

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af • Nr 125

GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING TILL

BERGGRUNDSKARTAN

NYNÄSHAMN NV/SV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

NYNÄSHAMN NV/SV



UPPSALA 1979

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

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

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Box 670

751 28 UPPSALA

Telefon 018-15 52 80

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 125

GÖRAN STÄLHÖS

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN

NYNÄSHAMN NV/SV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

NYNÄSHAMN NV/SV

UPPSALA 1979

ISBN 91-7158-173-1

C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1979

INNEHÅLL

Summary	4
Inledning	9
Sedimentgnejser	12
Granat-cordierit-sillimanit-andalusitådergnejser	13
Kvartsrikare sedimentgnejser (plagioklaskvartsit–fältspatkvartsit)	19
Gnejser av sannolikt vulkaniskt ursprung	21
Alkalileptiter	21
Intermediära till basiska metavulkaniter samt metabasiter	31
Urkalkstenar	34
Skarnbergarter	43
Äldre (primorogena) intrusivbergarter	49
Djupgrönstenar	49
Granitoider (tonalit, granodiorit och granit)	58
Intraorogena gångar	68
Yngre (serorogena) granitiska bergarter och pegmatiter	71
Metamorfos (omvandlingar i berggrunden)	73
Tektonik och stratigrafi	74
Synpunkter på den allmänna utvecklingen av östra Mellansveriges svekokarell i belysning av de vunna resultaten	89
Spricktektonik	96
Diabas och granofyr	98
Nyttosten	102
Järn- och kisfyndigheter	103
Berggrunden ur bergmekanisk och hydrogeologisk synvinkel	104
Litteratur	105
Planscher	

SUMMARY

The centre of the present map area is situated about 35 km to the south of Stockholm, the capital of Sweden. The bedrock in this area forms part of the old Svecokarelian orogenic belt with its principal extension in Central and Northern Sweden as well as in Southern and Central Finland. The age of the Svecokarelian orogenic activity seems to be between 2 100 ($\pm$ 100) and 1 800 ($\pm$ 50) million years.

The dominating supracrustal rocks of the area are metasediments built up of interbedded layers of meta-argillite and meta-arenite (blue in the map). The meta-argillites now transformed into veined garnet-cordierite-sillimanite-andalusite gneisses are much more common than the meta-arenites of plagioclase-quartzitic composition.

Volcanic supracrustal rocks, so called leptites, are less frequent (yellow in the map). These usually fine-banded rocks are rich in potassic feldspar and supposed to originate from tuffites. Associated with the leptites are thick horizons of crystalline limestone and dolomite (dark blue in the map).

The stratigraphic sequence is as follows (bottom): metasediments (> several kilometres), alkali-leptites (< 500 m with a thin lower horizon of carbonate stone), dolomite (< 50 m), limestone (< 200 m) and at last metasediments for several kilometres.

Early in the orogenic evolution primorogenic (alt. synorogenic) dry magmas of different compositions from hot distal sources, rose as diapirs and later spread out horizontally in the supracrustal series as thick and extended beds. Rocks such as (gabbros), diorites, quartz diorites, tonalites, granodiorites and granites were thus formed (green and brown in the map). They now occupy about 20 % of the area. The intrusives mentioned as well as surrounding supracrustal rocks are now more or less schistose (planar and/or linear), owing to isoclinal overfolding from east to west and later crossfolding north-south. Younger than these periods of deformation and thus lacking orogenic schistosity, are granites and associated late pegmatites (red in the map) with small extension in the map area. These rocks as well as an older pre-tectonic pegmatite generation may have been formed during wet conditions through mobilization of deeply buried segments of metasediments hiding below the main level of the old intrusives (cf. profile 4, Plate 1) or alternatively, only concerning the granites and late pegmatites, by mixing of the sediments with magmas from still deeper sections.

After the consolidation of the old intrusives, but before the intrusion of the young granites, joints and fissures were opened probably at different time and filled up with basaltic magmas. Even old *s*-surfaces were locally penetrated by the magmas. The dike rocks formed in this way now appear as fine-grained amphibolites, more or less folded and sometimes with a pronounced lineation (Figs. 14b, 16 and 19).

Doleritic dikes, even-grained (Fig. 30), as well as porphyritic (Fig. 29), are very common and may be between 1 000 and 1 550 million of years old. The dolerites are locally cut by small granophyric dikes.

A short description of the different rocks, and their properties, will now be given. A number of planimetric analyses are summarized in Diagrams 1-3 and Tables 2, 4, 6, 7 and 10. Furthermore numerous chemical analyses of rocks will be found in Tables 1, 3,

5, 8 and 9. As for the nomenclature of rocks the recommendations of Streckeisen (1967; volcanic rocks) and IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973; intrusive rocks) have been followed.

The mineralogical and chemical compositions of the high-metamorphic veined garnet-cordierite gneisses (Fig. 1) are shown in Table 1. In addition to quartz, plagioclase, biotite, cordierite, garnet and sillimanite-andalusite, considerable quantities of potassic feldspar are also found mostly within the veins of the rocks. The potassic feldspar is certainly not a primary constituent of the sediment. (For the most part it is lacking in the low-metamorphic counterparts of the same formation.) The most important source of the potassic feldspar in this area seems to be an internal decay of all primary muscovite and part of the biotite in the presence of quartz during the culmination of metamorphism. The content of minor constituents and the Niggli values (mg , k and t) as well as the absolute Al surplus (cation %) for the meta-argillitic rocks are also summarized in Table 1. As should be expected in meta-argillites, the Al surpluses are usually high, and so are also the values of k . The Cr and Ni contents are rather high, and the quotient $Cr/Ni \approx 2-3$. The B content is very low except for in one specimen (700 ppm), a rather well-preserved, not veined metasediment with graded bedding in the archipelago to the south (Figs. 2 and 22 a, b).

The meta-arenitic portion of the sediments is usually a greyish blue, fine-grained rock with a smooth quartzitic appearance and an even-grained, granoblastic, somewhat schistose texture. The mineralogical compositions of the meta-arenites or alternatively the plagioclase-quartzites are shown in Table 2. The Al surplus in these rocks is in most cases rather low in comparison with the meta-argillites. The rocks may be described as quartz-rich, biotite-bearing plagioclase gneisses, where potassium feldspar is almost lacking or, if present, probably of secondary origin.

The mineralogical compositions of the alkalileptites are summarized in Diagram 1. These mostly banded and fine-grained rocks, with few exceptions (Na-leptites to the right in the diagram) rich in potassic feldspar, seem to derive their origin from volcanic ashes intermingled with varying amounts of epiclastic sediments (mica, quartz and some aluminous minerals) and chemical precipitates (Fig. 3). The resulting rocks are more or less mica-rich leptites and skarnic leptites. Between these two extremes the leptites proper may represent the composition of pure volcanic ashes. Table 3 (left part) gives further information on the chemical compositions of leptites, Niggli values and content of minor elements. The Al surplus is low or completely missing, while the k and mg values are high. The Cr, Ni and V contents are very low in relation to the meta-argillites. Some analyses are fairly rich in SiO_2 , and may perhaps be interpreted as feldspathic quartzites. However, most leptites should be classified as metarhyolites (the present area) or meta-alkalirhyolites (neighbouring areas) according to Streckeisen (cf. Figs. 4 a, b). Skarnic components in the leptites are very scarce within the map area, as for instance hornblende, epidote and diopside. Magnetite occurs only as a minor constituent. However, small concentrations of magnetite ores, giving rise to distinct magnetic anomalies, are sometimes met with in the archipelago to the south as thin sheets in the leptites or as dispersed magnetite nodules in pegmatitic bodies. Magnetite ores of economic importance have long been known in leptites in neighbouring map areas to the east and southwest. To complete the picture it should be mentioned that small occurrences of

metadacitic, metaquartz-andesitic and meta-andesitic volcanics are met with as small horizons in the leptites just mentioned as well as in the metasediments (cf. Table 3 to the right, Table 4 and Figs. 4 a, b).

The alkali-leptites are associated with crystalline limestones and dolomites (Figs. 8, 9 and 24). The chemical and mineralogical compositions of last-mentioned rocks are given in Tables 5 and 6 respectively. Fine-grained white crystalline limestones are very common, but also greyish green marbles with serpentine, olivine or flogopite are met with. Interbedded thin layers of leptite occur now and then especially in the marginal parts of the limestones, but sometimes even all through the main limestone body (cf. Figs. 6, 7, 26 and 27).

Skarnic rocks are found now and then as restricted horizons (1–50 m) especially in connection with the carbonate stones, but also in the metasediments. The mineral compositions of different skarn-bearing rocks are summarized in Table 7. Skarnic rocks associated with metasediments are dominated by Mg-Fe-rich minerals, such as cumingtonite–almandine and anthophyllite (Figs. 10 a,b). Orthopyroxene has been met with once. Leptite-carbonate-associated skarns on the other hand are characterized by the following minerals: diopside, scapolite, grossular, anorthite and sphene.

The oldest intrusive rocks of basic composition are mostly represented as restricted elongated layers of tonalitic, quartz dioritic and dioritic composition (cf. Diagram 2 Table 8, Figs. 11 a, b and 12). A distinct magnetic anomaly is found in some of these rocks depending on a small but never failing content of magnetite. The texture is usually medium to fine-grained and strongly schistose. Gabbros and ultrabasic rocks may also be found occasionally among these intrusives (Figs. 13 and 14 a, b). Much more important as regards volume are the acid portion of these oldest intrusives constituting tonalites, granodiorites and granites which are now schistose and designated as gneissgranites according to Swedish nomenclature (cf. Figs. 15, 16, and 17). Mineralogical and chemical compositions are summarized in Diagram 3 and Table 9. The classification of these rocks within the map area as compared with those of neighbouring areas is pictured in Figs. 11 a, b. During the culmination of metamorphism in a late decreasing stage of deformation some schistose granitoids and/or mixing products between granitoids and meta-argillites have been remobilized or regenerated to give an almost homogeneous rock, at places completely devoid of older structures (Fig. 18).

The young cross-cutting serogenic granites are mainly undeformed, even-grained rocks with grey or reddish colour and associated with abundant pegmatites. Medium- to fine-grained rocks are most common, and the composition is approximately as follows: quartz $\geq$ microcline $\geq$ plagioclase $\gg$ biotite (cf. Table 10, left). Isolated massives of garnet-bearing granites with variable grain-sizes probably also belong to this group of young intrusives (Table 10, right).

The serogenic granites and pegmatites intruded after the formation of veined gneisses in the area, i.e. later than the culmination of metamorphism. A late cataclastic schistosity and secondary mineralization now and then grading into mylonitization is very common in granites occurring in zones of strong tectonic movements.

The PT-conditions existing during the culmination of metamorphism in the Nynäshamn area may be estimated by the following facts. Formation of potassic feldspar, cordierite, almandine, sillimanite and andalusite on the expense of muscovite, biotite and

quartz during synchronous anatectic processes and/or metamorphic differentiation seems to be the main reaction within the Al-rich, now veined metasediments (An₂₅) of the region. An early generation of pegmatites was simultaneously formed in the deepest section of metasediments. The coexistence of cordierite and almandine on one side and andalusite-sillimanite on the other side points at a possible optimal pressure (P_{H₂O}) around 3–4 kb during the metamorphism. The temperature interval may have been $\approx 650\text{--}725^\circ\text{C}$. The occurrence of orthopyroxene in some skarnic rocks indicates very high temperature of formation and low P_{H₂O}. These conditions probably existed during the highest stage of metamorphism, the water content then being strongly reduced (P_{H₂O} $\ll$ P_{load}) due to optimal anatectic processes in the surrounding metasediments. The development of veined gneiss is not restricted to the metasediments. The leptytes and the granitoids are also veined to some extent. The veins of the leptytes are dominated by potassic feldspar and quartz (Fig. 5). With some exceptions they have probably appeared owing to internal metamorphic differentiation. The veins in the granitoids are dominated by plagioclase and quartz as most of these rocks are quartz diorites. Depending on composition and/or water content the veins just mentioned may have been developed by metamorphic differentiation as well as by anatectic processes.

Typical index minerals in the limestones and dolomites with associated skarnic rocks are olivine (forsterite), flogopite, diopside, grossularite, anorthite and scapolite. Secondary minerals are in this case serpentine and epidote-clinozoisite.

Typical minerals in Mg-Fe-rich skarnic rocks are cumingtonite-anthophyllite-orthopyroxene (sparse) and almandine (cf. Table 7).

Most features of the tectonic evolution of the Nynäshamn area were already dealt with in an earlier paper by the author (Stålhös 1976). As to principles and most details this investigation fully confirms the view held by me at that time.

Thus two main phases of folding caused by pressure acting at first from east to west and later from north to south seemed to have been at work within the region. During the first so-called synorogenic deformation the strata were overturned isoclinally, more or less constantly in a westerly direction (Figs. 20 a, b). A later (serorogenic) north–south compression superimposed on the axial planes now dipping to the east caused the present almost constant easterly dip of lineations and fold axes of the area (cf. Fig. 21). In one very important respect, however, I have changed my opinion since 1976. The first main deformation, as I think now, is probably not connected with the oldest intrusives. Consequently the latter are not syntectonic, as earlier believed, but pre-tectonic. Thus the first as well as the second main deformations seem to be serorogenic, having taken place both during very plastic conditions with culminating regional metamorphism and immediately after the formation of veined gneisses and early pegmatites mentioned above.

Without further comments I hope the reader will be able to comprehend the tectonic evolution of the region by support of the attached tectonic map combined with the five profile sections (Plate 1) across the area also presented. A perspective sketch (Fig. 28) will give further information regarding the three-dimensional arrangement of the large scale folds of the western part of the map area. Moreover, in order to display a general view of the tectonics of the whole region, profile 4 includes chosen sections of the adjacent map-sheets to the east and west.

The most important tectonic element of the area is the vast synform or syncline of

Mörkö in the central part of the area, trending north–south for about 20 km and surrounded by anticlines now overturned to the west due to the first phase of deformation (cf. Profiles 1–3, Plate 1, and Fig. 28). The east–west trending antiforms and synforms concentrated to the western part of the map-sheet are on the other hand the most outstanding proofs of the second deformation between north and south. The early isoclinal overfolding from east to west, probably the most important phase of deformation, is fairly well illustrated by Figs. 23 a–c, and 24 from the St. Vika limestone quarry. Several dome and basin structures (Ramsay 1967) give further proof of the existence of folding in two different directions with changing intensity from area to area (cf. Figs. 25 a–f and 26). There is no question about the order of the foldings, the north–south axes being later crossfolded around axes oriented east–west (cf. Fig. 28). The duration of the time-gap between the foldings is not yet known but may have been rather short. And, as already pointed out, even the starting point of the first main deformation is a matter of discussion. So far very different Rb/Sr ages, more than 100 million of years apart, have recently been recorded in the so-called synorogenic intrusives of Southeastern and Eastern Sweden (Åberg 1978). If this is true, the oldest intrusions took place during a very considerable elaps of time, which does not speak in favour of a syntectonic *mise en place*. On the contrary repeated intrusions and consolidation of these successively appearing magmas, probably followed by intrusions of basic dikes, may have preceded even the starting point of the first folding. Under existing circumstances this seems to be the only way to explain the very regular tectonic design, just depending on synchronous folding and later crossfolding, which prevails within the old intrusive layers along the east coast of Middle Sweden. At least a second generation of discordant basic dikes is also very plausible, according to this tectonic model.

Numerous zones of fracture and thrusting as well as breccias (B) and mylonites (M) due to repeated, postorogenic movements are shown in the tectonic map. Further lineations, fold axes, bedding planes, foliations, antiforms and synforms are reported.

A map of the magnetic total intensity of the area, already cited (p. 5 and 6), has been prepared. This shows *inter alia* a very close coincidence between several dolerite dikes and narrow zones of strong magnetic anomalies.

At last a very important result of this investigation will be mentioned. According to the tectonic interpretation of the map area now described most observations speak in favour of the opinion that the big limestone-leptite horizon constitutes one single stratigraphic level all over the area. This probably excludes the presence of two or perhaps even more limestone-leptite horizons in the area. I believe that the results here presented will be applicable to stratigraphic investigations in other parts of southern Central Sweden.

Inledning

De båda kartbladen Nynäshamn NV och SV är särpräglade i den bemärkelsen att de av praktiska och ekonomiska skäl tryckts samman till en enda karta med gemensam beskrivning. Denna karta, vars nordgräns är belägen ca 30 km söder om Stockholms centrala delar, sträcker sig ytterligare ca 45 km mot söder till Garkast skärgård. Stora delar av Södertörn, Mörkölandet samt mindre partier av det sörmåländska fastlandet i väster med utanförliggande skärgård innefattas i kartområdet. Bland välkända platser i området kan nämnas Trosa i väster med Tullgarns slott ca 6 km norr därom. Längst österut ligger Nynäshamn och i sydost den för alla sjöfarare välbekanta ön Öja med Landsorts fyr. Stora fartygsleden från Mälaren via Södertälje kanal löper parallellt med Himmerfjärden, som i nord-sydlig riktning klyver kartområdet i en västlig och östlig hälft. Den utomordentligt goda kvaliteten på havsvattnet inom skärgården i söder bekräftas av att en marinbiologisk forskningsstation belägen på mellersta delen av Askö sedan långt tillbaka varit i verksamhet.

Berggrunden är mestadels välblottad om än till stora delar skogbeväxt. Endast ytterskärgården är helt kal. Höjderna når ingenstades över 100 m. Högsta punkter är Smedkärrberg (7d) vid en triangelpunkt sydväst om sjön V. Styren med 92,5 m samt Stadsbergsknöv i nordost (9e) med 86 m. Den genomsnittliga höjdnivån på bergplatåerna torde ligga mellan 25 och 50 m. Dåligt blottade jordbruksområden är främst koncentrerade kring Sorunda k:a på Södertörn, på Mörkölandet dels söder om Mörkö k:a och dels söder om Hörningsholm slott, vidare i området norr om Hölö k:a samt kring Tullgarn. Topografin utmärks av långsträckta nord-sydligt orienterade bergryggar med mellanliggande djupt nedskurna dalgångar, vikar och sund. Dessa bergryggar följer i stort riktningsenheten av de äldsta veckaxlarna inom berggrunden. En kombination av inlandsisens eroderande effekt och en selektiv utvittring parallellt med de gamla lagringsplanen i nord-syd har ytterligare framhävt detta mönster.

Om man bortser från ett stort antal genombrytande diabasgångar med en sannolik ålder belägen inom tidsintervallet 1 550–1 000 milj. år (Patchett 1978, s. 16 och s. 33), utgör kartans berggrund en liten del av den väldiga svekokarelska bergskedjezon som omfattar östra, mellersta och norra Sverige samt stora delar av Finland. Den orogena utvecklingen av denna zon torde ha försigått inom tidsramen 2 100 (± 100) till 1 800 (± 50) milj. år (Se plansch 2.)

Sedimentgnejser (ljusblå beteckning i kartan), som utgör omvandlingspro-

dukter av förutvarande vittringssediment, upptar ca 75–80 % av kartans areal. Andra på jordytan bildade bergarter såsom urkalkstenar (mörkblå) och sannolikt vulkaniska bergarter, s.k. leptiter (gula), utgör mindre än 5 % av hela området. Huvuddelen av den återstående berggrunden, ca 15–20 %, består av gamla intrusiva, nu förskiffade djupbergarter (primorogena), mestadels tonaliter, granodioriter och graniter (bruna) jämte anslutna mera basiska led (gröna) med kvartsdioritisk–dioritisk och undantagsvis gabbroid sammansättning. Några få procent av arealen utgörs slutligen av unga (serorogena) massformiga graniter, granitoider och pegmatiter (röda), dels i form av självständiga massiv och dels, måhända kvantitativt av större betydelse, som inblandning i övriga bergarter i form av körtlar, gångar och ådror (röda spolar och streck). Tidsmässigt mellan de äldre och yngre intrusiven uppträder intraorogena basiska gångruptiv (A i kartan) med ur tektonisk synpunkt skiftande beteenden.

Den äldsta regionala karteringen inom kartans område skedde mellan åren 1871 och 1878 vid tillkomsten av kombinerade jordarts- och berggrundskartor i skalan 1:50 000 i Sveriges geologiska undersöknings regi. Det sammanslagna kartbladet Nynäshamn NV, SV faller helt inom ramen för sex av de äldre kartbladen, nämligen Nynäs (34 %), Landsort (22 %, mestadels havsområden), Trosa (20 %), Årsta (11 %), Björksund (7 %, övervägande havsområden) och Hörningsholm (6 %).

En bättre överblick av de geologiska förhållandena än nämnda kartor, men likväl baserad på dessa, ger den av Törnebohm (1876–81) utgivna heltäcknade berggrundskartan över Mellersta Sveriges Bergslag i skala 1:250 000 (blad nr 9). Likheten mellan min och Törnebohms karta, vad gäller utbredningen av olika bergarter, inskränker sig väsentligen till mera lättidentifierade bergarter av typ kalksten jämte enstaka gångar av diabas. F.ö. är Törnebohms karta i så motto riktig att huvuddelen av berggrunden betecknats som granat-cordieritgnejs, om ock inga försök till genetisk tolkning av denna bergart har gjorts. Även Holmquists karta i Stockholms kustregion (skala 1:200 000), utgiven med anledning av den internationella geologkongressen i Stockholm 1910, täcker in huvuddelen av mitt kartområde. Holmquists karta är värdefull främst därigenom att granat-cordieritgnejserna, medelst schablonbeteckningar spaltats upp i två genetiskt olikartade bergartsled, nämligen basiska gnejsgraniter och omvandlade ytbergarter. Detta är ett steg framåt och pekar i riktning mot den i detalj genomförda uppdelningen mellan gnejsgraniter och sedimentgnejsar, som sedermera genomförts i den nya kartan.

Bergarter, metamorfos och tektonik inom kartområdet påminner starkt om förhållandena i de mot norr och väster tillstötande Stockholms- och Nyköpings-

regionerna. Till kartbladen i dessa områden med åtföljande beskrivningar kommer att hänvisas i det följande, när jämförbara bergarter och företeelser redovisas (Stålhös 1969, s. 1–190, 1975, s. 1–99 samt Lundström 1974, s. 1–120, 1975, s. 1–78).

Förutom kartor över berggrund och tektonik, den senare kommenterad i kapitlet på s. 74 och 96, innefattar den bifogade kartfoldern även en magnetisk totalintensitetskarta. Denna ger i huvudsak en bild av magnetitens fördelning inom berggrunden, men även den magnetiskt betydligt svagare magnetkisen har sannolikt lämnat bidrag till flera av kartområdets magnetiska anomalier. Endast i den mån magnetiten och/eller magnetkisen är regelbundet knutna till speciella bergartstyper kan en viss överensstämmelse mellan bergartsgränser och magnetiska konturgränser förväntas. Detta är främst fallet med ett flertal stora diabasgångar samt vissa djupgrönstenar.

Lokala inslag av magnetit inom leptiterna ger sig också tillkänna som kraftiga anomalier. Även skarnbergarter utmärks ofta av förhöjd magnetisk anomali. Gnejsgraniterna däremot, på några undantag när, uppvisar liksom sedimentgnejserna vanligen en mycket svag magnetism. Ett oregelbundet fördelat innehåll av magnetkis och/eller magnetit inom de senare höjer dock magnetismen lokalt.

Inom havsområden där hällobservationer ofta är mycket fåtaliga har likväl försök gjorts till bedömning av berggrundens beskaffenhet genom tämligen djärva extrapolationer mellan olika observationspunkter. Regeln har varit "bättre en kvalificerad gissning än ingen alls". Den magnetiska kartan har i dessa områden spelat en stor roll, särskilt när det gällt att påvisa och avgränsa vissa diabasgångar. Även några magnetit- och magnetkisförande leptitstråk kring ön Lacka samt på öarna i Yttre Hållsfjärden har avgränsats på liknande sätt. För läsbarhetens skull markeras de olika bergartsstråken inom havsområden vanligtvis med en smal färgbård.

Behjälpliga vid utförandet av de planimetriska analyserna till beskrivningen har varit geolog Birgitta Bygghammar och fil. kand. Per Ihre. Antalet räknade punkter i point-countanalyserna framgår i varje särskilt fall ur diagram och tabeller (N = antal). Mineralidentifiering på röntgenografisk väg har gjorts av fil.kand. Jan Olof Arnbom. De kemiska bergartsanalyserna med tillhörande analyser av spårelementen har genomförts vid SGU enligt gängse laboratorierutin och normerna för fullständig bergartsanalys. Beträffande analysnoggrannhet och metodik vad gäller såväl planimetriska som kemiska analyser hänvisas till metodikkapitlet i kartbladsbeskrivningen Nyköping SO (Lundström 1976, s. 15–17).

I flera fall har bergarternas mineralogiska sammansättning räknats fram ur de

kemiska analyserna via en s. k. ekvivalentnorm. Denna har under beteckningen (E) införts och ersätter helt eller delvis de planimetriskt beräknade mineralsammansättningarna i diagrammen 1, 2 och 3 samt tabellerna 2 och 4. Den procentuella ekvivalentnormfördelningen kan nämligen approximativt jämföras med bergarternas modala sammansättning uttryckt i vol.-% (Burri 1959, s. 179). Varje kemisk analys anges i koordinater i rikets nät. Lokalangivelser i beskrivningen för övrigt åtföljs av en siffer-bokstavskombination, som anger inom vilket ekonomiskt kartblad lokalen ligger enligt koordinatsystemet i kartans yttre ram.

Bergartsnomenklaturen baserar sig på den mineralogiska sammansättningen hos de olika leden och följer Streckeisen (1967) för vulkaniska ytbergarter, medan de av IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973) givna rekommendationerna tillämpats beträffande djupbergarterna.

Geologiska termer förklaras inte närmare i texten utan läsaren hänvisas till geologiska läroböcker sådana som Lundegårdh (1977 och 1978) och Loberg (1973).

Karteringsarbetet har utförts under åren 1973–76 med biträde av extrageologerna Jan Bida, Christer Löfgren, Per Olof Ehlin och Jan Olof Arnbom.

Sedimentgnejser

Inom kartområdet dominerar sedimentgnejser, vilkas ursprung kan ledas tillbaka på normala vittringssediment. Bland dessa märks främst grovt ojämnkorniga, kvarts-fältspatådrade, biotitsliriga gnejser med växlande, ofta rikligt inslag av de aluminiumrika karaktärsmineralen cordierit, granat, sillimanit och andalusit. Mineralen ifråga antyder att primärt lerrika och följaktligen också aluminiumrika sediment bildat utgångsmaterial till dessa gnejser. I oregelbunden växelagring med nu nämnda led finner man underordnat sedimentgnejser av fältspatkvartsitisk eller vanligare plagioklaskvartsitisk sammansättning, vilkas ursprung torde kunna föras tillbaka på ett något grövre, mo-sandigt inslag i den f.ö. dominerande lerrika sedimentationen. Sistnämnda led dominerar endast undantagsvis, främst längst i sydost på Yttre Gården sydost om Nynäshamn och på vissa av öarna i Gupafjärden (3a) öster om det nord-sydliga gnejsgranitstråk, som finns där.

Granat-cordierit-sillimanit-andalusitådergnejser

Kartområdets ådergnejser är vanligtvis mycket ojämknorniga (kornstorlekar från 0.5 mm till flera millimeter) och i detalj heterogena med avseende på den mineralogiska sammansättningen, vilket i stort sett omöjliggör utförandet av meningsfulla volymetriska analyser inom ramen för ett slipprov. Av denna anledning har bergarternas sammansättning i stället beräknats via halvkvantitativa bestämningar av mineralfördelningen i mikroskop. Dessa data presenteras, på två undantag när (äldre analyser där slipprov saknas), tillsammans med motsvarande kemiska analyser i tabell 1.

Bland huvudmineralen (> 25 vol.-%) märks främst kvarts, men lokalt ingår också endera plagioklas, kalifältspat eller biotit. Kombinationen av väsentliga mineral (5–25 vol.-%) varierar starkt. Typiska representanter inom detta intervall är de båda fältspaterna samt biotit, cordierit, granat och sillimanit. Bland underordnade mineral (1–5 vol.-%) tillkommer lokalt andalusit, grafit, magnetkis, turmalin och sekundär muskovit. Accessoriska mineral (< 1 vol.-%) är främst apatit och zirkon.

Till det yttre är sedimentådergnejserna grå, mer eller mindre biotitsliriga och kvarts-fältspatådrade, ofta med ett iögonfallande inslag av stora (5–50 mm), mörkvioletta granater (fig. 1).

Cordieriten är ofta makroskopiskt iakttagbar som små (1–5 mm), mörka korn i de mestadels gråvita eller lokalt lätt rosafärgade kvarts-fältspatådrorna. Sillimanit och andalusit iakttas sällan med blotta ögat utan först vid mikroskopisk granskning i slipprov. Mineralen uppträder som småkorniga aggregat eller som prismatiska nålar (sillimanit) inom de parallellanordnade biotitskikten. Kalifältspaten i bergarterna är en finpertitisk mikroklin. Mineralet torde till skillnad från plagioklasen ej ha utgjort en primär beståndsdel i de ursprungliga sedimenten utan i huvudsak ha bildats genom sekundära reaktioner, främst mellan kvarts och preexisterande muskovit i samband med omvandlingar under hög temperatur och ett relativt högt tryck (Stålhös 1969, s. 171).

Plagioklasernas anortitinneåll, beräknade ur de kemiska analyserna i tabell 1, varierar från 15 till 30 % med vanligaste halter kring 20–25 %. Biotiten visar i mikroskop vanligen en pleokroism i färger från svagt gulbrun till rödbrun. Kloritomvandling kan iakttas lokalt. Granat bildar i huvudsak kompakta, isometriskt individ men innesluter lokalt också små rundade kvartsfält och undantagsvis biotit jämte sillimanit. I några fall kan mineralet enligt fältiakttagelser bilda långsträckta, med skiffrigheten parallella kristallaggregat. Granaten är enligt tidigare erfarenheter av järnrik typ, en almandin (70–85 mol.-%) med

TABELL 1. Kemiska och halvkvantitativa mineralogiska analyser av sedimentgnejsar från kartbladet Nynäshamn NV/SV (vikt-%)
Chemical and semi-quantitative mineralogical analyses of thirteen argillitic- and semiargillitic veined gneisses and two meta-arenitic gneisses from the map area (weight %)

Prov nr	G.S. 75:92	J.B. 73:3b	G.S. 74:24	J.B. 73:5	J.B. 73:3a	G.S. 73:6a	G.S. 73:6b	G.S. 73:7	C.L. 74:6	J.B. 74:16	C.L. 74:11	24(D)	22(557)	G.S. 75:143	G.S. 75:81
Lab. nr	011 0080	010 9633	010 9643	010 9639	010 9634	010 9636	010 9638	010 9635	010 9641	010 9637	010 9640	-	-	011 0079	011 0077
SiO ₂	60.0	61.0	64.1	65.0	66.0	66.8	67.3	68.3	68.4	68.6	73.1	64.70	68.35	74.0	81.0
TiO ₂	1.1	0.82	0.63	0.71	0.70	0.57	0.62	0.69	0.85	0.59	0.47	0.38	0.42	0.56	0.15
Al ₂ O ₃	17.7	19.7	18.8	17.0	16.5	15.9	15.7	15.7	16.3	14.9	13.4	16.45	15.70	11.7	9.2
Fe ₂ O ₃	1.0	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8	0.9	0.4	0.2	0.6	0.1	1.02	1.08	0.3	0.1
FeO	7.5	5.4	3.8	5.3	5.1	4.6	4.6	4.8	5.1	4.7	3.4	3.98	4.21	2.8	1.5
MnO	0.08	0.06	0.04	0.09	0.07	0.08	0.07	0.03	0.07	0.08	0.02	-	0.05	0.04	0.02
CaO	1.6	1.0	0.4	1.1	1.2	1.1	1.1	0.5	0.8	0.9	1.3	1.73	1.11	0.8	3.0
MgO	3.2	2.8	1.9	2.1	2.2	2.0	2.0	1.8	2.0	2.0	1.4	2.92	1.84	1.4	1.1
Na ₂ O	2.0	1.9	1.0	1.8	1.9	1.7	1.8	1.3	1.1	1.5	2.0	2.21	2.11	2.0	0.8
K ₂ O	3.0	4.4	5.2	3.9	3.7	3.6	3.2	4.6	3.2	3.6	3.0	4.23	3.82	4.9	1.0
H ₂ O > 105°C	2.0	1.1	2.2	1.4	0.9	1.9	1.6	0.8	1.0	1.6	1.0	1.35	0.90	0.8	1.5
H ₂ O < 105°C	0.3	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.1	-	-	0.2	0.1
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.04	0.08	0.10	0.10	0.07	0.06	0.06	0.08	0.03	0.15	0.11	0.10	0.06
CO ₂	-	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.07	0.11	-	-	-	-
F	-	0.09	0.03	0.09	0.09	0.07	0.08	0.04	0.01	0.06	0.06	-	-	-	-
S	-	0.02	0.20	0.02	0.02	0.05	0.05	0.11	0.10	0.06	0.05	-	-	-	-
BaO	0.05	0.12	0.08	0.10	0.11	0.11	0.09	0.09	0.11	0.09	0.06	-	-	0.11	0.01
Summa	99.59	99.67	99.42	99.55	99.56	99.65	99.55	99.58	99.48	99.58	99.55	99.12	99.70	99.71	99.54
k	0.49	0.60	0.77	0.58	0.56	0.58	0.53	0.69	0.65	0.61	0.49	0.56	0.54	0.61	0.45
mg	0.40	0.44	0.43	0.38	0.40	0.39	0.39	0.38	0.39	0.40	0.41	0.52	0.38	0.44	0.54
t'	17	22	28	19	18	19	20	21	27	19	14	12	16	5	6

Al-översk. ² (kation %)	9	11	13	9	8	8	8	9	11	8	5	6	7	2	2
Al ₂ SiO ₅ ³	13	17	20	14	12	12	12	14	17	12	8	9	11	3	3
Huvud- ⁴ mineral >25 vol.-% Main mi- nerals	Kvarts (30 %) Biotit (30 %) Plag. (An ₃₀) (25 %)	Kvarts Biotit	Kvarts Kfsp.	Kvarts	Kvarts	Kvarts	Kvarts	Kfsp. Kvarts	Kvarts	Kvarts	Kvarts				
Väsentliga mineral 5-25 vol.-% Essential minerals	Granat Cord. (pseud.) (An ₂₀) Sill.	Kfsp. Plag. (An ₂₅) Sill.	Cord. (pseud.) (An ₂₅) (An ₂₀) Biotit Kfsp. Granat Sill.	Plag. (An ₂₅) Biotit Kfsp. Granat Cord.	Plag. (An ₂₅) Biotit Kfsp. Granat Cord.	Plag. (An ₂₅) Biotit Kfsp. Granat Cord.	Plag. (An ₂₅) Biotit Kfsp. Granat Cord.	Kfsp. (An ₂₅) Biotit Cord. Granat Granat	Kfsp. (An ₃₀) Biotit Cord. Granat	Kfsp. (An ₂₅) Biotit Cord. Granat	Kfsp. (An ₂₅) Biotit Cord. Granat				
Underord- nade mineral 1-5 vol.-% Subordinate min.	Sill. Turm.		Granat Cord.	Sill. Cord.	Sill. And.	Sill. Klorit	Sill. Grafit	Sill. Grafit Magnet- kis	And. Grafit Magnet- kis	Musk. (sek.) Sill.	Cord. Sill.				
Accesso- riska mineral <1 vol.-%	Zirkon Apatit Zirkon	Grafit Granat Zirkon	Grafit Kis Zirkon	Grafit Kis Zirkon	Sill. Grafit	Grafit Kis Zirkon	Grafit Kis Zirkon		Sill. Zirkon Kis	And. Zirkon Kis	Musk. Zirkon Grafit				
Vanadin ppm	235	280	190	140	210	220	205	275	230	160	75		120	50	
Bor	700	15	20	10	20	15	15	10	<10	10	<10		<10	10	
Krom	285	165	100	110	140	85	100	145	175	90	30		70	20	
Nickel	75	55	40	35	50	40	35	60	30	40	10		30	20	

¹ $t = \text{al} - (\text{c} + \text{alk})$ ² Al-överskott = $\text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ ³ Teoretisk mängd Al₂SiO₅ ekvivalent med resp. Al-överskott
Al-surplus (cation %)
Theoretical quantity of Al₂SiO₅ equivalent to the Al-surplus, respectively

⁴ Kfsp. = kalifältspat, plag. = plagioklas, cord. = cordierit, sill. = sillimanit, and. = andalusit, musk. = muskovit, turm. = turmalin

Analyslokaler till tabell 1

- G.S.75:92. Granat-cordieritförande biotit-plagioklasskiffer med turmalin och sillimanit. – Kummelklubb OSO invid Trädgårdsskär (3a). 65180/16028.
- J.B.73:3b. Sillimanitådergnejs. – 100 m S om Sandhälla, V om Sörsjön (8a). 65416/16000.
- G.S.74:24. Cordierit-sillimanitådergnejs. – 100 m V om Örsta, ca 1.5 km OSO om Mörkö k:a (8b). 65425/16072.
- J.B.73:5. Granatådergnejs. – 300 m O om Åtorpsmossen, ca 2.5 km N om Tullgarn (8a). 65406/16030.
- J.B.73:3a. Granat-cordieritådergnejs. – 100 m S om Sandhälla, V om Sörsjön (8a). 65416/16000.
- G.S.73:6a. Granat-cordieritådergnejs. – Bygdegård, ca 1.7 km N om Mörkö k:a (8b). 65449/16069.
- G.S.73:6b. Cordierit-granatådergnejs. – Bygdegård, 1.7 km N om Mörkö k:a (8b). 65449/16069.
- G.S.73:7. Cordierit-granatådergnejs. – Kumla, 2 km N om Mörkö k:a (8b). 65454/16073.
- C.L.74:6. Cordierit-granatådergnejs. – 600 m S om Segersång (9e). 16215/65464.
- J.B.74:16. Cordieritådergnejs. – 350 m N om Långholm, ca 400 m V om Nynäsviken (6e). 65308/16204.
- C.L.74:11. Granatådergnejs. – 500 m N om Vreta, ca 3 km SO om Ösmo stn (8e). 16228/65406.
- 24(D). Granatådergnejs. – St. Vika (7c). vid Fällnäs-viken. (Se GFF 83, s. 375 analys D).
- 22(557). Granatådergnejs. – Invid Nynäsviken (6e), Nynäshamn. (Se W. Larsson 1932, s. 112 analys 557.)
- G.S.75:143. Fältspatkvartsit. – Yttre Gården (södra delen), SSO om Nynäshamn (5e). 65291/16246.
- G.S.75:81. Plagioklaskvartsit med kalkrik plagioklas. – Skränmässkären, östra holmen, Krabb-fjärden (3a). 65169/16034.



Fig. 1. Granat-cordieritådergnejs. – Källholmen S om Oxnö (6b) i norra Svärdsfjärden.
Veined garnet-cordierite gneiss (meta-argillite).

inslag av magnesiumrik pyrop (5–20 mol.-%) jämte något kalk- och mangangranat (grossular respektive spessartin).

Cordieriten i nu nämnda bergarter bildar mestadels inneslutningsfria men kraftigt sprickgenomdragna individ. I ett fall på tre bildar mineralet glasklara, friska korn medan för övrigt serpentinomvandling över hela ytan, eller pinitomvandling utmed sprickor, dominerar.

Grafit har iakttagits i slipprov som långsträckta kompakta lameller. Turmalin (färglös–ljusgrön) finns rikligt i prov 75:92, vilket också bekräftas av en motsvarande hög borhalt enligt tabell 1.

De första 13 sedimentgnejsanalyserna i tabell 1 torde ur kemisk synpunkt närmast motsvara ursprungliga lerrika sediment med en växlande, ofta hög inblandning av kvarts jämte något mindre mängder av plagioklas. Endast prov C.L.74:11 utgör ett gränsfall genom en hög SiO₂-halt måhända närmare anknytt till de fältspatkvarstiska leden i tabellens slut (jfr även tabell 2).

Det primära inslaget av lera i nämnda bergarter ger sig till känna i form av ett betydande aluminiumöverskott. Detta framgår både av Niggli's *t*-värden (=relativt aluminiumöverskott) och av de absoluta aluminiumöverskotten uttryckt i katjonprocent i tabell 1, vilka värden är av en storleksordning som väl kan finna sin motsvarighet inom vissa magra led av nutida leror. För att läsaren skall få ett begrepp om vad dessa relativa respektive absoluta överskottsmängder av aluminium betyder i realiteten, anges den mängd (vol.-% $\approx$ ekv. norm %) av ett i bergarterna ofta förekommande aluminiummineral (sillimanit och/eller andalusit), som teoretiskt kan bildas ur tillgängligt aluminium i varje särskilt fall. De lerrika leden ger härvidlag genomsnittliga halter motsvarande 13–14 vol.-% sillimanit-andalusit, medan fältspatkvarstiserna håller ca 1/3-del av denna mängd.

Såväl kemiskt som petrografiskt påminner kartområdets ådergnejser enligt tabell 1 starkt om motsvarande led inom både Stockholmsområdet (Stålhös 1969, tabell 1) och inom kartbladet Nyköping NO (Stålhös 1975 i tabell 1, s. 14). Niggli's *k*- och *mg*-värden ($k = K/Na$; $mg = Mg/(Mg + Fe)$), dvs. dessa för olika sediment mycket särskiljande kvoter, är i medeltal praktiskt taget identiska inom samtliga områden ($k \approx 0.6$; $mg \approx 0.4$) liksom andra i tabell 1 ej anförda Niggli-tal (*al*, *alk*, *c* och *fm*). Med avseende på det totala kiselsyrainnehållet i bergarterna, dvs. Niggli-talet *si*, visar Nyköpingsområdet däremot högre värden (347) än Stockholms- och Nynäshamnsområdena (ca 250). De relativa aluminiumöverskotten *t* är i nämnd ordning 24, 21 och 19. Sammanfattningsvis är den i stort dominerande lerrika sedimentationen inom Stockholms–Nynäshamnsregionerna, dvs. på Södertörn, av nästan identisk beskaffenhet, medan en lätt

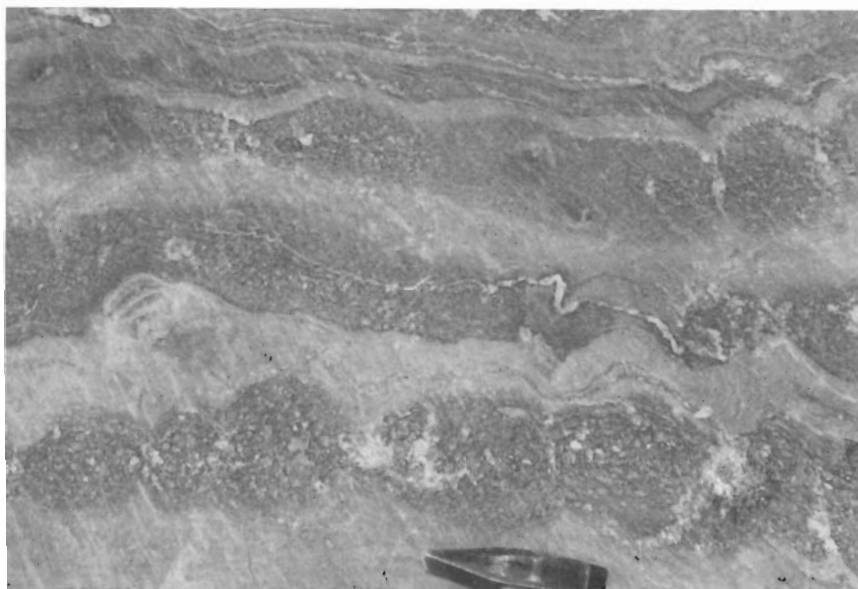


Fig. 2. Tydlig lagring med relativt välbevarad "graded bedding" i en föga åderförgnejsad granat-cordieritgnejs. Ett gott exempel på de bäst bevarade sedimentgnejserna inom kartområdet koncentrerade till skärgården i Yttre Hällsfjärden. Mineralen granat och cordierit är helt knutna till de ursprungligen lerrika skikten. – Holme ca 200 m Ö om nordspetsen av Trädgårdsskär (3a).

Preserved graded bedding in not veined garnet-cordierite gneiss.

tilltagande kvarsitisk prägel möjligen kan utläsas i riktning mot Nyköping utan att för den skull lerinslaget, dvs. aluminiumöverskottet, minskar.

Från tabell I kan följande utläsas om spårelementens fördelning. Vanadinhalterna i gnejserna av lerursprung ligger mestadels kring 200 ppm, medan de kvartsrikare fältspatkvartsitiska gnejserna, vilka beskrivs i följande kapitel, håller ungefär halva denna mängd. Samma gäller för krom-nickelvärdena i tabellen, med väl dubbelt så höga halter i de ursprungligen lerrika gnejserna (> 100 ppm resp. 50 ppm) som i fältspatkvartsiterna (< 40 resp. < 15 ppm; se f.ö. Stålhös 1974, fig. 4 och s. 24).

De nu beskrivna granat-cordieritådergnejserna med mycket entydiga och vackra utbildningsformer, lokalt med granater från en valnöts till en knytnäves storlek, kan studeras inom större delen av kartområdet. Lättast tillgängliga exkursionslokaler torde finnas i Trosa med omgivningar samt utmed vägen söder om Fjättersjön (6e), väster om Nynäshamn. Bäst bevarade, skifferlika, blott obetydligt ådergnejsomvandlade sedimentgnejsar (se tabell I, prov 75:92)

med bibehållen lagring och lokalt t.o.m. "graded bedding" finner man på ömse sidor om det veckade kalkstens-leptitstråket öster om Gupafjärden (3a). Granat och cordierit kan här uppträda rikligt tillsammans i de ursprungligen lerrika skikten, t.ex. på en mindre holme invid norra delen av Trädgårdsskär (fig. 2). Den svaga åderförgnejsningen i detta område har sannolikt sin förklaring i att de ursprungliga sedimenten varit relativt fattiga på muskovit. Minalet i fråga torde i huvudsak ha förbrukats i samband med den stigande metamorfosen vid tidigare reaktioner tillsammans med klorit under bildning av biotit, cordierit m.m. inom ramen för lägre temperaturintervall. Frånvaron av muskovit försvårar nämligen i hög grad åderförgnejsbildning inom metasedimenten vid en fortsatt stegrad omvandling.

Rostfärgade zoner med på ytan starkt vittrade och porösa bergarter påträffas lokalt inom granat-cordieritådergnejserna. Dessa zoner sammanfaller ofta med förhöjda magnetiska anomalier. Exempel härpå utgör ett betydande område öster om sjön Älrviken (7e). Samma är förhållandet på mellersta Gärflotta (5e) och några öar norr därom samt i trakten norr om Stensund (6a). Det är svårt att i varje särskilt fall avgöra om det magnetiska draget förorsakas av magnetit eller magnetit.

Slutligen skall nämnas att en detaljerad redogörelse för bergarter svarande mot de nu beskrivna ges under bl.a. rubriken "Granatådergnejs-skiffergnejs" i mitt tidigare anförda arbete om den angränsande Stockholmsregionen (1969, s. 25–43 och 171–178). Även problem vad gäller åderförgnejsning m.m. berörs här.

Kvartsrikare sedimentgnejs (plagioklaskvartsit – fältspatkvartsit)

Plagioklaskvartsiter eller fältspatkvartsiter utgör som tidigare nämnts (s. 12) en underordnad del av sedimentgnejserna. Tabell 1 visar den kemiska sammansättningen av tvenne fältspatkvartsiter, där höga SiO_2 -halter är främsta kännetecknen. De planimetriskt bestämda mineralsammansättningarna framgår av tabell 2, där även några ekvivalentnormer beräknats ur de kemiska analyserna i tabell 1. Prov G.S.75:81 utgör exempel på att planimetrisk analys alternativt ekvivalentnorm ger ungefär likartade resultat vid beräkning av mineralsammansättningen. En hög kvartshalt (66–42 vol.-%) jämte plagioklas, biotit och/eller klorit i avtagande mängder utgör fältspatkvartsiternas viktigaste kännetecken. Kalifältspat i större halter är en ovanlig förekomst. Prov 75:143 utgör härvidlag ett undantag, där mineralet kan vara sekundärt anrikat genom infiltration av lösningar i samband med åderförgnejsningsprocessen och åtföljande kalifält-

TABELL 2. Mineralfördelningen i kvartsrikare sedimentgnejsjer
(plagioklaskvartsiter – fältspatkvartsiter)*Mineral composition of meta-arenitic gneisses from the map area*

Prov nr	G.S. 75:81		G.S. 74:20a		G.S. 74:20b		G.S. 74:33b		G.S. 74:46		G.S. 75:143	
	Ekv. norm	vol.-%	Ekv. norm	vol.-%	Ekv. norm	vol.-%	Ekv. norm	vol.-%	Ekv. norm	vol.-%	Ekv. norm	vol.-%
Kvarts	66.2	61.8	57.0	56.6	55.2	41.3	41.7					
Plagioklas	23.0	28.0	21.0	29.9	33.6	40.5	22.0					
An %	67	60	20	20	60	10	15					
Kalifältspat	—	—	1.5	—	1.4	—	20.0					
Biotit	10.5	9.2	8.0	1.4	4.6	+	16.0					
Klorit	—	—	6.6	8.3	1.6	13.9	—					
Granat	—	—	4.5	3.0	—	1.4	+					
Epidot	—	1.0	—	—	1.1	1.0	—					
Kalcit	—	+	+	0.4	0.8	—	—					
Grafit	—	—	1.2	0.2	—	—	—					
Magnetkis	—	—	—	—	0.5	—	—					
Apatit	0.2	+	0.2	0.2	—	0.2	0.2					
Zirkon	—	+	—	—	—	+	+					
Titanit	—	—	—	—	1.1	1.4	—					
Prehnit	—	—	—	—	+	—	—					
Opakmin. ospec.	—	—	—	—	—	0.2	—					
Kornstorl. mm		0.2	0.2	0.2	0.3	0.5–1	0.2–0.3					
N		382	347	495	366	496						

- G.S.75:81. Plagioklaskvartsit med kalkrik plagioklas. – Skränmässkären, östligaste holmen (3a), Krabbfjärden. Kem. analys tabell 1. Nynäshamn SV.
- G.S.74:20a. Plagioklaskvartsit. – Höjd 700 m OSO om Furuholmen (7a), V om Mörköfjärden. Nynäshamn NV.
- G.S.74:20b. Plagioklaskvartsit. – Lokal som ovan.
- G.S.74:33b. Plagioklaskvartsit (med kalkrik plagioklas) i tät växellagring med kalileptit och innesluten i kalksten. – St. Vika kalkstensbrott (7e). Nynäshamn NV.
- G.S.74:46. Plagioklaskvartsit. – N om Fjättersjön, ca 1.7 km NV om Nynäs gård (7e). Nynäshamn NV.
- G.S.75:143. Fältspatkvartsit. – Yttre Gården, södra delen (5e), SSO om Nynäshamn. Kem. analys tabell 1. Nynäshamn NV.

spatbildning i närliggande sediment av lerursprung. Anortitinhållet i plagioklaserna brukar vanligen hålla sig kring 15 à 30 %. De lokalt höga halter som visas i tabell 2 (60 % An) har jag tidigare stött på (t. ex. Stålhös 1969, s. 55). Jag förmodar att de även nu beror på ett ökat inslag av kalk eller snarare något mörkelblandad kalk i den primära sedimentationen. Lokaliseringen av de anortitrika proven, dels som inlagring i kalksten (33b) och dels i närheten av ett kalkförande stråk (81), tyder härpå.

Accessoriskt uppträder granat, grafit, apatit m.fl. mineral, ofta av samma typ som i granat-cordieritådergnejserna men av naturliga skäl i mindre kvantiteter.

Kornstorlekarna varierar kring 0.2–0.3 mm på något undantag när. Till skillnad från de ursprungligen lerrika finkorniga sedimenten, där omvandlingarna genom omkristallisation ofta resulterat i tämligen grovkorniga led, har kornstorlekarna inom plagioklaskvartsiterna enligt tidigare erfarenheter endast två- eller tredubblats vid samma omvandlingar (jfr Stålhös 1969, s. 55, och 1972, s. 25).

Sedimentgnejserna av fältspatkvartsitisk (plagioklaskvartsitisk) typ har åderförgnejsats i mycket ringa omfattning jämfört med de nyss nämnda granat-cordieritgnejserna, främst beroende på ett lågt primärt inslag av lera, vilket framgår av de små aluminiumöverskotten enligt de kemiska analyserna i tabell 1. Ådrorna är vanligen raka i dessa ur veckningssynpunkt tämligen hållfasta bergarter och utgör tillsammans blott en ringa del av bergartens totala volym.

En utförligare beskrivning av nu behandlade bergarter kan erhållas i kapitlet "Metaarenitisk gnejs –gråvackegnejs och associerade migmatiter" i arbetet Stockholmstraktens berggrund (1969, s. 51–67).

Gnejser av sannolikt vulkaniskt ursprung

Alkalileptiter, väsentligen kalileptiter, har iakttagits på åtminstone ett 30-tal olika ställen spridda över hela kartområdet men utgör likväl mindre än 5 % av den totala ytan. Bortsett från ett antal större förekomster med synformartat läge inom områdets västra del och några tektoniskt mindre väl definierade stråk i skärgården söderut finner man också alkalileptiterna generellt som centimeter- till meterbreda inlagringar i eller tunna randzoner kring de ymnigt uppträdande kalkstenarna inom kartområdet. Dessa förekomster är mestadels så små att de inte kan markeras på kartan men har ett visst intresse ur genetisk synpunkt i den bemärkelsen att alkalileptiter och kalkstenar tycks följas åt även om omgivningen i stort kring flera kalkstensstråk utgörs av sedimentgnejs.

Uppträdandet av intermediära och/eller basiska metavulkaniter (metadaciter, metakvartsandesiter och metaandesiter) inskränker sig väsentligen till ett fåtal lokaler belägna på öarna i det södra skärgårdsområdet. (Se det följande.) Metabasiter av ospecificerat slag har tämligen underordnad betydelse och behandlas summariskt efter de intermediära och basiska metavulkaniterna.

Alkalileptiter

Alkalileptiterna skiljer sig i växlande grad från omgivande sedimentgnejs främst genom den mineralogiska sammansättningen och i mindre utsträckning genom strukturen och färgen. Bergarterna, vilkas färger växlar från rödlätt via gråvit till grå, är ofta finbandade i centimeter- till decimeter-skala. De mörkare,

Analyslokaler till diagram 1

- G.S.75:83. Bandad kvartsrik rödlätt leptit. – Holme 1 km SO om Trädgårdsskär (3a). Nynäshamn SV. 65176/16031.
- G.S.76:155. Grå kalileptit, kvartsrik. – 250 m SV om Kalvnäs (5c), södra Lisö, Nynäshamn NV.
- P.O.E.73:2. Grå bandad kalileptit, kvartsrik. – 200 m SO om Fagerbjörk, ca 2.5 km NO om Trosa k:a (6a). Kem. analys i tabell 3, 65334/16025. Nynäshamn NV.
- G.S.74:37. Rödgrå bandad kalileptit. – Ekholmen, Ö om Ekö (6b), södra Mörkö. Nynäshamn NV.
- P.O.E.73:10. Rödlätt kalileptit. – 300 m N om Brotorp, ca 3.5 km SSV om Tullgarn (6a). Kem.analys i tabell 3, 65348/16009. Nynäshamn NV.
- P.O.E.73:14. Grå kalileptit. – 250 m N–NNV om Andervik (6a), ca 3 km S om Tullgarn. Kem.analys i tabell 3, 65348/16022. Nynäshamn NV.
- G.S.74:58a. Rödgrå kalileptit. – Låskär, SO-spetsen av Torö (4d). Nynäshamn SV.
- G.S.74:29. Grå kalileptit ur 1–5 dm brett lager i kalksten. – Oaxens kalkbrott (8b), mellersta östra delen. Nynäshamn NV.
- G.S.75:113. Röd kalileptit, något ådrad och delvis granulerad. – Krämö sydudde (5b). Nynäshamn NV.
- G.S.75:77. Grå-röd bandad leptit. – Lacka – Trutbådarna (2a), Krabbfjärden. Kem.analys i tabell 3, 65132/16036. Nynäshamn SV.
- G.S.73:5. Grå kalileptit. – 750 m V om Hölö k:a (8a). Nynäshamn NV.
- G.S.73:4. Grå glimmerrik kalileptit med cordierit och andalusit. – Österby, 2.5 km V om Hölö k:a (8a). Nynäshamn NV.
- G.S.74:34. Grå glimmerrik kalileptit ur 5 m bred inlagring i kalksten. – St. Vika kalkbrott, västra delen (7c). Nynäshamn NV.
- G.S.75:114a. Grå kalileptit. – Fifång (5c), Östra bukten. Nynäshamn NV.
- G.S.73:3. Rödgrå glimmerrik kalileptit med sillimanit och cordierit. – 250 m NV om Brotorp, ca 3.5 km SSV om Tullgarn (7a). Nynäshamn NV.
- G.S.74:33. Tunt skikt av kalileptit i växellagring med skarnig metaarenit (se G.S.74:33b, tab. 2). Allt i sin tur inbäddat i kalksten som ett 5 m brett lager. – St. Vika kalkbrott (7c). Nynäshamn NV.
- G.S.75:82. Rödgrå till grå, glimmerrik, bandad fältspatintermediär och något ådrad leptit med inslag av sillimanit. – Trädgårdshällen (3a), holme S om Trädgårdsskär, ca 200 m OSO om Viksklubben. Yttre Hällsfjärden 65177/16027. Nynäshamn SV.
- P.O.E.73:13. Grå kalileptit. – Stranden vid Kolvik (6a), ca 4.5 km Ö–ONO om Trosa. Kem. analys i tabell 3, 65328/16049. Nynäshamn NV.
- G.S.75:84. Röd kalileptit. – Kalskär, V om Lacka (3a). Nynäshamn SV.
- G.S.76:159. Skarnleptit, kalidominerad grå i växellagring med kalksten. – Södra gränsen av kalkbrottet i St. Vika (7c). Nynäshamn NV.
- G.S.74:27. Grå bandad kalileptit inlagrad i kalksten. – Oaxen, centrala brottet (8b), Ö om Mörkö. Kem.analys i tabell 3, 65406/16098. Nynäshamn NV.
- J.B.74:24. Rödgrå något ådrad och förgravad natronleptit. – Malhuvuds SO-spets (6d), ca 4 km V om Nynäshamn NV.
- G.S.75:91. Ljusgrå natronleptit. – Trädgårdsskär (3a), norra delen. Nynäshamn NV.

vanligen mycket tunna skikten utgörs väsentligen av biotit, mera sällan av skarnmineral såsom hornblände eller epidot. Inom vissa områden gör leptiterna ett mer massformigt intryck, t.ex. inom de rödligt färgade och välblottade höjderna kring Brotorp väster om Anderviken (6a). Alkalileptiternas mineral-sammansättning framgår av diagram 1. Kornstorlekarna i bergarterna växlar mestadels från 0.2 till 0.5 mm och når lokalt upp mot 1 mm. Texturen är granoblastisk. Kalifältspaten dominerar kraftigt över plagioklasen (utom i natriumleptiterna t.h. i diagram 1; se det följande), och tillsammans förekommer fältspaterna vanligen i långt större mängder än kvartsen (jfr dock nedan). Alkalileptiterna skiljer sig härigenom på ett markant sätt från de nyss behandlade mycket kvartsrikare och vanligen plagioklasförande fältspatkvartsiterna liksom givetvis också från de glimmerrikare och strukturellt ofta grovkorniga granat-cordieritådergnejserna. Där leptiterna är nära förbundna med kalkstenar, i likhet med plagioklaskvartsiterna (s. 19), har en sekundär förhöjning av plagioklasernas An-halt erhållits genom tillskott av kalk och något mägerl. (Se diagram 1 t.ex. prov 33 och 159.) Alkalileptiterna har dock mestadels en väl bibehållen eruptivsammansättning och torde sannolikt representera ursprungliga vulkaniska askor (tuffer) ibland mer eller mindre omlagrade under vatten (tuffiter och/eller vulkaniska arkoser). Det vulkanogena materialet har lokalt blandats upp med normala vittringssediment, vilket förhöjda glimmerhalter tyder på (> 10–15 vol.-%), bl.a. i trakten väster om Hölö k:a och vid Brotorp SSV Tullgarn. Den sedimentära prägel i dessa båda fall antyds även genom en liten men påtaglig närvaro av aluminiumöverskottsmineralen cordierit, sillimanit och andalusit (diagram 1, proverna 4 och 3). I ett annat fall åter har ett som vulkanisk aska tolkat material skiktats in i normala vittringssediment och utgör ett ca 3 à 4 mm brett skikt av kalileptit (diagram 1, prov 33) inom en bädd av plagioklaskvartsit (tabell 2, prov 33b) omgiven av kalksten och belägen vid St. Vika (7c). Några av kalileptiterna i diagram 1 (längst t.v.) har anmärkningsvärt höga kvartshalter och skulle med visst fog kunna klassificeras som kvartsiter, fältspatkvartsiter eller arkoser. Jag har trots detta valt att bibehålla beteckningen alkalileptit för dessa led, vilka genom stråkvisa fältssammanhang och successiva övergångar knyter an till övriga leptiter. Det är dock sannolikt att vi här har att göra med en strandnära kvartsitdominerad sedimentation med ett växlande inslag av fältspatrikt vulkaniskt material (fig. 3).

Det z-formade smala leptitstråket i östra Gupafjärden (3a) som omsluter Trädgårdsskär, belyser en del av den just berörda problematiken. Förutom ett flertal kalkstenar omfattar stråket i sin södra del den kvartsrikaste av hittills iakttagna leptiter (diagram 1, prov 83), vidare en alkaliintermediär fältspatrik



Fig. 3. Lätt biotit- och (skarn)bandad, rosafärgad kalileptit, som är extremt kvartsrik. – Holme 1 km SO om mitten av Trädgårdsskär (3a), Yttre Hällsjärden.

Potassic leptite (alkalirhyolite) unusually rich in quartz and faintly banded with biotite and (skarn).

leptit (prov 82) och slutligen på norra Trädgårdsskär, efter en mycket entydig omböjning av stråket, natronextrema leptiter (prov 91). Enligt min mening torde endast en normal sedimentation i förening med ett kraftigt och episodiskt inslag av vulkaniska askor kunna åstadkomma bergarter av ett så varierande slag som här föreligger. Det omtalade leptitstråkets troliga fortsättning norrut framgår av kartan och bygger delvis på den magnetiska kartan. Utöver kalkstenar och leptiter (ej närmare bestämda) finns nämligen också inom zonen rostfärgade, mer eller mindre magnetkisförande skarnkvartsiter (tabell 7, prov 68).

Ytterligare ett fall där natronleptiter påträffats (diagram 1, prov 24) är i en smal zon öster om karbonatstenen på Malhuvud (6d). Natronleptiten är något förgrovd, kraftigt kloritiserad och för en del epidotskarn. Några tunna magnetitthorisonter, som dock ej framträder på den magnetiska kartan, har här tidigare varit föremål för brytning (s. 103). I förlängningen av detta stråk, dels norr om Fjättersjön (7c) och dels öster om Älrviken vidare mot Vidbynäs, finns kraftiga magnetiska anomalier delvis åtföljda av rostzoner och skarn, särskilt öster om

TABELL 3. Kemiska analyser av kalileptiter (alkaliryoliter – ryoliter, 6 st) och intermediära – basiska metavulkaniter (metadacit – metakvartsandesit – metaandesit, 3 st). Beträffande lokaler och bergarter se diagram 1 resp. tabell 4 (vikt-%)

Chemical analyses of potassic leptites (alkalirhyolites – rhyolites) and metadacites, metaquartz-andesites and meta-andesites. For localities and rock-types see Diagram 1 and Table 4 respectively (weight %)

Prov nr	P.O.E. 73:2	P.O.E. 73:10	P.O.E. 73:14	G.S. 75:77	P.O.E. 73:13	G.S. 74:27	G.S. 75:97	G.S. 75:118a	G.S. 75:118b
Lab. nr	010– 9789	010– 9787	010– 9788	010– 9791	010– 9790	010– 9800	010– 9797	011– 0074	011– 0075
SiO ₂	80.7	75.0	74.3	73.0	65.3	55.5	67.5	60.0	50.2
TiO ₂	0.27	0.49	0.58	0.44	0.29	0.57	0.66	1.3	1.1
Al ₂ O ₃	9.1	11.6	11.7	11.7	15.5	21.6	14.7	14.6	17.7
Fe ₂ O ₃	0.1	0.1	0.3	1.3	0.3	1.2	1.0	1.1	1.7
FeO	1.2	1.6	1.2	1.0	1.5	3.1	4.8	7.4	8.7
MnO	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.50	0.07	0.11	0.12
CaO	0.3	0.8	1.0	0.7	0.2	2.3	2.7	4.9	2.8
MgO	0.65	1.5	1.0	0.75	2.7	2.5	0.83	4.6	7.6
Na ₂ O	1.1	1.8	1.1	1.2	0.7	1.9	2.6	2.4	2.0
K ₂ O	5.0	4.9	6.8	8.3	11.1	8.1	3.2	1.3	4.6
BaO	0.12	0.09	0.10	0.08	0.20	0.07	0.08	0.05	0.07
H ₂ O>>105°	0.7	1.2	0.9	0.6	1.3	1.7	0.9	1.4	2.5
H ₂ O<105°	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.13	0.10	0.05	0.09	0.17	0.21	0.21
Summa	99.50	99.37	99.33	99.40	99.37	99.43	99.41	99.57	99.60
Niggli-tal									
<i>t</i>	6	7	2	–2	5	11	5	1	7
<i>k</i>	0.74	0.64	0.80	0.81	0.91	0.73	0.44	0.26	0.60
<i>mg</i>	0.47	0.60	0.55	0.37	0.72	0.48	0.20	0.49	0.56
<i>c</i>	3	5	7	5	1	8	13	17	8
<i>alk</i>	35	30	33	38	34	23	21	10	13
<i>fm</i>	17	23	17	17	24	26	27	45	52
<i>si</i>	670	461	460	427	287	186	304	194	131
ppm									
Vanadin	50	75	90	20	20	70	65	225	200
Bor	20	<20	<20	<20	300	60	<20	<10	<10
Krom	20	45	45	5	10	20	15	325	485
Nickel	10	20	15	5	10	30	10	80	60

Älviken, där även kalksten påträffats. En mindre järnmalmsanledning skall enligt det gamla kartbladet Nynäs (s. 16) rymmas inom nu nämnda område men har tyvärr ej kunnat återfinnas. Den har likväl utsatts på kartan.

Allt som nu anförts talar för att ett visst inslag av leptiter, sannolikt natronleptiter, torde förekomma inom denna i stort som sedimentgnejs tolkade zon. En hel del metaarenitiska bergarter, särskilt norr om Fjättersjön (se tabell 2, prov

46) har nämligen en sammansättning som inte utesluter att de kan bedömas vara leptiter.

Skarnrika kalileptiter med betydande inslag av mineralen diopsid, epidot och hornblände och samtidigt mycket låga kvartshalter är föga representerade inom kartans område jämfört med förhållandena inom det angränsade kartbladet Nyköping NO (Stålhös 1975, diagram 2 s. 31–34). Inom sistnämnda kartblad upptas stora arealer av dessa bergarter, vanligen mörka beroende på hög halt av hornblände och betydande inslag av biotit. Särskilt stor utbredning har de mellan Gisesjön och Hållsviken, där de enligt kartans teckenförklaring benämnts "leptit till leptitgnejs, mörk, ofta kalidominant". Jag vill i detta sammanhang ta tillfället i akt att korrigera denna min tidigare beteckning till "mörk och skarnrik kalileptit". I den till teckenförklaringen hörande gula lådan med svarta och gröna prickbeteckningar skall samtidigt de gröna prickarna ersättas av tecknet för skarn (s-s). Med denna ändring vill jag framhålla att den relativt basiska bergart, som här avses, ej representerar en primär vulkanit utan istället bildats genom en kombination av kemiska utfällningar (kalcium-magnesiumkarbonat, järnhydrater m.m.), sedimentation av alkaliryolitiska askor och lokalt ett visst tillskott av lermaterial. Den påföljande skarnbildningen i samband med kulminationen av regionalomvandlingen förbrukade en betydande del av den i askorna ingående kvartsen, vilket delvis (se även det följande) förklarar de låga kvartshalterna i skarnleptiterna. Enda representant för skarnbergarter i diagram 1 är prov 159, ett ljusgrått diopsidskarn i växellagring med karbonatsten vid södra gränsen av St. Vika kalkbrott. Skarnbergarter, även sådan nära associerade med leptiter och kalkstenar, behandlas f.ö. i ett eget kapitel (s. 43).

Sex kemiska analyser av kalileptiter med beräknade Niggli-tal och spårelement framgår av tabell 3. Den ur analyserna framräknade mineralsammansättningen (ekvivalentnorm E) i motsvarande leptiter åskådliggörs i diagram 1. Prov nr 2 är extremt kvartsrikt (jfr s. 24), medan de fyra följande analyserna torde representera den normala spridningen med avseende på sammansättningen hos tämligen oförvanskade vulkaniska askor av en närmast varierande ryolitisk natur. (Se fig. 4a.) Den sjätte analysen är kvartsfattig och anger en mer trakytisk sammansättning (den nedersta punkten i fig. 4a), vilken i detta fall sannolikt får tolkas som primär (ingen kvartsreduktion till följd av skarnbildning, jfr ovan) även om den höga klorithalten skvallrar om en viss insiktning av järn-magnesiumrika lermineral (högt *t*-tal).

Som man kan vänta i kalileptiter av nu beskriven typ är Niggli's *k*-tal genomgående höga (> 0.75) även jämfört med de ursprungligen lermineralrika sedimentådergnejserna i tabell 1. Niggli's *mg*-tal är likaledes högre än i de förhållan-

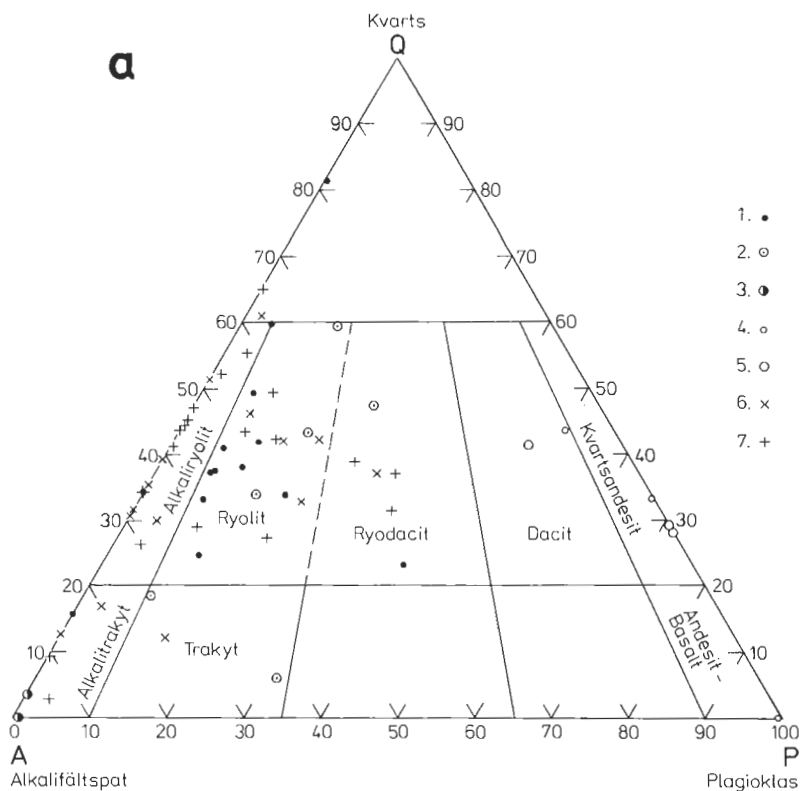


Fig. 4

a och b. Klassificering av metavulkaniter från kartbladen Nynäshamn NV/SV, Nyköping NO och Nyköping SV, enligt Streckeisen (1967).

Classification according to Streckeisen (1967) of metavolcanics from the present map area Nynäshamn NV/SV and neighbouring map areas Nyköping NO, Nyköping SV.

- | | |
|-----------------------------------|--|
| 1. Kalileptiter, plan.analys | 14 st kbl Nynäshamn NV/SV (diagram 1) |
| 2. Kalileptiter, kem.analys | 6 st kbl Nynäshamn NV/SV (tabell 3 och ekv.norm (E) i diagram 1) |
| 3. Natronleptiter, plan.analys | 2 st kbl Nynäshamn NV/SV (diagram 1) |
| 4. Metadacit-andesit, plan.analys | 3 st kbl Nynäshamn NV/SV (tabell 4) |
| 5. Metadacit-andesit, kem.analys | 3 st kbl Nynäshamn NV/SV (tabell 3 och ekv.norm i tabell 4) |
| 6. Kalileptiter, plan.analys | 15 st kbl Nyköping NO (Stålhös 1975, diagram 2) |
| 7. Kalileptiter, plan.analys | 20 st kbl Nyköping SV (Lundström 1974, fig. 2). |

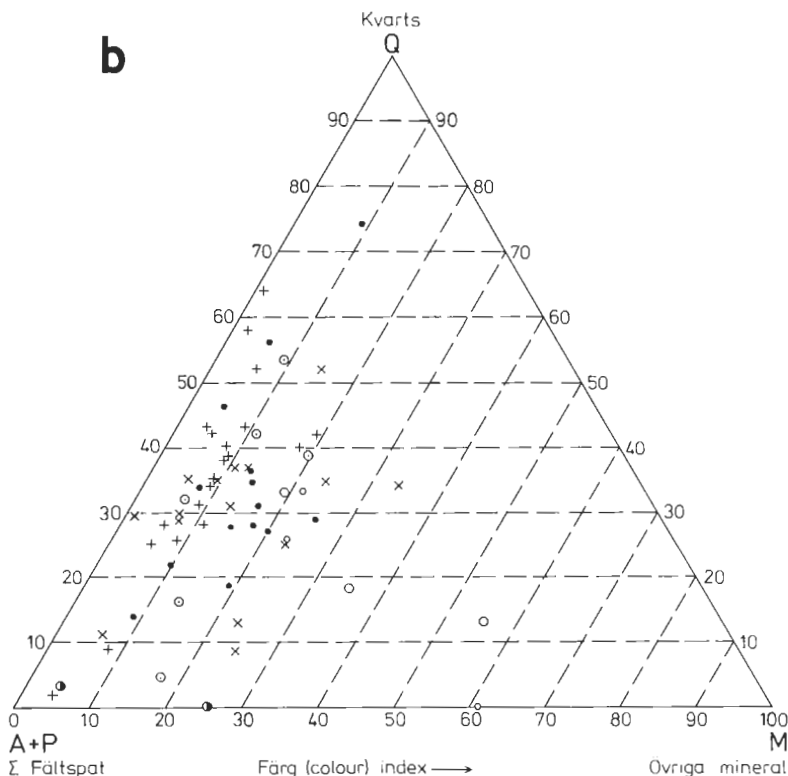


Fig. 4 b.

devis järnrika sedimentådergnejserna (> 0.50 mot 0.40). De relativa aluminiumöverskotten t är som väntat låga i jämförelse med sedimentådergnejserna (< 5 jämfört med < 20). Övriga Niggli-tal (c , alk , fm och si) skall här ej närmare kommenteras.

Halterna av krom, nickel och vanadin är genomgående mycket lägre än i flertalet av sedimentgnejserna i tabell 1. Endast de kvartsrika sedimenten har halter av en storleksordning motsvarande leptiternas. Borhalterna är ungefär jämförbara med dem i sedimentgnejserna. I samband med omvandlingarna har tydligen de ursprungliga borhalterna konserverats bättre i de relativt vattenfattiga leptiterna än i de mera lättomvandlade, vattenrika sedimentleden, vilkas primära borhalter torde ha varit högre.

I enlighet med Streckeisens klassifikation av vulkaniska bergarter (se s. 12)

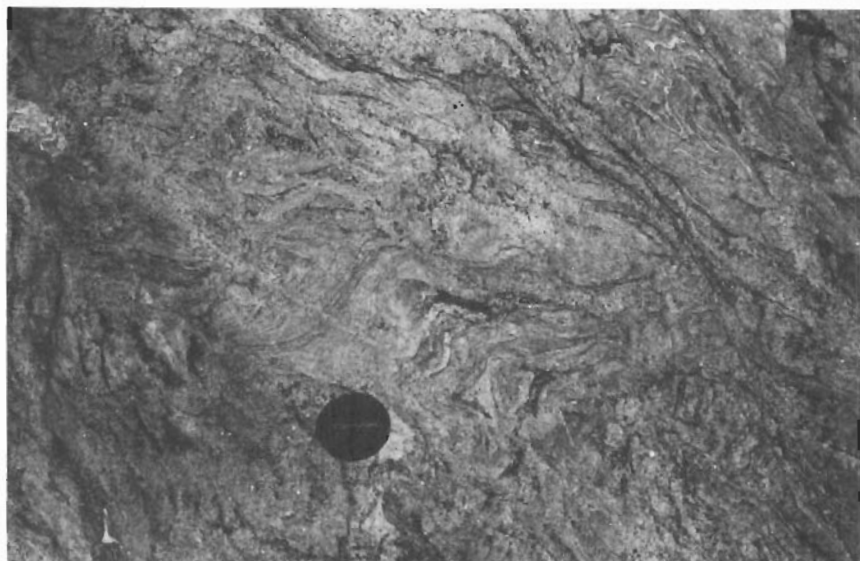


Fig. 5. Åderförgnejsad rödgrå leptit. – Rödsko (5 c) i Svärdsfjärden.
Veined gneiss of leptitic (metatuffitic) origin.

sammanfattas i fig. 4a och b samtliga analyser av nu behandlade alkalileptiter (bortsett från de starkt skarnbemängda leden) i diagram 1 och jämförs med motsvarande led inom de angränsade och närliggande kartbladen Nyköping NO och SV (Stålhös 1975, diagram 2, samt Lundström 1974, fig. 2). Som framgår av fig. 4a och b tycks inga väsentliga skilljaktigheter råda vad gäller alkalileptiternas sammansättning inom de olika områdena. Möjligen kan nämnas att inslaget av glimmer (fig. 4b) mestadels är något lägre i analyserna från kartbladet Nyköping SV, vilket snarare torde bero på analysurvalet än på verkliga skillnader i leptiternas sammansättning. Alkaliryolitiska och ryolitiska led dominerar starkt, och undantagsvis kan alkalitraktyter-traktyter och ryodaciter noteras. Denna större sammanställning av analysmaterial visar otvetydigt att ryoliter, i motsats till vad jag tidigare antagit (1975, s. 34), bland de undersökta s.k. alkalileptiterna är väl så vanliga som alkaliryoliter.

En viss åderförgnejsning med åtföljande kornförgrovning förekommer inte sällan inom leptiterna och kan, när halten av glimmer är förhållandevis hög, lokalt förenas med en utpräglat plastisk veckning, t.ex. på den lilla holmen Rödsko (5c) i Svärdsfjärden (fig. 5). Ådrorna är liksom bergarten själv i allmänhet rika på kalifältspat och kvarts och torde därför sannolikt ha bildats genom en

intern selektiv materialutsöndring (metamorf differentiation) i samband med bergarternas omvandling. Hornblände förekommer ofta i leptiternas ådror, t.ex. ute på öarna Lacka–Trutbådarna (2a). Meterbreda boudinerade lager av hornbländeskarn har iakttagits i de bandande leptiterna på Ekö–Långö (6b). Vidare påträffas lokalt mindre skarnklumpar eller korn av diopsid och hornblände i bergarterna, t.ex. på Kalskär (3a) väster om Lacka, där även små horisonter och korn av magnetit uppträder. Det kraftiga draget på ön Lacka härrör sannolikt från magnetit, men man vet ej hur detta mineral är fördelat i öns leptiter. Magnetiska anomalier av liknande storleksordning under havet söder om ön har i enlighet härmed tolkats som bundna till leptiter, om än med viss reservation. Inom den centrala delen av leptitområdet på Lacka finns f.ö. ett stort område (söder om västra delen av diabasgången) med ljusröda granitoider, vilkas ursprung är osäkert. Dock torde det snarare kunna röra sig om sura gnejsgraniter än om förgrovade röda leptiter. Även på södra Askö (4b) förekommer ett kraftigt och tämligen svåravgränsat inslag av gnejsgraniter inom de som kalileptit betecknade områdena. Ytterligare några starkt magnetiska områden inom kartans sydvästhörn har erhållit leptiternas gula färg. Här finns dock stöd för bedömningen i form av ett antal leptitförande småöar inom stråken. På Gumsbådarna vid södra kartgränsen förekommer slutligen upp till 5 cm stora klumpar av magnetit i en cirka halvmeterbred pegmatit som skär över leptit.

Intermediära till basiska metavulkaniter samt metabasiter

Dessa bergarter har med undantag för metabasiterna en mycket obetydlig utbredning inom övärlden på båda sidor om Yttre Hällsfjärden (3a, 4a, 5a; metadacit–metakvartsandesit) samt på några småöar i Svärdsfjärden (4c; metakvartsandesit–metaandesit). Tre kemiska och sex planimetriska analyser av nu nämnda bergarter finns i tabellerna 3 och 4. De planimetriska analyserna har kompletterats med de ur kemiska analyser beräknade mineralsammansättningarna (ekivalentnormen i tabell 4).

Bergarterna har fått namn i överensstämmelse med Streckeisens klassifikation baserad på den mineralogiska sammansättningen enligt fig. 4a och b. Analyspunkterna faller inom fälten för dacit (de något kalifältspatförande), kvartsandesit och andesit. Proven 74, 97 och 71 i tabell 4 är alla tämligen lika, grå finkorniga homogena metadaciter–metaandesiter eller om man så vill basiska leptiter, mestadels tämligen grovbankade. Några primära strukturer som direkt antyder dessa bergarters vulkaniska ursprung förekommer inte, utan det är främst eruptivsammansättningen med de låga kvartshalterna som är signifikativ.

TABELL 4. Mineralogisk sammansättning av metadaciter, metakvartsandesiter och metaandesiter (vol.- % resp. ekvivalent norm; den senare beräknad ur kemiska analyser i tabell 3)

Mineral composition of metadacite, metaquartz-andesite and meta-andesite from the map area (vol. % and equivalent norm respectively from chemical analyses in Table 3)

Prov nr	G.S. 75:74	G.S. 75:97	G.S. 75:71	G.S. 75:118a	G.S. 75:118b	G.S. 75:119			
	Vol. anal.	Vol. anal.	Ekv. norm	Vol. anal.	Vol. anal.	Ekv. norm	Vol. anal.	Ekv. norm	Vol. anal.
Kvarts	33.6	33,3	33,3	25.6	15,3	18.0	8.2	13.2	—
Plagioklas	39.6	38.0	37.5	51.2	44.4	46.5	24.7	31.5	39.2
An %	35	40	35	50	55	52	50	41	45
Kalifältspat	4.9	8.9	10.0	—	+	—	—	—	—
Biotit	21.5	15.3	15.3	23.1	16.1	15.3	61.2	44.3	4.9
Klorit	—	—	—	—	1.6	—	2.3	7.6	—
Cummingtonit	—	—	—	—	19.9	17.3	1.8	2.1	—
Hornblände	—	—	—	—	—	—	—	—	52.9
Granat	—	4.3	3.2	—	—	—	0.9	0.8	—
Titanit	—	—	—	—	—	—	—	—	0.9
Apatit	0.2	0.1	0.3	0.1	0.6	0.5	0.7	0.5	0.1
Zirkon	0.2	—	—	+	+	+	0.2	+	+
Pyrit	—	+	0.3	—	—	—	—	—	0.7
Magnetit	—	—	—	—	2.1	2.4	—	—	1.3
Kornstorl. mm	0.2–0.3	0.3–0.5	—	0.2–0.4	0.3–0.5	—	0.5–1.0	—	0.5–1
<i>grain size</i>									
N	470	447	—	445	498	—	438	—	712
G.S.75:74.	Metadacit. – Mellhålsklubben, centrala delen (3a), Yttre Hållsfjärden. Nynäshamn SV.								
G.S.75:97.	Metadacit. – Västra stranden av Askö mitt för Bockholmen (4a). Kem. analys i tabell 3. 65243/16046. Nynäshamn SV.								
G.S.75:71.	Metakvartsandesit. – Trätådan (3a), Gupafjärden. Nynäshamn SV.								
G.S.75:118a.	Metakvartsandesit (växellagrande med 118b). Den västligaste av Treklubbarne (4c), Asköfjärden. Kem. analys i tabell 3. 65213/16132. Nynäshamn SV.								
G.S.75:118b.	Metakvartsandesit (växellagrande med 118a). Lokal som ovan. Kem. analys i tabell 3. Nynäshamn SV.								
G.S.75:119.	Metaandesit. Bandad basisk tuffit som 5–10 m bred inlagring i sedimentgnejs. – Torskklubbshällarna, den västra (4c), Svärdsfjärden. Nynäshamn SV.								

Primärt mer gråvackebetonade fältspatkvartsiter kan också vara ett tänkbart ursprung för några av dessa led. Den typiska mineralfördelningen är plagioklas>kvarts>biotit ± kalifältspat. Homogeniteten i bergarterna framgår främst av den goda överensstämmelsen mellan volymetrisk analys och framräknad ekvivalentnorm i prov 97 från norra mellersta Askö (4a). Det stråk, som fått beteckningen metadacit på Askö, är i nordväst tämligen enhetligt men blir i riktning mot sydost och utmed hela östra stranden av ön mycket heterogent och

kontroversiellt ur bedömningssynpunkt. Här finns på flera ställen bandade sura, intermediära och basiska led, dioritiska inlagringar och lokalt sannolika vitt-ringssediment, varför metadacitbeteckningen här får betraktas som ett slags kompromiss. Möjligen rör det sig om en motsvarighet till den s.k. bandade serien på Ornö (Stålhös 1969, s. 99). Ett mer entydigt, 50–75 m brett stråk av metadacit–metakvartsandesit (prov 71) går fram över ön Trätbådan (3a) i Gupafjärden. Bergarten är där på ett varierande sätt bandad med eller utan hornblände. En del granatrika skikt ingår också. En fortsättning söderut av detta stråk utgör möjligen södra delen av Svarthällarna ett par kilometer öster om Lacka, där en finbandad mörk, i regel hornbländeförande bergart uppträder. I denna finns inslag av idiomorfa hornbländekrystaller. På Mellhålsklubben, ca 1 km öster om Trätbådan, anstår också metadacit (prov 74) i form av ett icke i detalj avgränsat parallellstråk inom det tidigare nämnda komplexet av veckade leptiter, kalkstenar och skarn. En vackert skiktad mörk bergart med kvartsandesitisk sammansättning (betecknad som metabasit) anstår på Treklubbarne (4c) i Svärdsfjärden (proverna 118a, b i tabell 3 och 4). Skiktjocklekarna växlar från mindre än 1 dm upp till 5 m. Biotitrika bankar är vanligen bredast och visar ett visst aluminiumöverskott (*t*). De är på ytan kraftigt ugröpta jämfört med kvarts-fältspatrikare skikt rika på cummingtonit. Möjligen representerar bergarten en genom sedimentär differentiation kraftigt uppdelad vulkanisk aska.

Till sist ingår i tabell 4 prov 119 från Torsklubbsköllarna (4c) en metaandesitisk bergart som bildar en 5–10 m bred zon i granat-cordieritgnejs och möjligen utgör en ursprungligen bandad basisk tuffit.

Större metabasitskikt av ospecificerat ursprung, ofta mellan 10 och 50 m breda, har i kartans teckenförklaring erhållit grön färg. För tunnare skivor och konforma lager av metabasit gäller grön strecköverbeteckning. En del av de senare utgör sannolikt yngre basiska lager och gångar av intraorogen ålder (A i kartan), vilka behandlas i ett särskilt kapitel (s. 68). Metabasiternas normala mineralsammansättning är eljest följande: hornblände $\geq$ plagioklas (An₄₅–An₆₀) $\gg$ biotit $\gg$ kvarts $\gg$ magnetit-granat och apatit. Kornstorlekarna varierar mellan 0.3 och 0.5 mm i smalare skikt och når över 1 mm i bredare lager.

En randzon av växlande bredd med halt av granat och biotit är mycket vanlig, särskilt när de basiska lagren uppträder i sedimentär miljö. Ett tillskott av kalium i samband med åderförignejsningen i de kringliggande sedimenten tycks ha befrämjat uppkomsten av biotit jämsides med granat på bekostnad av förutvarande hornblände. Vackra exempel härpå finns bl.a. nära vägen invid Billsta ca 3 km norr om Sorunda k:a. Omvandlingarna har lokalt varit så kraftiga att lagren i sin helhet drabbas.

Urkalkstenar

Urkalkstenar är rikligt företrädade över hela kartområdet om man bortser från ett cirkelformat område med ca 5 km radie kring Sorunda k:a (8d). Det förekommer både kilometer- till halvmillånga, helt eller delvis sammanhängande lager, ej sällan något 100-tal m mäktiga (mörkblå på kartan), och små skikt från en halv till någon eller några meters bredd. De senare betecknas med K i kartan. Dominerande är nord-sydligt orienterade kalkstenslager, som avbildar den äldsta veckaxelriktningen. Lagren är isoklinalt överstjälpta mot väster, och stupningen av veckens axialplan är vanligen medelbrant mot öster. I motsats härtill har de genom en yngre tvärveckning uppkomna, öst-västligt riktade kalkstensstråken i kartans västra del en tämligen brant lagerställning.

Urkalkstenarna är genomgående kristallina, mestadels fint medelkorniga till medelkorniga men lokalt grovkorniga marmorbergarter, i vilka kalciumkarbonat (CaCO_3) dominerar starkt över magnesiumkarbonat (MgCO_3 ; se tabell 5). Nästan ren kalcitsten eller lätt dolomitisk kalcitsten överväger. Rena dolomiter torde höra till undantagen men finns bl.a. söder som Kyrksjön (8a), inom angränsande kartblad (jfr Stålhös 1975, tabell 5) samt i sydvästdelen av urkalkstensstråket vid St. Vika (Högberg 1961, s. 373). Inblandning av skarnmineral i urkalkstenarna ($\approx$ olöslig rest i tabell 5) varierar starkt men med tyngdpunkten förlagd mellan 5 och 15 vikt-%. Förhållandevis skarnfattiga, vita eller grå marmorbergarter överväger inte minst inom de större förekomsterna. En omfattande brytning av sådana kalkstenar till jordbrukskalk och cementtillverkning har skett och äger rum än idag. (Se kartan och kapitlet om nyttosten, s. 102.) Exempel på sammansättningar av några typiska starkt skarnförande led framgår ur tabell 6. Serpentin (gulgrön), olivin (mörkgrön forsterit) och flogopit (Mg-biotit) förekommer rikligt, liksom diopsid, det senare mineralet dock ej representerat i de utvalda proven. (Se det angränsande kartbladet Nyköping NO; Stålhös 1975, tabell 6.) Lokalt tillkommer tremolit, granat, kvarts, magnetkis, svavelkis, spinell, prehnit, skapolit, titanit m.fl. mineral. De skarnrika urkalkstenarna bildar gulgröna marmorsorter av Kolmårdstyp, vilka dock har ringa utbredning och endast i liten skala utnyttjats som byggnadssten, bl.a. i ett mindre brott strax söder som Hölö k:a.

Leptitinlagringar av växlande bredd och frekvens förekommer som tidigare nämnts (s. 21) i urkalkstenarna. (Se t.ex. diagram 1, proverna 29 och 34 samt Stålhös 1975, tabell 3.) Dessa inlagringar är relativt sett sparsammast i de

TABELL 5. Kemiska analyser av urkalkstenar hämtade från äldre kartbladsbeskrivningar inom ramen för kartbladen Nynäshamn NV och SV

Old chemical analyses of crystalline limestones and dolomitic limestones within the present map area

	Vikt- % (weight %)				
	CaCO ₃	MgCO ₃	Järnoxid + Al ₂ O ₃	Olöslig rest (unsolved)	
Oaxens kalkstensbrott (8b), Himmerfjärden, Nynäshamn NV.	92.97	0.92	0.29	5.94	
Karta kalkstensbrott (6c), Svärdsfjärden, Nynäshamn NV.	93.67	0.46	0.15	5.99	
St. Vika kalkstensbrott (7d), Fällnäs Viken, Nynäshamn NV.	91.11	0.47	0.09	7.19	
Kalvnäs, SSO om Skärtinge på Lisö (6c). Nynäshamn NV.	55.15	8.55	0.54	35.06	
Örskären, V om Svärdsö (5d), Nynäshamn NV.	90.83	0.39	0.24	8.29	Kbl. Nynäs
Gryt, ca 1 km S om Ösmo stn (8c). Nynäshamn NV.	88.19	0.51	0.07	10.96	
S om Nibble, ca 800 m S om Ösmo stn (8e). Nynäshamn NV.	89.35	0.23	0.33	9.79	
Storbygården öster om Torö k:a (5d), mindre skärpning, Nynäshamn NV.	78.96	0.89	0.33	19.34	
Bruket (5c), ca 5 km SSV om Nynäshamn, Nynäshamn NV.	78.0				
Egelsviksholmen (8b), Himmerfjärden, Ö om Mörkö, Nynäshamn NV.	79.63	spår	spår	18.52	Kbl. Hörningsholm
Gälön (6b), Gälöfjärden, Nynäshamn NV.	84.53	0.65		14.86	
Oaxens kalkstensbrott (8b), Himmerfjärden, Nynäshamn NV.	92.42	1.99		5.39	
Doftskär (5b), Gälöfjärden, Nynäshamn NV.	80.85	0.88		18.27	Kbl. Trosa
Fridö (7a), Mörköfjärden, Nynäshamn NV.	63.74	5.14		33.12	
Persö (4a), Yttre Hällsfjärden, Nynäshamn SV.	89.89	0.43		9.68	
Ådala (kalkstensstråket N om Jakobsberg; 9c). Nynäshamn NV.	78.93	0.68	0.51	18.37	Kbl. Årsta

TABELL 6. Mineralsammansättningen i starkt skarnbemängda urkalkstenar från kartbladet Nynäshamn NV (vol.-%)

Mineral composition of crystalline carbonate rocks rich in skarn minerals within the map-sheet Nynäshamn NV (vol. %)

Prov nr	J.B. 74:22	G.S. 75:103	C.L. 74:5
Karbonat	71.2	57.9	33.6
Serpentin	23.8	+	26.7
Olivin, delvis serpentinomv.)	—	34.5	—
Flogopit	5.0	1.7	34.8
Granat	—	—	4.9
Opakmineral (ospec.)	—	3.0	+
Magnetkis	—	3.0	—
Kornstorlek mm <i>Grain size</i>	<0.5	0.5–1.5	0.5
<i>N</i>	483	484	405

J.B.74:22. Serpentinmarmor. – 200 m SO om Svärdsund, södra Oxnö (6d).

G.S.75:103. Olivinrik marmor. – Udde 700 m SO om Ankloras gård (7b). Mörkö.

C.L.74:5. Flogopitrik serpentinmarmor. – Jakobsberg (9c), ca 3 km Ö om Segersång stn.

mäktigaste kalkstenarna, medan leptitinslaget nästan helt dominerar lokalt i vissa smalare kalkstensstråk (fig. 6). I sådana fall antyds klart att de båda leden stratigrafiskt kan vikariera för varandra. De tektoniskt kompetenta leptitlagren är inom kalkstensstråken ofta intensivt veckade utmed medelbranta–branta veckaxlar i synnerhet där stråken bildar större omböjningar.

Associationen mellan urkalkstenarna och leptiterna, de senare i huvudsak tolkade som tuffitiska metavulkaniter, torde knappast vara en ren tillfällighet. (Se även s. 21). Tvärtom är det möjligt att förändringar i sedimentationsmiljön, som gynnat karbonatutfällningar, på ett eller annat sätt varit kopplade till vulkanism. Exempel på sådana förändringar är avsnörning och uppgrundning av lokala havsbäcken och en samtidig stegring av temperaturen i havsvattnet. En höjning av CO₂-trycket i atmosfären och havsvattnet orsakad av vulkanism kan också ha spelat en roll (jfr Högberg 1962, s. 286). Hur de enskilda kalkstensstråken i detalj varit sammanfogade kan inte alltid utrönas. Detta har skilda orsaker, av vilka några kan nämnas:

1. Kalkstenarna är lättvittrade och därför relativt sett underrepresenterade och svåra att följa i terrängen. (Jfr de båda långsträckta kalkstensstråken sydost om Mörkö k:a, vilka säkerligen ingår i ett och samma lager.)



Fig. 6. Branta veck i leptit växellagrande med en kvantitativt underordnad kalksten (urgröpta partier). En tvärveckning (F_2) av de tidigare uppresta lagren (F_1) torde ha förorsakat vecken. – Tistelholmen, ca 2 km V om Torö k:a (5d).

Steeply inclined foldaxes in leptytic layers interbedded with limestone (subordinate in excavated areas). Deformation (F_1) resulted in an almost vertical position of the bedding planes, which were later refolded along steep axes by F_2 .

2. Veckningarna har varit mycket komplicerade med isoklinala omböjningar, avslitningar, utklämningar och förkastningar av de enskilda kalkhorisonterna. (Jfr kalkstensstråken söder om Djursnäs (6d) och kring Anderviken; 6a–7a.)
3. Många tidigare sammanhängande kalkstensstråk har sannolikt slitits isär och förskjutits i samband med intrusionen av de äldsta (primorogena) granitoiderna (jfr kalkstensstråken vid Jursta med fortsättning åt NNO; 8e–9e.)

Utöver de mer eller mindre skarnrika leden inom urkalkstenarna (se tab. 5–6) uppträder ofta skarnbergarter av skilda slag invid eller i nära anslutning till kalkstenslagren. (Se följ. kapitel och tabell 7.)

Om man beaktar de enskilda stråkens lagerstupningar blir de beräknade mäktigheterna hos de största kalkstenarna inom området maximalt mellan 150 och 200 m, liksom fallet är på det angränsande kartbladet Nyköping NO (Stålhös 1975, tabell 8). Endast kalkstenslagren vid St. Vika (7c), Oaxen (8b) och Furuholmen (7a) söder om Tullgarn skulle teoretiskt kunna vara mäktigare, men det rör sig här troligen om lager dubblerade genom veckning. Veckningen vid St. Vika och Oaxen torde ha skett utmed flacka NNO-liga axlar (se även s. 78) och på Furuholmen utmed NO-liga medelbranta veckaxlar. Mellan 150 och 200 m mäktiga är följande kalkstråk: St. Vika (7c), Oaxen (8b), Furuholmen (7a), Fridö (7a), Jursta (8–9e), Malhuvud (6d), Gälön (6b), Persö (4a) och söder om Kyrksjön (8a). Väl 100 m mäktiga är kalkstensstråken väster om Anderviken (6a) och på ön Karta (6c) samt på mellersta Mörkö vid Egelsvik och Lisstorp (8b).

Ett rikligt inslag av pegmatit i form av massiv och gångar är ett gemensamt drag för urkalkstenarna inom kartområdet. Ett anmärkningsvärt exempel på detta utgör kalkstensstråket på Mörkö. Intrusiv vit pegmatit med brottstycken av kalksten upptar halva stråkets bredd längst i norr, där även ett par gamla kalkstensbrott återfinns (se kartan). Överskärande gångar av yngre granit, konforma veckade lager eller gångar av amfibolit och sena överskärande diabaser är också vanliga. Dessa företeelser kan bäst studeras i de stora kalkstensbrotten vid St. Vika (7c) och på ön Oaxen (8b), som båda domineras av ovanligt rena, vita medel- till grovkorniga kalkstenar. En omfattande monografi över kalkstensbrottet i St. Vika (E. Högberg 1961, s. 370–404) berör också i korthet Oaxens kalkstensbrott (op. cit. s. 399). Till detta arbete hänvisas de läsare som önskar en ingående kännedom om urkalkstenarnas kemiska och mineralogiska variationsmönster och genes inom denna del av den svekokarelska berggrunden. En del detaljer beträffande de olika kalkstensstråkens egenskaper återfinns också i de gamla kartbladsbeskrivningarna Nynäs (s. 14–15) och Trosa (s. 21–26).

Några kalkstenar inom kartområdet har drag som underlättar förståelsen av den regionala stortektoniken. Dessa behandlas i kapitlet om tektonik.

Några korta kompletterande notiser från enskilda kalkstensstråk följer nedan.

1. Vreta norr om Kyrksjön (8a): 5–10 m bred kalkstenszon som utgör en undre horisont inom leptiterna med fortsättning sydost om Hölö k:a (Jfr även Stålhös 1975, fig. 14c.)

2. Söder om Kyrksjön (8a): vit grovkristallin kalksten och dolomit väster om kartgränsen).
3. 500 m söder om Påläng (8a), nordost om Tullgarn: vit, ren kalksten.
4. Fridö och Furuholmen (7a): serpentinrik mäktig kalksten.
5. Ön Skorva, Anderviken (7a): vitgrå lokalt skarnförande kalksten med måttligt inslag av leptit. En vindlande lagring med nordvästlig strykning överskärs av en ost–västlig axialplansförskiffring.
6. Väster om Anderviken (6a): vit, ren kalksten med flera brott.
7. Brotorp väster om Anderviken: mindre lager (ca 10 m) av grovkristallin kalksten sannolikt dolomitisk.
8. Jordberg (7a): ca 20 m brett stråk av vit kalksten skilt från det större kalkstensstråket söder därom.
9. Rudskär söder om Anderviken (6a): 5–10 m bred, oren kalksten.
10. Klubben söder om Anderviken: 50 m bred serpentinrik kalksten med veckaxel 70° mot N 45° O.
11. Kolvik (6a): 3–5 m bred, vit kalksten, åt norr sannolikt underlagrad av rödlätt och grå kalileptit.
12. Nordväst om Stensund (6a): 60 m bred kalkstenszon. Längs branta axlar starkt veckade, interna leptitskikt.
13. Öbolandet (5–6a): 30–50 m brett kalkstensstråk, som utgör norra flanken i en mindre inverterad antiform med den omvända lagerföljden: kalksten (botten)–bandad rödlätt leptit. Ren vit grovkornig marmor anstår i mindre stenbrott i öster. Där finns även små inslag av blyglans och zinkblände. Vid brofästet påträffas körtlar av rosenkvarts i kalkstenen.
14. Doftskär (6b): vit kalksten med ca 20% inlagringar av leptit. Mycket viktiga interfererande veckstrukturer på öns östra kust. (Se tektonikkapitlet s. 82 samt fig. 25a, b och 26).
15. Bärholmen sydost om Bokö-Oxnö (5a): liknande veckstruktur som på Doftskär i 5 m bred, leptitbandad kalkstenszon.
16. Stråket Persö–Persö både (3a): en mycket intensiv och varierande veckning på båda öarna. På Persö både är kalken utpräglad refflad till följd av selektiv vittring inom tunna skarnrika hårda skikt och mjukare skarnfattiga skikt (fig. 7). En tunn zon av sedimentgnejs finns på norra stranden av Persö. Interferensstrukturer kan studeras på nordostdelen av ön. (Se tektonikkapitlet s. 82) Figur 8 från öns nordväststrand visar ytterligare detaljstrukturer i kalksten samt tektoniserad amfibolitgång och pegmatit.
17. Ön Håldämman (4a): vit kalksten (>50 m) med tydlig brant lagring i V–O.

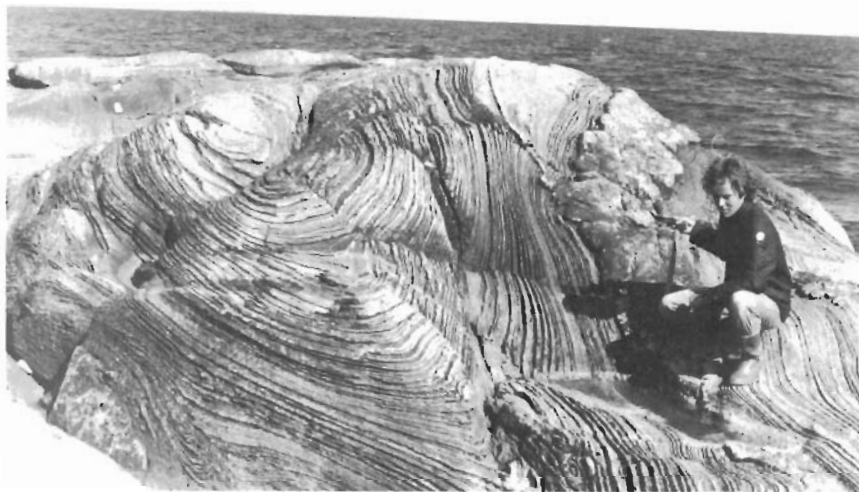


Fig. 7. Tätt skarnbandad kalksten. De hårdare skarnskikten har frampreparerats genom selektiv vittring. – Persö både (3a), Yttre Hållsfjärden.

Tightly skarn-banded limestone.

Rosa kalksten ingår även. Obetydliga inslag av leptit men rikligt med pegmatitboudiner.

18. Mossklubben (4a): ca 30 m bred kalksten, dubbelveckad längs brant sydlig veckaxel. En tunn zon av leptit och sedimentgnejs omger kalken.
19. Trädgårdsskär (3a): 30–50 m bred kalkstenszon, som mot söder splittras upp i flera horisonter mellanlagrade av leptiter och i ett fall otvetydig sedimentgnejs.
20. Viksklubben (3a): 5–10 m bred, leptitbemängd kalksten i fortsättningen av stråket på Trädgårdsskär.
21. Söräng (7b) väster om Oaxen: grovkristallin, något serpentinförande kalksten.
22. Baggetorp (7b) sydväst om Oaxen: >20 m bred grovkornig vit kalksten, som är pegmatitrik.
23. Lövhagen (7b), östra Mörkö: 500 m långt stråk likt det vid Baggetorp. Rikligt med diabasintrusioner och småveckade leptitskivor.



Fig. 8. Amfibolitgång ursprungligen konformt inlagrad i horisontell kalksten och snett överskuren av pegmatit. Allt därefter vertikalställt i samband med den första deformationen F_1 . Det sannolika resultatet av den andra deformationen (F_2) är tvärveckning utmed branta axlar och boudinagebildning i gångarna. – Norra delen av Persö (4a) i Yttre Hällsfjärden.

Amphibolitic dike primary conformously interbedded in flatlying limestone and somewhat discordantly cut by a dike of pegmatite. Both dikes are later folded in a vertical position by deformation F_1 and gently refolded and boudinaged along steep axes by F_2 .



Fig. 9. Diabasboudin omgiven av kalksten. Boudinen har genom postorogena tektoniska rörelser snörts av från en näraliggande ca halvmeterbred diabasgång konformt inlagrad i kalkstenen. – Ön Karta (6c) i Svärdsjärden.

Boudin of diabase surrounded by limestone. The boudin was separated from a conformable dike of diabase in the limestone due to strong postorogenic tectonic movements.

24. Anklora holme–Ekö–Långö (6b): Stråket utgör sannolikt en mot väster isoklinalveckad och överstjälp lagerföljd bestående av en ca 100 m mäktig rödlätt, bandad kalileptit vilande på kalksten.
25. Ön Karta (6b): vit eller grå ren, delvis finkornig till tät kalksten. Stort stenbrott på öns mellersta del. Flera vackert boudinerade diabasgångar (fig. 9).
26. Korsholmen (5c): kraftigt skarnbandad kalksten finns lokalt. Boudinerade diabasgångar och pegmatiter. Vacker, för kalksten typisk gropvitring.
27. Skogsören (5c): kraftigt veckad leptitlagrad kalksten. (Se fig. 27.)
28. Tistelholmshällarna (5d): mycket starkt tektoniserad och veckad kalksten med leptitlager.
29. Tistelholmen, södra delen (5d): rosafärgad kalksten som också observerats i ett 5–10 m brett stråk ca 150 m längre mot söder vid stranden.
30. Torö k:a (5d): något 10-tal m brett kalkstensstråk med obetydlig skärpning.
31. Holme i Byviken (5d), Torö: 30 m bred, vit, vacker kalksten med gropvitring.
32. Svärdsö i nordost (6d): 10-tal m bred, leptitbandad kalksten.

33. Södra Lisö (5d): Starkt veckade, över 50 m breda lager av grå dolomitisk kalksten möjligen överlagrade av en tunn leptitzon.
34. Malhuvud (6d): vit, vacker grovkristallin dolomit ingår delvis i stråket.
35. Söder om Ösmo (8e) = Gryt–Nibblestråket: den starkt veckade kalkstenen är ca 100 m mäktig, vit tämligen ren och grovbankad samt associerad med bandad röd leptit.
36. Öster om sjön Älvsjön (7e): ca 10 m bred, grovkristallin, delvis rostvittrad och oren kalksten.

På följande fyra kalkstenslokaler har lepidolit (litiumglimmer) iakttagits: Bottenholmen (4d, identifierad med röntgen), Krokskär (4d), Torö k:a och Gryt–Nibble (8e). I de tre senare fallen antyder gamla ofullständiga kemiska analyser med mineralbeskrivningar att vi sannolikt har att göra med lepidolit. Vid Torö och Gryt benämns mineralet rosit och på Krokskär polyargit (Palmgren 1872, s. 188–192).

Skarnbergarter

Skarnbergarterna (kartbeteckning s) har en mycket varierande sammansättning, är vagt definierade ur petrografisk synpunkt och uppträder i skilda sedimentologiska miljöer. Bergarterna bildar vanligtvis lager med bredder från någon eller några meter och upp till ett 50-tal meter, de större mäktigheterna ofta i nära association med urkalkstenarna. Denna association antyder i viss mån hur de bildats. Medan urkalkstenarna till övervägande del består av kemiskt utfällt material, där kalcium och i mindre utsträckning magnesium dominerar, har skarnbergarterna dessutom ett betydande sedimentogent inslag. Den kemiskt utfällda delen av skarnbergarterna skiljer sig från urkalkstenarna genom att främst järn och magnesium ingår, medan kalcium spelar en betydligt mindre roll. Mineralparagenesen i bergarterna bestäms i hög grad av proportionerna mellan dessa element. Den sedimentogena delen av bergarterna växlar något till sin sammansättning. Kvarts, plagioklas och biotit–klorit utgör det för vittringsmaterial normala inslaget, medan större halter av kalifältspat (se tabell 7, proverna 47, 39 och 12) invid leptit–kalkstensstråken eller i deras omedelbara förlängning möjligen kan bero på tillskott av vulkanisk aska.

Tabell 7 visar mineralsammansättningen i skarnbergarter inom kartbladet och är uppställd så att relativt järn–magnesiumrika och motsvarande kalciumfattiga led placerats t.v. (nederst i tabellen finns halter av CaO approximativt beräknade ur mineralsammansättningen), kalifältspatsrika led i mitten och kalcium–rika skarnbergarter t.h. I de kalkfattiga leden är den ringa mängden kalcium väsentli-

TABELL 7. Mineralsammansättningen i olika skarnbergarter från kartbladsområdet (vol.-%)
Mineral composition of different skarn-bearing rocks from the map area (vol. %)

Prov nr	G.S. 75:98	P.O.E. 73:12	G.S. 76:158	P.O.E. 73:4	C.L. 74:4	G.S. 75:148	G.S. 74:48	P.O.E. 73:3	G.S. 74:47	G.S. 74:39	G.S. 73:12	G.S. 75:68	G.S. 75:131	G.S. 75:114b	G.S. 75:73
Kvarts	57.7	37.8	35.8	34.4	30.3	26.9	24.0	12.6	39.0	23.1	9.1	35.5	5.9	-	6.5
Plagioklas	-	24.7	-	4.4	-	19.8	-	-	18.0	6.5	45.0	54.6	-	-	5.1
An %	-	Ca-rik	-	Ca-rik	-	Ca-rik	-	-	45	25	>70	Ca-rik	-	-	-
Sericit-	-	4.1	-	+	-	7.7	-	-	-	-	+	+	-	8.1	-
muskovit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kalifältpat	-	-	-	-	-	-	-	-	15.3	31.5	25.6	-	6.9	-	8.4
Biotit	0.2	5.1	0.3	16.9	4.0	+	-	2.2	8.0	18.6	16.1	-	-	-	-
Klorit	-	0.9	4.2	-	-	-	+	-	4.4	-	-	-	5.2	-	-
Granat	6.4	13.1	49.6	43.2	48.2	12.7	53.3	33.2	14.9	18.4	-	-	-	-	36.3G
(Grossular=G)															
Klinozoisit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	13.4	-	-
Cummingtonit	34.4 ¹	12.7	8.5	-	-	25.0	17.9	-	-	-	-	-	-	-	-
Antofyllit	-	-	-	-	16.1 ²	-	-	47.7	-	-	-	-	-	-	-
Dropsid	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.5	-	17.4	91.9	43.3
Skapolit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	43.2	-	-
Magnetit	-	-	1.2	-	-	4.0	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Opakmin.	1.0	1.5	-	-	0.9	-	4.2	-	0.4	1.9 ³	0.8	+	5.6	-	-
(ospec.)															
Kis	-	+	-	0.9	-	2.8	+	4.1	-	-	-	9.6	+	-	-
Kalcit	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
Zirkon	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	0.3	-	-	-
Apatit	0.2	+	+	0.2	0.2	1.1	0.6	0.2	+	-	0.2	-	0.7	-	-
Titanit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.8	-	1.7	-	0.5
N	487	534	612	433	446	632	475	585	451	403	516	366	461	493	430
Korn-															
storlek (mm)	>1	0.2	0.2-	0.2-	0.2-	0.2-	0.2-	-	0.2-	0.3-	0.2-	0.1-	-	0.2	0.3-
Grain size (mm)			0.4	0.3	0.4	1	0.4		0.5	0.7	0.6	0.2			0.5
Beräkn. vikt-% CaO	<1	<5	<1	<1	0	<4	<1	<1	<2	<1	7	8	<12	23	24

¹ + Grönit ² Ortoproxen ³ Grafit

Analyslokaler till tabell 7

- G.S.75:98 Bandat kvarts-cummingtonit-granatskarn. – Svartbäll, V om Fifång (5b), Gälöfjärden. Nynäshamn NV.
- P.O.E.73:12. Grått granat-cummingtonit-anortitskarn, kvartsrikt. – 250 m NO om Furuholmsnäs (7a), Anderviken. Nynäshamn NV.
- G.S.76:158. Rödviolett granat-cummingtonitskarn, kvartsrikt. – 500 m Ö om Lindalen (7c), NNO om St. Vika kalkstensbrott. Nynäshamn NV.
- P.O.E.73:4. Gråviolett granatskarn, kvarts- och biotitrikt. – 100 m N om Källviks brygga (6a), ca 4 km Ö om Trosa. Nynäshamn NV.
- C.L.74:4. Grårosa ortopyroxenförande granatskarn, kvartsrikt. – Jakobsberg (9c), ca 3 km Ö om Segersång stn. Nynäshamn NV.
- G.S.75:148. Gröngrått cummingtonit-granat-anortitskarn. – SV om Österäng, ca 2 km S om Fällnäs (7c), Lisö. Nynäshamn NV.
- G.S.74:48. Bandat rosagrå granat-cummingtonitskarn. – Mellan Torö och Svärdsö V om Berghem (5d), Nynäshamn NV.
- P.O.E.73:3. Rosagrått antofyllit-granatskarn. – 850 m NV om Stensund (6a), Ö om Trosa. Nynäshamn NV.
- G.S.74:47. Mörkt rosagrått mikroklinförande, kvartsrikt granatskarn. – Mellan Torö och Svärdsö, V om Berghem (5d). Nynäshamn NV.
- G.S.74:39. Rostbrunt mikroklinrikt kvarts-granat-biotitskarn. – Äppelgarn (6c) i Svärdsfjärden. Nynäshamn NV.
- G.S.73:12. Grått mikroklinrikt biotit-anortitskarn. – 750 m NO om Komötet (7a), Anderviken. Nynäshamn NV.
- G.S.75:68. Mörkgrå (rostfärgad vittringsyta) kis- och anortitrik skarnkvartsit. – Rönnhällen (4a), Yttre Hällsfjärden. Nynäshamn SV.
- G.S.75:131. Gröngrått (på ytan rostfärgat) skapolit-diopsidskarn med klinozoisit, växellagrande med kalksten. – Ön Hällorna, Gunnarstenarna (3f). Nynäshamn SO.
- G.S.75:114b. Vitt – svagt grönt diopsidskarn. – Östra Bukten, Fifång (5c), Svärdsfjärden. Nynäshamn NV.
- G.S.75:73. Vitt diopsid-grossularskarn invid urkalksten. – Mellhålsklubben (3a), Yttre Hällsfjärden. Nynäshamn SV.



Fig. 10 a. Bandat kvartsrikt cummingtonit-granatskarn (jfr tabell 7, prov 75:98). Några meter mäktig inlagring i granatförande metaarenitisk sedimentgnejs. – Svarthäll (5b), Fifångsdjupet.

Banded cummingtonite-garnet skarn rich in quartz. A restricted horizon in meta-arenitic gneisses.

gen knuten till plagioklasens anortitmolekyl. I dessa järn-magnesiumrika skarnbergarter dominerar vid sidan av kvarts och almandin (järnrik granat), mineralen cummingtonit, antofyllit (de båda senare magnesium-järnhornbländen) och lokalt ortopyroxen. Dessa bergarter påträffas ej sällan mitt inne i granat-cordieritgnejserna, utan synbar anknytning till närliggande urkalkstenar och leptiter. I sådana fall märks ofta en successiv och stark anrikning av järn-magnesiummineral, främst stora almandingranater, in mot gränsen av skarnet.

Skarnbergarterna är ofta bandade från centimeterskala upp till bankar av decimeter- och meterbredd. Kornstorlekarna inom de senare ligger vanligen i intervallet 0.2–0.5 mm och de enskilda mineralkornen är ganska jämnt fördelade, åtminstone i uttagna provstycken (stuffer). Detta har möjliggjort utförandet av de planimetriska analyserna enligt tabell 7. Ett vackert exempel på bandat magnesium-järnskarn är prov 75:98 i tabell 7. (Se även fig. 10a från Svarthäll (5b) i Gälöfjärden.) Monomineraliska mörka cummingtonitrika skikt växellag-



Fig. 10 b. Samma skarn som ovan, plastiskt veckat. De mörka, mer hållfasta cummingtonitskiktet har brutits sönder och omges av ljusare, mer mobilt material från de kvartsrikare granatskikten. – Lokal som ovan.

Plastic folding in skarn (see above). Dark competent cummingtonitic layers penetrated by incompetent mobile quartz-rich garnet skarn.

rar där med kvarts- och almandinrika ljusare skikt. I samband med plastisk veckning vid hög temperatur har de ljusare skikten mobiliserats och breccierat de mera hållfasta cummingtonitskikten (fig. 10b). Skarnbergarten, som omges av en tämligen granatrik fältspatkvartsit, uppvisar f.ö. en tydlig magnetisk anomali.

Lokalt påträffas rikligt med järn-magnesiumskarn som stora sammanhängande horisonter inom gnejsgraniterna, t.ex. väster om Fällnäs-viken (7c, se prov 75:148) eller nära kartgränsen i nordost (9e). I dessa fall betraktas skarnet som relik av tidigare omgivande sedimentgnejs, som assimilerats i stor skala när gnejsgraniternas magma trängde in. Järn-magnesiumskarn i gnejsgranit har också anträffats på den lilla ön Långö Trutbåda (2a) inom kartans sydvästra del. Gnejsgraniterna på ön och dess närmaste omgivningar är osedvanligt granatrika och visar kraftig brant förskiffring. Vackert veckade amfibolitgångar (s. 70) förekommer rikligt på ön. Skarnet, som ofta har en mycket grov utbildning

(decimeterstora kristaller), består i huvudsak av almandin och antofyllit i varierande mängder. Bergarten bildar meterbreda gångliknande lager och/eller zoner, delvis veckade och boudinerade samt lokalt parallella med de nämnda amfibolitgångarna. Till skillnad från de hittills som sedimentära bildningar uppfattade skarnbergarterna är det möjligt att skarnbildningen på Långö Trutbåda är ett resultat av ett metasomatiskt järn-magnesiumtillskott utefter det sprick-system, där de aktuella gångintrusionerna en gång skedde. En detaljundersökning av nämnda ö skulle sannolikt ge svar på viktiga frågor, som berör skarnbildningens problematik.

Av de tre kalifältspatförande eller snarare mikroklinförande s.k. skarnbergarterna i mitten av tabell 7 (proverna 74:47, 74:39 och 73:12) ligger den första omedelbart invid ett kalkstens-leptitstråk och de båda senare något förskjutna i förhållande till bergarter av sådant slag. Prov 74:39 kommer från den centrala delen av ön Äppelgarn, vars perifer delar intas av en ovanligt vacker granat-cordieritådergnejs. Provet har sammansättningen mikroklin>kvarts>biotit med inslag av främst granat men även grafit. I förlängningen av samma stråk finns på ön en besläktad bergart med sammansättningen mikroklin>kvarts>biotit $\approx$ cordierit>magnetkis>sillimanit. Mängden av magnetkis uppgår till 5 à 10 vol.-% och innehåller enligt gamla kartbladsbeskrivningen Nynäs (s. 16) obetydliga mängder nickelkis. Beteckningen skarnbergarter är kanske inte så väl vald för de nu nämnda, mikroklinrika, sedimentärt betonade leden. Mer skarnbetonat är däremot det kvartsfattiga och mikroklinrika provet G.S. 73:12 med hög kalkhalt knuten till plagioklas och diopsid. Följande prov, 75:68 i tabell 7, kan närmast liknas vid en skarnkvartsit, i detta fall rik på magnetkis. Kvartsrika ljusa bergarter av liknande slag, ofta med ett varierande inslag av anortitrik plagioklas, diopsid, grossular, epidot m.m. har tidigare beskrivits utförligt inom angränsande kartblad och skall därför ej närmare behandlas här (se Stålhös 1962, s. 69–75; 1969, s. 68–71; 1972, s. 73–75; 1974, s. 26; 1975, s. 22–23). Bergarten betecknas med KV på blå botten (se kartan) och har endast iakttagits i området ca 1 km öster om Hölö k:a.

De tre sista kalkrika och samtidigt kvartsfattiga skarnbergarterna i tabell 7 är vita eller svagt gröna till färgen. Dominerande mineral inom dessa led är endera diopsid, grossular eller skapolit. Lokalt tillkommer klinozoisit. På ön Fifång (prov 75:114b) bildar diopsidskarnet en 5 till 10 m bred zon omgiven av gnejsgranit.

Äldre (primorogena) intrusivbergarter

De primorogena intrusiven torde i huvudsak ha trängt in och stelnat som mäktiga, delvis uppsplittrade lager i ytbergarterna före de tektoniska huvudfaserna (s. 91). Lagren bildar sannolikt flacka västliga utlöpare från en eller flera nord-sydligt orienterade diapirer, vilkas rotzoner är belägna långt österut i skärgården (se profil 4, plansch 2). Mindre än tjugo procent av kartarealen upptas av dessa äldre intrusivbergarter av tonalitisk, granodioritisk eller granitisk sammansättning (brun färg i kartan). Mera sparsamt företrädade är basiska led, s.k. djupgrönstenar, vilka hör till samma intrusivsvit (grön färg med svarta punkter). Dessa utgörs huvudsakligen av dioriter, kvartsdioriter och mörka tonaliter. Gabbro och hornbländit har endast iakttagits i små, ej karteringsbara kvantiteter. Bergartsnamnet tonalit ingår som synes både bland de i fält utskilda granitoiderna och djupgrönstenarna, detta till följd av de klassifikationsprinciper för djupbergarter som tillämpas här. (Se s. 12 och fig. 11a och b.) Det är väsentligen på biotit och hornblände rika och därför mörka tonaliter, s.k. melatonaliter ($M > 40$ i fig. 11b), som innefattas i den för grönstenar använda färgbeteckningen. Dessa tonaliter hör nämligen i fält på ett naturligt sätt samman med och bildar övergångsled till övriga grönstenar av dioritisk eller kvartsdioritisk sammansättning.

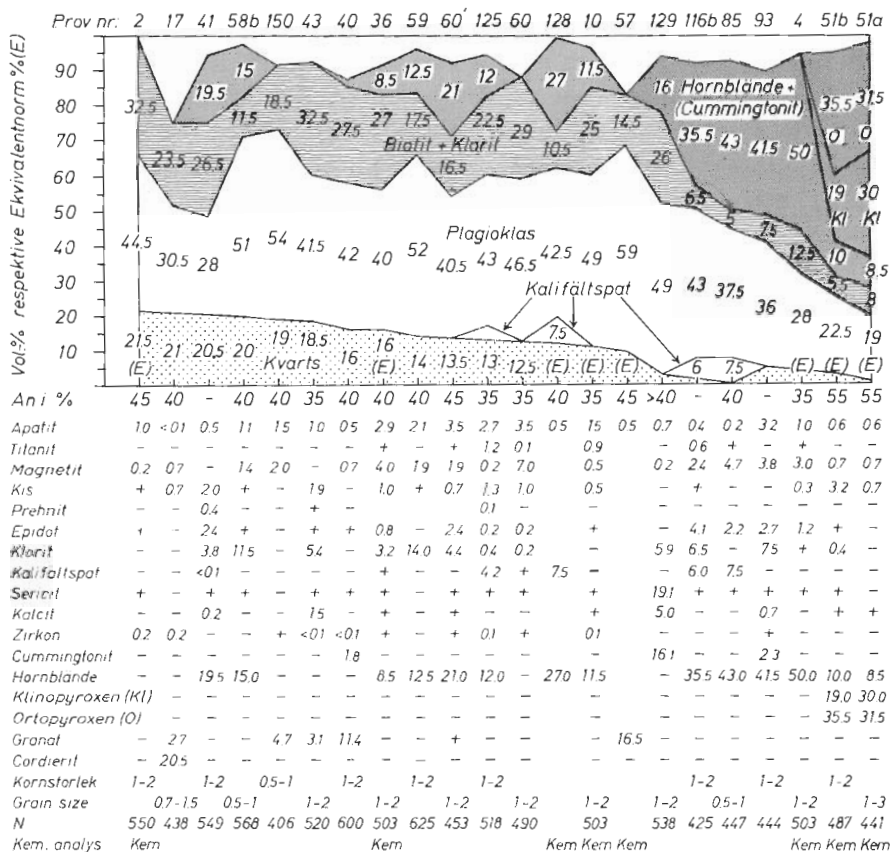
Djupgrönstenar

Djupgrönstenarna bildar lager i sedimentgnejserna eller skivor omslutna av gnejsgraniterna och har mäktigheter, som växlar från några tiotal meter upp till högst 200 m. Stråken är ofta nord-sydligt orienterade, parallellt med den äldsta veckaxelriktningen. Bergarterna omspanner, som framgått ovan, ur nomenklaturmässig synpunkt ett intervall från mörk tonalit över kvartsdiorit till diorit. Även gabbro ingår lokalt i denna svit.

Variationerna i mineralogisk sammansättning och kornstorlek framgår av de 22 planimetriskt analyserade prover från olika delar av kartbladet, som redovisas i diagram 2. Mörkgrå till svartgrå, fint medelkorniga bergarter dominerar. (Se texten till diagram 2.) Viktigaste mineral i de mörka tonaliterna och kvartsdioriterna är i nämnd ordning plagioklas (An_{40}) med 30–50 vol.-%, biotit-klorit $\geq$ hornblände (lokalt cummingtonit), samt kvarts (10–20 vol.-%). Granat vikarierar lokalt för hornblände. Bland småmineralen framträder magne-

DIAGRAM 2. Variationer i mineralogisk sammansättning hos djupgrönstenar (tonalit-melatonalit-kvartsdiorit-diorit och gabbro), från kartbladsområdet

Mineral composition of primorogenic svekokarelian basic intrusives from the map area



Analyslokaler till diagram 2

- J.B.74:2. Tonalit. – 200 m N om Kullan, ca 1 km NNV om Djursnäs (7d). Kem.analys i tabell 8, 65363/16153. Nynäshamn NV.
- P.O.E.75:17. Melatonalit med cordierit och granat. – Västra ön i sjön V. Styrån (8d). Nynäshamn NV.
- G.S.74:41. Melatonalit. – Rundklubben, norra delen (4c), V om Torö. Nynäshamn SV.
- G.S.74:58b. Porfyrisk tonalit. – Läckår, SO-spetsen av Torö (4d). Nynäshamn SV.
- G.S.75:150. Tonalit, granatförande och finkornig (mindre lager). – Andra, SV om sjön V. Styrån (8d). Nynäshamn NV.
- G.S.74:43. Melatonalit, granatförande (lager i kalksten). – Tistelholmshällarna (5d), största ön. Nynäshamn NV.
- G.S.74:40. Melatonalit, granatrit. – 500 m N om St. Grönvik (7c), ca 2.5 km NNO om Nynäshamn stn. Nynäshamn NV.
- G.S.74:36. Melatonalit, magnetitrik. – Södra Oxnö (6b), Ö om södra Mörkö. Kem.analys i tabell 8, 65340/16093. Nynäshamn NV.
- G.S.74:59. Tonalit (20 m bred bank inlagrad i 58b). – 250 m N om Läckår, SO-spetsen av Torö (4d). Nynäshamn SV.
- G.S.75:60. Melatonalit, magnetitrik. – 200 m N om Fräcksta (8c), ca 3 km NV om Sorunda k:a. Nynäshamn NV.
- G.S.75:125. Melatonalit. – Landsorts fyr (2d). Nynäshamn SV.
- G.S.74:60. Melatonalit, magnetitrik. – 250 m SV om Granhaga (4d), Torö. Nynäshamn SV.
- G.S.75:128. Kvartsdiorit. – Långudden, norra delen, SO-delen av Gärflotta (4e). Kem.analys i tabell 8, 65242/16228. Nynäshamn SV.
- J.B.74:10. Kvartsdiorit. – 350 m NV om Säby (8d), SO om sjön V. Styrån. Kem.analys i tabell 8, 65402/16180. Nynäshamn NV.
- G.S.74:57. Kvarsdiorit, granatrit. – 1.7 km S om Torö k:a (4d). Kem.analys i tabell 8, 65240/16177. Nynäshamn SV.
- G.S.75:129. Kvartsdiorit. – Skrapan, Ö om Viksten (4e). Nynäshamn NO.
- G.S.75:116b. Diorit, magnetitrik och sekundäromvandlad. – Askö, sydöstra delen (4b). 65215/16096. Nynäshamn SV.
- G.S.75:85. Diorit, magnetitrik och sekundäromvandlad (20–30 m brett lager i leptit). – Högholmen (3a), V om Lacka, Nynäshamn SV.
- G.S.75:93. Kvartsdiorit, magnetitrik. – Den norra av Tallholmarna, Fifångdjupet (5b). Nynäshamn NV.
- J.B.74:4. Kvartsdiorit, magnetitrik. – 250 m NO om Söderbygård (7d), S om sjön V. Styrån. Kem.analys i tabell 8, 65390/16178. Nynäshamn NV.
- G.S.74:51b. Kvartsgabbro, noritisk. Matrix i breccia. – 200 m V om Lilludden, nordvästra Torö (5d). Kem.analys i tabell 8, 65270/16162. Nynäshamn NV.
- G.S.74:51a. Pyroxenitisk gabbro. Matrix i breccia. – 200 m V om Lilludden, nordvästra Torö (5d). Kem.analys i tabell 8, 65270/16162. Nynäshamn NV.

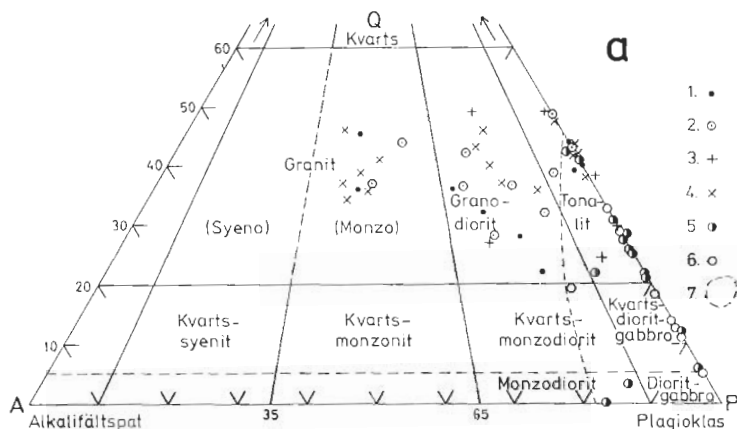


Fig. 11

a och b. Klassificering av primorogena djupbergarter (gabbro-diorit-kvartsdiorit-melatonalit-tonalit-granodiorit-granit) enligt IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973). Materialet härrör från kartbladen Nynäshamn NV/SV och NO samt Nyköping NO.

Classification and modal composition of primorogenic intrusives (basic-acid) from the following map-sheets: Nynäshamn NV/SV, Nynäshamn NO and Nyköping NO.

1. Primorogena granitoider, plan. analys 9 st kbl Nynäshamn NV/SV (diagram 3)
2. Primorogena granitoider, kem. analys 10 st kbl Nynäshamn NV/SV (tabell 9 och ekv. norm. (E) i diagram 3).
3. Primorogena granitoider, plan. analys 5 st kbl Nynäshamn NO (ej publ.).
4. Primorogena granitoider, plan. analys 17 st kbl Nyköping NO (Stålhös 1975, diagram 4).
5. Primorogena djupgrönstenar (basic intrusives), plan. analys 14 st kbl Nynäshamn NV/SV (diagram 2).
6. Primorogena djupgrönstenar (basic intrusives), kem. analys 8 st kbl Nynäshamn NV/SV (tabell 8 och ekv. norm. (E) i diagram 2).
7. Avgränsningslinje för djupgrönstenarnas utbredningsområde (diagram 2).

Borderline for the extension areas of basic intrusives according to Diagram 2.

tit, apatit och magnetkis mest. Sekundära mineral är epidot, sericit, kalifältspat och kaleit. Dioriterna skiljer sig från nu nämnda led främst genom lägre kvartshalt och ett ökat inslag av hornblände. En väl utvecklad hypidiomorf struktur påträffas i djupgrönstenarna jämsides med en tydligt överpräglad förskiffring. Mineralen har det för dioriter och kvartsdioriter vanliga utseendet. Biotiten visar kraftig pleokroism i svagt gulbruna eller rödbruna nyanser, och hornbländet växlar i färg från ljusgrönt till kraftigt grönt. Färglös cummingtonit (magnesium hornblände) tillkommer lokalt.

En måttlig åderförgrejsning har på sina ställen drabbat de nu skildrade bergarterna (fig. 12). Hornblände eller granat påträffas ofta i de kvarts-fältspat-

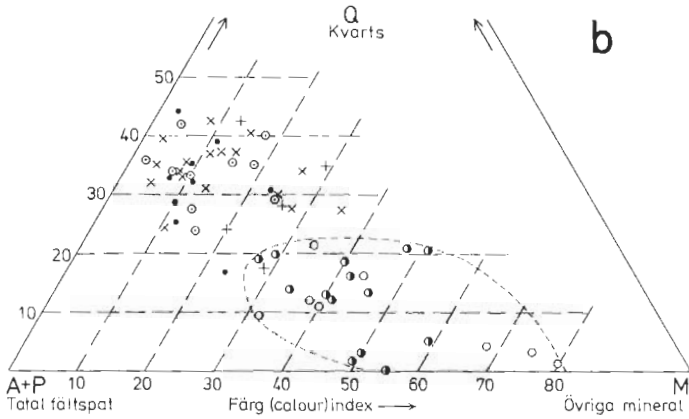


Fig. 11 b.

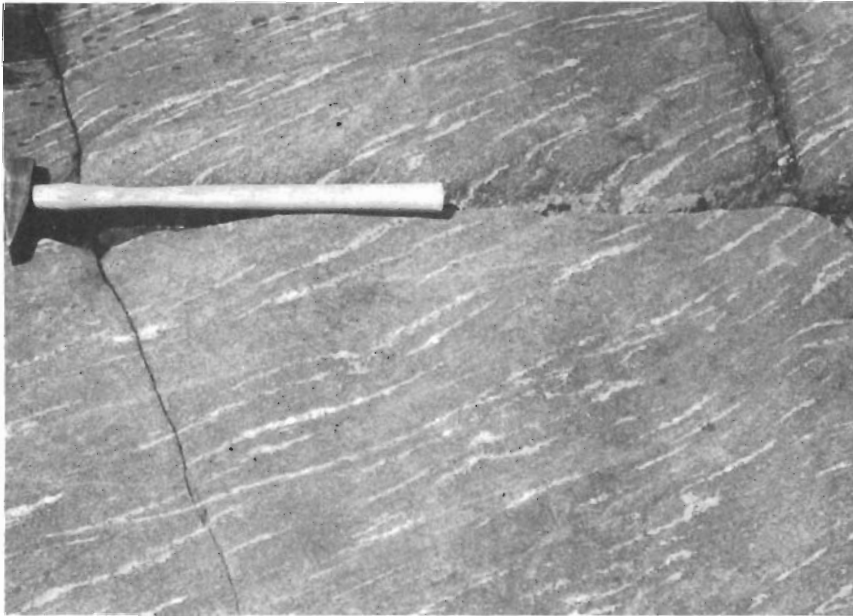


Fig. 12. Mättligt åderförgnejsad kvartsdioritisk grönsten. Ådrorna är röda och innesluter spridda hornbländekrystaller. – Den norra av Tallholmarna (5b) i Fifångsdjupet.

Moderately veined quartz diorite. Hornblende may be seen as small black dots in the veins.



Fig. 13. Polymikt eruptivbreccia med brottstycken av gabbro, metabasit och metaarenit i en ultrabasisk gabbroid eller noritisk matrix. – 300 m SO om Storudden, ca 2 km V om Torök:a (5d).

Polymictic eruptive breccia with inclusions of gabbro, metabasite and meta-arenite in an ultramafic matrix of gabbroic or noritic composition.

rika ådrorna. Även större hornbländekrystaller eller spridda aggregat av hornblände förekommer ställvis i bergarterna. En hög halt av magnetit gör att många djupgrönstenar sammanfaller med kraftiga magnetiska anomalier. Goda exempel härpå utgör melatonaliterna på södra Torö (4d), på Oxnö i Himmerfjärden (6b) och vid Fräcksta (8c; se diagram 2 samt proverna 74:60, 74:36 och 75:60').

Mörk ultrabasisk gabbrobergart bildar matrix i en vacker eruptivbreccia (fig. 13) belägen ca 300 m sydost om Storudden på norra Torö (5d). Brottstyckena i breccian tycks vara surare eller åtminstone fattigare på magnesium-järnmineral

TABELL 8. Kemiska analyser (vikt-%) av djupgrönstenar (tonalit – melatonalit, kvartsdiorit – diorit, gabbro) från kartbladet Nynäshamn NV/SV. Beträffande bergartsnamn, lokaler och motsvarande ur analyserna beräknad ekvivalentnorm % (E), se diagram 2.

Chemical analyses (weight %) of primorogenic svecokarelian basic intrusives from the map area. For localities and rock-types, see Diagram 2.

Prov nr	G.S. 75:128	J.B. 74:2	J.B. 74:10	G.S. 74:57	G.S. 74:36	J.B. 74:4	G.S. 74:51b	G.S. 74:51a
Lab. nr	010 9804	011 0069	011 0068	010 9805	011 0070	011 0071	011 0072	011 0073
SiO ₂	58.2	57.0	53.6	52.6	50.0	48.0	50.6	50.2
TiO ₂	0.69	1.2	1.3	1.1	2.3	2.6	0.52	0.86
Al ₂ O ₃	15.4	18.3	18.7	21.7	17.9	14.4	8.0	7.0
Fe ₂ O ₃	2.3	1.4	2.4	1.2	4.7	4.2	4.0	3.4
FeO	4.4	5.9	5.2	8.9	6.2	9.1	8.7	7.2
MnO	0.12	0.10	0.09	0.19	0.14	0.23	0.19	0.18
CaO	7.4	4.4	5.7	6.0	6.2	9.0	8.7	10.8
MgO	4.3	3.3	3.5	1.4	3.7	6.4	14.6	15.0
Na ₂ O	2.7	2.7	3.6	3.3	2.5	1.9	1.1	1.0
K ₂ O	2.3	2.9	2.8	1.6	2.4	1.1	0.6	0.8
BaO	0.13	0.17	0.19	0.07	0.23	0.04	0.05	0.13
H ₂ O>105°	1.1	1.6	1.5	0.8	2.1	2.1	1.7	2.0
H ₂ O<105°	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.3	0.2	0.6
P ₂ O ₅	0.23	0.52	0.75	0.33	1.3	0.34	0.29	0.31
Summa	99.47	99.59	99.63	99.39	99.77	99.71	99.25	99.48
Niggli-tal								
<i>t</i>	-9	5	-1	6	0	-9	-13	-19
<i>mg</i>	0.58	0.44	0.45	0.19	0.38	0.46	0.67	0.71
<i>k</i>	0.35	0.41	0.33	0.24	0.38	0.27	0.26	0.34
<i>c</i>	24	15	18	19	19	23	20	24
<i>fm</i>	36	35	34	31	40	50	68	64
<i>si</i>	176	184	158	154	140	117	106	104
ppm								
Krom	100	105	80	20	20	80	1785	1855
Nickel	31	40	45	10	15	35	1450	410
Vanadin	190	260	250	90	290	475	195	175

(s.k. omvänd intrusionsföljd) än den breccierande bergarten och har sannolikt en dioritisk eller möjligen surt gabbroid sammansättning. Även finkorniga suprakrustalbrottstycken lokalt omgivna av en reaktionsrand ingår i breccian. Ortopyroxen, klinopyroxen och kalkrik plagioklas i nämnd ordning utgör huvudmineral i de två gabbroproverna 51a och 51b, som bildar matrix. (Se i övrigt diagram 2.)

Den kemiska sammansättningen av åtta djupgrönstenar framgår ur tabell 8. Motsvarande mineralsammansättningar beräknade ur analyserna (ekvivalent-



Fig. 14 a. Ultrabasit med tunna ådror av mobiliserad leucit (back-veining från omgivande leucit) i sin tur skuren och breccierad av en gnejsgranitapofys (se i övrigt text på s. 57). – Holme SV om Trädgårdsskär (3a), Yttre Hållsfjärden.

Ultrabasic rock with thin veins of mobilized leucite (back-veining from surrounding leucite). The basic rock is later cut and brecciated by apophyses of primorogenic granite.

norm E) illustreras i diagram 2. SiO_2 -halterna ligger i allmänhet så lågt som 50 à 60 vikt-%, trots att några av bergarterna enligt den här strikt tillämpade nomenklaturen fått beteckningen tonalit eller melatonalit. (Se fig. 11a och b.) Tonalitiska bergarter bland granitoiderna har i motsats härtill genomgående högre SiO_2 -halter (>60 vikt-%). Förutom höga värden på Niggglitalen c (kalkhalt), fm (järn-magnesiuminnehåll) och låga si -tal (kiselsyrahalt), skiljer sig djupgrönstenarna kemiskt från granitoiderna (tabell 9) genom höga halter av spårelementen krom, nickel och vanadin. Speciellt höga halter av krom och nickel visar de tidigare omtalade gabbroida leden (prov 51a och b). Grönstenarna har också i allmänhet en högre kvot mellan magnesium och järn (mg -tal) än vad fallet är med granitoiderna. Alla dessa skilda kriterier tagna tillsammans talar för att djupgrönstenarna stelnat och konsoliderats vid en högre temperatur än granitoiderna i ett relativt sett tidigare skede av den intrusiva epoken.

En från principiell synpunkt mycket intressant, ca 20 m mäktig lagerintrusion av ultrabasisk grönsten i kalkbandad leucit kan studeras på sydvästra Trädgårds-

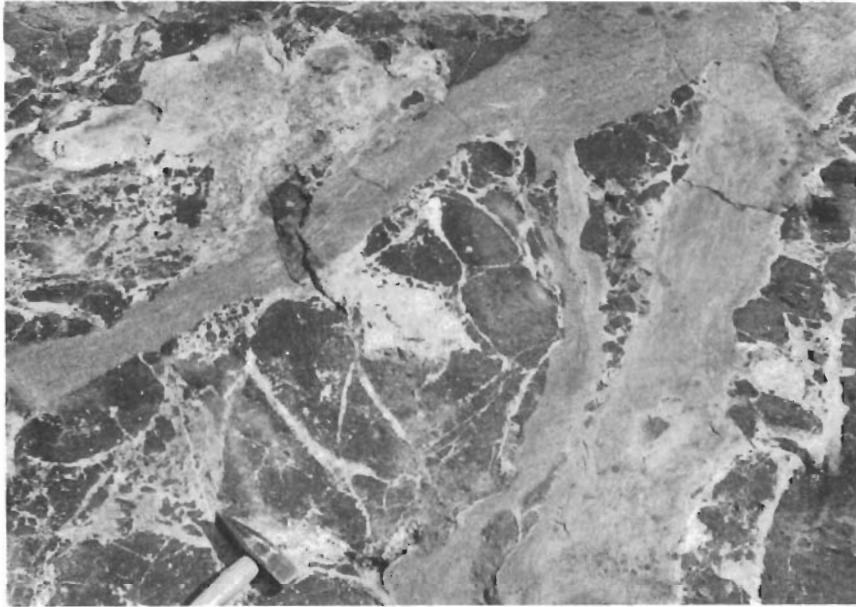


Fig. 14 b. Ultrabasit som fig. 14a med back-veining i sin tur skuren av två varandra överkorsande sena amfibolitgångar. – Lokal som föregående.

The same rock as in Fig. 14a cut by two generations of amphibolitic dikes.

skär med angränsande holme (3a). Intrusionen måste ha skett vid mycket hög temperatur, varvid den omgivande leptiten mobiliserats och sedermera efter ultrabasitens stelning och kontraktion trängt in i denna i form av ett ådernät (s.k. back-veining, se fig. 14 a och b). Inom vissa kalkstensbrottstycken i grönstenen har samtidigt svagt gröna diopsidkristaller med tydlig tvillinglamellering bildats. Nästa steg i utvecklingen är konforma lagerintrusioner av primorogena granitoider. Överskärande apofyser från dessa granitoider breccierar ultrabasi-ten lokalt (fig. 14a). De båda huvudveckningarna F_1 och F_2 torde ha följt här efter. Ett sista steg i skeendet utgör intrusionen av ett flertal sena, diskordanta, decimeter- till meterbredda amfibolitgångar (fig. 14b).

Några kompletterande iakttagelser inom vissa grönstensmassiv berörs helt kort i det följande. Som exempel kan nämnas att grönstensstråket på västra Öja (3d) är starkt invaderat och uppspaltat av såväl sura som intermediära gnejsgraniter, vilka lokalt kan ta överhand. Likaså, om än i mindre utsträckning, förekommer ett rikligt inslag av gnejsgranit i det tudelade grönstensstråket på

södra Torö. Stråket väster om Torö k:a är särskilt i sin norra del ytterst inhomogent med inslag både av gnejsgranit, sedimentgnejs och framförallt yngre granitoider jämte pegmatit. Det stora, med grönsten betecknade området på södra mellersta Torö (diagram 2 och tabell 4, prov 75:57) intas av en ovanligt ljus, vitgrå, granatrik bergart som närmast liknar en gnejsgranit. På en väl avtäckt bränna inom massivet kan upprepade välavgränsade, halvmeterbreda skivor och lager av fältspatkvartsitisk gnejs iakttas. Trots intrusivbergartens ljusa färg visar den kemiska sammansättningen att vi har att göra med en djupgrönsten (kvartsdiorit, granatrik, i diagram 2), där ett visst aluminiumöverskott ($t=6$) sannolikt härrör från partiell assimilation av inneslutna sedimentpartier. Den som melatonalit betecknade bergarten med cordierit och granat från en ö i sjön V. Styran (diagram 2, prov 75:17) har sannolikt också modifierats till sin sammansättning genom assimilation av aluminiumrika sediment.

Som ett kuriosum kan nämnas att de mycket homogena kvartsdioriterna (prov 75:128) på östra Långsudden, södra Gärflotta (4e), visar en mycket tät, flack, regelbunden bankning kombinerad med nord-sydlig skiffriighet och medelbrant östlig stupning. Dessa strukturella drag i förening har givit upphov till ett trappliknande utseende hos bergen utmed hela östra stranden, vilket föranlett namnet Trappiga bergen för detta kustavsnitt (se ekon. kartan).

På nordöstra Gärflotta vid Valsudden, i förlängningen av nyss nämnda grönstensmassiv, förekommer vid strandkanten en hornbländeporfyrisk diorit.

En vacker eruptivbreccia mellan röd pegmatit och ultrabasisk grönsten har slutligen iakttagits i centrala delen av den lilla ön Sundsbådarna (3c) i Asköfjärden.

Granitoider (tonalit, granodiorit och granit)

Stora sammanhängande arealer av äldre granitoider dominerar havsområdet i söder och sydväst. I övrigt uppträder dessa bergarter som massiv eller lager av ganska måttliga dimensioner och bildar ofta, i likhet med djupgrönstenarna, långa smala stråk parallella med den gamla veckaxelriktningen i ungefär nord-syd. Inom kartans västra del har en senare tvärveckning givit upphov till mer öst-västliga strykningar.

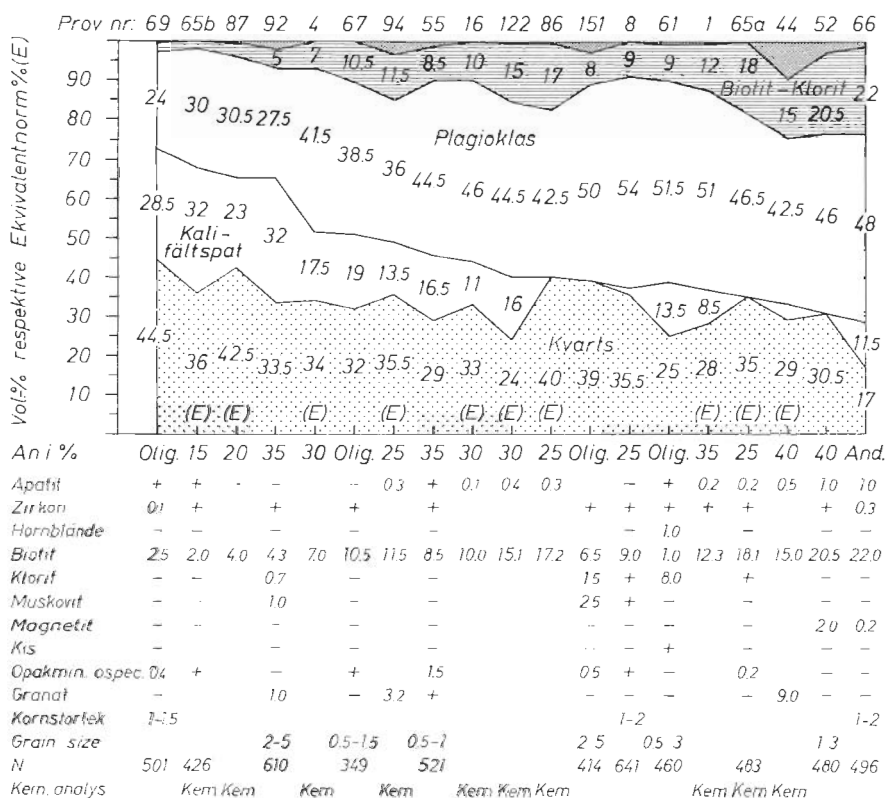
Granitoiderna inom kartområdet utgörs till övervägande del av grå eller undantagsvis rödgrå granodioriter med lokala övergångar till grå eller mörkgrå tonaliter. Renodlade tonaliter är främst knutna till havsområdet i Krabbfjärdens sydvästdel med fortsättning norrut i det smala nord-sydliga stråket väster om Yttre Hållsfjärden. Den närmast största utbredningen har grå eller rödgrå, ögon-

förande granodioriter till graniter, främst på Askö och i övärlden öster därom. Andra förekomster av dessa bergarter finns på Fifång (5c), Hänö (5a), Öja (3d) och södra Gärflotta (4e). Röda sura granitoider förekommer mycket underordnat dels nordväst om Anderviken (6a–7a), i kanten av ett större massiv av grå granodiorit–tonalit, dels som smala konforma inlagringar i övriga granitoider och/eller djupgrönstenar, huvudsakligen inom skärgården i söder. Samtliga nu nämnda granitoider av växlande surhetsgrad är mestadels förskiffrade och kallas vanligen med ett gemensamt namn gnejsgraniter.

Den mineralogiska sammansättningen hos gnejsgraniterna framgår av diagram 3. Granodioriternas och tonaliternas viktigaste mineral är plagioklas (oligoklas–andesin) > kvarts > biotit (pleokr. gulbrun–rödbrun eller brun) $\approx$ kalifältspat. För de granodioritiska leden med eller utan ögon gäller generellt alternativet kalifältspat > biotit. I de allmännast förekommande jämnkorniga gnejsgraniterna utgör ett inslag strax under 10 vol.-% av kalifältspat den ungefärliga gränsen mellan tonalit och granodiorit enligt här använd nomenklatur (s. 12). Bland de sura granitoiderna gäller i allmänhet kalifältspat > plagioklas samtidigt som halten av mörka mineral är låg. Granat uppträder glest och jämnt fördelat i flertalet gnejsgraniter men saknas ofta inom den begränsade ramen för ett slipprov. I vissa stråk och delområden där assimilationen av sedimentärt material i gnejsgranitmagman varit utpräglad utgör däremot mineralet en väsentlig beståndsdel (se diagram 3). Frekvensen av övriga småmineral i gnejsgraniterna framgår av anförda diagram. Om man bortser från mikroklinporfyroblasterna i de ögonförande leden (en eller flera centimeter i diameter), varierar kornstorlekarna inom de ordinära (dvs. ej regenererade) gnejsgraniterna mestadels från 1 till 3 mm. Ett antal deformationer har i växlande utsträckning pånat ut den primära hypidiomorfa strukturen i gnejsgraniterna. De båda första deformationerna under orogenesens huvudfas har givit upphov till en genomgående stänglighet och/eller planskiffrighet framhävd främst genom parallellanordning av de mörka mineralen. Den sista deformationen är av rent mylonitisk karaktär och hör antagligen samman med postorogena block- och förkastningsrörelser inom berggrunden. Mylonitiseringen är allmänt utbredd om än ojämnt fördelad och ofta iögonfallande, främst i tunnslip. Den yttrar sig i första hand som en finkrossning av mineralen utmed korngränserna men bildar vid tilltagande intensitet efter hand först smala, sedan bredare zoner av helt eller delvis krossat och sedermera svagt rekristalliserat bergartsmaterial.

Tio kemiska analyser av olika gnejsgraniter, ordnade efter fallande halt av kiselsyra (SiO_2), framgår ur tabell 9. Motsvarande beräknad mineralsammansättning för dessa bergarter (ekivalentnorm E) anføres i diagram 3. Jämfört med

DIAGRAM 3. Variationer i mineralogisk sammansättning hos äldre (primorogena) granitoider (granit, granodiorit, tonalit) inom kartbladsområdet
Mineral composition of primorogenic svecokarelian intrusives such as granites, granodiorites and tonalites from the map area



Analyslokaler till diagram 3

- G.S.75:69. Röd gnejsgranit. – Äggkullhällarna (3a), Gupafjärden. Nynäshamn SV.
- G.S.75:65b. Röd gnejsgranit, granulerad. – Norra Jutskär (4a), Yttre Hällsfjärden. Kem.analys i tabell 9, 65228/16012. Nynäshamn SV.
- G.S.75:87. Röd gnejsgranit. – Fågelskärsklubbarna (3a), öster invid Lacka. Kem.analys i tabell 9, 65160/16027. Nynäshamn SV.
- G.S.76:92. Grå regenererad gnejsgranit med granat. – 2.5 km N om Väggarö (9d), NO om Sorunda k:a. Nynäshamn NV.
- J.B.73:4. Grå granodiorit. – 400 m V om Åtorpsmossen (8a), ca 3 km N om Tullgarns slott. Kem.analys i tabell 9, 65407/16020. Nynäshamn NV.
- G.S.75:67. Grå något ädrad och granulerad granodiorit. – Kockelhällen (4a), Yttre Hällsfjärden. Nynäshamn SV.
- G.S.75:94. Grå granatförande (lokalt något porfyrisk) gnejsgranit. – Högholmen (5b). Fitängdjupet. Kem.analys i tabell 9, 65269/16060. Nynäshamn NV.
- G.S.74:55. Grå finkornig gnejsgranit. – 1 km NV om Torö k:a (5d). Nynäshamn NV.
- G.S.74:16. Rödgrå något ädrig granodiorit. – 700 m SO om Målsborg, ca 3.5 km S om Hölö k:a (8a). Kem.analys i tabell 9, 65416/16029. Nynäshamn NV.
- G.S.75:122. Rödgrå porfyrisk gnejsgranit. – Landsort, ca 2.5 km N om fyren (3d). Kem.analys i tabell 9, 65176/16192. Nynäshamn SV.
- G.S.75:86. Mörkgrå tonalit. – Fågelskärsklubbarna (3a), Ö invid Lacka. Kem.analys i tabell 9, 65160/16027. Nynäshamn SV.
- G.S.75:151. Grå tonalit, regenererad. – Mellersta Svärdsö (5d) Nynäshamn NV.
- J.B.74:8. Grå regenererad tonalit. – 300 m S om Andra (7d), SV om sjön V. Styran. Nynäshamn NV.
- G.S.75:61. Rödgrå-grå kraftigt sekundäromvandlad granodiorit. – Ragnarök (9c), ca 4 km VNV om Sorunda k:a. Nynäshamn NV.
- J.B.73:1. Grå granodiorit. – Ö om Skräddartorp, ca 1 km N om Norasjön (8a). Kem.analys i tabell 9, 65403/16002. Nynäshamn NV.
- G.S.75:65a. Mörkgrå tonalit, granulerad. – Norra Jutskär (4a), Yttre Hällsfjärden. Kem.analys i tabell 9, 65228/16012. Nynäshamn SV.
- G.S.74:44. Grå granatrik något porfyrisk tonalit. – 750 m NNO om Långholm (6c), V om Nynäsviken. Kem.analys i tabell 9, 65310/16210. Nynäshamn NV.
- G.S.74:52. Grå tonalit. – Storudden, 2.2 km NV om Torö k:a (5d). Nynäshamn NV.
- G.S.75:66. Rödgrå ädrad och granulerad granodiorit. – Backstängsholmen (4a), Yttre Hällsfjärden. Nynäshamn SV.

TABELL 9. Kemiska analyser (vikt-%) av primorogena granitoider (graniter, granodioriter och tonaliter). Beträffande lokaler och bergarter se diagram 3.
Chemical analyses (weight %) of primorogenic svecofennian intrusives such as granites, granodiorites and tonalites from the map area.
For localities and rock-types see Diagram 3.

Prov nr	G.S. 75:87	G.S. 75:65b	J.B. 73:4	G.S. 75:94	G.S. 75:86	G.S. 74:16	G.S. 75:65a	J.B. 73:1	G.S. 75:122	G.S. 74:44
Lab. nr	010	010	010	010	010	010	010	010	010	010
SiO ₂	78.2	77.0	72.5	71.0	70.8	70.6	69.4	67.7	65.8	64.0
TiO ₂	0.36	0.38	0.32	0.51	0.92	0.41	0.67	0.60	0.70	1.0
Al ₂ O ₃	10.8	11.9	13.9	13.8	12.7	14.8	13.1	15.1	15.5	15.1
Fe ₂ O ₃	0.1	0.1	0.5	0.2	0.6	0.7	1.4	1.0	2.0	1.2
FeO	1.0	0.3	1.6	3.9	4.1	2.1	4.2	2.9	2.8	6.9
MnO	0.02	0.01	0.03	0.08	0.06	0.04	0.07	0.06	0.05	0.12
CaO	1.1	0.7	2.4	1.9	2.3	2.9	2.4	3.5	2.9	3.4
MgO	0.29	0.12	0.53	0.65	1.6	0.66	1.3	0.87	1.1	1.1
Na ₂ O	2.7	2.9	3.2	2.9	3.4	3.4	3.7	3.6	3.3	2.8
K ₂ O	4.2	5.5	3.6	3.4	1.8	3.0	2.0	2.7	4.2	2.2
BaO	0.16	0.13	0.11	0.08	0.04	0.13	0.05	0.16	0.11	0.11
H ₂ O > 105°	0.3	0.3	0.5	0.6	0.8	0.5	0.9	0.9	0.6	0.9
H ₂ O < 105°	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.06	0.13	0.13	0.07	0.11	0.11	0.21	0.28
Summa	99.48	99.49	99.45	99.35	99.45	99.51	99.50	99.50	99.47	99.41
K	0.50	0.55	0.42	0.43	0.25	0.36	0.26	0.33	0.45	0.34
mg	0.31	0.34	0.31	0.21	0.37	0.29	0.29	0.28	0.29	0.19
r	-1	-1	1	5	3	2	1	-1	0	4
st	548	526	387	362	342	346	320	302	278	255
fm	10	4	14	23	30	16	30	20	23	34
c	9	5	14	11	12	15	12	17	13	15
Krom	5	5	5	10	30	10	45	10	15	20
Nickel	5	5	5	5	15	5	5	5	10	10
Vanadin	15	15	50	50	110	70	130	85	70	110
Rb	80	90	130	90	100	250	100	90	140	120
Sr	110	110	220	110	120	140	140	270	290	170

förut omnämnda djupgrönstenar (tabell 8) har gnejsgraniterna konsoliderats vid lägre temperatur och i ett senare skede av den orogena utvecklingen. De generellt lägre numeriska värdena på Niggli-talen *mg*, *fm* och *c* samt motsvarande låga halter av spårelementen krom, nickel och vanadin stöder denna uppfattning (jfr s. 56). På grund av de relativt fåtaliga analyserna i tabell 9 kan någon tydligt uttalad magmatisk differentiationstrend inte beläggas inom gnejsgraniterna. En sådan förutsätter nämligen att Niggli-talen *al* (aluminiumhalt) och *alk* (Σ alkali) stiger kontinuerligt samtidigt som *c* och *fm* sjunker med avtagande kiselsyrahalt (*si*-tal) i bergarterna, vilket inte alltid är fallet. De granatrika gnejsgraniterna (proverna 75:94 och 74:44 i tabell 9) har, som väntat (jfr motsvarande granatrika led bland djupgrönstenarna, analys 75:57 i tabell 8), höga Fe/Mg-förhållanden (dvs. låga *mg*-tal) samt ett visst aluminiumöverskott ($t \approx 5$). Provet 74:44 av grå granatrik, något porfyrisk tonalit representerar det extremt långa stråket väster om Nynäsviken, som med konstant bredd och skarp avgränsning från omgivande sedimentgnejs kan följas nära 2 mil i nord-sydlig riktning. Både tvärveckning och förkastningar har, som framgår av kartan, drabbat detta stråk. Ännu tunnare konkordanta lagerintrusioner av gnejsgranit (1–10 m breda) har fått en speciell beteckning i kartan (bruna spolar). Sådana finner man bl.a. inom leptiterna söder om Krämö (5b), på västligaste Trädgårdsskär (3a, ej markerade i kartan) och i grönstenen på västra Öja (3d), de två senare lokalerna redan nämnda i kapitlet om djupgrönstenar (s. 57).

Gnejsgraniterna är ej magnetiska på ett par undantag när. På nordvästra Torö, föreligger sålunda en tydlig magnetithalt inom bergarten (diagram 3, prov 74:52). Vidare är gnejsgranitstråket på Långsudden (4e) starkt magnetiskt, liksom dess fortsättning ute på ön Viksten. På Långsudden hade man förväntat sig att den angränsande djupgrönstenen skulle ha orsakat det magnetiska draget (jfr grönstenarna på Torö), men så är sannolikt inte fallet.

I likhet med djupgrönstenarna klassificeras även gnejsgraniterna i enlighet med triangeldiagrammen fig. 11a och b. För att man skall få en större överblick anføres också i samma diagram motsvarande gnejsgraniter från de angränsande kartbladen Nyköping NO (Stålhös 1975, diagram 4) och Nynäshamn NO, SO (Stålhös, i manuskript). Som framgår är flertalet gnejsgraniter granodioritiska till tonalitiska med färgindex M mellan 10 och 20. De surare leden är monzogranitiska ($M < 10$). Utbredningsfältet för djupgrönstenarna har givits en särskild markering i fig. 11a och b.

Gnejsgraniterna har i växlande grad åderförgnejsats och deformerats plastiskt inom kartområdet. Granat förekommer ofta i de uppkomna ådrorna, vilkas sammansättning i huvudsak avspeglar moderbergarten. Vackra exempel på



Fig. 15.

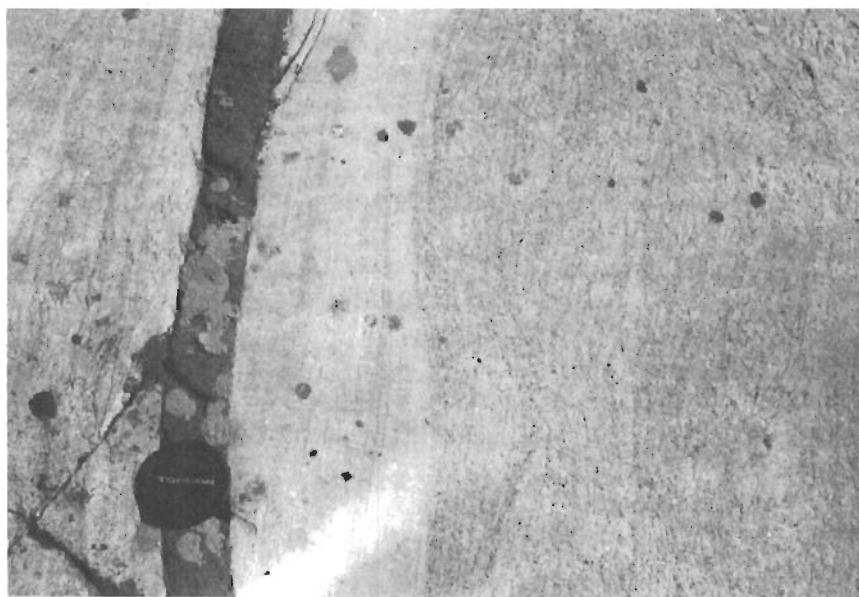


Fig. 16.



Fig. 17. Samma bergarter som i fig. 15 och 16, plastiskt deformerade och migmatitiserade. – Gjusskär (3a) V om Lacka.

The same rocks as in Figs. 15 and 16 plastically deformed and migmatized.

åderförgnejsning förekommer bl.a. i det stora gnejsgranitområdet norr om Tullgarn (7a) och utmed stranden av Ören på sydvästra Torö (4d). En originell form av åderbildning har iakttagits inom ögonförande gnejsgraniter på ön Vattklubben (4c) i Svärdsfjärden. Ådrorna består här av anhopade, relativt idiomorfa fältspatögon, sannolikt rekristalliserade utmed vissa skiffrighetsytor i samband med åderförgnejsningsprocessen (jfr Stålhös 1975, s. 54).

Som tidigare nämnts utgör de sura gnejsgraniterna mestadels smala, till synes konforma inlagringar (decimeter till några tiotal meter) i övriga gnejsgraniter. Detta är särskilt iögonfallande inom det nord-sydliga stråket väster om Yttre

Fig. 15. Grå tonalitisk och röd sur gnejsgranit, bandartat växellagrande (se i övrigt text på s. 66). – Örskär (2a) SV om Lacka.

Primorogenic grey gneissic tonalites and red gneissgranites conformably interwoven.

Fig. 16. Grå tonalitisk och röd sur gnejsgranit, bandartat växellagrande och den senare till synes konformt intruderad av en s.k. intraorogen amfibolitgång. – Gjusskär (3a) V om Lacka.

Primorogenic grey gneissic tonalites and red gneissgranites conformably interwoven. A parallel so-called intraorogenic amphibolitic dike appears in the red gneissgranite.

Hållsfjärden i riktning mot Lacka. Stråket domineras av mycket ensartat sammansatta grå tonaliter (jfr tabell 9, analyserna 65a och 86 belägna på ca 7 km avstånd från varandra). Även de sura gnejsgraniterna från motsvarande lokaler visar stor inbördes likhet (jfr analyserna 65b och 87 i samma tabell). Sättet på vilket de sura granitoiderna intagit sin nuvarande position inom nu nämnda stråk kan diskuteras. Det omedelbara fältintrycket anger möjligheten av att stråken bildats inom vissa zoner av den grå tonaliten genom en successiv ombildning på platsen, orsakad av en från de sura urgraniterna utgående lösningsfront. Relikta, bandartat uppträdande partier av tonaliter i den röda graniten skulle tyda härpå (jfr fig. 15). Ett sådant bildningssätt skulle emellertid knappast ge upphov till inom stora områden så ensartat uppbyggda sura granitoider som de kemiska analyserna antyder. I stället torde den bandartade bergarten representera ursprungligen horisontella och med omgivande ytbergarter konformt intruderade lager av omväxlande tonalit och granit sedermera plastiskt veckade utmed nord-sydliga axlar. Då kan relationerna i fig. 15 förklaras. De sura graniternas urgranitålder framgår av att de genomslås av intraorogena gångar. (Se fig. 16 och s. 68.) Vid den följande tvärveckningen utmed öst-västligt orienterade axlar bröts den bandartade fördelningen på sina håll upp mellan tonaliterna och de sura granitoiderna. Därvid uppstod breccieliknande migmatit av den typ som fig. 17 visar.

Genom regeneration och/eller mobilisering av gnejsgraniterna, främst då blandbergarter av dessa och omgivande metaargilliter, har den orogent betingade skiffrigheten inom stora områden plånats ut i varierande omfattning efter regionalomvandlingens kulmination, i samband med att deformationstrycket avtog. Genomgående grå homogena bergarter med en riktningslös hypidiomorf stelningstextur har härvid utbildats. Vittringsytan, lokalt rostfärgad på dessa former, kännetecknas av tätt liggande, vita, kaolinvittrade, rundade plagioklas-individ (se fig. 18) från ett par upp till fem millimeter i diameter (se f.ö. proverna 74:8, 75:151 och 76:92 i diagram 3). Mera glest och oregelmässigt fördelade uppträder blekt röda mikroklinporfyroblaster, en eller flera centimeter i diameter, i synnerhet där det ursprungliga inslaget av metaargillit varit stort eller dominerar. Dessa ojämnt porfyriska bergarter har ett visst aluminiumöverskott (Stålhös 1969 tabell 4), främst knutet till granat eller undantagsvis cordierit, och förekommer huvudsakligen invid eller i nära anslutning till gnejsgraniterna inom kartområdets norra del, öster om Himmerfjärden (beteckning: blå grundfärg + ögon + migmatitspolar). Bästa exkursionslokaler för studium av de nu nämnda bergarterna är belägna i höjderna ca 300 m väster och sydväst om Fräcksta (9c). I de fall där inslaget av relikta sedimentgnejspartier är



Fig. 18. Regenererad sannolik blandad produkt av gnejsgranit och metaargillit (se i övrigt text s. 66). – 300 m V om Fräcksta (9c), ca 3 km NV om Sorunda k:a.

Regenerated product of mixing between primorogenic tonalite and assimilated meta-argillitic material.

underordnat eller saknas helt, dvs. där utgångsmaterialet väsentligen varit gnejsgranitiskt, är som redan framgått de regenererade bergarterna mera jämnkorniga. Samtidigt skall nämnas att regenerationen i detta fall ej är lika genomgripande och enhetlig. Främst en något förhöjd halt av kalifältspat och en fördubbling av kornstorlekarna kännetecknar de mest homogeniserade partierna. De berörda bergarterna betecknas på kartan med brun bottenfärg och pålagda överbeteckningar för regeneration. Även de är väsentligen knutna till kartans nordostdel och studeras bäst i bergshöjden ca 300 m nordväst om Norrsjälvs (9e). De fysikalisk-kemiska betingelserna för uppkomsten av regenererade blandprodukter mellan gnejsgranit och metasediment har tidigare behandlats tämligen utförligt i beskrivningen till det angränsade kartbladet Nyköping NO (s. 55–58) och skall därför inte upprepas här.

Ur texten ovan framgår att det torde finnas områden där gnejsgranit och metasediment primärt blandats på ett så komplicerat sätt att uppdelningen i fält mellan de båda leden blivit svår att genomföra. Det bästa exemplet på ett sådant område är en bred zon från Sorunda k:a mot söder till Fällnäs-viken. Kartbeteck-

ningen bruna spiriller på blå bottenfärg anger i detta fall en förmodad men obestämbar inblandning av gnejsgranitiskt material i metasediment. Även på mellersta Oxnö (6d) är bergartsdifferentieringen mycket osäker. Ytterligare några med gnejsgraniternas bruna bottenfärg betecknade områden, nämligen stråket väster om Fagersjön (9d) samt delar av stråket väster om Fällnäs-viken (7c), har ett något kontroversiellt ursprung.

Den bristande överensstämmelse som ibland råder mellan bergartsgränserna längst i norr inom föreliggande kartblad och angränsande karta över Stockholmstrakten kan i huvudsak föras tillbaka på den osäkerhet beträffande bergartsklassifikationen som här berörts. Framför allt tyder nya erfarenheter på att en hel del gnejsgraniter torde ingå i de av mig tidigare som migmatitgnejs av sedimentursprung betecknade bergarterna inom Stockholmsregionen.

Intraorogena gångar

Under minst ett par skilda tidsskeden torde sprickbildning ha skett inom stora delar av den svekokarelska berggrunden. Den mest framträdande och längsta av dessa skeden inföll sannolikt efter de äldsta granitoidernas framträngande och konsolidering. En andra, mera begränsad sprickbildning torde kunna lokaliseras till tiden omedelbart före de yngre graniternas intrusion, då veckningarna upphört. Även andra tidpunkter för sprickbildning är teoretiskt möjliga (se s. 92 punkt 3 och s. 93 punkt 8). Sprickorna uppstod främst inom djupintrusiven och fylldes efterhand med basaltiska smältor. Sådana har också trängt in parallellt med planskiffrigheten inom djupintrusiven, i den mån denna uppstått tidigare, men framför allt utmed ytbergarternas, dvs. metasedimentens, kalkstenarnas och leptiternas skiktytor. I sistnämnda fall kan man svårligen skilja mellan lagergångar av intraorogen och eventuellt högre ålder, dvs. gångar äldre än gnejsgraniterna. Gångarnas lineärförskiffring tycks i huvudsak sammanfalla med den omgivande berggrundens. I dessa fall bör de ha funnits på plats före de båda huvuddeformationerna, vilka tillsammans har präglat nämnda strukturer. Beroende på gångarnas ursprungliga riktningar i förhållande till det efterföljande deformationstrycket har de i varierande grad blivit planförskiffrade, boudinerade och/eller plastiskt veckade.

Merparten av gångarna inom kartområdet är endast decimeter- eller halvmeterbreda men når lokalt upp till ett par meter. På grund av den städse förekommande tektoniseringen kan de sällan följas mer än några få meter och högst, på

något undantag när, några tiotal meter i längsriktningen. Där gångkaraktären är mer oomtvistlig, har tillämplig beteckning (A) införts i kartan. (Se teckenförklaringen, där även små gröna streck till betydande del torde utgöra lagerintrusioner av här avsedd ålder.)

En kemisk analys av en amfibolitgång inom kalkstenen i St. Vika (se Högberg 1961, s. 376) antyder en normal basaltisk sammansättning för denna, om man bortser från en viss sekundär höjning av K_2O -halten och motsvarande sänkning av Na_2O (se nedan). Den höga CO_2 -halten i analysen visar att en obetydlig del kalksten tagits upp av den basaltiska smältan.

Vikt-%

SiO ₂	45.28	CaO	11.76
Al ₂ O ₃	15.53	Na ₂ O	1.21
Fe ₂ O ₃	2.49	K ₂ O	2.88
FeO	10.22	H ₂ O	0.32
MgO	7.83	CO ₂	2.34
			99.86

Mineralsammansättningen i de generellt starkt rekristalliserade gångarna domineras av grönt hornblände och plagioklas i växlande inbördes förhållanden. Rent hornbländitiska gångar förekommer lokalt. Biotit-klorit och kvarts utgör också viktiga inslag. Granat tillkommer lokalt, särskilt tillsammans med biotit inom en tunn randzon av vissa gångar vid kontakten mot omgivande bergart (jfr fig. 19 och s. 33). Magnetit, kismineral och apatit uppträder accessoriskt. Klinopyroxen ses sporadiskt i små mängder, t.ex. i en decimeterbred gång inlagrad i kalkstenen vid Kroken på ön Oaxen. Gången, som stryker i ungefär nord-syd, kan följas ca 20 m. Den är kraftigt boudinerad och veckad utmed medelbrant stupande ONO-liga axlar i full överensstämmelse med omgivande leptitlager i kalkstenen. En del sannolikt sekundärt infiltrerad kalcit ingår också i nämnda amfibolit. Endast i en gång ersätter klinopyroxen (ca 40 vol.-%) hornblände helt. Övriga mineral är plagioklas > biotit, magnetkis och apatit. Detta gäller en av de få decimeter- till halvmeterbreda gångar, som tektoniserades och övertvärades av pegmatit förekommer vid stranden öster om Storudden, ca 2 km nordväst om Torö k:a (5d). Flera generationer av samma slags pegmatitavklippta amfibolitgångar har iakttagits på N. Jutskär (4a), liksom på många andra ställen i södra skärgården. Å andra sidan synes flera gångar av amfibolit, varav en ca 2 m bred och följbär omkring 50 m, skära över ett pegmatitmassiv på norra delen av Fågelö (5a). Ådror från pegmatiten slår i sin tur igenom



Fig. 19. Två gånger veckad (F_1 , F_2) amfibolitgång (s.k. intraorogen gång) i granat-cordieritådergnejs. En mörk smal randzon är kraftigt biotitanrikad. – Nordspetsen av Ramsholmen (5c) i Svärdsfjärden.

Folded (F_1) and refolded (F_2) amphibolitic dike of intraorogenic age in veined garnet-cordierite gneiss.

amfibolitgången (s.k. back-veining). Samma förhållanden noterades också på L. Koholmen ett par kilometer längre mot söder. Dessa gånger representerar sannolikt den förmodat yngre, sparsamt företrädde gånggeneration, som nyss omnämnts (s. 68). De avskurna pegmatiterna, torde höra till en äldre generation, som uppkommit i samband med åderförgnejsningen vid kulminationen av regionalomvandlingen.

De intraorogena gångarnas eventuella relation till skarnbildningen på Långö Trutbåda har tidigare berörts (s. 47). Andra gånger har nämnts i förbigående, bl.a. från en viktig lokal på Trädgårdsskär (3a) i kapitlet om djupgrönstenar (s. 57 och fig. 14b). En mera uttömmande redogörelse för de intraorogena gångarna kan erhållas i beskrivningarna till Stockholms- och Uppsalaregionerna, även om min syn på dessa gångars tektoniska beteenden och åldersrelationer i viss mån förändrats. (Stålhös 1969, s. 134–144, och 1972, s. 112–117. Se även punkt 8 å s. 93 i det följande.) Gångarnas uppträdande och egenskaper erinrar närmast om vad som gäller för den angränsande Stockholmsregionen.

TABELL 10. Mineralogisk sammansättning av yngre (serorogena) graniter och granitoider (vol.-%)
Mineral composition of young (serorogenic) granites and granitoides (vol. %)

Prov nr	Graniter			Granatförande, ojämnkorniga granitoider	
	74:12	73:18	75:124	76:154	74:3
Kvarts	33.5	31.0	42.7	32.4	42.5
Mikroklin	34.0	34.5	33.4	45.4	36.8
Plagioklas + sericit	21.9	25.5	20.0	12.0	10.3
Biotit	5.4	7.5	—	4.1	2.3
Klorit	2.8	—	2.8	—	0.6
Muskovit	2.2	1.5	—	—	—
Granat	—	—	—	5.8	7.6
Apatit	0.1	+	+	+	—
Opakmineral	0.1	—	1.0	0.3	+
Zirkon	+	+	+	+	+
Vanl. korn- storlek (mm)	1-2 strömkorn 5	1-2	1-2	1-4	1-4
N	732	200	494	608	487

- 74:12. Grå medelk. – småporf. granit. – 500 m S om Påläng, ca 3 km NNO om Tullgarn (7a).
 73:18. Grå fint medelkornig granit. – Ca 2 km NNO om Tullgarn (7a)
 75:124. Röd fint medelkornig granit. – Lillberget, ca 2.5 km V om Landsorts fyr (3d).
 76:154. Granatförande vitgrå ojämnkornig granitoid. – 400 m Ö om Maren, N Grytnäs, södra Lisö (5c).
 74:3. Granatförande rödlätt – vitgrå ojämnkornig granitoid. – 1 km N om Djursnäs (7d).

Yngre (serorogena) granitiska bergarter och pegmatiter

De bergarter, som nu skall behandlas, upptar endast några få procent av den totala kartbladsarealen, om man enbart tar hänsyn till de stora och väl avgränsade massiv, som betecknas med rött i kartan. Större kvantitativ betydelse får bergarterna om därtill fogas ett otal mindre massiv av främst pegmatit men också granit, vilka dock ej låter sig reproduceras i den aktuella kartskalen.

De granitiska bergarterna uppträder dels i form av fint medel- och jämnkorniga led och dels som grov- och ojämnkorniga granatförande granitoider. Den mineralogiska sammansättningen av dessa båda bergartsled framgår ur tabell 10. I ett av de få granitmassiven av betydelse har magman trängt in ungefär konformt med den nord-sydliga lagringen i kalkstenen nordost om Tullgarn men i mindre skala även uppträtt breccierande. Sålunda förekommer brottstycken och skivor av kalksten bl.a. i massivets södra del. Blandade massiv, där ena delen utgörs av jämnkornig granit och resten av pegmatit, förekommer lokalt, t.ex. norr och väster om Skilleby (9a). Små, skarpt överskärande massiv eller

gångar (0.5–1 m) av jämnkornig granit påträffas här och var och kan exemplifieras från höjderna 250 m nordväst om Boda, ca 1.5 km norr om St. Vika (7c). Granitgångarna och pegmatiterna (se nedan) tycks vara tämligen likåldriga och skär över varandra växelvis från lokal till lokal. En lätt sen förskiffring av sannolikt postorogen ålder iaktas ofta i de eljest av orogena deformationer opåverkade graniterna. Denna förskiffring är i allmänhet parallell med strukturer i den omgivande berggrunden. Skiffrigheten är sålunda nord-sydlig i massivet nordost om Tullgarn, nordostlig i den smala lagergången ca 1 km söder om Hölo k:a och slutligen öst-västlig i massivet nordöst om Smedsta (9a).

De grovt ojämnkorniga granatförande granitoiderna bildar stora massiv inom kartans nordvästra hörn. Fyra små lagerformade kroppar finns också nära Grytnäs på södra Lisö (6c). Kornstorlekarna är ungefär de dubbla mot graniternas och mikroklinhalterna i allmänhet högre, på bekostnad av plagioklasen. Vidare har graniternas biotit och klorit i stor utsträckning ersatts av granat inom dessa led. De aktuella granitoiderna har tidigare beskrivits mera utförligt som ett resultat av rekognosceringen inom det angränsande kartbladet Nyköping NO (Stålhös 1975, s. 61–62). En viss parallellanordning av granaterna inom granitoiderna gör att dessa lokalt starkt liknar en del sura gnejsgraniter med granaterna anordnade i pärlbandsformade rader. Detta väckte vid arbetet med nyssnämnda kartblad den hittills obekräftade tanken att granitoiderna eller delar av dessa möjligen kunde tolkas som regenererade sura gnejsgraniter. Ett annat alternativ kan vara att bergarterna ifråga utgör mer eller mindre lösgjorda och förflyttade uppsmältningsprodukter av sedimentgnejserna. Granatkristallerna skulle härvid kunna uppfattas som relikter (s.k. restiter) från sedimentgnejserna (Harris 1976, s. 100).

Till sist skall nämnas något om pegmatiterna inom kartbladsområdet. Dessa är sällan tillräckligt stora för att avbildas i kartan. De uppträder i allmänhet som mindre kroppar, gångar och lager, eller som diffust avgränsade körtlar och sliror, vilka intimt penetrerar stora delar av den övriga berggrunden. En del pegmatiter torde vara något äldre och bildade omedelbart före veckningarna, dvs. i ett tidigt skede av åderförgnejsningen, som inträffade vid kulminationen av regionalomvandlingen. Det är möjligt att också ännu äldre pegmatiter existerar, med anknytning till de primorogena graniterna.

Pegmatiterna är omväxlande grå och röda, har granitisk sammansättning och en grovkornig struktur. Vid sidan av kvarts, mikroklin och albit är biotit den vanligaste glimnern. Muskovit ses endast lokalt, t.ex. i grova röda pegmatiter 250 m SSV om sydspetsen av St. Vika kalkstensstråk. Övriga mineral som ofta påträffas är granat och cordierit. Centimeterstora idiomorfa cordieritkristaller

utgör ca en fjärdedel av volymen i en mindre pegmatit och har bl.a. iakttagits på en udde av södra Hänä (5a). Turmalin finns på ett fåtal platser, t.ex. i pegmatitmassiven norr om Stav och Skillebyholm (9a) i form av centimeterstora kristaller. Rosenkvarts har ej sällan observerats centralt i små, ofta röda zonerade pegmatiter, t.ex. på Långö Trutbåda (2a), på Storberget väster om Landsort (3d) och öster om Rösängen nordväst om Gärflotta (5c). I pegmatiter associerade med leptiter förekommer ibland hornblände, t.ex. 250 m sydväst om Kalvnäs på södra Lisö (5c). Även små magnetitklumpar påträffas här och var i pegmatiter inom leptitförande områden, t.ex. på ön Lacka (3a) i sydväst samt väster om Landsort (3d) på ön Lillberget. Kvartsgångar, ibland halvmeterbredda och tiotals meter långa, finns lokalt bl.a. på öarna Äpskärs och Järnklubben norr om Landsort (3d), på Kogulsskärs (4c) sydväst om Torö samt utmed västra stranden av mellersta Askö (4a).

Metamorfos (omvandlingar i berggrunden)

Till följd av en kontinuerligt stigande temperatur och ett ökande tryck har kartbladets berggrund kemiskt och mineralogiskt omvandlats på exakt samma sätt som de angränsande Stockholms- och Nyköpingsregionerna i norr och väster. Omvandlingarna har där utförligt behandlats i kartbladsbeskrivningarna. (Stålhös 1969, s. 171–177; 1975, s. 65–73, och Lundström 1974, s. 78–93). Följaktligen kommer nu endast en mycket kortfattad redovisning att lämnas. I övrigt hänvisas till de citerade arbetena. Ett gemensamt drag för hela det aktuella området är en allmänt utbredd åderförgnejsning. Denna har orsakats av selektiva uppsmältningar och/eller metamorfa anrikningar av berggrundens kvarts-fältspatmaterial i samband med att omvandlingarna kulminerade och en period av tektonisering började. Efter deformationsperioden skedde lokalt en viss regeneration (pånyttfödelse genom partiell återuppsmältning och/eller omkristallisation), som drabbade både gnejsgraniter, metasediment och blandprodukter mellan dessa båda led (se s. 66).

Som framgått tidigare (s. 12), kännetecknas de ursprungligen lerrika, av aluminiumöverskott präglade sedimentgnejserna av följande karakteristiska mineralsällskap: kalifältspat, cordierit, almandin (granat), sillimanit och/eller andalusit. Mineralen ifråga torde till stor del ha bildats genom reaktioner mellan muskovit och växlande mängder av kvarts och biotit inom tidigare muskovit-biotitglimmerskiffrar, varvid stora mängder av vatten frigjorts (Stålhös 1969, s. 17). Det sistnämnda resultatet av reaktionerna har genom vattnets smältpunktnedsättande effekt i berggrundens silikatmaterial möjliggjort de uppsmältningar

som åderförgrejsningen åtminstone delvis torde ha inneburit. I samband med nybildningen av de ovan uppräknade mineralen har all tidigare existerande muskovit förbrukats inom hela den aktuella regionen. Betingelserna för dessa högmetamorfa omvandlingar ryms väl inom ramen för temperaturer mellan 650–725°C under ett approximativt förhärskande tryck av 3–4 kilobar P_{H_2O} (se Winkler 1970, s. 239, och Stålhös 1975, fig. 10).

Den karakteristiska association av mineral, som kännetecknar nu behandlade aluminiumrika sedimentådergnejser, utgör sannolikt den bästa indikatorn på regionens grad av metamorfos. Mineralassociationerna i bergarter av annan kemisk sammansättning t.ex. kalkstenar, dolomiter, skarn och metabasiter, är vanligtvis mindre känsliga för omvandlingar under de förhållanden som rått. Typiska mineral för regionens skarnförande kalkstenar och dolomiter är forsterit (magnesiumolivin), diopsid och flogopit (magnesiumrik glimmer). Vid fallande temperatur och riklig tillgång på vatten, s.k. sekundär mineralisering, har större delen av forsteriten vanligen överförs till serpentin. Andra kalkrika skarnbergarter (jfr nederst i tabell 7) mer eller mindre nära associerade med kalkstenar kan innehålla rikligt med grossular (kalciumrik granat), diopsid, skapolit, anortit jämte klintozoisit som sekundärmineral. Järn-magnesium-rika skarnbergarter, även dessa ofta gränsande mot karbonatstenar, karakteriseras av mineralen antofyllit-cummingtonit (Mg-Fe-hornbländen), almandin (Mg-haltig Fe-granat) och i ett fall ortopyroxen. Ett lägre tryck (P_{H_2O}) än vad som i övrigt antas ha gällt för regionen måste förutsättas för bildningen av ortopyroxen, ett problem som jag tidigare uppmärksammat och behandlat (1975, s. 69). Metabasiternas, eller om man så vill de mörka basiska bergarternas, karaktärsmaterial är förutom hornblände och plagioklas (An ca 50 %) lokalt almandin och cummingtonit. Även ortopyroxen kan ingå sporadiskt (Stålhös 1975, tabell 2).

I samband med ådrornas stelning vid sjunkande temperatur inom metasedimenten frigjordes åter stora delar av det vatten, som varit bundet i smältorna. En viss del därav återknöts sedermera i nybildade vattenhaltiga sekundärmineral, främst klorit och muskovit-sericit. Även epidot-klintozoisit, serpentin, tremolit och prehnit har i detta sammanhang bildats inom bergarter med lämplig kemisk sammansättning.

Tektonik och stratigrafi

Av berggrundskartan och den tektoniska specialkartan framgår att både förskiffringen och de enskilda bergartslagrens strykning i huvudsak löper i nord-sydlig riktning. Endast i områdena mot väster och sydväst gör sig mera öst-västliga riktningar gällande. Skiffrighets- och/eller lagringsytorna visar i allmänhet en

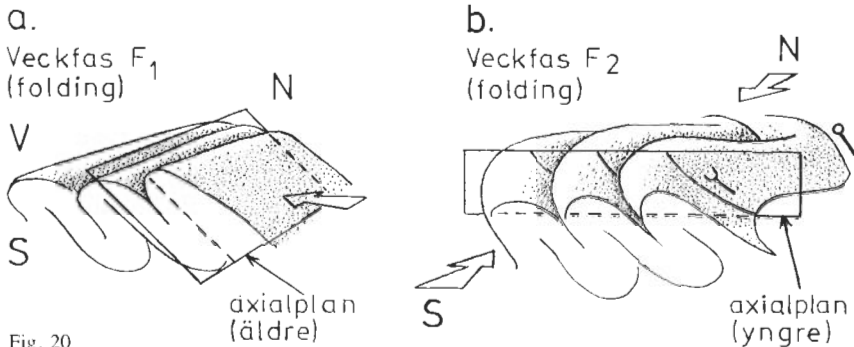


Fig. 20

a och b. Skiss belysande relationerna mellan de två huvudfaserna i den svekokarelska tektogenesen.
Relations between the two main phases of deformation during the Sveko-karelian orogeny.

mot öster riktad, medelbrant stupning i likhet med veckaxlar och stängligheter. Som jag tidigare visat i en utförlig och sammanfattande analys av tektoniken i östra Sörmland, torde endast tryck i två huvudriktningar, en öst-västlig och en nord-sydlig, kunna förklara det inom regionen rådande veckmönstret. Analysen i fråga baserar sig inte minst på de stortektoniska veckkonfigurationer, som olika bergartsled uppvisar inom kartbladen Nyköping NO och Nynäshamn NV (se Stålhös 1976, s. 146–154 och 1975, s. 73–84). Sålunda antas i överensstämmelse härmed ett äldre från öster mot väster riktat tryck företrädesvis ha åstadkommit isoklinala, mot väster överstjälpta veck utmed flackt orienterade nord-sydliga axlar (F_1). Veckens axialplan har härvid kommit att präglas av övervägande östliga stupningar (fig. 20a). En tvärveckning (F_2) orsakades därefter av en senare sammanpressning från nord och syd med utbildning av öst-västliga, mer eller mindre vertikala axialplan som följd (fig. 20b). Utmed skärningslinjerna mellan de äldre, veckade axialplanen och de nybildade yngre (fig. 20b) bildades efterhand de generellt mot öster stupande veckaxlarna och stängligheterna (fig. 21). Dessa sent uppkomna stängligheter, eller alternativt lineärförskiffringar, inom berggrunden har lokalt blivit så genomgripande att den äldre nord-sydligt orienterade planförskiffringen försvunnit eller maskerats och ersatts av en nybildad, brant öst-västlig förskiffring. En tidigare omnämnd intraorogen period kännetecknad av basaltiska gångintrusioner, antogs enligt mitt arbete från år 1976 vara knuten till det skede av minimalt orogent tryck, som inföll mellan de båda veckfaserna. Här har jag ändrat uppfattning och antar nu att sannolikt inte bara en utan flera perioder av sprickbildning och intrusioner av basaltiskt material ryms i den orogena utvecklingen (se s. 68).

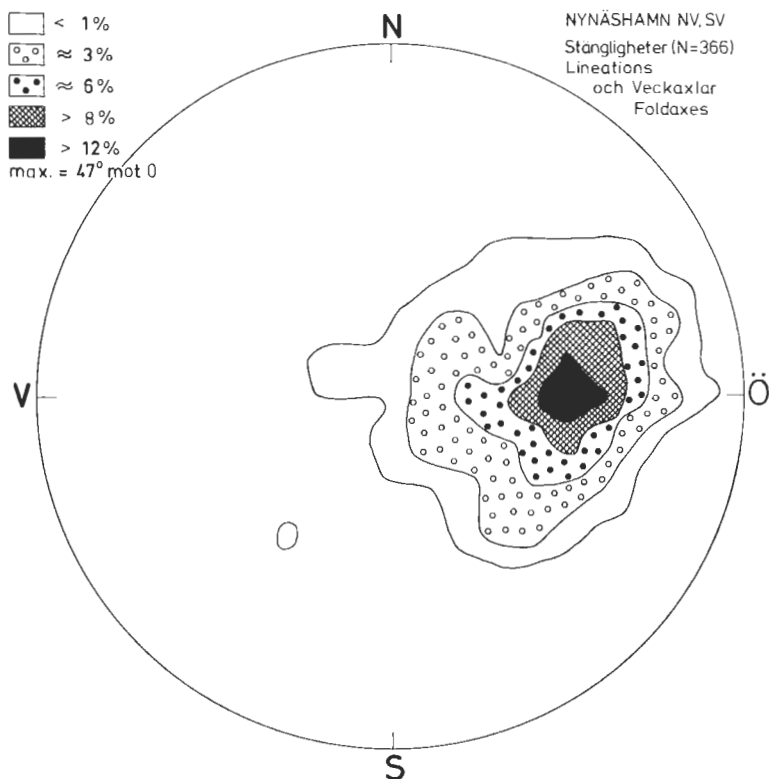


Fig. 21. Statistisk (synoptisk) sammanställning av stångligheter och veckaxlars orientering inom kartbladet Nynäshamn NV/SV. (Projektionen utförd med hjälp av Schmidt-nät, undre halvsfären.)

Synoptic diagram of lineations and axes of folding within the map area (Schmidt's net, lower hemisphere).

Den primära lagringen är förhållandevis väl bibehållen inom kalkstenarna och utgör själva grunden för tolkningen av tektoniken inom kartbladsområdet. Även de smala långsträckta, med lagringen mer eller mindre konforma horisonterna av gnejsgranit, liksom också bredare kamartat uppstickande lober av denna bergart, ger goda upplysningar om storstrukturernas utseende och fördelning. Allt detta sammanfattas och tolkas i den bifogade tektoniska kartan, där också fördelningen mellan äldre (= O) och yngre (= Y) syn- och antiformer framgår.

Det främsta tektoniska elementet inom kartområdet utgör den stora, av kalksten och/eller leptiter begränsade och mot väster överstjälpda synformen,

som löper i nord-syd parallellt med Mörkö och fortsätter vidare i Svärdsfjärden. Strukturen bekräftas ytterligare av ett konformt veckat gnejsgrenitlager i synformens kärna. Hela denna väldiga synform med angränsande anti- och synformer åt öster och väster stupar flackt mot norr (uppskattningsvis 5–10°), vilket framgår både av kalkstenslagrets mot söder riktade omböjning inom synformen i Svärdsfjärden och motsvarande omböjning mot norr av den i öster angränsande antiformen i Himmerfjärden. Även inom kartområdets östra del kan på liknande sätt en nordlig svag instupning konstateras med hjälp av det långsträckt isoklinalt sammanveckade gnejsgrenitlagret förbi Nynäshamn, vars norra spets sannolikt utgör en mot norr svagt instupande antiform.

Om man utgår från den redan tidigare kända lagerföljden inom regionen, med sedimentgnejs i botten huvudsakligen pålagrad av leptit, kalksten och åter sedimentgnejs i nämnd ordning (jfr Stålhös 1975, tabell 8), torde den nyssnämnda synformen med stor sannolikhet vara identisk med en synklinal. Den mäktiga leptit, som underlagrar kalkstenen väster om Anderviken i synformens mellersta, västra del, ger belägg härför. Den västliga utvikningen av synformens västra flank vid Anderviken utgör ett bland flera uttryck för den sena tvärveckningen orsakad av tryck från nord och syd, en veckning som f.ö. också åstadkommit den nästan halvmånformiga, mot öster konkava formen av hela synformen. Andra resultat av tvärveckningen är de ca tio syn- och antiformerna inom kartområdets västra del, samtliga med öst-västliga eller VNV-OSO-liga strykningar och mot öster riktad instupning.

Fem olika profiler (plansch 1) har upprättats genom berggrunden och täcker hela kartbladet eller delar därav (beträffande lägena se tektoniska kartan: profilerna 1–5). Profil 4 inbegriper också vid pass halva kartbladet Nyköping NO rakt västerut från kartgränsen samt södra delen av kartbladet Nynäshamn NO rakt österut från profilinjens slut. Vid upprättandet av profilerna har i mån av möjlighet hänsyn tagits till förhållandena inom berggrunden såväl norr som söder om de olika profilinjerna. Veckens utscende både över och under markytan har på detta sätt hjälpligt kunnat bedömas i vissa avsnitt. Jämförbara horisonter intar till följd av den flacka nordliga fältstupningen ett högre läge söder om profilinjen och en lägre position norr därom. Mest tillförlitliga torde profilerna 1–3 (plansch 1) vara, vilka endast avser att belysa begränsade och bättre kända delar av berggrunden. Samtliga profiler är upprättade i ungefärlig höjd/längdskala 1/1 och når maximalt ned till ca 10 km. Det är självklart att information helt saknas från sådana djup, men jag anser likväl att den gjorda tolkningen äger ett visst berättigande, eftersom den stöds av flera fakta på jordytan. Det är givetvis en öppen fråga hur långt ned spetsarna av sediment-

gnejsen når och var gnejsgraniterna sålunda tar vid, liksom hur mäktiga de senare är. Det österut allt sparsammare inslaget av gnejsgraniter, med utgåenden blott av tunna lager i den nuvarande bergytan tyder på ett växande avstånd till den sammanhängande gnejsgranitnivån på djupet, ett förhållande som profil 4 avser att belysa. Det diapirartat uppstigande, sedermera horisontellt och lagerformat utbredda material som nu bildar gnejsgraniterna (se s. 49) torde säkerligen inte härröra från det aktiverade och mobiliserade primära underlaget till de svekokarelska ytbergarterna. Underlaget torde istället ligga dolt långt under den mäktiga zonen av intrusiva gnejsgraniter. Enligt åldersdateringar (Rb/Sr-metoden) av gnejsgraniter från jämförbar miljö i trakten av Norrköping

(Åberg 1978) tyder nämligen gnejsgraniternas låga initialvärde ($\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}} = 0.703$)

på att dessa härrör från magmor bildade på större djup. Gnejsgraniternas beräknade åldrar ligger i det anförda fallet kring 1 970 milj. år. Det mäktiga gnejsgranitlagret inom kartbladsområdet torde till väsentlig del ha bildats ur magma som trängt in på en tämligen konstant nivå belägen under den stora horisonten av kalksten och leptit. Endast vissa tunnare intrusioner av gnejsgranit har skurit över nämnda horisont och först därefter anpassat sig konformt med lagringen (se t.ex. profil 4 vid Oaxen och Nynäshamn). Primärt allra högst inom sedimentationsbäckenet torde gnejsgranitdiapirens mer centrala delar längst i öster ha nått.

Den västra delen av profil 4 fram till St. Vika kalkstensbrott torde vara bäst förankrad i verkligheten. Den del som faller inom kartbladet Nyköping NO har behandlats tidigare och är i huvudsak oförändrad (Stålhös 1975, s. 79). De tre därpå följande synformerna eller synklinalerna vid Tullgarnsviken, Mörkö och Oaxen är tämligen entydiga. Mörkösynklinalen är här ca 3 km bred och relativt brant upprest. Synklinalen flackar ut och blir betydligt bredare längre mot söder (jfr profilerna 1 och 2), där den korta nord-sydliga Mörköfjärdantiformen dyker ned och försvinner. Området mellan Oaxen och St. Vika är föga upplysande och har tolkats tämligen fritt, så som profilen utvisar. Vid St. Vika, där kalkstenshorisonten är isoklinalveckad och i rättvänt läge dyker ned mot öster i en sannolik synform, (en dolomit i väster underlagrar sannolikt kalkstenen; se Stålhös 1975, tabell 8) är förhållandena mer entydiga. Mellan Grytnäs i söder och Djursnäs i norr följer därefter av allt att döma en antiform med en kärna av gnejsgranit. Härifrån och vidare österut fram till Nynäs blir sammanveckningarna allt tätare och svårare att följa med rimlig grad av säkerhet, vilket utblickar söderut från profillinjen också antyder. Kalkstenen vid Malhuvud antas utgöra

den inverterade östra skänkeln av en synklinal, där en malmförande natronleptit befinner sig öster om och stratigrafiskt under kalkstenen (se även s. 103). Gnejsgranitlagren kring Nynäshamn och österut ger åter en viss stadga åt bedömningarna av veckens förlopp. Liknande veckkonfigurationer har antagits gälla inom samma lager i avsnittet mellan Landsort (Öja) och Långsudden längs den ca 10 km längre söderut belägna profillinjen 5 (plansch 1). Leptit-kalkstenshorisontens förlopp öster om Nynäshamn är helt hypotetisk och avspeglar endast min egen bedömning av vad som kan anses logiskt och rimligt, om man bortser från det mer konkreta inslaget av leptiter på L. och St. Björn samt på ögruppen Gunnarstenarna, belägna ca 10 km söder om profillinjen. Gunnarstenarna består i huvudsak av natronleptiter, kalkstenar och i norr välbevarade, ej åderförgnejade metasediment. Nämda bergarter har enligt profilen antagits utgöra västra skänkeln i en mot väster överstjälpd synklinal med sedimenten på lägsta stratigrafiska nivå.

Räknat från norr till söder skär profilerna 1, 2 och 3 över den västra, flackt orienterade skänkeln av Mörkösynklinalen samt den därpå västerut följande överstjälpda och framdrivna antiklinalen. Veckfronten av den senare, är angiven på den tektoniska kartan (5a, 6b). Den löper från trakten ca 2 km väster om Åda på kartbladet Nyköping NO (Stålhös 1975, plansch 1) i en vid båge runt synformen väster om Anderviken över kartbladsgränsen förbi Trosa med fortsättning väster om Bokö och upp i en luftsadel över västra och mellersta Askö (se profil 5, plansch 1). En bitvis något framskjuten tunga av gnejsgranit (se profilerna 1–3) kan följas över Fifång med avbrott och fortsättning nordost om Trosa till gnejsgranitbågen 1 km väster om Åda på intilliggande blad. Den nuvarande markytan representerar ett allt djupare snitt av berggrunden, om man går från profil 1 till 3. Bergytan inom profil 1 skär den högst belägna rättvända delen av den överstjälpda antiklinalen. Bergytan i profil 2, åter, skär den djupare belägna, inverterade veckskänkeln utmed en vid tvärveckningen antifornt uppböjd kulmination. Den inverterade lagerföljden utgörs här av en bågformad kalksten, perifert pålagrad av leptit. En tydlig magnetisk anomali följer exakt denna neddykande kalkstens-leptitkonfiguration på Öbolandet. I profil 3 ligger bergytan ännu djupare och skär igenom den överstjälpda veckskänkeln, som genom tvärveckning blivit synfornt nedveckad. Även här är lagerföljden inverterad, med kalksten i botten på Bokö och leptiter i högre position öster därom.

Ytterligare några kommentarer skall ges till profil 1. Strax söder om profillinjen vid Anderviken tycks där en domartad uppböjning förekomma inom Mörkösynklinalens flacka västliga skänkel. Förutom tvenne mäktiga, isolerade kalkstensförekomster, varav den södra sannolikt är underlagrad av leptit vid Kolvik,

antydts nämnda domartade struktur av en kraftig magnetisk anomali, som troligen härrör från leptiter nära markytan (se den flygmagnetiska kartan). Längst österut i profil 1, vid Ekö-Långö, förekommer slutligen en komplicerad isoklinal skrynkling längs den flackt nordligt stupande axeln av synformens östra inverterade skänkel. En tydlig magnetisk anomali i leptiterna på Ekö-Långö kan med avbrott följas åt söder i Svärdsfjärden.

Profil 5 fortsättningsvis skär över norra delen av kartbladet Nynäshamn SV och skall i korthet följas från öster mot väster. Gnejsgraniterna är genomgående ögonförande och mycket likartade i de olika stråken fram till Öja. En kvartsdioritisk grönsten bildar synbarligen kärnan i en förmodad antiform vid Längsudden. En liknande kvartsdioritisk grönsten, delvis starkt magnetisk och lokalt associerad med gnejsgranit, går fram på västra sidan av Öja och vidare norrut, sannolikt på undersidan av de gnejsgraniter, som anstår på öns östra del. Mitt emellan nu nämnda gnejsgranitstråk över St. Arnholmen löper det långa, tidigare omtalade veckade lager av gnejsgranit, som norrut når upp och förbi Nynäshamn. Det sparsamt belagda kalkstens-leptitstråket österifrån blir starkt skrynklat i området nordväst om Öja, varför veckmönstret här är svårt att reda ut i detalj. Stråket i fråga går förmodligen i en luftsadel västerut upp över Ören, såsom profilen antyder. En hypotetisk fortsättning av Mörkösynklinalen med påföljande mot väster överstjälpna antiklinal följer sedan. Efter Askö förutsätts kalkstens-leptithorisonten via en stor överstjälp antiklinal dyka ned i Yttre Hållsfjärden, där den mäktiga kalkstenen på Persö antas utgöra den inverterade västra skänkeln. (Sedimentgnejs anstår på öns nordväst-sida.) Västra begränsningen av den därpå följande synklinalen utgör den zig-zag-formade, tvärveckade ribban av leptiter och kalkstenar som löper i den västra delen av Yttre Hållsfjärden fram till kalkstenen på ön Håldämman i fjärdens norra del (se kartbladet). En sannolik kulmination av kalkstens-leptithorisonten i synklinalens mitt (se profil 5) antydts av den flygmagnetiska kartan. Synklinalens västra skänkel fortsätter härefter i en uppåtgående bäge in över kartbladsgränsen och dyker endast temporärt ned på gnejsgranitryggen vid Kockelskärr.

Den normala, sannolikt rättvända lagerföljden (upp- och nedbestämningar här ger ett osäkert resultat; jfr kartbladet) på den västra sidan av synklinalen i Yttre Hållsfjärden framgår tydligast i södra veckbågen kring Trädgårdsskärr, där såväl natronleptiter och intermediära leptiter som tämligen kvartsrika kalileptiter anstår. Kalkstenarna finns i huvudsak på veckbågens insida i stratigrafiskt högre nivå. Välbevarade, föga åderförgnejsade sediment förekommer både under och över kalkstens-leptitnivån inom hela detta synklinalområde. En tydlig nord-sydlig axialplansförskiffring har flerstädes noterats i dessa sediment inom sannolikt

äldre veck, som nu är orienterade utmed brant nordligt eller sydligt stupande axlar. Axlarnas brantställning torde vara ett resultat av tvärveckning. Som ett mycket viktigt faktum kan nämnas att rikligt med granat i form av långsträckta aggregat inordnat sig parallellt med den aktuella äldre förskiffringen på Kummelklubb (sydost om Trädgårdsskär). Detta antyder att de äldre veckningsrörelserna sannolikt inträffat långt fram i tiden och i nära anslutning till metamorfosens kulmination, dvs. i serorogen tid (jfr även deformerad pegmatit i fig. 22a, b). Ett annat fall, där troligen en äldre pegmatitgeneration föreligger, exemplifieras från södra delen av St. Vika kalkstensbrott. En ca meterbred, ursprungligen horisontellt orienterad pegmatitgång är här konformt isoklinalveckad inom kalkstenen utmed det för regionen entydigt äldre, flacka veckaxelsystemet i nord-syd (se fig. 23c och 24). Fig. 23a och b åskådliggör ytterligare kalkstenens storlek och omgivning vid St. Vika samt den äldre mot väster riktade isoklinala överveckningen.

Tidiga veck (F_1) av samma typ som de nu beskrivna uppmärksammas då och då. Som exempel kan nämnas en flack storveckaxel med ett tiotal meters våglängd och NNO-lig instupning om 20° i ådergnejs ca 200 m väster om Lindholmen (5c). En likaledes flack nordlig axel (10° mot N 15° V) har noterats inom kalkstensstråket på nordvästra Torö (5d). Exempelen kan mångfaldigas.

Yngre axialplansförskiffring i öst-väst bildad genom tryck från norr och söder (F_2) förekommer allmänt och framträder tydligt i t.ex. den leptitinlagrade kalkstenen på ön Skorva i Mörköfjärden. Den nordvästligt strykande lagringen är här veckad utmed östligt riktade, branta veckaxlar. Ett annat fint exempel på öst-västlig axialplansförskiffring visar en bandad leptit på Trutbådshällarna (3a) i Krabbfjärden, där hornblände kristalliserat parallellt med förskiffringsplanen (se fig. 23d). De krenulerade leptitsiktens veckaxel stupar ca 45° mot öster och utgör ett skolexempel på principen för uppkomsten av dessa yngre axlar. I bildens högra del uppträder ett i leptiterna konformt intruderat amfibolitlager, som är vertikalställt och boudinerat genom de båda veckningarna F_1 och F_2 . Boudinerna omges av nybildat finkornigt kvarts-fältspatmaterial, s.k. neosom, som sannolikt härrör från de omgivande leptiterna.

I samband med veckning och därefter följande tvärveckning utbildar de skilda bergartslagren generellt mer eller mindre komplicerade interferensfigurer som kan iaktas i det nuvarande snittet av berggrunden. Dessa figurer kan tolkas och ger ibland besked om veckens ursprungliga karaktär, turordningen mellan veckningarna och dominerande tryckriktningar (Ramsay 1967, s. 520). Sådana strukturer är särskilt väl bevarade inom de leptitbandade kalkstenarna men påträffas sällan eller aldrig inom de för senare omvandlingar mera känsliga,



Fig. 22 a. Välbevarade, föga åderförgnejsade granat-cordieritgnejser, veckade utmed nordligt stupande axlar (F_1), vilkas nuvarande lutande position skall tillskrivas tvärveckningen F_2 . De veckade lagringsplanen (S_0) skärs över av den tidigt utbildade axialplansförskiffringen S_1 . Den övertvårande pegmatiten tillhör en äldre generation sannolikt bildad tidigt i samband med åderförgnejsningen och deformerad av såväl F_1 som F_2 .

Garnet-cordierite gneisses without veining and folded around F_1 -axis, now dipping to the north due to crossfolding (F_2). The folded bedding planes (S_0) have been cut by axial plane schistosity S_1 . A crosscutting early pegmatite was probably deformed by F_1 as well as F_2 .

normala vittringssedimenten. Fig. 25a–d exemplifierar några av dessa slutna s.k. dome- och basin-strukturer, vilka iakttagits på de namngivna öarna i skärgården. Fig. 25a och b (se även fig. 26), som härrör från Doftskärs i den västra skänkeln av Mörkösynklinalen, representerar i tur och ordning en kulminerande antiklinal och en därpå följande synklinal depression belägna på ca 50 m avstånd från varandra utmed öns östra strand. De ellipsformade interferensfigurernas längsaxlar är orienterade i nordväst–sydost och bildar 45° vinkel med de båda existerande huvudtryckriktningarna inom regionen. Detta tyder på att deformationerna F_1 och F_2 här varit av samma storleksordning. På Persö åter, där den bildade interferensfiguren visar en mera nordligt orienterad längsutsträckning ($N 20^\circ V$) har det äldre tektoniska trycket från öster mot väster (F_1)



Fig. 22 b. Detalj av fig. 22 a. Parallellt med axialplansförskifningen S_1 utkristalliserade aggregat av granat. – Kummelklubb, SO om Trädgårsskär (3a), Yttre Hällsfjärden.

Detail in Fig. 22 a. Garnet crystallized parallel with axial plane schistosity S_1 .

varit dominerande. När intensiteten av tvärveckningen (F_2) varit påtagligt större än den tidigare veckningen har en i väst–östlig riktning utdragen form på interferensfiguren erhållits. Detta är fallet inom den stora synformen på Bokö–Oxnö (se fig. 25d). Tvärveckningen (F_2) på Doftskär och Persö (fig. 25a, b och c) har resulterat i en utvikning av bergartsmaterial i vertikal riktning enligt den modell som fig. 25e visar. I andra fall har F_2 -trycket från norr och söder varit mycket starkt, varigenom den tunna med tektoniskt kompetenta kalkstens-leptit-horisonten helt givit vika och bergartsmaterial flutit ut i en mera horisontell riktning åt såväl öster som väster (fig. 25f). Detta exemplifieras från Korsholmen, Skogören (se fig. 27) och Tistelholmshällarna (väster om Torö), samtliga belägna i Svärdsfjärden. En viss preferens för endera av de två tektoniska veckningsmodellerna enligt fig. 25e och f torde kunna uppstå allt efter varierande grad av kompetens och/eller skiftande stupningar inom berggrunden. Den krympning i nord–sydlig riktning inom berggrunden, som otvivelaktigt ägt rum till följd av tvärveckningen, men som inte alltid framgår av kartbilden, kan

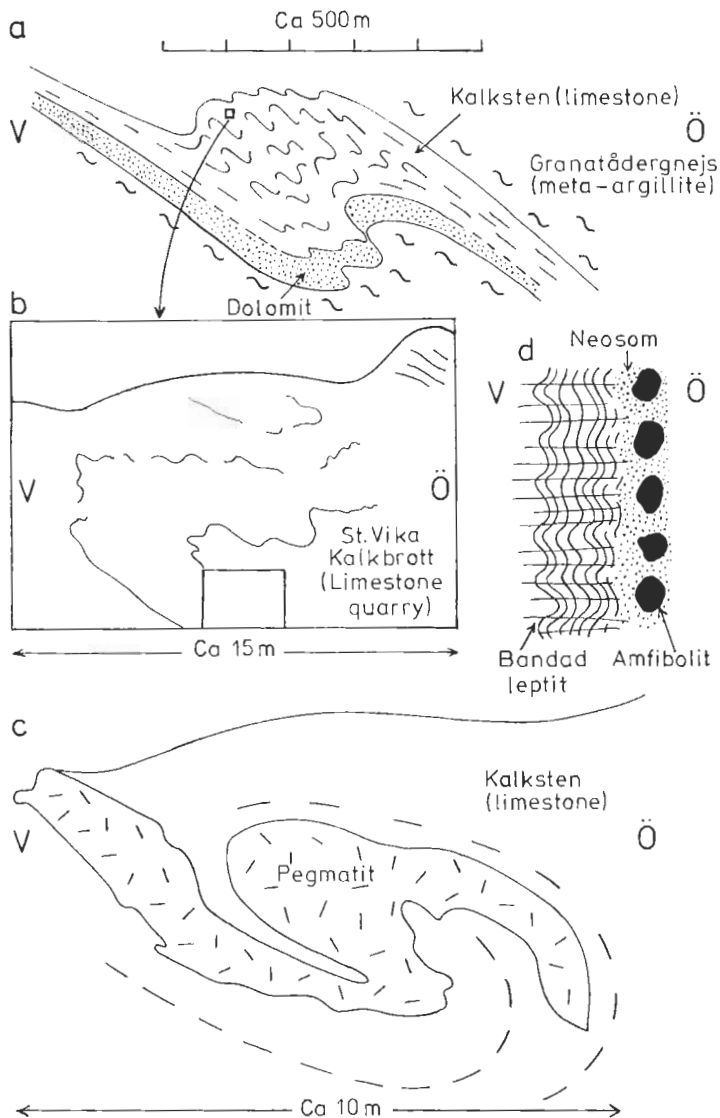


Fig. 23 a, b, c o. d. Isoklinal sammanveckning (F_1) från öster mot väster i St. Vika kalkstensbrott (7c); d. Yngre (F_2) öst-västlig axialplanförskifring. Se i övrigt text på s. 81. – Trutbådshällarna (3a), Krabbfjärden.

Isoclinal overfolding from east to west (F_1 -deformation) in the limestone quarry of St. Vika; d. Late east-west trending axial plane schistosity belonging to the F_2 -deformation.



Fig. 24. En från öster mot väster isoklinalt överveckad (F_1) kalksten med konformt inlagrad pegmatit (jfr fig. 23c). Pegmatiten tillhör en äldre generation, sannolikt knuten till det tidiga skedet av äderförgnejsningen. – St. Vika kalkstensbrott (7c).

Limestone and conformably interbedded pegmatite isoclinally overfolded from east to west (F_1). The pegmatite probably belongs to an old generation connected with the formation of veined gneisses.

härigenom få en rimlig förklaring. Till följd av den tätare och delvis brantare tidiga uppveckningen av lagerföljden inom kartbladets östra delar torde en vertikal utvikning av materialet enligt fig. 25e i samband med tvärveckningen här haft stor betydelse, särskilt inom de kompetenta, nord-sydligt orienterade gnejsgranitlagren. Inom kartans västra del, med en något flackare lagerställning speciellt mot sydväst i Yttre Hållsfjärden, dominerar den tektoniska modellen fig. 25f med dess utvikning av materialet i sidled, som även här är särskilt påtaglig inom den kompetenta men förhållandevis tunna leptit-kalkstenshorisonten.

De från början mer eller mindre sammanhängande, kompetenta leptit-kalkstenshorisonterna samt vissa av de i samband med veckningen utklämda lagren och tungorna av gnejsgranit har vid de fortsatta veckningsrörelserna i varierande

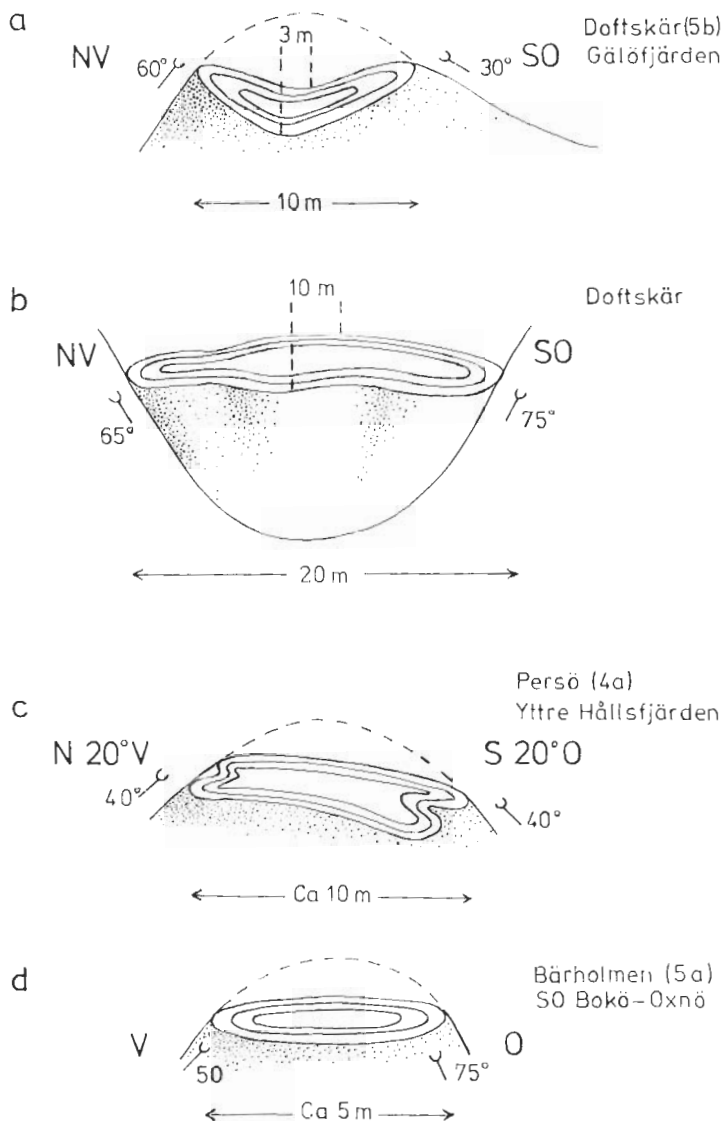


Fig. 25 a.

b, c o d. Veckinterferensstrukturer (dome-and-basin structures) i leptitbandad kalksten från öar i södra skärgården (se i övrigt text på s. 82–83). Figurerna ger belegg för tvenne varandra överkorsande veckriktningar (F_1 och F_2) inom kartområdet.

Dome-and-basin structures (Ramsay 1967) in leptite-banded limestone from different localities in the skerries. These structures are good criteria of folding (F_1) and later crossfolding (F_2) within the region.

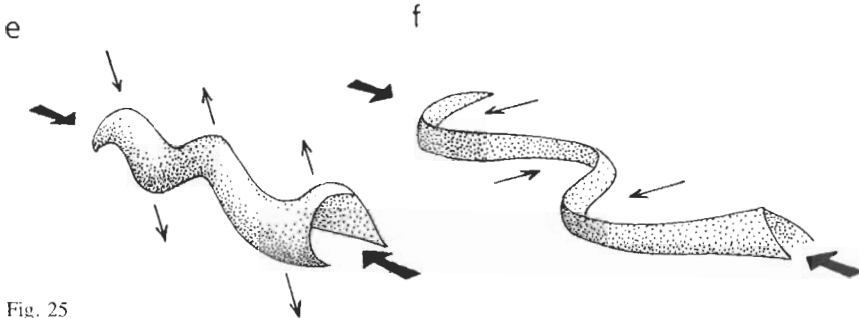


Fig. 25

e och f. Två olika modeller för tvärveckningen mellan norr och söder (F_2 ; se i övrigt text på s. 83–85), där e betyder utvikning av materialet i den tidigt anlagda veckryggen i vertikal riktning och f do i horisontell riktning.

Two different types of crossfolding between north and south (F_2) where e means that the material and folds are moving in vertical direction and f means do. in horizontal direction.



Fig. 26. Sluten veckinterferensfigur (basin structure) i leptitbandad kalksten (densamma som i fig. 25b). – Doftskär (5b) i Gälöfjärden.

Dome- and-basin structure in leptite-banded limestone indicating folding and crossfolding (cf. Fig. 25b).



Fig. 27. Veckad och tvärveckad leptitbandad kalksten. – Skogsören (5c) i Svärdsfjärden.
Folded and crossfolded limestone with interbedded leptitic layers.

omfattning slitits isär, tunnats ut och delvis fragmenterats. De ursprungliga mäktigheterna av sålunda uppkomna lösryckta skivor och skollor av nämnda bergarter, liksom de inbördes sammanhangen dem emellan, blir härigenom ofta svåra att bestämma. Detta belyses av det uppstyckade smala gnejsgranitstråket på Mörkö ävensom av de stora avstånden mellan primärobservationerna av kalkstenar och leptiter på samma ö. Likväl torde extrapolationerna mellan de enskilda horisonterna vila på en tämligen säker grund.

Inom det centrala området av profil 4, i huvudsak från ön Oaxen förbi St. Vika till Malhuvud, tycks mäktigare horisonter av leptit saknas. Om detta skall tolkas så att leptiterna har blivit helt utklämda i samband med veckningen eller om de i huvudsak kilat ut redan primärt är en viktig fråga, som ej med full visshet kan besvaras. Det senare alternativet torde dock vara mest sannolikt. Både öster- och västerut från detta område visar leptiterna en tilltagande mäktighet, vilket särskilt framgår av profil 4. Samtidigt tycks kalkstenarna avta österut. Om de som vulkanogena bildningar tolkade leptiterna (ursprungligen tuffer och/eller tuffiter) saknas inom det nu nämnda området, tyder detta på att vi i ett tidigt skede kan ha haft två skilda eruptivcentra, varav ett i så fall skulle

ha varit beläget inom skärgården i öster och ett andra centrum eventuellt utmed Sillensänkan i väster eller möjligen så långt norrut som inom det centrala Uppland (Stålhös 1975, s. 84, samt västra delen av profil 4). Spekulationer av detta slag får dock anses mycket osäkra.

Lagerföljden inom kartområdet motsvarar helt den som tidigare skildrats i beskrivningen till kartbladet Nyköping NO (Stålhös 1975 tabell 8). En flera kilometer mäktig formation av ursprungligen lerrika sediment utgör den kända lagerföljdens understa del. På denna följer uppåt leptiter av växlande mäktigheter, dock högst ca 500 m i stråket kring Kyrksjön (8a) i nordväst. Leptiterna väster om Anderviken torde vara ett par hundra meter mäktiga, vid Ekö-Långö ca 100 m och slutligen vid St. Grässkär nordväst om Öja ca 50 m. En mindre karbonatstenshorisont påträffas lokalt i leptiternas lägre delar både vid Hölö k:a och väster därom, samt i stråket väster om Anderviken i dess perifera norra och södra delar (jfr även kartbladet Nyköping NO, tabell 8). Ovanpå leptiten följer huvudnivån av karbonatstenar, vilkas undre delar lokalt som vid St. Vika och inom angränsande kartblad vid Norrvrå-Edeby och Lövsta-Vagnhärad (se Stålhös 1975, tabell 8) utgörs av en 50-talet meter mäktig dolomit. Därefter följer högst 150 m mäktiga kalkstenar. Överst återkommer lerrika sediment av exakt samma typ som de i botten av lagerföljden och sannolikt primärt ännu mäktigare. En helt obetydlig och föga uthållig nivå av intermediära till basiska metavulkaniter (s. 31) ingår möjligen också i den undre sedimentavdelningen nära leptitnivån och är representerad bl.a. vid Trätbådan väster om Trädgårdsskär i Hållsfjärden.

Synpunkter på den allmänna utvecklingen av östra Mellansveriges svekokarel i belysning av de vunna resultaten

Om man bortser från en del helt obetydliga, ofta blott decimeter- till halvmeter-breda kalkstenslager inom sedimentgnejserna (beteckning K i kartbladet), vilkas stratigrafiska ställning inte alltid med säkerhet kunnat parallelliseras med den stora kalkstens-leptithorisonten, torde den senare representera en och samma huvudnivå inom hela den nu behandlade regionen. Denna slutsats kan få stor betydelse vid fortsatta stratigrafisk-tektoniska studier inom hela östra Mellansverige. Ett annat viktigt resultat av undersökningarna inom kartbladet är identifieringen av den väl 20 km långa, nord-sydligt utsträckta Mörkösynkinalen, vars orientering och storleksordning väl kan mäta sig med de klassiska och välkända Grythytte- och Ställdalssynkinalerna i Bergslagen. Det är första gången som man inom Sörmlands fastland kunnat påvisa och belägga sådana

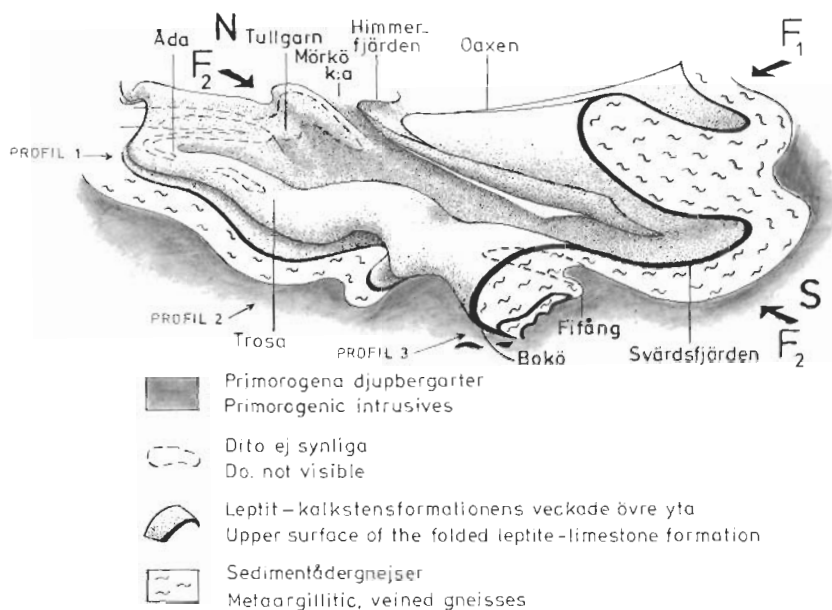


Fig. 28. Perspektivskiss över västra delen av kartbladet Nynäshamn NV.

A perspective sketch of the western part of the map-sheet Nynäshamn NV.

relikta äldre nord-sydliga strukturelement i makroskala. Som en följdföreteelse av undersökningarna inom synkinalens västra del kan också göras gällande att en tidig, från öster mot väster riktad tektonik, förmodligen av inversionstyp, på ett tämligen entydigt sätt vunnit sin bekräftelse (se profilerna 1–3, plansch 1), liksom en därefter följande tvärveckning orsakad av tryck från norr och söder. Den första veckningen torde ha varit den mest genomgripande och synes ha skapat de viktigaste stortektoniska elementen inom regionen, vilket antyds av samtliga profiler samt perspektivskissen i fig. 28. Höga valv med stora våglängder är utmärkande för veckstilen hos den tektoniskt kompetenta kalkstens-leptithorizonten, samtidigt som en mer småskalig parasitisk veckning karakteriserar de omgivande lågkompetenta sedimentbergarterna (ej åskådliggjort i profilerna). Krypningen i öst-västlig riktning av det ursprungliga sedimentationsområdet i samband med veckningen är svår att beräkna. Siffror av storleksordningen 20 à 30 % kan med viss tvekan anföras.

Den påföljande tvärveckningen mellan tryck från norr och söder är sällan isoklinal till sin karaktär och aldrig systematiskt åtföljd av överstjälpningar i

någondera riktningen inom kartbladsområdet. Krympningen i nord-sydlig riktning växlar starkt från område till område inom ett mycket brett intervall från uppskattningsvis 10 à 20 % till väl 50 % inom vissa öst-västliga synformer. Båda veckningarna torde ha skett i nära samband med åderförgrejsningen, vid regionalmetamorfosens kulmination, när viskositeten inom berggrunden var som lägst. Häri ligger en väsentlig skillnad mot min tidigare uppfattning (1976) att den äldre huvudveckningen ägt rum i samband med urgraniternas intrusion (s.k. synorogen fas), medan följande veckning vid metamorfosens kulmination kom långt senare (serorogen fas). Frågan beträffande tidpunkten för den första huvuddeformationen inom den svekokarelska orogenzonen har aktualiserats genom en rad nyligen utförda åldersdateringar (Rb/Sr-metoden) på urgraniter från sydöstra Sverige (Åberg 1978) samt Uppland (Welin-Lundegårdh; ej publ.) Dateringarna antyder nämligen att intrusionsepoken för dessa äldsta djupbergarter omspannar en mycket lång tidsrymd, gott och väl 100 milj. år. Åldersskillnader av denna storleksordning mellan de olika s.k. synorogena intrusiven i olika områden gör det mindre sannolikt att deras magmor skulle ha trängt in under en och samma, till riktning och intensitet likartat verkande veckningsrörelse. I stället är den tanken mer naturlig att de regionala veckrörelserna startat relativt synkront först efter det att samtliga till urgranitgruppen hörande bergarter trängt in och konsoliderats. Härför talar det regelbundna stortektoniska veckbågs-mönster, som just dessa intrusiv bildar utmed långa sträckor av den mellan-svenska ostkusten, liksom även de generellt östligt stupande lineationerna inom alla bergarter där. Sålunda tecknar sig i östra Mellansverige den svekokarelska utvecklingen enligt följande modell (se även plansch 2):

>2 100 milj. år

1. Deposition av mäktiga vittringssediment (företrädesvis i Södermanland), metavulkantier (alkalileptiter, intermediära till basiska leptiter och metabasiter delvis utgörande lagergångar) och kalkstenar samt därpå åter vittringssediment. Anläggning av intermittenta landdytor, i synnerhet under det vulkaniska skedet, med bildning av intraformationella konglomerat och vulkaniska breccior som följd. Primär interfolial, ej riktningsbunden veckning av lokal natur, delvis i förening med blockrörelser.

1 970–1 850 milj. år

2. Diapirartade intrusioner från stort djup och konsolidering av en differentierad serie av primorogena djuperuptiv (s. 78). I diapirernas centralzoner (t.ex. östra skärgården eller Uppland) skedde kontaktomvandling (låg amfi-

bolitfacies), kontaktförtätning, brecciering samt veckning inom ytbergarterna till följd av vertikalt tryck vid djuperuptivens platstagande (uppresning av lagringsytor, S_0 , i begränsad omfattning). Diapirernas perifera, med lagringen mer konforma delar (t.ex. östra Sörmland med det aktuella kartområdet) visar liknande förändringar här dock svagare utvecklade och svårare att konstatera till följd av kraftigare sen tektonisering och omvandling (se nedan). Regionalomvandlingen i detta skede torde knappast ha överskridit låg grönskiffertfacies.

3. Intrusion av väsentligen basaltiska magmor längs sprickor och lagringsplan med uppkomst av basiska gångar som följd (se även punkt 8). Gångar av denna ålder och sannolikt även äldre lagergångar bildade under det skede då ytbergarterna avsattes (se metabasit i punkt 1), tycks dominera i det nu aktuella kartområdet.
4. I samband med de mäktiga djuperuptionerna, då stora delar av havsbottenarna vid skilda tider fördes upp ovanför vattenytan eller, om man så vill, ovanför erosionsbasen, skedde en kraftig nedbrytning och omfördelning av tidigare avlagrade sediment. Material torde då ha vandrat från diapirernas centrala områden i riktning mot deras perifera, relativt sett mindre upphöjda delar, där sedimentmäktigheterna sålunda ökade (t.ex. inom kartområdet). Den allmänna sänkning inom sedimentationsbäckenet, som hör till orogenesens främsta kännemärken och som fortgått alltsedan dess begynnelse förde slutligen ned samtliga landryggar under havsytan, varigenom en successiv och långvarig ehuru långsamt fortgående sedimentation åter vidtog i hela området.
5. Efter en avsevärd tidsrymd och i samband med en successivt stigande geotermisk gradient nådde regionalomvandlingen sin kulmen med optimala värden för tryck och temperatur. Mineralnybildning skedde inom hela regionen med betingelser motsvarande medelstark amfibolitfacies inom diapirernas centralområden (tunnare sedimentbetäckning, lägre P, T och intakt muskovit) och högsta amfibolitfacies inom diapirernas perifera delar, t.ex. i det aktuella kartområdet (mäktigare sedimentbetäckning, högre P, T, sönderdelning av muskovit med åtföljande åderförgnejsning, uppsmältningar och pegmatitbildning). Pegmatitbildningen skedde sannolikt genom koncentration av utsöndrat kvarts-fältspatmaterial i samband med åderförgnejsningen, företrädesvis inom de stratigrafiskt djupast belägna sedimenten. Dessa äldre pegmatiter trängde via sprickor och därifrån utgående konforma lagergångar in i de högre upp belägna, bättre bevarade sedimenten omedelbart före de båda huvudveckningarna (jfr fig. 23 och 24).

6. Låg viskositet (= hög plasticitet) inom berggrunden vid regionalomvandlingens kulmination, speciellt då inom diapirernas perifera delar, föranleder utlösning av omfattande tektoniska rörelser i tvenne riktningar, vilka i huvudsak svarar för det storregionala veckmönster, som idag kan iakttas. Den första huvudveckningen, F_1 , sker utefter flackt orienterade nord-sydliga axlar och åtföljs av isoklinala överstjälpningar från öster mot väster (veckning av lagringsytor, S_0 , och utbildning av första generationens skiffrighetsytor, S_1 , inom djuperuptiven). En reaktions- eller tvärveckning genom tryck från norr och söder, F_2 , följer därpå med veckning av S_1 och återveckning av S_0 under samtidig utbildning av övervägande östligt stupande veckaxlar och stängligheter (se fig. 20a, b och 21). En andra generation av skiffrighetsytor, S_2 , uppstår lokalt. I gränserna mot diapirernas mera resistenta centralområden, eller eljest där större kompetenta geologiska formationer uppträder, avlänkas och anpassas de primära tryckriktningarna olikformigt på så sätt, att störningar uppkommer i det storregionala mönstret. Märkbara störningar av detta slag är knappast påvisbara inom det aktuella kartbladsområdet men gör sig mera gällande norrut i gränsområdet mellan den centraluppländska diapiren och den söderut belägna, mindre kompetenta Sörmlandsregionen. För övrigt har den tektoniska kompetensen inom nyssnämnda diapir lokalt varit stor nog att förhindra uppkomsten av interna parallellstrukturer. Tryck, temperatur och följaktligen också plasticitet inom berggrunden var nämligen här lägre än i omgivande regioner under metamorfosens kulmination. Invid kontakterna mot de magmatektoniskt uppresta ytbergarterna i resistensområdenas centrala delar har dock en viss förskiffring uppstått i samband med huvuddeformationerna. Stupningsriktningarna i denna förskiffring styrs ofta av de redan anlagda veckskänklarna och inordnar sig följaktligen inte alltid i det ovan omtalade regionala mönster, som kännetecknar de mindre kompetenta, perifera delarna av diapirerna.
7. I samband med avtagande och efterhand upphörande deformation under kvarstående högmetamorfa tryck- och temperaturbetingelser skedde sedermera regeneration och upplösning av äldre s-ytor inom vissa delar av den tektoniskt mest inkompetenta delen av berggrunden. (Se fig. 18 och s. 66.)
8. Ytterligare en generation av basaltiska gångar uppkom sannolikt i samband med lokal sprickbildning vid sjunkande tryck och temperatur, främst inom mera resistenta delar av berggrunden. Till skillnad från vad jag antagit tidigare (Stålhös 1969, s. 158-159), torde de s.k. intraorogena amfibolitgångarna av basaltiskt ursprung ha uppstått ej blott vid en utan vid skilda

tidpunkter, dels före den egentliga huvudveckningen (se punkt 1 och 3), omfattande de två nära förknippade veckfaserna enligt ovan (veckning och s.k. tvärveckning), dels efter nämnda veckningar men före de yngre graniternas och pegmatiternas platstagande. Under den förmodat korta tidsrymd mellan de båda veckningarna, då tryckminima varit rådande, kan teoretiskt sett ytterligare en generation av basaltiska gångar ha bildats i sådana tektoniskt mera kompetenta områden, vilka ej drabbats av åderförgnejsning, t.ex. delar av Uppland (intraorogena gångar *in sensu strictu*).

I 810 milj. år

9. Åldern avser bl.a. den sannolikt serorogena Ytterbypegmatiten på Resarö norr om Stockholm bestämd enligt uran-blymetoden (Welin-Blomqvist 1964).

Flera generationer av yngre serorogen granit och med denna samhörig pegmatit intruderade nu. Lokal migmatitisering och åderbildning skedde inom massivens influensområden, särskilt i områden som ej tidigare drabbats av åderförgnejsning (t.ex. inom kartbladet Uppsala SV, Stålhös 1972, s. 136). Graniter av nu nämnd typ (s.k. eutektgraniter) är dock mycket sparsamt företrädade i kartbladsområdet. Bergarterna har antingen bildats genom partiella uppsmältningar av metasediment, som klämts in och lokalt ytterligare nedveckats under de äldsta graniternas intrusionsnivå (se profil 4, plansch 1), eller utgör de blandprodukter mellan metasediment och magmor från djupare nivåer. Den höga vattenhalten i de ur metasedimenten bildade eller av dessa påverkade magmorna tar sig främst uttryck i en riklig pegmatitbildning i anslutning till graniternas kristallisation. De till följd av vattenhalten tämligen lågtempererade magmorna intruderade i en kraftigt omvandlad miljö först när veckningarna upphört, men när temperatur och delvis även tryck ännu var höga. Företeelser sådana som kontaktförtätning (till följd av snabb avkylning) och kontaktomvandling i massivens närhet är på grund härav mindre iögonfallande eller svårare att konstatera än vad fallet är invid de senare postorogena intrusiven (se nedan). Trots de serorogena graniternas intrusion efter veckningarna torde ett kvardröjande deformationstryck ha gjort sig gällande åtminstone lokalt inom orogenzonen, manifesterat främst genom en svag förskiffring här och var i intrusiven (s. 72).

10. Efter veckningarna, då deformationstrycket helt upphört, avbröts de tidigare nedåtriktade rörelser inom det svekokarelska sedimentationsbäckenet, vilka utgjort ett naturligt led i den orogena utvecklingen. I stället började den

process av uppåtriktade isostatiska rörelser, som efterhand återställde de av orogenesis orsakade tyngdkraftsrubbningarna i jordskorpan genom nedsläpning till stora djup av det relativt lätta materialet inom sedimentationsbäckenet. I samband härmed framträdde och kulminerade efterhand de svekokarelska bergskedjor, vars neddenuderade rester vi idag kan iakttaga bl.a. inom det aktuella kartbladsområdet, och stora delar av Mellansverige. Det mycket långvariga tidsskedet efter veckningarna det s.k. postorogena skedet kännetecknas av sprickbildning samt block- och förkastningsrörelser. Stora volymer av yt- och djuperuptiv utmärker också detta skede, till vilket även gångar av diabas skall hänföras. Huvudparten av de mestadels sura, entydigt postorogena eruptiven grupperar sig åldersmässigt kring 1 700 milj. år (Rb/Sr-datering av Welin m.fl. 1966, Welin-Lundqvist 1977, Welin-Gorbatshev-Lundegårdh 1978, och Åberg 1978). De förekommer inom en mycket bred zon från Småland genom Värmland och vidare norrut genom Dalarna och Hälsingland, i västra delen av den svekokarelska orogenzonen. Bergarterna saknas helt inom kartbladet och f.ö. också inom hela östra Svealand. De vattenfattiga, ganska heta magmor som kännetecknar denna intrusionsepok nådde ibland jordytan, varvid främst sura vulkaniter uppkom. De stelnade dock i än större utsträckning på något djupare nivåer i form av föga pegmatitassocierade graniter. Ursprunget för de aktuella eruptiven har ännu ej generellt kunnat fastställas. Sannolikt härstammar de i likhet med de primorogena urgraniterna (se s. 78) från stort djup men tycks emellanåt även inbegripa material från ytligare delar av jordskorpan (litosfären). Initialvärdena $\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Rb}}$ varierar starkt från 0.703 i

Rätangranit till vissa ytligare genererade eller med ytbergarter starkt uppblandade Smålandsgraniter med värdet 0.712. Genom att graniterna trängde relativt högt upp i en kraftigt avplanad, något svalare berggrund har en viss kontaktpåverkan i form av hornfelsbildning i gränsen mot bättre bevarade sidobergarter kunnat konstateras lokalt, bl.a. inom Los-Hamraregionen i västra Hälsingland (Lundqvist 1968, s. 22).

Den nedbrytning av svekokarelidernas bergskedjor, som började omedelbart efter uppveckningen i samband med huvuddeformationerna F₁ och F₂, gick till en början mycket snabbt. Redan vid tidpunkten för de postorogena eruptivens intrusion för omkring 1 700 milj. år sedan hade stora delar av de mäktiga, uppvecklade ytbergarterna avlägsnats och de tidigare på djupet liggande prim- och serorogena graniterna frampreparerats. Vart dessa väldiga sedimentmassor

tagit vägen är omöjligt att avgöra. Troligen ingår de idag i de yngre mäktiga, tid efter annan omlagrade sedimentformationer, som omger de gamla svekokarelska bergskedjornas utbredningsområden.

Efter de postorogena eruptivens bildning vidtog en lång period karakteriserad av kontinentala sedimentationsbäcken, som delvis uppkom genom blockförkastningar. Sedimenten i dessa har fortfarande stor utbredning i form av den mäktiga konglomeratförande jotniska sandstensformationen med varierande lokalnamn såsom Dalasandsten, Gävlesandsten och Mälarsandsten. En övervägande del av bollmaterialet i konglomeraten utgörs av postorogena vulkaniter och anknutna graniter. Även serorogena graniter ingår lokalt mycket rikligt, t.ex. i Mälarsandstenen, som bevarats i små införkastade partier av urberget i Mälaronrådet. Spridda, ej sällan meterstora, block av denna sandsten, förekommer främst utmed vissa skarpt inskurna havsvikar inom det aktuella kartbladsområdet.

Slutligen skall nämnas att kilometermäktiga yt- och djupbergarter åldersmässigt samhöriga med den svekokarelska orogenesen fortfarande finns kvar inom hela Mellansverige, trots den nära 1 700 miljoner år långa nedbrytning, som med vissa avbrott pågått från de postorogena eruptivens intrusion och fram till i våra dagar (se profil 4, plansch 1).

Spricktektonik

Utöver tidigare behandlade tektoniska drag inom kartbladet Nynäshamn NV/SV (se föreg. kap.) redovisar den tektoniska kartan också sprickor och förkastningar inom området. Även diabasgångar av växlande storleksordning ingår i kartbilden liksom förekomster av krossbergarter, s.k. myloniter och breccior. Såväl den topografiska kartan i skala 1:50 000 som flygfotobilder i skala 1:30 000 har kommit till användning vid utarbetandet¹ av sprickmönstret inom den aktuella kartan.

Ett för Mälarenregionen typiskt system av samhöriga NV–NNV-liga och NO–NNO-liga sprickor dominerar kartområdet. Det NV-liga spricksystemet är som ofta i nämnda region något kraftigare utvecklat och har väglett diabasintrusioner. I likhet med förhållandet inom det angränsande kartbladet Nyköping NO har dock de större diabasgångarna en mera VNV-lig utsträckning. Nord–sydliga sprickor förekommer också i betydande omfattning.

¹ Sprickanalys med hjälp av fotobildtolkning har utförts av geolog Sam Sukotjo vid SGU.

Endast undantagsvis antyder bergartsfördelningen på ömse sidor av spricklinjerna att större blockrörelser i vertikal och/eller horisontell riktning ägt rum. Bästa exempel på detta utgör de båda kraftiga NNV-liga sprickzonerna genom Nynäshamns stad och öster om Torö. I förra fallet har antagligen blocket norr om sprickzonen sänkts i förhållande till området söder därom, kanske med något 100-tal meter. Horisontella rörelser har sannolikt också ägt rum inom denna zon. I det andra fallet kan i norra delen av Konabbsfjärden en förskjutning på ca 250 m ha skett, troligen i huvudsak i horisontell riktning tvärs över det långa nord-sydliga gnejsgranitstråket i området.

Varhelst blockrörelser har utlösts till följd av spänningar inom berggrunden har krosszoner uppstått. Flertalet av dessa har sedermera cementerats med kvarts och läkt samman till mekaniskt motståndskraftiga krossbergarter av breccie- eller mylonittyp. Sådana bergarter påträffas ofta ganska slumpvis vid fältarbetena och torde vara betydligt vanligare än kartan utvisar. Krossbergarterna är lokaliserade både utmed de i kartan angivna sprickorna och vid sidan av dessa. I sistnämnda fall har de inte haft den utbredning och dimension att de kunnat härledas till något bestämt spricksystem.

En av de mest framträdande krosszonerna har anträffats på Långsuddens sydspets, på sydöstra Gärlotta. Zonen är som bredast ca 50 m och kan följas 1.5 km mot norr. Den ögonförande gnejsgraniten på platsen har överförts i en röd mylonit med en ca 2 m bred, kvartsläkt central brecciezona. En riklig kvartsgegnomådring förekommer också, liksom epidotbildning utmed sprickor. En annan långsträckt, ca 25 m bred grågrön mylonit med röda fältspatfragment går fram utmed sydöstra kusten av Grönsö i Svärdsfjärden. På västra Bedarön öster om Nynäshamn löper en kilometerlång zon av gulgrå mylonitiserad gnejsgranit. Flera diabassvärmar har också inbegripits i krossningen. Rörelser har f.ö. ofta utlösts parallellt med diabasgångar. Många exempel finns på detta t.ex. i en 10 m bred gång vid Mälhaga, ca 1.5 km sydöst om Hölö k:a. Mylonitzonerna inom kartbladet är sällan bredare än 5 å 10 m och kan på grund av jordtäckning ej följas mer än något eller några hundratal meter.

Sammanfattningsvis torde kartbladsområdets system av sprickor ha bildats successivt efter det orogena nord-sydliga tryckets avtagande när de isostatiskt uppåtriktade krafterna började göra sig gällande i den alltmer svalnande berggrunden. Inom de under orogenesisen relativt sett starkast sänkta delarna av sedimentationsstråget (det aktuella kartområdet liksom stora delar av Sörmland) torde logiskt sett de sena höjningarna med därav förorsakade tänjningar ha varit störst. Detta förklarar möjligen den stora frekvensen av sprickor med åtföljande diabasintrusioner i Sörmland jämfört med omgivande områden.

Diabas och granofyr

Av de hundratals diabasgångar som iakttagits inom kartbladsområdet är minst 70 till 80 % smalare än tre meter. I synnerhet de som är under meterbredd dominerar kraftigt och uppträder ofta i form av svärmar om något eller några tiotal gångar (Dbs). Av de återstående gångarna, ca 20 %, är hälften mellan 3 och 10 m breda och återstoden över 10 m. En uppdelning av diabaserna i nu nämnda storleksintervall har genomförts både på berggrundskartan och på den tektoniska kartan. Bland gångarna med över tio meters bredd märks främst sådana inom storleksintervallet 10–35 m. Mäktigast, lokalt väl 200 m brett, är diabasgångstråket i Yttre Hållsfjärden med fortsättning åt OSO i Krabbfjärden. På grund av ett visst magnetitnehåll är diabaserna vanligen magnetiska. De större gångarna kan därför ofta spåras och följas upp som långsträckta positiva anomalier i den magnetiska kartan. Detta är särskilt viktigt inom de stora havsområdena längst i söder.

Nordvästliga och VNV-liga riktningar dominerar som tidigare nämnts bland diabaserna. Öst–västliga och nord–sydliga gångar uppträder mera sparsamt. Gångarna är mestadels vertikala men visar inte minst i Svärdsfjärden exempel på medelbrant sydlig stupning, t.ex. på Korsholmen och Gålkubb. På en liten holme norr om Köpneholmen (7b) finns en bland de sällsynta nord–sydligt orienterade diabaserna, i detta fall med stupning ca 50° mot väster. Den ca 3 m breda gången klipps i öst–västlig riktning av en yngre lika bred gång. Ett par kilometer söder därom, på norra delen av St. Arkholmen, finns tvenne öst–västliga diabaser med 60° sydlig stupning. Den ena är ca 3 m bred och jämnkornig, den andra ca 1 m och grovporfyrisk (betydelsen av Dp förklaras i det följande.) Båda gångarna klipps i detta fall av en nord–sydlig meterbred gång. De nord–sydliga gångarna kan tydligen vara både äldre och yngre än de öst–västliga. Gångarnas riktningar utgör därför inga säkra ålderskriterier. Sannolikt står de olika gångintrusionerna här varandra ganska nära. Likaså tycks de jämnkorniga och grovporfyriska diabaserna vara relativt synkrona.

Diabaserna är vanligen mörkgrå till svarta gångbergarter av basaltisk sammansättning med en ljusare grå till rostfärgad vittringsyta. Enligt erfarenheter från de besläktade och mera ingående studerade diabasgångarna inom det angränsande kartbladet Nyköping NO (se Stålhös 1975, s. 87–95, samt Åhäll 1975, s. 1–32) är mineralsammansättningen tämligen ensartat plagioklas (40–65 vol.-%) >pyroxen (klinopyroxen>ortopyroxen) >olivin>biotit samt magnetit,

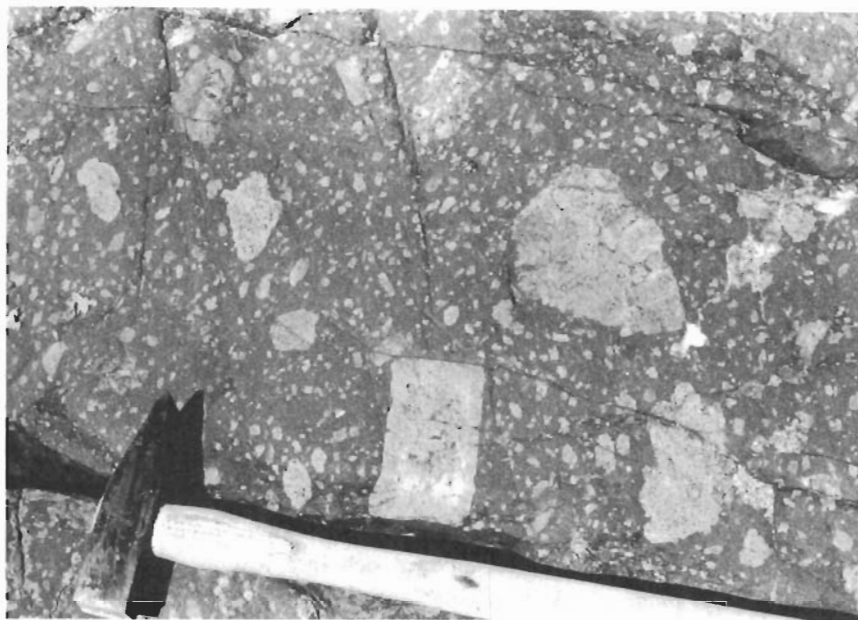


Fig. 29. Grovporfyritisk diabas från en ca 10 m bred gång. – Ca 200 m SSO om Landsorts fyr (2d).
Porphyritic dolerite.

ilmenit, kvarts och apatit. Inom kraftigt sekundäromvandlade led har pyroxenerna ersatts av hornblände. Ett betydande inslag av kalifältpat förekommer tillsammans med kvarts i en del hybridiserade diabaser av monzonitisk karaktär. Strukturen i diabaserna är övervägande subofitisk till ofitisk (se Krokström 1932, s. 199). Längden av de regellöst anordnade plagioklaslister, som är utmärkande för detta slag av struktur, växlar från ca 1.5 till 5 mm i de medelkorniga diabaserna. Dessa finns främst inne i de större gångarna, medan randzonerna där i likhet med alla smalare gångar till följd av snabbare avkylning och stelning visar en i huvudsak finkorning till tät bergart med lister varierande mellan 0.1 till 1 mm i längd. En del gångar är porfyritiska (Dp) med rektangulära, vanligen mellan 0.5 och 2 cm stora plagioklastavlor, som kan utgöra en fjärdedel eller mer av bergartens totala volym. Mer sällan är strörkornen större än 5 cm och når undantagsvis upp över 1 dm (fig. 29). De tidigt i samband med stelningen av diabasmagman utskilda plagioklasströrkornen klumpar ibland ihop sig till den grad att rent anortositliknande bergarter uppstår. En ca 10 m bred porfyritisk gång nära Klubben invid vägen öster om Eriksö (7b) består till vissa

delar av en sådan grovkornig plagioklasbergart. En helt oomvandlad plagioklas (65 % An) utgör mellan 80 och 90 vol.-% av bergarten. Återstoden består i huvudsak av olivin, frisk eller serpentiniserad och inklämd mellan plagioklastavlornas raka begränsningsytor, där den ibland fyller de uppkomna mellanrummen helt. Olivinen torde i sistnämnda fall ha kristalliserat något senare än plagioklasen.

I en annan, 20 m bred porfyritisk gång ca 2,5 km sydost om Hölö k:a utgör strörkornen mellan 60 och 70 vol.-%. De är kraftigt sericitiserade och visar något lägre An-halt (55 %). Bergarten här representerar sannolikt ett något senare differentiat än i föregående fall, och i konsekvens härmed saknas olivin. I stället uppträder klinopyroxen, som i stor utsträckning är hornblände- och kloritomvandlad, jämte opakmineral. Enligt den gamla kartbladsbeskrivningen Landsort och Källskären (Nathorst 1878, s. 8) är den ca 35 m breda porfyritgången på mellersta Öja (3d) av liknande typ och sammansättning. Enligt samma beskrivning (s. 9) är den mer än 200 m breda, medel- och jämnkorniga diabasen i Hålls- och Krabbfjärdarna generellt olivinförande, vilket konstaterats på öarna Asenskallen, St. Svartskärbåden och Inre Karvasen. Själv har jag noterat följande planimetriskt bestämda sammansättning i gångens förlängning på Furholmarna: plagioklas $\approx$ 60 vol.-% (An $\approx$ 50 %) > klinopyroxen 28 % och olivin 12 %. Kristallisationsföljden har varit följande i denna tidigt utdifferenterade bergart, nämligen plagioklas $\rightarrow$ olivin $\rightarrow$ klinopyroxen. Alla tre mineralen är helt oomvandlade. Som ett intressant inslag i olivindiabasen på Furholmarna möter man flerstädes ett slags grovkornig diabaspegmatit. Denna uppträder i tiotals meter stora, skarpt avgränsade partier och är sannolikt utskild i ett sent stadium av kristallisation (fig. 30). Decimeterlånga plagioklaskristaller (An=55 %) uppgår till ca 30 % av bergartens volym och omges av klinopyroxen. Den senare innesluter rikligt av magnetit, som uppgår till väl 20 % av bergartens volym. Spår av olivin kan också antecknas.

En något sekundäromvandlad, medelkornig pyroxendiabas exemplifieras från en 30 m bred gång belägen ca 1 km sydost om sjön Styran (8d). Plagioklasen är starkt sericitomvandlad med 50 % An i de centrala partierna och ren albit i periferin. Klinopyroxenen har delvis omvandlats till klorit och hornblände. Vidare uppträder biotit, kvarts, kalcit, titanit och opakmineral. Kvartsen är ofta granofyriskt sammanvuxen med albit. Den nu beskrivna diabasen spaltas i riktning mot OSO upp i en svärm av tunnare gångar.

Som tidigare nämnts är diabassvärmar vanliga. Mestadels ingår ett par eller upp till tio gångar i dessa svärmar. Undantagsvis är gångarna fler, som vid Karlsta ca 1,5 km NNO om Nynäs (7e), där det finns en svärm om 25 st med

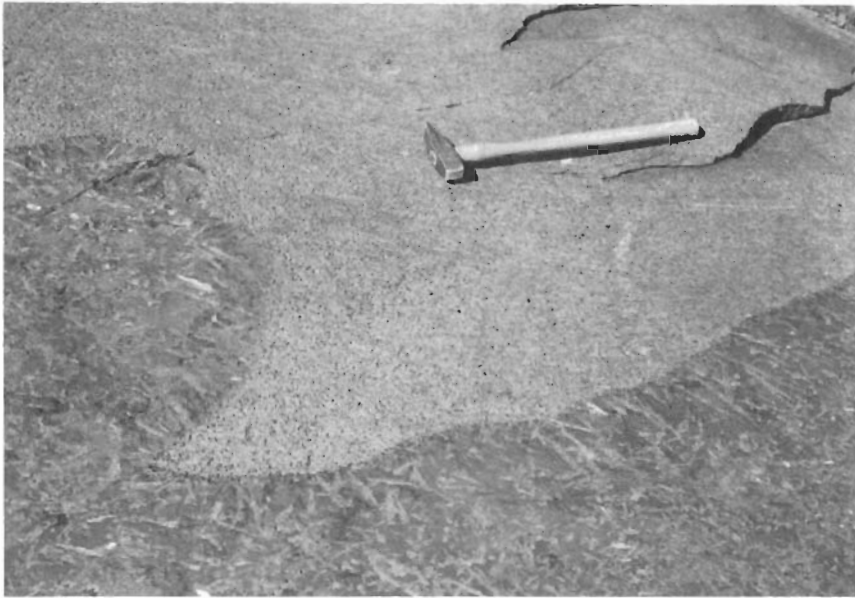


Fig. 30. Grovkristallin diabaspegmatit med decimeterlånga plagioklaslister, skarpt avgränsad mot medelkornig olivindiabas inom en flera hundra meter bred gång. – Den sydligaste och större av Furholmarna i norra delen av Yttre Hållsfjärden (5a).

Coarse-grained dolerite-pegmatite bordering on medium-grained olivine dolerite within a dike several hundred of meters thick.

bredder mellan 0.2 och 3 m. Ca 2 km söder om Ösmo jvstn anstår 20 gånger som är från 0.5 till 6 m breda. 1.5 km SSV om Fräcksta finns två parallella diabassvärmar, av vilka den västra består av 20 och den östra av 10 gånger. På mellersta Ledarön (9a), slutligen, bildar ett 20-tal 0.5–2 m breda gånger en svärm, vars lokalisering också antyds på den magnetiska kartan.

Diabaserna är ej sällan tektoniserade och/eller förkastade, vilket är naturligt med hänsyn till deras lokalisering utmed sprick- och rörelsezoner. Rörelserna har i allmänhet varit ganska obetydliga, med förskjutningar och dislokationer från någon upp till ett tiotal meter. Tektonisering av detta slag kan studeras i ett par diabasförekomster i kalksten invid Lövhagen och ca 500 m norr därom på Mörkö (7b). En kraftig boudinering till följd av postorogena rörelser har ägt rum inom vissa diabasgångar i kalksten, t.ex. på ön Karta (fig. 9). Rörelser av större omfattning inom kartbladets berggrund har inte kunnat identifierats med hjälp av diabasgångarna, i motsats till det angränsande kartbladet Nyköping NO (s. 85), där förskjutningar på hundratals meter konstaterats.

Gångar av granofyr har endast iakttagits på två lokaler, dels på ön Mellhålsklubben (3a) i norra delen av en 30 m bred diabas och dels i en 10 m bred porfyritisk diabasgång på västra St. Ramsö (6b) i Gälöfjärden. På förra lokalen bildar den rödlätta finkorniga granofyren en breccia med diabasen på flera kvadratmeters yta samt dessutom 5–10 m långa, decimeterbreda gångar. På St. Ramsö åter har endast iakttagits en ca 5 cm bred och flera meter lång granofyrgång, som överskär både diabasen och i denna inneslutna agglomererade klumpar av plagioklasströkorn. Bergarten har en lätt granofyrisk stelningsstruktur och består av ungefär lika delar kvarts, kalifältspat och albit jämte något biotit. Spridda strökorn av kvarts (1.5–3 mm) och mera sällan plagioklas uppträder i den finkorniga grundmassan (<0.2 mm).

Anmärkningsvärt är att geditet bly påträffats som en knytnävsstor klump i en diabasgång på södra Krokskär (Arnbom och Stålhös 1976).

För de läsare som önskar en mera ingående kännedom om de inom regionen förekommande diabaserna, hybridiserade led av dessa samt associerade granofyrer hänvisas till tidigare refererade arbeten, som berör det angränsande kartbladet Nyköping NO. Särskilt den magmatiska trenden inom diabaserna liksom de enskilda mineralens sammansättning och regionala jämförelser tas upp till ingående behandling i Åhalls uppsats.

Nyttosten

Flera kalkstensfyndigheter har genom åren varit föremål för brytning inom kartbladsområdet. Kvarvarande kalkugnar eller rester av sådana samt ett flertal övergivna kalkstensbrott vittnar fortfarande om detta. De viktigaste nedlagda kalkstensbrotten är i nämnd ordning belägna på ön Oaxen, vid Andervik (6a) samt på ön Karta. Verksamheten vid Oaxen upphörde så sent som 1975, medan Andervik och Karta övergavs redan 1930 respektive 1917 (Sundius 1942). Det totala uttaget av kalksten vid Andervik torde ha uppgått till väl en miljon ton och på ön Karta sannolikt långt mindre än hälften därav. Verksamheten vid Oaxen, som numera ägs av Cementa AB, hade vid nedläggningen pågått över 100 år och den brända kalkstenen har genom åren i växlande omfattning nyttjats som industri- och jordbrukskalk samt för murbruksframställning. Produktionen av osläckt kalk (CaO) uppgick under de senare åren till nära 35 000 ton och antalet anställda var ca 40 st. De totala kalkstensreserverna vid Oaxen torde vara mycket stora och uppgå till 10-tals milj. ton.

Det enda kalkstensbrott som ännu drivs är beläget vid St. Vika, ägs av Cementa AB och sysselsätter ca 160 personer. Verket, som startade 1949, är helt inriktat på tillverkning av cement med en årsproduktion på ca 400 000 ton och ett motsvarande årligt uttag av kalksten på ca 550 000 ton. Minst 10–15 milj. ton kalksten torde hittills ha tagits ut och reserverna är sannolikt mycket stora, enligt beräkningar av Högberg (1961, s. 371) väl 50 milj. ton ned till ett djup av ca 100 m. Kalkstenen bryts i två pallar på 20 respektive 40 m nivån. Ett ca 350 m djupt borrhål helt genom karbonatstenar i brottets sydostdel ned till gnejsunderlaget antyder mäktigheten av förekomsten, som antagligen uppkommit genom tektonisk dubblering (se fig. 23a).

Bortsett från ett mindre, tidigare omnämnt marmorbrott söder om Hölö k:a (s. 34) är ingen annan stenindustriell verksamhet av betydelse känd från kartbladsområdet. Stentäkter för lokala behov torde dock förekomma inom gnejsgraniternas och de yngre graniternas utbredningsområden.

Järn- och kisyndigheter

En del mindre skärpningar och gruvförsök på järnmalm har tidigare utförts inom kartbladsområdet och skildras i beskrivningen till det gamla kartbladet Nynäs (s. 16). Vid närmare granskning visar sig några av dessa icke innehålla malm.

I ett fall, vid torpet Backlura strax sydöst om Nynäs, ligger skärpningarna i en 12 m bred öst–västlig diabasgång utan påvisbar magnetithalt. I ett annat fall, ca 350 m öster om Maren (Marnö) på södra Lisö (6c), ligger utsprängningarna i granatskarn. Två gruvor, dels 1 200 m sydväst om Vidbynäs öster om Älrviken (7e), dels 1 km SSV om Valsjön (7c; N. Fjättersjön), har ej kunnat återfinnas. Enligt den gamla beskrivningen har dessa fört oren malm och varit helt obetydliga. Gruvtecknen har i detta fall likväl förts över till den nya kartan. Den bästa järnmalmen anstår på sydvästdelen av ön Malhuvud (6d), omedelbart öster om den mäktiga karbonatstenen där. Magnetiten uppträder som decimeter- till halvmeter breda lager av växlande renhet. Den är associerad med granatskarn och en förgrövad natronleptit (se s. 79). Malmen har brutits inom ett 3–4 m brett och 10 m långt stråk och omges av en betydande varphög. På ön Äppelgarn (6c) i Svärdsfjärden har slutligen sprängningar utförts inom en nickelhaltig magnetkis i gnejs. Nickelhalterna tycks dock ha varit så låga (någon hundradels procent) att malmen saknar ekonomiskt intresse.

Berggrunden ur bergmekanisk och hydrogeologisk synvinkel

Från bergmekanisk synpunkt är berggrunden inom kartbladsområdet tämligen homogen och lämpar sig väl för olika typer av undermarksanläggningar. Speciellt granatådergnejserna har till följd av den generellt uppträdande ådringen en mycket god intern sammanhållning. Bergarten är dessutom förhållandevis tät och föga genomsläpplig för vatten, en god egenskap vid tunneldrivning men desto sämre vid brunnsborrningar. Gnejsgraniterna och graniterna är i nu nämnda avseenden annorlunda, dvs. har något sämre sammanhållning men bättre vattenföring.

De rikligt förekommande diabasgångarna bör i möjligaste mån undvikas i samband med anläggningsarbeten eller korsas över vinkelrätt då detta är möjligt. Därigenom kan onödigt vattenläckage undvikas, liksom också förstärkningsarbeten.

Med hänsyn till kalkstenarnas läge och begränsade utsträckning inom kartområdet torde dessa i framtiden knappast beröras av anläggningsarbeten. I varje fall bör man av praktiska, ekonomiska och estetiska skäl om möjligt undvika att gå igenom eller helt exploatera sådana stråk.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

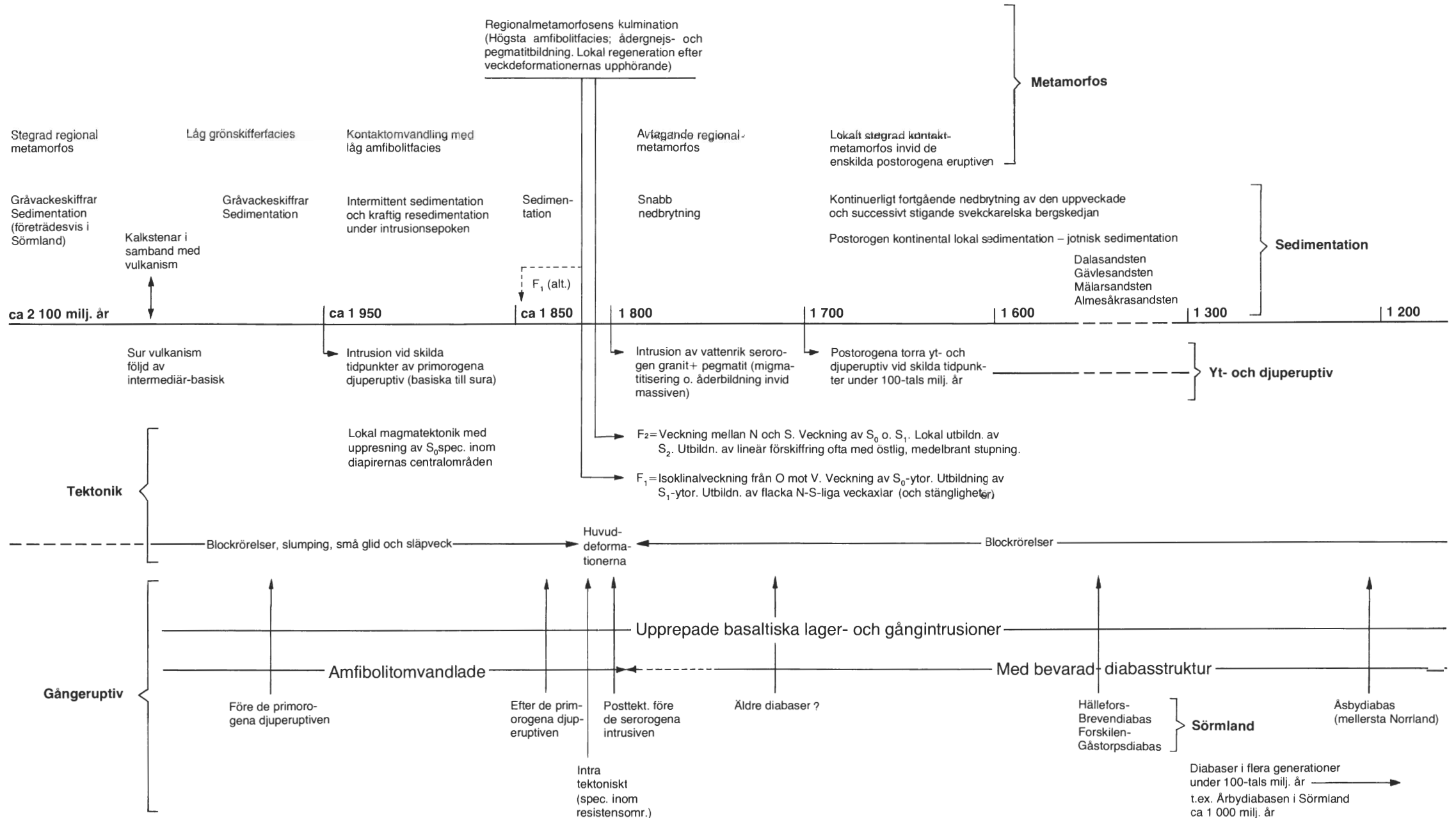
- ARNBOM, JAN-OLOF, och STALHOS, GÖRAN 1976: An occurrence of native lead in a dolorite dike north of Landsort, Sweden. – GFF 98, s. 365–367.
- BURRI, C. 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. – Birkhäuser Verlag, Basel.
- EKLUND, J. 1931: Utredning rörande det svenska jordbrukets kalkförsörjning 1–2. – Rapporter och meddelanden i stencil. SGU.
- HARRIS, NIGEL B.W., 1976: The significance of Garnet and Cordierite from the Sioux Lookout Region of the English River Gneiss Belt, Northern Ontario. – Contrib. Mineral. Petrol. 55, 1976 s. 91–104.
- HOLMQUIST, P.J. 1910: The Archean geology of the coast-regions of Stockholm. – GFF 32.
- HUMMEL, DAVID, 1874: Beskrifning till kartbladet "Trosa". – SGU Aa 52.
- HÖGBERG, ERIK, 1961: The Ca/Mg ratio in the limestone deposit at Stora Vika. – GFF 83.
- 1962: Calcite and dolomite relations in Svecofennian carbonate rocks. – GFF 84.
- IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh. 1973, H 4, s. 149–164.
- KROKSTROM, T., 1932: On the Ophitic Texture and the Order of Crystallization in Basaltic Magmas. – Bull. Geol. Inst. Uppsala 24, s. 197–216.
- LARSSON, WALTER, 1932: Chemical analyses of Swedish rocks. – Bull. Geol. Inst. Uppsala 24.
- LOBERG, B., 1973: Geologiska material och Sveriges berggrund. – P. A. Norstedt & Söners förlag, Stockholm.
- LUNDEGARDH, P. H., 1977: Stenar i färg. Sjätte upplagan, andra tryckningen. – AWE/Gebbers, Stockholm.
- 1978: Berg och jord i Sverige (inledning och urberget). Femte upplagan. – Almqvist & Wiksell Läromedel, Uppsala.
- LUNDQVIST, TH., 1968: Precambrian geology of the Los-Hamra region, central Sweden. – SGU Ba 23.
- LUNDSTRÖM, INGMAR, 1974: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping SV. – SGU Af 109.
- 1976: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping SO. – SGU Af 114.
- NATHORST, A. G., 1878: Beskrifning till kartbladen Landsort och Källskären. – SGU Aa 65 & 66.
- PALMGREN, L. 1872: Mineralogiska notiser från Södertörn. – GFF Bd1. 1872–74.
- 1874: Beskrifning till kartbladet "Årsta". – SGU Aa 50.
- 1874: Beskrifning till kartbladet "Nynäs". – SGU Aa 51.
- PATCHETT, P. JONATHAN, 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. – SGU C 747.
- RAMSAY, J. G., 1967: Folding and Fracturing of Rocks. – Mc Graw-Hill, New York.
- STOLPE, M. 1871: Några ord till upplysning om bladet "Hörningsholm". – SGU Aa 45.
- 1874: Beskrifning till kartbladet "Björksund". – SGU Aa 53.
- STRECKEISEN, A. L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. – N. Jb. Miner. Abh. 107, s. 144–240.
- STALHOS, GÖRAN, 1962: Nya sunpunkter på sörmålandsgnejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. – SGU C 587.
- 1969: Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund. – SGU Ba 24.
- 1972: Beskrivning till berggrundskartbladen Uppsala SV och SO. – SGU Af 105–106.
- 1974: Beskrivning till berggrundskartan Enköping SO. – SGU Af 110.
- 1975: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping NO. – SGU Af 115.
- 1976: Aspects of the regional tectonics of eastern central Sweden. – GFF 98, s. 146–154.
- SUNDIUS, N., 1942: Södermanlands kalkstenar och kalkindustri. – Sörmlandsbygden. Årsbok 1942.

- TORNEBOHM, A. E., 1882: Beskrifning till blad 9 af geol. öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag. – Jernkontoret, Stockholm.
- WELIN, E. och BLOMQVIST, G., 1964: Age measurements on radioactive minerals from Sweden. – GFF 86.
- WELIN, E. och LUNDQVIST, TH., 1977: Rb-Sr dating of the Råtan granite, central Sweden. – GFF 99, s. 417–420.
- WELIN, E., GORBATSCHEV, R., och LUNDEGARDH P. H., 1978: Rb-Sr dating of rocks in the Värmland granite group in Sweden. – GFF 99, s. 363–367.
- WINKLER, G. F., 1970: Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. – N. Jb. Miner. Abh. 5, 1970, s. 189–248.
- ÅBERG, GÖRAN, 1978: A geochronological study of the Precambrian of southeastern Sweden. – GFF 100, del 2.
- ÅHALL, KARL INGE, 1975: Undersökning av diabasgångar inom det topografiska bladet 9H Nyköping NO i Södermanlands län. – Chalmers Tekn. Högskola, Göteborgs universitet, geol. inst. publ. B. 53.

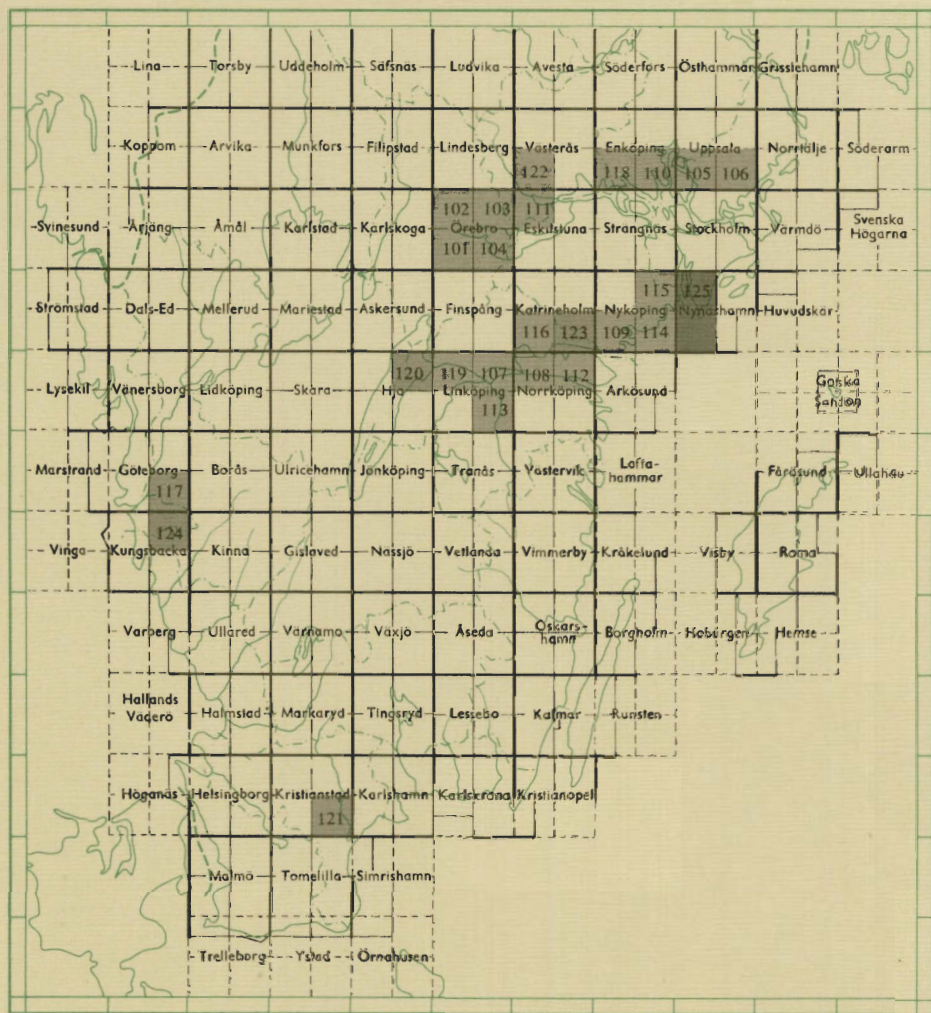
Svekokarelsk utveckling i östra Mellansverige

Göran Stålhös 1979

Pl. 2



Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



PRISKLASS B

Distribueras genom

LiberKartor

162 89 VÄLLINGBY

ISBN 91-7158-173-1