

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af • Nr 25 – 30

MATI AMBROS

BESKRIVNING TILL

BERGGRUNDSKARTORNA

LANNAVAARA NV, NO, SV, SO OCH
KARESUANDO SV, SO

DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL MAPS

LANNAVAARA NV, NO, SV, SO AND KARESUANDO SV, SO

MED EN GEOFYSISK DEL AV HERBERT HENKEL

WITH GEOPHYSICAL INTERPRETATION BY HERBERT HENKEL



UPPSALA 1980

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 25-30

MATI AMBROS

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTORNA
LANNAVAARA NV, NO, SV, SO OCH
KARESUANDO SV, SO**

DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL MAPS
LANNAVAARA NV, NO, SV, SO AND KARESUANDO SV, SO

MED EN GEOFYSISK DEL AV HERBERT HENKEL
WITH GEOPHYSICAL INTERPRETATION BY HERBERT HENKEL

UPPSALA 1980

ISBN 91-7158-182-0

C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1980

INNEHÅLL

Summary	4
Inledning	17
1. Den geologiska utvecklingen	17
2. Beskrivning av de stratigrafiska enheterna	21
2.1. Basement (underlag)	21
2.1.1. Området väster om Tjärrosträket	22
2.1.2. Mertajärviantiklinalen	22
2.1.3. Gnejserna i östra kartområdet	23
2.1.4. Ultrabasit	24
2.2. Kiruna grönstensgrupp	24
2.2.1. Tjärroformationen	24
2.2.2. Grönstensformationen	25
2.2.3. Albitdiabas	26
2.2.4. Sedimentformationen	27
2.2.5. Inneslutningar i granodiorit och granit	32
2.3. Pahakurkiogruppen	33
2.4. Kiruna porfyrgrupp	33
3. Djupbergarter	36
3.1. Haparandaserien	36
3.2. Yngre djupbergartsserien	38
3.2.1. Syenitserien	38
3.2.2. Pertitmonzonit	39
3.2.3. Migmatitgranit	40
4. Yngsta diabas	42
5. Bergartsomvandlingar	42
6. De tektoniska strukturerna	42
7. Vinkeldiskordansen under Kiruna porfyrgrupp	44
8. Malmer, industriella mineral och bergarter	45
8.1. Sammanfattning	45
8.2. Malmer	46
8.2.1. Järn	46
8.2.2. Koppar	51
8.2.3. Molybden	51
8.3. Industriella mineral och bergarter	51
8.3.1. Anortosit	51
8.3.2. Baryt	51
8.3.3. Grafit	51
8.3.4. Kalksten	52
8.3.5. Kvarts och fältspat	52
8.3.6. Kvartsit	53
8.3.7. Skapolit	53
8.3.8. Ultrabasiska bergarter	53
Litteratur	54
Namnregister	55
Geofysisk del. Av Herbert Henkel	57
Litteratur	109

SUMMARY

INTRODUCTION

The maps now published, 30 L Lannavaara and 31 L Karesuando, form part of the results of an Iron Ore Investigation Programme carried out in northernmost Sweden, which started in 1960. A vast area has been mapped, with several sheets already published and others in preparation. Fig. 1 (p. 18) gives the location of the Lannavaara-Karesuando map area and the other areas mapped. The squares marked with names and dates are maps published, the others are mapped and are planned to be published. The scale for both the geological and aeromagnetic maps is 1:50 000. The area mapped in the Iron Ore Investigation Programme has been previously mapped by Ödman (1957) on the scale of 1:400 000.

These maps cover about 2 900 km². They are very sparsely inhabited and have only very limited access. Scenically, the area can be characterized as a huge park with areas of bog, but having also some rather high hills providing views over wilderness. Outcrops are sparse over large areas.

All the rocks are Precambrian and highly metamorphic. The succession given has been compiled from information obtained from scattered outcrops, drill cores and trenches in the Iron Ore Investigation Programme. The structure, and the connection between outcrops, has been determined from airborne and groundmagnetic surveys, and in some places by gravimetric measurements.

GEOLOGICAL EVOLUTION

The stratigraphic succession, and correlation with the maps Kiruna, Vittangi and Lainio (already published), is given in Table 1. For locations of the maps, see Fig 1, p. 18

Very pure sandstones are deposited on a basement of metamorphic and igneous rocks. This sedimentation ended with shales and limy mudstones. The sedimentary episode was followed by basaltic extrusive activity giving, at first, huge lava masses over vast areas. Later on the environment became volcano-sedimentary, comprising limestones, shales, bituminous shales and iron ores as intercalations in tuffitic, basaltic sediments. The extrusive activity died out gradually. After that a fundamental change in the geological environment occurred: a thick pile of clastic sediments was deposited on top of the volcanics.

The next event was folding of the supracrustal rocks, metamorphism and intrusion of plutonic rocks: the Haparanda Series. This was followed by uplift and erosion, and on the surface thus developed intermediate volcanics were extruded. This was the last supracrustal event seen in this area, but still younger formations are identified in the Kiruna and Vittangi areas, deposited before the Younger Series of Deep-seated Rocks replaced and intruded tremendous areas. Narrow mafic dikes, found only in the north-western map area, cut these youngest plutonics.

TABLE 1. Stratigraphic correlation between rock units from different map sheets in Northern Norrbotten County.

29 J Kiruna Offerberg (1967)	29 K Vittangi Eriksson and Hallgren (1975)	29 L Lainio Witschard (1970)	30 L Lannavaara 31 L Karesuando
			Diabase
Younger Series of Deep-seated Rocks	Younger Series of Deep-seated Rocks	Younger Series of Deep-seated Rocks	Younger Series of Deep-seated Rocks
Upper Hauki Group	The Mattavaara Quartzite Group	—	—
Paittasjärvi Greenstones	—	—	—
The Kiruna Porphyries	The Porphyry Group	The Porphyry Group	The Kiruna Porphyry Group
Kurravaara Conglomerate	(Conglomerate Formation)		(Saarivaara Conglomerate)
			Erosion
	The Haparanda Series	The Haparanda Series	The Haparanda Series
	—	The Ruutivaara Group	—
Mica-schists	The Kilavaara Quartzite Group	Pahakurkio Group and Haaravaara Group	Pahakurkio Group
Greenstones of Kiruna Type	The Vittangi Greenstone Group	The Veikkavaara Greenstone Group	The Kiruna Greenstone Group
	Major unconformity		
Older Granite			Basement

No radiometric age determinations have been made for this map-sheet, but those made in neighbouring areas are thought to be valid here. The igneous rocks at the base of the succession are about 2 800 Ma in age, the Haparanda Series about 1 900 Ma, the intermediate volcanics 1 600 Ma, and the youngest plutonics about 1 500 Ma.

DESCRIPTION OF STRATIGRAPHIC UNITS

Basement

Rocks older than the Tjårro Formation of the Kiruna Greenstone Group are defined as basement. These are found west of the narrow but extensive Tjårro Zone of Quartzite (squares 30 L 8a to 31 L 2a), and are expected to lie in the centre of the Mertajärvi anticline (30 L 8c, 9c). The highly gneissose rocks in the eastern map area are also supposed to belong to the basement.

The north-western part of the map area, west of the Tjårro Zone of Quartzite, is a minor part of an extensive rock unit, built up of highly gneissose rocks and younger plutonics. This unit extends to the west and north-west to the Caledonian front and to the south-west to the vicinity of Kiruna. The unit has been mapped partly by the author, and consists of gneisses of supracrustal and igneous origin. These gneisses can not be correlated with the supracrustals in the Kiruna-Vittangi-Lannavaara regions.

The quartzite of the Tjårro Formation in the Kiruna Greenstone Group overlies the gneiss unit. There are, however, no geological evidences that folding, metamorphism or plutonic activity had preceeded the deposition of the quartzite. Ödman (1939) studied the contact relationships between quartzite and gneiss at the best exposed area of the Tjårro Zone on the adjacent map-sheet Soppero, and found a successive transition downwards from the quartzite to the gneisses. However, Ödman was the first to emphasize that a basement with granites and metamorphic rocks should not lay far away, as he also found pebbles of pegmatitic quartz with tourmaline in a conglomerate horizon in the overlying Tjårro quartzite.

Two age determinations have been made which indicate the presence of a major discordance between the gneiss unit and the overlying supracrustal rocks. An age of 2 800 Ma has been obtained from two deep-seated masses in the gneiss unit: a granite north of Kiruna (Kuovo *in* Welin et al. 1971), and a granodiorite (Matisto 1969) at Ropinsalmi, Finland, a locality only 25 km west of the map area. According to Kuovo (1958), and Wetherill et al. (1962), the age of 2 800 Ma is related to the pre-Karelian basement in Finland, where the supracrustal sequence of Karelian rocks has been found to overlie the gneissic basement with a marked unconformity and a basal conglomerate. The rocks of the Kiruna Greenstone Group are correlated with the Karelian sequence (Ödman 1958, Matisto 1969, Eriksson and Hallgren 1975).

In the map area, the stratigraphic level just underlying the Tjårro Zone of Quartzite has been intruded by granite. Remnants of highly schistose rocks are found in the granite, and further west the proportion of granite decreases and various gneisses are found. The gneisses are heterogeneous and, as outcrops are sparse, they have therefore not been differentiated on the map. All the rocks, except the much younger granite and diabase, are highly sheared.

The structure of the area indicates that the basement should be expected in the centre of the *Mertajärvi anticline* (30 L 8c, 9c). The area is abundantly intruded by the youngest granite. Acid gneisses occur as remnants in the granite.

Gneisses in the eastern map area (30 L SO, NO, 31 L SO). The aeromagnetic maps and regional gravimetric measurements reveal the presence of a major unit with an area of about 1 000 km², and the outline of a letter S which is slightly tilted to the left. Only part of this unit has been found in the map area (30 L SO, eastern part of 30 L NO), the main part being on the map-sheets Muonionalusta and Huuki, and a minor part on the Laino map-sheet.

The unit is characterized by large scale banding on the aeromagnetic maps, the bands being several tens of kilometres in length and a few kilometres wide. The unit has a large gravity anomaly, gently diminishing towards the west. Several highly magnetic, rounded anomalies occur in the unit, and are caused by gabbroic intrusions.

This geophysically well-defined unit is very poorly exposed. The main rock types found are red granites, migmatites and gneisses of undetermined origin. Acid and basic gneiss types seem to occur randomly, giving no explanation of the banding seen on the aeromagnetic maps. The great gravity anomaly can not be explained by the gneisses.

Further north (7h to 9h), one magnetic band occurs of the same dimension as those in the S-shaped unit. Good exposures indicate that the magnetic banding here reflects magnetite-bearing supracrustal gneisses interlayered in the foliated granodiorite. Lithological variation is very rapid, and it is not possible to follow a rock sequence from one exposed area to another. Acid gneisses, biotite-, sillimanite- and garnet-bearing gneisses dominate, amphibolitic gneisses are more rare. Red granites and migmatizations are scarce.

These gneisses are supposed to correspond stratigraphically to the basement. Vast areas occupied by igneous rocks, however, separate these gneisses from rocks of known stratigraphic position. The evidence for the supposition is the lithology of the gneisses. No rock unit above basement level exhibits this kind of rapidly changing lithology of acid gneisses interlayered by narrow horizons of biotite-, garnet-, sillimanite- and amphibolitic gneisses. Another reason for supposing these rocks to belong to the basement is the high degree of gneissification, the counterpart of which is found only in the vast basement area west of the Tjärro Zone of Quartzite (30 L 8a–31 L 2b).

Ultrabasic rocks

Several narrow but extensive ultrabasic dikes occur in the Mertajärvi anticline (30 L 8c, 9c; 31 L 0c). They cut the remnants of basement in the youngest granite, and they occur as dike-formed remnants in that granite. These dikes can often be traced on the aeromagnetic maps which also indicate their occurrence in the basement area to the west of the Tjärro Zone of Quartzite. Still further west, outside the map area, they are found as thick dikes or elongated bodies. The ultrabasites show alteration to serpentinite and have been prospected for asbestos.

Kiruna Greenstone Group

In the map area, the Kiruna Greenstone Group has been subdivided into the three following formations:

- Sedimentary Formation
- The Greenstone Formation
- (oldest) The Tjärro Quartzite Formation

Rocks of this group occupy vast areas in northernmost Sweden and are described in several papers. In particular, the two upper formations have been the subject of detailed investigations in the adjacent Vittangi map area (see Fig. 1, p. 18), and the results have been compiled by Eriksson and Hallgren (1975), a paper in Swedish with a comprehensive English summary. In this paper, the subdivision is somewhat different from that presented here, as a distinct extrusive basaltic event occurs there which divides the uppermost sediments into three formations. No significant upper greenstone level has been identified in the map area but otherwise the geological relationships are the same.

The Tjärro Quartzite Formation

A narrow zone of quartzite, the Tjärro Zone of Quartzite, extends for 70 km in Sweden and has continuations in both Finland and Norway. Everywhere it is underlain by highly gneissose rocks and overlain by greenstone.

The zone is found on this map in squares 30 L 8a to 31 L 2a and the same quartzite is found in the Mertajärvi anticline, 30 L 8c, 9c and 31 L 0c, 1c. The "Tjärro Zone" has obtained its name from the adjacent map sheet (Ödman 1939). Localities there provide more information about the lithology of the zone than the outcrops found on the present map. The dominating rock type in "the Tjärro Zone" is pure white quartzite with several narrow conglomerate horizons. The thickness of this formation in outcrop is 200 m but the maximum thickness is 500 m, measured between outcrops of gneiss and greenstone at Stuurahävie (30 L 8a). In the Mertajärvi anticline the quartzite is seen to be overlain by narrow horizons of mica-schist and para-amphibolite. The lower contact is tectonic when not intruded by plutonics.

The Greenstone Formation

Generally the greenstones are well-exposed as they cause the topographic relief. In the field, as well as under the microscope, they are monotonous and generally structureless, with a simple mineral composition reflecting their high degree of metamorphism: albite-andesite plagioclase, hornblende, sphene, calcite, opaques, epidote, scapolite, and biotite. They very seldom exhibit primary features, but their pattern of deformation is apparent from the aeromagnetic maps. Several bands are seen on these maps, and are considered to be of primary origin. This is confirmed on Kuormakka (30 L 4a), where later schistosity and primary banding are at right angles to each other, the magnetic

banding being parallel to the primary banding. Some of the bands have been designated on the geological map as "more magnetic greenstones" to show the pattern of deformation. The only difference noticed between these and other greenstones is a small difference in magnetite content.

A "way up" determination has been made for the basaltic greenstones on Kuormakka (30 L 5a). By assuming that a greater number of vesicles is found in the upper parts of a lava flow than in the middle and lower parts, it is possible to identify four different flows having thicknesses between 10 and 30 m.

Only a few tuffitic horizons and limestones have been recorded in this formation. Intercalations of ultramafic greenstones are reported from the Kiruna and Vittangi areas, and one occurrence is found in the present area (30 L 4a).

Albite diabase

In the north-western map area, albite-rich rocks occur as sills in quartzite and basaltic greenstones, and as remnants in the youngest granite. Exposures are found at Loppununas (31 L 1b) and just north of the map area in Finland.

The outcrops at Loppununas (31 L 1b) are from two 50 m thick sills in quartzite of the Tjärö Formation in the Kiruna Greenstone Group. Their composition is simple: albite (wholly dominating), chlorite, some carbonate, and various amounts of magnetite and sulphide. Though albite-rich, the rock is dark and rather strongly magnetic, thus explaining the very strong, narrow and extensive magnetic anomalies in the quartzite. Similar rock (+quartz, -sulphides) is found on the Finnish side of the border among basaltic volcanics, making it difficult to differentiate between magnetic anomalies given by the albite diabases and those given by more magnetic basaltic rocks.

Albite-rich rocks are described in many papers on the Precambrian geology of northern Sweden and northern Finland. At present there are several opinions regarding their genesis, but the author will avoid participation in this discussion as the facts available from his map area are limited. To the north of the occurrences mentioned above, similar rocks are described by Meriläinen (1961) and to the south by Ödman (1939). Similar rocks are described, and opinions are given by Padget (1959), Frietsch (1966) as well as by Eriksson and Hallgren (1975).

Sedimentary Formation

The main rock type of this formation is a tuffitic basaltic greenstone interlayered by skarn, limestone, iron ore, biotite schist, and graphitic schist. No marker horizon has been found, and the stratigraphy is only of local value. Rapid changes in the environment of deposition, and low competence during folding must have prevailed.

The area covered by 30 L SV exhibits a simple pattern of deformation on the aeromagnetic map. One can follow graphitic schists all the way around an anticlinal structure "outside" the magnetic horizons. Three iron ores in the western limb of the anticline (30 L 1b) have been subjected to ground geophysical surveys, drilling and trenching.

The northernmost iron ore, Kevus, is an ordinary skarn iron ore lying in tuffitic basaltic volcanics. The gangue is amphibole and pyroxene skarn and limestone. Calcula-

ted reserves to a depth of 200 m give 36 mill. tonne ore with 30 % Fe. The ore is rich in sulphur (2 %) and low in phosphorus (0.06 %). The ore and country rock are highly brecciated.

The Sattavaara iron ore is the only manganiferous ore found in northernmost Sweden. The Mn content is low (3–5 %) and bound to skarn-silicates, not to oxides. The foot-wall rock is a tuffitic basaltic greenstone. The ore zone has a complicated lithology. Several horizons of garnet-biotite schists and cherty layers are found in the skarn. In parts, the ore zone is rich in sulphur and copper, and some horizons have anomalous contents of baryte. The ore itself is free from phosphorus. The iron ore zone is overlain by copper-bearing graphitic schists.

The Teltaja iron ore also underlies graphitic schists. The main ore consists of magnetite and hematite in cherty gangue with minor skarn horizons, an unusual type in northernmost Sweden. The main ore has roughly 40 % Fe and is free from both sulphur and phosphorus. A second narrow ore zone found in skarn is almost as manganiferous as the Sattavaara ore. Calculation of the reserves cannot be made with the information available. A profile is shown in the Swedish text on the iron ores (p. 48).

The stratigraphy obtained in the south-western map area, with graphitic schists above iron ore-bearing horizons, does not apply further north. In map square 5d there is another skarn iron ore (Paljasjärvi) lying in contact with graphitic sediments and chert. The structure here indicates that this iron ore should overlie the main mass of graphitic schists. A little further north there is still another iron ore (Sautusjärvi), lying in tuffitic basaltic volcanics with no sign of graphitic sediments, although drilling was carried out far beyond the ore zone.

The occurrence of the formation now considered is indicated on 31 L 2c although no outcrops are marked in that area. Just on the Finnish side of the border, however, there are outcrops of tuffitic greenstones and garnet-mica-schists, the strike of which indicates continuation on the Swedish side. The most characteristic rocks of this formation, the graphitic schists and skarns, are not found. Accordingly, the existence of this upper level of the Kiruna Greenstone Group is hypothetical.

From Härkevaara (4g) to Kantotievat (9g), numerous remnants of supracrustal rocks in granite and granodiorite occur. The remnants consist of skarn, limestone, graphitic schists, and mica-schists, a rock association typical for, and only found in the Sedimentary Formation of the Kiruna Greenstone Group. There is also a certain structural continuity between these remnants and rocks of known stratigraphic position. As a matter of fact, the strike of the skarn and of the graphitic schists at Sattukakursu (5g) might, via Härkevaara (4f), be linked with the magnetic anomalies caused by rocks of the Sedimentary Formation at Paljasjärvi (4d, 5d).

The Pahakurkio Group

This group is defined by Padget (1970) on map sheet 28 L. Tärendö (see Table 1). This name is given to a 3 800 m thick sequence of quartzites and schists. They overlie basaltic volcanics which are correlated to the Kiruna Greenstone Group.

In the Lannavaara map area, rocks of the Pahakurkio Group are found at Nunasvaara (in centre of 30 L SV), at Tuolpukka (30 L 0b) and a tiny occurrence at Juoluvaaranjärvi

(30 L 6a). Quartzites, in part rather feldspathic, dominate in this area. Pelitic sediments are less apparent here than in the type localities at Pahakurkio. At Nunasvaara, the synclinal structure has been deduced from studying the cross-bedding, and it has been possible to estimate the thickness to 1 500 m.

At Tuolpukka (30 L 0a), similar quartzites are found. This area lies adjacent to the anticline in which the greenstones are exposed. The quartzites dip towards south-west. If the layering is not overturned, these outcrops should lie on the western limb of a syncline with axial dip towards the south. As the quartzites are expected to be in contact with the greenstone, the same thickness can be estimated here as in Nunasvaara.

Kiruna Porphyry Group

Two major structural elements characterize the map sheet 30 L SV: an anticline where the Kiruna Greenstone Group is exposed, and a syncline which brings the Pahakurkio Group to the surface. These folds have an axial dip towards the south, and younging is to be expected in that direction. The intermediate volcanics do occur there, and are therefore younger than both the former units. This stratigraphic position enables the intermediate volcanics to be correlated with the Kiruna Porphyries.

At the base, or at least very near the base of the porphyries, occurs the Saarivaara Conglomerate, exposed at Saarivaara (0b) and shown by drilling at Teltaja (1b). The layering, position and pebble material are proof of folding and erosion before the deposition of the conglomerate and the extrusion of the porphyry.

1. Layering: The outcrops at Saarivaara (0b) have layered horizons dipping gently towards the east. Supposing a concordance with the underlying greenstones and quartzites, the dip should have been steep towards the south-west.
2. Position: The quartzites of Pahakurkio Group should be found between the Kiruna Greenstone Group and the porphyries. Drilling at Teltaja (1b) has been carried out in the critical area and has shown that the quartzites are absent and the porphyries lie directly on steeply dipping iron ore. Possibly the quartzites have never been deposited here, but, considering their thickness at Nunasvaara (1 500 m) and at Tuolpukka (about the same thickness but not accurately determined), it is most probable that the quartzite hiatus is caused by erosion before the extrusion of the porphyry.
3. Pebbles: The outcrops at Saarivaara are found in a 150 m long zone displaying a 5 m section through the conglomerate. Among the pebbles, intermediate porphyries are by far the most abundant, but pebbles of the underlying rocks occur. Several magnetite-rich skarny pebbles have been found, entirely derived from the skarn iron ores in the underlying greenstones. One horizon in particular is rich in pebbles of black-sand-layered quartzites, a typical feature in the Pahakurkio Group. Under the microscope, sandy pebbles of quartzite and magnetite-bearing skarn were encountered.

At Teltaja (1b), there are no outcrops but seven holes have been drilled, three of which pass through the Saarivaara conglomerate. One drill core shows that the conglomerate has been deposited upon steeply dipping banded sediments and iron ore. In the other cores there are various amounts of intermediate porphyries between the erosional surface

and the conglomerate. The conglomerate exhibits only one layered horizon which indicates a gentle dip, in contrast to the steeply dipping iron ore and associated sediments. However, the direction of dip could not be determined in the drill core. The pebbles are almost all derived from porphyries, and about a tenth are quartzites and greenstone.

The porphyry pebbles in the Saarivaara Conglomerate are similar to the porphyries found both above and below the conglomerate, but in general the pebbles have a better defined porphyritic texture. The groundmass is albite with some microcline and quartz, magnetite, and hornblende. The phenocrysts consist of plagioclase, now sericitized, with minute epidote crystals indicating a slightly higher anorthite content in the primary plagioclase.

The matrix of the conglomerate is made up of porphyry debris. Some horizons are rich in epidote, hornblende, and accessory garnet, which possibly indicates a primary calcareous composition.

In both outcrops and drill holes, some sections consist of elements which have not been transported far, the pebbles being coarse and rather angular, while other sections are layered with elastic, rounded material. The depositional environment is thought to be volcano-sedimentary, and the Saarivaara conglomerate to be the product of erosion of volcanics just extruded and of the underlying rocks which were occasionally exposed.

At Lainioälven, 1 km north-east of Teltaja (1c), there is a feldspathic magnetite-rich sediment with some quartzite pebbles. Diffuse structures indicate almost horizontal layering, which means that this sediment belongs to the same unit as the gently dipping Saarivaara conglomerate.

Further south-east, east of the Lainioälven (the Lainio river), outcrops of basic effusive rocks occur. Their composition is hornblende-biotite-andesite and can be compared with the andesitic volcanics found among the porphyries in the Kiruna and Vittangi regions. The andesite east of Lainioälven is interlayered by an agglomeratic horizon with pebbles of intermediate volcanics identical with those in the Saarivaara conglomerate. The rather strong magnetic anomaly in this area is caused by an andesite porphyry exposed adjacent to the basic effusives. This rock has a very characteristic texture with randomly oriented andesine laths, several centimetres in size, in a matrix of andesine, hornblende, magnetite, and biotite. Dikes and massifs of rocks of this composition and texture are reported from several places in northern Norrbotten. In the Vittangi area they have been observed to cut the Kiruna Porphyries, to be folded, and to be cut by the youngest granite.

Porphyries similar to those in Teltaja and those forming the pebbles of the Saarivaara conglomerate, are exposed at Sangijoki (30 L 0c). Here they are highly schistose and grade into more magnetite and hornblende-bearing types. The aeromagnetic map indicates strike towards the north-west, where there is an outcrop of layered feldspathic sediment, a possible erosional product from the porphyries. The strike of the layering in this sediment is the same as for the porphyry at Sangijoki, and the dip is 50 degrees towards the south-west. If this sediment is included in the Porphyry Group, it is possible to deduce a large syncline of porphyries above the earlier, more tightly folded greenstones and quartzites (Profile 3).

Earlier mapping of the Kiruna Porphyries in the Kiruna and Vittangi areas, has shown these to lie concordantly over the Kiruna Greenstones. They have been considered to be

younger than the latter and an essential part of a supracrustal sequence intruded by the Haparanda Series of Plutonics. These intrusive rocks yielded a Rb/Sr isochron age of 1 880 Ma. Dating of the Kiruna Porphyries, however, indicated that they were 300 Ma younger than the Haparanda Series of Plutonics, and this younger age was regarded as anomalous. However, subsequent mapping has shown that the Haparanda Series intruded the Kiruna Greenstones but cannot be shown to penetrate the Kiruna Porphyries. Thus, despite the apparent concordance between the Kiruna Greenstones and Kiruna Porphyries, an important hiatus is inferred between the two groups, showing that extensive erosion of greenstones, clastic sediments and igneous rocks has occurred before the extrusion of the porphyries.

PLUTONICS

Though by far the most abundant rocks in the map area, the plutonics have been studied very little. Their delimitations and age relationship to the supracrustal rocks have been of greatest interest.

In the map area, all supracrustal rocks are apparently older than all plutonics. However, there are still reasons to assume the presence of plutonics of at least three generations separated by supracrustal activity. The oldest plutonic generation is indicated by the high radiometric ages obtained in granodiorite intruded in gneisses and found west of the map area (p. 6). These rocks are thought to be the basement upon which the greenstones were extruded. The next generation of plutonic rocks, the Haparanda Series, has intruded the supracrustal sequence up to and including the Pahakurkio Group.

The reason for considering the Haparanda series to be older than the Kiruna Porphyry Group are given in the previous chapter. The youngest generation of plutonic rocks has intruded the Kiruna Porphyries and is made up of gabbros and a Migmatite Granite which is also called the Lina Granite.

The oldest plutonic rocks have not been identified in the map area. Equivalents are possibly displayed by granodioritic remnants in the younger plutonics occupying anticlinal positions within the Kiruna Greenstone Group.

The Haparanda Series

The Haparanda Series is defined by Ödman (1957, p. 65) as a series of syn-kinematic differentiated plutonics. "The rocks in question vary in character from gabbros and diorites to granodiorite and grey plagioclase granites. Pegmatites are missing and migmatization is very scarce and occurs only on a small scale" (Ödman 1957, p. 139). The Norrbotten County Map (Ödman 1957) indicates the distribution of these plutonics from Haparanda (see Fig. 1, p. 18) to the northern parts of the county.

At Juoluvaaranjärvi (30 L 6a) it is obvious that granodiorite has intruded skarn iron ore and quartzites. This locality has been described by Frietsch (1967) in a paper discussing the genesis of skarn iron ore. The two adjacent large gabbro bodies are certainly not differentiation products of the process that produced the granodiorite, because field observations show cross-cutting relationships between the foliated granodiorite and the younger massive gabbro.

An extensive massif of granodiorite, covering almost all of map 30 L NO and part of 30 L NV, is marked as a plutonic rock of the Haparanda Series. This is based on the following arguments: At 30 L 5d there is one (1) outcrop of granodiorite limiting the iron ore-bearing horizons belonging to the Kiruna Greenstone Group to the east. The granodiorite is thought to have intruded the supracrustals and would thus belong to the Haparanda Series. The area to the east is a marsh with rather sparse outcrops which nevertheless provide the link with the well exposed, highly foliated granodiorite to the east, the Luongastunturi massif.

The foliation in the granodiorite indicates the presence of a dome structure. In the foliation, remnants of supracrustal rocks parallel to the plane of foliation provide the pattern seen on the aeromagnetic maps.

South-west of Idivuoma (30 L 6a, 7a, 7b, 8b, 9b), there is a massif of syenite, which is rather homogeneous both structurally and mineralogically. The dominant mineral components are albite and pyroxene. Ödman (1957) doubtfully marked the syenite as a member of the Haparanda Series. No further comments to this can be made. The magnetic pattern of the massif is due to the presence of numerous and often large remnants of greenstone.

Younger Series of Deep-seated Rocks

Ödman (1957) divided the youngest plutonic rocks into two series: the Syenite Series and the Migmatite Granite Series. As this division is followed in the recent descriptions of the Kiruna (Offerberg 1967) and Vittangi (Eriksson and Hallgren 1975) map-sheets, it will also be followed here.

The Syenite Series includes gabbros, anorthosites, syenites and monzonites. These rocks have distinctly intruded the deformation pattern of the supracrustal sequence and form, preferably, rounded massifs. The Migmatite Granite Series has also intruded the fold pattern of the supracrustal sequence, but more smoothly, and has sometimes inherited the earlier structure. The Migmatite Granites are accompanied by numerous pegmatites which have also intruded the rocks of the Syenite Series.

Syenite Series

Two intrusive bodies cut the foliated granodiorite at Peuralompolo (30 L 6a, 6b). The western body is a normal syenite though mantled with gabbro, occasionally grading into anorthosite. The eastern body seems to be a homogeneous gabbro with only small scale differentiation into anorthosite.

In the eastern map area (30 L SO and NO), there are three strong magnetic anomalies of different shapes considered to be caused by gabbroic rocks. None of them is exposed.

The dike-shaped magnetic anomaly, (4g to 6h) is thought to be a gabbro, because one exposure of non-magnetic gabbro occurs at the southern end of the anomaly. As this anomaly is concordant with a zone of supracrustal rocks found only one kilometre to the west, the possibility cannot be excluded that this anomaly is caused by magnetic supracrustal rocks.

Within the map squares 4h and 4i occurs a magnetic body with a layered structure.

This body has a shape analagous with an anomaly on the adjacent map-sheet, Muonionalusta. The latter is exposed and displays a gabbro with anorthositic horizons.

Within the anomaly of 5i and 5j occurs one exposure of a gneiss of dioritic composition similar to others found outside magnetic anomalous areas, and thus it does not account for the anomaly. This is thought to be caused by gabbro at some depth, with minor parts reaching closer to the rock surface.

Perthite monzonites are described at length by Witschard (1970) from the adjacent map area, 29 L Lainio. Specimens and thin sections from a perthite monzonite massif at 30 L SV have been studied by Witschard and found to be of the same rock type as those found in the Lainio area. There they are found to have intruded porphyries correlated with the Kiruna Porphyry Group.

A massif in squares 7d and 6d is more difficult to classify. On the aeromagnetic map, a rather high, smooth magnetic anomaly occurs caused by a coarse igneous rock. The mineral components are the same as in the perthite monzonite and the feldspar is perthitic, but more of alkali feldspars are found here, resulting in a more syenitic composition. On the map, this rock is marked with the same colour as the perthite monzonite.

Migmatite Granite Series

According to Ödman's classification of the younger plutonics (Ödman 1957), the Migmatite Granite Series consists of several granite types. Some of these have only local extension. But the term Lina Granite is used by Ödman for granites covering vast areas in this part of the county, Migmatite Granite and Lina Granite are synonymous in the present area. The granite is light pink, often weakly foliated, and sometimes grades into minor aplitic or simple pegmatitic varieties.

The name "Migmatite Granite" can only be applied on map-sheet 30 L SO in a profile from 2j to 0h. Excellent outcrops provide the opportunity to study a continuous transition from gneissic rocks to granite, the transition area corresponding to a foliated granite. The gneissification, as well as the foliation of the granite, has a gentle dip plunging under homogeneous granite, which might indicate that the gneisses do represent the base of the extensive granite massif.

The Migmatite Granite is structureless on the aeromagnetic maps, and when other alternatives are lacking, unexposed structureless areas have been marked as granite. This can induce large errors, as can be illustrated by the Härkevaara molybdenum prospect (30 L 4f). One single outcrop of mineralized non-magnetic skarn was found that resulted in a ground-electrical survey, which revealed a large remnant of supracrustal rocks in an aeromagnetically structureless area.

DIABASE

In the north-westernmost part of the map area, the basement area, narrow diabase dikes occur, which form the youngest intrusive event in the map area, that is, still younger than the pegmatites. The proof if this relative age is not obtained from the map area but has been described by Ödman (1957) and Matisto (1969).

METAMORPHISM

Thin sections have not indicated other metamorphic facies than the amphibolite facies. The Saarivaara conglomerate, which discordantly overlies earlier folded rocks, contains pebbles of skarn formed during an early phase of metamorphism. The matrix of the conglomerate is metamorphosed to the amphibolite facies, and this younger metamorphism is supposed to have masked the older one. Metamorphism of the amphibolite facies is a regional feature, and is briefly treated in all modern map descriptions from northern Norrbotten, but has been described at some length by Padgett (1970).

Scapolitization is abundant in all the basic and intermediate supracrustal rocks. This is also a regional feature and has been described thoroughly by Frietsch (1966) from the adjacent Vittangi map area.

TECTONIC FEATURES

The sediments and the lavas from the basaltic volcanic epoch have several magnetic horizons which come out well on the aeromagnetic maps, thus revealing the pattern of deformation. It has often been possible to calculate geophysically the dip of these magnetic horizons. Stratigraphic correlation determinations have been made in the clastic sediments flanking the volcanics, and several structures have been defined. These provide the basis for stratigraphic interpretations.

Several major faults must be presumed. Where the bedrock is magnetic, its location is generally easy to interpret from the aeromagnetic maps, but problems still occur; for example, the existence of the Outavaara fault (30 L 3c-0d) is in question. The same rock distribution can be obtained by assuming the existence of an irregular fold pattern. On the geological map a fault is marked, the plane of which lies at a low angle to the strike and dip of the layering. A break in the magnetic horizons at 30 L 2c is thought to be the expression of a horizontal movement, and the rock distribution can be explained by assuming a lowering of the eastern block.

If this interpretation is correct, the Outavaara fault ought to be older than the youngest plutonics, as granite outcrops in the direction of strike are not deformed.

The relative ages of the faults are difficult to estimate, but it seems that there are at least two major faults older than the youngest plutonic series. The Koppanvaara fault (6c-7d) has caused a great change in the distribution of the supracrustal sequence, but has not disturbed the rounded form of the adjacent Peuravaara gabbro.

In the Kevus iron ore (1b), there is a metamorphosed tectonic breccia indicating pre-metamorphic faulting.

On 30 L NO, profile 2 presents a major tectonic problem. At Saatukkakursu (5g), remnants of the Kiruna Greenstone Group in the granodiorite plunge beneath rocks thought to form their basement. It must be re-emphasized, however, that this stratigraphy is not certain, but by accepting it, a major thrust should exist here. This thrusting must have occurred before the intrusion of the granodiorite, as the area between the supracrustals and their basement has been intruded by granodiorite.

INLEDNING

De geologiska och flygmagnetiska kartbladen 30 L Lannavaara och 31 L Karesuando är ett resultat av SGU:s järnmalmsinventering i norra Norrbotten. Arbetet påbörjades år 1960 med flygmagnetiska mätningar, vilka nu omfattar urberget i hela Norrbottens län. Systematiska geologiska karteringsarbeten påbörjades strax därefter, och flera kartblad har sedermera publicerats. Fig. 1 anger Lannavaara- och Karesuandoblads läge i förhållande till kartblad, som redan publicerats eller är nästan avslutade. Alla kartorna är i skala 1:50 000.

Lannavaara och Karesuandoblads areal är 2 900 km². Landskapet kan karakteriseras som en jättelik park av gles björkskog och mjuka terrängformer. Större myrområden förekommer, men detta inslag bryts av några kalfjäll, vilka ger en storslagen utsikt över vildmarken. I vissa områden är blottningsgraden mycket låg.

År 1966 påbörjades den geologiska karteringen. Uppborrning av järnmalmer och prospekteringsarbete utfördes fram till år 1972, och resultaten av dessa arbeten har införlivats med nu föreliggande beskrivning.

Berggrunden inom Lannavaara-Karesuandoområdet liknar mycket Kiruna-Vittangiområdet. De prekambriskas ytbergarterna återfinns här i samma metamorfa dräkt, och en petrografisk beskrivning av dem skulle bli en upprepning av tidigare arbeten av Geijer (1931), Ödman (1939, 1957), Frietsch (1966), Offerberg (1967) samt Eriksson och Hallgren (1975). I ett avseende har den nu utförda karteringen berikat kännedomen om norra Norrbottens geologiska utveckling. Kartbilden av Lannavaara SV visar nämligen att en vecknings- och erosionsfas föregått Kirunaporfyrens extrusion. Denna kartbild framlades av författaren i ett föredrag vid IX Nordiska Geologiska Vintermötet i Köpenhamn 1970 samt i ett examensarbete vid Mineralogiska Institutionen, Stockholms Universitet (Ambros 1970). Detta geologiska förhållande kommer att utförligt presenteras här.

1. Den geologiska utvecklingen

Den geologiska utvecklingen inom Lannavaara-Karesuandoområdet överensstämmer beträffande bergarternas åldersföljd väl med nyligen utförda undersökningar i angränsande områden. Tabell 2 ger den stratigrafiska indelningen samt en stratigrafisk korrelation med kartbladen Kiruna, Vittangi och Lainio. Tabel-

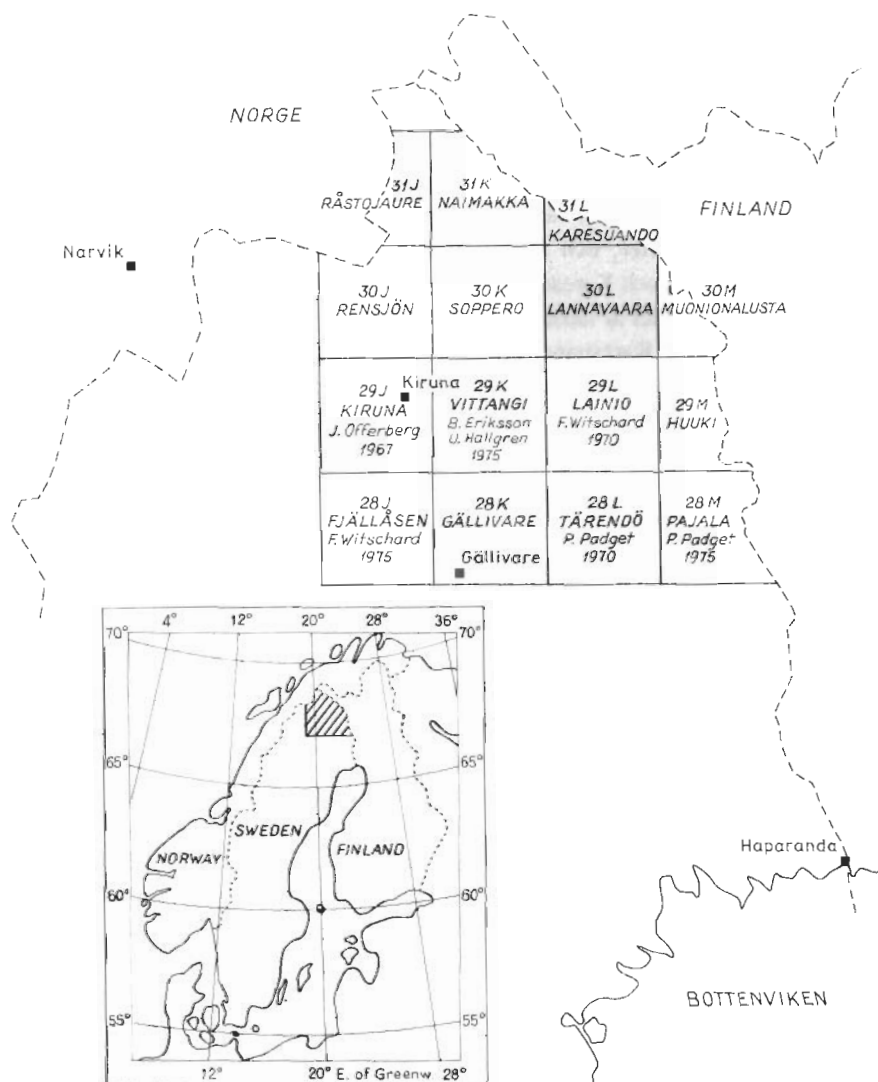


Fig. 1. Lannavaara- och Karesuandoblads läge. Övriga rutor anger kartblad, som publicerats (namn och årtal), samt kartblad där karteringen avslutats.

The location of the Lannavaara and Karesuando map-sheets. Squares marked with name and year are maps published. The others are in preparation.

TABELL 2. Stratigrafisk korrelation mellan bergartsgrupper på olika kartblad inom norra delen av Norrbottens län

29 J Kiruna Offerberg (1967)	29 K Vittangi Eriksson och Hallgren (1975)	29 L Lainio Witschard (1970)	30 L Lannavaara 31 L Karesuando
			Diabas
Yngre djupbergartsserien	Yngre djupbergartsserien	Yngre djupbergartsserien	Yngre djupbergartsserien
Övre Haukikomplexet	Maattavaara kvartsitgrupp	–	–
Paittasjärvigrönstenar	–	–	–
Kirunaporfyrer	Porfyrgruppen	Porfyrgruppen	Kiruna porfyrgrupp
Kurravaarakonglomerat	(Konglomeratformationen)		(Saarivaarakonglomeratet)
			Erosion
	Haparandaseriens djupbergarter	Haparandaseriens djupbergarter	Veckning och Haparandaseriens djupbergarter
	–	Ruutivaaragruppen	–
Glimmerskiffer	Kilavaara kvartsitgrupp	Pahakurkiogruppen och	Pahakurkiogruppen
		Haaravaaragruppen	
Grönstenar av Kirunatyp	Vittangi grönstensgrupp	Veikkavaara grönstensgrupp	Kiruna grönstensgrupp
		Stor diskontinuitet	
Äldre granit			Basement (underlag)

TABELL 3. Bergarterna inom de olika bergartsgrupperna.

	Ålder enl. Welin (1970)
Yngsta djupbergartsserien:	1 540 milj. år
pegmatit, aplit, granit, peritit- monzonit, syenit, gabbro, anortosit	
Kiruna porfyrgrupp:	1 605 milj. år
syenitporfyr, andesit, andesinpor- fyr, sediment, agglomerat och konglomerat	
Haparandaseriens djupbergarter:	1 880 milj. år
granodiorit, syenit, gabbro	
Metamorfos	
Pahakurkiogruppen:	
kvartsit, arkos, glimmerskiffer, intraformationella konglomerat	
Kiruna grönstensgrupp:	
Sedimentformationen:	
tuffiter, basaltisk grönsten, glim- merskiffer, grafitskiffer, kalksten, kalkskarnbergarter, skarnjärnmalm, jaspiskvartsit, kvartsrandmalm	
Grönstenformationen:	
basaltisk grönsten med tuffit och kalksten. Lagergångar av ultrabasit och albitdiabas.	
Tjärroformationen:	
kvartsit, glimmerskiffer, paraamfi- bolit	
Basement (underlag):	2 800 milj. år
amfibolitgnejser, granat-sillimanit- gnejser, kvartsit, ädergnejser, bio- titgnejser	

len visar att samma bergartsgrupp givits olika namn i skilda områden, men det råder enighet mellan de i norra delen av Norrbottens län arbetande geologerna om att stratigrafiska korrelationer är fullt möjliga att göra över här föreliggande avstånd. De större enheterna inom Lannavaara-Karesuandoområdet har givits samma namn som där enheterna först uppställdes. I tabell 3 anges de bergarter, vilka ingår i enheterna.

Ovanpå djupbergarter och förgnejsade ytbergarter avsätts kvartsrika sediment, vilka når stor regional utbredning och har ca 500 m mäktighet. Därpå avlagras tunna bankar av delvis märgliga lersediment innan en omfattande basaltisk vulkanism börjar. Det tidiga skedet av denna vulkanism domineras helt av lavar, vilka uppbygger ett flera kilometer mäktigt täcke, men sedan ökar inslagen av sediment. Tuffiter med tunna lavabankar får allt mäktigare inlagringar av skifferar, kalkstenar, bituminösa skifferar och järmmalmer, vilket visar mycket snabba miljöväxlingar. En lerfacies med endast få vulkaniska inslag avslutar den basaltiska vulkaniska utvecklingen, och avlagringarna består därefter enbart av klastiska sediment. Dessa utgörs av skiktade kvartsfältspatsediment med endast få och föga uthålliga leriga lager. De når ca 1 500 m mäktighet. De tidigare avsatta basiska vulkaniterna och sedimenten har uppenbarligen inte varit i erosionsläge vid denna tidpunkt.

Nästa påvisbara geologiska händelse är veckning och metamorfos av de dittills avlagrade bergarterna samt intrusion av Haparandaseriens djupbergarter. Efter veckningen följer en period av erosion, som lokalt bryter ner hela den klastiska sedimentpacken och skär ända ner i de sediment, som avsattes under den basaltiska vulkaniska epoken. Därefter börjar en ny vulkanisk period, en intermediär vulkanism kännetecknad av porfyrilavor, agglomerat, konglomerat och skiktade nedbrytningsprodukter av de samtidigt bildade extrusiven.

Porfyrerna är kartområdets yngsta ytbergarter. De högre stratigrafiska enheter, som förekommer inom kartbladen Kiruna och Vittangi saknas här. Efter porfyrernas bildning sker ytterligare en metamorfos och den yngre djupbergarts-serien bildas. Denna har undanträngt och assimilerat en betydande del av den äldre berggrunden. De smala diabasgångar, som förekommer i kartområdets nordvästligaste del, är yngre än de yngsta djupbergarterna.

2. Beskrivning av de stratigrafiska enheterna

2.1. Basement (underlag)

Som basement (underlag) betecknas alla bergarter, som är äldre än Tjärroformationen i Kiruna grönstensgrupp. Underlaget finns i området väster om Tjärrostråket (31 L 2b–30 L 8a) och i Mertajärviantiklinalen (30 L 8c, 9c). Även huvuddelen av de gnejser, som förekommer inom kartbladen 30 L SO och 30 L NO, antas höra hit.

2.1.1. Området väster om Tjärrostråket (31 L 2b–30 L 8a)

Tjärroformationens karaktärsbergart är en kvartsit, som bildar ett smalt stråk från kartbladet 29 K Vittangi mot norr genom kartbladet 30 K Soppero, över delar av Lannavaara- och Karesuandobladen, till Finland och därifrån vidare in i Norge. Strömskiktningar anger att kvartsiten överlagras en enhet av starkt förgnejsade yt- och djupbergarter. Den överlagras i sin tur av basaltiska vulkaniter. Enheten av förgnejsade yt- och djupbergarter sträcker sig mot väster och nordväst fram till kaledoniderna och mot sydväst till trakten av Kiruna, där den överlagras av prekambrika ytbergarter. Hela enheten har karterats av SGU och en del därav av författaren. De förgnejsade ytbergarterna inom denna enhet anses av författaren inte vara korrelerbara med ytbergarterna inom Kiruna-Vittangi-Lannavaaraområdet.

Det finns inga geologiska bevis för att veckning, metamorfos och granitintrusioner föregått Tjärroformationens avsättning.

Ödman (1939, s. 17–20) studerade Tjärrostråkets bäst blottade områden inom kartbladet 30 K Soppero och fann att Tjärroformationens kvartsit nedåt successivt övergår i gnejs. Men Ödman var också den förste, som antydde existensen av ett ej alltför långt avlägset "degradationsområde (med pegmatit och metamorfa bergarter?)", sedan han funnit bollar av kvarts och kvartsturmalinbergarter i en konglomerathorisont i kvartsiten.

Det är två åldersbestämningar på djupbergarter från gnejsenheten, som ger skäl till förmodan av en verklig diskordans någonstans under Tjärroformationen. Sålunda har granit norr om Kiruna givet åldern 2 800 milj. år (Kuovo i Welin et al., 1971). Samma ålder har erhållits i ett prov av granodiorit taget vid Ropinsalmi 40 km väster om Karesuando (Matisto 1969). Denna ålder anses indikera det prekarelska underlaget, enligt arbeten från Finland av Kuovo (1958) och Wetherill et al. (1962).

Inom det nu behandlade kartområdet är Tjärrostråkets kontakt mot basementområdet i väster tektonisk, och denna tektoniska zon har i sin tur intruderats av yngre granit. Mot väster minskar granitandelen. Glimmergnejser, amfibolit-gnejser och granodioritiska gnejser förekommer här i ett outredbart förhållande till varandra och har inte skilts ut på kartan.

2.1.2. Mertajärviantiklinalen (30 L 8c, 9c; 31 L 0c, 0d)

I västra skänkeln av denna antiklinal förekommer Tjärroformationens kvartsit, vilket indikerar ett lågt stratigrafiskt läge i antiklinalens kärna. Där har den yngsta graniten intruderat, men det finns rester av sura gnejser och amfiboliter.

Dessa rester är dock små och pegmatitgenomsatta, varför de lämnar mycket liten information om den äldsta berggrunden.

2.1.3. Gnejserna i östra kartområdet (30 L NO och SO)

Genom såväl flygmagnetiska som gravimetriska mätningar har framkommit ett 1 000 km² stort, S-format område. Endast den nordligaste delen av detta område faller inom kartbladet. Resten ligger inom kartbladen 30 M Muonionalusta, 29 M Huuki och till en mindre del inom 29 L Lainio. Flygmagnetiska kartan visar en bandning i stor skala, med flera mil långa och kilometerbreda band. Den gravimetriska kartan visar att området har ett stort tyngdkraftsöverskott och stupar in under migmatitgraniten och granodioriten i väster. Inom detta område finns flera starka koncentriska magnetiska anomalier, som orsakas av gabbroida djupbergarter.

Den nu behandlade geofysiskt väldefinierade enheten finns i ett område med ytterst låg blottningsgrad. Förekommande blottningar består av röd granit och kraftigt granitgenomsatta gnejser. Sura och basiska gnejsrester förekommer i tät växling, och någon särskild gnejstyp har inte kunnat korreleras till någon viss magnetisk nivå. Det stora tyngdkraftsöverskottet kan inte förklaras med de bergarter, som finns blottade.

Gnejser av suprakrustalt ursprung förekommer som flera mil långa rester i Luogastunturimassivets granodiorit (30 L NO, 31 L SO). Gnejserna ligger konformt med granodioritens förskiffring, och inneslutningarnas gnejsighet är i huvudsak parallell med deras utsträckning, fastän de lokalt kan vara intensivt veckade. Det längsta stråket sträcker sig från Suijajärvi (30 L 7h) mot norr till Finland. Bergartsutbildningen varierar mycket hastigt inom detta stråk. En bergartssekvens kan ej följas från ett blottat område till ett annat, och mäktigheten av de olika utbildningsformerna tvärs mot förgnejsningsriktningen är alltid liten. Mörka biotit-, sillimanit- och granatgnejsjer dominerar över surare gnejstyper. De senare är ofta ådergnejsutbildade och migmatitiska.

Vid Hangasmaa (30 L 9i) har kvartsitisk gnejs inlagrats på liknande sätt i granodioritens struktur. Omkristallisationen har plånat ut alla relikta sedimentära drag, och i vissa blottningar kan bergarten inte längre skiljas från grov pegmatit.

De gnejser som nu beskrivits har antagits höra till underlaget. Detta kan dock inte ledas i bevis inom kartområdet. Stora arealer av djupbergarter skiljer dessa gnejser från områden, där de stratigrafiska förhållandena kunnat utredas. Antagandet motiveras av litologin: ingen känd bergartsgrupp ovanför underlaget har

en så snabbt växlande bergartsutbildning mellan sura och basiska led. I Kiruna grönstensgrupp är de sura klastiska sedimenten distinkt åtskilda från de basaltiska vulkaniterna och sedimenten. Pahakurkiogruppens klastiska sediment saknar basiska inslag och kan omöjligt ge upphov till den geofysiska anomalibild, som kännetecknar området. Ett ytterligare indicium är den kraftiga förgnejsningen, vars motsvarighet endast påträffats i stratigrafiska positioner motsvarande underlaget.

2.1.4. Ultrabasit

I Mertajärvantiklinalen (30 L 9c, 31 L 0c) förekommer flera ultrabasitgångar. De uppträder klippande i förhållande till underlagets gnejs, och de har bevarats som gångformiga rester i den yngsta graniten. Deras frekvens här är påfallande, medan de, fränsett en ultrabasisk lagergång i de basaltiska vulkaniterna, saknas i högre stratigrafiska led. På den flygmagnetiska kartan har gångarna givit svaga anomalier, varför en inte blottad, svag och uthållig magnetisk anomal i underlaget väster om Tjärrostråket antagits bero på en ultrabasit.

Längden av ultrabasitgångarna kan fränsett mindre avbrott, uppgå till flera kilometer, men mäktigheten är maximalt några tiotal meter. Huvudmineral är antofyllit, olivin, antigorit samt klorit.

2.2. Kiruna grönstensgrupp

2.2.1. Tjärroformationen

Tjärroformationens bergarter är blottade i det egentliga Tjärrostråket (31 L 2b till 30 L 8a) och i Mertajärvantiklinalen (30 L 8c, 9c).

Tjärrostråket sträcker sig över flera kartblad och har även en fortsättning i Finland och Norge. I Sverige ligger den största och bäst blottade delen inom det angränsande kartbladet 30 K Soppero, varifrån den är namngiven och beskriven av Ödman (1939, s. 17–20). En mindre del av stråket faller också inom kartbladet 29 K Vittangi (Eriksson och Hallgren 1975).

Inom nu föreliggande kartområde är Tjärrostråket blottat i två områden: Stuurahåive (30 L 8a) och Loppununas (31 L 1b). Goda blottningar finns också vid landsvägen strax norr om svensk-finska gränsen.

Vit kvartsit med smala kvartsitkonglomerathorisonter är gemensam för alla blottningar. Strömskiktningar anger att yngre lager finns mot öster. Den blottade mäktigheten är 200 m, och den maximala mäktigheten, mätt mellan gnejs och grönsten, kan vid Stuurahåive uppskattas till 500 m. Förskiffringen, parallell med stråkets strykning, är lokalt så stark att kornreglering uppstått.

I Mertajärvariantiklinalens västra skänkel (30 L 9c; 31 L 0c) uppträder liknande kvartsit som i Tjärrostråket. Dess östra kontakt har intruderats av yngre granit eller ligger i tektonisk kontakt med gnejs. Mot väster, uppåt i stratigrafin, följer glimmerskiffer och paraamfibolit, varefter magnetiska anomalier anger förekomsten av grönstenar. Kvartsiten är starkt förskiffrad parallellt med den tektoniska begränsningen och stråkets utsträckning. Lagringsliknande strukturer är vanliga, men uppåtskiktningar har inte påträffats. Glimmerskiffern och paraamfiboliten saknar vulkaniska inslag, varför de hänförs till samma formation som kvartsiten.

Vid Outavaara (31 L 1d) förekommer rester av paraamfibolit och basaltisk grönsten i yngre granit. Paraamfiboliten har på kartan utmärkts som en rest av Tjärroformationen, men detta är ett mycket osäkert ställningstagande, eftersom kvartsit och glimmerskiffer saknas. Närvaron av dessa båda bergarter skulle ha kunnat stödja, att Tjärroformationen verkligen föreligger här.

2.2.2. Grönstensformationen

Lågfjällen Kuormakka (30 L 4a, 5a), Luspavaara (30 L 6a) och Jierivaara (30 L 7b, 7c) ger goda blottningar av grönsten. Överallt är denna mycket ensartat utbildad och har mycket sällan bevarade primära strukturer. Flygmagnetiska kartan visar tydligt bandade strukturer inom grönstenarnas utbredningsområde, och denna bandning har utmärkts på geologiska kartan som "mer magnetiska led inom grönstenarna". Där primärstrukturer förekommer, t.ex. på Kuormakka och Jierivaara, kan man konstatera att bandstrukturen på flygmagnetiska kartan följer de primära strukturerna. På Kuormakka, där yngre förskiffring och primärlagring bildar rät vinkel med varandra, befästes bandstrukturens samband med den primära lagringen. Någon annan skillnad än olika magnetit halt föreligger inte mellan de "mer magnetiska leden inom grönstenarna" och övriga grönstenar. Denna skillnad är vanligtvis också liten, endast uppemot några volymprocent.

Vid Kuormakka (30 L 5a) bestämdes den stratigrafiska uppåtriktningen genom att olika lavabäddar urskildes. Under förutsättning att en lavabädds övre del är mer mandelförande än dess centrala och basala delar, kunde fyra olika lavabäddar, mellan 10 och 30 m breda, särskiljas.

De sedimentära inlagringarna är få i grönstensformationen. Vid Kuormakka och Jierivaara förekommer skiktade amfiboliter, där skiktningen utgörs av ömsom fältspatikare och ömsom amfibolrikare band med en total sammansätt-

ning, som är identisk med grönstenarnas. Bildningen tolkas som vulkanaska avsatt i vatten.

Grönstenarnas mineralogiska sammansättning är enkel: albitisk-andesitisk plagioklas, hornblände, titanit, kalcit och magnetit. Vanliga accessorier är skapolit, epidot och biotit.

Kalksten, egentligen karbonatsten, i grönstensmiljö finns vid 30 L 9d. Blottad mäktighet är 1.2 m, längd 10 m, men mäktigheten och utsträckningen kan inte avgränsas. Kalkstenen är röd, bandad, serpentinfläckig och kiskfri. Blockfynd av liknande kalksten anger flera förekomster. En ultrabasisk inlagring i basaltisk grönsten finns vid Kuormakka (30 L 4a). Mäktigheten är 20 m och den blottade längden 50 m. Ultrabasiten för olivin, vilken delvis omvandlats till krysofil. Övriga mineral är amfibol, klorit och magnetit.

2.2.3. Albitdiabas

Albitextrema gångbergarter förekommer parallellt med Tjärrostråket i kvartsit, basaltisk grönsten och som rester i yngre granit. Blottningar av dessa bergarter har påträffats i Loppununas (31 L 1b) och strax norr om kartgränsen i Finland.

Vid Loppununas uppträder två ca 50 m breda, mörka gångar i kvartsit parallellt med den senares lagring och förskiffring, vilka här sammanfaller. Mineralogiska sammansättningen är enkel. Albit dominerar helt. Dessutom finns klorit, litet karbonat samt varierande halter av magnetit och sulfider. Blottningen på finska sidan ligger isolerad från andra bergarter men inom utbredningsområdet för basaltiska grönstenar. Mineralogiskt skiljer sig denna genom att den innehåller något kvarts och att sulfider inte påvisats.

Albitdiabasen vid Loppununas orsakar en kraftig och uthållig magnetisk anomali på flygmagnetiska kartan, och liknande anomalier uppträder i kvartsiten inom hela dess utsträckning i Tjärrostråket. Bland de överlagrade grönstenarna förekommer också magnetiska anomalier, vilket gör att det ej går att skilja mellan anomalier orsakade av albitdiabaser och anomalier orsakade av mer magnetiska led inom grönstenarna. Där blottningar saknas, är den på kartan angivna fördelningen helt schematisk och avser att illustrera att bågge kan förekomma.

Albitextrema bergarter beskrivs i flera arbeten, som berör likaldrig berggrund i Sverige och Finland. Tolkningen av deras genes går ofta isär, och inom kartbladet saknas skäl till deltagande i den debatten, enär det finns för få blottningar av dessa bergarter där. Tjärrostråkets albitextrema bergarter beskrivs från det angränsande kartbladet 30 K Soppero av Ödman (1939, s. 29). Beskriv-

ning och tolkning av liknande bergarters genes ges av Padget (1959), Meriläinen (1961), Frietsch (1966) samt Eriksson och Hallgren (1975).

2.2.4. Sedimentformationen

I stratigrafiskt högre läge än huvuddelen av de basaltiska grönstenarna förekommer sedimentära bergarter. Dessa utgörs av grafitiskiffrar, kalkstenar och glimmerskiffrar inlagrade i tuffiter och med inslag av basaltiska grönstenar, vilka visar att den vulkaniska verksamheten fortgått under sedimentationen.

I den nu behandlade stratigrafiska nivån förekommer flera jämmalms- och sulfidmalmsanledningar. Flygmätningarnas starkt magnetiska drag har följts upp genom markmagnetiska och gravimetriska mätningar, och några objekt har undersökts medelst borrhning eller dikesgrävning. Snabbt skiftande sedimentära miljöer och låg kompetens mot veckning gör att kännedomen om formationens uppbyggnad fortfarande är ofullständig. Inom kartbladet 29 K Vittangi har specialundersökningar av dess bergarter utförts av Frietsch (1966), Eriksson (1969) och Hallgren (1969). Resultaten av dessa arbeten har sammanställts i beskrivningen till kartbladet 29 K Vittangi (Eriksson och Hallgren 1975). Kiruna grönstensgrupp, där kallad Vittangi grönstensgrupp, har kunnat indelas i en undre och en övre grönstensformation, mellanlagrad av en undre och överlagrad av en övre sedimentformation. På kartbladen Lannavaara och Karesuando har motsvarigheten till den övre grönstensformationen inte kunnat identifieras, men i övrigt är förhållandena mycket likartade. Bergartsnamnen och färgbeteckningen är på dessa båda geologiska kartblad lika, och för en utförlig bergartsbeskrivning hänvisas till beskrivningen till kartbladen Vittangi. Nedan följer en beskrivning av de områden, där sedimentformationen är blottad.

Lannavaarafältet (30 L 1b), först omnämnt av Geijer (1931), är ett gemensamt namn för tre järnmalmanledningar, Kevus, Sattavaara och Teltaja, vilka ligger inom 6 km avstånd från varandra. Flygmagnetiska kartan visar ett direkt samband mellan dem, men markmagnetiska mätningar anger att bilden är mer komplicerad. De naturliga blottningarna är få, men borrhningar har utförts vid Kevus och Teltaja samt dikesgrävningar vid Sattavaara. Resultaten från dessa arbeten beskrivs närmare under kapitlet järnmalmer på s. 46.

Kevusmalmen anstår i en premetamorf tektonisk zon. Malmen ligger i förkastningsplanet, och såväl malm som sidoberg är kraftigt tektoniserade. Tre borrhål av fyra börjar dock utanför den tektoniska zonen (eller i ett otektoniserat block inne i zonen) och anger förekomsten av skiktade amfiboliter liknande de

bildningar bland de basaltiska grönstenarna, vilka tolkats som vulkanaska avlagrad i vatten. I den tektoniska zonen kan förhållandena ej utredas.

Vid Sattavaara finns blottningar, och berggrunden bedömdes därför vara möjlig att undersöka genom dikesgrävning. Blottningsgraden över själva malmen förblev dock dålig, men i gengäld erhöles god uppfattning om malmens sidoberg. Den vid grävningarna nådda lägsta stratigrafiska nivån utgörs av skiktade amfiboliter, bland vilka ingår en fyllitinlagring. Malmen förekommer i en skarnhorisont varvad med glimmerskiffrar, granatglimmerskiffrar, smala kalkstenar och smala jaspiskvartsithorisonter. Malmskarnet är unikt för norra delen av Norrbottens län genom sin Mn-halt (3–5 %) och är flerstädes onormalt hög vad gäller baryt (max 1.7 % BaO). Ovanpå malm-skarnhorisonten följer en 70 m mäktig, grafitförande, kisrik skiffer och därpå snabbt växlande glimmerskiffrar, basaltisk grönsten och skiktade amfiboliter till drygt 100 m. Grävningarna avslutades i en grafithaltig, lokalt kisleförande skiffer, vars minimimäktighet är 250 m.

De båda högst beläga horisonterna kan följas drygt 1.5 km i strykningssiktningen, och de har en relativt rak strykning eller endast en flexurartad omböjning, där den skarnrika horisonten beskriver ett fullt utbildat veck. Detta förhållande torde bero på bergarternas olika motståndskraft mot veckning.

Teltajafyndigheten har undersökts medelst sju borrhål. Samtliga börjar i porfyrgruppens bergarter. Beviset för att Teltajamalmen hör till grönstensgruppen är att fortsättningen av grafitiskifferstråket från Sattavaara påträffats efter genomskärning av porfyreerna och att malmen ligger under grafitiskiffern, i samma förhållande till denna som malmen i Sattavaara. Malmbildningsmiljön har här dock varit en annan. Malmen utgörs av lika delar magnetit och hematit, gångarten är jaspilitisk kvartsit med partier av ett skarn, som här är Mn-fritt. Malmen underlagras av en ca 20 m mäktig glimmerskiffer. Därunder följer en skarn-grönstenshorisont med ej avgränsad mäktighet. I denna horisont finns ytterligare en järnmalm, en magnetitmalm i kalkig och skarnig gångart. Här förekommer lokalt anomala Mn-halter (2.3 % Mn), varför denna malm sannolikt utgör fortsättningen av Sattavaaras malmhorisont.

Vid *Outavaara* (30 L 3c) och *Pikkujärvi* (30 L 2b) är de direkta fortsättningarna av bergarterna i Lannavaarafältet blottade.

Vid Outavaara överlagras skiktade amfiboliter en massiv, strukturlös amfibolit. Centimeterbreda magnetitådror förekommer i de skiktade amfiboliterna, och den flygmagnetiska kartan anger att en mindre malmkoncentration förekommer i ett oblottat område. Stratigrafiska uppåtbestämningar har utförts på graded-

beddingstrukturer, vilka var för sig saknar större signifikans men samtliga pekar mot sydöst. Stratigrafiskt över amfiboliterna uppträder här, liksom i Lannavaara-fältet, grafithaltiga skiffrar, vilka lokalt är kisleförande men endast obetydligt blottade.

Vid Pikkujärvi förekommer intensivt deformerade, skiktade basiska vulkaniter med smärre grafit, kalk- och skarninlagringar.

Vid *Tukkapuro* (30 L 5a) är ett 300 m mäktigt snitt genom sedimenten blottat, men blottningsgraden tillåter ingen mäktighetsbestämning av de olika bergarterna. Strukturen är en synklinal med östlig veckaxelstupning, vilket endast svagt framkommer på den flygmagnetiska kartan. Ovanpå basaltiska grönstenar förekommer skarn med flera tunna kalkstenslager och en granatglimmerskifferinlagring. Överst i skarnhorisonten uppträder flera jaspiskvartsithorisont. Därpå följer skiktade amfiboliter, som uppåt övergår i grafitförande och kisrika skiffrar. Amfibolitiska partier förekommer upprepade gånger i skifferhorisonten. I rösbergshällar och genom särskilt kraftig vegetation framkommer ett ca 100 m mäktigt kalkstensstråk, som kan följas 300 m i strykningsriktningen. Kalkstenen är grovkornig, dolomitisk och påfallande fri från föroreningar.

Vid *Juoluvaaranjärvi* (30 L 6a) förekommer en 1.5×0.5 km stor rest av suprakrustalbergarter i granodiorit och gabbro. En liten bandad skarnjärnmalm uppträder bland basiska, skarniga sediment, och denna malm har intruderats av apofyser från omgivande granodiorit. Förhållandet här har beskrivits av Frietsch (1967) och använts som ett bevis för skarnjärnmalmers sedimentära ursprung gentemot en av Geijer tidigare framförd uppfattning om skarnjärnmalmers uppkomst genom emanationer från granodiorit.

Sautusjärvi-Paljasjärviområdet (30 L 4d, 4e, 5d, 6c, 6d, 7c, 7d) har till stor del mätts markmagnetiskt, och en mindre järnmalmsanledning, Sautusjärvi, har blivit undersökt med ett borrhål. Blottningsgraden är mycket ojämn, men den flygmagnetiska kartan och de markgeofysiska mätningarna visar på enkla strukturer och uthålliga horisonter. Trots detta uppkommer här ett tektoniskt problem, och lösningen till problemet har sökts genom antagandet av en förkastning, som från sjön Sautusjärvis sydände stryker i nordöstlig riktning. Problemet uppkommer ur följande förhållanden.

Området norr om Sautusjärvi bör strukturellt bilda en skål (profil 2). Stupningen eller åtminstone stratigrafiskt uppåt bör således vara mot väster i det stråk, som från sjön Sautusjärvi stryker mot norr. Borrhålet vid Sautusjärvi

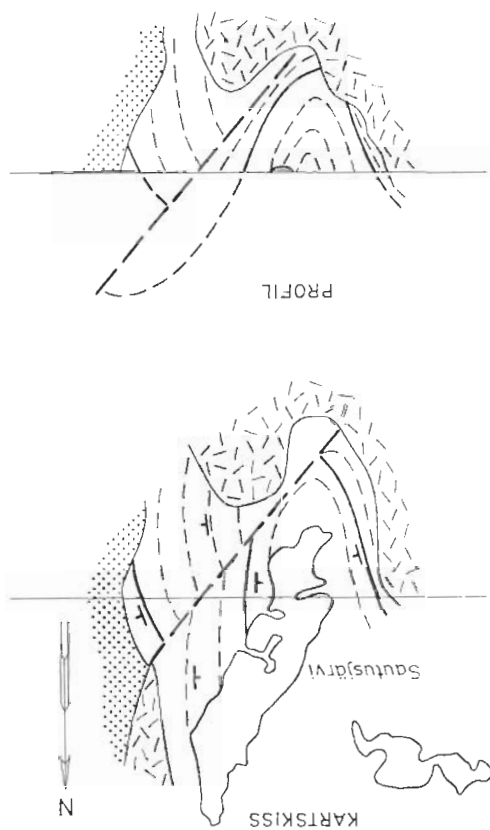


Fig. 2. Tolkningen av Sautusjärviområdet (30L 5d, 6d).
 Interpretation of the Sautusjärvi area (30L 5d, 6d).

järnmalmsanledning visar att lagerstupningen är 55° mot öster. Bestämningen har gjorts på skiktutningar i krökningsmått borrhål. Uppåt i stratigrafien antas utan egentligt bevis vara mot öster dvs. åt samma håll som stupningen. Problemet med stratigrafiskt uppåt åt motsatt håll i närliggande horisonter har på geologiska kartan lösts genom nämnda **förkastning**, som illustreras med karta och profil i fig. 2.

Paljasjärviutmålet ligger i ett snalt suprakrustalbergartsstråk mellan sjöarna Sautusjärvi och Paljasjärvi och är förhållandevis väl blottat. Förutsatt att de stratigrafiska och tektoniska resonemangen ovan är riktiga, underlagras den järnmalmsförande horisonten här av en betydande packe grafitiska skiffrar. Detta förhållande är direkt motsatt situationen inom Lannavaarafältet. Snabbt växlande bergartstyper liknande Lannavaarafältets omger själva järnmalmen. Väster om, eller stratigrafiskt under järnmalmen förekommer sulfidrika grafit-skiffrar, skarn, kalksten och jaspiskvartsit. Över järnmalmshorisonten, vars mäktighet ej torde vara särskilt stor, förekommer endast skiktade amfiboliter. Några hållar av albitporfyrnit förekommer, och deras relation till de lagrade bergarterna är genomtvärande. De sedimentära bergarterna är inklämda mellan två olika djupbergartsmassiv; i öster avgränsade av granodiorit och mot väster intruderade av granit. Pegmatiter förekommer i båda kontakterna, ävensom inne bland sedimentbergarterna.

Järnmalmsanledningen Sautusjärvi ligger i norra fortsättningen av Paljasjärviutmålet. Direkta sambandet är brutet, antagligen av djupbergarter. Borrhålet ger ett snitt om 240 m genom skiktade amfiboliter, i vilka finns talrika glimmerskifferhorisonter, den mäktigaste 20 m. En skarnjärnmalm är inlagrad i de skiktade amfiboliterna. Dessutom uppträder här och var centimeterbredda, magnetitrika band. Malmens sidoberg motsvarar snarast de skiktade amfiboliter, som i Paljasjärviutmålet ligger ovanpå (öster om) järnmalmen. Grafitiskiffrar, kalksten och jaspiskvartsit har inte påträffats här. Talrika albitporfyrnitgångar av varierande mäktighet skär lagringsstrukturen i borrhärnan.

Gångarnas porfyrnitiska utseende betingas av albitiserade plagioklasströkor i en finkornig mellanmassa av albit och amfibol. Liknande gångbergarter har inom kartområdet påträffats endast i det närliggande Paljasjärviutmålet, och bergartstypen kan inte inplaceras i något stratigrafiskt sammanhang.

Några blottningar finns inom det nord-sydliga stråk, som från sjön Sautusjärvi sträcker sig mot norr. Vid sjöns nordspets förekommer en kalksten, vars blottade mäktighet är 100 m och vilken över- och underlagras av skiktade amfiboliter. Markmagnetiska mätningar tyder på drygt 100 m mäktighet och ca 5 km uthållighet i strykningsriktningen. **Stråket** har överdrivits på den geologiska

kartan, dels för att framhäva strukturen, dels för att ange att där finns förutsättningar till fynd av mera kalksten.

Längre mot norr böjer de magnetiska dragen av mot väster i ett synklinalt veck. En kraftig magnetisk anomali i själva omböjningen orsakas av en järnmalm. I södra fortsättningen av denna anomali, där den redan tonat ut, finns blottningar av bandade kalkiga skarnbergarter med en halvmeterbred järnmalmsinlagring. Denna anomali och ytterligare ett magnetiskt drag under sjön Kallojärvi (30 L 6c) har bedömts vara för svaga för vidare undersökningar.

På kartbladet 31 L Karesuando vid ruta 2c har ett område utmärkts med samma beteckning som här behandlade formation. Området är helt jordtäckt men vid Mauno, på finska sidan gränsen, finns några blottningar av bergarter liknande de ovan beskrivna. Där förekommer skiktade amfiboliter och granatglimmerskiffer, vilkas strykning anger att de fortsätter in på den svenska sidan. De för denna formation karakteristiska bergarterna som skarn, grafitskiffer och jaspiskvartsit har inte påträffats, varför här påförda beteckning snarare bör betraktas som en möjlighet än en sannolikhet.

2.2.5. Inneslutningar i granodiorit och granit

Skarn, kalksten, glimmerskiffer och grafitskiffer har påträffats som isolerade inneslutningar i granodiorit och granit från Härkevaara (30 L 4f) till Kantotievat (30 L 9g). Inte någon sådan rest har kunnat avgränsas till storleken, men där skarnet är magnetiskt har det orsakat anomalier på den flygmagnetiska kartan, vilkas längd åtminstone kan uppgå till flera kilometer. Ingenstans finns alla ovannämnda bergarter representerade på ett och samma ställe.

Vi Härkevaara (4f) uppträder sulfidförande skarn och grafitskiffer i yngre granit. Samma bergarter finns vid Saatukkakursu (5g) i ett flera kilometer långt stråk inklämt i granodiorit konformt med dennas förskiffringsriktning. Magnetiskt skarn har visat sig vara förklaringen till långsträckta uthålliga magnetiska anomalier vid Luongastunturi (6g). Därför har den oblottade, hästskoformade anomalin vid 30 L 6f antagits vara orsakad av en skarnrest. Vid Luongas-lompola (7g) förekommer flera mindre skarnrester i granodiorit samt en rest av kvartsglimmerskiffer, vars minimimäktighet är 40 m. Enstaka blottningar av skarn finns vid Ruodosjärvi (8g) och av kalksten och skarn vid Kantotievat (9g).

Liknande bergarter är vanliga i sedimentformationen i Kiruna grönstensgrupp, och dessa rester har på kartan markerats som tillhörande ifrågavarande bergartsgrupp. Detta underbyggs även av strykningsobservationer, enär skarn-grafitskifferstråket vid Saatukkakursu via Härkevaara (4f) kan sammanbindas

med de flygmagnetiska anomalier, vilka utgör direkta fortsättningar av skarn-järnmalmerna vid Paljasjärvi (30 L 4c).

2.3. Pahakurkiogruppen

Denna bergartsgrupp uppställdes av Padget (1970) på kartbladet 28 L Tarendö. Den utgörs av skiffrar och kvartsiter och har där befunnits vara ca 3 800 m mäktig. Den överlagrar utan antydan till diskordans Veikkavaara grönstensgrupp, som Padget korrelerar med Kirunagrönstenarna.

Inom nu föreliggande kartområde förekommer nämnda bergartsgrupp vid Nunasvaara (centrala delen av 30 L SV), vid Tuolpukka (30 L 0b) och i ett mycket litet område vid Juoluvaaranjärvi (30 L 6a).

Vid Nunasvaara finns de bästa blottningarna. Dominerande bergart är här en svartsandskiktad fältspathaltig kvartsit med smala horisonter av rena kvartsiter och glimmerskiffrar samt övergångsformer dem emellan. En 5 m mäktig konglomerathorisont har påträffats, i vilken bollmaterialet utgörs av kvartsiter med samma varierande utbildningsform som gruppen i övrigt uppvisar. I kvartsiten är strömskiktningar vanliga, och den synklinala strukturen har kunnat entydigt beläggas. Därigenom har även mäktigheten kunnat uppskattas till ca 1 500 m.

Analogt med denna synklinallstruktur och den angränsande antiklinalen, i vilken grönstensgruppens bergarter förekommer, intar kvartsiterna vid Tuolpukka (30 L 0b) Pahakurkiogruppens stratigrafiska position. Blottningarna är få, men kvartisten visar likartad variation i utbildningen som kvartsiten vid Nunasvaara.

Vid Juoluvaaranjärvi (30 L 6a) finns en liten rest av suprakrustalbergarter i granodiorit och gabbro. Kvartsit anstår här inom ett triangelformat, 1/6 km² stort område. Två sidor begränsas av intrusiva djupbergarter och den tredje av järnmalmsförande skarnbergarter. Kvartsitblottningarnas geografiska närhet till grönstensgruppens malmförande horisont ger skäl till antagandet att kvartsiten hör till Pahakurkiogruppen.

2.4. Kiruna porfyrgrupp

Porfyrer förekommer inom kartområdet i södra delen av kartbladet 30 L SV och intar en betydande areal på det angränsande kartbladet 29 L NV. Porfyrgruppens förhållande till underlagrande bergartsgrupper behandlas i ett särskilt kapitel (s. 44). Där redovisas de fakta, som givit tolkningen att porfyrerna avsatts ovanpå ett veckat och eroderat underlag av bergarter tillhörande Kiruna grönstensgrupp och Pahakurkiogruppen.

Kontakten mellan porfyrruppens bergarter och bergarter tillhörande sedimentformationen i Kiruna grönstensgrupp har vid järnmalmsanledningen Teltaja (30 L 1b) genomborrats med sex borrhål inom en sträcka av 500 m. I fem av borrhålen överlagrar porfyren järnmalm, i det sjätte grafitskiffer. Den överlagrande porfyren är i ett borrhål ett porfyrikonglomerat. I de övriga fem borrhålen börjar porfyrruppen med finkornig syenitporfyr, i vilken flera horisonter av porfyrikonglomerat förekommer högre upp.

Den finkorniga syenitporfyrens sammansättning domineras helt av alkalifältspat, varav en mindre del kan urskiljas som mikroklin. Kvarts förekommer alltid i liten mängd. De mörka mineralen är biotit och magnetit, mera sällan hornblände och pyroxen. Apatit är ett vanligt accessorium. Strökornen utgörs av plagioklas. De är så gott som alltid sericitgrumliga och innehåller små epidotkorn. Enligt äldre terminologi (bl. a. Geijer 1931) benämns bergarten syenitporfyr, men namnet trakyt har föredragits i beskrivningen till kartbladet Vittangi (Eriksson och Hallgren 1975).

Syenitporfyrens effusiva ursprung kan inte bevisas i borrhålen från Teltaja, men att bergarten kan förekomma som lava är belagt från Vittangi och Kirunaområdet. I Teltaja förekommer flera mäktiga konglomerathorisonter i syenitporfyren, och bollmaterialet härstammar i huvudsak från syenitporfyren, vilka således bör ha förelegat som lavar eller ytnära intrusiv vid tiden för konglomeratets bildning. Säkra intrusiva former av syenitporfyrens sammansättning förekommer. I Teltaja skär en tio meter bred gång genom alla bergarter, och smala gångar av särskilt magnetitrik syenitporfyr uppträder i järnmalm, i syenitporfyr och i konglomerat.

De konglomerat, som påvisades vid bormningarna i Teltaja, ligger i strykningens riktningen från ett konglomerat blottat vid Saarivaara (30 L 0b) och antas tillhöra samma stratigrafiska horisont. Saarivaarakonglomeratet har särskild vikt i diskussionen om porfyrruppens stratigrafiska ställning. I blottningarna vid Saarivaara framgår konglomeratets polymikta karaktär och lagring bättre än i borrhålen från Teltaja. Konglomeratet är uppdelat i lager av olika mäktighet. Bollmaterialet har varierande storlek och rundning i skilda lager, och däremellan finns tydligt skiktade, finklastiska lager. Bollmaterialet domineras helt av porfyren, men bollar av bergarter liknande porfyrruppens underlag ingår. I flera av konglomeratets lager förekommer bollar av magnetitrik skarn, som torde härröra från skarnbergarterna i sedimentformationen i Kiruna grönstensgrupp. I ett lager finns flera bollar av svartsandskiktad kvartsit, en för Pahakurkiogruppens kvartsit vanlig utbildningsform.

Konglomeratets mellanmassa har ungefär samma mineralsammansättning

som syenitporfyren, men i några horisonter förekommer epidot och granat, varför dessa horisonter har en kalkigare sammansättning än porfyren. I mikroskopet upptäcktes kvartsitgrus och mindre bollar av magnetitrikt grovt skarn.

Vid Saarivaara förekommer konglomeratet isolerat från blottningar av andra bergarter. Dess fortsättning i Teltaja anger att konglomeratet ibland uppträder direkt på sedimentformationens bergarter, ibland som mellanlagring i syenitporfyren. Den geologiska miljö, där Saarivaarakonglomeratet bildades, måste antas ha varit vulkanisk. Närliggande landtytor måste ha haft en relief, där nedbrytning av samtidigt avsatta vulkaniter och deras underlag ägt rum.

Två förekomster av fältspatrika sediment med konglomeratisk karaktär har betydelse för utredningen av porfyryrgruppens utbredning och veckstil. Deras samhörighet med porfyryrgruppen är inte självklar, och skälen till att knyta dessa bergarter till porfyryrgruppen anges nedan.

Vid Saankijoki (0e) förekommer en syenitporfyr, vars övergång mot magnetit- och hornbländerikare former kan följas i blottningar. Magnetithalten orsakar en anomali på den flygmagnetiska kartan, och den anger en nordvästlig strykning, som antas avspegla porfyrens lagerställning i området. Samma strykning har ett skiktat fältspatrikt sediment med diffus konglomeratisk karaktär, vilket förekommer som isolerad blottning på berget Maejupukka (30 L 0d). Sedimentets sammansättning motsvarar en nederoderad porfyr eller intermediär tuffit, och bollarnas sammansättning är densamma. Denna sammansättning och den med syenitporfyren vid Saankijoki konkordanta lagerstrykningen gör att bergarten har införlivats i porfyryrgruppen.

Väster om Lainioälven, 1 km nordöst om Teltaja, förekommer ett magnetitrikt fältspatsediment, som innehåller några bollar av svartsandskiktad kvartsit. Mycket diffusa lagringsliknande strukturer anger en nästan flack lagerställning, en observation, som stöds av anomalibilden på den flygmagnetiska kartan. Anomalin anger en strykning, som är parallell med Saarivaarakonglomeratets strykning, varför sedimentet har hänförts till porfyryrgruppens bergarter.

Öster om Lainioälven, där en förkastning är orsaken till att en lägre stratigrafiskt nivå kommer i dagen (se profil 3), förekommer hållar av en hornbländebiotit-andesit, vilken saknar utvecklad porfyrisk textur. I andesiten finns en meterbred inlagring av konglomerat eller agglomerat av ljusa strökoränsförande porfyryrer. Närmast sammanfallande med den magnetiska anomalin över området är en magnetitrik, grovporfyrisk andesinporfyr. Denna bergart har genom sina flera centimeterstora strökor ett så karakteristiskt utseende, att man omedelbart frestas att jämföra den med de gångar av andesinporfyr, som beskrivs från Vittangiområdet av bl.a. Eriksson och Hallgren (1975). Där har de befunnits

vara intruderade sent under den vulkaniska aktivitet, som givit upphov till porfyreerna.

3. Djupbergarter

3.1. Haparandaserien

Haparandaserien definieras enligt Ödman et al. 1949 (s. 115) som en synkinematisk, differentierad djupbergartsserie från gabbro över diorit till granit. Serien saknar pegmatitisk fas. Det var redan vid denna tid klarlagt att Haparandaseriens bergarter intruderat i Kirunagrönstenarna, vilka enligt Ödmans uppfattning var yngre än Kirunaporfyreerna. Därför erhöll Haparandaserien en mot samtliga ytbergarter yngre relativ ålder. Senare arbeten ändrade denna bild. Sålunda kunde Offerberg (1967) visa att porfyreerna vid Kiruna var yngre än Kirunagrönstenarna. Radiometrisk åldersbestämningar angav att Kirunaporfyreerna även var nästan 300 milj. år yngre än granodioriten vid Haparanda, och Haparandaserien kunde antas ha intruderat under den veckningsfas, som föregått Kirunaporfyrenas extrusion (Welin 1970).

Vid *Peuralompolo* (30 L 6a, 6b) finns ett massiv av granodiorit, som genomslår grönstensgruppens och Pahakurkiogruppens bergarter vid Juoluvaaranjärvi (30 L 6a). Massivet i sin helhet genomtvärsar subkonkordant suprakrustalbergarternas veckmönster. Granodioritmassivet är svagt förskiffrat och genomslaget av yngre röd granit och pegmatit. Flera små men starka magnetiska anomalier förekommer, vilka sannolikt orsakas av suprakrustalbergartsrester liknande skarnet och järnmalmen vid Juoluvaaranjärvi. De två nästan cirkulära gabbrokroppar, som förekommer inom massivet i fråga, hör sannolikt inte till Haparandaseriens differentiat, emedan den västra kroppen, Juoluvaaragabbron, befunnits tvärt genomslå granodioritens förskiffring.

Vid Paljasjärviutmålet (30 L 5d) uppträder granodiorit avgränsande gentemot bergarter, som tillhör sedimentformationen i Kiruna grönstensgrupp. Något intrusivt förhållande har inte kunnat påvisas, men uppträdandet gör denna tolkning mest sannolik. Området mot öster är mycket dåligt blottat, men via en gles brygga av hållar kan denna granodiorit sammanbindas med det ytterligare mot öster belägna och välblottade *Luongastunturimassivet*, (30 L NO, 30 L 7e, 6e, 5d, 5e, 4e, 4f, 4g) som sålunda får en areal om drygt 600 km². Granodioriten är förskiffrad, ofta till gnejsighet, och parallellt med skiffrigheten förekommer en magnetisk struktur. Följer man förskiffringens stupningsriktningar, framkommer en domstruktur: från trakten av Karesuando mot SSÖ är stupningarna ca 50° mot öster, i massivets södra avgränsning mer flackt sydöstliga, och

vid trakten av Kivilaki (6f) brant sydvästliga. På grund av förskiffringen uppfattas granodioriten oftast i fält som en biotitgnejs, och dess djupbergartskaraktär kan i enstaka hållar betvivlas. Betraktad inom hela massivet är granodioriten likväl mycket ensartat uppbyggd: grovt medelkornig, med enkel mineralogisk sammansättning. Till granodioritens normala variation räknas också en fint medelkornig, amfibolitliknande bergart, som ibland uppträder i form av klumpar, i andra fall som konkordanta lager i granodioritens förskiffringsstruktur.

Granodioritens egen magnetithalt har befunnits vara tillfyllest för att förklara en del av de magnetiska anomalierna, men de starkaste av dessa orsakas av magnetithaltiga suprakrustalbergartsrester och i ett fall av gabbro. Samtliga främmande bergarter har distinkta kontakter mot granodioriten och ligger konformt med dess förskiffringsstruktur.

Yngre röd granit har påverkat hela Luongastunturimassivet men bildar inga större sammanhängande områden. I form av genombtvarande pegmatiter, röda sliror samt ökad kvarts och mikroklinhalt i granodioriten är dess påverkan märkbar överallt.

Nordväst om *Lannavaara by* (30 L SV 4a, 3a, 3b, 2c) har ett större område betecknats som granit och gabbro hörande till Haparandaserien. I förhållande till Kirunagrönstenarna intar detta område ett antiklinalt läge, varför ett uppträdande av underlagets bergarter här inte kan uteslutas. Bl.a. förekommer djupbergarter av svärdefinierad hybrid karaktär. Klart granodioritisk är bergarten vid kartruta 3a, men av mer hybrid-syenitisk sammansättning vid 4a. Massivets fortsättning inom det angränsande kartbladet 30 K Soppero är återigen klart granodioritisk. Två förekomster av gabbro har markerats, men endast den västra (30 L 3a, 4a) är belagd med hållar. Den östra gabbrokroppen (3b) är inte blottad, och sannolikheten för dess existens grundas på en flygmagnetisk anomali. Glesa gravimetermätningar tyder dock på en alltför liten tyngdanomali för en massiv gabbro, varför en förekomst av flackt liggande, magnetiska grönstenar inte kan uteslutas. En blottning alldeles i kanten av det magnetiskt anomala området visar att hybrida djupbergarter förekommer där, varför gabbrobeteckningen tills vidare bibehållits. Djupbergarternas fortsättning in i antiklinalstrukturen vid Lannavaara by har tolkats ur gravimetriska data. Mätning längs landsvägen visar att en lätt bergart föreligger i antiklinalens kärna, varför denna lösning föredrogs.

Sydväst om Idivuoma by (30 L 6a, 7a, 7b, 8b, 9b) intas ett större område av ett enhetligt utbildat djupbergartsmassiv av röd till rödgrå, svagt förskiffrad syenit, här och var genomslagen av pegmatiter. Mineralogiskt är syeniten egenartad. Den skiljer sig från områdets övriga djupbergarter genom att fältspa-

ten utgörs av enbart albit och de mörka mineralen av pyroxen och hornblände. Bergarten har intruderat i och ersatt Kirunagrönstenarna, av vilka den innehåller talrika rester, från kvadratcentimetersmå fragment till 100-tals m² stora partier. Flygmagnetiska kartan visar en brokig anomalibild över syenitens utbredningsområde, vilket beror på de ofta förekommande magnetiska grönstensinneslutningarna. Bergartens egendomliga sammansättning upptäcktes vid länskarteringen (Ödman 1957, s. 68). Den inplacerades med tvekan i Haparandaserien. Något argument för eller emot detta har inte tillkommit.

3.2. Yngre djupbergartsserien

Ödman (1957, s. 75) indelade de yngre djupbergarterna i en syenitserie och i migmatitgraniter. Denna indelning befanns tillämplig på kartbladen 29 J Kiruna (Offerberg 1967) och 29 K Vittangi (Eriksson och Hallgren 1975). Den följs också i detta arbete.

Syenitserien har någon form av anknytning till gabbror, anortositer, pertitiska syeniter och monzoniter. Dess bergarter är strukturgenombrytande, massformiga och har företrädesvis en rundad form.

Migmatitgraniten är ofta även den strukturgenombrytande men mer inflikande, har bevarat partier av den äldre berggrunden och ärvt något av dess struktur. Den åtföljs av pegmatiter och apliter och har övergångar till dessa. Migmatitgranitens pegmatiter genomslår syenitseriens bergarter.

3.2.1. Syenitserien

Granodioriten vid Peuralompolo (30 L 5a, 5b, 6a, 6b), som tillhör Haparandaserien, är tydligt förskiffrad och genomslås av en rundad intrusivkropp, Juoluvaaramassivet (30 L 6a). Dess centrala del utgörs av syenit med en yttre bård av olivingabbro, som i ett större område är anortositiskt utbildad. Det genetiska sambandet mellan syeniten och gabbro-anortositen är hypotetiskt, grundat endast på läget. Syeniten i den centrala delen av intrusivkroppen har en normal utbildning och skiljer sig därigenom från den anomala albit- och pyroxendominerande Idivuomasyeniten, som hänförts till Haparandaserien. I det anortositiska partiet föreligger en bandning, som inte följer intrusivkroppens yttre begränsning.

Peuravaaragabbbron (30 L 6b) är en intrusivkropp med samma form som Juoluvaaragabbbron. Den utgörs av massiv gabbro, som i liten skala har anortositiska övergångar, varigenom den får likheter med Juoluvaaramassivets gabbro-

anortositbård. Endast detta förhållande ligger till grund för Peuravaaragabbrens inplacering i syenitserien.

I det östra kartområdet (30 L NO och SO) förekommer tre starka magnetiska anomalier, alla med helt olika form. Gravimetriska mätningar visar tyngkraftsöverskott över de båda större, magnetiskt anomala områdena. Dessa har på geofysiska grunder antagits vara orsakade av gabbroida djupbergarter, då blottningar saknas.

De säkraste indicierna på förekomst av gabbro föreligger för den anomali, som upptar kartrutorna 30 L 4h och 4i. Anomalibilden är mycket säregen, med flera koncentriskt lager, och är helt identisk med en magnetisk anomalibild över en blottad gabbro med smärre anortositiska partier på det angränsande kartbladet 30 M Muonionalusta.

En blottning inom den större och svagare magnetiska anomalin vid 5i utgörs av en gnejsig dioritisk bergart, som inte nämnvärt avviker från de gnejser, vilka påträffas helt utanför magnetiskt anomala områden. Svaga magnetiska anomalier fortsätter i ett pärlband i ruta 6h, och i den nordliga spetsen av detta band påträffas en mörk gabbro, som är intrusiv i gnejserna. De magnetiska anomalierna, tolkas som orsakade av en djupare belägen gabbrokropp med i berggrundsytan uppstickande delar.

Inom kartrutorna 5g, 5h finns en 5 km lång, kraftigt magnetisk anomali i Luongastunturimassivets granodiorit. I anomalins sydspets (ruta 4g) finns en enda blottning av omagnetisk gabbro, och det är med stor tvekan som denna håll antagits vara bergartsbestämmande för hela stråket. Konkordant med anomalin och endast någon kilometer mot väster finns ett smalt stråk av suprakrustalbergarter inneslutet i granodioriten. Möjligheten av att denna starka anomali kan orsakas av en järnmalm får inte negligeras.

3.2.2. Pertitmonzonit

Pertitmonzonit förekommer i ett massiv, som intar karthörnen inom 30 L SV, 30 K Soppero SO och 29 K Vittangi NO. Denna bergart har ett mycket karakteristiskt utseende genom sin massformighet och sin grova fältspat med violett anstrykning. I mikroskop framkommer att den grova fältspaten utgör pertit och att vid sidan av de stora pertitkornen finns litet ren mikroklin och albit. Hornblände och biotit är de dominerande mörka mineralen och förekommer i varierande proportioner. Accessoriskt uppträder kvarts, apatit, titanit och magnetit. Inom massivet finns flera smärre gabbrokroppar, vilkas förhållande till pertitmassivet inte kunnat utredas.

Det nu behandlade pertitmonzonitmassivet har av Witschard jämförts och parallelliserats med de av honom undersökta förekomsterna inom det angränsande kartbladet 29 L Lainio (Witschard 1970). Där har Witschard funnit att pertitmonzonit kan uppträda diskordant i porfyrens veckmönster, ett bevis på att pertitmonzoniten är yngre än porfyren.

Vid Tsuonamavaara (30 L 6d, 7d) finns på den flygmagnetiska kartan ett större område med onormalt hög och jämn magnetisk intensitet. Endast ett mindre område är blottat, och där föreligger en syenitisk bergart med en magnetithalt svarande mot anomalin. Fältspaten är grov och har samma violetta anstrykning som i pertitmonzoniten inom kartbladet 30 L SV. Fältspaten är pertitiskt utbildad men sammansättningen uppfyller inte kraven för monzonit. De övriga mineralen är dock desamma: biotit, hornblände, magnetit, kvarts, apatit och titanit. Mot Witschards inrådan ges denna bergart samma beteckning som pertitmonzoniten inom kartbladet 30 L SV (se ovan).

3.2.3. Migmatitgranit

På kartan har som migmatitgranit betecknats röda, ofta svagt kornorienterade, granitiska bergarter. Pegmatit, aplit och skriftgranit ingår också i beteckningen. Dessa bildar övergångar mot migmatitgraniten men har ingenstans befunnits bilda så stora sammanhängande områden att de kunnat urskiljas i kartskalen. I förhållande till suprakrustalbergarternas veckmönster uppträder migmatitgraniten genombrytande men också inflikande i strukturen. Kontakterna mot sidobergarten är skarpa. Migmatitgraniten har i håll aldrig befunnits ha orsakat någon form av omvandling eller ökad metamorfos i den intruderade bergarten, och skäl för sitt namn gör den endast i östligaste kartområdet, där den successivt övergår i gnejs.

Inom det angränsande kartbladet 29 L Lainio har Witschard (1970) urskilt två djupbergarter ur vad som här kallats migmatitgranit. *Pullivaara-Haljumassivet* (30 L SV och SO) utgör en direkt fortsättning av det av Witschard undersökta området. Witschards indelning är i korthet följande: Linagranit är den homogena normala graniten och har en kontinuerlig övergång mot Jyryjokigraniten, som är folierad och rik på assimilerade främmande bergarter. Denna granit har i sin tur en kontinuerlig övergång mot Haaravaaragruppens gnejser (på kartbladet kallade basementgnejs), vilka Witschard uppfattar som en migmatitserie. Utmärkta blottningar utefter Merasjoki (30 L 0h till 2j) ger samma tolkning. Följer man foliationens fläckt sydvästliga stupning förefaller basementgnejsen att ligga under den folierade graniten (Jyryjokigraniten). Sålunda skulle det område, där

granitisationen gått längst, ligga ovanför nuvarande markyta i denna profil och migmatiseringen av underlaget motsvara underdelen av Linagraniten. Tolkningen av gravimetriska mätningar tyder också på att gnejserna i öster stupar in under graniten.

Söder om Karesuando har ett större område med brokig anomalibild på den flygmagnetiska kartan betecknats som migmatitgranit. Detta område är dåligt blottat, och ingen säker tolkning kan göras. Förekommande blottningar utgörs av granit och granitintruderade grönstenar. I detta läge, vid sidan av Mertajärvi-antiklinalen, bör grönstenarna ifråga motsvara Kirunagrönstenarna. Mot öster, på Kaarevaaras nordsluttning (31 L 0e), är migmatitgraniten ovanligt kvartsrik, vilket kan bero på assimilation av Tjärrokvartsit, som torde ha förelegat här.

Vid Sautustunturi (30 L 5d) intar migmatitgraniten ett antiklinalt läge i förhållande till suprakrustalbergarterna. Mindre partier av granodioritiska, ådergnejsutbildade bergarter och skarn har påträffats. Dessa har på kartan markerats som rester av Haparandaseriens granodiorit och grönstensgruppens skarn, ett ställningstagande som dock är mycket osäkert. I föreliggande position kan nämligen rester av mycket äldre bergarter förekomma.

Graniten väster om Tjärrostråket (31 L 2b till 30 L 8c) befanns vid karteringen ha alla migmatitgranitens karakteristiska drag. Den intruderar och flikar sålunda in i gnejs, kvartsit och grönsten samt innehåller rester av de bergarter den intruderat. De två slippov, som finns av denna granit, är förbryllande. I stuff och håll är graniten röd och massformig men i slip finns endast frisk mikroklin och kvarts, som i ett fint nätverk genomdrar en kraftigt sericitiserad, plagioklasdominerad bergart. Detta kan tolkas som ett indicium på att en äldre granodioritisk bergart förelegat före den yngsta graniten.

Migmatitgraniten orsakar inga strukturer på den flygmagnetiska kartan, och ofta har jordtäckta, strukturlösa områden i brist på andra sannolikare alternativ betecknats som migmatitgranit.

Det farliga med ett sådant förfarande exemplifieras av molybdenmalmsanledningen Härkevaara (30 L 4f). I ett lika strukturlöst granitområde påträffades en blottning av molybdenmineraliserad skarn. Markgeofysiska arbeten avslöjade en större suprakrustalbergartsrest, inom vilken grafitskiffer, skarn och kvartsitiska skiffrar kunde påvisas medelst handgrävning och sprängning. Molybdenglansmineraliseringen kunde visas vara knuten till en pegmatitisk fas. Litet av den förekommer även i graniten, men rikast är den i de skarniga och kvartsitiska sedimentbergarterna.

4. Yngsta diabas

I kartområdets nordvästra del, i området väster om Tjärrostråket, uppträder smala finkorniga diabaser med strykning kors och tvärs över förgnejsning och förskiffring. Diabaserna förekommer talrikt inom hela gnejsområdet fram till kaledoniderna i väster. Deras gentemot migmatitgraniten yngre ålder kan inte beläggas inom kartområdet men har angivits av Ödman (1957, s. 98). Från finska sidan har liknande diabaser beskrivits av Matisto (1969) under namnet uralitdiabas.

Ett diabasprov från kartområdet har mikroskoperats. Det domineras av uralitiskt hornblände och innehåller nästan lika delar av plagioklas och kvarts. Det senare mineralet bildar spridda små kornansamlingar.

5. Bergartsomvandlingar

Den regionala metamorfosen har inte studerats. Vid de mikroskopiska arbetena för bergartsidentifiering har aldrig misstanken uppstått att lägre metamorfosgrad än amfibolitfacies skulle kunna finnas inom området.

I kapitlet om den geologiska utvecklingen sägs att berggrunden har drabbats av metamorfos under flera epoker. Anledningen till detta är följande. I Saarivaarakonglomeratet (30 L 0b) finns bollar av skarn, vilket är ett bevis på att en metamorf process ägt rum före porfyrgruppens bildning. Saarivaarakonglomeratet har senare blivit utsatt för metamorfos, antagligen i samband med de yngsta graniternas tillkomst. Denna yngre metamorfa process har plånat ut spåren efter den äldre.

Ett regionalt drag är att alla basiska till intermediära ytbergarter drabbats av skapolitisering i varierande grad. Geografisk närhet till djupbergarter har inte befunnits öka någon form av omvandling.

6. De tektoniska strukturerna

De lavar och sediment, som bildades under den basaltiska vulkaniska epoken, innehåller talrika magnetiska horisonter, vilka framträder som anomalier på den flygmagnetiska kartan. Utbredningen och deformationen av dessa magnetiska horisonter kan med ledning av anomalierna studeras även i jordtäckta områden.

Genom geofysiskt tolkningsarbete har stupningen av dessa magnetiska led ofta kunnat bestämmas. De basaltiska vulkaniterna över- och underlagras av klastiska sediment, och i dessa har de ursprungliga upp- och nedförhållandena kunnat bestämmas genom observation av strömskiktningar. På ovan beskrivet sätt har ett flertal veckstrukturer blivit entydigt definierade, och dessa har i sin tur möjliggjort bestämning av strukturer, varifrån färre fakta föreligger.

Det nu beskrivna förfarandet nödvändiggör antagandet av förekomsten av flera större förkastningar. På den flygmagnetiska kartan framträder lägena av dessa genom att magnetiska horisonter har tvära avbrott eller förskjutningar, som kan sammanbindas till något så när raka linjer.

Outavaaraförkastningen (30 L 3c–0d) är speciell såtillvida att den inte framträder som dislokation på den flygmagnetiska kartan. Den bergartsfördelning, som föreligger, kan bero antingen på en oregelbunden veckform eller, som angivits i kartbilden på ett förkastningsplan, vilket bildar liten vinkel med redan veckade bergarters strykning och stupning. Ett brott i magnetiska led (vid 30 L 2c) har tolkats som ett uttryck för förkastningens horisontalkomponent, och bergartsfördelningen kan förklaras genom antagandet av en sänkning av det östra blocket.

Förkastningars ålder är vanskelig att uppskatta. I Outavaaraförkastningens strykningsriktning förekommer hällar av yngre granit, vilka inte bär spår av tektonisering, varför denna förkastning antagits vara pre-granitisk. Två förkastningar är med stor sannolikhet äldre än den yngsta djupbergartsserien: Koppanvaaraförkastningen (30 L 6c, 7c) orsakar sålunda en betydande förändring i suprakrustalbergarternas fördelning men stör ej Peuravaaragabbrons (30 L 6b) symmetriska struktur. Vidare är den förkastning, som breccierat och avgränsat Kevus järnmalm (30 L 1b), premetamorf, eftersom breccian är metamorfoserad.

På de geologiska kartbladen 31 L SO, 30 L NO och 30 L SO har ett större område med starkt förgnejsade amfiboliter, skiffrar och kvartsiter antagits tillhöra underlaget. Dessa gnejser har intruderats av granodiorit och förekommer även som milslånga stråk inklämda i granodioritens förskiffringsriktning. Mot väster uppträder bergarter av annan karaktär: skarn, kalksten, grafitskiffer, även de som långsträckta inneslutningar i samma granodiorit. Dessa bergarter uppfattas som rester av bergarter tillhörande sedimentformationen i Kiruna grönstensgrupp. Granodioritens förskiffring, samt de i denna inklämda suprakrustalbergartsstråkens stupning, är riktad mot öster. Under förutsättning att denna lagerstupning återspeglar en ursprunglig horisontell lagerställning, visar en profil över området (profil 2) att basementbergarterna ligger över de bergarter, som hänförs till Kiruna grönstensgrupp. Viktigt är att än en gång poängtera, att de

stratigrafiska ställningstagandena här är ytterst osäkra. Men accepteras dessa, betyder det att en mycket betydande överskjutning har ägt rum. Denna rörelse bör i så fall ha inträffat före granodioritens intrusion, eftersom också det kritiska området mellan underlaget och Kiruna grönstensgrupp intas av granodiorit.

7. Vinkeldiskordansen under Kiruna porfyrrupp

Centrala delen av kartbladet Lannavaara SV domineras strukturellt av en antiklinal med Kirunagrönstensgruppens bergarter, och en synklinal, där Pahakurkiogruppens kvartsiter är blottade. Porfyrrer förekommer mot söder i förhållande till dessa veckstrukturer, dvs. i veckaxelstupningens riktning, och överlagrar således både grönstenarna och kvartsiterna. Därför kan de också korreleras med Kirunaområdets sura till intermediära vulkaniter och har namngivits i enlighet härmed.

I eller åtminstone mycket nära botten av porfyrrgruppen ligger *Saarivaara-konglomeratet*, vars lagring (A), läge (B) och bollmaterial (C) bevisar att grönstensgruppens och Pahakurkiogruppens bergarter varit veckade och delvis eroderade vid tiden för porfyrruppens avsättning. Konglomeratet finns blottat vid Saarivaara (30 L 0b), och dess fortsättning har påvisats vid borrhningarna efter järnmalm i Teltaja (30 L 1b).

A. Lagring. Ifall Saarivaarakonglomeratet skulle ligga konformt med de underliggande grönstenarna och kvartsiterna, borde det i likhet med dessa stupa mot sydväst. Blottningarna visar dock tydligt, att så inte är fallet. Skiktade horisonter mellan horisonter av olika bollstorlek och bollmaterial anger i stället att lagringens stupning är 30° mot öster.

Borrhkärnorna vid Teltaja ger ingen upplysning om riktningen av konglomeratets lagerställning, men en skiktad inlagring i konglomeratet anger en måttlig stupning mot dagytan, i kontrast till den brant sydvästligt stupande malmen och dess sidoberg, som hör till Kiruna grönstensgrupp.

B. Läge. Mellan grönstensgruppens och porfyrruppens bergarter borde Pahakurkiogruppens kvartsiter återfinnas. Borrhningarna vid Teltaja har skett i det kritiska området och visar, att dessa kvartsiter dock saknas här. Kvartsiten måste således antingen ha varit borteroderad före porfyrrernas avsättning eller aldrig avlagrats här. Beaktande den mäktighet av ca 1 500 m, som kvartsiten har vid Nunasvaara 10 km mot nordöst, och det faktum att kvartsiten påvisats vid Tuolpukka 3 km mot sydväst, är den förstnämnda tolkningen mest sannolik.

C. Bollmaterialet. Konglomeratets bollmaterial domineras av tydligt strökornsförande, ljusa, intermediära porfyrrer, men även bollar av bergarter likarta-

de med porfyrgruppens underlag förekommer. I flera lager i konglomeratet finner man bollar av magnetitrikt skarn, som torde härröra från skarnbergarterna inom sedimentformationen i Kiruna grönstensgrupp. I ett lager av konglomeratet finns bollar av svartsandskiktad kvartsit, en för Pahakurkiogruppens kvartsit vanlig utbildningsform.

Den svaga topografiska reliefen medför att blott ett fåtal blottningar finns. De flygmagnetiska anomalierna över området närmast öster om Saarivaara har dock kunnat visas bero på magnetithaltiga fältspatsediment, magnetithaltig syenitporfyr, andesit samt gångar av andesinporfyr, men fördelningen mellan dessa bergarter kan inte anges. Av vikt är att den geofysiska tolkningen av de flygmagnetiska anomalierna anger, att anomalierna orsakas av relativt flackt liggande bergarter, vilket är i överensstämmelse med Saarivaarakonglomeratets lagerställning samt andra churu glesa hällobservationer.

Bestämmande för strukturen inom porfyrernas utbredningsområde är lagerställningen i en sedimentär bergart vid Maejuppuka (30 L 0d). Bergarten är här tydligt skiktad och har en sammansättning, som motsvarar en omlagrad syenitporfyr. Den innehåller också diffusa bollar av denna bergartstyp. Sedimentbergarten ligger i strykningsriktningen från en magnetisk anomali orsakad av en syenitporfyr blottad vid Sangijoki (30 L 0e) och har samma nordvästliga strykning som denna. Sedimentbergartens lagerstupning är 50° mot sydväst. Denna observation och Saarivaarakonglomeratets stupning med 30° mot öster visar, att porfyrgruppens bergarter bildar en flack, bred synklinal med sydlig veckaxelstupning som enligt profil 3 ligger över den äldre, mer hopveckade och eroderade berggrunden.

8. Malmer, industriella mineral och bergarter

8.1. Sammanfattning

Karteringens syfte har varit att ge underlag för prospekteringsarbeten bl.a. genom att identifiera och bestämma utbredningen av sådana geologiska miljöer, som har förutsättningar för bildning av ekonomiskt värdefulla malmer och mineral.

Tidigare erfarenhet från främst Vittangiområdet har visat att den övre, sedimentära delen av Kiruna grönstensgrupp är särskilt lovande för fynd av skarnjärnmalmer, kopparförande skiffrar, kalksten och grafit. Detta har visat sig vara giltigt för ifrågavarande bergartsgrupp även i kartområdet. Järnmalmer framkom sålunda vid de flygmagnetiska mätningarna, men ur markmagnetiska

mätningar kunde senare beräknas, att storleken av dessa malmer var föga imponerande. Vid undersökningar av järnmalmerna påträffades vid Teltaja en kvartsrandad magnetit-hematitmalm och vid Sattavaara en malm med en manganförande paragenes. Vid karteringen och järnmalmsundersökningarna iaktogs kopparrika grafitiskiffrar och kopparanomala glimmerskiffrar i såväl fast klyft som block.

Erfarenhetsmässigt är Kiruna porfyryrgrupp särskilt lovande för järn- och kopparmalmsfynd, och genom upptäckten av denna stratigrafiska nivå i kartområdet ökades prospekteringsintresset här väsentligt.

Ett molybdenuppslag har blivit föremål för prospekteringen med geokemiska och geofysiska metoder.

Vissa basiska bergarter har befunnits äga förutsättningar för fynd av järnmalm och asbestmineral samt koppar och nickel. Anortosit (möjlig aluminiumråvara) åtföljer vissa basiska djupbergarter. Två större kalkstensförekomster har påträffats.

8.2. Malmer

8.2.1. Järn

Samtliga större järnmalmsanledningar förekommer i sedimentformationen i Kiruna grönstensgrupp. Ett järnmalmsuppslag är knutet till gabbro (Peuravaara-gabbro vid 30 L 6b).

Kevus (30 L 1b) är den bäst kända av Lannavaarafältets tre malmanledningar. Geofysiska detaljmätningar och fyra diamantborrhål anger att här finns 36 milj. ton magnetitmalm inom en area av 50 000 m² till 200 m djup. Borrningarna antyder att mäktigheten inte avtar mot djupet. Genomsnittshalten är 30 % Fe med malmgränsen vid 20 % Fe. Malmen är svavelrik (2 % S) och fosforfattig (0.06 % P) och hör till en i norra Norrbotten vanlig skarnjärnmalmtyp liknande t.ex. Sautusvaara och Vathanvaarafältets malmer på kartbladet 29 K Vittangi (Eriksson och Hallgren 1975).

Kevusmalmen ingår i en premetamorf tektonisk zon. Malmen ligger i förkastningsplanet, och all malm är liksom sidoberget kraftigt tektoniserad. Mindre, bättre bevarade partier visar att malmen anlagts i skiktade amfiboliter. Gångarten i malmen utgörs av amfibol- och pyroxenskarn i växlande proportioner. En kalkstensbank kan skönjas.

Sattavaara (1b) ligger i strykriktningen 2 km söder om Kevus men har en annan malmparagenes. Förekomsten är unik i norra delen av Norrbottens län genom sin relativt höga manganhalt (3–5 % Mn). Manganet är bundet i silikat-

form i skarnet. Onormala halter av baryt, koppar och zink förekommer, samt genomtvärande molybdenglansådror. Järnmalmen utgörs av magnetit. Malm-mängden har inte beräknats men är uppskattningsvis mindre än Kevus.

Markmagnetiska och gravimetriska mätningar ger en anomalibild, vilken tolkas som ett antiklinalt veck med sydlig veckaxelstupning. Den malm, som påvisats, har starkt växlande magnetithalt och omges av tungt skarn. Malm-skarnhorisonten underlagras av skiktade amfiboliter med fyllitlagringar och överlagras av grafitiskiffer, skiktade amfiboliter, basaltisk grönsten och grafitiskiffer i nämnd ordning. Inne i malm-skarnhorisonten förekommer smala jaspiskvartsithorisont, kalksten och granatglimmerskiffer.

Järnhalten varierar starkt. I mindre partier kan malmen vara kompakt, men några ca 10 m långa sektioner håller ca 30 % Fe. Svavelhalten varierar och är i allmänhet under 1 %. Lokala kiskoncentrationer förekommer, där maximihalten av kopparkis uppgår till 0.5 %. Några smala molybdenglansådror har påträffats.

Förekomsten *Teltaja* (1b) har två malmhorisont. Den ena utgörs av en magnetit-hematitmalm i kvartsitisk gångart, den andra av en skarnig magnetitmalm. Vid 200 m djup under dagytan har påvisats en 50 m bred magnetit-hematitmalm med 42 % Fe i kvartsitisk gångart. Vid samma djup har den andra malmhorisont, skarnjärnmalm, en bredd av 15 m och en halt av 33 % Fe. I denna malmhorisont har onormalt höga manganhalter påvisats, och den utgör sannolikt fortsättningen av Sattavaaras malmhorisont.

Sju undersökningshål har borrats, och samtliga börjar i porfyrruppens bergarter. Malm har erhållits i underliggande skarniga och jaspiskvartsitiska bergarter tillhörande Kiruna grönstensgrupp. Fem borrhål har utförts i den starkaste magnetiska anomalin, varav fyra i en profil. De övriga två borrhålen har borrats i två svagare magnetiska anomalier några hundratal meter från den starkaste anomalin. Borrdatabar varit svårtolkade men ger följande troliga händelseförlopp (se fig. 3: profil med inprojicerade borrhål).

1. Ovanpå basiska lavar sedimenterar malm i basisk vulkanisk, manganförande miljö (nu manganhaltig skarnmalm med kalkstensbankar).
2. Miljön blir rent sedimentär, leror avsätts (nu glimmerskiffer).
3. Ny malmbildning sker i kemisk-sedimentär miljö (nu magnetit-hematit i jaspiskvartsit med smala skarnhorisont).
4. Bituminösa leror sedimenterar i stagnat miljö (nu sulfidrika grafitiskiffer med upp till 12 % C och i genomsnitt 0.4 % Cu).
5. Sedimentationen fortsätter och avslutas sannolikt med Pahakurkiogruppens klastiska sediment. Därefter sker metamorfos och veckning i samband med Haparandaseriens intrusioner.
6. Området förkastas efter ett plan, som stryker i nordöstlig riktning och stupar mot norr. Rörelsen orsakar en relativ sänkning av det norra blocket.
7. Erosion sker tills ett berg av malm återstår med den västra väggen 150 m hög och nästan lodrät.

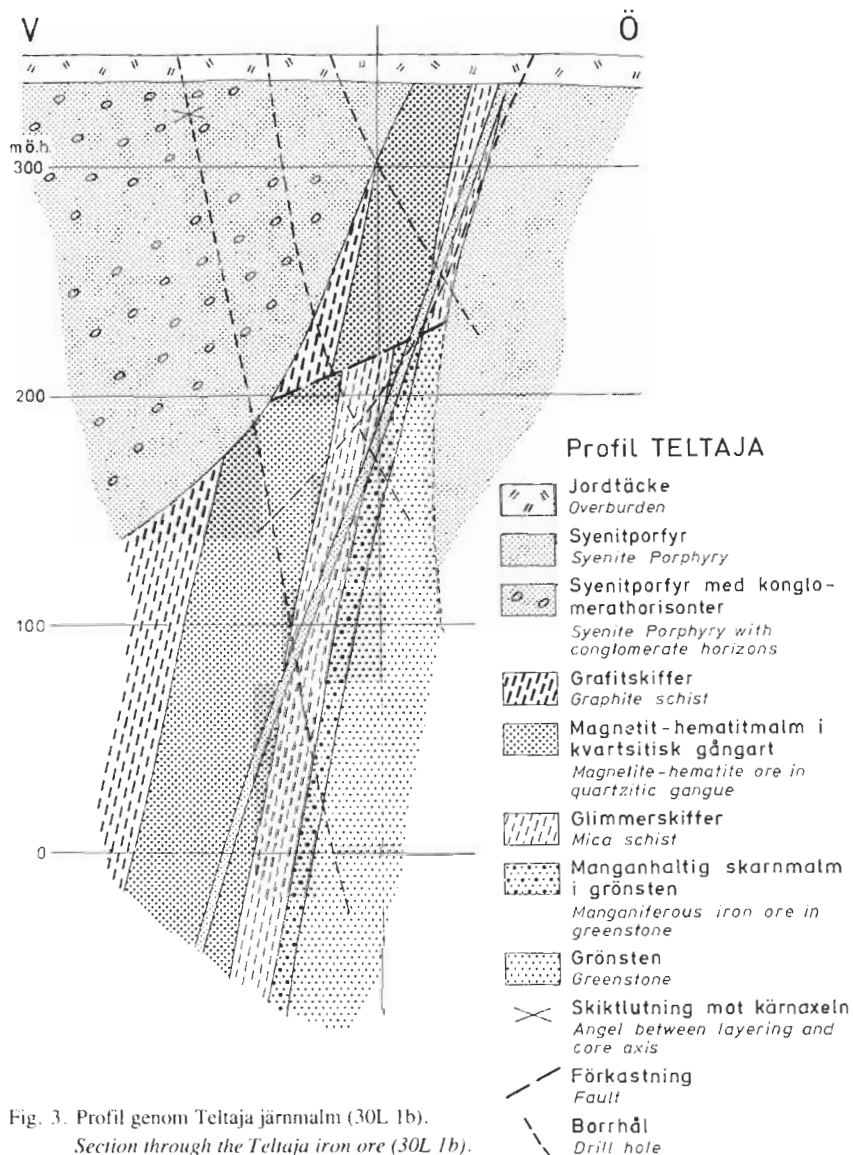


Fig. 3. Profil genom Teltaja järnmalm (30L 1b).
Section through the Teltaja iron ore (30L 1b).

8. Detta berg begravs av eruptionsprodukter från en sur till intermediär vulkanism (nu Kiruna porfyrgrupp).
9. Samtidigt med vulkanismen pågår erosion, som bryter ned en del av samtidigt avlagrade vulkaniter och lokalt även skär ned i underliggande veckade och metamorfa bergarter (nu Saarivaarakonglomerat med porfyrbollar samt bollar av skarn, järnmalm och kvartsiter).
10. En intrusion av porfyryr alternativt en förkastning i nordlig riktning orsakar den nuvarande kilformen av den närmast dagytan belägna delen av grönstensgruppens bergarter.
11. En ca 10 m mäktig porfyrgång intruderar.
12. Apatitrika gångar bildas.
13. En metamorfos äger rum, sannolikt i samband med migmatitgranitens bildning. Viss snedställning av porfyrgruppens bergarter sker också.

En malmberäkning grundad på erhållna data är helt omöjligt att utföra. Enär huvudmalmen endast har ett begränsat utgående i bergytan och överlagras av varierande mängder av porfyryr, kommer både geologiska och geofysiska beräkningar till korta. Magnetiska mätningar kan inte användas till malmberäkning emedan en stor och varierande del av malmen utgörs av hematit. Förutsättningarna i Teltaja för fynd av en större mängd samlad malm på ej alltför stort djup måste betraktas som goda, då gravimeteranomalier i huvudmalmens strykningsriktning ännu ej kunnat förklaras.

Apatitrika svartmalmsgångar i Teltaja: En undersökning har visat att malmen är fosforfri, men vid genomgång av en borrhäla från en undersökning på 1920-talet upptäcktes apatitrika, kalcitförande svartmalmsgångar. Det borrhålet hade aldrig nått malmen. Apatitgångarna fanns i porfyrgruppens bergarter, men det kan inte uteslutas att sådana gångar även kan förekomma i malm, såsom fallet är i Leveäniemigruvan (Parák 1965).

Från ruta 1c mot norr fortsätter samma bergartsled som givit Lannavaarafältets tre malmanledning. Området är inte markgeofysiskt undersökt, och flygmagnetiska kartan anger att större, ytnära magnetitmalmer inte förekommer. Men det kan därför inte uteslutas att magnetit-hematitmalm av den typ, som finns i Teltaja, kan uppträda. De magnetiska banden på flygmagnetiska kartan förklaras av blottningar vid Outavaara som magnetitrika basiska metasediment.

Från Outavaara kan övre delen av Kiruna grönstensgrupp i form av rester i migmatitgranit följas till *Paljasjärviutmälet* (30 L 5d). Utmålet ägs av rederiaktiebolaget Nordstjärnan. Det har upptäckts genom flygmagnetiska mätningar och undersökts genom borming.

Rapport över undersökningsresultaten finns inte, men området är förhållandevis väl blottat. Den flygmagnetiska kartan anger att malmstråket är 5 km långt, och av befintliga blottningar att döma verkar malmmäktigheten ej vara särskilt stor och malmen bitvis fattig. Gångarten är skarn eller ibland jaspiskvartsit. Analys visar att malmen är manganfri. Blottningarna tyder på att malmen är

ganska svavelrik. Lagringsstrukturen står brant. Geofysiska stupningsbestämningar anger en brant östlig stupning, som på ganska svaga grunder (se s. 29) även förmodas svara mot uppåt i lagerföljden. Är detta riktigt, intar denna malm en annan stratigrafisk position gentemot grafitskiffrar än Lannavaarafältets malmer. Där överlagrar grafitskiffrarna malmerna, men här påträffas grafitskiffrarna väster om järnmalmerna, vilket skulle vara på en stratigrafiskt lägre nivå.

Järnmalmсанledningен Sautusjärvi (30 L 6d) ligger i norra fortsättningen av Paljasjärviutmälet. Det direkta sambandet är brutet och anomalin något förskjutet i förhållande till Paljasjärvimalmerna. Anomalin är helt jordtäckt och har undersökts medelst ett borrhål, genom vilket påvisats en 10 m mäktig skarnjärnmalm på 100 m djup under dagytan. Malmen är svavel- och fosforfri och torde innehålla ca 40 % Fe. Anomalins längd är 600 m.

De magnetiska stråken norr och sydväst om Sautusjärvi (30 L 6d) samt under sjön *Kallojärvi* (30 L 6c) orsakas sannolikt av små järnmalmer. Området har mätts markgeofysiskt och samtliga anomalier har bedömts vara för svaga för att motivera vidare undersökningar. Enda malmblotningen finns i strykningsriktningen mot söder från den starka magnetiska anomalin vid 7d. Där har påträffats en 0.5 m bred magnetitmalm mellan bandade basiska sedimentbergarter och amfibolit. Gångarten är skarn och järnhalten ca 35 %. Malmen är svavel och fosforfri (0.005 % S resp. 0.007 % P).

Inom kartdelen 30 L 0b förekommer en stark magnetisk anomali. Geofysiskt tolkas anomalin som orsakad av en djupt liggande magnetitrik, tung kropp. Enligt geologiska kartan borde varken övre delen av Kiruna grönstensgrupp eller porfyrgruppens malmer kunna återfinnas här och anledningen till anomalin har antagits vara en gabbro pålagrad av Saarivaarakonglomerat. Denna tolkning grundas på Tuolpukkakvarstiens sydöstliga stupning, vilken visar att kvartsithällarna förekommer på den västra skänkeln i ett synklinalt veck med sydlig veckaxelstupning. Detta i sin tur innebär att den stratigrafiska nivån, där anomalin förekommer, torde vara ganska hög i Pahakurkiogruppen, och enda tänkbara förklaringen till anomalin är ett intrusiv.

Viktigt är att den stratigrafiska uppåtriktningen aldrig gått att bestämma i Tuolpukkakvarstien. Under förutsättning att den observerade lagerstupningen orsakats av en överstjälpning och uppåt i verkligheten pekar mot väster, är strukturen en annan. Kvartsiten ligger i det fallet nära botten av Pahakurkiogruppen, strukturen är en antiklinal med nordlig veckaxelstupning och anomalins möjliga förklaring är en järnmalm lik järnmalmen i Teltaja eller Sattavaara.

Peuravaaragabbron (30 L 6d) uppvisar relativt starka magnetiska anomalier.

Under hålletning för geofysisk parameternätning av gabbbron påträffades blottningar med god malmhalt, vilka dock inte tillät någon avgränsning av malmen. Med nuvarande information kan en större utbredning följaktligen inte uteslutas. Prov undersökt i mikroskop anger att höga titanhalter inte är att förvänta.

8.2.2. Koppar

Kartområdets kopparmineraliseringar är företrädesvis knutna till grafitiskifferlager i Kiruna grönstensgrupp. Grafitiskifferna är delvis kraftigt sulfidförande, med växlande kopparhalter. Sålunda är den grafitiskiffer, som överlagrar järnmalmen i Teltaja, kraftigt sulfidförande med kopparhalter upp till 1 % i begränsade partier.

8.2.3. Molybden

Vid Härkevaara, 30 L 4f, påträffades vid länskarteringen på 1950-talet en isolerad molybdenmineraliserad skarnhäll i ett område av yngre granit. I de granithällar, som omger skarnet, har enstaka molybdenglansfyllda sprickor påträffats. Dessa och ett molybdenglansförande pegmatitblock visar att mineraliseringens genes är knuten till den yngre granit, till vars randzon malmanledningen är lokaliserad.

8.3. Industriella mineral och bergarter

8.3.1. Anortosit

Anortosit har påträffats inom Juoluvaaragabbbron (30 L 6b). Ett 1/3 km² stort, relativt välblottat område utgörs av ljus svagt bandad anortosit.

8.3.2. Baryt

Baryt förekommer i sidostenen till järnmalmen i Sattavaara (30 L 1b). Flera horisonter har vid kemisk analys visat sig vara barytförande, halterna är låga i stuffer av skarn (max. 1.7 % BaO).

8.3.3. Grafit

Grafitförande skiffrar har på kartan betecknats med svarta streck på grå botten. Grafithalten i skiffrarna har befunnits vara låg (max. 12 % C), och grafiten är finfjällig.

Särskilt grovfjällig grafit har påträffats endast vid Härkevaara (30 L 4f), men

analyserna visar en låg grafithalt (5.2 % C över 2 m). Blottade mäktigheter är 2.5 m, men den sannolika bredden är 20 m och längden torde enligt geofysiska markmätningar vara 300 m.

8.3.4. Kalksten

Denna bergart skall egentligen benämnas karbonatsten, enär Ca/Mg-fördelningen inte undersökts. I den övre sedimentära delen av Kiruna grönstensgrupp är dolomitiska kalkstenshorisonter vanliga, men de har oftast befunnits vara små och förorenade av sulfider, skarnmineral och magnetit. De två möjligtvis större förekomsterna, som anges nedan, har åtminstone i blottade partier varit fria från sulfider och magnetit.

Tukkapuro (30 L 5a). Ett 100 m brett och 300 m långt stråk av kalksten kan här följas genom rösberghällar och påfallande kraftig vegetation. Kalkstenen är grovkornig och fri från alla föroreningar. Kalkstenens stora mäktighet beror sannolikt på att här föreligger ett veckknä, där förtjockning skett. Mäktigheten i strykningsriktningen torde dock ej vara lika stor.

Sautusjärvi (30 L 6d). Vid sjöns nordspets finns blottningar av kalksten, som i vissa partier är förorenade av skarnmineral och sammanknölade grönstenslinser. Den blottade mäktigheten är 100 m och markmagnetiska mätningar anger att längden kan vara 5 km med oförändrad bredd, i mycket rak strykning.

Vid 30 L 9d, 31 L 0d, förekommer stora grönstenspartier i yngre granit. I ett sådant parti har en mindre blottning av röd serpentinfläckig kalksten påträffats. Den blottade mäktigheten är endast 1.2 m men är ej avgränsad. Block av liknande kalksten har påträffats mot isrörelseriktningen från hällen, varför flera förekomster bör finnas i området.

8.3.5. Kvarts och fältspat

Större samlade partier av kvarts eller fältspat har inte påträffats. Förutsättningarna till fynd av sådana är kanske störst i Mertajärviantiklinalen (30 L 8c, 9c; 31 L 0c, 0d), där graniten är synnerligen pegmatitisk och lokalt skriftgranitiskt utbildad. En halvmeterbred gång av ren kvarts har iakttagits där.

Endast en notering om fältspat har gjorts under karteringen. Den är från hällområdet norr om sjön *Tuolpukka* (30 L 0b), där några kvadratmeter blottad hällyta består av grov, relativt ren fältspat.

8.3.6. Kvartsit

Vit kvartsit är den dominerande bergarten i *Tjärroformationen*. Den har ett tänkbart användningsområde som vägbeläggning, men är knappast tillräckligt ren för andra ändamål.

8.3.7. Skapolit

En monomineralbergart bestående av grovkornig skapolit har påträffats vid *Ainattivaara* (31 L 2c). Bergarten uppträder i anslutning till tuffitiska led i basaltiska grönstenar och är något förorenad av grönstensslamsor.

8.3.8. Ultrabasiska bergarter

Ett blockfynd av krysotilförande ultrabasit föranledde en särskild undersökning i Mertajärviantiklinalen. Krysotilasbest blev ej påvisad, men väl de mindre värdefulla mineralen antofyllit och antigorit.

Vid *Kuormakka* (30 L 4a) förekommer en ultrabasisk inlagring i basaltisk grönsten. Denna är 20 m bred och kan i strykningsriktningen följas 50 m. Mot sydöst begränsas inlagringen mot en mindre förkastning och mot nordväst försvinner den under det tilltagande jordtäcket. Krysotil har påträffats i bergarten.

LITTERATUR

GFF=Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU=Sveriges geologiska undersökning

- AMBROS, M., 1970: Vinkeldiskordans mellan två bergartsgrupper i norra Norrbottens urberg. – Lic. arb., Stockholms universitet.
- ERIKSSON, B., 1969: Berggrunden inom det centrala Vittangifältet, dess petrografi, stratigrafi och tektonik. – Lic. arb., Stockholms universitet.
- ERIKSSON, B., och HALLGREN, U., 1975: Beskrivning till berggrundskartbladen Vittangi NV, NO, SV, SO. – SGU Af 13–16.
- FRIETSCH, R., 1966: Berggrund och malmer i Svappavaara-fältet, Norra Sverige. – SGU C 604.
- 1967: On the relative age of the skarn iron ores and the Haparanda granite series in the County of Norrbotten, Northern Sweden. – GFF 89, s. 116.
- GFIJER, P., 1931: Berggrunden inom malmitrakten Kiruna-Gällivare-Pajala. – SGU C 366.
- HALLGREN, U., 1969: Jämmalmerna inom Sautusvaara-Leppäkoskiområdet, Norrbotten. – Lic. arb., Stockholms universitet.
- KOUVO, O., 1958: Radioactive age of some Finnish pre-Cambrian minerals. – Bull. Comm. Geol. Finl. 182.
- MATISTO, A., 1969: Suomen geologinen yleiskarta. Kivilajikartan selitys. Lehti-Sheet B 8, Enontekiö. With English summary.
- MERILAINEN, K., 1961: Albite diabases and albitites in Enontekiö and Kittilä, Finland. – Bull. Comm. Geol. Finl. 195.
- OFFERBERG, J., 1967: Beskrivning till berggrundskartbladen Kiruna NV, NO, SV, SO. – SGU Af 1–4.
- PAIJET, P., 1959: Leucodibase and associated rocks in the Karelidic zone of Fennoscandia. – GFF 81, s. 316.
- 1970: Beskrivning till berggrundskartbladen Tarendö NV, NO, SV, SO. – SGU Af 5–8.
- 1975: Berggrundskartbladen Pajala NV, NO, SV, SO. – SGU Af 21–24.
- PARAK, T., 1965: Leveäniemi järnnalmisfyndighet. Rapport rörande resultaten av SGU:s undersökningar under åren 1957–1964. – Rapport (opublicerad) upprättad för SGU, malmbyrån.
- WELIN, E., 1970: Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige – en preliminär diskussion. – GFF 92, s. 433.
- WELIN, E., CHRISTANSSON, K., NILSSON, Ö., 1971: Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in Northern Sweden. I. – SGU C 666.
- WETHERILL, G. W., KUOVO, O., TILTON, G. R., and GAST, P. W., 1962: Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian. – J. Geol. 70., s. 74.
- WITSCHARD, F., 1970: Description of the geological maps Lainio NV, NO, SV, SO. – SGU Af 9–12.
- 1975: Berggrundskartbladen Fjällåsen NV, NO, SV, SO. – SGU Af 17–20.
- ÖDMAN, O. H., 1939: Urbergsgelogiska undersökningar inom Norrbottens län. – SGU C 426.
- 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. – SGU Ca 41.
- ÖDMAN, O. H., HARME, M., MIKKOLA, A., SIMONEN, A., 1949: Den svensk-finska geologiska exkursionen i Tornedalen sommaren 1948. – GFF 71, s. 113.

NAMNREGISTER

Beteckningarna hänför sig till kartbladens rutindelning.

Almättiväara	31 L, 2c
Hängasmaa	30 L, 9f
Härkeväara	30 L, 4f
Idlivuoma	30 L, 8b-c
Juoluvuavaaranjärvi	30 L, 6a
Kaareväara	31 L, 1c
Kalliojärvi	30 L, 6c
Kantiohevat	30 L, 9g
Kappuväara	30 L, 6c
Karesuando	31 L, 1c
Kevus	30 L, 1b
Kiviläki	30 L, 6f
Kuonmakka	30 L, 5a, 4a-b
Lainioälven	30 L, 2a-0c
Lännaväara	30 L, 2b
Lännaväaraälven	30 L, 1b
Loppunuas	31 L, 1b
Luongasklompolo	30 L, 7g
Luongasklompolväet	30 L, NV och NO
Luspaväara	30 L, 6a
Macijupukka	30 L, 0d
Mauno	31 L, 2c
Merasjoki	30 L, 2f-0h
Mertajärvi	30 L, 7c, 8c, 9c, 31 L, 0c-d
Nunasväara	30 L, 3c, 2c
Oulaväara	31 L, 1d
Oulaväara	30 L, 2c, 3c
Oulaväaraorfökaslängen	30 L, 2c-0d
Pallajärvi	30 L, 5d
Puralompolo	30 L, 5b
Puraväara	30 L, 6b
Pikkujärvi	30 L, 2b
Pulliväara-Häljumsäsvet	30 L, SV och SO
Ruodusjärvi	30 L, 8g
Saariiväara	30 L, 0b
Saattukakakursu	30 L, 5g
Saankijoki	30 L, 0c
Sattiväara	30 L, 1b
Sautusjärvi	30 K, 6d
Sautuslunturi	30 L, 5c
Suonihävie	30 L, 8a
Suijaväara	30 L, 6h
Teltaja	30 L, 1b
Tuonnaväara	30 L, 7d
Tukkapuro	30 L, 5a
Tuolipukka	30 L, 0a

GEOFYSISK DEL

Av

HERBERT HENKEL

INNEHÅLL

Summary	59
1. Inledning	61
2. Bergarternas fysikaliska egenskaper	61
2.1. Bergarter i basement (underlag), fig. 5-6	65
2.2. Sedimentära bergarter, fig. 7-8	66
2.3. Vulkaniska bergarter, fig. 9-11	67
2.4. Djupbergarter, fig. 12-21	70
2.5. Gångbergarter, fig. 22-27	81
3. Tyngdkraftskartan	86
3.1. Regional översikt	86
3.2. Profiler med modellberäkningar, fig. 28 A-E	87
3.3. Djupuppskattningar	91
4. Flygmagnetiska kartan	91
4.1. Områden med bandat anomalimönster	93
4.2. Områden med oregelbundet anomalimönster	93
4.3. Gångsystem	94
4.4. Dislokationer, pl. 2 B	94
5. Kombinerad tolkning av regionala geofysiska data	96
5.1. Regional översikt	96
5.2. Speciella strukturer	99
6. Markgeofysiska mätningar	107
Litteratur	109
Tabell 4. Fysikaliska egenskaper för bergarter och bergartsgrupper	110

SUMMARY

The aeromagnetic measurements in these map areas were completed in 1964. Technical information concerning the measurements is given in Werner (1963). Their interpretation, based on contoured maps, is made qualitatively with respect to anomaly patterns (which can be banded, irregular or dike-like) and relative magnetization levels. These results are presented in a simplified interpretation map at the scale of 1:250 000 in Pl. 2 A. A quantitative interpretation is made with respect to connections (of similiary magnetized bands), dislocations, and dips of contacts or sheet like bodies. The results of the interpretation of magnetic dislocations are presented in the map of Pl. 2 B and in Figs. 30 and 31.

The gravity measurements were completed in 1974 and consist of 646 stations arranged in profiles with approximately 1 km station spacing and 5–10 km apart. Technical information on these measurements is given in Nylund (1978). Their interpretation includes depth to lower surface determinations on single anomalies and model computations along 6 selected profiles, figs. 27 and 28 A–E.

The petrophysical measurements consist of laboratory measurements of density, magnetic susceptibility and remanent magnetization of about 1 100 samples collected mainly during the geological mapping. Technical information concerning these measurements is given in Henkel and Mannby (1976), as well as Henkel and Nisca (1977). The petrophysical properties are presented in diagrams for various rock types and rock groups in Figs. 5–19 and 21–25.

In these diagrams one symbol denotes one sample, for rock groups with numerous samples iso-lines of the areal frequencies 1, 2, 5, 10 samples within the unit area 0.04 cgs (density) and 0.2 decade (magnetic properties). In addition, a large number of *in situ* determinations of magnetic susceptibility have been made on selected areas. These results are presented as histograms in Figs. 11, 15, 19, 21, and 25. All values are given in cgs units, for conversion into SI units the factor 4π should be used for susceptibility and 10^3 for density. In Table 4 mean values and standard deviations are listed for different rock types.

In Fig. 4, a comparison is shown of the variation in magnetization for various large rock groups. It can be noted that the highest magnetization levels are observed exclusively among gabbros, basic volcanic rocks, and volcanic sediments. Large remanent magnetizations are only observed among gabbroic intrusions and dykes, which may have significantly different (from the present geomagnetic field) directions of magnetization. The direction of remanent magnetization of the Peuravaara gabbro is similar to directions observed otherwise in Norrbotten, i.e. the Saalovuoma gabbro (Henkel *in* Padget 1977), and the Tärendö gabbro (Cornwell 1968). Some of the supracrustal rocks display high remanence, although their magnetic anomalies indicate that the direction of this remanence is close to the present geomagnetic field. The volcanic rocks of the Kiruna

greenstone group show a typical bimodal distribution in their magnetic susceptibility, with a dominant low paramagnetic component and a high ferromagnetic component. Similar observations have been made in other map areas, i.e. 28 M Pajala (Henkel *in* Padgett 1977).

The combined interpretation of the magnetic, gravity and petrophysical data gives information on the possible structures of the involved rocks, their composition and distribution. Regionally the map areas show three distinctly different types of structures arranged around a large scale antiform. The core of this antiform is located in the NE map quadrangle and on the adjacent map areas 30 M Muonionalusta. It consists of gneissose rocks of different composition including amphibole-pyroxene gneisses (Lindroos and Henkel, *in prep.*). These rocks, together with a broad belt of granitoids overlying them, are structurally considered to be the basement to a series of strongly folded, mainly basic, volcanic and sedimentary rocks. These have been intruded and deformed by granites which are interpreted as gravitationally mobilized granites from the basement (Lindroos and Henkel 1978). In this process, characteristic structures are created, giving rise to rounded magnetic and gravity lows within the folded supracrustal belt, and arcuate contacts towards the surrounding granitoids. These types of structures are observed in most areas with supracrustal rocks in Northern Sweden (Henkel 1978a). During a later block deformation these structures have been fractured and displaced along fault zones some of which have a considerable length (up to several hundreds of kilometres). The amount of apparent lateral displacement can be inferred from the aeromagnetic map, while vertical movements only can be detected in detailed model computations. These dislocations occur in several direction sets systematically all over Northern Sweden (Henkel 1978b). A characteristic attribute to large dislocation zones are magnetic linear minima in magnetized rocks, where the magnetite is oxidized into hematite (Henkel and Guzmán 1977).

The ground geophysical surveys made for prospecting purposes are listed in the table of Fig. 37 and their location is indicated in Fig. 36.

1. Inledning

De flygmagnetiska mätningarna inom kartbladen 30–31 L Lannavaara–Karesuando utfördes 1963–64. Teknisk information angående sådana mätningar finns i Werner (1963) och i en intern SGU-rapport (Lindén et al. 1978). Ett antal mindre markgeofysiska mätningar utfördes 1967–1971; totalt omfattar de 64 km². Regionala gravimetermätningar har gjorts i ett antal glesa profiler och i omgivningarna till markgeofysiskt mätta områden. Bergarternas fysikaliska egenskaper: densitet (specifik vikt), magnetiserbarhet och egenmagnetisering, har mätts på ett stort antal prover, som insamlats i samband med den geologiska karteringen. Dessutom har flera mindre områden undersökts noggrannare, med bland annat in situ-bestämningar av magnetiserbarheten och uttagning av orienterande prover. Teknisk information om denna s. k. paramettermätning finns i Henkel och Mannby (1976) samt Henkel och Nisca (1977). I tolkningen av den flygmagnetiska kartan ingår en analys av magnetiska mönster, dislokationer, magnetiseringsnivåer samt stupningsbestämningar. Tolkningsresultaten har sammanställts i förenklad form i pl. 2 i skala 1:250 000 och som profiler i fig. 28 A–E. Pl. 2 innehåller också tyngdkraftskartan i samma skala.

2. Bergarternas fysikaliska egenskaper

Petrofysik eller kunskapen om bergarternas fysikaliska egenskaper är grundläggande, när man vill sätta geofysik och geologi i relation till varandra. En tolkning av de geofysiska mätningarna kan göras kvantitativ och inriktad på bergarter (deras yttutbredning och djupgående) först när de fysikaliska egenskaperna i bergarterna har uppmätts.

De bergartsprover, sammanlagt ca 1 100, som har samlats in, huvudsakligen i samband med den geologiska karteringen, har mätts med avseende på egenskaperna densitet, magnetiserbarhet (magnetisk susceptibilitet) och egenmagnetisering (naturlig remanent magnetisering, NRM). Dessa data redovisas i standarddiagram för de olika bergartsgrupperna, där magnetiserbarheten plottats mot densitet respektive q -värde. Q -värdet anger förhållandet mellan remanent och inducerad magnetisering vid standardfältet 0.5 Gauss (eller 50 000 nT). Värdena är angivna i cgs-enheter. För omräkning till SI-enheter används faktorn 4 π

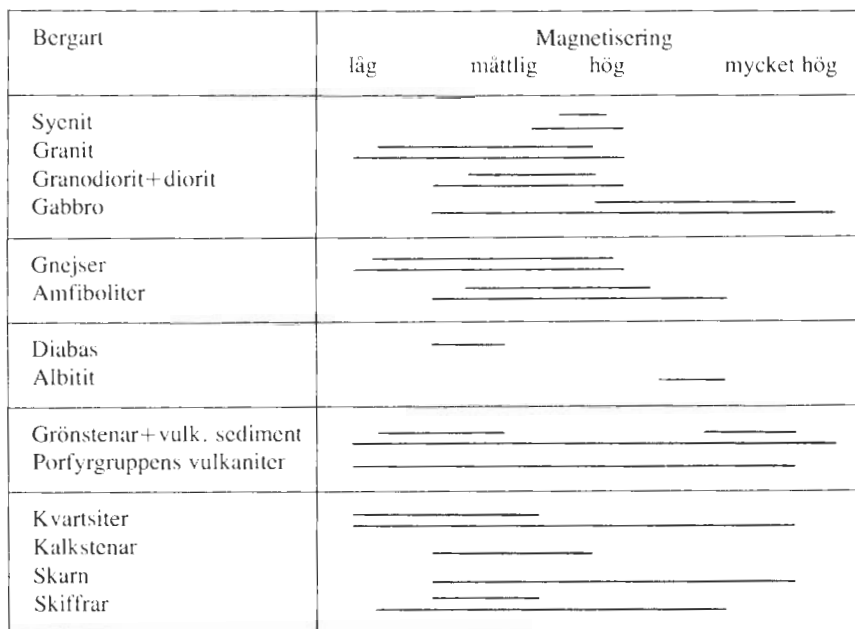


Fig. 4. Variationen i totalmagnetiseringen av olika bergartsgrupper.

Variation of total magnetization of various rock groups.

för magnetiserbarhet och 10^3 för densitet. I diagrammen representeras ett prov med en symbol, som visar bergartstypen. Vissa bergarter, som representeras av ett stort antal prover, åskådliggörs med isolinjer för lika ytfrekvens för 1, 2, 5 och 10 prover inom enhetsytan 0.04 cgs (densitet) och 0.2 dekadern (magnet. egenskaper).

In situ-mätningar av magnetiserbarheten har utförts i sju områden och redovisas som histogram. Av några bergarter har orienterade prov uttagits för bestämning av den naturliga remanensens (NRM) riktning. Dessa data redovisas i standarddiagram (stereografiskt eller vinkelriktig azimutal projektion).

Densiteten är en funktion av de bergartsbildande mineralens volymandel i en bergart. Den lägsta densiteten har kalifältspat (2.55 g cm^{-3}); höga densiteter har järn- och magnesiumrika silikat ($2.9\text{--}3.6 \text{ g cm}^{-3}$), samt malmmineral ($4.8\text{--}5.2 \text{ g cm}^{-3}$). I kristallina bergarter är porositeten vanligen så låg att den högst påverkar densiteten med ca -0.02 g cm^{-3} . Så länge andelen malmmineral är låg, påverkas bergartens densitet endast litet, ca $+0.02 \text{ g cm}^{-3}$ per volymprocent malmmineral. Magnetit är det vanligaste malmmineralet; i vissa bergarter kan

mängden nå över 10 volymprocent. Densiteten reducerad för magnetithalten (såsom den återspeglas i magnetiserbarheten, se nedan), den s. k. silikat-densiteten, är en indikator på bergarters sammansättning efter en skala sur (2.60)–basisk (2.95). Särskilt för djupbergarter och vulkaniter är detta samband betydelsefullt (Henkel 1976).

Susceptibiliteten (eller magnetiserbarheten) är en funktion av mängden magnetiserbara mineral i en bergart. De ferromagnetiska mineralen magnetit och magnetkis har den högsta magnetiserbarheten, men även de paramagnetiska järnhaltiga silikaterna har en betydande magnetiserbarhet $1-4 \cdot 10^{-4}$ cgs). Grafit är diamagnetiskt och kan därför, om det förekommer i större mängder, ge vissa bergarter en negativ susceptibilitet. Magnetit, som är det vanligaste mineralet med hög susceptibilitet (upp till ca 1.5 cgs), ger normalt upphov till den spridning i magnetiserbarheten, som observeras bland bergarter. Om denna spridning är låg, uppkommer en karakteristisk och homogen magnetisk anomali kring bergarten. Är spridningen stor, kan en mängd olika anomalimönster uppkomma i den magnetiska anomalibilden över bergarten. Dessa mönster säger oftast något om bergartens bildningssätt.

Remanensen (eller egenmagnetiseringen) NRM uppkommer i alla ferromagnetiska mineral, när de befinner sig i ett magnetfält. När de magnetiska mineralen föreligger i lågkoerciva korn (större än ca 10μ), följer NRM det rådande geomagnetiska fältet. Storleken av denna egenmagnetisering är då bara ca 20 % av den inducerade magnetiseringens storlek. Man erhåller därför låga q-värden. Om andelen högkoerciva magnetiska korn ökar, ökar också bergartens remanens och framförallt dess förmåga att behålla en tidigare inpräglad remanens (t.ex. vid bergartens bildning eller vid en senare omvandling). Bergartens q-värde ökar, och i vissa fall kan den remanenta magnetiseringen vara betydligt större än den inducerade. De mineral, som har visat sig betydelsefulla för bildningen av högkoerciva korn, är framförallt järn-titanoxiderna, där olika avblandningsfenomen ger en uppdelning av kornen i små lameller. En annan betydelsefull källa till små magnetiska korn är avblandning av magnetit i de järnhaltiga silikaten. De avblandade kornen är oftast för små för att erhålla susceptibilitet, men de upptar och behåller en remanent magnetisering.

Eftersom q-värdet för de flesta bergarterna är lågt ($\ll 1$), ger magnetiserbarheten och dess variation en direkt uppfattning om de magnetiska anomalier, som bergarten kan ge upphov till i det geomagnetiska fältet. Totalmagnetiseringen T approximeras som en funktion av susceptibiliteten K:

$$T = kH (1 + q)$$

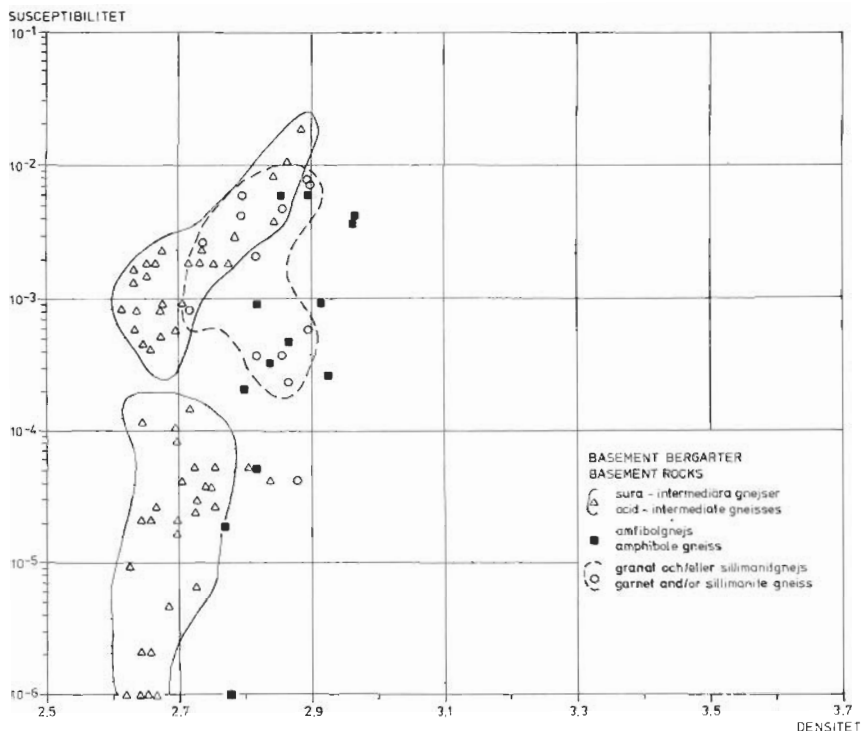


Fig. 5. Densitet-susceptibilitetsdiagram.

Density-susceptibility diagram.

där H är det geomagnetiska fältets totalintensitet (som i genomsnitt är 0.522 Gauss i kartområdet). Det genomsnittliga q -värdet är 0.37.

$$T = k \cdot 0.72$$

En sammanfattning av de större bergartsgruppernas totalmagnetisering ges i fig. 4. En sammanställning av de olika bergarternas petrofysiska egenskaper (medelvärde och spridning) återfinns i tabell 4, s. 110.

I det följande ges en kort beskrivning av de olika bergarternas och vissa strukturers petrofysiska egenskaper.

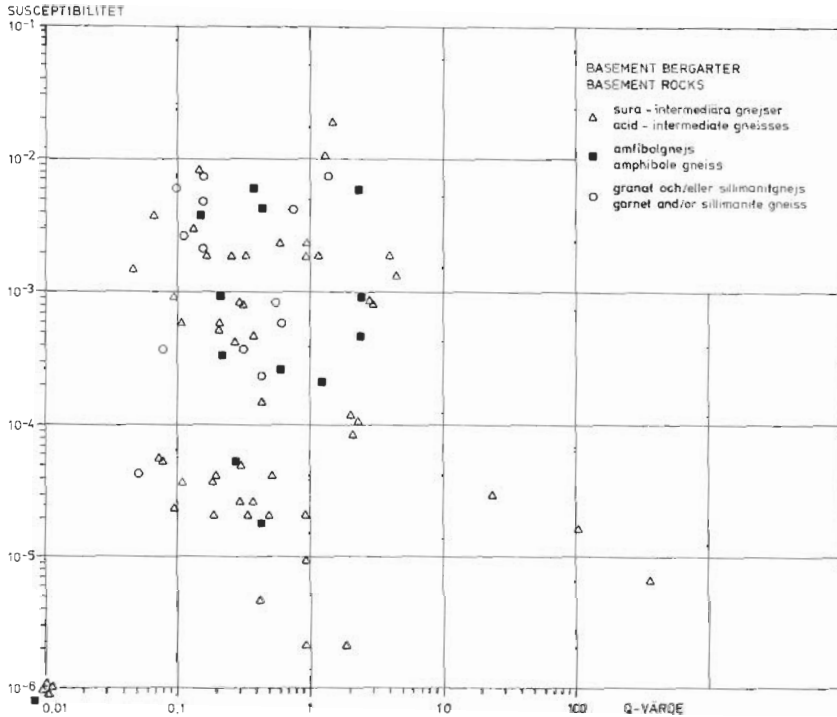


Fig. 6. Susceptibilitet-q-värdesdiagram.
Susceptibility-q-value diagram.

2.1. Bergarter i basement (underlag), fig. 5–6

Här dominerar sura–intermediära gnejser med låg silikatdensitet, i genomsnitt 2.7 g cm^{-3} . Vidare förekommer granat eller sillimanitförande gnejs och amfibolgnejs, främst i det östra gnejksområdet. Dessa bergarter har en högre silikatdensitet, 2.8 g cm^{-3} . Magnetiserbarheten varierar starkt, fyra storleksordningar. Gnejserna från det västra gnejksområdet har genomgående en lägre magnetiserbarhet (under 10^{-4} cgs). Den stora variation i magnetiserbarheten för gnejser från det östra området förklarar väl den kraftigt varierande magnetiska anomalin med amplituder på 1 500 gamma i ett uthålligt bandat mönster. Den observerade bandningen återspeglar en primär struktur i gnejserna (även om den orsakande magnetitbildningen kan vara sekundär). I det angränsande kartområdet 30 M Muonionalusta förekommer, förutom de här beskrivna parametervärdena, även

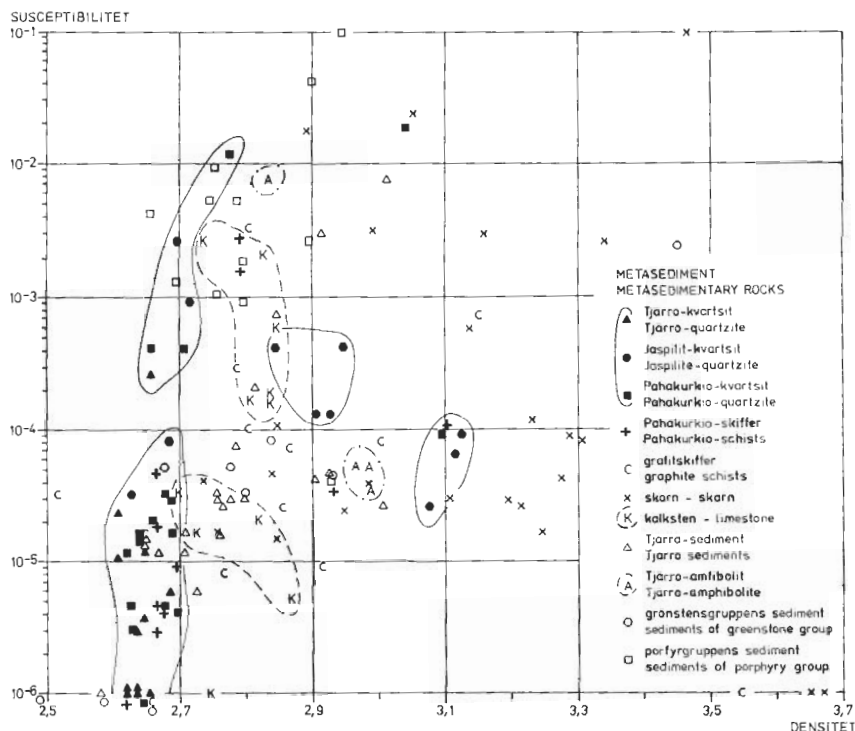


Fig. 7. Densitet-susceptibilitetsdiagram.
Density-susceptibility diagram.

pyroxen-amfibolgnejsjer med väsentligt högre densiteter (i genomsnitt 2.9 g cm^{-3}). Dessa bergarter kan förklara förekomsten av den stora tyngdkraftsanomalin i området (Lindroos och Henkel, under utarb.). Basementgnejserna har övervägande en låg andel egenmagnetisering, med q -värden på 0.2 i genomsnitt.

2.2. Sedimentära bergarter, fig. 7-8

De sedimentära bergarterna varierar kraftigt i både sammansättning, densitet och magnetisering. De lägsta densiteterna har kvartsiter från olika stratigrafiska nivåer, därefter kommer kalksten samt övriga sediment ur olika stratigrafiska enheter. Skarn har den högsta densiteten och även den högsta magnetiserbarheten. Jaspilitkvartsiterna visar en hög spridning i densitet och i q -värde (som går upp till ca 100), sannolikt beroende på varierande hematithalt. Höga q -värden

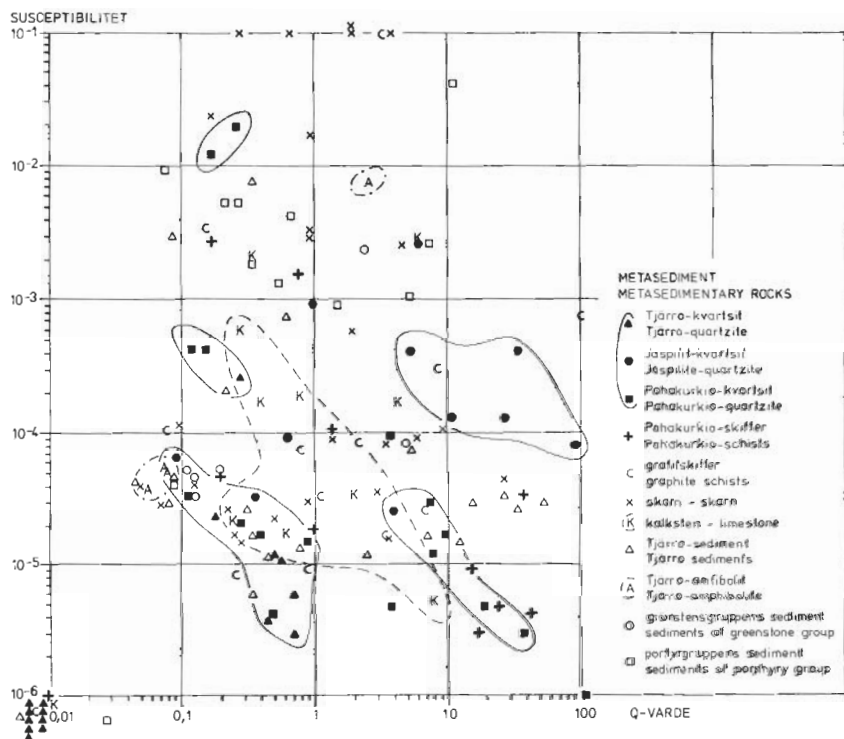


Fig. 8. Susceptibilitet-q-värdesdiagram.
Susceptibility-q-value diagram.

(dvs. hög andel egenmagnetisering) observeras också bland många sedimentbergarter, vilket kan vara orsakat av bland annat magnetkis. Egenmagnetiseringens riktning har inte undersökts i dessa bergarter.

2.3. Vulkaniska bergarter, fig. 9-11

De vulkaniska bergarternas silikatdensitet antyder en variation från sur till ultrabasisk sammansättning med tre urskiljbara grupper, ca 2.65 för syenitporfyryr, 2.85 för intermediära bergarter (andesiter) och 3.0 för basiska bergarter (basaltiska grönstenar). Bland de sura och intermediära bergarterna dominerar porfyrgruppen med ett visst inslag av vulkaniska sediment, medan de basiska och ultrabasiska bergarterna med silikatdensiteter > 2.9 uteslutande återfinns i Kiruna grönstensgrupp.

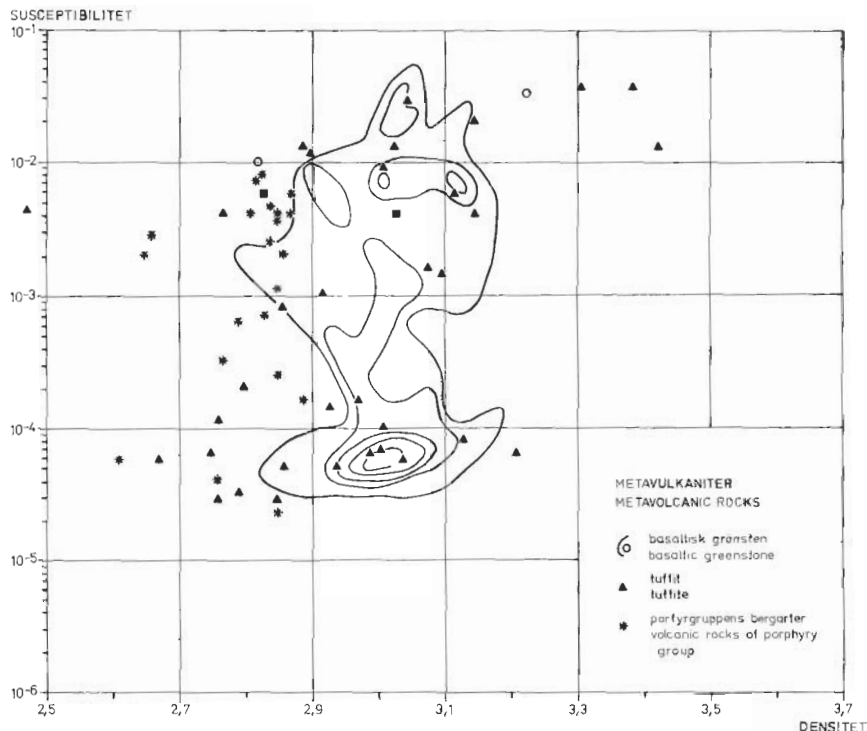


Fig. 9. Densitet-susceptibilitetsdiagram.
Density-susceptibility diagram.

Densiteten i de vulkaniska sedimenten är i allmänhet något lägre än i grönstenarna. Det empiriska sambandet mellan silikatdensitet och bergartssammansättning kan studeras i Henkel 1976.

Magnetiserbarheten varierar kraftigt i samtliga grupper. Karakteristiskt är den tydligt bimodala fördelning, som grönstenarna och tuffiterna visar, med en låg paramagnetisk del och en hög ferromagnetisk (magnetithalter på över 10 %). Jämför t.ex. motsvarande data från kartområdet 28 M Pajala (Henkel i Padgett 1977).

Q-värdena sprider sig tämligen mycket i samtliga grupper. En del av de mest magnetiserbara basiska bergarterna, västenligen vulkaniska sediment, visar ganska höga q-värden (upp till 10), vilket innebär att dessa bergarter ger de högsta magnetiska anomalierna.

Remanensens riktning har endast undersökts i ett fåtal orienterade prover.

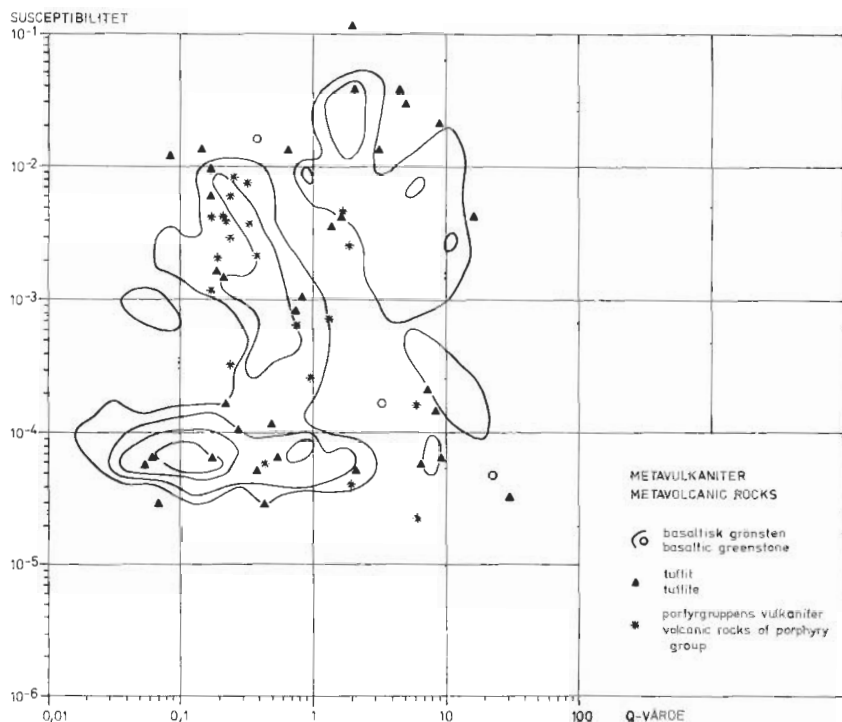


Fig. 10. Susceptibilitet-q-värdesdiagram.
Susceptibility-q-value diagram.

Bland dessa visar de prover, som har q-värden ≥ 0.25 , en tydlig och från det nuvarande geomagnetiska fältet avvikande riktning med nordvästlig deklination och lägre inklinasjon (ca 305° respektive 67°), vilket ligger i närheten av de värden, som en del gabbror intrusiva i dessa grönstenar har, t.ex. Peuravaara-gabbbron, samt Tarendögabbbron och Saalovuomagabbbron på kartområdet Pajala. Denna remanensriktning tycks därmed ganska tydligt vara kopplad till grönstensprovinser i Norrbottens län. Den magnetiska anomalibilden visar dock, att förekomsten av tydlig remanens med denna riktning bland grönstenarna är av underordnad omfattning. Tydligast kan effekten ses i Mertajärviantiklinalens grönstenskontakter, där den negativa magnetiska kontaktanomalin är koncentrerad till den sydöstra delen av den magnetiska kontakten (mellan paramagnetiska respektive ferromagnetiska grönstenar).

Bland de uppmätta proverna inom Kirunagrönstensgruppen har 27 % en

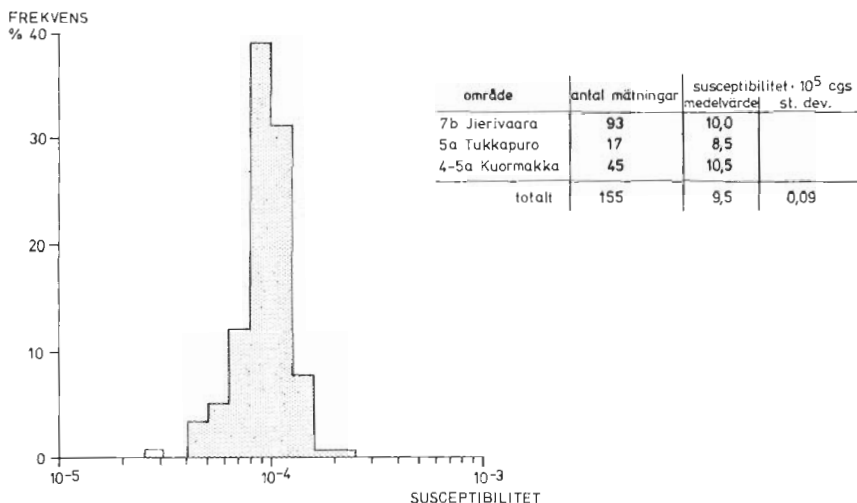


Fig. 11. Hållsusceptibilitetsmätningar i paramagnetiska grönstenar.

In situ susceptibility measurements on paramagnetic greenstones.

silikatdensitet som indikerar en intermediär sammansättning, 42 % som tyder på en basisk och 17 % som tyder på en ultrabasisisk sammansättning. Porfyrgruppens vulkaniter har en dominerande intermediär sammansättning, med silikatdensiteter kring 2.85 (andesiter). Endast tre prover har sur sammansättning, med silikatdensiteten 2.65 (porfyrrer).

Paramagnetiska grönstenar utgör en undergrupp, som är karakteristisk för Kirunagrönstensgruppen. På den magnetiska kartan utmärker sig dessa bergarter (både lavar och vulkaniska sediment) genom kraftiga negativa anomalier och kan användas som magnetisk ledhorisont. En in situ-susceptibilitetsmätning inom några sådana anomalier visar en mycket homogen magnetiserbarhet (fig. 11) med medelvärdet $1 \cdot 10^{-4}$, vilket tyder på ca 60 % järnrik amfibol. Skillnaden i genomsnittlig susceptibilitet mellan olika områden är ganska liten.

2.4. Djupbergarter, fig. 12-21

Djupbergarternas densitet varierar inom ganska breda intervall. I synnerhet gruppen Haparandaserien (granodiorit–diorit) omfattar silikatdensiteter från 2.65 till 3.00, vilket normalt skulle motsvara granit- till gabbrosammansättning.

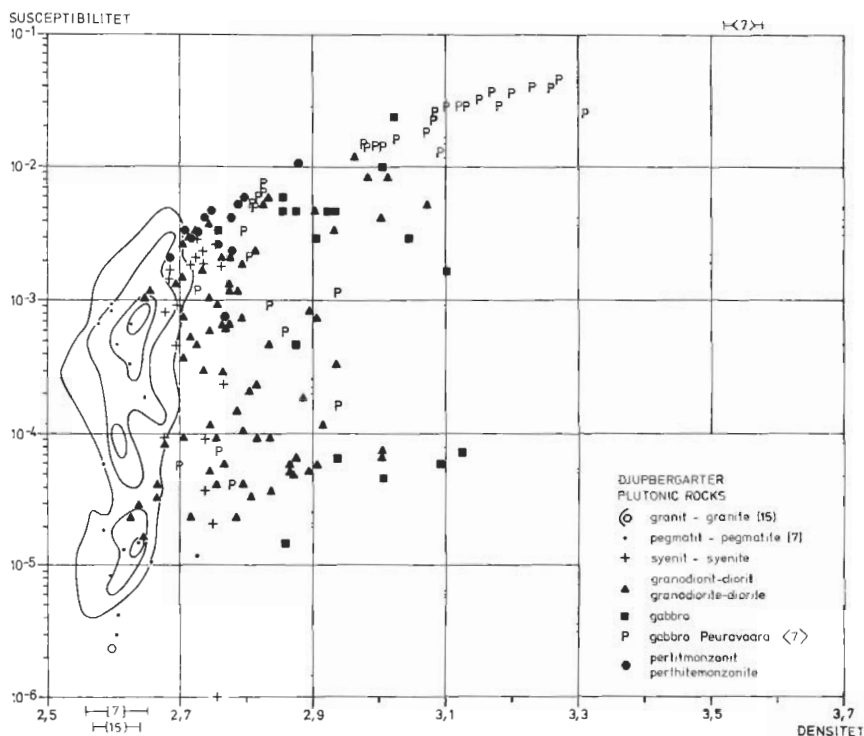


Fig. 12. Densitet-susceptibilitetsdiagram.
Density-susceptibility diagram.

Bland de uppmätta proverna inom denna grupp har 25 % densiteter, som tyder på sur, 58 % på intermediär och 17 % på basisk sammansättning.

Syenit och perlitmonzonit intar en särställning genom att de är fysikaliskt tämligen homogena med hög magnetiserbarhet och låg egenmagnetisering. Därigenom blir dessa bergarter lätta att identifiera på den flygmagnetiska kartan. Peuravaaragabbbron har en extremt hög magnetisering, som främst beror på mycket höga magnetithalter.

Egenmagnetiseringen varierar kraftigt, vilket belyses av att q-värden upp till 50 kan förekomma, framför allt bland dioriter och gabbror. Granit, perlitmonzonit och syenit visar huvudsakligen låga q-värden. Det finns dock en grupp graniter med q-värden från 0.5 upp till 6 och med hög egenmagnetisering. Vid en undersökning av magnetiseringens geografiska fördelning visade det sig, att de flesta samlade sig i ett område i sydöstra delen av kartbladet 30 L 0-1, i-j. En

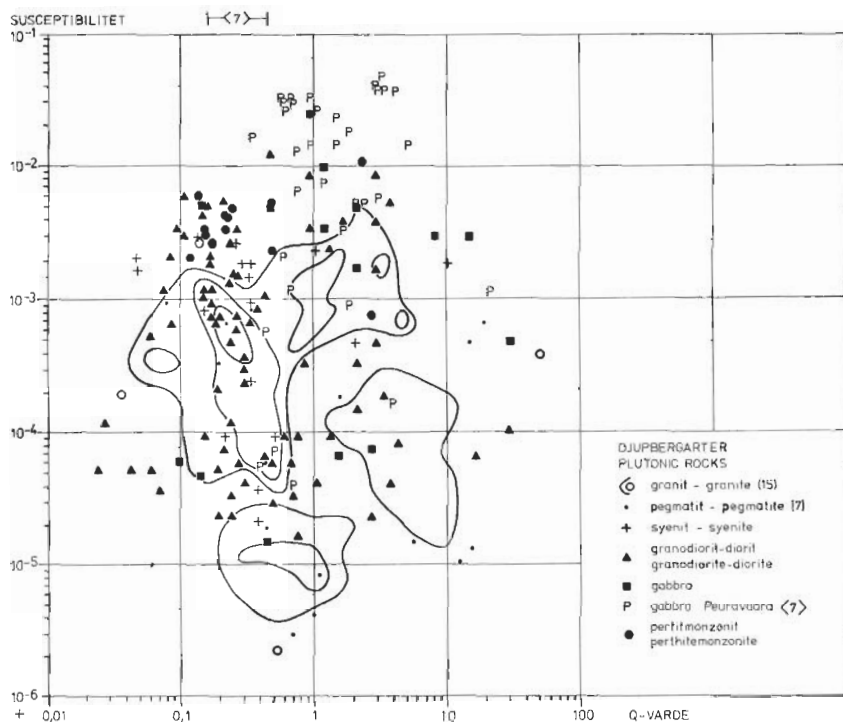


Fig. 13. Susceptibilitet-q-värdesdiagram.
Susceptibility-q-value diagram.

grupp med prover, som har låg susceptibilitet och q-värden kring 1, förekommer framför allt i ett område på kartbladet 30 L NO och 31 L SO, från 30 L 5g-j till 31 L 0f-j.

Den totala fördelningen av prover i susceptibilitet-densitetsdiagrammet visar några typiska drag, som återfinns bland djupbergarter och vulkaniska bergarter. Sålunda har magnetiserbarheten en undre gräns, som för graniter är lägre än 10^{-6} och för gabbror ca $4 \cdot 10^{-5}$, beroende på mängden järnhaltiga silikat och den därigenom uppkommande paramagnetiska susceptibiliteten. Det finns också en undre gräns för silikatdensiteten vid ca 2.58, vilket representerar de mest kaliumhaltiga graniterna. Man kan även observera en övre gräns för magnetiserbarheten, som i graniterna ligger vid ca $4 \cdot 10^{-3}$, vilket motsvarar ca 2 % magnetit, medan den i gabbbron vanligen ligger vid $2 \cdot 10^{-2}$, motsvarande ca 10 % magnetit, och i vissa extrema fall når ännu högre värden. En övre gräns för silikatdensiteten är inte lika tydlig, men man ser att värden över 3.1, som

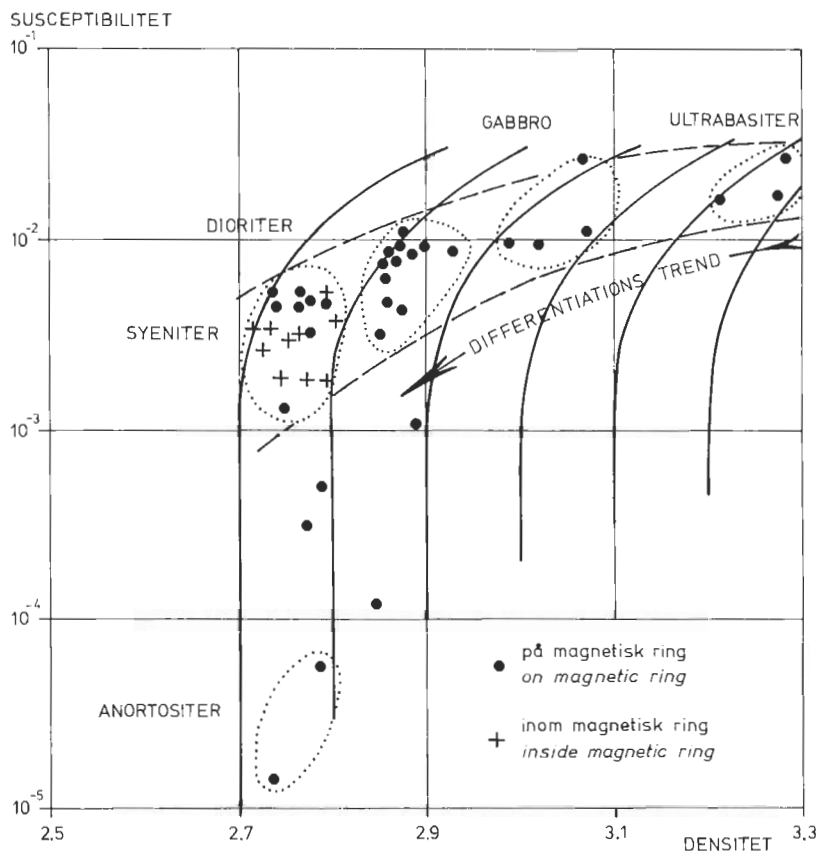


Fig. 14. Densitet-susceptibilitetsdiagram för bergarter från Juoluvaarastrukturen.

Density-susceptibility diagram for rocks from the Juoluvaara structure.

skulle motsvara ultrabasisk sammansättning, är sällsynta. Som man kan se i fig. 9, som är vulkaniternas susceptibilitets-densitetsdiagram, återfinns motsvarande drag även där, men mindre tydligt på grund av färre prover med sur-intermediär sammansättning.

Juoluvaaramassivet, 30 L 6 a-b, består av en ring av högmagnetiska bergarter: gabbro och diorit, och en central del med en måttligt magnetisk syenit. I ringen förekommer lokalt anortosit.

Massivet saknar karakteristisk riktning för egenmagnetisering (fig. 18). Detta tillsammans med de låga q -värdena har tolkats som att endast en viskös remanens, ungefär parallell med geofältet, föreligger.

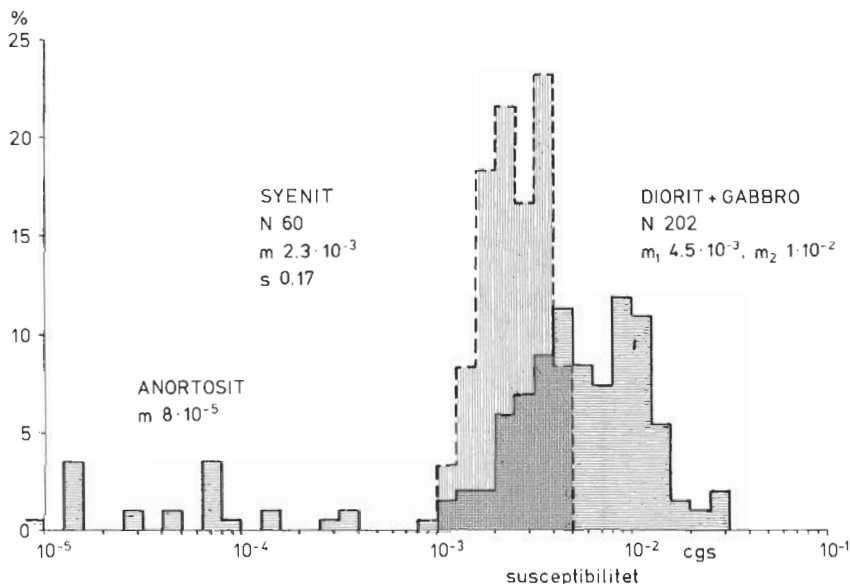


Fig. 15. Hållsusceptibilitetsmätningar på bergarter från Juoluvaaramassivet.

In situ susceptibility measurements on rocks from the Juoluvaara massif.

I densitet–susceptibilitetsdiagrammet (fig. 14) får man intryck av en sammansättningsvariation från ultrabasisk till intermediär (syenit). Detta kan tyda på en differentiation på platsen för intrusionen. En liknande situation föreligger i Gallejaurestrukturen i Skelleftefältet (Nisca och Söndergaard 1979). Ringens södra del består delvis av högmagnetisk gabbro med silikatdensiteten $2.88\text{--}3.08$ och susceptibiliteten $1.5 \cdot 10^{-2}$. Denna del ger en hög magnetisk anomali om ca 5 000 gamma. Mest förekommer dock diorit med silikatdensiteten $2.74\text{--}2.80$. Mot nordöst ligger en grund anortositkropp över dioriten. Den har silikatdensiteten 2.76 , låg susceptibilitet, ca $8 \cdot 10^{-5}$, och stor spridning. Detta återspeglas i en låg, mot norr avtagande magnetisk anomali. Den norra hälften av ringen utgörs av en tämligen stark magnetisk anomali om ca 3 000 gamma med svagare gradienter, sannolikt beroende på ett kraftigt jordtäckte. Den norra delen av ringen är skild från den sydliga genom en flera hundra meter bred dislokationszon med låg magnetisk anomali, sannolikt beroende på oxidation av förekommande magnetit. Den västliga delen av ringen tycks vara öppen, enär endast svaga och spridda magnetiska anomalier om ca 1 000 gamma förekommer där, vilket ej svarar mot egenskaperna i de uppmätta bergarterna. Den nordliga kontakten är tydligt diskordant mot de omgivande bergarterna. Ringens kontak-

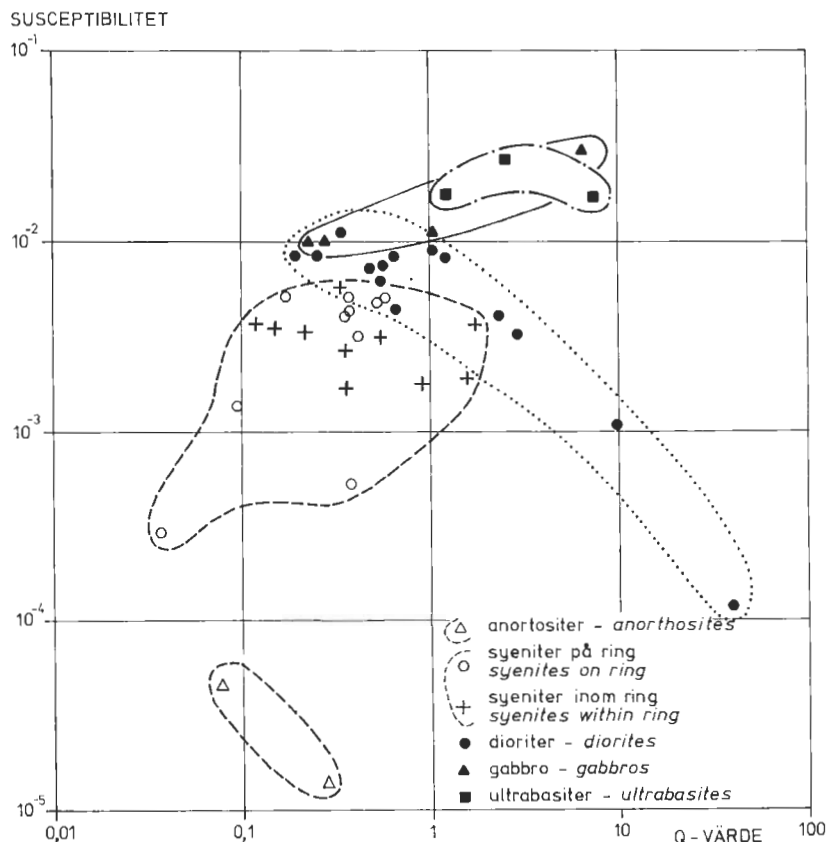


Fig. 16. Susceptibilitet-q-värdesdiagram för bergarter från Juoluvaaramassivet.

Susceptibility-q-value diagram for rocks from the Juoluvaara massif.

ter stupar överallt utåt. Detta innebär att syeniten innanför den magnetiska ringen har en synform position. Syeniten har en susceptibilitet av ca $2.5 \cdot 10^{-3}$ och silikatdensiteten 2.74.

Massivet omges i söder av diorit och granodiorit med en susceptibilitet av ca $1.4 \cdot 10^{-3}$. I nordväst angränsar syenit med susceptibiliteten $1.2 \cdot 10^{-3}$ (fig. 21), och i övrigt finns suprakrustalbergarter i massivets närmaste omgivningar, bland annat grönstenar. Det föreligger således en låg densitetskontrast för huvudparten av de involverade bergarterna, varför man knappast erhåller någon tyngdkraftsanomali över den magnetiska anomalin. Magnetiskt skiljer sig endast diorit och gabbro tillräckligt tydligt från omgivningen. Därför antas hela ringen vara uppbyggd av dessa bergarter.

Bergart <i>Rock type</i>	Antal prover <i>Number of specimen</i>	Densitet <i>Density</i> g cm ⁻³	Silikat- densitet <i>Silicate density</i>	Approx. CM/AF <i>% SiO₂ index</i>		Suscept. <i>10³ cgs</i>	Approx. q-värde <i>q-value</i>
Anortosit	2	2.76	2.76	60	1.1	0.08	0.15
Syenit	18	2.76	2.74	62	0.8	3	0.4
Diorit	12	2.87	2.82	56	1.5	7	0.7
Gabbro	4	3.04	2.94	50	5.5	13	0.9
Ultrabasit	3	3.26	3.14	46	30	15	3
Innanför magnetiska ringen		2.76				3	0.3
<i>Inside magnetic ring</i>		(2.72–2.80)				(1.8–5.1)	0.12–1.8)
På magnetiska ringen		2.90				7	0.8
<i>On magnetic ring</i>		(2.74–3.28)				(0.5–28)	(0.18–6.5)

CM/AF index = (Ca + 1.2 Mg)/(K + 1.43 Na)

Fig. 17. Petrofysiska egenskaper och sammansättning av olika led i Juoluvaarastrukturen.

Petrophysical properties and composition of different parts of the Juoluvaara structure.

Peuravaaramassivet, 30 L 6 b, består av en komplicerat uppbyggd, stark magnetisk anomali. Denna är asymmetrisk, med ett kraftigt kontaktminimum utanför nordvästkontakten och ett motsvarande kontaktmaximum innanför sydöstkontakten. Detta kan tolkas som antingen beroende av kroppens kontaktstupningar eller av en avvikande och kraftig egenmagnetisering. Efter en intensiv hälletning erhöill man ett tillräckligt provmaterial för att få kännedom om massivets petrofysiska egenskaper. Silikatdensiteten varierar från 2.74 (samma som huvuddelen av Juoluvaaramassivet) till 2.86 (gabbrosammansättning), och några prover visar ännu högre värden. Magnetiserbarheten varierar kraftigt från lågmagnetiska prover med susceptibilitet $5 \cdot 10^{-5}$ till extremt kraftigt magnetiska prover med susceptibiliteten 0.2. Huvudmängden av proverna och hållsusceptibilitetsmätningarna faller dock i intervallet kring $5 \cdot 10^{-3}$ (låg silikatdensitet) respektive ca $2.5 \cdot 10^{-2}$ (hög silikatdensitet). Q-värdena visar en hög andel av egenmagnetisering, och de orienterande proverna ger NRM-vektorn en genomsnittlig riktning med -21° deklination och 53° inklinations. Denna riktning liknar de riktningar, som observerats för t.ex. Saalovuomagabbren (Henkel i Padget 1977) och Tarendögabbren (Cornwell 1968). Resultaten från parametermätningen visar att den asymmetriska anomalien orsakas av den avvikande totalmagnetiseringsriktningen. De förväntade variationerna i totalmagnetise-

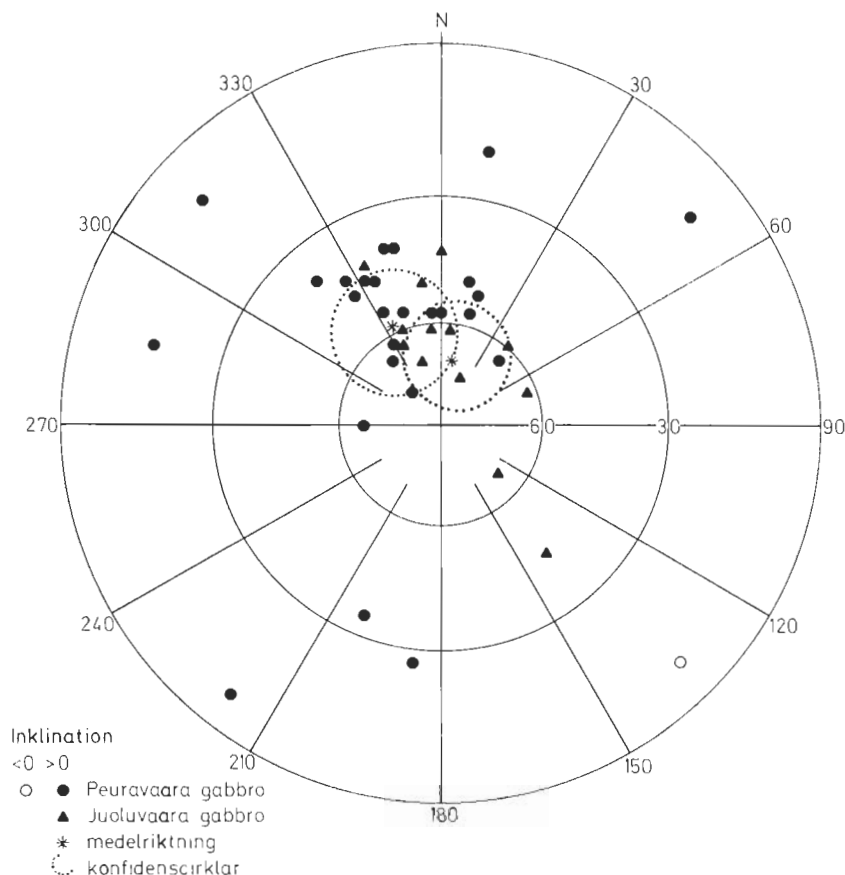


Fig. 18. NRM riktningar för Peuravaara- och Juoluvaaramassiven.
NRM directions of the Peuravaara and Juoluvaara massifs.

ringen (inducerad+remanent) är således kraftiga och förklarar den snabbt varierande magnetiska anomalin såsom den framgår av den flygmagnetiska kartan. En viss koncentrisk uppbyggnad av massivet kan iakttas, och detta kan tydas som en skiktning i massivet av omväxlande lätta och tunga komponenter (låg resp. högmagnetiska). I vissa skikt förekommer extremt höga magnetithalter uppemot 30 %. Den uppskattade totala tyngdanomalin är ca 10.5 mgal. Med en genomsnittlig densitetskontrast av 0.27 g cm^{-3} , samt diametern 3.5 km, ger detta ett djup av ca 1.5 km. Det är emellertid svårt att isolera effekten av massivet från de omgivande grönstensstrukturerna. Anomalin är troligen för

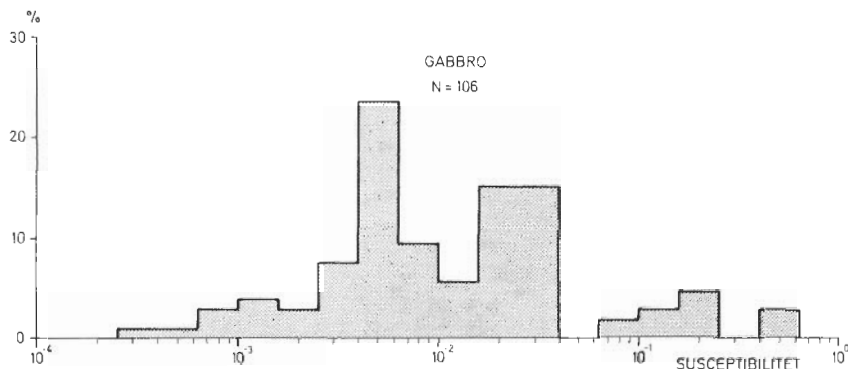


Fig. 19. Hällsusceptibilitetsmätningar på Peuravaaramassivet.

In situ susceptibility measurements from the Peuravaara massif.

högt uppskattad. En beräkning med kontrast mot den i söder förekommande graniten ger en anomali om 15 mgal med en densitetskontrast av 0.37, varigenom ett djup av ca 1.7 km erhålls. Ett försök att djup- och formbestämma gabbbron medelst magnetiska modellberäkningar visar utåtstupande kontakter runt om och ett djup av ca 2 km (fig. 20). Runt massivet observeras en 1–1.5 km bred zon, där de magnetiska anomalierna avviker från de lokala strukturriktningarna och blir konformt anordnade. Orsaken till ett sådant mönster är ännu oklar men kan vara betingat av koncentrisk överskjutningsrörelser utåt i samband med massivets intrusion. Liknande fenomen i anomalibilden kan observeras kring andra stora intrusioner (t.ex. Vittangigabbbron på kartbladet 29 K).

Magnetisk profil vid Merasjoki, 30 L 0–1, h–j. Hällsusceptibiliteten mättes i denna profil för undersökning av den långsamt mot öster ökande magnetiska anomalin inom bladet 30 L SO. Mätningarna visar en magnetiskt tämligen homogen bergart med magnetiserbarheten $8 \cdot 10^{-4}$, vilket sammanfaller med granitfördelningens övre grupp (fig. 12 resp. fig. 21). Därmed konstaterades att bergarterna i ytan ej ger den observerade anomalin, vilken följaktligen beror på djupare liggande bergarter, sannolikt de mot öster anstående gnejserna (Lindroos och Henkel 1978).

Inom några bergartsmassiv har begränsade hällsusceptibilitetsmätningar utförts. Dessa återges av histogrammen i fig. 21.

Syenit vid Idivuoma 30 L 6–8, a–b. visar hög susceptibilitet och en ganska stor spridning. En varierad magnetisk anomali uppstår, om större områden med olika magnetiserbarhet förekommer omväxlande med varandra.

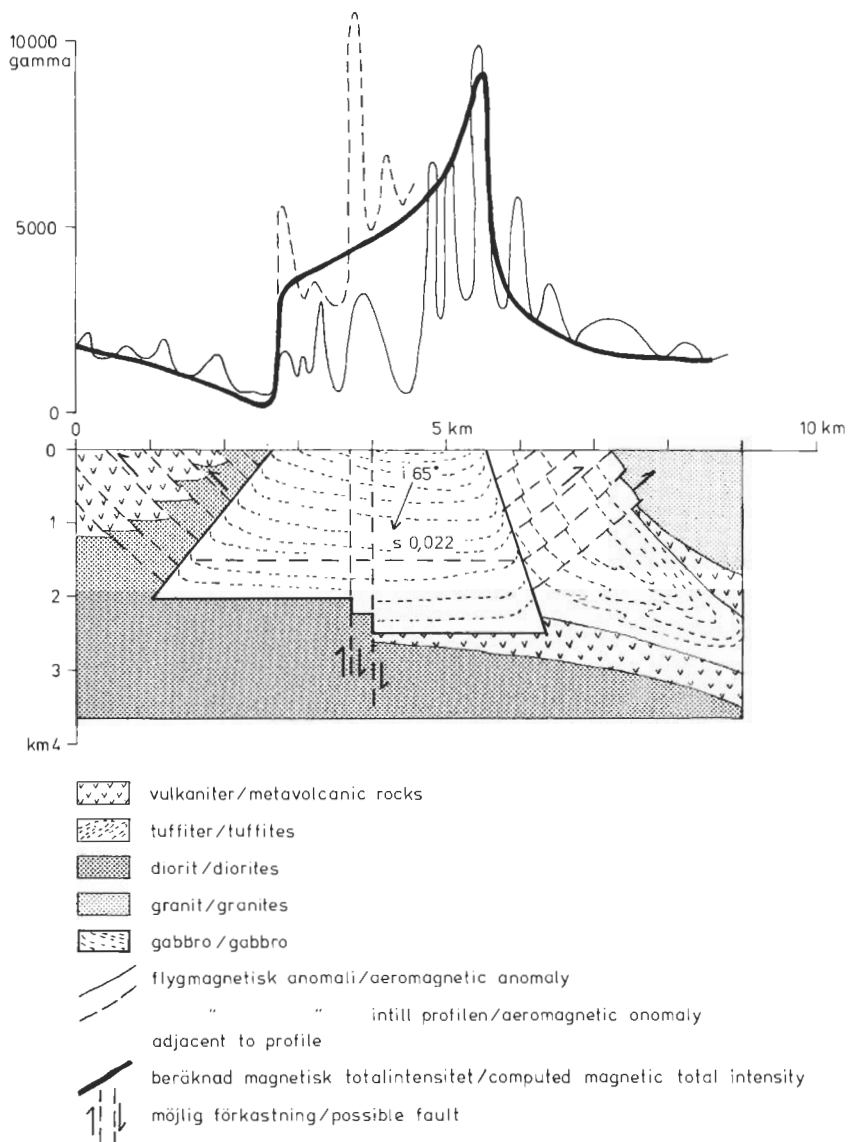


Fig. 20. Magnetisk profil över Peuravaaramassivet.
Magnetic profile across the Peuravaara massif.

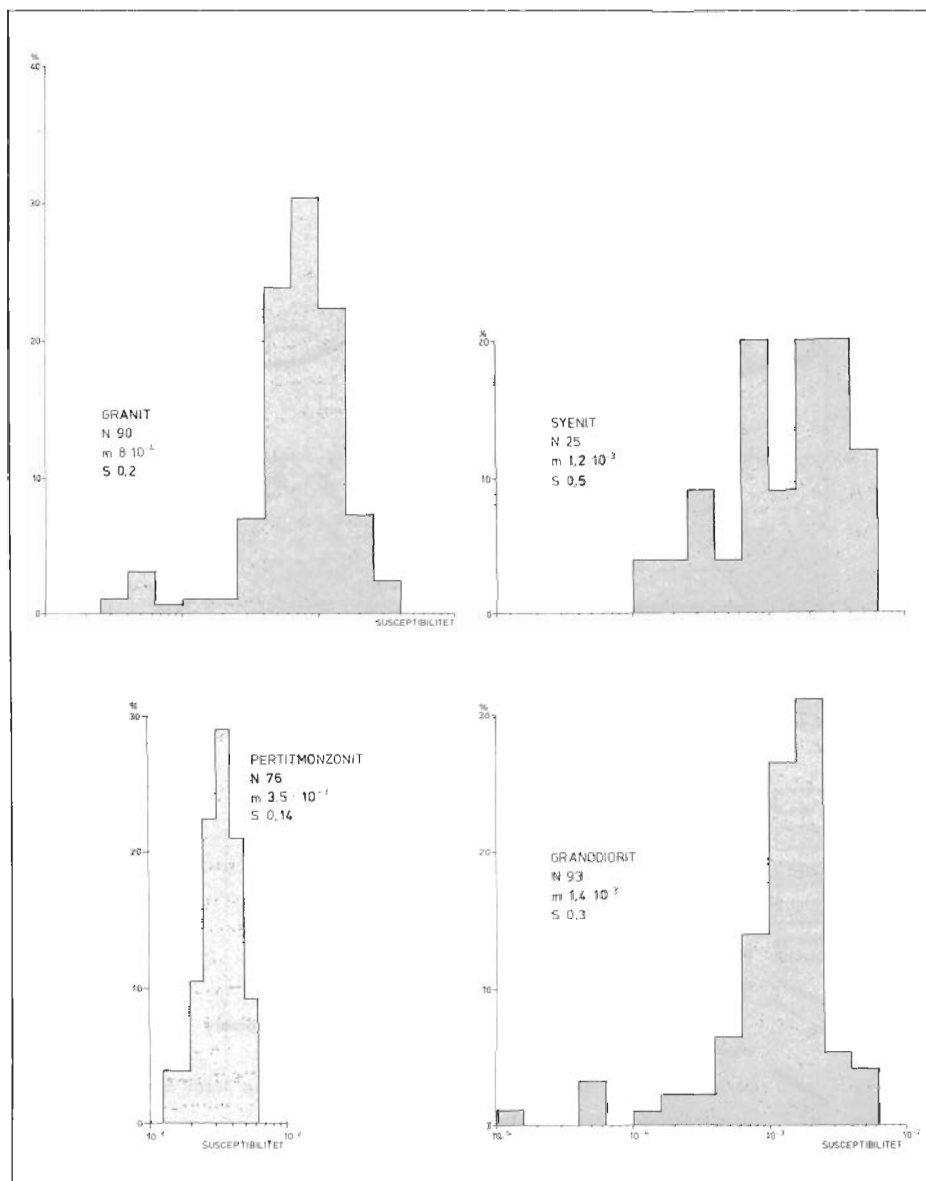


Fig. 21. Hållsusceptibilitetsmätningar på djupbergarter.

In situ susceptibility measurements on plutonic rocks.

Pertitmonzonit vid Kevusvaara 30 L 1 a visar en mycket hög susceptibilitet och tämligen liten spridning. En homogen, hög anomali kan således förväntas. De avvikande låga anomalierna på den flygmagnetiska kartan i området torde således vara orsakade av andra bergarter, t.ex. granit. Massivet omges i nordväst av ett tydligt magnetiskt kontaktminimum, vilket kan tolkas så att en viss remanent magnetisering med nordvästlig deklination förekommer.

Granodiorit vid Peuralompolo 30 L 5–6, a–b, visar hög susceptibilitet och måttlig spridning. De avvikande, mycket höga anomalierna på den flygmagnetiska kartan i detta område torde vara orsakade av andra bergarter, t.ex. rester av suprakrustalbergarter.

2.5. Gångbergarter, fig. 22–27

Tre typer av gångbergarter har provtagits i kartområdena. Två av dessa visar väl samlade fördelningar av sina petrofysiska egenskaper.

Albitdiabaserna, som bildar en mycket långsträckt (ca 75 km) gångsvärm i Tjärrokvartsiten, har en låg silikatdensitet om ca 2.80 och en hög susceptibilitet om $1.7 \cdot 10^{-2}$. De har en remanent magnetisering (q-värden 0.7) med en karakteristisk riktning. De enskilda gångarna är mycket uthålliga. Vid Lopponunas (31 L 1b) utfördes en detaljerad geofysisk profil över en nästan 50 m bred gång i kvartsit. Denna visar att albitdiabasgången är tämligen homogen med avseende på magnetiserbarheten (med undantag av några smala zoner med lägre magnetiserbarhet).

Remanensens andel i magnetiseringen är lägre i gångens yttre delar (q-värde 0.51) än i dess centrala (q-värde 0.74). Den från geofältets deklination mot öster avvikande remanensen orsakar att den magnetiska anomalins flanker ser olika ut, med en karakteristisk avklingande flank mot väster och ett kontaktminimum mot öster, där gångarna stryker nära nog i N–S. På detta kriterium kan gångar av ifrågavarande typ skiljas från intilliggande magnetiska anomalier orsakade av bergarter ur grönstensgruppen. När gångarnas strykning är mera östlig, uppträder ett försvagat kontaktminimum vid nordvästkontakten. (Även remanensens andel i totalmagnetiseringen kommer dock att påverka dessa förhållanden.) En modellberäkning av gångens stupning (fig. 26) visar att den står brant. Gångarnas totalmagnetisering varierar från ca 10^{-2} till $3 \cdot 10^{-2}$ enbart på grund av remanensens variationer.

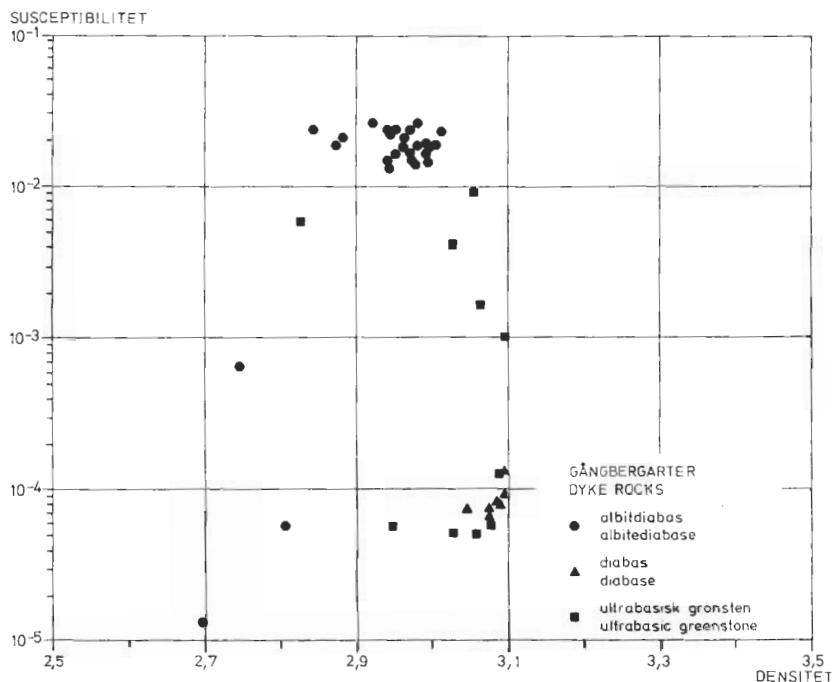


Fig. 22. Densitet-susceptibilitetsdiagram.
Density-susceptibility diagram.

Diabaserna har en ovanligt hög silikatdensitet om 3.08, vilket tyder på nära nog ultrabasisk sammansättning. De har en hög paramagnetisk susceptibilitet om $8 \cdot 10^{-5}$ och låga *q*-värden (ca 0.2). Det är inte troligt att dessa gånger ger upphov till någon identifierbar magnetisk anomali.

Ultrabasiska grönstengångar (vid Mertavaara, 30 L 9 c) har en väl samlad densitet kring 3.04 och en del av proverna visar en låg paramagnetisk susceptibilitet om ca $7 \cdot 10^{-5}$. Dessa provers egenskaper sammanfaller helt med diabasernas (även med avseende på andelen av egenmagnetisering med *q*-värdet om ca 0.15). En jämförelse med de paramagnetiska grönstenarna visar också en iögonfallande likhet i egenskaperna. De övriga proverna har högre susceptibilitet och högre *q*-värden (i genomsnitt 2), vilket kan bero på en viss grad av serpentinisering, varvid magnetit bildas och en kemisk remanens upp-

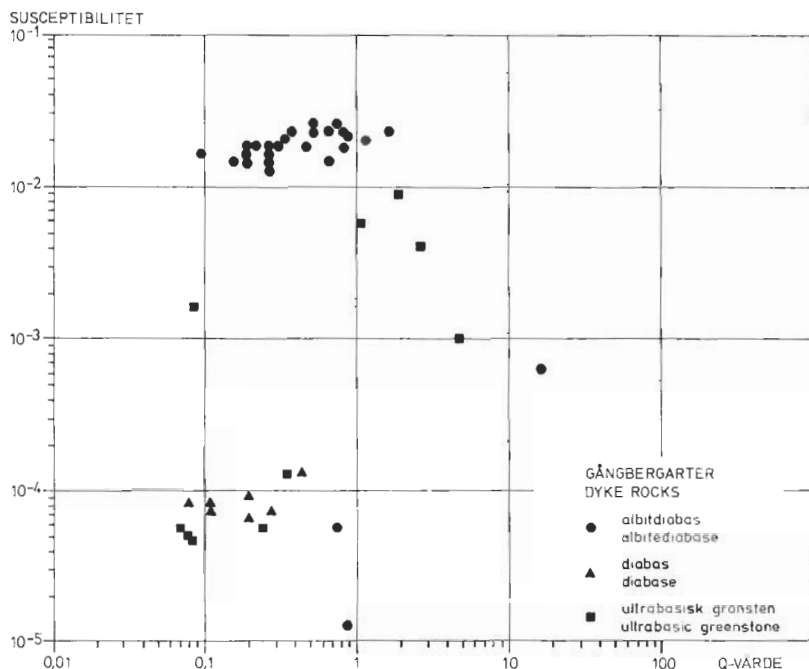


Fig. 23. Susceptibilitet-q-värdesdiagram.
Susceptibility-q-value diagram.

kommer. Den tämligen höga totalmagnetiseringen i dessa prover gör att de kan ge en identifierbar magnetisk anomali på den flygmagnetiska kartan, om gångarnas bredd är tillräckligt stor (större än ca 20 m).

Koniska gångar vid Nulankivuoma, 30 L 4 h, fig. 27. En serie av kraftiga magnetiska anomalier i ett elliptiskt mönster på kartbladet 30 L SO har tolkats som ett system av koniska gångar. Tolkningen bygger främst på de likartade förhållanden, som observerats på de angränsande kartbladen 29 M Huuki och 30 M Muonionalusta, där ytterligare tre likartade anomalier förekommer. I dessa finns enstaka hållar av gabbroida bergarter och av omgivande granit eller gnejsbergarter. Vid Palanenjätkkä har ett blockfält med sannolikt lokala gnejs-granitblock påträffats i anomalins nordvästra del (innanför den yttersta anomalin). Samtliga magnetiska anomalier åtföljs också av en tyngdkraftsanomali, i

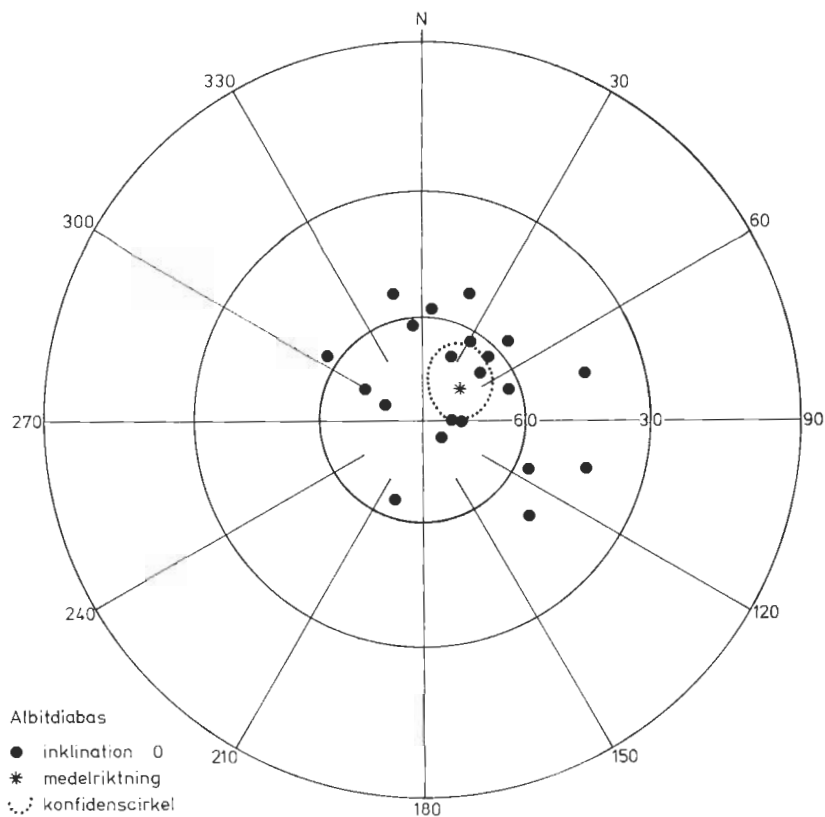


Fig. 24. NRM riktningar för albitdiabas.

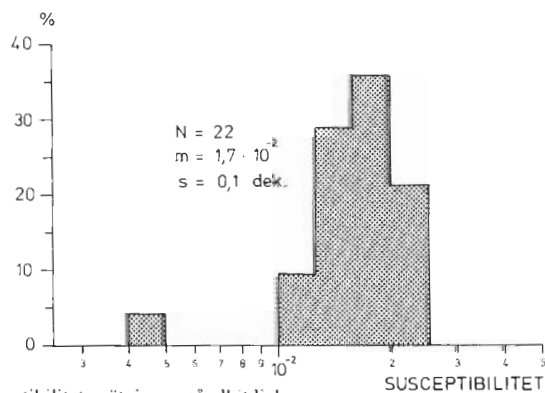
NRM directions of albite diabase.

Fig. 25. Hållsusceptibilitetsmätningar på albitdiabas.

In situ susceptibility measurements on albite diabase.

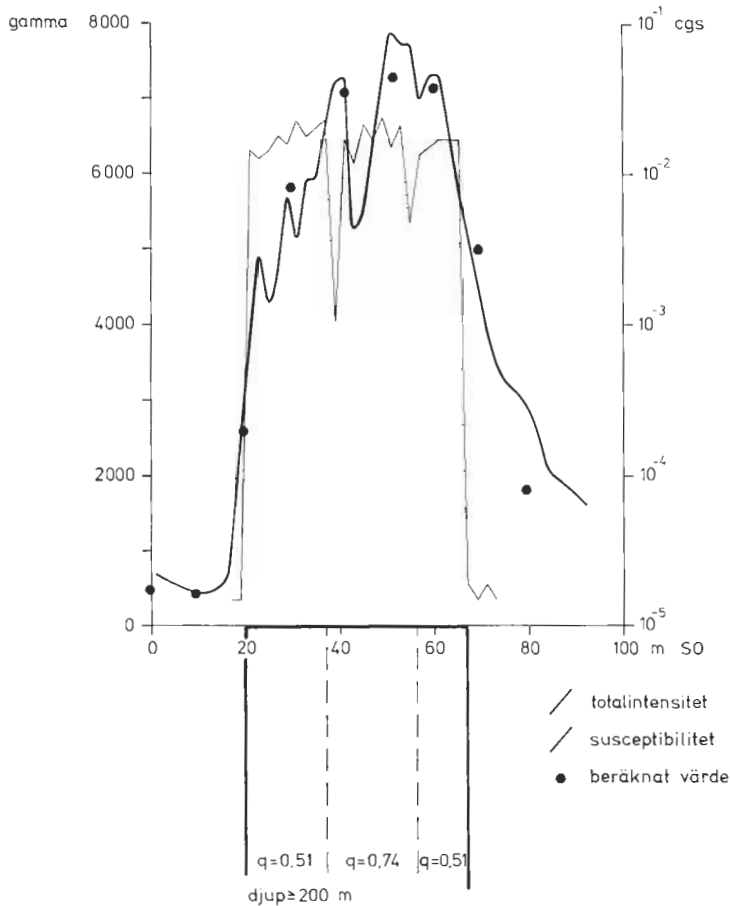


Fig. 26. Modellberäkning (profil) över en albitdiabasgång vid Lopponunas.

Model calculation of a profile across an albite dike at Lopponunas.

detta fall om ca 10 mgal. En modellberäkning av tyngdanomalierna visar dels att densiteterna i materialet innanför den yttre kontakten är mycket olika för de olika gångsvärmarna (vilket tolkats som starkt varierande andelar av basiskt material), dels att det inte föreligger massiva gabbrokroppar (enär de beräknade densiteterna är lägre än de uppmätta). Gångsystemens djup har fiktivt satts till 5 km, varvid de branta, magnetiskt bestämda stupningarna av några av gångsvärmarna beaktats. Mindre djup ger högre densitetskontraster och därmed större andel basiskt material inom konen. Närmare data angående de koniska gångarna finns i Henkel (under utarbetande).

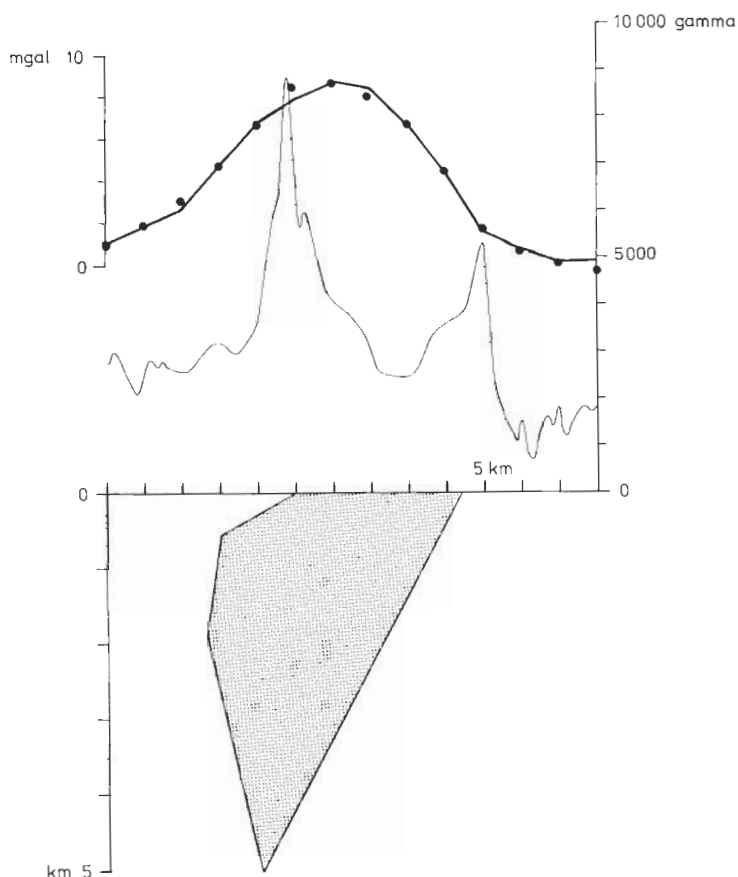


Fig. 27. Modellberäkning (profil) över de koniska gångarna vid Nulankivuoma (30 L 4 h).
Model calculation of a profile across the conical dikes at Nulankivuoma.

3. Tyngdkraftskartan

3.1. Regional översikt

Pl. 2 C återger tyngdkraftskartan. Mätningarna har utförts 1972–1974 och består dels av ett urval av de mätningar, som ingår i detaljmätta områden, dels en serie av långa profiler med 5–10 km avstånd, där mätningar gjorts med ca 1 km mellanrum. Profilerna har vanligen lagts vinkelrätt på de regionala magnetiska anomalierna, och mellan profilerna har den magnetiska kartan använts som

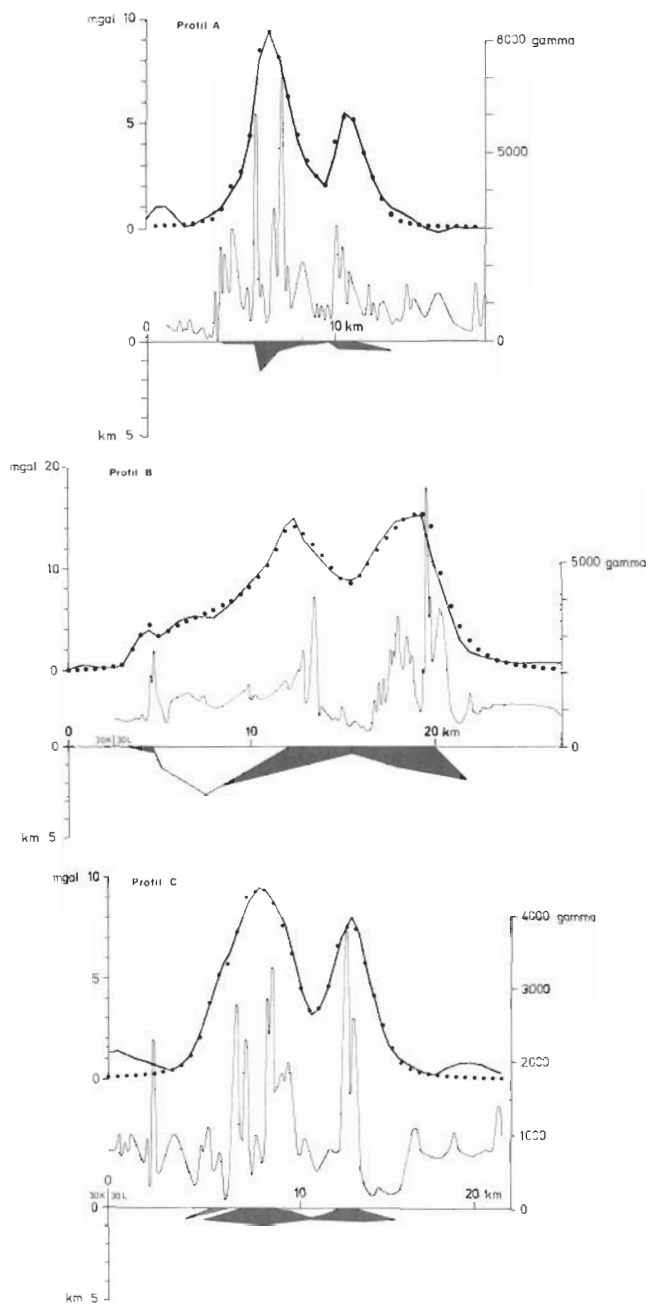
hjälpmedel vid konstruktion av kurv bilden i tyngdkraftskartan. Totalt har 646 stationer blivit mätta. Teknisk information om sådana mätningar finns i Nylund (1978).

I kartområdets östra del förekommer en ovanligt hög och utbredd regional anomali med en amplitud uppemot 50 mgal. Denna anomali omges av ett djupt minimum. Här och i flanken av maximet förekommer flera lokala anomalier med kortare våglängd (10–15 km) och kraftiga gradienter. Dessa anomalier orsakas således av relativt tunga och ytnära bergarter. De lokala anomalierna sammanfaller i stort sett med områden med höga magnetiska anomalier. Andra karakteristiska drag, som hör till den lokala anomalibilden, är uppträdandet av inre rundade negativa tyngdkraftsanomalier och magnetiska anomalier samt förekomsten av bågformiga yttre kontakter. Detta mönster har tolkats som mobilisation av ett lätt underlag till de tunga bergarterna (dessas strukturella basement). Den stora regionala anomalin har tolkats som en kulmination i en gränssyta mellan lätta övre och tunga undre bergarter i den övre delen av jordskorpan. Hela strukturen har en beräknad total amplitud av ca 10 km, och dess kärna består av amfibolitiska gnejser. Denna tolkning har beskrivits i Lindroos och Henkel (1978) samt i Henkel (1978a).

3.2. Profiler med modellberäkningar, fig. 28 A–E

Över de lokala tyngd- och magnetanomalierna har 4 profiler lagts från väster mot öster och en gravimetrisk modellberäkning har utförts. Genomsnittliga densitetskontraster har bestämts med hjälp av de på bergartsprover uppmätta densiteterna. Läget av profilerna framgår av fig. 29. Modellberäkningarna är gjorda utmed uppmätta tyngdkraftsprofiler. (Därför skiljer sig en del av dessa från läget hos de geologiska profilerna.)

A. Profilen på kartbladet 31 L SV går över den tydliga magnetiska veckstrukturen i kartområdet. Den höga magnetiska anomalins västligaste topp härrör från en albitdiabasgång. Profilens västra del har här tolkats som tunga bergarter (grönstenar) med litet djup. Strukturens inre del, där två mycket kraftiga magnetiska anomalier dominerar, har tolkats som mycket tunga bergarter (grönstenar+malm) i en synform struktur, som tunnar ut mot öster. Begränsningen mot väster torde bero på en kraftig förkastning. Profilens östligaste del visar en mycket tung kropp med ringa djup, vilken spetsar ut mot öster. Om man utgår från en lägre densitetskontrast för denna del av strukturen, erhålls ett större djup, men formen blir i stort sett oförändrad.



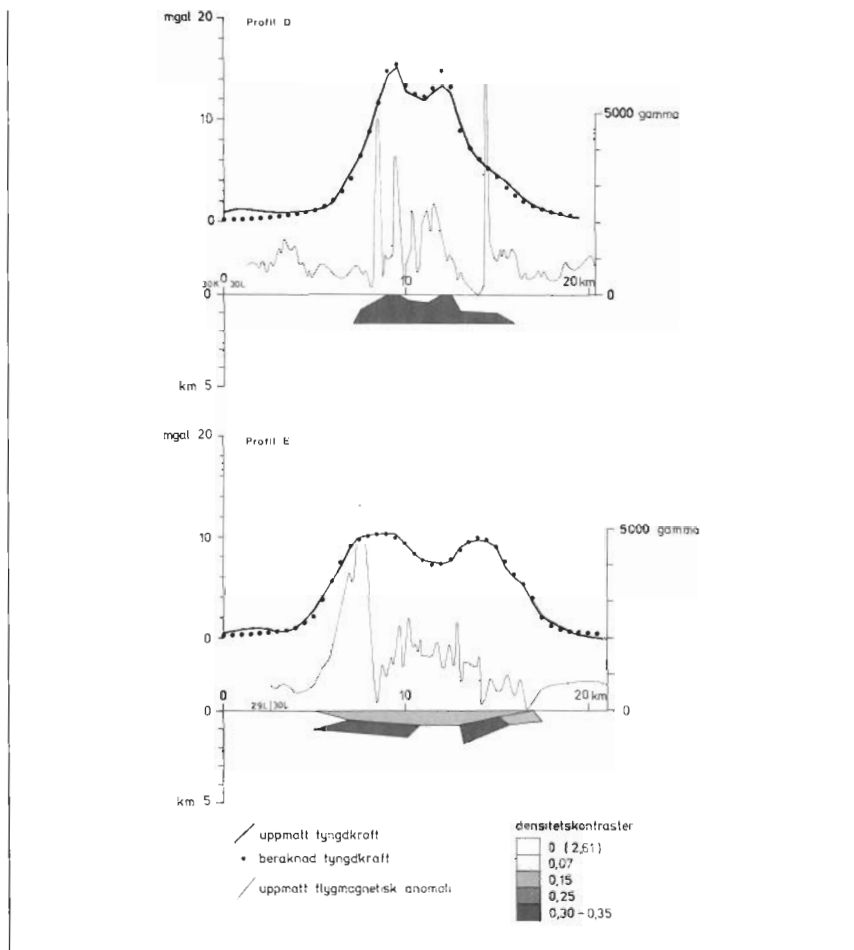


Fig. 28. A–E. Modellberäkningar (profiler) över suprakrustalbergartsstrukturer. Profilernas lägen framgår av fig. 29.

Model calculations of profiles across the supracrustal rock formations. For profile positions, see Fig. 29.

B. Profilen på kartbladet 30 L NV ger tolkningen att grönstenarna i den västligaste delen har mycket litet djup. Mot öster följer en syenit, vars form är ganska svårbestämd genom den låga densitetskontrasten mot granit. Den östra delen av profilen visar en anti-form med tunga bergarter (grönstenar). Det framgår att grönstenarna är ganska tunna i den centrala delen och lågmagnetis-

ka. Vid den östra kontakten förekommer en konform, lätt och magnetisk bergart omedelbart utanför grönstenarna.

Hela strukturen kan tolkas som en i mitten domad och mot flankerna överstjälpst synform av grönstenar. De lågmagnetiska grönstenarna utgör en låg stratigrafisk nivå i centrum av strukturen.

C. Den norra profilen på kartbladet 30 L SV visar en tolkning av en komplicerad dubbelstruktur med tunga bergarter (grönstenar) och flacka utålstupande kontakter. Om densiteten i strukturen minskas, ökar djupgåendet och kontaktstupningen. Formen bibehålls dock i stort sett. Synklinalformen i mitten av strukturen utgörs av en lätt, på den geologiska kartan som granodiorit betecknad bergart. Om densiteten skulle öka i denna bergart, skulle djupet och kontaktstupningen också öka.

D. Den mellersta profilen på kartbladet 30 L SV har tolkats som en antiform av mycket tunga bergarter, grönstenar. I den centrala delen bildar en lätt bergart en synform. Om denna (okända) bergarts densitet ökar, ökar också dess djup, varvid skålen får något brantare sidor. Den östligaste delen av grönstenarna tunnar ut mot öster på ganska stort djup. Denna tolkning är nödvändig för erhållande av den långsamt mot öster avtagande tyngdanomalin. I den östra delen av profilen förekommer en isolerad, hög magnetisk anomali utan någon motsvarande, distinkt tyngdanomali, vilket tyder på att endast små volymer nära ytan av en eventuellt tyngre bergart förekommer. Den höga magnetiska anomalin tyder på att det rör sig om en suprakrustalbergart. En alternativ tolkning i den östra delen av profilen är förekomsten vid ytan, i samband med den magnetiska anomalin, av en tung och flackt utbredd bergart (grönstenar eller motsvarande).

E. Den södra profilen på kartbladet 30 L SV visar en fortsättning mot söder av den gravimetriska dubbelanomali, som finns i de två norra profilerna. Gradienterna är emellertid lägre, vilket kan tolkas som antingen en lägre densitetskontrast eller ett djupare läge av den anomalorsakande kroppen. I denna tolkning har det senare alternativet använts och man erhåller då bilden av två tunga bergartsdelar (grönstenar), som är separerade och som överlagras av ca 800 m intermediära bergarter i en synform struktur. Den kraftiga magnetiska anomalin i den västra delen av strukturen har ingen motsvarande tyngdkraftsanomali. Detta har tolkats så att en högmagnetisk intermediär bergart föreligger med överytan vid ett djup av ca 200 m. Formen av kroppen tyder på en intrusion. Om densitetskontrasten till det övre skiktet ökas, minskas kroppens

djup. En alternativ modell skulle vara en kropp med intermediär densitet (andesit, t.ex.), som i sin centrala del överlagras av en kropp med låg densitet (porfyr, t.ex.), med ett djup av ca 1.4 km. (Se även s. 105).

Ett gemensamt drag för grönstensstrukturerna tycks vara att de har utåtstupande kontakter, som spetsar ut under omgivande graniter. Med hänsyn till den stora densitetskontrast, som använts vid modellberäkningarna, får de angivna djupen och stupningarna betraktas som minsta värden.

3.3. Djupuppskattningar, fig. 29 och 31

Uppskattningen av djupgåendet av vissa formationer har gjorts dels genom modellberäkningar i profilerna A–E, dels på enstaka anomalier utanför dessa. Därvid har de orsakande kropparna approximerats med enkla geometriska modeller (t.ex. cylinderskivor eller vertikala prismor), varvid den maximala anomalin samt densitetskontrasten har använts för djupbestämningar. Tekniken för sådana bestämningar finns beskriven i t.ex. Jung (1961) och har vidareutvecklats av Henkel (1968).

De basiska intrusiven har i allmänhet liten yta och också litet djup, ofta mindre än 1 km. Ett undantag är Peuravaaragabbron, som är ca 1.6 km djup (2 km med magnetisk modellberäkning, se s. 76 och fig. 20, s. 79).

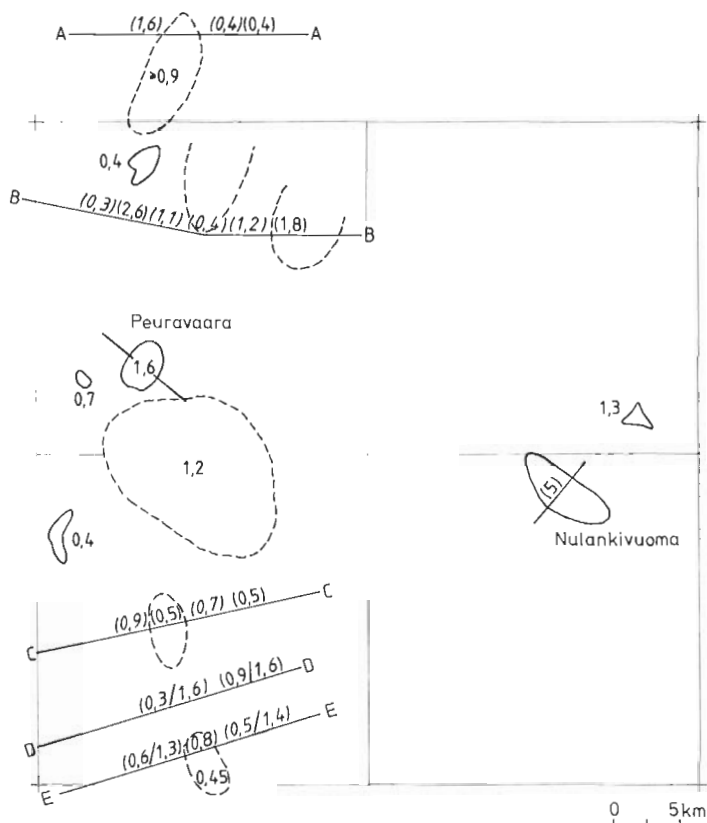
Några stora sura intrusiv har kunnat djupbestämmas. Även här har små djup erhållits. Det stora granitmassivet vid Sautustunturi (30 L 4–5, b–c) har t.ex. ett djup av bara 1.2 km.

Suprakrustalbergarterna har vanligtvis ett minimidjup av 1–2 km, vilket framgår av profilbestämningarna. De största beräknade djupen förekommer vid Koppavuoma (30 L 7 c) och 30 L 7d (se fig. 31).

Den utbredda tyngdanomalin i östra delen av kartområdet beror på en struktur med en vertikal amplitud av ca 6 km. Strukturen i sin helhet kan före erosion ha haft en väsentligt större amplitud, kanske inemot 10 km.

4. Flygmagnetiska kartan

Den flygmagnetiska kartbilden domineras av de ytnära bergarternas anomalier. En regional gradient märks dock tydligt på t.ex. kartbladet 30 L SO. Anomalierna kan delas upp i tre stora, lätt avskiljbara strukturgrupper: *bandade anomalier*, som huvudsakligen förekommer i tre helt åtskilda områden, *oregel-*



DJUP TILL UNDERYTAN I km - DEPTH TO LOWER SURFACE IN km

- (2) (1,2) sura resp. basiska intrusiv - acid resp. basic intrusives
 2,7 suprakrustaler och gnejser - supracrustals and gneisses
 A - F profiler med modellberäkningar - profiles with model computations
 (1,8/2,5) djup utmed profiler, första resp. andra skiktet
 depth along profiles, first resp. second layer

Fig. 29. Uppskattning av djupgåendet av vissa strukturer och lägen av profilerna A-E.
Depth estimation of certain structures and the positions of the Profiles A-E.

bundna anomalier, som upptar områdena mellan dessa, och slutligen *gånglika anomalier*, där man finner ett flertal olika gångsvärmar och gångsystem. En förenklad tolkningskarta i skala 1:250 000 återges i pl. 2 A.

4.1. Områden med bandat anomalimönster

På kartbladet 30 L NV och på det angränsande bladet 31 L SV förekommer ett system av veckade bandade anomalier, som helt dominerar kartbilden. Mot söder avgränsas systemet diskordant av ett stort område med oregelbundet anomalimönster, Sautustunstruktur. Begränsningarna mot öster och väster är till synes konforma med anomalisystemet. Nära den västra begränsningen interfererar ett NNÖ-strykande gångsystem med de bandade anomalier. I den centrala delen av kartbladet 30 L SV och fortsättningsvis mot söder (bladet 29 L Lainio), återfinns ett likartat bandat anomalisystem. Även här iakttas veckning av banden. Mot väster och öster begränsas detta system konformt av områden med oregelbundet anomalimönster. Mot norr är begränsningen sannolikt diskordant mot Sautustunstruktur. Det tredje bandade anomalisystemet finns på de östra delbladen, där det bildar ett komplicerat mönster i ett regionalt magnetiskt och gravimetriskt maximum. Anomalisystemet fortsätter mot sydöst (bladet 30 M Muonionalusta) och mot nordöst till Finland. De enskilda banden i anomalisystemet har en betydligt lägre amplitud än banden i de två tidigare beskrivna områdena.

De bandade anomalier är starkt korrelerade med förekomsten av vulkaniter och andra bandade bergarter. Anomaliernas bandning är orsakad av antingen primära skillnader i bergarternas magnetithalt eller sådana primära skillnader i den kemiska sammansättningen, som gynnar en sekundär magnetitbildning.

4.2. Områden med oregelbundet anomalimönster

Stora områden mellan de bandade anomalisystemen täcks av anomalier med svagt utvecklad eller helt oregelbunden struktur. Även helt homogena, lågmagnetiska områden förekommer. Anomaliernas amplitud kan variera, men till övervägande delar förekommer låga värden. Alla anomalimönster, som ej är tydligt bandade, hänförs till denna strukturgrupp. I lågmagnetiska områden kan de två strukturgrupperna dock ej skiljas ut. Det system av oregelbundna, ofta låga, anomalier som omger det östra bandade anomalisystemet, dominerar en stor del av kartytan. Även i dess förlängning mot söder och öster på bladen 29 L Lainio och 29 M Huuki åtskiljer det bandade systemet anomalisystem med helt olika amplituder hos de ingående magnetiska anomalier.

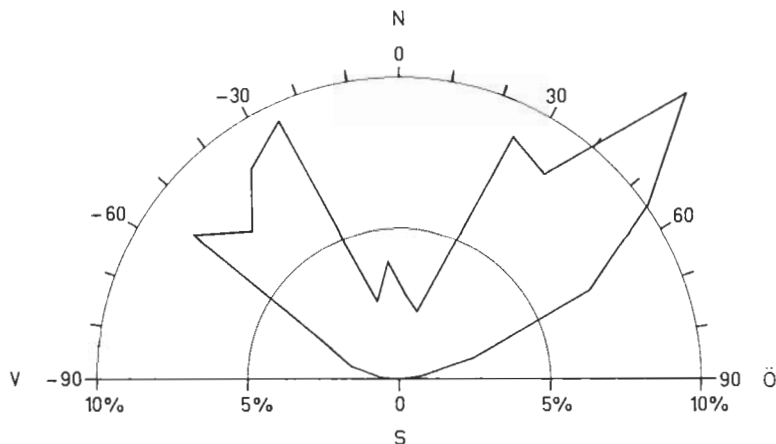


Fig. 30. Frekvensfördelning för magnetiska dislokationer i 10° intervall.

Frequency distribution of directions of magnetic dislocation in 10° intervals.

4.3. Gångsystem

Endast ett fåtal tydliga gångar kan tolkas fram i kartområdena. På kartbladet 31 L SV förekommer en gångsvärm med strykningen $N\ 35^\circ\ Ö$. Parallellt ca 5 km mot sydöst har ytterligare en gång med samma riktning tolkats fram. På samma blad förekommer även en gång med strykningen $N\ 25^\circ\ Ö$. I norra delen av kartan, vid 31 L 1 b, kan eventuellt flera sådana parallella gångar föreligga. De utgörs av albitdiabas. Angående bergartens egenskaper etc., jfr s. 81.

Ett koniskt, avlångt gångsystem förekommer på bladet 30 L SO. Detta har beskrivits närmare på s. 83.

4.4. Dislokationer, pl. 2 B

I de områden, där tydliga magnetiska strukturer förekommer, kan man också vid den flygmagnetiska tolkningen ta fram magnetiska dislokationer. Dessa definieras som förskjutningar eller avbrott i karakteristiska anomalier, t.ex. band, gångar eller kontakter (s. k. referensstrukturer) eller som diskordanta magnetiska minima (Henkel och Guzmán 1977). Flera sådana indikationer utmed en linje utgör en magnetisk dislokation. I de allra flesta fall är det förkastningar, som orsakar sådana dislokationer. När tydliga referensstrukturer blir förskjutna i förhållande till varandra, kan man mäta den skenbara rörelsen i sidled. För att man skall kunna översätta detta belopp till verklig rörelse, krävs dessutom kännedom om referensstrukturernas stupning och djup. De magnetiska dislokationerna grupperar sig tydligt i tre riktningar (fig. 30), med den genomsnittliga

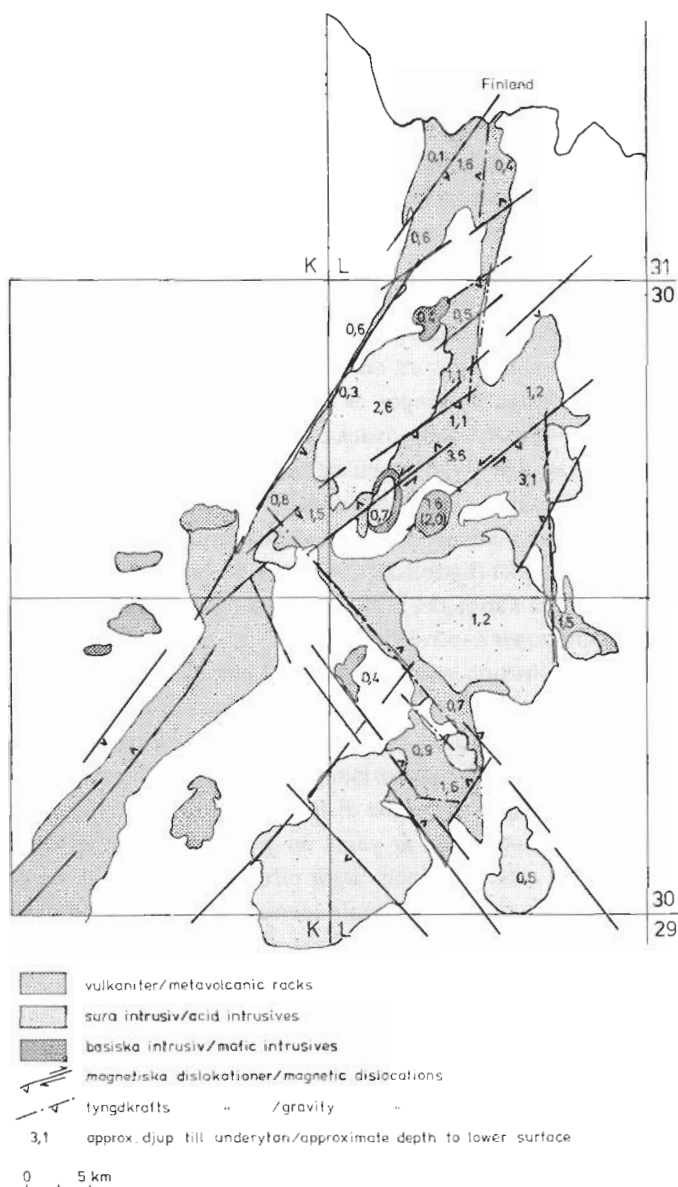


Fig. 31. Stora dislokationszoner och djupuppskattning av suprakrustalbergarterna.
Large dislocation zones and depth estimations of supracrustal rocks.

strykningen N 35° V, N–S och N 45° Ö. Dessa riktningar är karakteristiska för stora delar av Norrbotten (Henkel 1978 b). Förkastningar, som går parallellt med bergarternas stratifiering, kan vanligen ej identifieras som dislokationer. Ur modellberäkningarna i profilerna på kartbladen 31 L SV och 30 L NV framgår emellertid, att de båda nära nog parallella, mot NNÖ strykande grönstensribborna kan vara förkastningsbegränsade. Eftersom betydande delar av det västra kartområdet i stora drag har en tämligen enkel geologi (grönstenar omgivna av djupbergarter), har ett försök gjorts att identifiera block, som begränsas av förkastningar. Med hjälp av gravimetriskt utförda djupbestämningar och/eller magnetiskt bestämda stupningar har det sannolika rörelsesättet kunnat anges (fig. 31). Av figuren framgår att det NNÖ- till NÖ-liga dislokationssystemet orsakat mycket kraftiga ändringar av grönstenens djupgående. Det framgår också att ett nord-sydstrykande dislokationssystem torde förekomma i större utsträckning än vad den flygmagnetiska tolkningen visar. Indicier på sådana dislokationer föreligger t. ex. vid Idivuoma (30 L 8 c) och Sautusjärvi (30 L 6 d). De markanta, mot nordväst strykande dislokationszoner, som förekommer i öster utanför kartområdet (kartbladet 29–30 M), är svåra att följa i den nordöstra delen av området. På kartbladet 30 L SV förekommer emellertid ett par större sådana dislokationszoner i sydvästhörnet.

Bland de yngre intrusionerna är Juoluvaarakomplexet övertvärat av en nord-östdislokation, medan Peuravaaramassivet tycks vara opåverkat av den kraftiga nordöstdislokation, som kan ses längre mot nordöst. Åldersrelationerna mellan dislokationssystemen är svåra att bestämma entydigt. De yngsta rörelserna tycks ha skett längs nordvästligt strykande dislokationer. Det övervägande antalet av de observerade dislokationerna är yngre än granitoiderna, eftersom kontakten till de suprakrustala enheterna (som utgör referensstrukturer) är förskjutna. De kan emellertid endast följas in i granitoiderna, när dessa är tillräckligt starkt magnetiserade för att de typiska lineära minima, som orsakas av oxidationszoner, skall kunna ses i den magnetiska anomalibilden. Detta är också fallet i kartområdets östra delar, t. ex. vid 30 L 0 e–f, 30 L 3 e, och vid 30 L 0 a.

5. Kombinerad tolkning av regionala geofysiska data

5.1. Regional översikt

En kombinerad interpretation av de flygmagnetiska och gravimetriska kartorna och av de petrofysiska mätningarna gör det möjligt att ge en tredje dimension åt den strukturinformation, som erhålls vid den flygmagnetiska interpretationen.

Vidare kan de regionala strukturerna sammanbindas på ett säkrare sätt genom att vissa karakteristiska delstrukturer identifieras (med avseende på bergarter) med hjälp av de petrofysiska mätningarna. Den gravimetriska kartan bidrar med viktiga begränsningar av de alternativa tolkningar, som övriga data tillåter. I kartområdet är det framför allt tre typer av utbredda anomalimönster, som kan identifieras och sammanbindas. Dessa skall nu beskrivas.

Gnejsområdet vid Muonionalusta och Sudjavaara (30–31 L, 4–0, h–j) visar karakteristiska magnetiskt bandade anomalier, som återspeglar dels enbart variationer av magnetithalten inom olika typer av gnejser, dels sammansättningskillnader mellan olika gnejsbergarter. Huvuddelen av strukturen ligger inom kartbladen 29 M Huuki och 30 M Muonionalusta, och i tillhörande beskrivning redogörs närmare för de olika gnejsbergarternas egenskaper och (Henkel under utarb.). I gnejsområdets norra delar förekommer också massiv av olika djupbergarter.

Gnejsområdet visar en mycket iögonfallande tyngdkraftsanomali, och hela komplexets struktur tolkas som en antiform med kärna av tunga bergarter. Den beräknade amplituden för strukturen i dess helhet är uppemot 10 km. En motsvarande synform struktur kan förväntas runt om gnejsantiformen.

De bergarter, som närmast omger gnejserna, är ett *bälte av granitoider*. Detta karakteriseras av tämligen låg och enhetlig magnetiserbarhet och låg densitet. Om tyngdkraftsanomalierna från angränsande kartområden och från Finland bearbetas och beaktas, erhålls en entydig bild av ett geofysiskt ganska homogent granitområde, som helt omger gnejsantiformen. Först i kartområdets nordvästra delar påträffas gnejser och här ökar också tyngdkraftsanomalin. Detta tolkas så att en ny antistruktur i de tyngre, djupare delarna av jordskorpan finns i närheten. Mot sydväst återfinns motsvarande strukturer inom kartbladet 28 K Gällivare (Lindroos och Henkel 1978).

I "granitbältet", som lokalt har en tämligen oregelbunden form, ligger *suprakrustalbergartskomplex*. Dessa karakteriseras av starkt varierande magnetiska egenskaper med typiska mycket höga anomalier och domineras i kartområdet av mycket tunga bergarter. Trots att dessa bergarter i stort sett ligger överst i en "granitsynform", så visar de ofta lokala antiforma strukturer. Ett annat karakteristiskt drag är förekomsten av runda strukturer av granitoider med låga magnetiska och gravitativa anomalier. Kring dessa strukturer är suprakrustalbildningarna huvudsakligen konforma. Vidare är suprakrustalområdenas yttre kontakter

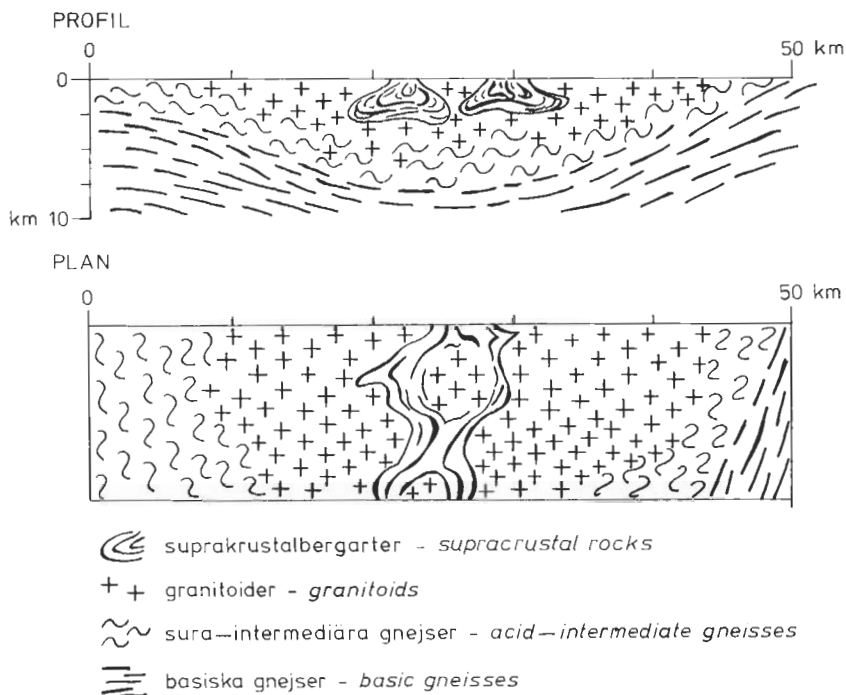


Fig. 32. Principskiss över grönstenarnas lägen i förhållande till gnejsbasement (underlaget).
Principal sketch of the positions of the greenstones in relation to the gneiss basement.

ofta bågformiga, dvs. konforma med de omgivande granitoiderna (fig. 32). Dessa karakteristiska strukturer har tolkats som granitdiapirer, vilka intruderat suprakrustalbergarterna enligt de principer som anges av Ramberg (1967). Den drivande kraften har här utgjorts av den instabila skiktning i jordens gravitationsfält, som uppkommer när tunga bergarter avsätts ovanpå ett lätt underlag. En sammanfattning av sådana strukturer ges i Henkel (1978 a). I det följande skall fenomenet diskuteras i korthet.

De utförda beräkningarna av suprakrustalbergarternas och de runda granitstrukturernas nuvarande djup stödjer tolkningen enligt ovan. Beräkningarna visar också att granit-suprakrustalkontakterna oftast är sådana att suprakrustalbergarterna ligger antiformt, dvs. att deras area ökar avsevärt mot djupet. Detta svarar mot den situation, som kan förväntas bli följden av en erosion tämligen djupt ned i en genom diapirism justerad skiktning i den övre jordskorpan.

Denna tolkning får flera viktiga konsekvenser, nämligen

- 1, att materialet i granitoidbältet är, eller har varit, underlag till suprakrustalbergarterna och därmed
- 2, att granitdiapirerna är det gravitativt aktiverade underlag, som
- 3, veckar suprakrustalbildningarna på ett typiskt sätt.

Granitoida bergarter kan fås att smälta lättare än allt annat material i jordskorpan. Uppsmältningen kan åstadkommas dels genom temperaturökning (dvs. i princip nedsänkning i jordskorpan), dels genom tryckminskning (dvs. uppflyttning i jordskorpan). Detta är t. ex. fallet vid diapirism. Det är dock ännu oklart, i vilken utsträckning smältning kan ske i material, som höjts upp domformigt genom diapirism. Många kontaktrelationer mellan suprakrustalbergarter och granitoider visar faktiskt att de senare är magmatiskt intrusiva.

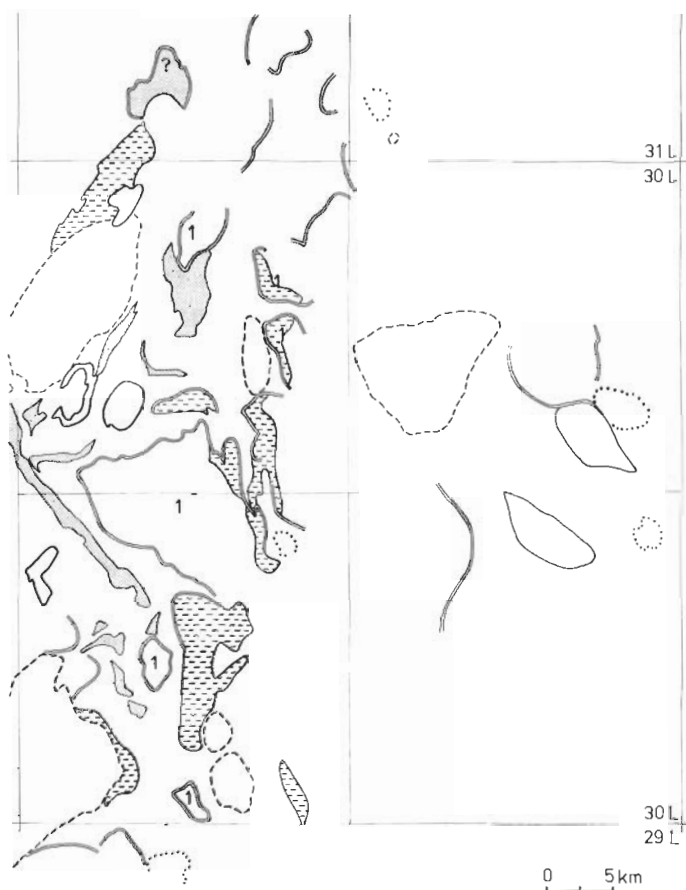
5.2. Speciella strukturer

Vid den kombinerade geofysiska interpretationen har några enstaka strukturer undersökts speciellt. De olika data som använts redovisas under respektive bergartsgrupps material. Här lämnas endast en översiktlig sammanfattning. (Se också fig. 33.)

Bergarter ur Kiruna grönstensgrupp. Huvudparten av dessa visar mycket höga densiteter, och där de förekommer i större volym uppkommer typiska höga tyngdkraftsanomalier med mycket höga gradienter. Ett karakteristiskt inslag utgör de redan omtalade paramagnetiska grönstenarna, som ger låga magnetiska anomalier. Större förekomster av dessa har markerats på kartan i fig. 33. Eftersom de ger upphov till en lätt identifierbar och karakteristisk kombination av anomalier, vore en kartläggning av deras stratigrafiska position i Kiruna grönstensgrupp av intresse.

I området strax norr om Juoluvaarastrukturen (30 L 6–7 b) förekommer bandade magnetiska anomalier och en hög tyngdkraftsanomali konformt med övriga grönstensförekomster österut. Det är därför sannolikt att grönstenar kan förekomma även här. Mot Juoluvaarastrukturen observeras en diskordant kontakt. I området söder om Rautuvaara (31 L 1 b) tyder tyngdkraftsanomalin på att grönstenar kan förekomma. Dessa är i så fall lågmagnetiska och intar ett läge liknande grönstenen i Mertajärviantiklinalen (30 L 7 c).

Vid Koulusjärvi (30 L 7 d) tyder den magnetiska anomalin på en fortsättning av de mot väster uppträdande grönstenarna. Anomalierna är mycket höga och



magnetisk anomali	tyngdkraftsanomali	
magnetic anomaly	gravity anomaly	
	H	H hög - high
	I	I intermediär - intermediate
	L	L låg - low
	i	i indifferent - indifferent
	H	
bågformiga magnetiska kontakter - arcuate magnetic contacts		
ev. områden med suprakrustalbergarter - possible areas with supracrustal rocks		

Fig. 33. Översikt över magnetiska strukturer och tillhörande tyngdkraftsanomalier.
Outline of magnetic structures and associated gravity anomalies.

kontinuerliga såväl mot väster som mot nordväst. Även en positiv tyngdkrafts-anomali föreligger. Av stupningsbestämningarna framgår att den förmodade grönstensförekomsten bildar en mot öster antiform flik.

Den isolerade höga magnetiska anomalin norr om Koppavaara (30 L 7 c) har ett avvikande utseende och läge i förhållande till övriga magnetiska anomalier i omgivande grönstenar. En modellberäkning visar att den orsakande kroppen sannolikt stupar mot norr, vilket i så fall blir nära nog vinkelrätt mot de bandade anomalier, som förekommer längre söderut. Stratigrafiskt ligger denna kropp i paramagnetiska grönstenar, vilka överlagras av omväxlande magnetiska och paramagnetiska grönstenar. Anomalin kan tolkas som tillförselkanalen till de starkare magnetiska vulkaniterna. Man noterar också att den magnetiska anomalins asymmetri liknar den som Peuravaaragabbron har. En viss remanens med nordvästlig deklination tycks sålunda föreligga även här, vilket är ett indicium på att såväl gabbron som denna kropp magnetiserats vid samma tid och på att de magnetiska vulkaniterna kan ha bildats ungefär samtidigt med den kraftigt magnetiserade Peuravaaragabbron.

Pertitmonzonitmassiven. Massivet söder om Kuolusjärvistrukturen (30 L 7 d) visar en måttlig och tämligen homogen magnetisk anomali av i genomsnitt 1 000 gamma. I anomalins yttre delar kan en viss bandning observeras, eventuellt härrörande från suprakrustalbergarter. I området finns även en låg positiv tyngdkraftsanomali om drygt 3 mgal. Uppträdandet här av pertitmonzonit, med den tämligen höga magnetiserbarhet och låga densitetskontrast mot granit, som kännetecknar denna bergart, ger en rimlig förklaring till anomalin.

Massivet vid Kevusvaara-Paljasjärvi (30 L 0–1 a) utgör en del av ett större anomalikomplex, som utbreder sig på de angränsande tre kartbladen 29 L Lainio, 29 K Vittangi och 30 K Soppero. Den magnetiska anomalin är i genomsnitt 500 gamma, och i vissa områden upp till 1 000 gamma. Hela massivet visar tydliga kontakter mot den magnetiska omgivningen, och kontaktens stupning är brant utåt. Vid anomalins västra kontakter observeras en viss bandning. På fig. 34 återges hela massivet med en indelning i magnetiskt olika områden. Massivet visar ingen tydlig egen tyngdkraftsanomali. Mot nordväst har massivet en svag positiv densitetskontrast, medan det mot övriga omgivande bergarter har en negativ densitetskontrast. Mot de i öster uppträdande grönstenarna är kontrasten stor. Detta tyder på att massivet huvudsakligen består av bergarter med rätt liten densitetskontrast mot granit. Pertitmonzonitens petrofysiska egenskaper gör att större delen av massivet kan vara uppbyggd av denna bergart. I dess sydligaste del förekommer en lokal, svag tyngdkraftsanomali om

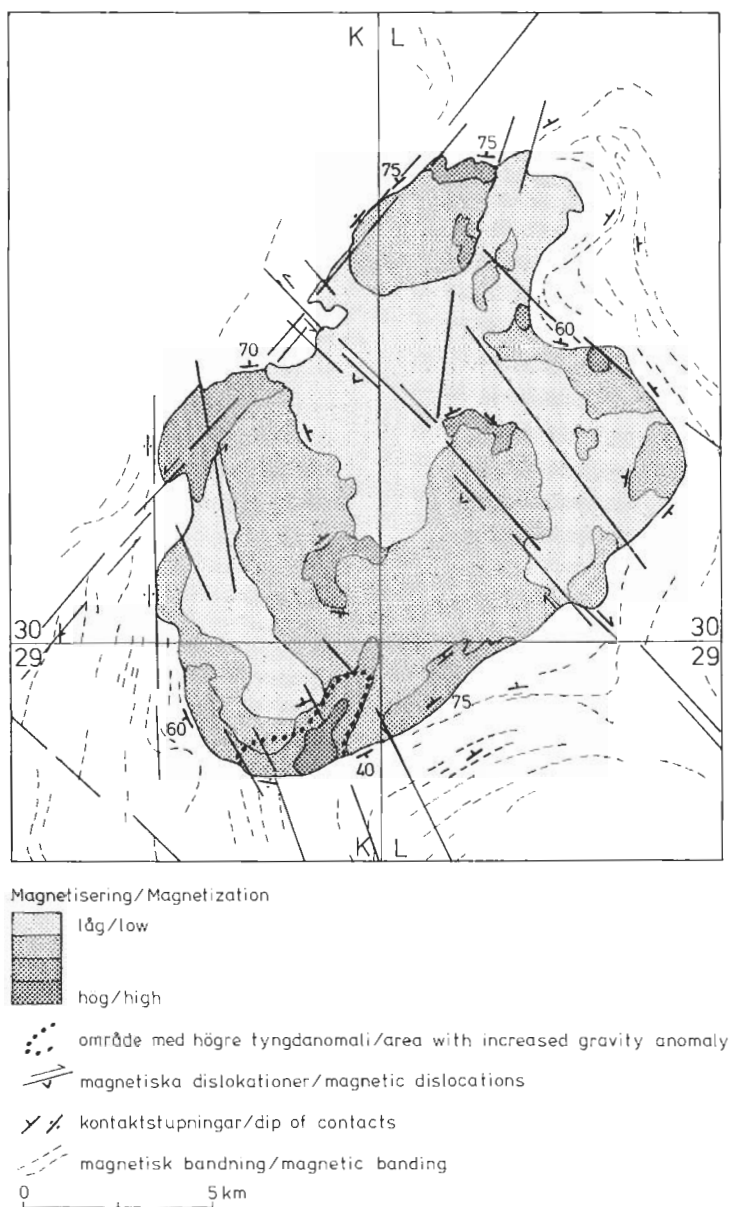


Fig. 34. Pertitmonzonitmassivet vid sydvästra hörnet av kartbladet 30 L SV.

The perthite monzonite massif in the southwestern corner of the map-sheet 30 L SV.

ca 3 mgal över ett område med tydligt förhöjd magnetisering. (Den magnetiska anomalins amplitud är här uppemot 3 000 gamma.) Denna begränsade del av massivet består således av en mera basisk bergart.

I flanken av flera suprakrustalbergartsstråk förekommer *låg magnetiska områden, som är mycket homogena* (praktiskt taget helt utan magnetisk struktur) och helt konforma med suprakrustalbergarternas anomalier. Dessa anomalier visar inte de magnetiska kontaktanomaliernas asymmetriska form. På de ställen, där tyngdkraftsmätningar föreligger, har ingen motsvarande tyngdanomali erhållits. Man kunde därför tolka dessa anomalier som orsakade av en homogen lågmagnetisk och lätt bergart, förslagsvis kvartsit. En annan bergart, som har liknande egenskaper, är lågmagnetisk granit, vilken dock oftast förekommer inom större sammanhängande områden. På kartan i fig. 33 har olika lågmagnetiska och homogena områden markerats med glest streckraster. Utmed Tjärrostråket är det således inte möjligt att med geofysiska metoder identifiera kontakten mellan lågmagnetisk kvartsit och lågmagnetisk granit (utan inhomogeniteter).

Området med bergarter ur porfyrgruppen. Detta område skiljer sig geofysiskt genom lägre magnetiska anomalier och tyngdkraftsanomalier med lägre gradient från området närmast norrut (som består av bergarter ur Kiruna grönstensgrupp). De bergarter som förekommer har således lägre maximal magnetisering och sannolikt lägre densitetskontrast än vad grönstenarna har mot omgivande granitoider. De prover som föreligger har densiteter tydande på övervägande intermediär sammansättning, dvs. ca 2.80 g cm^{-3} . De visar varierande magnetisering inom varje bergartsgrupp, vilket innebär att den magnetiska anomalibilden ej visar bergartssammansättningen (men väl bergarternas struktur). På några ställen är anomalierna tydligt bandade, och några strukturer kan följas vidare in på kartbladet 29 L Lainio NV (fig. 35). På flera ställen föreligger dessutom indikationer på att överytan av det magnetiska materialet kan ligga på betydande djup. (Anomalin vid Tuolpukka, t. ex., har sin överyta vid ca 200 m djup.) Områdets inre magnetiska anomalibild är inte konform med den gravimetriska anomalin, men den yttre begränsningen av området sammanfaller i båda anomalibilderna. Med hänsyn till dessa förhållanden kan området således vara uppbyggt av enbart porfyrgruppens bergarter. Det tyngdminimum som förekommer i områdets mitt visar då en större mängd av sura (lätta) bergarter, vilka överlagrar intermediära, t. ex. porfyr ovanpå andesit, till ett djup av ca 1.2 km. Strukturens totala djup blir då ca 2.5 km (fig. 36).

Ett område vid Rovajärvi (30 L 0 d) har en utpräglad oregelbunden anomali-

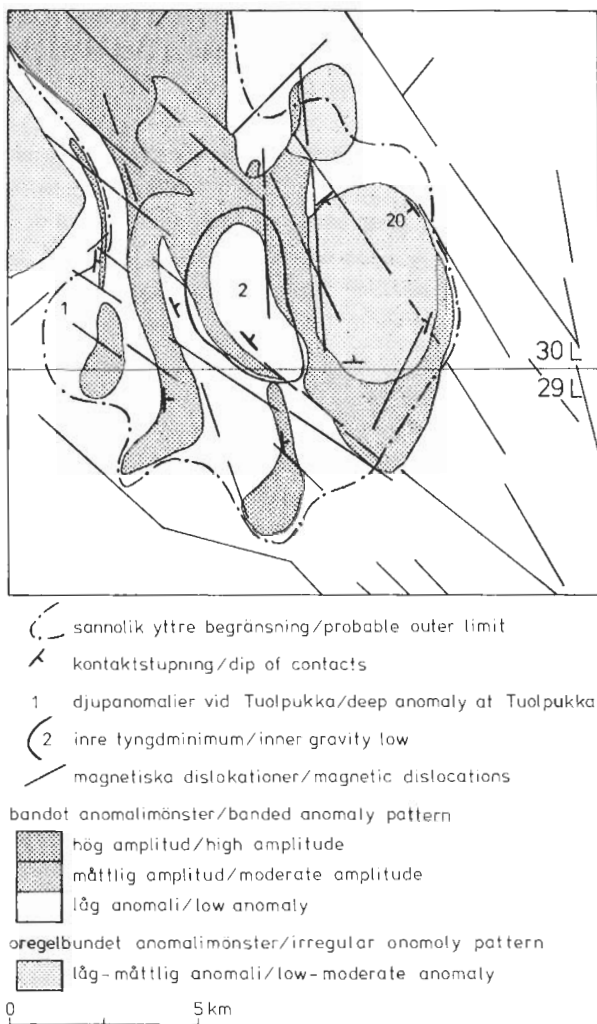


Fig. 35. Området med bergarter ur porfyrgruppen vid södra kartkanten av kartbladet 30 L SV.

The area with rocks of the porphyry group at the southern margin of the map-sheet 30 L SV.

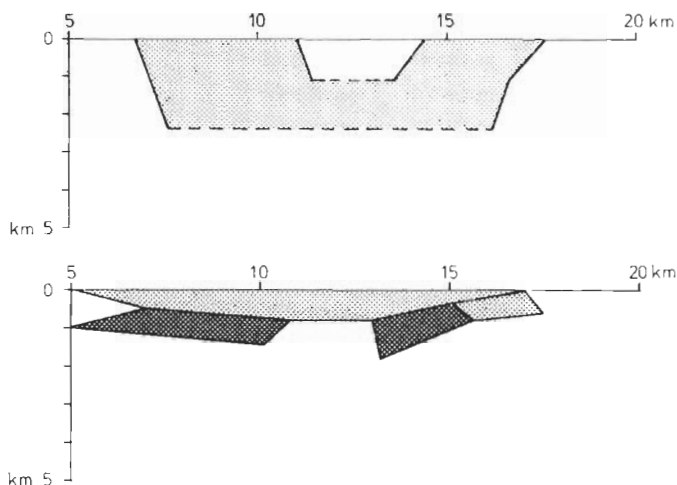


Fig. 36. Alternativa tolkningar av de geofysiska anomalierna vid porfyrområdet. Jfr texten.
Alternative interpretations of the geophysical anomalies of the porphyry area. See text.

struktur och kan vara en intrusion. Strukturen, som är lågmagnetisk med flacka inåtstupande kontakter, har dock ingen motsvarighet i tyngdanomalin. Eftersom många magnetiska strukturer ligger diskordant mot tyngdanomalin, kan en annan modell för områdets uppbyggnad komma i fråga, nämligen att porfyrgruppens bergarter underlagras av grönstensgruppens bergarter i en helt oberoende struktur. En sådan tolkning visas i profilen fig. 28 E. (En konsekvens av denna modell blir att grönstensgruppens bergarter formar en ring under porfyrgruppens bergarter, vilket är en till synes osannolik struktur.) Det bör observeras att både porfy- och grönstensgruppens bergarter skärs av genom en dislokationszon med nordvästlig riktning inom kartbladet 29 L Lainio NV (samma zon som även delar pertitmonzonitmassivet på bladet 30 L SV). En förtätning av tyngdkraftsmätningen och en bättre provtagning från området skulle sannolikt möjliggöra ett definitivt ställningstagande till områdets struktur. Ett mera regionalt perspektiv på denna typ av anomali ger de bergarter med liknande fysikaliska egenskaper, som förekommer dels i samband med Kiruna-grönstensgruppen inom kartbladet 28 M Pajala (Suorssas intermediära vulkaniter; Henkel i Padget 1977), dels i samband med Kirunaporfyrgruppen inom kartbladet 28 J Fjällåsen (Henkel i Witschard 1975). Anomalier med likartad karaktär (magnetiskt och gravimetriskt) förekommer inom kartbladen 29 K 8 j och 29 L 7 e. Här har intermediära vulkaniter påträffats. Den runda anomalin

vid 29 L 4 h (som visar att en magmatisk intrusion av intermediär sammansättning här föreligger) ger tillsammans med andra förekomster av övervägande intermediära bergarter bilden av en provins med isolerade anomalikomplex.

Basiska intrusioner. Sex större basiska intrusioner förekommer i kartområdet. De är alla av olika strukturell typ och har höga magnetiska och gravimetriska anomalier. De utgör massiva intrusioner med olika form, koniska gångar och starkt differentierade intrusioner. Intrusionerna förekommer i två områden, dels i den centrala delen av gnejskomplexet, dels i nära anslutning till suprakrustalbergarterna. Båda är områden med maximala vertikala rörelser, dock med olika förtecken, vilket gynnar sprickbildning i jordskorpan. Många intrusioner är strukturellt unga, t. ex. de koniska gångarna, gabbbron vid Peuravaara och den komplexa intrusionen vid Juoluvaara.

Runda strukturer av varierande storlek med låg tyngdanomali och låg magnetisk anomali har i rikligt antal observerats inom kartområdet. De är samtliga helt eller delvis omgivna av bandade anomalikomplex med bergarter ur Kiruna grönstensgrupp. De senare har oftast antiforma kontakter i förhållande till de runda strukturerna (vilka således är synformer), med undantag från Mertajärvi-antiklinalen. Bergarterna utgörs av granitoider med låg densitet i förhållande till suprakrustalbergarterna. Det karakteristiska uppträdandet i randen av och inuti grönstensområdena har tolkats så att dessa runda strukturer utgör ett gravitativt mobiliserat underlag till vulkaniterna (se även s. 98 samt Ramberg 1967). Likartade strukturer omges av graniter, t. ex. inom det angränsande kartbladet 29 K Vittangi.

Ytterligare en kategori av anomalier har skilts ut; tämligen små, rundade områden med låg magnetisk anomali och indifferent tyngdanomali (vilket mycket väl kan bero på allt för gles mätning). Arten av dessa strukturer är tillsvidare helt oklar utom i den centrala delen av det koniska gångsystemet, där anomalierna motsvarar omgivningens bergarter. Anomalierna i förlängningen av Kuormakka grönstensstråk kan vara orsakade av paramagnetisk grönsten.

Djupanomalin vid Tuolpukka, 30 L 0 c, är en kraftig magnetisk anomali om ca 6 000 gamma, med tämligen låga gradienter. Detta tyder på ett djupare läge än normalt för den orsakande kroppen. En beräkning, som utförts på en detaljerad markmagnetisk profil, visar att toppen av strukturen ligger på ca 200 m djup. Kroppen har ingen gravimetrisk anomali och torde därför ha en densitet som är lika med omgivningens. (Se även fig. 28 E, där en profil med modellberäkning lagts över anomalin.)

6. Markgeofysiska mätningar

Inom kartområdet har flera markgeofysiska mätningar utförts för prospekteringsändamål. Läget av dessa, och den geofysiska metod som har använts, återges i fig. 37. Fig. 38 innehåller en tabellöversikt.

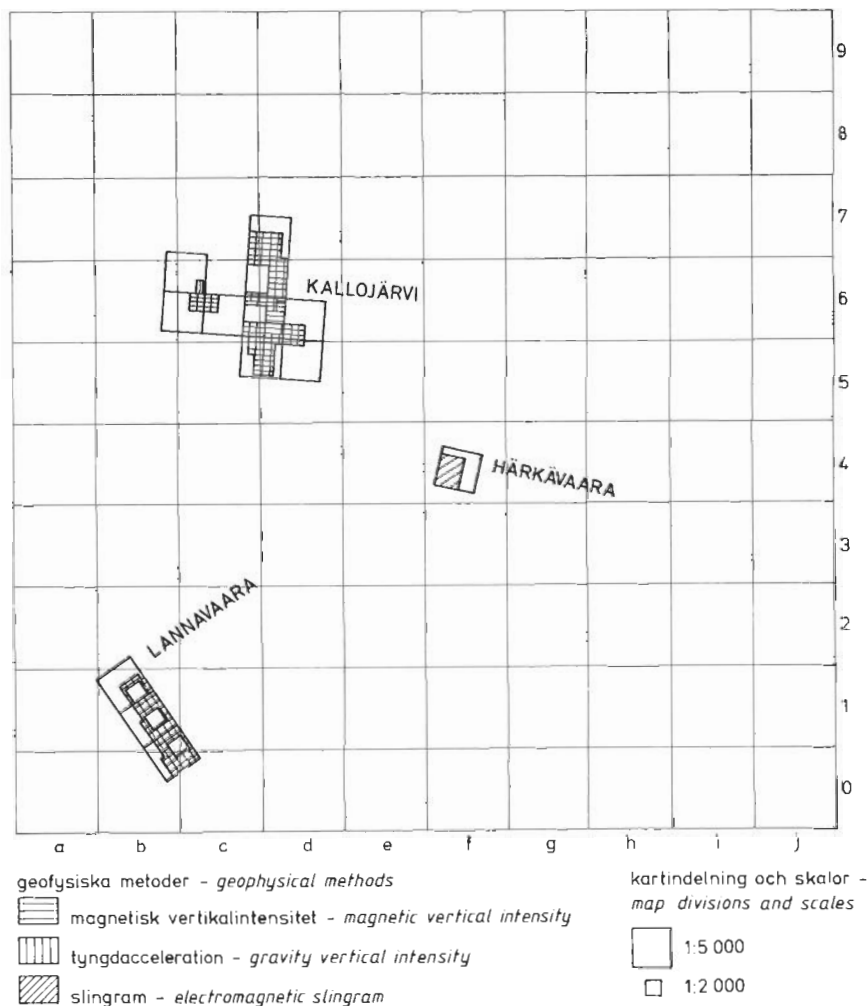


Fig. 37. De markgeofysiska undersökningarnas lägen.

Positions of ground geophysical surveys.

Område	Mätår	Mätmetod	Yta i km ²	Delruta
Lannavaara	1967	M	12	0-1, b-c
	1969	G	12	0-1, b-c
	1972	E	1	1 b
Härkävaara	1970	M	3	4 f
		E	3	4 f
Kallojärvi	1971	M	17	5-6, c-d
		G	16	5-6, c-d
<i>Area</i>	<i>Year of mea- surement</i>	<i>Type of mea- surement</i>	<i>Area in km²</i>	<i>Map square</i>

M=magnetisk vertikalintensitet/*magnetic vertical intensity*

G=tyngdacceleration/*gravity*

E=slingram/*slingram*

Fig. 38. Översikt över markgeofysiska undersökningar.

Ground geophysical surveys.

LITTERATUR

(Geofysiska delen)

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

PAGEOPH = Pure and applied geophysics

SGU = Sveriges geologiska undersökning

CORNWELL, J. D., 1968: The magnetization of Precambrian rocks from the Tärändö district, Northern Sweden – GFF 90

ERIKSSON, B., och HALLGREN, U., 1975: Beskrivning till berggrundskartbladen Vittangi NV, NO, SV, SO. – SGU Af 13–16.

HENKEL, H., 1968: Interpretation av de vid Vipången företagna geofysiska och geologiska mätningarna. Examensarbete vid Århus Universitet, Lab. f. anvendt Geofysik.

– i WITSCHARD, F., 1975: Description of the geological maps Fjällåsen NV, NO, SV, SO. – SGU Af 17–20.

– 1976: Study of density and magnetic properties of rocks from Northern Sweden. – PAGEOPH 114.

HENKEL, H. och MANNBY, B., 1976: Paramettermätning, instruktion och dokumentation, del II. Rutinmässig paramettermätning i laboratoriet. – SGU, intern rapport.

HENKEL, H., och GUZMAN, M., 1977: Magnetic features of fracture zones. – Geoexploration 15.

HENKEL, H., och NISCA, D., 1977: A rock sample orientation system used by the Geological Survey of Sweden. – SGU C 740.

HENKEL, H., i PADGET, P., 1977: Description of the geological maps Pajala NV, NO, SV, SO. – SGU Af 21–24.

– 1978a: Density as a tectonic motor–diapirism in northern Sweden from magnetic, gravity- and petrophysical interpretation. – Geoskrifter 10, Århus Univ., Danmark.

– 1978b: Dislocation sets in Northern Sweden as obtained from low altitude aeromagnetic measurements. – GFF. 100

JUNG, K., 1961: Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik. – Portig Geest, Leipzig.

LINDEN, A., et al., 1978: Flygeofysiska mätmetoder och kartprodukter. – SGU, intern rapport.

LINDROOS, H., och HENKEL, H., 1978: Regional geological and geophysical interpretation of Precambrian structures in Northeastern Sweden. – SGU C 751.

– och HENKEL, H.: Beskrivning till berggrundskartorna Huuki och Muonionalusta. – SGU serie Af (under utarbetande).

NISCA, D., och SØNDERGAARD, V., 1979: Geophysical investigations of the Gallejaure structure in Northern Sweden. – SGU, intern rapport.

NYLUND, B., 1978: Regional gravity surveys in Northern Sweden. – SGU C 746.

RAMBERG, H., 1967: Gravity, deformation and the Earth's crust as studied by centrifuged models. – Academic Press, London.

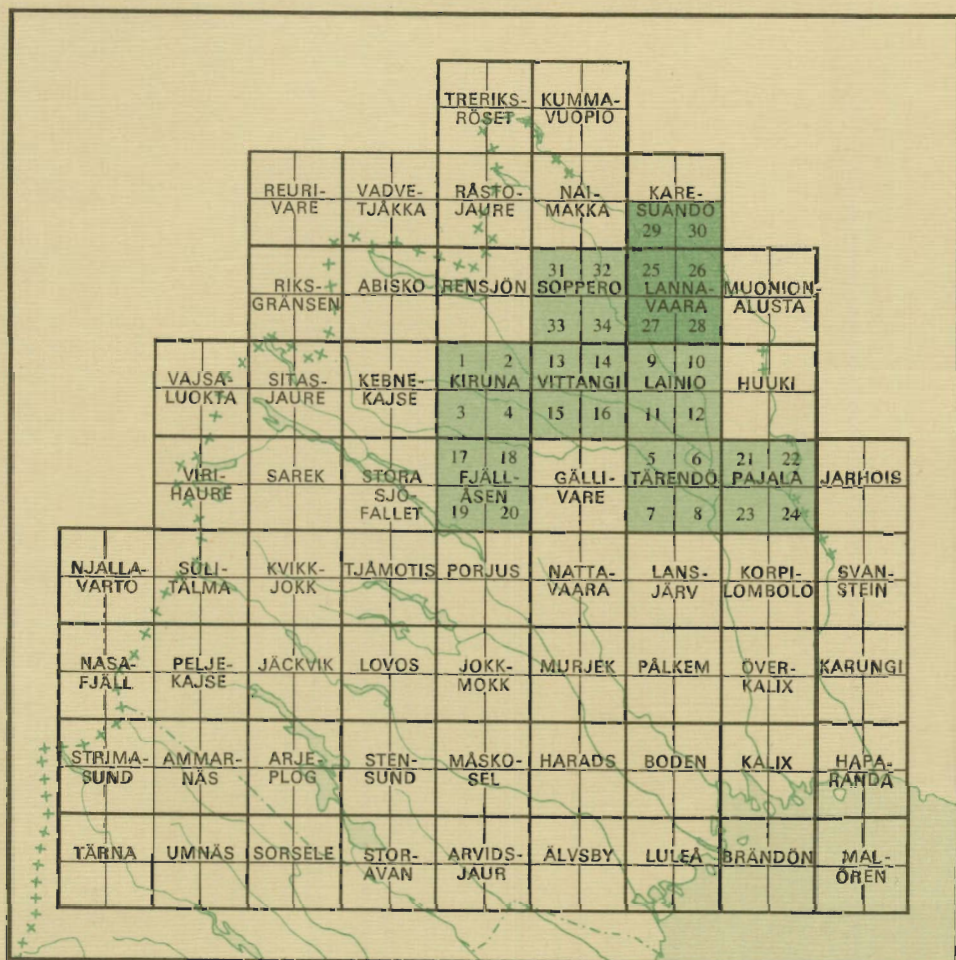
WERNER, S., 1963: Aeromagnetic mapping by the Geological Survey of Sweden. Methods and general considerations. – Geoexploration 1.

TABELL 4. Fysikaliska egenskaper för bergarter och bergartsgrupper; a, b, c betecknar hela provet, hög magnetisk del respektive låg magnetisk del. Enheter är i cgs. Standarddeviationen för de magnetiska egenskaperna är uttryckt i dekadern. För de magnetiska egenskaperna anges logaritmiska medelvärden.

Physical properties of rocks and rock groups; a, b, c denote total sample, high magnetic fraction, low magnetic fraction respectively. Units are in cgs. The standard deviation of magnetic properties is expressed in decades. Magnetic properties have logarithmic mean values.

Bergart	antal	Densitet		Susceptibilitet 10^3		q-värde	
		medelv.	spridn.	medelv.	spridn.	medelv.	spridn.
1 granit o. pegmatit a	164	2.63	0.042				
b	106			0.44	0.42	0.42	0.62
c	58			0.005	0.60		
2 syenit Idivuoma	20	2.72	0.041	0.93	0.62	0.35	0.54
3 syenit Juoluvaara	7	2.75	0.024	3.25	0.15	0.27	0.23
4 pertitmonzonit	14	2.75	0.031	2.30	0.57	0.17	0.34
2+3+4	41	2.73	0.038	1.57	0.59	0.28	0.48
5 diorit a	77	2.81	0.103				
b	13	2.91	0.108	5.52	0.19	0.53	0.61
c	64	2.78	0.088	0.20	0.67	0.37	0.63
6 gabbro Juoluvaara	35	2.87	0.128	3.33	0.72	0.65	0.61
7 gabbro Peuravaara	45	3.19	0.537	11.1	0.97	1.12	0.43
8 gabbro övriga a	19	2.99	0.155				
b	14			4.82	0.45	2.30	0.59
c	5			0.047	0.28	0.46	0.66
6+7+8 a	99	3.04	0.400				
b	89	3.05	0.416	8.26	0.70	1.09	0.55
c	10	2.88	0.155	0.045	0.27	0.37	0.51
9 diabas	7	3.08	0.017	0.084	0.088	0.16	0.26
10 albitdiabas	27	2.94	0.081	10.5	0.80	0.46	0.44
11 ultrabasiska gängar	5	2.99	0.103	0.77	1.09	0.29	0.68
9+10+11	39	2.97	0.093	0.32	1.12	0.35	0.49
12 sura-intermed.gnejser a	81	2.72	0.083				
b	44			0.15	0.45	0.36	0.53
c	37			0.019	0.68	0.15	2.00
13 amfibolgnejs	11	2.88	0.061	0.89	0.68	0.43	0.49
14 amfibolit a	17	2.97	0.18				
b	9			2.78	0.45	0.55	0.79
c	8			0.050	0.29	0.037	1.88

Bergart	antal	Densitet		Susceptibilitet 10 ³		q-värde	
		medelv.	spirdn.	medelv.	spirdn.	medelv.	spirdn.
15 Tjärroform.kvartsit	16	2.64	0.019	0.002	0.40		
16 Tjärroform.skiffer	21	2.68	0.11	0.043	0.87	0.58	1.64
17 Tjärroform.amfibolit	4	2.94	0.069	0.165	1.09	0.17	0.82
18 Grönst.grp.band. tuffer a	35	3.00	0.28				
b	17	3.13	0.32	8.79	0.63	0.98	0.73
c	18	2.88	0.18	0.061	0.38	0.73	0.89
19 Grönst.grp.grafitskiffer	13	2.87	0.26	0.096	1.27	0.55	1.92
20 Grönst.grp.jaspilitkvartsit	11	2.88	0.181	0.174	0.62	3.81	0.95
21 Grönst.grp.skarn	20	3.23	0.305	1.06	1.38	0.85	0.76
22 Grönst.grp.kalksten	11	2.79	0.057	0.083	1.07	0.29	1.90
23 Grönst.grp.skiffrar	9	2.80	0.277	0.025	1.06	0.026	2.59
24 Grönst.grp.järnmalm	5	3.92	0.294	82.0	0.43	4.14	0.28
19+20+22+23	44	2.84	0.206	0.081	1.05	0.41	1.97
24 Pahakurkio grp. kvartsit a	17	2.71	0.140				
b	4	2.79	0.174	2.52	0.89	0.16	0.16
c	13	2.69	0.125	0.010	0.56	3.19	0.91
25 Pahakurkio grp. skiffer a	11	2.75	0.150				
b	3	2.90	0.178	0.76	0.74	0.53	0.48
c	8	2.70	0.101	0.008	0.57	1.12	2.59
24+25 a	28	2.73	0.143				
b	7	2.84	0.170	1.51	0.81	0.27	0.41
c	21	2.69	0.114	0.0095	0.55	2.14	1.70
26 Porfyr grp. sediment	12	2.80	0.094	1.24	1.21	0.23	1.85
27 Porfyr grp. sura-inter- mediära vulkaniter a	21	2.80	0.076				
b	15			2.95	0.34	0.38	0.38
c	6			0.099	0.47	1.42	0.61
28 Grönst.grp. metabasalt a	258	2.97	0.330				
b	83			5.54	1.89	0.72	0.92
c	175			0.062	0.33	0.12	1.05



PRISKLASS B

Distribueras genom

LiberKartor

162 89 VÄLLINGBY