

GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING
TILL
STOCKHOLMSTRAKTENS
BERGGRUND

ENGLISH SUMMARY
4 PLANSCHER



STOCKHOLM 1969

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Ba

ÖVERSIKTSKARTOR MED BESKRIVNINGAR

NR 24

GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING
TILL
STOCKHOLMSTRAKTENS BERGGRUND

ENGLISH SUMMARY
4 PLANSCHER

STOCKHOLM 1969

Redaktör: Per H. Lundegårdh

Stockholm 1969

Kungl. Boktryckeriet P. A. Norstedt & Söner

INNEHÅLL

Summary: Solid rocks of the Stockholm region	4
Förord	20
Inledning	20
Sedimentgnejserna inom Stockholmstrakten	24
Granatådergnejs — skiffergnejs	25
Migmatitgnejs, homogen småporfyrisk granatförande	43
Granitisk, granatförande gnejs	48
Metaarenitisk gnejs — gråvackegnejs och associerade migmatiter	50
Ljusa metaareniter eller skarnförande kvartsiter	68
Ögonförande gnejs	71
Basiska inlagringar i sedimentgnejserna	75
Leptiter, leptitgnejs, granitgnejs och associerade metabasiter inom Stockholmstrakten	80
Täljöområdet leptiter, leptitgnejs och metabasiter	81
Ornöområdets suprakrustalbildningar	89
Sedimentgnejs	89
Leptiter	95
Leptitgnejs	97
Den bandade serien	99
Leptitgnejs — granitgnejs och metabasiter inom de mellersta och västra delarna av Stockholmsområdet	107
Kalkstenar	112
Primorogena djuperuptiv	113
Grönstenar	113
Urgraniter eller gnejsgraniter (tonalit, granodiorit, granit och kvartssyenit)	118
Intraorogena gångeruptiv	134
Tektonik och stratigrafi	144
Yngre graniter, apliter och pegmatiter	161
Metamorfofen inom Stockholmstrakten	171
Metasomatosen inom Stockholmstrakten	177
Förkastnings- och sprickzoner	179
Diabas	181
Mälarsandsten och block av porfyr	183
Kalkpat-blyglansgångar	184
Bergarter, mineral och malmer av ekonomisk betydelse	184
Litteraturförteckning	188

SUMMARY

SOLID ROCKS OF THE STOCKHOLM REGION

The bedrock of the present map-area forms part of the old Svecofennian orogenic belt with its principal extension in Middle and Northern Sweden as well as in Southern and Central Finland. The age of the Svecofennian orogenic activity seems to fall within the interval 2100—1750 million years.

The dominating supracrustal rocks of the area are metasediments mostly built up of interbedded layers of meta-argillite and meta-arenite (blue in the map). Meta-argillites now transformed into veined garnet-sillimanite-cordierite-microcline gneisses constitute the main part of the central and southern area except for the skerries in the southeast and the fold-arch of Nacka (5g). In these areas as well as in the northern part of the region meta-arenitic gneisses predominate.

Somewhat more controversial as to origin are the rocks designated as leptites and leptite-gneisses in the map (yellow). There are good reasons to believe that at least part of these are originally volcanic, as in Ornö (0j) and in the Täljö area (9h) displaying sodic keratophyres and quartz-porphyrines respectively, but in most cases this supposition cannot be proved. Anyhow, volcanic activity seems to have taken place during the depositional stage of the evolution. This is indicated by numerous thin basic layers, partly interpreted as tuffitic layers and/or lavas (porphyrites), which occur now and then in the leptites as well as in the metasediments.

Thin layers of limestone have also been noticed within the area, especially in the keratophyres of Ornö (0j), but also locally in the metasediments (1h). During the main phase of folding, synkinematic (prim-orogenic) intrusives of different composition came into appearance: gabbros, diorites, tonalites, granodiorites, and granites (green and brown in the legend). These rocks, which form a considerable part of the bedrock within the area, partly intruded as layers in the supracrustal series (south and central area), partly as huge penetrating massifs which probably found their way by means of some kind of stoping (northern map-area which is connected with the widespread synkinematic intrusives of Central Uppland). The synkinematic intrusives are now more or less schistose (planar and/or linear) and differ in that respect from the late-kinematic (se-rorogenic) granites with associated pegmatites (red in the legend) which have a considerable extension in the northern part of the investigated region. The latter granites may be interpreted as deep-seated products of similar processes which at somewhat higher levels changed the metasediments to veined gneisses of different kinds.

After the consolidation of the synkinematic intrusions but before the appea-

rance of the late-kinematic granites, joints and fissures opened and became filled up with basaltic magma. The rocks of the dikes developed during this intraorogenic stage have been transformed into fine-grained amphibolites with a more or less pronounced lineation (e.g. in the northeastern part of the region).

Younger than the Svecofennian rocks of the region is the Jotnian Målar sandstone on the western shore of Ekerön (5a). This sandstone of arid type has been preserved from erosion by deep down-faulting. During the same era basaltic magma intruded and originated numerous dikes of dolerite as shown in the map.

A short description of the different rocks in the region as well as their mutual relations and their development will now be given.

The mineralogical and chemical composition of the high-metamorphic *veined garnet-gneisses* (Fig. 1) are shown in Table 1 and Diagram 1 (veined garnet-gneisses as well as better preserved meta-argillitic rocks without veins and of lower metamorphism). In addition to quartz, biotite, plagioclase, almandite, sillimanite, and cordierite are also found substantial quantities of microcline, mostly within the veins of the rock (Table 12, right). The last mineral is certainly not a primary constituent of the sediment (microcline is not recorded for the most part in the low-metamorphic counterparts of the same formation, or might be an inferior constituent; see Table 12, left). There seem to exist only two possibilities to explain the content of microcline. These are 1) a metasomatic gain of potassium, 2) an internal decay of primary mica (muscovite and biotite) in the presence of quartz during the metamorphism. Probably both processes have been at work. Which of them has been the most important is still open to question.

The mineralogical and chemical composition of better preserved *meta-argillites* devoid of microcline are shown in parts of Diagram 1 (for instance analyses 1a and 3) and Table 2. A comparison between the chemical mean value (Table 2) of these meta-argillites of somewhat lower metamorphic grade (mica + andalusite or mica + chlorite instead of microcline + sillimanite) with that of veined garnet-gneisses (Table 1) is carried out in Table 3a (percentage of cations). The two mean values show a striking resemblance, which confirms the presumed argillitic character of the veined garnet-gneisses. The cation proportions $K > Mg > Na > Ca$ in both cases (Tables 1 and 2) indicate secondary enrichments of K and Mg during the deposition of the argillitic sediments. A characteristic feature of these types of rocks is also an apparent excess of Al^{3+} , as shown in the above tables. A rough estimation of the metasomatic exchange involved when passing from meta-argillite to veined garnet-gneiss with increasing metamorphism is given in Table 3a. The only change of statistical significance seems to be a certain increase in Ca^{2+} and Na^+ and a considerable decrease in H_2O . If we consider the mean value of Table 1 as not being fully representative as to the content of K^+ (we possibly have to add some irregularly distributed potassium-dominated vein-material of considerable extension to the mean value of Table 1), there will

probably also be some space left for an addition of K^+ during the metamorphism. This, however, must be considered somewhat hypothetical. Anyhow, solutions of granitic composition ($K \gg Na$) seem to have been active within the region as confirmed by a considerable gain in K^+ in certain parts of Na-dominated gneisses of greywacke and subgreywacke composition (p. 8). Contrary to the rocks just mentioned, the meta-argillites, primarily rich in K^+ , probably did not absorb K^+ on a large scale from the granitic solutions, while Na^+ and Ca^{2+} were absorbed to a certain extent. This can possibly be explained by differences in chemical potential of the elements K^+ , Na^+ , and Ca^{2+} in the solutions and in the surrounding rocks.

Within the central and southern part of the map-area dominated by meta-argillitic derivatives, there appear large quantities of a somewhat problematic, rather homogeneous rock designated as a *small-porphyrific garnet-bearing migmatite gneiss* (see the map legend and Fig. 2). The mineralogical and chemical compositions of the rock are shown in Diagram 4 and Table 4 respectively. Judging from its field position, the gneiss seems to be closely allied to the surrounding rocks of meta-argillitic origin. A rough estimation of the metasomatic exchange necessary for the transformation of a meta-argillite to the actual migmatite gneiss has been made in Table 3b (percentage of cations). A considerable gain, in Na^+ , Ca^{2+} , and Si^{4+} and a corresponding loss of H_2O , Al^{3+} , Mg^{2+} , and Fe^{2+3+} can be noticed. The tendency of the metasomatic exchange does not differ too much from that of Table 3a, but the total transport of elements has been much more extensive. Whether or not this exchange really has taken place is still open to question. Anyhow it cannot be explained in a simple way. The actual migmatite of almost grandioritic composition now and then contains fragments and broken layers of meta-arenite and metabasite and thus shows a very plastic or almost intrusive behavior. The structure is mostly granitic. There also seems to exist in the field some relations between the migmatite gneiss and the synkinematic intrusives of tonalitic-granodioritic composition, which often border on each others. This fact has led to the hypothesis that the migmatite gneiss could also be interpreted as the result of a partial regeneration of tonalitic intrusives heavily loaded or intermingled with argillitic material (increased content of K^+ and H_2O). Such a process might explain the grandioritic composition of the gneiss as well as its hypidiomorphic texture.

Some small areas of *garnet-bearing, light-coloured granitic gneisses* of dubious origin (one of the largest areas is situated to the south of the Chapel of Handen, 2g) could perhaps also be explained as products of regeneration. In this case, however, acid synkinematic granites without any visible contamination by sediments are probably the only rocks involved. This theory is supported by the fact that in the strike direction the rocks in question seem to coincide with certain layers of acid granites. The mineralogical and chemical compositions of the granitic gneiss are shown in Diagram 5 and Table 5. The rock has a granitic

composition and texture. The latter is combined with an evenly distributed, rather weak, relict planar structure.

The *meta-arenitic counterpart to the meta-argillites* is usually a greyish blue, fine-grained rock with a smooth quartzitic appearance and an even-grained, granoblastic, somewhat schistose texture (Fig. 11). The mineralogical and chemical compositions are shown in Diagram 6. (From 80 to about 40 % quartz) and Table 6 respectively. The rock is a quartz-rich, biotite-bearing plagioclase gneiss, in which potassium feldspar is almost absent. If present, this mineral may be explained as secondary. The most representative cation proportions of the rock seem to be $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$ (Table 6).

Meta-arenites being more competent than the surrounding rocks of meta-argillitic composition are now mostly found as twisted and broken layers (Fig. 1). Thicker beds, however, have been more resistant to folding (Fig. 6). The chemical composition almost agrees with that of subgreywacke sediments. The quartz-rich meta-arenites of this type successively grade into *rocks of greywacke composition* (e.g. the plagioclase-rich rocks to the right in Diagram 6 and Table 7). Increased contents of plagioclase and biotite seem to be the only changes in this case. The appearance of the rock is almost the same as the quartz-rich variety except for a gradual disappearance of the quartzite-looking habitus (Fig. 5).

Chemical analyses of different meta-sediments in the region are graphically represented by means of Niggli-values in Diagrams 2 a—f and do not need further comment. In another diagram (3) the chemical differentiation of the sediments is shown (mol. % of K_2O , Na_2O , and CaO). The coarse broken line in the centre of the triangle encloses the migmatitic rocks already mentioned as well as some problematic rocks of variable origin (in the legend: *gneiss, porphyritic, with variable contents of garnet*. See also Diagram 8 and Table 8). All these rocks occupy an intermediate position as to content of K_2O and Na_2O and may to some extent be interpreted as the final products of levelling processes within the bedrock.

Another way of representing the sedimentary differentiation into meta-argillitic and meta-arenitic components is shown in Fig. 4, where the end points of the lines represent the composition of meta-argillitic and meta-arenitic layers respectively in the same cycle. It is interesting to note that the mean values of the veined garnet-gneisses (Table 1) and the meta-arenitic gneisses (Table 6) of the Stockholm region point to the same differentiation as one better preserved single cycle of sedimentation in the same region (Lillön; 4b). Similar types of differentiation are displayed by the low-metamorphic Grythyttan and the middle-metamorphic Utö formations of sedimentary rocks (Utö, see Fig. 3a and b; Grythyttan, cf. Sundius 1923). All these evidences support the opinion held by the author that the veined garnet-gneisses as well as the meta-arenitic gneisses of the region correspond to originally interlayered argillitic and arenitic sedi-

ments. Thus the metasomatic exchange during the metamorphism has not been able to obliterate the primary chemical contrasts between these layers of different composition. This fact was not fully recognized by earlier investigators such as Holmquist (1910b) and Sundius (1947). In his work on "femic leptites and veined gneisses", Sundius tried to prove that so-called "femic leptites", especially the types occurring in the Utö area, (for location, see Fig. 30) have been the mother rocks of the veined garnet-gneisses of Södermanland (including the present region). His opinion was based on the fact that small remnants of femic leptites have been met with everywhere in the veined gneisses. These "femic leptites" are in fact fully identical with the meta-arenitic counterparts to the meta-argillites, as has been earlier shown by the present author (Stålhös 1962, p. 63—69). The femic leptites (thus in fact meta-arenites) were according to Sundius the dominant rocks in the whole gneiss area before the metamorphism. He supposed that a great metasomatic exchange caused the actual leptites to change into veined garnet-gneisses. No primary argillitic sediments were thus recognized by him in the area. On the contrary, as we have seen now, argillites seem to have been the main source of the veined garnet-gneisses (cf Stålhös 1962, p. 113—114).

Returning to Fig. 4, we find that most dots of greywacke are situated in the area of volcanic rocks. This points to a rather incomplete sedimentary differentiation during the deposition of the greywackes. A secondary enrichment of K^+ has probably taken place during the migmatization of the greywackes, especially in those varieties primarily not too rich in quartz (see the specimens with high content of potassium feldspar on the right side of Diagram 6). A mean value of six chemical analyses from these *migmatitic greywacke-gneisses* is given in Table 11, Column 6 (1e—6e).

Some idea of the metasomatic exchange involved during a supposed transformation of meta-greywackes into migmatites and further into grey granites will be obtained by comparing columns 5, 6 and 7 in Table 11. The only considerable change during this process of granitization seems to be an increase in K^+ and a simultaneous decrease of the contents of Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , and Fe^{2+3+} . As earlier stated (p. 6), this process was probably caused by granitic solutions ($K \gg Na$) entering the rocks owing to different chemical potentials in the solutions and the rocks. It is difficult to judge whether juvenile solutions without connections to known magmas have been the real cause of this granitization *in situ*, or if granitic magmas of deep-seated origin have been the original carrier of the actual solutions. Anyhow there seems to be some connection between the areal distribution of granites and potassium-bearing gneisses of supposed greywacke origin. However, we must not exclude the possibility that the potassium feldspar of the gneisses might be more or less of primary origin.

Contrary to the intensely small-scale folding in the veined gneisses of meta-argillitic origin, the veined gneisses of greywacke type have a more competent

character with straight banding more or less parallel to the primary bedding planes. The formation of veins is also much more restricted. According to a very preliminary investigation, the oldest, rather thin veins seem to be rich in quartz and plagioclase. They probably have originated through some sort of metamorphic differentiation. This process may have taken place under isochemical conditions and possibly started even before the synkinematic intrusions. (Veined gneisses of this type have been observed as inclusions in well-preserved tonalitic rocks.) In later stages of the evolution thicker veins have been developed. These show a successively increasing content of potassium feldspar. The formation of veins is due either to an addition of K^+ (p. 17) or, at least to some extent, a decay of internal mica owing to high-grade metamorphism. Still later, another process of vein formation and granitization seems to have occurred. This seems to have been of local nature and connected with intrusions of late-kinematic granites and pegmatites attached to these. The bedrock has been split along s-planes during the invasion of pegmatitic material in the border zones of the intrusions mentioned. It is, however, difficult to distinguish between veins of different age and origin.

Thin layers (usually between 2 and 10 cm) of *light-coloured meta-arenitic rocks* locally appear, especially in the central and southeastern area (see the map; quartzite, skarn-bearing; Kv). Even here, however, these rocks are very inferior constituents of the sedimentary gneisses. The rocks chiefly appear as broken and twisted layers in the veined garnet-gneisses, or for example in the Johanneshov area (5g, Fig. 6), as intercalations in dark, quartz-rich meta-arenitic gneisses. Mineralogical and chemical compositions are shown in Diagram 7 and Table 11, column 11, respectively. Originally the rocks may have displayed a quartz-rich, marly sediment, now transformed into fine—and even-grained, granoblastic quartzites rich in Ca-bearing minerals such as clinozoisite, plagioclase (labradorite), garnet (grossularite), diopside, and calcite. Structurally the light and dark meta-arenitic rocks are almost identical, and the only primary difference between them (Tab. 11, Columns 11 and 12) seems to be the high content of Ca^{2+} in the light meta-arenites as compared to Na^+ and K^+ in the meta-arenitic gneisses of subgreywacke composition (see also analyses 1h—4h in Diagram 3). Clinozoisite, plagioclase, sericite, and locally hornblende have been mostly concentrated to a thin reaction rim (1—2 cm), which completely surrounds disrupted pieces of the meta-arenitic layers. This reaction rim ought thus to have been formed in connection with the plastic folding during the formation of the veined gneisses (Gavelin 1960) or alternatively at a later phase. Retrograde metamorphism and access to potassium-bearing solutions seem to have been the necessary conditions for the development of these reaction rims.

Basic rocks are rather inferior constituents of the *sedimentary gneisses*. Large massifs of pronounced infracrustal origin will be described briefly in a later section (p. 13). Remaining smaller occurrences of supracrustal as well as infracrustal rocks of basic composition are considered below and appear in the

legend as "Metabasite (thin beds and/or slabs)". A general view of the mineralogical variation of these rocks is given in Diagram 9 (S=thin bed; B=thick bed; M=intracrustal massif).

Most of the fine-grained basic rocks of the area have been interpreted as supracrustal. Lavas as well as tuffites are probably represented among them. The primary composition of these rocks mostly seems to have been rather basaltic (Table 9, No. 1). An early isochemical recrystallisation into plagioclase, cummingtonite-grünerite, hypersthene, and biotite probably took place under the conditions of high-grade metamorphism. Later, retrograde metamorphic conditions in the presence of potassium-bearing solutions may have changed this mineral paragenesis (Table 12, lower part) into rocks of a more or less dacitic composition (Table 9, No. 8 and 2) characterized by plagioclase, biotite, quartz, and garnet (see left and right hand sides of Diagram 9). These mineralogical transformations cannot probably be interpreted as only marginal effects. In this respect they differ from the alteration of the light meta-arenites described above. Even thicker beds seem to have been affected by the mentioned process. However, further investigations are needed to prove the correctness of this hypothesis. Locally porphyritic basic layers are met with (Fig. 7). They possibly belong to the actual basic sequence.

Basic rocks of supposed intracrustal origin (M in Diagram 9) are characterized by a medium-grained, hypidiomorphic texture. The most important minerals are: plagioclase (An₃₀₋₅₀), greenish hornblende, biotite, and quartz. Only small amounts of colourless hornblende have been noticed. According to their chemical compositions, the rocks should be classed as diorites locally gradating into gabbros.

The origin of rocks designated as *leptites*, *leptite-gneisses* and even *granite-gneisses* (yellow in the map) is as already mentioned somewhat problematic. A brief description of these rocks divided into the following three sections is given below: 1) the Täljö area (8h), 2) the Ornö area (0j), and 3) the central and western part of the area.

Leptites (grain-sizes <0.5 mm) as well as *leptite-gneisses* (>0.5 mm) of a rather homogeneous appearance occur in the Täljö area (see Diagram 10 and some specimens in Table 9). Grey-coloured rocks of intermediate composition dominate. Red potassium-rich varieties which are very seldom quartz-porphyritic have also been met with. The basic leptites successively grade into metabasitic rocks (Diagram 10, right side). Among them plagioclase and/or hornblende porphyrites are also noticed (Fig. 8). According to the nomenclature of Rittmann (1952), acid, intermediate and basic leptites (chemical analyses 17, 11 and 6 in Table 9) should be classed as alkali-rhyolite, quartz-latite and dark quartz-latite respectively. The volcanic origin of the Täljö leptites is further emphasized by volcanic breccias associated with similar rocks in adjacent areas to the north.

Hornblende is now and then met with in the leptites (no excess of Al) which in that respect differ from the sedimentary gneisses already dealt with (Al-excess mostly). The absence of hornblende in the latter could perhaps be explained by the fact that this mineral is not stable under Al-excess, according to the following reaction (Kretz 1959): sillimanite + hornblende \rightarrow garnet + anorthite + quartz + water.

The leptites of the Täljö area have often been brecciated by synkinematic intrusions (Fig. 8 and 21). On the other hand late-kinematic granites are almost absent, but numerous late-kinematic pegmatites and massifs occur. Veined gneisses or migmatites related to the late Svecofennian regional metamorphism do not seem to be present in the Täljö area. The recrystallisation here has thus been rather isochemical. However, a remarkable plasticity between rocks of different competency has been locally observed. Acid, leptitic varieties penetrate and brecciate counterparts of more basic composition. The final result of the process mentioned is rocks now and then resembling veined gneisses (Fig. 9). This plasticity in the bedrock probably existed even before or in close connection with the synkinematic intrusions owing to the fact that these rocks even when containing pieces of the veined gneisses have not been veined themselves.

The mineralogical and chemical composition of *leptites and leptite-gneisses of the Ornö area* are shown in Diagram 11 and relevant parts of Table 9. Most important are very fine-grained light-coloured leptites sporadically intercalated with limestone (Pl. 1). The former are mostly built up by albite (60–80 vol%) and quartz in varying amounts (Diagram 11, right side). Skarn minerals, such as diopside and hornblende, have been locally observed as green stripes in the rock. A thin-lamelled primary graded bedding, as well as parallel stripes of residual minerals, are met with now and then in these types of leptites (Fig. 13). The chemical composition is Na-extreme (see Table 9, No. 4 and 9) and the rock differs in that respect distinctly from surrounding sediments. Accordingly the actual leptites probably should be interpreted as tuffaceous sediments of Na-trachytic or keratophytic composition. Thin monomineralic veins of albite are often noticed in these leptites. The development of veins in this case was probably a strictly isochemical process perhaps due to the fact that the rock has been very compact and thus impermeable to solutions from outside.

Leptites and leptite-gneisses gradating from feldspar—intermediate varieties (grey-coloured) into rocks rich in potassic feldspar (red-coloured) also occur in the Ornö area (Pl. 1 and LS in Diagram 11). The rocks mentioned are rather homogeneous and much more coarse-grained than the sodic-leptites just dealt with. This may be a primary feature, or alternatively the recrystallisation has been more complete in the rocks now considered. In fact it is very difficult to separate some leptite-gneisses from certain gneissic synkinematic intrusives of granitic and granodioritic composition. The supracrustal origin of the leptite-gneisses of Ornö is thus not always fully established.

Rocks designated as porphyritic leptite-gneisses (Pl. 1) mostly contain secondary eyes of potassium feldspar. Among these, however, primary phenocrysts of plagioclase have been noticed locally.

The "banded series" of Ornö (or Ornö huvud) displays a complex sequence of rocks on the western shores of Ornö, mainly built up of interlayered beds of metasediments and metavolcanics (Pl. 1 and Figs. 14 and 15). The series is also met with at several places in the skerries to the north as well as to the south. It has been known since long and has been thoroughly investigated by different authors such as A. Cederström (1893), A. G. Högbom (1910), P. J. Holmquist (1928), E. Wenk (1936), and N. Sundius (1939). Different opinions as to the origin of the extremely well-defined banding of the series have been put forward. No support whatsoever has been found for the ideas of Högbom and Sundius, who considered the series to be the result of a magmatic differentiation. Nor does the opinion of Wenk seem probable. According to him the series was developed by some kind of metamorphic differentiation. Cederström and Holmquist, however, interpreted the banding in the series as primary beddingplanes within a supracrustal sequence. This opinion has hitherto been confirmed by the present investigation.

A few planimetric analyses of acid and intermediate rocks from the series are shown in Diagram 11 (BS). Phenocrysts of plagioclase or glomeroporphyritic aggregates of plagioclase are not uncommon in grey leptitic rocks of intermediate composition (No. 14, 64b and 64c). Fine-grained red leptites (No. 47a), now and then with scattered microcline-porphyroblasts, also occur, as well as beds of Na-extreme composition. Meta-arenitic rocks also seem to be fairly common among the light components of the series. In addition, thin-bedded meta-arenitic and meta-argillitic layers are found (Fig. 12).

The main part of the "banded series" is built up of more or less basic, plagioclase-porphyritic rocks partly appearing as thin beds (Fig. 15 to the left) and partly as lens-shaped massive bodies (Fig. 15 to the right). The mineralogical and chemical compositions of these rocks are evident from Diagram 12 and Table 9, No. 3 respectively.

Leptite-gneisses—granite-gneisses and metabasites in the central and western part of the Stockholm region will now be dealt with briefly. The mineralogical composition of these rocks is summarized in Diagram 13. As a complement a few chemical analyses are given in Table 9. According to Diagram 13 we have the same formation of acid, intermediate and basic leptites gradating into metabasites as was described above from the Täljö area. Hornblende also appears in subordinate amounts in the leptite-gneisses now considered. The recrystallisation has been very strong throughout, and rather coarse-grained granite-gneisses (common grain-sizes in Diagram 13) are often met with. These rocks are not always easy to separate from gneissic synkinematic intrusives of granitic and granodioritic composition. The latter kinds of rocks may thus be represented to a

certain extent within the yellow areas now considered (Pl. 1). On the other hand a supracrustal origin of essential parts of the leptite- and granite-gneisses is indicated by the fact that repeated banding (Fig. 17) is fairly common in these rocks. Locally even well-preserved primary structures are found in the form of thinbedded rocks of tuffitic appearance (Fig. 16) or as plagioclase-porphyrific lava beds (Fig. 18). Horizons of magnetite ore associated with the leptite-gneisses are another characteristic feature of these rocks. A horizon of this kind surrounded by leptite-gneisses and folded in a very complicate manner is localized to the south-west of the central area (2, 3, d, e). Three iron ore mines occur here. The magnetite ore (about 60 % Fe by weight) is associated with hornblende-skarn. The different layers are twisted and disrupted. They seldom reach a thickness of more than a couple of meters (Fig. 44).

Veins and porphyroblasts of feldspar are often met with, especially in rocks of intermediate composition. Hornblende occurs now and then in these veins, probably owing to the fact that no important Al-excess seems to exist.

As aforementioned, *limestone* are found as thin beds (0.1—10 m) in the Nakeratophyres of Ornö and also in the metasediments to the east of Österhaninge Church (2h). In both cases the limestone is medium-grained, greyish white and impure. The following silicate minerals occupy about 20 % of the volume of the limestone: forsterite-serpentine, diopside, tremolite-actinolite, garnet, muscovite, feldspar, titanite, tourmaline, and zircon. In reaction zones towards surrounding rocks a concentration of scapolite (>90 % by vol.) has been noticed.

As earlier stated, *synkinematic intrusives* form a considerable part of the bedrock of the region. Basic members of this suite as pyroxenites-hornblendites, gabbros, and diorites are, however, rather uncommon. Contrary to the intermediate and salic intrusives, which are always more or less schistose, the central part of the highly competent basic rocks is almost massive.

Medium-grained *hornblende-gabbros*, now and then with inferior amounts of remnant pyroxene, are the most common varieties among the basic intrusives. Locally the pyroxene has gained a strong position, for example in the massif of Valsjön (9i; clinopyroxene > orthopyroxene). Olivine has been noticed only once, at Stensjön (2i). *Noritic gabbros* (orthopyroxene > clinopyroxene) of ultrabasic composition (see map) build up the Sundby massif of central Bogesundslandet (7h). These rocks, usually with a very high content of Ca in the plagioclase (>85 % An), have been considered as younger than the surrounding synkinematic tonalites (P. H. Lundegårdh, 1947). However, here as in other parts of the region, the tonalites penetrate and brecciate the basic intrusives. To evaluate the importance of these observations, further investigations are needed, *inter alia* concerning the problem of remobilization of older tonalites caused by heat emitted from the congealing basic intrusions, as suggested by Lundegårdh.

Cross-cutting gabbroic veins are locally met with in older supracrustal rocks

(Fig. 8). Gabbro differentiated into light and dark layers are further noticed in a few places, for instance to the northeast of Tungalsta Stn. (1f) and to the south of Täljö (9h).

Coarse-grained *pyroxenitic and hornblenditic rocks* are very common as inferior constituents in several gabbroic massifs. They also occur as small separate layers or bodies within the supracrustal series (=Sk in the map). Common green hornblende, antophyllite, bytownite, biotite, and pyroxene are in order mentioned the most important minerals in these rocks. Real pyroxenites have not been found, but the short-prismatic habit of the hornblende individuals suggests that pyroxene preceded hornblende. Anorthositic rocks have been noticed only once, within a small area ($\sim 50 \times 50$ m) in the Sundby massif (8h). The diorites display medium- as well as coarse-grained rocks. Due to secondary alterations, they locally gradate into more or less fine-grained schistose garnet-amphibolites or mica-rich diorites. Diorites or derivatives of such rocks appear for example on the northern shore of Lidingö (7h), to the east of Gustavsberg (6j) and at Jakobsberg (8d).

Schistose synkinematic intrusives of different composition such as *tonalites, granodiorites, and granites* are usually designated as gneiss-granites according to Swedish nomenclature (cf the map). The composition of these widely distributed rocks within the area is shown in Diagram 14 and Table 10 respectively. Most common are grey gneiss-granites with a composition varying between tonalite and granodiorite. Porphyritic granodiorites changing in colours between grey and red occur mainly in the areas to the north-east. Here also a considerable part of the red acid gneiss-granite is located. Youngest in the succession of synkinematic intrusives is a *quartz-syenitic gneiss-granite* in the Åkersberga area (9i; inclusions of acid gneiss-granite have been observed). The composition of this rock (not shown in Diagram 14) is as follows: plagioclase (10–25 % An) \geq potassium feldspar $>$ quartz (10–25 % by vol.) \geq hornblende (~ 15 % by vol.) $>$ biotite—chlorite. Small quantities of ortho- and clinopyroxene have also been noticed. Oxidic ores and apatite are highly frequent as accessory minerals. The rock is believed to have been formed at a deep level in the earth's crust through some kind of hybridisation between acid synkinematic magmas and inferior amounts of basaltic material from the sima.

The primary intrusive character of the gneiss-granites in the Stockholm region is quite evident. Intrusive breccias and inclusions of rounded supracrustal fragments are rather common, especially in those areas to the north where the actual synkinematic intrusives predominate (Fig. 21). In the central and southern part of the area, however, the gneiss-granites appear in subordinate amounts as conformous layers (a few metres up to some hundreds of metres thick; cf Fig. 20) in the supracrustal series. Even here rounded supracrustal inclusions are locally noticed (Fig. 19). Much more common are, however, remnants in the shape of thin conformable flats. These are usually quartz-rich meta-arenites and/or basic rocks which have resisted the assimilative capacity of the surrounding intrusives.

Due to assimilation of Al-rich meta-sediments a certain Al-excess has been achieved in some tonalitic rocks (see tonalite, rich in garnets; Table 10, No. 6).

Acid as well as quartz-syenitic gneiss-granites are locally met with in the form of cross-cutting dikes in adjacent older rocks (Fig. 22). Even fine-grained, more or less schistose *aplitic dikes* occur, which perhaps represent marginal and/or very late facies of the gneiss-granites.

To the north of the present area well-preserved mica-rich sediments have been injected by thin conformable synkinematic veins of granodioritic composition and texture. These old veined gneisses of injection character should not be confused with the more widely distributed veined gneisses earlier described (p. 8).

Various kinds of veining have been met with in the synkinematic intrusives. Thin, white veins of plagioclase and quartz, for example, appear in tonalitic and granodioritic rocks and seem to be the result of internal metamorphic differentiation. Another type of vein rich in potassium feldspar has probably needed an external supply of potassium. These veins are to a certain extent closely connected with the late-kinematic granites and pegmatites but may be of earlier origin. Hornblende is locally noticed in the veins mentioned above just as was the case with the veins of the leptite-gneisses (p. 11).

After the consolidation of the synkinematic intrusives but before the appearance of the late-kinematic granites, joints and fissures opened and became filled with basaltic magma. The dikes thus formed are discordant against older tectonic structures (Fig. 24 and 25) but have themselves been folded and disrupted to a varying extent at a later phase of deformation (Fig. 26, 27 and 28). The *intraorogenic* character of the *dikes* mentioned is thus quite evident. Locally, however, the dikes seem to be extremely well-preserved, and no macroscopic signs of deformation have been noticed (Fig. 29 and 26, h). This may be the case within highly competent areas built up of infracrustal rocks, as for instance to the north of the present region.

The dike rocks are usually fine-grained amphibolites, but locally medium-grained ultrabasic hornblendites occur. Plagioclase-porphyratic varieties are also met with. Most of the dikes have a thickness of only one or a few decimetres, but some of them widen to a couple of metres. Chilled margins are very rare. This suggests that the intrusions probably took place in a rather hot milieu and at a deep level of the crust. The main strike of the dikes is about east—west (Fig. 23). Most of them are located to areas of infracrustal rocks. A high frequency of jointing has thus occurred here. Within the supracrustal series, however, the basic intrusions are mainly parallel with the bedding planes. In this case it is not always possible to separate the intrusives from those basic layers of older age already dealt with.

Planar schistosity is seldom observed in the amphibolitic dikes. Linear schistosity, on the contrary, is quite common and coincides with the structure of the sur-

rounding rocks. Similar conditions have been noticed and described by Dearnley and Dunning (1968) in some intraorogenic basic dikes of the Hebrides. Owing to the fact that only linear schistosity has been developed, the last deformation has according to these authors been rather moderate.

It is not quite clear, if the dikes intruded before or after the main phase of formation of veined gneisses (cf Fig. 36 I and II). Anyhow the post-intrusive metamorphism probably did not pass the upper boundary of amphibolite-facies.

There are two principal types of *late-kinematic granites* in the area with almost the same chemical and mineralogical compositions (Table 11, Columns 7, 8 and 9). Both are potassium-rich biotite granites. One of them (the Stockholm granite proper) is an even-grained medium- to fine-grained rock (grey or red) and the other one a greyish red, medium-grained to porphyritic rock concentrated to the northern part of the region. Abundant pegmatites and aplites are associated with both granites. One pegmatite at Ytterby on Resarö (8i) is well-known for its content of minerals containing rare earths. At least four generations of granites and pegmatites have been noted in the area (Fig. 40). The brecciating behaviour of the granites is further shown in Fig. 37. The granites and pegmatites are even younger than the main formation of veined gneisses which is demonstrated by Figs. 41 and 42. In spite of this fact the time-gap between the granites and the veined gneisses must not have been great. This is, however, a problem that has not yet been solved. Potassium-rich solutions attached to the granitic intrusives probably caused granitization *in situ* to a certain extent in the surrounding sediments (Fig. 39 and p. 8).

The overwhelming part of the late-kinematic granites lack as a rule deformation. The only exceptions are a very weak lineation locally met with in the porphyritic granites to the north and a faint schistosity noticed in some granitic and aplitic dikes.

Finally, it should be mentioned that spotted granites (F in the map) are well-known within the Stockholm granite proper.

The *metamorphism* of the Stockholm region is best defined by the following mineral paragenesis in meta-argillitic rocks:

almandite-cordierite-sillimanite-microcline (Table 12, right). According to Winkler (1965, s. 170) almandite and cordierite only coexist at moderate pressures (P_{H_2O} between 3 and 6 kb). The andalusite-sillimanite inversion point within this interval (4 kb is assumed for the Stockholm region) is well above 600° C (Winkler p. 168~625°), which ought to be the minimum temperature of transformation in the region. If a decay of mica (muscovite and biotite) is also supposed to have taken place in the presence of quartz according to the equations quoted on p. 171, still higher temperatures (>650° C) may have been reached. Finally, if the small finds of hypersthene in fine-grained basic rocks of supposed supracrustal origin (cf Table 12, lower left corner) are considered, hornblende-granulite subfacies probably have been brought about locally with temperatures

above 700° C, according to Turner and Verhogen (1960, p. 557). By way of comparison, it may be mentioned that in the same mineral paragenesis of Svecofennian rocks of the Åbo region (Hietanen 1947) the lower limits of cordierite-granulite facies have been proposed as the probable metamorphic grade (Hietanen 1967, Fig. 1 and p. 194).

It is still a problem if the formation of veined gneisses in the area took place during the highest grade of metamorphism initiated by the decay of mica (rich in water), as may sometimes be the case (cf L. W. Lundgren, jr 1966) or if the process mentioned should be looked upon as being retrograde and caused by solutions rich in potassium (granitic solutions $K \gg Na$). Fig. 36, I and II, illustrates some different possibilities in that respect concerning the Svecofennian evolution. According to alternative I (Fig. 36), we have two possibilities: 1) early metamorphism moderate, late metamorphism high (migmatization and formation of veined gneisses), or 2) early metamorphism high (no migmatization), late metamorphism moderate (dotted line; retrograde formation of veined gneisses and migmatites by addition of activating solutions). Alternative II (Fig. 36) indicates the possibility of one single phase of metamorphism including the formation of high-temperature minerals as well as veined gneisses and successively following retrograde reactions (cf Table 12 to the right). Despite the different alternatives of evolution just mentioned a very late formation of migmatites and veined gneisses of injection character probably took place within areas bordering on and dominated by late-kinematic intrusions (p. 9).

A decreasing trend of metamorphism is noticed when moving out from the central Stockholm region to the north, to the east and to the south-east (see Table 12, left: the skerries and Uppland). Sillimanite was hardly ever formed in these peripheral areas, where andalusite is still the main aluminous mineral. Nor does microcline seem to have been produced at the expense of mica. Temperatures here probably did not reach 600° C. In part this may be the consequence of a steadily increasing tectonic competency in the above-mentioned directions, due to a common appearance of rocks such as meta-arenites, leptites and synkinematic intrusives. During periods of folding these areas were probably not pushed down to the same deep level of higher temperatures and pressures as was the case with the incompetent rocks (meta-argillites) of the central area. The rocks of the peripheral areas seem to have been even less permeable to percolating, activating solutions, and thus the recrystallisation may here have been prevented or delayed to a certain extent.

Some general notes concerning *the tectonic evolution* of the Stockholm region will now be given. The views put forth by the author are very hypothetical and many problems still remain to be solved.

The main strike of axial planes within the region seem to be about east-west (Pl. 2). Considering a wider region, strikes such as north-east and north-north-east are also represented (Fig. 30). The oldest direction of pressure may have

been from the south-east (Fig. 30). Open folds as well as isoclinal folds with vertical limbs trending about north-north-east seem to have been the main results of this tectonic phase within the skerries. In contrast to this, isoclinal overfolding towards the west may have been a common phenomenon in the eastern part of the mainland (Fig. 31a and 32). A later crossfolding with an axial trend running east-west probably gave rise to the remarkable fold-arches at Nacka and Värmdö (Fig. 30), which are the most outstanding features of the region. The fold-arches mentioned gave rise to an areal north-southerly shortening of the region considered. This shortening was probably compensated by several flexures in the skerries mostly built up by highly competent rocks (Fig. 30).

The lineations and fold-axes of the region (Pl. 3) mostly plunge towards the east, a fact which has not hitherto been explained logically (see Figs. 34 and 35). A possible explanation might be that the tectonic elements mentioned, which are proved to be syngenetic, were formed along lines of intersection between planes of schistosity of the later folding (directed east-west) and those supposed older inverted *s*-planes dipping to the east (Fig. 31 b). It must be stressed, however, that this theory is somewhat contraversial and ought to be confirmed by further field evidences. Concordant synkinematic intrusives still give some information about traces of the old bedding planes (see the map). Due to syngenetic and/or later plastic deformation or even plastic flow, these planes have been intensely folded, distorted and disrupted, as illustrated by Fig. 33.

The different phases of deformation in the Stockholm region are shown in Fig. 36 (F_{1a} , F_{1b} and F_2). F_{1a} probably is the main phase of folding. This phase acted before as well as simultaneously with and after the synkinematic intrusions. Intensely folded supracrustal rocks locally included in rather massive synkinematic intrusives indicate the existence of a preintrusive phase of the F_{1a} deformation (to the north of the map-area; P. H. Lundegårdh 1956). Schistose synkinematic intrusives on the other hand, which are discordantly cut by the intraorogenic dikes (Fig. 36 alt. I), prove the presence of a syn- and/or postintrusive F_{1a} phase. In view of the assumed late intrusion of intraorogenic dikes according to alternative II in Fig. 36 there is neither possibility nor reason to decide in this case whether the schistosity of the synkinematic intrusives was formed by F_{1a} or F_2 .

Within areas dominated by synkinematic intrusives we have to consider additional forces of deformation during this phase of the orogenic evolution, viz. F_{1b} (applicable to both alternatives I and II). When intruding in these areas the huge plastic synkinematic magmas probably played an active role contributing from a tectonic point of view to the final shape of the fold-pattern. Magma tectonics of this kind have not yet been fully established within the present region but may have been of some importance in the areas to the north. In Uppland for example (to the north of the map-area), axial culminations as well as depressions within regions dominated by synkinematic intrusives suggest that this type of tectonics probably has been very important.

The existence of a later deformative phase F_2 is best manifested by tectonization and folding of the intraorogenic dikes (Fig. 36 alt. I). The deformation F_2 seems to have been a rather moderate one (cf p. 16) but in spite of this a considerable effect was probably reached in areas of low competence. Plastic small-scale folding (probably connected with formation of veined gneisses) or shear-folding may at least in part have given rise to those lineations and axes of minor folds quoted in Figs. 34 and 35. However, a thorough mimetic recrystallisation of older structures may also to a certain extent explain these linear elements.

Repeated *postorogenic tectonic movements* along planes of fault and fracture have occurred in the area, not only during the Subjotnian and Jotnian eras but also in connection with the Caledonian orogeny of northwestern Sweden (Pl. 4). Late-kinematic granites, Subjotnian and Jotnian doleritic dikes as well as Jotnian sandstones (p. 5) have been affected by these movements. A strong secondary alteration giving rise to sericite, chlorite, epidote and strings of granulated quartz (cf lineation in Fig. 38) is often met with in the granites mentioned. Some sort of pneumatolytic activity also occurred within these rocks during the tectonization, which is indicated by the minerals scapolite (dipyre) and fluorite.

The dolerites, the directions of which are partly controlled by different systems of fracture (Pl. 4 and Fig. 43), have further been brecciated due to movements of still lager age.

FÖRORD

Följande arbete över berggrunden inom Stockholmsregionen grundar sig på material insamlat vid den inom Sveriges geologiska undersökning bedrivna kartering, som avser framställning av kombinerade berggrunds- och jordartskartor i skala 1 : 50 000. Inom ramen för denna verksamhet utgavs år 1964 och 1965 de kombinerade kartbladen Stockholm NO och NV med tillhörande beskrivningar. De motsvarande kartbladen Stockholm SO och SV kommer att publiceras under år 1969.

Den nu presenterade heltäckande berggrundskartan i skala 1 : 100 000 utgör ett komplement till och en sammanfattning av de nyss nämnda fyra Stockholmsbladen. Medföljande beskrivning avser att ge en överskådlig syntes av de hittills utförda berggrundsundersökningarna i området. För att icke i onödan belasta framställningen och för att undvika upprepningar kommer förf. beträffande rent deskriptiva avsnitt att i stor utsträckning hänvisa till beskrivningarna för de enskilda kartbladen. Detta gäller särskilt för det område, som faller inom kartbladet Stockholm NO. Beskrivningen till detta kartblad är nämligen mycket omfångsrik och behandlar i stor utsträckning företeelser gemensamma för hela Stockholmsregionen. Härtill kommer att ytterligare ett tämligen omfattande arbete väsentligen baserat på material från samma kartbladsområde har utgivits, nämligen avhandlingen »Nya synpunkter på Sörmlandsgnejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten» (G. Stålhös, 1962).

INLEDNING

Berggrunden inom den del av Stockholmsregionen, som återges av den bifogade kartan, kan åldersmässigt helt hänföras till den svekofenno-kareliska orogena utvecklingen, om man bortser från en obetydlig förekomst av jotnisk sandsten och ett antal diabasgångar. De yttre åldersgränserna för nämnda orogen har enligt en preliminär överenskommelse i samband med utarbetandet av den tektoniska Europakartan fixerats till tiden mellan 2 100 (± 100) och 1 750 (± 50) milj. år.

Omkring hälften av den föreliggande berggrundskartans areal intas av högmetamorfa vittringssediment. Dessa har ett varierande utseende beroende på ursprungliga växlingar i sedimentens faciella utbildning. Granatådergnejsler med argillitisk originalsammansättning dominerar kraftigt i områdets södra och mellersta delar, medan gnejsler av mera arenitisk typ tar överhanden längre mot norr. Över tio procent av kartarealen upptas av leptiter och leptitgnejsler i form av inlagringar i vittringssedimenten. Särskilt inom kartans sydöstra och nord-

östra delar syns dessa bergarter ha ett vulkanogent ursprung och bildar där möjligen de högsta stratigrafiska nivåerna inom hela området. Tidigorogena (primorogena) infrakrustalbergarter av tonalitisk-granodioritisk och granitisk sammansättning men också gabbroida led utgör ca en tredjedel av kartområdet och bildar lager av växlande mäktighet i den äldre suprakrustalkomplexen. Sist i områdets orogena utveckling bildades de yngre graniter och pegmatiter, vilka in- tar ca 15 procent av kartarealen och huvudsakligen återfinns i norr och nord- väst. I tidsskedet efter de äldre infrakrustalbergarternas bildning men tidigare än sistnämnda graniter och pegmatiter trängde de basiska eruptiv fram, om vilka de många gånggrönstenarna främst inom kartans nordöstra del bär vittne.

Den äldsta regionala karteringen inom de här berörda delarna av Stockholms- regionen ägde rum i samband med tillkomsten av kombinerade jordarts- och berggrundskartor i skalan 1 : 50 000 mellan åren 1862 och 1883. Icke mindre än nio stycken av nämnda kartblad faller helt eller delvis inom den nya berg- grundskartans område, nämligen hela kartbladet Stockholm samt delar av bladen Södertälje, Fånö, Rydboholm, Hörningsholm, Årsta, »Dalarö och Utö», Gustafs- berg och Vaxholm. Differentieringen av olika bergartsled inom dessa kartblad är genomgående ganska ofullständig, om den mäts med nutida krav. Vidare beaktades genetiska synpunkter i allmänhet icke i tillräcklig utsträckning vid då- tidens kartering, något som sedermera visat sig nödvändigt, när man arbetar inom högmetamorfa terränger av det slag Stockholmstrakten utgör. Följden har blivit, att till ursprunget helt olikartade bergartsled ofta ryms inom ramen för en och samma beteckning.

Den första heltäckande kartan över berggrunden inom Stockholmsregionen bildar en del av den geologiska översiktskarta över Mellersta Sveriges Bergslag, som utgavs av A. E. Törnebohm under åren 1880—82 (blad nr 6 och 9). Detta monumentala kartverk omfattar nio olika blad i skala 1 : 250 000 med tillhörande beskrivningar och baserar sig vad Stockholmsområdet beträffar i huvudsak på de ovan nämnda kombinerade kartorna i skala 1 : 50 000. Törnebohm har här satt sin personliga prägel på det mycket omfattande materialet och givit de olika bergartsbeteckningarna en genetisk innebörd. Ur rent tryckteknisk synpunkt är Törnebohms kartverk mycket avancerat. Han låter bl. a. de olika bergartsledens färger tona över i varandra i sådana fall, där successiva övergångar mellan olika led synes föreligga. Den snart nittio år gamla Törnebohmska kartan utgör fort- farande det senaste och viktigaste bidraget till kännedomen om berggrunden inom stora delar av Mellansverige, ett förhållande som klart visar behovet av nykartering inom denna del av landet. Vad gäller ursprunget av de äldsta graniterna, de s. k. urgraniterna, intog Törnebohm närmast en neptunistisk ståndpunkt i och med att han förmodade dessa bergarter vara bildade på jordytan i närvaro av vatten (a. a., inled. kap. s. 25). Denna ålderdomliga uppfattning torde förklaras av att metamorfosläran vid tidpunkten ifråga ännu icke på allvar slagit igenom. Beträffande stratigrafin inom området ansåg Törnebohm på grundval av en

mot öster generellt riktad instupning, att de i huvudsak sedimentogena Sörmlandsgnejserna utgjorde området äldsta led och sålunda underlagrade den i öster befintliga leptitzonen i skärgården (=leptitområdena på Ornö och inom NO-delen av berggrundskartan). Även A. Erdmann, 1868, och D. Hummel, 1875, delade Törnebohms uppfattning beträffande Sörmlandsgnejsernas stratigrafiska position och deras sedimentära ursprung. Andra områden av röda gnejser (=leptitgnejser), åter, ansåg Törnebohm (a. a. nr 2, s. 29) vara inlagringar i den grå gnejsen (=sedimentgnejsen), ett förhållande som väl stämmer överens med den nuvarande kartbilden (jfr t. ex. det av Törnebohm anförda Enhörnaområdet beläget inom leptitgnejstråket norr om Södertälje).

År 1910, i samband med det internationella geologmötet i Stockholm, utgav Holmquist en berggrundskarta över Stockholmsregionen i skala 1 : 200 000. Denna karta bygger enligt honom huvudsakligen på Sveriges geologiska undersöknings äldre publikationer jämte Törnebohms nyss nämnda kartverk. Holmquist har själv främst bidragit till kartbilden genom sina detaljerade undersökningar inom Utöområdet (se specialkartor i skala 1 : 20 000 och 1 : 4 000 i nämnda publikation). Jämfört med Törnebohms karta har uppdelningen främst inom de bättre bevarade suprakrustalleden blivit mera detaljrik medan samtidigt det motsatta är fallet med infrakrustalbergarterna, där t. ex. samtliga urgranitvarieteter erhållit samma beteckning. Av sistnämnda anledning har emellertid kartan blivit föredömligt lättläst, vilket antagligen varit Holmquists avsikt, då den ju i första hand skulle tjäna som exkursionsunderlag.

Det är intressant att se hur långt urbergforskningen hade avancerat alltsedan tiden för beskrivningen till Törnebohms kartverk av år 1882 och fram till 1910-talet. Även om detta snabba framåtskridande kan anses ha varit en allmän företeelse under nämnda decennier får man dock, om man läser Holmquists mångskiftande produktion, det intrycket att han i många avseenden framstår som en föregångsman. Vid sidan av den mycket utförliga och initierade beskrivning, som åtföljer hans här diskuterade karta från år 1910, kan främst nämnas hans banbrytande arbete om ådergnejsproblemet (1907 a). I motsats till Sederholm (1907), som ansåg att ådergnejser i allmänhet bildats genom injektion av granitiskt material i skiffrar och som införde benämningen arteriter för sådana gnejser, betraktade Holmquist de i gnejserna uppträdande kvarts—fältspatådrorna som interna utsöndringar ur gnejsernas egen massa och betecknade de härigenom uppkomna ådergnejserna som »veniter» (1921 b). De nämnda författarna torde var och en för sig haft rätt, beroende på olika utgångsförutsättningar. Ingen betvivlar numera att såväl venitiskt som arteritiskt material kan komma ifråga vid regionalmetamorfa processer inom berggrunden. Som ett andra huvudobjekt för Holmquists intresse kan nämnas tektonik och strukturella frågor inom urberget, främst då inom Stockholmsregionen. De viktigaste av hans arbeten på dessa områden (1907 b, 1916, 1920, 1921 a och 1932) berör företeelser sådana som skiktning och skiffrihet, ptygmatisk veckning m. m. Utförligast behandlas

den överallt inom Stockholmstrakten företrädda tryckförskiffringen, vilken Holmquist anser vara av sent datum. Han antar sålunda en betydande tidshiatus mellan en äldre veckning (företrädesvis magmaveckning) och en senare veckning med åtföljande tryckförskiffring. I tiden mellan veckningarna inträngde basiska eruptiv bevarade bl. a. i form av gångar, vilka samtliga visar spår av den sena deformationen. I likhet med Törnebohm ansåg Holmquist, att skärgårdens leptitzon stratigrafiskt underlagras av Sörmlandsgnejserna. Beträffande sistnämnda gnejsers genetiska ursprung kan man spåra en successiv förändring av Holmquists åsikter. Sålunda tolkades dessa till en början såsom ursprungliga sediment — en allmänt omfattad åsikt bland geologerna vid denna tid. I 1910 års karta uppfattas emellertid gnejserna som metamorfoserade basiska gnejsgraniter (ortognejsjer) med inneslutningar av suprakrustalbergarter i växlande mängd. Denna uppfattning är i det stora hela riktig, om man bortser från den omständigheten, att inslaget av ortognejsjer (gnejsgraniter) sannolikt har överskattats av Holmquist på bekostnad av suprakrustalbergarterna (se bifogade karta). Holmquist går emellertid senare (1910 b och 1921 a) ännu ett steg längre i riktning mot en magmatisk tolkning för större delen av Sörmlandsgnejserna, då även de bevisligen rent sedimentogena granat(åder)gnejserna av argillitisk härkomst förmodas vara ursprungliga graniter, vilka i samband med mylonitisering under metamorfosen blivit urlakade på alkali.

Även N. Sundius ger en renodlat magmatisk tolkning av granat(åder)gnejsernas tillblivelse i sin uppsats om Stockholmstraktens berggrund (1930). Till skillnad från graniter, vilka stelnat ostörda, skulle granat(åder)gnejsernas stelning ha skett under deformerande rörelser i den kristalliserande magman. Pegmatitådrorna och de större pegmatiterna skulle härvid ha utgjort de delar, som längst hållit sig flytande under kristallisationen i den differentierande magman. För en liknande uppfattning av granat(åder)gnejsens natur (»högmetamorfa urgraniter av en ursprungligen egenartad kemisk sammansättning») ger B. Asklund (1931, s. 167) uttryck.

I sin beskrivning över »Berggrunden inom sydöstra delen av Stockholms skärgård» med en karta i skala 1 : 60 000 och utgiven år 1939 är Sundius uppfattning beträffande granatådergnejsernas magmatiska ursprung fortfarande i huvudsak oförändrad. En svag modifiering av denna ståndpunkt kommer dock till synes (1939, s. 86) i det han tolkar de leptitliknande leden man finner här och var inom granat(åder)gnejserna som suprakrustala bildningar i likhet med vissa till utbildningen närstående leptiter inom skärgården. I ett senare arbete om »Femisk leptit och slirgnejs» (1947) låter Sundius tanken på ett huvudsakligen suprakrustalt ursprung för granatådergnejserna helt ta överhanden. En viss typ av leptiter, s. k. femiska leptiter företrädda även i skärgården, skulle ha bildat utgångsmaterialet till nämnda gnejsjer. I samband med ett rikligt materialtillskott från en underliggande urgranitmagma skulle de femiska leptiterna ha omvandlats till de nuvarande granatådergnejserna. Sistnämnda uppfattning tillämpar Sundius

även i beskrivningen till sin senaste karta över Stockholmsregionen i skala 1 : 50 000 (1948). Denna karta tillsammans med skärgårdskartan från 1939 omfattar tillsammans cirka sjuttiofem procent av arealen på min nu publicerade berggrunds-karta. De båda nämnda kartorna, som här skall behandlas parallellt, är ganska detaljrika, och konturläggningen har i allmänhet visat sig vara utomordentligt noggrant genomförd. De väsentligaste skillnaderna i Sundius och min kartbild torde i många fall bero på en olikartad tolkning av bergartsledens genetiska ursprung. Vidare saknar man bl. a. i Sundius kartor en konsekvent uppdelning av sedimenten dels i olika faciestyper, dels i zoner med olikartad metamorf utbildning. Beskrivningarna till de båda kartorna är omfattande (ca 100 sidor vardera) och innehåller ofta detaljerade petrografiska redogörelser för olika bergartsled, icke minst sådana som man möter inom skärgårdens bättre bevarade leptit-områden. På grund härav kommer jag i det följande beträffande rent deskriptiva avsnitt i mesta möjliga mån att hänvisa dels till Sundius ovannämnda arbeten, dels till mina egna redan i förordet omnämnda arbeten från åren 1962, 1964 och 1965. Utöver Sundius detaljerade behandling av skärgårdens bergarter (huvudsakligen tillämplig för Ornöområdet i föreliggande arbete) kan särskilt nämnas hans ingående redogörelse för såväl pegmatiter och med dem samhöriga kvarts-fältspatförekomster (1948, s. 68—90) som sprick- och förkastningsplan (s. 11—20) samt diabaser inom Stockholmsområdet (s. 61—64).

SEDIMENTGNEJSERNA INOM STOCKHOLMSTRAKTEN

Som redan i korthet har framgått, består Sörmlandsgnejserna inom Stockholms-trakten av såväl orto- som paragnejser, av vilka de senare kraftigt dominerar. Ursprungliga normala vittringssediment överväger starkt bland paragnejserna (blå färg på kartan) även om gnejslager, vilka möjligen har vulkaniskt ursprung (gul färg på kartan) också ingår i underordnad omfattning. Särskilt de delar av sedimentgnejsen, vilka av olika författare betecknats som granatgnejser, granatådergnejser eller slirgnejser (Sundius 1948), har som redan berörts i inledningen varit föremål för de mest skiftande tolkningar med avseende på sitt ursprung. Dessa så intressanta bergarter tolkas numera i stor utsträckning som metaargilliter (Backlund 1937, Lundegårdh 1960 a, Gavelin 1960, Stålhös 1962 m. fl.) och dominerar i stort sett hela södra och mellersta delen av berggrundskartan, om man undantar skärgårdsområdet. Som ett underordnat inslag i de förmodade metaargilliterna uppträder metaarenitiska lager, vilkas bredd mestadels växlar från några centimeter upp till ett par dm. Enstaka mäktigare zoner av sistnämnda slag inom metaargilliternas centralområden har givits en särskild beteckning på kartan. Metaareniterna utgör en ur kemisk och mineralogisk synpunkt tämligen enhetlig grupp av biotit-plagioklas-kvartsiter alternativt biotit-plagioklas-gnejser.

Från fastlandet i sydost i riktning ut över Gälö mot Ornö ökar inslaget av metaarenitiska led inom sedimenten för att till sist dominera i skärgården. En likartad faciesförändring kan noteras, när man från Stockholms centrala delar rör sig i riktning mot norr och nordväst (framgår av kartbilden). Här inkommer emellertid också vid sidan av de nämnda kvartsrika metaareniterna stora mängder av kvartsfattigare biotit-plagioklas-gnejser med ett växlande inslag av mikroklin, vilket mineral sannolikt till viss del kan förmodas ha sekundärt ursprung. En kraftig migmatisering har nämligen gjort sig gällande inom hela detta område. Gnejserna ifråga kan ur kemisk synpunkt närmast betecknas som gråvackegnejser, men på grund av oklarheten om mikroklinens roll i detta sammanhang får nämnda faciesbeteckning anses något osäker.

Ett ytterligare primärt inslag bland sedimentgnejserna inom Stockholmstrakten utgör vissa skarnmineralförande, ljusa, kvartsitiska led, sannolikt svarande mot ursprungliga lerhaltiga kalksandstenar. Nämnda led, vilka kvantitativt är i det närmaste betydelselösa, förekommer mycket sporadiskt (Kv på kartan) som centimeter- till decimeterbreda inlagringar i övriga gnejser.

Kraftigt sekundärt ombildade led med ett växlande sedimentinslag har också erhållit speciella beteckningar inom berggrundskartan. Som ett exempel kan nämnas den tämligen homogena småporfyriska, granatförande migmatitgnejs, som man finner inom skiffergnejsområdena i söder och vars genes är något oklar.

Betydande svårigheter uppstår ofta när det gäller en objektiv kartering och beskrivning av så kraftigt omvandlade delar av jordskorpan som Stockholmstrakten utgör. På grund av omfattande metasomatiska och metamorfa processer inom området har nämligen i kemiskt hänseende en betydande nivellering skett mellan primärt olikartade sediment och bergartsled. Gränsdragningar har härigenom lokalt försvårats till den grad, att en viss subjektivitet i bergartsbedömningarna ej har kunnat undvikas. Redan i samband med själva karteringen har därför även rent genetiska synpunkter måst beaktas. Särskilt bergarter med en föga karakteristisk struktur och en i huvudsak intermediär kemisk sammansättning kan nämligen ge anledning till skilda bedömningar. Vid dylika tillfällen har fältsammanhangen vanligen fått fälla utslaget. Både i den följande beskrivningen och i teckenförklaringen till kartan har bergarterna såvitt möjligt grupperats i praktiskt beskrivbara och/eller genetiskt samhöriga enheter.

GRANATÅDERGNEJSER—SKIFFERGNEJSER

Granatådergnejsler och/eller skiffergnejsler av förmodat argillitursprung utgör, som framgått ovan, det viktigaste ledet inom Stockholmsregionens sedimentgnejsler. En utförlig redogörelse för dessa har tidigare lämnats i mitt arbete från år 1962 (s. 35—51). Bergarterna ifråga har i stort en mycket enhetlig prägel, och

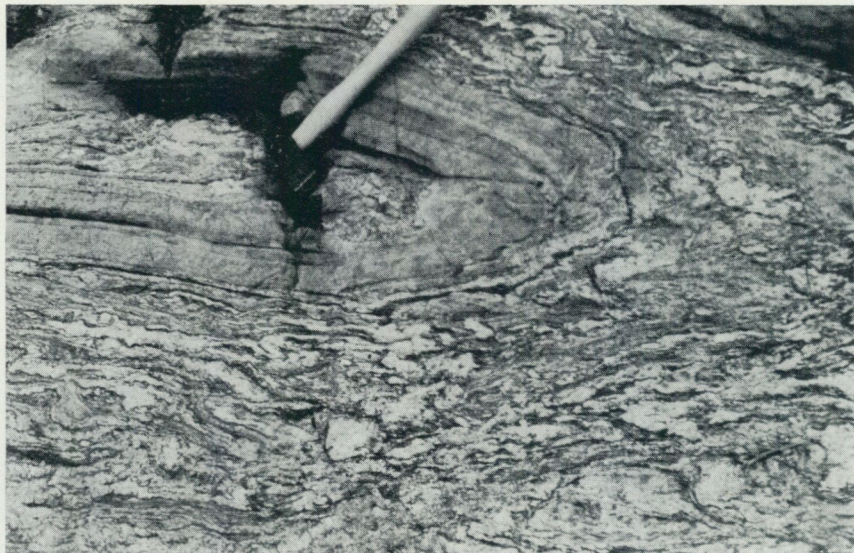


Fig. 1. Småveckad granatådergnejs med veckat skikt av metaarenit. Rågsved (4f), Stockholm. Foto G. Stålhös.

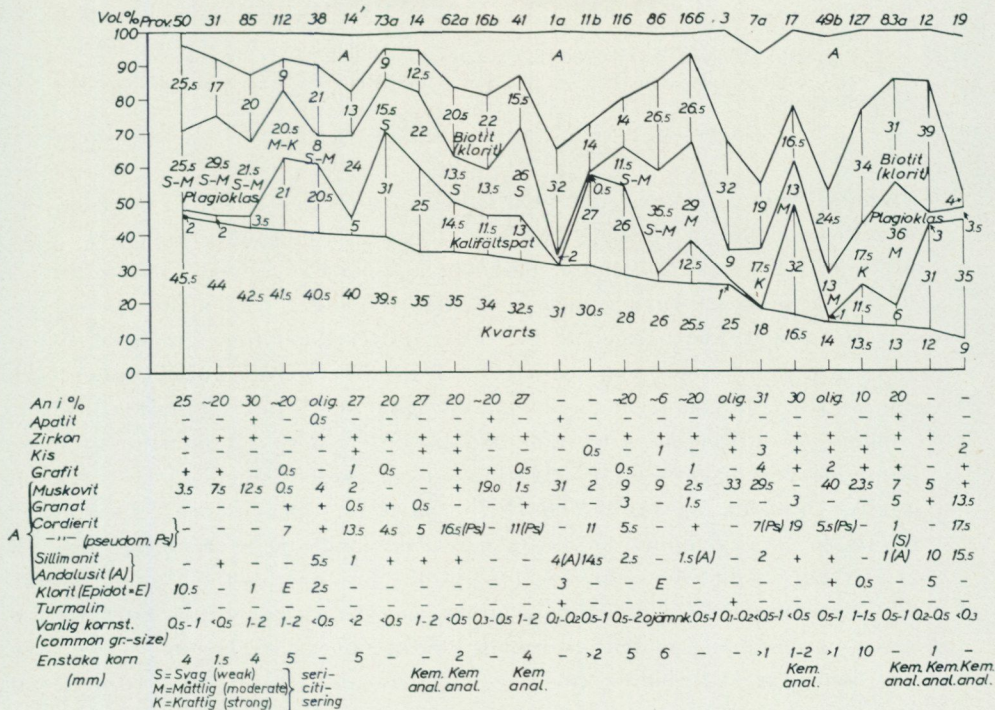
Veined garnet-gneiss (meta-argillite) including twisted layer of meta-arenite.

man kan följa dem kilometer efter kilometer i olika riktningar utan att några påtagliga förändringar sker. Inom ramen för en stuff är de däremot mycket heterogena med gråvita eller blekt rosafärgade, grovkorniga vindlande ådror eller körtlar av kvarts och fältspat i en mörkt gråviolett, medelkornig, parallellförskiffrad, biotit- och plagioklasrik mellanmassa (fig. 1). Den sistnämnda innehåller växlande mängder av rödviolett granat, oftast i korn från ett par mm till en cm stora, samt i mindre omfattning små knippen av färglösa sidenglänsande sillimanitnålar. Cordierit förekommer ofta i stora kvantiteter, av vilken anledning granatgnejserna emellanåt benämnts cordieritgnejs. Mineralen framträder särskilt tydligt inom gnejsernas pegmatitiska partier som små grågröna individ, vanligen mellan 1 och 5 mm i diameter. Vidare noteras ofta mindre kvantiteter av grafit, svavel- och magnetkis. En rostbrun vittringsyta är typisk för bergarten och har uppkommit genom oxidation av de i gnejsen ingående kismineralen.

Diagram 1 avser att ge en ungefärlig bild av mineralfördelningen inom de aktuella bergarterna. En grovslirig utbildning och ojämn kornighet, som omöjliggör meningsfulla planimetriska analyser i de mest typiska leden, gör att dessa blivit starkt underrepresenterade i diagrammet till förmån för mera jämnkorniga, icke sällan bättre bevarade led. Representanter för de senare är bl. a. de muskovitrika proverna nr 1 a och 3 från Utö (ca 1 mil söder om kartans sydkant) samt 49 b och 7 a från respektive Bogesundslandet och Näsby park, vilka samtliga är ganska homogena. Sistnämnda bergarter kan lämpligen benämnas skiffergnejs

Diagram 1. Variationen i den mineralogiska sammansättningen hos skiffer—skiffergnejsjer och granatådergnejsjer av semiargillitiskt till argillitiskt ursprung från kartområdet och Utö

Variation of the mineralogical composition in semiargillitic and argillitic rocks of different grade of metamorphism from the mapped area and Utö (about 10 km to the south of Örnö (0j))



- 50. NV om Säbyholm (9a), 3 km V om Bro k:a, kbl Stockholm NV.
- 31. 1.5 km V om Hilleshög k:a (7b), Svartsjölandet, kbl Stockholm NV.
- 85. 500 m SV om Tingstaden (6b), ca 2.2 km NV om Sänga k:a, Svartsjölandet, kbl Stockholm NV.
- 112. 100 m NV om triangelpunkt 42.3 (5d), ca 1.5 km VSV om Lovö k:a, kbl Stockholm NV.
- 38. Tjällmora (5j), ca 3 km VSV om Ingarö k:a, kbl Stockholm NO.
- 14¹. Vägskärning utmed E 4 (3b), ca 4.2 km VSV om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
- 73a. 500 m O om Finkmossebergets triangelpunkt 81.30 (2d), 2.7 km S om Tumba stn, kbl Stockholm SV.
- 14. 500 m S om Nydal (3d), ca 3 km NNO om Tullinge stn, kbl Stockholm SV.
- 62a. Lillön (5b), ca 500 m Ö om Kaggeholm, Ekerö k:n, kbl Stockholm NV.
- 16b. SV-stranden av Dalarö (1j), Österhaninge k:n, kbl Stockholm SO.
- 41. 750 m SSO om Vällingby centrum (6d), Stockholm, kbl Stockholm NV.
- 1a. Lilla Sillvik, östra Utö (Stålhös, SGU, ser C 587, s. 63).
- 11b. Lillön (4b), centrala delen, ca 500 m ONO om Bockholmssund, Ekerö k:n, kbl Stockholm SV.
- 116. 300 m NV om transformator i kraftledningsgata, NO om Eklundshov (2e), ca 1.5 km SO om Tullinge stn, kbl Stockholm SV.
- 86. Jordbruksskolan i Sänga-Säby (6b), ca 3.5 km VNV om Sänga k:a, Svartsjölandet, kbl Stockholm NV.
- 166. Sarvträsk (6h), 1.8 km VSV om Boo k:a, kbl Stockholm NO.
- 3. Lilla Sillvik, östra Utö (Stålhös, SGU, ser C 587, s. 63).
- 7a. 150 m N om Näsby parks hpl (8f), Täby k:n, kbl Stockholm NO.

17. 500 m V om Dammtorp (6d), ca 2 km NV om Drottningholms slott, Lovön, kbl Stockholm NV.
 49b. SV om Frösvik (7g), västra Bogesundslandet, ca 6.5 km SSV om Ö. Ryds k:a, kbl Stockholm NO.
 127. Skiva i gnejsgranit, Kungsberga (7a), ca 2 km NV om Färentuna k:a, kbl Stockholm NV.
 83a. Högsta höjden i Ekerö sommarstad (4b), ca 1 km VNV om Ekerö k:a, kbl Stockholm SV.
 12. Rönnskär, SV om Breviksnäs (0j), västra Ornö, kbl Stockholm SO.
 19. 250 m O om Bråten (0e), ca 1.5 km S om Hemfosa stn, Västerhaninge k:n, kbl Stockholm SV.

och antas representera de relativt bättre bevarade metaargilliterna i området. Det för vittringssediment typiska Al-överskottet är i detta fall delvis knutet till glimrarna, i föreliggande fall främst muskovit. I granatådergnejsen däremot torde i stor utsträckning muskoviten men även delar av biotiten ha sönderdelats och ersatts av fältspat. Det härigenom frigjorda Al-överskottet finner man dels i förening med från biotiten lösgjord MgO och även FeO i mineralen cordierit och granat, dels i sillimanit eller undantagsvis andalusit. Vänstra delen av diagram 1 utgörs väsentligen av semi-argillitiska bergarter, vilka till sammansättningen närmar sig de i diagram 6 anförda metaarenitiska leden. Förstnämnda bergarter, av vilka proverna 50, 31, 85 och 112 härstammar från området för kartbladet Stockholm NV, exemplifierar den tidigare omnämnda faciesförändring, som gör sig märkbar i sedimenten när man rör sig mot norr, nordväst och sydost ut från den av metaargilliter dominerade centralzonen. Denna förändring innebär i huvudsak en minskning av den ursprungliga lerfraktionen i sedimenten och en samtidig ökning av kvartshalten. Som en följd härav är mineral, som kännetecknar ett Al-överskott, tämligen sparsamt företrädda inom dessa områden.

En tilltagande grad av metamorf omvandling från skiffrar över skiffergnejsjer till granatådergnejsjer återspeglas vad gäller Stockholms, Mälar- och Bergslagsregionerna i följande förändringar i mineralparagenesen hos de ursprungliga för regionen kännetecknande kalkfattiga argillitiska sedimenten:

skiffrar

Muskovit > kvarts > klorit \gg albit (biotit lokalt)

skiffergnejsjer

Muskovit \geq biotit > kvarts > plagioklas \gg Σ andalusit, cordierit,
 granat (sillimanit)

granatådergnejsjer

Biotit \geq kvarts \geq kalifältspat \geq plagioklas \geq Σ cordierit, granat, sillimanit, muskovit,
 andalusit

En sammanfattning enligt Ramberg (1952) av de viktigaste mineralreaktionerna i samband med nyssnämnda gradvisa metamorfos kan erhållas i mitt arbete av år 1962, s. 47. Kloritförande skiffrar i grönskifferfacies, där biotitbildning nätt och jämnt begynt, har hittills icke påträffats inom kartområdet utan får representeras av de välbekanta av Sundius (1923, s. 38—65) från Grythytteområdet i Bergslagen beskrivna argillitiska skiffrarna.

Som ett erforderligt komplement till ovannämnda kortfattade karakteristik av Stockholmsområdets metaargilliter har i tabell 1 sammanförts 25 kemiska analyser¹ av granatådergnejser väsentligen hämtade från kartområdet men också från olika delar av Södermanland i samband med äldre undersökningar. Därutöver presenteras i tabell 2 sex stycken analyser av bättre bevarade s. k. skiffergnejser från Stockholms- och Uppsalatrakterna jämte två analyser av ovannämnda skiffrar från Bergslagen. Medelvärden för de kemiska analyserna av granatådergnejser i tabell 1 visar stora likheter med det motsvarande för skiffrarskiffergnejser i tabell 2. I diagram 2 a, b, c, d, e och f har de ur ovannämnda analyser beräknade Niggli-värdena c, fm, alk, al och t avsatts mot si-talen i ett koordinatsystem, medan k- och mg-värdena sammanförts i ett annat sådant. Mest utmärkande för både granatådergnejserna och skiffergnejserna är de höga Al-överskotten (t), de låga kalciumhalterna (c) och den tydliga dominansen av kalium över natrium (k). Vidare är höga halter av aluminium (al) och femiska komponenter (fm) karakteristiska, medan summan av alkali (alk) är låg.

En jämförelse mellan medelvärdena i tabell 1 och 2 omräknade till katjonprocent för lika volym framgår av tabell 3 a. De största relativa förändringarna i samband med en förmodad övergång från skiffrar-skiffergnejser till granatådergnejser syns vara en ökning av Ca^{2+} och Na^+ samt en minskning av H_2O . I absoluta tal räknat tycks också en ökning av Si^{4+} och en minskning av Al^{3+} ha ägt rum. Några säkra slutsatser beträffande det metasomatiska utbytet i samband med omvandlingen torde man dock icke kunna dra härav. Analysmaterialet är i detta avseende otillräckligt både kvantitativt och kvalitativt. Provtagningen i de inhomogena granatådergnejserna är nämligen svår att utföra på ett objektivt sätt, och analysvärdena uppvisar även en ganska stor spridning. Det största värdet med den gjorda jämförelsen torde vara att tanken på ett i huvudsak argillitiskt ursprung för granatådergnejserna tycks få sin bekräftelse. Vidare framgår av ta-

¹ Några kommentarer till ovannämnda analysurval i tabell 1 skall här ges i all korthet. Tidigare av mig publicerade analyser av proverna 1, 2 och 3 (1962, s. 120—121) har visat sig vara otillförlitliga, och proverna har därför oanalyserats. Ytterligare tolv stycken analyser är nyutförda i samband med detta arbete. Analyserna 14 och 15 exemplifierar mycket kraftigt kalifältspatiserade led, där Al-överskottet praktiskt taget eliminerats. Analyserna 7 och 23 närmar sig med avseende på kvartshalten de av mig som metaareniter betecknade bergarterna och torde sannolikt höra till de minst typiska leden inom analysserien. Analyserna 10—13 har utförts på de relativt största provmängderna och torde på grund härav vara mest representativa. Den extremt höga Fe-halten i analys 16 torde bero på provtagningen, enär bergarten ifråga enligt beskrivningen till kartbladet Trosa varit osedvanligt granatrik beroende på en lokal koncentration.

Tabell 1. Kemiska analyser av granatådergnejser från Stockholmstrakten och olika delar av Södermanland

Chemical analyses of veined garnet-gneisses (high-metamorphic meta-argillites) from the mapped area and from various other localities in Södermanland (province including the mapped area)

Vikts%	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O > >105°C	H ₂ O < <105°C	Σ
1(88)	57.58	0.65	20.74	0.73	6.78	0.09	2.72	1.32	1.83	5.53	0.06	2.02	0.18	100.2
2(90)	61.6	0.66	16.5	1.56	5.56	0.03	2.4	0.3	1.2	4.8	0.10	5.47 ¹	—	100.18
3(89)	60.3	0.76	16.5	0.43	6.95	0.09	2.7	0.9	1.6	6.5	0.04	3.34 ¹	—	100.11
4(62a)	67.9	0.7	16.3		5.4	<0.05	2.6	0.7	1.5	3.2	—	2.1 ¹	—	100.4
5(41)	65.5	0.5	15.7		6.4	0.06	2.4	1.1	1.9	4.0	—	2.5 ¹	—	100.1
6(17)	62.9	0.7	18.5		6.7	0.08	2.6	0.8	1.9	4.6	—	0.9 ¹	—	99.7
7(14)	71.1	0.5	15.0		4.6	0.07	1.7	1.2	1.8	3.5	—	0.7 ¹	—	100.2
8(19)	63.3	0.7	20.4		6.9	<0.05	2.1	0.3	1.1	4.4	—	1.3 ¹	—	100.5
9(83a)	56.3	0.6	22.9		7.3	<0.05	2.9	1.3	2.6	4.7	—	2.4 ¹	—	101.0
10(33)	57.9	0.90	23.4	0.23	6.51	0.07	2.5	0.8	1.5	5.5	0.02	0.5	0.25	100.08
11(2b)	64.7	0.65	18.2	0.34	6.01	0.08	2.4	1.4	1.7	3.3	0.05	0.9	0.32	100.05
12(147)	69.4	0.64	16.3	0.10	5.10	0.05	1.8	0.9	1.5	3.7	0.04	0.9	0.2	100.63
13(148)	66.4	0.75	16.8	0.76	4.37	0.03	2.4	1.0	1.7	3.4	0.05	0.9	0.41	98.97
14(91)	65.1	0.4	16.0		7.2	—	1.8	1.0	2.4	6.4	—	1.0 ¹	—	101.3
15(5)	63.5	0.81	15.2	1.04	4.31	0.08	2.2	1.5	2.1	7.9	0.04	1.0	0.43	100.11
16(633)	56.80	—	20.73	6.27	5.43	0.22	2.90	0.94	1.08	3.96	—	1.11	—	—
17(846)	58.14	1.50	18.06	—	10.72	+	4.11	1.17	0.62	3.88	—	1.05	—	99.25
18(C)	65.03	0.53	17.08	0.57	5.24	0.08	2.54	1.25	1.84	4.32	—	1.30	—	100.35
19(V)	58.74	0.72	24.47	0.14	6.36	0.03	2.08	0.15	0.92	4.03	0.08	2.20	—	99.92
20(VI)	65.45	0.76	18.47	1.04	4.17	0.02	2.00	0.09	0.84	4.54	0.04	2.60	—	100.02
21(B)	65.03	0.46	17.45	0.42	6.25	0.05	2.88	0.81	1.07	2.86	—	1.60	0.33	—
22(557)	68.35	0.42	15.70	1.08	4.21	0.05	1.84	1.11	2.11	3.82	0.11	0.90	—	—
23(A)	73.75	0.52	12.71	0.46	3.46	0.02	1.58	0.95	1.57	3.36	—	1.11	0.20	—
24(D)	64.70	0.38	16.45	1.02	3.98	—	2.92	1.73	2.21	4.23	0.15	1.35	—	—
25(598)	63.41	0.65	19.13	2.74	4.00	0.05	2.84	0.65	1.21	4.36	0.09	0.60	—	—
Medelvärde (mean value)	63.72	0.66	17.95	1.11	5.52	0.06	2.44	0.93	1.59	4.43	0.06	1.59	0.29	100.1

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj./100 Kation Anions /100Cations	Planimet. analys i diag. 1	Kationprop. Propn. of Cations
1(88)	197	42	35	5	18	0.66	0.40	25	2	19	168.8	—	Mg > K > Na > Ca
2(90)	261	41	40	1	18	0.73	0.38	88	2	22	186.9	—	Mg > K > Na > Ca
3(89)	226	36	39	4	21	0.68	0.40	42	2	11	174.3	—	K > Mg > Na > Ca
4(62a)	310	44	37	4	16	0.59	0.49	146	3	24	180.9	(62a)	K > Mg > Na > Ca
5(41)	281	40	36	5	19	0.58	0.43	105	2	16	179.1	(41)	K > Na > Mg > Ca
6(17)	246	43	35	3	19	0.61	0.43	70	2	21	172.9	(17)	K > Mg > Na > Ca
7(14)	353	44	30	6	20	0.56	0.42	173	2	18	177.1	(14)	K > Na > Mg > Ca
8(19)	257	49	34	1	16	0.72	0.38	93	2	32	175.7	(19)	K > Mg > Na > Ca
9(83a)	186	45	33	5	18	0.54	0.44	14	2	22	171.1	(83a)	K > Mg > Na > Ca
10(33)	199	48	32	3	17	0.71	0.40	31	2	28	165.0	—	K > Mg > Na > Ca
11(2b)	260	43	36	6	15	0.56	0.41	100	2	22	172.1	—	K > Mg > Na > Ca
12(147)	323	45	33	4	18	0.63	0.38	151	2	23	175.4	—	K > Na > Mg > Ca
13(148)	294	44	35	5	17	0.57	0.46	126	2	22	174.0	—	K > Mg > Na > Ca
14(91)	260	38	32	4	26	0.64	0.33	56	1	8	170.0	—	K > Na > Mg > Ca
15(5)	250	35	30	6	28	0.71	0.43	38	2	1	166.3	—	K > Na > Mg > Ca
16(633)	185	40	45	4	12	0.71	0.31	37	—	24	—	—	K > Mg > Na > Ca
17(846)	193	36	50	4	11	0.80	0.41	77	4	21	—	—	Mg > K > Ca > Na
18(C)	264	41	35	5	19	0.61	0.44	88	—	17	—	—	K > Mg > Na > Ca
19(V)	220	54	32	< 1	13	0.74	0.36	68	—	40	—	—	K > Mg > Na > Ca
20(VI)	300	49	33	< 1	17	0.78	0.41	132	—	31	—	—	K > Mg > Na > Ca
21(B)	272	43	41	4	12	0.64	0.44	124	—	27	—	—	Mg > K > Na > Ca
22(557)	309	42	33	6	20	0.54	0.38	129	1	16	—	—	K > Na > Mg > Ca
23(A)	414	42	32	6	20	0.59	0.42	234	—	16	—	—	K > Na > Mg > Ca
24(D)	260	39	34	7	20	0.56	0.52	80	1	12	—	—	K > Mg > Na > Ca
25(598)	247	44	38	3	16	0.70	0.44	83	2	25	—	—	K > Mg > Na > Ca
Medelvärde (mean value)	253	42	37	4	17	0.64	0.40	85	2	21	173.1	—	K > Mg > Na > Ca

¹Glödningsförlust. Loss by ignition.

1. Grå granatådergnejs (*grey veined garnet-gneiss*). — Huvudmineral: kalifältspat, kvarts, biotit, plagioklas, muskovit—sericit. Övriga mineral: granat, sillimanit, cordierit, andalusit. — V om Kvarnsjön (5j), ca 1.5 km SSO om Gustavsbergs k:a, kbl Stockholm NO. Nr 88, analys P 366: A. Aaremäe.
2. Grå granatådergnejs (*grey veined garnet-gneiss*). — Huvudmineral: kalifältspat, kvarts. Övriga mineral: plagioklas+sericit, biotit—klorit, granat, pyrit, grafit. — Skola (5h), ca 1 km OSO om Skurusundsbron, Värmdö, kbl Stockholm NO. Nr 90, analys P 980: V. Grundulis.
3. Grå granatådergnejs (*grey veined garnet-gneiss*). — Huvudmineral: biotit, kalifältspat, kvarts, plagioklas+sericit. Övriga mineral: granat, sillimanit, grafit. — Mörtås (6j), 2.5 km OSO om Gustavsbergs k:a Värmdö, kbl Stockholm NO. Nr 89, analys P 979: V. Grundulis.
4. Skiffergnejs (*meta-argillite*). — 500 m O om Kaggeholm, Lillön (5b), Ekerö k:n, kbl Stockholm NV. Nr 62a, analys P 363: B. Rönnholm.
5. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — Räcksta (6d), Stockholm, kbl Stockholm NV. Nr 41, analys P 364: B. Rönnholm.
6. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — Dammtorp (6d), ca 2 km NO om Lovö k:a, kbl Stockholm NV. Nr 17, analys P 362: B. Rönnholm.
7. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — 500 m S om Nydal (3d), ca 3 km NNO om Tullinge stn, kbl Stockholm SV. Nr 14, analys P 349: B. Rönnholm.
8. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — 250 m O om Bråten (0e), ca 1.5 km S om Hemfosa stn, Västerhaninge k:n, kbl Stockholm SO. Nr 19, analys P 346: B. Rönnholm.
9. Skiffergnejs (*meta-argillite*). — Ekerö sommarstad (4c), ca 1 km VNV Ekerö k:a, kbl Stockholm SV. Nr 83a, analys P 347: B. Rönnholm.
10. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — Huvudmineral: kalifältspat. Väsentliga mineral: plagioklas, granat, kvarts. Underordnade mineral: cordierit, sillimanit. Accessorier: grafit, magnetkis, zirkon. — Skogs-Ekeby (1f), ca 1.5 km NNV om Tunnelsta stn, Västerhaninge k:n, kbl Stockholm SO. Nr 33, analys P 757: V. Grundulis.
11. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — Huvudmineral: kvarts, biotit, kalifältspat. Övriga mineral: plagioklas, sillimanit, cordierit, magnetkis, pyrit. Kornstorlek (*grain-size*): 0.2—0.5 mm i bevarade partier. — Berga örlogsskola (0g), ca 250 m N om Vitsåberget, Västerhaninge k:n, kbl Stockholm SO. Nr 2b, analys P 756: V. Grundulis.
12. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — Huvudmineral: kvarts, kalifältspat. Väsentliga mineral: biotit, cordierit, plagioklas (*oligoklas*). Underordnade mineral: granat, sillimanit. Accessorier: grafit, pyrit, zirkon, apatit. — 500 m NV om Hemfosa stn (0e), Västerhaninge k:n, kbl Stockholm SV. Nr 147, analys P 755: V. Grundulis.
13. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — Huvudmineral: kalifältspat > kvarts > biotit. Övriga mineral: plagioklas, muskovit, cordierit, sillimanit, analusit ?, pyrit, grafit. — Trollsjön SO om Pershagen (2b), Östertälje k:n S om Södertälje, kbl Stockholm SV. Nr 148, analys P 754: V. Grundulis.
14. Finkornig mörk gnejs (*fine-grained dark gneiss*). — (Se Stålhös, ser C, 587 s. 121 analys. 91). — Lugnet (6j), ca 1.1 km NNO Gustavsbergs k:a, Värmdö, kbl Stockholm NO.
15. Grå gnejs, kalifältspatiserad meta-argillit ? (*grey gneiss*). — Huvudmineral: kalifältspat ≧ plagioklas (25 % An) ≈ biotit. Övriga mineral: kvarts, apatit, zirkon, kis. Kornstorlek (*grain-size*): < 1 mm och 1—1.5 mm. — Kista (7e), ca 2.5 km NO om Spånga k:a, kbl Stockholm NV. Nr 5, analys P 1079: V. Grundulis.
16. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se W. Larsson 1932, s. 122 analys nr 633.) — Öster om Trosa.
17. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se W. Larsson. Bull. inst. Upsala XXIV s. 146 analys 846.) — SO om Rönninge (2c), kbl Stockholm SV.
18. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se beskrivning till kbl Eskilstuna, SGU, Aa 200 s. 13, analys C.) — 1 300 m OSO om Bälgviken stn, kbl Eskilstuna.
19. Skiffergnejs (*meta-argillite*). — (Se N. H. Magnusson, ser C, 401 s. 23 analys V.) — Landsvägsskäring NO om Lagmansö, Vadsbro s:n, Södermanland.
20. Skiffergnejs (*meta-argillite*). — (Se N. H. Magnusson, ser C, 401 s. 23 analys VI.) — Landsvägsskäring i Späteby, Lerbo s:n, Södermanland.
21. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se N. Sundius, ser Ba, 13 s. 23 analys B.) — Segeltorp (4e), ca 1 km V om Långsjöns NV-spets, kbl Stockholm SV.
22. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se W. Larsson 1932, s. 112 analys 557.) — Nynäsviken Utö, Stockholms skärgård.
23. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se N. Sundius, ser Ba, 13 s. 23 analys A.) — SO om Fruängen (5e), V om Långbro, kbl Stockholm NV.

24. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se GFF 83, s. 375 analys D.) — Fällnäs-viken, St. Vika, Nynäshamnsområdet.
25. Granatådergnejs (*veined garnet-gneiss*). — (Se W. Larsson 1932, s. 118 analys 598.) — N om Skylvalla, Gåsinge s:n, Södermanland.

bell 3 a att nyssnämnda omvandling åtföljs av en volymminskning på ca 4 % till följd av den rikliga vattenavgången.

Ett generellt och karakteristiskt drag hos analyserna i tabell 1 och 2 är den mycket ensartade relativa katjonfördelningen inom dessa. Av tjugofem analyser i tab. 1 är i tretton fall $K > Mg > Na > Ca$, i åtta fall $K > Na > Mg > Ca$ och i fyra fall $Mg > K > Na > Ca$. Av åtta analyser i tab. 2 är i sju fall $K > Mg > Na > Ca$ och i ett fall $K > Na > Mg > Ca$. Som jämförelse kan nämnas, att den av Shaw (1956) beräknade medelargilliten visar katjonförhållandet $K > Mg > Na > Ca$ för medeltalet av 85 lågmetamorfa argilliter och $K > Na > Mg > Ca$ för 70 högmetamorfa argilliter. Orsakerna till uppkomsten av denna för argilliter så typiska katjonfördelning har tidigare behandlats (Stålhös, 1962, s. 44) under hänvisning till bl.a. Goldschmidt (1937, s. 655—673), Shaw (1956, s. 933) och Fredriksson (1959, s. 114—115). Granatådergnejsernas argillitiska ursprung framgår tämligen entydigt, om medelvärdena i tabell 1 och 2 jämförs med den av Shaw (1956, s. 919—934) beräknade medelargillitens sammansättning, ett förhållande som jag tidigare påpekat (1962, tab. 3, s. 41—43). Ytterligare belägg för bergarternas argillitkaraktär erhålls genom spårelementfördelningen. Lunde-gårdh (1949 a, tab. 11 och 12) har nämligen visat, att halterna av Cr, Co, Ni och Zn i dessa helt motsvarar dem i lågmetamorfa lersediment. För övrigt visar granatådergnejserna en mycket låg tektonisk kompetens, ett drag som är utmärkande för argillitiska derivat. Bergarterna uppträder sålunda genomgående plastiskt i relation till såväl växellagrande metaarenitiska led som till övriga inlagringar av supra- eller infrakrustal karaktär. Samtliga nu nämnda mera kompetenta led återfinns följaktligen som inneslutningar i granatådergnejsen, dels i form av boudiner, dels som mer eller mindre veckade, avslitna och/eller utkilande skikt.

För att belysa fördelningen av K_2O , Na_2O och CaO hos olika led inom sedimentgnejserna har oxiderna ifråga uttryckta i mol.-% införts i ett triangeldiagram (diagram 3). Utbredningsfältet för skiffer- och granatådergnejsernas punkter är väl avgränsat och tyder på kalidominans och kalkfattigdom. I diagrammet har ytterligare tre prov av så kallade fragmenskiffrar (Sundius 1923) från Grythyttan (710) och Persberg (711, 714) tillfogats. (Se W. Larsson 1932.) Dessa led representerar något ljusare, ofta tunna horisonter inom skiffrarna med ett betydande inslag av en mosandig fraktion. Denna utgörs av plagioklas och kvarts, varav också följer att halterna av Na_2O , SiO_2 och i viss mån CaO är något högre än i omgivande skiffrar. De fragmentförande horisonterna bildar i kemiskt hänseende övergångar till de bredare metaarenitlagren av subgråvacketyp, vilka skall behandlas i ett senare kapitel (jfr även diagram 3).

Tabell 2. Kemiska analyser av skiffrar—skiffergnejser från Stockholms skärgård, södra Uppland och Grythyttan, Värmland
Chemical analyses of meta-argillitic rocks from areas round the present map-sheet

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O> >105°C	H ₂ O< <105°C	Σ
1(39)	60.7	0.71	19.6	1.41	5.32	0.06	3.0	0.2	0.8	4.1	0.09	3.6	0.44	100.03
2(1a)	59.4	0.64	21.4	0.78	4.71	0.05	2.2	0.5	1.8	5.5	0.10	2.9	0.30	99.95
3(49b')	65.3	0.48	16.0	0.88	4.84	0.06	3.0	0.4	1.0	3.7	0.08	4.53 ¹	—	100.27
4(12)	54.3	0.70	22.3	0.89	5.52	0.05	2.6	0.5	1.5	6.4	0.12	5.51 ¹	—	100.39
5(2)	61.1	0.46	21.5	0.79	3.81	0.05	2.5	0.3	0.9	5.7	0.02	2.2	0.38	99.71
6(7b)	70.1	0.63	15.6	0.90	2.83	0.03	2.0	0.3	1.0	3.7	0.06	2.3	0.44	99.89
7(717)	57.27	0.66	21.09	0.78	6.63	0.05	2.66	0.29	1.40	4.14	0.09	4.45	—	—
8(718)	57.42	0.68	21.39	1.28	6.00	0.05	2.72	0.22	1.24	4.75	0.12	4.31	—	—
Medelvärde (mean value)	60.70	0.62	19.86	0.96	4.96	0.05	2.59	0.34	1.21	4.75	0.08	3.73	0.39	100.24

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Katjon Anions/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 1	Katjonprop.. Propn. of Cations
1(39)	240	46	40	1	14	0.77	0.45	84	2	31	181.2	—	K> Mg> Na> Ca
2(1a)	226	48	30	2	20	0.67	0.42	46	2	26	174.1	(1a)	K> Na> Mg> Ca
3(49b')	292	42	41	2	15	0.71	0.49	132	2	25	186.8	—	K> Mg> Na> Ca
4(12)	191	46	32	2	19	0.74	0.42	15	2	25	179.8	(12)	K> Mg> Na> Ca
5(2)	243	50	30	1	18	0.80	0.50	71	1	31	174.5	—	K> Mg> Na> Ca
6(7b)	372	49	32	2	18	0.71	0.50	200	3	29	183.1	—	K> Mg> Na> Ca
7(717)	212	46	38	2	15	0.66	0.39	52	2	29	—	—	K> Mg> Na> Ca
8(718)	211	47	37	1	16	0.72	0.40	47	2	30	—	—	K> Mg> Na> Ca
Medelvärde (mean value)	242	47	35	1	17	0.72	0.44	74	2	29	179.8	—	K> Mg> Na> Ca

¹ Glödningsförlust. *Loss by ignition*

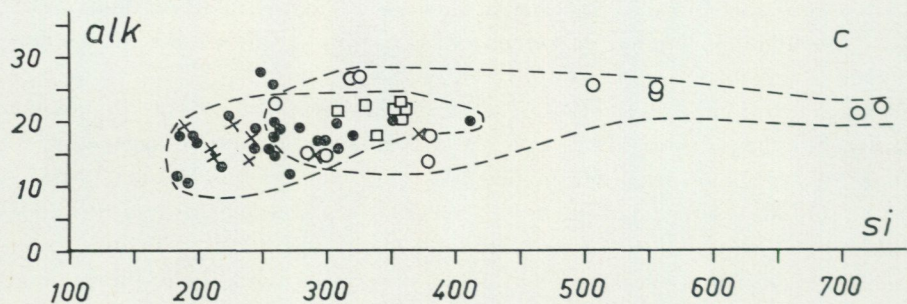
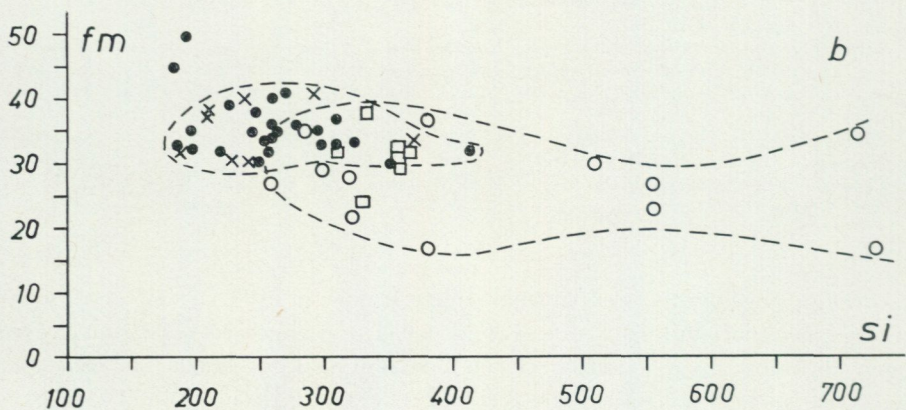
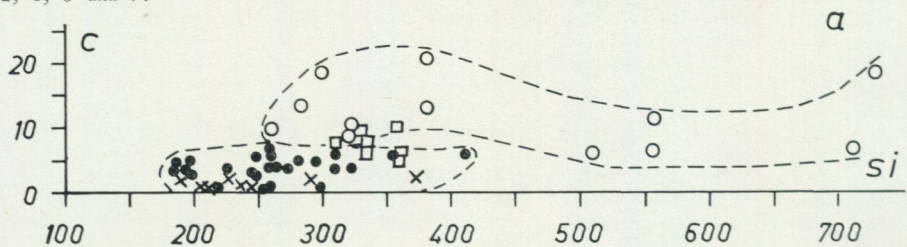
1. Finkornig glimmerskiffer, metaargillit (*fine-grained mica-schist*). — Huvudmineral: muskovit-sericit, kvarts. Övriga mineral: biotit, opakmineral, plagioklas, kalifältspat, turmalin. Kornstorlek (*grain-size*): 0.1—0.3 mm. — SO-spetsen av Källtorpssjön (5h) vid stora vägen, Nacka stad, kbl Stockholm NO. Nr 39, analys P 748: V. Grundulis.
2. Finkornig glimmerskiffer, metaargillit (*fine-grained phyllitic, mica-schist*). — Huvudmineral: muskovit, biotit, kvarts. Väsentligt mineral: plagioklas. Accessorier: kalifältspat, apatit, turmalin, zirkon, malmineral. Kornstorlek (*grain-size*): 0.1—0.2 mm. — Mellan stora och lilla Sillvik, östra Utö, Stockholms skärgård. Nr 1a, analys P 753: V. Grundulis.
3. Grå skiffergnejs (*meta-argillite*). — Huvudmineral: biotit > kvarts > kalifältspat. Övriga mineral: plagioklas, sillimanit, zirkon, apatit. Kornstorlek (*grain-size*): < 0.5 mm. — S om Näsängen (0j) södra Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 49b' analys P 972: V. Grundulis.
4. Grå skiffergnejs (*meta-argillite*). — Rönnskär (0j), S om Breviksnäs Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 12, analys P 970: V. Grundulis.
5. Muskovitglimmerskiffer, metaargillit (*coarse-grained, phyllitic mica-schist*). — Huvudmineral: muskovit, kvarts. Väsentliga mineral: biotit ≧ plagioklas. Accessorier: zirkon, grafit?. — 1.5 km SO om Rosersberg stn (1d), invid E 4, kbl Uppsala SV. Nr 2, analys P 750: V. Grundulis.
6. Finkornig glimmerskiffer (*fine-grained mica-schist*). — Huvudmineral: kvarts, muskovit. Väsentliga mineral: biotit, plagioklas. Accessorier: turmalin, apatit, grafit. — Vägskäl ca 1.5 km SV om Vidbo k:a (4e), kbl Uppsala SV. Nr 7b, analys P 751: V. Grundulis.
7. Mörkgrå skiffer (*meta-argillite*). — Se W. Larsson 1932, s. 132 analys 717.) — Skifferverken, Grythytted, Värmland.
8. Grågrön skiffer (*meta-argillite*). — (Se W. Larsson 1932, s. 132 analys 718.) — Hällefors, Grythyttan, Värmland.

Åderförgnejsningsprocessen innebär enligt Ramberg (1952, s. 179) i princip ett slags metamorf differentiation, varvid det lätttrörliga kvarts-fältspatmaterialet genom diffusion ansamlas till ådror och körtlar utmed de otaliga, för skifferna kännetecknande shear-ytorna. Mehnert (1953, 1957, 1962) och Winkler (1965), åter, betraktar de pegmatitiska ådrorna som resultatet av utsöndringar inom bergartsmassan i samband med anatektiska processer. Båda betraktelsesätten kan väl finna sin tillämpning inom de aktuella metaargillitiska gnejserna i Stockholms-trakten.

Tidigare bedömde jag (1962) ådergnejsbildningen inom argillitområdena som en i huvudsak isokemisk process, en slutsats, som fortfarande ligger nära till hands att dra då medelvärdena i tabell 1 och 2 jämförs (se Mehnert 1968, s. 135—140). Mot detta talar emellertid den till synes kraftiga metasomatiska förändring icke minst i form av en betydande relativ ökning av kalihalten i samband med åderförgnejsningen och migmatitiseringen, som man finner inom andra delar av sedimentgnejsområdena, närmare bestämt inom grävackegnejserna men också inom vissa av infrakrustalstråken. Lösningar av granitisk sammansättning ($K \gg Na$) torde sålunda ha varit verksamma inom dessa områden. I konsekvens härmed borde också inom argilliternas områden en genomströmning av likartade lösningar ha ägt rum, vilka senare antagligen bidragit till att sätta igång åderförgnejsningsprocessen här. Till skillnad från de natriumrika grävackorna (se s. 57) tycks argilliterna ($K \gg Na$) i samband härmed i mindre utsträckning ha anrikats på kalium, medan däremot natrium, kalcium och kisel-

Diagram 2a—f. Grafisk framställning av Niggli-värdena för olika sedimentgnejsled enligt tabellerna 1, 2, 4, 6 och 7.

Different kinds of metasediments with their Niggli values graphically represented according to Tables 1, 2, 4, 6 and 7.



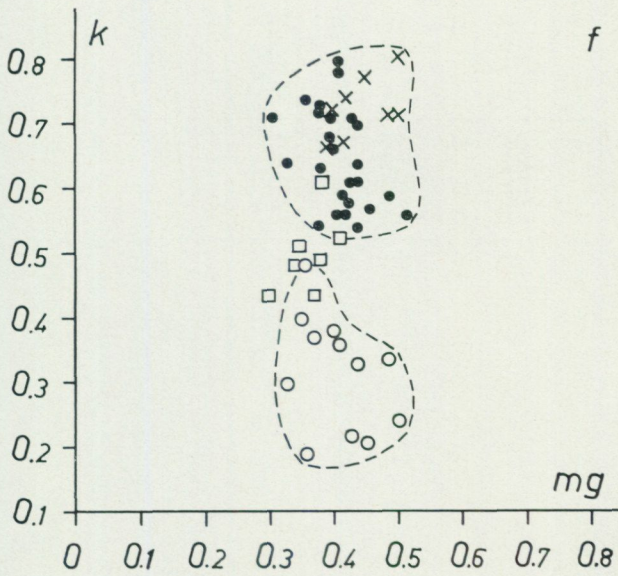
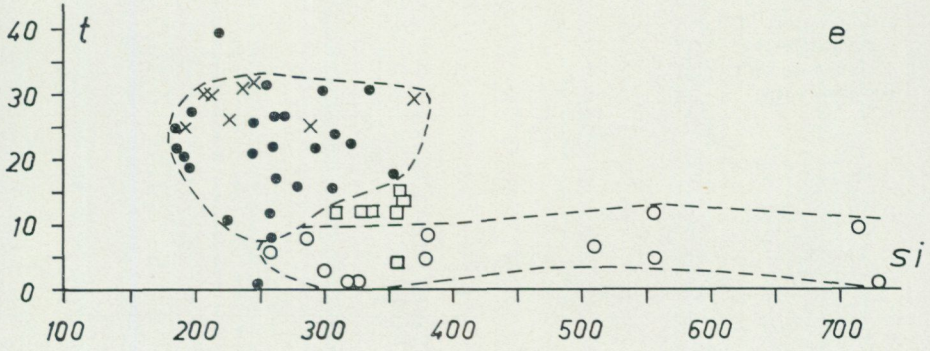
1 ○

2 ●

3 ×

4 □

1. Gråvackegnejs—metaarenit (tab. 6 och 7, 12 analyser). (*Greywackegneiss—metaarenitic gneiss*).
2. Granatådergnejs (tab. 1, 25 analyser). (*Veined garnet-gneiss*).
3. Skiffer—skiffergnejs (tab. 2, 8 analyser). (*Meta-argillite*).
4. Migmatitgnejs, homogen, småporfyrisk, granatförande (tab. 4, 7 analyser). (*Small-porphyrific, garnet-bearing migmatite-gneiss*).



Tabell 3a, b. En grov uppskattning av det metasomatiska utbytet i samband med omvandlingen av skiffergnejserna till granatådergnejsjer och/eller homogena, småporfyriska migmatitgnejsjer

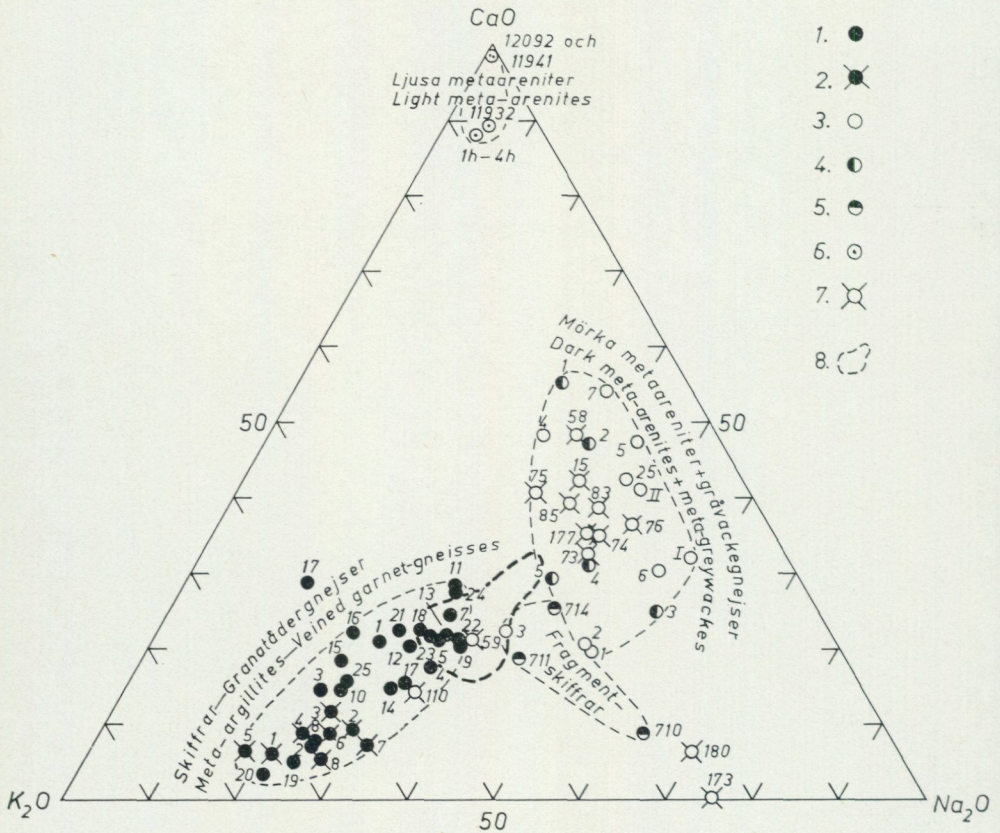
3 a. Katjon %		Si ⁴⁺	Ti ⁴⁺	Al ³⁺	²⁺³⁺ Fe(tot)	Mn ²⁺
Medelvärde (<i>mean value</i>) (8 st) skiffergnejsjer (tab 2) (<i>meta-argillites</i>)	Increasing metamorphism ↓	59.4	0.5	22.8	4.8	0.1
Medelvärde (<i>mean value</i>) (25 st) granatådergnejsjer (tab 1) (<i>veined garnet-gneisses</i>)		63.5	0.5	21.1	5.4	0.1
Absoluta förändringar (<i>absolute changes</i>)		+4.1	±0	-1.7	+0.6	±0
Relativa förändringar (<i>relative changes</i>)		<10 %		<10 %	>10 %	
+	-					
4.1 Si ⁴⁺	-1.7 Al ³⁺					
0.6 Fe ²⁺³⁺	0.2 Mg ²⁺					
0.6 Ca ²⁺	0.3 K ⁺					
0.7 Na ⁺	13.8 H ⁺					
∑19.5 val	19.6 val					
3 b. Katjon %		Si ⁴⁺	Ti ⁴⁺	Al ³⁺	²⁺³⁺ Fe(tot)	Mn ²⁺
Medelvärde (<i>mean value</i>) (8 st) skiffergnejsjer (tab 2) (<i>meta-argillites</i>)	Increasing metamorphism ↓	59.4	0.5	22.8	4.8	0.1
Medelvärde (<i>mean value</i>) (7 st) migmatitgnejsjer, homogena småporf. (<i>migmatite gneisses,</i> <i>small-porph.</i>)		68.9	0.3	16.1	4.4	0.1
Absoluta förändringar (<i>absolute changes</i>)		+9.5	-0.2	-6.7	-0.4	±0
Relativa förändringar (<i>relative changes</i>)		>15 %	≈40 %	>25 %	<10 %	
+	-					
9.5 Si ⁴⁺	6.7 Al ³⁺					
1.0 Ca ²⁺	1.5 Mg ²⁺					
2.0 Na ⁺	0.4 Fe ²⁺³⁺					
	0.2 Ti ⁴⁺					
	1.6 K ⁺					
	16.0 H ⁺					
∑42.0 val	42.3 val					

A rough estimation of the metasomatic exchange during the transformation of meta-argillites into veined garnet-gneisses and/or small-porphyrific, garnet-bearing migmatitic gneisses

Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	P ⁵⁺	H ₂ O	
3.8	0.4	2.3	5.9	0.1	12.2	→Katjoner/180 anjoner Volymminskning från 180 till 173.1 anjoner/100 katjoner = 3.9 % Decrease of volume = 3.9 %
3.6	1.0	3.0	5.6	0.1	5.3	
-0.2 <5 %	+0.6 ≈ 150 %	+0.7 ≈ 30 %	-0.3 <5 %	±0	-6.9 > 50 %	

Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	P ⁵⁺	H ₂ O	
3.8	0.4	2.3	5.9	0.1	12.2	→Katjoner/180 anjoner Volymminskning från 180 till 176.2 anjoner/100 katjoner = 2.2 % Decrease of volume = 2.2 %
2.3	1.4	4.3	4.3	0.0	4.2	
-1.5 <40 %	+1.0 ≈ 250 %	+2.0 <90 %	-1.6 <30 %	-0.1	-8.0 > 65 %	

Diagram 3. Fördelningen av K_2O , Na_2O och CaO (mol.-%) i olika sedimentgnejsled från Södermanland (främst Stockholmstrakten) och Bergslagen (enstaka)
 Distribution of K_2O , Na_2O and CaO (mol. %) in different members of sedimentary gneisses mostly from the Stockholm area and Bergslagen (a few)



Kemiska analyser (Chemical analyses):

1. 25 st Granatådergnejsler, tabell 1
(Veined garnet-gneisses)
2. 8 st Finkorniga skiffrar—skiffergnejsler, tabell 2
(Meta-argillites)
3. { 7 st Mörka metaareniter, tabell 6
(Dark meta-arenites)
- 2 st » » (Magnusson 1936, s. 19 och 20, I och II)
- 1 st » » (Hjelmqvist 1938, s. 25, oligoklasgnejs nr 25)
4. 5 st Gråvackegnejser, tabell 7
(Greywacke-gneisses)
5. 3 st Fragmentskiffrar (W. Larsson 1932, s. 132)
(Fragment-bearing meta-argillites)
6. 4 st Ljusa metaareniter (Stålhös 1962, s. 75, tabell 5)
(Light meta-arenites)

Planimetriska analyser (Planimetric analyses):

7. 13 st Mörka metaareniter (Stålhös 1962, s. 57, diagram 4)
(Dark meta-arenites)

- Diverse migmatitbergarter (*different kinds of migmatitic rocks*)
 Inom den grovstreckade konturlinjen i triangeln centrala del grupperar sig följande kemiska analyser (se text s. 73):
 (*Inside the coarse line of short dashes in the central part of the triangle the following chemical analyses are grouped*)
8. { 7 st Homogena, småporfyriska migmatitgnejsjer, tabell 4
 (*Small-porphyrific, garnet-bearing migmatite-gneisses*)
 7 st Ögonförande gnejsjer, tabell 8
 (*Porphyritic gneisses*)
 6 st Migmatitiska gråvackegnejsjer (Stålhös 1962, s. 123—126, analys le—6e)
 (*Migmatitic greywacke-gneisses*)

syra av analysmedelvärdena i tabell 3 a att döma i viss omfattning kan ha tagits upp ur de aktuella lösningarna. Detta förhållande skulle eventuellt kunna tillskrivas skillnaderna mellan de kemiska potentialerna för K, Na, Ca och Si i lösningarna och motsvarande i den omgivande berggrunden.

En viss ökning av kaliumhalten inom argilliterna i samband med deras omvandling torde dock ha ägt rum, även om jämförelsen i tabell 3 a icke ger något direkt belägg härför. Det förhåller sig nämligen så, att vid sidan av de jämnt fördelade kvarts-fältspatådrorna, vilka innefattas i de presenterade analyserna (jfr tabell 1 och fotnot¹), även likartat men mera oregelbundet uppträdande pegmatitiskt material föreligger i form av större eller mindre partier oupplösligt associerade med gnejsens ådror. Om detta material, som totalt sett utgör något eller några 10-tals % av ådergnejsmassans hela volym, adderas till granatådergnejsernas medelsammansättning enligt tabell 1, skulle detta värde ökas företrädesvis med avseende på kalium och kiselsyra och ge en mera representativ bild av formationens totalsammansättning. En avsevärd marginal för ett i samband med omvandlingen enligt ovan förmodat kalitillskott skulle härigenom erhållas.

En annan faktor, till vilken hänsyn bör tas, är att medelvärdet på skiffrarna enligt tabell 2 icke med säkerhet kan antas motsvara granatådergnejsernas ursprungssammansättning. En något lägre primär kalihalt, kanske främst i form av en lägre ursprunglig muskovithalt, förefaller icke osannolik och skulle påverka jämförelserna mellan tabell 1 och 2 i sådan riktning att även i detta fall ett postulerat kalitillskott i samband med omvandlingen skulle kunna förklaras.

Av ovanstående framgår, att delar av kalifältspaten i granatgnejsernas ådror sannolikt uppkommit genom materialtillskott från djupare nivåer. Återstoden av nämnda fältspat torde emellertid vara ett resultat av en intern utsöndring ur gnejsernas egen massa. I detta sammanhang måste förutsättas, att eftersom de ursprungliga skiffrarna icke tycks ha innehållit någon kalifältspat av betydelse, detta mineral måste ha bildats endera ur en förutvarande muskovit i sedimentet eller ur biotit. I sådant fall torde muskovit ha varit den relativt viktigare potentiella

¹ För att undvika eventuella missförstånd vill jag här nämna, att de analyserade granatådergnejsproverna givetvis innefattar såväl de tämligen jämnt fördelade kvarts-fältspatådrorna i bergarterna som de mera av mafiska mineral dominerade gnejspartierna. Analyserna representerar sålunda icke några s. k. »restiters».

källan för kalifältspatbildningen och därvid i huvudsak förbrukats. Mineralet uppträder nämligen mycket sparsamt i de typiska granatådergnejserna (jfr dock sekundär muskovit, s. 43) medan biotiten genomgående är rikligt företrädd i dessa bergarter. Tanken på att muskovitrika sediment skulle haft en stor utbredning inom de nuvarande granatådergnejsernas områden stöder sig huvudsakligen därpå, att vi såväl mot sydost i Utöområdet liksom norrut utmed motorvägen mot Arlanda påträffar en hel del dylika sediment. Utgår man istället från att en ursprungligen låg muskovithalt förelegat inom ådergnejsområdet eller, alternativt, om metamorfosen över huvud taget varit otillräcklig för att sönderdela detta mineral (jfr s. 93), torde kalifältspatiseringen inom området till övervägande del ha möjliggjorts genom ett sekundärt tillskott av kalirika lösningar. Detta är ett alternativ, som är väl värt att beakta vid de fortsatta karteringsarbetena inom de sörmländska granatådergnejserna.

Till sist skall nämnas, att ett förmodat primärt överskott i sedimenten av muskovit tillgängligt för kalifältspatbildning utgör den arbetshypotes, på vilken kapitlet om metamorfosen i en senare del av denna beskrivning bygger (s. 171). I detta kapitel diskuteras några synpunkter på åderförgnejsningen och dess betingelser.

Som komplement till den ovan givna karakteristiken av skiffer- och granatådergnejserna skall i det följande ett antal mikroskoperingsdata anföras.

I de grova granatådergnejserna är kalifältspaten alltid en tråd- eller fläckpertitisk mikroklin, som vanligen bildar stora, oregelbundna porfyroblaster. Dessa innesluter och förtränger plagioklas. I gränzonen mellan de båda mineralen iakttas ofta myrmikitbildning. I samband med deuteriska omvandlingar har mikroklinen i betydande omfattning förträngts av muskovit och sericit. I ett fall från Lillön (11b) innesluter mikroklinen rikligt med sillimanitnålar.

Plagioklasen växlar i sammansättning från sur till basisk oligoklas. Den är mestadels fylld med sericitisk substans, som ibland kristalliserat om till större muskovittavlor. Riklig antipertitbildning har här och var skett i plagioklaserna i form av parallellt med (010) ställda, rektangulära, klara, rosafärgade fält av kalifältspat. Denna antipertit är sannolikt av replacement-typ (Sen 1959), vilket betyder att kalifältspaten förtränger plagioklasen. I ett annat fall, åter, där plagioklas i form av porfyroblaster innesluter stora individ av kalifältspat, måste man sannolikt anta att förstnämnda mineral förtränger det senare.

Kvartsen bildar mestadels såväl större som mindre oregelbundna, fältuppdelade och undulösa ytor. Den genomsätter i flera fall biotit och granat men penetreras själv av små ådror med kalifältspat.

Biotiten är pleokroitisk i svagt gula till rödbruna färger och ofta kloritomvandlad. Ibland har muskovit förträngt biotiten homoaxialt, utan att någon skarp gräns kan dragas mellan de båda mineralen. I enstaka fall kan man se hur biotit genomsätter plagioklas utmed sprickor. I ett annat fall, åter, utfyller biotit och klorit sprickor parallella med (001) i sillimanit.

Granaten har ett småsprickigt utseende med svagt utbildade egenformer. Dess kristallisationsförhållanden till omgivande mineral är svåra att fastställa. Biotit förekommer i några fall som sprickfyllnad i granaten. I andra fall, åter, är granaten tydligt sent

kristalliserad och innesluter poikilblastiskt såväl kvarts som fältspat. En kemisk analys av prov på mineralet hämtat ur en granatådergnejs från trakten öster om Trosa (jfr tabell 1, prov 16 (633) samt beskrivningen till kartbladet Trosa, s. 13) visar, att vi har att göra med en extremt järnrik granat med följande sammansättning i vikts-%: SiO_2 40.65; Al_2O_3 20.90; Fe_2O_3 19.45; FeO 14.70; MnO 1.63; CaO 0.23; MgO 2.01; H_2O 0.26. Då med hänsyn till strukturen i denna granat av almandintyp huvuddelen av järnet är tvåvärt och i allmänhet endast någon enstaka procent uppträder i trevärd form, torde ovan anförda höga Fe_2O_3 -halt vara oriktig. Det trevärda järnet skall i detta fall till övervägande del sannolikt bedömas som tvåvärt.

De accessoriska mineralen är huvudsakligen knutna till de biotitrika skikten. Sillimaniten bildar sålunda knippen av långsträckt, färglösa prismor parallella med biotitskikten. Andalusiten i prov 1 från Utö bildar ofta cm-stora poikiloblaster, som innesluter övriga mineral, främst kvarts, plagioklas och biotit.

Cordieriten är antingen helt pinitiserad (jfr diagram 1, 62 a, 41 m. fl.) eller genomkorsad av smala pinitfyllda sprickor. Minalet innesluter lokalt små sillimanitnålar. Grafit är allmänt företrätt (se diagram 1) och förekommer i ett par fall i halter upp till 5—10 vol.-% (Skärsåtra, Lidingö och Myrsjön, Värmdö). Minalet bildar mestadels långa lameller, som ofta penetrerar biotiten utmed dess spaltytor. Ett medeltal av fyra kolanalyser i granatådergnejserna gav ca 0.2 % C.

Kristallisationsföljden för de olika mineralen är svår att med säkerhet fastställa ur de beskrivna inbördes relationerna dem emellan. Flera mineral synes ha kristalliserat om en eller flera gånger, beroende på växlande tryck- och temperaturförhållanden. Det är sannolikt, att kalifältspaten till betydande del uppkommit på bekostnad av de pre-existerande glimmermineralen vid hög temperatur och utgör ett av de senast bildade mineralen. I samband med den hydrotermala aktiviteten i åderförgnejsningens slutfas återbildades en del sericit och muskovit, delvis på bekostnad av kalifältspaten och delvis genom kaliinfiltration i plagioklaserna. Denna deuteriska sericit-muskovitbildning återfinns nästan överallt inom sedimentgnejserna och är även utmärkande för de yngre graniterna.

MIGMATITGNEJS, HOMOGEN SMÅPORFYRISK GRANATFÖRÄNDRING

Inom granatådergnejsernas utbredningsområde möter man ofta mer eller mindre välavgränsade zoner av en tämligen massformig, migmatitliknande, grå eller lokalt något rostfärgad bergart med spridda granater. Slingor av biotit, som tydligen representerar relikta s-tytor, förekommer också här och var i nämnda bergart. Vittringsytan kännetecknas av tätt liggande, vita, kaolinvittrade plagioklasindivider eller porfyroblaster med diametrar varierande från ett par upp till fem mm. Bergarten får härigenom ett grovkornigt eller smått porfyriskt utseende. Mera glest och oregelbundet fördelade uppträder blekt röda mikroklinporfyroblaster, ofta av något större dimensioner (fig. 2). Mest karakteristisk och lämpad för studier torde bergarten vara dels i området öster om Kaggfjärden (0c) och söder om Skarpnäcks flygplats (4g), dels i det smala stråket från Enskedetrakten mot OSO till Erstaviken. En tidigare beskrivning av bergarten från sistnämnda område, un-



Fig. 2. Homogen, småporfyrisk, granatförande migmatitgnejs av osäker härkomst. De små ögonen utgörs av plagioklas, de större av kalifältspat. Kärrtorp (5g), Stockholm. Foto P. H. Lundegårdh.

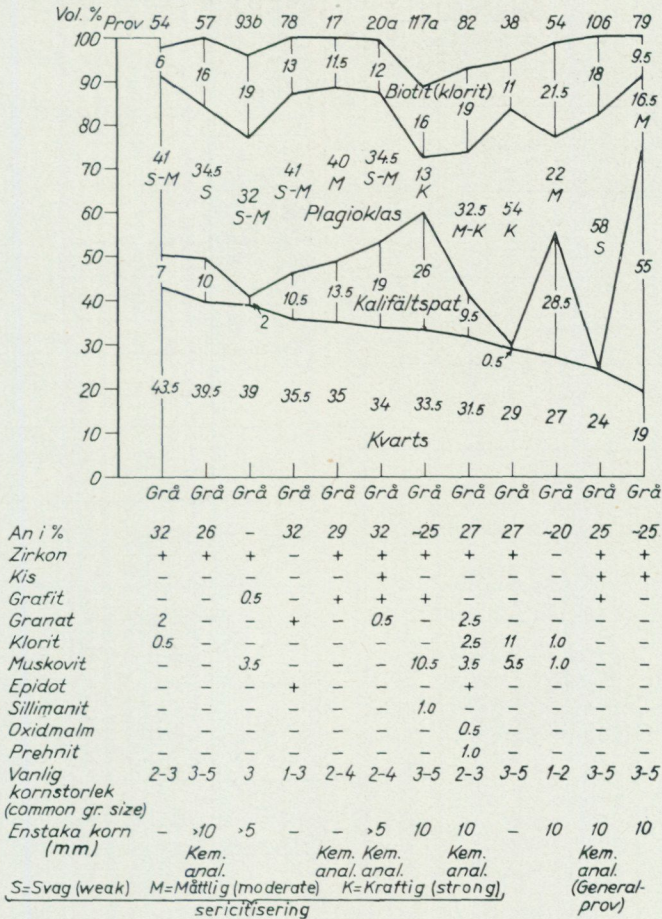
Small-porphyrific, garnet-bearing migmatite-gneiss of dubious origin. Small porphyroblasts of plagioclase and bigger ones of microcline are to be seen in the picture.

der rubriken »Ögonförande granitoid skiffergnejs» (Stålhös, 1962, s. 103—105), är fortfarande i allt väsentligt tillämplig. Frågan om i vad mån bergarten är ett renodlat skiffergnejsderivat, som jag tidigare förmodat, måste dock tills vidare lämnas obesvarad. (Se det följande.) Sundius (1948, s. 23) har tidigare observerat och i sin karta skilt ut den aktuella bergarten (stråket Enskede—Erstavik). Han uppfattar den som en varietet av slirgnejsen (= granatådergnejsen).

En bild av variationen i den mineralogiska sammansättningen hos bergarten framgår av tolv planimetriska analyser i diagram 4. På några undantag när och särskilt beträffande de mest karakteristiska leden dominerar plagioklas över kalifältspat, den senare en mikroklinpertit. Av slipprov framgår, att plagioklasen liksom pertiten bildar regellöst anordnade, något kantrundade rektangulära individer, vilka oftast är väl avgränsade från varandra genom undulös, fältuppdelad kvarts. Plagioklasen är helt eller delvis fylld med sericit eller större muskovit-tavlor. I gränsen mellan de båda fältspaterna uppträder lokalt myrmikit. Biotiten är brun och lokalt kloritomvandlad. Den är regellöst infogad mellan fältspattav-lorna i den mån tidigare nämnda relikta s-tytor icke spelar en alltför framträdan-

Diagram 4. Mineralfördelningen inom homogen, småporfyrisk, granatförande migmatitgnejs från kartområdet

Mineral composition of small-porphyritic garnet-bearing migmatite-gneiss from the mapped area



- 54. 1 km SV—VSV om Snäckstavik (1c), ca 4 km SV om Grödinge k:a, kbl Stockholm SV.
- 57. Närsta (5b), ca 2.5 km NV om Ekerö k:a, kbl Stockholm NV.
- 93b. 1 km S om Isstadion Johannesshov (5f), Stockholm, kbl Stockholm NO.
- 78. I viken ca 800 m S om Bornö (4b), ca 3 km NV om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
- 17. S om Hallsta (3c), ca 2 km SV om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
- 20a. 750 m S om Söderängstorp (0c), O om Kaggfjärden, ca 6 km S om Grödinge k:a, kbl Stockholm SV.
- 117a. Ca 500 m NNV om Brännkyrka k:a (5f), kbl Stockholm NO.
- 82. O om stora vägskalet i Träkivsta (4c), Ekerö k:n, kbl Stockholm SV.
- 38. Vid vägen 500 m O om Ulvsjön (5g), N om Ältasjön, Nacka, kbl Stockholm NO.
- 54. 500 m NV om Rastaborg (5b), västra Ekerön, Ekerö k:n, kbl Stockholm NV.
- 106. Ca 1.5 km SO om Björkhagens stn, Kärrtorp (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
- 79. Ca 800 m SSO om Bornö (4b), ca 3 km NV om Salems k:a, kbl Stockholm SV.

Tabell 4. Kemiska analyser av homogena, småporfyriska migmatitgnejsjer från kartområdet
Chemical analyses of small-porphyritic, garnet-bearing migmatite-gneisses from the mapped area

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O > >105°C	H ₂ O < <105°C	Σ
1(2z)	72.0	0.4	14.0	4.9	—	—	1.7	1.0	2.3	3.8	—	1.0 ¹	—	101.1
2(1z)	72.2	0.4	14.4	5.1	—	—	1.6	1.0	2.3	3.3	—	1.0 ¹	—	101.3
3(3z)	73.0	0.4	14.2	5.6	—	—	1.5	1.0	2.2	3.5	—	1.2 ¹	—	102.6
4(82)	69.4	0.42	12.9	2.35	3.96	0.17	1.8	1.4	2.0	2.7	0.02	2.89 ¹	—	100.01
5(17)	72.2	0.49	12.4	0.50	4.32	0.04	1.6	1.9	2.6	3.0	0.02	1.37 ¹	—	100.44
6(20a)	68.5	0.5	15.0	5.8	—	0.09	1.8	1.4	1.9	4.5	—	0.9 ¹	—	100.4
7(57)	69.0	0.4	15.5	4.6	—	0.06	1.0	1.9	2.7	3.1	—	0.7 ¹	—	99.0
Medelvärde (mean value)	70.90	0.43	14.06	1.43	4.14	0.09	1.57	1.37	2.29	3.41	0.02	1.29 ¹	—	99.71

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Katjon Anions/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 4	Katjonprop. Propn. of Cations
1(2z)	357	41	30	6	23	0.52	0.41	165	1	12	177.5	—	K > Na > Mg > Ca
2(1z)	358	42	31	6	21	0.49	0.38	174	1	15	177.0	—	Na > K > Mg > Ca
3(3z)	359	41	32	5	22	0.51	0.35	171	1	14	178.0	—	K > Na > Mg > Ca
4(82)	337	37	38	7	18	0.48	0.34	165	1	12	182.9	(82)	Na > K > Mg > Ca
5(17)	357	36	32	10	22	0.43	0.37	169	2	4	176.7	(17)	Na > K > Mg > Ca
6(20a)	309	40	32	7	21	0.61	0.38	125	2	12	174.9	(20a)	K > Na > Mg > Ca
7(57)	331	44	24	10	22	0.43	0.30	143	1	12	175.1	(57)	Na > K > Ca > Mg
Medelvärde (mean value)	337	39	33	7	21	0.49	0.34	153	1	11	176.2	—	Na > K > Mg > Ca

¹ Glödningsförlust. Loss by ignition.

1. Kärrtorp (5g), 1.5 km SSO om Björkhagens stn, kbl Stockholm NO. — (Se Stålhös, SGU, ser C 587, s. 122 analys 2z.)
2. Kärrtorp (5g), 1.2 km S om Björkhagens stn, kbl Stockholm NO. — (Se Stålhös, SGU, ser C 587, s. 122 analys 1z.)
3. 1 km SSV om Björkhagens stn (5g), nära skola i Kärrtorp, kbl Stockholm NO. — (Se Stålhös, SGU, ser C 587, s. 123 analys 3z.)
4. O om vägskälet i Träkvista (4c), Ekerö k:n, kbl Stockholm SV. Nr 82, analys P 978: V. Grundulis.
5. S om Hallsta (3c), ca 2 km SV om Salems k:a, kbl Stockholm SV. Nr 17, analys P 977: V. Grundulis.
6. 750 m S om Söderängstorp (0c), O om Kaggfjärden ca 6 km S om Grödinge k:a, kbl Stockholm SV. Nr 20a, analys P 348: B. Rönnholm.
7. Närsta (5b), ca 2.5 km NV om Ekerö k:a, kbl Stockholm NV. Nr 57, analys P 354: B. Rönnholm.

de roll. Granaten uppträder som rundade, delvis idiomorfa kristaller och genomdras av kloritfyllda sprickor. Mineralens inbördes relationer liknar dem hos en stelningsstruktur. Bergarten visar också lokalt ett plastiskt eller intrusivt uppträdande gentemot omgivningen. Brottstycken av både gnejsgranit och ljus metaarenit (Stålhös 1964, fig. 5) påträffas sålunda på flera ställen, bl. a. nordost om Enskede idrottsplats och i Kärrtorp (5 g). Till skillnad från granatådergnejserna, som också uppträder plastiskt (s. 33), är texturen vanligen oregerad och bergartens utseende närmast granitiskt. Av biotit markerade s-tytor kan ofta spåras långt in i den granitliknande migmatitbergarten. Inom den senares utbredningsområden, främst kanske norr om Näslandet (1bc), blir gränsdragningen gentemot där förekommande granatådergnejsjer ofta något godtycklig.

Sju kemiska analyser på bergarten och ett medelvärde av dessa framgår ur tabell 4. Av kolumnen för katjonproportioner i tabellen framgår att den för skiffergnejsjer karakteristiska dominansen av K över Na icke har någon motsvarighet i den omtalade migmatiten. I stället råder ett intermediärt förhållande mellan de båda nämnda komponenterna. I relation till skiffergnejserna visar f. ö. migmatiten högre Niggli-värden för si, c och alk men lägre värden för fm, mg, k och t. Sistnämnda värde, dvs. Al-överskottet, är mindre än hälften av det hos skiffergnejserna (jfr f. ö. diagram 2 a—f). En jämförelse mellan de senare och deras eventuella migmatitiserade motsvarigheter i respektive tabell 2 och 4 framgår av tabell 3 b. Båda medelvärdena har omräknats till katjonprocent för lika volym. En förmodad övergång från skiffergnejsjer till den aktuella migmatiten skulle i huvudsak ha inneburit en ökning av Na^+ , Ca^{2+} och Si^{4+} och en samtidig minskning av främst H_2O , Mg^{2+} , Al^{3+} , Fe^{tot} och K^+ . Omvandlingen skulle vidare ha inneburit en obetydlig volymminskning på ca 2 % (se tab. 3 b) beroende på att tillskottet av Si^{4+} med tillhörande syreatomer volymmässigt icke helt förmått kompensera den stora förlusten av vatten. I vilken utsträckning den aktuella bergarten verkligen skall tolkas som ett derivat av skiffergnejs har hittills icke varit möjligt att avgöra. Det är i första hand de fältmässiga relationerna, som pekar i en dylik riktning.

Ett annat alternativ värt att pröva innebär att de omtalade migmatiterna

primärt utgjorts av gnejsgraniter, som i växlande utsträckning förändrats genom assimilation av argillitiska sediment i riktning från en tonalitisk till en mera granodioritisk sammansättning. Dyliga främst på vatten och kalium anrikade gnejsgraniter har sedermera till skillnad från icke modifierade led antagligen regenererats och därigenom förlorat den tidigare skiffriheten i samband med regionalmetamorfosens kulmination. Migmatitens rent intrusiva uppträdande, belagt bl. a. genom förekomsten av brottstycken av icke regenererad gnejsgranit (se s. 47), kan liksom dess lokalt förekommande skarpa avgränsningar mot sistnämnda bergart (t. ex. i Erstaviksområdet (4 h)) tyda härpå. Andra kriterier, som pekar i samma riktning, är migmatitens struktur (s. 47) och dess om odeformerade urgraniter påminnande utseende. Vidare finner man bergarten ofta nära invid eller i direkt fortsättning av gnejsgranitiska stråk. I vissa områden är det f. ö. mycket svårt att avgränsa de senare från den aktuella migmatiten, t. ex. i områdena söder om Årsjön (2i) och sydväst om Ekeby (0f).

Vilken av ovannämnda tolkningar av den aktuella migmatitens ursprung, som är mest sannolik, eller om andra alternativ är möjliga, t. ex. att ursprungsmaterialet varit mera gråvackebetonat, har hittills inte kunnat fastställas. Denna fråga får därför tills vidare lämnas öppen.

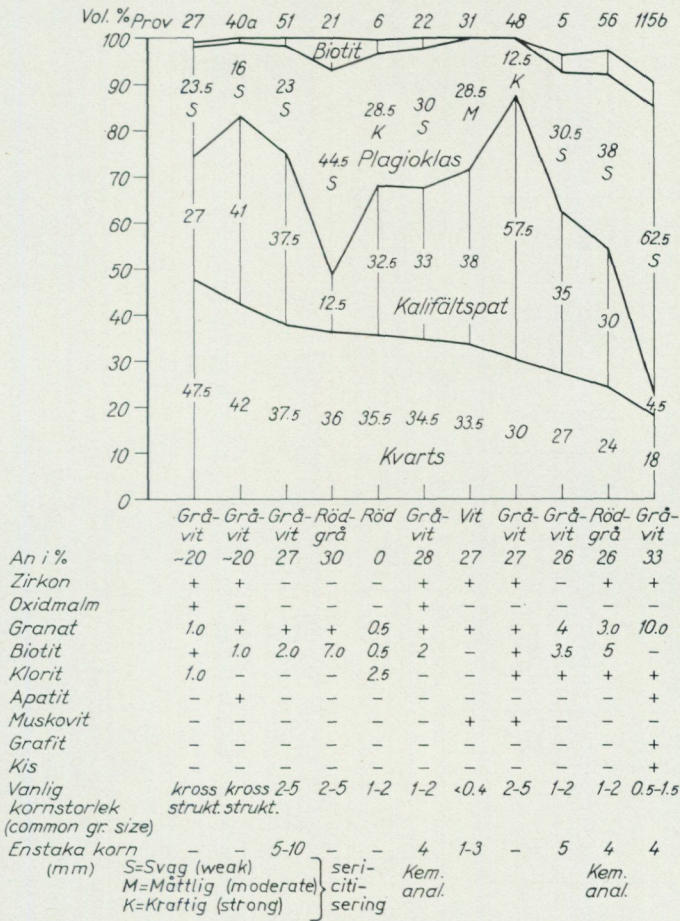
GRANITISK, GRANATFÖRANDE GNEJS

Inom kartans sydöstra del förekommer på ett flertal ställen gråvita eller lokalt rödgrå, granatförande granitiska bergarter. Dessa har en fullt iakttagbar parallellstruktur. S-ytorna markeras delvis av biotit och delvis på ett karakteristiskt sätt av små granater anordnade i pärlbandslika rader. Sistnämnda företeelse kan särskilt väl studeras inom ett område ca 2 km nordost om Tungelsta stn (1f).

Bergartens mineralogiska sammansättning framgår av elva planimetriska analyser i diagram 5. Mikroklinpertitisk kalifältspat dominerar i allmänhet över en måttligt sericitomvandlad plagioklas av oligoklassammansättning. Myrmekitbildning är vanlig i gränsen mellan de båda fältspaterna. En gulbrun biotit är mycket sparsamt företrädd. Granat förekommer som tämligen väl rundade, idiomorfa kristaller rikligt genomdragna av kloritfyllda sprickor. Ibland (27, diagram 5) bildar granaten långsträckta enkristaller parallella med s-ytorna. Om man bortser från den tämligen svaga parallellstrukturen, är bergarten i huvudsak granitisk med hypidiomorfa till xenomorfa, regellöst anordnade fältspattavlor omgivna av undulösa kvartsfält. Kornstorlekarna växlar vanligen från 1 à 2 upp till 5 mm. I en finkornig aplitisk varietet (31, diagram 5) förekommer endast spridda större fältspattavlor från 1 till 3 mm i diameter. Proverna 27 och 40 a visar en sannolikt helt lokalt bildad, sen krosstruktur med rekristalliserade, kraftigt reglerade kvartsfält parallella med ovan nämnda s-tytor. Den särskilt plagioklasrika bergarten i prov 115 b är ej med säkerhet genetiskt samhörig med övriga led i diagrammet. Den uppträder nämligen helt isolerad i form av ett några dm brett, konformt lager

Diagram 5. Mineralfördelningen inom granatförande granitiska gnejser från kartområdet

Mineral composition of garnet-bearing, granitic gneisses from the mapped area



- 27. 400 m V om Vreta (1f), ca 2 km NO om Tungelsta stn, Västerhaninge k:n, kbl Stockholm SO.
- 40a. 500 m NV om Alvastorp (1g) i stora höjden ca 3 km SO om Västerhaninge k:a, kbl Stockholm SO.
- 51. Höjden 750 m N om Tyresta (2h), ca 6 km O om Handens kapell, Österhaninge k:n, kbl Stockholm SO.
- 21. 1 km SV om Småhamra (2h), ca 4 km ONO om Österhaninge k:a, kbl Stockholm SO.
- 6. Höjdens raststuga (3i), ca 1.5 km S om Tyresö-Flaten, kbl Stockholm SO.
- 22. Ca 750 m S om Handens kapell (2g), Österhaninge k:n, kbl Stockholm SO.
- 31. Ca 300 m V om Tungelsta stn (1f), Västerhaninge k:n, kbl Stockholm SO.
- 48. Block från stora sandtaget i Vändelsömalmen (2h) härrörande från ett stråk S om Handens kapell, kbl Stockholm SO.
- 5. Höjdens raststuga (3i), ca 1.5 km S om Tyresö-Flaten, kbl Stockholm SO.
- 56. Höjdens raststuga (3i), ca 1.5 km S om Tyresö-Flaten, kbl Stockholm SO.
- 115b. 750 m VSV om Hacksjön (2e), ca 4 km SO om Tullinge stn, Botkyrka k:n, kbl Stockholm SV.

Tabell 5. Kemiska analyser av granatförande granitisk gnejs från kartområdet

Chemical analyses of garnet-bearing granitic gneiss from the mapped area

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O > >105°C	H ₂ O < <105°C	Σ
1(56)	72.8	0.17	14.3	0.05	1.72	0.04	0.7	1.6	3.0	4.7	0.04	0.80	0.28	100.20
2(22)	73.0	0.23	13.9	0.33	1.73	0.03	0.7	1.1	2.5	5.8	0.09	0.45	0.26	100.12
Medelvärde (mean value)	72.9	0.20	14.1	0.19	1.72	0.03	0.7	1.35	2.75	5.25	0.06	0.62	0.27	100.16

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Katjon Anions/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 5	Katjonprop. Propn. of Cations
1(56)	390	45	14	9	32	0.51	0.41	162	1	4	173.6	(56)	K > Na > Ca > Mg
2(22)	400	45	15	7	34	0.61	0.39	164	1	4	172.8	(22)	K > Na > Ca > Mg
Medelvärde (mean value)	395	45	15	8	33	0.56	0.40	163	1	4	173.2	—	K > Na > Ca > Mg

1. Rödgrå granatförande granitisk gnejs (*reddish-grey garnet-bearing granitic gneiss*). — Höjdens raststuga (3i), 4 km SV—SSV om Tyresö k:a, kbl Stockholm SO. Nr 56, analys P 969: V. Grundulis.
2. Gråvit granatförande granitisk gnejs (*greyish-white garnet-bearing granitic gneiss*). — Ca 750 m S om Handens kapell (2g), Österhaninge k:n, kbl Stockholm SO. Nr 22, analys P 968: V. Grundulis.

i en starkt förskiffrad porfyroblastförande gnejs sydväst om Hacksjön (2e). Strukturen är helt massformig, aplitisk, och de rikligt uppträdande granaterna innesluter samtliga poikilitiskt såväl plagioklas som kvarts. Granaterna tycks här vara senare kristalliserade än i övriga fall.

Den granitiska gnejsens relationer till omgivningen är något växlande och ofta inte helt entydiga. I ett ca 75 m brett stråk 500 m nordväst om Västerhaninge stn är gränsen mot omgivande granatådergnejs förhållandevis skarp. I en mindre håll, åter, ca 750 m väster om Tungelsta stn, genomsätts ådergnejs och grönsten av en gråvit granatförande granitisk gnejs, som sannolikt är besläktat med de här aktuella leden och delvis associerad med pegmatit. Även i det största av stråken söder om Handens kapell (2g) och i området norr om Lissmasjön och Ådran (2f) är gränserna mellan granatådergnejs—granitisk gnejs och den i förra kapitlet beskrivna migmatiten ytterst diffusa.¹

Genetiskt kan därför den granitiska gnejsen möjligen vara jämförbar med sistnämnda migmatit. Det är huvudsakligen proportionerna mellan plagioklas och kalifältspat, som skiljer de båda bergartsleden åt (jfr diagram 4 och 5). Möjligen har vi i detta fall att göra med regenererade sura gnejsgraniter. Uppträdandet av den granitiska gnejsen i den geografiska förlängningen av vissa sura gnejsgranitstråk kan tyda härpå. Sålunda upplöses den sura hyperstenförande gnejsgraniten söder om Kvarnsjön (3f) i bergarter, som liknar den aktuella granitiska gnejsen. Även Handenstråket med sin fortsättning norr om Tyresta (2h) tycks ligga i förlängningen av en sur hyperstenförande gnejsgranit, som kilar ut ca 1 km sydost om Stensjön (3i).

Den kemiska sammansättningen hos två representativa prover av den granitiska gnejsen framgår av tabell 5 (jfr diagram 5, prov nr 22 och 56). Värdena liknar närmast dem hos de yngre graniterna av eutektisk sammansättning (jfr i tab. 11 kolumnerna 7, 8, 9 och 10). Bergartens låga Fe-Mg-halter (tab. 5) motsvaras av en genomgående låg modal biotithalt i diagram 5.

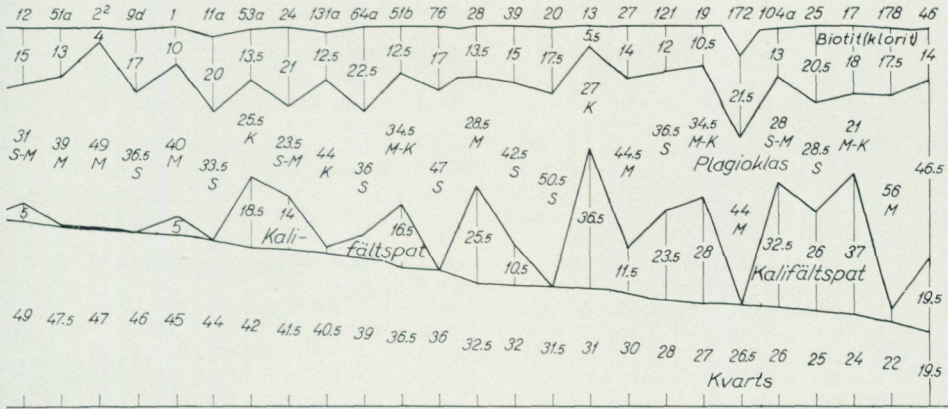
Den utseendemässigt något särpräglade och problematiska bergart, som den omtalade kalirika migmatitgnejsen utgör, har en tämligen obetydlig utbredning jämfört med den i föregående avsnitt skildrade migmatiten av intermediär sammansättning.

METAARENITISK GNEJS—GRÅVACKEGNEJS OCH ASSOCIERADE MIGMATITER

De i rubriken anförda bergarterna visar en ganska starkt varierande mineralogisk sammansättning, vilket bäst framgår av de ca 45 grafiskt representerade planimetriska analyserna i diagram 6. I den följande redogörelsen har jag valt att först behandla de mineralogiskt och petrografiskt mest väldefinierade bergarterna,

¹ Av praktiska skäl inkluderar migmatitbeteckningen i Lissma—Ådran-området även granitisk gnejs och ådergnejs.

Variation of mineralogical composition in meta-arenitic gneisses—greywacke-gneisses and associated migmatites within the mapped area and Utö



~20	olig.	-	45	-	32	olig.	~20	35	~20	olig.	27	-	30	17.5	olig.	olig.	~30	25	34	20-30	22.5	~20	32	27											
-	+	-	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	0.5	+	+	+	0.5											
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+											
+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	-	+	-	2.5	-	-	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	2.5	4	-	-	12	+	-	10.5	5.0	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	0.5	-	-	-	-	-	-	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
-	-	-	T	T	-	T	S	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
1-2	<0.5	0.5	0.3	0.6	0.1	0.2	0.3	0.6	<0.5	<0.5	0.4	0.6	0.1	0.2	<0.5	~1	0.5	1	0.3	0.6	0.2	0.4	<1	<0.3	<0.7	<1	-	<0.5	<0.4	<0.5	0.5	1	0.5	1	
-	-	-	>1	-	-	-	2	-	10	-	2	-	1.5	-	>1	-	>1	1	-	2	-	1	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ag (weak)	M=Mättlig (moderate)	K=Kraftig (strong)															Kem. anal.	Kem. anal.											Kem. anal.						
sericitisering																																			

- 49a. S om Näsängen, södra, mellersta Breviksnäs (0j), västra Ornö, kbl Stockholm SO.
- 62b. 500 m O om Kaggeholm, Lillön (5b), Ekerö k:n, kbl Stockholm NV.
- 21. Den nordligaste av Breviks Skrakholmar (0j), SV om Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 69. 500 m O om Degerby (7b), ca 1.5 km SV om Hillehög k:a, kbl Stockholm NV.
- 63. 2 km SO om Stockholms-Näs k:a (9b), kbl Stockholm NV.
- 9b. Hagsätra (4f) invid Huddingevägen ca 1 km V om Vantör, Stockholm, kbl Stockholm SO.
- 21. Lilla Sillvik, östra Utö. (Se Stålhös, SGU, ser C 587, s. 63.)
- 12. Östra Fågelön (5e), ca 5 km OSO om Lovö k:a, Ekerö k:n, kbl Stockholm NV.
- 22. Persholmen, västra Utö. (Se Stålhös, SGU, ser C 587, s. 64.)
- 51a. Backebo (9a), ca 2 km V om Bro k:a, kbl Stockholm NV.
- 9d. Hagsätra (4f) invid Huddingevägen ca 1 km V om Vantör, Stockholm, kbl Stockholm SO.
- 1. Persholmen, västra Utö. (Se Stålhös, SGU, ser C 587, s. 64.)
- 11a. Lillön (4b), centrala delen, ca 500 m ONO om Bockholmssund, Ekerö k:n, kbl Stockholm SV.
- 53a. S om Tibble (9b), ca 1 km SV om Stockholms-Näs k:a, kbl Stockholm NV.
- 24. Ca 800 m V om Frölunda (9b), ca 3.5 km SV om Stockholms-Näs k:a, kbl Stockholm NV.

- 131a. Korsningen E 4 och järnvägen vid I 1:s grindar, Sörentorp (7e), Solna, kbl Stockholm NV.
- 64a. Norra stranden av Storholmen (0j), ca 1 km V om Hässelmara brygga, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 51a. Backebo (9a), ca 2 km V om Bro k:a, kbl Stockholm NV.
76. 250 m NV om Stormalm (2c) beläget 3 km NO om Grödinge k:a, kbl Stockholm SV.
28. 750 m O om Bosöns idrottsinstitut (7h), Lidingö, kbl Stockholm NO.
39. Ca 400 m O om Fors (1g), ca 2.5 km SSO om Västerhaninge k:a, kbl Stockholm SO.
20. Den nordligaste av Breviks Skrakholmar (0j), SV om Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO.
13. 750 m NV om Vällingby centrum (6d), Stockholm, kbl Stockholm NV.
27. Grönvreten (8c), ca 1.5 km NNV om Jakobsbergs stn, Järfälla k:n, kbl Stockholm NV.
121. 1 km NO om Nytorp (2e), östra stranden av Kvarnsjön, Huddinge k:n, kbl Stockholm SV.
19. 600 m N om Kolbotten (2j), ca 3.5 km NNO om Dalarö kapell, kbl Stockholm SO.
172. Stockholm Norra stn (6f), kbl Stockholm NO.
- 104a. NV om Söderby (7a), nära kartgränsen på Munsön, Ekerö k:n, kbl Stockholm NV.
25. 50 m N om Skrinhäll (9b), ca 3 km VNV om Stockholms-Näs k:a, kbl Stockholm NV.
17. Ca 700 m NV om Österby (6c), ca 2.5 km NO—ONO om Svartsjö, Svartsjölandet, kbl Stockholm NV.
178. Stor-Ångsholmen (6j), SO om Lagnö, ca 3.5 km NO om Gustavsbergs k:a, kbl Stockholm NO.
46. SV om Kläppholmen (0h), ca 1 km O om Oxnö, SV-Gålö, kbl Stockholm SO.

nämligen de kvartsrika metaarenitiska gnejserna inom den vänstra halvan av diagram 6. Med utgångspunkt från dessa skall ett försök göras till karakteristik av övriga, fältspatrikare led, vilka här sammanfattats under beteckningen gråvackegnejser och associerade migmatiter.

Som tidigare framhållits (s. 24), utgör metaarenitiska inlagringar en mycket underordnad del av granatådergnejsernas (alt. metaargilliternas) totala volym. Inom kartans centrala zon är de inbördes relationerna mellan metaarenit och metaargillit uppskattningsvis 1 : 10. Ett omvänt förhållande syns i huvudsak råda dels inom skärgården i sydost och dels inom kartans nordligaste delar, där metaarenitiska gnejser och gråvackegnejser dominerar. Som exempel på lokaler, där förhållandet metaarenit—metaargillit är mindre extremt, kan nämnas en välbevarad lagerserie väster om Ekerö k:a, där metaarenit intar ca 1/3 av volymen. Utmed södra stranden av Dalarö, åter, utgör metaareniterna ca 2/3 av hela volymen. Metaarenitlagren är vanligen mellan några få centimeter upp till ett par decimeter breda. Mestadels bildar de veckade och sönderslitna inneslutningar i de intensivt småveckade, mindre kompetenta granatådergnejserna (se fig. 1). De tunnaste skikten, dvs. de som har en bredd under en cm, har vanligen på grund av en alltför ringa tektonisk kompetens mer eller mindre fullständigt utplånats vid veckningen och åderförgnejsningen och införlivats med de omgivande granatådergnejserna. Bredare lager, åter (från någon till ett hundratal meter), har icke undergått småveckning på grund av en stor relativ kompetens. De bildar därför vanligen långa, raka stråk som det VNV om Ekerö k:a.

De metaarenitiska gnejserna har tidigare utförligt behandlats av mig, dels

1962 (s. 55—63) under rubriken mörka, metaarenitiska-subgråvackegnejser (oligoklasgnejser), dels i något avkortad form i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (1964, s. 25—28) under kapitlet subgråvackegnejser. Ur mineralogisk synpunkt kan bergarten närmast betecknas som en biotit-plagioklaskvartsit eller biotit-plagioklasgnejs. Utöver de ca 30 planimetriska analyserna av metaareniter i diagram 6 (vänstra delen) från kartbladsområdena Stockholm NV, SV och SO har tidigare 15 analyser publicerats och beskrivits från NO-bladet (1964, s. 26). Exempelen är hämtade dels från områden, där bergarten dominerar eller bildar mäktiga bankar, dels och måhända till övervägande del från mindre skivformade och veckade lager i ådergnejserna eller brottstycken inom gnejsgraniterna. Bergarten är i sin typiska utbildningsform jämn- och finkornig. Den har kvartsitisk prägel med en fettartad glans, betingad av det rikliga kvartsinnehållet. Färgen är mestadels mörkt gråblå eller grå, vilket motiverat min tidigare (1962) införda beteckning »mörk metaarenit» för bergarten ifråga. Kornstorlekarna faller merendels inom intervallet 0.2—0.4 mm (se diagram 6) och i bättre bevarade led, som på Utö (ca 10 km söder om kartans sydkant), förekommer diametrar om 0.1—0.2 mm. Bergarten har en lätt förgnejsad, granoblastisk struktur, där s-ytona i första hand markeras av korta parallellställda biotitflagor men delvis också av något reglerade, svagt tillplattade kvartsfält. Kvartsen, som är undulös, bildar 50—65 vol.% av mineralinnehållet med de yttre variationsgränserna belägna mellan 40 och 80 %. Plagioklasen utgör 25—30 vol.%, med extremvärden mellan 10 och 40 %. Anortithalten ligger oftast mellan 20 och 30 %, men lokalt har 75 % noterats (proverna 9 a, 9 b och 9 c). Till och med inom samma slip (t. ex. 9 b) växlar plagioklasens anortithalt från skikt till skikt. Detta torde bero på att ursprungssedimentet haft en varierande kalkhalt. (Jfr även den höga An-halten i de ljusa metaareniterna s. 68.) I ett par fall uppträder ren albit (jfr nr 180 och 173 i diagram 3 samt Stålhös 1962, diagram 4 och s. 59). För övrigt är plagioklasen mestadels måttligt sericitiserad (se diagram 6) och innehåller i några fall (62 b) små sillimanitnålar.

Av sammanlagt 45 planimetrerade mörka metaareniter från kartområdet har tolv visat sig innehålla kalifältspat i nämnvärda mängder, från ca 5 till 20 %. Plagioklasen i dessa prov syns minska i motsvarande grad som kalifältspaten ökar. Det senare mineralet bildar emellanåt små porfyroblaster och poikiloblaster (proverna 49 a och 24). I prov 24 ersätts t. ex. plagioklasen fullt tydligt av kalifältspat inom poikiloblasten, medan kvartskornen kvarstår. För övrigt uppträder den mikroklinpertitiska kalifältspaten ofta oregelbundet skiktvis i flikiga fält. Man kan ej säkert avgöra, om mineralet är en i huvudsak primär, ehuru rekristalliserad, komponent eller om ett tillskott av kalium betingad dess uppkomst på plagioklasens bekostnad. Det sista alternativet förefaller vara det mest sannolika av skäl, som sedermera skall beröras. Som exempel kan nämnas, att proverna 110 och 59 i diagram 3 även tidigare bedömts såsom sekundärt kaliinfiltrerade (s. 59, 1962). Biotit uppträder vanligen i halter mellan 10 och 20 vol.%. Mineralet är

Tabell 6. Kemiska analyser av metaarenitisk gnejs från kartområdet och Utö

Chemical analyses of meta-arenitic gneisses from the mapped area and Utö (for position see Fig. 30)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O > >105°C	H ₂ O < <105°C	Σ
1(1b)	78.0	0.37	10.3	0.40	2.73	0.03	1.2	0.9	2.6	2.2	0.09	1.3	0.3	100.42
2(11)	83.0	0.42	7.5	0.34	2.79	0.02	1.0	0.6	1.6	1.4	0.07	1.2	0.29	100.23
3(62b)	78.4	0.4	10.3	3.2		<0.05	0.9	0.9	1.8	2.5	—	0.6 ¹	—	99.0
4(1g—7g)	73.43	0.55	11.85	0.68	4.35	0.06	1.95	2.36	1.71	1.64	0.09	1.09	0.09	99.85
5(11933)	85.00	0.27	8.30	0.23	1.30	<0.1	0.48	2.10	2.10	0.73	—	0.10	—	—
6(408)	79.20	0.34	9.93	0.18	2.04	0.05	0.94	1.43	2.83	1.23	0.13	0.50	—	98.80
7(504)	73.99	0.13	14.47	0.43	1.71	0.05	0.99	3.84	2.86	1.15	0.04	0.51	—	100.17
Medelvärde (mean value)	78.7	0.35	10.4	0.38	2.48	0.04	1.06	1.7	2.2	1.55	0.08	0.76	0.23	99.93

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Kation Anions/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 6	Kationprop. Propn. of Cations
1(1b)	508	39	29	6	26	0.36	0.41	304	2	7	182.3	—	Na > K > Mg > Ca
2(11)	713	38	35	7	21	0.37	0.37	529	3	10	188.8	(11)	Na > K > Mg > Ca
3(62b)	553	43	27	7	24	0.48	0.35	357	2	12	182.9	(62b)	Na > K > Mg > Ca
4(1g—7g)	380	36	37	13	14	0.38	0.40	224	2	9	179.8	—	Na > Mg > Ca > K
5(11933)	727	42	17	19	22	0.19	0.36	539	—	1	—	—	Na > Ca > K > Mg
6(408)	556	41	23	11	25	0.22	0.43	356	2	5	—	—	Na > K > Ca > Mg
7(504)	380	44	17	21	18	0.21	0.45	216	1	5	—	—	Na > Ca > Mg > K
Medelvärde (mean value)	525	41	27	12	20	0.31	0.41	345	2	7	183.4	—	Na > K > Ca > Mg

¹Glödningsförlust. Loss by ignition.

1. Mörk finkornig metaarenit (*dark fine-grained meta-arenite*). — Huvudmineral: kvarts, plagioklas. Väsentliga mineral: biotit, klorit. Underordnade mineral: sericit, kalfältspat. Accessorier: apatit, zirkon, turmalin, titanit, malmmineral. Kornstorlek (*grain-size*): 0.1—0.2 mm. — Mellan stora och lilla Sillvik, östra Utö, Stockholms skärgård. Nr 1b, analys P 749: V. Grundulis.
2. Gråblå metaarenit (*greyish-blue meta-arenite*). — Rönnskär (0j), S om Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 11, analys P 971: V. Grundulis.
3. Mörk finkornig metaarenit (*dark fine-grained meta-arenite*). — 500 m O om Kaggeholm (5b), Lillön, Ekerö k:n, kbl Stockholm NV. Nr 62b, analys P 352: B. Rönnholm.
4. Mörk finkornig metaarenit (*dark fine-grained meta-arenite*). — (Se Stålhös, SGU ser C 587, s. 134 analys 1g—7g.) — Generalprov (*general sample*), 22 prov från 7 olika lokaler inom Årsta—Björkhagenområdet, kbl Stockholm NO.
5. Grå gnejs (*grey gneiss*). — (Se S. Gavelin 1960, GFF 82, tab. 4 analys 11933.) — Johanneshov, kbl Stockholm NO.
6. Mörk gnejs (*dark gneiss*). — (Se W. Larsson 1932, s. 96 analys 408.) — O om Restavik östra Utö.
7. Mörk gnejs (*dark gneiss*). — (Se W. Larsson 1932, s. 108 analys 504.) — O-kusten av Utö.

pleokroitiskt i svagt ljusgult till rödbrunt och bildar korta, relativt väl parallellanordnade fjäll. Kloritomvandling kan emellanåt iakttas.

Granat förekommer ofta, men i små mängder. Accessoriskt tillkommer zirkon, apatit, titanit, epidot och turmalin samt opakmineralen svavelkis, oxidmalm och grafit. Turmalin, zirkon och titanit har vanligen väl avrundade former och kan möjligen vara reliktklastiska. Grafiten uppträder som långa, platta lameller, ofta parallellt inlagrade utmed biotitens spaltytor. I enstaka fall noteras cordierit, då ofta som serpentinomvandlade pseudomorfoser. Cummingtonit har observerats i ett fall inom metaareniterna på kartbladet Stockholm NO. Beträffande ytterligare mikroskoperingsdata hänvisas till mitt arbete av år 1962.

Den kemiska sammansättningen hos de mörka metaareniterna framgår av inalles sju analyser i tabell 6. De tre första av dessa har icke tidigare publicerats, medan den fjärde analysen utgör ett generalprov ur 22 provbitar från sju lokaler inom Årsta—Björkhagenområdet. Typiskt för bergarterna är hög SiO_2 -halt samt relativt höga Na_2O - och CaO -värden jämfört med K_2O , allt i fullständig motsats till skiffer- och granatådergnejserna. Summan av alkalier är också mycket lägre än i de sistnämnda. Katjonproportionerna varierar något (se tabell 6), men Na är alltid större än de övriga komponenterna K, Mg och Ca. Den kemiska sammansättningen motsvarar mycket nära den hos normala subgråvackor (jfr t. ex. Pettijohn 1949, s. 256). Diagram 2 a, b, c, d, e och f ger en grafisk representation av Niggli-värdenas fördelning inom bergartsgruppen. Mest iögonfallande är den stora spridningen av si-talen samt k-värdena, vilka alla underskrider 0.5, i motsats till förhållandena hos skiffergnejserna. Andra kontraster gentemot de senare utgör de högre c-värdena, de något lägre fm-värdena samt det låga Al-överskottet (t). Kontrasterna mellan metaareniterna och metaargilliterna belyses ytterligare av diagram 3, där fördelningen av K_2O , Na_2O och CaO (mol.-%) inom de båda bergartstyperna kan studeras. Den kemiska uppdelning mellan K-rika metaargilliter och mera Na-Ca-betonade kvartsitiska metaareniter, som man

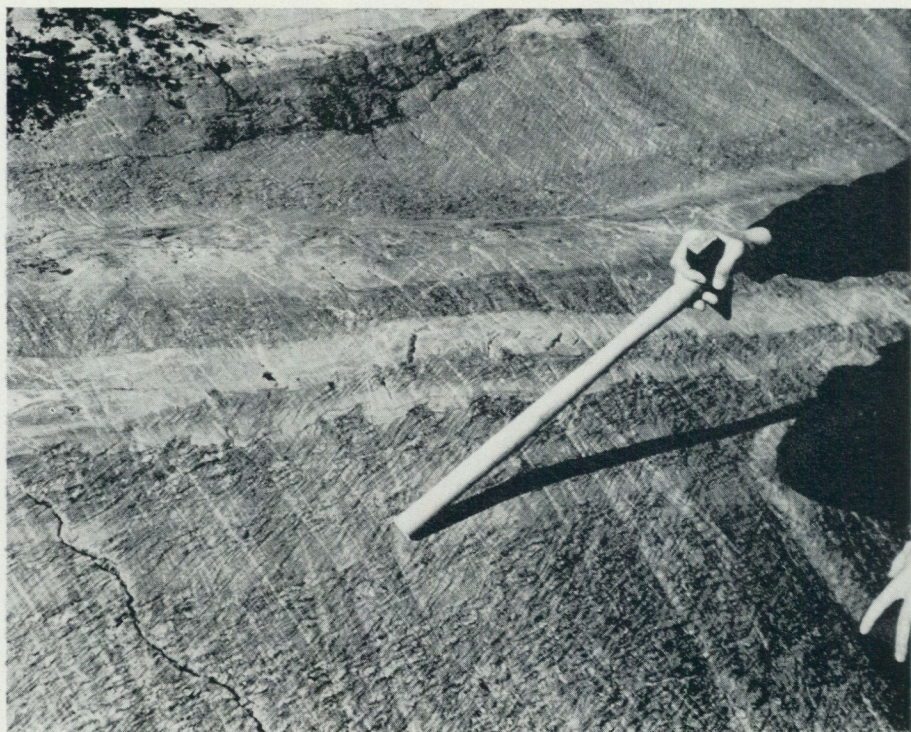


Fig. 3ab. Växellagring mellan väl bevarade metaargillitiska och metaarenitiska skikt där även »graded bedding» kan iakttas. 3a visar ett speciellt mäktigt lager av metaargillit i bildens nedre del. Östra Utö i höjd med Långskär. Foto Th. Lundquist.

Well-preserved interlayered beds of meta-arenite and meta-argillite. »Graded bedding» is also visible.

finner icke bara inom de bättre bevarade delarna av berggrunden, t. ex. på Utö (fig. 3 a och b) och Ornö, utan också inom de av åderförgnejsningen kraftigt drabbade områdena, är med stor sannolikhet i sina huvuddrag ett kvarstående primärt, av senare substansutbyten icke utplånat drag inom sedimenten från ett tidigt skede av den geosynklinala utvecklingen. De direkta fältsammanhangen stöder en sådan tolkning.

Ett annat sätt för åskådliggörande av uppdelningen inom sedimenten framgår ur fig. 4, där analysernas si-värden avsatts mot respektive summor $t + fm$ (t = totala Al-överskottet; jfr Simonen 1953, fig. 15). De senare ger ett relativt uttryck för den ursprungliga lerhalten hos sedimenten. Raka heldragna linjer i diagrammet förenar analyspunkter för vardera två växellagrande samhöriga skikt av mer eller mindre moig respektive lerig ursprungssammansättning. Ett varvigt sediment från Tammerforsfältet, t. ex., visar en relativt obetydlig sedimentär differentiation, i likhet med skiffrarna och med dem växellagrande fragmentrikare skikt (= mosandiga ljusare skikt) i Grythytteområdet. Samma sak gäller för de ljusa



respektive mörka lagren i en glimmerskifferserie från sydvästra Finland (nr 51—53). En mera påtaglig uppdelning av sedimenten visar lokalerna Ornö och Utö, liksom ett ytterligare exempel i fig. 4 från sydvästra Finland (nr 47—54). Den grafiska bilden av sedimentens differentiation på Lillön, åter (4b, kartans centrala, västra delar) påminner mycket om den, som erhålls om medelvärdena för samtliga analyser av granatådergnejsjer och metaareniter från Stockholmsområdet i tabellerna 1 och 6 sammanbinds. — Jfr linjen: Stockholmsområdet (medelvärde) i fig. 4 med Lillön. — Metaareniterna och granatådergnejsjerna inom Stockholmsområdet motsvarar, som framgår härav, sannolikt ursprungligen mandsandiga respektive leriga skikt i en normal sedimentationsföljd.

Proportionerna mellan metaarenitiska och metaargillitiska led kan som tidigare nämnts växla från område till område (se varierande faciesområden å kartan) men också från den ena skiktcykeln till den andra (jfr fig. 3 a med 3 b från Utö).

De skiv- eller bankformade inneslutningar av finkorniga »leptitiska» bergarter

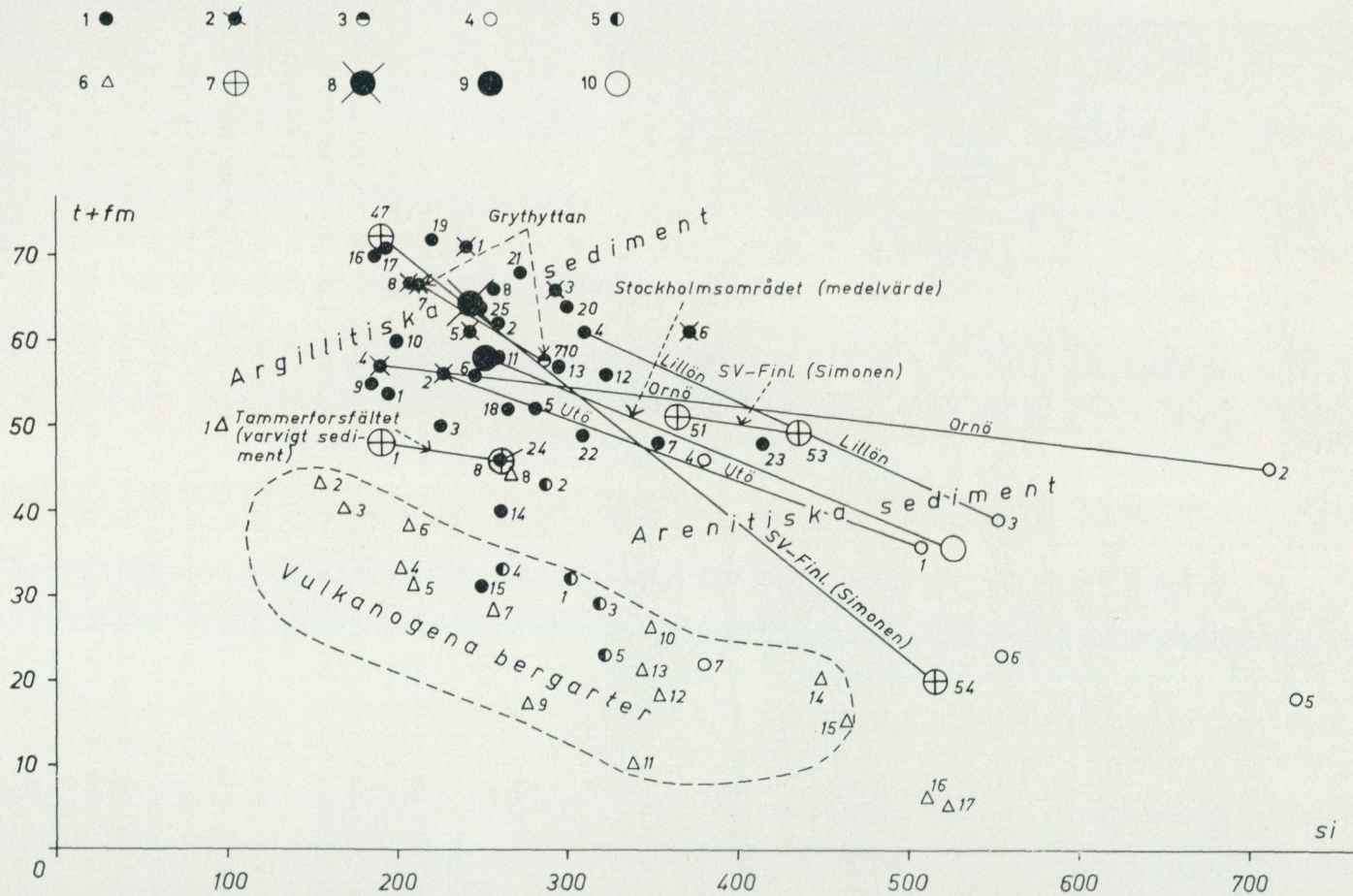


Fig. 4. Den karakteristiska sammansättningen på olika suprakrustala led ur Svecofennium huvudsakligen från Stockholmsområdet. Omfattningen av den sedimentära differentiationen i argillitiska och arenitiska led framgår också av figuren.

Composition of different supracrustal Svecofennian rocks mostly from the Stockholm area. The comprehensive differentiation of the sediments into argillites and arenites is also visible.

1. 25 st Granatådergnejser, tabell 1
Veined garnet-gneisses
2. 8 st Skiffrar—skiffergnejser, tabell 2
Meta-argillites
3. 1 st Fragmentskiffer (W. Larsson 1932, s. 132, nr 710)
Fragment-bearing meta-argillite
4. 7 st Mörka metaareniter, tabell 6
Dark meta-arenites
5. 5 st Gråvackegnejser, tabell 7
Greywacke-gneisses
6. 17 st Leptitgnejser (metavulkaniter?), tabell 9
Leptite-gneisses (metavolcanics?)
7. 6 st Metaargilliter och metaareniter (Simonen 1953, s. 32 och 52, analys 1—8, 47—54, 51—53)
8. Medelvärde (*mean value*) för skiffrar
9. » » för granatådergnejser
10. » » för mörka metaareniter

i Stockholmstraktens granatgnejser, som ofta åberopas i äldre arbeten, tycks utslutande vara metaareniter, dels av den nyss beskrivna mörka typen, dels av en ljusare varietet av kalksandstensursprung (se s. 68). Som integrerande led i den argillitiska sedimentationen har de mörka metaareniterna stor principiell betydelse när det gäller förståelsen och tolkningen av de geologiska problemen inom kartområdet. För att belysa detta, vill jag i korthet referera ett arbete av Sundius (1947) betitlat »Femisk leptit och slirgnejs», där granatådergnejsernas problem tas upp till behandling. Här framgår, att de med »femisk leptit» betecknade bergartsleden helt inbegriper och motsvaras av de nyssnämnda mörka metaareniterna. Enligt Sundius skulle hela Södermanland ursprungligen bestått av femiska leptiter, av vilka nu enbart relikta partier återstår. Huvuddelen av dem skulle ha ombildats till granatådergnejser genom kraftigt tillskott av Al och femiska komponenter via pegmatitlösningar från en underliggande urgranit-magma. Den mera naturliga förklaringen att skiffrar av argillitisk typ, t. ex. de i Grythytteområdet eller på Utö, skulle ha bildat utgångsmaterial till granatådergnejserna och att de s. k. femiska leptiterna endast utgör de kvarstående, relativt bättre bevarade arenitiska partierna av lagererien, förkastas utan någon hållbar motivering. Sundius är trots detta väl medveten om granatådergnejsernas ur kemisk synpunkt argillitliknande sammansättning (1947, s. 30 och 33). Den väl bevarade växelagring mellan metaareniter och metaargilliter, som man ej sällan finner t. o. m. inom de sörmländska centralområdena, gör Sundius tolkning än mera osannolik. Härtill kan nämnas, att de »femiska leptiterna» av Sundius ansågs ha ett vulkaniskt ursprung (1947, s. 11), vilket måhända förklarar hans ovilja att tolka de omgivande granatådergnejserna som ursprungliga argillitiska vittringssediment.



Fig. 5. Metaarenitisk gnejs—gråvackegnejs där bandningen beror på en växlande glimmerhalt i olika skikt. Ett par glimmerrika metaargillitiska skikt syns till höger i bilden där även en viss »graded bedding» kan iakttas. Ca 500 m NV om Kohagen omkring 8 km S om Vidbo k:a, kartbladet Uppsala SV. Foto G. Stålhös.

Meta-arenitic gneiss—greywackegneiss. The banding is only due to different contents of mica. Two separate mica-rich layers are visible to the right, where »graded bedding» may also be discerned.

En utförligare redogörelse för den »femiska leptiten» samt dess uppträdande och relation till metaareniterna i Stockholmstrakten kan erhållas i mitt arbete från år 1962 (s. 63—69). Vissa genetiska problem med anknytning till den generella Na-dominansen i de metaarenitiska skikten (ev. sekundäranrikning av Na ur havsvattnet) behandlas också i nämnda arbete (s. 68).

Övergången från mörka metaareniter av subgråvacketypp till gråvackegnejser och med dessa associerade migmatiter sker successivt. Den av mig godtyckligt valda gränsen mellan nämnda led vid ca 40 vol.% SiO_2 i diagram 6 har följande motivering. Dels förlorar bergarterna vid denna kvartshalt definitivt sin kvartsitiska prägel, dels betecknar gränsen approximativt en övergång från subgråvacke- till gråvackesammansättning i kemiskt hänseende. Med undantag för den efter hand avtagande kvartshalten och den samtidigt stegrade totala fältspathalten liknar gråvackegnejserna i hög grad till utseendet sina kvartsrikare ekvivalenter. Detta gäller även med avseende på mineralens sammansättning och deras inbördes relationer. Gråvackegnejserna kan helt kortfattat betecknas som mörkgrå till grå,

jämn- och finkorniga, måttligt glimmerförande kvarts-fältspatbergarter. En skiktvis något växlande halt av biotit ger upphov till en tydlig bandning i bergarten (fig. 5). Den fördelning av plagioklas och kalifältspat inom gråvackegnejserna, som diagram 6 (högra delen) visar, är sannolikt icke den ursprungliga. Liksom tidigare antagits beträffande de kvartsrikare leden (s. 55), torde kalifältspaten även i gråvackegnejserna åtminstone delvis vara av sekundärt ursprung. Flera skäl för denna uppfattning kan anföras. För det första visar kalifältspaten i allmänhet en tydlig tendens att förtränga plagioklas. Detta yttrar sig bl. a. i bildning av antipertit och dessutom myrmekit där de olika slagen av fältspat gränsar mot varandra, ävensom i uppträdandet av små porfyroblastar och poikilblastar av kalifältspat. Detta mineral bildar också vanligen flikiga, tunna intergranulara fält. Vidare antyder diagram 6, att den förmodade kalifältspatiseringen är mera utpräglad i gråvackeleden än i subgråvackorna. Detta är möjligen ett uttryck för regeln, att kvartsitiska bergarter hör till dem, vilka lättast förblir opåverkade av metamorfa och metasomatiska processer. Då den sedimentära differentiationen varit mest framträdande inom metaargillitområdena, är följaktligen också de associerade, mestadels kvartsrika metaareniterna här väl bevarade och föga kalifältspatiserade.

I tabell 7 presenteras fem analyser av s. k. bättre bevarade gråvackegnejser, dvs. sådana med ett underordnat inslag av kalifältspat (jfr diagram 6, nr 20, 27 och 178). Medelvärden av analyserna överensstämmer nära med det som Pettijohn (1957 s. 308) beräknat för 23 olika gråvackor. Vad katjonproportionerna beträffar, dominerar Na genomgående över Ca, Mg och K. De grafiskt representerade Niggli-talen för analyserna visar i överensstämmelse härmed genomgående låga k-värden (se diagram 2 a, b, c, d, e och f). Relativt höga c-värden och ett obetydligt Al-överskott (t) är också utmärkande för de aktuella bergarterna. Fördelningen av K_2O , Na_2O , CaO (mol.%) framgår av diagram 3. Gråvackegnejserna faller inom samma fält som de metaarenitiska leden.

Den höga fältspathalten förlänar gråvackegnejserna en kemisk sammansättning, som nära motsvarar den hos eruptivbergarter. Detta framgår av fig. 4, där de flesta punkterna faller inom utbredningsfältet för vulkanogena bergarter. Skilda genetiska tolkningar kan ofta tillämpas på suprakrustalbergarter med eruptiv sammansättning. I dylika fall har fältsammanhangen en avgörande betydelse. Detta gäller inom Stockholmstrakten i lika hög grad som inom många andra högmetamorfa terränger.

Som representanter för de migmatitiserade, kalifältspatrika gråvackegnejserna har jag valt sex tidigare publicerade kemiska analyser av grå granitliknande gnejser från kartbladet Stockholm NO (Stålhös 1962, analys 1e—6e). Gnejser av denna typ har ingående beskrivits under rubriken »grå granitoida gnejser» (s. 78—82) i nämnda arbete. Färgen är vanligen ljusare grå än i gråvackegnejserna, och kornstorlekarna når ofta upp till en mm. Den mineralogiska fördelningen är i stort sett följande: kvarts > plagioklas \geq kalifältspat \gg biotit—klorit (se a. a. dia-

Tabell 7. Kemiska analyser av gråvackegnejser från Stockholmsområdet och Södermanland
Chemical analyses of greywacke-gneisses from the mapped area and other parts of Södermanland

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O > >105°C	H ₂ O < <105°C	Σ
1(11939)	70.00	0.45	14.50	0.10	4.36	<0.1	2.00	4.10	2.46	1.76	—	0.31	—	—
2(580)	67.99	0.51	14.69	2.23	4.52	0.08	1.86	2.97	2.55	1.66	0.04	0.32	—	99.42
3(20)	69.6	0.33	13.6	0.82	2.85	0.03	2.00	1.8	4.5	2.2	0.04	1.2	0.34	99.34
4(178)	65.0	0.57	16.6	0.66	3.54	0.05	2.2	2.4	3.9	3.0	0.05	1.6	0.44	100.01
5(27)	69.5	0.55	14.4	0.75	3.04	0.05	1.1	2.3	3.6	3.7	0.12	0.2	0.42	99.73
Medelvärde (mean value)	68.41	0.48	14.8	0.91	3.66	0.06	1.83	2.71	3.40	2.46	0.06	0.73	0.40	99.63

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Katjon Anions/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 6	Katjonprop. Propn. of Cations
1(11939)	302	37	29	19	15	0.33	0.44	142	—	3	—	—	Na > Ca > Mg > K
2(580)	287	37	35	14	15	0.30	0.33	127	2	8	—	—	Na > Ca > Mg > K
3(20)	321	37	28	9	27	0.24	0.50	113	1	1	172.7	(20)	Na > Mg > K > Ca
4(178)	262	39	27	10	23	0.34	0.49	70	2	6	171.1	(178)	Na > K > Mg > Ca
5(27)	323	39	22	11	27	0.40	0.35	115	2	1	169.6	(27)	Na > K > Ca > Mg
Medelvärde (mean value)	299	38	28	13	21	0.32	0.42	113	2	4	171.1	—	Na > Mg > K > Ca

1. Grå gnejs (*grey gneiss*). — (Se S. Gavelin 1960, GFF 82, tab. 2 analys 11939.) — Johanneshov, Stockholm, kbl Stockholm NO.
2. Grå granatgnejs (*grey garnet-gneiss*). — (Se W. Larsson 1932, s. 116 analys 580.) — O om Erikslund, Gåsinge s:n, Södermanland.
3. Grå finkornig gnejs (*grey fine-grained gneiss*). — Den nordligaste av Breviks Skrakholmar (0j), SV om Breviksnäs Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 20, analys P 1078: V. Grundulis.
4. Mörkgrå finkornig gnejs (*dark fine-grained gneiss*). — Stor-Ängsholmen SO om Lagnö (6j), ca 3.5 km NO om Gustavsbergs k:a, kbl Stockholm NO. Nr 178, analys P 1080: V. Grundulis.
5. Grå finkornig gnejs (*grey fine-grained gneiss*). — Grönvreten (8c), ca 1.5 km NNV om Jakobsbergs stn, Järfälla k:n, kbl Stockholm NV. Nr 27, analys P 1077: V. Grundulis.

gram 7). Utseendemässigt påminner bergarterna i hög grad om de grå yngre graniterna, de s. k. Stockholmsgraniterna. De viktigaste utbredningsområdena för de migmatitiska gnejserna finns inom kartbladen Stockholm NV och NO norr om en linje genom centrala Stockholm förbi Hässelby upp mot Näsjärden. Ett annat viktigt migmatitstråk löper från Källtorpsjön i Nacka i en vid båge förbi Saltsjöbaden och söder om Ingarö mot Dalarö. En riklig förekomst av graniter och pegmatiter i detta område förklarar den av Holmquist (1910 a) här införda beteckningen »intrusionszonen». Migmatitgnejserna är överallt rikligt associerade med grå yngre graniter och pegmatiter och sammanfaller till sin utbredning i huvudsak med bergarter av nämnda slag. De yngre graniterna och pegmatiterna visar i allmänhet skarpt överskärande kontakter mot migmatitgnejserna. Å andra sidan finns också granitliknande led med successiva övergångar till gnejs med väl bibehållna s-tytor av parallellorienterade glimmermineral. I sistnämnda fall har vi antagligen att göra med migmatitgraniter bildade ur gråvackegnejs genom omkristallisation »*in situ*». De för granitiseringsen erforderliga lösningarna torde dels självständigt ha trängt upp från djupare nivåer och dels härstamma från den omedelbara omgivningen kring intruderade granitmassiv. Båda dessa alternativ är väl förenliga med det faktum, att stora arealer av massformiga yngre graniter och kraftigt kalifältspatiserade gråvackegnejs ofta visar ett nära geografiskt sammanhang.

En viss uppfattning om det substansutbyte, som skulle erfordras vid ovan nämnda omvandling från gråvackegnejs via migmatitgnejs till migmatitgraniter kan erhållas, om kolumnerna 5, 6 och 7 i tabell 11 jämförs med varandra. Den enda kemiska förändring av betydelse syns vara en generell ökning av K och en samtidig minskning av Ca, Na, Mg och Fe. En metasomatisk omvandling av detta slag skulle lätt kunna erhållas vid ett inbördes materialutbyte mellan de aktuella gråvackegnejserna och sura granitiserande lösningar ($K \gg Na$). Gnejserna kan antas ha upptagit sådana element, av vilka en brist har rått i förhållande till de granitiserande lösningarna, närmare bestämt K och Si (en svag ökning av Si vid omvandlingarna antyds möjligen av värdena i tabell 11).

De nämnda lösningarna, åter, har samtidigt anrikats på Ca, Na, Mg och Fe, dvs. sådana element av vilka ett relativt överskott har funnits inom gnejserna.

Hela förloppet kan beskrivas som en långsamt förlöpande homogeniseringsprocess, där under förutsättning av att materialutbytet blir tillräckligt omfattande slutprodukten till sist får en granitisk sammansättning. Ovannämnda idéer beträffande substansutbytet inom berggrunden har i huvudsak hämtats från ett arbete av Härme (1959, s. 41) angående granitisering av gnejser i sydvästra Finland. Sistnämnda författare (a. a., s. 42) anser i likhet med mig själv, att mikroklininnehållet i biotit-plagioklasgnejserna (=subgråvacke—gråvackegnejserna) till betydande del kan vara av sekundärt ursprung. Tillskottet av kalium för mikroklinbildningen i gnejserna skall enligt Härme ha kommit från granitiska lösningar samhöriga med de vitt utbredda graniterna i det aktuella området. Då kalium förtränger natrium och kalcium i plagioklas, uppstår enligt samma författare ett visst aluminiumöverskott i samband med anortitmolekylens sönderdelning. Detta överskott ger lokalt upphov till mineral sådana som almandin, sillimanit och cordierit. Även i Stockholmsområdets migmatitgnejsler och migmatitgraniter finner man sporadiskt nämnda mineral, dock främst almandin och underordnad sillimanit. Almandin förekommer dels utmed bergarternas s-tytor inom aplitiska ådror, dels som små agglomerationer. Den kvantitativa betydelsen av det på ovannämnda sätt sekundärt uppkomna aluminiumöverskottet har förmodligen överskattats något av Härme. Detta framgår speciellt i ett fall (1959, s. 42—49, och tabell 1, kolumn 3a, b), där en kvartsrik biotit-plagioklasgnejs genom kalimetasomatosen antas ha givit upphov till en bergart, som med avseende på Al_2O_3 -halten har en rent argillitisk karaktär. Det genom plagioklasens sönderdelning frigjorda aluminiumöverskottet i samband med en kalitillförsel behöver ju icke nödvändigtvis förändra bergarternas totala Al_2O_3 -innehåll, vilket tydligt framgår på ett annat ställe i samma arbete (s. 45, tabell 2, analys a och b). Den nära nog fördubblade Al_2O_3 -halt, som ovanstående av Härme anförda omvandling inneburit, behöver följaktligen icke ha uppkommit vid kalimetasomatosen. I regionala sammanhang torde f. ö. bergarter med höga Al-överskott mestadels avspejla en likartad ursprunglig sammansättning, även om metasomatiskt och/eller genom metamorf differentiation betingade Al-koncentrationer givetvis kan uppträda här och var. I likhet med de bergarter inom Stockholmsområdet, som präglas av ett Al-överskott, torde även motsvarande led i sydvästra Finland till övervägande del ha uppkommit ur argillitiska sediment. En uppdelning i metaargillitiska och metaarenitiska led förekommer nämligen där lika väl som i Stockholmstrakten, ett förhållande som jag själv haft tillfälle att konstatera. Överensstämmelsen med motsvarande led inom Stockholmstrakten är f. ö. nästan fullständig både petrografiskt-kemiskt och med avseende på bergarternas allmänna utseende och relationer i fält. Omvandlingar av det slag, som Härme förmodar ha ägt rum, skulle ha krävt ett betydande metasomatiskt tillskott av främst K, Al och Mg men även Fe, något som för tankarna till Sundius (1947) och dennes försök till tolkning av granatådergnejsernas bildning ur de s. k. »femiska leptiterna» (jfr ovan s. 61). Ungefär liknande tankegångar, med en förmodad kraftig sekundäran-

riktning av främst elementen Mg, Fe och Al i samband med den svekofenniska regionalomvandlingen, syns också ha föresvävat såväl Wegmann och Kranck (1931) som N. H. Magnusson (1936). Samtliga nämnda författare tycks i någon mån ha underskattat de argillitiska sedimentens principiella och kvantitativa betydelse i det kemiskt metasomatiska kretsloppet inom den här aktuella delen av jordskorpan. Denna uppfattning stöds även indirekt genom flera av följande författare, nämligen Hietanen (1943), Parras (1946), Niggli (1946, s. 44) och Simonen (1953), vilka alla när det gäller kinzigitgnejserna i Sydvästfinland helt utgår från att dessa bergarter väsentligen har argillitiskt ursprung.¹ Samtidigt avvisar man tanken på att en sekundäränrikning av elementen Fe och Mg skulle ha skett i samband med den regionala omvandlingen inom detta område.

Ådergnejsler, vilka uppstått ur tidigare metaareniter och metagråvackor, bibehåller mestadels en bandartad karaktär, som avspeglar den ursprungliga skiktningen i sedimenten. I motsats härtill har i de småveckade metaargillitiska ådergnejserna den primära lagerställningen vanligen utplånats. Ådrorna i gråvacke—metaarenitgnejserna är huvudsakligen vita eller grå och ofta dominerade av plagioklas och kvarts. Detta gäller särskilt de tunnare ådrorna på någon eller några mm.² Avsevärda mängder av kalifältspat tillkommer lokalt och särskilt då i grövre ådror, där nämnda fältspat dominerar. En betydande del av kalifältspaten torde i sistnämnda fall ha tillförts utifrån, även om Or-komponenten i ådrorna i viss utsträckning kan ha uppkommit t. o. m. ur helt kalifältspatfria biotit-plagioklasgnejsler. Granitiska smältor kan nämligen uppstå i samband med anatexis, icke bara i kalifältspatförande bergarter enligt Winkler (1965, s. 195—196) utan också i sådana bergarter, där kaliförande mineral överhuvud finns representerade. En inkongruent smältning av biotit och/eller muskovit till kalifältspat kan sålunda ske enligt Winkler, varvid ett visst Or-inslag i de anatektiska smältorna kan förklaras. De på nämnda sätt uppkomna Or-mängderna torde emellertid i föreliggande fall ha varit ganska små.

I gränsen mellan de kalifältspatrikare granitiska ådrorna och metagråvackorna förekommer ibland en smal zon av biotit. Sannolikt har enligt Härme (1965) plagioklasen och kvartsen i de senare delvis smält ut och förenats med de granitiska ådrorna, medan samtidigt den kvarvarande biotiten anrikats i gränzonen. En mera ingående redogörelse för hithörande problem kan erhållas i nyss anförda uppsats av Härme.

¹ Vid sidan av metaargilliter innefattar givetvis kinzigitgnejserna även metaarenitiska led, vilka liksom i Stockholmstrakten lokalt kan överväga.

² Nämnda ådror kan i vissa fall möjligen ha uppkommit i ett tidigare skede av den orogena utvecklingen, eventuellt i nära anslutning till urgraniternas intrusion. Detta antyds av en mängd på detta sätt åderförgnejsade metaarenitbrottstycken i en urgranit ca 5 km NV om Skokloster inom kartbladet Enköping SO. Urgraniten är i detta fall själv till synes opåverkad. Denna förmodade tidigorogena ådring kan tolkas som resultatet av en gradvis skeende metamorf differentiation i samband med den allmänna temperaturstegringen inom orogenzonen. De i bergarten ingående och dominerande mineralen kvarts och plagioklas antas här ha vandrat mot och rekristalliserat utmed de av tryckminima kännetecknade s-ytorna.

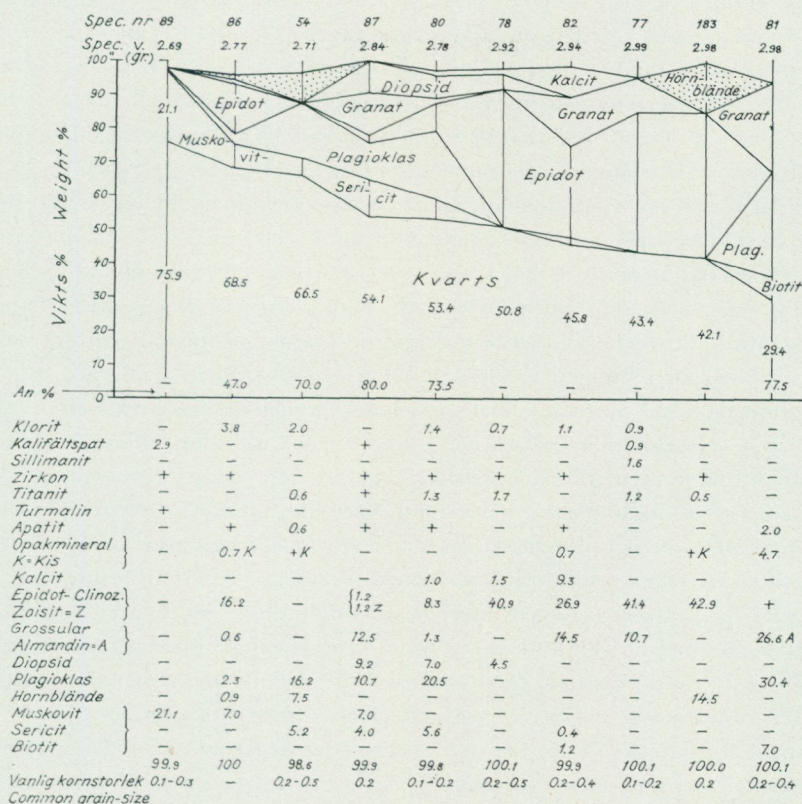
LJUSA METAARENITER
ELLER SKARNFÖRANDE KVARTSITER

Ljusa bergarter, som ursprungligen syns ha utgjort kalksandstenar med ett visst lerinslag, påträffas flerstädes inom Stockholmstrakten (Kv på kartan), främst inom ett stråk i Johanneshov—Årstaområdet (5f). De nämnda leden uppträder i den övriga berggrunden som skivformade bankar eller brottstycken, vilka i tjocklek växlar från några upp till ett par tiotal centimeter.

I sin nuvarande omvandlade form är bergarten närmast en skarnförande kvartsit, som huvudsakligen uppbyggs av kvarts och kalk-järn-magnesiumförande skarnmineral (se diagram 7). Allt efter proportionerna mellan de ingående mineralen växlar färgen från ljusgrå till grå, gröngrå och rosagrå. Både strukturellt och med avseende på kornstorlekar liknar den aktuella bergarten ovan omtalade mörka metaareniter. De enskilda proven och i dem ingående mineral i diagram 7 har tidigare beskrivits tämligen utförligt (Stålhös 1962, s. 72—73), varför endast några viktigare data skall återupprepas här. Bland de kalciumrika mineralen dominerar epidot—kinozoisit följd av bytownit, grossular och diopsid i nämnd ordning. Epidoten—kinozoisiten innehåller mellan 10 och 30 % av järnmolekylen. Den kalciumrikare varieteten syns överväga och utmärks av den för kinozoisit typiska, anomala blå interferensfärgen. I mindre utsträckning förekommer järnrikare epidot med hög dubbelbrytning som senare bildade kristallindivider. Plagioklasen är en bytownit (70—80 % An) med en växlande grad av sericitisering inom ett och samma slipprov. Granaten är huvudsakligen en grossular (jfr S. Gavelin 1960, s. 250) och bildar hoppyttrade aggregat tillsammans med epidot och diopsid. Diopsiden innehåller ca 20 % av hedenbergitmolekylen. Ljusgrönt aktinolitiskt hornblände har påträffats dels i gränsen mot metabasit, dels i ett kvartsitbrottstycke i en basisk gnejsgranit. Kalifältspat har huvudsakligen iakttagits i form av små, klara, sena sprickfyllnader inom bergarten. Likaså har kalciten kristalliserat sent. Den uppträder som oregelbundna aggregat mellan kvarts- och skarnfälten eller fyller ut sprickor i dessa. Accessoriskt finner man titanit i anmärkningsvärda mängder, i flera fall jämsides med små kvantiteter av zirkon och turmalin. De nämnda accessorierna torde möjligen vara reliktklastiska, vilket bäst syns på titaniten i prov 54, vars extremt välrundade former knappast kan vara av sekundärt ursprung. I en kraftigt förskiffrad ljus metaarenit från Årstaområdet har i motsats härtill titaniten krisalliserat om och uppträder som idiomorfa kristaller ordnade både parallellt med och vinkelrätt mot förskiffringsplanen. De ljusa metaareniterna uppvisar ofta makroskopiskt iakttagbar zoneringsplanering (jfr Stålhös 1962, fig. 13) med ett välbevarat centralparti och en ca 1—2 cm bred, ofta ljusgrön, sekundäromvandlad marginalzon. Enligt Gavelin (1960) utgörs centralzonen väsentligen av kvarts, grossular, diopsid och kalcit, vilken mineralparagenes torde ha bildats under betingelser motsvarande amfibolitfacies vid en i huvudsak isokemisk process. Marginalzonen domineras av kvarts, zoisit och epidot, plagioklas

Diagram 7. Mineralfördelningen inom ljusa metaareniter (skarnförande kvartsiter) från kartområdet

Mineral composition of light skarn-bearing meta-arenites from the mapped area



- 89. Gråvit, finkornig, undervattensgrund utanför Nationalmuseum, Stockholm.
Greyish white, fine-grained.
- 86. Grå, d:o, 350 m VSV om V-ändan av sjön Trekanten, Gröndal, Stockholm.
Grey, do.
- 54. Grå, d:o, 1.5 km V om Knävikens, södra Bogesundslandet.
Grey, do.
- 87. Gröngrå, d:o, 300 m OSO om Johanneshovs isstadion, Stockholm.
Greenish grey, do.
- 80. Gröngrå, d:o, 250 m S om Årsta centrum, Stockholm.
Greenish grey, do.
- 78. Grå, d:o, 250 m ONO om Johanneshovs isstadion.
Grey, do.
- 82. Rosa grå, d:o, 250 m S om Årsta centrum.
Pinkish grey, do.
- 77. Gråvit, d:o, stranden 500 m O om Saltsjö-Duvnäs hpl. (5 h), Nacka.
Greyish white, do.
- 183. Gröngrå, d:o, 600 m VSV om Johanneshovs istadion. (Brottstycke i basisk gnejsgranit.)
Greenish grey, do.
- 81. Rosa grå, d:o, 1 km SO om spårväghallarna, Johanneshov, Stockholm.
Pinkish grey, do.

(An-rik), hornblände och sericit (se Stålhös 1962, s. 74). Mellan de båda nämnda zonerna finns gradvisa övergångar. Det bör påpekas, att vid beräkningen av den mineralogiska fördelningen inom de ljusa metaareniterna enligt diagram 7 ingen hänsyn tagits till den omtalade zoneringen. De ofta veckade och avslitna ljusa metaarenitlagren innesluts helt av nyssnämnda zoisit och epidotförande marginalzoner. De senare kan följaktligen, enligt Gavelin (1960, s. 246), ha utbildats först i samband med den mest intensiva deformationsfasen i inledningsskedet till åderförgnejsningen, då de metaarenitiska lagren slets isär och de kraftiga tektoniska rörelserna skapade gynnsamma betingelser för ett livligt substansutbyte mellan metaarenitskivorna och omgivande gnejs. I detta sammanhang framför Gavelin den hypotesen, att den högsta metamorfosgraden i samband med åderförgnejsningen måhända aldrig överskridit epidot-amfibolitfacies. Mot detta kan anföras, att de förmodat viktigaste processerna i samband med åderförgnejsningen inom argilliterna, nämligen sönderdelningen av muskoviten i närvaro av kvarts till kalifältspat och sillimanit eller reaktionerna mellan muskovit och biotit till kalifältspat och almandin respektive cordierit äger rum först inom högre delen av amfibolitfacies (jfr Winkler 1965, s. 168). Under denna förutsättning kan i stället epidot-zoisitbildningen i metaareniternas marginalzoner eventuellt förklaras som en perifer retrograd rekristallisation i ett senare stadium av åderförgnejsningsprocessen, något som hittills icke kunnat verifieras. Alternativt torde möjligen de av Gavelin framförda synpunkterna vara tillämpliga om man i sin helhet bedömer åderförgnejsningen som en retrograd process enbart initierad genom ett tillskott av aktiverande kalirika lösningar¹ (s. 176). Den kemiska sammansättningen av ljusa metaareniter belyses av ett generalprov från Årstaområdet i tabell 11, kolumn 11. En jämförelse mellan detta och medelvärdet av sju analyser av mörka metaareniter i samma tabell kolumn 12 visar, att halterna av Si, Al och H₂O är tämligen likartade. Däremot förekommer Na och K i nämnd ordning rikligare i de mörka metaareniterna, medan Ca kraftigt dominerar i de ljusa. Mg- och Fe-halterna i de båda bergartstyperna skiljer sig icke nämnvärt åt. Proportionerna mellan CaO, Na₂O, K₂O (mol.-%) i fyra analyser av ljusa metaareniter (se Stålhös 1962, tab. 5) framgår av diagram 3. CaO-dominansen över alkali är påfallande. CaO-halterna i nämnda analyser växlar från 6.5 till 20 vikts-%, och motsvarande SiO₂-värden är 81 respektive 59 vikts-%. Som jämförelse kan nämnas, att de mörka metaareniternas SiO₂-halter växlar från 85.0 till 73.5 vikts-% (sju analyser i tab. 6). Det syns i främsta rummet vara ett varierande primärt inslag av CaO, som skiljer de båda metaarenittyperna åt. Lokalt växelagrar ljusa och mörka metaareniter, som i Årsta—Johanneshovsområdet, där en ca 50—100 m mäktig serie kan studeras (se fig. 6). Ytterligare data om ljusa metaareniter från sistnämnda område kan erhållas ur ovan refererade arbete av Gavelin (1960, s. 248—251).

¹ I de områden längre mot norr där åderförgnejsningsprocessen gjort sig mindre gällande, har den omtalade zoneringen i de ljusa metaareniterna ännu icke påvisats (se tab. 12).

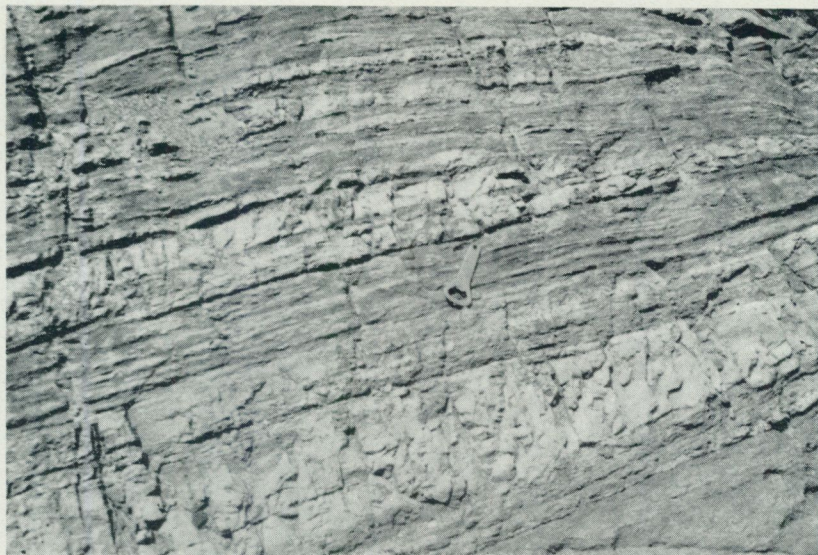


Fig. 6. Växellagring mellan ljusa och mörka metaarenitiska lager. Björkhagen stn (5g), Stockholm. Foto G. Stålhös.

Interbedded layers of light and dark meta-arenites or meta-arenitic gneisses.

Slutligen skall helt kort en nomenklaturfråga behandlas, som gäller de melansvenska sedimentgnejserna av svekofennisk ålder. Ett sammanfattande namn för dessa bildningar har hittills varit Grythytte—Larsbo—Mälarserien, varvid »Grythytte» kommit att avse sediment av argillitisk karaktär. Benämningen »Larsbo—Mälar», åter, har i huvudsak betecknat mera grovklastiska sediment av kvartsitisk eller gråvackebetonad prägel. De båda serierna antas enligt Geijer (1967, s. 30) vara stratigrafiskt ekvivalenta men representerar härvid skilda faciesområden. Enligt föreliggande och tidigare undersökningar (jfr P. H. Lundegårdh 1959) tyder mycket på, att vi inom området omedelbart söder om Mälaren ursprungligen haft argillitiska sediment inom vidsträckta arealer samtidigt som inom centrala Mälaronrådet och norr därom mera grovklastiska led har dominerat. Av denna anledning är enligt min mening sammankopplingen »Larsbo—Mälar» ej särskilt lyckad, om man därmed avser att beteckna enbart grovklastiska sediment. För att undvika missförstånd vore därför i sistnämnda betydelse enbart beteckningen »Larsbo» att föredraga (Hjelmqvist, 1938).

ÖGONFÖRANDE GNEJS

Ögonförande gnejs har använts som benämning på ett antal bergarter, vilkas genetiska ursprung är ytterst oklart. Ett gemensamt drag för dessa är förekomsten av mikroklinporfyroblaster med storlekar varierande från ca en till ett par, tre cen-

Tabell 8. Kemiska analyser av ögonförande gnejser med växlande ursprung från kartområdet

Chemical analyses of porphyritic gneisses of various origin from the mapped area

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	H ₂ O> >105°C	H ₂ O< <105°C	Σ
1(77)	70.2	0.5	15.5	5.0		0.08	1.0	2.6	2.7	3.1	—	0.5 ¹	—	101.2
2(11a)	71.4	0.3	14.6	3.9		0.06	0.9	1.8	2.5	3.4	—	0.4 ¹	—	99.3
3(115a)	70.5	0.5	13.2	0.39	3.17	0.04	0.9	1.9	2.6	5.2	0.23	0.7	0.34	99.67
4(103b)	75.1	0.3	13.1	2.7		<0.05	0.4	1.0	2.7	4.5	—	0.3 ¹	—	100.1
5(103a)	69.5	0.4	16.2	3.5		<0.05	0.6	1.9	2.9	4.3	—	0.5 ¹	—	99.8
6(z)	67.9	0.48	14.5	0.73	3.5	0.07	1.5	2.1	2.9	3.6	0.04	1.6	0.45	99.37
7(59)	69.2	0.82	13.8	0.12	5.10	0.06	1.2	2.0	2.8	3.4	0.13	0.9	0.31	99.84
Medelvärde (mean value)	70.54	0.47	14.41	0.41	3.92	0.06	0.93	1.90	2.73	3.93	0.13	0.70	0.37	—

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Katjon Antons/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 8	Katjonprop. Profn. of Cations
1(77)	321	42	24	13	21	0.43	0.28	137	2	8	174.3	(77)	Na> K> Ca> Mg
2(11a)	366	44	22	10	24	0.47	0.32	170	1	10	175.4	(11a)	Na> K> Ca> Mg
3(115a)	353	39	22	10	29	0.57	0.32	137	2	0	172.2	(115a)	K> Na> Ca> Mg
4(103b)	440	45	16	6	32	0.52	0.22	212	1	7	175.6	(103b)	K> Na> Ca> Mg
5(103a)	335	46	17	10	27	0.49	0.25	127	2	9	172.7	(103a)	Na> K> Ca> Mg
6(z)	313	39	27	10	23	0.45	0.39	121	2	6	174.7	—	Na> K> Ca≈Mg
7(59)	324	38	29	10	23	0.44	0.29	132	3	5	173.3	(59)	Na> K> Ca> Mg
Medelvärde (mean value)	350	42	22	10	26	0.48	0.30	148	2	6	174.0		Na> K> Ca> Mg

¹Glödgningsförlust. Loss by ignition.

1. Ögonförande granitgnejs, granatförande. Metasediment? (*porphyritic granitic-gneiss, garnet-bearing*). — Ca 800 m SSO om Bornö (4b), 3 km NV om Salems k:a, kbl Stockholm SV. Nr 77, analys 350: B. Rönnholm.
2. Ögonförande granitgnejs, granatförande. Gnejsgranit? (*porphyritic granitic-gneiss, garnet-bearing*). — Höjden 500 m VSV om Lissmasjöns SV-del (2f), 4.5 km V om Handens stn, Huddinge k:n, kbl Stockholm SO. Nr 11a, analys P 351: B. Rönnholm.
3. Ögonförande granitgnejs, granatförande. Metasediment? (*porphyritic granitic-gneiss, garnet-bearing*). — 750 m VSV om Hacksjön (2e), ca 4 km SO om Tullinge stn, kbl Stockholm SV. Nr 115a, analys P 1085: V. Grundulis.
4. Ögonförande granitgnejs. Gnejsgranit? (*porphyritic granitic-gneiss*). — Söderby (7a) västra Munsön, Ekerö k:n, kbl Stockholm NV. Nr 103b, analys P 365: B. Rönnholm.
5. Ögonförande granitgnejs. Gnejsgranit? (*porphyritic granitic-gneiss*). — Söderby (7a) västra Munsön, Ekerö k:n, kbl Stockholm NV. Nr 103a, analys P 365: B. Rönnholm.
6. Grå ögonförande granitgnejs, granatförande. Gnejsgranit? (*grey porphyritic granitic-gneiss, garnet-bearing*). — Huvudmineral: plagioklas ($\sim 30\%$ An) > mikroklinpertit > kvarts. Övriga mineral: biotit, granat. Accessorier: zirkon, pyrit. Kornstorlek (*grain-size*): vanligen 1—3 mm. Ögon > 10 mm. — Vägskärning vid pkt 21.21 (3d), ca 2 km SO om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV. Nr z, analys P 1074: V. Grundulis.
7. Grå glest ögonförande sedimentgnejs med granat (*grey porphyritic garnet-bearing, of sedimentary origin*). — Ca 1 km SSO om Västerhaninge k:a, (1g), kbl Stockholm SO. Nr 59, analys P 1084: V. Grundulis.

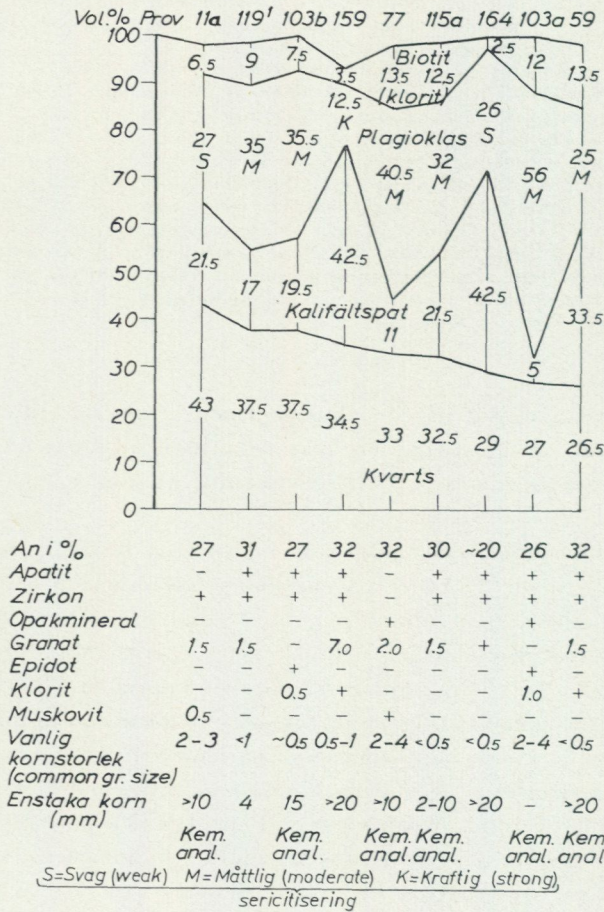
timeter. Av praktiska skäl har de aktuella leden grupperats tillsammans med sedimentgnejserna, dvs. de bergarter, vilka redan tidigare starkt dominerar kartbilden. Införandet av ytterligare en färgbeteckning i kartan har härigenom kunnat undvikas.

Kemiska och planimetriska analyser av bergarterna framgår ur tabell 8 och diagram 8. Kvartshalterna ligger ungefär inom intervallet 25—35 vol.-%, och innehållet av biotit varierar från ett par till ca femton %. Återstoden utgörs väsentligen av fältspat, där antingen mikroklinpertit eller måttligt sercitomvandlad plagioklas (~ 25 —30 % An) dominerar. Granat uppträder i flertalet fall som sent kristalliserade poikiloblaster. Som accessorier tillkommer främst apatit och zirkon. I kemiskt avseende kan bergarterna närmast betecknas som intermediära med en måttlig dominans av endera Na eller K. Ett mindre Al-överskott (t) förekommer i flertalet fall. Medelvärdet för de kemiska analyserna i tabell 8 överensstämmer mycket nära med motsvarande för de homogena, småporfyriska, granatförande migmatiterna i tabell 4 (jfr kolumn 3 och 4 i tabell 11). Detta förhållande belyses också i diagram 3 (molprop. K_2O , Na_2O , CaO), där samtliga analyser av respektive migmatitbergarter och ögonförande gnejser faller inom ett genom kraftig streckning avgränsat fält i triangelns centrala nedre del. (Av utrymmesskäl har de enskilda analysernas lägen ej kunnat representeras.) Den granitoida eller granodioritiska sammansättning, som karakteriserar migmatiterna, utmärker tydligen också de här omtalade ögonförande gnejserna.

Det sätt, på vilket de aktuella bergarterna bildats, belyses i någon mån av deras uppträdande och struktur. I vissa fall (nr 11 a och 77) har ursprungliga, intermediära graniter (urgraniter) möjligen förelegat. Gnejser av detta slag är jämnt medelkorniga (2—4 mm) och har en tämligen homogen prägel. Färgen är gråvit till grå och mikroklinögonen har lokalt en något rektangulär form. Dylika

Diagram 8. Variationen i den mineralogiska sammansättningen hos ögonförande gnejser av växlande ursprung inom kartområdet

Variation of the mineralogical composition in porphyritic gneisses of variable origin within the mapped area



11a. Lissmasjöns SV-ända (2f), 4.5 km V om Handens stn, Huddinge k:n, kbl Stockholm SO.

119¹. NO vägskälet ca 1 km NO om Riksten (2e), Botkyrka k:n, Stockholm SV.

103b. NV om Söderby (7a) nära kartgränsen på Munsön, kbl Stockholm NV.

159. 1.8 km N om Riksten (2e), Botkyrka k:n, kbl Stockholm SV.

77. SSO om Bornö (4b), 3 km NV om Salems k:a, kbl Stockholm SV.

115a. 750 m VSV om Hacksjön (2e), ca 4 km SO om Tullinge stn, kbl Stockholm SV.

164. S-spetsen av Hacksjön (2e), ca 4 km SO om Tullinge stn, kbl Stockholm SV.

103a. NV om Söderby (7a), nära kartgränsen på Munsön, kbl Stockholm NV.

59. Ca 1 km SSO om Västerhaninge k:a (1g), kbl Stockholm SO.

led påträffas bl. a. på följande lokaler: 1, V och SV om Albysjön (4d); 2, O och NO om sjön Aspen (4c); 3, på stora udden i Borsjön (4b) och 5, VSV om Lissmasjön (2f). I andra fall, åter (nr 119¹, 159, 115a och 164 i diagram 8), uppvisar de ögonförande gnejserna en mycket oregelmässig kornighet, där sådana finkorniga partier överväger (0.5—1 mm), vilka sannolikt bildats genom granulering. En viss fältspatådring förekommer också. Mikroklinögonen är huvudsakligen ellipsformade samt grå eller blekt röda. Gnejser av detta slag anstår främst i det stora, av leptitgnejser inramade området väster om Hacksjön (2e). Likartade gnejser ca 1 km SSO om Västerhaninge k:a (nr 59; ej betecknad å kartan) och kring Fors (1g) vid avtagsvägen mot Årsta havsbad (felaktigt betecknade med röda punkter i stället för ellipser) är nära associerade med gråvackeartade sediment. Till sist skall nämnas de ögonförande gnejserna på västra Munsön (7a), centrala Lovön och mellersta Svartsjöområdet, vilka samtliga påminner om nyssnämnda led men till skillnad från dessa även syns innehålla bevarade primärt småkorniga partier (jfr nr 103 b). Gnejserna på Munsön är måhända de, som mest påminner om ursprungliga graniter (urgraniter). Ingen granat förekommer här, och färgen är omväxlande rödgrå till grå. Medelkorniga led syns överväga (jfr nr 103 a, 2—4 mm). Ögonen är ellipsformade. Samtliga de ögonförande gnejser, som nu i korthet nämnts, påminner om intermediära ögonförande gnejsergraniter av eruptivt ursprung (se s. 118), både till det yttre och med avseende på kemisk sammansättning. Detta förklarar också den omständigheten, att Sundius (1948) i sin Stockholmskarta valt gnejsergraniternas bruna beteckning i flertalet av anförda fall. Det är främst de ögonförande gnejsernas något diffusa avgränsning mot omgivande suprakrustalbergarter, som föranlett mig att icke utan vidare följa Sundius exempel. Härmed vill jag också fästa uppmärksamheten på svårigheterna att i vissa fall skilja kraftigt omvandlade supra- och infrakrustalbergarter åt.

BASISKA INLAGRINGAR I SEDIMENTGNEJSERNA

Basiska bergarter utgör volymmässigt ett mycket obetydligt inslag i sedimentgnejserna. De större förekomsterna, vilka oftast består av mera utpräglat infrakrustala grönstenar, behandlas i ett särskilt avsnitt av uppsatsen (s. 113). Övriga mindre förekomster av både supra- och infrakrustalt ursprung, bl. a. de, vilka på kartan betecknats med gröna streck, beskrivs nedan. Diagram 9 ger en sammanfattning av mineralens kvantitativa fördelning inom dessa led. Med beteckningen S i diagrammet avses grönstenslager, vilka i bredd varierar från några centimeter upp till ca en halv meter. Dessa lager är särskilt inom granatådergnejserna ofta upprepat isoklinalt sammanveckade och boudinerade. I gråvackegnejserna däremot är de mera sammanhängande och sparsamt veckade. Lagerbredder från ca en upp till femtio à hundra meter har betecknats med B i diagram 9. Med M, åter, markeras grönstenar av sannolikt infrakrustalt ursprung.

De finkorniga grönstenarna utmärks av kornstorlekar varierande mellan 0.2 och

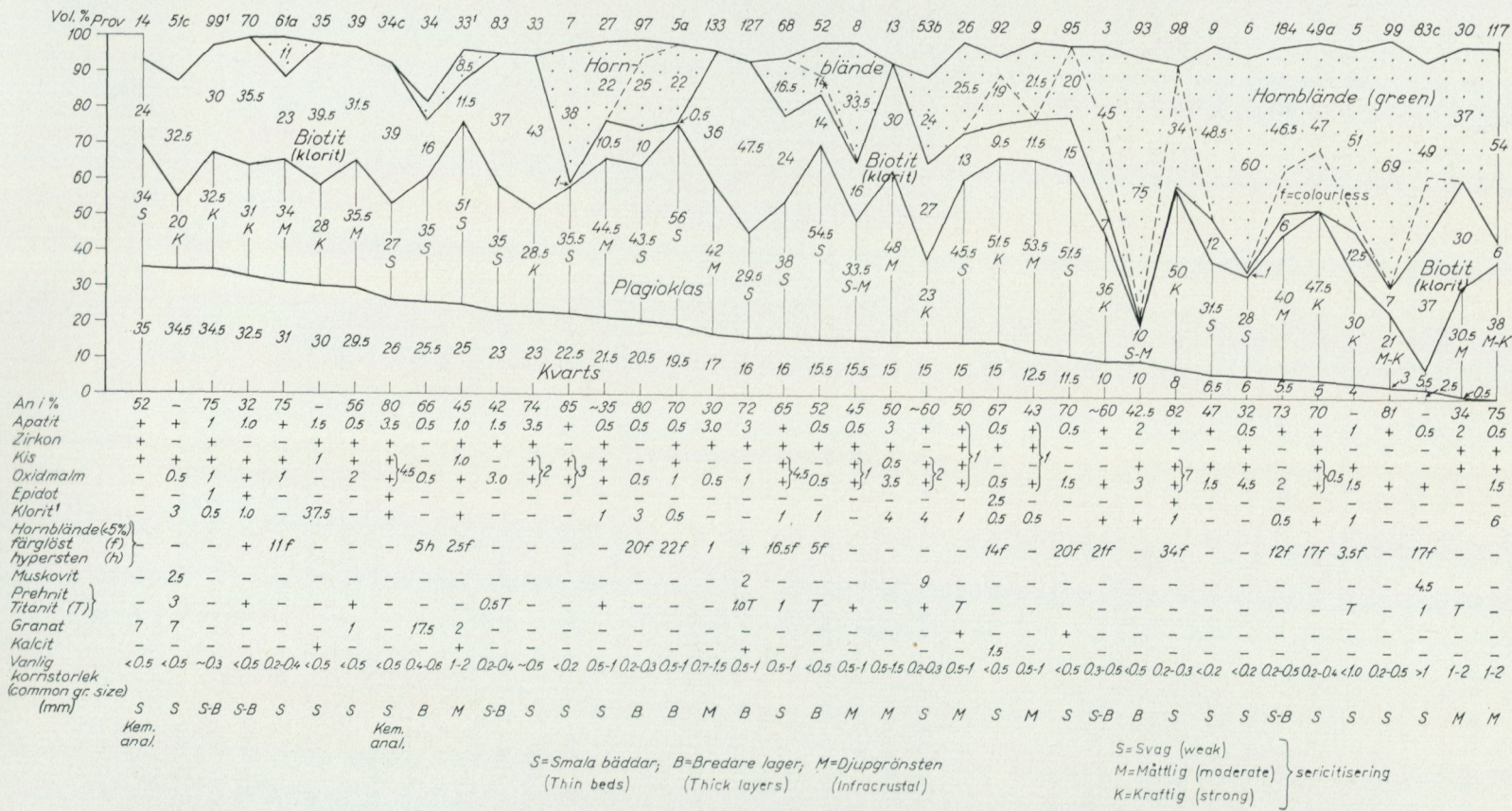


Diagram 9. Mineralfördelningen i basiska lager inom sedimentgnejserna i Stockholmsområdet*Mineral composition of basic layers interbedded with the sediment gneisses of the Stockholm area*

14. Norstugan, ca 500 m V om Ågestasjön (3f), ca 2.5 km SV om Farsta centrum, kbl Stockholm SO.
- 51c. Backebo (9a), ca 2 km V om Bro k:a, kbl Stockholm NV.
- 99¹. Höjden Kungshatt på ön Kungshatt (5d), SO om Lovön, kbl Stockholm NV.
70. 500 m S om Ulriksdals kapell (7f), Solna, kbl Stockholm NO.
- 61a. V om Kaggeholms slott, västra Lillön (5b), Ekerö k:n, kbl Stockholm NV.
35. 1 km VNV om Sturehov (4c), ca 4 km NV om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV.
39. 200 m V om Ångstugan (4b), ca 1 km SV om Vällinge, kbl Stockholm SV.
- 34c. Ca 1 km N om Långbro (5e), Stockholm, kbl Stockholm NV.
34. 300 m S om Ned. Tunatorp (1f), ca 2 km N om Tunnelsta stn, kbl Stockholm SO.
- 33¹. 250 m NV om Jakobsbergs stn (8c), Järfälla k:n, kbl Stockholm NV.
83. 500 m OSO om skidbacken i Hammarbyhöjden (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
33. Ca 750 m NV om Sturehov (4c), ca 4 km NV om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV.
7. Koholmen (0j), 750 m SV om St. Brevik (S om Δ 60.6, Breviksnäs), västra Ornö, kbl Stockholm SO.
27. 750 m O om Bosöns idrottsinstitut (7h), Lidingö, kbl Stockholm NO.
97. 300 m OSO om Isstadion Johanneshov (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
- 5a. Norra delen av udden V om Röskär (8g), ca 4 km SSV om Ö. Ryds k:a, kbl Stockholm NO.
133. 500 m V om Alby (4d), ca 1.5 km O om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV.
127. Ca 1 km VNV om Fullersta kvarn (4e), ca 4 km NV om Huddinge stn, kbl Stockholm SV.
68. 300 m SO om Vifärna (7b), ca 1 km SSV om Hilleshögs k:a, Svartsjölandet, kbl Stockholm NV.
52. Vid fyren 1 km V om Öster-Haga (7h), södra Bogesundslandet, ca 6 km S om Ö. Ryds k:a, kbl Stockholm NO.
8. Ca 1.5 km V om Bro k:a (9a), kbl Stockholm NV.
13. 750 m S om Isstadion Johanneshov (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
- 53b. S om Tibble (9b), ca 1 km VSV om Stockholms-Näs k:a, kbl Stockholm NV.
26. Grönvreten (8c), ca 1.5 km NNV om Jakobsbergs stn, Järfälla k:n, kbl Stockholm NV.
92. 350 m NV om Isstadion Johanneshov (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
9. 350 m VSV om Husby (7e), ca 1.5 km N om Spånga k:a, kbl Stockholm NV.
95. N om begravningsplatsen i Gustavsberg (6j), Gustavsbergs k:n, kbl Stockholm NO.
3. Udde ca 1 km OSO om Bogesunds slott (7i), Ö. Ryds k:a, kbl Stockholm NO.
93. S om Hellasgården, Källtorpsjön (5g), ca 2.2 km SSO om Nacka k:a, kbl Stockholm NO.
98. 350 m SV om Isstadion Johanneshov (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
9. Rönnskär, SV om Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
6. Ångsholmen i Mörbyfjärden (0j), västra Ornö, kbl Stockholm SO.
184. O om Isstadion Johanneshov (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
- 49a. Ca 1 km V om Frösvik (7g), Bogesundslandet, kbl Stockholm NO.
5. 250 m NO om Hässelby villastads stn (7c), Stockholm, kbl Stockholm NV.
99. 375 m NV om Isstadion Johanneshov (5g), Stockholm, kbl Stockholm NO.
- 83c. Ekerö sommarstad (4b), ca 750 m NV om Ekerö k:a, kbl Stockholm SV.
30. Udden 1.2 km O om Sturehov (4c), Botkyrka k:n, kbl Stockholm SV.
117. S om Lunda Prästvik (5c), ca 1.5 km VSV om Lovö k:a, kbl Stockholm NV.
- 51c: Kvarts och biotit i långa fält.
- 99¹: Kvarts och biotit i långa fält.
- 39: Granathalten i stuff > 10 %.
- 7: Hornbländen 0.5 mm, biotitporfyroblaster 1—2 mm.
- 97: 1—2 mm stora plagioklasströskorn.
- 133: Enstaka individ ~ 2 mm.
- 8: Hornbländeporfyroblaster > 10 mm.
- 9: Hornbländen > 1 mm.
- 6: Hornbländen 0.2—0.5 mm, biotiter 1—2 mm.
- 184: Hornbländeporfyroblaster > 10 mm.

0.5 mm. Endast i tre fall, samtliga från det bättre bevarade Ornöområdet, underskreds 0.2 mm. Strukturen är genomgående lepidoblastisk för de biotitrika leden och nematoblastisk, där hornblände dominerar. En variabel men ofta hög anortit-halt i plagioklasen är påtaglig och kan icke ställas i någon lagbunden relation till bergarternas kvartshalt. Graden av seritisering i plagioklasen (se diagrammet; S=svag, M=måttlig, K=kraftig) syns i huvudsak vara oberoende av bergartens sammansättning. Möjligen visar de biotitrika leden en något kraftigare tendens till omvandling. Bland de femiska mineralen överväger hornblände i riktning mot kvartsfattigare led, medan biotiten dominerar de kvartsrikare bergarterna. Vid sidan av vanligt hornblände uppträder ofta rikligt med färglös cummingtonit och/eller grünerit (variationer från 40—70 % av den Fe-rika grüneritmolekylen; jfr Stålhös 1962, s. 75—76). I ett par fall har hypersten noterats dels i en granatrik bädd norr om Tungelsta stn (34), dels i det stora grönstensområdet kring Johanneshov tillsammans med grünerit (Gavelin 1960, s. 247). Grönstenar rika på biotit och/eller vanligt hornblände är mestadels mycket mörkt grå eller svarta, medan en något ljusare grå färgton ofta utmärker de led, där färglöst hornblände överväger. Biotiten är rödbrun och lokalt kloritomvandlad. Minalet syns emellanåt ha bildats sekundärt ur det färglösa hornbländet. Granat, vanligen poikiloblastisk, påträffas särskilt i de kvartsrikare leden. Extremt granatrika är ett antal sinsemellan parallella, meterbreda grönstenslager ca 1 km SV om Vällinge (4b). Minalet bildar här någon eller flera centimeter stora, rundade och tätt liggande aggregat och torde lokalt kanske utgöra 20—30 % av bergartsvolymen. I prov 39 från den aktuella lokalen har granaten råkat bli kraftigt underrepresenterad (se diagram 9 jämte kommentar till provet). Accessoriskt uppträder tämligen rikligt med apatit och malmineral. De sistnämnda utgörs dels av magnet- och svavelkis, dels av oxidmalm, sannolikt kraftigt uppblandad med ilmenit. Den höga TiO_2 -halten i det på malmineral rika provet 34 c (jfr diagram 9 och tabell 9 analys 2) torde bekräfta sistnämnda antagande.

De kemiska analyserna av proven nr 14 och 34 c (se tabell 9, analys 8 och 2) visar i huvudsak vad som redan framgår av motsvarande planimetriska analyser i diagram 9. De höga CaO -och K_2O -halterna i 34 c motsvaras av hög An-halt i plagioklasen respektive ett stort biotitnehåll. En lägre K_2O - och CaO-halt och ett högt SiO_2 -värde i nr 14 motsvaras av en dito lägre biotit- och anortithalt och samtidigt en hög kvartshalt. Det är ytterst tveksamt om den kemiska sammansättningen i nu nämnda, ovanligt kvarts- och biotitrika grönstenar kan anses vara primär. Denna fråga belyses i ett tidigare citerat arbete av Gavelin, som bl. a. behandlar vissa grönstenslager i Johanneshovstrakten och deras marginala omvandlingar (1960, s. 247—250). Författaren konstaterar, att nämnda grönstenslager består av en central, bättre bevarad del och en marginal, kraftigt sekundär-omvandlad zon i gränsen mot omgivande gnejs. Centralzonen har i ett refererat exempel approximativt följande sammansättning: plagioklas 50 % (An_{75-95}), hypersten + grünerit 40 % och biotit 10 % (kemisk analys, tabell 9 nr 1), samt

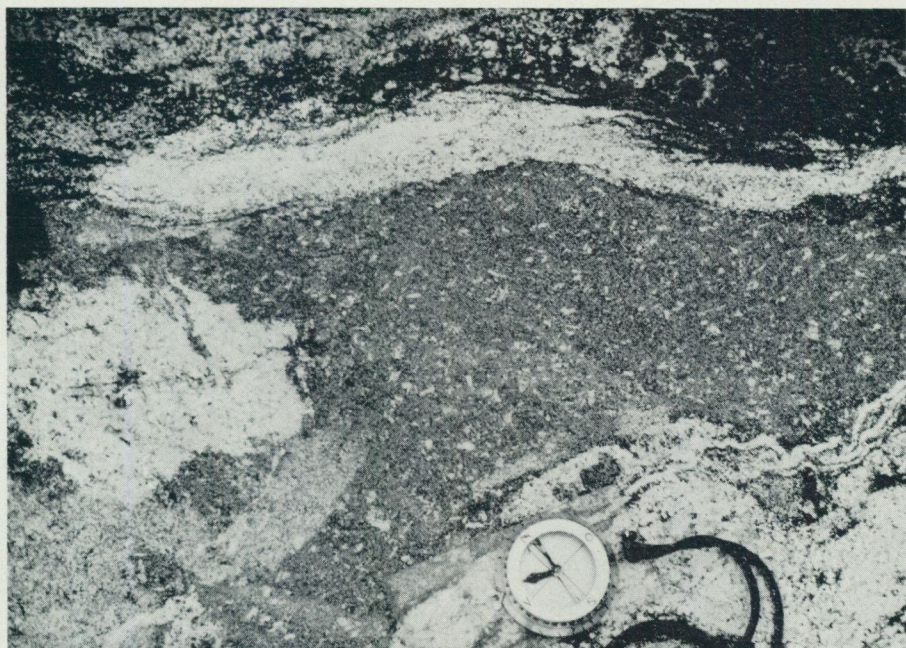


Fig. 7. Lager av plagioklasporfyrisk grönsten inom sedimentgnejserna. Baggeby (6g), södra Lidingö. Foto G. Stålhös.

Plagioclase-porphyrific layer interbedded with sediment gneisses.

marginalzonen ca 20 % kvarts, 40 % plagioklas (An_{65-70}) och 40 % biotit. Proven nr 98, 99 och 184 i högra delen av diagram 9, samtliga från Johanneshov, torde alla ha en kemisk sammansättning, som nära motsvarar den centrala, bättre bevarade zonen i nyssnämnda grönstenslager. Den biotit- och kvartsrika marginalzonen åter, överensstämmer med de likaledes biotit-kvartsrika grönstenarna i vänstra och mellersta delen av samma diagram (se tab. 12). Den mineralogisk-kemiska skillnaden mellan grönstenarna inom högra och vänstra delen av diagram 9 är, att döma av ovanstående, icke större än den inom ett enda grönstenslager, då man här rör sig från centrum ut mot marginalen. Nära kontakten mot gnejsen är hornblände enligt Gavelin icke längre stabilt, och i själva gränsen blir plagioklasen kraftigt sericitiserad. Reaktionerna innebär huvudsakligen ett utbyte av de element, vilka är mest olikartat representerade inom grönstenen och angränsande gnejs (se Gavelin, s. 247—250). Biotit- och sericitbildningen förutsätter också ett visst tillskott av K och H_2O från omgivningen. Slutsatsen blir, att de biotit-kvartsrika leden i diagram 9 till stor del sannolikt måste uppfattas som resultatet av sekundära omvandlingar, där ursprungliga, tämligen basaltiska grönstenar (analys 1, tabell 9) gradvis överförts i sådana med dacitisk sammansättning (analys 8).

En viss skiktning i ovan omtalade grönstenar tyder på att dessa åtminstone delvis bör tolkas som tuffiter. Även ytligt intruderade basiska lavar torde förekomma i betydande utsträckning. Uppträdandet av vissa finkorniga amfiboliter med strökorn av vittrad plagioklas talar härför (jfr P i kartan och fig. 7).

De som infrakrustalgrönstenar betecknade leden i diagram 9 (M) kännetecknas av hypidiomorf struktur med divergentstråligt anordnade plagioklastavlor. De vanligaste kornstorlekarna ligger inom intervallen 0.5—1 mm och 1—2 mm. Viktigaste mineral är plagioklas, grönt hornblände, biotit och kvarts. Till skillnad från förhållandena i de finkornigare grönstenarna är plagioklasens anortitthalt genomgående ganska låg (An_{30-50}) utom i den ultrabasiska grönstenen nr 117 (An_{75}). Dessutom dominerar grönt hornblände helt över den färglösa varietet. Övriga data kan utläsas av diagram 9. Kemiskt motsvarar bergarterna närmast dioriter med lokala övergångar åt gabbrohållet.

Bredare lager av finkornig grönsten är svåra att säkert klassificera. Man får nämligen räkna med att en del av dessa kan utgöra sekundärt granulerade och rekristalliserade infrakrustalgrönstenar eller också starkt småkorniga varianter av de senare. En tydlig sekundär förgrovning av finkorniga grönstensled kan ibland iakttas, t. ex. i Johanneshov, där hornblände bildar jämnt fördelade cm-stora poikiloblaster, vilka förlämnar bergarten ett grovkornigt, om djupgrönstenar påminnande utseende.

LEPTITER, LEPTITGNEJSER, GRANITGNEJSER OCH ASSOCIERADE METABASITER INOM STOCKHOLMSTRAKTEN

De med gult betecknade områdena på kartan innefattar en ur strukturell och kemisk synpunkt mycket heterogent uppbyggd bergartssvit, vilken kännetecknas av stora variationer i såväl surhetsgrad som alkalinitet. Komplexet i dess helhet skiljer i allmänhet ut sig från tidigare behandlade metasediment. Ser man däremot till dess enskildheter, kan, om än i begränsad omfattning, vissa petrografiskt likartade bergartsled återfinnas inom både leptit- och sedimentavdelningarna.

Med hänsyn till graden av omvandling kommer kustzonens bättre bevarade leptitområden kring Täljö och på Ornö att först behandlas i nu nämnd ordning. Dessa ingår i ett långsträckt, delvis sammanhängande stråk, som kan följas från Ljusteröområdet i mellersta Uppland (Th. Lundqvist, 1962) mot söder och sydväst till trakten av Täljö i kartans nordöstra del (jfr Stålhös 1964, s. 13). Härifrån böjer det av mot öster i en vid båge runt Värmdölandet och ansluter sig till leptitområdena på Runmarö, Ornö (Sundius 1939) och Utö (Holmquist 1910).

En specialkarta i skala 1 : 25 000 (pl. 1) över västra Ornö motiverar för detta område en något utförligare redogörelse, där inte bara leptiterna utan också övriga suprakrustalled beaktas.

I ett sista avsnitt beskrivs övriga mera högmetamorfa leptitgnejsler och granit-

gnejsjer inom kartans mellersta och västra delar. Ifrågavarande något grövre led påminner till utseende ofta om förskiffrade infrakrustalbergarter och har emellanåt bedömts som sådana. Detta framgår bl. a. vid en jämförelse med Sundius' karta över Stockholmsområdet från år 1948, där samtliga nu, nämnda leptitområden utom Ornö erhållit gnejsgranitbeteckning.

Leptiter och leptitgnejsjer utgör en ur genetisk synpunkt kontroversiell bergartsgrupp. Den sparsamma förekomsten av entydiga, lätt tolkade primärstrukturer torde vara en av orsakerna härtill. Många anser ett huvudsakligen vulkanogent ursprung ligga närmast till hands för nämnda bergarter (jfr Geijer—Magnusson 1944 och Hjelmqvist 1966) medan andra betraktar dem som sediment delvis bildade under speciella betingelser (t. ex. i Finland).

TÄLJÖOMRÅDETS LEPTITER, LEPTITGNEJSJER OCH METABASITER

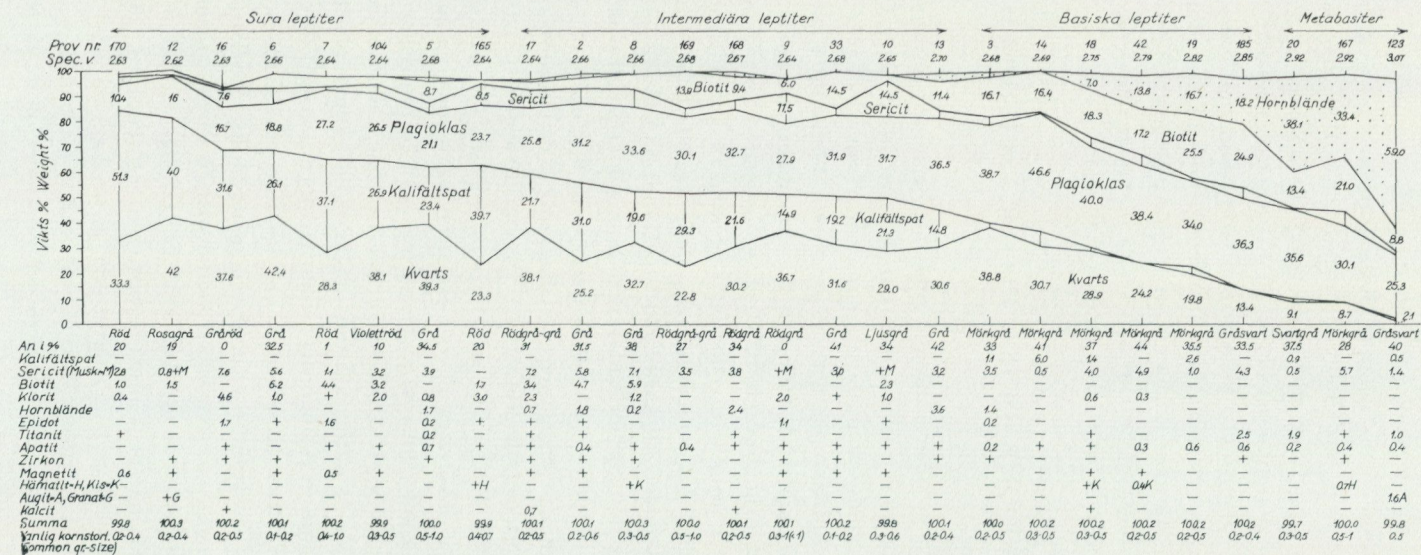
I detta avsnitt kommer samtliga gula fält belägna i kartans nordöstra del att behandlas. Härutöver tillkommer mindre partier i form av skivor och brottstycken inom gnejsgraniterna på öarna söder om Trälhavet samt på fastlandet norr därom. Tillsammans ger dessa spridda förekomster av leptitbergarter en bild av utbredningen och förloppet hos ett tidigare sammanhängande stråk, vilket i samband med urgraniternas och grönstenarnas inträngande partiellt blivit sönderslitet och assimilerat eller bitvis genom omkristallisation förlorat sin ursprungliga prägel. En detaljerad redogörelse för det aktuella området har tidigare givits i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (s. 12—19), varför diagram 10 hämtat från detta arbete endast skall kommenteras i all korthet.

Leptiterna i området innefattar både sura, intermediära och basiska led (jfr den mineralogiska fördelningen i diagram 10). Härutöver tillkommer också delvis direkt associerade, finkorniga amfibolitiska grönstenar eller s. k. metabasiter (jfr Stålhös 1962, s. 13, och Geijer 1944, s. 736). Huvuddelen av anförda bergarter är så finkorniga, att beteckningen leptit torde kunna användas (kornstorlekar < 0.5 mm enl. def.). Bergarter med kornstorlekar > 0.5 , dvs. leptitgnejsjer, spelar dock en något större roll inom området än vad som framgår av diagrammet. De ej alltför kraftigt omvandlade leptiterna och metabasiterna är till det yttre jämn- och finkorniga samt massformiga, med en granoblastisk, något skiffrig omkristallisationsstruktur. De kraftigt rekristalliserade hornbländerika amfiboliternas struktur är utpräglad nematoblastisk. Rödlätta till grå färgtoner överväger i de sura, på kvarts och kalifältspat rika leden, medan de fältspatintermediära leptiterna mestadels är grå. En kraftigt vittrad och hämatitpigmenterad plagioklas har dock ofta medfört rödfärgning även i dessa led. De hornblände- och biotitrikare bergarterna, åter, är mörkgrå till svarta.

Intermediära grå leptiter med ett varierande men underordnat inslag av mera basiska led dominerar det omtalade leptitområdet utom på Resarö och norr om

Diagram 10. Mineralfördelningen inom Täljeområdets leptiter, leptitgnejsjer och metabasiter

Mineral composition of leptites, leptite-gneisses and metabasites in the Täljö area (8h—j)



170. 1.5 km SO om Härbackens pegmatitbrott (9j), Österåkers k:n.
 12. 300 m O om Ubby gård, 1.7 km ONO om Ö. Ryds k:a.
 16. 650 m NV om Svinninge gård (9h), Täljöviken, Österåkers k:n.
 6. Ca 2.5 km NO om Ö. Ryds k:a, utmed kraftledning.
 7. 450 m NV om Täljö hpl., Österåkers k:n.
 104. Friluftsbad, 750 m S om Österskärs stn, Österåkers k:n.
 5. Rydbo saltsjöbad (8h), ca 3.5 km OSO om Ö. Ryds k:a.
 165. 500 m V om Hägerneholm, SV om Ullnasjön (9g), Täby k:n.
 17. Södra stranden av Svavelsön, ca 3 km SO om Ö. Ryds k:a.
 2. 500 m NV om Prästtorpet, ca 2 km O om Ö. Ryds k:a.
 8. 750 m NV om Svinningstorpet, SV om Täljöviken (8i), Österåkers k:n.
 169. Bullerholmen, sydöstra delen, SV om Resarö (8i), Ö. Ryds sn.
 168. Bullerholmen, sydöstra delen, SV om Resarö, Ö. Ryds sn.
 9. Svavelsön, nordöstra delen, ca 3 km OSO om Ö. Ryds k:a.
 33. 300 m SO om Täljö hpl., Österåkers k:n.
 10. 250 m V om Täljövikens spets, Österåkers k:n.
 13. Svinninge, SV om Täljöviken, Österåkers k:n.
 3. 250 m N om Rydbo saltsjöbad, ca 3.5 km OSO om Ö. Ryds k:a.
 14. Norr om Prästtorpet, ca 2 km O om Ö. Ryds k:a.
 18. Ca 750 m O om Täljö hpl., Österåkers k:n.
 42. Visinge, 2.5 km S om Täby k:a. Brottstycke i yngre granit.
 19. Ca 2.5 km NO om Ö. Ryds k:a, utmed kraftledning.
 20. Rydbo saltsjöbad, östra udden ca 3.5 km OSO om Ö. Ryds k:a.
 185. 400 m NV om Svinninge, SV om Täljöviken, Österåkers k:n.
 167. Moholmen, norra stranden, N om Resarö, Österåkers k:n.
 123. Ca 2 km NO om Ö. Ryds k:a.

Trälhavet, där röda leptiter delvis överväger. De mest finkorniga och bäst bevarade leptiterna med kornstorlekar kring 0.1—0.2 mm finner man i området sydost och söder om Täljö hpl (prov 6 och 33). I samma område har också i ett fall iakttagits rundade skarnbollar i leptiten, vilka sannolikt bildats genom sönderslitning av ett tidigare sammanhängande skarnlager. Leptiterna genomsetts på många håll av urgraniterna eller bildar brottstycken i dessa (jfr brun kråkspark på kartan). Företeelsen kan studeras särskilt väl bl. a. SO om Täljö hpl, där grå leptit i ett stort antal fall breccieras av röd halvsur gnejsgranit. I skärningar utmed nya Vaxholmsvägen på sydligaste Resarön förekommer icke blott gnejsgraniter, i detta fall intermediära och ögonförande, utan också gabbrogrönstenar, vilka genomsetter de aktuella suprakrustalbergarterna (fig. 8). De senare utgörs här av både grå och rödgrå leptitgnejsjer samt finkorniga plagioklas- och hornbländeporfyriter. Ett karakteristiskt drag hos leptiterna, som skiljer dessa från tidigare omtalade sedimentgnejsjer (jfr Stålhös 1962, s. 55), är en ofta förekommande halt av hornblände. Förklaringen härtill torde främst vara att leptiterna till skillnad från sedimentgnejserna icke har överskott på Al. (Märk dock att detta icke gäller de ljusa Ca-rika metaareniterna.) Hornblände är nämligen enligt Kretz (1959) instabilt i bergarter med Al-överskott enligt reaktionen silimanit + hornblände → granat + anortit + kvarts + vatten. Någon åderförgnejsning eller migmatitbildning av betydelse, som med säkerhet kan tillskrivas den sen-svekofenniska regionalomvandlingen, har icke påvisats inom Täljöområdet leptiter. Rekrystallisationen inom området torde följaktligen ha skett under relativt isokemiska betingelser. Yngre graniter saknas nästan helt, medan skarpt av-



Fig. 8. Gång av djupgrönsten, som genomsätter en med leptiterna associerad, finkornig plagioklasporfyr. Invid nya Vaxholmsvägen ca 500 m V om Engarn på södra Resarö (8i).
Foto G. Stålhös.

Gabbroic dike cutting a plagioclase-porphyrite associated with leptitic rocks.

gränsade, delvis breda pegmatiter däremot är ganska talrika. En viss lokal plasticitet kan dock förmärkas i gränserna mellan led av olika tektonisk kompetens. Surare leptitiska led genomdrar och breccierar därför ofta motsvarande mera basiska varieteter och ger lokalt upphov till ådergnejsliknande bergarter (se fig. 9). Tidpunkten för uppkomsten av detta slag av ådergnejsjer kan inte med säkerhet fastställas. Möjligen var plasticiteten inom berggrunden redan i primorogen tid av en sådan omfattning, att åderförgnejsningen i fråga skulle kunna tillskrivas detta skede. De gnejsgraniter, som omsluter åderförgnejsade leptiter, tycks nämligen själva vara helt opåverkade. (Jfr även fotnot 2 på s. 67 och 131.)

Några entydiga primärstrukturer, som antyder leptiternas ursprung, har inte påträffats utom i ovannämnda basiska porfyriter och i vissa kvartsporfyriska röda leptiter ca 1 km NO om Valsjön (9j). En jämförelse med likartade leptit-områden utmed Upplandskusten, och i trakten av Uppsala där även kvartsporfyriska och porfyriska leptiter ingår jämsides med vulkaniska breccior (N. H. Magnusson 1940, s. 15, M. Beyer 1954, P. H. Lundegårdh 1956 och Th. Lundqvist 1962), talar dock för sannolikheten av ett i huvudsak vulkanogent ursprung också för leptiterna i Täljöområdet. Tuffiter torde i detta sammanhang ha spelat den största rollen med hänsyn till det rikliga pyroklastiska inslaget i nys nämnda, närbelägna leptit-områden. Lavor, mest basiska sådana, har san-

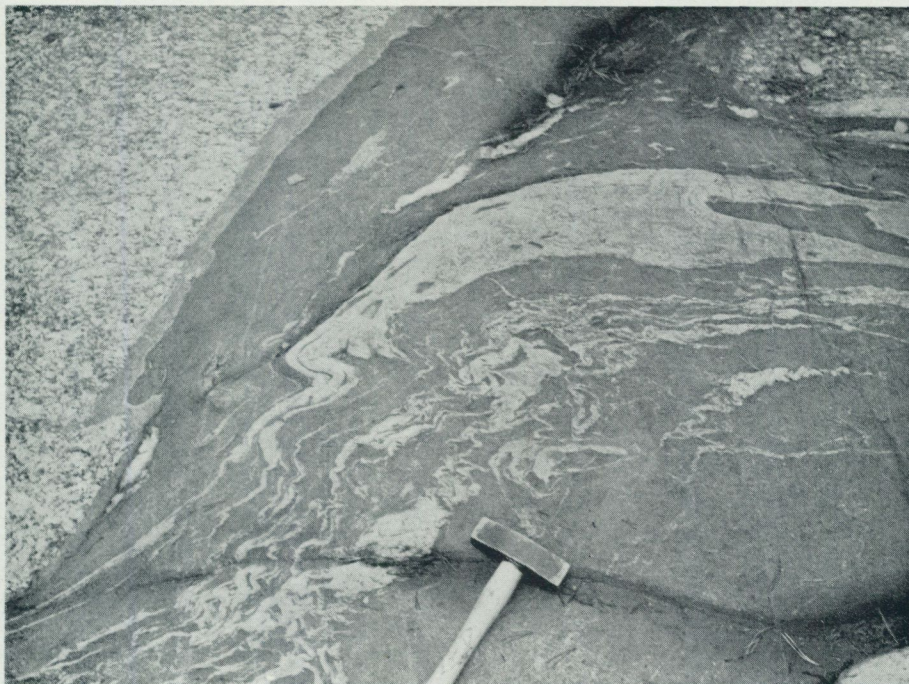


Fig. 9. Basisk leptit sannolikt åderförgnejsad av en mera plastiskt reagerande leptit av intermediär sammansättning. T. v. i bilden syns ett mindre parti av de omgivande, något ögonförande gnejsgraniterna. S om Boda träsk, ca 4 km OSO om Ö. Ryds k:a.
Basic and intermediate leptites. Owing to a different grade of competence the latter (light veins) has flowed plastically into the former. Part of the synkinematic granodiorites, which completely surround the veined leptite, is visible to the left.

nolikt också ingått. Tre kemiska analyser av sur respektive intermediär och basisk leptit meddelas i tabell 9 analys 17, 11 och 6. Om Rittmanns nomenklatur (1952) för vulkanogena bergarter tillämpas, skulle de analyserade leden närmast motsvaras av alkaliryolit respektive kvartslatit och mörk kvartslatit.

Den av kornförgrovnig kännetecknade process, vilken emellanåt överfört de finkorniga leptiterna till leptitgnejsar och granitgnejsar, innebär i huvudsak följande. Kvartsen samlar sig till större enhetliga fält eller långsträckta spolar i de fall, där ett riktat tektoniskt tryck varit för handen. De enskilda plagioklaskornen samkristalliserar eller tillväxer individuellt, ej sällan påtagligt, som i prov 168 och 169, där en flerdubbling av ytan hos det ursprungliga individet kan noteras. Kalifältpaten samlar sig efter hand till band eller större korn under förträngning av plagioklasen. Dessa kemiska jämviktsreaktioner i gränserna mellan kalifältpat och plagioklas ger sig ofta till känna i en rikligt uppträdande myrmeakitbildning. De som slutprodukt av förgrovningsprocessen bildade granitgnejserna går i mineralogiskt, kemiskt och strukturellt hänseende till sist

Tabell 9. Kemiska analyser av leptiter—leptitgnejser—(granitgnejser) och metabasiter från kartområdet
Chemical analyses of leptites—leptite-gneisses—(granite-gneisses) and metabasites from the mapped area

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O > >105°C	H ₂ O < <105°C	Σ
1(12093)	43.4	1.14	21.5	2.2	11.25	0.16	6.45	9.4	0.6	0.7	—	0.5	—	99.5
2(34c)	53.0	2.30	14.8	1.05	8.06	0.08	5.5	6.8	0.3	3.2	1.79	2.8	0.44	100.12
3 —	56.92	0.46	15.85	0.96	8.22	0.12	4.59	5.96	2.14	2.44	0.15	1.72	0.46	99.99
4(52)	59.5	0.64	18.8	1.83	2.83	0.04	3.1	0.4	8.8	1.6	0.11	2.3	0.49	100.44
5(38)	60.1	1.08	14.8	2.53	4.51	0.08	2.8	5.5	2.7	2.0	0.9	1.9	0.5	99.40
6(19)	61.4	0.82	14.8	1.12	6.05	0.14	3.7	4.2	2.6	3.4	0.18	1.4	0.22	100.03
7(81)	65.5	0.75	15.3	1.00	4.35	0.09	2.00	4.3	3.4	1.9	0.16	1.3	0.20	100.25
8(14)	65.9	0.65	14.8	0.60	5.61	0.12	2.6	4.0	1.6	1.9	0.15	1.1	0.43	99.46
9(55)	66.9	0.39	17.4	0.18	0.29	<0.01	2.3	0.9	8.0	2.1	0.15	1.1	0.42	100.13
10(107')	70.0	0.4	15.8		3.2	0.05	0.6	1.7	2.9	4.4	—	0.6 ¹	—	99.6
11(8)	70.1	0.24	15.2	0.43	1.66	0.03	0.5	3.5	3.3	3.8	0.02	0.8	0.27	99.85
12(67)	70.1	0.54	13.3	1.0	2.49	0.03	0.7	0.7	2.6	7.4	0.08	0.7	0.32	99.96
13(41)	70.4	0.36	14.2	0.44	2.30	0.05	1.1	2.6	2.8	4.0	0.08	1.0	0.41	99.74
14(7a)	75.3	0.1	13.6		2.0	<0.05	0.3	0.7	3.1	4.5	—	0.7 ¹	—	100.3
15(47a)	75.9	0.17	11.6	0.39	1.03	0.04	0.9	0.4	2.7	6.0	0.08	0.75	0.29	100.25
16(16)	76.8	0.10	11.8	0.37	0.51	0.01	0.2	0.7	2.6	5.8	<0.01	0.4	0.31	99.60
17(170)	77.4	0.03	11.7	0.41	0.39	0.02	0.2	0.6	2.3	6.5	<0.01	0.4	0.2	100.15

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Katjon Anions/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 9, 10, 11 och 13	Katjonprop Propn. Cations
1(12093)	97	28	47	23	2	0.41	0.46	-11	2	3	—	—	
2(34c)	155	25	46	21	7	0.87	0.52	27	5	-3	172.1	9(34c)	Mg > Ca > K > Na
3—	168	27	43	19	11	0.43	0.47	24	1	-3	—	—	—
4(52)	202	37	29	1	32	0.11	0.55	-26	2	4	163.6	11(52)	Na ≧ Mg > K > Ca
5(38)	211	31	35	21	14	0.32	0.42	55	3	-4	172.5	13(38)	Ca > Na > Mg > K
6(19)	208	30	39	15	16	0.46	0.48	44	2	-1	168.2	10(19)	Mg > Na > Ca > K
7(81)	256	35	29	18	18	0.27	0.40	84	2	-1	171.8	13(81)	Na > Ca > Mg > K
8(14)	265	35	37	17	11	0.43	0.42	121	2	7	174.6	9(14)	Ca > Mg > Na > K
9(55)	277	43	16	4	38	0.15	0.9	25	1	1	165.4	11(55)	Na ≧ Mg > K > Ca
10(107 ¹)	349	46	17	9	28	0.49	0.27	137	2	9	173.5	13(107 ¹)	Na > K > Ca > Mg
11(8)	338	43	12	18	27	0.43	0.32	130	1	-2	172.5	10(8)	Na > K > Ca > Mg
12(67)	354	39	20	4	37	0.65	0.27	106	2	-2	170.4	13(67)	K > Na > Mg > Ca
13(41)	345	41	20	14	26	0.49	0.42	141	1	1	174.1	11(41)	Na > K > Ca > Mg
14(7a)	450	48	12	5	35	0.49	0.24	210	0	8	176.0	13(7a)	Na > K > Ca > Mg
15(47a)	465	42	16	3	40	0.59	0.53	205	1	-1	174.3	11(47a)	K > Na > Mg > Ca
16(16)	512	46	7	5	42	0.60	0.29	244	0	-1	178.5	13(16)	K > Na > Ca > Mg
17(170)	522	46	6	4	43	0.65	0.33	250	0	-1	175.3	10(170)	K > Na > Ca > Mg

¹Glödningsförlust. *Loss by ignition.*

1. Hyperstensförande hornbländegabbro eller metabasit av suprakrustalt ursprung? (*hypersthene-amphibole gabbro or supracrustal metabasite?*). — (Se S. Gavelin 1960, GFF, 82, s. 247 analys 12093.) — Johannesshov, Stockholm, kbl Stockholm NO.
2. Mörk metabasit, tunt lager i sedimentgnejs (*dark metadacite, thin layer in meta-argillite*). — Ca 1 km N om Långbro (5e), Stockholm, kbl Stockholm NV. Nr 34c, analys P 1094: V. Grundulis.
3. Porfyritisk och/eller kvartzdioritisk grönsten (*porphyritic and/or quartz-dioritic greenstone*). — (Se N. Sundius 1939, SGU, ser C 419, s. 55). — Björkö SO-udde, V om Ornö.
4. Grå leptit, (Na-trakyt) (*dark soda-trachyte*). — Näsudden, västligaste Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 52, analys P 974: V. Grundulis.
5. Mörk leptitgnejs (metaryodacit?) (*dark meta-rhyodacite?*). — 1 km V om Sturehov (4c), ca 5 km VNV om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV. Nr 38, analys P 1088: V. Grundulis.
6. Mörk leptitgnejs (metakvartslatit) (*dark meta-quartz-latite*). — Plagioklas (An = 35 %): 35 vol.%, biotit, 24 %, kvarts: 21 %, hornblände: 15 %, kalifältpat, sericit, apatit, m. m.: 5 %. Kornstorlek (*grain-size*): vanligen 0.2—0.5 mm. — Ca 2.5 km NO om Ö. Ryds k:a (9h), utmed kraftledningen, kbl Stockholm NO. Nr 19, analys, P 1982: V. Grundulis.
7. Grå leptitgnejs (*meta-rhyodacite?*). — 1 km N om Bergsjön (3b), ca 6 km V om Salems k:a, kbl Stockholm SV. Nr 81, analys P 1089: V. Grundulis.
8. Mörk metabasit, smalt lager i sedimentgnejs (*labradorite-rhyodacite, thin layer in meta-argillite*). — Norstugan ca 500 m V om Ågestasjön (3f), ca 2.5 km SV om Farsta centrum, kbl Stockholm SO. Nr 14, analys P 1093: V. Grundulis.
9. Laxfärgad bandad tuffitisk leptit (Na-trakyt) (*reddish, banded tuffite, soda-trachyte*). — Udde ca 300 m NO om Hässelmara brygga (1j), Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 55, analys P 973: V. Grundulis.
10. Gräröd granitgnejs (metavulkanit?), (*greyish-red granitic gneiss*). — Ängsholmen (6d), ca 2.5 km N om Lovö k:a, kbl Stockholm NV. Nr 107, analys P 361: B. Rönnholm.
11. Grå leptit (*grey leptite or quartz-latite*). — Kvarts: 33 vol.%, mikroklin: 20 %, plagioklas (40 % An) + sericit: 40 %, biotit: 5 %, klorit, hornblände, apatit, zirkon, kis: 2 %. — Ca 1 km VSV Svinninge (9h), Österåkers k:n, kbl Stockholm NO. Nr 8, analys P 1081: V. Grundulis.
12. Gräröd leptitgnejs (meta-alkaliryolit) (*greyish-red meta-alkali-rhyolite*). — Lida järnmalmgruva N om Lida friluftsgård (2d), Botkyrka k:n, kbl Stockholm SV. Nr 67, analys P 1087: V. Grundulis.
13. Grå intermediär leptitgnejs (*meta-quartz-latite?*) — 600 m SSO om sydändan av Lervassa träsk (0j), centrala Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 41, analys P 1095: V. Grundulis.
14. Röd sur leptitgnejs (*red meta-rhyolite?*) — Ca 1.5 km S Räcksta (6d), Stockholm, kbl Stockholm NV. Nr 7a, analys P 356: B. Rönnholm.
15. Röd leptit med sekundära ögon ur »bandserien» Ornö (*red meta-alkali-rhyolite, porphyroblastic. The »banded series of Ornö»*). — 150 m N om Kolnäset (0j), Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO. Nr 47a, analys P 975: V. Grundulis.
16. Röd leptit, skiva i gnejsgranit (*red meta-rhyolite, thin layer in gneiss-granite*). — 500 m V om Långsjöns norra del (3i), ca 4.5 km S om Tyresö k:a, kbl Stockholm SO. Nr 16, analys P 1091: V. Grundulis.
17. Röd leptit (*red meta-alkali-rhyolite*). — Kvarts: 33 vol.%, mikroklinpertit: 52 %, plagioklas + sericit: 13 %, biotit, klorit, titanit, opakmineral: ~ 2 %. Kornstorlek (*grain-size*): vanligen 0.2—0.4 mm. — Stranden NNV om Mjölkö (9j), Flaxenvik, Österåker k:n, kbl Stockholm NO. Nr 170, analys P 1083: V. Grundulis.

ej att med säkerhet skilja från ordinära gnejsgraniter, bildade genom förskiffning av urgraniter. Bergarter av detta något svårbestämbara slag påträffas främst i området söder och sydost om Säbyvik (8h), vidare 1 till 2 km öster om Ö. Ryds k:a samt kring och norr om Lervik (9j).

Till sist skall i korthet några ytterligare mineralogiska data för leptitbergarterna tillfogas. Kalifältpaten i de sura och intermediära leptiterna är mesta-

dels en icke pertitisk eller svagt fintrådigt pertitisk mikroklin, vilken särskilt i grövre leptitgnejsvarieteter innehåller pertitliknande rester av ofullständigt förförträngd plagioklas. I de mera basiska bergartsleden förekommer kalifältspat som små, mellan övriga mineral infogade fält av pertitfri mikroklin. Ibland bildar mineralet också antipertit i plagioklasen. Biotiten visar följande typer av pleokroism: grön-gul-svartbrun, ljusgul-mörkbrun och brungul-mörkt rödbrun. Hornbländet är av järnrik typ med kraftig pleokroism i gulgrönt-mörkgrönt. Sekundära omvandlingar såsom kloritisering av biotiten och sericitisering av plagioklasfältspaten syns vara betydligt vanligare i de sura och intermediära leptiterna än i de basiska typerna. Som sena sprickfyllnader i de förra påträffas emellanåt epidot och kalkspat. Granat finns i undantagsfall inom leptiterna, t. ex. i ett fall söder om korsningen mellan järnväg och landsväg norr om Täljövikens spets, där rikligt med cm-stora individ observerats.

I metabasiten prov 123, som f. ö. har en mycket skrovlig vittringsyta, förekommer klinopyroxen både som självständigt uppträdande, parallellt med skiffriheten utdragna individ och som skarpt avgränsade korn inneslutna i hornbländefälten. Mineralet i fråga utgör med all säkerhet icke någon kvarvarande rest från en tidigare pyroxenförande gabbrogrönsten utan är ett i samband med omkristallisationen nybildat mineral.

ORNÖOMRÅDETS SUPRAKRUSTALBILDNINGAR

Suprakrustalbergarterna på Ornö och kringliggande småöar (se pl. 1) sammansätts i huvudsak av tre olika komponenter, nämligen sedimentgnejsjer, leptiter—leptitgnejsjer och en bandad serie.

SEDIMENTGNEJSJER

Sedimentgnejsjerna, vilka först i korthet skall beröras, utgörs dels av växelagrande metaareniter och metaargilliter, dels av mera kompakta metaarenitiska led av gråvackesammansättning. De senare överväger på holmarna i Mörbyfjärden och kan närmast betecknas som biotit-plagioklasgnejsjer (jfr prov 20 från den norra av Skrakholmarna i diagram 6 och motsvarande 3 (20) i tabell 7). En något växlande biotithalt i dessa bergarter ger sig ofta till känna genom en ytlig, selektiv utvittring av de biotitrika partierna, med en markerad bankning som resultat (fig. 10). En intensivt gulockre- eller rostbrunfärgad vittringsyta förekommer ofta på de aktuella bergarterna.

Växelagrande metaarenitiska och metaargillitiska led dominerar främst på Breviksnäs, Rönnskär och holmarna norr därom. En helt identisk utbildning har också huvuddelen av sedimentgnejsjerna på samtliga öar norr och väster om Ornö samt på Gälö och Dalarö (se fig. 11). På fastlandet väster om en linje genom Horsfjärden—Väsbyfjärden är, som tidigare framgått, metaargilliterna nästan allena rådande. Metaarenitiska eller lokalt mera gråvackebetonade led



Fig. 10. Gråvackebetonade biotit-plagioklasgnejser där glimmerhalten växlar från skikt till skikt. Vittringen har arbetat selektivt dvs. de mjukare, glimmerrika lagren har blivit urgröpta. Udde S om Näsängen, södra Breviksnäs, Ornö (0j). Foto G. Stålhös.

Interstratified beds of metasediments, alternately rich and poor in mica. The weathering has been selective and the mica-rich layers are partly removed.

överväger däremot kvantitativt öster om nämnda linje, ej minst på det centrala Gålö. Sedimentgnejser från Ornö och Dalarö av den allmänt förekommande typ, som fig. 11 visar, har en i princip mycket likartad utbildning och sammansättning både inom de metaarenitiska och metaargillitiska skikten. Detta framgår, om man jämför proven 49a, 21 och 11 från Ornöområdet med prov 16a från Dalarö i diagram 6 och på motsvarande sätt prov 12 från Ornö med 16b från Dalarö i diagram 1. Medan de plagioklaskvartsitiska metaareniterna är helt identiskt utbildade, skiljer sig de exemplifierade metaargillitiska leden huvudsakligen åt genom växlingar i mineralparagenesen. Ett större material, som icke redovisats i diagram 1, visar att dessa växlingar har ringa principiell betydelse, enär samtliga de varieteter man möter i Dalaröområdet också finns repre-



Fig. 11. Växellagring mellan dominerande metaarenitiska och något tunnare metaargillitiska skikt. Dalarö, sydvästra stranden (1j). Foto G. Stålhös.
Interstratified beds of meta-arenite and meta-argillite. Fracture cleavages are also visible in the meta-arenites.

senterade på Ornö. Både sillimanit, granat och cordierit förekommer sålunda i sistnämnda område. Åderförgnejsning kan också påvisas här, t. ex. utmed södra delen av Breviksnäs, där kalifältspaten bildar centimeterbreda, från biotitrika skikt diffust avgränsade ådror eller porfyroblaster i en bergart även innehållande sillimanit.

En ytterligare varietet av sedimentgnejsen på Ornö skall omnämnas. De glimmerrika skikten i denna är helt underordnade och vanligen blott några få mm-breda, men icke desto mindre har granatporfyroblaster i tämligen rikt antal koncentrerats till dessa skikt. Små fältspatporfyroblaster uppträder f. ö. här och var inom nämnda finskiktade, väsentligen metaarenitiska gnejsjer (fig. 12).

Som ett anmärkningsvärt faktum kan nämnas, att Sundius i sin skärgårdskarta



Fig. 12. Finskiktad, övervägande metaarenitisk gnejs med mm-tunna glimmerrika skikt i vilka granatporfyroblaster uppträder. Små relativt jämnt fördelade fältspatporfyroblaster kan också iaktas. Udde ca 300 m NO om Hässelmaras brygga, västra Ornö. Foto G. Stålhös. *Thin-bedded sediment gneiss. The banding is due to varying content of mica. Small feldspar-porphyroblasts (light) and garnets (dark) are seen in the picture.*

från år 1939 givit sedimentgnejserna på Ornö en annan färgbeteckning än dem på fastlandet och öarna öster därom. Sundius säger sig vara osäker på gnejsernas genetiska ursprung (s. 13) och hänför dem överraskande nog till gnejsgranitgruppens bergarter utan någon närmare beskrivning. Förklaringen härtill ligger möjligen i att de primärt lagrade gnejserna av den aktuella typen, vilka successivt ansluter sig till och övergår i de västerut befintliga granatådergnejserna, utgjorde ett mycket besvärande indicium mot Sundius' dåvarande uppfattning om de senares magmatiska ursprung (se s. 23).

Som framgått ovan kan ingen skarp metamorfosgräns påvisas, när man rör sig från fastlandet ut mot Ornö, även om en sådan många gånger har postulerats. Trots detta kan man av flera skäl förmoda en sakta avtagande metamorfos i nämnda riktning. Ovan presenterade material hämtat från sedimentgnejserna bekräftar visserligen icke denna förmodan med undantag för en ofta något högre halt av muskovit jämfört med kalifältspat i metaargilliterna på Ornö. Amfiboliter inlagrade i sedimentgnejserna är också betydligt finkornigare och mindre kristalliserade på öarna i öster än de är västerut, vilket redan tidigare noterats (jfr s. 78 och diagram 9). Förhållandena inom jämförbara sedimentgnejsled på Utö, belägna ca 1 mil söderut i samma stråk som Ornö, kan i detta sammanhang vara upplysande. Både Utö och Ornö kan nämligen i stort sett för-

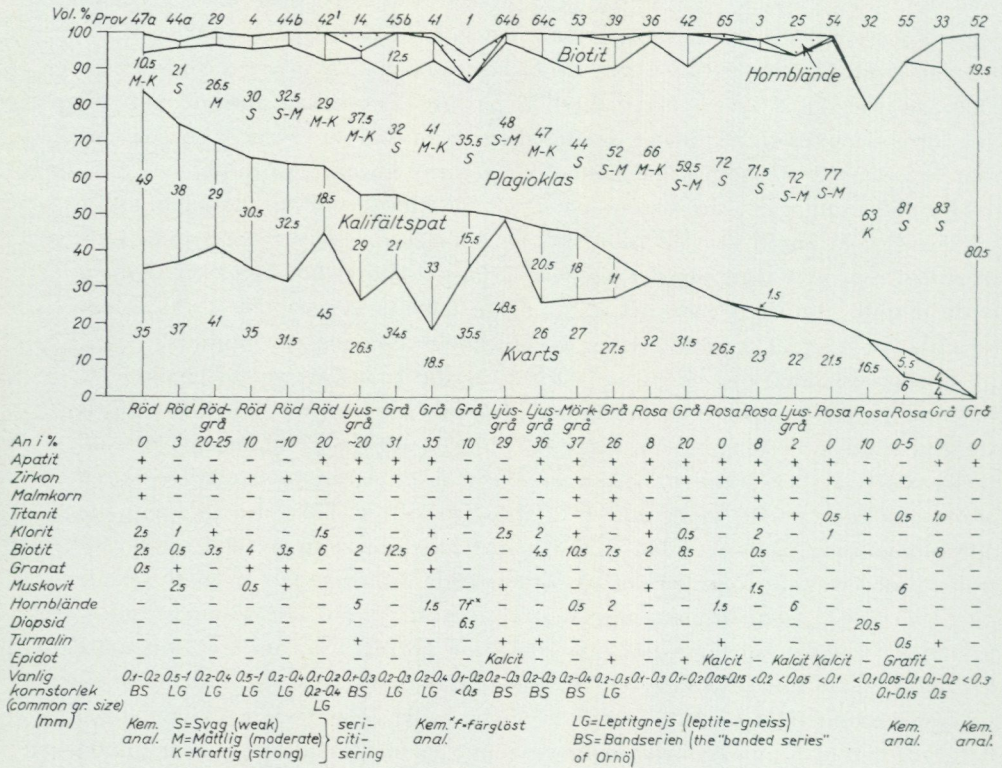
modas inta en likartad tektonisk position i förhållande till fastlandet västerut. De hittills undersökta metaargilliterna på östra Utö är till skillnad från dem på Ornö genomgående muskovitrika och saknar kalifältpat, samtidigt som andalusit uppträder i stället för sillimanit (se proven 1a och 3 i diagram 1). Vidare ligger kornstorlekarna inom motsvarande metaarenitiska led på Utö kring 0.1—0.2 mm jämförda med 0.2—0.4 mm för Ornö (se bl. a. 1, 2¹ och 2² i diagram 6). Detta antyder en svagare rekristallisation på Utö men också, med hänsyn till det förmodade nära tektoniska sammanhanget mellan de aktuella öarna, att skärgårdszonen tagen som helhet sannolikt är bättre bevarad än fastlandet.

Här måste tilläggas, att liksom på Ornö en kraftig åderförgnejsning lokalt iakttagits inom argillitiska led på västra Persholmen omedelbart väster om Utö, trots vad som nyss sagts om det goda bevaringstillståndet hos bergarterna inom detta område. En betydande del av muskoviten tycks kvarstå i dessa ådergnejsers, liksom fallet är i andra delar av Stockholmstraktens randområden, t. ex. på Bogesundslandet, där bergarterna lokalt är förvånansvärt väl bibehållna (se diagram 1, nr 49b). I dylika fall har kalifältpaten i ådrorna sannolikt tillförts via den front av lösningar, som torde ha föregått ådergnejsbildningen i det aktuella snittet av berggrunden, och utgör därför icke något entydigt kriterium på graden av metamorfos inom området (jfr s. 41 och s. 171). En motsvarande åderförgnejsning på östra sidan av Utö tycks ha förhindrats av den i öns centrala delar belägna, föga permeabla, brantställda leptitzonen (jfr motsvarande på Ornö s. 97), som bromsat upp den västerifrån kommande lösningsfronten. Liknande exempel kan man peka på i riktning norrut, i trakten av Norrsunda k:a inom kartbladet Uppsala SV, där gnejsgraniterna tycks ha haft en motsvarande bromseffekt på aktiverande lösningar, vilket resulterat i att ytterst väl bevarade och bl. a. muskovitrika sedimentbergarter fortfarande finns kvar i detta område. En mycket snabb övergång från nu nämnda sedimentbergarter till ådergnejsers kan här noteras inom en sträcka av en kilometer och har alldeles tydligt ett direkt samband med de yngre graniterna och pegmatiterna, som gränssar mot sedimentbergarterna. Man kan i vissa fall med ett direkt sammanhang följa hur sistnämnda pegmatiter trängt in i sedimentbergarterna och bladat upp dessa, varvid ådergnejsers uppstått samtidigt som en tydlig förgrovnings kan noteras i bergarterna. I detta fall torde ådrorna väsentligen vara arteritiska till sin typ.

För att återgå till förhållandena inom skärgården skall nämnas, att yngre graniter är representerade på öarna norr och väster om Ornö, medan på nämnda ö liksom på Utö enbart pegmatiter har iakttagits. Härav tycks framgå, att det lättörliga pegmatitiska materialet haft större förmåga att forcera de mera svårpermeabla delarna av berggrunden än vad som under samma betingelser varit fallet med de associerade graniterna.

Diagram 11. Mineralfördelningen i leptiter (BS = led ur den bandade serien) och leptitgnejsjer (LG) från Ornö

Mineral composition of leptites (BS = members of the "banded series") and leptite-gneisses (LG) from Ornö



- 47a. 150 m N om Kolnäset (0j), Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 44a. 200 m S om Gröna Vreten (0j), ca 1.5 km SO om St. Brevik, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 29. 1.2 km V om Kråkmora (0j), västra Ornö, kbl Stockholm SO.
- 4. NV-spetsen av Lervassa träsk (0j), centrala Ornö, kbl Stockholm SO.
- 44b. 200 m S om Gröna Vreten (0j), ca 1.5 km SO om St. Brevik, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 42¹. 700 m S om S-spetsen av Lervassa träsk (0j), centrala Ornö, kbl Stockholm SO.
- 14. Norra Strömmingsholmen, N om Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
- 45b. Gröna Vreten (0j), ca 1.5 km SO om St. Brevik, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 41. 600 m SSO om S-ändan av Lervassa träsk (0j), centrala Ornö, kbl Stockholm SO.
- 1. Vid stranden, ca 450 m SSV om Bodal (0j), västra Ornö, kbl Stockholm SO.
- 64b. Storholmen (0j), norra stranden, ca 1 km VSV om Hässelmarabrygga, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 64c. Storholmen (0j), norra stranden, ca 1 km VSV om Hässelmarabrygga, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 53. Sydstranden av Koviken, västra Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
- 39. 500 m O om S-spetsen av Lervassa träsk (0j), mellersta Ornö, kbl Stockholm SO.
- 36. 500 m SV om S-spetsen av Lervassa träsk (0j), mellersta Ornö, kbl Stockholm SO.
- 42. 700 m S om S-spetsen av Lervassa träsk (0j), centrala Ornö, kbl Stockholm SO.
- 65. Koviksudd, västra stranden, västra Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
- 3. 600 m V om S-spetsen av Lervassa träsk (0j), centrala Ornö, kbl Stockholm SO.

25. Björkö (0i), västra delen, väster om Ornö, kbl Stockholm SO.
 54. Koviksudd, västra stranden, västra Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
 32. Körkroksudden, O om Ängsholmen (0j), ca 1 km VSV om Mörby, Ornö, kbl Stockholm SO.
 55. Ca 300 m NO om Hässelmara brygga (1j), Ornö, kbl Stockholm SO.
 53. 100 m N om Mörby (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
 52. Näsudden, västligaste delen av Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.

- 47a: 1—10 mm stora mikroklinpoikiloblaster.
 29: 5—10 mm stora mikroklinpoikiloblaster + stora kvartsfält.
 4: 3—4 mm stora kvartsfält.
 41¹: Kvartsfält > 1 mm.
 14: 1—3 mm stora plagioklasströkorn.
 45b: 1—2 mm stora mikroklinporfyroblaster.
 41: Kornstorlekar 0.5—1 mm i grövre partier. Stora kvartsfält.
 1: Hornbländekorn ~ 0.5 mm.
 64b: Enstaka strökorn av plagioklas > 1 mm.
 64c: 1—3 mm stora plagioklasaggregat bildande en glomeroporfyrisk struktur.
 39: 1—2 mm stora kvartsfält och ögon av mikroklin.
 3: Enstaka korn > 0.5 mm.
 32: 1—3 mm stora plagioklaspoikiloblaster med diopsid.
 55: »Graded bedding» och residualmineralen parallellanordnade.
 33: 1—2 mm stora mikroklinpoikiloblaster lokalt.

LEPTITER

Den arealmässigt viktigaste delen av Ornös suprakrustalbergarter utgörs av ljusa, sura, ofta kalkbandade leptiter (se pl. 1). Följande beskrivning av de aktuella bergarterna bygger på de planimetriskt undersökta proven 36—52 i diagram 11 (högra delen) i förening med ytterligare ett tiotal mikroskoperade prov. En fin-kornig (0.05—0.2 mm), granoblastisk, lätt kristallisationsskiffrig struktur utmärker de ofta grå, rosa eller lokalt vita bergarterna. Mineralogiskt dominerar en albitisk plagioklas (60—80 vol.%) kombinerad med kvarts i mycket växlande kvantiteter (0—40 vol.%). Skarnmineral, företrädesvis diopsid och hornblände, uppträder lokalt (prov 32) och framträder som gröna strimmor och fläckar i bergarten. Små rundade (0.2—0.5 mm), jämnt fördelade kalcitkorn utgör ca 10 vol.% i en leptit ca 1.3 km öster om Kråkmora. Biotit uppträder då och då i väsentliga mängder (pr. 52) och är distinkt parallellanordnad. Viktigaste accessoriska mineral är titanit, kalcit, zirkon och turmalin. Mikroklin förekommer mycket underordnat i de hittills undersökta proverna och då vanligen som spridda mm-stora poikiloblaster. Även plagioklasen bildar poikiloblaster (pr. 32). En väl bevarad, primär finskiktning kan iaktas i bl. a. vissa rosafärgade leptiter, dels i anslutning till och omgivande kalkstenstråket på västra Koviksudd (västra Breviksnäs), dels på en udde strax norr om pl. 1, ca 300 m NO om Hässelmara brygga (se prov 55 och fig. 13). Leptiten på den senare lokalen består av 3 till 5 mm breda skikt, där kornstorlekarna växlar från 0.1—0.15 till 0.05—0.1 mm med gradvisa övergångar. Residualmineralen, främst titanit och zirkon, är vidare anordnade i distinkta, väl avgränsade strängar. En viss, troligen isokemisk rekristallisation av albit i form av ådror har lokalt ägt rum parallellt med bergartens skikttytor. Ådrorna sammansätts till sin hela bredd



Fig. 13. Finbandad laxfärgad tuffit (natronleptit). Se f. ö. texten. Udde ca 300 m NO om Hässelmara brygga, västra Ornö. Foto G. Stålhös.
Thin-bedded, light reddish tuffite (sodium trachyte).

(ca 5 mm) av enhetliga individ, vanligen 5 till 10 mm långa, i vilka grundmassans relikta sedimentationsytor här och var kan följas. Av särskilt intresse är att den omtalade bergarten, som bildar en ca 4 m tjock bädd, på ömse sidor konformt omges av typiska bandade sedimentgnejser av tidigare välbekant slag. Av ovanstående kan följande slutsatser dras, nämligen dels att leptiten i fråga trots sin exklusivt Na-extrema sammansättning med all säkerhet avlagrats under vatten, vilket de bevarade, primära sedimentstrukturerna visar, dels att den plötsliga förändring i regionens normala sedimentation, som nämnda leptitbank representerar, endast kan förklaras genom ett kraftigt episodiskt tillskott av vulkaniskt material inom sedimentationsområdet. Den generella finkornighet, som Ornöleptiterna visar jämfört med metaareniterna inom samma område, tyder närmast på att de förra kan ha bildats ur finkorniga vulkaniska askor. En snabb utsvämning av tuffmaterial ackumulerat på tillfälligt uppkomna landytor inom sedimentationsområdet kan väl förklara tillkomsten av de redan omtalade, finskiktade leptiterna. Enligt hittillsvarande undersökningar är f. ö. huvudmassan av Na-leptiterna (s. 95) på Ornö av en mera kompakt och/eller grovbankad typ. Dessa torde också vara tuffogena bildningar, även om vattnets omlagrande effekt i detta fall icke gjort sig lika starkt gällande. Kemiska analyser av Na-leptiterna visar (prov 4 och 9 i tabell 9), att dessa närmast har sin motsvarighet i tuffer eller tuffiter av Na-traktytisk eller keratofyrisk typ.

De analyserade bergarterna, liksom leptiterna över huvud taget på Ornö, torde i huvudsak ha befunnit sig nära invid eller omedelbart utanför det yttersta verkningområdet för de västerifrån kommande migmatitiserande lösningarna och syns icke nämnvärt ha påverkats av dessa. När allt kommer omkring har sannolikt de tektoniskt relativt kompetenta, strukturellt täta och föga permeabla bergarterna själva bidragit till att hejda de nämnda lösningarnas ytterligare framryckning mot SO. Rekrystallisationen inom de leptitiska bergarterna förefaller därför i stort sett ha ägt rum under isokemiska betingelser.

Kalkstenarna inom den aktuella avdelningen är kvantitativt mycket underordnade och förekommer huvudsakligen som upprepade dm- till m-breda lager inom begränsade stråk. Läget på de viktigaste av dessa framgår ur pl. 1. (Se vidare beskrivning av kalkstenarna på s. 112.)

De ovan beskrivna kalkbandade och Na-betonade leptiterna motsvarar helt de av Sundius (1939, s. 64) inom skärgårdszonen utskilda undre leptiterna. Enligt honom skall också vissa bandade led ha en betydande utbredning i denna nivå och även vara representerade på Ornö. Bandningen inom dessa består i en växling mellan mörkare och ljusare grå och gråvita eller ljust rödaktiga ränder. Den mörkare färgen kan betingas av en något högre biotithalt, men i regel är detta icke fallet utan färgskiftningarna beror vanligen på ett varierande fältspat innehåll och delvis också en växlande kvartshalt. I de av Sundius ingående beskrivna exemplen (s. 64, 65 och 66) främst från Runmaröområdet är en påtaglig uppdelning av fältspaten i albitiska och mikroklinrika skikt det mest utmärkande draget. Även rena kvarts- och skarnmineralränder förekommer. En representant för denna bergartstyp kan möjligen prov 1 i diagram 11 vara. Här uppträder både albit, mikroklin och skarnmineral med en viss ehuru föga uttalad skiktuppdelning. För närmare detaljer refereras till nyssnämnda arbete. Om den väl genomförda skiktningen ovan huvudsakligen är primärt betingad eller om den helt skall förklaras genom en metamorf differentiation är omöjligt uttala sig om utan en ingående undersökning. Här skall endast nämnas, att tuffer inom recenta och subrecenta vulkanområden (Backlund, mötesref. 1928), vilka avlagrats i visst väderstreck i förhållande till vid vulkanen förhärskande vindriktning (exempelvis i lä), uppvisar en långt gående, skarp och fint skivformig till flatlinsig skiktning genom sortering till kornstorlek (exempelvis glas av olika grovlek) och mineralbestånd (kalifältspat omväxlande med plagioklas och färgade beståndsdelar osv.). Synkrona tuffbildningar på annan lokal inom samma eruptivområde (i lovart) kan samtidigt vara helt fria från skiktstrukturer.

LEPTITGNEJSER

De fältspatintermediära eller kalidominerade leptitleden på Ornö har i allmänhet blivit betydligt kraftigare omkristalliserade¹ än Na-leptiterna och överförts

¹ Bergarterna kan också primärt ha haft en grövre utbildning än Na-leptiterna.

till leptitgnejser (jfr teckenförklaringen till pl. 1 och de med LG=leptitgnejs betecknade proven i diagram 11). Bergarterna i fråga är i regel oskiktade och på grund av det grova gryet lokalt svåra att skilja från de på Ornö uppträdande gnejsgraniterna. Detta gäller inte minst en grå, relativt jämnkornig varietet bestående av plagioklas, kvarts, mikroklin och underordnat biotit (jfr prov 39 och 41), som dominerar i stråken nordväst om Gröna Vreten, sydost om St Brevik och öster om Lervassa träsk. Kornstorleken i denna bergartstyp ligger omkring 0.2—0.5 mm, men vissa grövre partier påträffas också (0.5—1 mm). Kvartsen bildar delvis flera mm långa fält parallella med den kraftigt framträdande förskiffringen. Mikroklinporfyroblaster sällan grövre än ett par mm ingår också. En kemisk analys av prov 41 anförs i tabell 9 (nr 13). Sammansättningen motsvarar närmast en ursprunglig kvartslatit. Bergarterna i ovan nämnda stråk har i Sundius karta betecknats med något skilda slag av gnejsgraniter. Främst torde en av honom ingående beskriven, grå salisk gnejsgranit med tillhörande kemiska analyser (1939, s. 31—33) vara att jämföra med de här aktuella leden. Av två olika skäl har jag frångått den av Sundius för berörda bergart givna tolkningen, även om denna icke i och för sig förefaller osannolik. För det första har jag icke lyckats finna några entydiga kontaktrelationer till omgivande leptiter och för det andra vill jag med tanke på framtida undersökningar härigenom fästa uppmärksamheten på den osäkerhet, som rått och fortfarande råder beträffande dessa bergarters ursprung.

Problematiske till sitt ursprung är även vissa röda, lokalt kalifältspatdominerade, till leptitgnejserna hänfödda, led, där finkornigare typer (0.1—0.4 mm) uppträder och utan gräns övergår i grövre, mera gnejsgranitlika varieteter (0.5—1 mm) (jfr proverna 44b och 42¹ med resp. 44a och 4). Detta kan studeras särskilt tydligt i höjderna söder om Gröna Vreten. Ett karakteristiskt drag för dessa bergarter är uppträdandet av små spridda rundade granatkorn (se diagram 11). I vissa delar av de röda eller rödgrå leptitgnejserna uppträder 5—10 mm stora, ellipsformade mikroklinporfyroblaster eller poikiloblaster (jfr prov 29). Sådana bergarter möter man främst i ett nordsydligt stråk genom Lervassa träsk, lokalt öster om nämnda träsk samt väster om Torsnäs. Den kraftiga ögonbildningen sammanhänger möjligen med en framträdande förskiffring och granulering inom nämnda stråk. Till sist skall nämnas en rödlätt leptit med delvis bevarad primärstruktur från sydöstligaste hörnet av Ornö. Bergarten, vilken närmast bör betecknas som en plagioklasporfyr, representerar en ca km-bred zon strax öster om kartbladsområdet och består av ungefär lika delar mikroklin, plagioklas och kvarts jämte underordnat brunsvart biotit. Mikroklinen uppträder som 2—4 mm stora poikiloblaster, medan plagioklasen bildar relikzoner byggda, i centrum kraftigt sericit-omvandlade individ från 1 till 2 mm i genomskärning. Grundmassans kornstorlek ligger under 0.2 mm. Ovan beskrivna, röda och rödgrå leptiter och leptitgnejser skulle möjligen, i den mån det verkligen rör sig om suprakrustalbergarter, kunna korreleras med den av Sundius (1939,

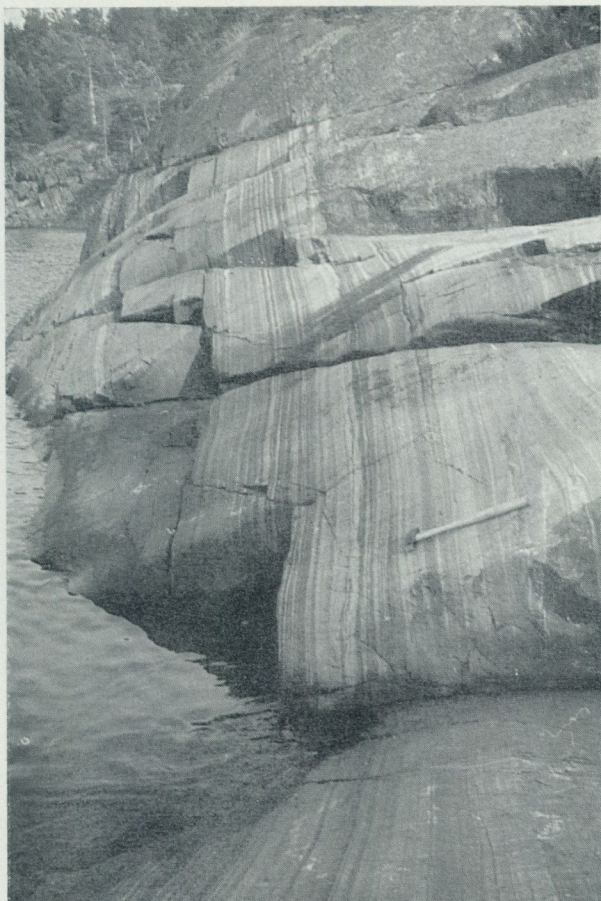


Fig. 14. Bandserien på Ornö. Växellagring mellan ordinära vittringssediment och vulkanogena tuffitiska sediment. Södra stranden av Koviken, västra Breviksnäs, Ornö. Foto G. Stålhös.

The "banded series of Ornö". Interstratified meta-arenitic and tuffitic layers.

s. 63 och 66) utskilda, mellersta leptitavdelningen inom Runmaröområdet och utgör i så fall det högsta stratigrafiska ledet inom bladområdets leptitzon. Inom Ornö har Sundius betecknat nämnda bergarter som röda eller grå saliska gnejsgraniter.

DEN BANDADE SERIEN

Trots den speciella beteckning, som den bandade seriens bergarter erhållit i pl. 1 och på huvudkartan, utgör de i själva verket en mycket heterogen bildning sammansatt av både sediment, leptiter och porfyriter av olika surhetsgrad (fig. 14). Någon skarp avgränsning mot tidigare beskrivna suprakrustalbildningar

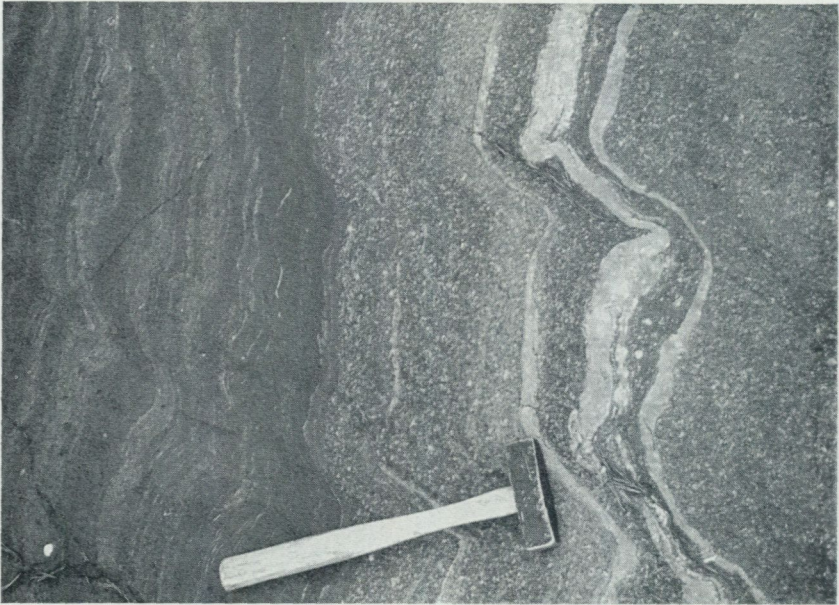


Fig. 15. Basisk tuffit (bildens vänstra del) och porfyritisk grönsten (t. h) inom bandserien på Ornö. Udde omedelbart O om Strömmingsholmen N om Breviksnäs. Foto G. Stålhös.
Basic tuffite (to the left) and massive plagioclase-porphyrite (to the right) in the "banded series of Ornö".

föreligger icke, utan det är snarast en plötsligt inträffande, snabb växling mellan led av olika färg och sammansättning, som ger serien dess karaktär. Ytterligare ett typiskt drag för denna är den rikliga men lokalt växlande förekomsten av fältspatögon, både i form av porfyroblaster och primära strökorn. Seriens huvudmassa utgörs av en plagioklasporfyritisk grönsten, som uppträder i raskt utsvällande, linsformade massiv eller i bandade formationer (fig. 15). Därtill ingår i växlande omfattning mörka jämnkorniga amfibolitiska skikt, sura och intermediära plagioklasporfyryr respektive porfyryter, röda kalirika- och ljusa natron-extrema leptiter samt mera otvetydiga, snabbt växellagrande metaarenitiska och metaargillitiska vittringssediment. Vidare tillkommer också lokal tunnkonforma pegmatitådror samt lager av eventuellt aplitiskt ursprung och mestadels uppbyggda av albit och kvarts.

Den bandade serien på Ornö uppmärksammades redan före sekelskiftet av N. O. Holst i beskrivningen till kartbladen »Dalarö» och »Utö» och har sedan dess vid upprepade tillfällen varit föremål för geologernas intresse. De utförda undersökningarna har främst koncentrerats till trakten kring Ornö huvud (norr om pl. 1), där bandserien i östlig riktning uppträder i omedelbar anslutning till ett ovallt infrakrustalmassiv av urgranitålder (ornöitmassivet). I väster, däremot, gränsar nämnda serie mot kalkinlagrade leptiter av suprakrustalt ur-

sprung. Åsikterna beträffande bandseriens genes har varierat åtskilligt genom åren. Sundius (1939, s. 8—10) ger en ingående redogörelse härför i beskrivningen till berggrunden inom Stockholms sydöstra skärgård, ur vilket arbete ett antal fakta helt kort skall relateras.

A. Cederström 1893 sammanförde i huvudsak den bandade serien med de kalkinlagrade leptiterna. A. G. Högbom (1910), åter, betraktade med stöd av A. Hj. Olssons detaljkarta över Ornö Huvud samtliga led inom bandserien som uppkomna genom differentiation ur en magmamassa, närmare bestämt ur det närliggande ornöitmassivet. Den uppdelade magman inom det senare skulle genom fluidala rörelser ha erhållit en i periferin markerad parallellstruktur och i anslutning till stelningen den skiffriighet och sekundära kristallinitet, som i så stor utsträckning präglar bandseriens bergarter. Sedermera visade Holmquist (1928), att bandserien har stor utbredning inom skärgården utmed västra sidan av Ornö, på Björkö (SV om Ornö), på Ängsholmen väster om Utö, på Nämndö, norra Runmarö och på sydöstra Ingarö. Dessa bandade serier uppfattades i likhet med de angränsande leptiterna som vulkaniska avlagringar, och deras bildning ställdes i direkt genetiskt samband med de omgivande gnejsgraniterna, och kvartsdioriterna, vilka betraktades som modernmagmor för de vulkaniska produkterna. E. Wenk (1936) å sin sida uppfattade till synes bandserien som en något slirig brecciebildning av urgranit och leptit, i vilken tryck och rörelse orsakat en uppdelning av materialet, som resulterat i de nuvarande banden. Sundius själv, till sist, torde i nära anslutning till Högboms uppfattning anse banden bildade genom en differentiationsprocess ur en urgranitmagma.

Med hänsyn till det stora deskriptiva material, som tidigare presenterats i anförda arbeten, skall här endast helt kort några få bergartsled beskrivas från det inom pl. 1 belägna området. Fem planimetriska analyser av bergarter från bandserien framgår av diagram 11 (BS). I samtliga fall rör det sig om sura, finkorniga, kristallisationsskiffriiga led. I det kalifältspatdominerade provet 47a uppträder mikroklinpoikiloblaster, medan proven 14, 64b och 64c samtliga innehåller strökorn av plagioklas, vilkas primära karaktär knappast torde kunna bestridas. Strökornen är 1—3 mm i diameter. De större sammansätts ofta av flera delindivid och ger därigenom upphov till ett slags glomeroporfyrisk struktur. De centrala partierna i de enskilda plagioklasindividerna är kraftigt sericitomvandlade, och en svag relikzonerbyggnad jämte en tendens till idiomorf utbildning kan också noteras här och var. Bergarterna i fråga har av strukturen att döma sannolikt ett vulkanogent ursprung, vilket tidigare icke uppmärksamats av Sundius. I stället tycks denne författare inbegripa dylika led under rubrikerna »Saliska grå och röda gnejsband» och »Apliter» i sitt arbete av år 1939 (s. 56—59). Samtidigt anføres ett antal kemiska analyser på dessa i huvudsak kalidominerade, sura led.

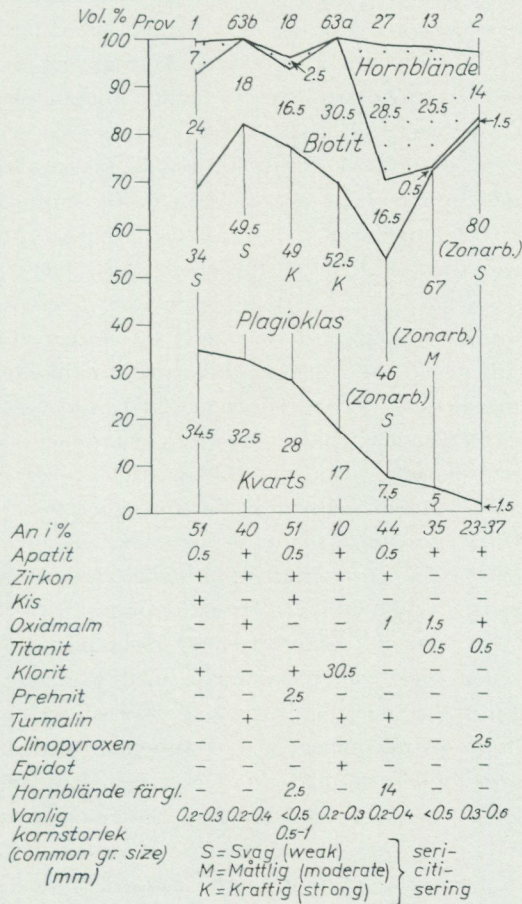
I mera intermediära plagioklasporfyriter bestående av plagioklas (andesin) >kvarts>biotit och kalifältspat från Hässelmaras brygga och från trakten 500

m väster om Kolnäset är ovan nämnda strukturdrag än bättre bibehållna. Plagioklasindividerna visar här en mycket tydlig idiomorfi och zonartextur, trots att den senare delvis plånats ut av en efterföljande diskordant påbyggd tvillingbildning. Likaledes ger en hopklumpning av plagioklasströkornen upphov till en glomeroporfyritisk struktur. I vittringsytan är plagioklasströkornen mestadels lätt rosa-färgade i de hittills beskrivna, sura och intermediära leden, vilket ofta gör det omöjligt att makroskopiskt skilja dem från eventuella mikroklinögon. Några säkert identifierbara primära strökorn av mikroklin eller kvarts har ännu ej påträffats inom vare sig bandserien eller leptiterna på Ornö. De av Holmquist på Björkö (1928, s. 26) inom bandseriens surare fältspatporfyrier (jfr prov 47a, diagram 11 samt motsvarande kemiska analys i tabell 9, nr 15) utskilda strökornen av kalifältspat torde sannolikt vara porfyroblaster. Som en allmän regel tycks gälla, att röda fältspatögon större än 3 à 4 mm utgörs av mikroklinporfyroblaster, medan korn därunder med samma färg kan vara såväl mikroklinporfyroblaster som plagioklasströkorn.

Inom de mera basiska, plagioklasporfyritiska leden är strökornen alltid vita på vittringsytan, ofta tätt liggande och vanligen mellan 1 och 4 mm i diameter. Den övervägande delen av bandserien utgörs av sådana bergarter, vilka uppträder dels i tämligen homogena, raskt utkilande massiv, dels i form av mera bandartade komplex av liknande eller mera intermediär sammansättning. Mineralfördelning jämte övriga data för de basiska porfyriterna framgår av diagram 12. Jämfört med de intermediära, strukturellt likartat uppbyggda leden märks främst en tilltagande hornbländehalt, minskning av biotit och försvinnande av kalifältspat. Plagioklasens An-halt har också ökat. Skillnaden mellan strökornen och grundmassan med avseende på kornstorlekarna är icke alltid lika utpräglad som i tidigare beskrivna led. Detta gör att bergarterna lokalt är svåra att särskilja från den på sydöstra Ornö uppträdande, grå hornbländerika eller kvartsdioritiska gnejsgranittypen, vilket också Sundius noterat (1939, s. 51—56). Sistnämnde författares ingående redogörelse för de aktuella bergarterna under rubriken »kvartsdiorit och kvartsdioritporfyrit» är i detta avseende belysande. Här framgår att den porfyritiska grönstenens och den kvartsdioritiska urgranitens kemiska sammansättning är helt identiska (jfr tabell 9 analys 3, med tabell 10 analys 1). Som enda invändning mot Sundius f. ö. mycket träffande beskrivning på nämnda bergart vill jag framhålla, att zonarbyggda plagioklasströkorn är betydligt vanligare i den porfyritiska grönstenen än vad Sundius vill göra gällande. Lokalt är också, som framgår av prov 2, strökornens centrala delar betydligt kalkrikare än deras periferi. Liksom i de intermediära porfyriterna kan också här en i strökornen uppträdande sekundär tvillingbildning konstateras. Tvillinglamellerna har i sin tur lokalt blivit kraftigt deformerade (prov 27). Den mycket avvikande An-halten i prov 63a måste tillskrivas en genomgripande sekundär omvandling i nämnda bergart, vilken huvudsakligen yttrat sig i kloritisering av biotiten och epidotnybildning inom plagioklasen. Beträffande övriga

Diagram 12. Mineralfördelningen i porfyritliknande basiska led från Ornöområdet (pl. 1)

Mineral composition of basic porphyrites from the Ornö area (Pl. 1)



- Högholmen (0j), S om Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO.
- 63b. Västra delen av Storholmen (0j), ca 1 km VSV om Hässelmara brygga, Ornö, kbl Stockholm SO.
18. Torsnäsudd, mellersta delen (0j), västligaste delen av Ornö, kbl Stockholm SO.
- 63a. Västra delen av Storholmen (0j), ca 1 km VSV om Hässelmara brygga, Ornö, kbl Stockholm SO.
27. Verkkobben, N om Björkö (0j), V om Ornö nära södra kartkanten, kbl Stockholm SO.
13. Strömmingsholmen, N om Breviksnäs (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
2. Högholmen (0j), S om Breviksnäs, Ornö, kbl Stockholm SO.

- 1: Plagioklasströkorn (otydliga) 1—2 mm, hornbländeporfyroblaster 1—2 mm.
- 63b: Plagioklasströkorn ~ 2 mm, tätt liggande något otydliga.
- 63a: Plagioklasströkorn ~ 2 mm, kraftig sekundäromvandling inom slipprovet.
- 27: Plagioklasströkorn ~ 2 mm, relik zonarbyggnad.
- 13: Plagioklasströkorn ~ 1 mm, relik zonarbyggnad. Agglomerationer av små strökorn.
- 12: Plagioklasströkorn ~ 2 mm, relik zonarbyggnad.

detaljer vad gäller de aktuella bergarterna, bl. a. de ingående hornbländenas sammansättning och tillika en tidigare icke anförd analys av en intermediär porfyr, hänvisas till Sundius (1939, s. 51—56 och analys nr 2).

Till sist återstår endast att beskriva de i bandserien ingående amfiboliterna, vilka enligt Sundius (s. 50—51) i regel är finkorniga och syns sakna strökorn av plagioklas. Mineralsammansättningen är enligt honom plagioklas ($\sim An_{40}$), hornblände, biotit samt ca 5 till 10 % kvarts. Accessoriskt påträffas apatit och titanit. Strukturen är isometriskt kornig med distinkt parallellanordnad biotit. En åtföljande kemisk analys visar en tämligen basisk sammansättning med en SiO_2 -halt av 50 % och ungefär 8—10 % av vardera Ca-, Mg- och Fe-oxider. Beträffande ytterligare detaljer hänvisas till refererade arbete.

Sammanfattningsvis kan sägas, att bandserien företrädesvis uppbyggs dels av konformt lagrade porfyryr och porfyriter med ett underordnat inslag av Na-extrema, ofta finskiktade leptiter, dels av finkorniga amfiboliter jämte för regionen normala, väldefinierade vittringssediment. Det vulkanogena inslaget är av allt att döma högst betydande, vilket nära överensstämmer med den av Holmquist (1928) framförda uppfattningen. Subkvatiskt avlagrade och/eller från tillfälliga landområden snabbt nedsvämmade, mer eller mindre utpräglade kristalltuffer torde bilda huvudmassan av de aktuella vulkaniterna. De av tämligen massiva, porfyriska grönstenar uppbyggda, raskt svällande och utkilande bergartskropparna skulle möjligen kunna uppfattas som effusiva (jfr Holmquist 1928, s. 27—28). Det är emellertid enligt Holmquist påfallande att de senare sinsemellan visar föga överensstämmelse med avseende på struktur och sammansättning. En del är mera finkorniga, strökornfattiga och metabasitiska, medan andra till följd av rikedomen på tätt anhopade strökorn mera antar utseendet av en kvartsdioritisk djupbergart. Dessa förhållanden, liksom den fullständiga avsaknaden av överskärande kontakter gentemot de bandade leden, antyder enligt Holmquist en viss sannolikhet för ett tuffogent ursprung även för dessa bergarter. Möjligen kan man alternativt tolka de aktuella bergarterna som ovanligt ytligt intruderade djuperuptiv med därav följande texturer av såväl yt- som djupbergartskaraktär. Konforma, skarpt avgränsade lager av bergarten i fråga i den omgivande bandserien, vilka starkt påminner om de basiska gnejsgraniternas intrusiva relationer till sedimentgnejserna NV om Dalarö, kan tyda härpå.

Beträffande Högboms och Sundius uppfattning om bandserien som en magmatisk differentiationsprodukt kan endast sägas, att nästan alla data, t. ex. förekomsten av primärt lagrade sediment, finskiktning m. m., definitivt talar mot en dylik tolkning. Av samma anledning torde knappast Wenks teori (1936) om bandningen som ett huvudsakligt resultat av en tektonisk differentiation kunna accepteras. En så kraftig deformation, att kvarts och biotit genom plastisk flytning skulle ha separerat från övriga mineral och därigenom orsakat den bandartade uppdelningen inom serien, borde även ha utplånat eventuellt tidigare

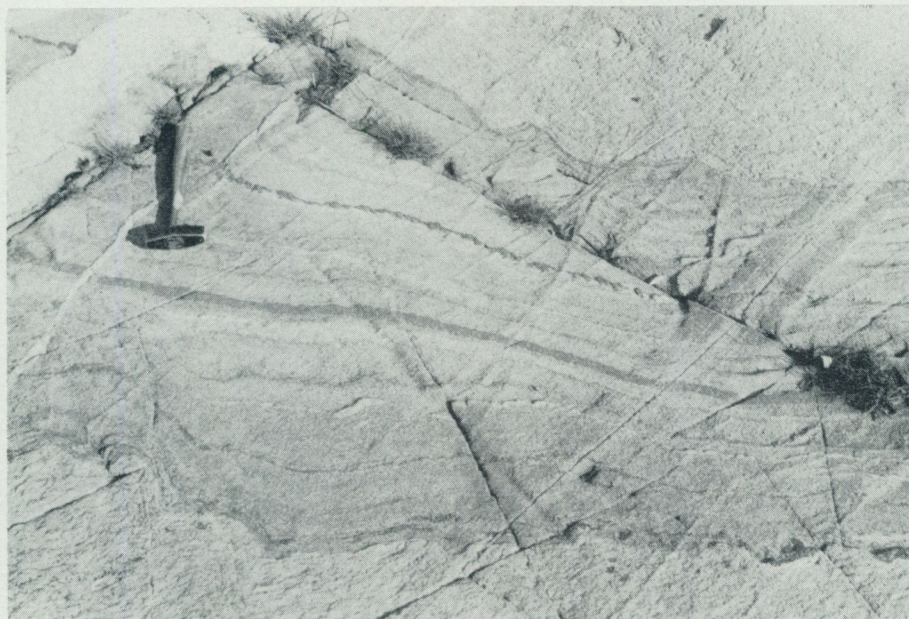


Fig. 16. Finbandad tuffit? En varierande hornbländehalt ger upphov till bandningen.
250 m NV om motorvägsförgreningen ca 2 km O om Södertälje k:a. Foto G. Stålhös.
Thin-bedded tuffite? The bedding is caused by a varying content of hornblende.

föreliggande primära strukturer. Detta är, som ovan framgått, icke fallet om man betraktar bandserien i dess helhet. Överraskande nog finns varken strökorn eller porfyroblaster representerade i de tolv av Wenk i detalj studerade slipproven från Ornö huvud. Detta kan vara en ren tillfällighet — i så fall en olycklig sådan — eftersom strökornen lokalt tycks vara sparsamt företrädda. För övrigt är Wenks arbete ytterst tankeväckande och ger en ingående analys av de strukturella förhållandena inom bandserien, där en utpräglad orientering hos mineralen »nach Korngestalt» bl. a. konstateras. Bandseriens bergarter visar sig också vara typiska B-tektioniter. En kompletterande bild av mineralfördelningen inom bandseriens olika led kan erhållas genom studium av fig. 2, s. 64 i nämnda arbete. En kraftig kristallisationsskiffrighet utmärker icke endast bandserien utan också i växlande omfattning både de supra- och infrakrustala bergarterna på Ornö. I huvudsak tycks förskiffringen vara nära anpassad till den ursprungliga lagringen i de mestadels tektoniskt kompetenta suprakrustalbergarterna. Ornöområdet är f. ö. ett av de få inom kartan, där lagringen ansetts tillräckligt väl bibehållen och entydig för att lokalt markeras med ett L invid planstruktursymbolen i kartans teckenförklaring.

Diagram 13. Mineralfördelningen hos leptitgnejsler—granitgnejsler och metabasiter inom kartområdets mellersta och västra delar*Mineral composition of leptite-gneisses—granite-gneisses and metabasites in the central and western part of the mapped area*

16. Skiva i gnejsgranit. 500 m V om Långsjöns norra del (3i), ca 4.5 km S om Tyresö k:a, kbl Stockholm SO.
24. SO Brakmaren (3i), ca 3.5 km SSO om Tyresö k:a, kbl Stockholm SO.
125. Skiva i gnejsgranit. N Årsjön (3i), ca 4.5 km SSV om Tyresö k:a, kbl Stockholm SO.
100. 1 km NV Gerstaberget (1a), ca 4 km NNO om Överjärna k:a, kbl Stockholm SV.
67. Lida järngruva (2d), N om Lida friluftsgård, Botkyrka k:n, kbl Stockholm SV.
- 3a. Nybo gruva (3e), V om Kvarnsjön, Huddinge k:n, kbl Stockholm SV.
54. Brottstycke i gnejsgranit. Udde i östra delen av Stensjön (2i), ca 6 km S om Tyresö k:a, kbl Stockholm SO.
1. 1 km V om Huddinge stn (4e), kbl Stockholm SV.
112. 400 m SO om Tuvängen (2b), ca 3 km ONO om Södertälje k:a, kbl Stockholm SV.
2. 1 km V om Huddinge stn (4e), kbl Stockholm SV.
- 82a. 1 km N om Bergsjön (3b), ca 6 km V om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
- 7a. 1 km SV om Blackebergs stn (6d), Stockholm, kbl Stockholm NV.
6. 500 m S om Rydholm (9d), ca 4 km NO om Stäkets stn, kbl Stockholm NV.
45. 750 m SV om Råcksta träsk (6d), Blackeberg, Stockholm, kbl Stockholm NV.
- 61a. Snäckstavik (1c), ca 3 km SV om Grödinge k:a, kbl Stockholm SV.
- 105a. Södra Lambarön (6c), V om Hässelby, Stockholm, kbl Stockholm NV.
107. Igelstabergets topp (2b), ca 2.5 km OSO om Södertälje k:a, kbl Stockholm SV.
- 82b. 1 km N om Bergsjön (3b), ca 6 km V om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
5. 2 km V om Viksberg (4a), ca 6.5 km NNV om Södertälje k:a, kbl Stockholm SV.
- 107¹. 500 m NV om Ängsholmen (6d), ca 2.5 km N om Lovö k:a, kbl Stockholm NV.
110. 500 m N om Tuvängen (3b), ca 2.5 km NO om Södertälje k:a, kbl Stockholm SV.
152. 500 m SO om Bastmora (4a), ca 7 km NNV om Södertälje k:a V om Södertälje-viken, kbl Stockholm SV.
121. Ca 750 m NV om Lovöns vattenverk (6c), ca 2.5 km NV om Lovö k:a, kbl Stockholm NV.
- 151a. Bastmora (4a), ca 7 km NNV om Södertälje k:a, kbl Stockholm SV.
- 6¹. Nybo gruva (3e), V om Kvarnsjön, Huddinge k:n, kbl Stockholm SV.
81. 1 km N om Bergsjön (3b), ca 6 km V om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
- 118b. 750 m V om Nybo gruva (3e), V om Kvarnsjön, Huddinge k:n, kbl Stockholm SV.
126. 500 m OSO om Vällinge (4b), ca 5.5 km NNV om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
38. 1 km V om Sturehov (4c), ca 5 km VNV om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV.
11. Skogsvik (7e), O om Edsviken, Danderyds köping, kbl Stockholm NV.
- 131b. 500 m NV om Häggsta (4d), ca 3.5 km O om Botkyrka k:a O om Albysjön, kbl Stockholm SV.
- 131a. 500 m NV om Häggsta (4d), ca 3.5 km O om Botkyrka k:a O om Albysjön, kbl Stockholm SV.
- 61b. Snäckstavik (1c), ca 3.5 km SV om Grödinge k:a, kbl Stockholm SV.
- 8c. Ca 250 m NV om motorvägsförgreningen (3b), 2 km O om Södertälje k:a, kbl Stockholm SV.
- 151b. Bastmora (4a), ca 7 km NNV om Södertälje k:a, kbl Stockholm SV.

LEPTITGNEJSER—GRANITGNEJSER OCH METABASITER INOM DE
MELLERSTA OCH VÄSTRA DELARNA AV STOCKHOLMS-
OMRÅDET

Leptitgnejsler eller deras till granitgnejsler förgrovade ekvivalenter förekommer inom något tiotal avgränsade områden, huvudsakligen i kartans sydvästra del (gult). Ett obestämt inslag av såväl gnejsgraniter som sedimentgnejsler torde också vara att räkna med i nämnda områden. En kortfattad redogörelse för

de i rubriken anförda bergarterna framgår av respektive beskrivningar till kartbladen Stockholm NV, SV och SO.

Sura till intermediära, röda eller gråröda led dominerar i hög grad över mera basiska, grå eller mörkgrå varieteter. Primära strukturdrag, som vittnar om bergarternas ursprung, är ytterst sparsamma, måhända till följd av en kraftig rekristallisation inom de aktuella områdena. Undantag utgör en del finbandade basiska bergarter, vilka tolkats som tuffiter i ett område ca 2 km öster om Södertälje k:a (se fig. 16). Vidare förekommer plagioklasporfyriter dels i form av relativt smala lager (s. 110), dels i ett fall som ett större område NV om Örnäs-sjön (9b), vilket kan följas norrut över kartgränsen.

Variationerna i mineralogisk sammansättning och kornstorlekar hos leptitgnejserna framgår av diagram 13. Bergarternas textur är i regel något ojämnkornigt granoblastisk och lätt kristallisationskiffrig. De inbördes korngränserna är tämligen flikiga. Kornstorlekarna varierar kraftigt (jfr diagrammet), varför någon generell karakteristik över bergartssviten knappast kan ges, då ett högst olikartat ursprung kan tänkas för skilda led. I några fall kan t. ex. vissa finkorniga suprakrustalliknande led vara mer eller mindre granulerade, tidigare grövre gnejser eller graniter (pr. 100 och 6¹). I andra fall, åter, som NO om Östertälje stn (2b) eller väster om Tullan (3b) (se prov 112 och 107), har bergarterna en medelkornig granitisk textur med lätt parallellstruktur. Det kan då vara fråga om regenererade sura gnejsgraniter eller kraftigt rekristalliserade och/eller lokalt mobiliserade sura leptitgnejsjer. Som framgår av diagram 13 är plagioklasen ej sällan albitisk i de surare leden, till skillnad från vad fallet ofta är bland motsvarande gnejsgraniter och sedimentgnejsjer.

Sex prov representerade i sistnämnda diagram har analyserats kemiskt (tab. 9), därav tre sura, ett intermediärt och två basiska (pr. 16, 12, 14, 10, 7, 5). Analysvärdena påminner närmast om dem, som man finner hos bergarter med eruptivt ursprung. Detta förklarar möjligen den omständigheten, att de mest för-grovade leptitgnejserna de s. k. granitgnejserna, ofta visar en slående likhet med förskiffrade infrakrustalbergarter, närmare bestämt gnejsgraniter av växlande surhetsgrad. Av denna anledning har nyssnämnda bergarter tidigare i sin helhet bedömts som gnejsgraniter (Sundius 1948), något som till vissa delar kan vara väl motiverat. Följande skäl talar dock för att suprakrustala led måste ingå i betydande mängd i de aktuella områdena:

1. Tämligen finkorniga leptitgnejsjer förekommer ej sällan (se diagram 13) utan att direkt kunna avgränsas från grövre led.
2. En snabb växellagring mellan led av olika surhetsgrad påträffas här och var.
3. Upprepade tunna järnmalmslager (magnetit) förekommer i det starkt hopveckade leptitgnejsstråket väster om Kvarnsjön (2de). Även leptitgnejserna väster och norr om Överjärna k:a (0a) torde vara associerade med malmer. De utgör nämligen av allt att döma en fortsättning på de järnmalms- och



Fig. 17. Amphibolitbandad leptitådergnejs—granitgnejs. Motorvägen (E4), ca 3 km O om Södertälje k:a. Foto G. Stålhös.

Veined leptite-gneiss—granite-gneiss interlayered with amphibolitic beds.

kalkstensförande leptiterna inom Järnaområdet (ca 4 km VSV om kartgränsen, jfr Geijer—Magnusson 1944, s. 580).

Om leptitgnejserna enligt punkt 3 i stället, som Sundius antar, helt skulle uppfattas som gnejsgraniter, vore anmärkningsvärt att de senare just skulle ha trängt in parallellt med järnmalmszoner och kalkstenarna.

Följande egenskaper skiljer i huvudsak leptitgnejserna från de tidigare beskrivna vittringssedimenten:

1. Al-överskottet (t) är i allmänhet mindre än i de senare. Dock visar även de gråvackebetonade sedimenten relativt små Al-överskott (jfr tabell 7).
2. I motsats till gnejs bildade ur områdets vittringssediment uppträder hornblände ofta i små kvantiteter både i leptitgnejserna och i ådror eller pegmatiter associerade med dessa.
3. Basiska eruptiv, dvs. metabasiter av olika slag, är rikligare företrädda inom de här aktuella leptitgnejserna än i sedimentgnejserna (fig. 17).
4. Röda färgtoner är vanliga bland bergarterna inom de som leptitgnejs betecknade områdena men saknas praktiskt taget helt inom de utskilda sedimentgnejsarealerna.

Gränserna mellan leptitgnejserna och de metaargillitiska sedimenten är mestadels skarpa och entydiga. Ett bra exempel kan studeras i en håll belägen mitt i förgreningen av motorvägen (E4), ca 2 km öster om Södertälje k:a. Konformiteten mellan den utpräglat glimmerrika granatådergnejsen och den grå, mera

kvarts-fältspatbetonade leptitgnejsen är på denna plats fullständig. Ett par hundra meter i riktning söderut, på vänstra sidan av motorvägen, uppträder ett ca halvmeterbrett metaargillitiskt lager inom den här rödaktiga leptitgnejsen, vilket också talar för den senares suprakrustala natur. Den röda färgtonen i leptitgnejserna kan bero på dels en hög halt av lätt hämatitimpregnerad kalifältspat, dels en ofta förekommande, finfördelad hämatitimpregnering i de mestadels kraftigt sericitomvandlade plagioklaskornen. På grund härav är fördelningen mellan kalifältspat och plagioklas i de röda leden nästan omöjlig att bedöma i fält. Plagioklasdominerade, röda eller rödgrå led förekommer tämligen allmänt, även om varieteter där plagioklasen dominerar helt blivit föga representerade i diagram 13 (jfr dock prov 151a). Medan de röda leptitgnejserna mestadels har ett massformigt utseende, som i trakten av Blackeberg, Bromma, väster om Huddinge stn och norr om Gerstaberget (1a), kännetecknas de rödgrå intermediära leden emellanåt av en viss fältspatådring och porfyroblastbildning (jfr pr. 5 och 152). Detta gör sig märkbart främst väster och norr om Överjärna k:a, väster om Gerstaberget (1a) fram mot kartgränsen, väster om Kaggfjärden (0c), söder om Tullinge samt på norra Lovön. De övervägande grå, plagioklasdominerade gnejserna, åter, t. ex. öster om respektive Järnfjärden (0b) och sjön Lanaren (1a) samt på västra Lovön, har ett utseende och en sammansättning, som praktiskt taget överensstämmer med de grå plagioklasgnejsgraniternas (jfr pr. 81 och 126 med centrala delen av diagram 14). På grund härav är nämnda gnejsers superkrustala ursprung mycket osäkert och närmast att betrakta som en tolkningsfråga.

En snabbt upprepad växellagring mellan olika tunna, finkorniga gnejslager förekommer i några fall inom leptitgnejsområdena, bl. a. omedelbart norr om Snäckstavik (1c; jfr pr. 61a, b i diagram 13) och vid Ulvsvik (0c) intill Mörkarfjärden. Likartade led har också iakttagits som underordnade inlagringar i de huvudsakligen av granatådergnejs bestående vägskärningarna utmed Huddingevägen öster om Tullinge villastad (3e), där även associerade hornbländeförande, pegmatitiska ådror observerats. I samtliga fall är gnejslagren ett fåtal cm breda och uppbyggda av finkorniga, såväl rödlätta, sura som grå intermediära och mörkgrå basiska skikt.

Basiska lager, s. k. metabasiter av amfibolitisk karaktär (från någon centimeter till några meters bredd) är mycket vanliga inom de aktuella leptitgnejserna (gröna streck på gult). Sammansättningen hos dessa mörkgrå eller svarta, finkorniga bergarter (jfr särskilt pr. 8c och 151b) är tämligen monoton med hornblände och plagioklas (andesin) dominerande över biotit och kvarts. Lokalt förekommer en plagioklasporfyritisk utbildning inom dessa led, t. ex. inom den nyligen öppnade Huddingegruvan SO om Tullinge (fig. 18.). På grund av att relativt fåtaliga metabasiter studerats, har ej kunnat fastställas om någon principiell skillnad råder mellan dessa bergarter och motsvarande basiska inlagringar inom sedimentgnejserna (diagram 9; S). Det allmänna intrycket i fält är att de



Fig. 18. Lager av plagioklasporfyr i leptitådergnejs. Huddinge-gruvan (3e) SO om Tullinge
 jävstn. Foto G. Stålhös.

Veined leptite-gneiss interbedded with plagioclase-porphyrific layer.

med leptitgnejserna associerade metabasiterna är relativt rikare på hornblände och fattigare på biotit, granat och kvarts än deras motsvarigheter inom sedimentgnejserna. Speciellt tycks de biotit-granat-kvartsrika metabasiterna vara knutna till de argillitiska delarna av sedimentgnejserna. De sekundära mineralomvandlingarna har relativt sett antagligen varit mest genomgripande i denna miljö.

Den mer eller mindre påtagliga avvikelse från den för regionen kännetecknande normala sedimentationen, som de här aktuella ofta bandade leptiternas bildning torde ha inneburit, kan möjligen tillskrivas temporära förändringar av berggrundens sammansättning inom de dåtida landområden från vilka sedimenten hämtat sitt material. Dessa förändringar har sannolikt skett genom att vulkaniska utbrottsprodukter av olika sammansättning tid efter annan täckt större eller mindre partier av nämnda områden. En tillfällig höjning av kalifältspalthalten inom sedimenten skulle sålunda kunna bero av en temporär ryolitisk vulkanism liksom en mera basisk vulkanism torde avspeglas bl. a. i en förhöjd Ca-halt i sedimenten (främst manifesterad genom ett inslag av hornblände och/eller An-rik plagioklas i sedimenten). I denna bemärkelse skulle de aktuella leptitgnejserna möjligen kunna tolkas som sediment, vilka i växlande omfattning modifierats genom ett indirekt och varierande tillskott av vulkanogent material.

Tuffer direkt deponerade inom havsområdena torde även ingå bland här omtalade leptitgnejser (jfr med Täljöområdet leptiter; s. 84). Härjämte förekommer också rikligt med konformt inlagrade basaltiska intrusioner (fig. 17).

KALKSTENAR

Kalkstenar påträffas endast inom den sydöstligaste delen av kartområdet, företrädesvis på Ornö men också på fastlandet i ett ca 500 m långt stråk ONO om Tjursta 3 km ONO om Österhaninge k:a. På Ornö bildar bergarterna i fråga upprepade, mer eller mindre raskt utkilande horisonter, vilka till övervägande del omges av och växellagrar med både bandade och mera kompakta, natronbetonade leptiter (jfr s. 95). Kalkstensskikten är vanligen någon eller några dm breda men når i enstaka fall upp till 5 à 10 m. Den stora kompetenskillnaden mellan kalkstenarna och leptiterna har medfört, att de senare lokalt brutits sönder till kantiga fragment ojämnt fördelade i den mera plastiska kalkstenen. Tektoniska breccior av detta slag har dock endast noterats från västra sidan av Koudden på nordvästra delen av Ornö (pl. 1).

Kalkstenarna är i allmänhet fint medelkorniga till medelkorniga, har gråvit färg och är tämligen förorenade av silikatmineral. De senare utgörs mestadels av kvarts, forsterit övergående i serpentin, diopsid, skapolit, tremolit-aktinolit, granat, muskovit, fältspat, titanit, turmalin och zirkon. Vid den största karterade förekomsten på en udde i Hålsjön, Ornö (pl. 1), har följande sammansättning antecknats: karbonat (47 %) > skapolit (25 %; dipyr = Na-dominerad typ) > kvarts (14 %) > diopsid (9 %) > mikroklin > plagioklas > titanit > zirkon. Närmast intill kalkstenarna har natronleptiterna lokalt en mera normalsedimentär prägel, särskilt i vissa mörkgrå led, där biotithalter på upp emot 20 % noterats vid sidan av albit och underordnad kvarts. I andra fall har vita leptiter med rent kvartsitiskt utseende visat sig innehålla ungefär lika delar albit och kvarts. I den ca 5 m mäktiga kalkstenen vid Tjursta (se ovan) registrerades 81 % karbonat, 18 % serpentin med små rester av fosterit, granat, muskovit, titanit och opakmineral. Kalkstenen i fråga ligger i en rent sedimentär miljö och gränsar på båda sidor till en mycket utpräglad metaargillitisk granatådergnejs. Den för melansvenska förhållanden så vanliga associationen mellan kalkstenar och leptitiska bergarter saknas följaktligen här. I gränsen mot granatådergnejsen uppträder en smal zon av en grågrön, medelkornig (1—2 mm), kvartsitliknande bergart bestående av 94.5 % skapolit (meionit = Ca-rik typ), 4 % diopsid och 1.5 % titanit. En liknande men finkornig (~0.1 mm), kvartsitliknande bergart förekommer också i nära anslutning till de nyssnämnda kalkstenarna vid Hålsjön. Den approximativa sammansättningen av denna är följande: skapolit (mizzonit = måttligt Ca-dominerad typ) > diopsid >> kalifältspat > kvarts > titanit. Enligt

Hietanen (1967, s. 199) ökar Ca-innehållet i skapolit med metamorfosgraden. Detta kan möjligen förklara den relativt högre Ca-halten i skapoliten på fastlandet (Tjursta) jämfört med motsvarande på Ornö, där metamorfosen kan antas vara något lägre.

Inga kemiska analyser har utförts på kalkstenarna inom kartområdet. Närmast belägna kemiskt analyserade kalksten vid Ådala (kartbl. Årsta, s. 14), ca 1.5 mil åt SV i förlängningen av kalkstensstråket vid Tjursta, visar en i saltsyra olöslig rest på ca 20 % (väsentligen serpentin). Återstoden utgörs av $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ (<1 %). I allmänhet tycks analyser av andra närliggande karbonatstenar, t. ex. inom kartbladet Trosa (s. 21—26), visa att vi i huvudsak har att göra med kalkstenar. Av tolv analyser inom nämnda kartblad kan endast två göra skäl för beteckningen magnesiumkalkstenar ($\text{MgCO}_3/\text{CaCO}_3 = 5\text{—}10\%$; Pettijohn 1949, s. 312). Graden av orenhet i kalkstenarna framgår av att den genomsnittliga, i utspädd saltsyra olösliga resten i de tolv analyserna uppgår till ca 16 %. Då den olösliga resten till betydande del utgörs av Mg-rika mineral, kan ifrågasättas om icke tidigare ett visst inslag av dolomitiska kalkstenar eller dolomiter har förelegat. På detta tyder tvenne av E. Högberg (1962a och b) utförda undersökningar över kalkstenar och dolomiter i Mälardalenområdet. Enligt honom har primär dolomit förelegat lokalt och sönderdelats vid den progressiva metamorfosen (dedolomitisering; 1962b, s. 294—309) under den svekofenniska orogenesisen. Olika Mg-silikater har härvid uppkommit under samtidig nybildning av sekundär kalcit (jfr a.a. fig. 7, där Mg-silikaterna omges av en zon med nybildad kalcit). Sekundärt tillskott av Mg (Mg-metasomatos) skulle enligt Högberg vad gäller karbonatstenar i allmänhet icke behöva tillgripas som förklaring till de ofta uppträdande Mg-silikaten i dessa bergarter. Den av Högberg på ett stort material baserade undersökningen har utan tvivel varit ett viktigt inlägg i den periodvis intensiva debatten om Mg-metasomatosens kvantitativa roll i det mellansvenska urberget.

En överskådlig sammanfattning av karbonatstenarnas genes kan erhållas i Högbergs båda arbeten från 1961, s. 401—403, och 1962, s. 303—309.

PRIMOROGENA DJUPERUPTIV

GRÖNSTENAR

Mellan en och två procent av kartans areal upptas av bergarter, vilka generellt bedömts utgöra djupgrönstenar. Sannolikt döljer sig också lokalt en del ytgrönstenar inom dessa med grönt betecknade led. Svårigheten att skilja mellan vissa förgrovade ytgrönstenar och granulerade eller primärt småkorniga djupgrönstenar har tidigare påpekats (s. 80). Vissa mindre lager och massiv av förmodat infrakrustalursprung har redan behandlats (s. 80), och deras sam-

mansättning framgår av diagram 9 (M). Flertalet av övriga djupgrönstenar är belägna inom kartbladet Stockholm NO och har i tillhörande beskrivning behandlats ganska utförligt (s. 32—36). Även i beskrivningarna till övriga tre Stockholmsblad har kortfattade redogörelser lämnats för flera av de enskilda massiven. Av denna anledning kommer de aktuella bergarterna här att behandlas tämligen översiktligt och i huvudsak utan några petrografiska detaljer.

Den övervägande delen av djupgrönstenarna utgörs av uralit- eller hornbländegabbror av ordinär typ med lokala inslag av grovkorniga uralitiska hornbländiter av skillerstenstyp. Dioriter dominerar inom vissa massiv. Därtill kommer mera svårklassificerade mörka amfiboliter med eller utan granat samt en del granat-, biotit- och kvartsförande s. k. glimmerdioriter.

Skillerstenarna uppbyggs till 85 à 95 vol.% av grönt hornblände av blek typ. Övriga mineral är med avtagande frekvens bytownit, biotit och pyroxen. Därtill fogar sig vanligen oxidisk malm, kis, titanit och apatit. Lokalt ingår också blekt gulbrunt hornblände eller färglöst antofyllitiskt Mg-hornblände. De kortprismatiska hornbländekrystallerna antyder att dessa uppkommit genom omvandling av tidigare pyroxener. Detta bekräftas av de ofta små, i hornbländena inneslutna resterna av nämnda mineral. Pyroxenhalter på ca 10 vol.% har noterats i det lilla massivet ca 1 km söder om Gustavsbergs k:a. Antofyllit förekommer i halter kring 30 vol.% inom skillerstenarna i massivet ca 750 m sydost om Täljö hpl (9h). En hög Cr-halt kännetecknar skillerstenarna i deras egenskap av tidiga magmadifferentiat (Lundegårdh 1949; Stålhös 1964, tab. 7). Nämnda bergarter uppträder inte bara direkt associerade med gabbror (Sk på kartan) utan bildar lokalt självständiga, vanligen tektoniskt avsnörda små lager i ytbergarterna (t. ex. i Enskedetrakten, Stålhös 1962, fig. 14). Strukturen inom dessa ofta ellipsformade, vanligen 1/2 till 1 m stora lagerbrottstycken är lika riktninglös som den inom de större skillerstensförekomsterna. Tunna konforma lagerintrusioner av det slag, som nämnda skillerstenshorisonter utgör, torde ha uppkommit ur heta basaltiska smältor med låg viskositet.

De gabbroida leden är mestadels medelkorniga, men finkorniga varieteter är långtifrån ovanliga. Strukturen är i allmänhet massformig och de vanligaste mineralen är följande: plagioklas (labrador-bytownit), hornblände-pyroxen och biotit. Härtill kommer oxidmalm, apatit, titanit, svavelkis m. fl. småmineral. Kalkhalten i plagioklasen växlar starkt men motsvarar ofta 70—80 % An, t. ex. i massiven sydost om Täljö hpl, nordväst om Rönningesjön (Gribbylund, 9f), öster om Ensta hpl (8f) samt vid Stensjön (2i). Lägre An-halter (40—60 %) har uppmärksamats i Valsjömassivet (9i), massivet ca 1.5 km sydost om Ingarö k:a, vid Slåboda ca 1 km söder om sjön Ådran (2f) samt i massiven nordost om Tungelsta stn (1f). Lokalt dominerar cummingtonit över blekt grönt hornblände, t.ex. i nyssnämnda massiv sydost om Ingarö k:a. De båda slagen av hornblände övergår utan gräns i varandra. Cummingtoniten finner man mestadels inom de centrala partierna av hornbländeeindividen. Gabbro, där klino-

pyroxen dominerar över hornblände, har endast uppmärksamrats inom Valsjömassivet (9i). Den ifrågavarande augitiska pyroxenen har välutbildade zonarbyggda kristaller och utgör sannolikt det först bildade mineralet i bergarten. I vanliga fall bildar annars klinopyroxenerna obetydliga rester inneslutna i de uralitiska hornbländena. Hypersten har iakttagits i några fall i massiven vid Stensjön (2i), kring Valsjön (9i) och vid Slåboda (2f se ovan). I den något skillerstensartade gabbbron vid Stensjön uppträder därjämte bytownit, gulbrunt hornblände och klinopyroxen. I gränserna mellan hornblände och pyroxen å ena sidan samt bytownit å den andra uppträder här väl utbildade, symplektiska sammanväxningsstrukturer. Enstaka olivinkorn med omvandlingszoner av serpentin ingår också i denna bergart. Det lilla Slåbodamassivets gabbro är fin-kornig, men jämnt inströdda, ca 2 till 5 mm stora hornbländeaggregat förlänar bergarten ett porfyritiskt utseende. Vid sidan av plagioklas (50 % An) och hornblände uppträder här klinopyroxen och hypersten i ungefär lika mängder.

En bandartad uppdelning av gabbroida bergarter i ljusa, plagioklasrika skikt och mörka hornbländeskikt (banddifferentiation) har iakttagits dels i massivet ca 1.5 km nordost om Tungelsta stn (1f), dels i nordvästra delen av massivet söder om Täljö hpl. På sistnämnda lokal förekommer skarpt avgränsade brottstycken av skillersten inom de bandade partierna, vilket tyder på att bandningen uppkommit förhållandevis sent, i samband med den basiska smältans stelning.

Vid sidan av den allmänt förekommande omvandlingen av pyroxen till hornblände inom gabbrobergarterna har ofta pennin bildats ur biotiten och samtidigt har leukoxenaggregat uppstått genom avkalkning av plagioklasen. De senare påträffas dels inom plagioklasen, dels som sprickfyllnader både i plagioklas och hornblände, vilket särskilt noterats från massivet i Gribbylund (9f).

Dioritiska grönstenar påträffas i växlande omfattning, dels som relativt självständiga rena massiv, dels som mer eller mindre lokalt utbredda övergångsformer mellan gabbrobergarterna och omgivande urgraniter. Gränsdragningar mellan gabbro—diorit å ena sidan och diorit—kvartsdiorit—hornbländerik urgranit å den andra blir ofta i hög grad subjektiv. Både successiva övergångar och skarpa gränser kan förekomma mellan nämnda led i olika delar av samma massiv. Särskilt kan i detta sammanhang nämnas grönstensområdet sydost om Ingarö k:a samt det av hornbländerika urgraniter och grönstenar bestående området ca 1.5 km VSV nämnda kyrka, där i båda fallen gränsdragningarna måste anses mycket osäkra. Dioriten skiljer sig från gabbbron främst genom ett betydande inslag av kvarts och biotit, en något surare plagioklas (An=30—50) samt ett hornblände av mestadels järnrik typ med pleokroism i kraftigt gröna färger. En tydlig förskiffring gör sig ofta gällande i dioriterna till följd av en relativt lägre tektonisk kompetens. Typiska exempel på dioriter förekommer bl. a. i det stråk av grönstenar, som sträcker sig från Tallkrogen (4f) i väster över Ältasjön till Öringesjön i öster. Särskilt vackert förskiffrad och grovkornig svartvitspräcklig diorit med cm-långa parallellanordnade hornbländeaggregat

finner man i massivet ca 750 m sydväst om Västerhaninge k:a. I södra delen av detta massiv har bergarten en ovanlig, närmast diabasporfyritisk utbildning med smala plagioklaslister från 1 till 3 cm långa i en finkornig (0.15—0.4 mm) granoblastisk matrix. Plagioklaslisterna är i huvudsak parallellanordnade och markerar sannolikt strömningsriktningen hos den en gång framträngande grönstenssmältan. Förutom plagioklas (40 % An) ingår även grönt hornblände, biotit och klinopyroxen. Likaledes uppträder en mycket grovkornig diorit i höjden öster om Bosöns idrottsplats (7gh) på Lidingö med upptill 7 cm långa, divergentstråligt anordnade hornbländekristaller i en omgivande ljus plagioklas. Ett mindre inslag av granat är vanligt inom dioriterna (röda punkter på grönt på kartan) och kan exemplifieras av massiven vid och norr om Jakobsbergs stn (8c; se pr. 34 och 26 i diagram 9). Extremt granatrika dioritiska eller amfibolitiska bergarter möter man främst i massiven väster och norr om Väsbyfjärden (1i) i kartans sydostdel. Amfiboliter med eller utan granat påträffas vidare här och var som omvandlingsprodukter inom de skilda grönstensmassiven. I fråga om dessa kraftigt sekundäromvandlade led är infrakrustalursprunget ej otvetydigt (Stålhös 1964, s. 35—36). Detsamma gäller för en del glimmerdioriter, t. ex. i de långsträckta och uppspjälkade grönstensstråken norr om Ingarö k:a och nordost till öster om Gustavsberg (6j). Sistnämnda bergarters sammansättning är följande: plagioklas > biotit > granat och kvarts. Sekundäromvandlingen är ytterst kraftig och har nästan helt överfört plagioklasen i gryniga aggregat av sericit-muskovit, medan biotiten mestadels är kloritomvandlad. Granat, som uppträder lokalt, bildar då och då cm-stora oregelbunda poikiloblaster. Som småmineral tillkommer främst apatit och magnetit. Särskilt de grönstensmassiv, som uppträder inom de kraftigt åderförgnejsade ytbergarterna, har i hög grad blivit sönderdelade och uppspaltade av pegmatitiskt material, som förekommer i så stora mängder att det emellanåt överväger. Som exempel kan nämnas stråket 2 km sydost om Stensjön (2i) samt i massivet 1 till 1.5 km öster och nordost om Gustavsbergs k:a.

Den tidigsvkofenniska åldern av de nu anförda grönstenarna inom kartbladet framgår bäst av deras kontakter mot urgraniterna. Varhelst skarpa kontakter föreligger, är det alltid urgraniterna som tränger in i och breccierar grönstenarna. Brotstücken av gabbroida led är också vanliga i urgraniterna. Exempel på eruptivbreccior mellan sura gnejsgraniter och gabbro kan återopas bl. a. från flera lokaler på mellersta Resarö, från området kring Runö folkhögskola (9i) samt från Oranjeholmen sydväst om St. Älgö (8j). På sistnämnda lokal finns en ovanligt vacker breccia (Stålhös 1964, fig. 8).

Särskild uppmärksamhet skall ägnas det s. k. Sundbymassivet, beläget på centrala Bogesundslandet ca 500 m norr om Söderby gård (8h). Massivet i fråga, som består av en noritisk gabbro, har enligt tidigare undersökningar ansetts vara yngre än de omgivande urgraniterna och hänförts till den av P. H. Lundegårdh (1947, s. 24) utskilda, ultrabasisiska gabbrosviten i Roslagen. Senare rön beträf-

fande kontaktrelationerna mellan nämnda gabbrosvit och urgraniterna, vilka avser icke endast Sundbymassivet utan även andra grönstensintrusiv tillhörande denna svit, bl. a. inom kartbladet Uppsala SO, pekar dock enligt författaren snarare på en tidigsvekofennisk ålder för dessa massiv.

Sundbymassivet består av medelkorniga, gråsvarta, i huvudsak massformiga bergarter med följande mineralbestånd: plagioklas > klinopyroxen \geq ortopyroxen > hornblände (jfr Stålhös 1964, s. 52). Härtill kommer något oxidmalm och kis. Plagioklasen är kalkrik (bytownit med 75—85 % An). Pyroxenen och fältspaten syns ha kristalliserat ungefär samtidigt. Hornbländet bildar smala omvandlingszoner runt pyroxenindividerna. Omedelbart framför Sundby gård, ca 500 m norr om Söderby, finns ett ca 30×50 m stort parti av en ljus anortositisk gabbro med små, avgränsade, grönsvarta hornbländeansamlingar. Bergarten har divergentstråligt anordnade plagioklastavlor, som utgör ca 3/4 av mineralmassan. Återstoden består av hornblände med enstaka pyroxenrester samt något klorit, epidot och kalcit. Plagioklasen är en bytownit med åtminstone 75 % An. En viss slirighet förekommer ibland i bergarten med omväxlande ljusare band av plagioklas och mörkare band dominerade av hornblände. Mindre partier av skillersten har iakttagits på enstaka platser i massivets västra delar.

Som kriterium på Sundbymassivets ålder har tidigare anförts en kontaktlokal belägen ca 650 m VNV om Sundby, där brottstycken av urgranit uppträder i den noritiska gabbbron (Lundegårdh 1947, s. 11 och fig. 6). En granskning av citerade fig. 6 ger icke klart belägg för att man här har att göra med verkliga brottstycken. De i figuren synliga brottstyckena skulle istället kunna förklaras som ett resultat av både förkastningar och snitteffekter mellan gabbbron och i denna intruderade urgranitapofyser. Ytterligare några granitineslutningar i gabbbron på samma ställe kan sannolikt tolkas på likartat sätt. Ett starkt stöd för nämnda uppfattning ger en lokal belägen ca 250 m söder om den föregående, nere vid sjöstranden. Man kan här inom ett ca 50×50 m stort område iakttaga, hur en grå, tydligt förgnejsad, hornbländeförande urgranit i form av gångar och ådror genomsätter den på platsen tämligen småkorniga gabbbron. I allmänt vedertagen bemärkelse är åldersrelationerna här helt klara, dvs. urgraniten är yngst. En alternativ tolkning att urgraniten är äldre förutsätter att denna sekundärmobiliserats i samband med gabbrons intrusion och senare penetrerat den sistnämnda, en möjlighet som givetvis också måste beaktas. Tills denna fråga är utredd (se nedan), vill jag i motsats till min tidigare uppfattning (Stålhös 1962 och 1964) inlemma den aktuella noritiska gabbbron under en särskild beteckning bland de tidigsvekofenniska grönstenarna. För att ytterligare klarlägga nämnda förhållanden, har P. G. Andreasson nyligen på uppdrag av SGU:s kartbyrå påbörjat en regional undersökning av icke tidigare detaljkarterade massiv av ultrabasisisk gabbro i Roslagen.

URGRANITER ELLER GNEJSGRANITER (TONALIT, GRANODIORIT, GRANIT OCH KVARTSSYENIT)

Urgraniter upptar ca en fjärdedel av hela kartans areal. Dessa bergarter förekommer dels i form av samlade massiv främst i kartans nordöstra del, dels som veckade och avslitna lagerintrusioner inom suprakrustalgnejserna. En genom deformation uppkommen skiffrighet och/eller mineralstänglighet har generellt överfört urgraniterna till gnejsgraniter. Minst påverkade i detta avseende är de basiska, tektoniskt mest kompetenta leden innefattande de kvartsdioritiska eller hornbländerika varieteterna.

I riktning mot norr, öster och sydost innesluts det aktuella kartområdet av stora sammanhängande arealer av urgranit, dels i Uppland, dels i ytterskärgården. En tilltagande grad av deformation kan förmärkas inom berggrunden, när man rör sig från dessa perifera områden in mot kartans centrala delar. I det närmaste massformiga urgraniter finner man ett par mil norr om kartans nordgräns i riktning mot Uppsala, där nämnda bergarter har sitt största sammanhängande utbredningsområde (Lundegårdh 1956). I riktning mot Norrtälje avtar däremot deformationen icke i samma grad (Lundegårdh 1946), vilket möjligen kan bero på en mindre mäktighet av urgraniterna här.

En detaljerad redogörelse för gnejsgraniterna i kartområdet har tidigare lämnats dels i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (s. 36—52), dels i något mera kortfattad form i de övriga tre beskrivningarna Stockholm NV, SV och SO. Även Sundius (1948, s. 30—40) behandlar gnejsgraniterna ganska utförligt i sin beskrivning till berggrundskartan över Stockholmstrakten. Av dessa skäl kommer bergarternas petrografi att tas upp mycket summariskt här under hänvisning till ovanstående arbeten.

Av kartans teckenförklaring framgår, att fem olika gnejsgranitvarieteter utskilts. Av dessa är den grå plagioklasdominerade gnejsgraniten ojämförligt mest utbredd. Härefter följer med avtagande frekvens ögonförande intermediär samt röd halvsur till sur gnejsgranit i nämnd ordning. Röd, lokalt hyperstenförande gnejsgranit förekommer endast i ett par stråk inom kartans sydöstra del, och en kvartssyenitisk, porfyrstruerad gnejsgranit är företrädd endast inom Åkersbergaområdet längst i nordost.

Diagram 14 åskådliggör den mineralogiska fördelningen inom 44 olika gnejsgraniter, av vilka ett trettiotal kan hänföras till de grå plagioklasgnejsgraniterna. Huvudsammansättningen i dessa är: plagioklas (ca 30—50 % An) > kvarts > biotit \geq hornblände. Lokalt tillkommer små mängder av kalifältspat. Beroende på fördelningen mellan biotit och hornblände har de aktuella bergarterna vid karteringen indelats mycket schematiskt i tre underavdelningar (se teckenförklaringen).

Bland de intermediära gnejsgraniterna överväger grovporfyriska led, där röda eller grå, 1—3 cm stora ögon dominerar. Även jämnkorniga intermediära led

(pr. 18¹ och 160) med ljusgrå eller rödgrå färger har observerats. Den huvudsakliga mineralsammansättningen i de intermediära gnejsgraniterna, baserad på 17 planimetriska analyser (sju prov från diagram 14 och tio prov från diagram 4, Stålhös 1964), syns vara följande: plagioklas ($\sim 30\%$ An) > kvarts > kalifältspat > biotit: \gg hornblände. Rikligt med granat förekommer främst bland de grå gnejsgraniterna men lokalt också i de intermediära leden (se teckenförklaringen: små röda punkter).

Mineralfördelningen i de sura, mestadels rödlätta och jämnkorniga gnejsgraniterna är enligt ca tio planimetriska analyser följande: kvarts \gg kalifältspat > plagioklas (vanligen 20—30% An) \gg biotit (se Stålhös 1964, diagram 4 och pr. 8 i diagram 14). Hornblände tillkommer lokalt i små kvantiteter. I de sura hyperstenförande gnejsgraniterna (jfr Sundius 1948, s. 38—39 under rubriken kvartssyenitisk gnejsgranit) tillkommer genomsnittligt något mera hornblände omväxlande med hypersten (se proven 2, 49 och 142 i diagram 14). Förekomsten av hypersten i nämnda gnejsgraniter är f. ö. inte unik. Minalet har iakttagits även bland de grå gnejsgraniterna (jfr pr. 141 och 4 i diagram 14).

Den kvartssyenitiska, porfyriska gnejsgraniten i Åkersbergaområdet slutligen, har följande mineralsammansättning enligt fyra planimetriska analyser (jfr Stålhös 1964, tabell 4 och s. 47—52): plagioklas (10—25% An) \gg kalifältspat > kvarts (10—25 vol.%) \gg hornblände (ca 15 vol.%) > biotit—klorit. Det är främst den låga kvartshalten och den höga hornbländehalten, som ger bergarten dess kvartssyenitiska prägel. Små kvantiteter av såväl hypersten som augit har vidare noterats. Accessoriskt tillkommer rikligt med oxidisk malm och apatit jämte underordnat zirkon och titanit. Sericitiseringen av plagioklasen är påfallande kraftig. Vad gäller graden av sericitomvandling i plagioklaserna (S = svag, M = måttlig, K = kraftig sericitomvandling), kornstorlekar och frekvensen av accessoriska mineral i övriga gnejsgraniter hänvisas till diagram 14.

Den i samband med förskiffringen uppkomna partiella granuleringen av mineralkornen hos gnejsgraniterna har resulterat i ett slags dubbelkornighet hos dessa. De tavelformade divergentstråligt anordnade fältspaterna, främst plagioklaserna, representerar sannolikt den primära texturen. Vanliga kornstorlekar ligger här mellan 1 à 2 mm. De granulerade partierna underskrider däremot ofta 0.5 mm. Parallellt med de senare inordnar sig biotit och hornblände tillsammans med långt utdragna kvartsfält. Där det finns kalifältspatporfyroblast, bildar dessa ofta tillplattade, ellipsformade individ, vilka i extrema fall har utvalsats till långa, smala band. Dylika predeformativt bildade ögon är mycket vanliga och kan studeras bl. a. inom Vaxholmsområdet (s. k. Vaxholmsgranit). Postdeformativt bildade ögon uppträder också tillsammans med de föregående i växlande proportioner och karakteriseras av idiomorft utbildade kristaller, som icke sällan är diskordanta mot äldre strukturer.

De med svarta streck på brun botten betecknade gnejserna i kartans teckenförklaring utgör sådana om gnejsgraniter påminnande bergarter, vilkas infra-

43. 250 m S om Dyvik (0h), SV-Gålö, Österhaninge k:n, kbl Stockholm SO.
 24. 500 m OSO om Nydal (3d), ca 4.5 km VSV om Huddinge stn, kbl Stockholm SV.
 82b. Kungsberga (7a), 2.7 km NV om Färentuna k:a, Svartsjölandet, kbl Stockholm NV.
 131c. Ca 500 m NV om Häggsta (4d), ca 3.5 km O om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV.
 B 11. 1.2 km OSO om Tullinge stn (3d), Botkyrka k:n, kbl Stockholm SV.
 80. Klintholmen (8b), Näsfjärden ca 2.5 km S om Lennartsnäs, kbl Stockholm NV.
 260. 500 m SO om Bogesunds slott (7i), ca 3.5 km VSV om Vaxholms k:a, kbl Stockholm NO.
 4. 800 m V om Husby (1c), ca 1 km O om Grödinge k:a, kbl Stockholm SV.
 12. 1.5 km O om Stäketbron (9c), Järfälla k:n, kbl Stockholm NV.
 40¹. 400 m N om Norrskog (8b), ca 3.5 km N om Hilleshög k:a, kbl Stockholm NV.
 58. Ca 1 km O om N-spetsen av Lervassa träsk (0j), Ornö, kbl Stockholm SO.
 28. Ca 3 km NO om Botkyrka k:a, kbl Stockholm SV.
 34. Ca 1.3 km O om Mörby (0j) utmed prickstig, Ornö, kbl Stockholm SO.
 80¹. Ca 1 km SV om Bornö (4b), ca 4 km NV om Salems k:a, kbl Stockholm SV.
 100. Stadsgårdskajen (5f), Södermalm, Stockholm, kbl Stockholm NO.
 51. 1 km V om Öster-Haga (7h), ca 3.5 km NNO om Lidingö k:a, södra Bogesundslandet, kbl Stockholm NO.

krustala ursprung kan sättas i fråga. Det är främst de något diffusa relationerna mellan dessa bergarter och den omgivande suprakrustalen, som föranlett den aktuella överbeteckningen. Vi kan i detta fall ha att göra med infrakrustala gnejsgraniter, där ett ovanligt rikligt inslag av ofullständigt assimilerade suprakrustala partier lokalt givit bergarterna en något svårtolkad prägel, men vi får också räkna med att de senare kan ha bildats genom *in situ*-omvandling ur härför väl ägnade led.

Den kemiska sammansättningen inom olika gnejsgranittyper framgår av 14 analyser i tabell 10. Av dessa kan sju hänföras till de grå plagioklasgnejsgraniterna med en i huvudsak kvartsdioritisk sammansättning. De mera fältspatintermediära, vanligen ögonförande granodioriterna kännetecknas av en något högre halt av kalium (analys 8 och 9). Ett litet men tydligt Al-överskott (t) kan förmärkas i analyserna 6 och 9, båda härrörande från stråk med en makroskopiskt iakttagbar, hög granathalt. Rester av Al-rika sediment i de aktuella gnejsgraniterna tyder på att dessa erhållit sitt Al-överskott genom assimilation.

Analyserna 10 och 11 (=generalprov 1c—10c) visar sammansättningen i sura röda gnejsgraniter. Hög kvarts- och kalihalt karakteriserar dessa, medan samtidigt halterna av Fe, Mg och Ca är låga.

De sura röda hyperstenförande gnejsgraniterna (analys 13 och 14) har i tabell 10 sammanförts med de kvartssyenitiska gnejsgraniterna inom Åkersbergområdet (analys 12 = generalprov 1d—10d) under den gemensamma rubriken kvartssyeniter. Analyserna 13 och 14 intar med avseende på halterna av Si, Fe, Mg och Ca en intermediär position mellan de ordinära sura gnejsgraniterna å ena sidan och den helt kvartssyenitiska gnejsgraniten av Åkersbergatyp å den andra.

Ju större den kemiska skillnaden är mellan suprakrustalbergarterna och de i dem intruderade gnejsgraniterna, desto skarpare är gränserna dem emellan och desto lättare kan man skilja de båda bergartsgrupperna åt. De grå basiska

gnejsgraniterna är följaktligen tämligen lätta att avgränsa från sedimentgnejserna. Undantag härvidlag utgör vissa kompakta gnejser av sannolikt gråvackeursprung, vilka icke utan vidare låter sig skilja från nämnda gnejsgraniter. Exempel härpå utgör stora delar av berggrunden inom norra och mellersta Lovön och på Kårsön, i vilka områden f. ö. mycket stor osäkerhet råder beträffande riktigheten av den presenterade kartbilden. Möjligen har de grå gnejsgraniterna här blivit kraftigt underrepresenterade jämförda med de förmodade sedimentderivaten.

Generellt sett har man i många fall betydligt svårare att hålla isär de intermediära, ögonförande gnejsgraniterna från de likaledes intermediära, ögonförande gnejserna av suprakrustalursprung, ett förhållande som tidigare behandlats (s. 108). Bästa exempel härpå utgör de ögonförande gnejserna på västra Munsön, vilka med stor tvekan bedömts som derivat av ursprungliga sediment. Likaledes är, som vi erinrar oss av den tidigare framställningen (s. 110), gnejsgraniter av olika surhetsgrad ibland nästan omöjliga att skilja från förgrovade leptiter (leptitgnejser—granitgnejser) av jämförbar typ.

Ett för kartområdets gnejsgraniter och leptitgnejser gemensamt drag, som skiljer dem från sedimentgnejserna, är den lokala förekomsten av hornblände dels i bergarterna själva, dels i ådror associerade med dem (jfr s. 109). Tydligt avspeglar ådrorna i viss mån sidostenens sammansättning. Förekomsten av fältspatådring inom gnejsgraniterna är f. ö. tämligen obetydlig, även i de av åderför-gnejsning mest drabbade områdena. Förklaringen härtill måste vara en förhållandevis begränsad genomsläpplighet för cirkulerande lösningar i berörda bergarter kombinerad med en gentemot omgivningen relativt stor tektonisk kompetens. Den vanligaste typen av ådror finner man inom de grå gnejsgraniterna i form av vita, mm- till cm-breda band parallella med skiffriheten. Ådrorna består mestadels av plagioklas och kvarts och torde i huvudsak representera interna utsöndringar i samband med metamorfosen. I andra, mera kalidominerade ådror har materialet åtminstone delvis tillförts utifrån. Dylika, ofta röda, antingen med skiffriheten konforma ådror eller diskordanta sprickfyllnader är mestadels direkt associerade med närliggande större gångar av pegmatit och granit. Vackra exempel härpå kan studeras flerstädes, bl. a. i en stor skärning utmed E4 vid avtagsvägen mot Tureberg (8e), ca 1.5 km SSV om nämnda stn. Ytterligare en typ av ådring i de grå gnejsgraniterna skall här relateras. I detta fall har kalirika pegmatitiska lösningar i stor utsträckning helt penetrerat de aktuella gnejsgraniterna, vilka härvid antagit ett rödflammigt ådergnejsartat utseende och fått en modifierad sammansättning (jfr Stålhös 1964, s. 39—40). Bergarter av detta slag påträffas dels inom en zon från Björknäs på Värmdö (5h) i öster till Gröndal (5f) i väster, dels i en sannolik västlig fortsättning av samma stråk öster om Kårsön (6e). Av resultatet att döma tycks aktivt verk-samma, lätttrörliga pegmatitiska lösningar på ett eller annat sätt ha koncentrerats till nämnda zon. Möjligen förklaras detta av de speciella tektoniska för-

Tabell 10. Kemiska analyser av primorogena intrusiv (tonalit, granodiorit, granit, kvartsyenit) från Stockholmsområdet
Chemical analyses of synkinematic intrusives (tonalite, granodiorite, granite, quartz-syenite) from the mapped area

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O> >105°C	H ₂ O< <105°C	Σ
1 —	57.32	0.58	17.01	0.04	7.48	0.12	4.13	6.10	2.09	2.10	0.25	2.30	0.48	—
2(Xa)	60.2	1.03	16.5	1.02	6.21	0.13	2.4	3.9	3.3	2.7	0.33	1.6	0.42	99.74
3(B11)	61.5	0.93	16.9	0.84	5.53	0.07	1.5	4.1	3.5	2.8	0.26	1.1	0.26	99.29
4(Y)	63.8	0.93	15.0	1.09	5.81	0.09	2.0	3.9	2.8	2.3	0.21	0.8	0.45	99.18
5(24)	65.2	0.8	16.4		7.0	0.09	1.7	3.9	2.8	2.3	—	1.0 ¹	—	101.2
6(43)	67.3	0.73	14.5	0.65	6.20	0.14	1.3	2.8	2.7	1.7	0.26	1.6	0.35	100.23
7(115a)	67.8	0.5	15.3	4.5		0.06	2.6	3.2	3.1	1.9	—	0.9 ¹	—	99.9
8(18)	67.7	0.4	16.0	3.5		0.05	1.2	3.4	2.4	3.4	—	0.9 ¹	—	99.0
9(23)	68.3	0.5	15.8	4.9		0.08	1.0	2.5	2.7	3.5	—	0.6 ¹	—	99.9
10(8)	74.2	0.2	13.7	2.4		<0.05	≤0.4	1.1	2.7	4.9	—	0.6 ¹	—	100.2
11(1c—10c)	75.76	0.12	12.96	0.83	0.89	0.03	0.25	0.99	2.72	4.89	0.03	0.49	0.08	—
Kvartssyeniter (<i>quartz-syenite</i>)														
12(1d—10d)	63.83	0.81	14.55	2.08	5.68	0.12	1.06	2.42	3.20	4.77	0.18	1.06	0.08	—
13—	67.91	0.63	13.69	1.22	4.91	0.06	0.57	2.59	2.30	4.95	0.12	0.69	0.22	—
14—	71.56	0.32	13.40	0.72	3.60	0.05	0.35	1.85	2.32	5.14	0.05	0.52	0.22	—

Niggli-tal	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	t	Anj/100 Katjon Anions/ 100 Cations	Planimet. analys i diag. 14.	Katjonprop. Propn. Cations	
1—	175	31	39	20	10	0.39	0.48	35	1	1	—	—	Ca> Mg> Na> K	
2(Xa)	211	34	34	15	17	0.35	0.37	43	3	2	168.7	—	Na> Ca> Mg> K	
3(B11)	227	37	28	16	19	0.35	0.30	51	3	2	168.1	—	Na> Ca> K> Mg	
4(Y)	246	34	34	16	16	0.35	0.34	82	3	2	169.6	—	Na> Ca> Mg> K	
5(24)	251	37	30	16	16	0.36	0.33	87	2	5	173.3	(24)	Na> Ca> K> Mg	
6(43)	293	37	34	13	16	0.29	0.26	129	2	8	176.3	(43)	Na> Ca> K> Mg	
7(115a)	283	38	31	14	18	0.29	0.53	111	2	6	173.8	(115a)	Na> Mg> Ca> K	
8(18)	307	43	20	17	20	0.48	0.40	127	1	6	174.5	(18)	Na> K> Ca> Mg	
9(23)	309	42	24	12	22	0.46	0.29	121	2	8	173.5	(23)	Na> K> Ca> Mg	
10(8)	424	46	14	7	33	0.54	0.24	192	1	6	175.5	(8)	K> Na> Ca> Mg	
11(1c—10c)	469	47	10	7	36	0.54	0.21	225	1	4	177.4	—	K> Na> Ca> Mg	
Kvartssyeniter (<i>quartz-syenite</i>)														
12(1d—10d)	252	34	32	10	24	0.49	0.20	56	2	0	172.0	—	Na> K> Ca> Mg	
13—	308	36	27	13	24	0.59	0.14	112	2	—1	—	—	K> Na> Ca> Mg	
14—	367	40	21	10	28	0.60	0.13	155	1	2	—	—	K> Na> Ca> Mg	

¹Glödningsförlust. *Loss by ignition.*

1. Kvartsdiorit (*quartzdiorite*). — (Se N. Sundius 1939, SGU, ser C 419 s. 30.) — N om Sundbymarens mellersta del Ornö, Stockholms skärgård.
2. Grå granatförande mylonitiserad gnejsgranit? (*mylonitic tonalite? rich in garnets*). — Plagioklas (40 % An) > kvarts > biotit. Accessorier: apatit, zirkon, kis. Kornstorlek (*grain-size*): 1—2 mm. — Vägskärring ca 500 m ONO om Tullinge stn (3d), kbl Stockholm SV. Nr Xa, analys P 1076: V. Grundulis.
3. Grå granitgnejs — gnejsgranit (*tonalite?*)? — Kvarts: 26 vol.%, plagioklas (*andesin*): 42 %, biotit: 31.5 %, apatit, zirkon: 0.5 %. Kornstorlek (*grain-size*): 1—3 mm. — 1.2 km OSO om Tullinge stn (3d), Botkyrka k:n, kbl Stockholm SV. Nr B 11, analys P 1086: V. Grundulis.
4. Grå granatrik granitgnejs — gnejsgranit? (*tonalite? rich in garnets*). — Huvud-mineral: plagioklas (40 % An) > biotit \approx kvarts > granat. Accessorier: hornblände, apatit, klorit, pyrit, zirkon. Kornstorlek (*grain-size*): 0.5—3 mm. — Ca 500 m S om järnvägsviadukten 1 km O om Tullinge stn (3d), kbl Stockholm SV. Nr Y, analys P 1075: V. Grundulis.
5. Hornbländeförande gnejsgranit (*tonalite*). — 500 m OSO om Nydal (3d), ca 4.5 km VSV om Huddinge stn, kbl Stockholm SV. Nr 24, analys P 344: B. Rönnholm.
6. Grå granatrik gnejsgranit (*tonalite, rich in garnets*). — 250 m S om Dyvik (0h), SV-Gålö, Österhaninge k:n, kbl Stockholm SO. Nr 43, analys P 1092: V. Grundulis.
7. Grå hornbländeförande gnejsgranit (*tonalite*). — V om Troxhammar (5c), ca 2 km SV om Skå k:a, kbl Stockholm NV. Nr 115a, analys P 357: B. Rönnholm.
8. Ljusgrå intermediär gnejsgranit (*granodiorite*). — Vickberga (9b), ca 2 km V om Stockholms-Näs k:a, kbl Stockholm NV. Nr 18, analys P 358: B. Rönnholm.
9. Grå granat- och ögonförande gnejsgranit? (*granodiorite?, porphyritic, garnet-bearing*). — 500 m V om Gransätter (4e), ca 4 km V—VSV om Huddinge stn, kbl Stockholm SV. Nr 23, analys P 345: B. Rönnholm.
10. Ljusröd, sur gnejsgranit (*red acid gneiss-granite*). — 1.5 km S om Räcksta (6d), Stockholm, kbl Stockholm NV. Nr 8, analys P 359: B. Rönnholm.
11. Röd sur gnejsgranit (*red acid gneiss-granite*). — (Se Stålhös 1964, SGU, ser Ae 1, s. 76, analys 1c—10c.) — Generalprov (*general sample*), Åkersbergaområdet (9j), kbl Stockholm NO.
12. Röd kvartssyenitisk gnejsgranit (*red quartz-syenitic, porphyritic gneiss-granite*). — (Se Stålhös 1964, SGU, ser Ae 1, s. 76, analys 1d—10d.) — Generalprov (*general sample*), Åkersbergaområdet (9i), kbl Stockholm NO.
13. Röd kvartssyenitisk gnejsgranit (*red quartz-syenitic gneiss-granite*). — (Se N. Sundius 1948, SGU, ser Ba 13, s. 39.) — O om Lycksjön (3h), SO om Vendelsö, kbl Stockholm SO.
14. Grågrön kvartssyenitisk gnejsgranit (*greyish-green quartz-syenitic gneiss-granite*). — (Se N. Sundius 1948, SGU, ser Ba 13, s. 39.) — Ca 400 m N om Handens stn (2g), kbl Stockholm SO.

hållanden, som råder inom området, där skänklarna i två stora veckbågar träffar samman.

I en serie av gnejsgraniter ordnade efter surhetsgraden förekommer vanligen successiva övergångar mellan angränsande led, ett förhållande som lokalt gör gränsdragningarna tämligen godtyckliga. Gnejsgraniter, vilka beträffande surhetsgraden starkt kontrasterar mot varandra, visar däremot inbördes ofta skarpa gränser, varvid de sura varieteterna generellt sett kristalliserat senare och därför lokalt genomsätter eller breccierar de mera basiska leden. I sistnämnda avseende utgör dock kvartssyeniten i Åkersberga ett undantag. (Se nedan.)

Lokaler, där de inbördes åldersförhållandena mellan gnejsgraniterna framgår tydligt, är icke speciellt vanliga inom kartområdet. I stor utsträckning beror detta på den ringa förekomsten av intill varandra liggande gnejsgraniter av olika surhetsgrad. Som exempel kan emellertid nämnas den ögonförande intermediära

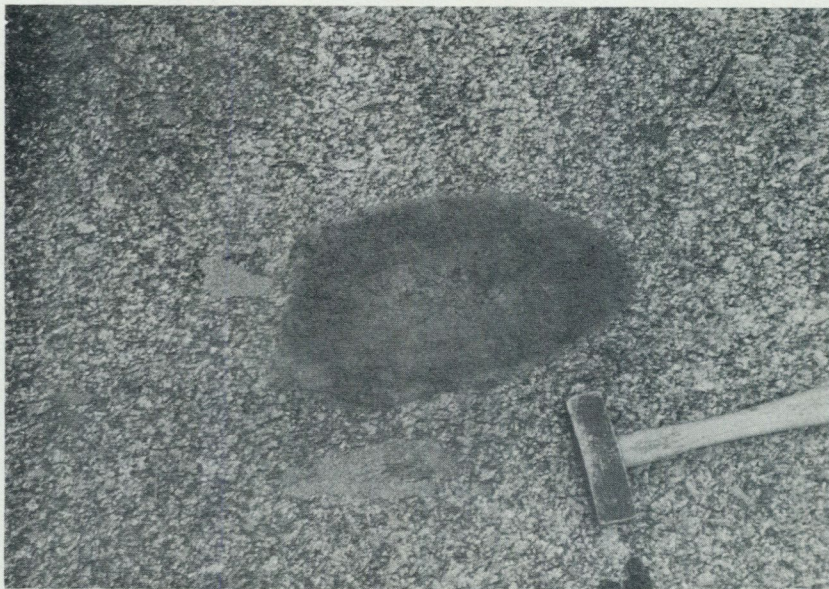


Fig. 19. Brottstycken av diverse ytbergarter i en grå granatförande basisk gnejsgranit 500 m O om Oxnö, sydvästra Gålö (0h). Foto G. Stålhös.
Supracrustal remnants included in grey tonalite.

gnejsgraniten på Gålö (0h), vilken gångformigt (huvudsakligen konformt) genomsätter den grå granatrika gnejsgraniten i området ca 500 m norr om Oxnö. Ett andra exempel utgör de sura gnejsgraniterna ca 1 km söder om Ingarö k:a, vilka också bildar gångar i en grå basisk gnejsgranit.

I trakter, där ytbergarter dominerar, anpassar sig gnejsgranitintrusionerna i huvudsak till den ursprungliga lagerställningen. Detta gäller inom huvuddelen av kartans område, varför det är ovanligt att finna eruptivbreccior och/eller brottstycken av ytbergarterna i gnejsgraniterna, även om undantag förekommer, t. ex. på sydvästra Gålö; se fig. 19. Sannolikt har urgranitmagman, då den trängde in parallellt med ytbergarternas lager, berett sig plats dels genom att rent mekaniskt bända isär dessa, dels genom att selektivt assimilera vissa partier inom ytbergarterna, främst då de mera lättsmälta delarna. Sålunda finner man ofta upprepade små konforma satellitmassiv (någon dm till ett tiotal m breda) inom suprakrustalen omedelbart i närheten av gränsen mot de större lagerintrusionerna. Dessa med huvudintrusionerna identiskt uppbyggda kroppar torde väsentligen representera sådana fall, då en ren isärbändning av ytbergartslagren ägt rum i samband med intrusionerna. Små satellitmassiv finns på flera håll (se bruna streck i kartan) men framträder tydligast i skärgården, bl. a. på södra Härsö (3j; fig. 20) och på Långgarn (0i) söder om Gålö. De större gnejsgranit-

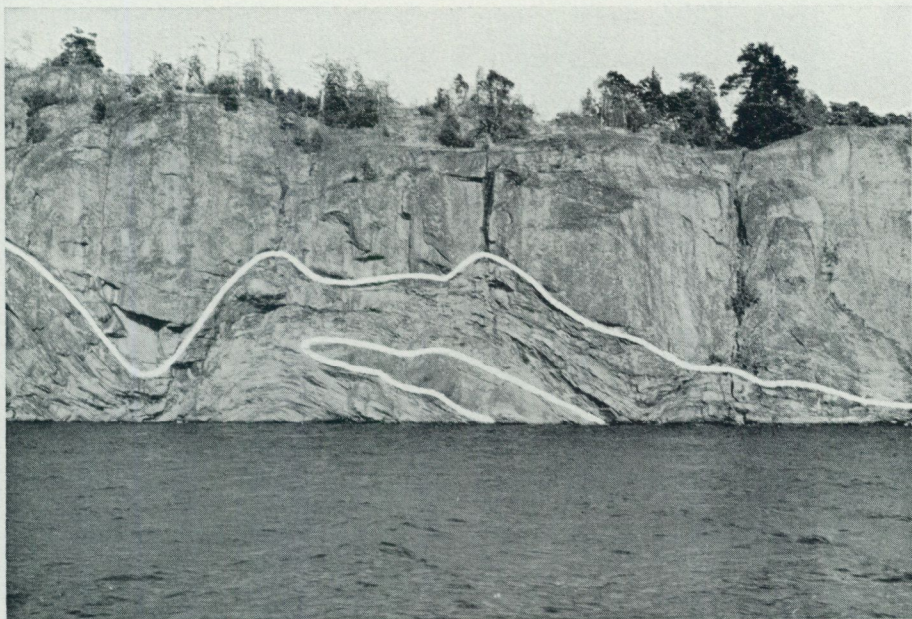


Fig. 20. Kontakt mellan grå något ögonförande gnejsgranit (upptill) och sedimentgnejs (nedtill). Ett litet, med sedimentgnejserna konformt inlagrat gnejsgranitiskt satellitmassin syns i bildens nedre del. Södra stranden av Härsö (3j). Foto G. Stålhös.
Contact between granodiorite (at the top) and sediment gneiss (below). A small separate layer of granodiorite is intruded conformably with the gneiss in the lower part of the picture.

lagren däremot, har i samband med intrusionen inkorporerat stora partier av ytbergarter, av vilka lokalt endast de mest assimilationsresistenta leden återstår. Dessa finner man nu som långsträckta konforma skivor, mestadels bestående av olika slag av kvartsit eller grönsten. Ett genom assimilationen uppkommet Al-överskott ger sig ofta till känna i form av ett rikligt inslag av granat i berörda gnejsgraniter¹ (se s. 122). Vackra exempel på ovan beskrivna företeelser kan studeras bl. a. nära Ekinge inom västra delen av mellersta Gålö, ca 3.5 km SV om Stegsholm (1i). Vid denna lokal förekommer upprepade långsträckta och från en granatrik gnejsgranit klart avgränsade relikta skivor av mörkgrå metaarenit (alt. plagioklaskvartsit). På andra håll, t. ex. utmed sydväststranden av Ingarö, finner man ofta skivformade inneslutningar av ljusa metaareniter i grå gnejsgraniter. De nyssnämnda små satellitmassin tyder närmast på att gnejsgraniterna är intrusiva till sin karaktär. Däremot skulle suprakrustalskivorna inom de större gnejsgranitlagren kunna tas som argument för att dessa bildats genom granitisering *in*

¹ I zoner, där assimilationen varit särskilt framträdande, tycks en omfattande regeneration ha skett inom det gnejsgranitiska materialet, vilken tidigare berörts i kapitlet om de homogena migmatitgnejserna (se s. 49).



Fig. 21. Brottstycke av grå leptit i en salisk, röd gnejsgranit. Enstaka, små sekundära ögon av kalifältspat har bildats inom brottstycket. Vid stranden 1.5 km SSO om Härbackens pegmatitbrott, Österåkers k:n (9j). Foto G. Stålhös.
Inclusion of grey leptite in an acid, red gneiss-granite.

situ, en möjlighet som jag väl beaktat i samband med arbetets fortgång och som möjligen har fog för sig i vissa fall. Främst gäller detta några stråk, där mörka metaareniter med rikliga inlagringar av basiska skikt synbarligen har överförts i gnejsgranitliknande led i samband med rekristallisation och samtidigt upptagande av kalifältspatögon. De basiska skikten jämte vissa av metaarenitbankarna kvarstår tämligen oförändrade. Exempel härpå utgör det långa, smala med ögon betecknade stråket från Hammarbyhöjden (5g) mot OSO förbi och söder om Källtorpssjön. Andra ehuru icke alltid ögonförande stråk av likartat ursprung kan tänkas föreligga bl. a. i området mellan Huddinge och sjön Gömman (4e).

Ett mera sönderbrytande och diskordant uppträdande utmärker gnejsgraniterna inom sådana områden, där ytbergarterna endast utgör en underordnad del av berggrunden, t. ex. i trakterna längst mot nordöst. Brottstycken av supra-krustala bergarter förekommer här allmänt inom samtliga kategorier av gnejsgraniter (se fig. 21 och Stålhös 1964, fig. 2 och 9), vilket i hög grad belyser den intrusiva karaktären hos dessa. Alldeles särskilt gäller detta kvartssyeniten kring Åkersberga, som är ytterst rik på inneslutningar av främst grå och röda leptiter men även metabasit. Bergarten i fråga intar en areal på ca 35 km², varav 10 km² faller norr om kartområdet, och har sannolikt bildats vid en hybridisering av en sur urgranitmalta genom ett ringa tillskott av basaltisk magma. Processen måste



Fig. 22. Gång av ögonförande, kvartssyenitisk gnejsgranit (Åkersbergasyenit) genom gabbro. En ca meterbred aureol av kalifältspatporfyroblaster omger gången. Stensnäs udde, ca 5 km OSO om Åkersberga stn (9i). Foto G. Stålhös.

Quartz-syenitic dike (Åkersberga-syenite) surrounded by gabbro. A border zone with metablasts of potassium feldspar is also visible.

ägt rum på ett avsevärt djup inom jordskorpan, där bergartsmassan varit plastisk nog för att möjliggöra en så långt gående materialhomogenisering, som den berörda kvartssyenitens sammansättning antyder (jfr Stålhös 1964, s. 47—52 och tabell 5). Brottstycken av sur gnejsgranit förekommer (Stålhös 1964, fig. 14), och kvartssyeniten visar sig härigenom vara yngst av samtliga gnejsgraniter. För övrigt råder en fullständig strukturell konformitet mellan kvartssyeniten och de senare. Djupgrönstenarna kring Valsjön breccieras (Stålhös 1964, fig. 16) och/eller genomsätts gångformigt av den aktuella bergarten. I såväl de uppkomna grönstenbrottstyckena som en ca meterbred aureol kring de kvartssyenitiska gångarna finner man rikligt med idiomorfa, flera cm stora kalifältspatporfyroblaster

uppkomna genom ett metasomatiskt utbyte mellan den kvartssyenitiska smältan och den omgivande grönstenen (fig. 22).

De sura hyperstenförande gnejsgraniterna på Södertörn torde med hänsyn till genetiskt ursprung stå de nu omtalade kvartssyeniterna ganska nära. Tillblandningen av simatiskt material skulle här ha varit något mindre, vilket antyds av den mycket måttligt kvartssyenitiska sammansättningen av dessa bergarter. Som tidigare framgått, har möjligen vissa delar av den omtalade bergarten regenerats (se s. 50) i samband med kulminationen av den regionala metamorfosen. Den sura sammansättningen torde i detta fall ha spelat en avgörande roll.

Den omfattande assimilation av suprakrustalt material, som måste förutsättas ha ägt rum i samband med urgraniternas intrusion — utan att härvid alltför stora kemiska heterogeniteter uppstått i de senare — förklaras bl. a. därav, att konvektionsströmmarna i den svalnande magman i stor utsträckning hunnit distribuera det assimilerade materialet till hela magmakroppen. Det kan nämligen visas (E. D. Lacy 1960, s. 13—14), att till följd av konvektionsströmmarnas relativt stora hastighet i en magmazon med en viss temperaturdifferens mellan smälta och inneslutna suprakrustalrester en kemisk materialutjämning hinner ske så snabbt, att inga större inhomogeniteter i magman härvid uppkommer. I det skede då konvektionsströmmarna upphör, därför att kristallisationen av mineral Korn ökar magmans viskositet och värmetillförseln samtidigt avtar hastigt, konsolideras bergarten genom avkylning så snabbt, att blott obetydliga heterogeniteter hinner uppstå i brottstyckenas närhet till följd av en fortsatt partiell assimilation av de senare. Detta förklarar också de ofta förekommande, skarpa gränserna mellan brottstycken å ena sidan och omgivande homogengranit å den andra.

Gångar av aplitgranitisk karaktär, vilka till åldern närmast måste hänföras till de sura gnejsgraniterna, finner man flerstädes inom det av grå gnejsgraniter bestående stråket mellan Ingarö och Nacka. De vanligen rödgrå till vitgrå bergarterna är kraftigt lineärförskiffrade och i detta avseende helt konforma med omgivande gnejsgraniter. Gångarna har genomgående hög kvartshalt och innehåller därjämte plagioklas och kalifältspat i växlande proportioner. Magman ur vilken de bildats har sannolikt trängt fram utmed de vid stelnings bildade kontraktionssprickorna i den omgivande grå gnejsgraniten. Kristallisationen skedde antagligen snabbt, vilket antyds av den finkorniga texturen. En mera detaljerad redogörelse för nämnda led kan erhållas i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (s. 47).

Något generellt svar på frågan om hur gnejsgraniterna i området har uppkommit torde knappast kunna ges på grund av den komplicerade arten av detta problem. Orsakerna härtill är flera och beror i främst rummet på vår bristande kännedom om de processer, som äger rum och kan ha ägt rum inom jordskorpan djupare delar inom orogenzoner. Härtill kommer att arten av de fältiakttagelser på vilka den här aktuella problemlösningen måste grundas, i högsta grad är ägnad att ge utrymme åt subjektiva värderingar. Vad som för den ene

vill synas som ett typiskt exempel på *in situ*-granitisering, framstår för den andre som ett fullgott belägg för magmatisk assimilation. Någon definitiv ståndpunkt vad gäller gnejsgraniternas genes har inte framförts i mina tidigare arbeten. Tanken på en *in situ*-bildning av vissa gnejsgraniter har vanligen tillgripits när det gäller sådana led, som varit speciellt bemängda med skivformade suprakrustal-inneslutningar eller vars avgränsningar gentemot närliggande suprakrustalberggrund varit alltför vaga (Stålhös 1962, s. 13—16). Inom homogena gnejsgranit-områden med intrusiva relationer till omgivningen har däremot mera magmatiska tänkesätt tillämpats (s. 13). Sistnämnda åskådning har sedermera otvivelaktigt vunnit terräng på bekostnad av föreställningen om en *in situ*-granitisering, icke minst beroende på de erfarenheter, som vunnits under senare års fältarbeten inom de av urgraniter dominerade områdena strax norr om föreliggande karta (kartbladen Uppsala SV och SO). Möjligen kan man i detta fall tala om att geologen delvis är ett offer för den miljö, i vilken han arbetar.

Vissa iakttagelser, som belyser gnejsgraniternas allmänna uppträdande och deras relationer till den omgivande berggrunden utöver dem som tidigare anförts, skall nu behandlas. Inledningsvis kan nämnas de långsträckta smala gnejsgranitlager i suprakrustalterräng, vilka ibland kan följas in i och knyter an till de stora urgranit-gnejsgranitrealerna längst i norr. Från de senare utgår sålunda i området kring Säbysjön (8d) ett smalt lager i riktning mot SV för att sedan vid Viksjö gård böja av i sydostlig riktning och avsmalna samt efterhand försvinna. Liknande förhållanden råder i trakten söder om Håbo-Tibble k:a inom kartbladet Uppsala SV. I båda fallen är gnejsgraniterna inom de smalare partierna av identiskt samma typ som inom de sammanhängande massiven. Endast förskiffringen är mera påtaglig i förstnämnda fall. Slutsatsen måste bli att bergarterna i de valda exemplen har ett gemensamt ursprung oberoende av på vilket sätt de bildats. Om de smala och i vissa fall milslånga gnejsgranitlagren till sitt ursprung är intrusiva, förutsätter detta en stor mobilitet hos den framträngande urgranitmagman. Å andra sidan skulle enligt min mening en *in situ*-bildning av både urgranitmassiven och med dem samhöriga lager i detta fall vara ganska svår att föreställa sig.

Lokala iakttagelser inom kartbladet Uppsala SV visar också hur urgraniter med bibehållande av utseende och textur konformt trängt in utmed de vindlande skiffrighetsytorna i relativt väl bevarade glimmerrika sediment. Dessa, om man så vill kalla dem, tidigorigena ådergnejser av arteritisk typ har sannolikt ett annat ursprung än huvuddelen av senare bildade ådergnejser, där en intern materialutsöndring av allt att döma spelat en stor roll. Ådergnejser av nu nämnda slag har också iakttagits inom petrografiskt och tektoniskt likartat uppbyggda områden i nordvästra Finland (Salli 1965, s. 50). I båda fallen verkar urgraniterna vara alloktona till sin natur, vilket innebär att inget omedelbart genetiskt sammanhang tycks föreligga mellan dem och de omgivande ytbergarterna.

Viktigt är också att gnejsgraniternas sammansättning i många fall tycks vara oberoende av den miljö, i vilken de uppträder. Sålunda finns exempel på smala stråk av sura respektive intermediära ögonförande eller grå plagioklasgnejsgraniter, vilka samtliga uppträder i en genomgående metaargillitisk miljö (se inom kartbl. Stockholm SO t. ex. stråken söder om Drevviken (3gh), norr om Handen (2gh) och norr om Drevviken (4gh)). Om gnejsgraniterna i detta fall kommit till genom en granitiseringsprocess, vilket är något osäkert, måste vi förutsätta att de huvudsakligen bildats genom rekristallisation av suprakrustala lager med växlande ursprungssammansättning. Relativt oberoende av miljön tycks också urgraniterna inom kartbladen Uppsala SV och SO vara. Sedimentgnejsjer av genomgående likartad typ är ena gången associerade med och/eller breccierade av ögonförande intermediära och andra gånger av grå basiska urgraniter.

Exempel på förhållanden rakt motsatta de ovan relaterade skall också nämnas. Främst gäller detta de sura gnejsgraniterna i kartans nordöstra del, vilka delvis tycks vara förbundna med kemiskt närstående röda leptiter. Av denna anledning har gnejsgraniterna i fråga tidigare bedömts som bildade genom en kombination av *in situ*-granitisering och sekundärmagmatisk uppsmältning, i båda fallen med leptit som utgångsmaterial och utan större materialtillskott (jfr Stålhös 1962, s. 14, 1964, s. 46 och 1965, s. 22). Senare erfarenheter har gjort mig mer benägen att betrakta även dessa gnejsgraniter som alloktona och genom assimilation möjligen kraftigt modifierade i riktning mot den nuvarande sura sammansättningen.

Gnejsgraniterna torde för övrigt med hänsyn till ursprungssammansättningen över lag ha förändrats mer eller mindre genom assimilation. En antydning härom ger t. ex. de hornbländerika grå urgraniterna i området mellan Knivsta (kartbl. Uppsala SV) och Uppsala, där en del av hornbländehalten utan tvivel orsakats av ett gradvis skeende metasomatiskt utbyte mellan urgranitmagman och däri inneslutna eller angränsande partier av supra- och infrakrustala grönstenar. De senare omges nämligen ofta av en aureol av urgranit, i vilken hornbländehalten är kraftigt förhöjd. En på liknande grunder förorsakad stegring av hornbländehalten kan ofta konstateras i grå urgranit, som gränsar mot större massiv av grönsten. Basiska inneslutningar är f. ö. mycket vanliga inom de grå hornbländerika urgraniterna. Sannolikt har urgranitmagmans temperatur varit så hög, att icke blott metasomatiskt utbyte enligt ovan kunnat ske med de inneslutna brottstyckena utan även dessa i sina perifera delar kunnat undergå en viss grad av mobilisering. En ofta förekommande rundning hos brottstyckena skulle härigenom kunna förklaras. Någon invandring av hornblände i de sura gnejsgraniterna invid gränserna mot större grönstensmassiv har hittills icke observerats. Sannolikt har de surare urgranitmagmorna på grund av en något lägre temperatur och högre viskositet under passagen uppåt blott i mindre utsträckning förmått assimilera berggrundens basiska komponenter eller reagera med dessa.

Ytterligare indicier för urgraniternas intrusiva natur kan anföras från Ljusterö-

trakten, ca 1.5 mil nordost om kartans nordöstra hörn. Enligt undersökningar av Th. Lundqvist (1962) bildar urgraniterna här lokalt en porfyrisk randfacies i gränsen mot ytbergarterna. Kontaktformen innehåller strökorn av såväl plagioklas och mikroklin som kvarts i en finkornig grundmassa (jfr s. 70 och fig. 47). Vidare beskrivs också i nämnda arbete (s. 73 och fig. 49) en vacker intrusivbreccia av grå urgranit med inneslutna stora ytbergartsbrotststycken, de senare lokalt roterade ca 90° i förhållande till varandra. En viss kontaktpåverkan mellan urgraniterna och angränsande leptiter antas också ha skett (s. 68), med en åtföljande allmän kornförgrovnig i de senare. Kontaktomvandlingar av samma slag som på Ljusterö har icke entydigt kunnat påvisas inom Stockholmstrakten, vilket här främst torde kunna tillskrivas en relativt kraftigare fas av sen metamorfos, som i stor utsträckning överpräglat äldre texturer. Ett exempel på odiskutabel kontaktomvandling, som utgått från intrusiva urgranitmagmor, har nyligen erhållits i Losområdet, västligaste Hälsingland, där enligt Th. Lundqvist (muntligt meddelande) en från urgraniterna utgående kontaktomvandling resulterat i cordieritbildning i angränsande metaargillitiska sediment.

Ytterligare bidrag till diskussionen om urgraniternas genes lämnar deras tektoniska uppträdande. I områden, där bergarterna i fråga dominerar, kan man förmoda, att de icke sällan i samband med intrusionen har utövat ett rent mekaniskt tryck på inneslutna eller angränsande suprakrustalstråk, vilka senare på olika sätt förflyttats i sid- eller vertikalled. En dylik tektonisk effekt torde knappast kunna tillskrivas urgraniter bildade genom omvandling *in situ*. En mera indirekt men väl så viktig tektonisk roll har urgraniterna spelat efter sin stelning genom att de då bildat stora kompetenta resistensområden inom den omgivande, mera plastiska suprakrustalberggrunden. På detta tyder bl. a. ytbergarternas strukturelement, vilka i viss utsträckning tycks ha anpassats till de nämnda resistensområdenas yttre former i samband med senare deformationer.

Majoriteten av de författare, vilka ägnat sig åt urgraniterna och deras problem, tycks vara tämligen eniga om dessa bergarters infrakrustala ursprung (se t. ex. A. G. Högbom 1893, P. Geijer 1916, N. H. Magnusson 1925 och 1940, P. Geijer och N. H. Magnusson 1944 samt P. H. Lundegårdh 1946 och 1956). Liknande åsikter tycks råda bland de finska geologerna främst företrädda av Eskola (1914), Hietanen (1943) och Simonen (1948 och 1960). Wegmann (1931) och Backlund (1937) åter representerar den grupp av geologer som med hjälp av tanken på *in situ*-bildning under växlande grad av metasomatiskt utbyte vill förklara urgraniternas uppkomst. Även vid senare tidpunkt har likartade åsikter kommit till uttryck främst genom arbeten av Tuominen (1961, 1966a och b). Enligt sistnämnde författare sker i samband med veckning en metamorf differentiation inom suprakrustalen på basis av en varierande grad av rörlighet hos de ingående kemiska elementen. De expanderande delarna av ett veck anrikas härvid på de mest lätttrögliga komponenterna (K, Na, Si, Al) med en åtföljande granitisering inom dessa partier. En samtidig restiteffekt med resulteran-

de basificering (en relativ anrikning av Mg, Ti, Ca och Fe) kan påvisas inom de mera hopklämda veckskänklarna. Detta i och för sig väl underbyggda alternativ till förklaring av urgranitbildningen som Tuominen presenterar har hittills inte vunnit någon direkt tillämpning inom Stockholmstrakten. Någon generell gällande påtaglig relation mellan urgranitlagrens tektoniska position och deras sammansättning har nämligen inte kunnat påvisas här. Mera ingående undersökningar krävs emellertid för att kunna fastställa detta förhållande.

Till sist skall nämnas, att urgranitmagma förmodligen trängt upp inom jordskorpan under det senare skedet av den tidigsvekofenniska veckningen. Bergarterna är följaktligen synorogena till sin natur. Huruvida nämnda intrusioner är en direkt följd av veckningen eller av regionala veckningsutlösande blockrörelser kan i detta sammanhang icke avgöras (jfr M. F. Norton 1960). En stor del av den planförskifring, som man kan se i urgraniterna, torde höra samman med den tidiga veckningen (jfr även Geijer 1966, s. 465—467), medan lineärförskifringen i icke ringa utsträckning kan vara av senare datum (se s. 146). Endast inom de centrala partierna av de mäktigaste intrusionskropparna (t. ex. Uppsalaområdet) är spåren av deformationen mycket svaga eller praktiskt taget inte påvisbara (Lundegårdh 1956).

Som tidigare framgått, representerar de primorogena graniterna en hel serie av bergarter med växlande surhetsgrad och är nära associerade med djupgrönstenar av delvis simatiskt ursprung. Till skillnad från de odifferentierade graniterna med eutektsammansättning (jfr de serorogena graniterna, s. 161), vilka bildats genom en selektiv uppsmältningprocess vid moderat temperatur och högt partiellt vätsketryck ($= P_{H_2O}$; pegmatit rikligt företrädd), syns urgraniterna mera vara ett resultat av regionala uppsmältningar på stort djup vid högre temperatur och relativt lägre P_{H_2O} (pegmatit saknas mestadels). De från djupet initierade mobiliseringarna av urgranitmaterial torde efterhand även ha inbegripit primärt tillgängligt surare material från något högre nivåer. I slutskedet av de sura urgranitmagnornas intrusion tycks lokalt en viss begränsad tillblandning av basaltiskt material ha skett inom ännu ej intruderade partier av småtorna. Ur på detta sätt hybridiserade led uppkom sannolikt de tidigare beskrivna kvartssyeniterna av Åkersbergatyp (s. 128), vilka bildar den sista länken i serien av urgraniter.

INTRAOROGENA GÅNGERUPTIV

Någon gång i tiden efter urgraniternas konsolidering men före de yngre graniternas bildning (se s. 161) skedde upprepade sprickeruptioner i stora delar av den svekofenniska berggrunden. Gångbergarterna kännetecknas huvudsakligen av en varierande basisk sammansättning och uppvisar lokalt en porfyritisk utbildning (N. H. Magnusson 1940, s. 33—38). Jämsides härmed förekommer också mycket sparsamt sura porfyrgångar med granitisk sammansättning, främst i Uppsala-

trakten och inom östra Uppland, norr och nordöst om det aktuella kartområdet (jfr P. H. Lundegårdh 1956, s. 63—64, Magnusson 1940, s. 30—33 och Th. Lundqvist 1962, s. 74—79). Både de sura och basiska eruptiven uppträder lokalt inom en och samma spricka och bildar då blandade gångar, där ömsom det sura, ömsom det basiska materialet är yngst. Eruptiven i fråga är följaktligen ungefär likåldriga.

De basiska gångarna uppmärksammades tidigt av geologerna, främst av P. J. Holmquist (1920, s. 204—208 och 1932, s. 361—367) och J. J. Sederholm (1926, s. 31—63). Holmquist fann att de ifrågavarande gångarna nästan genomgående blivit kraftigt amfibolitiserade och förskiffrade vid en deformation senare än deras intrusion. Samtidigt konstaterade han, att de skar över tidigare veckade och uppresta lager. Gångarnas intraorogena prägel framgår tydligt härav. Vidare intar de enligt Holmquist till stor del en ungefär vertikal position i förhållande till jordytan, så som fallet måste ha varit redan vid den tidpunkt, då de bildades. Detta är något som i första hand tycks gälla de gångar, som uppträder inom infrakrustalberggrunden. Inom sådana områden torde den senare veckningstektoniken mestadels knappast ha inneburit några isoklinala överstjälpningar.

Den förste, som i detalj studerat gångarnas petrografiska och kemiska relationer, är N. H. Magnusson i samband med sina undersökningar över järnmalmerna inom Herrängsfältet i nordöstra Uppland (1940). Nämnde författare anser att gångarna bildats genom något slags differentiation ur en från urgraniterna avskild residualmagma (a. a. s. 45). På grund av den kvantitativa övervikten av grönstengångar över gångporfyryer måste den förmodade residualmagman enligt Magnusson ha haft en tämligen basisk sammansättning, något som enligt min mening verkar föga sannolikt. I stället för den genomgripande differentiation, som avskiljandet av gångporfyryer enligt honom skulle ha krävt, har de senare antagligen bildats direkt genom en kraftigt fördröjd intrusion av sura residualmagmor härstammande från urgraniterna. Den växlande sammansättningen av de basiska gångarna (a. a. fig. 19) förklaras då lättast som ett resultat av en mera begränsad differentiation på djupare nivåer av etappvis framträngande basaltiska smältor. Något genetiskt samband mellan gångporfyryerna och de basiska eruptiven behöver icke förutsättas under dessa betingelser. Den enda gemensamma nämnaren för de omtalade eruptiven har antagligen varit det faktum, att de lokalt trängt fram utmed samma spricksystem.

Amfibolitgångarna inom kartområdet har tidigare behandlats främst i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (s. 52—55 och fig. 18, 19 och 20), inom vars utbredningsområde det stora flertalet av dem återfinns. Beträffande gångarnas petrografiska förhållanden hänvisas till detta arbete, vilket med fördel kan kompletteras med ett par tidigare icke citerade detaljstudier över likåldriga gångar inom Roslagen (P. H. Lundegårdh 1946, s. 93—97 och Th. Lundqvist 1959, s. 118—126).

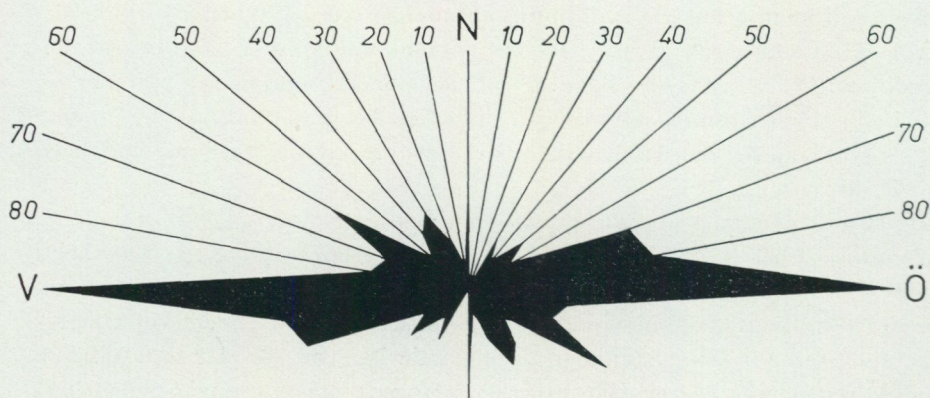


Fig. 23. Sammanställning av de intraorogena amfibolitgångarnas strykriktningar inom kartområdet (N=117).

The orientation of the intraorogenic amphibolitic dikes of the map-area.

Varken sura porfyrgångar eller blandade gångar av tidigare nämnt slag har uppmärksamrats inom Stockholmstrakten, vilket säkerligen torde vara ett rent förbiseende. Gångarna i fråga är nämligen ganska sällsynta även inom de områden av Roslagen, där de först iaktogs. Amfibolitgångar är däremot mycket vanligare. Mer än hälften av dessa är under 3 dm breda och blott ca 10 % över 1.5 m. Flertalet gångar stryker ungefär öst—väst, även om många andra riktningar finns representerade (se fig. 23).

De mestadels finkorniga gångbergarterna består i huvudsak av hornblände, plagioklas, biotit och kvarts i nämnd ordning. Accessoriskt tillkommer oxidisk malm, apatit och titanit. Ultrabasiska gångar med hornbländitisk sammansättning förekommer lokalt (t. ex. på udden söder om Stensnäs (9j), väster om Lervik). Hornbländet uppträder här som 2—3 mm stora, mosaikartat sammansatta individ, vilka förlämnar bergarten ett grovkornigt eller ställvis porfyritliknande utseende. Plagioklasporfyritisk struktur har observerats främst i ett antal gångar på Bogesundslandet. Mellan två och fem millimeter stora, glest fördelade och vittrade rektangulära strökorn uppträder här i en finkornig (0.1—0.2 mm), lätt förskiffrad grundmassa.

Smala apofyser utgår emellanåt i sidled från amfibolitgångarna, vilkas intrusiva natur härigenom bekräftas. Ett lika viktigt indicium i detta avseende är de finkorniga marginala avkylningskontakter, som gångarna då och då uppvisar gentemot den omgivande berggrunden.

Av gångarnas frekvens i olika delar av berggrunden kan man dra den slutsatsen, att sprickbildning lättast har skett inom den tektoniskt mest kompetenta, av infrakrustalbergarter uppbyggda delen därav. Av samma skäl tycks gångarna vara vanligare inom djupgrönstenarna än inom urgraniterna (framgår ej av kartan). Sistnämnda förhållande kan emelltid också tillskrivas den omständigheten, att det



Fig. 24. Intraorogena metabasitgångar, som diskordant överskär tidigare veckade och brantställda suprakrustalled. NV om Kolnäset, Breviksnäs, Ornö. Foto G. Stålhös.
Metabatic dikes of intraorogenic age discordantly cutting folded and steeply dipping supracrustal gneisses.

från siman härrörande materialet gärna söker sig fram efter redan tidigare anlagda spricksystem.

Inom den mindre kompetenta suprakrustalberggrunden tycks de basiska eruptiven i stor utsträckning ha trängt in som konforma lagergångar och är på grund härav svåra att skilja från motsvarande lager av högre ålder, dvs. sådana som är äldre än urgraniterna. Detta gör att några entydiga slutsatser om gångarnas tektonik icke kan erhållas inom sådana områden. Mycket tyder emellertid på att åtskilliga plastiskt mer eller mindre starkt isoklinalveckade basiska led tillhör den aktuella gångsviten. Mera sällan finner man diskordanta gångar inom suprakrustalberggrunden (t. ex. Breviksnäs, Ornö (fig. 24) och Kyttinge udde på norra Lidingö). Dessa är med största sannolikhet jämnåldriga med dem, som genomsätter urgraniterna. Gångarna har i nämnda fall bildats i sprickor uppkomna genom tånjningar parallellt med veckaxlarna, s. k. ac-sprickor.

En betydande del av amfibolitgångarna i infrakrustalberggrunden (~ 25 —50 %) har riktningar, som överskär äldre strukturer under större eller mindre vinkel (fig. 25). Denna gångarnas diskordans varierar områdesvis och syns vara mest utpräglad, där förskiffringen inom berggrunden är relativt måttlig. I områdena kännetecknade av en kraftigare förskiffring tycks gångarna i högre grad



Fig. 25. Intraorogen metabasitgång, som diskordant överskär grå gnejsgranit. Mösundet N om St. Harsjön (1i), kartbladet Uppsala SO. Foto G. Stålhös.
Metabasitic dike of intraorogenic age discordant to the old schistosity of the surrounding granodiorite.

vara parallella med denna. Detta kan bero på att de välutvecklade s-ytorna i sistnämnda fall legat till grund för och underlättat uppkomsten av sprickor samt bestämt dessas riktning. En andra möjlighet är att större eller mindre riktningsanpassning skett mellan gångar och s-tytor inom sådana områden, där plasticiteten varit stor i samband med den sena deformationen. Detta torde i viss utsträckning gälla för Stockholmstrakten, även om förstnämnda alternativ sannolikt haft än större betydelse.

De uppkomna sprickorna fylldes till en början av varma lätttrörliga basaltiska smältor¹ med hög intrusionskapacitet. Denna intrusiva aktivitet ägde sannolikt rum under en lång tidsperiod. Upprepad sprickbildning med åtföljande intrusioner har nämligen resulterat i flera varandra överskärande gånggenerationer (se bl. a. Th. Lundqvist 1959, s. 126). Enligt den konventionella bilden av den svekofenniska utvecklingen skall den nämnda sprickbildnings- och intrusionsepo-

¹ Vi bortser här från de mycket lokalt uppträdande sura gångporfyryrerna, vilka emellanåt trängt in före eller samtidigt med de basaltiska smältorna. Förklaringen till detta förhållande kan vara att de sura porfyryrsmältorna förflyttats i ett överhettat tillstånd och därigenom blivit extremt lätttrörliga.

ken ha inträffat under ett intraorogent skede mellan en primorogen och en serorogen veckningsfas. Först därefter har ånyo inträtt en omfattande period av sprickbildning i samband med de yngre pegmatiternas och graniternas tillkomst. Följaktligen genomsätts också de basiska eruptiven i stor utsträckning av pegmatit- och granitgångar. I några fall har emellertid det motsatta förhållandet konstaterats, innebärande att självständigt uppträdande gångformiga pegmatiter genomskärs av metabasit.¹ Några på motsvarande sätt genomskurna yngre granitmassiv eller med dem samhöriga gångar har dock hittills icke noterats. Vissa gångformiga pegmatiter inom området är sålunda äldre än graniterna. De med flyktiga beståndsdelar bemängda pegmatiterna har tydligen haft lättare att lösgöra sig och tränga upp från de djupa nivåer, där de alstras, än vad fallet varit med motsvarande graniter.

I de sällsynta fall, då man i den kraftigt åderförgnejsade suprakrustalberggrunden har diskordant övertvärande metabasitgångar, tycks dessa även skära gnejsernas ådror och med dem associerade pegmatiter. Vackra exempel på detta ger främst ett par av Sundius publicerade bilder (1948, fig. 22 och 1947, fig. 12) från tvenne lokaler belägna dels vid Kyttinge udde på norra Lidingö, dels vid Ösbysjöns sydända i Djursholm (7f). I det första exemplet överskär amfibolitgångar vinkelrätt de pegmatitiska ådrorna i en metaarenitisk gnejs och har därefter blivit lätt skjuvveckade utmed de gamla s-ytorna. Sedermera har gångar av yngre granit bildats. Vid den andra lokalen, åter (tyvärr numera övercementerad), skär en rak nord-sydlig metabasit under 45° vinkel en likartad ådergnejs skivformat mellanlagrad av grova konforma pegmatiter. Även från skärgården, närmare bestämt på Skarp Runmarn, ger Sundius exempel på metabasitgångar, som övertvårar pygmatiskt veckade ådror av aplit (1947, s. 36). Alla dessa iakttagelser kan tyda på att tidpunkten för metabasiternas intrusion infallit någon gång efter kulminationen av åderförgnejsningen och migmatiseringen men i huvudsak före platstagandet av de självständigt och diskordant uppträdande graniterna och pegmatiterna. Något entydigt bevis härför har emellertid ännu inte kunnat uppbringas. En viss tidshiatuser skulle i så fall föreligga mellan åderförgnejsningen och intrusionen av de senare.

Amfibolitgångarna visar ett växlande beteendemönster i förhållande till den tektonik, som kännetecknar tiden efter deras intrusion. Olika faktorer som den omgivande berggrundens kompetensförhållanden och plasticitet, gångarnas riktning i relation till den äldre förskiffningen och/eller lagringen samt deras bredd har spelat en avgörande roll. En stor del av nedan anförda exempel på detta är hämtade dels från kartans norra, av gnejsgraniter dominerade berggrund, dels från områden av liknande slag inom Roslagen.

¹ I trakten av Beateberg (kbl Uppsala SO) förekommer i en grandioritisk gnejsgranit en meterbred zonarbyggd pegmatitgång med skriftgranitisk utbildning. Den senare är förkastad och vinkelrätt klippt av en halvmeterbred metabasit parallell med nämnda dislokationszon. Pegmatiten består huvudsakligen av röd kalifältspat, kvarts och biotit. Ett andra likartat exempel från samma trakt kan också återopas.

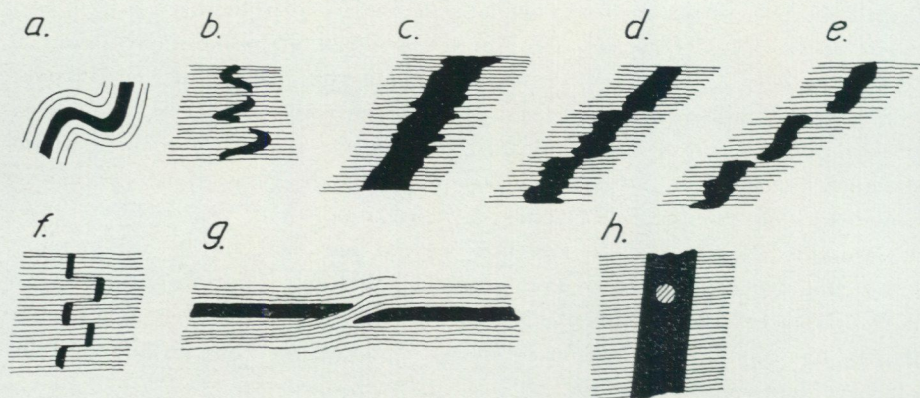


Fig. 26. Allmänt förekommande exempel på de intraorogena amfibolitgångarnas något växlande tektoniska beteende och relationer till den omgivande berggrunden beroende på olikheter i kompetens och plasticitet (se f. ö. texten nedan) under den senare fasen av den svekofenniska veckningen (F_2).

The most common tectonic behaviour of the intraorogenic, amphibolitic dikes of the Stockholm region caused by differences in plasticity and competence between the dikes and the surrounding rocks during the later Svecofennian folding (F_2).

De lagerformigt uppträdande gångarna (i den mån dessa verkligen åldersmässigt kan antas tillhöra den aktuella gångsviten) inom de inkompetenta sedimentgnejsområdena syns vara plastiskt veckade och helt integrerade i den omgivande berggrundens tryckmönster (jfr fig. 26a). I andra fall, åter, har små skjuvningar parallellt med skiffriheten i förhållandevis plastiska partier av intrakrustalberggrunden åstadkommit en mjuk veckning i gångar orienterade vinkelrätt mot nämnda struktur (jfr fig. 26b). Under liknande betingelser kan diskordanta gångar med sned vinkel mot skiffriheten reagera som exemplen c, d och e i fig. 26 visar. I fallet c har små lober från en gång skjuvats in i de äldre s-ytorna. I exemplet d tillkommer dessutom större skjuvningar eller förkastningar utmed vissa s-tytor, så att en parallellförskjutning uppkommer. Till sist styckas gången upp i flera delar (fig. 26e). Sistnämnda företeelse är icke ovanlig inom mindre kompetenta områden med förhållandevis hög plasticitet. Speciellt omfattande isärslitningar av tidigare gångar tycks ha skett inom sura gnejsgraniter i lämplig position (fig. 27). Vid en och samma temperatur har dessa varit mera plastiska än motsvarande gnejsgraniter av granodioritisk och tonalitisk typ. Även i de senare leden uppträder dock likartade fenomen (fig. 28). I fall, där kompetensen varit ännu större till följd av gnejsgraniternas maktighet, har ibland uppstått enbart sprickor i gångarna, vilka sedermera fyllts ut av det omgivande gnejsgranitiska materialet. Fig. 26f exemplifierar en renodlad förkastning i en gång, där plasticiteten inom berggrunden har varit relativt låg (jfr med b). Någon makroskopiskt iakttagbar förskiffring parallell med de omgivande s-tytorna har vanligen icke iakttagits i de hittills omnämnda fallen (fig.



Fig. 27. Intraorogen porfyritisk metabasitgång genomsättande röd, sur gnejsgranit. Gången har i samband med tektonisering blivit avsliten och plastiskt intruderad av omgivande gnejsgranit. Höjden NO om nordspetsen av sjön Skiren (0j), kartbladet Uppsala SO. Foto G. Stålhös.

Porphyritic dike of intraorogenic age cutting an acid gneiss-granite. The dike has been disrupted and intruded by the surrounding rock by means of plastic flow during a later phase of deformation.

26a—f). Är däremot gångarna parallella med skiffrigheten, har de ej sällan förskiffrats kraftigt och lokalt slitits av (fig. 26g). Detta är en icke ovanlig företeelse både inom kartområdet och i det av Magnusson undersökta Herrängsfältet. De förhållandevis kraftiga skjuvningsrörelser, som varit verksamma inom sistnämnda område, kan möjligen bero på en relativt låg kompetens i denna av suprakrustalbergarter dominerade trakt, som i norr och söder omges av mera resistenta gnejsgraniter. T. o. m. isoklinalt sammanveckade amfibolitgångar påträffas inom Herrängsfältets kalkstenar (Magnusson 1940, fig. 50), vilket visar hur pass omfattande de sena rörelserna varit här. Bara ca 1 mil norr om Herräng, på Söderön i Östhammartrakten, där gnejsgraniter dominerar, är amfibolitgångarna anmärkningsvärt väl bevarade och endast undantagsvis synbart för-



Fig. 28. Intraorogen metabasitgång som genomsätter ögonförande, intermediär gnejsgranit. Gången har i samband med tektonisering blivit veckad och avsliten samt plastiskt intruderad av omgivande gnejsgranit. Holmstugan, vid norra stranden av sjön Viren (3j), kartbladet Uppsala SO. Foto G. Stålhös.

Metabasitic dike of intraorogenic age cutting a granodiorite. The dike has been disrupted and intruded by the surrounding rock by means of plastic flow during a later phase of deformation.

skiffrade. Bilden fig. 26h får till sist exemplifiera en ur tektonisk synpunkt väl bevarad gång från trakten av Beateberg inom kartbladet Uppsala SO. Att den omgivande skiffrigheten är äldre än gången bevisas här av ett i den senare inneslutet och roterat brottstycke av den skiffriga sidostenen. Gångar av sistnämnda slag dominerar inom de tektoniskt stabila urgranitområden, som kan följas i en zon med vissa avbrott från centrala Uppland med fortsättning åt väster till Filipstads Bergslag (fig. 29). Från det senare området beskriver Magnusson (1925, s. 104) diskordanta grönstensgångar, vilka t. o. m. lokalt har bevarad ofitisk struktur. Likväl genomsätts även dessa gångar av pegmatit och granit. Utan att kunna bevisa det anser nämnde författare, att de omtalade gångarna är yngre än de i Herrängsfältet. Några väsentliga skäl till att göra en sådan åldersuppdelning föreligger dock icke. Mera sannolikt är att olikheter i kompetensen inom berggrunden varit bestämmande för graden av gångarnas bevarande i de olika områdena. Den stora skillnad i deformation, som man ibland finner mellan



Fig. 29. Föga tektoniskt påverkad intraorogen metabasitgång i grå gnejsgranit. Rysstorpet (3c), ca 6 km NNO om Sigtuna centrum, kartbladet Uppsala SV. Foto G. Stålhös.
Metabasitic dike of intraorogenic age, wellpreserved from a tectonic point of view. The surrounding rock is a granodiorite.

två närliggande metabasitgångar, tyder på att t. o. m. obetydliga kompetens- och plasticitetsskillnader på en och samma lokal kan spela en stor roll.

Som tidigare framgått, är makroskopiskt iakttagbar planförskiffring icke särskilt vanlig hos flertalet av metabasitgångarna. Däremot förekommer i stor utsträckning en mer eller mindre tydlig lineärförskiffring, som genomgående förefaller att vara konform med motsvarande i den omgivande berggrunden. Exakt samma iakttagelse har gjorts vid studiet av jämförbara intraorogena gångar i västra Skottland (J. Sutton och J. Watson 1950) och på Hebriderna (Dearnley och Dunning 1968). Den intraorogena karaktären av dessa gångar har f. ö. bekräftats med hjälp av radioaktiv datering. Deformationen efter gångarnas intrusion har enligt nämnda författare mestadels varit så moderat, att enbart lineärförskiffring kommit till utbildning, något som också torde vara tillämpligt på de ovan exemplifierade fallen från Stockholm—Roslagsregionen. Vid högre plasticitet sker enligt Dearnley och Dunning en viss anpassning av den omgivande berggrundens s-tytor till gångarnas ytterkonfigurationer, ett förhållande som lokalt noterats t. o. m. i gnejsgranitiska bergarter inom kartområdet.

Som framgått ovan, är de intraorogena gångarnas beteende ytterst komplicerat och tycks bero av ett flertal olika faktorer. De framförda synpunkterna måste därför tills vidare betraktas som preliminära. En mycket omfattande undersökning torde krävas för att man skall kunna vinna full klarhet i de aktuella gångarnas tektoniska relationer till den omgivande berggrunden.

TEKTONIK OCH STRATIGRAFI

Som framgått redan av inledningen, var P. J. Holmquist den förste att inse de intraorogena amfibolitgångarnas betydelse ur tektonisk synpunkt. Med deras hjälp kunde förekomsten av en äldre primär och en yngre sekundär veckteknik påvisas (Holmquist 1921a, s. 228—229 och 1932, s. 364—371). Den primära tektoniken innefattade enligt honom en instjälplning av de suprakrustala lagren i en underliggande urgranitmagma och en därav följande kontaktmetamorfos. Skeendet exemplifierades enbart från skärgården av den anledningen, att detta område enligt honom var det enda där ett sammanhängande suprakrustalstråk kunde studeras. Såväl granatådergnejsen som den mera gråvackebetonade gnejsen norr om Stockholm, dvs. praktiskt taget hela berggrunden inom föreliggande karta, ansågs nämligen av Holmquist i huvudsak vara av eruptivt ursprung. Uppkomsten av veckbågarna inom Stockholmstrakten tycks enligt honom höra samman med den ”sekundära av sick-sackveckning och förskiffring” karakteriserade deformationsperioden, ehuru detta icke entydigt framgår av hans arbeten. Någon fullständig bild av den primära tektonikens roll vad gäller området kring Stockholm lämnar han nämligen i detta sammanhang icke. Den sena veckningen ansågs enligt Holmquist vara resultatet av ett från det nuvarande Östersjöområdet utgående, från öster mot väster flackt uppåt riktat tryck. Den generellt mot öster stupande stängligheten inom Stockholmstraktens berggrund skulle även ha utbildats i detta skede (se fig. 34 och 35).

Sundius vill i sina båda arbeten från Stockholmsområdet och närliggande skärgård (1939, s. 20—25 och 1948, s. 41—44) förklara tektoniken där som ett resultat av en enda storslagen deformation, vilken skulle ha skett samtidigt med gnejsgraniternas stelning. Den generella öst-västliga förskiffringen inom fastlandet förutsätter enligt Sundius en nord-sydlig kompression. Denna måste enligt honom kombineras med ett samtidigt från öster mot väster snett uppåtriktat tryck, vilket skulle åstadkommit dels sammanveckningen inom skärgårdszonen utmed NNO—SSV-liga veckaxelriktningar, dels de för hela fastlandsområdet karakteristiska, mot öster stupande lineationerna. Mot Holmquists tolkning av tektoniken kan främst invändas, att denna bygger på delvis felaktiga premisser med avseende på bergarternas genes (se ovan). Vidare tycks enligt honom de mot öster stupande linea-

tionerna inom området vara ett resultat av en sen överskjutningsrörelse, något som detta kapitel kommer att visa icke nödvändigtvis behöver vara fallet.

Mina egna försök till tolkning av tektoniken inom Stockholmsområdet (1962, s. 18—33 och 1964, s. 62—65) torde närmast kunna betraktas som kompromisser mellan de av Sundius och Holmquist anförda uppfattningarna. Det stod redan då klart för mig, att några säkra ledtrådar beträffande den regionala stortektoniken knappast kunde erhållas inom ramen för den lilla yta — kartbladet Stockholm NO — som undersökningen vid denna tidpunkt omfattade (Stålhös 1962, s. 23). Min åsikt var emellertid den, att en veckningsprocess pågått oavbrutet inom stora delar av orogenzonen under inverkan av ett endast med mindre riktningsvariationer från söder mot norr verkande tryck. Den intraorogena perioden skulle endast ha kommit till uttryck inom tidigt uppdrivna och konsoliderade antiklinalområden, där sprickbildning och gångintrusioner kunnat ske, t. ex. inom det av amfibolitgångar rikligt genomskurna leptit- och gnejsgranitområdet i kartans nordöstra del.¹ Först i samband med åderförgnejsningen och en därvid tilltagande plasticitet inom berggrunden inbegreps även de perifera delarna av nämnda resistensområden i orogensens sena veckningsrörelser (vissa mjukt veckade amfibolitgångar i resistensområdenas marginalzoner, ansågs tyda härpå; se fig. 4, Stålhös 1962). Någon förklaring till lineationernas generellt östliga stupningar inom Stockholmstrakten utöver vad som tidigare anförts av Holmquist och Sundius kunde jag icke lämna vid denna tidpunkt (se f. ö. Stålhös 1962 och 1964).

Sedan samtliga fyra kartblad inom Stockholmsregionen färdigställt och ytterligare erfarenheter vunnits från de norr därom belägna kartbladen Uppsala SV och SO, har en del nya synpunkter tillkommit på den geologiska utvecklingen inom området och den därmed sammanhängande tektoniken. Innan jag närmare går in härpå måste framhållas, att det händelseförlopp, som skisseras nedan, i hög grad är hypotetiskt och inrymmer ett flertal outhärliga frågor. Detta till trots hoppas jag att framställningen skall ge stoff åt en fortsatt diskussion om den svekofenniska orogensens problematik.

Under den svekofenniska utvecklingen har antagligen olika tryckriktningar gjort sig gällande vid skilda tidpunkter, kanske icke minst beroende på det ursprungliga sedimentationsbäckenets form och dess gradvisa förändringar under orogensens fortgång. Sålunda förekommer inom kartområdet och dess närmaste omgivningar axialplansriktningar varierande alltifrån nord-sydliga till öst-västliga (se fig. 30). Sannolikt har intrusionen av de stora urgranitmassiven norr och öster om kartområdet påverkat eller i vissa fall direkt orsakat de tektoniska huvudriktningar, som vi nu kan iakttaga inom området.

Under orogensens tidigare skeden tycks ett från SO eller OSO mot NV eller VNV riktat tryck kunna spåras främst inom kartområdets östra delar och i skär-

¹ Nämnda leptiter, liksom leptiterna inom skärgården, uppfattades av mig vid denna tidpunkt som det mot väster fram- och uppdrivna underlaget till de sörmländska sedimentgnejserna; jfr Stålhös 1962, fig. 3.

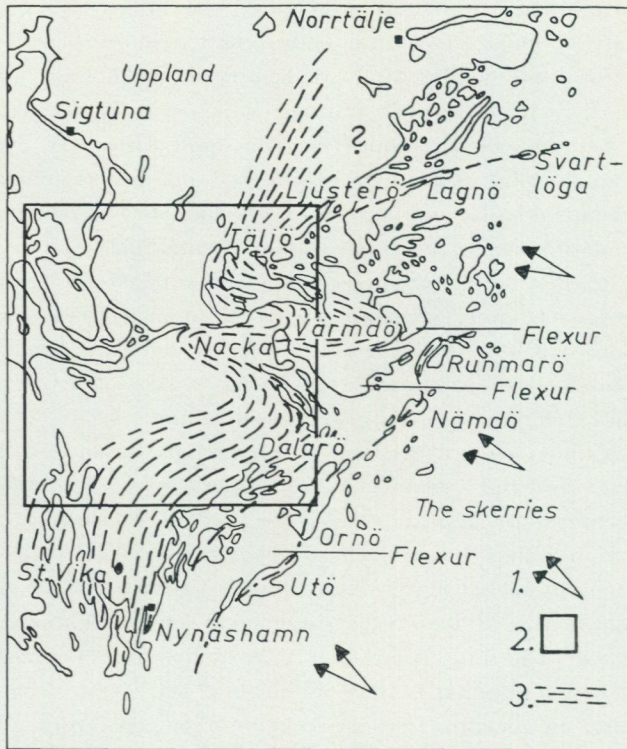


Fig. 30.

1. Pilarna visar de förmodat tidigorogena tryckriktningarna.
Arrows = supposed older pressure directions.
2. Den bifogade kartans utbredningsområde.
Area covered by the present map.
3. Axialplansriktningar.
Direction of axial planes.

gården. Resultatet av detta har blivit en sammanveckning utmed NNO-ligt förlöpande axlar, vilken i sistnämnda område givit upphov till både öppna veck (Sundius 1939, fig. 1) och veck med vertikala skänklar. I motsats härtill tycks isoklinala överstjälpningar mot väster vara en allmän företeelse inom östra delarna av fastlandsområdet (se fig. 31a och fig. 32). Orogenesen kännetecknas f. ö. av en i huvudsak nord-sydlig kompression, vilken särskilt i samband med åderförgrejsningen tycks ha ägt rum under mycket plastiska betingelser. Kompressionen i fråga orsakade, där så var möjligt, en utvikning av bergartsmaterialet i ett plan vinkelrätt mot det anbragta trycket. Följden blev en brantstående öst-västlig förskiffring ofta kombinerad med en framträdande skjuvveckning efter öst-västliga axlar (se fig. 31b) samt flexurbildningar inom den redan tidigare veckade lagerserien. Utmed skärningslinjerna mellan de öst-västliga skiffrighetsytorna och de tidigare utbildade, mot öster stupande s-ytorna alternativt

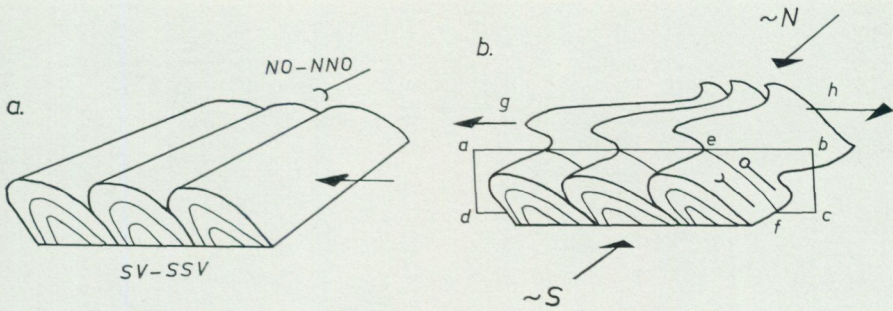


Fig. 31.

a. Tidiga veck med mot väster isoklinalt överstjälpta skänklar.

Early Svecofennian isoclinal overfolding to the west.

b. Effekten av en nord—sydlig kompression på tidigare utbildade mot öster lutande axialplan. Planet *abcd* är ett av de otaliga ost—västliga förskifningsytor, vars skärningslinjer (t. ex. *e—f*) med de äldre axialplanen ger upphov till såväl stänglighet som veckaxlar. *gh* exemplifierar de resulterande ost—västligt riktade krafter, vilka åstadkommit den inom området mycket framträdande skjuvveckningen.

*The effect of later Svecofennian north—south compression on the old axial planes. Lineations and small scale fold axes are generated at the line of intersection between the young planes of schistosity (*abcd*) and the old axial planes. The resulting forces (*gh*) of the compression give rise to some sort of shear-folding.*

axialplanen är det tänkbart, att de förut så svårtolkade övervägande östligt riktade lineationerna och veckaxlarna kan ha uppkommit (fig. 31b).

Spåren av de NNO-liknande axialplanen kan följas icke blott i skärgården utan även på fastlandet från Nynäshamn i söder till Norrtälje i norr (se fig. 30). Den ursprungliga riktningen hos dessa plan torde visserligen ha förändrats kraftigt, främst i samband med urgraniternas intrusion men också till följd av senare veckningsrörelser utmed öst—västliga axlar, där sådana gjort sig mest gällande t. ex. inom de två för kustområdet karakteristiska veckbågarna kring Nacka och Värmdö. Axialplanen visar en östlig stupning dels i veckbågarnas omböjningar, dels inom övriga områden, där den nord-sydliga trenden kvarstår. Där axialplanen genom urgraniternas intrusion och/eller genom den senare skjuv- och veckningstektoniken ställts om till mera öst—västliga orienteringar, blir stupningarna mera odeciderade, men särskilt där kompressionen varit mycket kraftig dominerar i huvudsak brantställda s-tytor.

Någon entydig förklaring till uppkomsten av alla de komplicerade veckkonfigurationer, som de olika stråken inom kartområdet visar, kan den ovan skisserade tektoniken tyvärr icke ge. Speciellt frånvaron av eventuella äldre, nord-sydliga drag inom kartans västliga delar med dess fortsättning in i mellersta Södermanland gör det svårt att tillämpa den nämnda tektoniken regionalt. De framförda synpunkterna får därför tas med stor reservation, vilket f. ö. redan tidigare förutskickats.

Strykningen av vecken inom kartområdet markeras allra bäst genom utgåendet

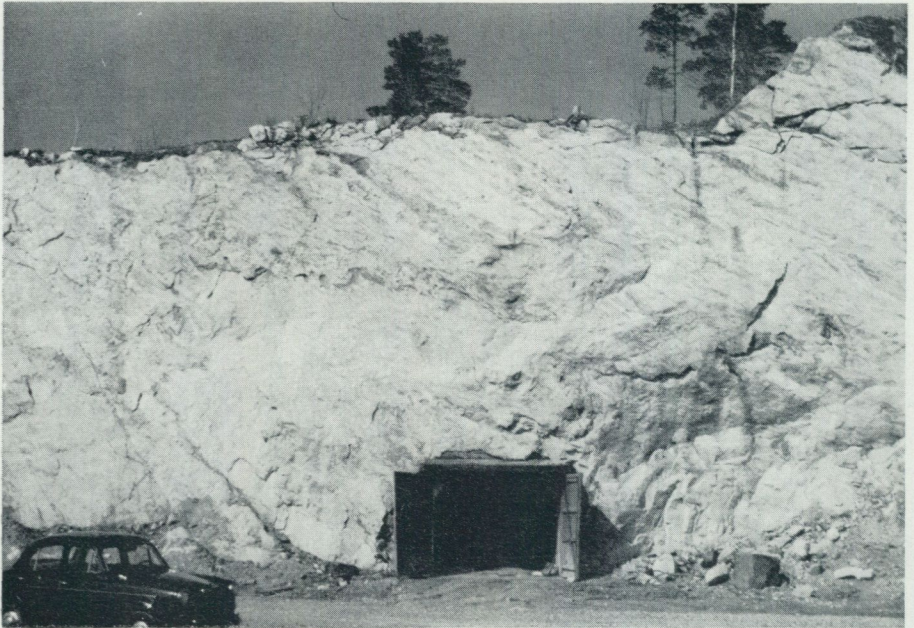


Fig. 32. En ost—västlig skärning genom det nord—sydligt strykande kalkstråket vid St. Vika, NV om Nynäshamn (se fig. 30). Bilden visar ett förmodat, mot väster isoklinalt sammanveckat skikt (runt porten). Foto G. Stålhös.

East—west cutting through the north—south oriented limestone of St. Vika to the north-west of Nynäshamn (see fig. 30). Just around the tunnel-opening we can imagine the old isoclinal overfolding to the west.

av konformt med dessa, primorogent intruderade, tunna långsträckta lager av gnejsgranit (t. ex. norr om Tungelsta stn). Lagren i fråga har deformerats på olika sätt i samband med de sena öst—västliga skjuvningsrörelserna. Bl. a. tycks den NNO-liga trenden hos vecken i kartans östra del efterhand ha länkats över till alltmera öst—västliga riktningar, helt beroende på skjuvningsrörelsernas intensitet. Avskjuvningar och veckningar av lagren har också ägt rum i detta sammanhang. Beroende på om de östligt eller västligt riktade skjuvningskomponenterna dominerat i samband med uppkomsten av en veckomböjning, blev denna vänd antingen mot öster eller väster. Bäst exemplifieras dessa förhållanden i kartans sydöstra del. Här uppträder flera delvis avskjuvade och lokalt skjuvveckade, tidigare sammanhängande gnejsgranitlager, som kan följas från Gålö—Dalarö i en vid båge åt norr och nordväst runt Södertörn och som anknyter till de motsvarande kraftigt sammanpressade lagren inom Nackaveckbågen. Härifrån torde, ehuru icke alltid direkt möjliga att korrelera, de skjuvade, av gnejsgraniter markerade lagringsplanen kunna följas vidare mot öster in på Värmdölandet för att slutligen efter en skarp omböjning gå vidare åt nordväst in över Lidingö och till sist upphöra.

Den principiella tektoniska stilen inom kartområdet belyses särskilt väl av det ca 25 km långa, väldefinierade gnejsgranitlagret från Grindsjön (0d) i sydväst till trakten norr om Österhaninge k:a i nordost. Lagret, som f. ö. har en förgrening ca 5 km nordost om Grindsjön, är kraftigt skjuvveckat i sina båda ändrar. Glidningarna tycks i huvudsak ha följt det gamla lagringsplanet, vilket senare successivt länkats över till sin nuvarande NO- eller ONO-liga sträckning. Lokalt har de öst-västliga skjuvrörelserna ej följt lagringsplanen utan skurit tvärs över dessa, varvid gnejsgraniterna slitits isär (nordväst om Tungelsta stn). Liknande förhållanden kan noteras på flera ställen inom kartområdet, varvid de öst-västliga förskiffringsplanen alltid visar sig ha utbildats senast. Den komplicerade veckutbildning, som det omtalade stråket visar främst i sin västra del runt Grindsjön, är svårt att tolka på annat sätt än som ett resultat av en under plastiska betingelser försiggående skjuvveckning. Den tjocklek, som gnejsgranitlagret uppvisar i sin västra del, är endast skenbar och resultatet av en genom skjuvning och/eller veckning åstadkommen utflackning av det f. ö. relativt brantställda lagringsplanet. På liknande sätt torde den stora bredden hos vissa lager av gnejsgranit, leptitgnejs och grönsten, icke minst i samband med veckomböjningar, bero på en tämligen flack lagerställning hos de senare. Lagrens verkliga mäktighet torde i allmänhet framgå av de tunnaste, jämntjocka partierna, där lagerställningen sannolikt är brantast. Lagertjocklekar på mellan 100 och 200 m tycks vara mycket typiska för gnejsgraniterna och exemplifieras kanske bäst dels från nyss beskrivna stråk i avsnittet öster om Jordbro hpl (2g), dels i stråket sydost om sjön Orlången (3f).

En särskild kommentar kräver också det kraftigt dubbelvikta bågformade gnejsgranitlagret (3j) ca 5 km norr om Dalarö. Lagret är i sin helhet sammanhängande utom längst i öster utmed kusten, där det är avslitet men trots detta kan följas över några småholmar mot söder (Sandholmen, Skomakarskeppet och Simpshallen) till Vinåkersviken för att slutligen spetsa ut ca 1 km norr om Tjursjön (1i). Det nuvarande utseendet på lagret är icke, som man skulle kunna tro, betingat av nordsydliga skjuvningar. I stället har vi antagligen att göra med ett utmed flacka veckaxlar isoklinalt sammanveckat lager vars bågform i huvudsak ansluter till Ingarölandets OSO-ligt strykande gnejsgranitmassiv med dess förmodade fortsättning mot söder och sydväst under Nämndöfjärden i riktning mot norra Ornö. En svag sydlig stupning av nämnda veckaxlar skapade sannolikt förutsättningarna till de slutna veckomböjningar, som man nu finner i stråkets båda ändrar. Att döma av tektoniska förhållanden och petrografisk utbildning torde stråket i fråga en gång ha utgjort en fortsättning av det nyss omtalade gnejsgranitstråket kring Grindsjön. Blockdiagrammet i fig. 33 åskådliggör detta. Sena skjuvningsrörelser har sedermera slitit isär de båda stråken.

Den mest markerade krympningen i nord-sydlig riktning av sedimentationsbäckenet inom kartområdet tycks ha skett i trakten av Nacka, på vilket de starkt hopklämda veckbågarna här tyder. Snarlika veckbågar har beskrivits av Ramsay

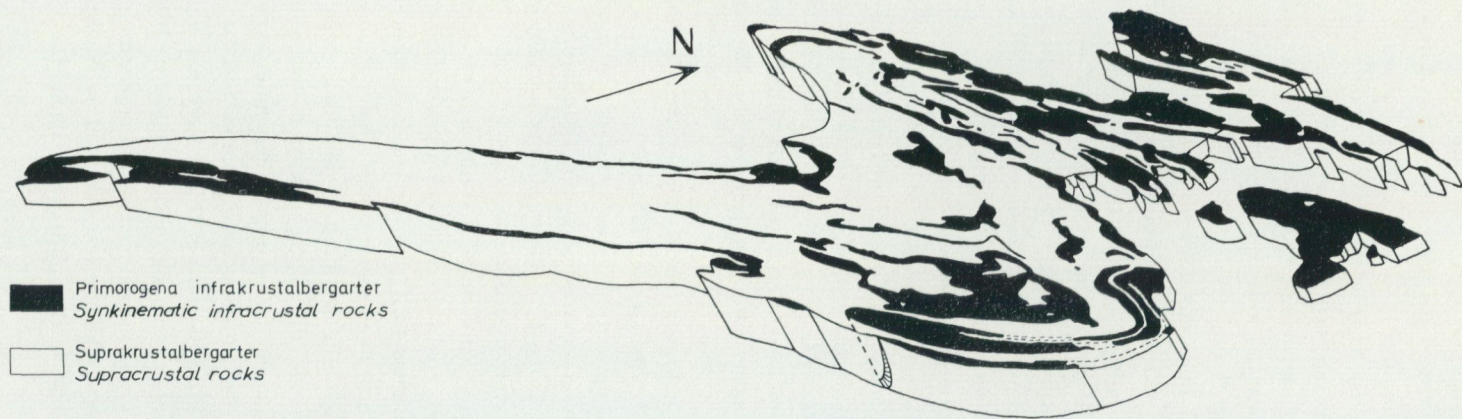


Fig. 33. Blockdiagram över kartområdets östra delar.
Block diagram of the eastern part of the map-area.

(1962, fig. 8 och s. 474) och förklarats som resultatet av tvenne vinkelrätt mot varandra överskärande veckningar, av vilka den äldre deformationen kännetecknats av mer eller mindre isoklinala överstjälpningar. Den senare deformationen, åter, gav upphov till en sheareffekt utmed ett plan vinkelrätt mot det anbragta trycket. De tektoniska förhållanden, som nämnde författare belyser, kan möjligen ha motsvarat dem, som rått inom föreliggande kartområde. En alternativ förklaring till de nämnda veckbågarnas uppkomst, utan antagande av mot väster riktade isoklinala överstjälpningar, kan erhållas om man förutsätter att urgraniterna från början bildat upprepade ganska flacka lagerintrusioner med en svag östlig stupning. En speciellt kraftig nord-sydlig sammanpressning inom Nacka—Värmdöområdet kombinerad med skjuvningar utmed öst-västliga axlar och en efterföljande, genom erosion uppkommen snitteffekt skulle sedan ha givit upphov till de aktuella veckbågarna. Någon rimlig förklaring till de allmänt uppträdande, förhållandevis brant mot öster orienterade veckaxlarna inom området ger emellertid icke denna tolkning av utvecklingen.

För skärgårdens del har effekten av den yngre deformationen blivit något annorlunda än på fastlandet. Den avkortning i nord-sydlig riktning inom sedimentationsbäckenet, som veckbågarna inom sistnämnda område bär vittne om, kompenseras i viss mån i skärgården av ett flertal flexurartade böjningar av den NNO-ligt strykande lagerserien. Den avsevärt lägre plasticitet, som utmärker tektoniken här jämfört med den på fastlandet, torde kunna tillskrivas en eller flera av följande orsaker.

1. Den höga tektoniska kompetensen hos de inom området dominerande leptitiska och arenitiska bergarterna.
2. Den stabiliserande effekten av det stora sammanhängande gnejsgranitområdet, som alltifrån söder mot norr är beläget omedelbart öster om det aktuella suprakrustalbergartsstråket.
3. En något avtagande metamorfos i riktning ut mot skärgården, som tyder på att en relativt lägre temperatur varit rådande här med åtföljande lägre grad av plasticitet.
4. Slutsatsen av punkt 3 kan också vara, ehuru detta återstår att bevisa, att skärgården ur stratigrafisk synpunkt utgör en högre nivå i berggrunden än fastlandet, något som dock knappast torde ha någon avgörande betydelse för den slutgiltiga utformningen av tektoniken inom området.

Bland de större flexurartade böjningar i öst—västlig riktning, som av äldre karteringar att döma tycks förekomma inom skärgården, skall främst nämnas dem emellan Utö och Ornö, mellan Nämdö och Runmarö samt norr om Runmarö (se fig. 30).

Norr härom har skärgårdszonens suprakrustalbergarter lösts upp och brutits sönder av enorma urgranitintrusioner och kan endast lokalt spåras i form av inneslutna skivor eller brottstycken. Först när man nått Täljöområdet leptiter och motsvarande bergarter på Ljusterö utmed Lagnöudde mot Svartlöga, torde

en fortsättning av det nämnda stråket återigen komma till synes. Uppresningen av lagererien på Lagnö udde (Th. Lundqvist 1962) torde ha skett i samband med den äldre veckningen (F_{1a} , fig. 36) varvid dock den ursprungligen något nordligare trend, som utmärker den övriga skärgården, här möjligen förändrats vid urgraniternas intrusion och den därmed sammanhörande deformationen (F_{1b}).

De för skärgården helt unika bildningar, som de båda uddarna Breviksnäs och Torsnäsudde på västra Ornö utgör (se pl. 1), har vad gäller tektoniken hittills icke kunnat redas ut. En mer detaljerad kartläggning än den som redan utförts, där Ornö i sin helhet tas upp till behandling, torde erfordras för att man skall kunna nå detta syfte. Den växelagring mellan olika led, som syns förekomma på Breviksnäs, kan vara tektoniskt betingad. Omständigheterna tyder närmast på att vi här befinner oss i gränsen mellan en undre sedimentär och en övre, av leptiter uppbyggd avdelning, vilka båda veckats in i varandra. Sedimentgnejserna ger hela tiden intrycket av att utgöra den stratigrafiskt lägsta nivån och återfinns ofta i de starkast nedskurna partierna av terrängen. Speciellt gäller detta den smala och uthålliga zon av sedimentgnejs, som kan följas från Mörbyfjärden åt nordost över kartgränsen och som avskiljer leptiterna på Breviksnäs från dess huvudområde i öster. Ehuru karteringsmässigt icke i detalj belagt tycks även ett stråk av sedimentgnejs väster om Kråkmora skilja Torsnäsudd från leptiterna i öster. De båda uddarna förefaller på detta sätt utgöra fristående, skålformade uteliggare till det samlade leptitområdet i öster.

Trots den tektoniska anomali, som nu nämnda uddar måhända bildar inom området, torde de knappast kunna påverka bedömningen av de stora linjerna inom skärgården med dess eljest genomgående mot NNO strykande, förhållandevis tidigt utbildade axialplanstrend.

En sammanställning av kartområdets samtliga observationer av skiffrihet, stänglighet och veckaxlar ges i pl. 2 och 3. Endast inom Ornöområdets supra-krustalavdelning kan man med ett visst fog tala om förekomsten av tämligen väl bibehållna ehuru tidigorogent sammanveckade lagringsplan. En kraftig förskiffring har emellertid även här gjort sig gällande parallellt med lagringen, och lokalt iaktas plastisk veckning av senare datum kombinerad med avslitningar inom de enskilda horisonterna. Beträffande den övriga delen av kartområdet kan man säga att kombinationen av olika veckfaser, av vilka en skett senare och under mycket plastiska betingelser, till stor del plånat ut de ursprungliga lagringsplanen. Särskilt gäller detta de minst kompetenta, metaargillitiska leden. Även de mera kompetenta metaarenitiska skikten har i huvudsak anpassat sig till de senaste tryckriktningarna genom en kombination av böjningar, skjuvningar och avslitningar inom de enskilda lagren. De kraftigt förskiffrade och till riktningen mer eller mindre omställda metaarenitiska skikten har enligt min mening föga gemensamt med en ursprunglig lagerställning. S-ytorna inom kartområdet har därför till övervägande del erhållit den för skiffrihet gällande symbolen. Gräns-

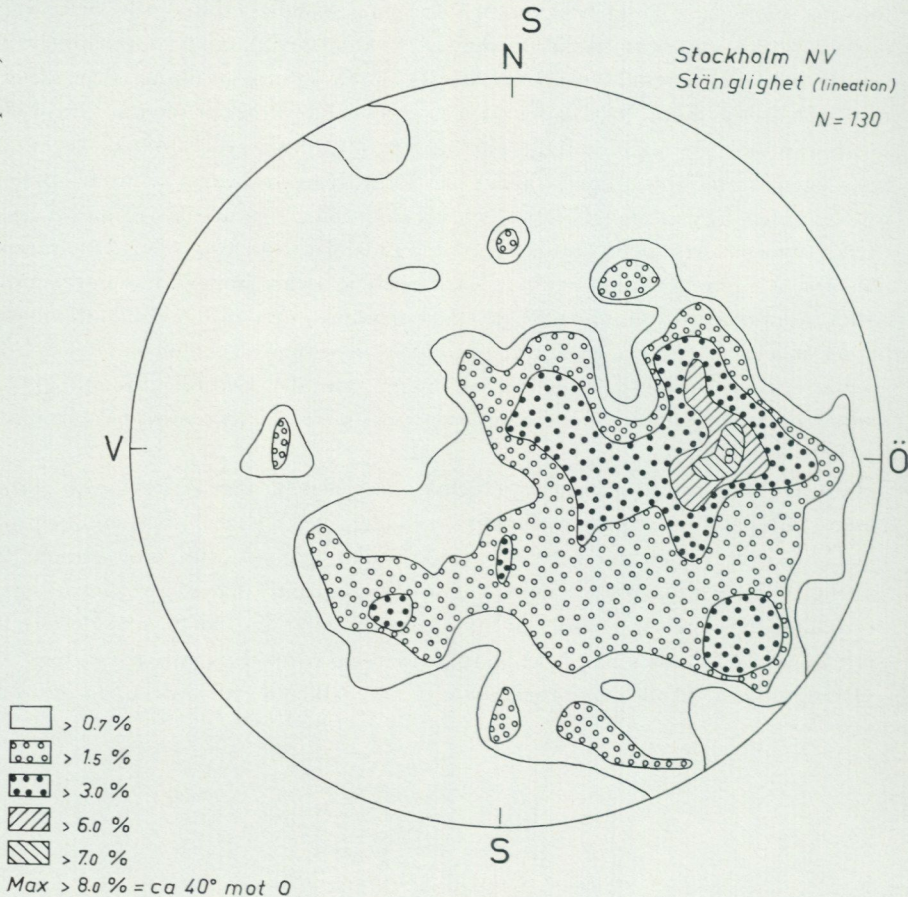
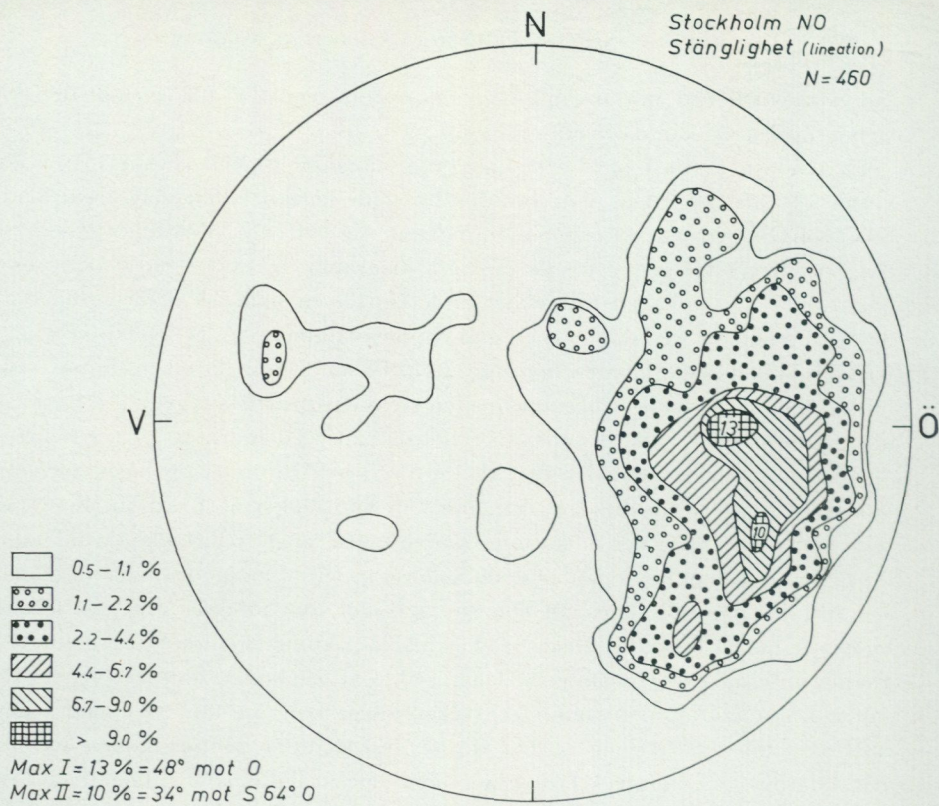
fall finns emellertid, där användningen av endera symbolen för lagring eller skiff-
righet mycket väl kan motiveras.

En synopsis av de i pl. 3 åskådliggjorda stänglighets- och veckaxelobservationerna för vart och ett av de inom den bifogade kartan fallande fyra kartbladen Stockholm NO, NV, SO och SV framgår ur fig. 34 och 35. Antalet observationer, som ligger till grund för de enskilda diagrammen, växlar starkt och torde i några fall icke utgöra ett tillräckligt underlag för en statistisk utvärdering. Trots detta framgår mycket klart, att en god överensstämmelse råder mellan veckaxlarnas och stängligheternas orientering, ett förhållande som lätt konstateras redan i fält. De båda nämnda strukturelementen tycks där praktiskt taget alltid vara samhöriga och sålunda bildade under en och samma deformationsfas. De två sydligaste delområdena, dvs. kartbladen Stockholm SV och SO, företer en något mer samlad östlig trend av de linjära elementen än kartbladen norr därom. En förklaring härtill kan vara den olikartade fördelningen av de i förhållande till suprakrustalbergarterna mera kompetenta gnejsgraniterna inom de båda områdena. I söder, där nämnda bergarter endast uppträder som tunnare stråk, torde dessa knappast ha haft någon effekt på den lokala tektoniken. I norr däremot tycks gnejsgraniterna bilda mäktigare lager och har sannolikt antingen genom en större resistens mot det anbragta trycket lokalt bidragit till att avlänka detta med avseende på riktningen eller direkt i samband med intrusionen påverkat veckaxlarnas orientering. Den svaga men dock iakttagbara uppdelning i två maxima inom kartbladet Stockholm NO, som stängligheterna och veckaxlarna där visar, kan sannolikt tillskrivas dylika effekter. En liknande uppdelning i två veckaxelriktningar, vilka framkonstruerats ur en sammanställning över polerna till 1 150 s-yltor inom NO-bladet (1962, s. 31), har tidigare påvisats. Min slutsats härav vid tidpunkten i fråga var att två olikåldriga syntektoniska veckningsfaser ägt rum inom området, varvid planförskiffringen i vardera faser uppkommit samtidigt med stängligheterna och veckaxlarna. Föga anade jag då att de inmäta s-ytor eventuellt kunde representera äldre, från öster mot väster isoklinalt överstjälpta axialplan, vilka veckats och skjuvats under en senare nord—sydlig kompression. Sannolikt är de båda maxima, som framkommit inom kartbladet Stockholm NO, i stället ett resultat av den sena veckningen (F_2) och avspeglar endast den lokala effekt på tektoniken, som den OSO-ligt riktade gränsen mellan de inkompetenta sedimentgnejserna och de kompetenta gnejsgraniterna har haft inom området.

Den av Magnusson sedan länge förfäktade synen på den svekofenniska orogenesens förlopp torde i princip illustreras av fig. 36 I (F_2 enligt Magnusson närmast att likna vid en epeirogenetisk blocksänkning med åtföljande temperaturstegring och svag plastisk veckning). Som ett alternativ härtill kan även beaktas de möjligheter som en version av utvecklingen enligt fig. 36 II erbjuder. Deformationens olika stadier har betecknats med symbolerna F_{1ab} och F_2 .

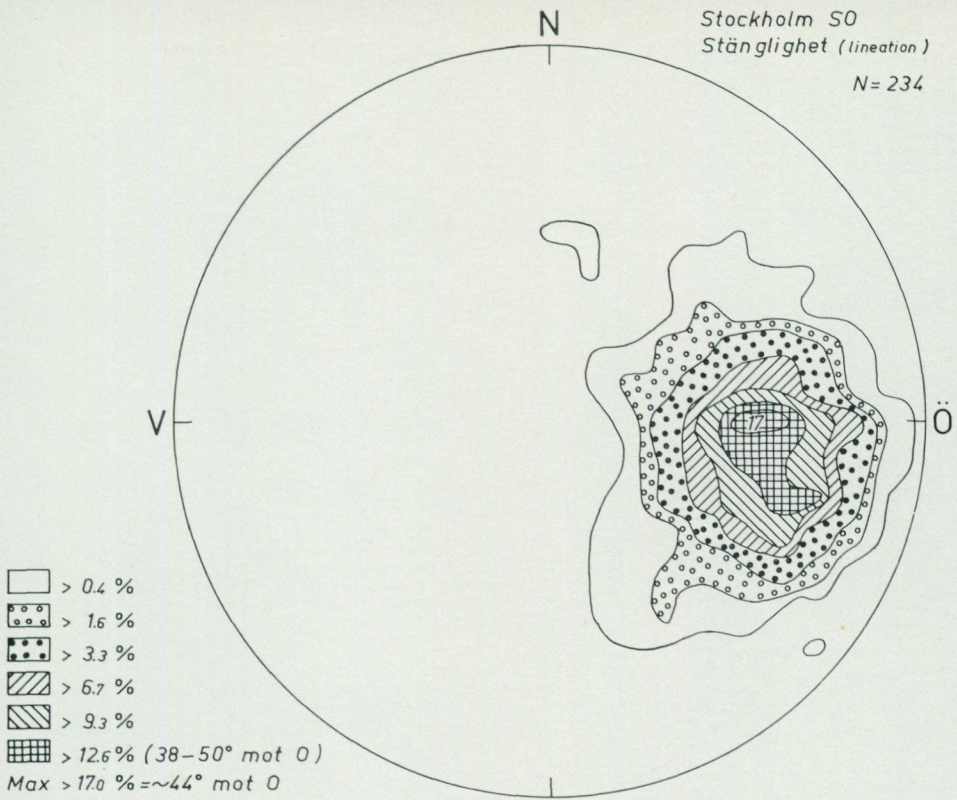
I det tidigaste skedet av orogenesen är utvecklingen enligt de båda alternati-

Fig. 34. En sammanställning av stängligheten inom kartbladen Stockholm NO respektive Stockholm NV, SO och SV. Projektionerna är utförda i Schmidtnät (undre sfären).
Lineations of the four parts: Stockholm NE, NW, SE, and SW of the mapped area. Projections on Schmidt's net (lower hemisphere).



Stockholm SÖ
Stänglighet (lineation)

N = 234



Stockholm SV
Stänglighet (lineation)

N = 87

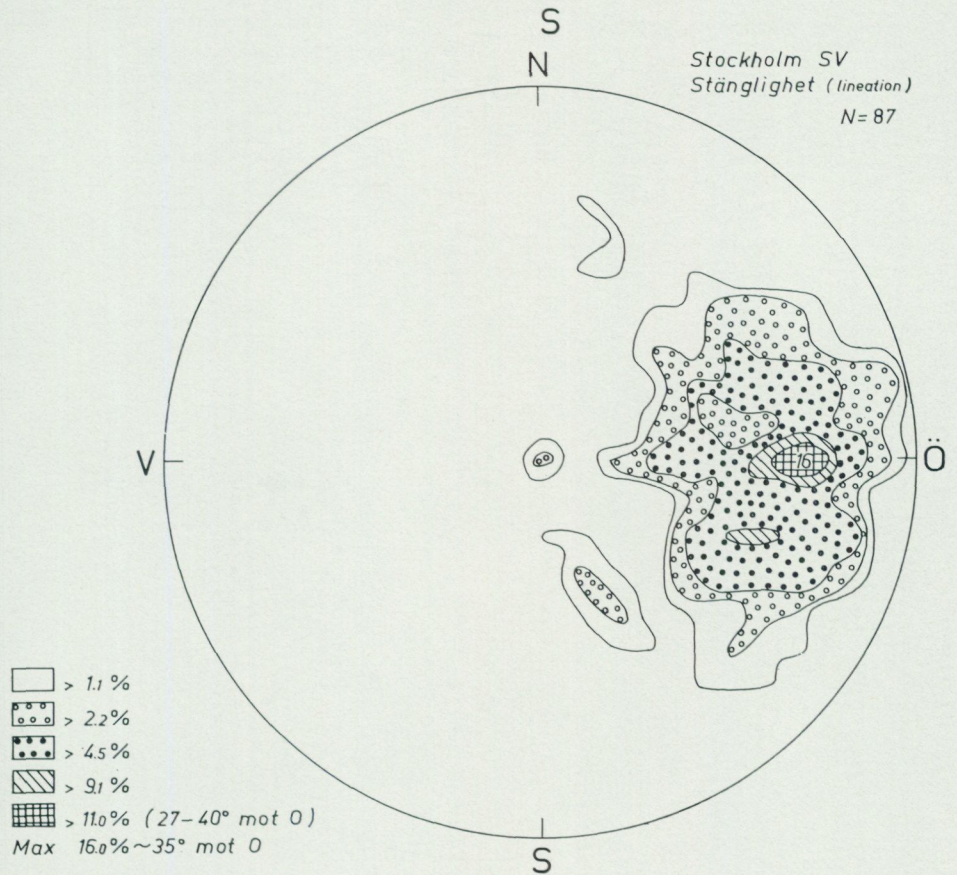
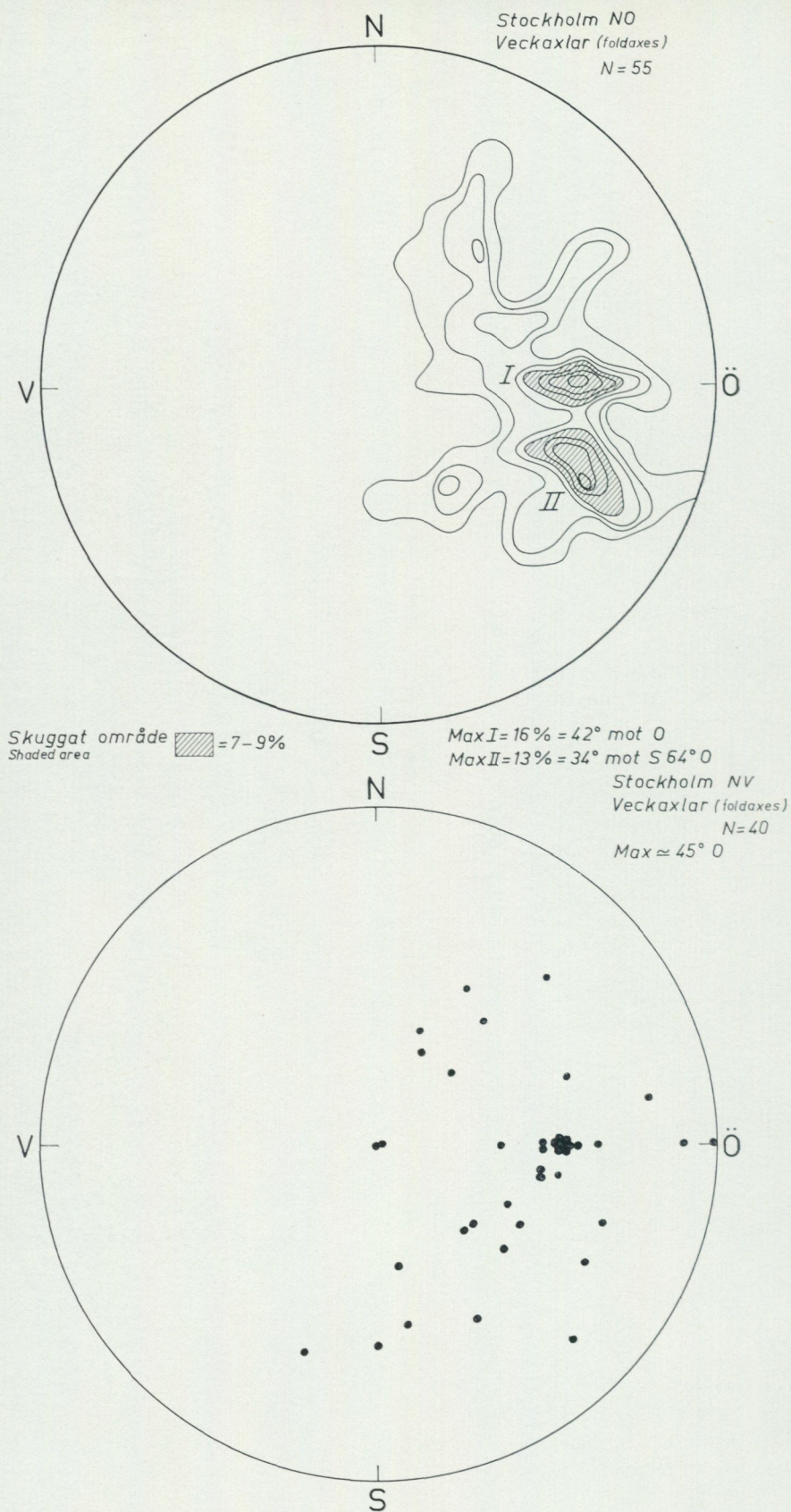
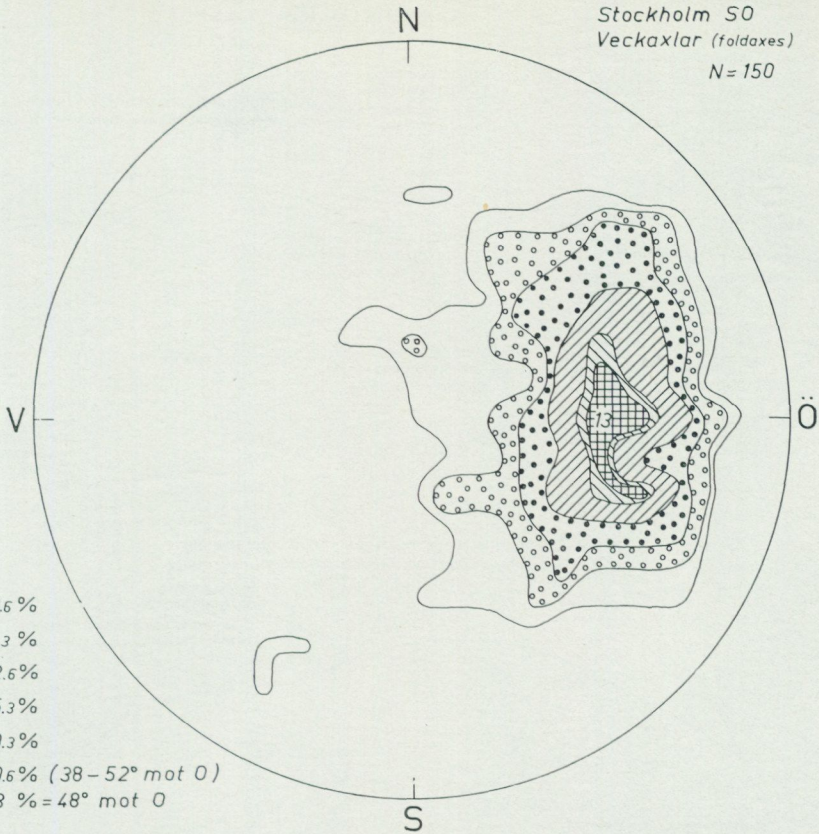
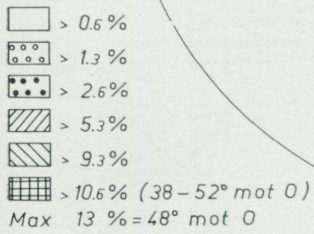


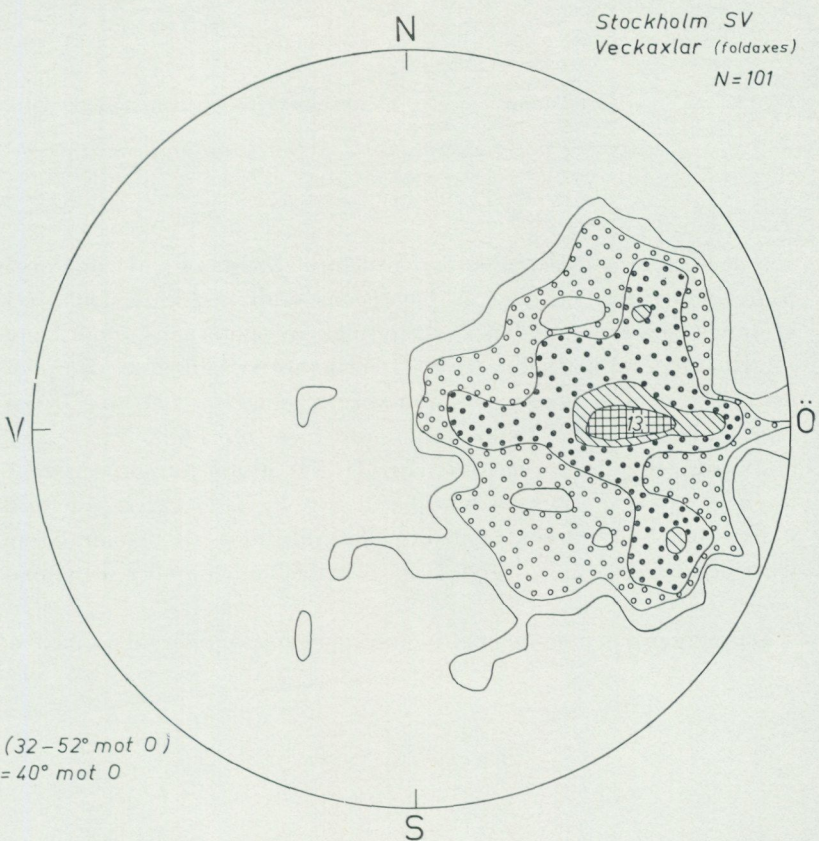
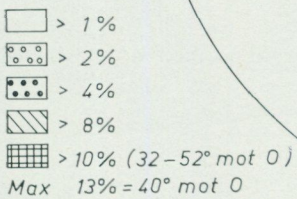
Fig. 35. En sammanställning av veckaxelobservationerna inom respektive kartbladen Stockholm NO, NV, SO och SV.
Observations of fold axes in the four parts: Stockholm NE, NW, SE, and SW of the mapped area.



Stockholm SÖ
Veckaxlar (foldaxes)
N=150



Stockholm SV
Veckaxlar (foldaxes)
N=101



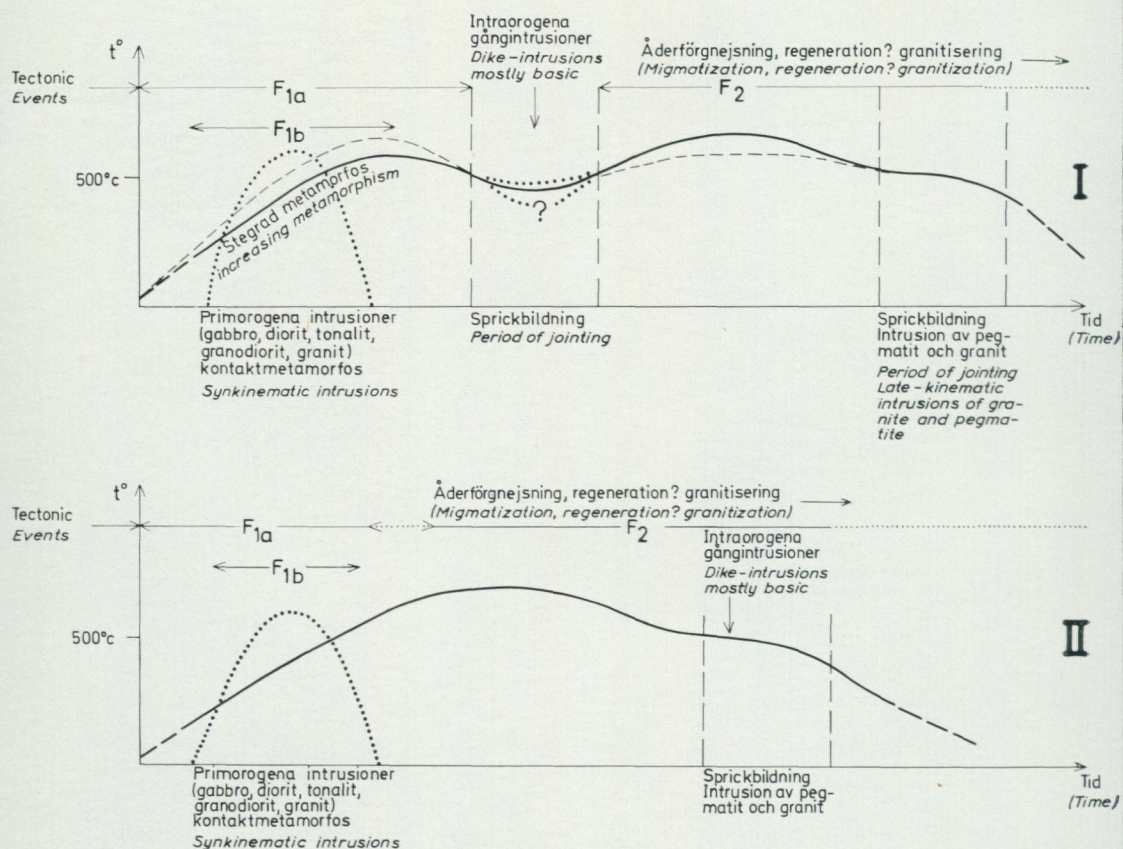


Fig. 36. Alternativa tolkningar av den svekofenniska orogenesens förlopp (jfr text å s. 153 och 175).

Alternative interpretations of the Svecofennian orogenic evolution.

ven identisk med förekomsten av en deformationsfas F_{1a} . Denna antas ha verkat både före, under och efter de synorogena eruptivens intrusion. Veckade supra-krustalpartier, som innesluts i massformiga urgraniter t. ex. inom Uppsalaområdet (P. H. Lundegårdh 1956), ger goda belägg för existensen av den preintrusiva delen av F_{1a} -deformationen. De intraorogena gångarna åter, som överskrår förskiffrade urgraniter, vittnar enligt alternativ I om förekomsten av en syn- och/eller postintrusiv F_{1a} -fas. Enligt alternativ II, där någon intraorogen epok icke antas föreligga, övergår i motsats härtill den sena F_{1a} -fasen direkt i deformationen F_2 . I detta fall finns varken möjlighet eller anledning att bestämma om skiffriheten i urgraniterna är en produkt av den förstnämnda eller sistnämnda deformationen.

Där berggrunden domineras av urgraniter, måste man räkna med en ytterligare

deformerande faktor F_{1b} under detta skede, vilket gäller både alternativ I och II. Urgraniterna torde nämligen i samband med intrusionen inom dylika områden ha spelat en tektoniskt aktiv roll och bidragit till att utforma veckmönstret, något som redan tidigare framhållits (s. 133). En dylik intrusions- eller magmatektonik har visserligen icke direkt kunnat påvisas inom det aktuella kartområdet men torde främst ha haft sin betydelse i trakterna längst åt norr och öster. Även vissa delar av utvecklingen vid Lagnö (se s. 152), liksom förekomsten av axialkulminationer och trågbildningar inom de urgranitdominerade delarna av Uppland och Bergslagen, torde kunna tillskrivas en dylik tektonik (P. Geijer 1916). Likartade förhållanden exemplifieras från trakten av Hamrånge i södra Gävleborgs län (P. H. Lundegårdh 1967, s. 24) där enligt Lundegårdh en tvärveckning huvudsakligen förorsakats av urgraniter i samband med deras intrusion.

Existensen av en deformationsfas F_2 i samband med åderförgnejsningen ger sig bäst tillkänna genom den intensiva plastiska veckning vanligen efter öst—västliga axlar, som man finner såväl i metaargilliterna som i inlagringar i dessa av metaarenitiska och basiska skikt. I själva verket tycks de viktigaste småstrukturer i form av veckaxlar och stängligheter, som vi nu kan mäta in i området, vara präglade i detta skede. Även skjuvveckningar och plastiska rörelser hos gnejsgranitiska lager torde i större (alt. II) eller mindre (alt. I) utsträckning höra samman med nämnda deformationsfas, vilket framgått tidigare. De intraorogena gångarna veckades också i detta sammanhang och måste enligt alt. I ha genomgått hela F_2 -fasen. Enligt alt. II, däremot, har enbart den senare delen av F_2 -fasen påverkat gångarna i fråga. Storleksordningen av de tektoniska krafter, som ännu torde ha verkat vid en hypotetisk intrusion av de basiska gångarna enligt alt. II, samt den relativt stora plasticiteten inom berggrunden även i detta sena skede av utvecklingen, framgår såväl av en lokalt förekommande intensiv pygmatisk veckning hos sent bildade aplitiska ådror som av en framträdande boudinagering inom vissa pegmatiter (jfr t. ex. Th. Lundqvist 1962, fig. 54—58). Huruvida denna sena tektonisering varit tillräckligt omfattande för att kunna åstadkomma det mångskiftande deformationsmönster, som utmärker de intraorogena gångarna (se fig. 26), är dock osäkert. Den omständigheten att gångarna lokalt tycks överskära material, som förmodligen alstrats i samband med åderförgnejsningen, är det starkaste skälet till att antaga en utveckling enligt alternativ II. En orimligt lång och svårförklarlig tidshiat mellan åderförgnejsningens kulmination och de yngre graniternas och pegmatiternas bildning måste dock förutsättas enligt denna version. I detta avseende är alternativ I mera realistiskt och sannolikt att föredra. Kompletterande data torde krävas för att man slutgiltigt skall kunna fastställa tidpunkten för de intraorogena eruptivens framträngande.

Det är icke bara i Stockholmsområdet, som en äldre, ungefär nord-sydlig veckaxeltrend kan spåras. Även ett flertal av de väl undersökta suprakrustalbergartsstråken i Bergslagen (jfr Geijer, Magnusson med flera författare) har

en nord—sydlig eller nordost—sydvästlig utsträckning, som av allt att döma är både ett resultat av de tidigorogena veckningsrörelserna och urgraniternas framträngande inom området. En senare tvärveckning inom sistnämnda region har frambringat en vanligen ganska brantstående stänglighet och med denna konforma småveckaxlar (se t. ex. G. Jackes 1966). Dessa strukturelement visar ofta en mycket likartad stupning över sträckor på tiotals km (Geijer 1963, s. 93), vilket påminner om den ihållande östliga stupningen hos lineationer och veckaxlar inom Stockholmsområdet. Möjligen kan liksom här lutningen av de äldre veckens skänklar ha varit bestämmande för stupningen av senare utbildade lineära element. En enhetlig, sent utbildad lineär stupning inom en större region skulle sålunda tyda på en motsvarande konstant lutning hos äldre veckskänklar inom samma område.

Äldre axialriktningar med nord-sydlig utsträckning har vidare antecknats bl. a. från Gävleborgs län (P. H. Lundegårdh 1967, s. 59) och tycks kunna spåras även inom Västernorrlands kusttrakter väster om Nordingrå, att döma av de förlöpande karteringar, som här bedrivs av docent Thomas Lundqvist.

Till sist skall några ord sägas om stratigrafien inom kartområdet. Tidigare har vid några tillfällen framskyttat, att leptiterna i skärgården med en viss tveksamhet bedömts utgöra det yngsta stratigrafiska ledet inom området. Denna tankegång förutsätter att vi haft en ursprunglig eller senare uppkommen svag lutning av hela sedimentationsbäckenet mot öster, i vilken riktning allt yngre led kommit att exponeras i det nuvarande ytsnittet. Några säkra belägg härför finns tyvärr icke. Bristen på väl bevarade primära strukturer, som kunnat medge lagerföljdsobservationer, har i detta sammanhang utgjort ett stort hinder. Denna omständighet i förening med den samtidiga frånvaron av entydiga ledhorisonter har gjort, att de äldre veckens våglängder och amplituder ej heller kunnat fastställas. I stället har de faktorer, som i första hand fått inverka på bedömningen av lagerföljden inom kartområdet, varit dels den relativt lägre metamorfosen inom skärgården jämfört med motsvarande på fastlandet (s. 92), dels den omständigheten att det från djupare nivåer kommande granitiska materialet i samband med den svekofenniska regionalomvandlingen aldrig nått upp till skärgårdens leptitzon annat än i form av pegmatiter (s. 93). Detta kan tyda på ett relativt högt stratigrafiskt läge för zonen i fråga, dock blott om, vilket är mycket tveksamt, kriterier av detta slag kan anses ha en klar innebörd. Även sedimentgnejsernas position i de lägre terrängpartierna på Ornö tycks peka i samma riktning (s. 152). Den slutgiltiga lösningen av detta problem torde främst kunna erhållas genom nykarteringar av vissa nyckelområden inom skärgården, till vilka främst hör hela Utö (icke blott den norra delen), Nämdö och holmarna på båda sidor om denna ö. Från norra delen av Utö har man genom undersökningar utförda under ledning av prof. Sven Gavelin med hjälp av upp- och nedbestämningar visat, att sedimenten i öster underlagras den centrala leptit-zonen. Den kvarstående frågeställningen här är nu i vad mån även sedimenten

på västra delen av ön intar en liknande position, dvs. om vi har en normal synklinall eller om sedimenten i stället utgör fortsättningen på en från öster mot väster sammanhängande, monoklinalt upprest lagerserie.

Av det sagda framgår, att någon lagerföljd i egenlig mening icke kan framkonstrueras inom kartområdet i nuvarande skede. Ett snitt genom berggrunden från Södertörn i riktning österut skulle emellertid te sig som följer.

- öster Sura kalidominerade vulkaniter, delvis med porfyrisk utbildning.
 Sura tuffiter (i huvudsak Na-extrema) med rikligt inslag av kalkstenar.
 Underordnat inslag av vittringssediment.
 Bandserien. Växellagring mellan arenitiska gråvackor, basiska och sura vulkaniter. Sporadiska kalkstenslager.
 Arenitisk gråvacka med obetydligt inslag av argillit. Något ökat inslag av basisk vulkanism. Enstaka kalkstenshorisonter. Ökat inslag av skarnförande kvartsiter.
 Argilliter med underordnat inslag av arenitisk gråvacka. Obetydlig basisk vulkanism. Enstaka kalkstenshorisonter.
- väster (botten?)

Argilliterna i väster följs mot öster av areniter, som dominerar inom Nackasynklinalen och dess fortsättning i en vid båge kring Dalaröveckbågen. Den öster härom befintliga bandserien är mycket svår att fastlägga ur stratigrafisk synpunkt. Möjligen skall serien närmast betraktas som en successiv övergångszon mellan sedimenten och vulkaniterna, i vilket fall den tidigare basiska vulkanismen inom sedimenten här når sin kulmen samtidigt som vissa inslag av surare vulkaniter börjar uppträda. De porfyritiska och/eller kvartsdioritiska, mäktiga inlagringarna i bandserien är, som tidigare framgått (s. 104), ytterst svårbedömbara vad ursprunget angår och skulle lika väl kunna representera infrakrustala bergarter tillhörande gnejsgranitserien som porfyriter av vulkanogen härkomst. Likheten med de förra är stor både vad gäller utseende, sammansättning och uppträdande, men vissa porfyritiska drag inom bergarten gör, som tidigare anförts, att denna fråga tills vidare får lämnas öppen. Om infrakrustala led anses föreligga, mister bergarten till största delen sin betydelse ur stratigrafisk synpunkt. Som sista led i lagerserien, i huvudsak grundat på stratigrafin inom Runmaröområdet (Sundius 1939), följer de Na- respektive K-dominerade leptiterna på centrala Ornö, vilka icke skall närmare kommenteras här.

YNGRE GRANITER, APLITER OCH PEGMATITER

Med hjälp av strukturen kan man i grova drag skilja mellan två huvudtyper av granit i Stockholmstrakten. Den ena är en medel- till finkornig, jämnkornig typ, som vanligen benämnts Stockholmsgranit. Färgen är övervägande grå, men röda

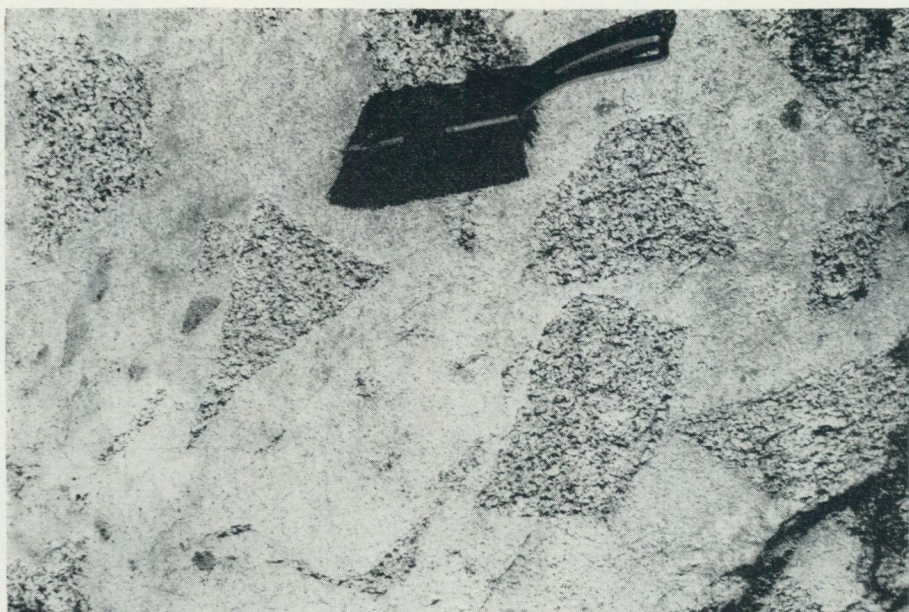


Fig. 37. Grå hornbländerik gnejsgranit breccierad av ljusgrå jämnkornig yngre granit. 1 km V om Örnäs (9b), ca 3 km NV om Stockholms-Näs k:a. Foto G. Stålhös.
Grey tonalite brecciated by light grey even-grained late-kinematic granite.

varieteter förekommer också lokalt, t. ex. inom delar av Svartjölandet och i trakterna av Vallentunasjön (9f). Den andra är en medelkornig till småporfyrisk granit, där kalifältspaten bildar rektangulära ögon, vanligen en halv till en cm stora. Färgen är mestadels gråröd till röd, men undantagsvis förekommer också grå varieteter. De båda granittyperna återfinns huvudsakligen inom kartans norra del och tycks till betydande del ligga inom områden, där migmatiserade gråvackegnejser dominerar. Den grå graniten bildar ofta mindre, med ådergnejserna konforma, långsträckta linser, medan den grövre graniten huvudsakligen uppträder inom större, mera självständiga massiv. Emellertid förekommer också, att den jämnkorniga graniten är diskordant mot gnejsernas makrostrukturer i sådan skala, att detta framgår av kartbilden. De bästa exemplen utgör trakterna nordost om Hässelby villastad (7c) och sydost om Tullinge stn (3d), där stora nord—sydligt orienterade intrusivkroppar skär gnejsernas veckaxelriktningar ungefär vinkelrätt, längs s. k. ac-sprickor. Även i mindre skala tycks dessa genomtänjningar parallellt med veckaxelriktningarna uppkomna sprickor ha skapat utrymme för det inom berggrunden framträngande, granitiska och pegmatitiska materialet.

Någon bestämd åldersrelation mellan de båda granittyperna kan icke anges, enär från fall till fall än den ena, än den andra av dem visar sig vara yngst.

Båda är utpräglade intrusiva och breccierar den äldre berggrunden eller genom-sätter denna i form av gångar (fig. 37). Graniterna åtföljs av rikligt med apliter och pegmatiter i flera olika generationer.

Den mineralogiska sammansättningen i graniterna varierar föga och utgörs av kvarts och mikroklinpertit i ungefär lika mängder, vardera i något större kvantitet än plagioklas. Den senare är en oligoklas, som nästan genomgående är fylld med sericitisk substans. Härtill skall fogas ett tiotal vol.% biotit, som särskilt i de småportyriska graniterna är delvis kloritiserad. Accessoriskt tillkommer oxidmalm, epidot, ortit, titanit, apatit, zirkon och kismineral. Hornblände har noterats i ett par fall i den grövre graniten. Sålunda innehåller ett mindre parti av kalifältspatrik, kvartssyenitisk granit i Vikdalen (5g), Nacka, ej mindre än 11 vikts-% av detta mineral. Sammanhanget tyder på att det här kan röra sig om ett i den yngre graniten inneslutet, avskilt och partiellt assimilerat parti av en närliggande hornbländerik gnejsgranit. I ett annat fall har enligt uppgift från prof. Bror Asklund en hornbländeförande grov monzonitisk granit påträffats i en borrkärna från trakten av Tureberg. Hornblände har också iakttagits i den grå graniten i trakten av Heleneborgsgatan på Södermalm liksom även i enstaka apliter och pegmatiter i samma trakt (Geijer 1913, s. 127 och s. 147).

Ett flertal författare har vid vitt skilda tidpunkter ägnat sig åt de yngre graniterna i Stockholmstrakten och med dem förbundna problem. Av dessa skall främst nämnas Törnebohm (1880—82), Brögger och Bäckström (1887), Holmquist (1906), Geijer (1908, 1913), Sundius (1948) och Loberg (1959). Själv har jag behandlat nämnda bergarter såväl petrografiskt som kemiskt dels i en större avhandling (Stålhös 1962, s. 82—103), dels i något mera kortfattad form i de senare färdigställda beskrivningarna till de fyra kartbladsbeskrivningarna Stockholm NO, NV, SO och SV. Av denna anledning görs under hänvisning till nämnda arbeten den följande framställningen ytterst kortfattad.

Utbildningsformer, som man endast finner hos de grå graniterna, är s. k. fläck- och klotgraniter. Ingen av dessa intressanta bergarter skall här närmare behandlas, då de tidigare blivit föremål för ett ingående studium i ovanstående arbeten av Brögger och Bäckström, Geijer och Sundius samt härutöver av Fromm (1943). Samtliga kända fläckgranitlokaler har införts i den bifogade kartan under beteckningen F. Av dessa är flera nyupptäckta och omnämns kortfattat i respektive kartbladsbeskrivningar. Vid en uppräknning av samtliga fläckgranitlokaler i beskrivningen till kartbladet Stockholm NV bortföll genom misstag ej mindre än fem av dessa, varav två tidigare okända. För fullständighetens skull skall läget på nämnda lokaler i stället redovisas nu: 1, 500 m sydost om Vällingby centrum, Stockholm; 2, 600 m norr om Tranebergsbrons västra fäste, Ulvsunda (6e), Stockholm; 3, 250 m söder om Hässelby stn, Stockholm; 4, öster om Lövhagen, 2,5 km sydost om Skå k:a, Svartsjölandet samt 5, berget öster om St. Ursvik, ca 2 km OSO om Spånga k:a.

Den övervägande delen av de yngre graniterna inom kartområdet är utpräg-



Fig. 38. Sekundärförskiffrad, stänglig, grå, medel- till finkornig yngre granit. Kommunalhuset, Nacka (5g). Foto P. H. Lundegårdh.
Linear schistosity in grey, medium- to fine-grained young granite. The schistosity is local and probably postorogenic.

lat massformiga och saknar mestadels makroskopiskt iakttagbara strukturer. En mera regionalt uppträdande svag parallellstruktur eller snarare stänglighet har dock iakttagits i den grövre Stockholmsgraniten i Täbyområdet (9f). Som jag tidigare förmodat (Stålhös 1964, s. 57—58), rör det sig här antagligen om strukturer uppkomna genom svaga tektoniska rörelser i veckningens slutfas. Några nedärvda äldre strukturer är det sannolikt icke fråga om, eftersom man finner dem utbildade i både massiven och från dessa utgående, klart intrusiva gångar.

Lokalt förekommer i samband med blockrörelser en annorlunda och senare deformation av de yngre graniterna, genom vilken dessa blivit kraftigt förskiffrade eller mylonitiserade (fig. 38). Sådana skiffrika graniter har erhållit en särskild beteckning på kartan och tycks i huvudsak vara lokaliserade till markerade rörelsezoner, av vilka främst märks den av Holmquist (1921 a) utskiljda zon, som löper i öst—västlig riktning söder om Stockholm över Nacka vidare österut. Med hjälp av strukturregleringsanalys i kvarts och biotit har B. Loberg (1959) påvisat, att denna sena deformation huvudsakligen haft karaktären av en nord—sydlig kompression, som resulterat i ett system av brantstående, varandra kor-



Fig. 39. Grå yngre granit, som är massformig i bildens högra del medan till vänster en relik från tidigare sedimentgnejser nedärvd lagerstruktur kan iakttagas i densamma. Trälholmen ca 2.5 km SSO om Dalarö kapell. Foto G. Stålhös.
Light grey young granite with relict supracrustal banding to the left. To the right homogeneous granite occurs.

sande shear-tytor, utmed vilkas skärningslinjer en vertikal B-stänglighet utbildats. Graniterna är kraftigt granulerade och sekundärmineraliserade med nybildning främst av sericit-klorit och epidot. Parallellstrukturen torde i detta fall i princip vara postsvekofennisk (se ovan) och sannolikt icke, som jag tidigare antagit, delvis bildad vid en tidpunkt, då den sensvekofenniska orogenesens tryckveckningar ännu ej upphört (jfr Stålhös 1962, s. 87). En detaljerad beskrivning av den skiffrika granitens mineralogi och kemi kan erhållas i sistnämnda arbete (s. 87—90).

Andra former av parallellstruktur inom de yngre graniterna, former som man ofta möter dels i smalare gångar och dels i gränsen mot andra bergartsled, har behandlats ganska utförligt av Brögger redan 1887 (s. 312—14). Han benämner företeelserna gränsfluidal struktur och betraktar denna som primär, dvs. bildad före granitens stelning. Bland annat stöder han sig på liknande iakttagelser från Oslofältets eruptivbergarter, vilka i motsats till Stockholmsgraniterna är helt fria från deformationsstrukturer men som också i gränsen mot omgivningen givit upphov till en bandning, vilken i detta fall måste tolkas som gränsfluidal. En parallellstruktur kan emellertid också härröra från i graniterna inneslutna eller mot dem gränsande, partiellt assimilerade gnejspartier. Vanlig är också den från äldre bergarter nedärvda parallellstruktur, som ännu finns kvar i graniter bildade genom *in situ*-omvandling. De tre nämnda på olika sätt uppkomna parallell-



Fig. 40. Fyra generationer av yngre granit och pegmatit, som genomsätter en grå gnejsgranit. Polhem (8c), ca 1.5 km SO om Kallhälls jvstn. Foto G. Stålhös.

Four generations of young granite and pegmatite cutting grey, synkinematic granodiorite.

strukturerna är ofta omöjliga att särskilja, vilket gör tolkningen av graniternas genes inom vissa områden ytterst osäker. Smala zoner av yngre graniter med delvis välutvecklad bandning i skärgården öster om Dalarö (fig. 39) och nära Björkhagens stn (5g; Stålhös 1962, fig. 21) torde dock utgöra säkra exempel på granitisering *in situ*.

De gångformigt uppträdande apliter, som är associerade med graniterna, har vanligen en lägre halt femiska mineral än de senare och en därav orsakad, ljusare gråvit eller rödlätt färg. Texturen är finkornig och den mineralogiska sammansättningen i huvudsak likartad med graniternas frånsatt att plagioklasfältspaten är mera albitisk. Den inbördes fördelningen mellan plagioklas och mikroklin tycks lokalt kunna växla mera än vad som fallet är inom graniterna, även om detta inte hör till vanligheterna. Sundius (1939, s. 36—40) lämnar en ingående redogörelse för detta från skärgårdsområdet. Någon möjlighet att i fält skilja de Na-betonade apliterna från de kalirikare syns icke föreligga. Vita eller rosafärgade apliter i det närmaste uppbyggda av ren albit har observerats på Ornö, bl. a. i ett par större lagerformade intrusionskroppar vid Lugnet och Skinardal strax utanför kartgränsen. Dessa har båda blivit föremål för en omfattande fältspatbrytning. Även mera kalidominerade apliter beskrivs i anförda arbete.

Det pegmatitiska material, som man finner i nuvarande ytsnitt av berggrunden inom Stockholmstrakten, tycks i huvudsak ha kristalliserat ut mer eller mindre kontinuerligt under en lång tidsrymd, som sträcker sig från den svekofenniska åderförgnejsningen fram till bildningen av de yngre graniterna och pegmatiterna. Först i samband med en konsolidering inom åderförgnejsningszonen

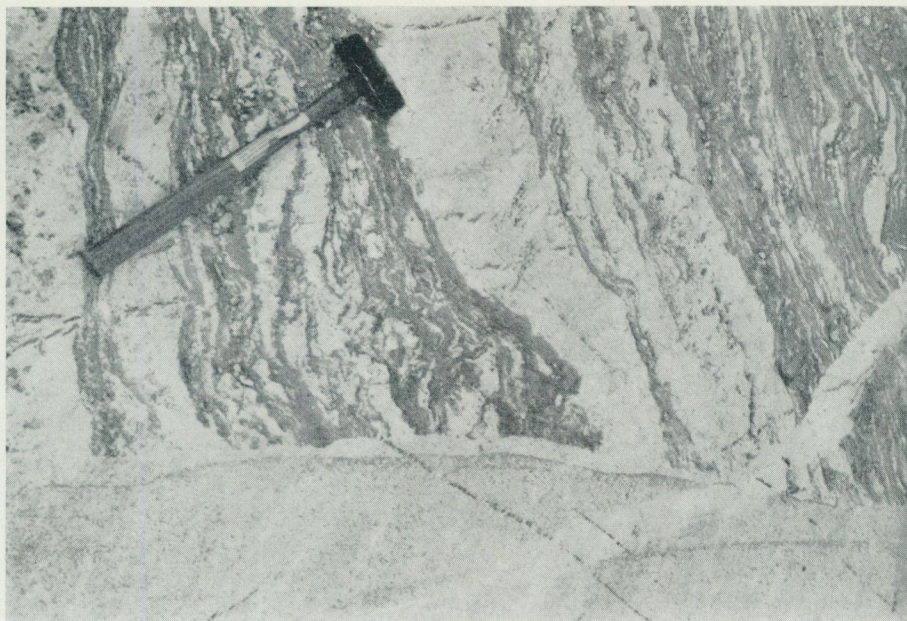


Fig. 41. Sedimentådergnejs diskordant överskuren av grå yngre granit. Ca 2 km V om Rotebro stn (9d) utmed Enköpingsvägen. Foto G. Stålhös.
Veined sediment gneisses cut by young granite.

vid sjunkande temperatur samtidigt med ett avtagande av det riktade trycket skapades betingelser för uppkomsten av sprickor. Dessa utfylldes successivt av granitiskt och pegmatitiskt material dels utsöndrat från den omedelbara omgivningen, dels härrörande från på djupare nivåer i samband med palingena processer alstrade smältor och lösningar av silikat. Den fortskridande tryckavlastningen inom orogenzonen bidrog till att nya sprickor öppnades eller att äldre, av granit och pegmatit utfyllda sådana återbildades, varvid plats erhöles för nya intrusioner. På detta sätt kan förekomsten av ett flertal olika generationer av granit och pegmatit förklaras, som framgår av fig. 40. Fig. 41 och 42, åter, visar främst den tidsmässigt måhända obetydliga men dock påtagliga hiatus, som måste ha förelegat mellan en tidigare fas av åderförgnejsning och de yngre graniternas och pegmatiternas platstagande i det nuvarande snittet av berggrunden. Sett i ett vidare perspektiv torde emellertid i princip samma processer, fastän på skilda nivåer, ha givit upphov till såväl ådergnejserna som graniterna och pegmatiterna.

Pegmatiterna inom kartområdet har f. ö. en mineralsammansättning, som nära ansluter sig till de yngre graniternas. Variationerna mellan de ingående huvudmineralen kalifältpat, plagioklas och kvarts är emellertid betydligt större i pegmatiterna än i graniterna. Biotit förekommer nästan alltid, ehuru i mindre kvan-

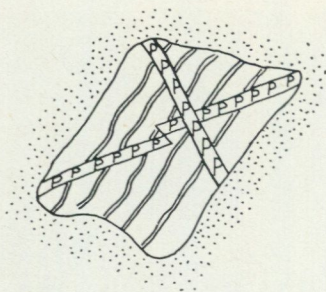
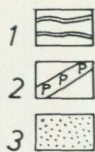


Fig. 42. Åderförgnejsad gnejsgranit genom-satt av två generationer pegmatit och där-efter innesluten av yngre granit. Bergianska trädgården, Frescati (7f), Stockholm.

Pegmatite-veined granodiorite cut by two generations of pegmatite and finally included by late-kinematic granite.



1. Grå pegmatitådrad plagioklasgnejsgranit. (*Grey pegmatite-veined granodiorite*).
2. Grå pegmatit (*grey pegmatite*).
3. Grå granit (*grey granite*).

titeter än i motsvarande graniter. I enstaka fall ersätts biotiten av muskovit. I de grå pegmatiterna, vilka är särskilt vanliga i sedimentgnejsområdena, är kalifältspaten grå och ofta något rikligare företrädd än plagioklasen. I de röda pegmatiterna dominerar däremot kalifältspaten kraftigt över plagioklasen. En zoneringsring med en fältspatrik, marginal, och en kvartsrik, central zon förekommer ofta i de röda pegmatiterna men är mindre framträdande i de grå (jfr O. Brotzens allmänna beskrivning av Stockholmsområdets pegmatiter, 1959, s. 10—20). Det är icke minst denna, genom zoneringsuppkomst separation mellan kvarts och fältspat, som skapat de gynnsamma betingelserna för den livliga kvarts- och fältspatbrytningen inom de röda pegmatiterna i nordost. De viktigaste förekomsterna är i tur och ordning Härsbacken (9j), Ytterby (8i) och Isättra (9j). Ytterby har enligt N. Sundius (1948) sannolikt utgjort den tidigast brutna fältspatförekomsten i landet. Denna pegmatitförekomst har blivit internationellt berömd genom sin rikedom på mineral innehållande sällsynta jordarter, av vilka en stor del för första gången upptäckts där. En ingående beskrivning av kartområdets viktigare pegmatiter, deras mineralogi (med ett flertal kemiska mineralanalyser), historik och brytningsförhållanden lämnas av Sundius i 1948, s. 68—90. Vidare referenser till den rikhaltiga litteraturen över Stockholmstraktens pegmatiter kan erhållas i de nämnda arbetena av N. Sundius och O. Brotzen. Enligt den senare är förekomsten av småmineral för övrigt tämligen sparsam inom det centrala Stockholmsområdets pegmatiter, en iakttagelse som också bekräftats vid kartbladsarbetet. Särskilt vanliga är enligt Brotzen mineralen allanit (ortit), granat och zirkon. Bland sulfiderna märks särskilt svavelkis, magnetkis och molybden-glans. Mineral sådana som grafit, sillimanit, cordierit och hornblände anses av Brotzen ha uppkommit genom påverkan från omgivande sedimentgnejsjer respek-

¹ Glödningsförluster helt räknade som H₂O.
Loss by ignition calculated as H₂O.

² Kolumn 6. Se Stålhös, 1962, s. 123—126.

» 7. » » » , s. 136.
» 8. » » » , s. 137.
» 9. » » » , s. 132—133.
» 11. » » » , s. 135.

Tabell 11. Medelvärden för den kemiska sammansättningen hos sedimentgnejsjer av olika slag och yngre graniter inom Stockholmsområdet

The chemical mean composition of sediment gneisses of different kinds and late-kinematic granites in the Stockholm area

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Skiffer—skiffergnejs (8 st) <i>Meta-argillite</i> Tab. 2	Granatådergnejs (25 st) <i>Veined garnet-gneiss</i> Tab. 1	Migmatitgnejs, homogen, småportyrisk, granatförande (7 st) <i>Migmatite gneiss, small-porphyritic</i> Tab. 4	Ögonförande gnejs (7 st) <i>Porphyritic gneiss</i> Tab. 8	Gråvackegnejs (5 st) <i>Greywacke-gneiss</i> Tab. 7	Migmatitgnejs av gråvacketypp (1e—6e) ² <i>Migmatitic greywacke-gneiss</i>	Grå yngre granit (generalprov 1f—12f) ² <i>Grey granite</i>	Grård yngre småportyrisk granit (generalprov 1a—11a) ² <i>Greyish-red, porphyritic granite</i>	Röd yngre granit (1b—3b) ² <i>Red granite</i>	Gråvit el. rödgrå gnejs, granitisk och granatförande <i>Gneiss, granitic garnet-bearing</i> Tab. 5	Skarnförande metaarenit (generalprov 1h—4h) ² <i>Skarn-bearing quartzite</i>	Metaarenitiska gnejsjer (6st + generalprov) <i>Dark meta-arenitic gneisses</i> Tab. 6
	← Increasing metamorphism →											
	← Increasing metamorphism →			← Increasing metamorphism →								
SiO ₂	60.7	63.7	70.9	70.5	68.4	70.8	70.6	71.9	73.2	72.9	74.3	78.7
TiO ₂	0.6	0.7	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.4
Al ₂ O ₃	19.9	18.0	14.0	14.4	14.8	15.1	14.2	14.0	13.6	14.1	11.9	10.4
Fe ₂ O ₃	1.0	1.1	1.4	4.0	0.9	3.7	0.6	0.5	3.1	0.2	1.0	0.4
FeO	5.0	5.5	4.1		3.7	3.7	2.8	2.3		1.7	2.1	2.5
MgO	2.6	2.4	1.6	0.9	1.8	0.9	0.7	0.5	0.6	0.7	1.0	1.1
CaO	0.3	0.9	1.4	1.9	2.7	1.5	1.5	1.5	0.9	1.4	6.5	1.7
Na ₂ O	1.2	1.6	2.3	2.7	3.4	2.6	2.5	2.6	3.0	2.8	0.3	2.2
K ₂ O	4.8	4.4	3.4	3.9	2.5	4.5	5.4	5.2	5.5	5.3	0.9	1.6
H ₂ O>												
105 ⁰¹	3.7	1.6	1.3	0.7	0.7	0.7	1.1	1.0	1.1	0.6	1.1	0.8
Anj/100												
Katjon	180	173	176	174	171	174	174	175	175	173	184	183
	K > Mg > Na > Ca	K > Mg > Na > Ca	Na > K > Mg > Ca	Na > K > Ca > Mg	Na > Mg > K > Ca	K > Na > Ca > Mg	K > Na > Ca > Mg	K > Na > Ca > Mg	K > Na > Ca > Mg	K > Na > Ca > Mg	Ca > Mg > K > Na	Na > K > Ca > Mg

tive grönstenar. Vad gäller enskilda iakttagelser av mera lokalt intresse beträffande pegmatiterna hänvisas f. ö. till de fyra kartbladsbeskrivningarna Stockholm NO, NV, SV och SO. I och utanför kartområdets perifera delar, främst norrut inom kartbladet Uppsala SV, är pegmatiterna betydligt rikare på muskovit och dessutom ofta turmalinförande. Den högre halt av flyktiga beståndsdelar, som ifrågavarande mineral vittnar om, tyder på att metamorfosen inom suprakrustalberggrunden avtar norrut.

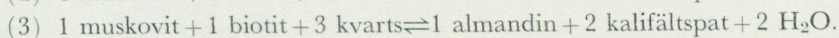
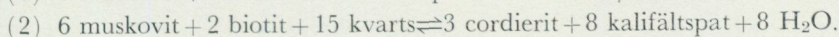
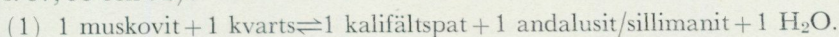
Den kemiska medelsammansättningen i olika varieteter av yngre granit framgår ur tabell 11, kolumn 7, 8 och 9. Den röda småkorniga graniten enligt kolumn 9 har till skillnad från övriga varieteter en något mera alkalin, aplitgranitisk prägel (jfr Stålhös 1962, s. 93). Samtliga graniter har den för eutektgraniter karakteristiska sammansättningen och överensstämmer nära med motsvarande medelvärde för de senkinematiska graniterna i sydvästra Finland (Simonen 1948, s. 16, tabell 7). En skillnad är dock de något högre halterna av Fe, Mg och Ca i Stockholmsgraniten, vilken i detta hänseende ansluter sig närmare till de finska postkinematiska graniterna (jfr samma tabell enligt Simonen, kolumn 2), med vilka bergarter Stockholmsgraniten dock inte skall parallelliseras. De postkinematiska graniterna är ju till skillnad från de senkinematiska genomgående intrusiva till sin karaktär och åtföljs dessutom blott sällan av pegmatiter.

I de fall, då de yngre graniterna inom Stockholmstrakten kan antas vara bildade genom granitisering *in situ*, torde utgångsmaterialet i huvudsak ha utgjorts av de gråvackebetonade sedimentgnejsleden. De kemiska förändringar, som en dylik granitiseringsprocess inneburit, har tidigare behandlats tämligen utförligt i samband med redogörelsen för de migmatitiserade gråvackegnejserna (se s. 65). De relativt homogena gråvackegnejserna tycks vara särskilt ägnade för *in situ*-omvandling till granitoida bergarter, även om i detta sammanhang ett betydande tillskott av kalium måste förutsättas. Exempel där genom en förhållandevis likartad process grå gnejsgraniter antagligen överförts till granitiska led kan också nämnas, dels från västra Kungshatt (5d), dels från området ca 1.5 km ONO om Tjursjön (1i). Någon detaljerad undersökning av de senare lokalerna har dock ännu ej utförts. Mindre lämpade för *in situ*-omvandling tycks metaargilliterna vara, sannolikt till följd av den stora benägenheten hos dessa led att bilda ådergnejsler. Här torde i främsta rummet en rent selektiv palingen utskiljningsprocess kunna ge anledning till uppkomsten av granitoida bergarter.

Av ovanstående framgår att graniterna inom Stockholmsområdet i huvudsak torde ha tillkommit genom ett växelspel mellan på olika nivåer försiggående granitiseringsprocesser och palingena uppsmältningar. När genom tillskott av kalirika granitiska lösningar från djupare nivåer suprakrustalberggrunden inom ett visst avsnitt efterhand förändrats tillräckligt i riktning mot en lättmobiliserad eutektisk sammansättning, har av allt att döma vid lämpliga temperatur- och tryckförhållanden palingena processer initierats. Resulterande smältor och/eller lösningar har sedermera frigjorts och trängt upp i högre nivåer.

METAMORFOSEN INOM STOCKHOLMSTRAKTEN

Mineralparagenesen inom tre utvalda, kemiskt väldefinierade bergartsgrupper från kartområdet och dess omedelbara omgivning framgår ur vidstående tabell 12. Den bästa temperaturindikatorn för omvandlingarna inom Stockholmstrakten torde vara, när tidigare ej förbrukad muskovit inom metaargilliterna (t. ex. vid reaktioner med klorit vid lägre temperatur; jfr även s. 42) i närvaro av kvarts och biotit genomgått en eller flera av nedanstående reaktioner (jfr Winkler 1965, s. 57, 58 och 92):



Reaktion (2) har studerats experimentellt av Haack (se Winkler 1965, s. 162) och sker vid ca 685° under $P_{\text{H}_2\text{O}}=4$ kilobar. Reaktion (1) åter äger rum vid ca 640° vid $P_{\text{H}_2\text{O}}=2$ kilobar (s. 57). En omräkning genom extrapolation av sistnämnda temperatur till att motsvara $P_{\text{H}_2\text{O}}=4$ kilobar, som i reaktion (2), ger uppskattningsvis också siffran 685°. Beträffande reaktion (3) anförs inga experimentella värden av Winkler. Vid högre tryck favoriseras bildningen av almandin på bl. a. cordieritens bekostnad. På samma sätt bildas sillimaniten i reaktion (1) i stället för andalusit inom högre tryckintervall.

Andra data beträffande reaktion (1) ger vid handen, att denna kan äga rum vid betydligt lägre temperatur än vad Winkler anger, eller närmare bestämt omkring 555° vid $P_{\text{H}_2\text{O}}=2$ kilobar enligt Yoder och Eugster (1955). Extrapolerad till att motsvara $P_{\text{H}_2\text{O}}=4$ kilobar blir sistnämnda temperatur omkring 615°. Även Miyashiro (1960, s. 120), delvis stödd på termodynamiska beräkningar, kommer till ett lägre värde än Winkler för muskovitens sönderfall i närvaro av kvarts, nämligen ungefär 590° vid ca 3 kilobar $P_{\text{H}_2\text{O}}$. En liknande temperatur, eller något lägre, anges också av Hieanen (1967, fig. 1 och s. 189) för gränsen muskovit—kalifältspat, delvis stödd på egna fältiakttagelser i en f.ö. mycket detaljerad schematisk framställning över olika metamorfa facies och deras utbredning. Skillnaderna i de av Winkler och övriga författare angivna temperaturerna för den aktuella omvandlingen belöper sig således till mellan 70° och 100°. Tar man hänsyn till att Winklers experimentella undersökningar är de senast utförda, skulle som en rimlig kompromiss mellan de olika uppgifterna en temperatur på ca 650° vid 4 kilobar kunna antas.

Bildningen av kalifältspat ur muskovit vid sistnämnda temperatur under samtidigt frigörande av vatten kan jämsides med ett tillskott av kalirika lösningar, vara en av de bidragande orsakerna till den intensiva åderförgnejsningen inom Stockholmsområdet. Inom ramen för eller strax över samma temperatur torde även under rådande $P_{\text{H}_2\text{O}}$ -betingelser anatektiska processer ha begynt, vilka bi-

dragit till att frambringa de kvarts-fältspatådror (kalifältspatdominerade), som utmärker gnejserna i fråga. Smältförsök av Winkler (1958, s. 93 och 111) bekräftar i huvudsak detta antagande. Vid ca 700° och 2 kilobar P_{H_2O} sker nämligen en begynnande anatexis inom argilliter, vilka till sammansättningen är nästan identiska med dem inom kartområdet. Omräknad för $P_{H_2O} = 4$ kilobar skulle sistnämnda temperatur bli något lägre, måhända omkring 670°, och stämma förvånansvärt väl överens med den ovan uppskattade temperaturen för reaktion (1).

En ingående undersökning av en sedimentformation liknande den här aktuella och metamorfoserad under jämförbara betingelser i sydöstra Connecticut (L. W. Lundgren, jfr 1966) skall här i korthet relateras för ytterligare belysning av ådergnejsproblemet. Liksom i Stockholmstrakten har vi i Connecticut att göra med en växellagrande serie av dels muskovitförande argilliter, dels biotit-plagioklas-kvararter eller skiffrar, de senare närmast jämförbara med Stockholmstraktens biotit-plagioklasgnejser av metaarenit- och gråvacketypp. Speciellt intressant är, att man i Connecticut i ett sammanhang kan följa nämnda sediment tvärs över en tämligen skarp metamorfogräns, där muskoviten försvinner och i stället ersätts av ortoklas¹ och sillimanit (sillimanit-ortoklasisograden). Resultatet av den högre metamorfosen i de ursprungligen finkorniga sedimenten är att de muskovitrika leden i huvudsak överförs till grovkorniga, av megablaster och ådror karakteriserade bergarter. Muskoviten har enligt Lundgren reagerat under bildning av ekvivalenta mängder ortoklas, sillimanit och vatten och härigenom orsakat uppkomsten av ådror dominerade av ortoklas och kvarts, medan det frigjorda vattnet befrämjat rekristallisationen. Biotit-plagioklasskiffrarna däremot, visar i detta första skede inga nämnvärda tecken på vare sig åderförgnejsning eller rekristallisation. Vid en något högre temperatur bildas till följd av en begynnande anatexis även ådror i sistnämnda bergarter. Dessa ådror är emellertid mera oregelbundet fördelade och skarpare avgränsade och har vid sidan av kvarts en mera plagioklasdominerad fältspatsammansättning. Liknande iakttagelser har gjorts inom Stockholmstrakten (jfr s. 67).

Enligt experiment av Winkler (1965, s. 195) äger en begynnande smältning rum vid 710° och 2 kilobar P_{H_2O} av en biotit-plagioklasgnejs med följande sammansättning: 50 % kvarts, 40 % plagioklas (An_{30}) och 10 % biotit. Inom de till sammansättningen snarlika biotit-plagioklasgnejserna i Stockholmsområdet (se metaarenitiska gnejser—gråvackegnejser i diagram 6), där ett något högre P_{H_2O} på mellan 4 och 5 kilobar torde ha förelegat, skulle genom extrapolation på grundval av nämnda experiment temperaturen för en begynnande partiell anatexis kunna beräknas till ca 680°. Temperaturen ligger något över den som

¹ Inom Stockholmstrakten har hittills enbart mikroklin iakttagits, vilket emellertid inte utesluter att en i samband med metamorfosen bildad ortoklas tidigare kan ha förelegat. Mikroklinen skulle i så fall kunna tolkas som en postmetamorf inversionsprodukt av ortoklas (jfr Lundgren 1966, s. 431 och 433).

nyss angivits för muskovitens sönderfall i närvaro av kvarts ($650\text{--}670^\circ$), vilket förefaller rimligt. Understundom tycks inom något högre temperaturintervall de partiella uppsmältningarna inom biotit-plagioklasgnejserna ha fortskridit så långt, att rent sliriga, högplastiska ådergnejser bildats även ur dessa led, vilket bl. a. lokalt tycks vara fallet t. ex. inom Årstaområdet i Stockholm. Såsom de enda relikta och av anatektiska processer föga påverkade sedimentleden uppträder här rikligt med skivor och brottstycken av ljusa metaareniter av kalksandstensursprung (jfr diagram 7 och Gavelin 1960).

De exakta betingelserna för metamorfosen inom Stockholmstrakten är svåra att ange men av ovanstående att döma kan temperaturer på i runt tal 700° ha uppnåtts vid ett uppskattat tryck av ca 4 kilobar P_{H_2O} . Den omständigheten, att almandin och cordierit uppträder rikligt sida vid sida inom området, gör att ett moderat tryck någonstans mellan 3 och 6 kilobar eller, som här antagits, omkring 4 kilobar eller däröver, skulle kunna vara ett rimligt värde. Enligt Winkler (1965, s. 170) uppträder nämligen icke cordierit vid högre tryck, medan samtidigt ett alltför lågt tryck förhindrar uppkomsten av den Mn-fattiga almandin, som det här rör sig om. Den förmodade höga temperaturen vid det måttliga tryck, som ovan antagits, motsvarande ett djup inom jordskorpan av omkring 15 km, tyder på en ganska hög geotermisk gradient i området (jfr Mehnert 1968, s. 241). Detta påminner närmast om de förhållanden, som råder inom den metamorfa faciesserien av Abukumatyp inom dess högsta temperaturintervall (sillimanit-cordierit-ortoklas-almandin-subfacies inom cordierit-amfibolitfacies; jfr Winkler 1965, s. 104), även om trycket för Stockholmstraktens del sannolikt varit någon eller några kilobar högre i riktning mot faciestyper av mera tryckintermediär karaktär (Winkler 1965, s. 108). Ej minst den rikliga förekomsten av granat, sannolikt av almandintyp, i de basiska bergarterna tyder på ett tryck högre än det, som i allmänhet karakteriserar metamorfosen av Abukumatyp (Winkler, s. 72).

Den lokala förekomsten av ortopyroxen i vissa basiska led av förmodat supra-krustalt ursprung (se diagram 9, nr 34 och tabell 12) kan betyda att gränsen mot hornblände-granulitfacies emellanåt har överskridits med temperaturer på över 700° enligt Turner och Verhoogen (1960, s. 557). Hietanen (1947) har också noterat ortopyroxen, i detta fall inom vissa kalkrikare lager, i sina med Stockholmsområdets ådergnejser identiskt uppbyggda cordierit-granat-sillimanitmikroklingnejser i Åbotrakten. Enligt den av nämnda författarinna använda nomenklaturen (1967, fig. 1 och s. 194) hänförs på grund härav de senare gnejserna till den lägre temperaturgränsen för en s. k. cordierit-granulitfacies kännetecknad av mineralparagenesen hypersten-cordierit-almandin-sillimanit. Ytterligare en nomenklaturvariant, när det gäller karakterisering av metamorfosen inom Åbotraktens gnejser, vilken torde vara tillämplig även för Stockholmsområdets del, frångår av de Waard (1965, s. 460), som föreslår en uppdelning av granulitfacies i ej mindre än sex olika subfacies baserade på relativa förändringar

Tabell 12. Mineralparagenesen hos metaargilliter, kalkförande metaareniter och förmodade suprakrustala metabasiter inom kartområdet och dess omgivning
The mineral paragenesis of meta-argillites, Ca-bearing meta-arenites and supracrustal metabasites from the map-area and its surroundings

Skärgården — Uppland <i>The skerries — Uppland (see fig. 30.)</i>	Stockholmsområdet <i>The Stockholm-area (map-area)</i>	
Metaargilliter <i>Meta-argillites</i>	Högmetamorfa metaargilliter (granatådergnejser) <i>High-metamorphic meta-argillites</i> (veined garnet-gneisses)	
Kvarts Biotit Muskovit Plagioklas Andalusit Almandin (Cordierit) (Sillimanit) (K-fältspat)	Kvarts Biotit (klorit sekundärt) K-fältspat Plagioklas Almandin Sillimanit Cordierit Muskovit—sericit (sekundärt) (Andalusit)	
Skarnförande kvartsit (ljus metaarenit) <i>Skarn-bearing quartzite (light meta-arenite)</i>		
Kvarts Grossular Diopsid Calcit	Kvarts Grossular Diopsid Clinozoisit-epidot Plagioklas (bytownit) Hornblände Sericit	Reaktionsmineral bildade under retro- grada metamorfos- betingelser } <i>Reaction minerals formed</i> <i>during retrograde meta-</i> <i>morphic conditions</i>
Stockholmsområdet (-area)		
Suprakrustala metabasiter <i>Metabasites of supracrustal origin</i>		
Bättre bevarade led <i>Isochemically recrystallized basic rocks?</i>	Kraftigt omvandlade led <i>Secondary altered basic rocks</i>	
Plagioklas (An-rik) Cummingtonit-grünerit (Hypersten) Hornblände Biotit Kvarts	Plagioklas (An-rik) Biotit Kvarts Hornblände Cummingtonit-grünerit Granat Sericit	

mellan ett växlande inneslutningstryck och ett därav oberoende variabelt P_{H_2O} . Gnejserna i fråga tas nämligen i detta fall som exempel på bergartsled metamorfoserade inom ramen för granulitfacies i en av honom utskild biotit-cordierit-almandin-subfacies, som karakteriseras av ett förhållandevis högt P_{H_2O} .

Med utgångspunkt från de metamorfosbetingelser, som sannolikt varit rådande inom de centrala delarna av Stockholmsområdet, kan man bilda sig en upp-

fattning om preexisterande förhållanden även inom den närliggande skärgården och södra Uppland (se tabell 12). Den allmänna förekomsten av muskovit i stället för kalifältspat inom sistnämnda region tyder på att temperaturen här icke torde ha överskridit ca 650° (jfr omvandlingstemp. för reaktion (1)). Vidare ersätter andalusit sillimanit, vilket kan bero på ett förhållandevis lägre inneslutningstryck. En metamorfos av Abukuma-typ inom andalusit-cordierit-muskovit-subfacies torde ligga närmast till hands att anta för dessa områden. En lokalt uppträdande granat, sannolikt av almandintyp, och sporadiskt förekommande sillimanit gör det emellertid antagligt, att omvandlingarna med avseende på betingelserna överskridit gränsen till nästpåföljande sillimanit-cordierit-muskovit-almandin-subfacies (jfr Winkler 1965, s. 101—103). Den avtagande metamorfosen åt norr, öster och sydöst räknat från Stockholmsområdets centrala delar kan, som tidigare framkommit, ha olika orsaker. Av dessa märks främst en begränsad permeabilitet för lösningar hos vissa bergarter som urgraniter—gnejsgraniter och täta leptiter, vilket bidragit till att avskärma närliggande eller inneslutna partier av eljest lättomvandlade sedimentled från aktiverande lösningar (jfr s. 93 och 97). En lägre omvandlingsgrad kan också vara stratigrafiskt betingad på så sätt att vi i nämnda riktningar rör oss uppåt i lagerserien, eller också har olikartade tektoniska förhållanden varit rådande inom de här aktuella centrala respektive perifera områdena. Sålunda kan det orogena trycket ha orsakat en relativt kraftigare nedpressning av berggrunden med åtföljande högre temperatur och inneslutningstryck inom centralområdet än vad som varit fallet längre ut i periferin, där den tektoniska kompetensen antagligen varit betydligt större till följd av ett dominerande inslag av gnejsgraniter. Rörelser, vilka utlösts till följd av det riktade tektoniska trycket, torde också ha varit störst inom centralzonen och har möjligen haft en katalyserande effekt på metamorfosen i detta område, även om olika forskares åsikter i detta avseende går starkt isär (jfr Gavelin 1960 med Winkler 1965, s. 3 och 14).

I samband med eller i senare skeden av åderförgnejsningen och/eller efter de yngre graniternas bildning torde en tämligen omfattande retrograd mineralnybildning ha ägt rum (se tabell 12). Härvid uppkom bl. a. clinozoisit-epidot, sericit och hornblände i marginalzonen till de ljusa metaareniterna (se s. 70), cordieriten pinitiserades samt en nybildning av sericit-muskovit och klorit ägde rum genom omvandling av fältspat respektive biotit inom granatådergnejserna.

För den progressiva metamorfosen och dess relationer till tektoniken inom Stockholmstrakten jämte dess närmaste omgivning torde olika alternativ vara tänkbara. Ett av dessa bygger på förutsättningen att, som jag tidigare antagit (Stålhös 1962, s. 18), den intraorogena epoken med dess vulkanism inträffat före åderförgnejsningen och en med denna samhörig tektonisk fas (fig. 36 I). Detta alternativ motsvarar i huvudsak den av Magnusson (bl. a. 1936 och 1940) framförda synen på den svekofenniska utvecklingen i Mellansverige. Vi får då tänka oss att en sakta stegrad tidigorogen regionalmetamorfos träffat hela om-

rådet som följd av en begynnande sammanpressning inom sedimentationsbäcken och en därmed följande, storstilad veckning (se fig. 36, F_{1ab}). Där större mängder av primorogen magma intruderade, höjdes temperaturen kraftigt inom närliggande suprakrustalberggrund och skedde därigenom kontaktomvandling (jfr urgranitområdena i norr). I och med stelningen av nämnda eruptiv konsiderades bäckenet i viss grad och sprickor bildades. De senare fylldes efterhand med s. k. intraorogena, mestadels basiska eruptiv. Längden och karaktären av den antydda, eventuella intraorogena perioden utgör fortfarande ett problem, som återstår att lösa. Det tektoniska trycket gjorde sig härefter åter gällande (F₂), och den tidigare avbrutna nedpressningen inom orogenzonen fortsatte. Regionalmetamorfosen stegrades och nådde måhända en kulmination, vilken inom centralområdet lokalt kan ha motsvarat lägre granulitfacies. Samtidigt steg metamorfosen inom de marginala, av gnejsgraniter dominerade områdena i huvudsak till övre gränsen för amfibolitfacies. Om under givna förutsättningar denna sena metamorfos eller den tidigare kontakt- och/eller regionalomvandlingen haft den största betydelsen vid utformningen av mineralparagenesen inom sistnämnda område är svårt att avgöra.

En andra möjlighet är att förlägga de intraorogena gångarnas intrusion till det tidigare skedet av den sprickbildningsepok, som följde efter regionalomvandlingens kulmination och som föregick de yngre pegmatiternas och graniternas framträngande vid en tidpunkt, då de stora dragen i områdets tektonik i huvudsak redan förelåg (jfr fig. 36 II). Någon större tidshiatos mellan en tidig- och senorogen veckning skulle i detta fall icke behöva förutsättas, utan hela utvecklingen skulle bli mer eller mindre kontinuerlig (jfr även Sundius 1948, s. 46).

Ett flertal undersökningar inom sydvästra Finlands svekofenniska berggrund, vilken är närmast jämförbar med den inom Stockholmstrakten, visar enligt Simonen (1953, s. 47—48) att deformationen och metamorfosen av suprakrustalberggrunden har skett i nära samband med bergskedjeveckningen och de samtidiga synkinematiska intrusionerna. De lämpliga temperaturbetingelserna för den regionala metamorfosen av de suprakrustala bergarterna skall ha förorsakats av de synkinematiska intrusionerna i bergskedjans rotzon, varvid de djupast nedklämda delarna av suprakrustalbergarterna överfördes till grovkorniga högmetamorfa gnejser. Om, som Simonen framhåller, de synkinematiska eruptiven generellt sett skulle ha varit den primära orsaken till regionalmetamorfosen, är det med ovannämnda resonemang något oklart (jfr dock s. 175), varför den senare trots allt har varit kraftigast inom de delar av Mälardalen, där vi sannolikt befunnit oss ganska långt från nämnda eruptiv. Det är heller icke lätt att avgöra om åderförgnejsningen, sådan den gestaltar sig inom Stockholmstrakten, skall knytas till ett skede av maximal regionalomvandling, vilket förefaller rimligt om kalifältspaten i ådrorna, som här antagits (se s. 41), till betydande del bildats ur glimrarna, eller om nämnda process ägt rum först i ett något senare stadium, vid lägre temperatur, och huvudsakligen betingats av ett kraftigt tillskott av K-

rika lösningar. I sistnämnda fall måste den primorogena omvandlingen inom centralområdet ha skett vid högre temperatur än den efterföljande senorogena fasen (jfr den streckade linjen i fig. 36, I). Detta torde närmast motsvara den bild av utvecklingen, som tecknats av P. H. Lundegårdh (1959) från Eskilstuna-regionen. Oavsett vilken av ovannämnda möjligheter för utvecklingen inom kartområdet, som framledes kommer att visa sig mest hållbar, kan man förmoda att en viktig del av åderförgnejsningen i huvudsak avslutats i samband med de yngre pegmatiternas och graniternas framträngande (se s. 166). En från sistnämnda led (pegmatiterna) utgående, sen ådring av injektionskaraktär, som tidigare nämnts (s. 93), och en samtidigt därmed fortgående granitisering mer eller mindre direkt knuten till de yngre graniterna och pegmatiterna, torde vara de sista viktiga manifestationerna av den orogena utvecklingen inom Stockholmstrakten.

METASOMATOSEN INOM STOCKHOLMSTRAKTEN

De metasomatiskt betingade förändringarna av berggrunden i samband med de regionala omvandlingarna inom Stockholmstrakten har i huvudsak behandlats i tidigare avsnitt. Mest iögonfallande torde vara det nettotillskott av kalium, som måste antas ha skett i samband med den progressiva omvandlingen av vissa gråvackegnejser via migmatitgnejsjer till migmatitgraniter (jfr s. 65 och tabell 11, kolumn 5, 6 och 7). De ursprungligen mestadels Na-betonade gråvackorna har samtidigt förlorat en del Ca, Na, Mg och Fe. Svårare att komma till rätta med är den elementtransport, som ägt rum vid skiffergnejsernas omvandling till granatådergnejsjer (se tabell 3a och tabell 11, kolumn 1 och 2). Detta beror dels på osäkerheten i uppskattningen av granatådergnejsernas medelsammansättning, där främst kalihalten (se s. 35) torde vara betydligt högre än vad tabell 1 anger, dels på att utgångsmaterialet till granatådergnejserna icke nödvändigtvis motsvarar medelvärdet för skiffergnejserna enligt tabell 2 (se s. 41). Om hänsyn tas härtill skulle ett visst tillskott av Na, Ca, K och Si kunna förmodas ha skett i samband med omvandlingen, medan samtidigt i främsta rummet H₂O förts bort vid sidan av underordnade mängder Al och Mg.¹ I huvudsak tycks en kombinerad granitiserings- och homogeniseringsprocess ha verkat inom kartområdet, dels genom tillskott av granitiska lösningar från djupare nivåer, dels genom en utjämnning av de kemiska potentialerna mellan de olikartat uppbyggda gråvackorna och metaargilliterna inom området genom förmedling av nämnda lösningar.

Ett särskilt kraftigt nettotillskott av Na, Ca och Si kan förmodas ha skett inom

¹ Enligt tabell 3 a skulle Fe i motsats till Mg ha ökat något vid omvandlingen, vilket förefaller osannolikt med hänsyn till den allmänna jonutbytestendensen. Detta förhållande bekräftar endast, att den ovan gjorda jämförelsen får tas med en mycket stor reservation.

de partier av berggrunden, där de homogena, småporfyriska migmatitgnejserna nu föreligger (jfr tabell 3b), givetvis under förutsättning av att nämnda bergarter verkligen har ett argillitiskt ursprung (se s. 44 och s. 48). En relativ minskning av K torde i så fall ha ägt rum samtidigt, liksom en reduktion av Al, Mg och Fe. Ett ganska lågt Al-överskott utmärker också dessa bergarter. En förhållandevis hög temperatur och ett högt tryck har möjligen bidragit till den fullständiga rekristallisation och homogenisering, som kännetecknar de aktuella bergartsleden och skiljer dem från de kringliggande granatådergnejserna. Inom huvuddelen av granatådergnejserna har det metasomatiska flödet från djupare nivåer icke varit tillräckligt stort för att utplåna dessa bergarters argillitiska särart. En viss nedgång av det genomsnittliga Al-överskottet tycks dock ha ägt rum i samband med omvandlingen från skiffergnejs till granatådergnejs (se tabell 1 och 2).

Som framgått ovan, torde effekten av metasomatosen ha varierat högst avsevärt, även om den senare i princip kan sägas vara regional till sin karaktär. Skilda tektoniska och stratigrafiska förutsättningar från område till område samt varierande tryck, temperatur, porositet och kemisk sammansättning inom berggrunden har sannolikt bidragit till detta förhållande. Minst påverkade av metasomatiska förändringar tycks de förhållandevis homogena och kompakta infra-krustalbergarterna jämte vissa kvartsitiska och leptitiska led vara. I detta sammanhang skall nämnas, att kalifältspatporfyroblasterna i de ögonförande gnejsgraniterna icke nödvändigtvis behöver uppfattas som ett resultat av en sen kalimetasomatos utan mycket väl kan ha bildats i nära anslutning till kristallisationen av primärt kalirika urgraniter. Detta antagande bekräftas av en ännu icke publicerad undersökning av E. Welin (jfr E. Welin 1968, s. 556). Radiometrisk »whole rock»- och mineraldateringar enligt Rb/Sr-metoden på vissa intermediära, mikroklinögonförande, primorogena Haparandagraniter jämförbara med urgraniterna visar nämligen, att ögonbildningen här är jämnåldrig med graniterna själva och icke får sättas i samband med någon K-metasomatos utgående ifrån de yngre s. k. Linagraniterna inom detta område.

I de fall inom Stockholmstrakten, där en synbar relation tycks föreligga mellan kalifältspatögon och yngre granitiskt material, kan emellertid tanken på ett sekundärt tillskott av kalium knappast uteslutas.

Till sist skall nämnas, att de kvantiteter av Mg och Fe, som sannolikt frigjorts i samband med omvandlingen och granitiserings inom sedimenten enligt ovan, i vissa fall mycket väl kan ha utgjort en potentiell källa till den inom Mellansverige ofta förekommande och omdebatterade »magnesiummetasomatosen».

FÖRKASTNINGS- OCH SPRICKZONER

En sammanställning av de viktigaste sprick- och förkastningszonerna inom kartområdet, grundad på den topografiska kartan i skala 1 : 50 000, framgår av pl. 4. En liknande översikt baserad på den gamla generalstabskartan har tidigare publicerats i boksideformat av Sundius (1948, fig. 2). Den senares arbete (s. 11—20), till vilket hänvisas i det följande, ger en allmänt hållen redogörelse för sprick- och förkastningsplanen inom Stockholmsområdet, deras uppkomst, huvudriktningar och inbördes åldersförhållanden.

De mest uthålliga sprick- och förkastningszonerna ger sig morfologiskt tillkänna som långa, genom erosionens verkningar utmejslade dalstråk eller som långsträckta fjärdar och sjöar. En stor del av de sprickor och/eller krosszoner, som här torde finnas, är tyvärr dolda under vatten eller lösa jordlager och kan vanligtvis icke lokaliseras annat än med hjälp av borrhningar och/eller seismiska profiler. Detta antyds av pl. 4, där frekvensen av i fält iakttagna och till bergarter hopläkta krossprodukter (breccior och myloniter) är förhållandevis ringa. Någon systematisk uppföljning av de ur topografiska kartan framextrapolerade dislokationslinjerna har dock icke företagits och skulle med all säkerhet avslöja ett betydande antal nya förekomster av krossbergarter.

De i pl. 4 anförda sprickzonerna är såväl raka som buktande. I det senare fallet får man räkna med att zonerna i fråga kan vara sammansatta av ett par eller flera varandra korsande, olikriktade raka spricksystem.

En viss osäkerhet har emellanåt rått om var en viss bestämd sprickzon skall antas upphöra eller var eljest dess eventuella fortsättning skall sökas. Detta måste man ta hänsyn till, då pl. 4 utnyttjas i praktiskt syfte. Endast direkta kontroller i fält kan ge svar på sådana frågor och bör sålunda företas i varje enskilt fall, där antydningar ges i pl. 4, t. ex. i fall sprickzonerna plötsligt upphör i en viss riktning.

Tydliga exempel på hur förkastnings- och/eller sprickzoner löper parallellt med äldre strukturdrag eller bergartsgränser utgör dels den öst—västliga förkastningszonen utmed Nackaveckbågens norra skänkel genom Årstaviken—Lännerstasundet, dels de markerade ONO-ligt strykande sprickdalarna i kartans syd—östra del. I andra fall övertväras de äldre strukturerna helt, t. ex. av Skurusundets nord—sydliga sprickdal väster om Björknäs på Värmdö eller av den nord—sydliga förkastningszonen genom Alby- och Tullingesjöarna (4d). Sistnämnda zon visar en icke föraktlig språnghöjd, i det att bergytan väster om förkastningen påträffas först ca 100 m under Albysjöns yta.

Sprickorna inom kartområdet fördelar sig huvudsakligen på tre system, ett nordväst—sydostligt, ett nordost—sydvästligt och ett med öst—västlig strykning. En del nord—syd-sprickor kan också noteras. I särklass talrika är nordväst—

sydostsprickorna, vilka anses vara äldst av Sundius och i vilka huvuddelen av området diabasgångar av subjotnisk typ återfinns (se pl. 4). Senare utbildades enligt samme författare det nordost—sydvästliga spricksystemet med sina diabasgångar av förmodat jotnisk ålder (olivinförande och åtföljda av marginala uppsmältningar). Av samma ålder antas även de öst—västliga sprickorna vara. Sprickor, utmed vilka den jotniska Mälarsandstenen i Björkfjärden och på västra Ekerön (5a) sedermera nedförkastats, förmodas också tillhöra detta skede. Då upprepade rörelser ägt rum längs många av nu nämnda sprickplan och då dessutom en del av de för sprickorna använda ålderskriterierna icke förefaller vara allmänt tillämpliga (t. ex. den olika beskaffenheten av de i sprickorna uppträdande diabaserna), torde ovan av Sundius anförda åldersställningar för de olika spricksystemen vara ytterst osäkra. Detta antyder nyare undersökningar av diabaser och dessas relationer till olika spricksystem inom den i förhållande till kartområdet närbelägna Eskilstunaregionen (Gorbatshev 1961, s. 32—36).

Förekomsten av sprickor, fyllda med kambrisk sandsten, i Stockholms skärgrård (ej inom kartan) och i västra Södermanland samt de vidsträckta kambrosiluravlagringarna i Närke tyder på att stora delar av Mellansverige varit sänkta under havets yta vid tiden för dessa bergarters bildning. När havet åter drog sig tillbaka, eroderades efter hand de pålagrade sedimenten bort så när som på obetydliga rester av de understa delarna (den kambriska sandstenen), som skyddats i djupa sprickor i berggrunden. Likaså bevarades kambro-silursedimenten i sådana områden (t. ex. Närke), där de genom kraftiga, vertikala förkastningar skyddats från erosionens verkningar. Dessa förkastningar av kaledonisk och/eller postkaledonisk ålder kan följas åt öster och tycks i huvudsak ansluta sig till förkastningszonerna inom Stockholmstrakten, vilka härigenom erhåller en sannolik datering (jfr Sten De Geer 1910). Utmed dessa förkastningsplan kan vanligtvis mer eller mindre betydande, vertikala rörelsebelopp påvisas, men långt ifrån alltid på båda sidor av berggrundsblocken, varigenom dessa ofta kommit att stå snett i förhållande till varandra. Så till exempel reser sig Söder Mälarstrands förkastningsbrant markant över området norr därom. Likaså höjer sig trakten söder om Årstaförkastningen i sin tur påtagligt över Hammarbyhamnen och södra Södermalm. Inga bevis har hittills framkommit på att några rörelser av betydelse i horisontell riktning skulle ha ägt rum i samband med förkastningarna.

När det gäller de enskilda sprick- och förkastningsplanens stupningsförhållanden samt mäktigheten och utbildningen av tillhörande krossbergarter och/eller lösa krossprodukter, hänvisas läsaren till de olika tidigare publicerade berggrundbeskrivningar, som åtföljer de kombinerade kartbladen Stockholm NO, NV, SO och SV.

DIABAS

Diabaserna utgör kartområdets yngsta eruptivbergarter och uppträder uteslutande i form av gångar i berggrunden. Aldersmässigt torde de kunna hänföras till tiden före, under och efter den jotniska Mälarsandstenens avsättning.

Över trehundra gånger av huvudsakligen finkornig diabas har påträffats i kartområdet. Flertalet av dessa är i det närmaste vertikala och förekommer såväl enstaka som parvis eller i svärmar. Som ett bland många exempel på gångsvärmar kan nämnas en anhopning av ett tjugotal diabaser i höjden 500 m NNO om Kolberg, ca 3.5 km SSV om Västerhaninge k:a (1g). Emellanåt finns flera olika generationer av diabas, vilket illustreras särskilt väl inom just nämnda diabasstråk ca 1.3 km rakt väster om Berga, där ej mindre än tre åldrar kan urskiljas (se korsande diabaser i kartan och fig. 16 i beskrivningen till bladet Stockholm SO).

Huvuddelen av gångarna grupperar sig parallellt med några av de viktigaste sprickstråken inom området. Detta gäller särskilt de NV-ligt orienterade diabaserna, vilka dominerar kraftigt (se fig. 43). Även de relativt fåtaliga NO-liga diabaserna är strikt konforma med motsvarande spricksystem. De många gångarna inom intervallet nord—syd till N 20° V (se fig. 43) är svårare att i detalj referera till sprickzoner i terrängen (se pl. 4). I stort ansluter sig emellertid de senare till det NNV-ligt strykande sprickplanet genom Södertäljeviken ned mot Halls- och Järnafjärdarna. Den NNO-liga orienteringen slutligen av diabaserna väster om Södertälje kanal torde enligt Sundius (s. 18) närmast kunna tolkas som en »Fiederspalten»-anordning längs Södertäljevikens huvuddalspricka.

Gångarnas bredd växlar vanligen från några decimeter till ett par meter. Bredare gångar kan parallellt med strykningen lösas upp i ett flertal smalare, vilka senare åter kan förena sig. Rikligt med apofyser har också iakttagits. Dessa kilar mestadels ut inom några få meter. Mellan fem och tio meter breda gångar har observerats på ett fåtal lokaler, t. ex. i Vikdalen, Nacka (5g) och norr om Björknäs (6hi) på Värmdö. Ännu bredare (25—75 m) är vissa grovofitiska diabaser, som förekommer på följande ställen: 1, 3 km norr om Färentuna k:a (7b); 2, vid Hummelskär på Eldgarnsön (8a); 3, i Pershagen (2b); 4, vid Glåsberga öster om Södersälje (2, 3b); 5, NNV om Rönninge stn (3c).

Diabaserna visar genomgående en ofitisk struktur, där de flesta plagioklaslisterna är 0,5—1 mm långa eller, undantagsvis, i något bredare gångar 1 till 3 mm. I de nyss uppräknade, allra bredaste gångarna blir listerna vanligen 3—5 mm eller i enstaka fall upp till 10 mm långa.

Vid sidan av de vanligen zonerade plagioklasindividen (från 45—65 % An i kärnan och ned till 20 % An i periferin) uppträder pyroxen (huvudsakligen mo-

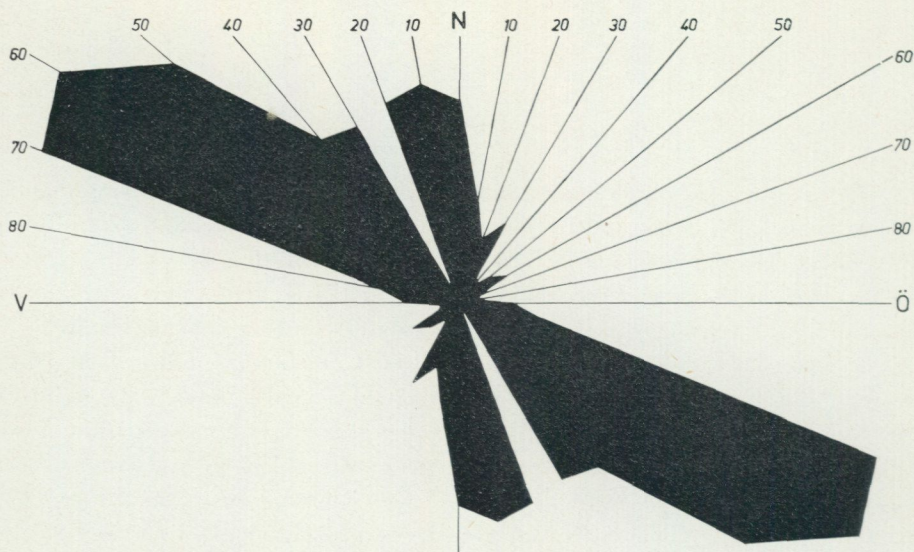


Fig. 43. Sammanställning av diabasgångarnas strykningsriktningar inom kartområdet (N=323).

The orientation of the diabase dikes of the map-area.

noklin men även rombisk), sekundärt hornblände samt små kvantiteter av kvarts, biotit—klorit, karbonat, malmkorn och apatit.

Emellanåt bildar plagioklas och mera underordnat pyroxen strökorn i den f. ö. finkorniga diabasgrundmassan. Sådana plagioklasporfyriska led förekommer t. ex. vid Elsaborg på södra Näslandet (0b) och på udden väster om Viksberg, ca 6 km NNV om Södertälje k:a. På den senare platsen är plagioklasströkornen vanligen 2 till 6 mm långa, medan pyroxenerna endast når mm-storlek.

En finkornig till tät avkylningsrand i gränsen mot sidostenen förekommer allmänt hos diabaserna. Även pelarformad förklyftning har noterats, men endast i ett fåtal fall, som i diabasstråket NO om Ådö slott (9a) i Bro k:n.

Mandelstensdiabas är ovanlig men har påträffats bl. a. vid stranden ca 400 m NNO om Norrskog, 1.5 km rakt norr om Hilleshög k:a (7b). Mandlarna utgörs av ca 3—5 mm stora, runda blåsumsfyllnader av kalkspat.

Inom det NO-liga gångsystemet utmed Lissmaån SV om Drevviken (3g) samt i några gångar orienterade nord—syd och NNV—SSO väster om sistnämnda sjö förekommer i ett flertal fall uppsmältningsfenomen i gränsen mellan den ursprungliga heta diabasmagman och omgivande sidosten. Det uppsmälta, sura materialet har sedan stelnat senare än diabasen och intruderat denna lokalt. Gränsen mellan diabas och nämnda uppsmältningsprodukt blir ofta diffus. Den senare har ett porfyrliknande utseende både i fält och i mikroskop, med enstaka, oregelbundna, strökornliknande kvartskorn och/eller fältspatindivider i en finkornig

grundmassa. En lämplig lokal, som illustrerar det ovanstående, är belägen i Lissmadalen invid vägen NNO om Gräsvreten, ca 2.5 km SV om Drevvikens stn. En mera ingående beskrivning av NO-gångarna och deras porfyriska randfacies kan erhållas i Sundius 1948, s. 63—64. Det kan nämnas, att diabasen vid Gräsvreten innehåller en delvis serpentinomvandlad olivin.

Till sist kan omtalas, att diabaserna ej sällan krossats vid upprepade tillfällen i samband med förnyade rörelser inom sprickzonerna, vilket bl. a. kan exemplifieras i vissa gångsvärmar väster om Scaniafabriken i Södertälje.

En del kompletterande data om diabaserna kan f. ö. erhållas i de separata beskrivningarna till kartbladen Stockholm NO, NV, SV och SO.

MÄLARSANDSTEN OCH BLOCK AV PORFYR

Den i yngre urbergstid (jotnium) avsatta Mälarsandstenen har bevarats inom ett ca 1 km² stort område på västra Ekerö. Dessutom finns den i talrika block utmed stränderna kring södra Björkfjärden (se beskrivningen till kartbladet Stockholm SV). Sandstenen har blivit ingående undersökt vid flera tillfällen (bl. a. Asklund 1924, Sundius 1948, Gorbatshev och Kint 1961). Följaktligen kommer den här endast att beskrivas helt kort och på grundval av de tidigare arbetena.

Sandstensbäddarnas lutning är genomgående ca 45° mot väster, varför formationens bottenbildningar och underlag bör vara att söka i öster. Det senare utgörs av en kraftigt vittrad och uppsprucken, intensivt rödfärgad yngre granit åtföljd av pegmatit. Samma vittrade bergart finns också på södra Björkö. Bergarten utgör sannolikt rester av den vittrade landyta, på vilken sandstenen en gång avlagrades. Sandstensformationen, vars mäktighet uppskattats till ca 300 m, börjar i botten med en tunn rödfärgad lerstenshorisont, på vilken följer ett ca 40 m mäktigt, dåligt sorterat bottenkonglomerat. Blocken i detta avspeglar nästan 100-procentigt underlagets berggrund. De är vanligen kantiga och kan lokalt bli upp till 50 cm i diameter. Dessutom finns ett fåtal konglomeratbollar av porfyrych diabasbergarter. Högre upp i lagerföljden blir konglomeratblocken alltmera rundade och inbäddas samtidigt mellan lager av arkossandsten. Sandstenskorniga bergarter (kornstorlekar vanligen mellan 0.1 och 0.4 mm) dominerar efterhand, även om spridda konglomeratiska horisonter förekommer lokalt. Sandstenarna är vanligen röda eller blekröda och blir uppåt inom formationen allt rikare på kvarts. Den mineralogiska sammansättningen växlar i grova drag enligt följande (vol.%): kvarts 60—80 %, kalifältspat ca 10—15 %, plagioklas 5—10 %. Som cement mellan de olika sandstenskornen uppträder i växande omfattning kvarts, oxidmalm, sericit, klorit m. m. Strömskiktning kan iakttagas på flera ställen i sandstenarna. Vidare har man i vissa bäddar observerat böljeslagmärken och

torksprickor. Den höga fältspathalten i sandstenarna tyder på att dessa bildats i en miljö, där den kemiska vittringen varit svag, något som kan tyda på ökenartade klimatförhållanden. Sanden fördes sannolikt av rinnande vatten ner i grunda sedimentationsbäcken, vilka då och då blivit helt eller delvis torrlagda.

Block av röd, rödbrun och brun fältspatsporfyr har särskilt iakttagits norr om sandstensområdet. Blocken torde enligt Asklund (1924) härröra från ett förmodat område av fast anstående porfyr i Hovgårdsfjärden (6a). Porfyrerna är äldre än sandstenarna (jfr bollarna av porfyr i konglomeraten) och påminner starkt om Dalaporfyrerna, vilka underlagras den med Mälarsandstenen nära överensstämmande Dalasandstenen.

KALKSPAT- OCH BLYGLANSGÅNGAR

Smala gångar eller sprickfyllnader av kalkspat och blyglans har under årens lopp påträffats i ett femtontal fall i Stockholmstrakten. En ingående sammanfattning av dessa iakttagelser har lämnats av Sundius (1948, s. 92 ff.). De viktigare av hans data skall här återges i korthet.

Gångarna är vanligen 1—4 cm eller i enstaka fall upp till 10 cm breda. Förutom huvudmineralen kalkspat och blyglans förekommer ganska ofta svavelkis och mera sällan ett ljust, järnfattigt zinkblände. I några fall har flusspatförande kalkspatsprickfyllnader rapporterats, dock ej i kombination med blyglans. Enligt Sundius sammanställning syns kalkspaten vanligen intaga största delen av gångarna. Dessa kan emellertid i vissa partier vara nästan helt utfyllda av blyglans. Smala randzoner av kalkspat omger i dessa fall blyglansen. Vid karteringen av bladområdet har endast påträffats ett exempel på sprickfyllnad av kalkspat hörande till nu beskrivna mineraliseringar, nämligen en ca 2 cm bred gång i en vertikal, mindre förskiffringszon vid badplatsen i norra delen av Säterfjärden, ca 700 m sydost om Åkersberga stn. Kalkspat-blyglansgångarnas ålder är ej känd. Enligt en iakttagelse av framlidne statsgeologen J. Eklund har kalkspatsprickor setts övertvåra en diabasgång, varigenom åtminstone en sannolik maximiålder för sprickgångarna erhållits.

BERGARTER, MINERAL OCH MALMER AV EKONOMISK BETYDELSE

En avsevärd brytning av den grå, massiva och jämnkorniga Stockholmsgraniten har sedan gammalt ägt rum. Detta visar förekomsten av en mängd stenbrott inom kartområdet. De största av dessa är belägna i Solnatrakten och på Svartsjö-

landet (Stenhamra). Enligt Sundius (1948, s. 59—60) lär produktionen huvudsakligen ha tillgodosett lokala behov, vilket bl. a. framgår av den mångfaldiga användning, som graniten fått i samband med byggnadsverksamheten i Stockholm. Den stenindustriella aktiviteten torde i stort sett ha upphört under 1940-talet. Sundius förmodar, att detta berott på de mindre väl utvecklade kläven i graniten och frånvaron av för pallbrytning nödvändiga, flacka eller horisontella sprickor, s. k. bottenslag. Dessutom förekommer en viss småsprickighet, som är svårt att se i fast klyft men som framträder tydligt på polerade ytor. Mängden av oanvändbart material (skrot) blev härigenom alltför stor. För närvarande pågår endast brytning av den småporfyrisk, rödlätta, yngre graniten i ett mindre brott i Ensta, 1,2 km NNO om Roslags Näsby stn.

Jämte granitbrytningen har utvinningen av kvarts och fältspat inom de tidigare omtalade pegmatiterna (se s. 168) i kartområdets nordöstra del spelat en avsevärd ekonomisk roll. Sundius (1948, s. 68 ff.) ger en uttömmande skildring av dessa pegmatiter, vilka tagna tillsammans enligt honom skall ha utgjort vårt lands genom tiderna största kvarts- och fältspatproducent. Verksamheten upphörde dock omkring år 1945. Med avseende på sammanlagd fältspatbrytning torde dock fram till i dag såväl Kolsva i Västmanland som Lugnet på Ornö ha överträffat nämnda distrikt. Enligt Sundius har den totala produktionen i området från år 1865 till år 1945 uppgått till ca 220 000 ton fältspat och 290 000 ton kvarts. I dessa siffror ingår dock icke uttagen från pegmatitbrotten på Skarpö och en del mindre skärpningar på andra håll. Av nämnda kvantitet har ca hälften av fältspaten, omkring 100 000 ton, och huvuddelen av kvartsen, ca 215 000 ton, hämtats från Härbacken, medan Ytterby givit omkring 50 000 ton fältspat och 45 000 ton kvarts. Det tredje brottet i ordningen är Isättra (Idsättra), beläget ca 700 m norr om Härbacken, med en totalproduktion av ca 40 000 ton fältspat och 25 000 ton kvarts. Huvuddelen av områdets produktion skall ha exporterats.

Järnmalmsbrytning har ägt rum i ringa omfattning i tre olika gruvor (se kartan) inom det komplicerat hopvecklade leptitgnejsstråket väster om Kvarnsjön (2e). Den äldsta av dessa, Lida, är belägen ca 450 m norr om Lida friluftsgård och torde ha bearbetats under förra delen av 1800-talet.

Nybo- (ev. Nybro-) gruvan, ca 500 m rakt väster om Kvarnsjöns nordspets, inmutades år 1912. Under mindre än tio års tid fram till år 1926, då driften upphörde, bröts här inalles ca 2 000 ton magnetitmalm av god kvalitet och med följande approximativa sammansättning: Fe~60 %, P~0.25 % och S~0.5 %.

Den tredje fyndigheten, Huddingegruvan, är belägen ca 1 200 m väster om Nybo gruva och belades med utmål redan år 1910. Icke förrän år 1968 påbörjades dock probbrytning här. Hittills skall ur dagbrott ha uttagits ca 20 000 ton malm med en ungefärlig medelhalt av 55 % Fe.

Malmen består i samtliga fall av en tämligen grov magnetit, vilken lokalt under mikroskop uppvisar små inneslutna partier av hämatit. I dagyten bildar mal-



Fig. 44. Lager av magnetitmalm (vid hammaren) i en med hornbländeskarn bemängd leptitådergnejs. Huddingegruvan (3e), V om Kvarnsjön. Foto G. Stålhös.
Disrupted bed of magnetite ore surrounded by veined leptite-gneisses rich in hornblende-scarn.

men lager alltifrån någon centimeters till ett par metersbredd (fig. 44). Den har i Huddingegruvan genom borrhningar kunnat följas till 60 à 70 m djup, varvid enligt gruvledningen lagermaktigheter mellan 7 och 12 m konstaterats.

Huvuddelen av sidostenen i malmstråket är en rödgrå, fint medelkornig, ådrad leptitgnejs—granitgnejs. Vidare ingår finkornig röd och grå gnejs, delvis porfyritisk amfibolit samt stora mängder av röd pegmatit, som breccierar och upplöser malmlagren. De senare uppträder vanligen tillsammans med grovkristalliniskt hornbländeskarn jämte underordnade mängder av granat, pyroxen och epidot. Tektoniken i malmstråket är ytterst komplicerad och kännetecknas av veckoomböjningar, avslitningar och boundinageringar av förekommande grönstens-, malm- och skarnlager, varför någon tillförlitlig uppskattning av malmkvantiteterna inom stråket är svår erhålla. För Huddingegruvans del hoppas man att den fortsatta brytningen i dagbrott så småningom skall ge bättre underlag för en bedömning av de faktiska malmkvantiteterna och därav beroende möjligheter för fortsatt drift. För ytterligare detaljer beträffande nu nämnda gruvor hänvisas till beskrivningen av kartbladet Stockholm SV.

En viss anrikning av magnetkis inom ådergnejsen förekommer enligt Sundius (1948, s. 91—92) på några ställen inom kartbladsområdet, dels i Gubbängen (4f) och dels vid Stortorp (3g). I båda fallen rör det sig om smala ådror och

gångar av magnetkis, där något inslag av kopparkis noterats. Av likartad beskaffenhet är enligt Sundius sannolikt en tidigare känd och provbruten (bl. Stockholm, s. 33) förekomst av kopparglans, brokig kopparmalm och något zinkblände belägen norr om Fårdala, ca 6 km VNV om Tyresö k:a. En detaljerad beskrivning av de förstnämnda fyndigheterna kan erhållas i ovan anförda arbete av Sundius.

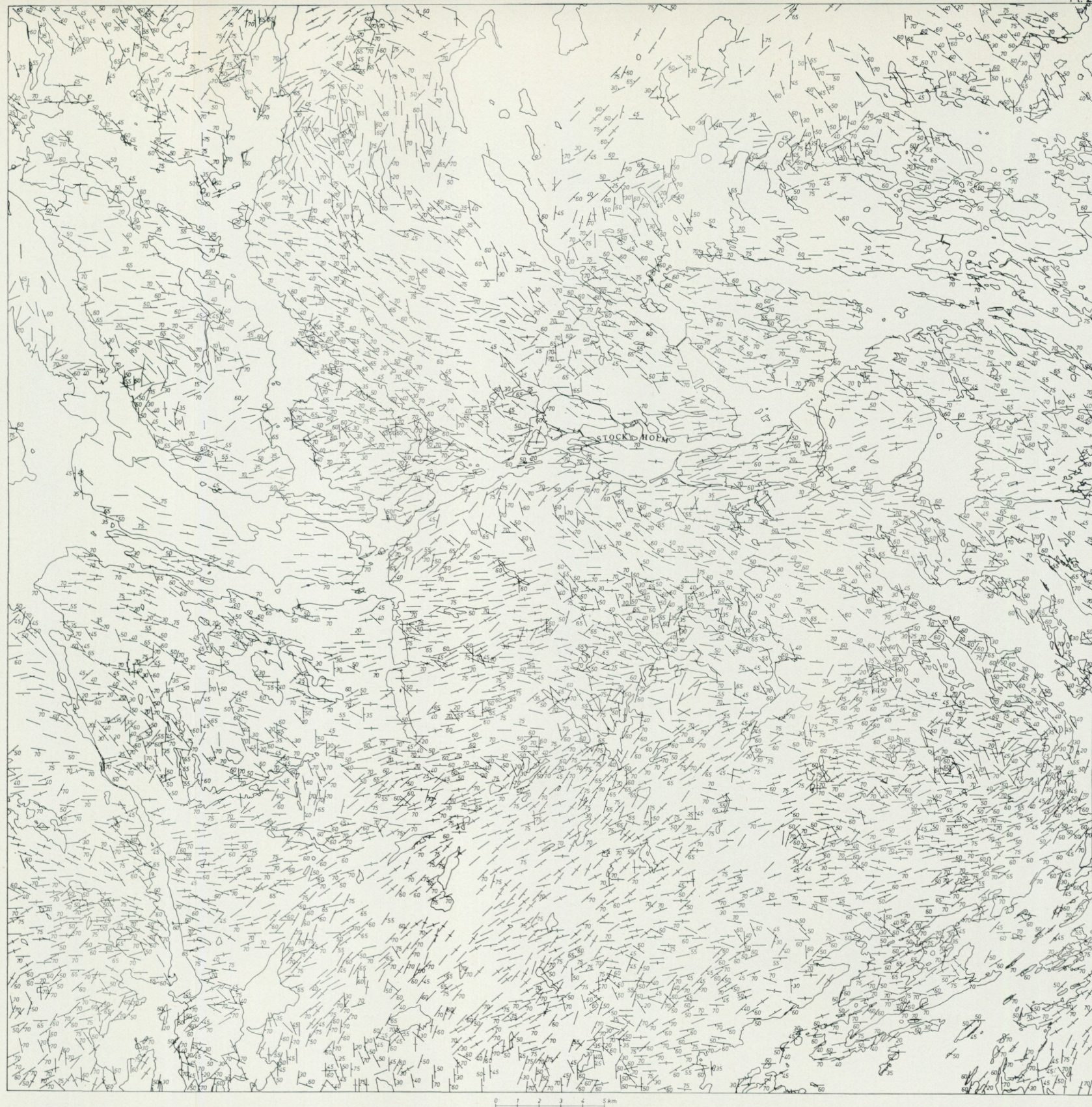
LITTERATURFÖRTECKNING

References

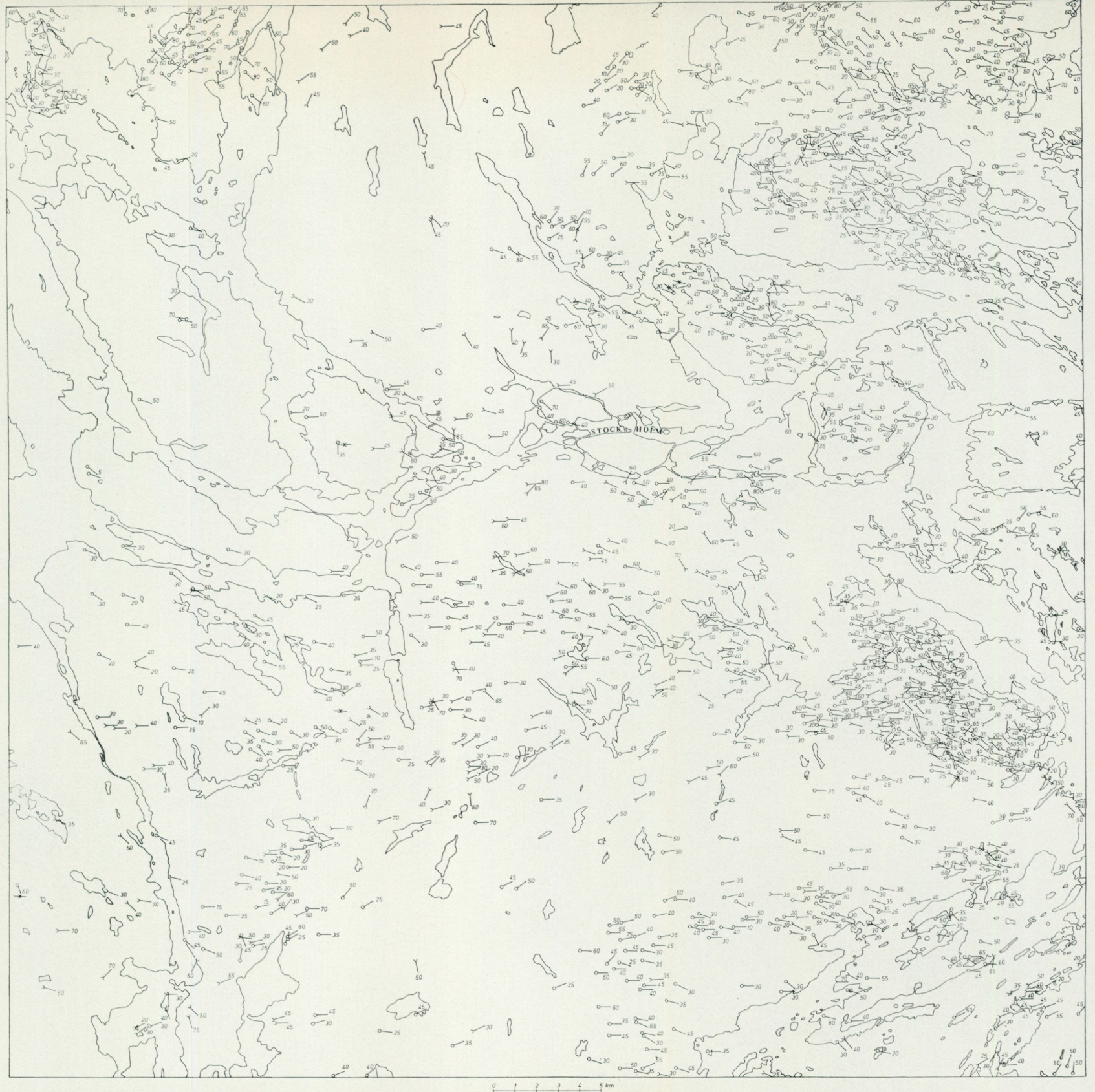
- GFF = Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
 SGU = Sveriges Geol. Undersökning (Geol. Survey of Sweden).
 BGIU = Bull. of the Geol. Inst. of the University of Uppsala.
- ASKLUND, B., 1924: Mälarporfyrernas läge och sandstensområdet på Ekerön. GFF 46.
 — 1931: i W. Ramsays, Geologiens grunder, del II, 3:e upplagan.
 BACKLUND, H., 1928: Diskussionsinlägg vid januarimötet. GFF 50, s. 114—115.
 — 1937: Die Umgrenzung der Svekofenniden. BGIU 27.
 BEYER, M., 1954: Berggrunden inom leptitområdet mellan Harg och Hargshamn i Norra Uppland. GFF 76.
 BROTZEN, O., 1959: Outline of mineralization in zoned granitic pegmatites. A qualitative and comparative study. GFF 81.
 BRÖGGER, W. C. och BÄCKSTRÖM, H., 1887: Om förekomsten af »klotgranit» i Vasastaden, Stockholm. GFF 9.
 CEDERSTRÖM, A., 1893: Om berggrunden på norra delen af Ornön. GFF 15.
 DEARNLEY, R. och DUNNING, F. W., 1968: Metamorphosed and deformed pegmatites and basic dykes in the Lewisian complex of the Outer Hebrides and their geological significance. Quart. j. Geol. Soc. London, 123, 2. 353—378.
 DE GEER, STEN, 1910: Karta öfver Mellersta Sveriges landformer. SGU Ba 7.
 ERDMANN, A., 1868: Bidrag till kännedom om Sveriges kvartära bildningar. SGU, C 1.
 ERDMANN, EDVARD, 1871: Några ord till upplysning om bladet »Rydboholm». SGU 44.
 ESKOLA, P., 1914: On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Bull. géol. Finl. 40.
 FREDRIKSSON, K., 1959: A sediment core from the Mindanao trough. Rep. Swed. Deep-Sea Exped. VI, nr 4.
 FRIES, J. O., WAHLQVIST, A. H. och TÖRNEBOHM, A. E., 1863: Några ord till upplysning om bladet »Stockholm». SGU 6.
 FROMM, E., 1943: Två nya förekomster av fläckgranit väster om Stockholm. GFF 65.
 GAVELIN, S., 1960: On the relations between kinetometamorphism and metasomatism in granitization. GFF 82.
 GEIJER, P., 1908: Ein Vorkommen von »Fleckgranit» (»granite tacheté», Lacroix) in Stockholm. BGIU 8.
 — 1913: Zur Petrographie des Stockholm-Granites. GFF 35.
 — 1916: On the intrusion mechanism of the Archean granites of central Sweden. BGIU 15.
 — 1944: Omfattningen av termen leptit. Föredrag vid majmötet (s. 733—741). GFF 66.
 — och MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. SGU, Ca 35.
 — 1963: The Precambrian of Sweden. Reprinted from the Geologic systems: The Precambrian, vol. 1.
 — 1966: Cykeltänkandet och granitproblemen. GFF 87.
 — 1967: The Precambrian quartzite in the Norberg district, central Sweden, and its iron-sand bed. SGU, C 619.
 GOLDSCHMIDT, V. M., 1937: The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. Chem. Soc. Journ., s. 655—673.
 GORBATSCHEV, R. och KINT, O., 1961: The Jotnian Mälar sandstone of the Stockholm Region, Sweden. BGIU 40.
 — 1961: Dolerites of the Eskilstuna region. SGU, C 580.
 HIETANEN, ANNA, 1943: Über das grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. Bull. géol. Finl. 130.
 — 1967: On the facies series in various types of metamorphism. Journ. Geology vol. 75, nr 2 (s. 187—214).
 HJELMQVIST, S., 1938: Über Sedimentgesteine in der leptitformation Mittelschwedens. Die sogenannte »Larsboserie». SGU, C 413.
 — 1966: Beskrivning till berggrundskarta öfver Kopparbergs län. SGU, Ca 40.
 HOLMQUIST, P. J., 1906: Studien über die Granite von Schweden. BGIU 7.
 — 1907a: Adergnejsbildning och magmatisk assimilation. GFF 29.
 — 1907b: Skiktning och skiffrighet i urberget. GFF 29.
 — 1910a: The Archean geology of the coast-regions of Stockholm. GFF 32.

- 1910b: Om den sörländska granatgnejsens petrografi och geologi. GFF 32.
- 1916: Swedisch Archean structures and their meaning. BGIU 15.
- 1921a: Stockholmstraktens berggrundsteknik. GFF 43.
- 1921b: Typen und Nomenklatur der Adergesteine. GFF 43.
- 1928: En suprakrustal porfyritformation inom urberget i Stockholms kustområde. GFF 50.
- 1932: Den arkeiska lagerföljden och tektoniken inom Södertörns kustområde. GFF 54.
- HOLST, N. O., 1882: Beskrifning till kartbladen »Dalarö» och »Utö». SGU, Aa 80, 81.
- HUMMEL, DAVID, 1874: Beskrifning till kartbladet »Trosa». SGU 52.
- 1875: Om Sveriges lagrade urberg jämförda med sydvestra Europas. SGU, C 15.
- HÄRME, MAUNU, 1959: Examples of the granitization of gneisses. Bull. géol. Finl. 184.
- 1965: On the potassium migmatites of southern Finland. Bull. géol. Finl. 219.
- HÖGBERG, E., 1961: The Ca/Mg ratio in the limestone deposit at Stora Vika. GFF, 83: 4.
- 1962a: The deposits of Archean carbonate rocks at Forsby and Bondökna in Central Sweden. GFF, 84: 3.
- 1962b: Calcite and dolomite relations in Svecofennian carbonate rocks. GFF, 84: 3.
- HÖGBOM, A. G., 1893: Om de s. k. urgraniterna i Upland. SGU, C 132.
- 1910: Zur Petrographie von Ornö Hufvud. BGIU 10.
- JACKS, GUNNAR, 1966: Leptitiska ledlager i kvartsrandmalm vid Gräsberg. GFF 88.
- KRANCK, E. H., 1931: Se Wegmann.
- KRETZ, R., 1959: Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of south-western Quebec with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. Journ. Geol. 67.
- LACY, E. D., 1960: Melts of granitic composition, their structure, properties and behaviour. Intern. Geol. Congress, Report of the Twenty-First Session Norden 1960. Part XIV.
- LARSSON, W., 1932: Chemical analyses of Swedish rocks. BGIU 24.
- LOBERG, B., 1959: Petrofabrics of some varieties of Stockholm granite and associated wall rocks. Stockholm Contributions in Geol. III:s.
- LUNDGREN, L. W., jr, 1966: Muscovite Reactions and Partial Melting in south-eastern Connecticut. Journ. Petrology 7, nr 3.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1946: Rock composition and development in central Roslagen, Sweden. K. Svenska Vetenskapsakademiens Arkiv för kemi, mineralogi och geologi, 23 A.
- 1947: Den ultrabasiska gabbbron i Roslagen. SGU, C 484.
- 1949: Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc. SGU, C 513.
- 1959: Beskrivning till kartbladet Eskilstuna (berggrunden). SGU, Aa 200.
- 1956: Petrology of the Uppsala region, Eastern Sweden. SGU, C 544.
- 1960: On the development of gneisses and granites in the Eskilstuna region to the west of Stockholm. GFF 82.
- 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. SGU, Ba 22.
- LUNDQVIST, T., 1959: Berggrunden på Riddarskäret i nordöstra Uppland. GFF 81.
- 1962: Det svekofenniska suprakrustalstråket mellan Ljusterö och Rödlöga i Stockholms norra skärgård. SGU, C 585.
- MAGNUSSON, N. H., 1925: Persbergs malmtrakt. Kungl. Kommerskoll. beskr. över mineral-fyndigheter, nr 2, 1925.
- 1936: Berggrunden inom Kantorps malmtrakt. SGU, C 401.
- 1940: Herrängsfältet och dess järnmalm. SGU, C 431.
- MEHNERT, K. R., 1953: Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr). Geol. Rdsch., Vol. 42.
- 1957: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. N. Jb. Miner. Abh., Vol. 90.
- 1959: Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Miner., Vol. 37.
- 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. London, Amsterdam, New York.
- MİYASHIRO, AKIHO, 1960: Thermodynamics of Reactions of Rock-forming Minerals with Silica. Part IV. Decomposition Reactions of Muscovite. Jap. Journ. Geol. Geogr. 31, nr 2—4.
- NATHORST, A. G., 1881: Beskrifning till kartbladet Gustafsberg. SGU, Aa 73.
- NIGGLI, P., 1946: Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitgranitischen Magmen und die Anatexis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26.
- NORTON, MATTHEW, F., 1960: Appalachian tectonics. Intern. geol. congress. Report of the twenty-first session Norden, part XVIII, s. 69—80.
- PALMGREN, L., 1874: Beskrifning till kartbladet »Årsta». SGU 50.
- PARRAS, K., 1946: On the coarse-grained garnet-cordierite gneisses of South and South-west Finland. Bull. géol. Finl. 138.

- PETTIJOHN, F. J., 1949: *Sedimentary Rocks*. Harper & Bros., New York.
 — 1957: *Sedimentary Rocks*. 2nd ed. New York.
- RAMBERG, H., 1952: *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. The university of Chicago press.
- RAMSAY, JOHN G., 1962: Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *Journ. Geol.* 70, s. 466—481.
- RITTMAN, A., 1952: *Nomenclature of Volcanic Rocks*. Bull. Volc. 12.
- SALLI, ILMARI, 1965: Kartbladen 2432—2434 Pyhäjoki—Vihanti. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- SEDERHOLM, J. J., 1907: Om granit och gnejs. Bull. géol. Finl. 23.
 — 1926: On migmatites and associated pre-cambrian rocks of southwestern Finland. Part II. Bull. géol. Finl. 77.
- SEN, SISIR K., 1959: Potassium content of natural plagioclases and the origin of antiperthites. *Journ. Geol.* 67.
- SHAW, D. M., 1956: Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. Bull. Geol. Soc. Amer. 67.
- SIMONEN, A., 1948: On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennidic territory of southwestern Finland. Bull. géol. Finl. 141.
 — 1953: Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland. Bull. géol. Finl. 160.
 — 1960: Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. Bull. géol. Finl. 189.
- STOLPE, M., 1871: Några ord till upplysning om bladet »Hörningsholm». SGU 45.
- STÅLHÖS, G., 1962: Nya synpunkter på sömrlandsognejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. SGU, C 587.
 — 1964: Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NO (berggrunden). SGU, Ae 1.
 — 1965: Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NV (berggrunden). SGU, Ae 2.
 — 1969a: Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm SO (berggrunden). SGU, Ae 3.
 — 1969b: Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm SV (berggrunden). SGU, Ae 4.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. SGU, C 312.
 — 1930: Om Stockholmstraktens berggrund. Ymer 50.
 — 1939: Berggrunden inom sydöstra delen av Stockholms skärgård. SGU, C 419.
 — 1947: Femisk leptit och slirgnejs. SGU, C 488.
 — 1948: Beskrivning till berggrundskarta över Stockholmstrakten. SGU, Ba 13.
- SUTTON, J. och WATSON, J., 1950: The pre-Torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in the North-West Highlands, and its bearing on the chronological classification of the Lewisian. *Quart. Journ. Geol. Soc. London* 106, s. 241—307.
- SVEDMARK, E., 1883: Beskrifning till kartbladet Vaxholm. SGU, Aa 88.
- TUOMINEN, HEIKKI, V., 1961: The structural position of the Orijärvi granodiorite and the problem of synkinematic granites. *C. R. Soc. géol. Finl.* 33.
 — 1966a: Structural control of composition in the Orijärvi granodiorite. *C. R. Soc. géol. Finl.* 38.
 — 1966b: On synkinematic Svecofennian plutonism. *C. R. Soc. géol. Finl.* 38.
- TURNER, F. J. och VERHOOGEN, J., 1960: *Igneous and metamorphic Petrology*. Mc Graw-Hill. New York.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1862: Några ord till upplysning om bladet »Södertälje». SGU 4.
 — 1863: Se Fries.
 — 1863: Några ord till upplysning om bladet »Fånö». SGU 8.
 — 1880—82: Geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges Bergslag (blad 6 och 9).
- DE WAARD, D., 1965: A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. Journ. Science*, 263, s. 455—461.
- WAHLQVIST, A. D., 1863: Se Fries.
- WEGMANN, C. E. och KRANK, E. H., 1931: Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. Bull. géol. Finl. 89.
- WELIN, E., 1968: Radioaktiv datering med rubidium-strontiummetoden. GFF 90.
- WENK, EDUARD, 1936: Zur genese der Bändergneise von Ornö Huvud (Schärenhof von Stockholm). BGIU 26.
- WINKLER, G. F. och VON PLATEN, H., 1958: Experimentelle Gesteinsmetamorphose -II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von Naceführenden kalkfreien Tönen. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 15, s. 91—112.
 — 1965: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag. Berlin. Heidelberg. New York.
- YODER H. S. och EUGSTER, H. P., 1955: Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 8, s. 225—280.



Pl. 2: Skifferighetsobservationer (innefattande ett fåtal lagringsobservationer i SO) inom Stockholmsområdet. Beträffande teckenförklaring, se den bifogade kartan.
Schistosity in the Stockholm region. For explanations of symbols, see the map.



Pl. 3: Stängligheter och veckaxlar inom Stockholmsområdet. Beträffande teckenförklaring, se den bifogade kartan.
 Lineations and foldaxes in the Stockholm region. For explanations of symbols see the map.



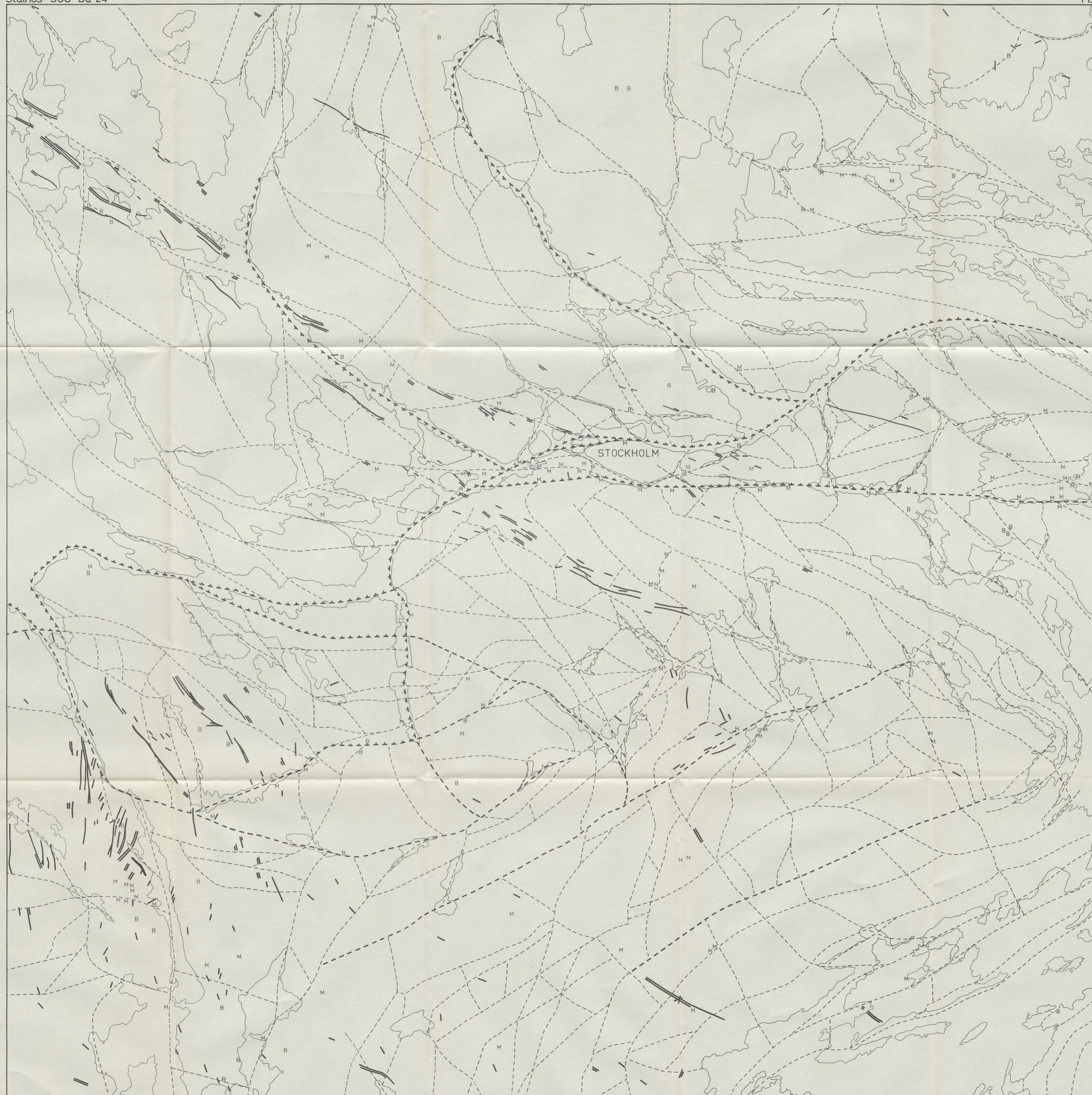
Skala 1:100000

- | | | | |
|-------|---|---|------------------------------------|
| —▲▲▲— | Förkastning <i>Fault</i> | — | Diabasgångar <i>Dolerite dikes</i> |
| --- | Sprickzon, stor samt tydligt framträdande <i>Fracture zone 1st order</i> | B | Breccia <i>Breccia</i> |
| - - - | Sprickzon <i>Fracture zone 2nd order</i> | M | Mylonit <i>Mylonite</i> |

SPRICK- och FÖRKASTNINGSZONER inom STOCKHOLMSTRAKTEN

Stålhös SGU Ba 24

Pl.4



Skala 1:100000

- ▲—▲—▲— Förcastning *Fault*
- - - Sprickzon, stor samt tydligt framträdande *Fracture zone 1st order*
- - - - - Sprickzon *Fracture zone 2nd order*

- Diabasgångar *Dolerite dikes*
- B Breccia *Breccia*
- M Mylonit *Mylonite*

Svenska Reproduktions AB, Stockholm 1969

MED KARTA PRISKLASS G

Distribution

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FACK 162 10 VÄLLINGBY 1

Stockholm 1969

Kungl. Boktryckeriet P. A. Norstedt & Söner

Printed in Sweden