

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af • Nr 115

GÖRAN STALHÖS

BESKRIVNING

TILL BERGGRUNDSKARTAN

NYKÖPING NO

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

NYKÖPING NO



STOCKHOLM 1975

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 115

GÖRAN STÅLHÖS

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN
NYKÖPING NO**

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
NYKÖPING NO

STOCKHOLM 1975

ISBN 91-7158-086-7

VÄXJÖ 1975 C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB

INNEHÅLL

Summary	4
Inledning	10
Sedimentgnejsjer	12
Granat-cordierit-sillimanit-andalusitådergnejsjer	13
Plagioklaskvartsiter och samhöriga gnejsjer	20
Skarnbergarter	22
Leptiter, glimmerleptiter och skarnleptiter	26
Konglomerat	36
Urkalkstenar	38
Metabasiter	48
Äldre (synorogena) intrusivbergarter	49
Djupgrönstenar	49
Granitoider (kvartsdioriter, granodioriter och graniter)	51
Intraorogena gångar	59
Yngre (serorogena) granitiska bergarter och pegmatiter	60
Metamorfos	65
Stortektonik och stratigrafi	73
Spricktektonik	84
Diabas, monzodiabas och granofyr	87
Kisfyndigheter invid diabaser	95
Nyttosten	96
Litteratur	98

SUMMARY

Solid rocks of the map-sheet Nyköping NO

The centre of the present map-area is situated about 60 km to the southwest of Stockholm, the capital of Sweden. The bedrock in this area forms part of the old Svecofennian orogenic belt with its principal extension in Central and Northern Sweden as well as in Southern and Central Finland. The age of the Svecofennian orogenic activity seems to be between 2 100 and 1 750 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).

During the early folding with compression from east to west, synorogenic dry intrusives of different composition from hot distal sources were introduced, such as diorites, quartz diorites, granodiorites and granites (green and brown in the map). These rocks occupy more than 50 % of the map-area. The intrusives mentioned as well as surrounding supracrustal rocks are now more or less schistose (planar and/or linear) owing to the synchronous folding, but also due to a late-orogenic (serorogenic) cross-folding acting between north and south. Younger than these periods of deformation and thus lacking orogenic schistosity, are granites and associated pegmatites (red in the map) with small extension in the map-area, notably around Lake Sillen. These rocks were probably formed during wet conditions through mobilization of deeply buried segments of metasediments of the basement still containing potential water.

After the consolidation of the synorogenic intrusives, but before the late-orogenic folding, joints and fissures were opened and filled with basaltic magmas. The dike-rocks formed during this intraorogenic stage now appear as fine-grained amphibolites with more or less pronounced lineation (Table 2 f).

Fig. 10 gives a general view of the metamorphic PT conditions of the area. A stratigraphic column is shown in Table 8.

Doleritic dikes, even-grained as well as porphyritic (Fig. 15), are common and younger than the Svecofennian rocks of the area (cf. Tables 9 and 10). Eruptive breccias with xenoliths of the surrounding rocks have been found at several places in the dolerites (Fig. 16). The dikes, probably of Jotnian age (about 1 200 mill. years), are now and then cut by associated granophyric dikes (Fig. 17).

A short description of the different rocks, their relations and behaviour will now be given. A number of planimetric analyses are summarized in Diagrams 1—5 and Tables 2 and 9. Furthermore numerous chemical analyses of rocks and minerals will be found in Tables 1, 3, 4, 5, 6, 7 a, 7 b, and 10. As for the

nomenclature of the igneous rocks, the recommendations of Streckeisen 1967 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. In spite of a considerable Al surplus some of the meta-argillites are fairly rich in SiO_2 . The Cr and Ni contents are rather high, and the quotient $\text{Cr/Ni} \approx 2$. The B content is very low, though with strong local concentrations (2 000 ppm). Finally the composition of garnet and biotite in the meta-argillites may be seen in Tables 7 a and b and Fig. 11.

The meta-arenitic counterpart to the meta-argillites is usually a greyish blue, fine-grained rock with a smooth quartzitic appearance and an even-grained, granoblastic, somewhat schistose texture. The mineralogical compositions of the meta-arenites or alternatively the plagioclase-quartzites are shown in Diagram 1. The Al surplus in these rocks is in most cases rather low ($t \approx 7$) in comparison with the meta-argillites. The rocks may be described as quartz-rich, biotite-bearing plagioclase gneisses where potassic feldspar is almost lacking (cf. Fig. 6). If present, this mineral probably is of secondary origin. Different types of skarn-bearing rocks are intercalated as thin sheets in the metasediments. These are light skarn-bearing quartzites (kV), cummingtonite quartzites and garnet skarn, the compositions of which are seen in Tables 2a, b and c. Thin metabasitic layers of different composition and origin are also met with in the metasediments. Most of these have an ordinary amphibolitic composition (Table 2e, spec. 106), but in some cases as in spec. 151 c, orthopyroxene and clinopyroxene (Tables 2 and 4) have become dominant.

The mineralogical compositions of leptites, mica leptites and skarnic leptites are summarized in Diagram 2. These mostly banded and fine-grained rocks, constantly rich in potassic feldspar, seem to derive their origin from volcanic ashes intermingled with varying amounts of clastic sediments and chemical precipitates. The resulting rocks are mica leptites (Diagram 2, left and Figs. 3a, b), and skarnic leptites (Diagram 2, right, and Fig. 4). Between these two extremes the pure leptites may represent the composition of pure volcanic ashes (Diagram 2, central part). Table 3 gives further information on the leptites regarding chemical and mineralogical compositions, Niggli values and content of minor elements. The analysed rocks represent very fine-grained leptites interbedded as thin layers in the carbonate rocks of the area (Fig. 5). The Al surplus is low

or completely missing, while the k and mg contents are very high. The Cr, Ni and V contents are very low in relation to the meta-argillites. The content of B is moderate and evenly distributed in contrast to the meta-argillites. The composition of all leptites and meta-arenites regarding distribution of quartz (Q), total feldspar (A+P) and other minerals (M) is seen in Fig. 6. The leptites are rich in potassic feldspar and poor in quartz. The meta-arenites, on the contrary, are dominated by quartz and plagioclase. The primary volcanic ashes may have had alkalirhyolitic or alkali-trachytic compositions. The skarnic components of the leptites are mostly hornblende, epidote and diopside. Magnetite appears quite often as a minor constituent, especially in the dark skarnic leptites. This is evident from the separate map of magnetic total intensity, where high anomalies occur in some leptite areas. Small concentrations of magnetite ores are sometimes met with as thin sheets in the leptites or as dispersed magnetite nodules in intrusive pegmatitic bodies. Magnetite ores of economic importance have long been known in leptites of the same type about 10 km to the southwest of the present map-area.

The leptites are associated with crystalline limestones and dolomites, the stratigraphical position of which is shown in Table 8. These carbonate rocks rest upon leptites and are now found in more or less complicated synclines formed by folding around axes running approximately north—south and later refolded around axes directed east—west (cf. Figs. 14 a—g). The chemical and mineralogical compositions of different carbonate rocks are presented in Tables 5 and 6. Fine-grained crystalline limestones dominate. There exist at least two horizons of carbonate rocks within the region, the lower one usually some tens of metres thick and the upper one reaching thicknesses of between 100 and 200 metres.

Increasing content of CO_2 emerging from volcanic exhalations possibly initiated precipitations of Ca^{2+} and Mg^{2+} in the seawater and thus originated at least part of the carbonate rocks mentioned. However, an organogenic formation of this kind of carbonate rocks may also be considered on account of several finds of stromatolitic algae in central Sweden.

A conglomerate (kgf), about 5 metres thick and containing wellrounded, light pebbles, was found near Lake Sillen at the top of the leptite-limestone section (Fig. 7). The pebbles of mica leptite as well as the fine-grained alkalirhyolitic matrix make the conglomerate unquestionably intraformational and volcanogenic. Shallow water and intermittent land areas thus seem to have existed during the deposition of the leptites and the associated carbonate rocks.

Synorogenic intrusives of basic composition are as far as is known only represented by some few dioritic bodies within the map-area. The composition of these may be seen in Diagram 3. Plagioclase (An_{30}), hornblende, biotite and quartz are the main minerals. The texture is usually medium to fine-grained and strongly schistose. Synorogenic schistose granitoids, usually designated as gneiss-granites according to Swedish nomenclature, are represented in order of importance by quartz diorites, granodiorites and granites. The mineralogical compositions of these rocks are represented in Diagram 4. Grey or reddish grey

gneiss-granites of quartz-dioritic or granodioritic composition make up about 75 % of the old granitoids in the area. Porphyritic reddish grey granodiorites to granites are common in the areas to the south. Red granites occur in a few places such as to the south and southeast of Vagnhäräd (7j; Fig. 8). These red granites may be results of gravitational differentiation in the main intrusion of granitoid magma. This is suggested by the internal zonation into a red marginal (upper) and a grey (lower) central gneiss-granite within an overturned and later cross-folded anticlinal structure about 1.5 km SE of Vagnhäräd.

Due to assimilation, rocks transitional between the granitoids and the supracrustal rocks have been formed on a large scale, not least in the southern part of the area. The granitoids have here often been intermingled with leptites and are locally very heterogenous regarding grain-size and colour. Dispersed pieces of leptite border sometimes distinctly on the granitoids and sometimes with gradual transitions. Mixing between granitoids and meta-argillitic rocks with high potential water content may have given somewhat different results, such as in the Likstammen (7g) — Ludgo (6f) area. The granitoids have in this case been strongly enriched in micas before their crystallization. During the late-orogenic culmination of the metamorphism, the above-mentioned parts of the granitoids containing considerable amounts of potential water, seem to have been remobilized or regenerated to give an almost homogeneous rock, in places completely devoid of older structures. Garnets are almost constantly found in this rock. In addition, cordierite and andalusite have been noted. The Al surplus differs as much (≈ 10) from that of the granitoids as from that of the meta-argillites, suggesting a mixture of equal parts of the components. The composition of the rock is almost granodioritic and the texture hypidiomorphic with grain-sizes between 2 and 5 mm.

The young cross-cutting serorogenic 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 \cong microcline \cong plagioclase \gg biotite (cf. Diagram 5, right). Isolated small bodies of garnet-bearing granites with variable grain-size probably also belong to this group of young intrusives (Diagram 5, left and Fig. 9). The serorogenic 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 Nyköping area are summarized in Fig. 10 (shaded area). 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 (An_{25}) of the region. The coexistence of cordierite and almandine on one side (Hirschberg—Winkler 1968, p. 30) and andalusite-sillimanite on the other side points to a possible optimal pressure (P_{H_2O}) around

3—4 kb during the metamorphism. The temperature interval may have been ≈ 675 — 725° . The occurrence of orthopyroxene in some basic rocks (p. 5) indicates very high temperature of formation and low P_{H_2O} (Fig. 10). These conditions probably existed during the highest stage of metamorphism, the water content then being strongly reduced ($P_{H_2O} \ll P_{load}$) due to optimal anatectic processes in the surrounding metasediments. The development of veined gneiss is not restricted to the metasediments. The leptites and the granitoids are also veined to some extent. The veins of the leptites are dominated by potassic feldspar and quartz. With some exceptions they have probably appeared owing to internal metamorphic differentiation (Fig. 3 b and Diagram 2). 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 anatectic processes.

Typical index minerals in the limestones and dolomites are diopside (Tables 4 and 6) and olivine (forsterite). Due to retrograde metamorphism most of the forsterite has been serpentinized. In the skarnic quartzites (Table 2 a) diopside, grossularite and plagioclase (An_{70-80}) have been observed. Secondary minerals here met with are epidote-clinozoisite and sericite.

A high anorthite content (An_{70-90}) is typical of the cummingtonite-quartzites as well as the hornblende-biotite garnet skarn (Tables 2 b, c), the latter rocks being almost exclusively associated with leptites and carbonate rocks.

Two main phases of folding caused by pressure acting at first from east to west and later from north to south seem to have been at work within the region. During the first (synorogenic) deformation the strata were overturned isoclinally, more or less constantly in a westerly direction (Fig. 13). A later (serorogenic) north-south compression superimposed on the axial planes now dipping to the east (Stålhös 1969, p. 18) caused the present almost constant easterly dip of lineations and fold axes of the area (cf. Fig. 12.)

A special map (Plate 1) has been prepared to give a more complete tectonic picture of the region. This map includes not only the northeastern part of the present map-sheet but also the northwestern edge of the neighbouring map-sheet Nynäshamn NV. A block-diagram of this area is also presented in Plate 2. The area (Plate 1) just happens to represent a very distinct zone of interference between old (O) north-south trending structures (axial planes, synforms or antiforms) and later (Y) superimposed structures (synforms or antiforms) oriented east—west. The granitoids of Plates 1 and 2 are believed to represent the lowermost unit of the area. These rocks may have been intruded during the first phase of deformation somewhere in the frontier zone between the supracrustal rocks and their primary basement. The mechanism of these intrusions as well as problems about their areal distribution still remain to be explained.

The later folding (serorogenic) took place during very plastic conditions with culminating regional metamorphism and formation of veined gneisses throughout the whole area. According to Plate 1 three different granitoidic antiforms directed east—west were squeezed up during this cross-folding between north and

south. The present configurations or figures of interference now exhibited by the leptite-limestone stratas at Lövsta—Vagnhärad (7i) as well as at Fredriksdal (7j; Fig. 14 f, g) resemble those recorded by Ramsay (1962, p. 466—481) when combining the effect of two successive pressures at right angles to one another, the first of them causing isoclinal overfolding.

The observed interference design could never have been developed if pressures in different directions had acted simultaneously. A distinct time-gap of unknown duration may thus be assumed to have existed between the two periods of folding. This time-gap or intraorogenic period is characterized by basic dike intrusions (p. 4).

Numerous zones of fracture as well as breccias (B) and mylonites (M) due to repeated, postorogenic movements are shown in a separate map of the area Nyköping NO. Lineations, fold axes, foliations and late schistosity as well as doleritic dikes of different sizes are also reported in this map.

Furthermore, a map of the magnetic total intensity of the area has been prepared, showing *inter alia* a very close coincidence between several dolerite dikes and narrow zones of strong magnetic anomalies.

Inledning

Kartbladsområdet Nyköping NO, vars mittpunkt är belägen ca 60 km sydväst om Stockholm, består till ungefär två tredjedelar av vidsträckta, mer eller mindre skogklädda, delvis välblottade hållmarker. Stora delar av dessa intar nivåer från 40 till 60 m över havet och enstaka höjder når upp över 80 m. Låglänta, öppna och bördiga jordbruksområden förekommer främst i öster kring Tureholm (6j), Västerljung k:a (6i) och Vagnhärad (7j), vidare mellan Tystberga (5g) och Sättersta k:a (6g) i sydväst samt mellan Frustuna k:a (9h) och Björnlunda (9f) längst i norr. Ett flertal djupt nedskurna sprickdalgångar mellan de stora hållmarksblocken intas av långsträckta sjöar och havsvikar, av vilka främst märks den nordnordvästligt orienterade sjön Sillen med fortsättning åt sydost i Hällsviken.

Om man bortser från ett stort antal yngre genombrytande diabasgångar med en sannolik ålder av ca 1 200 milj. år utgör berggrunden inom kartbladsområdet en del av den svekofenniska, alternativt svekokarelska orogenzon, vilken dominerar berggrunden inom östra, mellersta och norra Sverige samt stora delar av Finland. De yttre åldersgränserna för den orogena utvecklingen inom denna zon har fixerats till tiden mellan 2 100 (± 100) och 1 750 (± 50) milj. år i samband med utarbetandet av den tektoniska Europakartans andra upplaga.

Ytbergarter, mestadels av sedimentursprung (ljusblå), små förekomster av urkalksten (mörkblå), samt underordnade, sannolikt vulkanogena bildningar, s. k. leptiter (gula), upptar tillsammans knappt halva kartarealen. Minst lika stor del utgörs av gamla, mer eller mindre förskiffrade djupintrusiv (synorogena) såsom kvartsdioriter, granodioriter och graniter (bruna), jämte anslutna, sparsamt företrädade dioriter (gröna). Återstoden mindre än tio procent av arealen består av unga, massformiga¹ graniter och pegmatiter (serorogena; röda på kartan), av vilka de förstnämnda helt överväger. Tidsmässigt mellan de äldre och yngre intrusiven uppträder sparsamt en ur tektonisk synpunkt väl definierad svit av intraorogena basiska gångeruptiv.

Den äldsta regionala karteringen inom kartbladsområdet ägde rum mellan åren 1865 och 1874 i samband med tillkomsten av kombinerade jordarts- och berggrundskartor i skalan 1:50 000 i Sveriges geologiska undersöknings regi. Det nykarterade kartbladet Nyköping NO faller helt

¹ I stor utsträckning sekundärt granulerade efter orogenesisen inom detta kartbladsområde.

inom ramen för fyra av de äldre kartbladen, nämligen Trosa (56 %), Hörningsholm (24 %), Tärna (15 %) och Malmköping (5 %).

En bättre överblick av de geologiska förhållandena än dessa ger den av A. E. Törnebohm utgivna, heltäckande berggrundskartan över Mellersta Sveriges Bergslag i skala 1:250 000, som även inbegriper det aktuella kartbladet (delar av blad nr 8 och 9). Kartverket med tillhörande beskrivningar tillkom under åren 1876—82 och baserar sig dels på nyssnämnda äldre kombinerade blad och dels på sex års kompletterande fältstudier under Törnebohms ledning. Likheten vad gäller utbredningen av olika bergartsled mellan den av Törnebohm presenterade kartbilden och det nyreknognoiserade kartbladet Nyköping NO inskränker sig väsentligen och tämligen grovt till de lättidentifierade och välbevarade bergarterna av typ yngre granit, diabas, urkalksten och, lokalt, leptit. Övriga genom kraftig omvandling mera svårtolkade led såsom åderförgrejsade ursprungliga sedimentbergarter, starkt förgrovade metavulkaniter eller ådrade och förskiffrade äldre graniter har däremot av förklarliga skäl i allmänhet ej kunnat skiljas isär inom den gamla kartan.

Berggrunden inom kartbladet Nyköping NO påminner starkt om den i nordost angränsande Stockholmsregionen, som tidigare behandlats tämligen utförligt av förf. (G. Stålhös 1969, s. 1—190). Vad gäller företeelser gemensamma för de båda områdena kommer i det följande att hänvisas till nämnda arbete.

Förutom kartor över berggrund och spricktektonik, den senare kommenterad i kapitlet om spricktektonik, innefattar den bifogade kartfoldern även en magnetisk totalintensitetskarta. Denna ger i huvudsak en bild av magnetitens fördelning inom berggrunden, medan det betydligt svagare magnetiska mineralet magnetkis knappast torde förekomma i sådana kvantiteter, att några påtagliga anomalier utbildats. Endast i den mån magnetiten är regelbundet knuten till speciella bergartstyper, kan en viss överensstämmelse mellan bergartsgränser och magnetiska konturgränser förväntas. Detta är fallet främst i fråga om vissa leptiter, speciellt de mörka, samt diabaserna, vilka båda vanligen för magnetit och givit upphov till merparten av de kraftigare magnetiska anomalierna i området. När det gällt att spåra och i kartan avgränsa nämnda bergartsled, har den magnetiska kartan varit av stort värde. Vad gäller fördelningen av magnetiska mineral inom övriga bergartsled har föga eller ingen tendens kunnat spåras, vilket i hög grad begränsat den magnetiska kartans användbarhet såsom hjälpmedel vid fastställandet av bergartsgränser.

Behjälpliga vid utförandet av de planimetriska analyserna enligt point-countermetoden har varit Birgitta Bygghammar (leptiter och diverse metabasiter) och Stellan Ahlin (gnejsgraniter och dioriter). En specialstudie av diabaserna inom kartbladsområdet utförd av Carl Inge Åhäll utgör delvis bakgrunden till kapitlet om diabaserna.

De kemiska mineral- och bergartsanalyserna jämte spårelementanalyser har utförts enligt gängse laboratorierutin vid SGU (smältisoförmering A). Beträffande analysnoggrannhet och metodik hänvisas här till en utförlig redogörelse i metodikkapitlet i kartbladsbeskrivningen Uppsala SV och SO (Stålhös 1972, s. 7).

Genom Claes Ålinders försorg har ett flertal mineralanalyser utförts på mikrosonden vid SGU:s laboratorium, liksom också några halvkvantitativa mineralanalyser med hjälp av mikrodispersiv röntgen.

Behjälpliga vid karteringsarbetet har varit geologerna Christer Löfgren, Jan Bida, Peter Fels, Tom Bergh och Birger Fogdestam.

Vid utarbetandet av det tektoniska kapitlet i denna beskrivning har värdefulla uppslag och konstruktiv kritik från mina kolleger Ingmar Lundström och Anders Wikström varit till ovärderlig nytta.

Till sist skall nämnas, att djuperuptiv och vulkaniter i huvudsak klassificerats på basis av mineralogisk sammansättning i enlighet med principer utarbetade av Streckeisen (1967). Dessa klassifikationsprinciper tillämpas numera genomgående inom SGU.

Sedimentgnejser

Området öster om sjön Sillen (8h, i) domineras av sedimentgnejser med underordnade inlagringar av övriga förekommande bergartsgrupper såsom leptiter, urkalkstenar och äldsta granitoider. Väster om sjön, däremot, bildar sistnämnda granitoider huvudmassan av berggrunden och innesluter i stor skala dispergerade och lokalt upplösta sedimentgnejser i vindlande stråk jämsides med isärslitna och veckade skivor av leptit och urkalksten. Blandbergarter i gränserna mellan granitoiderna och sedimentgnejserna är vanliga i detta område (se s. 55), till skillnad från området öster om Sillen, där skarpa kontakter överväger.

Sedimentgnejser, vilkas ursprung kan ledas tillbaka på normala vittrings-sediment, upptar ca 40 % av kartbladsarealen. Bland dessa märks främst grovt ojämnkorniga, kvarts-fältspatådrade, biotitsliriga gnejser med växlande, ofta rikligt inslag av de aluminiumrika karaktärsmneralen cordierit,

granat, sillimanit och andalusit. Mineralen ifråga antyder att primärt lerrika och följaktligen också aluminiumrika sediment bildat utgångsmaterial till dessa gnejser. I oregelbunden växellagring med nu nämnda led finner man underordnat fältspatkvartsitiska gnejser eller närmare bestämt plagioklaskvartsiter, vilkas ursprung torde kunna föras tillbaka på ett något grövre, mosandigt inslag i den f. ö. dominerande, lerrika sedimentationen. Endast i en zon utmed kartbladets norra del väster om Gnesta tycks gnejser av detta slag ha en betydande utbredning. Lokala inslag av viss omfattning har även noterats inom triangeln Tureholm (6j) — Västerljung k:a — Trosa k:a (7j).

Granat-cordierit-sillimanit-andalusitådergnejser

Kartbladets ådergnejser är vanligtvis mycket ojämnkorniga (kornstorlekar $< 1/2$ mm upp till flera mm) och i detalj heterogena med avseende på den mineralogiska sammansättningen, vilket i huvudsak omöjliggjort utförandet av meningsfulla volymetriska analyser inom ramen för ett slipprov. Av denna anledning har bergarternas sammansättning i stället beräknats via en halvkvantitativ bestämning av mineralfördelningen under mikroskop kombinerad med den approximativt kalkylerade ekvivalentnormen för motsvarande led från tio kemiska analyser i tabell 1.

Huvudmineral (> 25 vol.-%) utgör ettdera eller två av mineralen kvarts, mikroklin och plagioklas, dock aldrig de båda fältspaterna samtidigt. I ett fall (pr. 120) ingår även biotit bland huvudmineralen. Kombinationen av väsentliga mineral (5—25 vol.-%) är starkt varierande. Typiska representanter för detta intervall är kvarts och fältspat i den mån de icke bildar huvudmineral (se ovan), vidare biotit, cordierit, granat, sillimanit och/eller andalusit. De tre senare mineralen utgör dock ungefär lika ofta underordnade mineral (1—5 vol.-%). Även grafit förekommer undantagsvis i detta mängdintervall. Viktigaste accessoriska mineral (< 1 vol.-%) utgör grafit, magnetkis, apatit och zirkon. I ett enstaka fall har en planimetrisk analys utförts på ett tämligen jämnkornigt prov (154) från L. Boholmen i Gise-sjön (5j), vilket i mera påtaglig form får exemplifiera sammansättningen i en ådergnejs av utpräglat metaargillitisk typ. Dess sammansättning är följande: kvarts och mikroklin vardera med ca 25 vol.-%, plagioklas (An_{32}), biotit och cordierit ungefär lika med ca 15 vol.-%, sillimanit 4 % samt granat och grafit tillsammans ca 1 %.

Till det yttre är sedimentådergnejserna grå, mer eller mindre biotitsliriga

TABELL 1. Kemiska och halvkvantitativa mineralogiska analyser av tio sedimentådergnejser från kartbladet Nyköping NO
Chemical and semi-quantitative mineralogical analyses of ten veined gneisses of sedimentary origin from the map-area

Prov nr Spec. No Vikt-%	120	88	55	54b	144a	82	48	22/72	64	134
Lab. nr	010 8851	010 8852	010 8848	010 8846	010 8853	010 8850	010 8849	010 8845	010 8847	010 8844
SiO ₂	56.6	59.5	61.6	61.8	64.8	67.3	72.4	76.8	78.5	78.7
TiO ₂	0.84	0.96	0.63	0.89	0.94	0.52	0.72	0.63	0.50	0.52
Al ₂ O ₃	22.0	21.9	17.9	17.8	16.3	15.5	14.0	11.3	9.7	10.6
Fe ₂ O ₃	1.1	1.1	1.0	0.9	0.7	0.5	0.7	0.5	0.2	0.4
FeO	6.4	5.8	8.4	5.7	5.5	5.3	3.9	4.5	3.2	3.3
MnO	0.07	0.02	0.15	0.03	0.04	0.11	0.03	0.04	0.02	0.04
CaO	0.3	0.1	1.2	0.3	1.6	1.9	0.6	0.2	0.2	0.8
MgO	2.4	2.3	2.8	2.6	2.2	2.0	1.5	3.0	1.5	1.3
Na ₂ O	0.8	0.8	1.4	1.1	2.4	2.5	1.6	0.5	0.7	1.3
K ₂ O	5.0	4.0	2.7	4.6	2.9	2.0	3.3	1.7	2.3	1.6
BaO	0.11	0.07	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.02	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.07	0.04	0.05	0.04	0.07	0.04	0.06	0.03
H ₂ O > 105°C	3.8	1.4	1.1	1.3	1.2	1.4	1.4	0.9	0.9	0.8
H ₂ O < 105°C	0.8	0.2	0.3	0.3	0.3	0.5	0.3	0.2	0.3	0.3
S	0.23	0.88	0.05	0.75	0.11	0.04	<0.02	<0.02	0.02	0.03
Summa	100.5	99.1	99.4	98.2	99.1	99.6	100.6	100.3	98.1	99.7
t=Niggli ¹	32	37	23	25	15	15	21	28	25	21
Al-översk. ²	17	19	12	12	7	7	8	10	7	6
katjon-%										
Al ₂ SiO ₅ ³	26	29	18	18	11	11	12	15	11	9

Huvud-mineral >25 vol.-% <i>Main minerals</i>	Biotit-klorit	Kvarts Mikroklin	Kvarts	Kvarts Mikroklin	Plagioklas (An ₂₇) Kvarts	Kvarts (>30 %) Plag. (An ₃₀)	Kvarts (>40 %)	Kvarts (>55 %)	Kvarts (≈ 60 %)	Kvarts (≈ 60 %)
Väsentliga mineral 5–25 vol.-% <i>Essential minerals</i>	Kvarts Mikroklin Cordierit And.-sill. Plag. (An ₁₇)	Cordierit Biotit – klorit Sillimanit Plag. (An ₆) Turmalin	Biotit – klorit Plag. (An ₃₃) Mikroklin Granat Cordierit	Cordierit Biotit – klorit Plag. (An ₁₂)	Biotit – klorit Mikroklin Cordierit	Biotit Granat Cordierit	Plag. (An ₁₇) Biotit – klorit Mikroklin Cordierit	Biotit – klorit Andalusit Cordierit Plag. (An ₁₈)	Biotit – klorit Cordierit Plag. (An ₁₃) Mikroklin	Plag. (An ₂₄) Biotit – klorit Andalusit- sillimanit
Underordnade mineral 1–5 vol.-% <i>Subordinate minerals</i>	Granat	Magnetkis	Sillimanit- andalusit	Andalusit- sillimanit Magnetkis	Sillimanit Grafit	Mikro- klin	Sillimanit Muskovit (sekundär)		Andalusit- sillimanit	Granat Cordierit Mikroklin
Accessoriska mineral <1 vol.-%	Grafit Magnetkis	Zirkon	Zirkon Turmalin	Grafit Zirkon	Magnetkis Titanit	Grafit Zirkon	Grafit Zirkon	Zirkon Apatit	Grafit Zirkon Apatit	Grafit Zirkon
ppm										
Vanadin	210	205	180	210	290	280	200	195	135	120
Bor	50	2000	<10	<10	<10	20	<10	<10	<10	<10
Krom	120	90	110	110	160	115	140	170	100	60
Nickel	50	45	40	55	40	20	40	55	30	25
k Niggli	0.80	0.76	0.55	0.73	0.44	0.34	0.57	0.69	0.68	0.44
mg „	0.36	0.37	0.34	0.41	0.38	0.37	0.36	0.51	0.44	0.38

¹ t = al-(c+alk)

² Al-överskott = Al-(K+Na+2Ca)
Al surplus (cation %)

³ Teoretisk mängd Al₂SiO₅ ekvivalent med resp. Al-överskott
Theoretical quantity of Al₂SiO₅ equivalent to the Al surplus, respectively

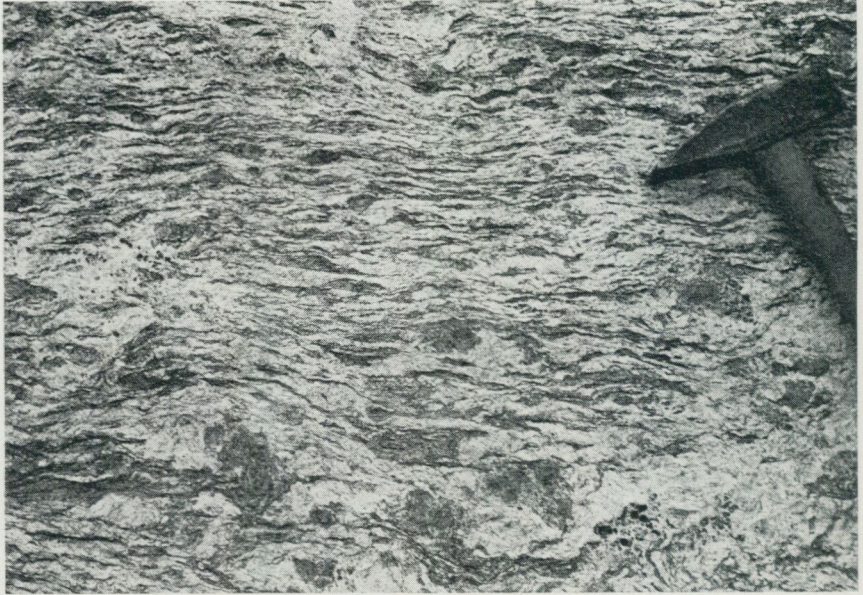


Fig. 1. Typisk biotitslirig granat-cordieritådergnejs (granat i större rundade individ och cordierit som små svarta korn). — Källsmo, ca 750 m SV om Hölö stn (9j).
Typical veined garnet-cordierite gneiss of meta-argillitic composition.

-
120. Cordierit-sillimanit-granatådergnejs. — 1.5 km OSO om Sättersta k:a (5g).
 88. Turmalinrik cordierit-sillimanitådergnejs. — Höjd ca 200 m VSV om Alby, ca 2.2 km VSV om Vagnhärad k:a (7j).
 55. Granat-cordierit-sillimanit-andalusitådergnejs. — N om Åda herrgård, ca 3 km SO om Vagnhärad k:a (7j).
 54b. Cordierit-sillimanit-andalusitådergnejs. — 2 km OSO om Mölnbo stn (9i).
 144a. Cordierit-sillimanitådergnejs. — 500 m V om Axsjön (8f), NV om Likstammen.
 82. Granat-cordieritådergnejs. — 250 m V om Stortorp, ca 1.5 km SSO om Torsåker k:a (7h).
 48. Cordierit-sillimanitådergnejs. — 1.8 km NV om Hjortsberga beläget invid Vårdinge k:a (9h).
 22/72. Kvartsrik andalusit-cordieritådergnejs. — Vinberga (9g), ca 4.5 km V om Gnesta stn.
 64. Kvartsrik cordierit-andalusit-sillimanitådergnejs. — Ekebonäs (6j), ca 1.8 km OSO om Västerlång k:a.
 134. Kvartsrik andalusit-sillimanit-granatådergnejs. — 500 m O om Näset (8f) på östra stranden av Båven.

och kvarts-fältspatådrade, ofta med ett iögonfallande inslag av stora (5—50 mm), mörkvioletta granater, särskilt i områdena öster om sjön Sillen (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 iaktas sällan med blotta ögat och uppträder i allmänhet inom slipprovet som en fingrynig massa inom de parallellanordnade biotitskikten.

Mikroklinen i bergarterna är omväxlande grov- och finpertitisk. Då porfyroblaster uppträder, är dessa relativt fria från inneslutningar. **Mineralet** torde ej ha utgjort en primär beståndsdel i de ursprungliga sedimenten utan i huvudsak ha bildats genom sekundära reaktioner främst mellan kvarts och muskovit-biotit i samband med omvandlingen (se s. 65 och Stålhös 1969, s. 171).

Plagioklasens anortitinhåll växlar inom vida gränser med An_{20} som ett ungefärlig medeltal (se tabell 1 från An_6 till An_{33}). Myrmikitstrukturer mellan plagioklas och mikroklin förekommer allmänt.

Biotiten är mestadels pleokroitisk i färger från svagt gulbrun till rödbrun. I några fall (pr. 134 och 144a) har dock noterats en frisk biotit pleokroitisk från svagt grön till kraftigare grön (jfr I. Lundström 1974, s. 87). Den kemiska sammansättningen av rödbrun biotit i ådergnejserna (8 analyser) framgår ur tabell 7a. Mineralet har en för biotiter i metamorfa bergarter tämligen normal aluminiumrik sammansättning med ungefär 1 alkali på 2 Al. En viss ehuru måttlig kloritisering av biotiten är vanlig och utgör ett resultat av metamorforsens retrograda skede.

Granaten bildar i huvudsak kompakta, isometriska individ men innesluter lokalt också små kvartsfält och undantagsvis biotit jämte sillimanit. I ett fall från trakten av Mölnbo stn (prov 56b) bildar mineralet långa, utmed s-ytorna utsträckta individ. Granatens kemiska sammansättning framgår av tabell 7b (8 analyser). Mineralet uppbyggs till övervägande del av almandin (70—85 mol.-%), pyrop (7—22 mol.-%), jämte ett underordnat och varierande inslag av grossular, andradit och spessartin.

Cordieriten i nu nämnda bergarter bildar genomgående kompakta individ, om man bortser från lokalt inneslutna små sillimanitnålar (pr. 55). Mineralet är ofta polysyntetiskt tvillingbildat och uppträder i ungefär lika delar som glasklara, friska korn med normal dubbelbrytning eller som svagt gulfärgade, över hela ytan omvandlade, isotropa individ. Sistnämnda omvandling till ett klorit- eller serpentinliknande mineral har i allmänhet ägt rum från periferin in mot kornets centrum. Ett annat slag av omvandling

har väsentligen utgått från mineralets spaltgenomgångar och har efterhand kunnat drabba hela mineralkornet. Omvandlingsprodukten är i detta fall en sericitliknande substans (pinit). I några fall omsluter cordieriten helt granaterna och visar sig därigenom vara senare bildad än dessa (pr. 43 i tabell 7). Den kemiska sammansättningen av en frisk cordierit i prov 43 bestämdes med mikrosond till följande: $\text{SiO}_2 = 50.8$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 30.2$; $\text{FeO} = 9.7$ och $\text{MgO} = 8.0$. Den mol.-procentuella kvoten $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}} = 0.60$ är normal och vanlig för derivat härledda ur lerrika sediment. Som jämförelse kan nämnas värdet 0.65 från en utpräglad cordieritpoikiloblast sannolikt bildad genom kontaktomvandling inom en biotitplagioklasskiffer nära gränsen mot en synorogen kvartsdiorit i trakten av Arlanda (Stålhös 1972, s. 29). Ytterligare ett par kemiska analyser med mikrosond av mera omvandlade cordieriter (pr. 82 och 120) gav kvoterna 0.73 respektive 0.50. I första fallet tycks av analysen att döma omvandlingen ha medfört en minskning av främst SiO_2 (40 %) och FeO under samtidigt tillskott av kalium ($\text{K}_2\text{O} = 1.1$ %). I andra fallet har SiO_2 (44 %) likaledes minskat i relation till den friska cordieriten, MgO däremot ökat under anrikning av Al_2O_3 (35 %) och efter ett ringa kalitillskott ($\text{K}_2\text{O} = 0.6$ %).

Sillimanit och andalusit, som vanligen uppträder jämsides, kan ofta vara svåra att i detalj särskilja kvantitativt. Andalusitens lägre dubbelbrytning är dock i flertalet fall utslagsgivande, liksom sillimanitens vanligen långprismatiska kristaller med optiskt positiv utsträckning. Grafit uppträder huvudsakligen som långsträckta kompakta lameller.

Zirkon förekommer ofta zonerad med ett rundat centralkorn och en omgivande påväxningsrand. Turmalin (färglös — gulgrön), slutligen, har i ett fall noterats i rikliga mängder i slipprov (5 à 10 vol.-%, prov 88, tabell 1). Mineralet bildar delvis idiomorfa, upp till 0.4 mm stora korn, som är relativt jämnt fördelade över hela slipet. Finpertitiska mikroklinpoikiloblaster innesluter rikligt av både turmalin, biotit och sillimanit i föreliggande fall. Turmalinen torde vara lokalt anrikad från omgivande, ursprungligen mestadels borrika metasediment (jfr Stålhös 1972, s. 36).

De tio ådgernejserna i tabell 1 torde kunna härledas från sediment med primärt starkt växlande innehåll av kvarts och plagioklas men där likväl lerinslaget varit tillräckligt för att generellt åstadkomma ett betydande aluminiumöverskott. Detta framgår av tabell 1 där såväl Niggis t-värde (= relativt aluminiumöverskott) som det absoluta aluminiumöverskottet uttryckt i katjonprocent anføres. Vänstra delen av tabellen representerar

i huvudsak metaargilliter i ordets egentliga bemärkelse, med delvis extremt höga såväl relativa som absoluta aluminiumöverskott. I tabellens mitt (prov 144a, 82) uppträder de plagioklasrikare leden med både relativt och absolut låga aluminiumöverskott, och till höger, slutligen, finns de ursprungligen kvartsrika glimmerkvartsiterna, som visar höga relativa aluminiumöverskott (Niggelis t-värden) men f. ö. måttliga, absoluta överskott (Al-överskott uttryckt i katjon-%). Sistnämnda kvartsrika led skiljer sig genom ett högre aluminiumöverskott och större järnmagnesiumhalter från de tidigare omnämnda (s. 13) och i det följande närmare beskrivna metaarenitiska plagioklaskvartsiterna, vilka sällan drabbats av någon omfattande åderförgnejsning.

Såväl kemiskt som petrografiskt påminner kartbladsområdet ådergnejser starkt om motsvarande led inom Stockholmsområdet, där representerade av bl. a. 25 st kemiska analyser. Niggelis k- och mg-värden är i medeltal praktiskt taget identiska inom respektive områden ($k \approx 0.6$; $mg \approx 0.4$), liksom också al, alk, c och fm. Endast si-värdet, dvs. totala kiselsyre-innehållet i bergarterna, är betydligt större i Nyköpingsområdet (347 mot 253), liksom det relativa aluminiumöverskottet t (24 mot 21). Totala aluminiumöverskottet (katjon-%) är däremot lika i de båda områdena, vilket visar, som jag tidigare anfört (1972, s. 46), att Niggelis t-värde blir numeriskt större i kvartsrika bergarter. Som helhet kan sägas, att sedimentationen får en gradvis tilltagande kvartsitisk prägel, när man rör sig i riktning från Stockholm mot Nyköping, samtidigt som inslaget av lermineral är oförändrat högt. Medan tämligen höga borhalter noterats i icke åderförgnejsade muskovitbiotitglimmerskiffrar inom Uppsalaområdet (Stålhös 1972, s. 17, tabell 2), är enligt tabell 1 borhalterna inom motsvarande åderförgnejsade led i Nyköpingsområdet mycket låga på något undantag när (pr. 88 med 2000 ppm). Sannolikt har bor i det senare området drivits ut vid åderförgnejsningen och i undantagsfall koncentrerats lokalt.

Inslaget av och proportionerna mellan krom (Cr) och nickel (Ni) inom ådergnejserna enligt tabell 1 (Cr/Ni 2/1 — 3/1) stämmer väl överens med fördelningen av dessa spårelement inom de sannolikt ekvivalenta men bättre bevarade metaargillitiska muskovitbiotitglimmerskiffrarna inom kartbladen Uppsala SV, SO och Enköping SO (Stålhös 1974, fig. 4). Vissa biotit-plagioklasskiffrar inom sistnämnda områden, vilka i betydande utsträckning antagits utgöra nedbrytningsprodukter från basiska eruptivbergarter på grund av ett generellt högre innehåll av krom och nickel har däremot ej påträffats inom kartbladet Nyköping NO.

Slutligen skall nämnas, att en detaljerad redogörelse för bergarter svarande mot de nu beskrivna inom den närliggande Stockholmsregionen och för samhörande problem såsom åderförgnejsning m. m. kan erhållas under bl. a. rubriken "Granatådergnejsler-skiffergnejsler" i ett tidigare anført arbete (Stålhös 1969 s. 25—43).

Plagioklaskvartsiter och samhöriga gnejsler

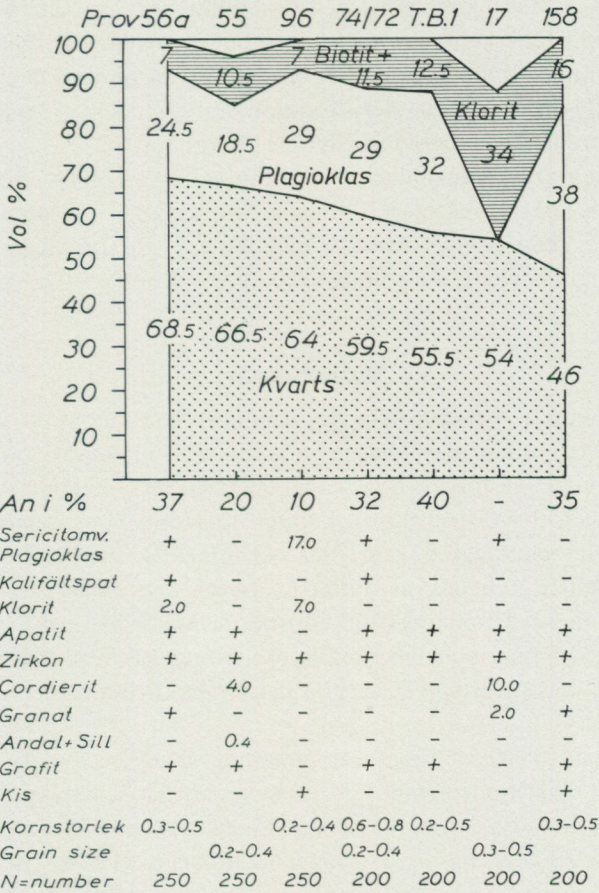
Plagioklaskvartsiterna, vilkas förekomst och utbredning tidigare skildrats i samband med den översiktliga behandlingen av sedimentgnejslerna (s. 13), utgör ett underordnat inslag i de ur lerrikt material bildade granatådergnejslerna. Den mineralogiska fördelningen inom plagioklaskvartsiterna framgår av diagram 1. Kvarts (68—46 vol.-%), plagioklas (frisk eller svagt sericitiserad oligoklas—andesin) och biotit (rödbrun), i nämnd ordning utgör de viktigaste mineralen. Accessoriskt uppträder i huvudsak samma mineral som i granatådergnejslerna ehuru mestadels i mindre kvantiteter. Kornstorlekarna varierar mellan 0.2 och 0.5 mm. 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).

De aktuella bergarterna har granoblastisk textur, är homogena, finkorniga och mörkt grå eller gråblå till färgen. En lokal övergångsform till biotitkvartsit (pr. 17, diagram 1) med snarlikt utseende men utan plagioklas har observerats i ett fall. Här förekommer vid sidan av biotit betydande mängder av samtidigt bildad cordierit, sannolikt på grund av reaktioner mellan tidigare existerande klorit och muskovit i ett skede av stigande metamorfos. Prov 96 åter, är beläget omedelbart invid kontakten till en ca 100 m bred diabas åtföljd av små nickelmalsimpregnationer (se s. 95). Kontaktpåverkan har resulterat i en kraftig sericitisering av plagioklasen och kloritisering av biotiten. Vidare noteras i detta prov en mikrografisk sammanväxning mellan kvarts och albit samt en obetydlig impregnation av magnet- och svavelkis.

Plagioklaskvartsiterna, eller om man så vill plagioklasgnejslerna, har åderförgnejsats i betydligt mindre omfattning än de lerrika metasedimenten, sannolikt på grund av att ursprunglig muskovit i det närmaste saknats. Ådrorna är vanligen raka i dessa ur tektonisk synpunkt relativt kompe-

DIAGRAM 1. Mineralfördelningen inom plagioklaskvartsiter och samhöriga gnejser från kartbladet Nyköping NO

Mineral composition of Svecofennian plagioclase quartzites and plagioclase gneisses from the map-sheet Nyköping NO



- 56a. Plagioklaskvartsit - gnejs. - 1.6 km ONO om Mölnbo stn (9i).
- 55. Plagioklaskvartsit - gnejs. - 250 m N om Berga, ca 1.5 km S om Vagnhärad k:a (7j).
- 96. Plagioklaskvartsit - gnejs i kontakt med diabas. - Gruvstugan (9h), ca 3 km S om Gnesta stn.
- 74/72. Plagioklaskvartsit - gnejs. - 3 km SO om Jakobsberg (9f), vid Hulta (8g).
- T.B.1. Plagioklaskvartsit - gnejs. - Vägsäl 300 m NO om Lomsjön (7g).
- 17. Biotitkvartsit - gnejs. - 250 m O om L. Kattnäs vid Långsjöns ostspets (8j).
- 158. Plagioklaskvartsit - gnejs, ett 2 dm brett skikt i granatådergnejs. - Ca 300 m S om St. Brandsbol östra-mellersta delen av sjön Likstammen (7f).

tenta bergarter och utgör tillsammans en ringa del av bergartens totala volym. I den mån kalifältspat uppträder i plagioklaskvartsiter eller jämförbara bergarter i hittills av författaren studerade områden inom Sörmland och Uppland, tycks mineralet ha bildats mer eller mindre sekundärt eller ha tillförts i samband med åderförgrejsningen. En svag men tydlig infiltration av kalifältspat har som bekräftelse härpå konstaterats i proven 56 a och 74/72, där mineralet i första hand korroderar plagioklasen men också uppträder som obetydliga slyngor i kornfogarna.

För en ingående behandling av hithörande frågor och en utförlig beskrivning av plagioklaskvartsiterna hänvisas till kapitlet "Metaarenitisk gnejs — gråvackegnejs och associerade migmatiter" i beskrivningen till Stockholmstraktens berggrund (Stålhös 1969. s. 51—67).

Skarnbergarter

Ett försvinnande litet men icke desto mindre karakteristiskt inslag i sedimentgnejserna utgör vissa skarnkvartsiter (KV i kartan), ofta i form av ljusa, tektoniskt avslitna och veckade, decimeter- till halvmeterbreda skikt.

Andra skarnbergarter, främst knutna till sedimentgnejserna inom kartområdet, är cummingtonitkvartsiter och granatskarn. De förra återfinns oftast bland de fältspatkvartsitiska gnejserna och påminner till det yttre starkt om dessa. Cummingtonitkvartsiterna är därför svåra att avgränsa från sin omgivning, mot vilken de tycks övergå gradvis. Skikt eller zoner från någon decimeter upp till några meter i mäktighet torde vara vanligast bland dessa.

De granatrika skarnbergarterna, däremot, är iögonfallande och lätta att avgränsa. Oftast finner man dem inom de lerrika sedimentderivaten som decimeter- till halvmeterbreda skikt. Största mäktigheten av granatskarnet ernås invid urkalkstenarna, där zoner på tiotals m ej sällan noterats, t. ex. norr om Vagnhärad (7j). En växellagring med hornbländeskarn är vanlig i detta sammanhang.

Skarnkvartsiterna (KV i kartan) uppträder i huvudsak som ljusa, vitgrå, finkorniga (≈ 0.2 mm) skikt sällan över en decimeter breda. Bergartens mineralogiska sammansättning framgår av tabell 2a. Kvarts (72—36 vol.-%) och kalkrik plagioklas (20 till 30 vol.-%) bildar huvudmineral. Övriga komponenter såsom diopsid, granat (grossular), hornblände och epidot uppträder i mycket växlande mängder. Diopsidens kemiska sammansättning framgår av tabell 4 (prov TB1C). Minalet skall närmast

karaktiseras som en ferrosalit (Tröger 1956, s. 63). Viktigaste accessorier utgör titanit och apatit. Av tidigare erfarenheter att döma är epidoten antagligen ett resultat av retrograd sekundärmineralisering och uppträder ofta som en ljusgrön rand i skiktens marginella delar. De aktuella bergarterna utgör sannolikt ursprungliga ler- och karbonatblandade, kvartsrika mosandstenar, där relationerna mellan de skarnbildande jonkomponenterna torde ha varit $\text{Ca}^{2+} \gg \text{Fe}^{2+3} > \text{Mg}^{2+}$ i nämnd ordning. Skarnkvartsiterna inom de av mig hittills undersökta delarna av Mälarregionen är till utseende, uppträdande och sammansättning genomgående av mycket likartat slag (Stålhös 1962 s. 69—75, 1969 s. 68—71, 1972 s. 73—75 och 1974 s. 26).

Cummingtonitkvartsiterna är grå till mörkgrå, finkorniga (≈ 0.5 mm) bergarter, där kalkrik plagioklas och kvarts bildar huvudmineralen (se tabell 2b). Väsentliga mineral är cummingtonit, granat och/eller biotit. Accessoriskt tillkommer magnetit, svavelkis och apatit. Omvänt zonerad plagioklas (50—70 %) har noterats i prov 138. Cummingtoniten, som f. ö. ofta är tvillingbildad, uppträder flerstädes intimt förbunden med biotit och har möjligen bildats samtidigt med denna. Cummingtonitkvartsiterna torde jämfört med skarnkvartsiterna representera något fältspatrikare mosandstenar. Dock är även dessa ler- och karbonatblandade med följande skarnbildande jonkomponenter ordnade efter avtagande frekvens: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} \geq \text{Fe}^{2+3+}$. Ett underskott av kalium har sannolikt befrämjat uppkomsten av cummingtonit inom nu nämnda bergarter på bekostnad av biotit. Cummingtonitförande plagioklaskvartsiter, liksom även ett rikligt inslag av cummingtonit i mera deciderat basiska, tunna, inlagringar i sedimentgnejserna, har tidigare noterats på flera lokaler inom Stockholmsregionen (Stålhös 1962, s. 58, 75—76 och 1969, s. 76—78).

De med sedimentbergarterna ofta associerade granatskarnen har en starkt växlande sammansättning med ettdera eller två av mineralen kvarts, plagioklas, granat och biotit-klorit som huvudbeståndsdelar (se tabell 2c). Granaten bildar antingen tätt liggande, 1 à 2 mm stora, rundade och kvartsgenomstungna kristaller eller sammanhängande kvartspoikilitiska fält i den f. ö. mörka bergarten. Granatens kemiska sammansättning inom skarnet, liksom biotitens (rödbrun), påminner till identitet om motsvarande mineral inom de metaargillitbetonade granatådergnejserna (jfr analyserna inom ramen för tabellerna 7 a och b). Mindre lager av granatskarn är liksom nyssnämnda skarn- och cummingtonitkvartsiter genomgående knutna till de ordinära sedimentbergarterna. Större granatskarnförekomster uppträder

TABELL 2. Den mineralogiska sammansättningen inom följande bergartsled från kartbladet Nyköping NO:
 a) Skarnkvartsiter; b) Cummingtonitkvartsiter; c) Granatskarn; d) Hornblände-biotit-granatskarn; e) Metabasitlager i ytbergarter; f) Sannolika gångar i gnejsgraniter

Mineralogical composition of the following rocks from the map-area:

a) Skarn-bearing quartzites; b) Cummingtonite-quartzites; c) Garnet skarn; d) Hornblende-biotite-garnet skarn; e) Metabasites in supracrustal rocks; f) Metabasitic dikes in synorogenic granitoides

Vol.-%	a Skarnkvartsiter				b Cummingtonitkvartsiter		c Granatskarn			d Hornblände-biotit-granatskarn		e Metabasitlager i ytbergarter		f Metabasitgångar i gnejsgraniter	
	98	T.B.1c	T.B.1b	151a	138	56	2	117	148	142	141	106	151c	135b	147
Kvarts	72.0	62.8	55.2	36	27.7	34.2	38.7	13	33.8	10.1	35.0	5.9	11.2	7.7	21.0
Plagioklas	22.0	24.8	28.8	10.5	41.1	30.3	—	39.6	17.2	26.0	28.0	27.5	39.8	12.6	—
Sericitomv. plag.	—	—	—	18.0	—	+	—	—	—	+	+	5.2	—	9.5	16.3
Sericit - muskovit	—	—	—	+	—	—	—	0.8 ¹	0.4	0.2	0.9	1.7	—	0.4	2.9
Mikroklin	—	—	—	—	—	—	0.6 ¹	2.8 ¹	—	—	—	—	—	+	—
Biotit	} 2.0	0.4	0.4	—	0.8	13.2	31.5	—	13.9	4.4	26.0	2.6	+	19.8	12.8
Klorit		+	+	2.0	—	0.3	0.7	27.1	—	—	—	—	—	0.2	+
Granat (Grossular = G)	2.0G	1.0G	0.5G	—	+	7.8	28.5	14.0	31.0	—	3.3	—	—	—	1.4
Hornblände, grönt	2.0	—	—	6.0	—	—	—	—	—	55.6	2.3	52.6	8.1	47.6	37.5
Hornblände, färgl.	—	—	—	—	27.0	9.0	—	—	—	—	2.7	—	25.5 ²	—	4.0
Magnetit	+	—	—	—	3.1	3.3	—	+	1.7	3.2	1.2	2.6	3.0	1.2	2.3
Kis	—	—	—	+	—	1.6	—	1.0	—	+	—	—	—	—	—
Prehnit, titanit = t	—	0.8t	1.6t	1.5t	—	—	—	0.8	—	—	0.3	—	—	0.4	0.8
Zirkon	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
Kalcit	—	2.8	5.0	+	—	—	—	0.6 ¹	—	—	+	—	—	—	—
Apatit	+	0.4	0.8	—	0.4	0.3	+	0.3	2.0	0.4	0.3	0.7	0.4	0.6	0.2
Diopsid	—	7.0	6.7	26.0 ³	—	—	—	—	—	—	—	—	12.0	—	—
An %	>75	>80	70	>75	70-50	>75	—	32	90	70	>90	>45	>70	55	—
N = number of counts	200	250	250	333	523	333	300	652	545	496	300	422	457	506	514
Kornstorlek	0.2- 0.4	0.15- 0.25	0.15- 0.3	ojämkn. sek.omv.	0.4- 0.6	≈0.5	≈0.5	0.5- 1.0	0.2- 0.5	0.3- 0.5	0.5	0.3- 0.5	0.2- 0.5	0.3- 0.5	0.3- 0.5

¹ Sprickfyllnad. ² Ortopyroxen. ³ Klinozoisit-epidot.

däremot ofta nära invid urkalkstenarna, då gärna i växellagring med hornbländeskarn. Medan granatskarnen huvudsakligen kännetecknas av jonfördelningen $Fe^{2+3} > Mg^{2+} \gg Ca^{2+}$ i likhet med omgivande granatådergnejser, visar hornbländeskarnen med jonfördelningen $Ca > (Mg, Fe)$ ett tydligt beroende av och association med urkalkstenarna och med dessa nära llerade leptiter (se kartan). Granat- och/eller hornbländeskarn (beteckning S-S-S i kartan) uppträder växellagrande i centimeter- till decimeterbreda skikt. Gränserna skikten emellan är antingen skarpa eller successiva. Renodlat hornbländeskarn påträffas företrädesvis inom leptiterna, t. ex. inom området söder om Tystberga stn (5g). Hornbländeskarnets sammansättning exemplifieras från en större förekomst vid kartgränsen, ca 1 km söder om Kvarnsjön (9f), där även gradvisa övergångar till mer eller mindre biotitrik granatskarn förekommer (se tabell 2 d proverna 142 och 141). Hornblände, kalkrik plagioklas och kvarts i nämnd ordning utgör de viktigaste mineralen inom det utpräglade hornbländeskarnet. Monomineraliska hornblände- eller diopsidskikt förekommer lokalt inom leptiterna, i synnerhet där dessa är något magnetitförande. Exempel härpå utgör området kring Gisesjöns nordöstra del (5i; se fig. 2) samt trakten ca 2.7 km öster om Örboholm (5j).

-
98. Skarnkvartsit ur decimeterbrett skikt i granatådergnejs. — 1 km N om Källnäs, ca 4 km SV om Västerljung k:a.
- T.B. 1c. Ljus skarnkvartsit ur decimeterbrett skikt i granatådergnejs. — Vägsjärning 300 m NO om Lomsjön (7g).
- T.B. 1b. Ljus skarnkvartsit ur decimeterbrett skikt i granatådergnejs (ej samma skikt som ovan). — Vägsjärning 300 m NO om Lomsjön.
- 151 a. Ljus skarnkvartsit ur decimeterbrett skikt i granatådergnejs. — 300 m N om Gisesjöns nordspets (5i).
138. Cummingtonitrik metabasit (granatförande i håll). — Berga, ca 2.5 km OSO om Björnlunda stn (9f).
56. Cummingtonit-granatmetabasit. — Åda, ca 3 km SO om Vagnhärad k:a.
2. Granatskarn i granatådergnejs. — 350 m O om Hammartorp, ca 2 km ONO om Vagnhärad k:a (7j).
117. Granatskarn i sedimentådergnejs. — Berga, 1.5 km S om Sättersta k:a (5g).
148. Granatskarn. Gång eller skiva i gnejsgranit. — 1 km ONO om Bogsta k:a, N om Krogen i ny vägsjärning.
142. Hornbländeskarn (>100 m bred zon). — Ca 1.5 km NV om Hensjöns nordspets (8f) omkring 300 m N om Dalängen.
141. Biotit-granat-hornbländeskarn. — Ca 1.5 km NV om Hensjöns nordspets (8f) omkring 300 m N om Dalängen.
106. Metabasitlager i leptit. — Ca 400 m S om Hallebro (9g).
- 151 c. Metabasitlager med orto- och klinopyroxen (3–5 dm brett). — 300 m N om Gisesjöns nordspets (5i).
- 135 b. Metabasitgång eller lager i gnejsgranit. — 1 km S om Gnesta stn.
147. Metabasitgång i gnejsgranit, granatförande. — 250 m NO om Sandvik (7g), ca 3.5 km O om Öster-Malma.

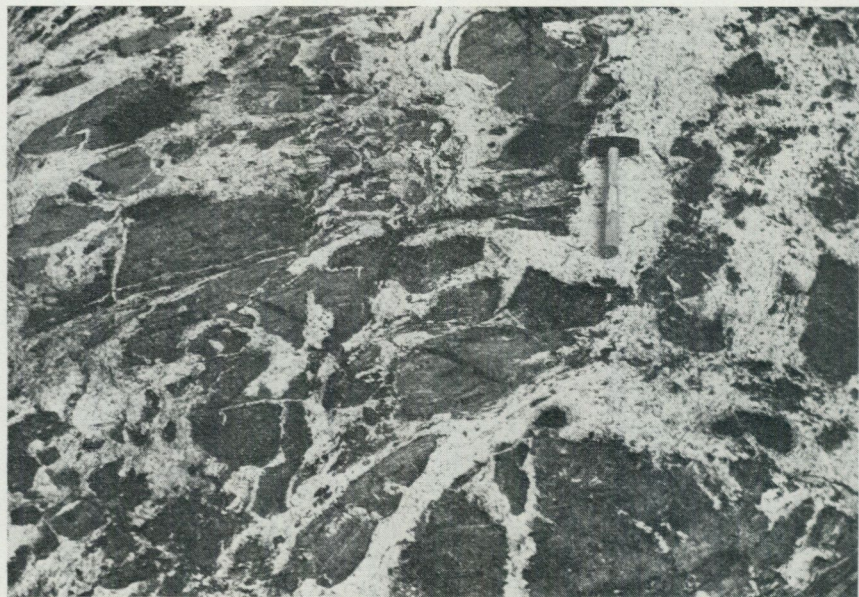


Fig. 2. Grovkornigt, pegmatitbreccierat hornbländeskarn inom leptitformationen. — Ca 250 m NV om Gisekvarn (5i).
Coarse-grained hornblende skarn in the leptite formation brecciated by pegmatite.

Hornbländeskarnet är i sistnämnda fall grovkornigt (0.5—1 cm), mörkt grönsvart med något inslag av magnetit och titanit. Sekundär kalcit uppträder i kornfogarna mellan hornbländetavlorna. Diopsidskarnet i området har ljusgrön färg ($c/\gamma = 36^\circ$ talar för en tämligen ren diopsid), är grovkornigt och innehåller små partier av förutvarande kalkrik plagioklas, nu omvandlad till muskovit. Ca 1.5 km SSV om Örboholm iaktogs nära invid en magnetithorisont ett monomineraliskt skikt av mörk granat med ca 10 vol.-% inneslutningar av kvarts, cummingtonit, grönt hornblände, magnetit och kalcit. Den i slipprov gulbruna granatens kemiska sammansättning framgår av tabell 4 (prov 104b) och motsvarar närmast en tämligen ren andradit med ca 10 vikt-% inslag av spessartingranat.

Leptiter, glimmerleptiter och skarnleptiter

De bergarter, som skall behandlas i det följande, upptar knappt tio procent av kartbladsarealen och skiljer sig i växlande grad från omgivande



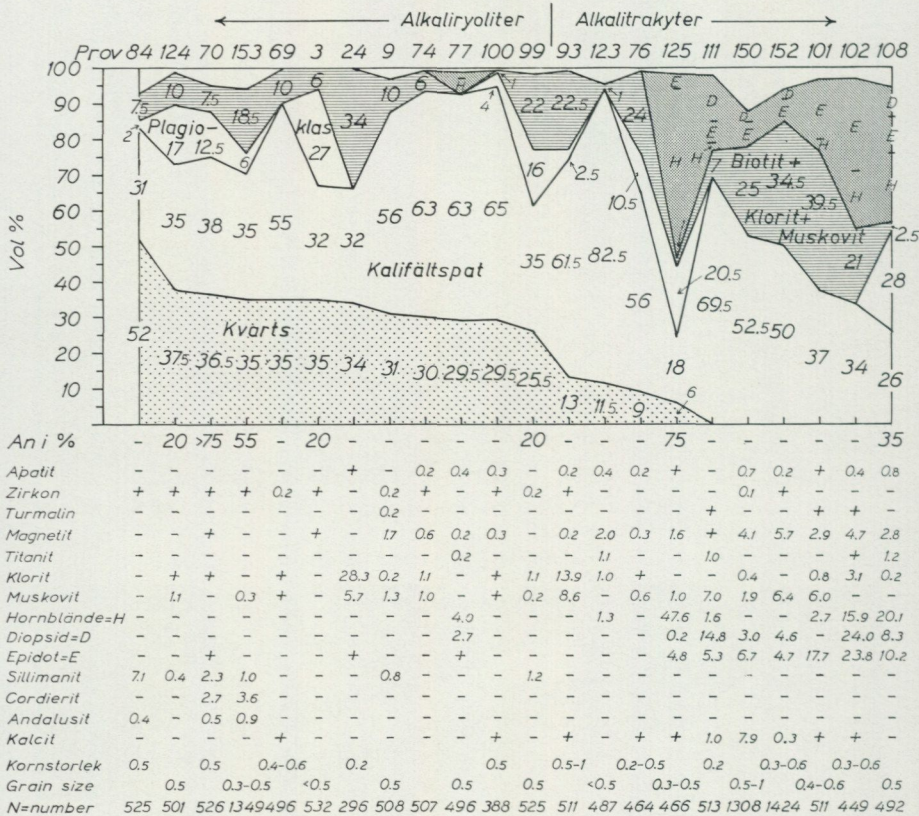
Fig. 3a. Intensivt veckad kalifältspatrik glimmerleptit. — 350 m O om Stavnäs, N om Långsjöns östra del (8j).
Intensely folded mica-leptite rich in potassic feldspar.



Fig. 3b. Samma bergart kraftigt ådrad. Lokal som ovan.
The same rock strongly veined.

DIAGRAM 2. Mineralogisk sammansättning av leptiter, glimmerleptiter och skarnleptiter inom kartbladet Nyköping NO

Mineralogical composition of leptites, mica-leptites and skarnic leptites within the map-sheet Nyköping NO



84. Rödlätt bandad leptitådergnejs. — V om Lammsjön (6i), ca 4 km V om Västerljung k:a.
124. Rödgrå något ådrad och bandad leptit. — 500 m N om Kläfstå, ca 2 km VNV om Tystberga k:a (5g).
70. Rödlätt leptitådergnejs. — 200 m ONO om Stavsnäs (8j), N om Långsjöns östra del.
153. Rödgrå leptit något ådrad. — 500 m VNV om Gisekvarn (5i).
69. Grå åderförgnejsad metaarenitlik leptit. — Vägskarning S om Norrängen vid Långsjöns östra spets (8j).
3. Rödgrå bandad leptit. — N om Mellanstugan öster om Tacksjön (5f).
24. Matrix ur konglomerat med kvartsitbollar. — 350 m SO om Sjölanda (7i), ca 2 km ONO om Torsåker k:a, öster om Sillen.
9. Rödgrå bandad leptit. — 2 km O om Norrvrå hpl, O om Lillsjön (8j).

sedimentbergarter genom en kombination av egenskaper sådana som färg, struktur och/eller mineralogisk sammansättning. Den aktuella bergarts-sviten uppbyggs väsentligen av tre huvudelement, nämligen dels en sannolikt vulkanogen komponent, dels en sedimentogen och slutligen en rent kemisk, primärt karbonatdominerad komponent. Den vulkanogena komponenten antas i allt väsentligt utgöras av det iögonfallande inslag av mikroklin i flertalet bergarter, som framgår av diagram 2. Till skillnad från sedimentgnejserna, där kalifältspat saknas (plagioklaskvartsiterna) eller antagits vara sekundärt bildad vid metamorfosen (metaargilliterna), torde nämnda mineral utgöra en primär beståndsdel i leptiterna och representera ett växlande inslag av vulkanisk alkalisk aska i en fortlöpande ordinär sedimentation. Biotiten liksom huvuddelen av kvartsen (som delvis kan ingå i den vulkaniska askan) utgör huvudingredienserna i det rent sedimentogena materialet. Små halter av typiska aluminiumöverskottsmineral såsom sillimanit, andalusit och cordierit antyder också en viss sedimentogen affinitet (diagram 2). Inslaget av skarnmineral såsom epidot, diopsid och hornblände talar slutligen för att en primär karbonatutfällning ägt rum samtidigt med de aktuella leptiternas avsättning (diagram 2). Leptiter, glimmerleptiter och skarnleptiter uppträder ofta sida vid sida skiktvis växellagrande men lokalt även mera separat. Leptiterna bildar under stundom breda, kompakta, ofta rödlätta bankar (se proverna 9, 74, 77 och 100), som emellanåt kan vara aplitliknande. En svag men tydlig skiktning

-
74. Grårod leptitådergnejs delvis mylonitisk. — 250 m S om Eriksdal (5j), ca 3 km O om Örbyholm.
77. Röd leptit. — Höjd 250 m NV om Kalkholmen (5j), V om Hållsviken.
100. Röd leptitådergnejs. — 200 m S om Oppgård (5i), ca 5 km O om Bälinge k:a.
99. Grårod leptit. — 500 m NV—VNV om Lärstringe stn (5h).
93. Rödgrå leptitådergnejs. — 1 km O om Hjortsberga (9i).
123. Röd leptit. — 500 m N om Kläfsta, ca 2 km VNV om Tystberga k:a (5g).
76. Mörkgrå leptit. — 250 m S om Eriksdal (5j), ca 3 km O om Örbyholm.
125. Basisk leptit (melalatit). — 500 m N om Kläfsta (5g), ca 2 km VNV om Tystberga k:a.
111. Bandad vitgrå leptit. — Sättra, 2,5 km VSV om Tystberga stn (5f).
150. Mörkgrå skarnleptit (alkalimelatrakyt). — 600 m O om Lövdalen (5j), O om Hållsviken.
152. Mörkgrå skarnleptit (alkalimelatrakyt). — 100 m S om Stockkärr, N om Gisesjön (5i).
101. Mörkgrå skarnleptit (melaalkalitrakyt). — 200 m S om Oppgård (5i), ca 5 km O om Bälinge k:a.
102. Mörkgrå skarnleptit (melaalkalitrakyt). — Oppgård (5i), ca 5 km O om Bälinge k:a.
108. Mörkgrå skarnleptit (melalatit). — SV om Tacksjön (5f), ca 5 km SV om Bogsta k:a.



Fig. 4. Skarnbandad, kalifältspatdominant, tuffitisk leptit. — Sättra, ca 2.5 km VSV om Tystberga stn (5g).

Tuffitic leptite rich in potassic feldspar and interlayered with diopside-epidote-hornblende skarn.

talar dock för ett tuffitiskt ursprung av sådana led. Mineralinnehållet i leptiterna är i flertalet fall mikroklin >kvarts>biotit. Lokalt ingår plagioklas (se diagram 2). Texturen är homogent granoblastisk och kornstorlekarna rör sig kring 0.5 mm eller därunder. Bästa exempel på dessa bergarter är området kring Lillsjön söder om Hölö stn (9j), sydväst om Mölnbo stn samt kring Oppgård (5i), ca 5 km öster om Bälinge k:a.



Fig. 5. Kalksten med inlagrade tunna, och intensivt veckade leptithorisonter. — Lövsta kalkbrott, nära sjön Sillen (8i).

Limestone with interbedded and strongly folded leptitic layers.

Glimmerleptiterna är ofta mera finbandade, med skikt på någon eller några cm. Det är främst biotit, som tillkommit i dessa led, jämsides med att kvartsinnehållet ökat och aluminiumöverskottsmineral sådana som andalusit, cordierit och sillimanit bildats. Texturen är granoblastisk till lepidoblastisk, och kornstorlekarna motsvarar ungefär den i nyss omnämnda leptiter. Goda representanter för dessa tektoniskt inkompetenta och intensivt veckade bergarter förekommer utmed norra stranden av Långsjön (3j; se fig. 3a och b), i området 1.5 m SO om Gisesjön (5i), SV och Lamm-sjön (6i) samt inom stråket från Vagnhärad k:a till Lövsta. En växellagring mellan glimmerleptiter och mera renodlade normalsediment iaktas lokalt. I detta fall blir frågan närmast hypotetisk, om gul eller blå grundfärg bör användas i kartbilden. Ett bland få exempel härpå utgör stränderna runt sydvästra Gisesjön och Boholmarna i samma sjö (5i).

Skarnleptiterna, slutligen, är något mera varierande till utseende och sammansättning och kan delvis exemplifieras väl från stråket utmed södra kartkanten invid Sättra gård (5g). En bandning med mycket växlande skikt-

TABELL 3. Kemiska och halvkvantitativa mineralogiska analyser av fem tunna och finkorniga lagerhorisonter av leptit inlagrade i urkalkstenar från kartbladet Nyköping NO

Chemical and semi-quantitative mineralogical analyses of five tuffitic leptites interbedded as thin layers in the carbonate stones of the map-area

Prov nr Spec. No Vikt-%	23	57	58	29	21
Lab. nr	010 8547	010 8548	010 8549	010 8551	010 8550
SiO ₂	72.1	68.5	66.2	66.3	63.6
TiO ₂	0.29	0.40	0.21	0.22	0.24
Al ₂ O ₃	11.4	15.6	11.8	9.5	11.8
Fe ₂ O ₃	0.4	0.1	0.4	0.2	0.3
FeO	1.9	0.5	1.1	1.6	2.1
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.07
CaO	1.4	0.6	1.0	7.4	10.2
MgO	3.5	2.4	8.5	5.3	6.3
Na ₂ O	2.3	0.4	0.2	0.4	0.4
K ₂ O	3.1	7.4	3.9	4.7	1.7
BaO	0.13	0.06	0.04	0.04	0.02
P ₂ O ₅	0.04	0.08	0.02	0.03	0.06
H ₂ O > 105°C	2.1	2.2	3.6	1.5	1.5
H ₂ O < 105°C	0.3	0.6	0.8	0.5	0.4
F	0.08	0.03	0.24	0.11	0.20
Summa	99.1	98.9	98.0	97.8	98.9
Al-översk. (katjon-%)	2	6	6	-22	-24
t (Nigglivärde)	5	18	13	-22	-18
k (")	0.46	0.92	0.92	0.88	0.73
mg (")	0.76	0.88	0.92	0.85	0.83
c (")	8	4	5	30	36
alk (")	22	27	11	13	5
Approx. mineralogisk sammansättning	kvarts > plag. fältspat > klorit	kvarts > kalifältspat > muskovit > klorit > plag. (An ₄₅)	kvarts > klorit > sericit > kalifältspat > plag. (An ₂₀) > diopsid	kvarts ≈ kalifältspat > tremolit > klinozoisit	kvarts > plag. (An ₈₀) > diopsid > biotit > sericit
Kornstorlek ppm	≈ 0.05	0.1 - 0.5	0.05 - 0.1	0.3 - 0.5	0.1 - 0.2
Vanadin	20	20	5	30	15
Bor	< 10	90	40	40	60
Krom	15	10	5	20	10
Nickel	10	5	5	5	5

23. Grå leptit i växellagring med urkalksten. — N om Riseved, ca 2 km NNV om Vagnhärad k:a (7j).

57. Ljusgrå, 1 till 2 m bred leptitinlagring i urkalksten. — 250 m SV om Långbro, S om järnvägen och ca 2 km VSV om Mölnbo stn (9i).

58. Mörkare grå leptit i kontakt med urkalksten. — Lokal som ovan.

29. Grå bandad leptit som 5 m brett lager i urkalksten. — O om kalkugnarna vid Lövsta (7i).

21. Grå leptit i urkalksten. — Lånesta, ca 500 m N om Vagnhärad k:a (7j).

tjocklek förekommer här (se fig. 4). Kalifältspatdominerade ljusgrå till vitgrå led överväger med ett växlande inslag av diopsid, epidot och hornblände (prov 111). Härtill fogar sig något mörkare skikt på grund av tilltagande halt av skarnmineral (främst hornblände) och biotit. Sådana meterbreda, röda, applitliknande lager som omnämnts ovan ingår även på denna lokal, liksom även upprepade tunna karbonatstenshorisonter jämte en mäktigare sådan utmed leptitstråkets norra del. Härtill fogar sig ett inslag av decimeter- till halvmeterbreda, monomineraliska skarnhorisonter (hornblände eller diopsid) boudinerade konforma pegmatiter samt en à två meter breda, basiska lagergångar sannolikt av intraorogen ålder (s. 59), även dessa ställvis uttunnade eller avsnörda. Kornstorleken i nu nämnda, med karbonatstenarna nära associerade skarnleptiter är något mindre än i övriga leptiter (<0.2 mm). Särskilt gäller detta tunnare, ofta komplicerat veckade lagerhorisonter av leptit inlagrade i karbonatstenarna med kornstorlekar lokalt ned mot 0.05 mm (se fig. 5). Inom dessa led har tillförlitliga planimetriska analyser ej kunnat utföras, av vilken anledning mineralsammansättningen istället räknats fram i form av approximativ ekvivalentnorm (\approx vol.-%) med hjälp av 5 kemiska analyser i tabell 3. Tre av anförda leptitskikt motsvarar närmast glimmerleptiter (pr. 23, 57 och 58) med aluminiumöverskott (positiva t-värden enligt Niggli) och mineralsammansättningen kvarts \approx kalifältspat \geq plagioklas, jämte biotit—klorit och muskovit i betydande mängd. De två övriga leden är typiska skarnleptiter med kraftigt aluminiumunderskott (negativa t-värden) och följande approximativa mineralsammansättning: kvarts $>$ mikroklin \geq plagioklas $>$ tremolit \geq diopsid $>$ klinozoisit, klorit, biotit, muskovit m. m. Tremoliten tycks vara sekundär efter diopsiden och bildad genom avkalkning av detta mineral. Härvid frigjort kalcium har sedan bundits i form av klinozoisit. Till sekundärmineraliseringen bland hittills skildrade leptiter hör även uppkomsten av klorit ur biotit, en allmän företeelse, samt bildningar av sericit—muskovit. I flertalet fall tycks sistnämnda mineral ha uppkommit genom avkalkning från en tidigare, kalkrik plagioklas. Muskovitens uppträdande som rundade individ, sannolikt pseudomorfoser efter tidigare plagioklaskorn, tyder härpå. Den aktuella muskovitbildningen torde även ha varit kopplad med en viss nedbrytning av kalifältspat.

Tabell 3 visar även Nigglivärdena k, mg, c och alk. Som sig bör i dessa med kalileptiter associerade led är k-värdena i allmänhet mycket höga även jämfört med ådergnejserna i tabell 1. Vidare är mg-värdena mycket högre än i de förhållandevis järnrika sedimentådergnejserna. c-värdena

i tabell 3 är låga i de mera sedimentbetonade leptiterna men höga i skarnleptiterna. Kromnickelhalterna är mycket lägre än i sedimentådergnejserna, men kvoten Cr/Ni är ungefär densamma. Vanadinhalterna är blott tiondelen av metasedimentens, medan borhalterna är anmärkningsvärt höga. Av allt att döma har bor trots den höga metamorfosen ej drivits ut ur leptiterna i samma utsträckning som fallet är med de nyss beskrivna sedimentådergnejserna.

Sammanfattningsvis kan sägas, att leptiterna inom vänstra halvan av diagram 2 väsentligen utgörs av alkali(kali)ryoliter enligt Streckeisens nomenklatur, medan de kvartsfattigare och skarnrika leden till höger i huvudsak skall betecknas som alkali(kali)trakyter. Enstaka ryoliter och ryodaciter faller också inom ramen för diagram 2. Huvuddelen av de skarnrika kalitrazyterna till höger i diagram 2 är kompakta, mörkt grågröna, ofta kvartsfria led med rikligt inslag av hornblände, klinozoisit-epidot, diopsid och biotit (gulbrun—olivgrön). Magnetit och apatit förekommer som viktiga accessoriska beståndsdelar. Klinozoisiten tycks vara bildad ur förutvarande kalkrik plagioklas, medan förefintlig grön epidot är sekundär efter hornblände. Ett rikligt inslag av kalcit i korngränserna har noterats i ett fall (prov 150). De aktuella bergarterna, som ofta ger upphov till starka magnetiska anomalier (se s. 11), förekommer främst kring Gisesjöns norra del (5i), väster om Hållsviken (5j), samt i söder kring Oppgård (5i). På den senare lokalen förekommer ett rikligt inslag av centimeterstora magnetitklumpar, dels i skarnleptiten och dels i intilliggande grova röda pegmatiter. Liknande koncentrationer av magnetit i leptiter och/eller nära anslutna pegmatiter finns flerstädes, t. ex. 250 m nordväst om Gisekvarn, där en halvmeterlång och decimeterbred zon av tätpackade, 1 à 2 cm stora magnetitindivider påträffats. Vidare noterades ett rikligt inslag av magnetitkristaller i flera zoner utmed norra stranden av Gisesjön samt vid södra kartkanten i leptiterna 1.5 km sydväst om Örboholm. På sistnämnda ställe iaktogs knytnävsstora klumpar av magnetit. Främst hornblände men lokalt även magnetit tycks överlag ingå i de pegmatiter som genomslår leptiterna, till skillnad från pegmatiterna inom sedimentgnejserna, där nämnda mineral i huvudsak felas.

Endast undantagsvis har leptiter av dacitisk till kvartsandesitisk typ påträffats, dvs. basiska leptiter där kalifältspat saknas eller utgör ett underordnat inslag. Om detta är symptomatiskt eller skall tillskrivas en viss skevhet i provtagningen har ej kunnat fastställas. Ett exempel på sådana led utgör dock en grå finkornig leptit tagen strax väster om Lammsjön (6i),

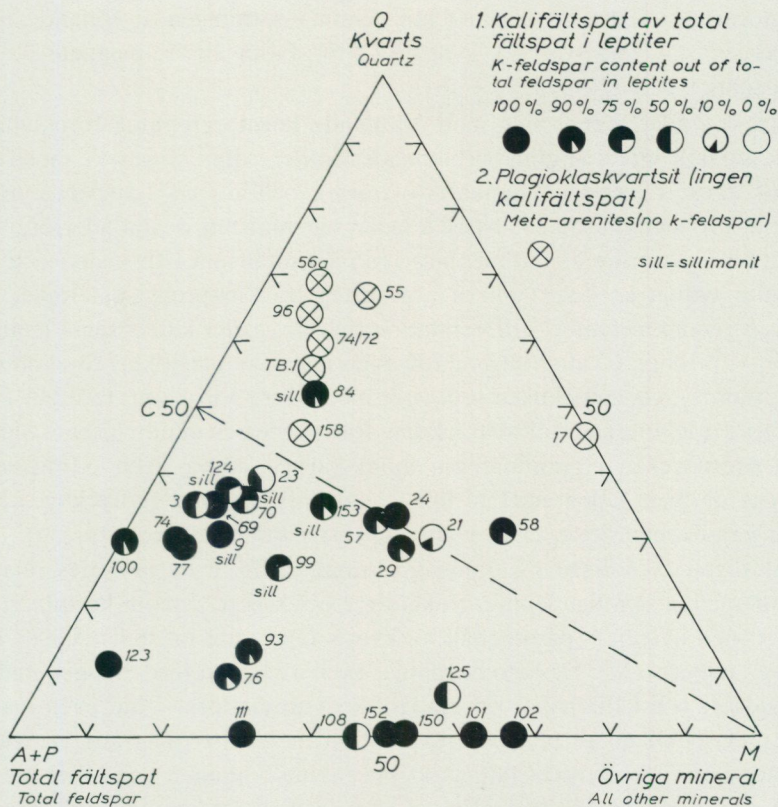


Fig. 6. Fördelningen mellan kvarts (Q), total fältspat (A+P) och övriga mineral (M) inom leptytbergarter och sedimentogena plagioklaskvartsiter från kartbladet Nyköping NO. Proportionerna mellan plagioklas och kalifältspat inom de olika leden kan också utläsas. De förmodat vulkanogena leptyterna är i allmänhet fältspatrika, då främst med tonvikt på kalifältspat. Samtidigt är kvartshalten relativt låg. De arenitiska metasedimenten i motsats här till är kvartsrika och mestadels plagioklasförande.

Distribution between quartz (Q), total feldspar (A+P) and all other minerals (M) within leptytic rocks and plagioclase-quartzites from the map-area Nyköping NO. Proportions between plagioclase and potassic feldspar within the rocks mentioned may also be seen. The leptytes rich in feldspar (mostly potassic feldspar) and rather low in quartz are supposed to be tuffitic volcanics. The plagioclase-quartzites on the other hand seem to be ordinary metasediments.

1. Leptyter, glimmerleptyter och skarnleptyter från diagram 2 (22 st) och tabell 3 (5 st).
Leptytes, mica-leptytes and skarnic leptytes from Diagram 2 (22 spec.) and Table 3 (5 spec.).
2. Plagioklaskvartsiter från diagram 1 (7 st).
Plagioclase-quartzites from Diagram 1 (7 spec.).

ca 4 km väster om Västerljug k:a. Sammansättningen är följande: plagioklas (An_{45} ; 48.5 vol.-%), kvarts 27.5 %, biotit 20 %, magnetit 3.5 % och apatit 0.5 % (N=1475).

En viss åderförgnejsning med åtföljande kornförgrovning förekommer ofta, särskilt inom de glimmerbetonade leptiter, vilka omges av metasediment, t. ex. i stråken Vagnhärad—Lövsta och utmed Långsjöns norra strand (8j; se fig. 3 b). De basiska leden har motstått denna åderförgnejsning bäst. Ådrorna är i allmänhet rika på kalifältspat och kvarts och avspeglar tydligt en direkt intern utsöndring från ursprungsmaterialet, antingen genom metamorf differentiation (när det gäller kaliextrema leptiter) eller, vid rikligare vattentillgång (då även inslag av plagioklas förekommer i leptiterna), via anatektiska processer med större ådror som resultat. F. ö. uppträder leptiterna i stor utsträckning som större och mindre partier, skivor och brottstycken i granitoiderna inom kartans södra delar. Gränsdragningen de båda leden emellan blir i detta fall tämligen godtycklig, något som kan exemplifieras bl. a. i området öster om Tystberga stn (5g).

Slutligen åskådliggörs i triangeldiagrammet fig. 6 de inbördes relationerna mellan samtliga leptiter (diagram 2 och tabell 3) inom kartbladsområdet med avseende på innehåll av kvarts (Q), total fältspat (A+P) och övriga mineral (M). Dessutom framgår även av bilden fördelningen mellan plagioklas och kalifältspat i dessa led. Som en jämförelse har även inalles sju metasediment av plagioklaskvartsittyp medtagits (diagram 1). Metavulkaniterna är i flertalet fall starkt mikroklindominanta och faller mestadels under linjen CM (jfr dock prov 84 med starkt sedimentär prägel i diagram 2), en linje, som enligt tidigare erfarenheter i stort tycks skilja bergarter av metavulkaniskt ursprung från sediment av normal vittringstyp (jfr Stålhös 1972, fig. 4). I motsats härtill saknas mikroclin i plagioklaskvartsiterna, vilka samtliga grupperar sig ovanför nämnda CM-linje. De skarnrika leden är samtliga ofta kvartsfattiga och grupperar sig mestadels utmed triangels bas.

Konglomerat

En ca 5 m mäktig zon av konglomerat med glest strödda, ljusa, 1 till 4 cm stora, ellipsformade kvartsitbollar (se fig. 7) har påträffats invid det södra kalkstråket ca 500 m söder om Lövsta (7i; kgl i kartan). Stratigrafiskt torde konglomeratet sannolikt vara beläget ovanför kalken, även om förhållandena här är något komplicerade. Kvartsitbollarnas sammansättning



Fig. 7. Intraformationellt konglomerat inom leptit-kalkstensformationen vid Lövssta. — 250 m SO om Sjölunda (7i), ca 2.2 km ONO om Torsåker k:a.
Intraformationel conglomerate within the leptite-limestone formation.

är ungefär följande: kvarts 40 %, sericit + muskovit 45 %, mikroklin 8 %, och sillimanit som inneslutna små nålar i kvartsen ca 7 %. Något apatit finns dessutom. Kornstorleken varierar mellan 0.1 och 0.2 mm. Den fin-korniga, granoblastiska matrix (≈ 0.2 m), som omger bollarna, består till lika delar av mikroklin, kvarts och klorit (volumetriska analyser i diagram 2, prov 24). Mikroklinrikedomen i matrixen antyder samma ursprung för denna som för tidigare beskrivna leptiter, vilket innebär att vulkaniska alkalina tuffer i väsentlig utsträckning torde ha bäddat in de välrundade konglomeratbollarna. Ursprungsmaterialet till de senare är inte helt klart. Sannolikt har även dessa leptitiskt ursprung och representerar tidigare mikroklinrika tuffer, där genom sekundäromvandling stora delar av mikroklinen brutits ned till sericit—muskovit. Under alla omständigheter måste konglomeratet uppfattas som intraformationellt. Detta tyder på en uppgründning och temporär erosion inom sedimentationsbäckenet, samtidigt som kalk avsatts och vulkanism ägt rum.

Urkalkstenar

Urkalkstenar har iakttagits på ett 50-tal platser, vilka är helt koncentrerade till kartbladets södra och östra delar. Både kilometerlånga, 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 förekommer de sistnämnda betecknade med K i kartan. Urkalkstenarna är genomgående kristallina, mestadels fint medelkorniga eller medelkorniga marmorbergarter, i vilka kalcit dominerar. Uppskattningsvis torde åtminstone två tredjedelar av urkalkstenarna inom kartområdet utgöra egentliga kalcitstenar, medan de återstående är mer eller mindre dolomitiska. Tämmligen väl separerade stråk av både kalcitsten och dolomit förekommer jämsides i flera av de större urkalkstensförekomsterna. Inblandningen av silikatmineral i urkalkstenarna (\approx olöslig rest i de anförda kemiska analyserna i tabell 5) varierar starkt. Dock torde halter mellan 5 och 15 vikt-% (baserat på ett stort antal analyser vid Vagnhärads kalkbruk) överväga inom de mycket utbredda, makroskopiskt vittonade leden, t. ex. mellan Vagnhärad och Lövsta (7i, 7j), vid Stene öster om mellersta Sillen (8h, i), samt i och kring sjön Björken (5h). Exempel på silikatblandade led finns rikligt i de mäktiga, av gröntonad marmor delvis uppbyggda stråken kring Norrvrå hpl (8j) samt sydväst om Mölnbo stn (9i), där silikatinslaget kan utgöra en tredjedel av bergarten och väl det. Silikatmineralens andel växlar skiktvis och framhäver den redan förut tydliga lagringen i urkalkstenarna. Omväxlande glest och tätt uppträdande inlagringar av skarn- och glimmerleptiter i urkalkstenarna (jfr tabell 3 och fig. 5) framhäver också formationens lagerformade byggnad. Urkalkstenslagren är mestadels kraftigt veckade, isärslitna och brantställda. Ibland bildar de lösryckta större skivor eller mindre brottstycken inom de äldre granitoiderna. Dubbel- eller z-veckade lager har lokalt givit upphov till större koncentrationer av urkalkstenar, t. ex. ute på ön i sjön Björken (5h), utmed stranden av Långsjöns västra del (8i) samt i området OSO om Lövsta (7i).

Generellt sett gäller för urkalkstenarna inom kartområdet, att de på ett eller annat sätt synes vara associerade med leptitbergarter, dvs. att de antingen ensidigt eller dubbelsidigt gränsar till dessa eller på annat sätt kan kopplas geografiskt till nämnda bergarter. Denna association mellan urkalkstenarna och de av mig såsom tuffitiska metavulkaniter tolkade leptitbergarterna (s. 26) torde knappast vara en ren tillfällighet. Tvärtom är det möjligt att vulkanismen och därmed sammanhängande förändringar i

TABELL 4. Semikvantitativa analyser av mineral från kartbladet Nyköping NO (mikrodispersiv röntgen med max. ± 20 % fel)

Semiquantitative analyses of minerals from the map-area

Prov nr vikt-%	T.B. 1c	17	151 c	151 c	104 b
	Klinopyroxen			Ortopyxen	Granat
SiO ₂	50	50	50	50	33
Al ₂ O ₃	2	2	2	2	3
CaO	25	26	23	1	27
MgO	5	11	11	12	<1
FeO	18	11	14	35	31 (Fe ₂ O ₃)
MnO	1	1	<1	1	6
Fe	0.67	0.36	0.41	0.62	Andradit med ca 10 vikt-% Spessartin
Mg+Fe					
	Ferro- salit	Salit	Salit	Ferro- hypersten	

T.B. 1 c. Skarnkvartsit. — 300 m NO om Lomsjön (7g).

Skarnic quartzite.

17. Kalksten. — 600 m SSV om Örboholm (5i).

Limestone.

151 c. Metabasitlager med orto- och klinopyroxen (3–5 dm Brett). — 300 m N om Gisesjöns nordspets (5i).

Metabasitic layer.

104 b. Granatskarn i leptit. — Ca 1.5 km SSV om Örboholm (5i).

Garnet skarn.

miljön med avseende på temperatur, vattenavdunstning och ökning av CO₂-halterna i atmosfären skapat gynnsamma villkor för utfällningar av karbonat, främst kalciumkarbonat (Usdowski 1974, s. 86). En av havets organismer betingad, parallellt fortgående karbonatutfällning måste också förutsättas ha ägt rum. Fynd av alger (stromatoliter) inom vissa urkalkstenar i Bergslagen ger belägg härför (muntligt meddelande av B. Collini).

En sammanställning av nio äldre kemiska analyser av urkalkstenar från kartområdet ges i tabell 5. Endast i två fall har man att göra med dolomiter, nämligen vid Edeby (8j) och öster om Igelkullen (5f). Vid Edeby föreligger enligt analysen ett visst överskott av magnesit vid sidan av dolomiten, medan analysen från Igelkullen representerar en kalkig dolomit. För övrigt är, bortsett från Kläfstå (5g), det dolomitiska inslaget mycket obetydligt. Fem volumetriska analyser av delvis starkt silikatblandade urkalkstenar av växlande utseende framgår ur tabell 6. Med hjälp av färgreagens inom ramen för slipprevet har dolomit och kalcit kunnat separeras (kalciten antar en violett färgton till skillnad från dolomiten, som förblir

TABELL 5. Kemiska analyser av urkalkstenar hämtade från äldre kartbladsbeskrivningar inom ramen för kartbladet Nyköping NO

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

Vikt-%	CaCO ₃	MgCO ₃	järnoxid + Al ₂ O ₃	Olöslig rest	
Edeby (8j), ca 2.5 km S om Hölö stn	45.83	42.81	0.45	2.57	} kbl. Hörningsholm
Mölnbo marmorbrott, 2 km VSV om Mölnbo stn	87.28	0.22	0.15	12.31	
N. Stene, ca 3 km S—SSO om Vårdinge k:a	87.68	Spår	Ej best.	10.82	
1 km S om Lövsund (5f)	72.52	0.64	0.28	25.92	} kbl. Tärna
O om Igelkullen, 750 m V om Sättra, ca 3 km VSV om Tystberga stn	49.49	33.78	1.53	15.20	
Lövsta, ca 2.5 km ONO om Torsåker k:a (7h)	90.16	0.65		≈ 9.19	} kbl. Trosa
Lövsta, ca 2.5 km ONO om Torsåker k:a (7h)	92.54	2.09		≈ 5.37	
Mörtsjötorp, ca 3 km ONO om Lästringe k:a (6h)	87.23	2.81		≈ 9.96	
Kläfsta, 1.7 km V om Tystberga k:a	52.00	5.16		≈ 42.84	

intakt; jfr E. Högberg 1950, s. 356). Bland proverna i denna tabell uppgår dolomithalten till högst en tredjedel av totala mängden kalcit. Viktigaste silikatmineral är f. ö. serpentin i form av omvandlingsprodukt ur olivin (forsterit = Mg-olivin). Den friska olivinen bildar mörkgröna till svartgröna korn i urkalkstenarna, medan de betydligt vanligare gulgröna till gröna färgtonerna härrör från serpentinen. Diopsiden bildar i de undersökta fallen antingen gula eller gröna korn och har iakttagits främst inom en del mindre karbonatstensförekomster i sydost. Utsläckningsvinkeln $c/\gamma = 36^\circ$ skulle närmast tyda på en ren diopsid. Analys med mikrodispersiv röntgen visar emellertid, att vi har att göra med en ganska järnrik diopsid vanligen benämnd salit (tabell 4, prov 17). Flogopit (Mg-rik biotit) och mörkgrön isotrop spinell i små mängder har också noterats inom urkalkstenarna. Enligt uppgift från de äldre kartbladsbeskrivningarna har även förekomst av tremolit och kvarts rapporterats.

Det i slipprov använda färgreagenset på kalcit har även använts vid en

TABELL 6. Mineralsammansättningen i starkt silikatbemängda urkalkstenar från kartbladet Nyköping NO (planimetriska analyser)

Mineral composition of crystalline carbonate rocks rich in silicate minerals. Map-sheet Nyköping NO

Prov nr vol.-%	17	51	122 a	160	112
Kalcit	59.0	61.5	49.0	51.5	91.9
Dolomit	8.5	14.5	<1.0	17.5	+
Diopsid	32.5	24.0	—	—	—
Olivin	—	—	16.5	+	+
Serpentin	—	—	30.0	29.5	5.4
Flogopit	—	—	3.5	1.5	2.4
Spinell	—	—	—	—	0.3
Kornstorlek <i>Grain-size</i>	1—2.5	1—3	1.5—2.5	0.5—1	0.5—1

17. Gråvit, diopsidrik, svagt dolomitisk urkalksten. — 600 m SSV om Örbyholm (5i).
 51. Gråvit, diopsidrik dolomitisk urkalksten. — 500 m NV om Havrevreten vid stranden av Gisesjön (5i).
 122 a. Svart- och vitspräcklig olivin-serpentinrik urkalksten. — 500 m N om Kläfstå, ca 2 km VNV om Tystberga k:a (5g).
 160. Grön dolomitisk serpentinrik urkalksten. — Marmorbrott SV om Västbytorp, O om Lillsjön (8j).
 112. Mörkgrå, serpentinförande urkalksten med spinell. — Sättra (5f), 2.5 km VSV om Tystberga stn (5g).

Granater och biotiter redovisade i tabell 7a och b (s. 70) har tagits från nedanstående bergarter:

Garnets and biotites shown in Table 7a and b (p. 70) are picked up from the different rocks below:

- 81—72. Granatförande yngre granit. — 1.7 km N om Bjurnäs. Nyköping NV.
 43. Granat-cordieritådergnejs. — 1.3 km SO om Mölnbo stn. Nyköping NO.
 120. Granat-cordieritådergnejs. — 500 m SV om Estlöt, ca 1.5 km OSO om Sättersta k:a. Nyköping NO.
 56 b. Granat-cordieritådergnejs. — 1.6 km ONO om Mölnbo stn. Nyköping NO.
 82. Granat-cordieritådergnejs. — 250 m V om Stortorp, ca 1.5 km SSO om Torsåker k:a. Nyköping NO.
 117. Granatskarn. — Berga, 1.5 km S om Sättersta k:a (5g). Nyköping NO.
 2. Granatskarn. — 350 m O om Hammartorp, ca 2 km ONO om Vagnhärad k:a. Nyköping NO.
 15. Granatrik diorit. — 1.7 km V om Norrvrå hpl, 150 m N om sjön Varvarn (8j). Nyköping NO.

makroskopisk genomgång av hela det insamlade materialet på så sätt, att en grovklassificering av urkalkstenarna kunnat utföras med avseende på ingående mängder av kalcit och dolomit, varvid även silikatmineralinnehållet beaktats. Med ledning härav och efter komplettering med övriga iakttagelser vad avser de skilda urkalksstensstråken (mäktighet m. m.)

skall dessa nu genomgås kortfattat, varvid de viktigaste förekomsterna redovisas först. Början görs med urkalkstenarna öster om sjön Sillen.

Mellan Vagnhärad och Lövsta (7i, j) löper ett ca 7 km långt, dubbelt kalkstensstråk, som troligen utgör ett och samma lager. Detta har först bildat en mot väster överstjälpst synklinall längs en flackt liggande nord—sydlig veckaxel och därefter tvärveckats runt en öst—västligt orienterad axel. En större intrusion av yngre granit har delat stråket i en västlig hälft kring Lövsta och en östlig del nordväst om Vagnhärad. Mäktigheten av den södra, bredaste veckskänkeln växlar från 20 à 40 m i trakten av Lundby till 150 à 200 m omkring 1 km VNV om Vagnhärad k:a. En mindre kalkstensförekomst väster om Skårby gård, ca 1 km nordost om kyrkan, torde utgöra en tektoniskt avsliten del av det här omtalade stora urkalkstensstråket. Vagnhäradsstråket är väsentligen uppbyggt av ren kalksten, men en distinkt, ca 50 m bred zon av dolomit påträffas lokalt utmed sydsidan av södra veckskänkeln, dels vid Lånesta längst i öster, dels vid Runberget i stråkets mellersta del (150 m NO om triangelpunkt) och dels ca 600 m VNV om Lundby¹, just där stråket genom hopveckning breddats till 100 à 150 m. I kalkbrottet vid Fänåker (norra skänkeln) påträffas lokalt mycket ren, vit och finkristallin kalksten. På krönet av höjden ca 600 m OSO om Fänåker anstår en ca 50 m bred zon av ren kalksten med en ovanlig fältspatröd till orange färgton. Eljest dominerar den vita färgen bland stråkets kalkstenar och dolomiter. Ljusgröna serpentinskikt uppträder underordnat. Tre vertikala borrhål med 50 meters inbördes avstånd i nord-sydlig riktning tvärs över urkalkstensstråket ca 150 m NNV om Runberget (triangelpunkt) finns anförda i nyssnämnda utlåtande av E. Åhman (se fotnot). Det sydligaste borrhålet når ned till gnejs vid 110 m, det mellersta vid 80 m och det norra vid 20 m. Av dessa uppgifter framgår att det synklinalt uppbyggda kalkstensstråkets södra skänkel stupar mot söder, närmare bestämt mellan 50 och 70° och bevisligen stjälpst över något mot norr vid tvärveckningen. Andra borrhningar i trakten av Lundby ger enligt E. Åhman en uppfattning om frekvensen av leptitinlagringar i kalkstenen i detta område. Två ca 100 m djupa borrhål med 60° stupning, det ena mot nordost, det andra mot sydväst och båda helt inom urkalksten, visar att övervägande decimeter- till meterbredda, leptitiska inlagringar tillsammans utgör

¹ Denna och vissa andra uppgifter går tillbaka dels på ett utlåtande av Erik Åhman (1967) för Vagnhäradskalkbruks räkning, dels i mindre grad på en karta i skala 1:10 000 över vissa delar av kalkstråket upprättad av E. Roosar, Hagconsult.

mellan 10 och 20 % av hela lagerpacken. Rikligt med små massiv och gångar av yngre granit genomsätter f. ö. urkalkstenen i Vagnhärad.

Urkalkstensområdet i Lövsta torde, som nyss framgått, ursprungligen har varit förbundet med Vagnhäradsstråket. Dolomiten utmed södra veckskänkeln i Vagnhärad har sin fortsättning i den västligaste spetsen av norra veckskänkeln i Lövsta men upphör efter ca 400 m nordväst intill Sandbrink. Dolomiten här, ca 30 till 50 m mäktig, lär vara en av de magnesiumrikaste i landet (Sundius 1942, s. 38). Centrala delarna av norra skänkeln utmed en sträckning av 500—700 m förbi kalkugnarna domineras av ganska ren kalksten, medan, i huvudsak enligt Sundius (s. 33), större delen av veckomböjningsområdet i öster intas av dolomitisk kalksten. Den södra veckskänkelns (ej tidigare känd) sammansättning har ej studerats. Två prover tagna av förf. i närheten av kalkugnarna visar dels nästan ren kalksten, dels en kalkig dolomit med ca 25 % serpentinmineral. Två äldre analyser av nästan rena kalkstenar, sannolikt från området kring kalkugnarna, framgår av tabell 5. Ca 500 m öster därom togs ett prov av kalkig dolomit med ca 10—20 % serpentin. Intensivt veckade leptitinlagringar (fig. 5) uppträder rikligt i kvarstående delar av de många nu nedlagda och vattenfyllda brotten (7—8 stycken). Även gångar och massiv av yngre graniter noteras flerstädes. En ca 7 m bred vertikal diabasgång delar huvudbrottet kring kalkugnarna i två delar och kan följas ca 600 m.

Urkalkstensstråket vid Norrvrå hpl (8j) sträcker sig över Edeby och in på kartbladet Nynäshamn NV fram till Hölö k:a är ca 5 km långt och mäter som mest 500 m i bredd. De tektoniska förhållandena här tyder på att kalkstenen är två- eller tredubblad genom sammanveckning utmed en ost-västlig axel och sålunda kan beräknas vara minst 150 m mäktig (se fig. 14 c). Kring Edeby och längst i söder anstår huvudsakligen en vit, ca 75 m mäktig dolomit (se tabell 5), medan f. ö. en grönaktig eller grå serpentinmarmor med växlande inslag av dolomit och kalcit överväger, dock med dominans för kalcit i de gröna varieteterna (prov 160, tabell 6). Ett tiotal marmorbrott förekommer inom detta stråk, men blott ett par är i drift.

Urkalkstenen i det stora området sydväst om Mölnbo stn (9i) påminner starkt om den inom Norrvrå, med dominans för gröna serpentinrika led. Ett par prover från det stora marmorbrottet, ca 300 m söder om Gnestavägen, består till 2/3 av kalcit och 1/3 av silikat av serpentintyp. En kemisk analys från samma lokal (tabell 5) tyder på att kalksten dominerar inom detta område. Någon säkert identifierad ren dolomit lik den i Norrvråstråket

har ej observerats. Detta till trots utgör sannolikt Mölnbo- och Norrvråstråken ett och samma lager, inte endast med hänsyn till fyndigheternas inbördes lägen utan också beroende på att båda stråken representerar ansevärliga mäktigheter av jämförbar storleksordning. Tektoniken vid Mölnbo är svårtolkad på grund av ogynnsamma blottningsförhållanden men torde i huvudsak likna den vid Norrvrå, i detta fall med en flerdubbling av kalkstenslagret utmed ONO-liga axlar. Även här torde kalkstenens mäktighet vara minst 150 m.

Omkring fem marmorbrott finns inom stråket, varav fyra intill varandra. Inget av dessa är numera i drift. Rikligt med pegmatit och yngre granit penetrerar kalkstenen i området.

En del mindre urkalkstenar, av vilka de tre förstnämnda bildar en undre horisont i Mölnbosynklinalen, skall nu nämnas i korthet.

Vid St. Lundby, ca 2 km sydväst om Mölnbo stn, anstår ett 50—75 m brett, brantstående och mot söder öppet veck av urkalksten, på ömse sidor omgivet av leptit. En fortsättning på detta lager utgör sannolikt en ca 4 m bred kalksten med väst-östlig strykning 250 m sydväst om Hjortsberga. Till samma horisont hör antagligen också en ca 10 m bred, lätt dolomitisk, ljusgrön serpentinkalksten med nord-sydlig strykning vid Vårdinge k:a.

Vid sydändan av Skillötsjön, till sist, kan en ca 10 m bred horisont av vit, tämligen ren, delvis kraftigt mylonitiserad kalksten med mindre avbrott följas ca 100 m utmed stranden.

Ett annat betydande urkalkstensstråk med komplicerad veckning öster om sjön Sillen kan följas 3 till 5 km från Svalsta (8i) via Usta och stranden av Sillen till N. Stene och Stene. En fortsättning utgör sannolikt kalkstensstråket utmed Långsjöns södra strand. Stråkets nuvarande utseende har antagligen frambringats av en äldre isoklinal veckning utmed flackt orienterade axlar i NNV-lig riktning. En tvärveckning efter öst-västliga axlar har främst påverkat stråkets södra del. Urkalkstenen vid Svalsta är ca 100 m mäktig, grovkornig och serpentinrik. I stråkets fortsättning i området söder om Usta är kalkstenen och associerad leptit intensivt veckade och breccierade av yngre granit och bildar lokalt mer eller mindre isolerade öar inom den senare. Från N. Stene till Stene anstår en ganska ren, vit, ca 100 m mäktig kalksten. Äldre uppgifter antyder att kalkbränning här ägt rum i kalkugnsbacken ca 150 m söder om N. Stene. Enligt analys från denna lokal (tabell 5) föreligger en ren kalksten med ca 10 % silikat-inblandning. I östra delen av det halvcirkelformade kalkstensstråket söder om Stene, har ett mindre försök till marmorbrytning gjorts. Serpentin-

marmorn här är av dålig kvalitet, med stark inblandning av leptit. Utspårningens storlek är ca $5 \times 5 \times 3$ m³. Den sannolika fortsättningen av nu nämnda kalkstensstråk utmed Långsjöns strand är i sin västra del komplicerat dubbelveckad och lokalt avsliten. På udden ca 1 km norr om Herrsättra är urkalkstenen ca 50 m bred. Här anstår enligt proverna dels en vit, ganska ren kalksten, skiktvis bemängd med upp till 30 % grön serpentin, dels en grå dolomitisk kalksten. Stråket utmärks f. ö. i sin helhet av decimeter- till halvmeterbreda, branta, svagt undulerande och tämligen rena, vita kalkstensbankar omväxlande med smalare serpentinrika skikt. Här och var utmed stranden påträffas diabaser och diabasporfyriter, som genomsätter kalkstenen. Vissa mindre gångar har lokalt intruderats parallellt med kalkstenens lagerskikt. Pegmatit och granit genomsätter tämligen rikligt.

Ett flertal mindre kalkstenshorisonter har noterats i området kring Fredriksdal (7j), ca 2 km nordväst om Vagnhärad k:a. 400 m SSO om nämnda gård anstår en ca 50 till 75 m mäktig, ej närmare studerad urkalksten. 600 m SSO om Fredriksdal följdes utmed en sträckning av ca 150 m, en 10 till 20 m bred kalkstenshorisont inlagrad i leptit, och 200 m sydväst om gården har påträffats en ca 5 m bred och 30 m lång kalkstenshorisont. 400 m NNV om Riseved, i angränsande område österut, anstår slutligen en 30 till 50 m mäktig urkalksten rikligt inlagrad med leptithorisont. Några av nu nämnda fyndigheter har inom kartan knutits ihop till ett sammanhängande stråk inramat av leptit. Den härigenom erhållna totalkonfigurationen i kartbilden harmonierar ur tektonisk synpunkt väl med det västligare belägna Vagnhärad—Lövstastråket och torde liksom detta ha en synklinal uppbyggnad. (Se även s. 81.)

En sannolik fortsättning av stråket österut från Riseved utgör en ca 30 m bred och 1 km lång horisont av urkalksten norr om Nora (7j). Enligt tre prover härifrån överväger dolomit och kalkig dolomit med betydande lokalt inslag av serpentin.

Vid Hallsta, strax söder om Nora löper en 5 till 10 m bred urkalkstenszon, som sannolikt bildar den södra skänkeln till nyssnämnda kalkstenshorisont norr om Nora och tillsammans med denna inramar en leptit-antiklinal belägen strax öster om kartgränsen (se även fig. 14 g).

Bland urkalkstenarna väster om Sillensänkan märks ett flertal stråk av vit, nästan ren kalksten belagda genom prover. Tre av stråken är belägna vid sjön Björken (5h), Mörtsjön (6h) och Nyckelby (5i), ett fjärde innehåller Näsby kalkbrott vid Svärdsbro (5g). Kalkstenen vid Björken har en

synlig bredd av 25 m utmed södra sjöstranden och innehåller där ett flertal konformt inlagrade, smala diabasgångar. Ute på ön i sjön tycks kalkstenen vara z-veckad till en total bredd av ca 250 m utmed brant mot öster stupande axlar. Vid sidan av den dominerande vita kalkstenen uppträder även orangefärgad kalksten, här påminnande om den i Vagnhäradstråket. Åtskilliga leptitskivor finns också i Björkenkalkstenen. Urkalkstenen vid Mörtsjön kan följas ca 700 m och är i sydändan ca 75 m bred, medan blotad mäktighet i norr är omkring 20 m. Enligt kemisk analys i tabell 5 rör det sig här om en nästan ren kalksten med ca 10 % inslag av silikat. Kalkstensstråket vid Nyckelby (5i) är möjligen 50 till 100 m brett och kraftigt isoklinalveckat strax söder om kartgränsen. En vit ren kalksten dominerar här. Näsby kalkbrott, ca 1 km VSV om Svärdsbro (5g), är beläget i västra delen av ett stråk, som med avbrott kan följas ca 500 m. En möjlig fortsättning av stråket utgör en sannolikt isoklinalveckad vit kalksten vid Sörgården, ytterligare 500 m längre mot OSO inom samma leptitområde. Kalkstenen är vit, ganska grovkristallin, med ett silikatinnehåll under 5 %. Det nu nedlagda kalkbrottet har en area på $25 \times 50 \text{ m}^2$ och ett uppskattat djup mellan 5 och 10 m. En tämligen intakt brännugn finns fortfarande kvar invid brottet. Inom nu aktuella leptitområde anstår även en ca 2 m mäktig, serpentinrik kalksten ca 750 m nordväst om Sättersta k:a.

Mellan Igelstakullen över Sättra till Ekeby (5f, g) löper en av kartområdets större urkalkstenar, som kan följas ca 2.5 km med en förmodad maximal bredd av 250 m. Stråket är bitvis dåligt blottat och kan möjligen vara uppspaltat av breda interna leptitskikt. Sammansättningen är dåligt känd men varierar bl. a. från en ren, grå, lätt silikatblandad kalksten vid Sättra (tabell 6, prov 112) till en ljusgrön, serpentinrik kalksten söder om Norrstugan och en starkt silikatblandad kalkig dolomit öster om Igelkullen (tabell 5). Stråket har i väster avskurits genom en markerad förkastning med maximalt 1.4 km horisontell förskjutning. Österut ca 2.5 km i stråkets förlängning, finns inom samma leptiter ett obetydligt inslag av kalksten vid Rydåsa (0.5 m kalksten). Flera tunna, stratigrafiskt sannolikt lägre kalkstenshorisonter, har även iakttagits vid Sättra och Ekeby, liksom också väster om den stora förkastningen.

I ett obetydligt gammalt kalkbrott ca 1 km söder om Lövsund (5f) anstår en kraftigt silikatblandad, tämligen ren kalksten (kemisk analys i tabell 5).

Inte mindre än åtta små förekomster av urkalksten har noterats inom leptitområdet sydväst om sjön Svarvaren (5g). Ett ca 20 m brett stråk av finkornig ren dolomit löper parallellt med den nya motorvägen ca 500 m

VSV om Dånhammar (5g). 400 m nordost om samma gård finns en meter-bred kalksten i kanten mot gnejsgranit. Från 2 till 4 m breda kalkstenshorisonter, som antagligen utgör delar av ett och samma lager, påträffas 250 respektive 500 m nordost om St. Brunna. Mellan 500 och 600 m norr om Kläfstå uppträder vidare ett par tre blottningar utgörande delar av ett och samma ca 10 m breda lager av en svart-vitspräcklig olivin-serpentinmarmor av kalcittyp (tabell 6, prov 122a). Samma marmor anstår dels 500 m ONO om nämnda gård i form av ett 5 m brett lager och dels 500 m nordost om gården i ett meterbrett lager invid gnejsgranit. Slutligen, ca 100 m väster om Kläfstå gård, finns 1 à 2 m breda skikt av grovkornig, serpentinrik, något dolomitisk kalksten i växellagring med leptit (jfr kemisk analys i tabell 5).

I leptitstråket väster om gården Harstahopen, ca 600 m VSV om Tystberga k:a, har tre förekomster av gråvit urkalksten noterats. Omedelbart väster om gården är kalkstenen ca 10 m mäktig och följbart ett hundratal m. Återstående kalkstenslager är obetydliga och endast 2 till 5 m breda.

Kalkstensstråket sydväst om Nysäter, ca 1.5 km väster om Lästringe stn (5h), är 10 till 20 m brett och följbart ca 300 m. Det rör sig här om en vit, lokalt något serpentinförande kalksten, i vilken ett obetydligt uttag har skett.

I det stora leptitområdet 1.5 km sydost om Gisesjön (5i) finns tre kalkstensförekomster. Vid Kungsbol i norr kan ett ca 25 m brett lager av vit marmor följas 500 m i nord-sydlig riktning. Söder härom, vid Vackebol, är sannolikt motsvarande kalkstenshorisont 10 till 30 m bred. Ett några m brett kalkstenslager i bandad leptit påträffas också mittemellan nu nämnda stråk.

600 m SSV om Örboholm (5i) löper ett ca 50 m brett stråk av dolomitisk kalksten, som med vissa avbrott kan följas ca 1 km över kartbladsgränsen i söder. Helt dominerande silikatmineral är här en mörkgrön diopsid av salittyp (tabellerna 4 och 6, prov 17). En vackert gul diopsid förekommer i ett några meter brett stråk av dolomitisk kalksten på Gisesjöns östra strand (5i), nordväst om Havrevreten (tabell 6, prov 51). Sydost om Havrevreten bildar ett några hundratal meter långt och ca 10 m brett, silikatrikt marmorstråk en isolerad skiva i gnejsgranit.

Ett 2 till 5 m brett lager av kalkig dolomit med rikligt inslag av gul diopsid uppträder ca 250 m söder om Eriksdal, 3 km ONO om Örboholm (5j).

Vid Kalkholmen (5j), slutligen, noteras ett 10 till 20 m långt, starkt tektoniserat kalkstensstråk, som med avbrott kan följas ca 500 m mot NNO.

Ett rikligt inslag av veckade, isärslitna och boudinerade, metaarenitiska lager förekommer här i kalkstenen, som till skillnad från tidigare beskrivna former tycks vara förbundna med normala vittringssediment.

Metabasiter

I teckenförklaringen till kartbladet har större metabasitskikt av ospecificerat ursprung erhållit grön färg, liksom också tunnare skivor och konforma lager av samma slag, de senare dock markerade genom överbeteckningar i form av streck. De ovannämnda leden är utspridda över hela kartområdet, varvid bredden av de grövre, sporadiskt uppträdande lagren merendels ligger mellan 10 och 50 m, medan tunnare skikt från någon decimeter upp till några meter ställvis påträffas i riklig mängd. Betydande delar av de senare torde med stor sannolikhet vara att räkna till den s. k. intraorogena gånggenerationen (se s. 59). Normalt utgörs sammansättningen inom metabasiterna av hornblände \geq plagioklas ($An_{45} - An_{75}$) $>$ biotit $>$ kvarts $>$ magnetit — granat och apatit. Kornstorlekarna varierar mellan 0.3—0.5 mm i smalare skikt och når upp till 1 mm i bredare lager.

Lokalt påträffas metabasiter med 3—5 cm stora granater, t. ex. i området kring sjön Svarvaren (6h) och nordost om Gransjö (8g), ca 2.5 km nordväst om Ärendal. Från sistnämnda lokal anføres följande äldre kemiska analys på en sådan metabasit (bladet "Trosa", s. 17): $SiO_2 = 50.60$ vikt-%, $Al_2O_3 = 12.29$, $Fe_2O_3 = 10.10$, $FeO = 13.00$, $CaO = 7.59$, $MgO = 2.62$, $Na_2O = 1.63$, $K_2O = 0.36$ och slutligen glödgningsförlust = 0.53. Bildningen av granat, en almandin, befrämjas i hög grad av ett högt Fe/Mg-förhållande i bergarten, vilket väl rimmar med den nära nog extremt höga järnhalten och den låga magnesiumhalten i den aktuella analysen.

Endast två planimetriska analyser av metabasiter föreligger (tabell 2e). Prov 106 utgör ett tunt lager i leptit och motsvarar i huvudsak ovannämnda normalsammansättning, medan prov 151c från ett ca 3—5 dm brett lager i ådergnejs skiljer sig från normalsammansättningen genom ett obetydligt inslag av hornblände och närvaron av 25.5 vol.-% ortopyroxen jämte 12 % klinopyroxen. Ortopyroxenen är enligt bestämning med mikrodispersiv röntgen en ferrohypersten (tabell 4, prov 151c) och klinopyroxenen enligt samma tabell en diopsid av salittyp. Både orto- och klinopyroxenkristaller- na är lätt parallellanordnade, färglösa och helt fria från inneslutningar. Någon nämnvärd pleokroism har ej noterats. Dock visar ortopyroxenen ett svagt stick i brunt.

Äldre (synorogena) intrusivbergarter

Väl hälften av kartarealen upptas av äldre intrusivbergarter med kvartsdioritisk, granodioritisk eller granitisk sammansättning (brun färg i kartan). I motsats härtill sparsamt företrädda är basiska led hörande till samma intrusivsvit (grön färg). Dessa representeras enbart genom dioritiska bergarter inom små avgränsade massiv och av tämligen ensartad sammansättning. Sålunda har vare sig gabbror eller hornbländiter iakttagits i karteringsbara kvantiteter. Dioriterna är äldre än de granitoida leden och breccieras tydligt av dessa, t. ex. i massiven ca 2 km väster om Tystberga stn. De granitiska eller granitliknande bergarterna kallas granitoider och bildar stora sammanhängande arealer inom det söderut angränsande kartbladet Nyköping SO, medan inslaget av dessa bergarter avtar starkt österut in på kartbladet Nynäshamn NV, där sedimentgnejser dominerar berggrunden.

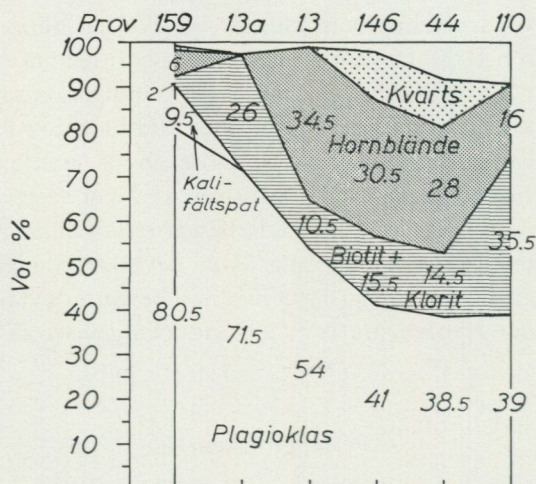
Djupgrönstenar

Som framgått ovan utgörs djupgrönstenarna inom kartområdet enbart av dioriter. Den mineralogiska sammansättningen och kornstorlekarna för sex bergarter av detta slag kan utläsas av diagram 3. Dioriterna uppträder dels som rundade väl avgränsade, pluggformade massiv omgivna av koncentriska strukturer, dels i mera lagerbetonade kroppar, lokalt med en viss hypabyssisk prägel.

Bland de förra märks främst massiven öster om Långsjön (8j; proverna 159, 13a och 13) och ca 2 km söder om Vårdinge k:a. Bergarterna i dessa massiv är samtliga medelkorniga och kvartsfattiga, dvs. dioriter i ordets egentliga bemärkelse (se f. ö. diagram 3). För dioriter ofta utmärkande, mustiga färger hos biotit (gulbrun — rödbrun eller mörkbrun) och hornblände (brungrön — mörkgrön) noteras också. En viss men tämligen svagt utvecklad hypidiomorf struktur förekommer jämsides med en väl utvecklad lineär förskiffring. Anhopningar av små hornbländekrystaller till en eller flera centimeter stora rektangulära aggregat ger lokalt nu nämnda bergarter ett mycket grovkornigt utseende, särskilt i massivet öster om Kattnäs (13). En viss bandning kan också förmärkas inom detta massiv genom en skiktvis anhopning av hornblände. Det lilla massivet vid sjön Varvarn får emellanåt en monzodioritisk prägel genom ett inslag av ca 10 % mikroklin i form av små rektangulära antipertitiska utskiljningar i en f. ö. dominerande oligoklas (prov 159). Även separata större mikro-

DIAGRAM 3. Variationen i mineralsammansättningen inom djupgrönstenar (dioriter) från kartbladet Nyköping NO

Variation in the mineral composition of synorogenic dioritic rocks from the map-sheet Nyköping NO



An i %	24	27	27	37	32-40	31
Mikroklän	9.5	-	-	-	-	0.9
Kvarts	10	-	-	10.9	10.5	-
Klorit	-	-	-	-	1.3	1.1
Apatit	0.5	0.4	0.3	0.7	4.3	+
Oxidmalm	0.5	-	0.7	1.4	2.9	4.2
Svavelkis	-	+	-	+	+	-
Titanit	+	-	-	-	1.3	+
Zirkon	-	-	-	+	-	-
Granat	-	2.1	-	-	-	-
Epidot	-	-	-	-	-	0.9
Prehnit	-	-	-	-	-	3.5
Kornstorlek	2-4	1-2	1-2	1-1.5	1-2	1
Grain size						
N=number	725	788	776	750	753	538

159. Medelkornig diorit—monzodiorit. — Litet massiv O om sjön Varvarn (8j).
 13a. Medelkornig diorit. — Litet massiv O om sjön Varvarn (8j).
 13. Medelkornig diorit med centimeterstora rektangulära hornbländeaggregat. — 500 m O om Kattnäs vid Långsjöns östra ända (8j).
 146. Fint medelkornig kvartsförande diorit. — S om Lundbynäs (8f), nära nordspetsen av sjön Likstammen.
 44. Medelkornig kvartsförande diorit med hypabyssisk prägel. — 400 m S om Hällesta (9g), ca 4.7 km VSV om Gnesta stn.
 110. Magnetitrik finkornig diorit. — 1.5 km SO om Bogsta k:a (5f).

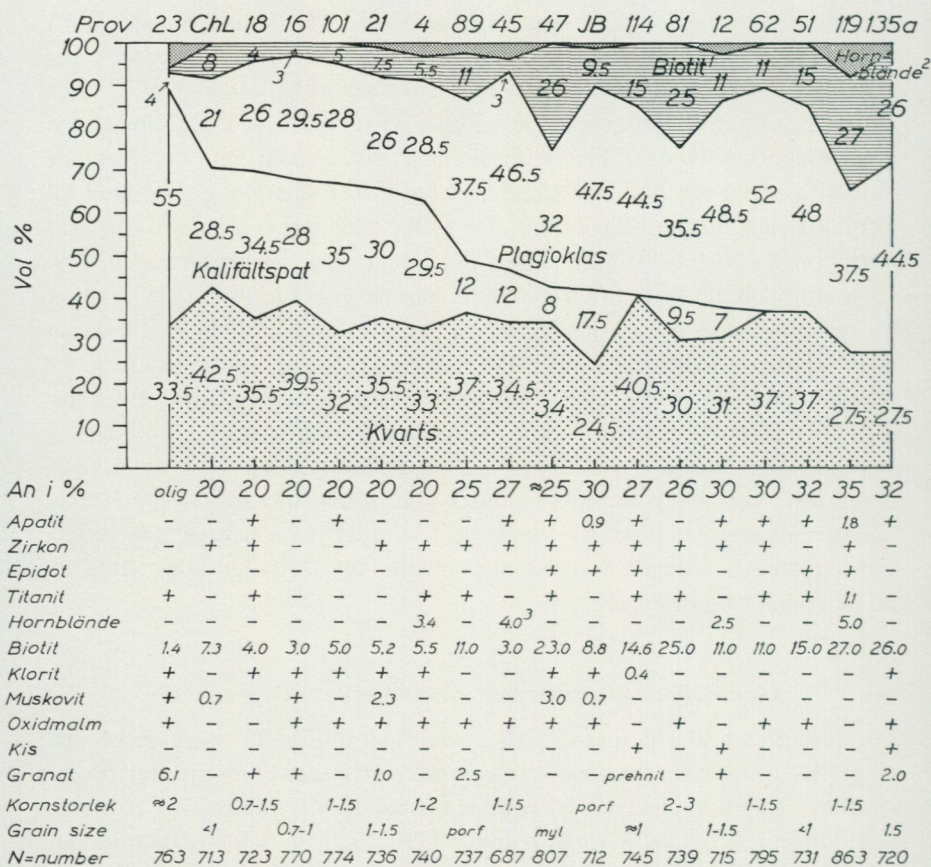
klinkorn förekommer, och bergarten antar då en svagt röd färgton. Ett ögonfallande inslag av granat förekommer ställvis i just omtalade massiv (13a) men även annorstädes.

Som ett exempel på lagerformade dioriter kan främst nämnas prov 44 från området väster om Gnesta. Strukturen i denna kvartsförande diorit är ofitisk och plagioklaserna uppvisar en tydlig zonar byggnad, egenskaper gemensamma för bergarter av hypabyssiskt ursprung. Hornbländet i den aktuella dioriten är genomgående poikilitiskt utbildat med små inneslutna avblandade kvartskorn. Apatit förekommer rikligt som långa nålformade individ och magnetithalten är tämligen hög, ett förhållande som kommit till uttryck i den magnetiska kartan. En tydlig magnetisk anomali uppvisar också prov 110 från trakten sydöst om Bogsta k:a, beroende på ett högt magnetit innehåll. Strukturen i denna väsentligen finkorniga bergart är f. ö. granoblastisk. En stark sekundärmineralisering med total sericitisering av plagioklasen jämsides med utbildning av prehnit, epidot och klorit utmärker detta prov. Prov 146, slutligen, från nordspetsen av sjön Likstammen (8f) är en fint medelkornig kvartsförande diorit med granoblastisk struktur. Massivet i fråga är mycket oregelbundet uppbyggt av basiska bergarter, vilka varierar till utseendet och vilkas inbördes relationer ej närmare utretts. Huvuddelen av övriga här ej närmare behandlade dioritmassiv torde i växlande utsträckning ansluta sig till någon eller några av nu omtalade bergartstyper.

Granitoider (kvartsdioriter, granodioriter och graniter)

De äldre granitoiderna inom kartbladsområdet utgörs till övervägande del av grå till rödgrå, förgnejsade kvartsdioriter och/eller granodioriter (brunt i kartan). Något mindre utbredning har ljusare grå till rödlätta ögonförande granodioriter samt sura röda graniter. Samtliga nu nämnda granitoider kallas ofta med ett gemensamt namn gnejsgraniter. Den mineralogiska sammansättningen hos de kvartsdioritiska och granodioritiska leden framgår av diagram 4 (högra delen). Kvantitetsrelationerna mellan de ingående viktigaste mineralen är följande: plagioklas (oligoklas — andesin) > kvarts > biotit \geq kalifältspat > hornblände. För de ögonförande, vanligtvis granodioritiska leden gäller generellt alternativet kalifältspat > biotit. Hos de allmännast förekommande jämnkorniga granitoiderna utgör ett inslag av ca 10 vol.-% kalifältspat den ungefärliga gränsen mellan kvartsdiorit och granodiorit enligt här använd nomenklatur (s. 12). Inslaget

DIAGRAM 4. Mineralfördelningen inom synorogena granitoider (förgnejsade graniter, granodioriter och kvartsdioriter) från kartbladet Nyköping NO
Mineral composition of synorogenic svecofennian intrusives such as granites, granodiorites and quartz diorites from the map-sheet Nyköping NO



23. Rödlätt, ådrad och granatförande sur gnejsgranit. — 200 m SV om Trosa k:a (7j).

ChL. Gråröd, finkornig sur gnejsgranit. — Nordspetsen av mellersta Stortrön (7g).

18. Röd sur gnejsgranit. — 700 m NV om Kumla (7j), ca 2.5 km N om Vagnhärad k:a.

16. Rödlätt, ådrad, finkornig granatförande sur gnejsgranit. — N om Fridhem (7j), 2.5 km V om Trosa k:a.

¹ Biotit innefattar även klorit och muskovit.

² Hornblände innefattar även granat och övriga accessoriska mineral.

³ Innefattar även ca 0.5 % klinopyroxen.

av mörka mineral kan variera ganska kraftigt, oavsett om kvartsdiorit eller granodiorit föreligger. Dock är kvartsdioriten i huvudsak rikare på basiska mineral, främst då hornblände. Om förekomsten av övriga mineral ger diagram 4 besked. Granat är föga representerad i analysmaterialet, trots att mineralet förekommer allmänt i fält, om än i starkt växlande mängder. I ett enstaka fall har klinopyroxen noterats (prov 45). Om man bortser från mikroklinporfyroblasterna i de ögonförande leden (diameter en eller flera cm), varierar kornstorlekarna inom de aktuella bergarterna mestadels från 1 till 2 mm. I stort kan man iakttä ett par deformationsfaser, som genom granulering i huvudsak plånat ut den primära hypidiomorfa strukturen i gnejsgraniterna. Den första av dessa faser är orogenetiskt betingad och har givit upphov till en genomgående stänglighet och/eller planskiffrihet framhävd främst genom parallellanordning av de mörka mineralen. Den sista deformationen är av rent mylonitisk karaktär och hör samman med de postorogena block- och förkastningsrörelserna inom berggrunden vid denna tidpunkt. Mylonitiseringen är allmänt utbredd om än ojämnt fördelad och ofta iögonfallande, främst i tunnslip. Den yttrar sig främst som en finkrossning av mineralen utmed korngränserna, men bildar efter hand vid tilltagande intensitet först smala, sedan bredare zoner av helt eller delvis krossat och sedermera svagt rekristalliserat bergartsmaterial.

Över hela kartområdet har granitoiderna i växlande grad åderförgnejsats och deformerats plastiskt. Detta är speciellt fallet i veckomböjningar och märks f. ö. särskilt inom tunnare lager eller i gränser mellan stora grani-

-
- 101. Röd sur gnejsgranit. — 700 m N om Åda herrgård (7j).
 - 21. Röd sur gnejsgranit. — 400 m N om Smedsta (9g), ca 4 km V om Gnesta stn.
 - 4. Röd sur gnejsgranit. — 1.2 km O om Trosa k:a (7j).
 - 89. Rödgrå porfyritisk granodiorit. — 3.5 km V om Västerlång k:a (6i).
 - 45. Rödgrå granodiorit med klinopyroxen. — SO om Valstabergr (9i), 2.5 km SO om Vårdinge k:a.
 - 47. Grå granulerad granodiorit. — 200 m NNV om Hällesta (9g), ca 4.7 km VSV om Gnesta stn.
 - J.B. Rödgrå porfyrisk granodiorit. — 500 m V om Tacksjöns centrala del (5f).
 - 114. Grå finkornig kvartsdiorit. — Berga, 1.5 km S om Sättersta k:a (8g).
 - 81. Grå granodiorit. — 2 km SO om Torsåker k:a (7h).
 - 12. Grå kvartsdiorit. — 500 m V om Karlsro (7j), ca 3.5 km NO om Vagnhärad k:a.
 - 62. Grå kvartsdiorit. — S om Smedstugan, ca 500 m SSV om Tureholm slott (6j).
 - 51. Grå kvartsdiorit. — 1 km S till SSO om Gärdesta herrgård (6h).
 - 119. Mörkgrå kvartsdiorit. — Nära sjön Svarvarn, ca 1.5 km OSO om Sättersta k:a (6g).
 - 135a. Grå kvartsdiorit. — 1 km rakt S om Gnesta stn (9h).

toidområden och omgivande ytbergarter. Exempel på vackert åderförgnejsade granitoider förekommer rikligt och kan med fördel studeras t. ex. väster om Mälby kvarn på vägen mot Lockvattnet (9f; röda ådror) eller utmed vägen från Björnlunda (9f) söderut mot Nyköping i trakten sydväst om Jakobsberg (grå ådror). Intensivt plastiskt veckade granitoider, åter, har bl. a. antecknats från området strax nordväst om Västerkärv, ca 1.5 km VSV om Gnesta stn (9h).

Bäst bevarade är granitoiderna inom de stora sammanhängande områdena söder och sydost om sjön Likstammen (7f, g), där grå, mycket ensartat utbildade och sporadiskt granatförande kvartsdioritiska gnejsgraniter lättast kan studeras i trakterna norr och nordost om Bogsta k:a (5f).

Ögonförande granodioriter är flerstädes väl tillgängliga för studier, t. ex. invid vattentornet i Gnesta (grå, 2—3 cm stora ögon) eller i motorvägsskärningar ca 2 km väster om Tystberga stn (5g; röda 2—3 cm stora ögon). Ögonen är mestadels mer eller mindre kraftigt utvalsade, men exempel på mera rundade, tämligen odeformerade ögon är också vanliga. Sannolikt får man räkna med förekomsten av dels en äldre senmagmatisk ögonbildning och dels en ögonbildning i samband med åderförgnejsningen vid metamorfosens kulmination. Den senare ögonbildningen torde väsentligen ha inneburit en rekristallisation av preexisterande ögon. Starkast migmatiserade och åderförgnejsade är gnejsgraniterna i kartområdets södra delar. En intern utsöndring och/eller mobilisering av kvarts-fältspatmaterialet har nämligen här ägt rum inom delar av dessa bergarter. Ett kraftigt inslag av mer eller mindre starkt assimilerade och/eller förgrovade ytbergarter, mestadels av leptitursprung, bidrar tillsammans med bättre bevarade basiska led från samma formation ytterligare till att förläna gnejsgraniterna inom detta område en mycket heterogen prägel. T. o. m. små klumpar av kalksten kan förekomma inom denna vanligen av röda färgtoner dominerade berggrund, vilket exemplifieras väl av en lokal nordöst om Tystberga stn (5g).

Annu ett steg längre mot en total upplösning av de äldre granitoiderna till följd av ökat tillskott av yngre granitiskt material och/eller granitiserande lösningar kan ställvis noteras inom bladområdet, t. ex. på stora Arnholmen längst i sydost. Här kvarstår grå gnejsgraniter endast som skugglika rester i en f. ö. nybildad ljusgrå till rödlätt granitisk bergart.

Smala konforma lager eller ryggar av äldre granitoider förekommer ej sällan inom ytbergarterna (bruna spolar), t. ex. öster om sjön Likstam-

men eller 1.5 km nordost om Västerljung k:a (något större lager). Ett ovanligt instruktivt exempel härpå kan iaktas norr om sjön Svarvaren (6g,h), just där en viadukt korsar den nya motorvägen. I gränsen mellan grå gnejsgranit i söder och sedimentgnejs i norr förekommer här upprepade smala (en till flera m) gnejsgranitlager i den tämligen arenitiska sedimentgnejsen. Gnejsgranitlagren blir generellt sett renare och mera entydiga söderut, mot den sammanhängande gnejsgranitfronten, medan i motsatt riktning lagren i fråga blir alltmer sedimentblandade och kontroversiella.

Strukturellt särpräglade egenskaper uppvisar kvartsdioritiska och granodioritiska gnejsgraniter i nära kontakt med metaargillitiska derivat, varvid parallellstrukturen i huvudsak försvinner och bergarten får en homogen prägel erinrande om den i ett odeformerat djuperuptiv. Sannolikt rör det sig här om en uppfärskning eller regeneration av nämnda gnejsgraniter i samband med metamorfosens kulmination, varvid äldre strukturer plånats ut och vad som liknar en ny stelningstextur kommit till utbildning. Den generellt grå eller lätt rostfärgade, homogena bergartens makroskopiska utseende kan närmast beskrivas på följande sätt. Vittringsytan kännetecknas av tätt liggande, vita kaolinvittrade, rundade plagioklasindivider från ett par upp till 5 mm i diameter. Mera glest och oregelbundet fördelade uppträder blekt röda mikroklinporfyroblaster, ofta av något större dimensioner. I stort har bergarten ett grovkornigt eller smått porfyriskt utseende. Tämligen generellt ingår även almandingranat i makroskopiskt iakttagbara mängder. Den omtalade, regenererade bergarten påträffas främst invid små sedimentgnejspartier på alla sidor omgivna av gnejsgraniter t. ex. nordväst och sydost om Ludgo k:a (6f) eller i trakterna runt sjön Likstammen. Beroende på om det aktuella snittet i berggrunden skär över flacka eller branta kontaktytor mellan sediment och djuperuptiv kan regenerationsområdets bredd växla från något 10-tal till ett 100-tal m. Två huvudskäl till den förmodade regenerationen torde kunna anföras. Det första är att djuperuptivens primära sammansättning sannolikt ändrats väsentligt i samband med intrusionen till följd av assimilation av angränsande sediment, varvid inte minst inslaget av glimmer kommit att öka och därmed också bergartens potentiella vatteninnehåll. En antydning om att denna assimilation verkligen ägt rum utgör de många relikta lager och brottstycken av mera svårsmältbara skarn- och plagioklaskvartsiter, som ofta iakttagits inom de sedermera mobila regenerationsbergarterna.

Den andra och viktigaste förklaringen till regenerationen torde dock vara den allmänna frigörelse av vatten inom berggrunden, som ägde rum

i samband med åderförgnejsningen, främst av de argillitiska sedimenten vid metamorfosens kulmination i sensvekofennisk tid. Sålunda bildades i samband härmed kalifältspat, andalusit och/eller sillimanit, cordierit jämte almandin på bekostnad av all muskovit och delar av ingående biotit i sedimenten. Det frigjorda vattnet vid dessa reaktioner är enligt beräkningar mellan 1 och 1.5 vikt-%. Detta torde mer än väl ha räckt till för att under rådande temperatur och tryckförhållanden ($\approx 700^{\circ}\text{C}$ och 3 till 4 kb; se fig. 10) orsaka den partiella mobiliseringen och/eller regenerationen av närmast omgivande djupbergarter, speciellt om hänsyn tas till det ovan omtalade, sekundärt förhöjda glimmerinnehållet inom de senare. De sålunda uppkomna regeneraten kan till sin sammansättning närmast beskrivas som blandprodukter mellan kvartsdioriter eller granodioriter å ena sidan och metaargilliter i växlande mängd å den andra. Slutresultatet i första fallet blir närmast en granodiorit, medan i andra fallet bergarter av mera granitisk sammansättning erhålls. Bergarter av nu nämnda slag har tidigare påträffats i Stockholmstrakten och där beskrivits tämligen utförligt, dels under rubriken "ögonförande granitoid skiffergnejs" (G. Stålhös 1962, s. 103—105), dels senare, under rubriken "migmatitgnejs, homogen småporfyrisk granatförande" med åtföljande kemiska och planimetriska analyser m. m. (G. Stålhös 1969, s. 43—48). Till en början var jag böjd att uppfatta den aktuella bergarten uteslutande som ett metaargillitiskt derivat utgörande en sista länk i den progressiva metamorfosen (1962, s. 104). Sedermera framfördes även som ett alternativ tanken på att bergarten kunde utgöra en regenererad äldre granitoid uppblandad med argillitiskt material (1969, s. 48). De fortsatta fältarbetena inom angränsande regioner har slutgiltigt fått mig att stanna för sistnämnda här framförda alternativ. Den regenererade bergartens kemiska och strukturella främlingskap med metaargilliterna och samtidiga frändskap med de äldre granitoiderna, med vilka senare en stark fältassociation föreligger, har spelat en avgörande roll vid intagandet av nämnda ståndpunkt.

De regenererade granitoidernas textur i slipsnitt kan närmast beskrivas som modifierat hypidiomorf. Rundade, regellöst anordnade, 2—5 mm stora friliggande fältspattavlor allsidigt omgivna av kvarts är mest utmärkande. Kvartsen bildar sammanhängande, lätt undulösa fält eller är ofta helt eller delvis granulerad till följd av den tidigare omnämnda, vitt utbredda postorogena deformationen (mylonitiseringen). 10 till 20 vol.-% biotit tillkommer vanligen vid sidan av en ofta förekommande almandinhalt. Cordierit och andalusit påträffas lokalt, t. ex. i prover från 1.5 km nordväst



Fig. 8. Sur, rödlätt gnejsgranit med granater anordnade i pärlbandslika rader. — Höjd 1.5 km SV om Vagnhärad k:a.

Old synorogenic, reddish gneissgranite with almandine resembling strings of beads.

och 1.5 km SSO om Ludgo k:a, av vilka det förra är mikroklinbetonat medan plagioklas överväger i det senare provet. Aluminiumöverskottet (Niggli's t-värde) i de nu behandlade bergarterna vilket kommit till uttryck i bildandet av ovanstående mineral, är i runt tal det dubbla mot vad fallet är inom de rena kvartsdioriterna — granodioriterna men endast ca hälften av motsvarande aluminiumöverskott inom de renodlade metaargilliterna (jfr G. Stålhös 1969, tabellerna 1, 4 och 10). Även detta talar till förmån för regeneratens karaktär av blandbergarter mellan de nu anförda leden. Slutligen skall nämnas att de regenererade bergarterna emellanåt blir så mobila, att de får en rent intrusiv karaktär, varvid de ställvis breccierar och innesluter strukturellt relikta partier av sitt eget utgångsmaterial. Ett flertal exempel härpå visar Stockholmsområdet i trakten av Kärrtorp — Enskede och Sköndal. Liknande iakttagelser har gjorts inom kartbladet Nyköping NO strax väster om det lilla sedimentgnejsstråket ca 750 m norr om Ökna säteri (6f).

Sura, vanligtvis röda gnejsgraniter förekommer blott i mycket begränsad utsträckning inom kartbladsområdet och då främst i tre olika stråk, varav två söder om Vagnhärad och ett tektoniskt starkt sönderslitet några km väster om Gnesta. Mera diffust avgränsad har denna form av gnejsgranit påträffats kring Kumla norr om Vagnhärad samt norr om sjön Stortrön (7g). Den mineralogiska sammansättningen av dessa led framgår ur diagram 4 (vänstra delen). Viktigaste mineral är i nämnd ordning: kvarts > kalifältspat > oligoklas > biotit. Lokalt tillkommer hornblände och vid kraftig rekristallisation granat. Strukturellt sett är de sura gnejsgraniterna betydligt sämre bevarade än de tidigare beskrivna kvartsdioriterna och granodioriterna. Detta kan sannolikt förklaras av att de förra i allmänhet intar tektoniskt utsatta positioner inom smala uppdrivna ryggar eller veckfronter (jfr trakten av Trosa k:a och Åda i pl. 2). Endast i ett fall inom diagram 4 (prov 4) tycks en primär kornstorlek kring 1 à 2 mm kvarstå, nämligen inom den ansvällda delen av gnejsgranitstråket öster om Trosa k:a. För övrigt dominerar en kraftig granulering av samtliga mineral, ofta ner till 0.5 à 1 mm. Bergarten får då ett närmast leptitliknande utseende och gnejsgranitresterna blir mycket diffusa. Särskilt inom de båda stråken kring Trosa k:a förekommer en stark åderbildning parallellt med de här utpräglade s-ytorna. Dessa vanligen röda ådror, som till sammansättningen helt avbildar ursprungsbergarten, ansväller lokalt med diffus avgränsning i sidled. I speciella fall, som i det mindre stråket sydost om Trosa k:a, uppstår genom nämnda process bergarter, vilka något påminner om yngre ojämnkorniga graniter (s. 61). Kornstorleken i ådermaterialet når upp mot ett par mm (jfr prov 23) och representerar ett slags regeneration av den tidigare kraftigt granulerade bergarten. Karakteristiskt är att almandin granater anordnade i pärlbandslika rader härvid ofta kommit till utbildning inom bergarten (fig. 8). En tidigare halt av biotit har samtidigt försvunnit (jfr proverna 4 och 23).

Den starka benägenheten att bilda granat beror förutom på en tilltagande temperatur och ett ökat tryck även på en stark övervikt av järn i förhållande till magnesium $\frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe}} \approx 0.8$ i de sura gnejsgraniterna, vilket befrämjar bildningen av almandin på biotitens bekostnad.

Vissa tecken tyder på att de sura gnejsgraniterna intar en högre stratigrafisk position än de grå, kvartsdioritiska leden. Bäst framgår detta inom den ansvällda delen av gnejsgranitområdet öster om Trosa k:a, vilken utgör en överstjälpt och tvärveckad antiklinal (se tektoniska kap., s. 66 ff

och pl. 2). Kärnan i denna utgörs av kvartsdioritisk gnejsgranit, medan höljet består av sur gnejsgranit. Jag är benägen att tolka denna zoneringsom ett uttryck för en gravitativ differentiation inom granitoiderna, där det surare materialet koncentrerats till högre nivåer. Mäktigheten av den sura gnejsgraniten torde röra sig kring 50 à 100 m. Även på andra lokaler inom Södertörn, där sura gnejsgraniter uppträder, har jag tidigare observerat samma fenomen med en basisk gnejsgranitkärna och ett surare hölje, t. ex. i trakten av Skogås vid Magelungen eller väster om Drevviken.

Till sist skall nämnas, att den sura gnejsgraniten i en del vägskärningar ca 4 km väster om Gnesta breccieras av en röd yngre granit. Rika möjligheter finns att på denna lokal studera de delvis tämligen komplicerade kontaktrelationer med bl. a. fläckutbildning, som råder mellan nämnda led.

Intraorogena gångar

Efter de äldre djupintrusivens konsolidering och veckning men före den sista, serorogena, veckfasen uppkom sprickor inom stora delar av den svekofenniska berggrunden. Dessa koncentrerades främst till de äldre intrusivens utbredningsområden. Så skedde, om än i begränsad omfattning, även inom kartbladet Nyköping NO, där liksom inom övriga områden de uppkomna sprickorna sedermera i huvudsak fyllts ut med basiska smältor. En stor del av de basiska eruptiven har sannolikt också trängt in parallellt med den äldre planskiffriheten inom gnejsgraniterna eller utmed skikt-ytorna inom sedimentgnejserna och leptiterna. I sistnämnda fall kan man svårigen skilja mellan intraorogena lagergångar och sådana av högre ålder. Gångarnas lineärförskiffring sammanfaller i flertalet fall helt med den omgivande berggrundens, vilket tyder på att de varit på plats före den sista veckfasen inom orogenzonen, enär denna kännetecknas av en utpräglad plastisk deformation. Beroende på gångarnas ursprungliga riktningar i förhållande till de äldre s-ytorna och det sena deformationstrycket har dessa i varierande grad blivit planförskiffrade, boudinerade och/eller plastiskt veckade, i sistnämnda fall med utbildning av lineärstruktur enligt ovan.

Merparten av gångarna inom kartområdet är endast decimeterbredda, men vissa mäter lokalt upp mot en halv meter. På grund av den städse förekommande tektoniseringen kan de sällan följas mer än några få meter utmed längsriktningen. Endast där gångkaraktären framträder tydligt, har tillämplig beteckning införts i kartan (se teckenförklaringen, där även små

gröna streck till väsentlig del torde utgöra lagerintrusioner av här avsedd ålder).

Exempel på sammansättningen av ett par sannolika gångar framgår ur tabell 2f. Som vanligt i dessa generellt starkt rekristalliserade amfibolitgångar dominerar grönt hornblände och plagioklas i växlande inbördes förhållanden. Biotit och kvarts utgör också viktiga inslag. Granat tillkommer lokalt och beror erfarenhetsmässigt på en kraftig dominans av järn över magnesium inom sådana gångar $\frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe}} \approx 0.75$, bl. a. bekräftat

genom tre olika analyser av vissa konformt uppträdande granatbiotitmetabasiter inom kartbladet Enköping SO (Stålhös 1974, tabell 3). Granatbildningen har i detta fall sannolikt skett på bekostnad av hornblände i samband med den serorogena omvandlingen med dess högre tryck- och temperaturbetingelser. En plastiskt veckad, granatförande gång i grå gnejsgranit belyser detta förhållande inom kartbladsområdet (tabell 2f, prov 147). En anrikning av granat och biotit har här ägt rum inom en några cm bred marginalzon. Granatbildning har även skett inom knyt-nävsstora kvartsaggregat, vilka representerar tryckminima i gången. En sådan iakttagelse har jag även gjort tidigare i vissa amfibolitgångar inlagrade i glimmerskiffer ca 8 mil mot nordost, närmare bestämt 4 km OSO om Arlanda (kbl Uppsala SV). En lätt porfyritisk textur förekommer hos vissa amfibolitgångar, t. ex. på St. Arnholmen (5j), där f. ö. ifrågavarande gångar veckats intensivt utmed nästan vertikala axlar. De intraorogena gångarna har tidigare behandlats ingående i beskrivningarna till Stockholms- och Uppsalaregionerna (Stålhös 1969, s. 134—144, och 1972, s. 112—117). Läsaren hänvisas till dessa arbeten för ytterligare information. Gångarnas uppträdande och egenskaper erinrar närmast om förhållandena inom den angränsande Stockholmsregionen.

Yngre (serorogena) granitiska bergarter och pegmatiter

De bergarter, som nu skall behandlas, spelar vad arealen beträffar en underordnad roll (~ 5 vol.-%), om man enbart tar hänsyn till de väl avgränsade och med rött betecknade massiven inom kartområdet. Större kvantitativ betydelse får nämnda bergarter, om därtill fogas ett otal mindre massiv av granit och pegmatit, vilka ej låter sig reproducera i den aktuella kartsalan, och om hänsyn också tas till de avsevärda kvantiteter av yngre granitoidmaterial, som i detaljskala genomväver stora delar av berggrun-

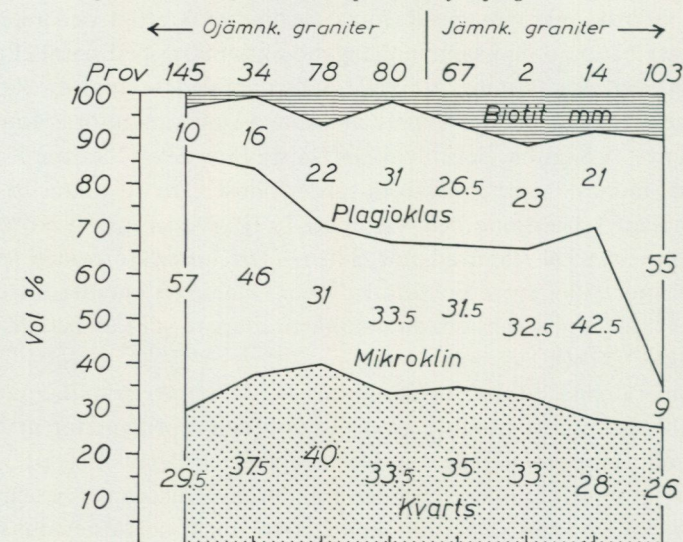
den, inte minst i söder. De yngre intrusiven har i huvudsak trängt fram i nära anslutning till markerade tektoniska svaghetszoner av sprick- och/eller förkastningskaraktär men återfinns även i mindre massiv utan någon entydig tektonisk anknytning. De förra dominerar kraftigt och representeras i första hand av den sammanhängande granitkroppen parallellt med sjön Sillen med fortsättning åt NNV i den likaledes långsträckta sjön Klemmingen. Ett par mindre massiv av samma slag kan anföras från området söder om Långsjön, dels invid Herrsättra (8i), dels söder om Kattnäas (8j). Till de mera plugglika massiven torde främst vara att räkna ett antal belägna mellan Västerljung och Vagnhärad (7j). Dessa massiv är knutna till den tektoniskt väl framträdande Sillen—Tureholmssynformen (pl. 2), som i norr innehåller stora granitintrusioner. Massiven antyder att de senare sträcker sig mot söder, om än i ett något djupare snitt av berggrunden (se även fig. 13, profil 3).

Den mineralogiska sammansättningen av de yngre granitbergarterna inom kartbladsområdet framgår av diagram 5 och representerar ur tektonisk synpunkt bättre bevarade led. De med speciell beteckning på kartan markerade, granatrika, ojämnkorniga graniterna förekommer väsentligen inom två områden, dels väster om sjön Likstammen, dels öster om Långsjön. Strukturen är merendels väl bibehållen i dessa bergarter frånsett en kraftig fältuppdelning inom kvartsen och en ofta tydlig parallellanordning av granaten (fig. 9). Kornstorleken är ungefär den dubbla mot den i de jämnkorniga graniterna. Som tidigare nämnts (s. 58), tycks de sura gnejsgraniterna lokalt ha regenerats till granatförande graniter snarlika de här omtalade (jfr fig. 8 och 9). Prov 78 (diagram 5) från stråket av sura gnejsgraniter nordväst om Hunga (söder om Trosa k:a) utgör möjligen ett exempel härpå. Att av likheten mellan nämnda prov och övriga granatförande yngre graniter sluta sig till att samtliga av de senare skulle utgöra derivat av sura gnejsgraniter torde dock vara förhastat och kräver i varje fall mera ingående undersökningar.

De jämnkorniga, övervägande grå graniterna har vanligtvis en normalgranitisk sammansättning (proverna 67, 2 och 14). Endast prov 103 utgör i detta avseende ett undantag och är närmast att beteckna som en granodiorit på gränsen mot kvartsdiorit. Bergarten uppträder i en starkt migmatitvandlad miljö inom granodioritiska till kvartsdioritiska gnejsgraniter ca 1 km väster om Örboholm (5j). Ett exempel på en entydig yngre granit med likartad sammansättning har tidigare beskrivits från kartbladet Uppsala SO (G. Stålhös 1972, diagram 9, prov 49 och s. 121). Även inom kart-

DIAGRAM 5. Variationen i mineralsammansättningen hos yngre granitiska bergarter inom kartbladet Nyköping NO

Variation in the mineralogical composition of young (serorogenic) granitic rocks from the map-sheet Nyköping NO



An i %	20	27	20	20	olig	olig	olig	20
Biotit	1.3	+	4.9	1.3	6.0	9.6	8.5	8.5
Klorit	+	-	+	+	+	-	-	+
Muskovit	+	+	1.5	0.3	1.0	1.4	+	1.5
Granat	2.2	0.5	0.6	0.4	-	+	-	-
Opakmineral	-	+	+	+	+	+	+	+
Titanit	-	+	-	-	-	-	-	-
Prehnit	-	-	+	-	-	+	-	-
Apatit	-	-	-	-	+	+	-	-
Zirkon	-	-	+	+	+	+	+	-
Epidot	-	-	-	-	-	0.5	-	+
Kornstorlek	2-4		2-3		1-1.5		0.5-1.5	
Grain size		1.5-4		1.5-2.5		1-1.5		1.5-3
N=number	769	759	723	750	300	300	300	333

145. Rödlätt till grå ojämnkornig granatförande granitoid. — 700 m N om Öster-Malma (7f).
34. Vitgrå, ojämnkornig, granatförande granitoid. — 1.7 km N om Nådhammar (9i).
78. Rödlätt-vitgrå, ojämnkornig granatförande granitoid. — NV om Hunga, ca 1.7 km S om Trosa k:a (7j).
80. Vitgrå ojämnkornig granatförande granitoid. — 2 km N om Torsåker k:a (7h).
67. Grå jämnkornig granit. — Litet massiv (ej i kartan), 1.5 km O om Västerljung k:a (6j).
2. Röd jämnkornig granit. — Fornborg, 400 m NNO om Mellanstugan, O om Tacksjön (5f).
14. Grå finkornig något granofyrisk granit. — 2.1 km rakt S om Björnlunda stn (9f).
103. Rödlätt granodiorit. — 1 km V om Örboholm (5i).



Fig. 9. Yngre, vitgrå ojämnkornig granit med granaterna delvis anordnade i parallella rader. — Källsmo, ca 750 m SV om Hölö stn (9j).

Young, uneven-grained, serogenic granite with garnets locally arranged in parallel strings.

bladet Nyköping SV har liknande yngre graniter rapporterats från stora sammanhängande områden, där under rubriken migmatitgraniter (Lundström 1974, s. 69).

De yngre graniterna har på grund av sitt läge inom tektoniska zoner till övervägande del blivit mer eller mindre mylonitiserade. Alla stadier av mylonitisering är representerade, ofta snabbt växlande, från granulering av kvartsen och en måttlig krossning av övriga mineral utmed korngränserna till en fullständig nedkrossning av samtliga mineral. Härvid har lokalt utbildats en finkornig strimmig isotrop massa av ultramylonitisk karaktär med spridda relikta fältspatkorn t. ex. i det lilla massivet ca 1 km SSO om Västerljung k:a. Den vanligaste typen av krossning inom stora delar av granitarealerna har inneburit, att den övervägande delen av mineralkornen malts ned till en ojämnkornig parallellstruerad massa med kornstorlekar generellt under 0.5 mm. Enstaka relikta, delvis parallellanordnade

fältspattavlor mellan 1 och 3 mm hindrar inte att bergarten på vittrad yta antagit ett massformigt, lätt finstrimmigt utseende något, som sålunda präglar huvuddelen av de yngre graniterna inom kartområdet. En andra och vanlig typ av krossning har verkat mera selektivt, möjligen beroende på en mera grovkornig eller lätt porfyrisk utgångsbergart. Mellan tredjedelen och hälften av fältspaterna, främst mikroklinen, kvarstår nämligen här i form av 1 till 3 mm stora korn i en f. ö. starkt nedmald mellanmassa. Bergarten får i detta fall ett lätt porfyriskt utseende. Den nu skildrade nedkrossningen av graniterna åtföljs generellt av en kraftig retrograd sekundärmineralisering med bildning av klorit och prenit ur biotiten samt sericit, muskovit och mindre mängder epidot ur plagioklasen.

De yngre graniterna bildar gärna gångar, som knivskarpt skär över äldre strukturer och ådring i berggrunden. Även konforma gångar, vanligen 1 till 5 m breda, förekommer, inte minst i kalkbrotten vid Lövesta och Vagnhärad. I båda sistnämnda fall har gångarna en starkt porfyrlignande struktur till följd av kvarstående relikta, 3 till 5 mm stora mikroklinströkorn i en f. ö. mera finkrossad matrix. En ca 100 till 150 m lång och halvmeterbred diskordant gång av finkornig gråvit granit har iakttagits i det mellersta brottet i Vagnhärad. Gången ifråga har slitits av eller boudinerats i samband med sena tektoniska rörelser, varvid omgivande kalksten plastiskt fyllt ut det uppkomna mellanrummet. En annan ca 50 m bred gång i sydändan av dioritmassivet vid Långsjöns sydostspets (8j) uppvisar en ovanligt väl genomförd zonerings. Den avsevärt finkornigare graniten inom en några m bred randzon innehåller f. ö. rikligt med brottstycken av omgivande diorit.

Till sist skall nämnas något om pegmatiterna inom kartbladsområdet, vilka sällan är tillräckligt stora för att avbildas i kartan. I stället finner man dem allmänt som mindre kroppar, gångar och lager, eller som diffust uppträdande körtlar och sliror intimt penetrerande stora delar av den övriga berggrunden. Pegmatiterna är omväxlande grå och röda, har granitisk sammansättning och en grovkornig struktur. Vid sidan av kvarts, mikroklin och albit är biotit den vanligaste glimmern. Muskovit noteras endast lokalt. Övriga mineral, som ofta påträffas, är granat och cordierit. Turmalin har iakttagits endast en gång, från området öster om Lillsjön, norr om sydostspetsen av sjön Likstammen (7g). Med leptiter nära associerade pegmatiter är vanligtvis röda och för som accessoriska mineral ofta hornblände och/eller magnetit. Som exempel på lokaler, där magnetit påträffas i form av 1 till 5 cm stora klumpar i pegmatit, kan nämnas leptitområdena kring Eriksdal vid Hållsviken (5j), utmed Gisesjöns nordvästra strand (5i), väster

om Lammsjön (6h) samt vid södra kartgränsen söder om Oppgård (5i). Decimeterbreda gångar av kvarts genomsätter grå granit vid Stene, ca 2.5 km sydväst om Trosa k:a. Söder om Berga, 2 km söder om Bogsta k:a, överskärs en ca 2 dm bred, förkastad kvartsgång av en ca 1/2 m bred gång av röd aplitgranit, vilket visar att i förhållande till graniterna såväl äldre som yngre kvartsgångar förekommer. Violettt flusspat påträffas rikligt utmed spricktytor i en granit ett par hundra m öster om Sund, på Sillens östra strand (7i).

Metamorfos

Omvandlingarna inom kartbladets berggrund påminner i alla avseenden om de som kännetecknar Stockholmsregionen i nordost (G. Stålhös 1969, s. 171—177). Gemensam för Nyköpings- och Stockholmsområdena är en allmänt utbredd, av uppsmältningar (anatektiska processer) och/eller metamorf differentiation betingad åderförgnejsning inom berggrunden under metamorfosens kulmination. Samtidigt har lokalt skett en marginell regeneration (pånyttfödelse genom partiell återuppsmältning och/eller omkristallisation) främst av vissa gnejsgraniter, en företeelse också gemensam för nämnda områden (se tidigare behandling på s. 55).

Följande mineralparagenes kännetecknar de ursprungligen lerrika, av aluminiumöverskott präglade sedimentgnejserna inom nu betraktade områden, nämligen kalifältspat, cordierit, almandin, sillimanit och/eller andalusit. Mineralen i fråga torde till stor del ha bildats genom en reaktion mellan förutvarande muskovit och växlande mängder av kvarts och biotit inom tidigare muskovitglimmerskiffrar, varvid även stora mängder vatten frigjorts (G. Stålhös 1969, s. 171). Sistnämnda förhållande har genom vattnets smältpunktsnedsättande effekt i silikatsmältor utgjort själva förutsättningen för de smältprocesser inom berggrunden, som åderförgnejsningen åtminstone delvis torde ha inneburit. I samband med nybildningen av omtalade mineral har all tidigare existerande muskovit såväl inom Nyköpings- som Stockholmsregionerna förbrukats. Muskovitens försvinnande och därmed sammanhängande anatexis inom sedimentgnejserna i förening med den omständigheten, att almandin och cordierit samexisterar inom regionen (Hirschberg och Winkler 1968, s. 30), ger oss ett ungefärligt mått på tryck och temperatur under metamorfosen. Vid lägre tryck än 3 à 4 kb bildas nämligen inte almandin inom de aktuella sedimentgnejserna under rådande järn-magnesiumförhållande ($\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \approx 0.6$), medan å

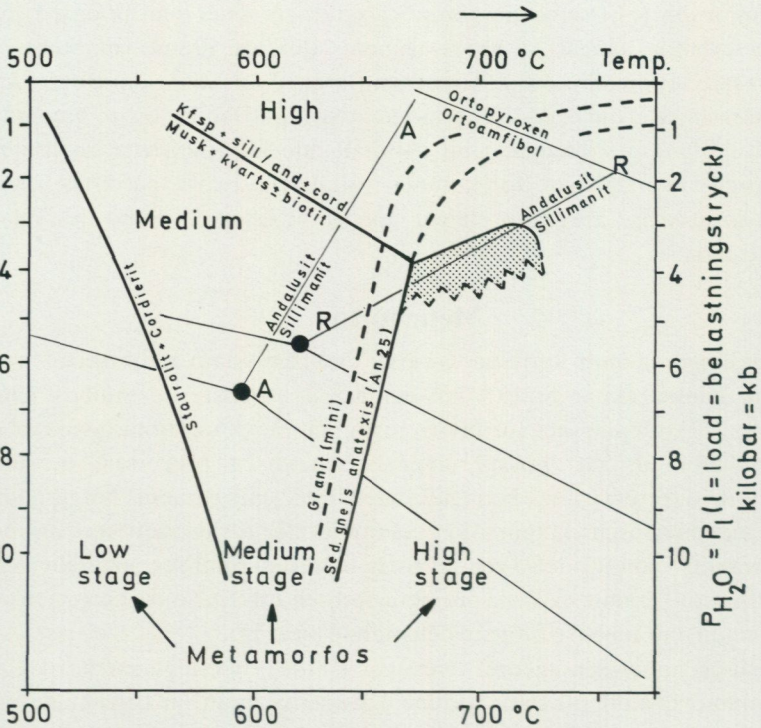


Fig. 10. A-A = Isograd andalusit-sillimanit enligt Althaus 1967, 1969.

R-R = Isograd enligt Richardson 1969.

Isograder andalusite-sillimanite according to Althaus 1967, 1969 resp. Richardson 1969.

Fritt efter Winkler 1970, s. 239.

According to Winkler 1970, p. 239.

Skuggat fält betecknar sannolikt variationsområde för tryck och temperatur under metamorfosen inom huvuddelen av Nyköping- och Stockholmsområdena.

Dark field indicates range of variations in PT-conditions in the Nyköping-Stockholm areas.

andra sidan cordierit försvinner då trycket överstiger 6 kb. Den troligaste variationsbredden för tryck och temperatur inom Nyköping-Stockholmsregionerna torde rymmas i det skuggade fältet, helt inom ramen för "high stage" metamorfos i fig. 10, med viss preferens för de övre delarna av nämnda fält i Nyköpingsområdet. Isograden för omvandlingen mellan andalusit och sillimanit ger även en del information om förhärskande tryck och tem-

peratur. Positionen för denna varierar visserligen enligt olika forskares mening och påverkas bl. a. av små inslag av Fe_2O_3 (Althaus 1967). Två versioner av isogradens läge, vilka enligt Winkler (1970, s. 237) anses vara likvärdiga och mest sannolika, har anförts i fig. 10 (Althaus 1967, 1969 = A — A och Richardsson 1969 = R — R). I det aktuella fallet tycks Richardssons alternativ passa bäst in i bilden, då både andalusit och sillimanit uppträder inom Nyköpingsområdet, dock med någon övervikt för det senare mineralet. I motsats härtill dominerar sillimaniten nästan helt i Stockholmsområdet, vilket under alla omständigheter tyder på något högre tryck- och/eller temperaturbetingelser inom denna region under metamorfosen (nedre delen av det skuggade fältet i fig. 10). Beaktar man i stället den av Althaus uppställda isograden, måste andalusiten generellt uppfattas som relict och metastabil, ett alternativ, som enligt Winkler (s. 237) är fullt möjligt ehuru dock mindre sannolikt i här aktuella område.

Gränsen mellan vad Winkler avser med "high- och medium stage" metamorfos förlöper enligt fig. 10 just utmed isograden för muskovit-kalifältspat och fortsätter ned utefter gränslinjen för anatexis, inom varje berörd bergart beroende på dennas sammansättning med avseende på plagioklasens anortithalt (i detta fall sedimentgnejslinjen med An_{25}). Sådana områden, där muskoviten fortfarande är stabil, uppvisar i motsats härtill "medium stage" metamorfos ned till en undre gräns (low stage) där såväl staurolit (högre tryck) som cordierit (lägre tryck) försvinner (fig. 10). "Medium stage" metamorfos kännetecknar vidsträckta arealer inom Svekofennium i en perifer zon nordväst, norr och öster om här aktuella områden. Zonen sträcker sig utmed en väst-östlig linje genom Mälaren via Bogesundslandet, runt Värmdö och vidare mot sydväst innanför öarna Runmarö, Ornö och Utö. Metamorfosen inom delar av nämnda område har tidigare behandlats i beskrivningarna till kartbladen Uppsala SV och SO samt Enköping SO (G. Stålhös 1972 och 1974). Inom kartbladet Uppsala SV kunde tre skilda metamorfa faser urskiljas, varav en tidig av kontaktkaraktär och knuten till de äldre granitoiderna, en yngre, genomgripande, regional (serorogen) samt slutligen en sen, som är samhörig med de yngre granitmassiven. Inom Stockholms-Nyköpingsområdena, där regionalomvandlingen varit starkare, har varje spår av tidigare kontaktomvandling plånats ut. Frånvaron av stora samlade massiv av yngre granit och pegmatit gör det också svårare att urskilja och konstatera den tredje metamorfosen, som ju skulle vara direkt förbunden med dessa.

Inom områden karakteriserade av "medium stage" metamorfos och

muskovit-biotitglimmerskiffrar saknas i huvudsak den anatektiska åderförgnejsning, som ovan omtalats, och är i stället ersatt av en lokal, svagare ådring orsakad av metamorf differentiation. Denna process har inneburit en selektiv omflyttning och rekristallisation av bergarternas mest lätttrörliga beståndsdelar utmed existerande s-tytor (skiffrighets- och/eller lagringsplan). Endast invid kontakter mot yngre pegmatitmassiv kan en intensiv åderförgnejsning av ren injektionskaraktär förekomma inom nu betraktade områden.

Genom en kemisk jämförelse av medelsammansättningar har jag tidigare visat att muskovit-biotitglimmerskiffrar av den typ, som existerar inom Uppsalaområdet, sannolikt bildat utgångsmaterial för de granatådergnejsler, vilka föreligger inom Stockholmsregionen (G. Stålhös 1972, s. 47, 48). Den enda kemiska skillnaden av betydelse tycks vara vattenhalten, vilken i samband med metamorfosen och glimrarnas sönderfall i medeltal minskat med ca 1.2 vikt-% från 2.3 till 1.1 %. Till denna sålunda frigjorda vattenmängd skall läggas ytterligare ca 0.6 % vatten, f. n. återknutet till granatådergnejserna i form av klorit och andra sekundärmineral (muskovit—sericit) bildade genom retrograda omvandlingar. Det en gång lösgrjorda och inom sedimentgnejserna tillgängliga vattnet har följaktligen totalt uppgått till ca 1.8 vikt-%. Denna mängd är tillräcklig att i nämnda gnejsler bilda ca 18 vikt-% anatektisk silikatsmälta med full vattenmättnad, dvs. under minimala temperaturbetingelser (ca 10 vikt-% H_2O löst i smältan). Vid halv mättnadsgrad med avseende på vatten i smältan (ca 5 vikt-% H_2O) skulle redan vid en måttlig förhöjd temperatur 36 vikt-% smälta erhållas. En sådan mängd smälta, som motsvarar ca tredjedelen av bergartens totala volym, förefaller att vara realistisk och nära motsvara den i medeltal iakttagna mängden av grovkristallina kvarts-fältspatådror inom gnejserna.

De anatektiska processernas kvantitativa betydelse i berggrunden inom ett visst temperatur- och tryckintervall begränsas starkt av tillgången på obundet vatten. Den omständigheten att inte större delar av berggrunden mobiliserats trots rådande metamorfobetingelser, vilka faller väl inom ramen för anatexis (se fig. 10), tyder på att vattentillgången varit otillräcklig. Så gott som allt vatten tidigare knutit till muskovit, jämte delar av den samexisterande biotitens vatten, har förbrukats vid åderförgnejsningen enligt ovan. Först vid temperaturer över $750^{\circ}C$ under här rådande tryck kring 3 à 4 kb börjar det potentiellt bundna vattnet att frigöras även inom självständigt uppträdande biotit och kan lämna ytterligare bidrag till fort-

satta anatektiska processer. Detta förhållande har påvisats av G. C. Brown och W. S. Fyfe (1970) vid en serie smältförsök med torra muskovit-, biotit- eller hornbländeförande granitoider utan tillskott av överskottsvatten.

Den karakteristiska mineralparagenes, som kännetecknar ovan behandlade aluminiumrika sedimentgnejsjer, utgör sannolikt den bästa indikatorn på regionens metamorfa status. Mineralparageneserna inom annorlunda sammansatta bergarter, såsom kalkstenar, dolomiter, skarn och metabasiter, är vanligtvis mindre känsliga instrument i detta avseende. Typiska mineral för regionens kalkstenar och dolomiter är diopsid och forsterit (magnesium-olivin). Genom sekundärmineralisering har vanligtvis större delen av forsteriten överförs till serpentin. Inom skarnkvartsiterna möter man främst diopsid, grossular och plagioklas (An_{70-80}) med sekundärmineralen epidot—klinozoisit och sericit. Likaledes hög anortithalt i plagioklasen (An_{70-90}) kännetecknar cummingtonitförande kvartsiter och hornblände-biotit-granatskarn (tabell 2). Metabasiterna, slutligen, för mestadels hornblände och har en anortithalt i plagioklaserna större än 50 %. I ett fall förekommer diopsid och ortopyroxen (ferrohypersten) rikligt (tabell 2, prov 151c). Om man bortser från ortopyroxenen, vars närvaro kräver en särskild förklaring (se nedan), är övriga här anförda mineral (utom sekundärmineralen!) väl förenliga med de metamorfa villkor, som tidigare uppställts vad beträffar de aluminiumrika sedimentgnejsjerna (Winkler 1970, s. 227). Någon ytterligare precisering av metamorfosens betingelser kan dock ej erhållas genom nu nämnda mineral. Närvaron av ortopyroxen i vissa metabasiter (se ovan och G. Stålhös 1969, s 78) och skarn (I. Lundström 1974, s. 27) tycks dock stämma dåligt med det förhållandevis höga tryck $P_{H_2O} = P_1$, som här antagits gälla för omvandlingarna (se fig. 10). Ortopyroxen förekommer dock vid högt tryck inom vissa granuliter, men endast under förutsättning av att P_{H_2O} avsevärt understiger belastningstrycket P_1 ; (Winkler 1970 s. 241). I detta sammanhang skall nämnas att en drastisk sänkning av P_{H_2O} i första hand kan orsakas av en partiell anatexis omfattande endast några tiotal procent av berggrundens volym. Det tillgängliga vattnet i sidobergets porutrymmen extraheras därvid snabbt och tas upp i de nybildade smältorna (Kepezhinskas 1973, s. 150). Just en sådan process kan ha ägt rum inom regionen i samband med begynnande anatexis och åderförgnejsning, varigenom också en sannolik förklaring erhålls till ortopyroxenens skenbart motsägelsefulla uppträdande i den eljest av högre P_{H_2O} -tryck kännetecknade mineralparagenesen.

I samband med de anatektiska ådrornas stelning vid sjunkande tem-

TABELL 7 a och b. Kemiska analyser av samexisterande biotiter (a) och granater (b) från olika bergarter inom kartbladet Nyköping NO. Beträffande bergartstyper och lokaler se s. 41

Chemical analyses of co-existing biotites (a) and garnets (b) from different rocks. For rock types and localities see p. 41

Prov nr	Bestämningar med mikrosond					Kemiska analyser		
	Biotit* 81-72	Biotit* 43	Biotit* 120	Biotit* 56 b	Biotit* 82	010-8552 Biotit ¹ 117	010-8553 Biotit 2	010-8554 Biotit 15
SiO ₂	36.6	35.0	34.9	36.0	35.8	36.2	35.2	35.5
TiO ₂	0.3	3.9	3.2	3.3	1.7	2.4	1.8	3.5
Al ₂ O ₃	19.4	17.4	18.5	18.3	18.3	17.0	19.1	15.7
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.6	2.1	0.2
FeO	24.5	19.6	20.7	16.8	14.5	19.0	19.1	21.2
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	<0.1	<0.1
MgO	6.8	9.4	9.4	11.0	15.1	12.5	9.7	9.6
CaO	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	1.3	0.1	0.6
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0.5	0.2	0.2
K ₂ O	9.3	9.7	8.9	9.3	9.4	3.2	8.1	8.0
H ₂ O > 105°C	—	—	—	—	—	6.3	3.9	3.3
Σ	97.1	95.1	95.8	94.9	94.8	99.1	99.3	97.8

Antal joner på basis av 22 O

Number of ions on a basis of 22 O

24 O (OH)

Si	5.565	5.373	5.313	5.429	5.353	5.225	5.333	5.556
Al	2.435	2.627	2.687	2.571	2.647	2.775	2.667	2.444
Al	1.041	0.522	—	0.682	0.578	0.117	0.744	0.452
Fe ³⁺	—	—	0.633	—	—	0.065	0.239	0.024
Ti	0.034	0.450	0.366	0.374	0.191	0.261	0.205	0.412
Fe ²⁺	3.115	2.517	2.636	2.119	1.813	2.294	2.420	2.775
Mn	0.013	0.013	0.013	0.013	—	0.011	0.008	0.009
Mg	1.541	2.151	2.133	2.473	3.365	2.689	2.191	2.239
Ca	0.016	—	0.016	0.016	—	0.201	0.016	0.101
K	1.804	1.900	1.728	1.789	1.792	0.589	1.566	1.597
Na	—	—	—	—	—	0.140	0.059	0.061

7 b.	Bestämningar med mikrosond					Kemiska analyser		
	Granat* 81-72	Granat* 43	Granat* 120	Granat* 56 b	Granat* 82	010-8552 Granat 117	010-8553 Granat 2	010-8554 Granat 15
SiO ₂	37.9	36.9	37.7	38.0	38.1	37.8	37.2	38.0
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.4	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	20.4	20.6	20.0	20.2	20.4	21.7	21.6	21.8
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.6	—	<0.1
FeO	36.5	36.5	36.1	36.3	33.6	30.6	34.7	35.6
MnO	1.8	1.1	1.3	0.9	1.2	0.5	1.0	1.0
MgO	1.7	4.3	3.1	3.8	5.6	5.8	3.3	3.3
CaO	1.3	1.0	1.2	0.9	1.4	1.8	1.1	1.1
Na ₂ O	—	—	—	—	—	<0.1	<0.1	<0.1
K ₂ O	—	—	—	—	—	<0.1	<0.1	<0.1
H ₂ O >105°C	—	—	—	—	—	0.5	0.1	0.2
Σ	99.6	100.4	100.0	100.2	100.3	99.7	99.0	101.1

	Antal joner på basis av 24 O						Number of ions on a basis of 24 O									
	6.153		5.937		6.094		6.096		6.047		5.976		6.010		6.031	
Si	—		0.063		—		—		—		0.023		—		—	
Al	6.1		6.0		6.1		6.1		6.0		6.0		6.0		6.0	
Al	3.903		3.844		3.811		3.819		3.816		4.021		4.113		4.078	
Ti	—		—		—		0.012		—		0.042		—		—	
Fe ³⁺	—		—		—		—		—		0.071		—		—	
Fe ²⁺	4.955		4.912		4.962		4.870		4.459		4.046		4.689		4.725	
Mn	0.248		0.150		0.178		0.122		0.161		0.072		0.137		0.129	
Mg	0.411		1.031		0.747		0.909		1.325		1.367		0.795		0.781	
Ca	0.226		0.172		0.208		0.155		0.238		0.305		0.190		0.187	
Almandin	84.9		76.2		81.0		80.1		71.0		69.9		80.7		81.2	
Andradit	—		4.8		3.0		2.6		4.3		2.9		—		—	
Grossular	3.9		—		0.5		—		—		2.3		3.3		3.2	
Pyrop	7.0		16.6		12.5		15.2		22.0		23.6		13.7		13.4	
Spessartin	4.2		2.4		3.0		2.1		2.7		1.3		2.3		2.2	

* Medelvärden av 3 bestämda värden. ¹ Starkt kloritomvandlad.

peratur frigjordes åter stora delar av det vatten, som varit bundet i smältorna. Ca en tredjedel därav har sedermera återknutits vid den retrograda metamorfosen i form av vattenhaltiga sekundärmineral, främst klorit och muskovit-sericit. Även epidot—klnozoisit, serpentin, tremolit och prenit har i detta sammanhang bildats inom vissa mineralparageneser. Återstoden, ca två tredjedelar av det frigjorda vattnet eller 1.2 vikt-% (se tidigare s. 68), har sedermera diffunderat vidare och lämnat det snitt av berggrunden, som vi nu kan studera.

Tabell 7 a och b visar till sist sammansättningen av åtta samexisterande granater och biotiter från olika bergarter inom kartområdet. En bättre överblick har erhållits genom att halterna av några karakteristiska element såsom Ca, Mg och Fe inom biotit och granat från nämnda tabell åskådliggjorts i triangeldiagrammet fig. 11. Granaterna är kalciumfattiga och relativt sett rikare på järn än motsvarande biotiter. Bland biotiterna är endast en klart järnrikare än övriga och härrör från en yngre granit (prov 81—72). Detta är väl förenligt med det faktum, att järn-magnesiumförhållandet generellt sett är högt inom graniter av denna typ ($\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \approx 0.70$) jämfört med övriga bergarter inom provgruppen. Även den med biotiten samexisterande granaten (81—72) är järnrikast i sin grupp och har f. ö. också den högsta manganhalten (1.8 %), vilket talar för en relativt lägre bildnings- och/eller rekristallisationstemperatur (tryck) för denna granat.

För jämförelse med de av Nyköpingsområdets granater och biotiter, som bildats under "high stage" metamorfos, har även motsvarande mineral från det av "medium stage" metamorfos kännetecknade Enköpingsområdet åskådliggjorts i fig. 11 (G. Stålhös 1974, tabell 6). Härav framgår att biotiterna är järnrikare i sistnämnda område. Likaså har granaterna generellt sett både högre Fe/Mg-kvot och kalciumhalt inom Enköpingsområdet än inom Nyköpingsregionen. Detta har sin förklaring i att granatbildningen inom Enköpingsområdet väsentligen är knuten till och huvudsakligen skett inom kalciumrika bergarter (s. k. granat-biotitmetabasiter) med högt järn-magnesiumförhållande ($\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \approx 0.75$). Inom metasedimenten, däremot, med deras extremt låga kalciumhalter och avsevärt lägre järn- och magnesiumförhållande ($\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \approx 0.60$) förekommer endast sporadisk granatbildning, i motsats till vad som är fallet inom den mera högmetamorfa

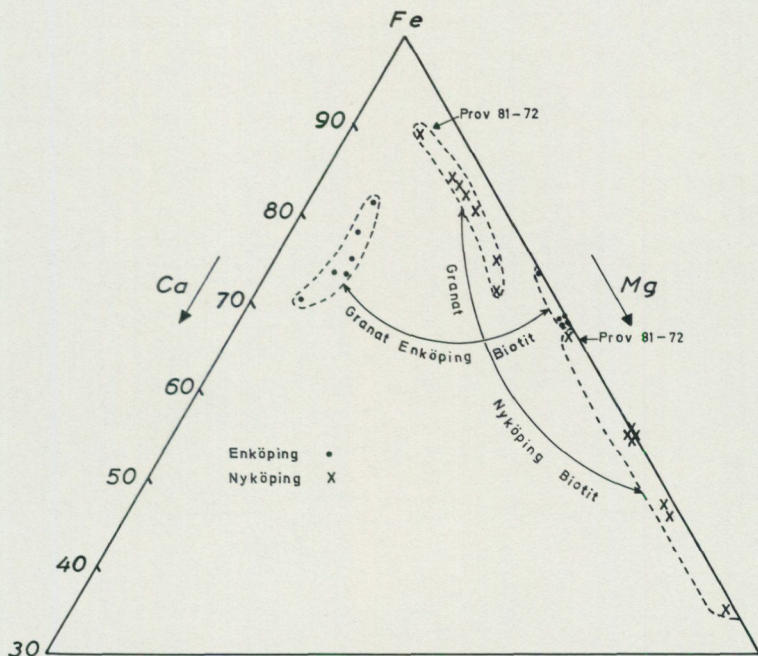


Fig. 11. En jämförelse med avseende på halterna Fe, Mg och Ca (atom-%) mellan samexisterande biotiter och granater från kartbladen Nyköping NO (tabell 7a, b) och Enköping SO (se f. ö. text å s. 72).

A comparison with reference to the contents of Fe, Mg and Ca (atomic %) in co-existing biotites and garnets from the map-sheets Nyköping NO (Table 7a, b) and Enköping SO (G. Stålhös 1974, Table 6a, b) respectively.

Nyköpingsregionen. Slutligen kan nämnas, att granaten inom det senare området inte tagit upp någon väsentlig mängd kalcium ens i en förhållandevis kalciumrik diorit (prov 15).

Stortektonik och stratigrafi

Tryck i två huvudriktningar, varav ett ost-västligt och ett nord-sydligt, torde i väsentlig utsträckning ha danat det aktuella veckmönstret inom kartområdets berggrund. Det äldsta från öster mot väster riktade trycket har företrädesvis åstadkommit isoklinala, mot väster överstjälpta veck utmed flackt orienterade nord-sydliga axlar. Veckens axialplan har härvid kommit att präglas av övervägande östliga stupningar. En tvärveckning

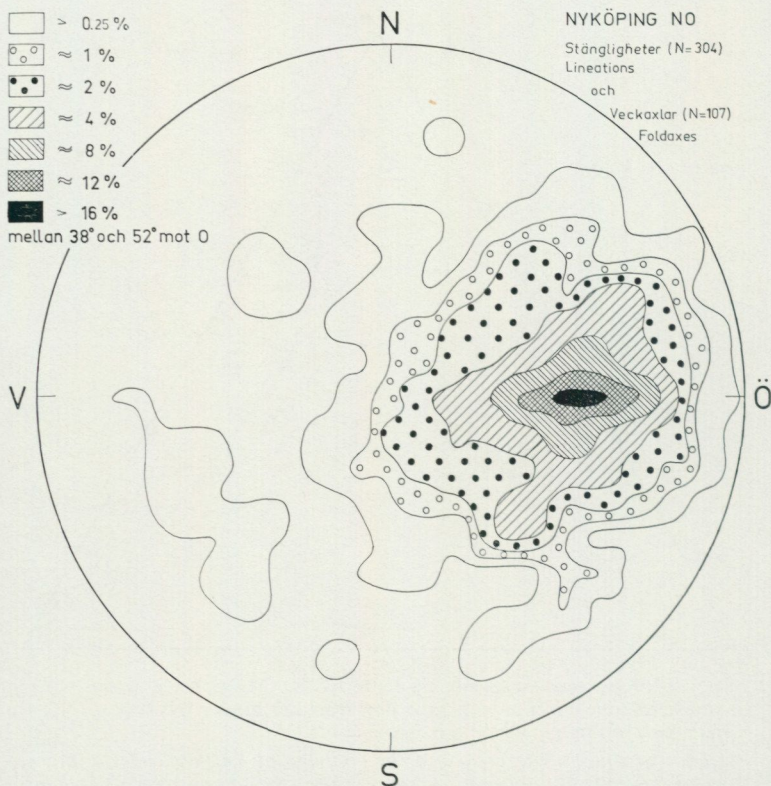


Fig. 12. Sammanställning av stängligheter och veckaxlar inom kartbladet Nyköping NO. (Projektionen utförd med hjälp av Schmidt-nät, undre halvsfären.)
Observations of lineations and axes of folding within the map-area. (Schmidt's net, lower hemisphere.)

orsakades därefter av det senare, nord-sydliga trycket. Resultatet av dessa båda deformationer har inom området blivit en generellt mot öster riktad, medelbrant stupning för såväl veckaxlar som stängligheter (fig. 12). En tidigare nämnd, intraorogen period (s. 59), som kännetecknas av basiska gångruptiv, torde vara knuten till det skede av minimalt orogent tryck, som inföll mellan de båda veckfaserna. Omfattningen av denna period i såväl tids- som rumsavseende är fortfarande oklar.

En tektonik lik den nu omtalade präglar berggrunden inom stora delar av östra Mellansverige (Lundegårdh 1967, Stålhös 1969, Wikman 1973, Lundström 1974 och Wikström 1975). Erfarenheterna från de tektoniska

förhållandena så som de gestaltats inom Stockholmsregionen kan direkt föras över på kartbladet Nyköping NO och får tjäna som underlag till och referens för den kommande behandlingen av tektoniken här (G. Stålhös 1969, s. 144—161).

Det för tolkning av tektoniken allra viktigaste området är beläget öster om sjön Sillen och avbildas i en speciell kartskiss, där ett flertal tektoniska ledmotiv anförs (pl. 1). Skissen inbegriper också vissa delar av de angränsande kartbladen Nynäshamn NV och Stockholm SV, varigenom en mera fullständig bild av storstrukturerna inom regionen erhålls. Till stöd för framställningen åskådliggörs också ett antal viktigare tektoniska enheter med hjälp av perspektivskiss (pl. 2) och profiler (fig. 13 och fig. 14 a—g).

Den i plansch 1 innefattande berggrunden är belägen just inom brytnings- och interferenzonen mellan ett område i öster dominerat av äldre nord-sydliga veckaxlar och ett västligare område med en starkt överpräglad yngre ost-västlig tvärveckning. De nord-sydliga strukturelementen är nästan helt allenarådande österut, tvärs över kartbladet Nynäshamn NV, dvs. hela Nynäshalvön och skärgården utanför. Upprepade tunna, långsträckta (>15 km) horisonter av äldre granitoider markerar sannolikt i detta område utgåendet av nord-sydligt orienterade veckkulationer, t. ex. i Mörkö och Regarnantiformerna (se pl. 1). Västerut, inom det nu aktuella kartbladet och i riktning mot mellersta Sörmland, blir de yngre, öst-västligt orienterade veckaxelriktningarna alltmer dominerande.

Äldre veckaxlar (O) med bibehållen nord-sydlig orientering förekommer enligt plansch 1 endast sparsamt. En sådan veckaxel går i en antiform fram från Eneby via Skyttorp med fortsättning ett stycke söderut och är i sin tur tvärveckad efter ost-västliga axlar, både strax norr om Skyttorp och i höjd med Hölö k:a. Ytterligare ett par nord-sydliga syn- och antiformer kan spåras strax väster om nämnda kyrka. Den östligaste av dessa, en synform, tonar ut väster om Skyttorp (se även pl. 2). Antiformen närmast i väster löper däremot via Sörsjön, dyker ned under den vid tvärveckningen bildade Lövsta-Vagnhäradsynformen och kommer åter upp vid Trosa k:a, där och fortsättningsvis överstjälpt mot väster samt kraftigt tvärveckad av både Trosantiformen och Ådasynformen (pl. 1, 2 och fig. 13 profilerna 1, 2 och 3). En längst i norr, sydväst om Eneby, mycket svagt utvecklad antiform har av allt att döma vuxit i riktning söderut och framstår som en buckling mot norr av granitoiderna vid Sörsjön (se pl. 1, 2 och fig. 13 profilerna 1, 2 och 3). Vid Trosa k:a är antiformen i fråga inverterad (profil 3),

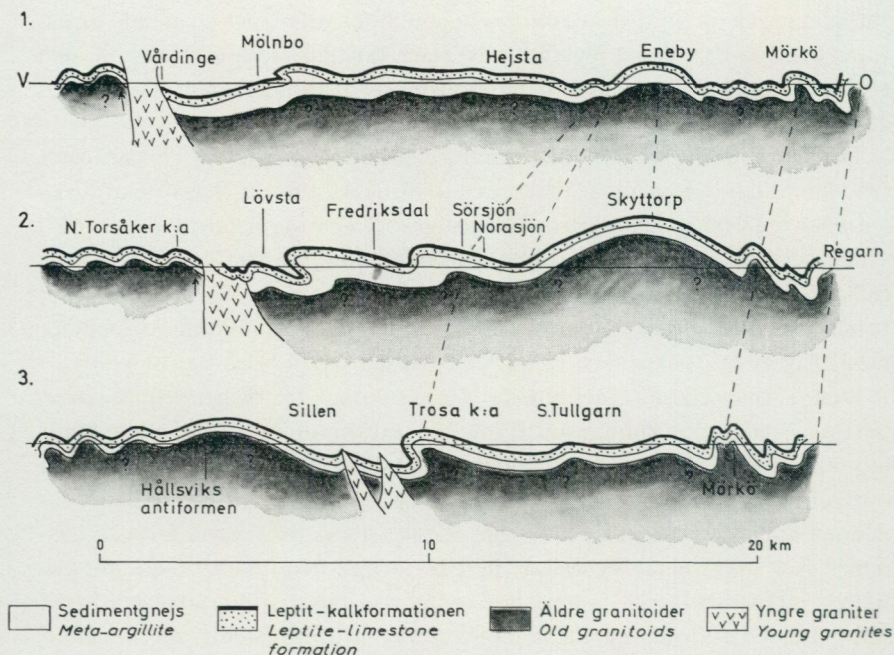


Fig. 13. Profilerna 1 till 3 avser att schematiskt illustrera det förhållande, som rådde inom kartbladsområdets berggrund efter den äldre från öster mot väster riktade veckningen med åtföljande lokala överstjälpningar av lagerföljden. Märk dock att de långt senare intruderade yngre graniternas position har angivits i profilerna.

Sections 1 to 3 schematically illustrate the tectonic situation within the map-area (cf. Plate 1 and 2) after the old synorogenic folding acting from east to west. Note, however, that the young granites in the sections were intruded much later.

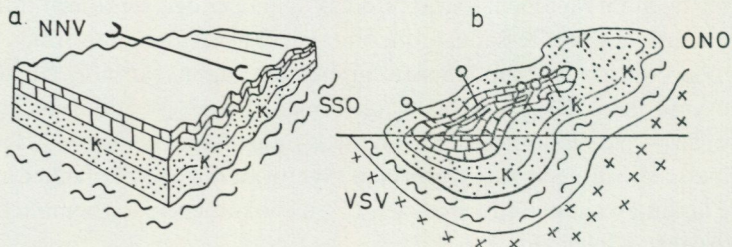
liksom också överliggande leptit-kalkstenshorisont. Denna ger sig tillkänna i form av en mindre kalkstensförekomst framför inversionsfronten norr om Tureholmsviken (se pl. 2 och karta). Till nu uppräknade, äldre strukturdrag skall också fogas den markerade, nordvästligt orienterade Hållsviksantiformen och den med denna parallella, kraftigt framträdande Sillen — Tureholmssynformen (se pl. 2). Äldre riktningar avspeglas även i leptit-kalkstessynklinoriet mellan Usta och Stene i Sillensynformen. Till sist låter sig också två tidigare nord-sydligt orienterade, mer eller mindre hopklämda synklinaler anas i de numera synformt utmed en östvästlig axel sammanpressade leptit-kalkstenstråken Lövsta—Vagnhärad och Fredriksdal.

Den yngre veckningen (Y) med sitt nord-sydliga tryck har lämnat tydliga spår efter sig inom regionen. I stortektonisk skala ger den sig främst tillkänna genom ett antal uppressade, väldefinierade ost-västliga antiformer med omgivande synformer. Nämda strukturelement utgör från norr till söder Mölnbosynformen, Usta — Hejstaantiformen, Stene — Hölösynformen, Ängsstugan — Sörsjöantiformen, Lövsta — Vagnhäradsynformen, Trosaantiformen och slutligen Ådasynformen. Synformerna är i allmänhet något bredare än omgivande antiformer och företer lokalt en mera komplicerad, synklinorieartad byggnad.

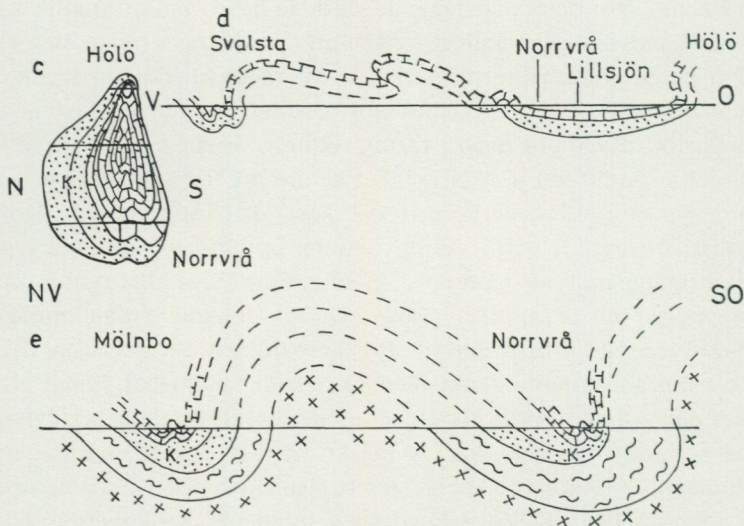
Samtidigt med det från öster mot väster riktade trycket under den äldre veckningen trängde de synorogena granitoidernas magmor in i sedimentationsbäckenet. Hur detta platstagande skedde i detalj är fortfarande höljt i dunkel. Tidigare har jag framfört tanken att de uthålliga, smala men upp till 30 km långa granitoidhorisonterna, t. ex. inom Stockholmsregionen, representerade självständiga, primärt nord-sydligt orienterade lagerintrusioner med stor utbredning även i västlig riktning. Som ett sannolikt alternativ till detta synsätt vill jag här i stället ge uttryck för uppfattningen, att nämnda horisonter till övervägande del kan vara utgåendet av långa, nord-sydligt orienterade och i västlig riktning uppdrivna antiklinalryggar eller valkformade apofyser på toppen av en mäktig skiva eller domformad diapir uppbyggd av granitoider. Rotzonen till de senare kan möjligen vara belägen österut i skärgården (jfr Roslagsbatoliten, Stephansson 1974) från vilket område granitoiderna med avtagande mäktighet trängt fram mot väster någonstans i gränsskiktet mellan de suprakrustala avlagringarna och deras ursprungliga underlag. Anmärkningsvärt nog är granitoiderna relativt horisontbeständiga och hela tiden belägna under den karakteristiska och lätt följbara leptit-kalkstenshorisonten inom undersökningsområdet. Att de skulle utgöra det regenererade omedelbara underlaget till sedimentationstråget finner jag mindre sannolikt. Alltför många omständigheter, som här ej närmare skall beröras, talar emot en sådan möjlighet. I stället bildades sannolikt granitoiderna ur aktiverat material från ännu djupare nivåer, vilket bl. a. antyds av tidigare refererade experiment av Fyfe (s. 69).


Våglängder och veckamplituder för såväl granitoiderna som ovanförliggande suprakrustal framgår av profilerna 1, 2 och 3 i fig. 13. På grund av annorlunda kompetens och varierande mäktigheter behöver inte alltid den stratigrafiskt högre belägna leptit-kalkstenshorisonten vara veckad med samma våglängd och amplitud som granitoiderna, vilket framgår lokalt av nämnda profiler. I detta avseende torde dock främst de metaargillitiska


MÖLNBO




NORRVRÅ - HÖLÖ




 Leptit
Leptite (Metavolcanics)

 Kalk
Carbonate rock

 Sedimentgnejs
Metasediment

-k- Kalk, mindre
Carbonate rock,
minor

 Gnejsgranit
Synorogenic granitoids

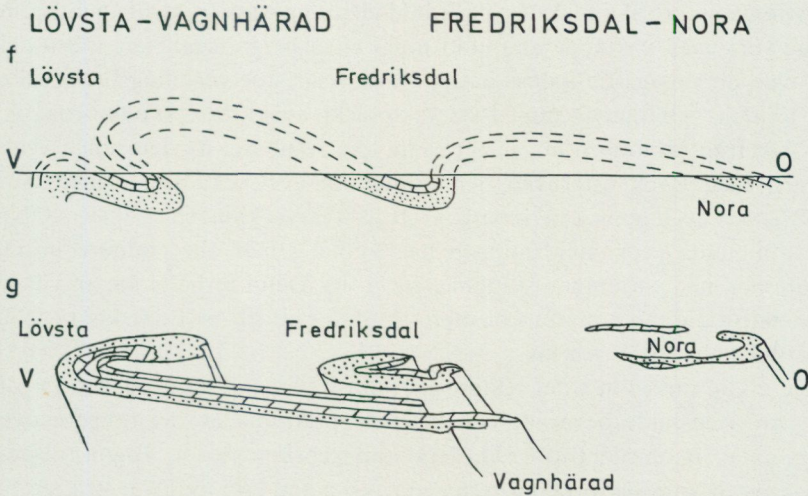


Fig. 14 a—g. Tektoniska profiler över de viktigare leptit-kalkstensförekomsterna inom kartområdet.

Tectonic sections over the most important leptite-limestone occurrences of the map-area.

leden skilja sig från övriga bergarter genom att våglängder och veckamplituder inom de förstnämnda mestadels blivit mycket små och faller inom ramen för meter — decimeterskalor, något som ej kunnat åskådliggöras i de publicerade profilerna. Slutligen framgår av profil 1, att den flackt mot väster lutande leptit-kalkstenssynklinalen väster om Mölnbo försvinner upp i en luftsadel i riktning mot öster.

Detta tyder på att ett något djupare snitt av jordskorpan här är representerat i jämförelse med de söderut belägna profilerna. Ett gemensamt drag för de tre profilerna är f. ö. den markerade kulmination väster om Sillen — Tureholmssynformen, som fortfarande gör sig märkbar i topografin, särskilt i söder. Mot denna gamla nordnordvästligt orienterade vall har de senare uppdrivna öst-västliga antiformerna öster om sjön Sillen sannolikt bromsats upp. Följden har blivit, att markerat öst-västliga storstrukturer blivit mera sparsamt företrädda strax väster om nämnda sjö. Beträffande nu nämnda profiler och perspektivskissen i pl. 2 skall framhållas, att något entydigt suprakrustalunderlag till granitoiderna inte med säkerhet kunnat påvisas inom det undersökta området.

Utöver nord-sydligt orienterade veck av den storleksordning, som

illustreras av profilerna 1, 2 och 3, bildades som nyss framgått mindre interna veck med växlande amplitud inom vissa bergartsenheter. Detta gäller även de vällagrade kalkstenarna, vilka visar stor veckningsbenägenhet till följd av glidningar utmed de tektoniskt anisotropa skiktytorna. Av fig. 14a från Mölnbo framgår det sannolika resultatet av den tidiga veckningen med tryck österifrån och utbildning av flacka små veckaxlar i NNV—SSO. Genom den senare kraftiga tvärveckningen i VSV—ONO torde nämnda veckaxlar slutligen ha hamnat i mer eller mindre branta positioner med varierande stupning (fig. 14b). Detta förhållande antyds av en detaljstudie inom marmorbrotten i Mölnbo utförd av B. Asklund 1932 och tillgänglig i SGU:s arkiv.

En viktig pusselbit i det tektoniska mönstret utgör som redan framgått de många enskilda bevarade och blottade partierna av det tidigare över stora delar av området utbredda leptitkalkstenskomplexet. Tagna tillsammans ger de spridda förekomsterna en ganska god bild av såväl stratigrafin som tektoniken inom nämnda komplex. En kortfattad redogörelse för några av de viktigaste leptit-kalkstensområdena lämnas i det följande (fig. 14 a—g). I övrigt hänvisas till det tidigare behandlade avsnittet om urkalkstenarna (s. 38).

Mest upplysande ur stratigrafisk synpunkt torde leptit-kalkstensförekomsterna vid Mölnbo och Norrvrå — Hölö vara. Trots frånvaron av entydiga upp- och nedbestämningar både här och inom andra delar av kartområdet visar de tektoniska sammanhangen mellan nu nämnda stråk tämligen klart, att de bildar synklinaler i normal position. Synklinalerna har av allt att döma i mycket ringa utsträckning drabbats av den äldre veckningen, varför veckinversioner eller motsvarande strukturer ej kommit till utbildning (se fig. 13, profil 1 och fig. 14 d). Desto större verkan har den yngre tvärveckningen haft. I Mölnboområdet har denna veckning resulterat i en ONO- till VSV-ligt orienterad, mer eller mindre hopklämd synkinal (fig. 14b). Den asymmetriska utbildningen av den senare, med enligt kartan avtagande mäktigheter av leptiterna åt nordväst, kan antingen vara karteringstekniskt, tektoniskt eller stratigrafiskt betingad, något som dock ej med säkerhet kunnat fastställas. Berggrunden på synkinalens norra sida är nämligen dåligt blottad, och de närmast belägna hållarna söder och öster om Skillötsjön uppbyggs av svårbedömbara bergartsled. Tänkbart är därför, att gränsen för leptiterna inom detta område skall dras något längre fram mot norr, fram till sydändan av nämnda sjö, varvid synkinalen i fråga skulle bli mera symmetrisk. Detta alternativ antyds av

plansch 1. Även en undre nivå av kalksten kan spåras inom Mölnbosynklinalen, från trakten av Hjortsberga mot ONO över järnvägen väster om Mölnbo stn (pl. 1).

Från Norrvrå—Hölösynklinalen föreligger såväl tvär- som längsprofiler (fig. 14c, d). I detta fall saknas leptiten utmed synklinalens södra skänkel, något som goda blottningsförhållanden gör det möjligt att konstatera. Bergarten kan ha blivit tektoniskt avsnörd i samband med den sena veckningen i nord—syd. Alternativt kilar den stratigrafiskt ut mot söder. Längsprofilen Hölö — Svalsta (fig. 14d) antyder dels en mindre lagerinversion vid Hölö k:a, dels en mindre uppbuckling av underlagrande leptit väster om Norrvrå. På sistnämnda plats tycks leptiten också vara tektoniskt uttunnad eller avsnörd. Slutligen, via en lång hypotetisk luftsadel, dyker leptit-kalkstenshorisonten ned i synklinoriet vid Svalsta. Även inom Norrvrå — Hölöstråket förekommer en undre kalkstenshorisont inom leptiterna, vilken lokalt blir 10 m mäktig. Denna är blottad enbart inom kartbladet Nynäshamn NV och kan följas norr om Kyrksjön runt och under den stora sammanpressade kalkstenssynklinalen vid Hölö k:a (se fig. 14c). Utmed södra kanten av nämnda synklinall löper ett ca 75 m brett stråk av vit dolomit, vilken sålunda stratigrafiskt vilar omedelbart ovanpå leptiten. I profilen fig. 14e har de båda kalkstensstråken Mölnbo och Norrvrå kopplats samman. Profilen har lagts i ungefär NV—SO och förutsätter en förskjutning av Norrvråsynklinalen ca 3 km västerut, motsvarande läget av den hypotetiska luftsadeln mellan Norrvrå och Svalsta i fig. 14d. Det naturliga sammanhanget mellan synklinalerna i Mölnbo och Norrvrå framgår såväl ur stratigrafisk som tektonisk synpunkt klart av den anförda profilen. De nordligt riktade uppstjälpningarna av iagerföljden enligt profilen visar, att det tektoniska trycket söderifrån överflyglat det från norr kommande mottrycket i denna yngre deformationsfas. En bekräftelse härpå utgör också den tidigare nämnda, lätta överstjälpningen mot norr av det dubbla, synklinallt uppbyggda kalkstenslagret väster om Vagnhärad k:a, vilken kunde påvisas med hjälp av borrhningar (s. 42). I motsats härtill har en svag överstjälpning mot söder kunnat konstateras i samma leptit-kalkstenssynklinall ca 1 km öster om Lövsta. Sannolikt torde denna kunna tillskrivas ett sekundärt tryck från en lokalt mot söder riktad utbuktning bildad i samband med uppdrivningen av den intilliggande granitoidantiformen. Leptit-kalkstensstråken Lövsta—Vagnhärad och Fredriksdal utgör f. ö. de sannolika resultaten av två på varandra följande, tidsmässigt väl avgränsade veckningar. Den äldre mot väster riktade isoklinalla veckningen torde ha ägt rum längs nord-

TABELL 8. Stratigrafin inom kartbladet Nyköping NO

Stratigraphic column of the map-area Nyköping NO

	Mölnbo	Norrvrå	Lövsta- Vagnhärad	Fredriksdal	Åda	Nora					
	Metasediment										
Konglomerat <i>Conglomerate</i>	—	—	5 m	—	—	—	↑ upp up				
Kalksten <i>Limestone</i>	} 150–200 m	} 100–150 m	} 150 m	} >75 m	} >100 m	} ?					
Dolomit <i>Dolomite</i>								} ?	} 200	} 50–75 m	} 150–200
Leptit <i>Tuffite</i>	} >500 m (kalk ca 50 m)	} >500 m (kalk ca 10 m)	} >250 m (kalk?)	} >200 m (kalk >10 m)	} >200 m (kalk 10–20 m)	} >100 m (kalk?)					
Karbonatsten <i>Carbonate rock</i>											
Leptit <i>Tuffite</i>											
	Metasediment										

sydliga axlar, den senare veckningen utmed en öst-västlig axel. Det resulterande interferensmönstret påminner i grova drag om det, som enligt Ramsay (1962, s. 466—481) bör förväntas av en dylik tektonik. Profilen i fig. 14f visar den äldre veckningen med inversioner riktade mot väster. Härav framgår, att Lövsta—Vagnhärads synklinalen blivit starkt sammanpressad och överstjälpt. I samband härmed har leptiten möjligen snörts av på samma sätt som tidigare antytts inom Norrvråstråkets södra skänkel, i sistnämnda fall på grund av den yngre veckningen (se s. 81). Vid Fredriksdal, där en mera öppen synklinal kommit till utbildning, är som man borde förvänta leptiten representerad i båda skänklarna. Vid Nora i profilens östra del uppträder slutligen en antiklinal i normalt läge, med en pålagrad men obetydligt blottad zon av karbonatsten, här väsentligen dolomit (s. 45). Skissen i fig. 14g ger en överblick av de förmodade sammanhangen mellan nu beskrivna leptit-kalkstenssynklinaler och leptitkalkstensantiklinalen vid Nora, den senare väsentligen belägen inom angränsande kartblad Nynäshamn NV.

En sammanställning av lagerföljderna inom bladområdets viktigaste leptit-kalkstensförekomster, med beräknade mäktigheter, lämnas i tabell 8. Härvid skall nämnas, att Ådaförekomsten nästan helt faller inom kartbladet Nynäshamn NV, liksom också delar av stråket vid Nora. Av tabellen framgår, att leptiternas mäktigheter avtar mot såväl öster som sydost från maximalt 500 m vid Mölnbo — Norrvrå till 100 respektive 200 m vid Nora och Åda. Denna trend tycks hålla i sig. Österut, på Nynäsbladet, förefaller leptiterna att försvinna totalt i kalkstenarnas närhet eller uppgå till högst 50 à 100 m. Mäktiga leptiter möter vi sedan först i skärgården på Utö och Ornö. Någon motsvarande entydig minskning av kalkstenarnas mäktighet i samma riktning kan inte påvisas. Detta bekräftas bl. a. av de stora förekomsterna vid Oaxen på Mörkölandet och Stora Vika på Nynäshalvön, vilka båda praktiskt taget saknar association med leptit. På grund av mera oklara tektoniska förhållanden inom kartans södra delar är leptiternas mäktigheter där svåra att bedöma men borde gissningsvis vara av samma storleksordning som i området öster om sjön Sillen. Kalkstenarna däremot, visar avtagande mäktigheter mot söder och sydväst, där de sällan över-skrider 50 m. Detta kan vara skenbart och bero på att den stratigrafiskt högst belägna, stora kalkstenshorisonten i betydande utsträckning bort-eroderats i detta område. Vissa av de obetydliga kalkstenshorisonterna kring Sättersta k:a och öster om Gisesjön (5i) kan t. o. m. vara att jämföra med den lägre kalkstensnivån inom leptiterna i området öster om sjön

Sillen. Den mäktiga övre kalkstensnivån är under alla omständigheter åter representerad i det breda kalkstensstråket vid Sättra (5f). Vi har här sannolikt att göra med en i stort sett tämligen flack, av tvärveckningar sammanpressad synklinall, där även de undre kalkstenshorisonterna kommer till synes. Kalkstenens mäktighet är svår att uppskatta här men torde knappast understiga 100 m.

Till sist skall nämnas, att förutom det vanligaste fallet med i huvudsak rena kalkstenar vid sidan av dito leptiter kontinuerliga blandningar också förekommer de båda leden emellan. Horisontbeständigheten blir härigenom lokalt mindre god genom att leptiter och kalkstenar på så sätt kan vikariera för varandra.

En sammanfattning av vad som här sagts tyder på att mäktigheten av kalkstenarna till skillnad från leptiterna inte med säkerhet kan sägas variera på något entydigt sätt, när man rör sig i olika väderstreck. De senare, väsentligen kalibetonade och bandade tuffitiska bergarter, avtar nämligen tydligt mot öster och sydst från Sillensänkan räknat. Åt söder och sydväst är förhållandena mera osäkra. Slutligen kan man spekulera över den möjligheten, att Sillensänkan kan ha utgjort något slags centrum för och matar-kanal till den av askor dominerade vulkanismen i området. Vi skulle här i så fall ha att göra med en sedan gammalt anlagd, långsträckt svaghetszon i sedimentationsbäckenets underlag, som kan följas tiotals km norr om kartbladet utmed sjön Klemmingen. En sådan tankegång stöds av det faktum, att de yngre graniternas magmor har trängt fram utmed samma svaghetszon. Ett antal med tiden snabbt utplånade askkoner skulle i så fall ha existerat längs tillfälliga landryggar inom denna zon. Förekomsten utmed Sillens östra strand av ett intraformationellt konglomerat väsentligen uppbyggt av vulkanogent material (s. 36) och i högt stratigrafiskt läge (sannolikt över den stora kalkstenshorisonten) kan peka på en sådan möjlighet.

Spricktektonik

Spricktektoniken inom kartbladet Nyköping NO framgår av bifogade karta i skala 1:50 000, där även diabasgångar av växlande storleksordning samt krossbergarter, t. ex. breccior och myloniter, redovisas, liksom skiffriighet av olika ålder jämte veckaxlar och stänglighet. Både den topografiska kartan i skala 1:50 000 och flygfotobilder i skala 1:30 000 har kommit till användning vid utarbetandet¹ av denna karta.

¹ Huvuddelen av bildtolkningen för sprickkartan har utförts av Sam Sokotjo.

De uthålligaste sprickorna inom kartbladet grupperar sig kring NV och NNV samt i mindre utsträckning kring O — V. Särskilt de större diabaserna har dessutom en viss benägenhet att följa sprickor med VNV-lig utsträckning. Bland mindre sprickor märks ofta NO-liga orienteringar. Riktningarna av sprickor och diabaser stämmer i stort med de för Stockholm — Mälarregionen normala. De välutvecklade nordostliga sprickor, delvis med diabas, som påträffas i Stockholmstrakten, saknar dock sin motsvarighet här.

Krossbergarter åtföljer ett flertal av de större sprickplanen. Längs dessa har tydliga rörelser av växlande omfattning skett. I några fall kan stora sidoförskjutningar mellan skilda berggrundsblock konstaterats, t. ex. inom kartans nordvästhorn, där en bred vertikalstående diabasgång förskjutits minst 700 m utmed ett NNV-ligt orienterat sprickplan. Inom kartans sydvästhorn kan likaledes en sidoförskjutning antas ha skett, i detta fall maximalt 1.4 km utefter ett nordvästligt sprickplan. Bedömningen av förskjutningens längd är dock mycket osäker. Leptit-kalkstensformationen intar nämligen här en i stort tämligen flack position, varvid små rörelser i vertikal riktning med åtföljande erosion kan få väl så stor effekt i det aktuella yt-snittet som långa horisontella förskjutningar. En annan mycket tydlig förskjutning om minst 100 m (se kartan) längs en NNO-lig förkastningslinje har skett inom en ca 35 m bred diabasgång vid Nyckelby (5i) längst i söder.

Som redan framgått vid behandlingen av tektoniken, torde läget av det nuvarande berggrundssnittet i huvudsak kunna tillskrivas det primära sedimentationsbäckens lutning liksom också utformningen av veckmönstret under de båda deformationsfaserna. I hur stor utsträckning sena vertikala blockrörelser har spelat en roll i detta sammanhang är svårt att avgöra. Sannolikt skall dock det relativt djupa snittet genom berggrunden, som framträder i området väster om dislokationszonen längs sjön Sillen och norr om spricklinjen Bogsta k:a — Lästringe k:a, tillskrivas sena uppåtriktade rörelser av förkastningskaraktär. Inte minst utmed sjön Sillen finns tecken på att stora rörelser har ägt rum. Bland annat påträffas en ca 50 m bred, kvartsläkt breccia bestående av yngre granitfragment på udden strax väster om Lövsta (7 i). Vidare iaktas i samma område förkastningar på något tiotal meter inom de yngre graniterna. Slintytorna är orienterade i N—S och stupar ca 70° mot öster. Flera andra mycket betydande gnuggzoner, främst av mylonitkaraktär, förekommer dessutom längs sjön. Kvartsitliknande myloniter, hundratals meter breda, påträffas sålunda vid Sillens sydända kring Vappersta. Något annorlunda utseende har en ca 50 m bred rörelsezon

i höjden vid Sjögård, ca 1 km söder om Vårdinge k:a, där småkrusigt vec-kade, sekundära s-tytor utbildats i den yngre graniten. Sydost om Gnesta är också den yngre graniten starkt uppkrossad inom en bred zon. Den sena kataklastiska förskiffring, som står i samband med bildningen av rörelse-zonernas myloniter och breccior, har också alstrat den finstrimmiga, lätt skiffriga struktur, som mer eller mindre generellt utmärker de yngre graniterna i kartområdet (se s. 63). Denna unga förskiffring löper i allt väsentligt parallellt med dislokationszonerna, vilket framgår av den tektoniska kartan. Sekundära avvikelser från detta mönster är dock ej ovanliga. Nu nämnda förskiffring inom de yngre graniterna kan sällan identifieras makroskopiskt inom övriga bergartsled om inte deformationen varit så stark, att breccior och/eller myloniter kommit till utbildning. Orsaken härtil kan i viss utsträckning vara, att de ovan beskrivna, tektoniska rörelserna i många fall länkats över till redan befintliga s-tytor i den omgivande, ej sällan glimmerrika berggrunden.

Ytterligare några av de större krosszonerna inom kartbladet skall omnämnas i korthet. Öster om Högvalla, utmed Gnestavägen ca 4 km VNV om Vagnhärad k:a, förekommer en ca 50 m mäktig, kvartsläkt breccia eller mylonit, som kan följas ca 500 m med sydlig medelbrant stupning. Myloniten anger läget av en mycket framträdande O—V-lig dislokationszon i detta område. En över 50 m mäktig mylonit har påträffats i yngre granit utmed en nordvästlig sprickzon söder om Herrsättra (8i), söder om Långsjön. 300 m sydost om Kattnäs (8j), vid Långsjöns ostspets, uppträder vidare utmed dioritmassivets västra del en ca 15 m bred mylonitzon med N—S-lig strykning och stupning medelbrant mot öster. Vid Malmsjön (8g) väster om Ärendal, slutligen, noteras en välutvecklad, ca 10 m bred, kvartsläkt brecciezon i skärningsområdet mellan tvenne väl utvecklade sprickplan. Flertalet av övriga breccior och myloniter varierar i mäktighet från någon eller några meter upp till ca 10 m. Krossbergarterna är genomgående läkta av kvarts. Vackra idiomorfa kvartskristaller har härvid ej sällan utbildats i sprickor och drusrum. Detta framgår bl. a. vid studium av ett flertal lokala block utmed Sillens västra strand, ca 1.5 km sydväst om Vårdinge k:a.

Lokalt har kraftiga tektoniska rörelser skett så sent som efter diabasernas intrusion. Speciellt inom de plastiskt formbara kalkstenarna har gångarna ej sällan blivit avslitna, boudinerade och roterade, en företeelse, som helt stämmer överens med i detalj studerade förhållanden i likartad geologisk miljö i Ålands skärgård (Suominen 1973).

Enstaka diabaser utmed Hållsvikens västra strand, vid Norrudden (5 j), har t. o. m. styckats upp i isolerade bitar i en berggrund av sedimentgnejs, vilket tyder på en mycket stark kataklastisk deformation inom detta område. De sena rörelserna efter diabasernas intrusion har dock vanligtvis varit mindre dramatiska. Iakttagna förskjutningar parallellt eller vinkelrätt mot gångarna överstiger sällan några få meter eller maximalt 5 till 10 m. I ett system av nordvästliga diabasgångar inom leptit-kalkstensområdet vid Sättra (5 f) har förflyttningar på ca 5 m kunnat uppmätas mellan enskilda leptitlager vid rörelser parallellt med gångarna. Vinkelrätt har däremot gångarna förkastats högst en halv meter. En ca 7 m bred diabasgång, som delar kalkbrottet i Lövsta i två delar, uppvisar tydliga förkastningar på ca 4 m vinkelrätt mot gången.

Sammanfattningsvis torde kartbladsområdets system av sprickor i väsentlig utsträckning stå i direkt samband med den nordsydliga sammanpressningen under sensvekokennisk tid och torde ha utbildats under det skede, då den plastiska veckningen övergick i rupturrell deformation. Sprickorna vidgades sedan i samband med den efterföljande tryckavlastningen. Den tidigare nämnda intrusionszonen utmed Sillensänkan utgör möjligen en ännu äldre brottzon, som sträcker sig långt ned i sedimentationsbäckenets underlag. Förnyade rörelser har dock här ägt rum vid upprepade tillfällen. Beroende på den efterföljande plastiska veckningen är däremot de äldre sprickor, längs vilka delar av de s. k. intraorogena gångarna (s. 59) sökte sig fram efter de gamla granitoidernas konsolidering, inte längre möjliga att identifiera till vare sig storlek eller riktning.

Diabas, monzodiabas och granofyr

Bland de över 200 diabasgångar, som noterats inom kartbladsområdet, är minst hälften smalare än en meter och uppträder i många fall i svärmar (DbS). Gångar av upp till 3 m bredd utgör ca 60 % av totalantalet. Ytterligare 30 % av diabaserna är mellan 3 och 25 m breda. Återstoden, några tiotal gångar, mäter mer än 25 m, med maximala bredder upp mot 200 m. En uppdelning av gångarna i tre av nu nämnda storleksintervall har genomförts inom såväl berggrundskartan som den tektoniska kartan. Den senare visar också sträckningar av ett antal hypotetiska diabasgångar, som inte iakttagits i fält, bl. a. på grund av jordtäckning. Dessa ger sig i stället tillkänna i form av markerade, långsträckta anomalier i den magnetiska kartan. Det har nämligen visat sig erfarenhetsmässigt, att många diabaser är

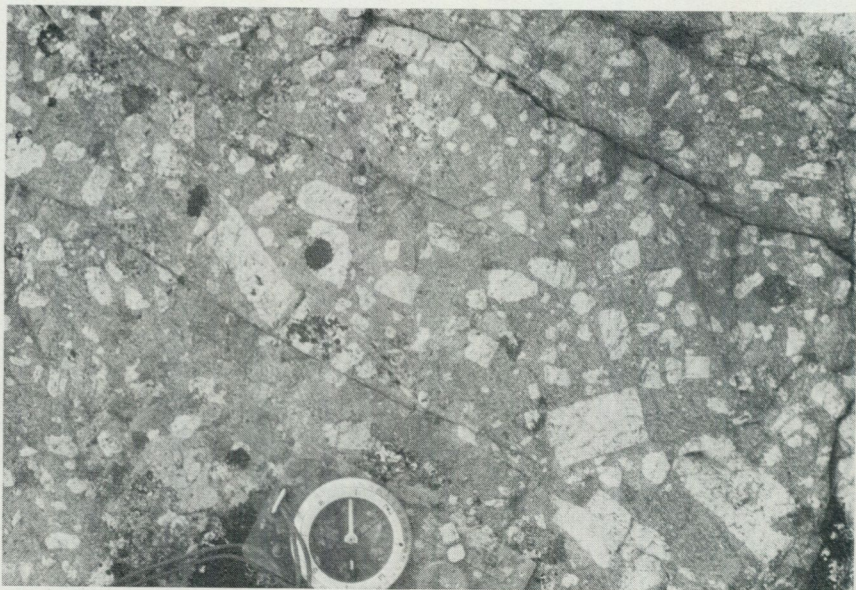


Fig. 15. Grovporfyrisk diabas. — Utmed stranden av Långsjön, ca 1.5 km NV om Herrsättra (8i).
Porphyritic dolerite.

kraftigt magnetiska, väsentligen på grund av ett icke obetydligt inslag av magnetit. För att en märkbar magnetisk indikation skall uppstå, krävs dessutom en minimal bredd på gångarna av storleksordningen 10 m. Exempel finns emellertid på både breda diabasgångar utan märkbara indikationer inom den magnetiska kartan (jfr den ca 100 m breda gången söder om Grindvik (7g), vid sjön Likstammen) och förhållandevis smala gångar, som givit anmärkningsvärt höga magnetiska anomalier (jfr den ca 15 m breda gången vid Karlstorp (9i), öster om Mölnbo stn).

Diabaserna är vanligen mörkgrå till svarta bergarter med en ljusare grå till rostfärgad vittringsyta. Strukturen är övervägande subofitisk till ofitisk (se Krokström 1932 b, s. 199). Längden av de regellöst anordnade plagioklaslisterna växlar från ca 1.5 till 5 mm inom de medelkorniga diabaserna vilka främst är knutna till de större gångarna. Inom kontaktzonerna till de senare, liksom även i mindre gångar, är bergarten i huvudsak finkornig till tät med lister varierande mellan 0.1 och 1 mm. En del gångar är helt eller delvis porfyritiska (Dp) med rektangulära, vanligen mellan 0.5 och 2 cm

stora plagioklastavlor, som kan utgöra en fjärdedel eller mer av bergartens totala volym (fig. 15). Mera sällan är strökornen större än 5 cm och når undantagsvis upp till 1 dm. En 2 till 5 dm bred marginalzon inom porfyriterna saknar i allmänhet strökorn. I ett fall vid Hammarstugan, ca 1 km sydväst om Hölö stn (9j), iakttogs dock strökorn ända fram mot porfyritens kontakt. Ingen av de bredare gångarna (>25 m) är genomgående porfyritisk, dvs. med jämnt fördelade strökorn. I stället uppträder de senare mera glest och sporadiskt i detta fall, t. ex. i de båda stora diabasgångarna öster om Stortrön (7g).

Oberoende av diabasernas kornstorlek och halt av strökorn är deras mineralbestånd tämligen ensartat, vilket framgår av tabell 9. Plagioklas, pyroxen (klinopyroxen > ortopyroxen), olivin och opakmineral dominerar i nämnd ordning. Biotit, kvarts och sekundärt hornblände förekommer också allmänt. Ett betydande inslag av kalifältspat utmärker vissa diabaser, som då har monzonitisk karaktär. Apatit är ett vanligt småmineral. Tabell 9 sammanfattar resultatet av planimetriska analyser av 35 olika slipprov från elva diabasgångar med varierande bredd. Ca en tredjedel av dessa har visat en så kraftigt omvandlad eller finkornig bergart att några tillförlitliga planimeteranalyser ej kunnat utföras.

Plagioklas utgör totalt mellan 40 och 65 vol.-% av diabaserna. Minalet har förhållandevis låga anortithalter, mellan 55 och 70 %. Zonering förekommer allmänt, ofta med 10 till 15 % lägre anortithalter i periferin.

Klinopyroxen återfinns så gott som alltid med halter varierande från ca 5 till 30 vol.-%. Minalet är augitiskt till sin typ och innehåller ca 30—40 mol.-% CaSiO_3 .

Ortopyroxenen är enligt optiska bestämningar (2V) närmast en bronzit med 20—30 mol.-% FeSiO_3 . Minalet, som emellanåt är svårt att särskilja från klinopyroxenen vid de planimetriska analyserna, är också mindre vanligt än sistnämnda pyroxen. I kraftigt omvandlade (uralitiserade) diabaser är huvuddelen av såväl orto- som klinopyroxenerna omvandlade till blekt grönt hornblände och obestämbara, kloritliknande produkter. Endast små kvarstående pyroxenrester antyder bergartens tidigare sammansättning.

Olivin förekommer i flertalet av de undersökta diabaserna med halter från 5 till 20 vol.-%. Enligt ett tiotal optiska bestämningar (2V) har mineralet en tämligen varierande sammansättning. Inslaget av forsteritmolekyler i olivinen är sålunda ca 40 % i den relativt magnesiumfattiga diabasen från Berga (prov 11, tabell 10) medan olivinen i återstående diabasgångar innehåller mellan 60 och 70 % forsterit. Minalet är ofta serpentinomvandlat

TABELL 9. Mineralogisk sammansättning hos diabaser inom kartbladet Nyköping NO (vol.-%)

Mineral composition of dolerites in the map-area Nyköping NO

Prov nr	Olivin		Pyroxen		Plagioklas	Opakmineral	Hornblände	Biotit	Kvartskalfältsp.	Kali	Approx. gångbredd
	Orto	Klino									
1	14	—	20	60	6	x	x	—	—		
2			Uralitiserad								
11	3	15	18	55	7	x	—	2	—		30 m
12	8	10	20	53	7	x	—	2	—		
31	—		39	50	5	x	5	1	—		
32	—		38	41	1	3	5	10	2		
33	4	21	9	52	3	3	2	5	1		
34	15	3	23	52	3	x	1	3	—		150—
36	20	1	16	60	2	—	1	x	—		200 m
37	x	25	4	65	1	—	1	3	—		
29	—	—	—	35	4	15	6	25	15		
94	—	—	26	58	5	4	2	5	—		
95			Uralitiserad								100 m
20—27											
4	14	—	24	53	4	4	1	—	—		15 m
1, 3, 5			Uralitiserade								
170	8		23	62	6	x	1	—	—		150—
202	5	17	8	60	1	4	2	3	—		200 m
156	1	—	24	55	7	6	2	5	—		100 m
155a	5	—	x	57	2	30	3	3	—		100 m
144	—	—	x	50	2	30	11	7	—		75 m
14	12	—	24	55	5	1	2	1	—		25 m
40			Uralitiserad								
41	11	—	22	60	5	x	1	1	—		20 m
164	5	—	32	50	8	1	4	—	—		1—2 m

x = <1 vol.-%

- 1, 2. } Finkornig resp. tät, Önnerstanäs (9f), ca 1 km SO om Björnlunda stn.
11, 12. } Fint medelkornig, Berga (9g), ca 3 km OSO om Björnlunda stn.
31—37. } Medelkornig, 1.5—2.5 km VNV om Jakobsberg (9f).
29. } Medelkornig, monzodiabas med brottstycken av gnejsgranit m. m., 750 m VNV om Jakobsberg (9f).
94, 95, 20— } Medelkornig, Gruvstugan (9h), 3.5 km SSO om Gnesta stn.
23, 25—27. } Medelkornig, med svag monzonitprägel, Gruvstugan (9h), 3.5 km SSO om Gnesta stn.
3, 4, 5. } Fint medelkornig, Karlstorp (9i), ca 2 km OSO om Mölnbo stn.
1. } Finkornig, marginalen, (9i), ca 2 km OSO om Mölnbo stn.
170. } Medelkornig, Sörby ågor, ca 1.5 km NO om Torsåker k:a (7h).
202. } Medelkornig, 500 m NO om Hundby (8h), ca 3 km N om Torsåker k:a (7h).
156. } Medelkornig, 500 m V om Finnviken (7g), södra diabasen, O om Likstammen.

med sekundära sprickfyllnader av opakmineral.

Biotiten är pleokroitisk i rödbrunt. Opakmineralen torde till övervägande del utgöras av magnetit och ilmenit (se tabell 10). Kvarts är nästan alltid närvarande, om än i små mängder. Hög kvartshalt parad med ca 15 vol.-% kalifältspat finns endast i en monzodiabas (tabell 9, prov 29).

De i tabell 10 anförda diabasanalyserna utgör endast ett urval. Fem av de åtta analyserna har omräknats till viktsnorm. Av dessa har proven 24 och 29 närmast monzodiabaskaraktär. Ur kemisk synpunkt härstammar området diabaser snarast från högaluminiumbasaltiska magmor med lokala övergångar mot magmor av alkali-olivinbasaltisk typ enligt den klassifikation av basaltiska magmor, som tillämpas av Hess och Poldervaart (1968, s. 626—627). Fraktionerad kristallisation inom magmor av högaluminiumtyp antas enligt tämligen färsk undersökningar ha ägt rum på ett djup av 15 till 35 km i jordskorpan (H. Green, D. H. Green och Ringwood 1967, s. 50). I förbigående skall nämnas, att diabasernas sammansättning inom tidigare undersökta delar av Södermanland visar en något kraftigare dragning mot alkali-olivinbasaltisk sammansättning än vad fallet är inom kartbladet Nyköping NO (jfr Krokström 1932 a, 1936 och Gorbatshev 1961). Medan de SiO₂-fattiga diabaserna enligt tabell 10 sannolikt representerar relativt oförvanskade basaltiska magmor, kan de SiO₂-rikare leden vara något senare differentiat eller, alternativt, vid högre SiO₂-halter ett resultat av assimilation av sidoberget under magmans väg uppåt. Det assimilerade materialet torde i allt väsentligt ha integrerats i magman och lokalt förändrat dess sammansättning. Proverna 24 och 29 av monzodiabaskaraktär utgör sannolikt stelningsprodukter ur dylika hybridiserade magmor (höga värden på qz, or och Σ sal). Inom diabasen vid Gruvstugan (prov 24) har sådana bergarter stor utbredning. Inte mindre än 6 kemiska analyser kring en där befintlig gammal nickelgruva visar SiO₂-halter mellan 54 och 60 vikt-% samtidigt som Σ alkali i medeltal är 4.6 vikt-%.

Att sidoberget i växlande utsträckning ryckts med av de framträngande magmorna visas av de många lokaler med fragment och brottstycken, som påträffats inom diabaserna. Detta är särskilt fallet inom de mot VNV rik-

- 155 a. Medelkornig, 500 m V om Grindvik (7g), norra diabasen, O om Likstammen.
 144. Medelkornig, V om Dalsättersjön (8f), NV om Likstammen.
 14. Porfyrisk, 500 m O om Kattnäs (8j) nära Långsjöns östra spets.
 40—41. Porfyrisk, stranden av Långsjön (8i), ca 600 m ONO om Vårdingeskolan.
 164. Finkornig, V om Oppgård (5i), ca 5 km O om Bälinge k:a.

TABELL 10. Kemiska analyser av diabaser och monzodiabaser från kartbladet Nyköping NO
Chemical analyses of dolerites and monzodolerites from the map-area Nyköping NO

Vikt-%	Berga	Karlstorp	Jakobsberg (9f)			Gruv-	Jakobs-	Viktsnorm						
	(9f)	(9i)				stugan	berg	<i>Weight norm</i>						
						(9h)	(9f)							
Prov nr ¹	11	4	1	34	36	33	24	29		34	36	33	24	29
SiO ₂	47.6	47.4	54.1	47.9	49.6	54.0	56.3	59.8	qz	—	—	1.7	16	25
TiO ₂	1.6	2.0	1.5	2.3	1.7	2.2	2.1	2.3	or	3.7	2.6	6.8	9.5	14
Al ₂ O ₃	13.8	16.0	14.2	17.0	17.9	15.8	14.8	13.0	ab	20	21	23	23	19
Fe ₂ O ₃	7.0	3.4	2.3	2.7	2.2	3.7	3.3	3.9	an	32	34	29	24	15
FeO	11.8	10.9	8.8	10.5	9.6	9.0	7.7	8.5	Σsal	55.7	57.6	60.5	72.5	73
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2						
MgO	4.2	6.6	6.5	7.0	7.3	4.9	2.1	1.4	di	4.3	3.7	2.0	1.4	1.6
CaO	6.0	8.4	7.7	7.9	8.3	6.4	5.3	3.6	hy	25	28	34	22	21
Na ₂ O	2.4	2.4	2.3	2.4	2.5	2.5	2.6	2.9	oi	12	9	—	—	—
K ₂ O	1.4	0.6	0.5	0.7	0.5	1.2	1.6	2.4	ap	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	mt	1.1	0.9	1.6	1.4	1.7
Cr (ppm)	96.2	98.1	98.2	98.8	100.0	100.1	96.1	98.2	ilm	1.9	1.3	2.0	1.8	1.9
	60	80	210	60	140	60	30	15	Σfem	44.6	43.2	40.0	26.9	26.6

¹ För preciserade lokalangivelser och bergartstyper se tabell 9.



Fig. 16. Eruptivbreccia i porfyritisk diabas med brottstycken av bl. a. sedimentgnejser, gnejsgraniter, graniter och pegmatiter. — Udden 300 m väster om Grindvik, östra mellersta delen av sjön Likstammen (7g).

Eruptive breccia in porphyritic dolerite. The xenoliths are veined gneisses of different kinds, synorogenic granitoids and young granites and pegmatites.

tade diabasstråken tvärs över sjön Likstammen (7g) med fortsättning fram mot kartgränsen. Vackrast och bäst ägnad för studier är en lokal belägen vid östra stranden av nämnda sjö, väster om Grindvik (fig. 16). Eruptivbreccian innehåller här upp till halvmeterstora brottstycken av granatådergnejs, metaarenit, gnejsgranit, granit och pegmatit. Det ofta kantiga, osorterade och polymikta bergartsmaterialet härrör sannolikt från gamla rivningsbreccior, som utbildats inom markerade rörelsezoner före diabasernas intrusion. Tydliga eruptivbreccior har också noterats vid Finnviken (7g), öster om Stensjön (7g), nordost om Dalsjö (8f), nordväst om Kleva kvarn vid Båven (8f) samt 750 m nordväst om Jakobsberg (9f).

Sura bergarter, delvis med granofyrisk textur, har antecknats i tre fall, nämligen, 1, som brottstycken i diabaserna, 2, i diabasernas kontakter mot sidoberget samt, 3, i små gångar som skär över diabaserna. Det första fallet illustreras av ett ca halvmeterstort brottstycke av en röd finkornig

bergart, sannolikt av granitaplitiskt ursprung, från en holme i Likstammen ca 500 m väster om Grindvik (7g). Huvudsammansättningen i brottstycket är följande: kvarts \approx kalifältspat \approx sur plagioklas. Starkt kloritomvandlad och regellöst anordnad biotit (< 5 vol.-%) tillkommer. Mikrografisk sammanväxning mellan kvarts och kalifältspat dominerar texturen och omsluter de kraftigt sericitomvandlade plagioklaskornen ($\approx 0,5$ mm stora). De senare är vidare penetrerade av kalifältspat främst utmed spaltgenomgångarna. Genom kontaktpåverkan från diabasmagman torde brottstycket ha omvandlats mycket starkt. Möjligen har den granofyriska texturen i detta fall orsakats av en selektiv anatexis inom bergarten. Mera entydig, partiell uppsmältning har iakttagits i kanten av större plagioklasfragment omslutna av kvarts i en diabas ca 650 m sydväst om Lilltorp (8f), norr om sjön Båven. Dessa har härvid korroderats till avrundade korn omgivna av tunna ränder, sannolikt resultat av uppsmältning och väsentligen bestående av rekrystaliserad alkalifältspat jämte inslag av sericit och kvarts. En tydlig uppluckring av den kvarstående plagioklasen har samtidigt ägt rum på så sätt, att denna nu är genomstungen av mikroskopiska utskilningar av kalifältspat och/eller kvarts.

Fall nummer två belyser kontaktrelationen mellan yngre granit i norr och den stora Jakobsbergsdiabasen i söder nära Lövlund (9f). Gränsen mellan diabas och granit är i detta fall mycket oklar och tycks bestå av en mängd granit- och pegmatitfragment diffust genomvävda av diabasmaterial. Ett slipprov från de granitiska partierna visar, att bergarten där på några undantag när är tämligen intakt både vad gäller struktur och sammansättning. Mikrografiska sammanväxningar förekommer likväl även här, om än mera sparsamt än i det förstnämnda, granitaplitiska brottstycket. Plagioklasen är dessutom i stor utsträckning genomstungen av och på ett oregelbundet sätt sammanväxt med kvarts.

Hur texturen skall tolkas i detta fall är oklart. Sannolikt har diabasens kontaktinverkan på sidoberget varit något svagare här än i de av diabasmagmor helt omslutna brottstyckena och fragmenten.

Det tredje fallet, där mikrografiska sammanväxningar mellan kvarts och kalifältspat observerats, är inom en ca $1/2$ m bred granofyrgång, som genomslår den norra diabasen vid stranden av Likstammen, väster om Grindvik (fig. 17). Den finkorniga (0.2—0.4 mm), rödlätta bergarten har i detta fall närmast en homogen stelningstextur med regellöst anordnad biotit och plagioklas, den senare delvis listformad. Enstaka 5 mm stora strökorn av plagioklas har också iakttagits. Om denna intrusivt uppträdande granofyr-



Fig. 17. Granofyrgång som genomslår något porfyritisk diabas. — Udden 300 m väster om Grindvik, östra mellersta delen av sjön Likstammen (7g).
Granophyric dike cutting a porphyritic dolerite.

bergart utgör en ren differentiationsprodukt från en förhållandevis sur, hybridiserad diabasmagma eller ett marginellt lokalt mobiliserat ur en lämpligt sammansatt sidobergart har inte kunnat fastställas. Granofyrgångar har även påträffats inom den stora, södra diabasgången vid Likstammen samt inom den korta, breda diabasen nordväst om Långsjön (9g).

Till sist skall nämnas, att diabaserna ej sällan är kraftigt tektoniserade. Ett bra exempel på detta är den breda, fullständigt mylonitiserade gången vid Mörtsjön (6h), där primärstrukturen nästan helt suddats ut. I ett annat fall, ca 250 m VNV om Smedsta (9f), har tektoniseringen resulterat i att den breda gången delats upp i distinkt avgränsade, vertikala, centimeter- till decimeterbredda skivor.

Kisfyndigheter invid diabaser

En mindre nickelmalsförekomst är sedan gammalt känd invid Gruvstugan (9h), ca 3 km SSO om Gnesta stn i Frustuna s:n (Tegengren 1924,

s. 310). Den malmförande bergarten är en grov, tämligen sur och alkalirik diabas och ej diorit eller gabbro, vilket antagits i nämnda arbete. Malmen, som bildar en ca 130 m lång, öst-västlig zon utmed diabasens norra marginal, består av nickelhaltig magnetkis med inslag av svavelkis och kopparkis. En viss kobolthalt har också konstaterats. Magnetkisens nickelhalt uppges ligga kring 1 %. Enligt nyutförda, tidigare citerade analyser (s. 91) från SGU:s malmbyrå¹ visar diabasen närmast invid malmzonen en relativ ökning av koppar- och nickelhalterna med ca 7 ggr till respektive 175 och 200 ppm. Ett stuffprov av malmen från varpen gav följande halter: Ni = 1.5 %, Cu = 0.1 %, Co = 0.05 %, och Fe_2O_3 = 45 %. Gruvdriften startade 1876 och pågick tre år. Totalt producerades ca 900 ton malm. Brytning har skett intill ett djup av ca 20 m. En transportort från gruvschaktet ut till stora landsvägen är fortfarande bevarad.

En mindre skärpning på kismalm (area 2×5 m) har iakttagits ca 200 m från stranden av sjön Likstammen (7g), invid den södra diabasen. Malmmineralen utgörs här av magnetkis, svavelkis och spår av kopparkis.

Nyttosten

Ett fåtal obetydliga äldre stenbrott, sannolikt helt avsedda att täcka lokala behov, har påträffats inom kartområdet. Av dessa kan nämnas ett i sur gnejsgranit strax öster om Sillens sydspets (7i) och ett annat i lätt skiffrig, yngre granit, ca 1.5 km väster om Jakobsberg (9f).

De olika urkalksstenstråken inom kartbladet, deras sammansättning och tektoniska förhållanden, har redan tidigare behandlats (s. 38). En del av dessa stråk har varit eller är fortfarande föremål för brytning, såsom i Vagnhärad, där ett kalkbruk är beläget i Fänsåker, ca 1.7 km VNV om kyrkan. Likaså sker brytning inom flera brott i urkalksstenstråket mellan Vrå och Edeby, ca 2.5 km sydväst om Hölö stn (Edeby marmorbrott AB).

Brytningen i Vagnhärad har ägt rum i tre olika brott, varav ett numera nedlagt i det norra kalkstenstråket mäter ca 50×300 m och är 70 m djupt. Det mellersta brottet, där väl hälften av brytningen f. n. sker i form av kalksten, är beläget i den södra kalkskänkeln ($50 \times 200 \times 70$ m djup). I sydkan- ten av den senare ligger det sist upptagna brottet (1973) i ren dolomit, som redan nu står för den andra halvan av årsproduktionen (storlek $40 \times 70 \times 20$ m djup).

¹ Har ställts till förfogande av avd. dir. G. Nilsson.

Vagnhärads kalkbruk, som f. n. har ca 14 anställda, startade sin verksamhet på 1920-talet. Produktionen, som tidigare omfattat såväl jordbrukskalk, industrikalk som hydratkalk, är numera helt inriktad på jordbrukskalk av skilda kvaliteter, vilka erhålls genom bränning av såväl kalksten som dolomit. Stora kvantiteter av äldre ofullständigt brända avfallsprodukter tas numera även tillvara för framställning av jordbrukskalk av lägre kvalitet. Den totala årsproduktionen av jordbrukskalk uppgår f. n. till i medeltal ca 35 000 ton. Hittills torde minst 1 500 000 miljoner m³ kalksten ha brutits i Vagnhärad.

Edeby marmorbrott AB startade under 1920-talet. En vit dolomitisk marmor bröts tidigare, huvudsakligen i två nu nedlagda brott invid Edeby gård. Två brott i grön serpentinmarmor är f. n. i drift, varav ett öster om Norrvrå hpl och ett ca 300 m sydväst om Väsbytorp (30×30×15 m djup). Årsproduktionen rör sig om ca 1 000 m³ råblock, ur vilka främst golvplattor och fönsterbrädor framställs. Brytning, sågning och bearbetning sysselsätter ca 15 man.

En grön serpentinmarmor lik den nyss nämnda har tidigare brutits vid Mölnbo marmorbrott, ca 2.5 km VSV om Mölnbo stn (9i). Industriell verksamhet påbörjades här 1926, och produktionen omfattade efterhand ca 250 m³ råblock per år med 34 anställda som mest. På grund av ogynnsamma konjunkturer nedlades driften helt 1965.

I Lövsta (7i), i fortsättningen av kalkstensstråket vid Vagnhärad, har också en omfattande kalkbrytning ägt rum, varom fem stora, numera nedlagda och vattenfyllda brott bär vittne. Så sent som 1939 startade verksamheten här, och då byggdes 2 ugnar. Vid sidan av kalksten bröts enligt uppgift av Sundius (1942, s. 38) en mycket ren dolomit längst i nordväst, vilken enligt senare utsagor bl a. brändes till ugnsfoder. Uppskattningsvis torde under åren fram till verksamhetens slut, fram mot 1960-talet, minst 1/2 miljon m³ karbonatsten ha tagits ur brotten.

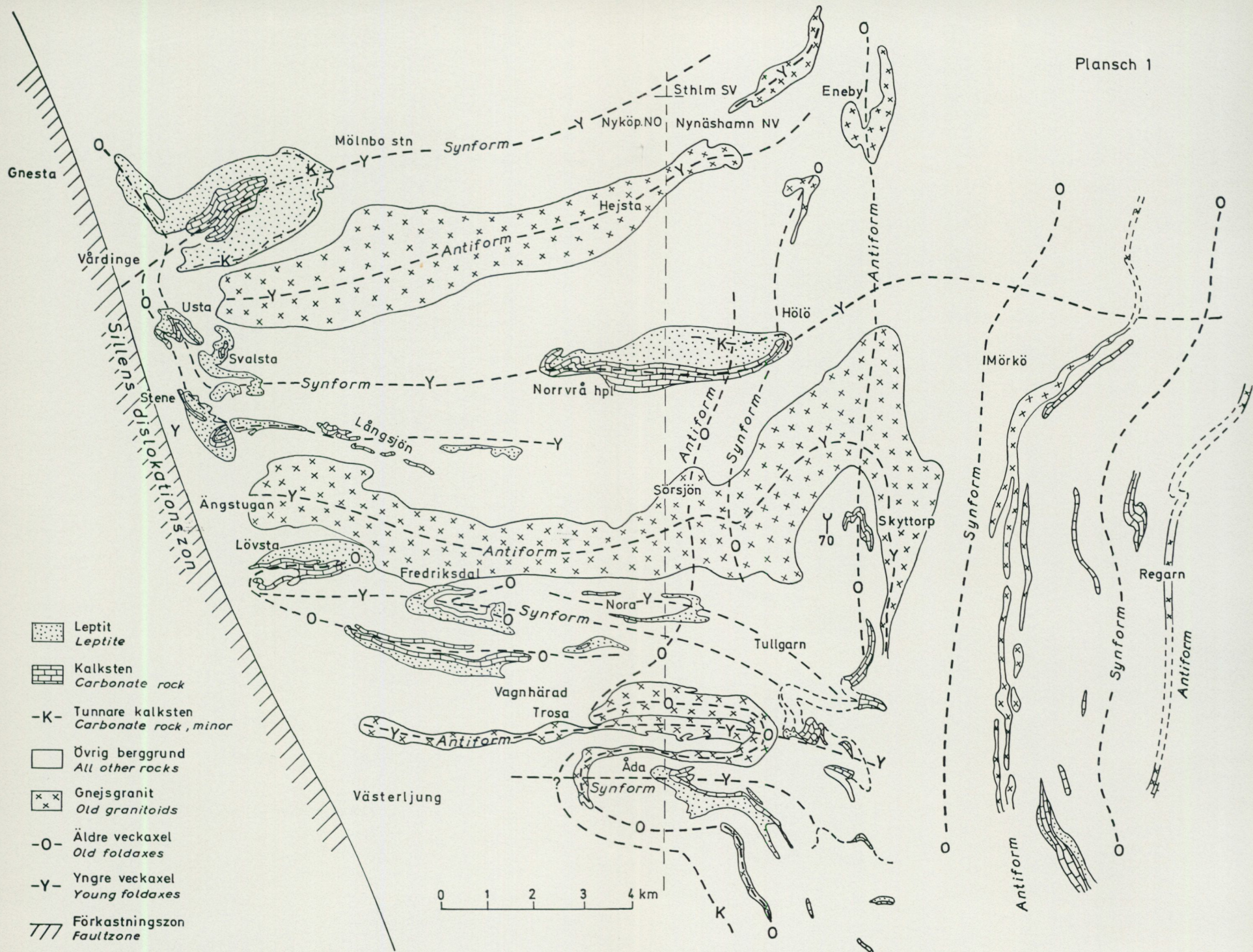
LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

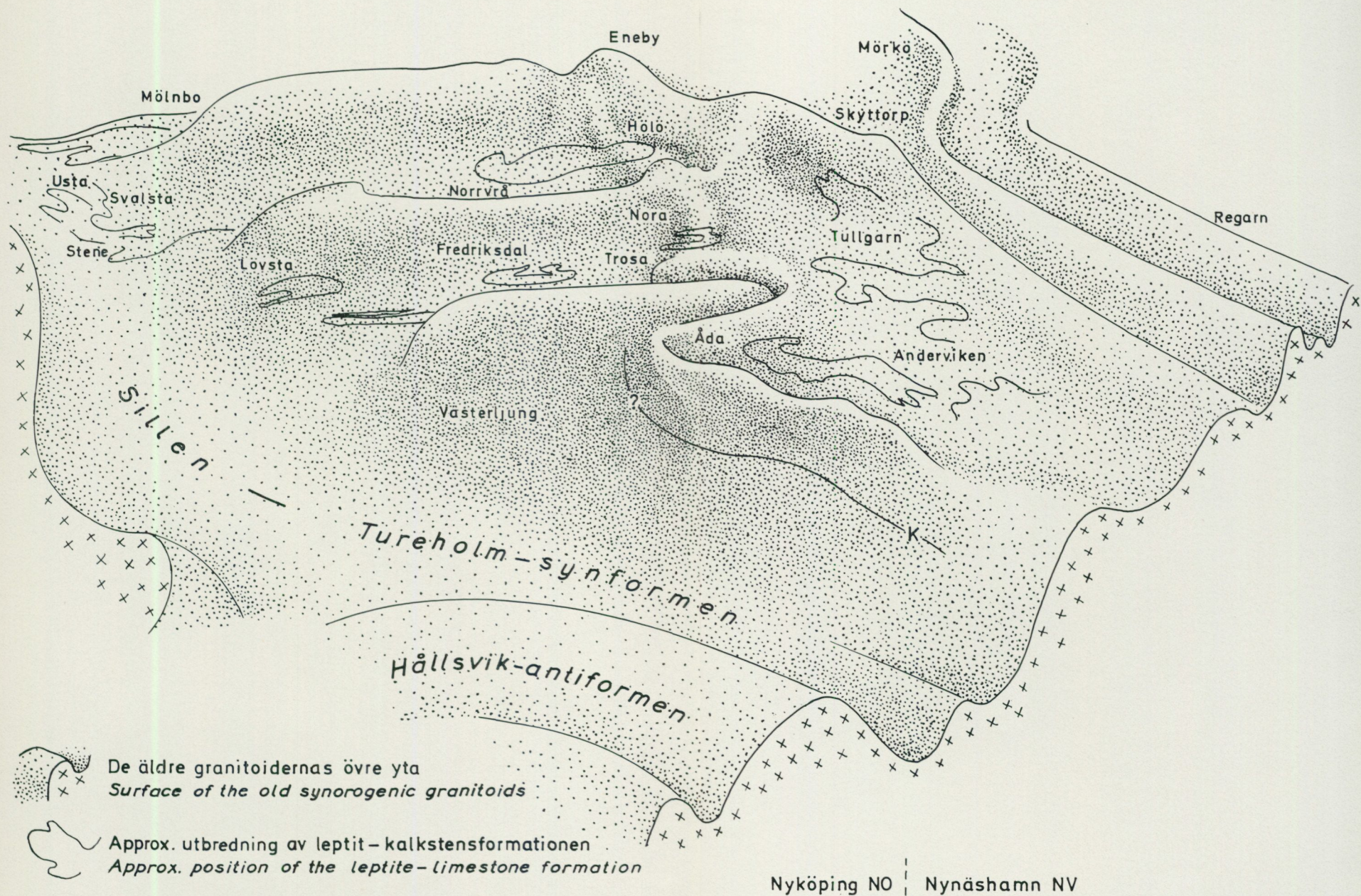
- ALTHAUS, E., 1967: The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 16, s. 29–44.
- 1969: Das system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen under Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. — *N. Jb. Miner. Abh.* 111, s. 74–161.
- BROWN, G. C., och FYFE, W. S., 1970: The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism. — *Contr. Mineral. and Petrol.* 28, s. 310–318.
- EKLUND, J., 1931: Utredning rörande det svenska jordbrukets kalkförsörjning 1–2. — Rapporten och meddelanden i stencil. SGU.
- GREEN, H., GREEN, D. H., och RINGWOOD, A. E., 1967: The Origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkalibasalts. — *Earth and Planetary science letters* 2, s. 41–51.
- GORBATSCHEV, R., 1961: Dolerites of the Eskilstuna region, Eastern Central Sweden. — SGU C 580.
- HESS, H. H., och POLDERWAART, ARIE, 1968: Basalts. Vol. 2. — J. Wiley & Sons, New York—London—Sidney.
- HIRSCHBERG, A., och WINKLER, HELMUT, G. F., 1968: Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. — *Contr. Mineral. and Petrol.* 18, s. 17–42.
- HUMMEL, DAVID, 1874: Beskrifning till kartbladet Trosa. — SGU Aa 52.
- HÖGBERG, E., 1950: Färgningsmetoder för fältundersökning av karbonatbergarter. — GFF 72.
- 1962: Calcite and dolomite relations in Svecofennian carbonate rocks. — GFF 84.
- KEPEZHINSKAS, K. B., 1973: Pressure variability during medium-temperature metamorphism of meta-pelites. — *Lithos* 6, s. 145–158.
- KROKSTRÖM, T., 1932 a: The Breven Dolerite Dike. — *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 23, s. 242–330.
- 1932 b: On the Ophitic Texture and the Order of Crystallization in Basaltic Magmas. — *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 24, s. 197–216.
- 1936: The Hällefors Dolerite Dike and Some Problems of Basaltic Rocks. — *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 26, s. 113–263.
- LUNDEGÄRDH, P. H., 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. — SGU Ba 22.
- LUNDSTRÖM, INGMAR, 1974: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping SV. — SGU Af 109.
- RAMSAY, JOHN G., 1962: Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. — *Journ. Geol.*, s. 466–481.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. och BELL, P. M., 1969: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. — *Amer. J. Sci.*, 267, s. 259–272.
- SIDENBLADH, E., 1867: Några ord till upplysning om bladet Tärna. — SGU Aa 24.
- STEPHANSSON, OVE, 1974: Granitdiapirism i mellansvenska svekofenniderna. — Uppsala Universitet, Geologiska Institutionen, *Miner.-Petr. avd.*
- STOLPE, M., 1871: Några ord till upplysning om bladet Hörningsholm. — SGU Aa 45.
- STRECKEISEN, A. L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — *N. Jb. Miner. Abh.* 107, s. 144–240.
- STÅLHÖS, GÖRAN, 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.
- SUNDIUS, N., 1942: Södermanlands kalkstenar och kalkindustri. — Sörmlandsbygden. Årsbok 1942.

- SUOMINEN, VELI, 1973: Late precambrian plastic deformation in crystalline limestone in Kumlinge, south-west Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland 45, s. 49–52.
- TEGENGREN, F. R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. — SGU Ca 17.
- TRÖGER, W. E., 1956: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1. — Stuttgart.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1865: Några ord till upplysning om bladet Malmköping. — SGU Aa 17.
- 1882: Beskrifning till blad n:o 8 och 9 af geol. öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag.
- USDOWSKI, EBERHARD, 1974: Stabile und metastabile Reaktionen bei geochemischen Prozessen der Sedimentbildung und der Diagenese. — Fortschr. Miner. 52.
- WIKMAN, H., 1973: Ett svekofenniskt suprakrustalkomplex i Örebroområdet. — Avhandl. i stencil. Geol. inst. Lunds universitet.
- WIKSTRÖM, ANDERS, 1975: Beskrivning till berggrundskartan Norrköping NO. — SGU Af 112.
- WINKLER, G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- 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.



Plansch 1. Tektonisk karta över delar av kartbladen Nyköping NO och Nynäshamn NV. Godkänd för spridning. Statens lantmäteriverk 1975-10-13.

Plate 1. Tectonic sketch-map including parts of the present map-sheet Nyköping NO as well as adjacent areas within the map-sheet Nynäshamn NV.



Plansch 2. Perspektivskiss över det område, som representeras av plansch 1. Skissen antyder det ungefärliga läget av granitoidernas överyta vid tidpunkten efter de båda svekofenniska veckningarna. Positionen av de enskilda leptit-kalkstensförekomsterna framgår också översiktligt.

Plate 2. A rough perspective sketch of that area represented by Plate 1. The sketch shows the upper surface of the old synorogenic granitoids after both Svecofennian foldings. The positions of the separate leptite-limestone occurrences are also roughly outlined.

KARTMAPP MED BESKRIVNING PRISKLASS H

Distribueras genom

LiberKartor

162 89 VÄLLINGBY

Printed in Sweden

Växjö 1975 C Davidsons Boktryckeri AB

ISBN 91-7158-086-7