. vid Åbo Akademi. Finland.
- LARSEN, E., FLETCHER, M. H., och CISNEY, E. A., 1952: Strontian apatite. – Am. Miner. 37, s. 656–658.
- LINDROOS, H., 1971: Rapport över borrhingsresultat från objektet Södra Sahavaara (geol. borrhål). – Intern SGU rapport.
- 1972: PM angående Kaunisvaara malmstråk. – Intern SGU rapport.
- 1974: The stratigraphy of the Kaunisvaara Iron Ore District, Northern Sweden. – SGU C 695.
- 1975: Sammanställning av kopparsektioner i och i anslutning till Kaunisvaarafältets järnmalm. – Intern SGU rapport.
- LINDROOS, H., NYLUND, B., och JOHANSSON, K. I., 1972a: Tapuli och Palotieva järnmalmfyndigheter. – Intern SGU rapport.
- LINDROOS, H., NYLUND, B., och ERIKSSON, L., 1972b: Salmivaara järnmalmfyndighet. – Intern SGU rapport.
- LINDROOS, H., och HENKEL, H., 1978: Regional geological and geophysical interpretation of Precambrian structures in Northeastern Sweden. – SGU C 751.

- LUNDBERG, B., 1965: Stora Sahavaara järnmalmfyndighet. – Intern SGU rapport.  
– 1967: The Stora Sahavaara iron ore deposit, Kaunisvaara, Northern Sweden. – SGU C 620.
- MATISTO, A., 1969: Suomen Geologinen Yleiskartta. lehti B 8, Enontekiö. – Geologinen Tutkimuslaitos. Helsingfors. (Sammanfattning på engelska.)
- MIKKOLA, E., 1941: Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehdet: Muonio–Sodankylä–Tuntsa-joki. Suomen Geologinen Toimikunta. Helsingfors. (Sammanfattning på engelska.)
- OFFERBERG, J. 1967: Beskrivning till berggrundskartbladen Kiruna NV, NO, SV, SO. – SGU Af 1–4.
- PADGET, P., 1970: Beskrivning till berggrundskartbladen Tarendö NV, NO, SV, SO. Beskrivning på engelska. – SGU Af 5–8.  
– 1976: Beskrivning till berggrundskartbladen Pajala NV, NO, SV, SO. Beskrivning på engelska. Med appendix: geofysiska undersökningar av Herbert Henkel. – SGU Af 21–24.
- PHILLIPS, W. J., 1974: The dynamic emplacement of cone sheets. – Tectonophysics 24.
- POLDERVAART, A., och HESS, H. H., 1951: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. – J. of Geol. 59, nr 5, s. 472–489.
- RAMBERG, H., 1967: Gravity, Deformation and the Earth's Crust as studied by centrifuged models. – Academic Press, London.
- SHAIKH, N. A., 1970: Slutrapport beträffande. . . fältspat vid Merasjoki (Muodoslompolo) . . . Intern SGU rapport.  
– 1974: Förekomster av magnesit, dolomit och kalksten i Norrland. – SGU C 699.
- SILVENNOINEN, A., (red.) 1980: Jatulian geology in the eastern part of the Baltic Shield. Proceedings of a Finnish-Soviet Symposium held in Finland 21st–26th August 1979. Rovaniemi 1980.
- SKIÖLD, T., 1979: Zircon ages from an Archean gneiss province in northern Sweden. – GFF 101, s. 169–171.  
– 1979: U-Pb zircon and Rb-Sr whole-rock and mineral ages of Proterozoic intrusives on mapsheet Lannavaara, north-eastern Sweden. – GFF 101, s. 131–137.
- THEOLIN, A., 1953: Beskrivning över geologisk kartering och provtagning av kalkstensfyndigheten i Huuki by, Pajala socken, Norrbottens län. Med 2 kartbilagor. – Stencilerad dagboksrapport.
- WELIN, E., 1970: Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige, en preliminär diskussion. – GFF 92, s. 433–455.
- WELIN, E., CHRISTIANSSON, K., och NILSSON, Ö., 1971: Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden. – SGU C 666.
- WERNER, S., 1945: Determinations of the magnetic susceptibility of ores and rocks from Swedish iron ore deposits. – SGU C 4.  
– 1963: Aeromagnetic mapping by the Geological Survey of Sweden. Methods and general considerations. – Geoexploration 1.
- WITSCHARD, F., 1970: Beskrivning till berggrundskartbladen Lainio NV, NO, SV, SO. – SGU Af 9–12.
- ÖDMAN, O., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. – SGU Ca 41.

Utgivna kartblad i serie Af, norra Sverige



PRISKLASS B

Distribution

LiberKartor

162 89 STOCKHOLM

ISBN 91-7158-226-6

ISSN 0586-1543