

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 109

INGMAR LUNDSTRÖM

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN

NYKÖPING SV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
NYKÖPING SV



STOCKHOLM 1974

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 109

INGMAR LUNDSTRÖM

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN

NYKÖPING SV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

NYKÖPING SV

STOCKHOLM 1974

ISBN 91-7158-066-2

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning.
Statens lantmäteriverk 1974-11-20.

C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VAXJÖ 1974

INNEHÅLL

Summary	5
Inledning	9
Metodik	11
Leptit och leptitgnejs	12
Hornblände- och biotitrika gnejser samt metabasiter	18
Urkalksten	24
Skarn och eulysit	27
Sedimentbetonade gnejser	30
Äldre djupbergarter (synorogena intrusioner m. m.)	51
Metabasitgångar	63
Serorogena djupbergarter	66
Migmatitgraniter samt därmed samhöriga apliter och pegmatiter	66
Serorogena intrusiv yngre än migmatitseringen	71
De serorogena djupbergarternas kemiska egenskaper	78
Metamorfos och migmatisering	78
Den högsta metamorfosgraden	83
Retrograda omvandlingar m. m.	86
Migmatisering	89
Sammanfattning	93
Vecktekonik och stratigrafi	94
Sprickor och förkastningar	102
Den spricktekoniska kartan	102
Spricktekonik	104
Diabasgångar	106
Block av jotniska och kambriska sandstenar	108
Den flygmagnetiska kartans huvuddrag	110
Malm och nyttosten	111
Malmer	111
Nyttosten	114
Kort beskrivning av kartbladets delområden	114
Litteratur	119
Appendix: Exkursionsguide	121

SUMMARY

Description to the map of solid rocks Nyköping SV

The investigated area is situated on the Baltic coast, about 100 km to the southwest of Stockholm. It consists exclusively of Precambrian, mainly migmatitic rocks belonging to the Svecofennian orogenic zone, which is 1 800—2 000 m. y. old. Subordinate dolerite dikes of Jotnian age (approx. 1 200 m. y.) are the only manifestations of later geological activity on the map-sheet, predating the Quaternary glaciation. Scattered boulders of Jotnian and Cambrian sandstones have been found in the area, but outcrops of these are lacking so far.

The Svecofennian of eastern central Sweden is frequently highly metamorphosed and migmatized, and the Nyköping area appears to display migmatization phenomena to an unusually high degree. The migmatization as well as the metamorphic alterations and the intricate tectonic structure of the area complicate the identification of genetic and stratigraphic units. Thus, a largely descriptive subdivision of the metamorphic rocks as represented by migmatite paleosomes has been attempted, which reflects as far as possible the genetic trends inherent in the material. The character and frequency of the migmatite mobilites are displayed by red overprints on the map.

The assumed supracrustal gneisses of the area mainly consist of fine-grained, laminated quartz-feldspar-biotite-rocks, which are described as a mixture of two end-members. One of these consists of quartz, plagioclase and biotite, while the other contains much quartz and microcline but very little biotite. An arbitrary boundary between the two groups was put at 10 vol.-% biotite, which is also convenient because it is easily recognized macroscopically. The group richer in biotite (blue on the map) is thought to correspond mainly to metasediments because it comprises rocks of metaquartzitic and metaargillitic characters, whereas the other group (yellow on the map) displays volcanic features such as high feldspar contents and phenocrysts. These rocks are called leptites. The two groups frequently grade into each other, both by variations of the microcline/plagioclase ratio and the biotite content, but as the boundary is put very close to the pure "metavolcanic" end-member the main variation is on the "metasedimentary" side of the boundary (*cf.* Fig. 10). The pure end-members also occur interbedded with each other in the leptite areas, and clear-cut boundaries are drawn with some difficulty on the map. However, both the mixtures (red dots on blue on the map) and the interbedding of end-members are confined to regions contiguous to leptites, while the pure plagioclase end-members occur only at some distance away. It is thus assumed that the mixtures represent re-deposited leptites. Accordingly there is a regional decrease of the potash content from the leptites outwards into the sediments (*cf.* Figs. 11—13).

The pure leptites are quartz-microcline-biotite-rocks (Figs. 1 and 2) frequently interlaminated by skarn or carbonates. They are only sparsely migmatized. Their composition corresponds to silica- and potash-rich metarhyolites or arkoses. The skarn-carbonate laminations as well as the high silica content suggest that these rocks have also undergone sedimentary reworking.

The sedimentary gneisses comprise quartz-feldspar-mica gneisses of a more variable composition (Figs. 7—9). They are frequently biotite-laminated (Fig. 5), but skarn or carbonate laminae are generally lacking. Quartzitic and metaar-gillitic (Fig. 6) types are frequently associated, but regions of homogeneous composition can also be discerned on the map. Sillimanite, andalusite, cordierite and garnet are common in the biotite-rich types. Migmatization is generally strong in the biotite-rich types, but the quartz-rich rocks have generally resisted migmatization quite well. The compositions of the sedimentary gneisses richer in plagioclase correspond to Pettijohn's (1956) shales, greywackes and subgreywackes, while the microcline-bearing sediment-leptite mixtures approach arko-sic compositions.

Skarn and carbonate rocks are regularly interbedded with the leptites. The carbonate rocks are mostly calcitic and slightly skarn-bearing. Only a few occurrences are large enough to be shown on the map. The skarn rocks generally occur as thin beds or laminae in the leptites. Minor skarn admixtures are also frequent. The mineral paragenesis of skarns and carbonate rocks is shown in Table 9. A peculiar, fayalite-rich skarn rock called eulysite has long been known from the area and has been described thoroughly by Palmgren (1917).

Metabasitic, biotite-hornblende-rich gneisses, occurring as conformable layers in the leptites and metasediments are also of supposed supracrustal origin. Hornblende-rich types poor in quartz (green on the map) and of amphibolitic character grade into more acid quartz-plagioclase-biotite (-hornblende)-bearing types (yellow with green dots on the map). Both types characteristically carry sphene, apatite and opaque minerals, which distinguish the acid types from otherwise similar sedimentary gneisses (Figs. 3 and 4). Their chemical characteristics (Table 2) as well as their occasional porphyritic texture indicate that these rocks are eruptives. In Streckeisen's (1967) nomenclature they correspond to meta-quartz-andesites to metabasalts.

Foliated and lineated granites to tonalites (gneiss-granites, brown on the map) are common in the area. Their field relationships are obscured by migmatization and deformation, but, by analogy with better preserved areas, they are thought to correspond to the synorogenic intrusives which invaded the supracrustals during the first main folding phase of the Svecofennian. The rocks are mostly strongly migmatized, but generally a paleosome of a medium-grained, foliated granitoid can be discerned in the migmatite (Figs. 16—19). Although a range of compositions is represented, granodiorites (IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks 1973) are, by far, the most common (Figs. 20 and 21a). Fine-grained types are difficult to distinguish from the supracrustal gneisses, but gneiss-granites generally differ from the supracrustals by the lack of laminations. They are also richer in feldspar than the meta-sediments, and their dominating feldspar is plagioclase, in contrast to the microcline of the leptites (*cf.* Figs. 21b and 10).

A few metabasitic dikes occur, cutting the structures of the supracrustals and gneiss-granites. Such dikes in the Svecofennian are thought to have intruded

prior to the migmatization and the intrusion of the serorogenic granites, which is evident from field observations.

The serorogenic intrusions are of two kinds, slightly different in age but both lacking foliation. The oldest type is leuco-granitic to leuco-tonalitic (Figs. 23 and 24) and is clearly linked to the migmatization. This type forms a few large conformable massifs of aplitic to pegmatitic, leucocratic granitoids. Biotite schlieren and more or less assimilated remnants of older rocks are common in these granitoids (Table 7), which gradually pass into the mobilisate material of the migmatites. The younger type is clearly younger than the migmatites because they frequently form dikes cutting the mobilisate of the migmatites (Fig. 26). The younger type is very homogeneous (Figs. 27, 28 and 24), and granitic compositions are the most common, although granodiorites and tonalites occur. The composition of the younger group is fairly constant, close to the ternary minimum of the Q-Or-Ab-diagram (Fig. 25) while the older, migmatite-associated group deviates from this composition (Fig. 25).

The metamorphism is assigned to the high amphibolite facies because primary muscovite is used up. The significant metamorphic parageneses are summarized in Table 9. Orthopyroxenes occur in the iron-rich skarn rocks and as porphyroblasts in a peculiar metabasitic rock, apparently indicating a very low pressure. However, the compositions of these rocks are so peculiar that the use of these pyroxenes as metamorphic indicators is doubtful. Andalusite, evidently formed during migmatization, is also problematic, but the andalusite/sillimanite curve of Richardson *et al.* (1969) appears to permit andalusite even in such highly metamorphosed rocks as these. Furthermore this curve apparently indicates the highest possible pressure for the metamorphism, and almandines poor in spessartine indicate the minimum pressure. Assumed P-T conditions during the culmination of metamorphism are summarized in Fig. 29. Retrograde alterations, such as chloritization of biotite, pinitization of cordierite, and diopside surrounded by actinolite are common, especially in the vicinity of fault zones. Furthermore, several parageneses indicating lower metamorphism occur (*cf.* Table 9).

Migmatization in the area apparently followed several courses. In the central part of the large metasediment-area, melanosome schlieren are generally absent. Therefore it appears that migmatization here occurred by injection of leucosomes into the paleosomes. In the northern part of the map-sheet leucosomes, melanosomes and paleosomes are intricately interwoven, and no change of overall composition appears to have resulted from migmatization. *In situ*-migmatization appears to have dominated here. In the southwestern part of the map-sheet fleck-like migmatites occur, resembling Russells (1969) fleck gneisses, which were thought to have formed by metamorphic differentiation.

The map-sheet demonstrates two slightly different tectonic styles (Fig. 32). In the A-area of Fig. 32, steeply dipping, parallel s-surfaces dominate, while the B-area contains several slightly undulating fold-arcs with gentle plunge, in which several syn- and antiforms can be discerned. Fold-axes and lineations are strongly concentrated at a plunge of 20° towards the east (Figs. 33 and 34). This direction is also found in the crosscutting metabasite dikes, and must reflect a deforma-

tion younger than the dikes. By analogy with adjacent areas it is assumed that at least two major phases of folding have affected the area, the first being an east-west compression which folded the area around north-south fold-axes (B_1 of Figs. 36 and 37). The second phase was initiated by a north-south compression which resulted in east-plunging fold-axes (B_2 of Figs. 36 and 37). This hypothesis implies that interference patterns like Ramsay's (1967) "type 2" should result, which would also explain the different tectonic styles (Fig. 36) of the two areas of Fig. 32, as well as several other observations.

A special map, showing photo-geological and aeromagnetical lineaments accompanies the petrological map. Also, mylonites, breccias and dolerites found in the field are shown on this map. However, thorough field control of the lineaments has not been possible. The main features of the map are a few morphologically important valleys and escarpments. The two large escarpments running east-west to the south of Nyköping (3d) and on the Bråviken coast line are thought to indicate normal, dip-slip faults for morphologic reasons and by analogy with other areas. North-westerly valleys occur over the whole map-sheet, which apparently follow strike-slip faults because rock units are frequently offset across these valleys. Jotnian dolerite dikes frequently follow the direction of these faults. The two fault systems mentioned appear to be very old, as serorogenic granites in several instances have intruded along their courses. In addition, some north-south valleys to the south of Nyköping (3d) most probably are vertical dip-slip faults. Another north-east valley system can also be discerned, but it is largely obscured by glacial deposits, and is therefore only poorly known.

Ores are confined to the leptite regions. Magnetite-bearing, skarn- and carbonate-rich iron ores are frequent in all the leptites, except in the immediate vicinity of Tunaberg (0c). The north-eastern part of the map-sheet especially contains several iron ores. Sulphide ores, on the other hand, are concentrated in the Tunaberg (0c) area, where cobaltite, pyrrhotite and chalcopyrite have been mined since the Middle Ages. At some distance from the Tunaberg field minor galena and sphalerite deposits exist in the leptites. Both sulphide and iron ores have been extensively mined, but all the mines are now abandoned.

Limestone and homogeneous synorogenic and serorogenic granites have been quarried for local purposes.

Inledning

Berggrundskartan Nyköping SV omfattar större delen av det äldre geologiska kartbladet "Nyköping" samt en del av bladet "Tärna" (SGU Ser. Aa nr 23 och 24), vilka båda utkom 1867.

Kartbladets berggrund ingår i de svekofenniska bildningarna, vilka förekommer i stora delar av mellersta och norra Sverige samt i Finland. Dessa bildningar är resterna av en för 1 800—2 000 miljoner år sedan bildad bergskedja, varav nu endast de djupare delarna återstår, sedan erosionen avlägsnat högre delar av berggrunden. Bergskedjan bildades genom hopveckning av äldre sedimentära och vulkaniska bergarter, vilka vid eller strax före veckningen introducerades av en serie djupbergarter, benämnda urgranit- eller gnejsgranitsviten eller synorogena intrusiv. Det är framför allt dessa, genom höga tryck och temperaturer omvandlade yt- och djupbergarter, som idag utgör berggrunden inom stora delar av det svekofenniska området. Efter bergskedjans bildning inträdde en relativt lugn period kännetecknad av basiska sprickintrusioner, vilka framför allt är kända från Uppland. Denna period avlöstes av att berggrunden på nytt sänktes, sannolikt veckades än en gång och omvandlades genom en förnyad tryck- och temperaturförhöjning, vilken denna gång i stora delar av området var så kraftig, att bergarterna smälte. Härvid bildades en serie relativt enhetliga graniter, vanligen benämnda serorogena eller yngre graniter. Den senare omvandlingen är särskilt kraftig i Södertörns-Sörmlandsområdet, där Nyköpingstrakten förefaller att representera det kanske hårdast drabbade delområdet.

Detta förlopp avslutades i östra Mellansverige för ca 1 700—1 800 miljoner år sedan med bildningen av ovannämnda yngre graniter, varefter bergskedjan började brytas ner. De enda spår av senare geologiska processer, äldre än den kvartära nedisningen, som är kända från området, utgörs av de jotniska sandstenarna och diabaserna, bildade för ca 1 200 miljoner år sedan, samt spridda förekomster av kambriska, ca 600 miljoner år gamla sandstenar.

Vid geologisk kartläggning försöker man i allmänhet härleda bergarternas ursprung så långt bakåt i tiden som möjligt. Detta innebär att man försöker urskilja vad som t. ex. ursprungligen varit vulkaniska bildningar, trots att senare omvandlingar kan ha förstört många av vulkanitbergartens ursprungliga kännetecken. Förfaringssättet är ofta komplicerat i kraftigt omvandlade områden men dock den enda framkomliga vägen, om bergarter

i olika regioner skall kunna jämföras med varandra oberoende av vilka omvandlingar som träffat dem. Metoden innebär emellertid, att bestämningen av bergartens ursprung i allmänhet blir osäkrare ju mera omvandlad den är. Därför har kartbladets bergarter benämnts efter en övervägande deskriptiv nomenklatur, vilken kompletteras med en uppgift inom parentes om det förmodade ursprunget.

Den andra, ovan omnämnda omvandlingsfasen har inneburit, att de ursprungliga gnejserna genomådrats av kvarts- och fältspatmaterial, vilket nu utgör ca hälften av den blottade berggrunden. Den ovan beskrivna karteringsprincipen innebär, att man trots att ådermaterialiet är så rikligt låter kartan visa vilken typ av bergart, som föreligger mellan ådrorna i de s. k. paleosomerna. Detta motiveras av att paleosomerna är den enda igenkännbara rest, som finns kvar av den äldre berggrunden. Ådrornas form och frekvens symboliseras i stället av de röda överbeteckningarna. Förfarandet innebär naturligtvis att ytterligare en osäkerhetsfaktor tillfogas kartbilden, eftersom man i princip kan tänka sig, att den volym som nu upptas av ådrorna tidigare kan ha uppfyllts av någon okänd bergart. Metoden är emellertid den enda genomförbara och motiveras även av att det från andra regioner är känt, att paleosomerna vanligen representerar ursprungsberggrunden.

Även om spekulationer om regionala förhållanden utanför kartbladsområdet uteslutits från beskrivningen och genetiska överväganden om bladets bergarter i görligaste mån begränsats, medför de ovan beskrivna förhållandena och karteringsprinciperna, att beskrivningen fått göras ganska omfattande. Den har också delvis tillåtits bli så komplicerad, att sannolikt endast fackgeologer har någon glädje av vissa avsnitt. Bergartsbeskrivningarna inleds dock med en skildring av de fältgeologiska och makroskopiska förhållandena så upplagd, att även icke fackgeologer bör kunna tillgodogöra sig den. Därefter följer avsnitt, som berör mineralogiska och kemiska förhållanden. Sist kommer en redogörelse för respektive bergarts genetiska förhållanden. Avsnitten är således ordnade i en följd som i ökande grad kräver geologiska fackkunskaper, varför icke-geologer rekommenderas att koncentrera sig på början av varje kapitel. Kapitlet om metamorfos och migmatitisering vänder sig emellertid helt till fackgeologerna, medan kapitlet om sprickor och förkastningar, vecktekonik och stratigrafi samt beskrivningen av olika delområden även bör ha intresse för läsare med begränsad geologisk utbildning.

Ortsnamn i beskrivningen åtföljs av en siffer-bokstavskombination, som

anger inom vilket ekonomiskt kartblad orten ligger enligt koordinatsystemet i kartans kant.

Geologiska termer förklaras inte närmare i texten, utan läsaren hänvisas till geologiska läroböcker sådana som Lundegårdh (1970, 1974) och Loberg (1973).

Metodik

I berggrundskartan redovisas blottat berg enligt geologiska kartbladet Nyköping SV (Lundström & Persson 1972) med rasterton. I välblottade områden med enhetlig berggrund har inte alla på detta sätt redovisade hållar undersökts i fält, utan kartbilden bygger på interpolationer mellan observationsprofiler, som i allmänhet lagts på ca 500 à 1 000 meters avstånd från varandra. I komplicerade eller dåligt blottade områden har däremot alla hållar studerats, även smärre blottningar, som ej kunnat redovisas i kartbilden.

Den flygmagnetiska kartan har bl. a. använts till stöd för konturdragningen, vilket i synnerhet varit värdefullt i dåligt blottade områden.

Boliden AB har vänligen ställt borrhälar och markgeofysiska mätningar till förfogande, vilket haft betydelse för kartbilden i vissa områden.

Ca 600 stufprover har tagits, varav flertalet preparerats och undersökts i mikroskop med avseende på textur och mineralogisk sammansättning, det senare antingen genom grovuppskattning eller medelst point-count-analys. I det senare fallet har resultatet redovisats i beskrivningens figurer. Varje point-count-analys bygger på 100—500 punkter, vilket kan synas väl knappt, men bergarterna är ofta så heterogena även inom ett slipprov, att ett tätare punktnät icke skulle vara motiverad. Man får i sådana fall en bättre uppfattning om variationsvidden genom att med relativt glesa punktnät studera flera slipprov av likartade bergarter. Till varje analys har fogats en upplysning om hur många punkter respektive point-count omfattar vilket dels ger en uppfattning om hur noggrann själva point-counten är, dels upplyser om hur pass representativt ifrågavarande slipprov ansetts vara. Point-count-diagrammen (fig. 2, 3, 7, 8, 9, 20, 23, 27 och 28) bör således läsas som en redovisning av ett primärmaterial, varur vissa tendenser tagits ut och belysts närmare i texten och övriga diagram. De enskilda point-count-analyserna i figurerna är således relativt osäkra, medan figurernas tendenser är någorlunda säkra, samtidigt som de ger ett begrepp om bergarternas variationsvidd.

De kemiska bergartsanalyserna har utförts vid SGU:s laboratorium med hjälp av emissionsspektrografi på smältisoformerade enkel- eller dubbelprov, vilket ger ett relativt analysfel av 1—5 %. Alkalimetallerna har bestämts med atomabsorption. Tvåvärt järn har bestämts våtkemiskt med en noggrannhet av 5—10 % och bundet vatten (>105°C) med Penfieldmetoden eller genom gravimetrisk bestämning av vatten avdrivet vid 1 000° i argonatmosfär. SGU:s laboratoriums analysnummer anges vid varje analys, varför det är möjligt att genom laboratoriet få närmare upplysningar.

Mineralanalyserna har skett på SGU:s ARL/AMX mikrosond mot en standard av silikatglassmälta, vilket ger ett relativt analysfel av mindre än 5 % för de tyngre elementen och mindre än 10 % för de lättare. De anförda mineralanalyserna utgör medelvärden av tre bestämningar inom samma slip. SGU:s svepelektronmikroskoptillsats för energidispersiv röntgenanalys har även använts för vissa kvalitativa mineralbestämningar.

Bergartsnomenklaturen följer Streckeisen (1967) och Rittman (1952) för vulkaniska ytbergarter, medan de av IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973) givna rekommendationerna tillämpats beträffande djupbergarterna.

Leptit och leptitgnejs

Som leptit och leptitgnejs eller leptitbergarter sammanfattas i det följande en mineralogisk-kemiskt väl definierad bergartsgrupp bestående av glimmerfattiga, oftast något skarniga kvarts-mikroklinrika gnejser, vilka förefaller att åtminstone delvis vara vulkaniska bildningar.

Denna bergartsgrupp (gul med svarta prickar och grå streck på kartan) förekommer huvudsakligen i två större områden, varav det ena är beläget norr om Nyköping (3d) och det andra runt Tunaberg (0c). Dessutom förekommer ett utsträckt stråk ca 1 km norr om kusten vid Bråviken (0a), mellan Nävekvarn (0b) och Ålbäck (0d; Nävekvarnsstråket), och ett stråk öster om Sjösa (3e). Enstaka leptitlika skikt har även hittats inlagrade i sedimentgnejser norr och öster om Mellsjön (0d). Leptiter och leptitgnejser är i fält oftast associerade med kalksten och skarnbergarter, vilka förekommer som mer eller mindre rena skikt inlagrade i leptitbergarterna (fig. 1). De förekommer även som decimeter- till meter-tjocka bankar i kalkstenar. Dessutom uppträder vanligen skarnmineral inblandade i leptitbergarterna så, att alla övergångsformer mellan skarn och leptit bildats. Leptiterna är



Fig. 1. Skarn- och biotitskiktad leptitgnejs med antydning till strömskiktning (vid pennan). 250 m S om Lövhagen (3d).

Skarn- and biotite-layered leptite gneiss with a tendency to cross-bedding (under the pen).

också ofta förbundna med järnmalmer och höga anomalier över huvudet i den flygmagnetiska kartan. Den stora leptitbågen SV om Tunaberg (0c) utgör emellertid ett undantag genom sin påfallande låga magnetisering.

Gentemot de sedimentbetonade gnejserna förekommer också kontinuerliga övergångar, framför allt genom att biotithalten ökar. De som leptitbergarter utskilda typerna utgör således ett ändled, vilket kontinuerligt övergår i såväl mera sedimentbetonade kvarts-fältspat-biotitgnejsjer som rena skarnbergarter. Sedimentbetonade gnejser förekommer även som inlagringar i

leptitområdena, varvid de markerats med streck på kartan. Härigenom uppstår ibland diffusa kontaktrelationer, varför det kan vara svårt att i detalj genomföra en konsekvent avgränsning av de olika leden i fält.

Migmatit- och ådergnejsomvandling förekommer nästan inte alls i denna bergartsgrupp, som därigenom gör ett i förhållande till övriga bergarter relativt lågmetamorft intryck. Detta beror förmodligen på att leptitbergarterna med sin speciella sammansättning och rikliga kalk- och skarninlagringar varit relativt svåra att migmatitisera. Om leptitområdena skulle ha undgått mera omfattande migmatitisering enbart på grund av regionalt lågmetamorfos, är det svårt att förstå varför dessa lågmetomorfa områden just råkat sammanfalla med leptitbergarternas utbredning. De mera normala, sedimentbetonade gnejser, som ligger inlagrade i leptitbergarterna, är dessutom ådergnejsomvandlade, vilket också blir svårförklarligt om inte de båda bergarternas sammansättning avgjort migmatitbildningen.

Överskärande granit-, pegmatit- och aplitgångar förekommer i leptitbergarterna. De är här måttligt biotitsliriga och visar sällan sådana assimilationsfenomen, som är vanliga i förhållande till övriga gnejser.

Leptitbergarterna består vanligen av finkorniga, vitgrå till rödlätta eller röda typer, i vilka ibland en lagring kan iaktas, som betingas av att millimeter- till decimetertjocka bankar av kvarts-fältpatrikt material mellanlagras av millimetertunna skikt av biotit eller skarnmineral. Bergarterna liknar i fält ofta ljusa kvartsiter, men om rikligt med karbonat ingår blir bergarten ibland så lättvittrad att den får en närmast sandstenslik yta. Bergarten är övervägande jämnkornig, och skiffrihet förekommer endast sparsamt i de biotitrikare skikten.

Leptitbergarterna har vanligen en granoblastisk, jämnkornig, lätt rekrystalliserad textur. Särskilt i Tunabergsområdet är en jämnkornig, polygonal "pavement"-textur vanlig, vilken gör det svårt att tro att metasomatiska ämnesutbyten i någon högre grad skulle ha berört dessa bergarter. Större, fenokristbetonade fältspatindivider förekommer lokalt i Nävekvärns- och Nyköpingsstråken. Vanligen iaktas en lätt planstruktur bestående i att kvarts- och fältspatkornen är lätt utsträckta i s-planet. Leptitbergarterna är vanligen skiktade i makroskopisk skala, men det inträffar också att skiktningen är så fin eller svår att upptäcka, att den först framträder i mikroskop. Det visar sig då att ett och samma slip kan bestå av två, tre olika, några millimeter tjocka skikt. Särskilt snabbt varierar i sådana fall kvarts- och mikroklinhalterna. Den mineralogiska sammansättningen framgår av fig. 2 och 10 a s. 40. Figurerna visar också att leptitbergarterna skiljer sig gent-

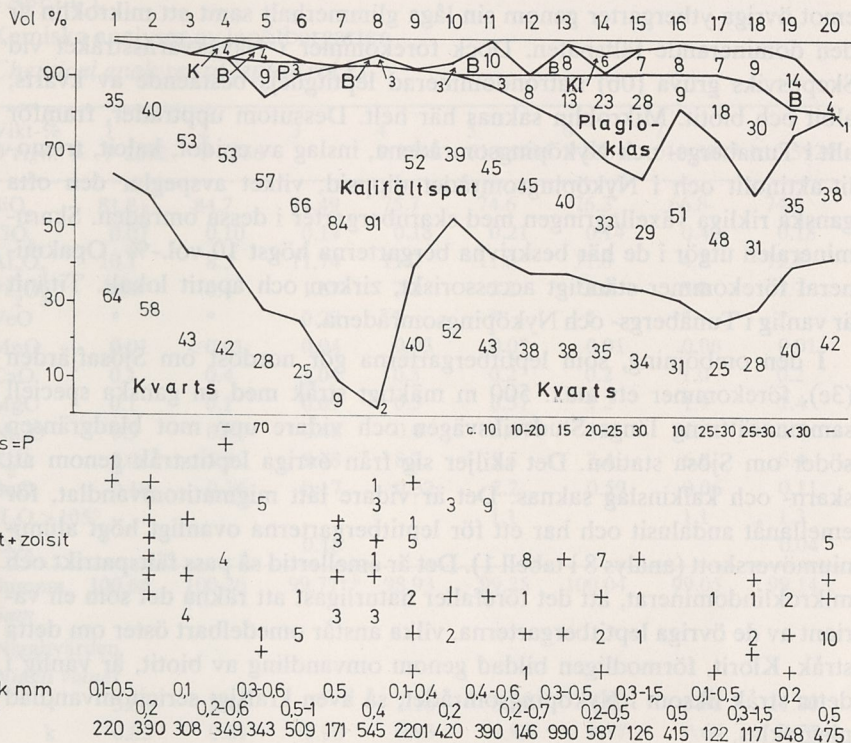


Fig. 2. Mineralfördelningen i leptiter och leptitgnejsjer. Jfr fig. 10 a. N anger antalet punkter i point-count-analyserna.

Modal composition of leptytes and leptyte gneisses. Cf. Fig. 10 a. N denotes the number of points in the point-count analyses.

- 1. IL 69:83B Dammgruvan (3d)
- 2. IL 68:58 N Hultebo (0c)
- 3. IL 66:25:2 II Rävberget (0c)
- 4. IL 70:52A Svanstugan (3e)
- 5. IL 68:57 Bergtorp (0c)
- 6. IL 69:6 Svartnacka (3c)
- 7. IL 66:25:2 III Rävberget (0c)
- 8. IL 66:25:2 I Rävberget (0c)
- 9. IL 66:25:1 Rävberget (0c)
- 10. IL 66:25:3 Rävberget (0c)
- 11. IL 67:59 250 m SV Prästängen
- 12. IL 69:15 Sandstugan (3e)
- 13. IL 69:31 Svansta (3e)
- 14. IL 69:40 Sjösa (3e)
- 15. IL 69:93 250 m O Ö. Kovik (0d)
- 16. IL 65:14 Prästängen (0c)
- 17. IL 69:99 600 m SSO Sjösa stn
- 18. IL 65:13 Präst-Uttervik (0c)
- 19. IL 69:86 600 m NNO Nyköping Cstn (3d)
- 20. IL 69:5 750 m SO Sjösa (3e)

emot övriga ytbergarter genom sin låga glimmerhalt samt att mikroklin är den dominerande fältspaten. Dock förekommer i Nävekvarnsstråket vid Skeppsviks gruva (0b) natrondominerad leptitgnejs bestående av kvarts, albit och biotit. Mikroklin saknas här helt. Dessutom uppträder, framför allt i Tunabergs- och Nyköpingsområdena, inslag av epidot, kalcit, tremolit-aktinolit och i Nyköpingsområdet diopsid, vilket avspeglar den ofta ganska rikliga växellagringen med skarnbergarter i dessa områden. Skarnmineralen utgör i de här beskrivna bergarterna högst 10 vol.-%. Opakmineral förekommer ständigt accessoriskt, zirkon och apatit lokalt. Titanit är vanlig i Tunabergs- och Nyköpingsområdena.

I den omböjning, som leptitbergarterna gör nordost om Sjösa fjärden (3e), förekommer ett max. 500 m mäktigt stråk med en ganska speciell sammansättning längs Studsviksvägen och vidare upp mot bladgränsen söder om Sjösa station. Det skiljer sig från övriga leptitstråk genom att skarn- och kalkinslag saknas. Det är vidare lätt migmatitomvandlat, för emellanåt andalusit och har ett för leptitbergarterna ovanligt högt aluminiumöverskott (analys 8 i tabell 1). Det är emellertid så pass fältspatrikt och mikrokliindominerat, att det förefaller naturligtast att räkna det som en variant av de övriga leptitbergarterna, vilka anstår omedelbart öster om detta stråk. Klorit, förmodligen bildad genom omvandling av biotit, är vanlig i detta stråk liksom i Nyköpingsområdet, så även kraftigt sericitomvandlad plagioklas.

Kvartsen är vanligen anhedral, med utfingrande korngränser, och den visar vanligen en måttlig undulerande utsläckning. Mikroklinen är fint perititisk och är i de mera rekristalliserade typerna runt Nyköping ofta anhedral, med myrmekit ansamlad vid gränsen mot plagioklasen. Denna är vanligen an- till subhedral och mer eller mindre sericitiserad. Sammansättningen är oftast albit till oligoklas, men om skarn finns i bergarten kan andesin eller labrador förekomma. Albittvillingar är vanliga, men i Nävekvarnsstråket har även ett par Karlsbadtvillingar hittats. Normal zonerings kan ibland skönjas i strökornsartade individ.

Bergarternas kemiska sammansättning framgår av tabell 1, vilken visar att leptitbergarterna karakteriseras av höga SiO_2 - och K_2O -halter samt låga Na_2O -värden. CaO är också vanligen påfallande låg, liksom aluminiumöverskottet, vilket framgår av Niggli's t-värde.

En jämförelse med i litteraturen återgivna analyser visar, att de här beskrivna leptitbergarterna mest liknar alkaliryoliter eller arkoser (jfr Wede-

TABELL 1.

Kemiska analyser av leptitbergarter

Chemical analyses of leptite rocks

Vikt-% Weight %	1 P 2352	2 P 2356	3	4 P 2349	5 010-5935	6 P 2354	7 010-5937	8 010-5929
SiO ₂	81.8	84.7	74.49	75.7	74.6	76.3	66.8	74.0
TiO ₂	0.07	0.10	0.14	0.18	0.21	0.14	0.43	0.18
Al ₂ O ₃	10.1	8.3	11.74	11.2	11.0	11.8	4.2	12.6
Fe ₂ O ₃	0.4	0.4	1.67	2.1	3.2	1.0	5.0	1.7
FeO	*	*	0.27	*	*	*	*	*
MnO	0.01	<0.01	0.04	0.03	0.07	0.01	0.06	0.01
CaO	0.1	0.4	1.04	0.5	0.2	0.2	1.0	0.2
MgO	0.1	0.1	0.09	0.3	0.57	1.2	1.9	1.4
Na ₂ O	0.9	0.8	0.46	0.4	0.6	1.4	1.9	1.2
K ₂ O	7.0	5.3	9.48	8.2	5.5	7.4	6.6	6.4
BaO	0.18	0.16	0.17	0.32	2.2	0.59	0.06	0.11
H ₂ O >105°					1.1		1.1	1.3
CO ₂			0.18					0.04
Summa	100.66	100.26	99.77**	98.93	99.25	100.04	99.05	99.14
Sum								
Nigglivärden								
<i>Niggli values</i>								
t	3.68	2.45	0	2.16	8.80	2.70	5.52	11.80
k	0.83	0.81	0.93	0.93	0.85	0.77	0.69	0.77

*Ingår i Fe₂O₃
Included in Fe₂O₃

**Dessutom: 0.25 % H₂O och spår av P₂O₅
In addition : 0.25 % H₂O and traces of P₂O₅

1. IL 67:50 500 m V Syrtorp (0c)
 2. IL 67:75 500 m NV Bygget (0d)
 3. Nävekarvs herrgård (0b). Efter Asklund (1929)
 4. IL 67:42 500 m NV Pälltorp (0b)
 5. IL 69:93B 250 m O Ö. Kovik (0d)
 6. IL 67:59 250 m SV Prästängen (0c)
 7. IL 69:99 600 m SSO Sjösa stn (3e)
 8. IL 69:5 750 m SO Sjösa (3e)
- 1—2. Tunabergsområdet
3—6. Nävekarvsstråket
7. Normal leptitgnejs. Sjösaområdet
8. Andalusitförande leptitgnejs. Sjösaområdet

pohl resp. Pettijohn), varvid dock framgår att kalihalten är högre än i både alkaliryolit och arkos samt kiselhalten högre än i alkaliryolit.

I de här beskrivna leptitbergarterna förekommer emellertid lokalt antydning till porfyrisk textur. Då de dessutom visar stora likheter med motsvarande bergarter i Bergslagen, från vilka både tydligt porfyriska texturer och askstrukturer är kända (jfr t. ex. Sundius 1923 eller Gorbatshev 1969), måste man förutsätta att de åtminstone delvis är vulkaniska bildningar.

Enligt Streckeisens (1967) nomenklatur för vulkaniter, vilken grundar sig på den mineralogiska sammansättningen, bör dessa bergarter i allmänhet kallas ryoliter eller alkaliryoliter, men enstaka skikt kan ha en alkalitryaktisk eller ryodacitisk sammansättning. Med utgångspunkt från den kemiska sammansättningen erhålles enligt Rittmanns (1952) nomenklatur namnen ryolit eller alkaliryolit. Det bör emellertid observeras, att de mest kvarts- respektive SiO_2 -rika leden har sammansättningar, som egentligen ligger utanför de sammansättningsområden, där dessa nomenklaturförslag är tillämpliga.

De höga kvartshalterna får sannolikt tolkas så, att bergarterna omlagrats på sedimentär väg, vilket även antyds av bergarternas skiktning (fig. 1). Brotzen (1972) beskriver liknande kvartsrika leptiter från Bispbergs gruva och antar ett blandat sedimentärt-vulkanogent ursprung. Liknande tankegångar framförs även av Gorbatshev (1969). De höga kalihalterna kan kanske förklaras av Batteys (1955) och Terzaghis (1948) iakttagelser av hur vulkaniskt glas i samband med devitrifikation ofta kalinrikas, medan någon liknande natronanriktning ej iakttagits. Battey påpekar också att de primära inhomogeniteterna i t. ex. en ryolits kristallinitetsgrad genom denna process kan komma att avspegla sig i snabbt varierande kalihalter och ger exempel på bergarter med kemiska sammansättningar, som närmar sig de här beskrivna bergarterna. Dessa leptitbergarter får således tolkas som ryolitiska till alkaliryolitiska vulkaniter, vilka genom vulkaniska processer blivit kalinrikade och genom sedimentär omlagring fått en för primära vulkaniter främmande SiO_2 -halt.

Hornblände- och biotitrika gnejser samt metabasiter

Som hornblände- och biotitrika gnejser samt metabasiter har två närstående bergartsgrupper betecknats, vilka är inbördes besläktade genom gradvisa övergångar men väl avgränsade gentemot övriga bergarter.

De hornblände- och biotitrika gnejserna (gula med gröna prickar på kartan) förekommer dels som inlagringar i leptitområdet nordost om Nyköping (3e), dels som ett större, mer eller mindre sammanhängande stråk strax norr om Bråviksstranden mellan Kungshamn (0e) och Näveckvarn (0b), dels slutligen, som spridda men ganska sällsynta bankar av högst någon meters mäktighet i övriga bergarter inom hela bladets. Metabasiterna (gröna fält och streck på kartan) förekommer på samma sätt i smärre, spridda bankar men uppträder även i ett par förekomster tillräckligt stora för att kunna urskiljas på kartan, t. ex. norr om Dragsvik (0e), vid Brogetorp (2b), nordväst om Näveckvarn (0b) och norr om Nyköping (3d). Båda bergartstyperna förekommer tillsammans med alla bladets övriga bergarter med undantag av Tunabergsområdets ytbergarter, där ingen förekomst är känd. Gentemot övriga icke serorogena bergarter är kontaktförhållandena helt igenom konforma, och de här beskrivna bergarterna bildar många gånger tydliga, utsträckta, konforma lager. I de serorogena graniterna förekommer metabasiterna då och då som mer eller mindre tydliga fragment med ganska skarpa kontakter. Både metabasiter och hornblände- och biotitrika gnejser har motstått migmatiteringen ganska väl, även om enstaka granitådror konformt genomdrar dem. Särskilt metabasiterna är emellertid ibland sönderslitna till boudiner, varvid migmatiternas mobilisering har kunnat tränga in emellan dem. Assimileringsfenomen av den typ, som kan vara vanlig i de angränsande migmatiterna, är emellertid ovanliga. Den ringa migmatitomvandlingen torde ha samma orsaker som gäller för leptitbergarterna, dvs. bergarterna är *resisters* (dvs. motståndskraftiga) i Mehnerts (1968) mening.

De hornblände-biotitrika gnejserna och metabasiterna är svartgrå till svarta, finkorniga, skiffriga eller stängliga, makroskopiskt vanligen jämnkorniga och gör i fält ett homogent och massivt intryck. Skiffriheten betingas av parallellorienterad biotit eller av i s-planet inordnade amfiboler. De senare ger vanligen bergarten en tydlig stänglighet, som ligger parallellt med den förhärskande veckaxelriktningen.

De båda bergartsgrupperna skiljs åt genom att de hornblände-biotitrika gnejserna har så mycket kvarts, att denna kan iaktas makroskopiskt, medan beteckningen metabasit förbehållits sådana bergarter, som har lägre kvartshalt eller i praktiken högst 5 vol.-%. De hornblände- och biotitrika gnejserna har i allmänhet mindre än 40 vol.-% mörka mineral, medan metabasiterna vanligen överskrider detta värde.

Bergarternas mineralogiska sammansättning framgår av fig. 3 och 4. I de

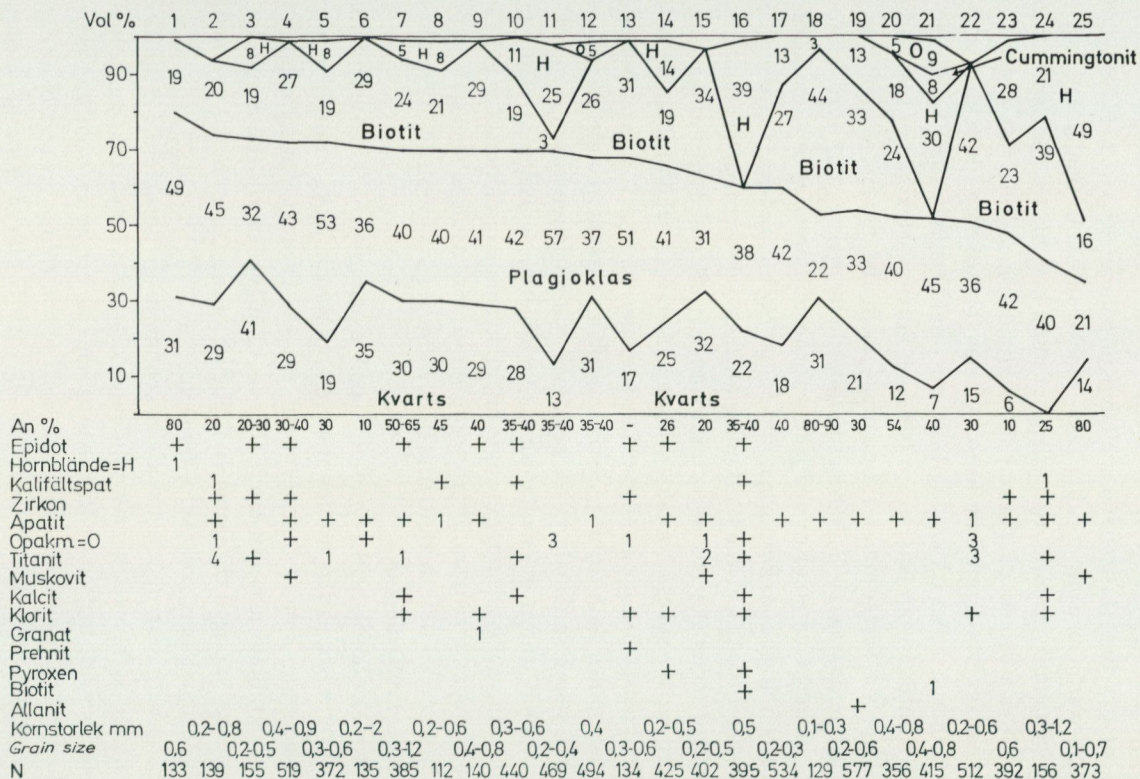


Fig. 3. Mineralfördelningen i hornblände-biotitrika gnejser. N anger antalet punkter i point-count-analyserna.

Modal composition of hornblende-biotite-rich gneisses. N denotes the number of points in the point-count analyses.

- | | |
|-----------------|-----------------------------|
| 1. CL 69:6B II | Holmen (1a) |
| 2. PK 69:35 | Vreta (4e) |
| 3. IL 69:87 | Vreta (4e) |
| 4. POE 67:22 | Kanntorp (2e) |
| 5. IL 68:52 | Ytterbo (0d) |
| 6. IL 69:18 | 500 m SV Sjösa gruvor (3e) |
| 7. KF 68:2 | Bondeby (4b) |
| 8. IL 69:74 | Djupvik (0a) |
| 9. PK 69:6 | Skräddarstugan (4d) |
| 10. IL 69:92A | Skeppsvik (0b) |
| 11. POE 67:3 | 300 m SO Nytorp (1d) |
| 12. POE 67:14 | Hagen (2d) |
| 13. PK 69:9 | Hörningsstugan (4e) |
| 14. IL 69:53 | Långholmen (0e) |
| 15. POE 67:28 | Branthäll (2e) |
| 16. POE 68:14 | 1 km NO Stenkulla (3e) |
| 17. IL 69:61 | 1 km SV Ö. Kovik (0d) |
| 18. IL 69:69 | 1 km O Stormbäcken (0a) |
| 19. IL 69:67B | Vibberholmen (0b) |
| 20. IL 66:38A:1 | 1 km OSO Olstorp (2c) |
| 21. POE 67:39 | 500 m SO St. Björshult (2d) |
| 22. POE 68:8 | 1 km NNV Stenkulla (3e) |
| 23. IL 68:61 | Spisen (0d) |
| 24. IL 69:36 | Rösestugan (3e) |
| 25. CL 69:6BI | Holmen (1a) |

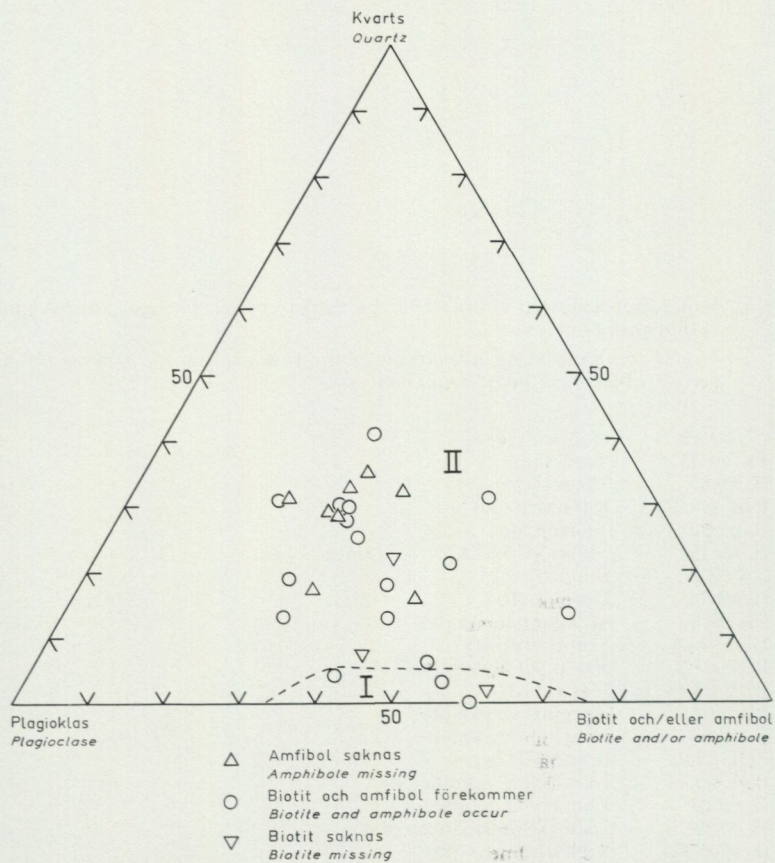


Fig. 4. De hornblände-biotitrika gnejsernas och metabasiternas mineralogiska sammansättning.

Mineralogical composition of the hornblende-biotite-rich gneisses and of the metabasites.

I. Metabasiter (amfiboliter).

Metabasites (amphibolites).

II. Hornblände-biotitrika gnejser.

Hornblende-biotite-rich gneisses.

hornblände-biotitrika gnejserna ingår vanligen biotit och amfibol i ungefär lika stora mängder, men i leptitområdena runt Nyköping (3e) saknas ibland amfibol helt. Metabasiterna för maximalt 5 vol.-% biotit och består således till 80—90 vol.-% av ungefär lika stora mängder plagioklas och hornblände. I båda bergartsgrupperna förekommer regelmässigt ett karakteriserande, accessoriskt inslag av titanit, apatit och opakmineral, vilka tillsammans kan utgöra 5 till 10 vol.-%. I de fall, där hornblände-biotitrika gnejser saknar amfibol, är det just dessa karakteristiska accessorier, som betingar skillnaden gentemot sedimentbetonade gnejser med likartad kvarts-plagioklas-biotitsammansättning. Jämför härvidlag bergarterna i fält II i fig. 4 med dem i fält II och III i fig. 10 d. Sedimentbetonade gnejser med så mycket biotit för dessutom vanligen andalusit/sillimanit och eventuellt cordierit, vilka helt saknas i de hornblände-biotitrika gnejserna. Zirkon, epidot, cummingtonit och kalcit förekommer också som sporadiska accessorier, liksom rester av klinopyroxen (salit), vilka marginalomvandlats till aktinolitiskt hornblände. Plagioklasen är oftast en lätt sericitiserad, undantagsvis zonerad andesin till labrador. Aktinolit, hornblände eller övergångsformer dem emellan är den vanligaste amfibolen.

Texturen är vanligen jämnkornig, rekristalliserad och lepidoblastisk eller nematoblastisk, beroende på om biotit eller amfibol dominerar. Kornstorleken varierar mellan 0.2 och 1.5 mm. Undantagsvis kan rester av en hypidiomorf textur anas, och ibland förekommer strökornsartade plagioklasindivid, antydande ett magmatiskt ursprung för dessa bergarter.

Det kraftiga metabasitstråket mellan Alstorpsdammen (0b) och Åtorp (0b) nordväst om Nävekvarn (0b) består huvudsakligen av metabasiter enligt ovanstående beskrivning, men i ombøjningen öster om Skalbo (0a) förekommer ofta ett slags bandning, vilken i övrigt är ovanlig i denna bergartstyp. Bandningen framkallas av olika halter av mörka och ljusa mineral i de olika skikten, och undantagsvis kan ett slags rytmisk varvighet skönjas.

I en liten häll 350 m öster om Skalbo (0a) förekommer i detta stråk en bergart med så speciell utbildning, att dess petrologiska ställning är osäker. Hällen ligger i ett område, där ovan nämnda, bandade metabasiter uppträder särskilt rikligt, men fältrelationerna är oklara, enär kontakterna mot dessa bergarter ej är blottade. Den speciellt utbildade bergarten består till ca 50 vol.-% av centimeterstora, sub- till euhedraala poikiloblaster av Mg-rik ortopyroxen (bronzit), vilken innesluter rikligt med Mg-rikt hornblände, magnetit med ilmenitlameller samt något spinell (Mg-rik hercynit). Mellanmassan består av samma mineral, men hornbländet domi-

nerar här klart och ortopyroxenen förekommer endast underordnat. Bergarten uppvisar ingen påtaglig parallellstruktur, och poikilblasterna ligger regellöst anordnade.

Den kemiska sammansättningen av de hornblände- och biotitrika gnejserna samt metabasiterna framgår ur tabell 2. Bergarter av denna typ anses i allmänhet kunna bildas genom metamorfa omvandlingar av antingen basiska eruptivbergarter eller av blandningar av sand och lera med kalksten eller dolomit. De i tabell 2 återgivna Niggilivärderna förefaller att tala emot kraftigare inblandning av argillitiskt material, vilket borde ha gett högre k- och t-värden, särskilt i de mera basiska leden. Mot ett sedimentärt bildningssätt talar också den omständigheten, att dessa bergarter sällan är associerade med skarn eller kalkstenar och, omvänt, att skarn- och kalkbergarterna i Tunabergsområdet (0c) ej är förbundna med vare sig metabasiter eller hornblände-biotitrika gnejser. Förekomsten av fenokrister, zonerade plagioklaser och relikta, hypidiomorfa texturer antyder i stället ett eruptivt ursprung.

Stålhös (1969 och 1972) beskriver likartade bergarter från Stockholms- och Uppsalaområdena, vilka han tolkar som eruptiva bildningar på grundval av ett betydligt större material än i föreliggande arbete. I det tidigare arbetet (Stålhös 1969) beskriver han också hornbländefria varianter liknande dem, som förekommer i Nyköpingsområdet. Dessa tolkar han som ursprungligen hornbländeförande typer, vilka genom ämnesutbyten med de omgivande gnejserna kommit att omvandlas till rena kvarts-plagioklasbiotitbergarter.

Förutsatt att dessa bergarter är metamorfa eruptivbergarter, skulle de enligt Streckeisens (1967) nomenklatur kallas meta-kvartsandesiter, metamelakvartsandesiter, metaandesiter och metabasalter.

Urkalksten

Medan kalksten utgör en ständigt närvarande inlagring i leptitområdenas berggrund, förekommer bergarten i övrigt mycket sparsamt, dels i sedimentbetonade gnejser vid Djupvik (0a) och Pumtorp (1b), dels som ett möjligen sammanhängande, tunt stråk från Torps gård (1e) till området söder om Stjärnholmsviken (1e). Det senare stråket har endast iakttagits på de nämnda lokalerna. Ett sammanhang mellan dessa lokaler förutsätter att kalkstenen böjer om i området väster om Bara (1e).

TABELL 2.

Kemiska analyser av hornblände-biotitrika gnejser och metabasiter
Chemical analyses of hornblende-biotite-rich gneisses and metabasites

Vikt-% Weight %	1 010-5934	2 010-447	3 010-437	4 68-31302	5 010-5932
SiO ₂	48.0	49.5	55.2	58.7	58.3
TiO ₂	1.0	2.07	1.14	1.35	0.88
Al ₂ O ₃	18.0	15.3	18.7	17.2	15.9
Fe ₂ O ₃	10.1	14.8	9.3	7.7	6.6
FeO	*	*	*	*	*
MnO	0.14	0.22	0.27	0.11	0.12
CaO	10.5	8.2	8.2	6.0	5.5
MgO	6.3	7.2	3.7	4.2	6.0
Na ₂ O	2.6	2.7	3.5	2.5	3.0
K ₂ O	1.1	0.1	0.2	2.5	2.5
BaO	0.05	0.02	0.03	0.15	0.06
H ₂ O >105°	2.5				0.8
CO ₂					<0.01
Summa <i>Sum</i>	100.29	100.11	100.24	100.41	99.66
Nigglivärden <i>Niggli values</i>					
t	0	0	0	0	0
k	0.21	0.02	0.03	0.39	0.35

*Ingår i Fe₂O₃

Included in Fe₂O₃

1. IL 69:82 Dammgruvan (3d)
2. POE 67:39 500 m SO St. Björshult (2d)
3. POE 67:3 300 m SO Nytorp (1d)
4. IL 69:53 Långholmen (0e)
5. IL 69:67 Vibberholmen (0b)

1. Metabasit (amfibolit)
Metabasite (amphibolite)
- 2—5. Hornblände-biotitrik gnejs
Hornblende-biotite-rich gneiss

Eftersom kalkstenen är en relativt mjuk och lättvittrad bergart, är blottningar av den tämligen få och små. Därför är den förmodligen underrepresenterad i kartbilden. Förekomster, tillräckligt stora för att kunna konturläggas i kartan är endast kända från Pumptorpsområdet (1b) och Tunabergsområdet (0c). Av smärre förekomster bör framför allt nämnas stråket vid Sjösa stn (3e) och det från Näve kvarn (0b) över Strömshult (0c) mot Hagbergstorp (1c—d) samt stråket vid Djupvik (0a).

Även då kalkstenen är inlagrad i sedimentgnejser, växellagrar den alltid med centimeter- till decimeterbreda bankar av kalibetonade leptitgnejser. Denna växellagring förefaller emellertid att vara mera begränsad i de sedimentbetonade områdena än i leptitområdena, liksom skarninblandningen. Kalkstenarna är sålunda ofta lagrade parallellt med de omgivande gnejsernas s-plan. Kalkstenen vid gruvfältet i Tunaberg (0c) har ingående beskrivits av H. E. Johansson (1909), hos vilken den intresserade läsaren kan hitta en mera ingående beskrivning av just denna lokal. Själva kalkstenen är här tämligen fri från rena skarn- och leptitskikt men innehåller en mängd olika skarnmineral, vilka ligger relativt jämnt fördelade. Sedan gruvdriftens dagar har man här brukat skilja ut ett par olika kalkstensvarianter. H. E. Johansson kallar dessa typer pyroxenskarn, pyroxenkalk och serpentinkalk, varav framgår att den förstnämnda egentligen är ett skarn, den andra en pyroxenskarnrik kalksten och den tredje en forsterit-serpentinförande, ofta något dolomitisk variant. Pyroxenkalken är den egentliga malmbäraren i området. Kalkstens lagring följer här i stort sett ombøjningen i de omgivande gnejserna, och i trakten av kyrkan är den kraftigt stänglig.

Den närbelägna kalkstensförekomsten vid Fingerkulla (0c) skiljer sig från ovanstående genom att kalksten, skarn och leptit här förekommer som relativt rena bankar i tät växellagring och att kalkstenen är ganska fri från skarninblandning. Hela enheten är också kraftigt veckad.

Båda de ovan beskrivna kalkstenarna stupar flackt österut, varför de trots sin ringa mäktighet täcker relativt stora ytor.

Förekomsten vid Pumptorp (1b) är den största och renaste inom kartbladet. Inlagringen av skarn och leptit är begränsade, och kalkstenen består vanligen av ganska ren och grov kalcit. Den är genomdragen av ett flertal lagergångar av röd, grov pegmatit och stupar åt söder.

På grund av den varierande växellagringen och inblandningen av skarn- och leptitmaterial utgör kalkstenarna en mycket heterogen grupp och blir svåra att överblicka med ledning av de fåtaliga blottningarna. Kalcit synes emellertid vara det dominerande kartbonatmineralet, men dolomit före-

kommer även, framför allt i Nyköpings- och Sjösatrakternas (1d—e) leptit-områden. Vanliga skarnmineral är diopsid, mer eller mindre serpentiniserad forsterit, aktinolit-tremolit och epidotmineral. Ofta förekommer även något kvarts, mikroklin, muskovit, flogopit, basisk plagioklas, titanit och skapolit. Zinkblände, blyglans och magnetkis förekommer ibland som sparsamma impregnationer i kalkstenarna, framför allt runt Tunabergsfältet (0c). H. E. Johansson beskriver även kondrodit, spinell, magnetkis och grafit från Tunabergsfältet (0c), där också koboltglans, kopparkis och speisskobolt förekommit i malmbildande kvantiteter.

Skarn och eulysit

Som framgått av föregående avsnitt, har leptitbergarterna och kalkstenarna nästan alltid ett visst inslag av skarnmineral, men även mera sedimentbetonade gnejser kan vara skarnförande i närheten av kalk- och leptitområdena. Det renare skarn, som förekommer i samband med områdets många malmförekomster, behandlas ej i denna framställning, enär det dels beskrivits tidigare (Johansson 1909, Tegengren 1924, Geijer & Magnusson 1944, Magnusson 1970), dels är svåråtkomligt sedan gruvdriften nedlagts, dels, slutligen, har så begränsad utbredning att det ej kunnat markeras på kartan. Skarnbeteckningen i kartan utvisar därför inte någon egentlig och enhetlig bergart utan blott, att den av kartans bottenfärg angivna bergarten har en i fält iakttagbar halt av skarnmineral, antingen samlad i skikt (S-S-S på kartan) eller homogent fördelad i hela bergarten (gröna spiriller på kartan).

Förutom de i ytbergarterna sedvanliga mineralen kvarts, fältspat och biotit förekommer i skarniga ytbergarter lokalt upp till 80 vol.-% skarnmineral. Dominerande fältspat i dessa typer är mikroklin, men dessutom uppträder ofta något basisk plagioklas (labrador—bytownit) tillsammans med epidot. De vanligaste skarnmineralen är epidot, klinzoisit, tremolit, aktinolit och hornblände jämte övergångsformer dem emellan, kalcit, kalkrik granat och järnrik klinopyroxen (salit—ferrosalit). Därtill kommer sporadiskt prehnit, skapolit, ortopyroxen, cummingtonit, titanit, klorit, muskovit och opakmineral.

På grund av skarnbergarternas växlande natur är det svårt att på ett enhetligt sätt karakterisera dem kemiskt och mineralogiskt, men i tabell 3 förekommer likväl några exempel. Nr 1—4 är skarniga kalileptiter, vilka skiljer sig från rena kalileptiter (tabell 1) genom sin högre CaO-halt och

TABELL 3.

Kemiska analyser av skarn och eulysit
Chemical analyses of skarn and eulysite

Vikt-% Weight %	1 P 2351	2 P 2347	3 P 2348	4 010-5948	5 P 2353	6 010-8450	7
SiO ₂	79.6	59.1	76.7	75.1	73.5	39.6	38.12
TiO ₂	0.22	0.48	0.18	0.14	0.22	0.11	0.03
Al ₂ O ₃	9.7	13.7	10.3	9.1	12.9	1.7	2.01
Fe ₂ O ₃	1.1	4.2	0.8	2.0	2.2	1.4	1.10
FeO	*	*	*	*	*	22.2	24.00
MnO	0.05	0.29	0.13	0.22	0.11	19.3	20.29
CaO	1.9	10.3	1.9	4.4	1.6	9.3	7.87
MgO	0.4	1.9	0.3	1.8	1.3	4.9	5.80
Na ₂ O	0.3	0.4	0.4	0.2	1.8	<0.1	0.11
K ₂ O	5.2	7.3	8.2	5.6	5.5	<0.1	0.16
H ₂ O >105°						0.5	
H ₂ O <105°						0.2	0.18
P ₂ O ₅						0.38	0.44
CO ₂						0.31	
F						0.05	
S						0.10	0.09
BaO	0.16	0.08	0.11	0.02	0.11	0.01	Spår
Summa	98.63	97.75	99.02	99.48	99.24	100.01	100.20
<i>Sum</i>							
<i>Niggilivärden</i> <i>Niggli values</i>							
t	0.08	0	0	0	3.24		
k	0.91	0.92	0.93	0.94	0.66		

*Ingår i Fe₂O₃
Included in Fe₂O₃

- IL 67:48 Lätt skarnig kalileptit. Bergtorp (0c)
- IL 67:27 Kraftigt skarnig kalileptit. Herrhagen (0c)
- IL 67:31 Skarnig kalileptit. Lövstugan (0c)
- PK 69:33 Skarnig kalileptit. Brobystugan (4e)
- IL 67:51 Skarnig, mikroklinirik sedimentgnejs. Hultebo (0c)
- IL 69:113 Eulysit. St. Utterviks hage, 1 km V Hagbergstorp (0c)
- Eulysit. St. Utterviks hage enl. Palmgren (1917)

lägre t-värde. Nr 5 i tabellen är en mera sedimentbetonad skarnig gnejs, som för väsentliga mängder basisk plagioklas och biotit.

E. Erdmann (1867, s. 53) anger att eklogit skulle förekomma på flera lokaler mellan Tunaberg (0c) och Näveksvarn (0b). Dessa bergarter innehåller ofta kvarts och mikroklin förutom granat, aktinolit, diopsid, cummingtonit och hypersten, varför de närmast torde motsvara mycket skarnrika leptitgnejser.

De från Nyköpingstrakten sedan länge kända eulysiterna har ingående beskrivits av framför allt Palmgren (1917) men även av A. Erdmann (1848) och E. Erdmann (1867), varför de i detta arbete endast behandlas översiktligt.

Eulysiterna förekommer liksom skarnbergarterna tillsammans med kalileptit och kalksten. Strax norr om Bråviksstranden förekommer eulysit på flera platser mellan Präst-Uttervik (0c) och Ålbäck (0d) på ett sådant sätt, att det är rimligt att anta att eulysiten här bildar ett mer eller mindre sammanhängande lager. Denna eulysit ligger som skikt i ganska normal sedimentgnejs, i vilken omedelbart norr om eulysiten följer en skarnig kalksten. Norr om kalkstenen följer sedan en kalileptit, i vilken flera järngruvor upptagits. I likartat läge förekommer eulysiter i området mellan Skarasjön (0d) och Rävberget (0c), medan förekomsten vid Gillinge (4e) ligger i leptit.

Eulysiterna är vanligen blåsvarta, finkorniga, mycket tunga bergarter med en viss antydan till skiktning. De består huvudsakligen av olivin (mer eller mindre manganrik fayalit), diopsid och granat (manganrik almandin), till vilket ofta kommer större mängder apatit, magnetkis och magnetit. Palmgren (1917) beskriver även "järnantofyllitsten" och "grüneritsten", vilka förekommer i underordnade mängder vid eulysiternas kontakter mot sidostenen. Ett prov från Kungshamn (0e) visar stora likheter med Palmgrens "grüneritsten", varför det ovan beskrivna eulysitlagret möjligen skulle kunna ha sin fortsättning här. Förutom de av Palmgren från "grüneritsten" beskrivna huvudmineralen grünerit och granat (alm. 76 %, andr. 3 %, gross. 14 %, pyr. 6 % och spess. 1 %) förekommer i Kungshamnsprovet även en järnrik ortopyroxen (eulit med 80 mol-% ferrosilit). Eulysiternas kemiska sammansättning framgår av tabell 3 (nr 6—7).

Geijer (1923) har i en studie av liknande bergarter från Norrbottens län tolkat dessa som ursprungligen kemiska sediment. Magnusson (1970) ansluter sig till denna uppfattning beträffande eulysiterna i Södermanland och påpekar, att de visar likheter med de skarnförande järnmalmerna.

Sedimentbetonade gnejser

Kartans blå färg betecknar ett antal olika gnejstyper, sammanfattningsvis benämnda sedimentbetonade gnejser. Uppdelningen av de svekofenniska ytbergarterna är således ett försök att grovt särskilja huvudsakligen vulkaniska led (leptitbergarterna) från led av mera tydlig sedimenttyp. En sådan uppdelning måste i ett så kraftigt omvandlat område som detta främst stödja sig på mineralogiska och kemiska förhållanden, enär primära strukturer, som kan ge en antydning om bergarternas avlagringsbetingelser, vanligen är förstörda. Uppdelningen måste följaktligen många gånger bli osäker vad gäller bergarternas genes (se nedan s. 34), varför en genetisk någorlunda neutral nomenklatur valts för kartans teckenschema. Trots detta bildar de sedimentbetonade gnejserna en enhet som i stora drag kontrasterar så pass tydligt mot leptitbergarterna, att väsentlig information skulle förloras om inte de båda bergartsgrupperna skildes åt.

De sedimentbetonade gnejserna är vanligen grå till rödgrå, finkorniga och biotitskiktade (fig. 5). De biotitrikare typerna är emellertid ofta för-

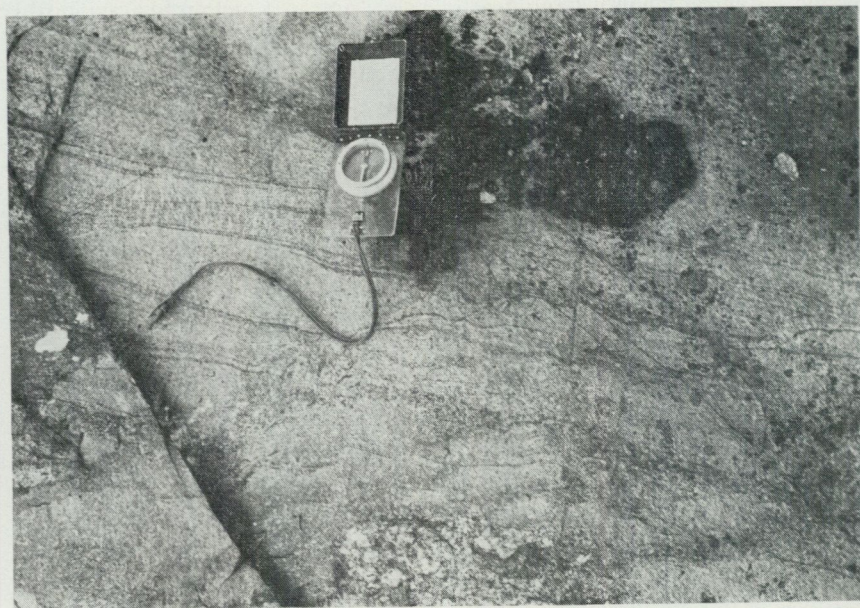


Fig. 5. Biotitskiktad, plagioklaskvartsitisk gnejs. Ytterbo (0c).
Biotite-layered, plagioclase-quartzitic gneiss.

grovade så, att föga av den ursprungliga kornstorleken återstår (fig. 6). Plagioklas (oligoklas till sur andesin) är den dominerande fältspaten i de mest typiska gnejserna, vilka på grundval av mängdförhållandena mellan kvarts, plagioklas och biotit indelats i plagioklaskvartsitiska (blått med svarta prickar och streck), plagioklas-kvartsförande (blått med korta streck) och biotitrika (blått med långa streck) typer enligt fig. 10 d, fält I, II resp. III. Dessa plagioklasdominerade typer motsvarar ganska väl de av Stålhös (1969) från Stockholmstrakten beskrivna metaareniterna, gråvac-korna och skiffergnejserna. Om mikroklin ingår i väsentliga mängder, har detta markerats på kartan med röda prickar på ovanstående beteckningar.

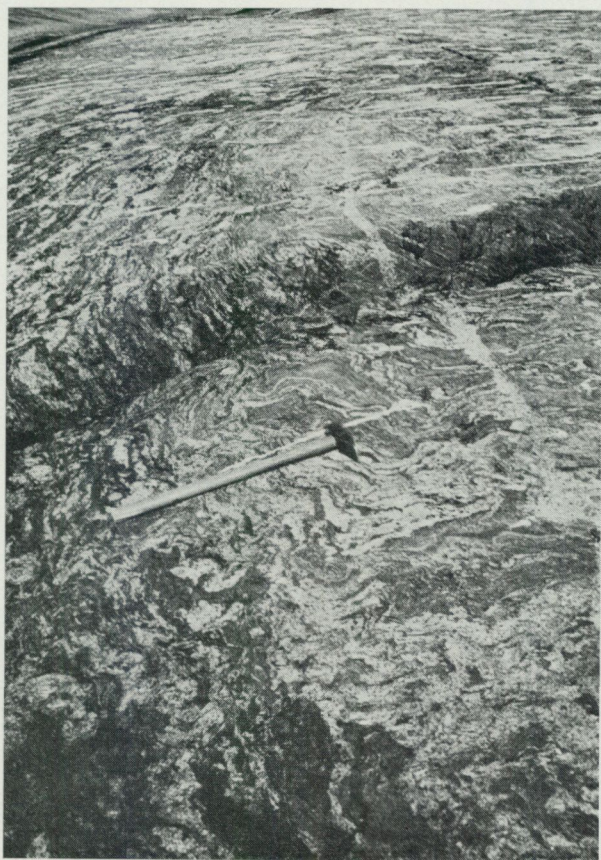


Fig. 6. Biotitrik, granatförande ådergnejs. Hålldämman (0e).
Biotite-rich, garnet-bearing veined gneiss.

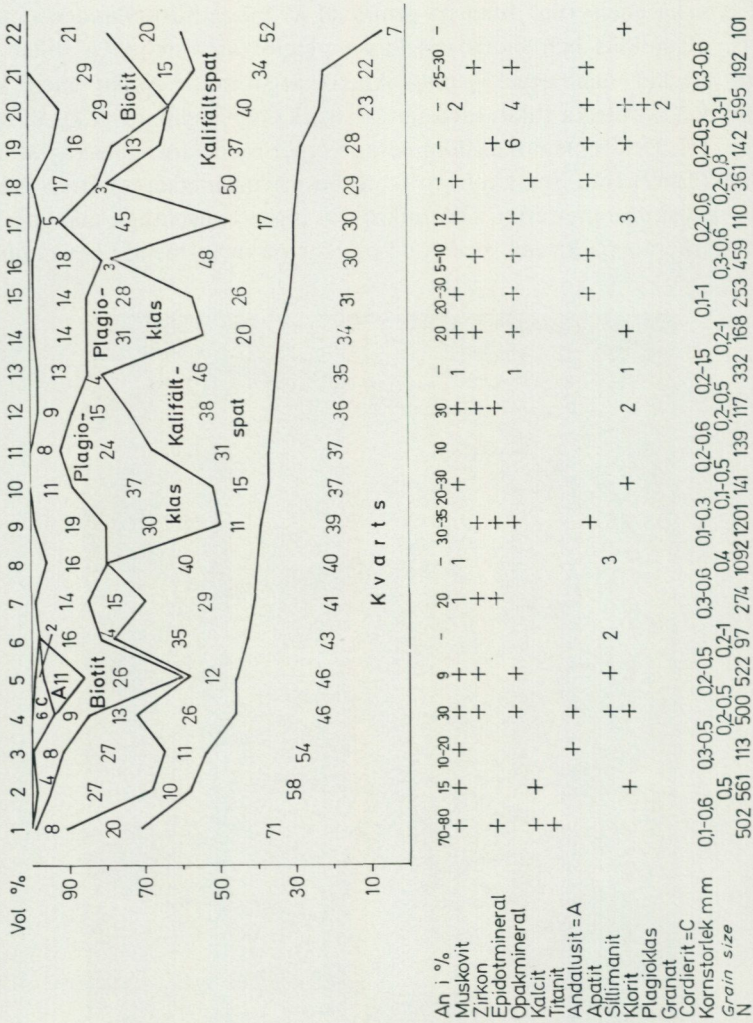


Fig. 7. Mineralfördelning i mikroklinförande, sedimentlika gnejser, i fält associerade med leptitbergarter. Jfr fig. 10 b. N anger antalet punkter i point-count-analyserna.

Modal composition of microcline-bearing, sediment-like gneisses, associated with leptite rocks in the field. Cf. Fig. 10 b. N denotes the number of points in the point-count analyses.

1. IL 70:53 500 m VNV Garphagen (3d)
2. IL 69:4 Kocksäng (3d)
3. PK 69:44B Fället (4e)
4. PK 69:32 900 m O Bergtorp (4e)
5. PK 69:37C 1 km SV Vreta (4e)
6. IL 69:89 Nygran (0b)
7. IL 68:11 V. Segelhult (0c)
8. IL 65:16B 750 m VNV Blombergstorp (0c)
9. IL 69:84 Dammgruvan (3d)
10. PK 69:43B 500 m ONO Vreta (4e)
11. PK 69:8 750 m SSV Bergstugan (4c)
12. IL 69:9 500 m SSV Nydalen (3e)
13. IL 67:71 500 m SSO Kungstorp (0b)
14. PK 69:29 Mjälrtorp (4e)
15. IL 70:54 Snickarstugan (0c)
16. IL 67:17 Nybergstorp (0c)
17. IL 69:27 P Söra (3d)
18. IL 67:19 Moga (0c)
19. PK 69:11 500 m NNO Hörningsstugan (4e)
20. IL 70:62 (2) P 750 m VSV Bergtorp (0c)
21. PK 69:26—PII Mjälrtorp (4e)
22. PK 69:46 500 m VNV Garphagen (3d)

De sedimentbetonade gnejserna är genomgående mer eller mindre kraftigt migmatitiserade (ådrade, fläckiga, lagrade eller sliriga strukturer enligt Mehnert 1968). De kvartsitiska och plagioklas/mikroclin-kvartsförande typerna uppträder därvid som relativt välbevarade och igenkännbara paleosomer (*resisters* enligt Mehnert 1968) även i mycket kraftigt migmatitiserade led. De biotitrikare typerna har däremot motstått migmatitseringen sämre, är vanligen kraftigt upplösta och innehåller få igenkännbara paleosomrester. Trots att sådana gnejser följaktligen knappast visar några fältgeologiska indikationer på ett sedimentärt ursprung, har de ändå förts till sedimentgruppen, dels därför att de regelbundet förekommer tillsammans med igenkännbara sedimentgnejser, dels därför att de i likhet med Stålhös' skiffergnejser har en sedimentbetonad kemisk sammansättning.

Sedimentgnejsernas mineralogiska sammansättning framgår av fig. 7—9 och sammanställningen i fig. 10 c—d. Den visar att leptitbergarterna sällan för så mycket kvarts eller biotit som sedimentbergarterna. De kvartsrikaste leptiterna har visserligen ungefär samma sammansättning som vissa sedimentgnejser, men de senare är sällan så mikroclinrika som de förra. Sedimentgnejserna är heller aldrig så fältspatrika som vissa leptiter. Stålhös (1972, fig. 4) har med hjälp av ett diagram liknande fig. 10 funnit, att metavulkaniterna i det bättre bevarade Uppsalaområdet i allmänhet har mera fältspat än kvarts. Han har ej heller funnit sedimentgnejser med mera än 50 volymprocent fältspat. Det förefaller därför som om de fältspatrikaste typerna i fig. 7—9 och 10 c—d skulle kunna vara metavulkaniter inlagrade i sedimentgnejserna. Sådana fältspatrika led är emellertid omöjliga att skilja från de fältspatfattigare sedimentgnejserna utan mikroskopering, varför man måste räkna med att dylika typer felaktigt kan ha räknats till sedimentgnejserna under karteringen. Sedimentgnejsernas metavulkanitinslag torde emellertid vara ganska underordnat, då huvudparten av punkterna i fig. 10 c—d faller inom de för sedimentgnejserna normala sammansättningsområdena.

Över hela kartbladet förekommer sådana plagioklasdominerade sedimentgnejser (fig. 9 och 10), som direkt kan jämföras med de av Stålhös (1969) från Stockholmsområdet beskrivna metaareniterna och gråvackorna, i vilka mikroclin förekommer mycket underordnat. I södra delen av Kolmårdsområdet (fig. 11) och i området nordost om Nyköping (3d) förekommer emellertid ofta inlagringar av snarlika gnejser, vilka kan föra väsentliga mängder mikroclin (fig. 7, 8 och 10 b—c). Liknande bergarter förekommer endast sparsamt i Stockholmsområdet och har där hänförs till

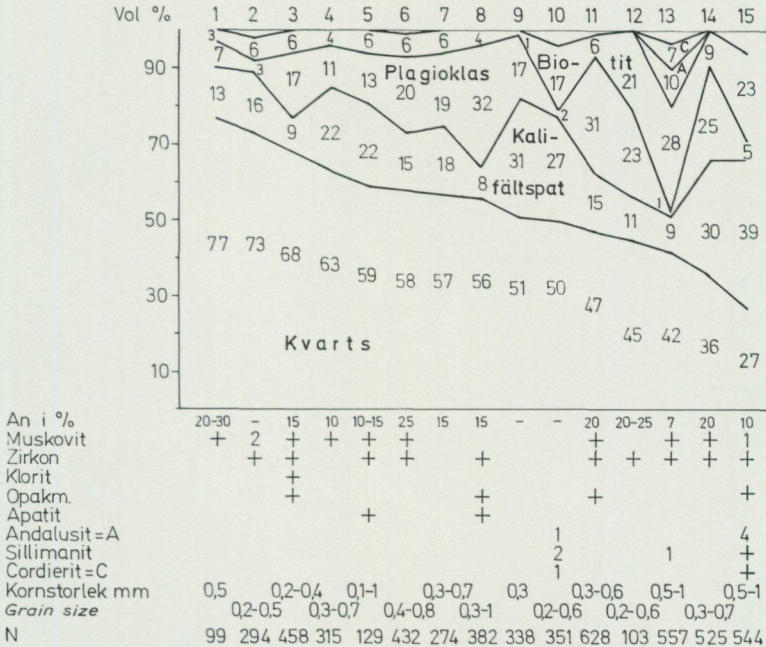


Fig. 8. Mineralfördelningen i mikroklinförande, sedimentlika gnejser, utan fältasociation med leptitbergarter. Jfr fig. 10 c. N anger antalet punkter i point-count-analyserna.

Modal composition of microcline-bearing, sediment-like gneisses not associated with leptite rocks in the field. Cf Fig. 10 c. N denotes the number of points in the point-count analyses.

- 1. PAI 66:7 Pumptorpstugan (0b)
- 2. IL 69:77 IV P Häradstorp (0a)
- 3. POE 67:46 1 km VNV St. Flättna (1e)
- 4. IL 70:55-2 P Häradstorp (0a)
- 5. IL 68:50B Karlvik (0d)
- 6. IL 65:10A 600 m S Nävsjön (0a)
- 7. IL 70:27-1 P 750 m NV St. Flättna (1e)
- 8. IL 69:50-1 Svinskär (0e)
- 9. IL 69:2 600 m NO Stormbäcken (0a)
- 10. IL 69:80 II 1 km NV Åtorp (0b)
- 11. POE 68:20 600 m SO Brasstorp (1e)
- 12. IL 65:20 500 m N Vibäck (0e)
- 13. IL 70:18E 750 m NV Hummelvik (0e)
- 14. POE 68:17 Oxelösund (1e)
- 15. IL 70:18C 750 m NV Hummelvik (0e)

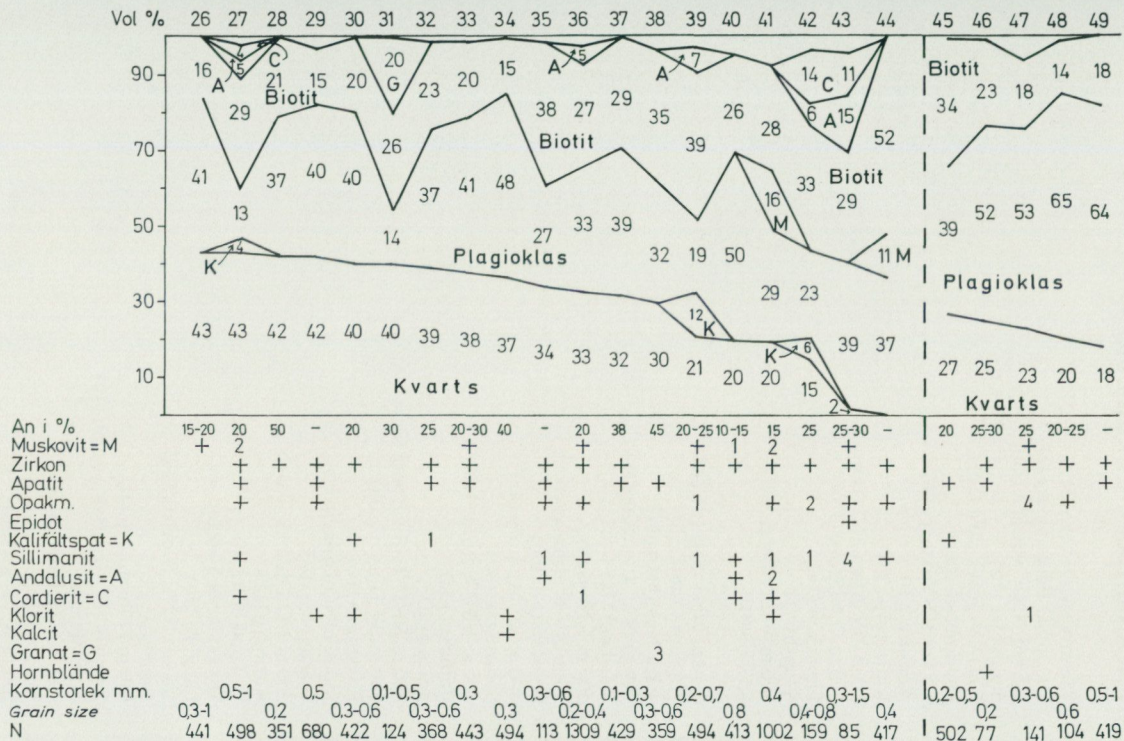


Fig. 9. Mineralfördelningen i plagioklasdominerade, sedimentbetonade gnejser. Nr 45—49 är möjliga metavulkaniter. Jfr fig. 10 d. N anger antalet punkter i point-count-analyserna. Se även nästa sida.

Modal composition of sediment-like, plagioclase-dominated gneisses. Nos. 45—49 are possible metavolcanic rocks. Cf. Fig. 10 d. N denotes the number of points in the point-count analyses.

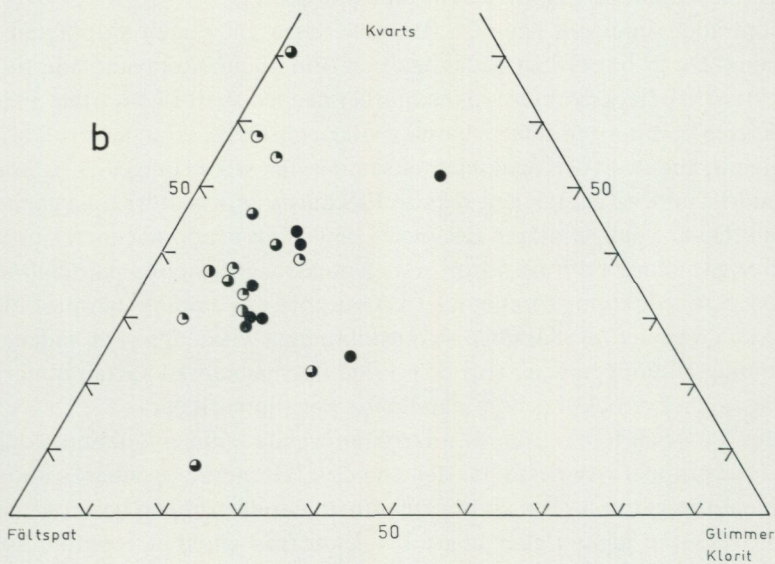
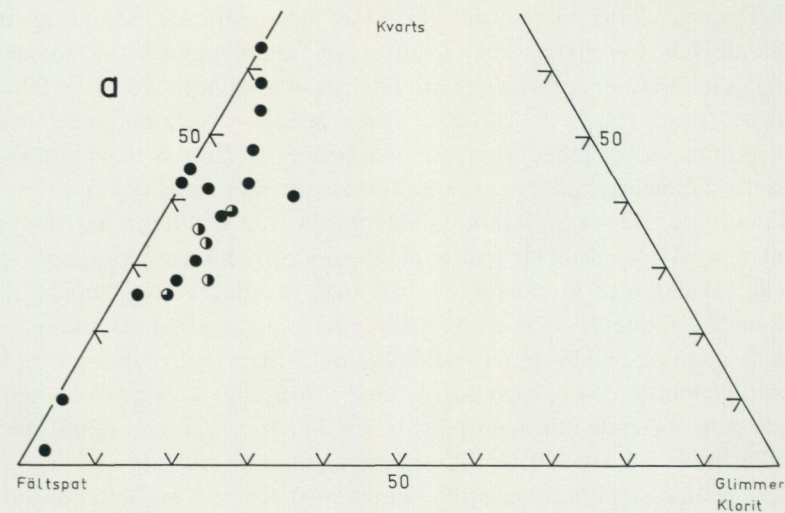
FÖRTECKNING ÖVER ANALYSLOKALER TILL FIG. 9.

1.	IL 66:34	750 m VSV Olstorp (2c)
2.	PK 69:34	500 m SO Bergstugan (4e)
3.	IL 66:10C	1.5 km NNV Segelsta (2d)
4.	CL 69:4	Sandgölet (1a)
5.	IL 69:11	500 m V Torps gård (1e)
6.	IL 70:49A	Hummelvik (0e)
7.	IL 69:79	1.5 km VNV Åtorp (0b)
8.	IL 70:12B	Ångtorp (0b)
9.	KF 69:24	Källartorp (2b)
10.	IL 66:39	1 km NV Annelund (2e)
11.	CL 69:21	500 m O Nilstorp (1b)
12.	CL 69:5E	Fabäcken (1a)
13.	IL 65:8	Skogsby (1b)
14.	IL 68:53	500 m V Grytberga (0d)
15.	IL 68:21	Klenby (0c)
16.	IL 66:12A	Ytterbo (1c)
17.	IL 66:10B	1.5 km NNV Segelsta (2d)
18.	IL 70:10 PIB	Ångtorp (0b)
19.	IL 66:26C	1 km N Annelund (2c)
20.	CL 69:9	500 m N St. Lundäng (1a)
21.	IL 66:37A	Karlberg (1c)
22.	IL 65:10B	500 m S Nävsjön
23.	IL 69:71	1 km NV Stormbäcken (0a)
24.	IL 67:16	Nybergstorp (0c)
25.	PK 69:27	400 m SV Mjältorp (4c)
26.	IL 69:23	Stenstugan (0b)
27.	POE 67:2	500 m VSV Nytorp (1d)
28.	IL 69:25	Bullersta (3d)
29.	IL 66:31	Palstorp (2c)
30.	POE 68:6	600 m NNO Trillingsberg (3e)
31.	IL 69:73	500 m SV Djupvik (0a)
32.	IL 68:54	Rävstugan (0c)
33.	POE 67:47 A	750 m ONO Drängstugan (2e)
34.	IL 68:43	Svartudden (0e)
35.	IL 69:75	300 m NO Djupvik (0a)
36.	IL 66:37B	Karlberg (1c)
37.	IL 68:51	L. Torskult (0d)
38.	IL 68:42	Dragsvikens S-strand (0e)
39.	IL 66:12B	Långbro (1c)
40.	IL 66:10A	1.5 km NNV Segelsta (2d)
41.	IL 66:43A	Annelund (2c)
42.	IL 66:21	500 m N Pumptorp (1b)
43.	IL 66:35	500 m VNV Ned. Sandstugan (1c)
44.	IL 65:9	Myrkärr (1a)
45.	IL 67:62	500 m N Grimstorp (0c)
46.	IL 70:10 PIA	Ångtorp (0b)
47.	PK 69:5	500 m N Vackersätter (3d)
48.	PK 69:21B	250 m NO Ryckesta (4d)
49.	IL 65:7B	750 m NV Laggartorp (2b)

leptitgruppen, med vilken de där visar den starkaste samhörigheten. Även de här beskrivna, mikroklinförande sedimentgnejserna liknar på många sätt leptitbergarterna och är i fält mer eller mindre tydligt förbundna med de senare (fig. 11). Likväl är dessa gnejser i Nyköpingsområdet så pass tydligt sedimentbetonade, att det befunnits mest befogat att räkna dem till sedimentbergarterna. Detta förfarande motiveras också av att det är lättare att i fält skilja hithörande bergarter från leptiterna än från sedimenten, med vilka de delar ett flertal fältgeologiskt iakttagbara egenskaper. De är således ofta mycket kvartsrika och växellagrar regelbundet med andalusit-, sillimanit- och cordieritförande, biotitrika led på samma sätt som de mera plagioklasdominerade typerna. Vidare skiljer de sig från leptiterna genom att de ej växellagrar med skarn eller kalksten och genom att de genomgående har lägre mikroklinhalter (fig. 12). Om dessa gnejser i stället hade räknats till leptitgruppen, hade man tvingats avgränsa den senare gentemot sedimentgnejsen enbart med ledning av förekomsten av mikroklin, vilket är omöjligt utan mikroskopering.

I området söder om Nävsjön (0a) har dessa gnejser en särpräglad utbildning. De är här tydligt rödaktiga och ofta migmatitomvandlade till en karakteristisk fläckstruktur, vilken markerats med svarta F i kartan. Fläckstrukturen består av en central kärna, i vilken cordierit, grön och brun biotit, sillimanit, andalusit och opakmineral samlats och vilken omges av en krans, där mörka mineral nästan helt saknas. Fläckarna är ofta utdragna i gnejsens s-plan. De är vanligen några decimeter långa och någon decimeter tjocka. De övergår ibland i diffusa ådror, som genomtränger gnejsen parallellt dess s-plan. Strömskiktning förekommer i dessa gnejser i området närmast bladgränsen i väster (0a). Samtliga strömskiktningar visar uppåt åt söder och strömningsriktning åt öster (fig. 35). I den flygmagnetiska kartan utmärker sig dessa gnejser också genom påfallande höga intensiteter.

I fig. 7—8 och 10 b—c har de mikroklinförande sedimentgnejserna delats upp i två grupper. Av dessa har den ena ett i fält mera uppenbart samband med leptitbergarter än den andra. Den förstnämnda gruppen består sålunda av prover, som tagits i eller högst 1 à 2 km från entydiga leptitområden, medan den andra gruppens prover kommer från leptitfria områden. Härav framgår, att den leptitassocierade gruppen är något fältspatrikare än den leptitfria, vilken i stället omfattar mera kvartsrika led. Ytbergarterna blir också gradvis mikroklinfattigare i ordningen leptitbergarter — leptitassocierade sedimentgnejsler — ej leptitassocierade sedimentgnejsler — plagioklasdominerade sedimentgnejsler (fig. 12), vilket åtminstone i Kolmårds-



Andel mikroclin av total fältspat
 Fraction microcline of total feldspar

- 80-100%
- 60-79%
- 40-59%
- 20-39%
- 0-19%

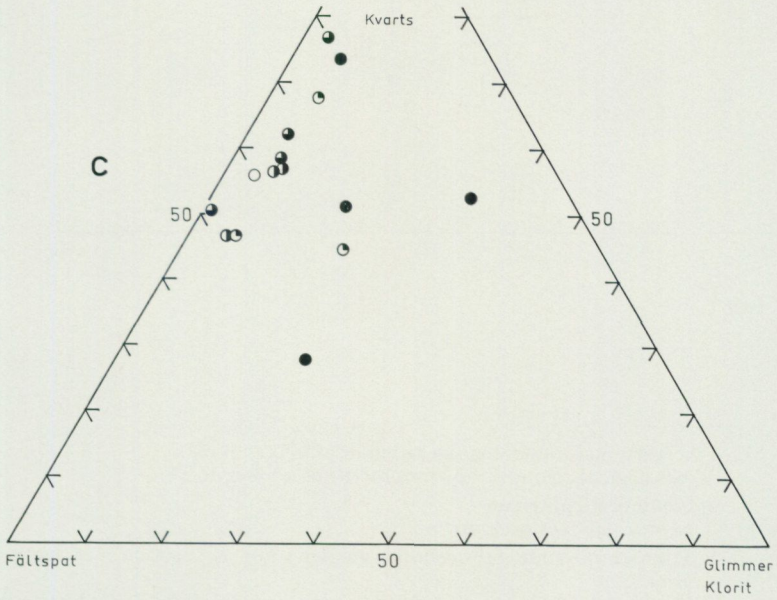


Fig. 10 a—c. Text, se s. 42.

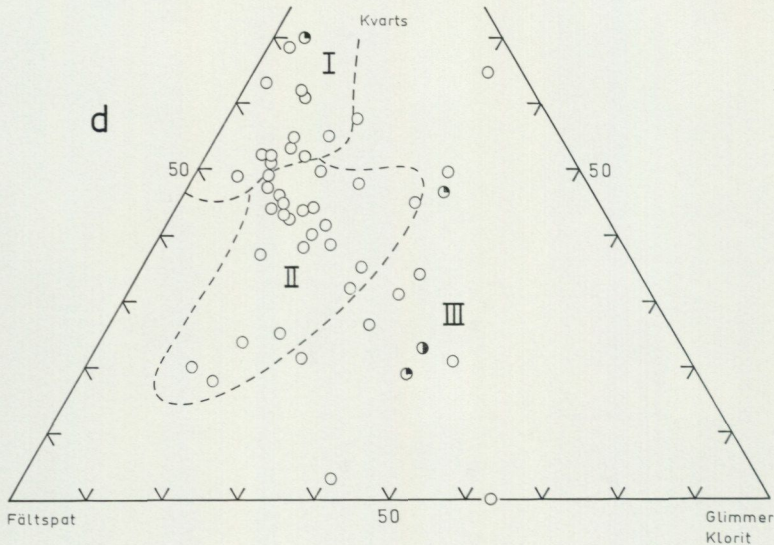
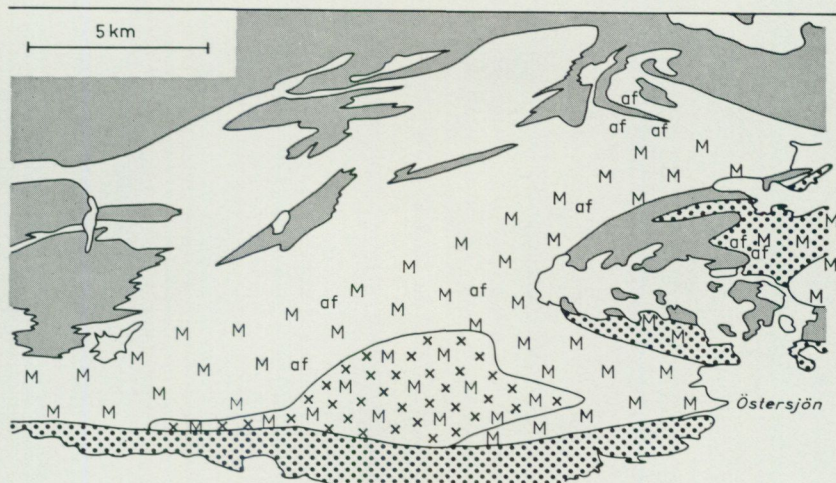


Fig. 10 d.

Fig. 10. Ytbergarternas mineralogiska sammansättning (vol.-%).
 Mineralogical composition of supracrustal rocks (vol.-%).

- a. Leptit och leptitgnejs.
Leptite and leptite gneiss.
- b. Mikroklinförande, sedimentlika gnejser i fält associerade med leptitbergarter.
Microcline-bearing, sediment-like gneisses, associated with leptite rocks in the field.
- c. Enligt b, men utan fältassocieration med leptitbergarter.
As in b, but not associated with leptite rocks in the field.
- d. Sedimentbetonade, plagioklasdominerade gnejser. Fältspatrika typer är möjliga metavulkaniter.
Sediment-like, plagioclase-dominated gneisses. Feldspar-rich types are possible metavolcanic rocks.
 - I. Plagioklaskvartsitisk gnejs.
Plagioclase-quartzitic gneiss.
 - II. Plagioklas-kvartsförande gnejs.
Plagioclase-quartz-bearing gneiss.
 - III. Biotitrik gnejs, ofta med sillimanit, andalusit, cordierit eller granat.
Biotite-rich gneiss, frequently carrying sillimanite, andalusite, cordierite or garnet.



- 1 Större djupbergartsområden
Larger areas of infracrustal rocks
- 2 Sillimanit, andalusit och cordierit vanliga i
glimmerrika sedimentgnejsjer
*Sillimanite, andalusite and cordierite frequent in
mica-rich sediment gneisses*
- 3 Enligt 2, men även granat förekommer i glimmerrika
sedimentgnejsjer
*As in 2, but also garnet occurs in mica-rich
sediment-gneisses*
- 4 Enligt 3, men andalusit ej påträffad
As in 3, but andalusite not found
- 5 Mikroclin förekommer i sedimentgnejsjer
Microcline occurs in sediment gneisses
- 6 Skikt av antofyllit-cordierit-förande gnejs
Layers of antophyllite-cordierite-bearing gneiss

Fig. 11. Karta över Kolmårdenområdet (Oa—e, 1a—e, 2a—e) utvisande fördelningen av vissa sedimentgnejsstyper (jfr texten).

Map of the Kolmården area (Oa—e, 1a—e, 2a—e), showing the distribution of certain types of sedimentary gneisses (cf. text).

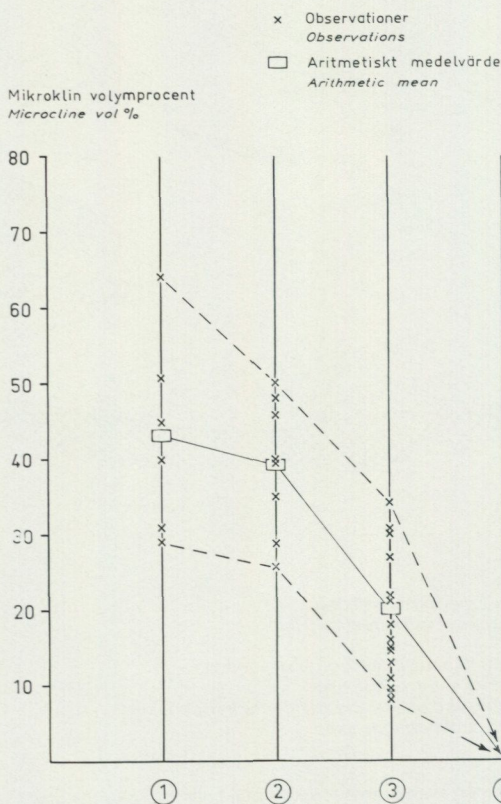


Fig. 12. Kolmårdsområdets ytbergartsgnejsers mikroclininhalt. Jfr fig. 11 och text.
Microcline content of supracrustal gneisses of the Kolmården area. Cf. Fig. 11 and text.

1. Tunabergsområdets (0c) leptiter ur fig. 2 (prov 3 och 7—10 från samma lokal sammanförda till ett medelvärde).
Leptite rocks of the Tunaberg area (0c) from Fig. 2 (samples 3 and 7—10 from the same locality, represented by their mean value).
2. Mikroclinförande, leptitassocierade sedimentgnejsur ur fig. 7.
Microcline-bearing, leptite-associated sedimentary gneisses from Fig. 7.
3. Mikroclinförande, ej leptitassocierade sedimentgnejsur ur fig. 8.
Microcline-bearing, not leptite-associated sedimentary gneisses from Fig. 8.
4. Plagioklasdominerade sedimentgnejsur enl. fig. 9.
Plagioclase-dominated sedimentary gneisses according to Fig. 9.

området innebär att ytbergarternas totala mikroklinhalt även avtar med avståndet från kalileptitområdet i Tunaberg. Detta beror på att mikroklinfattigare gnejser successivt avlöser mikroklirikare ju längre åt norr man kommer (fig. 12 och 13). Liknande tendenser kan även anas runt leptitområdet nordost om Nyköping (3d) men är där ej lika tydliga.

Mikroklinsens ovan beskrivna regionala fördelning antyder, att sedimentgnejsernas mikroklinhalt beror på inblandning av kalileptitbetonat material

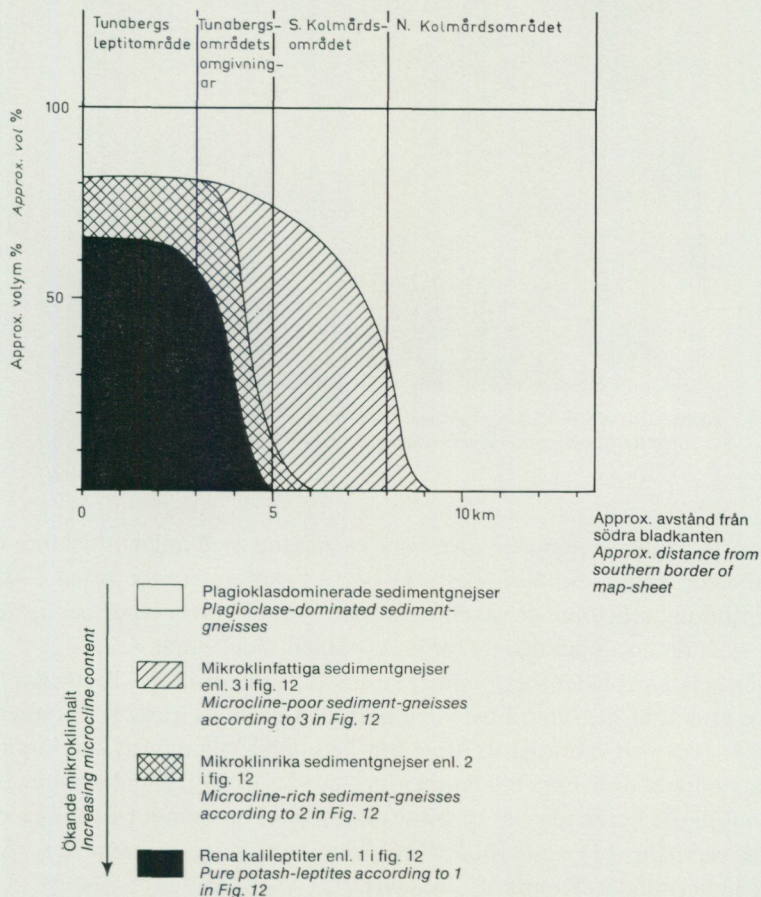


Fig. 13. Ungefärlig frekvens av gnejstyper enl. fig. 12 längs en linje i N—S genom Strömshult (0c).

Approximate frequency of gneiss-types according to Fig. 12 along a line in N—S through Strömshult (0c).



Fig. 14. Antofyllitrika skikt (mörka) i sedimentgnejs. 200 m S om Sunda (1e).
Anthophyllite-bearing layers (dark) in sedimentary gneiss.

snarare än på metasomatiska processer i samband med migmatisering och metamorfos. Denna tolkning bestyrks också av att gnejserna ifråga, liksom kalileptiterna, regelbundet växellagras med mikroklinfria typer (se fig. 13), vilka även de borde ha utsatts för en eventuell metasomatos.

Över hela kartbladet förekommer sillimanit och cordierit i biotitrika led, medan granat är begränsad till vissa områden närmast kusten, Tunabergsområdet (0c) och området nordost om Nyköping. Andalusit förekommer likaså vanligen över hela bladet men har ej påträffats i Tunabergsområdet (0c), möjligen beroende på att biotitrika gnejser är relativt ovanliga där. Kartskissen (fig. 11) visar fördelningen av dessa mineral inom den södra delen av kartbladet (Kolmårdsområdet).

I de sedimentbetonade gnejserna förekommer emellanåt ungefär decimeterbredda, konforma skikt (fig. 14) rika på antofyllit, cordierit, biotit och plagioklas (oligoklas) samt kvarts. Dessa har utmärkts med "af" i kartan



Fig. 15. Antofyllitkärvar i lager enl. fig. 14.
Anthophyllite-sheaves in a layer according to Fig. 14.

och på kartskissen (fig. 11). Apatit och magnetit förekommer också i accessoriska mängder. Antofylliten uppträder som centimeterlånga stänglar, solfjäderformigt inorienterade i gnejsens s-plan. Den visar således inget beroende av någon b-riktning, varför den förefaller att vara av posttektonisk ålder (fig. 15). Liknande antofyllitkärvar har även påträffats i några metabasiter, i vilka basisk plagioklas (andesin—bytownit) och hornblände ingår. Det skiktformiga uppträdandet i sedimentgnejserna antyder, att dessa bildningar skulle kunna motsvara speciellt järn-magnesiumrika skikt. De har emellertid ej närmare undersökts, dels därför att de är ganska heterogent utbildade och dels därför att de förekommer relativt sparsamt, varför det är svårt att få representativa prover.

De sedimentbetonade gnejsernas kemiska sammansättning framgår av tabell 4, där analyserna indelats i samma kategorier som i fig. 10 b—d. En jämförelse med leptitbergarternas sammansättning enligt tabell 1 visar, att det endast är de leptitassocierade, mikroklinförande sedimentgnejserna som har lika höga k-värden som leptiterna, medan de egentliga leptitgnejserna

TABELL 4.

Kemiska analyser av sedimentbetonade gnejser
Chemical analyses of sediment-like gneisses

Vikt-% Weight %	1 P 2344	2 68-3106	3 P 2337	4 P 2350	5 010-5955	6 010-5950	7 010-8269	8 050-8247	9 010-583	10 010-448
SiO ₂	66.4	70.7	74.1	74.4	79.4	68.6	73.6	81.3	84.1	86.1
TiO ₂	0.66	0.52	0.24	0.18	0.15	0.66	0.70	0.25	0.25	0.29
Al ₂ O ₃	13.2	13.9	13.1	13.3	10.4	14.1	11.7	9.3	10.0	7.0
Fe ₂ O ₃	1.8	4.8	0.7	1.8	2.0	6.3	5.0	1.5	1.1	1.4
FeO	4.5	*	2.5	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0.05	0.03	0.05	0.03	0.07	0.06	0.04	0.01	0.02	0.02
CaO	1.6	0.3	0.6	<0.1	0.8	0.6	0.6	0.3	0.9	0.6
MgO	2.2	2.0	1.4	1.3	0.67	2.8	3.3	0.84	0.9	0.74
Na ₂ O	1.4	1.6	0.1	0.4	1.6	1.8	1.3	2.4	2.8	2.1
K ₂ O	6.4	5.6	5.6	6.6	4.0	3.0	2.6	2.8	2.3	1.2
H ₂ O >105°	1.8		1.1		0.1	2.6				
H ₂ O <105°	0.2		0.3							
P ₂ O ₅	0.13		<0.01							
CO ₂	0.01		0.01							
F	0.08		0.20							
BaO	0.19	0.09	0.07	0.07	0.03	0.04	0.04	0.08	0.11	0.03
Summa <i>Sum</i>	100.39	99.54	99.73	98.08	99.22	100.56	98.9	98.8	102.43	99.48
Nigglivärden <i>Niggli values</i>										
t	2.36	13.38	20.12	20.36	8.48	18.50	17.29	8.22	5.31	6.87
k	0.75	0.69	0.97	0.91	0.62	0.52	0.56	0.43	0.35	0.27

Vikt-% Weight %	11 P2343	12 010-5936	13 P 2339	14 P 2344	15 050-8251	16 P 2341	17 P 2338	18 010-594	19 050-8250	20 P 2355	21 P 2335
SiO ₂	55.2	61.1	62.0	71.7	72.3	73.4	75.6	77.6	80.4	62.4	60.4
TiO ₂	1.01	0.67	0.76	0.54	0.54	0.41	0.57	0.40	0.51	0.78	0.62
Al ₂ O ₃	20.2	18.1	17.5	13.6	13.8	13.3	12.0	11.3	9.7	15.8	19.3
Fe ₂ O ₃	4.1	8.0	2.6	1.1	3.5	1.2	0.7	1.9	2.5	6.8	1.3
FeO	5.0	*	4.2	2.7	*	1.4	2.1	*	*	*	3.0
MnO	0.09	0.12	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.07	0.05
CaO	1.2	2.5	0.4	0.9	1.6	2.7	2.1	1.4	1.6	3.2	3.6
MgO	4.2	3.1	3.7	4.0	1.8	1.1	1.1	0.90	0.76	3.7	2.2
Na ₂ O	2.3	2.3	1.7	1.4	3.8	3.7	3.5	2.3	2.4	2.1	4.8
K ₂ O	4.0	2.2	4.6	1.5	1.6	1.3	1.5	3.4	1.6	3.7	2.5
H ₂ O > 105°	3.1	2.5	2.6	2.0		0.8	0.3	0.2			1.0
H ₂ O < 105°	0.5		0.7	0.4		0.3	0.3				0.3
P ₂ O ₅	<0.01		0.02	0.17		0.03	0.19				0.10
CO ₂	<0.01		<0.01	0.05		0.02	0.01				0.02
F	0.08		0.09	0.04		0.04	0.05				0.11
BaO	0.09	0.07	0.10	0.06	0.04	0.06	0.04	0.13	0.04	0.09	0.04
Summa	100.55	100.66	100.31	99.79	99.0	99.49	99.79	99.58	99.5	98.64	99.02
Sum											
Nigglivärden											
Niggli values											
t	18.37	15.60	19.94	23.11	8.52	2.68	2.59	4.60	4.61	5.21	4.43
k	0.53	0.38	0.64	0.41	0.21	0.18	0.21	0.49	0.30	0.53	0.25

*Ingår i Fe₂O₃
Included in Fe₂O₃

Beträffande lokaler se s. 50
For localities see p. 50

i allmänhet har lägre t-värden. Leptitbergarterna och sedimentgnejserna skiljer sig således även kemiskt, och den gradering i mer eller mindre leptitlika sedimentgnejsjer, som framgår ur fig. 10, kan även utläsas ur de kemiska analyserna. De plagioklasdominerade typerna (analyserna 11—20) motsvarar någorlunda väl de av Stålhös (1969) från Stockholmsområdet beskrivna sedimentgnejserna (se ovan s. 34), liksom de även liknar Pettijohns (1956) *shales*, gråvackor och subgråvackor. En jämförelse med likartade, vulkaniska bergarter (Wedepohl 1969, tabellerna 7—2) visar, att analyserna 15—20 i tabell 5 har för mycket SiO_2 och för litet K_2O för att kunna motsvara vulkaniska bergarter, medan analyserna 11—14 har ett sådant aluminiumöverskott att de rimligen måste härstamma från sedi-

FÖRTECKNING ÖVER ANALYSLOKALER TILL TABELL 4.

1. IL 67:17 Nybergstorp (0c)
 2. IL 69:89 Nygran (0b)
 3. IL 65:16 750 m VNV Blomberstorp (0c)
 4. IL 67:46 Nastorp (0b)
 5. PK 69:46 500 m VNV Garphagen (3d)
 6. PK 69:37 Vreta (4e)
 7. IL 70:27 750 m NV St. Flättna (1e)
 8. IL 70:55 Häradstorp (0a)
 9. IL 69:2 Stormbäcken (0a)
 10. POE 67:46 1 km VNV St. Flättna (1e)
 11. IL 66:43A Annelund (2c)
 12. IL 69:94 Ålbäck (0d)
 13. IL 66:12B Långbro (1c)
 14. IL 67:16 Nybergstorp (0c)
 15. IL 72 : 1 500 m N Skogsby (1b)
 16. IL 66:39 1 km NV Annelund (2c)
 17. IL 66:12A Ytterbo (1c)
 18. CL 69:5 Fabäcken (1a)
 19. CL 69:4 Sandgölet (1a)
 20. IL 67:62 Grimstorp (0c)
 21. IL 65:7 750 m NV Laggartorp (2b)
- 1— 6. Mikroklinförande, sedimentlika gnejsjer, i fält associerade med leptitbergarter.
Microcline-bearing, sediment-like gneisses, associated with leptite rocks in the field.
- 7—10. Enligt nr 1—6, men utan fältassociation med leptitbergarter.
As nos. 1—6, but not associated with leptite rocks in the field.
- 11—13. Biotitrika gnejsjer, ofta med sillimanit, andalusit, cordierit eller granat.
Biotite-rich gneisses, frequently carrying sillimanite, andalusite, cordierite or garnet.
- 14—15. Plagioklas-kvartsförande gnejsjer.
Plagioclase-quartz-bearing gneisses.
- 16—19. Plagioklaskvartsitiska gnejsjer.
Plagioclase-quartzitic gneisses.
- 20—21. Plagioklasrik gnejs, möjligen metavulkanit.
Plagioclase-rich gneiss, possibly metavolcanic.

mentbergarter av lerrick typ. Analyserna 20 och 21 faller ur bilden främst genom sina höga CaO-halter och är exempel på de ovan nämnda (s. 34) plagioklasrika gnejser, vilka sannolikt motsvarar metavulkaniter men i fält är omöjliga att skilja från de mera renodlade sedimentgnejserna (fig. 10 d, fält II). De mikroklinförande typerna (analyserna 1—10) liknar mest Petti-johns (1956) arkoser men torde, som ovan utretts, närmast motsvara med vulkaniskt material uppblandade gråvackor och subgråvackor. Den sedimentära karaktären av denna grupp visas framför allt av de delvis mycket höga SiO_2 -halterna, vilka knappast står att återfinna bland vulkaniska bergarter.

Äldre djupbergarter (synorogena intrusioner m. m.)

Kartans bruna färg betecknar en bergartsgrupp, vilken brukar sammanfattas under benämningen urgraniter eller gnejsgraniter. Den senare benämningen kommer att användas i följande framställning. Dessa bergarter karakteriseras i sin helhet av att de är gnejsiga och stängliga (Loberg 1973) och saknar strukturer sådana som skiktning, kalkband etc., vilka skulle kunna antyda ett suprakrustalt ursprung. Suprakrustalliknande strukturer såsom biotitrika sliror (melanosomer enligt Mehnert 1968) kan emellertid ofta framkallas av migmatitisering, varför det är viktigt att skilja dylika strukturer från sådana, som kan representera en ursprunglig suprakrustalinblandning. Fastän migmatitiseringen gett de olika gnejsgranitområdena mycket olikartade utbildningar, är själva paleosomerna i de olika typerna i allmänhet så pass likformiga och enhetliga, att gnejsgraniterna går att skilja ut från övriga bergarter någorlunda väl.

De välbevarade gnejsgraniterna, liksom migmatitområdenas paleosomer, är således ljusgrå till röda, fint medelkorniga, gnejsiga eller stängliga homogena kvarts-fältspat-biotitbergarter med granitoid (Mehnert 1968) sammansättning (fig. 16). Ibland förekommer 0.5—5 cm stora, ellipsformade, ögonliknande, ibland monokristallina ansamlingar av fältspat, sannolikt bildade eller modifierade i samband med migmatitvandlingen emedan de vanligen anknyter till migmatitådrorna. Stängligheten beror vanligen på att kvarts och fältspat samlats i utdragna spolar omgivna av biotit.

Av kartan framgår att gnejsgraniterna oftast uppträder konformt med ytbergarterna. Runt gnejsgranitmassivens kontakter förekommer vanligen en zon, där gnejsgranit och ytbergarter är mer eller mindre blandade genom att gnejsgraniter bildar konforma lagergångar i och bladar upp ytberg-



Fig. 16. Lätt ådrad gnejsgranit. 500 m N om Drängstugan (2c).
Sparsely veined gneiss-granite.

arterna (fig. 17). Härigenom är det många gånger omöjligt att bestämma en exakt gräns mellan gnejsgranit och ytbergart, varför kartans gräns följer en linje, där de båda bergartstyperna är ungefärligen lika vanliga. Gränslinjen omges således av en några hundra meter bred zon, där gnejsgraniten för ytbergartsinneslutningar (brunt med olika inneslutningstecken på kartan) eller bildar talrika lagergångar i ytbergarten (bruna streck på resp. ytbergarts färg på kartan). I dylika kontaktzoner är vanligen migmatitombvandlingen kraftigare och annorlunda utformad än inom rena gnejsgranit- eller ytbergartsområden. Således är dylika zoner ofta relativt mobilisatrika samtidigt som bergarterna är mera förgrovade och biotitsliriga. Härav följer att sådana primära kontaktrelationer, som skulle kunna belysa gnejsgraniternas åldersställning gentemot ytbergarterna, ej har igenkänts med säkerhet. Sådana har inga klippande eller finkorniga kontakter mot ytbergarterna hittats, medan det däremot är vanligt att surare gnejsgraniter genomsätter mera basiska sådana. Likaså förekommer fragmentliknande klumpar av metabasit sparsamt i gnejsgraniterna.

Migmatitiseringen innebar en omvandling av gnejsgraniterna till ådriga,



Fig. 17. Lagergång av gnejsgranit (under pennan) i sedimentgnejs (t. h. på bilden). Söra (3d).

Concordant intrusion of gneiss-granite (under the pen) in sedimentary gneiss (to the right).

upplösta och förgrovade former, vilka trots sina inbördes detaljlikheter dock kan sammanföras till två huvudtyper, vilka föreligger inom två olika delar av kartbladet. Således är gnejsgranitmigmatiterna i området söder om Kilaån (2c) huvudsakligen utbildade som stromatiter eller flebiter (Mehnert 1968) med en väl igenkännbar paleosom enligt ovan (s. 51). Paleosomerna är ganska enhetliga, och förgrovning, upplösning eller ögonbildning är här ovanlig. De genomdras av centimeter- till decimetertjocka, oftast konforma ådror av medel- till grovkornigt mobilisat. Ådrorna gränsar ofta mot paleosomen med ett millimetertunt skikt av biotit (fig. 16). Norr om Kilaån (2c) och i synnerhet norr om en linje över Yngaren (4a) och Nyköping (3d) är denna migmatitform sällsynt, medan i stället kraftigt upplösta, förgrovade och ögonförande typer här är mycket vanliga. I dessa migmatiter är igenkännbara paleosomer sällsynta, och diktyonitiska eller sliriga utbildningsformer (Mehnert 1968) har stor utbredning. Dyliga migmatiter är naturligtvis vanskliga att tolka, men de har förts till gnejsgranitgruppen eftersom de vanligen via kontinuerliga övergångar visat sig höra samman med denna.

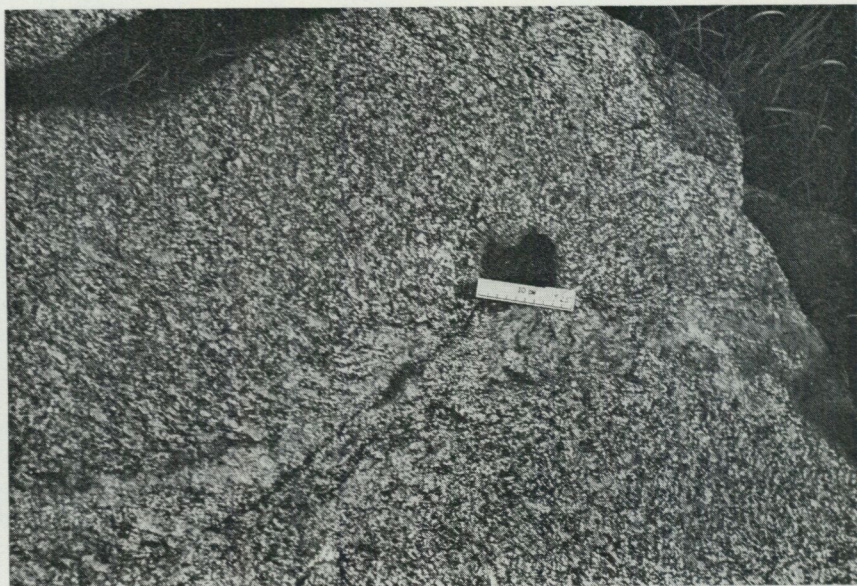


Fig. 18. Relativt omigmatitiserad gnejsgranit. Vägsprängning 200 m NV om Dalstugan (4a).

Relatively unmigmatized gneiss-granite.

Det stora gnejsgranitmassivet nordväst om Nyköpingsån (3d) utgör ett gott exempel i stor skala på detta förhållande. Således föreligger nordväst om Stigtomta (3b) påfallande väl bevarade och föga migmatitiserade gnejsgraniter (fig. 18, analys 7 i tabell 5), vilka mot sydost, framemot Nyköpingsån (3d) övergår i alltmer förgrovade och upplösta former (fig. 19, analys 11 i tabell 5). Öster om Nyköpingsån (3d) förekommer likartade gnejsgranitmigmatiter i smärre massiv, men dessa har i allmänhet en närmare anknytning till igenkännbara paleosomer.

Gnejsgraniternas mineralogiska sammansättning framgår av fig. 20. De är många gånger så grovkorniga och heterogena, att de i avsnittet om metodik påpekade svårigheterna vid bestämning av den modala sammansättningen i särskild grad gäller för dessa bergarter, varför det mera än de enskilda bestämningarna är diagrammets huvudtendenser, som är väsentliga. Av fig. 20 och 21 a framgår emellertid, att gnejsgraniterna huvudsakligen har tonalitiska och granodioritiska sammansättningar, men att även granitsammansättning förekommer. Smärre inslag av kvartsrika granitoider, leukograniter och leukogranodiorit förekommer också.

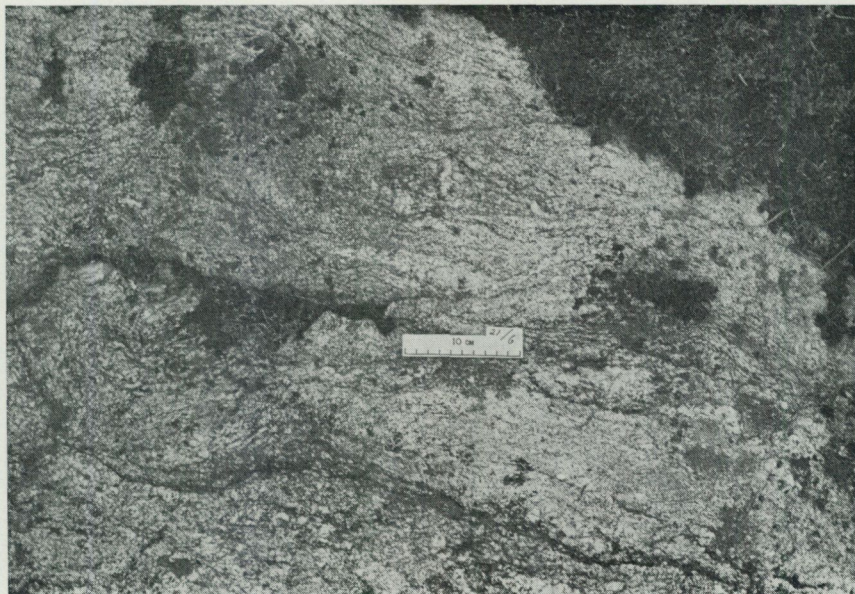


Fig. 19. Starkt migmatitiserad gnejsgranit. 400 m S om Tomta (4c).
Strongly migmatized gneiss-granite.

Inom ett och samma massiv uppträder ofta flera sammansättningar och strukturtyper, men i vissa massiv förekommer särpräglade egenskaper. Sålunda består det ovan nämnda, stora gnejsgranitmassivet nordväst om Nyköpingsån (3d) genomgående av ljusgrå granodiorit, vilken ibland för granat eller mikroklinögon. Massivet öster om Tunsättersjön (4d) är likartat vad gäller både migmatitutbildning och sammansättning. I kartans nordöstra hörn förekommer ett massiv av en mörkare grå, ofta plagioklasögonförande, granodioritisk, kraftigt upplöst gnejsgranit. En liknande utbildningsform förekommer även söder om Stadsfjärden (2e), öster om Arnö (2d). I ett stråk mellan udden söder om Strandstugeviken (2e) och Björkö (2d) anstår mörkgrå, hornbländeförande tonaliter, ofta genomsatta av granodioritiska och granitiska gnejsgraniter. Hornbländetonaliter har även påträffats i vägskärningen 1.5 km NO om Bergshammars k:a (2c) och 750 m NNO om Berga-Tuna gård (2b). I det kraftigt veckade gnejsgranitstråket från Dammgruvan (3d) mot Sjösa gruvor (3e) förekommer liksom i de flesta massiv både granodiorit och granit, men den senare är här så dominerande att massivet i sin helhet markerats som granit. I om-

Fig. 20. Gnejsgraniternas mineralogiska sammansättning. N anger antalet punkter i point-count-analyserna.

Modal composition of the gneiss-granites. N denotes the number of points in the point-count analyses.

Färg :	R	Röd
Colour :		Red
	GR	Gråröd Greyish red
	RG	Rödgrå Reddish grey
	LR	Ljust röd Light red
	LG	Ljust grå Light grey
	G	Grå Grey

ANALYSLOKALER

1. IL 69:45 Handsken (1e)
2. IL 69:106 Enstaberga idrottsplats (3c)
3. IL 70:9 200 m S Dalstugan (2d)
4. IL 65:30A Jegersö (1e)
5. IL 69:56 Jegersö Bergö (0c)
6. POE 67:38 1 km NO Snäckholmen (2c)
7. IL 69:81 Dammgruvan (3d)
8. PK 69:13 L. Tuna (4d)
9. IL 70:23 600 m S Holmstugan (2e)
10. IL 69:26 Bullersta (3d)
11. IL 69:110 Ingelsta (4e)
12. KF 69:4 1 200 m S Valingegård (3a)
13. IL 69:16 600 m V Sandstugan (3e)
14. POE 67:20 500 m NO Björkö (2d)
15. POE 67:33 Linudden (2e)
16. IL 69:44 Bergö (1d)
17. POE 68:23 St. Danvik (1e)
18. CL 69:18 500 m S Sättertorp (2b)
19. POE 68:5 Rosenkälla (3e)
20. CL 69:1C 1 200 m S Stenstugan (1a)
21. IL 69:19 600 m VSV Sjösa gruvor (3e)
22. IL 69:24 1 km VNV Harg (3d)
23. IL 69:105A 300 m N Udden (2d)
24. POE 67:30 400 m NNO Rom (2e)
25. PK 69:18 500 m VNV Skoghall (4d)
26. CL 69:20 500 m SSO Gälkhyttan (1b)
27. KF 69:15 500 m O Annelund (2a)
28. PK 70:19A 1 km VNV Husby (4e)
29. IL 69:37 750 m V Sjösa gruvor (3e)
30. IL 69:22 1 300 m ONO Hagnesta (3e)
31. CL 69:15 600 m V Enarstorp (1a)
32. IL 69:88 500 m SSO Tunsätter (4d)
33. IL 67:3 500 m N Kolbråten (2d)
34. IL 70:29 Segelsta (2d)
35. IL 66:2 500 m N Drögsta (4a)
36. IL 69:85 300 m SO Svanstalöt (3e)
37. KF 70:1C Sumpstugan (2a)
38. IL 70:45A Hagalund (3d)

- | | |
|-------------------|-----------------------------|
| 39. IL 65:2 | Olslund (4b) |
| 40. POE 67:25 | 400 m NV Lumsätter (2e) |
| 41. IL 69:102 | Djupviksholmarna (0a) |
| 42. IL 65:24 | 500 m N Vibäck (0e) |
| 43. IL 69:107 | 600 m NO Berga-Tuna (2b) |
| 44. PK 69:20 | Nytorp (4c) |
| 45. POE 68:2 | 500 m S Rosenkälla |
| 46. IL 69:20 | 700 m VSV Sjösa gruvor (3e) |
| 47. IL 68:7 | Goglunda (4a) |
| 48. CL 69:7 | 1 100 m NO Lundäng (1a) |
| 49. IL 68:29 | 750 m NO Haglundstorp (0d) |
| 50. PK 69:22 | Ekeby (4d) |
| 51. IL 68:13 | Brinkstugan (0c) |
| 52. KF 69:25 | Harsta (2c) |
| 53. KF 70:3 | Granholmen (4a) |
| 54. IL 66:33 | 1 km V Olstorp (2c) |
| 55. IL 65:28 | Fredön (1d) |
| 56. IL 70:30 | Rödclint (0b) |
| 57. IL 70:28B | 500 m V Rosenhill (2e) |
| 58. IL 66:41 | Backa (2c) |
| 59. PK 70:18B | 1 500 m NV Husby (4e) |
| 60. PK 70:19G | 1 km VNV Husby (4e) |
| 61. IL 70:22 | 900 m NO Björkö (2d) |
| 62. IL 69:43 | Bergö (1d) |
| 63. KF 69:18 | Backa (2a) |
| 64. IL 68:30 | Tomta (0c) |
| 65. IL 65:5B | 500 m SV Björkholm (2a) |
| 66. KF 69:21 | Gustavslund (2b) |
| 67. POE 68:21 | St. Danvik (1e) |
| 68. IL 65:22 | 500 m N Vibäck (0e) |
| 69. IL 67:12 | 500 m SV Åtorp (2d) |
| 70. POE 67:19 | Arnö (2d) |
| 71. PK 70:21B-II | 400 m V Väsby (4e) |
| 72. IL 69:65B | Nävekarvns klint (0b) |
| 73. IL 65:30B | Jogersö (1e) |
| 74. PK 69:4 | 700 m SSV Tunsätter (4d) |
| 75. IL 70:38A1 | 500 m V Ullevi (3c) |
| 76. PK 70:15 | Ingelsta (4e) |
| 77. PK 70:16B | Ingelsta (4e) |
| 78. POE 67:37 | 1 km NO Snäckholmen (2e) |
| 79. PK 70:21B-I | 400 m V Väsby (4e) |
| 80. IL 70:13 | 1 km ONO Rockbo (0c) |
| 81. PK 70:5 | 800 m SSV Vreta (4e) |
| 82. POE 67:29 | 400 m V Janstorp (2e) |
| 83. PK70:17A | 1 km NV Husby (4e) |
| 84. KF 69:16 | 500 m O Annelund (2a) |
| 85. IL 66:3 | 500 m NO Hormesta (4a) |
| 86. IL 70:26 | 150 m O Rosenhill (2e) |
| 87. IL 65:23 I+II | 500 m N Vibäck (0e) |
| 88. IL 69:111 | Husby (4e) |

- 1—33. Övervägande graniter och ljusa granodioriter
Mainly granites and light granodiorites
- 34—66. Övervägande granodioriter och ljusa tonaliter
Mainly granodiorites and light tonalites
- 67—88. Övervägande tonaliter och mörka granodioriter
Mainly tonalites and dark granodiorites

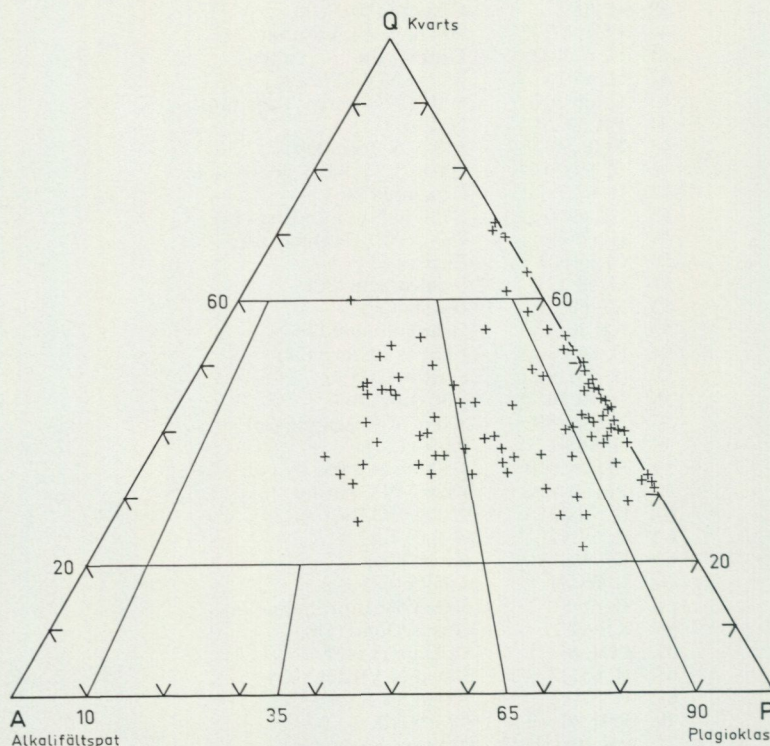


Fig. 21 a. Gnejsgraniternas mineralogiska sammansättning. Jfr IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (1973).

Modal composition of gneissgranites. Cf. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (1973).

rådet runt Annelund (2a), söder om Lunda (2a), anstår en ofta hornblände-förande, röd till rödgrå, granodioritisk till granitisk gnejsgranit, vilken ibland för några volymprocent kalcit, epidot, apatit och titanit. Denna är ofta relativt finkornig och visar ibland en svag antydning till bandning, varför den på många sätt liknar leptitbergarterna. Den är emellertid mycket svår att skilja ut gentemot de i området anstående, mera normala gnejsgraniterna, och har följaktligen i kartan givits gnejsgranitbeteckning. De övriga gnejsgranitmassiven inom Kolmården (dvs. området söder om Kilaån) motsvarar väl beskrivningen ovan (s. 51) och är mestadels granodioritiska.

Gnejsgraniternas textur är genomgående xenoblastisk, och bergartens struktur betingas dels av parallellanordnade glimrar, dels av att kvarts,

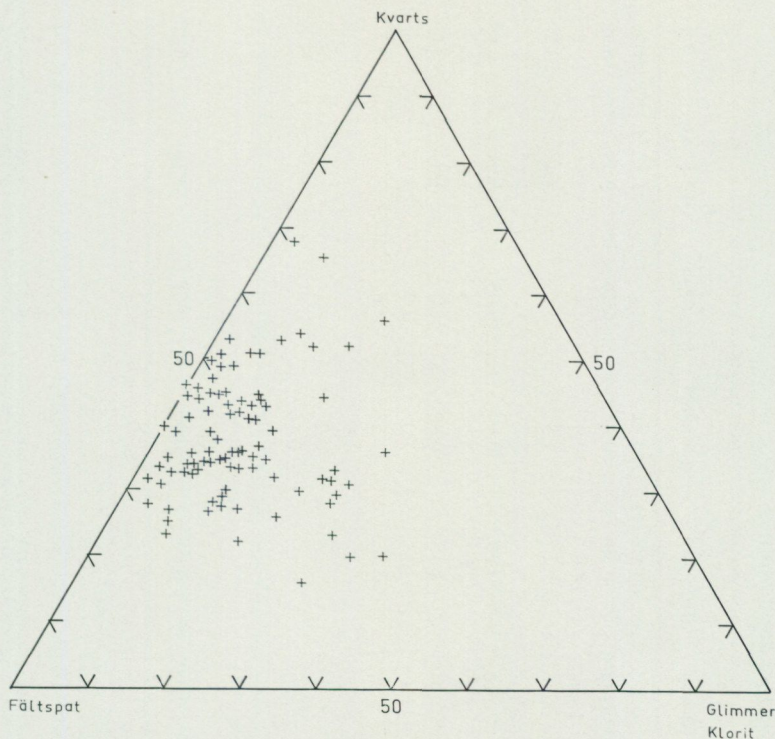


Fig. 21 b. Gnejsgraniternas mineralogiska sammansättning.
Modal composition of gneiss-granites.

fältspat och mörka mineral ofta inordnar sig i tunna band och spolar parallella med stängligheten. Kvartsen är vanligen undulös och har, liksom mikroklinen, oftast mycket flikiga korngränser. Mikroklinen är alltid helt anhedral, medan plagioklasen många gånger förekommer som isometriska individ med subhedral kristallform. Plagioklasen är ofta lätt sericitiserad. Biotiten är genomgående subhedral och är ofta mer eller mindre kloritomvandlad, speciellt i området nordost om Nyköping (2d).

Tabell 5 visar gnejsgraniternas kemiska sammansättning, vilken synes väl motsvara normala granodioriters och graniters, liksom den liknar sammansättningen av de av Stålhös (1969, 1972) beskrivna gnejsgraniterna.

Det kan naturligtvis synas diskutabelt, om man i sin helhet hänför denna heterogena och starkt migmatitiserade bergartsgrupp till gruppen "synoro-

TABELL 5.

Kemiska analyser av synorogena graniter, granodioriter och tonaliter

Chemical analyses of synorogenic granites, granodiorites and tonalites

Vikt-% Weight %	1 010-5939	2 050-8244	3 010-5940	4 010-449	5 010-8242	6 010-6886	7 050-8254	8 010-8243	9 010-443
SiO ₂	62.5	63.2	63.3	66.8	69.5	70.3	70.8	71.2	71.7
TiO ₂	0.98	0.88	0.60	0.74	0.70	0.84	0.49	0.45	0.48
Al ₂ O ₃	16.2	16.3	15.5	13.9	14.0	12.9	14.4	13.5	13.6
Fe ₂ O ₃	7.2	6.5	7.4	8.2	5.2	1.5	3.4	3.4	3.8
FeO	*	*	*	*	*	5.2	*	*	*
MnO	0.07	0.07	0.26	0.16	0.06	0.09	0.05	0.04	0.02
CaO	3.4	2.0	2.1	3.0	2.0	3.2	1.6	1.6	0.9
MgO	2.4	3.2	2.1	1.9	2.1	0.80	1.2	1.6	0.9
Na ₂ O	3.1	3.1	2.9	3.0	3.1	3.0	2.9	3.1	3.4
K ₂ O	2.6	3.7	3.3	1.9	2.5	1.5	3.6	3.1	4.7
H ₂ O > 105°	1.2		1.0			1.0			
H ₂ O < 105°						0.2			
P ₂ O ₅						0.15			
CO ₂						0.03			
F						0.04			
S						0.04			
BaO	0.08	0.09	0.10	0.08	0.07	0.06	0.08	0.10	0.13
Summa <i>Sum</i>	99.73	99.0	98.56	99.68	99.2	100.8	98.5	98.1	99.63
Nigglivärden <i>Niggli values</i>									
t	4.49	7.67	7.64	3.34	6.69	1.31	8.27	6.20	3.62
k	0.35	0.43	0.42	0.29	0.34	0.24	0.44	0.39	0.47

Vikt-% <i>Weight %</i>	10 010-5949	11 050-8253	12 010-6887	13 010-6888	14 P 2342	15 P 2340	16 010-5933	17 010-557	18 010-5946
SiO ₂	71.9	72.3	73.2	73.9	73.9	74.0	76.0	76.9	77.0
TiO ₂	0.30	0.38	0.43	0.38	0.51	0.54	0.24	0.22	0.12
Al ₂ O ₃	13.9	14.3	13.8	12.6	13.6	12.9	12.6	12.0	12.3
Fe ₂ O ₃	2.4	2.6	4.2	3.7	1.0	1.6	1.3	1.4	1.3
FeO	*	*	*	*	1.6	2.8	*	*	*
MnO	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.08	0.04	0.02	0.03
CaO	1.3	1.0	1.1	1.5	2.6	2.3	1.0	0.7	1.2
MgO	0.71	0.79	1.3	1.2	0.8	0.8	0.50	0.90	0.50
Na ₂ O	2.9	2.8	2.4	2.8	4.0	3.5	2.9	4.8	5.0
K ₂ O	4.6	4.1	3.9	2.9	1.3	1.2	4.3	2.1	0.7
H ₂ O > 105°	0.9				1.0	0.8	0.5		1.1
H ₂ O < 105°					0.3	0.4			
P ₂ O ₅					0.03	0.02			
CO ₂					<0.01	<0.01	0.2		
F					0.04	0.04			
S									
BaO	0.07	0.09	0.08	0.05	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01
Summa <i>Sum</i>	99.01	98.4	100.45	99.06	100.44	100.59	99.62	99.06	99.26
Nigglivärden <i>Niggli values</i>									
t	5.63	11.04	10.94	6.78	2.73	5.13	4.97	1.99	4.28
k	0.51	0.49	0.51	0.40	0.17	0.18	0.49	0.22	0.08

*Ingår i Fe₂O₃
Included in Fe₂O₃

Beträffande lokaler se s. 62
For localities see p. 62

gena intrusioner", särskilt som de fältgeologiska iakttagelserna (s. 52) är så tvetydiga, att de knappast bevisar att gnejsgraniterna verkligen är intrusiva. Många geologer är också benägna att tolka hithörande bergarter på mångahanda sätt, t. ex. som granitiserade och förgrovade ytbergarter. Gnejsgraniterna föreligger emellett ofta som tydliga paleosomer i migmatiterna, vilkas mobilisat är tydligt yngre än gnejsgraniterna och ofta klart skär över strukturerna i dessa. Om gnejsgraniterna vore förgrovade ytbergarter, måste man följaktligen förutsätta att de förgrovats före migmatitiseringen, varvid man tvingas förutsätta att migmatitiseringen drabbade två sorters ytbergarter, nämligen dels finkorniga sådana av de i föregående avsnitt beskrivna leptit- och sedimenttyperna, dels förgrovade varianter av dessa med gnejsgranitkaraktär. Detta resonemang synes onödigt långsökt, i synnerhet som Stålhös (1969, 1972) i Stockholms- och Uppsalaområdena demonstrerat att bergarter av denna typ där övergår i mera igenkännbara, tydligt intrusiva urgraniter av Uppsala- eller Vängetyp. Det finns därför anledning att anta, att i princip samma förhållanden skulle gälla i Nyköpingsområdet.

Trots sin heterogenitet skiljer sig också gnejsgraniterna som grupp kemiskt och mineralogiskt från bladets ytbergarter. Sålunda har de i allmänhet en något fältspatrikare sammansättning än sedimentgnejserna (jfr fig. 21 b med fig. 10 c—d) men är sällan så mikroklindominerade som leptitbergarterna och med dem associerade sediment (fig. 2 och 7). Kemiskt skiljer sig gnejsgraniterna från leptitgruppen främst genom sina lägre k-värden

FÖRTECKNING ÖVER ANALYSLOKALER TILL TABELL 5.

1. IL 69:111 Husby (4e)
2. PK 70:18 1 500 m NV Husby (4e)
3. IL 69:112 Nor (4e)
4. POE 67:29 400 m V Janstorp (2e)
5. PK 70:21 400 m V Väsby (4e)
6. IL 70:22 900 m N Björkö (2e)
7. IL 70:46G Dalstugan (4a)
8. PK 70:17 1 500 m NV Husby (4e)
9. POE 67:30 400 m NNO Rom (2e)
10. PK 69:31 Humledal (4d)
11. IL 70:36G Tomta (4c)
12. PK 70:19 -1 1 km VNV Husby (4e)
13. PK 70:19 -2 1 km VNV Husby (4e)
14. IL 66:41 Backa (2c)
15. IL 66:33 1 km V Olstorp (2c)
16. IL 69:81 Dammgruvan (3d)
17. IL 69:1 Vinterhyttan (1c)
18. PK 69:20 Nytorp (4c)

och K_2O -halter och från sedimentgnejserna därigenom, att de vanligen har lägre t- eller SiO_2 -värden.

Även om således gnejsgranitgruppens kemiska och mineralogiska sammansättning enligt föregående stycke kan sammanföras till någorlunda karakteristiska tendenser, är naturligtvis spridningen så stor, att enstaka förväxlingar med andra, liknande bergarter kan förekomma, särskilt i starkt migmatitiserade områden. De i sedimentavsnittet beskrivna plagioklas-kvartsförande gnejserna, eller sådana leptitgnejsjer som beskrivs av Stålhös (1969, s. 107), torde sålunda lätt kunna förväxlas med vissa gnejsgraniter. Sådana bergarter, som trots ett mer eller mindre gnejsgranitlikt utseende ändå har bedömts som ytbergarter, markeras på kartan med röda parallellstreck på ytbergartens bottenfärg. Området vid Annelund (2a; s. 58) förtjänar i detta avseende speciell uppmärksamhet, även om det saknar många av de kännetecken som föranledde Stålhös (1969) att betrakta liknande bergarter som vulkaniska bildningar.

Metabasitgångar

I de flesta områden i Mellansverige förekommer amfibolitiska gångar, vilka klipper ytbergarternas och gnejsgraniternas strukturer men själva genomsetts av migmatiternas ådror. De måste följaktligen ha intruderat efter gnejsgraniterna men före migmatitomvandlingen, varför de vanligen kallas intraorogena gångar.

Dylika klart intrusiva gångar är sällsynta inom kartbladet. Det är emellertid sannolikt, att gångar av intraorogen ålder trängt in konformt med den äldre berggrundens strukturer, varvid de blir omöjliga att skilja från de ovan beskrivna metabasiterna. En del av de tunnare metabasiterna kan således vara felidentifierade intraorogena gångar. Emellertid förekommer ett par exempel på tydligt intraorogena gångar inom kartbladet.

I gnejsgranitområdena runt Kristineholm (4d) förekommer sålunda rikligt med sönderslitna amfibolitklumpar, vilka ibland ger intryck av att kunna härröra från en ursprungligen sammanhängande gång. 1 300 m öster om Kristineholm (4d) klipper amfiboliten tydligt över gnejsgranitens struktur. Gnejsgraniten är här svagt genomådrad av migmatitens mobilisat, vilket dock ej genomsetter amfibolitgången utan i stället böjer av längs kontakten (fig. 22). Denna har tydligen fungerat som en tvärförbindelse mellan ådrorna vid migmatitiseringsen.

Längs Bråviken (0a—e) förekommer även ett par områden med metabasitgångar.

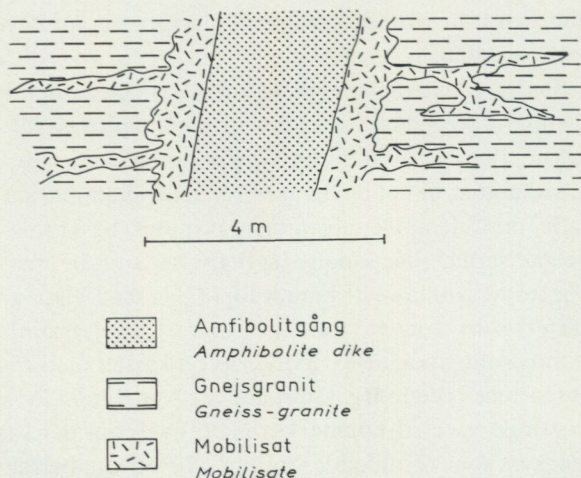


Fig. 22. Kontaktförhållanden vid metabasitgång. 1 300 m Ö om Kristineholm (4d).
Contact relationship of the metabasite dike, 1 300 m east of Kristineholm (4d).

sitgångar. Den lilla ön Mesen (0d) genomdras sålunda av en 3—5 m bred gång, ungefärligen vinkelrätt mot gnejsens skiffriighet. Gången består av en inre, amfibolitisk zon, vilken på båda sidor omges av en grov pegmatit, vilken sänder in apofyser både i amfibolitgången och i de omgivande gnejserna. Fältrelationerna är således i princip desamma som i fig. 22, dvs. serorogent material har intruderat i samma spricka som den intraorogena amfiboliten.

Området mellan Sjöskogsberget (0b), Präst-Uttermvik (0c) och Grimstorp (0c) innehåller vidare ett flertal nordvästligt strykande metabasitgångar, vilka mycket tydligt skär över sedimentgnejsens skiffriighet och ibland även sänder in apofyser i gnejserna, vilkas ådermaterial i sin tur intruderat i gångarna. Söder om Grimstorp är dessa gångar i sina centrala delar ofta skiffrika och stängliga (Loberg 1973) parallellt med den omgivande sedimentådergnejsens struktur, medan kontaktzonen är förskiffrad parallellt med kontakten.

Gångmetabasiterna är svartgrå och finkorniga, och den mineralogiska sammansättningen vid ovan beskrivna lokaler framgår av tabell 6. Bergarternas textur är vanligen svagt lepid- eller nematoblastisk, och några primära stelningsstrukturer har ej påträffats. I proverna från Grimstorp (0c)

TABELL 6.

Metabasitgångarnas mineralogiska sammansättning
Modal composition of metabasite dikes

	IL 70:24 1300 m O om Kristineholm (4d)	IL 73:6 300 m SSO om Grimstorp (0c)	IL 69:58 Mesen (0d)
Kvarts	+	××	13
Plagioklas	×××	×××	33
Biotit		×××	15
Epidot	+		
Muskovit	+		
Klorit	+		5
Hornblände	×××		29
Kalcit	+	+	1
Opakmineral	+	+	1
Allanit?		+	
Apatit		+	1
Zirkon		+	+
Titanit			2
Anortit-halt-%:	40—50	60	40

Siffror anger vol.-procent

Figures denote volume percent

Symboler	< 1 vol.-%	+
Symbols	1— 5 „	×
	5—25 „	××
	>25 „	×××

och Mesen (0d) förekommer emellertid ganska rikliga plagioklasströkorn med Karlsbadtvillingar. Som framgår av tabell 6 har Kristineholms- och Mesenproverna ungefärligen amfibolitsammansättning, vilket är det normala för de intraorogena gångarna. I området söder om Grimstorp (0c) saknas emellertid hornblände helt, medan biotit är desto vanligare. Detta förhållande kan bero på att gångarna söder om Grimstorp (0c) möjligen migmatitiserats under andra förhållanden än gångarna vid Kristineholm (4d) och Mesen (0d). På de sistnämnda båda lokalerna genomsätter nämligen metabasitgångarna gnejsgranit och hornbländerik gnejs, medan Grimstorpsgångarna slår igenom biotitrika sedimentgnejsjer av metaargillittyp. Grimstorpssområdets sedimentgnejsjer har vid migmatitomvandlingen troligen varit betydligt kali- och vattenrikare än Kristineholms- och Mesengångarnas sidostenar, vilket bör ha underlättat en omvandling av hornblände till biotit i Grimstorpssområdet.

Serorogena djupbergarter

Vid migmatitiseringen och någon tid därefter bildades i Mellansverige en övervägande granitisk bergartsgrupp sammanfattningsvis vanligen kallad serorogena graniter, varmed avses att de bildades sent i den orogena utvecklingen. Dessa bergarter har på kartan markerats med röd bottenfärg och omfattar flera typer med olika utbildningsformer och bildningsbetingelser, vilka i nedanstående redogörelse beskrivs var för sig. Hithörande bergarter indelas i två olikåldriga grupper, av vilka den äldre utgörs av de s. k. migmatitgraniterna, vilka uppkommit i nära samband med migmatit-omvandlingen och bildar migmatiternas ådermaterial. Den yngre gruppen är tydligt yngre än migmatit-omvandlingen och motsvarar de från övriga delar av Mellansverige välkända Stockholms- och Fellingsbrograniterna, vilkas pegmatiter daterats till 1810 miljoner år (Welin och Blomqvist 1964).

Migmatitgraniter samt därmed samhöriga apliter och pegmatiter

Migmatitgraniterna, dvs. den äldre av de båda serorogena intrusivbergartsgrupperna, utgör förmodligen kartbladets till volymen största bergartsgrupp. Massiv därav (rött med tecken för inhomogenitet i kartan), som är tillräckligt stora för att kunna urskiljas i kartbilden är emellertid sällsynta. Genomsnittligt torde ungefär halva berggrunden bestå av migmatitgranitgruppens bergarter, men alla blandningsförhållanden förekommer.

Migmatitgraniterna uppträder vanligen som konkordanta ådror eller sliror i den äldre berggrunden, mot vilken den ibland har ganska otydliga kontakter. Vanligen förekommer rester av ytbergarter eller gnejsgraniter som mer eller mindre upplösta fragment i migmatitgraniterna, varvid olika bergarters förmåga att motstå upplösningen varierat starkt. I vissa områden samlar sig migmatiternas ådermaterial gradvis till allt större massiv av migmatitgranit, varför gränsen mellan migmatitgranit och olika migmatitgnejsjer måste göras flytande, vilket närmare framgår av tabell 7.

Migmatitgraniterna är ljusst röda till ljust grå, ojämnkorniga, ofta aplit-, pegmatit- och biotitsliriga, huvudsakligen massformiga bergarter, vilka p. g. a. sin heterogena utbildning är svåra att karakterisera i detalj. De har vanligen ungefär samma mineralogiska sammansättning som de intilliggande paleosomerna, men är alltid grovkornigare, har oftast mera fältspat (framför allt rikligare med mikroklin) och har alltid lägre halter av de mörka mineralen. Sålunda består ådermaterialet i sedimentgnejserna alltid av

TABELL 7.

Bergartsbenämning och kartbeteckningar vid olika tillblandningar av migmatitgranit till övriga bergarter

Rock name and map symbols for different admixtures of migmatite-granite to other rocks

Vol.-% Migmatit- granit	Vol.-% övriga bergarter	Bergartsbenämning	Kartbeteckningar	
			<i>Map symbols</i>	
<i>Vol. % Migmatite- granite</i>	<i>Vol. % other rocks</i>	<i>Rock name</i>	Bottenfärg	Överbeteckningar
			<i>Colour</i>	<i>Overprints</i>
1. 90—100	0—10	Migmatitgranit <i>Migmatite-granite</i>	Röd <i>Red</i>	Tecken för "inhomogenitet" <i>Sign denoting "inhomogeneity"</i>
2. 70— 90	10—30	Övergångsbergarter, betecknade som 1 eller 3 beroende på omständigheterna <i>Transitional rocks, designed as 1 or 3, depending on the circumstances</i>		
3. < 70	> 30	Migmatitgnejser <i>Migmatite-gneisses</i>	Blå, gul, brun eller grön <i>Blue, yellow, brown or green</i>	Tecken för "stark migmatisering" <i>Sign for "strong migmatization"</i>

kvarts (30—60 %), plagioklas (oligoklas 10—40 %) och biotit (0—15 %), vartill ibland kommer väsentliga mängder mikroklin (30—40 %). Cordierit, granat, sillimanit och andalusit förekommer ofta i ådror i biotitrika sedimentgnejsjer. I leptitområdena är ådror sparsamma men innehåller där ofta rikligt med mikroklin och vackert förgrovade skarnmineral. I gnejsgranitområdena norr om Nyköping förekommer ofta turmalin i ådrorna.

Migmatitgraniterna har vanligen en ganska grov allotriomorf-granulär textur, ofta bestående av relativt stora fältspat- och kvartskorn i en kvantitativt underordnad matrix av kvarts och fältspat. Mikroklinen är vanligen pertitisk och synes förtränga plagioklasen. Ibland förekommer en lätt planstruktur betingad av sliror av biotit, aplit eller pegmatit.

Den ovanstående beskrivningen gäller i stort både för ådermaterialet och de större migmatitgranitmassiven, vilka ungefärligen torde ha leukogranitsammansättning (IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks 1973). Norr om Nävsjön (0a) och österut mot St. Flättna (1e) förekommer emellertid några massiv av homogen migmatitgranit, vilka skiljer sig från denna beskrivning främst genom sin homogenitet och ensartade sammansättning. Dessa massiv är sålunda påfallande fria från biotit-, pegmatit- och aplitsliror, liksom de är relativt fattiga på rester av den äldre berggrunden. De har också en påfallande likformig kornstorlek om max. ca 1.5 mm korndiameter. Liksom övriga migmatitgraniter för de mycket sparsamt med mörka mineral men kännetecknas av att plagioklas är den absolut dominerande fältspaten (fig. 23). Av fig. 23 och 24 framgår att de homogena migmatitgraniterna huvudsakligen har leukogranodiorit-till leukotonalitsammansättning (IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks 1973). De homogena migmatitgraniterna är sålunda påfallande natriumrika (jfr fig. 25 och tabell 8, nr 15—17), varigenom de tydligt skiljer sig från övriga serorogena djupbergarter.

FÖRTECKNING ÖVER ANALYSLOKALER TILL FIG. 23.

- | | |
|--------------|---------------------------------------|
| 1. IL 69:7 | Palmtorp (1d) |
| 2. IL 70:19 | 400 m S Skyrshyttan (1c) |
| 3. CL 69:11 | 1 km SO Myrkärr (1a) |
| 4. CL 69:14 | Kraftledningen 250 m NO Finnkärr (0a) |
| 5. POE 67:50 | 250 m NV Fjälla (1d) |
| 6. IL 67:34 | 250 m SV Stavstugan (2e) |
| 7. POE 67:43 | 250 m NV L. Flättna (1e) |
| 8. CL 69:10 | 400 m N St. Lundäng (1a) |
| 9. CL 69:3 | 400 m SV Båvenstorp (1a) |
| 10. CL 69:8 | 1 km NO St. Lundäng (1a) |
| 11. IL 69:76 | 900 m N Finnkärr (0a) |

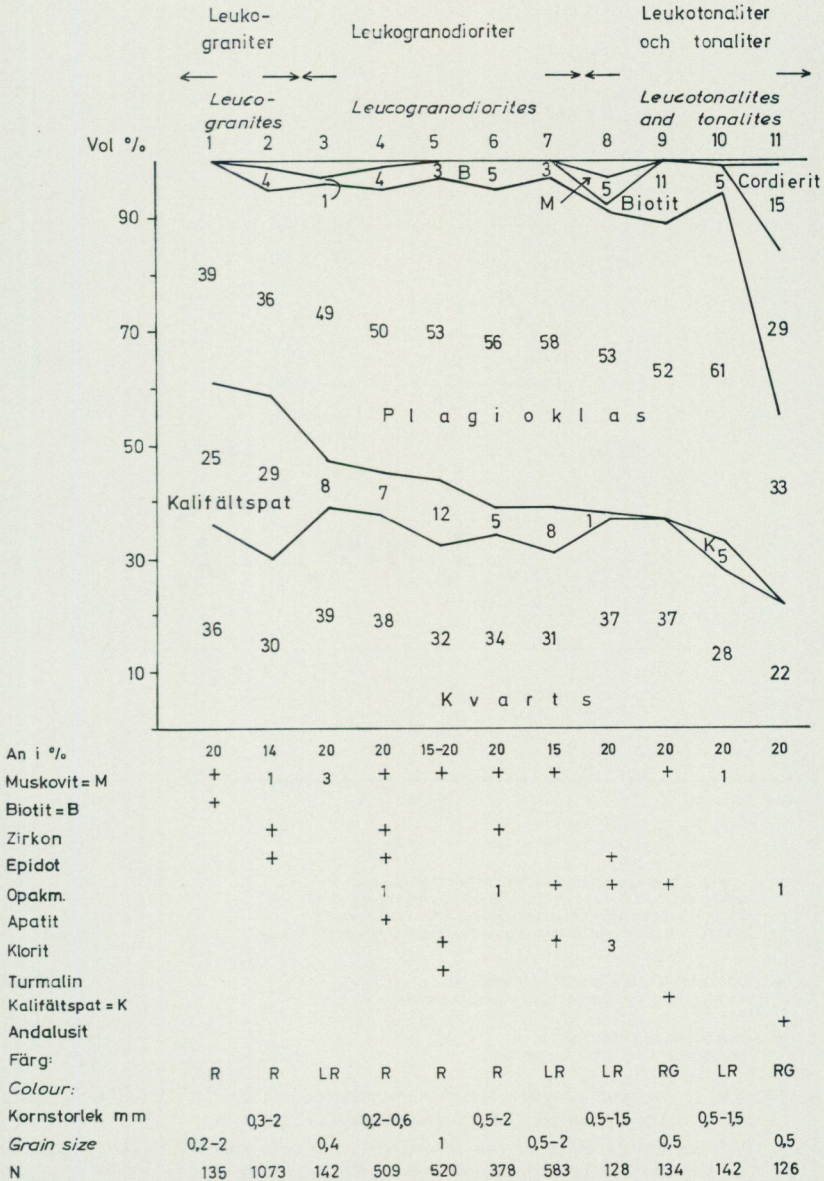
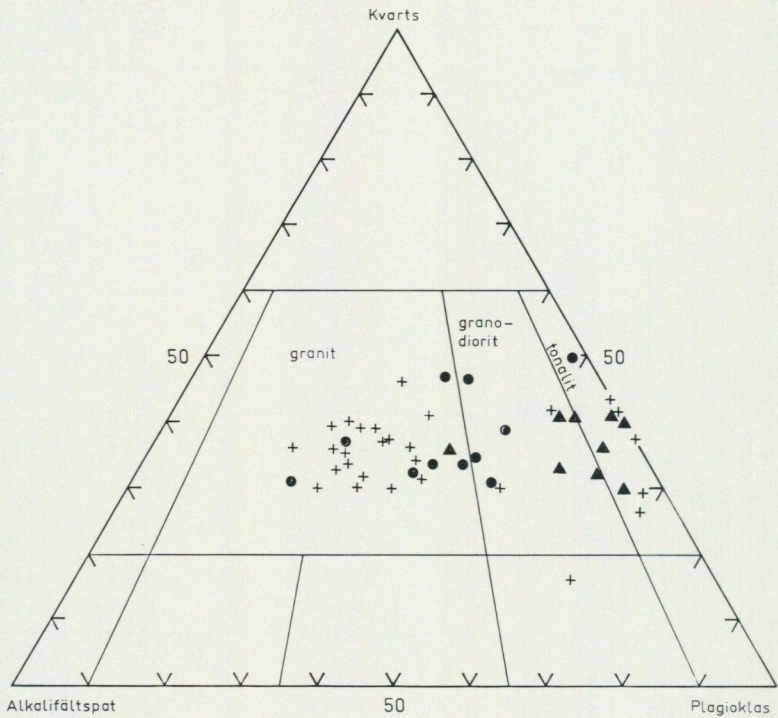


Fig. 23. Mineralfördelningen i homogena migmatitgraniter. Färgbeteckningar enl. fig. 20. N anger antalet punkter i point-count-analyserna.

Modal composition of homogeneous migmatite granites. Colour notation as in Fig. 20. N denotes the number of points in the point-count analyses.



- + Tydligt intrusiva graniter till tonaliter från Tunabergs-området (Ob-c, lb-c) och området nordost Nyköping (3-4e)
Distinctly intrusive granites to tonalites from the Tunaberg area (Ob-c, lb-c) and from the area northeast of Nyköping (3-4e)
- Ögongraniter från Jönäkersområdet (2a)
Porphyritic granites from the Jönäker (2a) area
- ▲ Homogena migmatitgraniter
Homogeneous migmatite granites

Fig. 24. De serogena djupbergarternas minnerfördelning. Jfr IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).
Modal composition of the serogenic plutonic rocks. Cf. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).

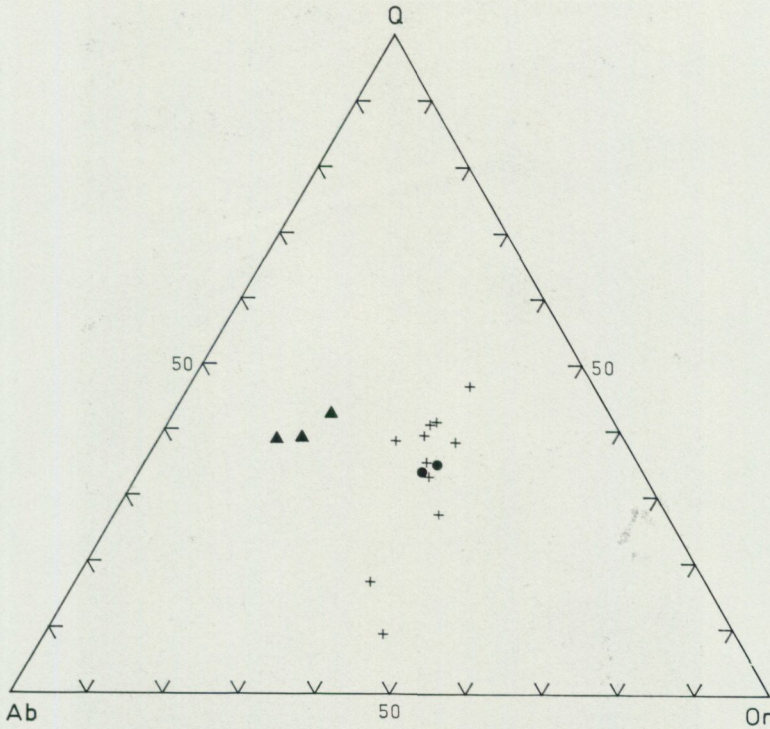


Fig. 25. De serorigena djupbergarternas Q-Or-Ab-proportioner. Vikt-%. Symboler enl. fig. 24.

Q-Or-Ab-proportions of the serogenic plutonic rocks. Wt-%. Symbols as in Fig. 24.

Serorigena intrusiv yngre än migmatitiseringen

Den yngre gruppen av serorigena djupbergarter visar sig till skillnad från den äldre vara tydligt intrusiv och yngre än migmatitvandlingen. Sålunda skär den förstnämnda gruppens bergarter ofta mycket tydligt och skarpt över migmatitstrukturerna och innehåller ibland skarpt avgränsade fragment av den äldre, migmatiserade berggrunden (fig. 26). De måste således ha intruderat först sedan den ursprungligen plastiska migmatitmassan stelnat till en spröd kropp, i vilken sprickintrusioner av denna typ kunnat intränga. Vissa massiv av serorigena graniter förefaller också att ha lokaliserats till sprickor, som än i dag utgör svaghetszoner i berggrunden. Så t. ex. förekommer ett par större massiv av ögonförande, serorigen granit längs

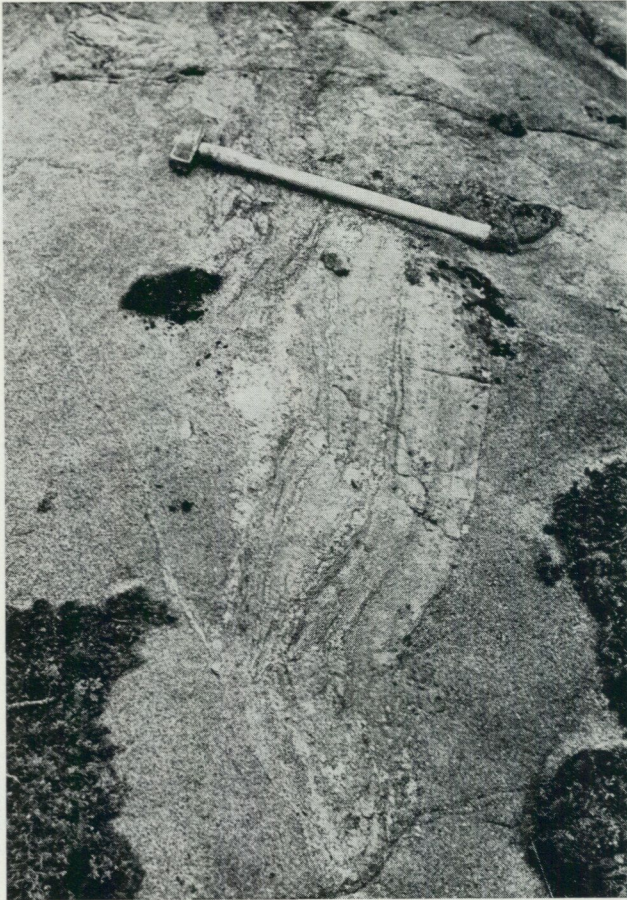


Fig. 26. Serorogen granodiorit med inneslutning av sedimentådergnejs. Sjöskogsberget (0b).

Serorogenic granodiorite with xenolith of veined sedimentary gneiss.

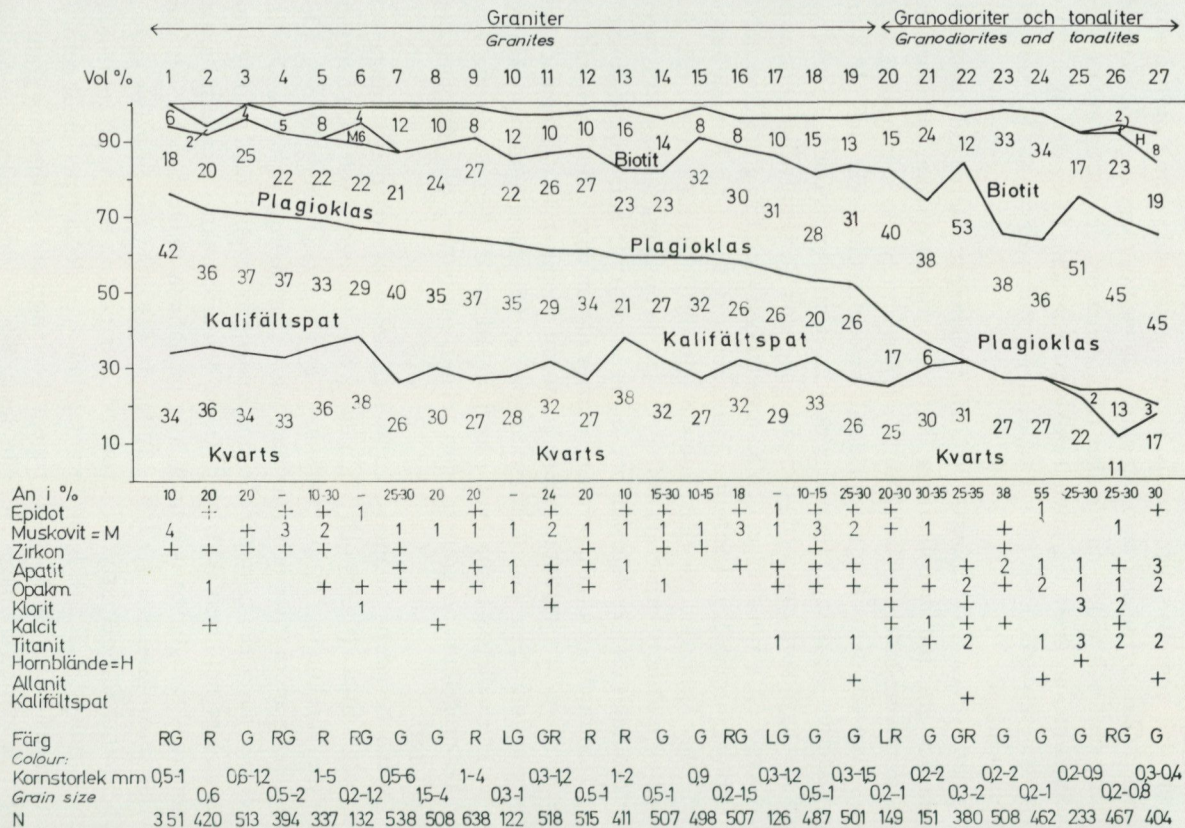
den norra Kolmårdsförkastningen mellan Hannsjön (2a) och Tuna k:a (2b). Likaså förekommer rikligt med granitkroppar längs den långa förkastning, som från Sjösa (3e) sträcker sig mot nordväst.

Petrografiskt skiljer sig hithörande bergarter från migmatitgraniterna genom att de är betydligt mera homogena, att de aldrig visar några assimilationsfenomen men ofta har euhedraala ögon av mikroklin samt genom att de alltid för 5—20 % biotit.

De serorogena intrusivgraniterna förekommer dels som smärre gångar och småmassiv i Tunabergs- (0c) och Nyköpings- (3d) trakternas leptitområden, dels som ett större massiv av en ögonförande granit nordväst om Jönåker (2a). Det senare massivet omger sig med talrika gångar och satellitmassiv runt och söder om Jönåker (2a). Även om de petrografiska skillnaderna mellan dessa två huvudförekomster är små, faller det sig naturligtast att beskriva dem var för sig, då de något skiljer sig åt i sitt fältgeologiska utprägningsmönster.

Småmassiven i Nyköpings- (3d) och Tunabergstrakterna (0c) består av röda och grå, fint medelkorniga, lätt mikroklino-porfyriska, massformiga, homogena, mestadels normalgranitiska typer, ofta av s.k. Stockholmsgranit-typ. Även om deras kontakter i detalj mycket tydligt skär över de äldre bergarternas strukturer, förefaller de i stort att åtminstone i Tunabergsområdet ligga konformt med ytbergartsgnejserna. Särskilt tydligt är detta på Rävberget (0c), Bondberget och Kummelberget (0c), där graniterna delvis uppträder som tydligt konforma lagergångar. Gången på Kummelberget (0c) följer konformt ytbergartsgnejsen upp till Brinkstugan (0c), där den böjer av mot norr och tvärt skär över sedimentmigmatiternas strukturer. Det förefaller således dels som om denna granitgrupp haft lättast att intrudera i leptitområden (gruppen förekommer nästan bara i sådana områden), dels som om den intruderat mera konformt i leptit än i sediment- och gnejsgranitområden. Graniternas karaktär av hålrumsfyllande sprickintrusioner är emellertid tydlig även i leptitområdena, då de i detalj ofta visar mycket oregelbundna gränser, som saknar anknytning till ytbergarternas strukturer.

De här beskrivna småmassiven är mestadels ensartat massformiga och normalgranitiska (fig. 24 och 27), men på Sjöskogsberget (0b) och Svartud-den (0e) förekommer ett par småmassiv av gnejsiga (Loberg 1973, s. 138) graniter, granodioriter och tonaliter, vilka visar många petrografiska likheter med gnejsgranitgruppen. Förgnejsningen är parallell med de omgivande sedimentgnejsernas skiffrihet. Dessa bergarter saknar emellertid gnejsgraniternas stänglighet och uppträder på samma fältgeologiska sätt som övriga serorogena graniter (fig. 26). Då de dessutom har en delvis ganska väl bevarad fältspatporfyrisk stelningstextur med få tecken på rekristallisation, finns det all anledning att antaga att även dessa typer utgör serorogena intrusiv. De genomsetts av pegmatit och normala, serorogena graniter, varför de måste vara något äldre än dessa. Förgnejsningen kan kanske förklaras, om man antar att dessa basiska, gnejsiga djupbergarter intruderat nå-



got före de normala serorogena graniterna vid en tidpunkt, då området stod under ett riktat tryck som hunnit försvagas eller upphöra innan de yngre graniterna trängt in. Liknande basiska, delvis förgnejsade, serorogena intrusioner förekommer även i skärgården öster om Oxelösund (1e), på kartbladet Nyköping SO i den norra Bråviksstrandens förlängning, varför dessa bergarter förefaller att vara bundna till den stora förkastningen utefter Bråviksstranden.

Den mineralogiska sammansättningen i de ovan beskrivna bergarterna belyses av fig. 24 och 27. Bergarterna har genomgående en granitisk, mikroklinporfyrisk, massformig textur. Mikroklinen är pertitisk och plagiokla-

Fig. 27. Mineralfördelningen i tydligt intrusiva graniter till tonaliter från Tunabergsområdet (0b—c, 1b—c) och området nordost om Nyköping (3—4e). N anger antalet punkter i point-count-analyserna. Färgbeteckningar som i fig. 20.

Modal composition of distinctly intrusive granites to tonalites from the Tunaberg area (0b—c, 1b—c) and from the area northeast of Nyköping (3—4e). N denotes the number of points in the point-count analyses. Colour notation as in Fig. 20.

- | | |
|----------------|------------------------------|
| 1. IL 67:28 | 500 m NV Brinkstugan (0c) |
| 2. POE 68:28 | Kottorp (1d) |
| 3. IL 68:20 | Klenby (0c) |
| 4. IL 67:32 | 300 m N Lövestugan (0c) |
| 5. IL 67:70 | 300 m SO Kungstorp (0b) |
| 6. PK 69:42 | 400 m NO Vreta gård (4e) |
| 7. IL 70:14 | 600 m SO Rasbo (0c) |
| 8. IL 68:14 | Brinkstugan (0c) |
| 9. IL 68:15 | Kummelberget (0c) |
| 10. PK 69:39 | Vreta gård (4e) |
| 11. IL 70:17 | 300 m NO Sjöskogsberget (0b) |
| 12. IL 65:26 | 250 m SO Hummelvik (0e) |
| 13. IL 67:20 | 500 m SV Moga (0c) |
| 14. IL 67:73 | 300 m O Hult (0c) |
| 15. IL 67:67 | 350 m NV Hultebo (0c) |
| 16. IL 70:57 | Sjöskogsberget (0b) |
| 17. IL 69:32A | 500 m V Svansta (3e) |
| 18. IL 65:15 | Dammtorpsberget (0c) |
| 19. IL 70:58 | Sjöskogsberget (0b) |
| 20. IL 68:25 | 500 m O V. Segelhult (0c) |
| 21. IL 68:24 | 500 m O V. Segelhult (0c) |
| 22. IL 69:55B1 | Svartuddens S-strand (0e) |
| 23. IL 69:54 | Svartuddens S-strand (0e) |
| 24. IL 70:59 | Sjöskogsberget (0b) |
| 25. IL 69:55B2 | Svartuddens S-strand (0e) |
| 26. IL 68:44B | Svartuddens S-strand (0e) |
| 27. IL 69:63 | Sjöskogsberget (0b) |

sen omger sig ibland med smala bårder av myrmekit. I de granodioritiska och tonalitiska typerna uppträder även plagioklas, här och var som strökorn.

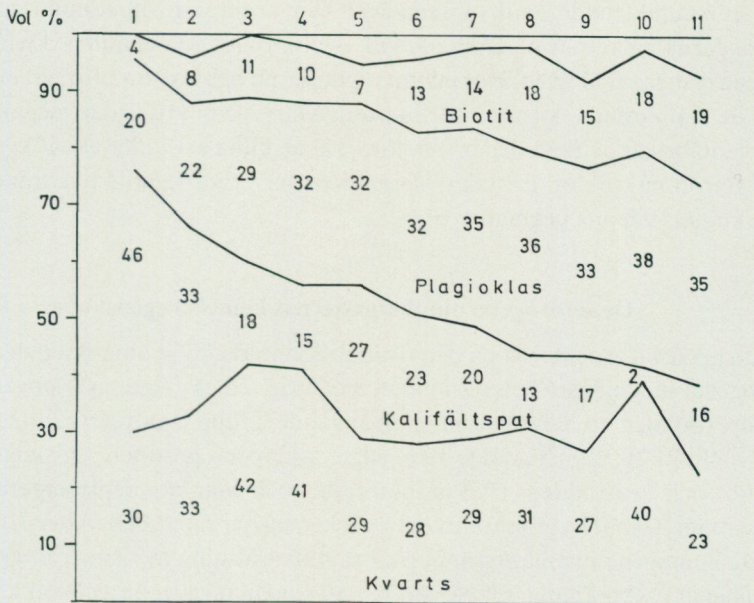
Den andra huvudförekomsten av serorogena graniter utgörs av det stora granitmassivet nordväst om Jönåker (2a) och därtill anknutna gångar och satellitmassiv på slätten och i förkastningsbranten mellan Hannsjön (2a) och Tuna k:a (2b). Denna typ skiljer sig petrografiskt från de ovan beskrivna graniterna vid Tunaberg (0c) och Nyköping (3d) endast genom att den ofta har upp till 1 cm stora, euhedraala strökorn av mikroklin. Huvudmassivet nordväst om Jönåker skär längs sin södra gräns mycket tydligt över gnejsgranitmigmatiternas strukturer och omges i denna riktning av en ganska vidsträckt aureol av klippande gångar. Denna kontaktzon liknar följaktligen mest en utbredd breccia, varför kartans gräns endast är ungefärlig. Längs den norra kontakten är graniten ofta förgnejsad parallellt med kontakten på samma sätt som Sjöskogsbergets (0b) granodioriter och för även talrika fragment av gnejsgranit. Då mikroklinögon dessutom är sällsynta, liknar den serorogena graniten ofta en gnejsgranit, varför även här kontaktens sträckning är osäker. Liknande, förgnejsade kontaktzoner förekommer även i satellitmassiven i Kolmårdsbranten mellan Hannsjön (2a) och Tuna k:a (2b), där ibland massformig granit genomsätter de förgnejsade typerna.

Av fig. 28 och 24 framgår att Jönåkersområdets serorogena intrusiv har samma mineralogiska sammansättning som Tunabergs- och Nyköpingsområdenas samt att de har granit- eller granodioritsammansättning. Texturen är genomgående granitisk (hypidiomorf—granulär) med lätt pertitiska mikroklinströkorn.

De yngre intrusiva graniterna genomsätts relativt sparsamt av decimeter- till meterbreda gångar av grov pegmatit. Dessa är ibland vackert zone-

FÖRTECKNING ÖVER ANALYSLOKALER TILL FIG. 28.

1. KF 69:6A 500 m SO Magdebol (3a)
2. KF 69:20 Svehorn (2b)
3. IL 67:76 Granitbrottet 200 m NV Österlund (3a)
4. KF 69:7A 250 m SO Pålstorp (3a)
5. KF 69:14 150 m S Hannsjön (2a)
6. IL 68:8 300 m SO Grindstugan (3a)
7. KF 69:19 Åkersta (2b)
8. KF 69:13 150 m S Hannsjön (2a)
9. KF 69:8 400 m SO Lunda-Olstorp (3a)
10. KF 69:9 Magdebol (3a)
11. KF 69:5A O V. Stenåsen (3a)



An i %	-	-	25-30	-	-	25	-	25-30	25-30	28	25-30
Muskovit	+			2	1		+	+		+	
Epidot	+	+		+	+	1	+	+	1	+	2
Klorit		+		+	3	1		+			
Opakm.	+	+	+	+	+	+	+	+	1	1	1
Apatit		1	+	+	+	+	+	+	1	+	1
Zirkon				+	+	+	+	+	+	+	+
Allanit	+			1	1		+	+	+		+
Titanit		1				1	1	2	3	+	2
Amfibol		2							2		2
Kalcit			+	+	+	+					
Leukoxen							1				
Turmalin						1					
Färg	R	R	RG	RG	R	R	RG	G	R	RG	R
Colour:											
Kornstorlek mm	0,2-10	0,3-4	0,1-5	0,2-3	0,5-2	0,6-2	0,2-6	0,2-3	0,3-3	0,2-3	0,3-3
Grain size											
N	150	156	102	151	152	496	164	174	480	561	508

Fig. 28. Mineralfördelningen i ögongraniterna från Jönäkersområdet (2a). N anger antalet punkter i point-count-analyserna. Färgbeteckningar enl. fig. 20.

Modal composition of porphyritic granites from the Jönäker (2a) area. N denotes the number of points in the point-count analyses. Colour notation as in Fig. 20.

rade, med en central kärna av kvarts omgiven av mikroklin- och glimmerrikare kontaktzoner, i vilka ibland även kamstrukturer förekommer med mot väggarna vinkelrätt utvuxna individ av mikroklin och glimmer. Dyliga pegmatitgångar skär även över migmatitgnejserna och har framför allt iakttagits i de välblottade kustområdena runt Marsviken (1d), där pegmatiterna ibland består av flera decimeterstora, väl åtskilda kristaller av vit kvarts och tegelröd mikroklin. Enstaka "sprängrosetter" runt radioaktiva mineral har iakttagits i denna pegmatittyp.

De serorogena djupbergarternas kemiska egenskaper

De kemiska aspekterna på den ovan diskuterade fältgeologiska och mineralogiska indelningen belyses i tabell 8 och fig. 25. Av figuren framgår att det förekommer en relativt sammanhängande grupp analyser runt Q:Or:Ab = 40:40:20, motsvarande den yngre gruppens graniter. Sjöskogsbergets (0b) och Svartuddens (0e) granodioriter och tonaliter representeras av de punkter, som från granitområdet sträcker sig ner mot Q:Or:Ab = 10:45:45. De homogena migmatitgraniternas sammansättning avviker från granitområdet åt Q-Ab-kanten till på samma sätt som många av de av Winkler (1967) m. fl. experimentellt framställda anatektiska smältorna. Migmatitgraniterna förefaller således att även kemiskt vara knutna till migmatitbildningen, medan den yngre granitgruppen förefaller att vara mera normalt magmatisk genom sin genomgående högre halt av femiska mineral och sin anknytning till basiska led sådana som granodioriter och tonaliter.

Metamorfos och migmatitisering

Tabell 9 är en sammanställning av de data ur de föregående avsnittens bergartsbeskrivningar, som kan antyda metamorfosgraden i området. Härav framgår att åtminstone två metamorfosgrader föreligger. Båda förekommer jämsides över hela bladets, varför ingen regional uppdelning i utpräglat hög- eller lågmetamorfa områden föreligger.

Enligt fig. 11 förekommer visserligen granat endast i särskilda områden, vilket kan ge ett intryck av att en "granat-isograd" skulle förekomma, antydande t. ex. högre tryck i de granatförande regionerna än i bladets övriga delar. Granatens bildningsmöjligheter påverkas emellertid kraftigt av bergartens kemi. Sålunda skulle de granatfria men cordieritförande proverna 11 och 13 i tabell 4 enbart på grund av sin sammansättning omöjliga kun-

TABELL 8.

Kemiska analyser av serorogena intrusivbergarter

Chemical analyses of serorogenic intrusives

Vikt-% <i>Weight %</i>	1 68-31305	2 68-31303	3 010-8407	4 010-8411	5 68-31304	6 010-8410	7 010-8408	8 010-5930	9 P 2336
SiO ₂	54.5	54.5	56.0	57.0	58.0	64.0	68.3	68.5	70.8
TiO ₂	1.70	1.71	1.6	1.6	1.46	0.92	0.71	0.7	0.49
Al ₂ O ₃	17.9	18.2	15.9	17.0	17.7	16.1	14.8	15.1	14.3
Fe ₂ O ₃	9.0	10.2	3.5	2.2	8.7	1.8	1.1	3.2	0.9
FeO	*	*	5.0	6.6	*	3.0	2.5	*	2.3
MnO	0.12	0.13	0.13	0.12	0.11	0.06	0.05	0.05	0.03
CaO	5.1	5.8	5.7	5.0	4.9	2.4	1.3	1.8	1.6
MgO	3.7	4.3	3.5	3.1	2.7	1.4	0.95	0.90	0.86
Na ₂ O	3.0	0.9	1.8	1.0	3.2	2.8	2.7	2.7	2.3
K ₂ O	4.1	3.4	2.7	3.2	4.0	5.5	5.4	5.2	5.0
H ₂ O > 105°			1.4	1.6		0.9	1.0	0.9	0.4
H ₂ O < 105°			0.2	0.3		0.2	0.2		0.3
P ₂ O ₅			0.97	1.0		0.37	0.24		0.27
CO ₂			0.08	0.07		0.20	0.12	0.30	0.17
F			0.26	0.33		0.20	0.12		0.09
S			0.05	0.13		0.06	<0.02		
BaO	0.27	0.30	0.17	0.20	0.29	0.25	0.11	0.11	0.12
Summa <i>Sum</i>	99.39	99.44	99.0	100.4	101.6	100.2	99.6	99.46	99.63
Niggilivärden <i>Niggli values</i>									
t	-1.60	3.95	-0.87	5.17	-1.82	2.44	5.94	4.82	6.40
k	0.47	0.71	0.49	0.67	0.45	0.56	0.56	0.55	0.58

FORTS. TABELL 8.

Vikt-% <i>Weight %</i>	10 010-5951	11 010-8409	12 010-5952	13 68-31300	14 010-5943	15 010-5942	16 010-450	17 010-6885
SiO ₂	71.2	72.2	72.7	68.4	70.3	72.2	73.7	77.0
TiO ₂	0.35	0.41	0.30	0.53	0.38	0.16	0.24	0.10
Al ₂ O ₃	13.9	13.8	13.9	13.0	14.3	14.6	15.0	13.9
Fe ₂ O ₃	3.0	0.7	2.7	5.3	2.6	1.2	1.6	<0.1
FeO	*	1.7	*	*	*	*	*	0.6
MnO	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.02	<0.01
CaO	1.1	0.91	1.4	1.7	1.4	2.1	1.5	1.2
MgO	0.68	0.65	0.59	1.2	0.81	0.43	0.7	0.24
Na ₂ O	2.3	2.7	2.6	2.7	2.7	4.6	4.4	3.9
K ₂ O	5.7	5.1	5.0	5.2	5.5	2.2	2.6	3.2
H ₂ O >105	1.0	0.9	0.6		1.1	2.3		0.4
H ₂ O <105		0.1						0.1
P ₂ O ₅		0.09						0.09
CO ₂		0.07			0.09	0.03		0.05
F		0.05						0.02
S		<0.02						0.01
BaO	0.07	0.08	0.05	0.08	0.08	0.06	0.08	0.09
Summa	99.34	99.5	99.87	98.16	99.31	99.91	99.84	100.90
<i>Sum</i>								
Nigglivärden <i>Niggli values</i>								
t	6.04	6.99	5.26	-0.59	4.00	2.56	6.62	6.45
k	0.61	0.55	0.55	0.55	0.57	0.23	0.28	0.35

*Ingår i Fe₂O₃
Included in Fe₂O₃

Beträffande lokaler se s. 81
For localities see p. 81

FÖRTECKNING ÖVER ANALYSLOKALER TILL TABELL 8.

1. IL 69:55-A2 Svartuddens (0e) S-strand
2. IL 69:54 Svartuddens (0e) S-strand
3. IL 69:63 Sjöskogsberget (0b)
4. IL 70:59 Sjöskogsberget (0b)
5. IL 69:55-A1 Svartuddens (0e) S-strand
6. IL 70:58 Sjöskogsberget (0b)
7. IL 70:17 300 m NO Sjöskogsberget (0b)
8. IL 69:32 500 m V Svansta (3e)
9. IL 65:15 Dammtorpsberget (0c)
10. PK 69:39 Vreta gård (4e)
11. IL 70:57 Sjöskogsberget (0b)
12. PK 69:42 400 m NO Vreta gård (4e)
13. IL 67:76 Granitbrottet 200 m NV Österlund (3a)
14. KF 69:7B 250 m SO Pålstorp (3a)
15. CL 69:14 Kraftledningen 250 m NO Finnkärr (0a)
16. POE 67:50 250 m NV Fjälla (1d)
17. IL 70:19 400 m S Skyrshyttan (1c)

- 1—12. Tydligt intrusiva graniter till tonaliter från Tunabergs-området (0b—c, 1b—c) och området nordost om Nyköping (3—4). Jfr fig. 27.
Distinctly intrusive granites to tonalites from the Tunaberg area (0b—c, 1b—c) and from the area northeast of Nyköping (3—4e). Cf Fig. 27.
- 1— 5. Tonaliter — granodioriter.
Tonalites — granodiorites.
- 6—12. Graniter.
Granites.
- 13—14. Ögongraniter från området runt Jönåker (2a). Jfr fig. 28.
Porphyritic granites from the Jönåker (2a) area. Cf. Fig. 28.
- 15—17. Homogena migmatitgraniter. Jfr fig. 23.
Homogeneous migmatite granites. Cf. Fig. 23.

TABELL 9.

Mineral (och parageneser), som utgör indikatorer på metamorfosgraden
Minerals (and parageneses), indicating metamorphic grade

Bergartsgrupp <i>Rock group</i>	Hög amfibolitfacies eller högre <i>High amphibolite facies or higher</i>	Lägre facies <i>Lower facies</i>
Glimmerrika, delvis mobiliserade sedimentgnejser <i>Mica-rich, partly mobilized sedimentary gneisses</i>	Almandin, sillimanit Cordierit ± mikroklin Almandin, sillimanit	? ← ————— Andalusit ————— → ?
		? ← ————— Kloritiserad biotit ————— → ?
		? ← ————— Pinitiserad cordierit ————— → ?
Karbonatstenar, skarn, eulysit <i>Carbonate rocks, skarns, eulysites</i>	Diopsid, forsterit, granat Plagioklas (An ₅₀₋₉₀) + epidot " (An ₉₀) + kalcit	Kvarts + kalcit + tremolit Plagioklas (An ₀₋₅₀) + epidot " (An _{<90}) + kalcit
	Ortoproxener ? ← ————— Kalcit + diopsid + tremolit ————— → ?	Klorit
	? ← ————— Marginalomvandling av diopsid till aktinolit ————— → ?	
Basiska, hornblände-förande bergarter <i>Basic, hornblende-bearing rocks</i>	Hornblände, klinopyroxen Plagioklas (An ₆₀₋₈₀) + epidot " (An ₈₀₋₉₀) + hornblände	Albitrikare plagioklaser + epidot " " + hornblände
	Antofyllitrika skikt i sedimentgnejser <i>Antophyllite-rich layers in sedimentary gneisses</i>	Antofyllit, cordierit

na bilda granat enligt Dallmeyer (1972). Proverna 6 och 12 i tabell 4 innehåller cordierit (ej granat) resp. granat (ej cordierit), men då FeO-halten i dessa prover är okänd, är det svårare att enligt Dallmeyers metod bestämma dessa bergarters möjligheter att bilda granat. Om emellertid allt Fe_2O_3 antas motsvara FeO, skulle båda proverna kunna föra granat, och det granatförande provet 12 har också den för granatbildning gynnsammaste sammansättningen. Att det är sammansättningen och ej metamorfosgraden som bestämmer granatens uppträdande framgår också av att i det granatförande området även förekommer cordieritförande bergarter utan granat. Vidare skall enligt Winkler (1970, s. 228) granat börja uppträda i metapeliter ungefär samtidigt som hornblände uppträder i basaltiska och andesitiska bergarter. Hornblände förekommer emellertid i de sistnämnda bergartsgrupperna över hela bladet utan någon relation till "granat-isograden", varför det är tydligt att metamorfosgraden knappast kan ha bestämt var granaten kommit att bildas.

Då således inga indikationer på övergripande, regionala metamorfosgrადier uppdagats, måste hela området behandlas i ett sammanhang enligt tabell 9, utan hänsyn till delområden.

Den högsta metamorfosgraden

Den högsta metamorfosgraden enligt tabell 9 påminner mest om Winklers (1967) sillimanit-cordierit-ortoklas-almändinsubfacies av Abukuma-typ. Andalusit och ortopyroxen skall emellertid ej finnas i denna subfacies, och mineralen i fråga för närmast tanken till Winklers kalifältspat-cordierit-hornfelsfacies, vilken å andra sidan saknar t. ex. granat. Förekomsten av andalusit och granat gör det således svårt att på konventionellt sätt hänföra områdets metamorfos till Winklers subfacies.

Winkler (1970) påpekar att dylika svårigheter är vanliga och försöker i stället beskriva metamorfosgraderna med ett system av isograder, med vilkas hjälp en mera flexibel indelning kan göras. Fastän isograderna sällan kan definieras till vissa PT-värden (P = tryck, T = temperatur), visar en uppställning i ett PT-diagram sådant som fig. 29 på ett överskådligt sätt hur de olika isograderna förhåller sig till varandra. I figuren har ett antal isograder från Winklers arbete (1970, fig. 8) ritats in tillsammans med almandingranatens och cordieritens stabilitetsområden i Fe^{2+} -rika, Mn-fria bergarter, enligt Hirschberg & Winkler (1968).

Nyköpingsområdets bergarter är järnfattigare ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < 0.6$)

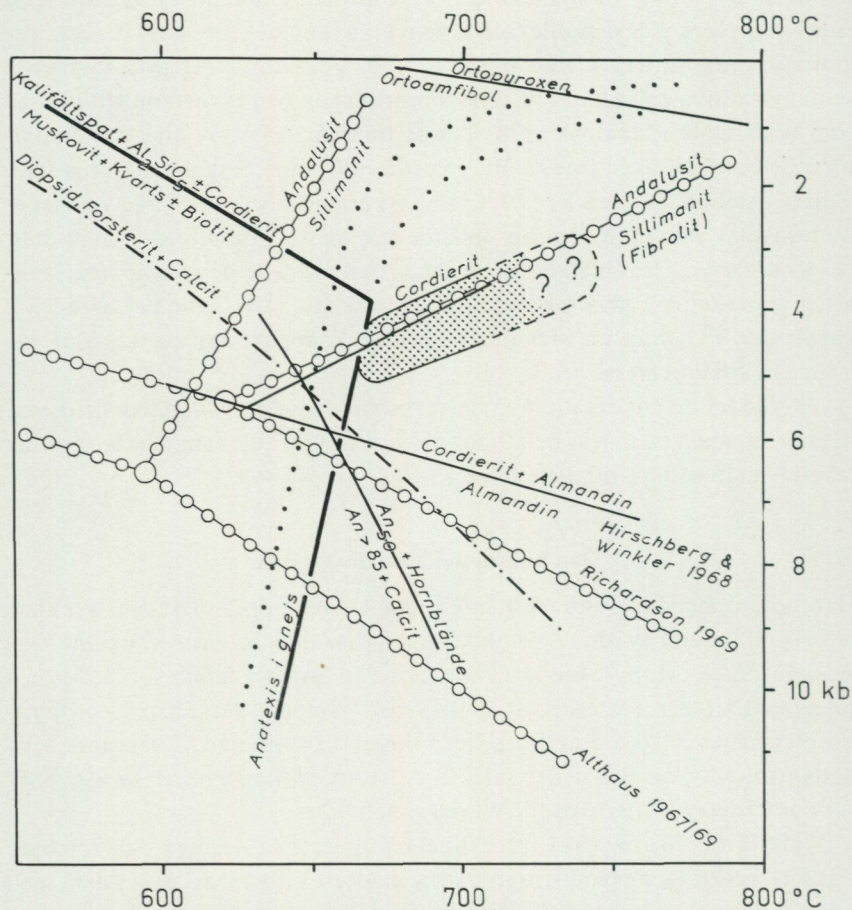


Fig. 29. PT-diagram efter Winkler (1970) och Winkler & Hirschberg (1968). Det punkterade området markerar ett möjligt PT-område för Nyköpingsområdet.
 PT-diagram after Winkler (1970) and Winkler & Hirschberg (1968). Stippled area marks possible PT-conditions for the Nyköping area.

än de av Hirschberg och Winkler undersökta proverna ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = 0.8$), vilket bör betyda att granatens stabilitetsområde här är mindre än det i fig. 29 angivna området. Likaså är de för järnfattiga och aluminiumrika för att enligt Chinner (1962) kunna bilda granat vid låga tryck. De här behandlade gnejserna för dock alltid något MnO och granaten är genomgående något spessartinhaltig, vilket utvidgar granatens stabilitetsområde mot lägre tryck. Huruvida järnets och manganets effekter på granatens stabilitetsområde tar ut varandra är okänt, men det förefaller ändå som om granaten i Nyköpingstrakten skulle kunna ge en uppfattning om metamorfosens minimitryck. Granatanalyserna i tabell 10 visar nämligen med ett undantag spessartinhalt lägre än 10 mol.-%, medan granat från Abukumaområdet, där trycket uppskattas till 3—3.5 kBar (Hirschberg & Winkler 1968, s. 38) vanligen har mer än 13 mol.-% spessartin. Hade trycket varit väsentligt lägre än det som anges av gränslinjen mellan cordierit- och cordierit + granatfälten i fig. 29, borde således granaterna i Nyköpingsområdet ha varit betydligt spessartinrikare än vad som är fallet.

Andalusit förekommer vanligen inte vid så höga tryck, att granat är stabil, men existerar likväl i Nyköpingsområdet tillsammans med granat. Små mängder andalusit förekommer även i Stockholmsområdet (Stålhös 1969, diagram 1) under likartade metamorfa betingelser, varvid Stålhös (muntl. medd.) uppfattar andalusiten som en relict från tidigare, lägre omvandlingsstadier. Denna tolkning förefaller av flera skäl ej tillämplig i Nyköpingsområdet. Sålunda förekommer här andalusiten utan att på något sätt omvandlas till sillimanit, vilket den rimligen borde göra om den existerade utanför sitt naturliga stabilitetsområde. I stället är den genomgående knuten till biotit, ofta i tydligt serorogent kristalliserade melanosomlika sliror. Vore andalusiten relict, skulle den knappast vara så entydigt knuten till ett speciellt mineral och så tydligt anrikad i en viss bergartskomponent, utan skulle lika gärna kunna uppträda accessoriskt i t. ex. leukosomerna. Såvida inte andalusiten utgör en retrograd bildning (se nedan s. 87), kan uppenbarligen inte Althaus' begränsning av andalusitfältet gälla här. Richardson, Gilbert & Bell (1969) har emellertid funnit, att andalusit kan förekomma vid PT-förhållanden (se fig. 29) nära Hirschbergs & Winklers (1968) cordierit/granat + cordieritkurva. Enligt Holdaway (1971) är det sannolikt, att Richardsons *et al.* andalusit/sillimanitkurva endast gäller om sillimaniten uppträder som fibrolit, till vilken andalusiten anses ha svårare att omvandlas än till ren sillimanit. Nyköpingsområdets gnejser för både tydliga sillimanitnålar och mera finkristallina, fibrolitbetonade aggregat,

varför Richardsons begränsning av andalusitområdet skulle kunna gälla i Nyköpingsområdet, där den bör ange det maximala tryck vid vilket andalusiten kan ha bildats.

Det förefaller således som om Nyköpingsområdets metamorfa mineralparageneser antyder en metamorfos under PT-förhållanden i närheten av Hirschbergs & Winklers (1968) nedre gräns för granatens stabilitet, vilken nära sammanfaller med Richardsons *et al.* (1969) övre gräns för andalusitens existensområde. Winklers isograder för diopsid och forsterit tillsammans med kalцит är tydligt överskridna, liksom isograderna "An >85 + kalцит" och "An₅₀ + hornblände" (se fig. 29). Detta betyder att vissa gnejser kunnat smälta anatektiskt, och eftersom primär muskovit förbrukats, har metamorfosen skett på högtemperatursidan om Winklers isograd "K-fältspat + Al₂SiO₅", ungefär där den dragits i fig. 29. De ovan beskrivna mineralparageneserna kan således bäst kombineras i det punkterade området i figuren. Begränsningen av detta område mot högre temperaturer och lägre tryck är godtyckligt, men då det är känt att gnejser av föreliggande typ vanligen är så gott som helt uppsmälta vid temperaturer överstigande 750°C vid 2kbar H₂O (Knabe 1970), torde denna temperatur sällan ha överskridits.

Ortopyroxen, antydande metamorfos närmast av hornfelstyp enligt fig. 29 förekommer på bladet i två särpräglade bergarter, nämligen dels i den diskutabla bergarten vid Skalbo (se ovan s. 23), dels i skarn och eulysit (ovan s. 27). Dessa bergarter är dock så speciella, att det är tveksamt om ortopyroxenerna i detta fall kan användas som indikatorer på metamorfograden.

Retrograda omvandlingar m. m.

Enligt tabell 9 förekommer även mineral och mineralparageneser typiska för lägre metamorfograder. Dels uppträder tydligt retrograda reaktioner såsom kloritomvandling av biotit, pinitisering av cordierit eller diopsid som övergår i aktinolit-tremolit, dels förekommer lågmetamorfa parageneser såsom kvarts-kalцит-tremolit eller sur plagioklas-epidot/kalцит. Retrograda omvandlingar är särskilt vanliga NO om Nyköping (3d) men förekommer även sparsamt närmast Bråvikens strand (0a—e). I leptitstråket vid Fyrsjö (3a) och Stordalen (3b) förekommer sur plagioklas (albit—oligoklas) tillsammans med epidot, vilket enligt Winkler (1967) tyder på grönskifferfacies. Amfibolitfacies representeras i detta område endast av någon enskilda observation av diopsid och sillimanit. Både vid Fyrsjöområdet och

Bråviksstranden förekommer kraftiga sprickzoner, och även området NO om Nyköping (3d) genomdras av rikligt med sådana zoner. Det förefaller således som om de rikligt förekommande retrograda omvandlingarna och lågmetamorfa parageneserna i dessa områden skulle vara regionalt bundna till kraftiga sprickzoner. De retrograda omvandlingarna är yngre än de sero-rogena graniterna, vilka även drabbats av dessa.

Paragenesen kalcit-diopsid-tremolit, som påträffats i ett par skarniga kalileptiter, är problematisk, eftersom tremolit och kalcit i grönskifferfacies vanligen ersätts av diopsid i amfibolitfacies. Trommsdorff (1966) har emellertid funnit denna association i stabil jämvikt i ett högt tempererat område, i vilket dock ännu ej forsterit börjat bildas. Paragenesen är således troligen en övergångsform mellan de lägsta och högsta metamorfosgraderna i Nyköpingsområdet.

Biotiten i området är vanligen brun och har ofta ett Fe/Fe + Mg-förhållande omkring 0.5 (tabell 11). Emellertid förekommer även järn- och titanfattigare, gröna biotiter tillsammans med cordierit. Liknande gröna biotiter har beskrivits av Russel (1969), vilken i likhet med Gorbatshev (1972) och Dahl (1972) uppfattar dem som pseudomorfoser efter järnfattiga mineral såsom Mg-rik cordierit, och deras anknytning till cordierit (fig. 30) i Nyköpingsområdet synes tala för en sådan tolkning. Dahl (1972) anser att cordieriten sönderfaller på grund av förhöjda kalijonaktiviteter enligt formeln: $3 \text{ cordierit} + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{K}^+ \rightleftharpoons 2 \text{ biotit} + 5\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{H}^+$.

Detta skulle innebära att kalifältspat, andalusit/sillimanit, granat och cordierit först bildats i samband med muskovitens och biotitens sönderfall, t. ex. enligt de reaktioner som anges av Winkler (1970, s. 216), varefter cordieriten brutits ner enligt ovanstående reaktion vid ett senare tillfälle.

Detta kan naturligtvis tänkas ske vid de retrograda omvandlingarna, vilket skulle kunna förklara andalusitens uppträdande, då den i så fall sannolikt bildats vid ett lägre tryck än vad som antogs ovan (s. 85). Emellertid förekommer även andalusit knuten till brun biotit (fig. 31) och utan association med cordierit eller därav eventuellt bildad grön biotit, varför mineralet i fråga även måste ha bildats vid den prograda metamorfosen, utan samband med cordieritsönderfallet.

Enligt Gorbatshev (1968) m. fl. kan man använda järnets fördelning mellan biotit och granat, uttryckt i fördelningskoefficienten $K_{D\text{Fe}}$, för att ge en grov uppskattning av metamorfosgraden. Fyra sådana mineralpar, bestående av granat och brun biotit från glimmerrika sedimentgnejser, har



Fig. 30. Sammanväxning av pinitiserad cordierit (C), grön biotit (GB) och andalusit (A) i neosom i sedimentgnejs, Hagalund (1b). 1 nic. Foto L. Persson.

Intergrowth of pinitized cordierite (C), green biotite (GB) and andalusite (A) in neosome in sedimentary gneiss. 1 nic.

undersökts och resultaten sammanfattas i tabellerna 10—12 (jfr Gorbatshev 1968, tabell 5). Dessutom har Gorbatshev (1972) undersökt två sådana mineralpar från en förgrovd, mikroklinrik sedimentgnejs från området norr om Tunaberg (0c). De i tabell 12 erhållna värdena sammanfaller med Gorbatschevs (1968, tabell 5) värden för "låg" eller "intermediär" regional omvandling, medan Gorbatschevs (1972) $K_{D_{Fe}}$ -värden om 7.2 och 7.3 placerar hans prov i gruppen för "låg regional omvandling". Detta beror förmodligen på att Gorbatschevs prover innehöll mer eller mindre grön biotit, vilken sannolikt utgör en verklig retrograd bildning (Gorbatshev 1972, s. 9), men även de i föreliggande arbete funna $K_{D_{Fe}}$ -värdena förefaller att ange en väl låg metamorfograd.

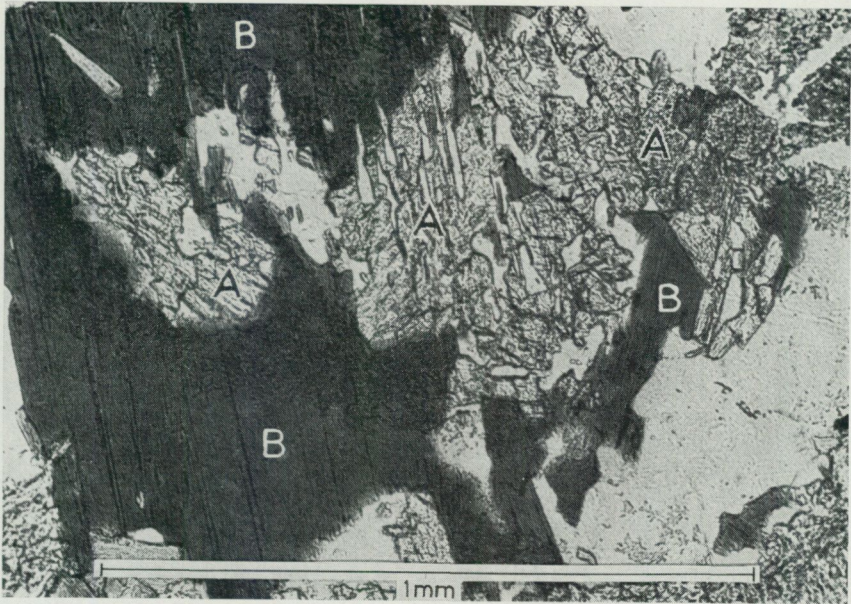


Fig. 31. Sammanväxning av brun biotit (B) och andalusit (A). Neosom i mikroklinförande sedimentgnejs, 1 km NV om Åtorp (0b). 1 nic. Foto L. Persson.

Intergrowth of brown biotite (B) and andalusite (A). Neosome in microcline-bearing sedimentary gneiss. 1 nic.

Migmatitisering

Av föregående avsnitt framgår, att migmatiter är vanliga inom kartbladet och att den högsta metamorfosgraden varit tillräckligt kraftig för att *in situ*-migmatitisering skall ha kunnat inträffa. Av fig. 25 framgår även, att det förekommer granodioritiska mobilisat av samma typ som Winkler (1967) och Knabe (1970) erhöill vid experimentell anatexis av liknande gnejser. Mera granitiska mobilisat uppträder ofta som smärre ådror, vilka dock på grund av provtagningssvårigheter är svåra att karakterisera.

Vid anatektisk migmatitbildning utskiljs en leukokrat smälta (leukosom) från en melanokrat restbergart (melanosom). Dessa båda komponenter återfinns genomgående tillsammans med paleosomernas rester i bladets östra och norra delar, där migmatiterna ofta är kraftigt sliriga av intimt sammanvävt leukosom- och melanosommaterial, vilka tillsammans har ungefär samma kemiska sammansättning som paleosomresterna. I Kolmårdsområdet i bladets västra del saknas däremot ofta melanosommaterial, och

TABELL 10.

Kemiska analyser av granater ur sedimentgnejsjer

Chemical analyses of garnets from sedimentary gneisses

Vikt-% Weight %	1	2	3	4
SiO ₂	36.2	37.7	37.6	36.9
Al ₂ O ₃	19.5	19.3	18.9	18.8
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	2.0	3.7	3.6	2.7
FeO _{tot}	25.0	35.1	34.3	33.4
MnO	12.0	1.8	2.2	3.3
CaO	3.3	1.5	1.1	2.0
Summa	98.0	99.1	97.7	97.1

Sum

Approximering till formeln X_6Y_4 (SiAlO₄)₆ genom överföring av härför erforderligt Fe²⁺ till Fe³⁺. Atomproportioner.

Approximation to the formula X_6Y_4 (SiAlO₄)₆ by transferring the necessary amount of Fe²⁺ to Fe³⁺. Atomic proportions.

Si ^{IV}	6.0	6.1	6.2	6.1
Al ^{IV}	0.0	0.0	0.0	0.0
Al	3.8	3.8	3.8	3.8
Fe ³⁺	0.2	0.2	0.2	0.2
Ti	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mg	0.5	0.9	0.9	0.7
Fe	3.2	4.5	4.5	4.5
Mn	1.7	0.2	0.3	0.5
Ca	0.6	0.3	0.2	0.4
Fe _{tot} /Fe _{tot} + Mg	0.87	0.84	0.84	0.87

Molproportioner
Mol. proportions

Almandin	54.0	76.1	75.4	73.9
Andradit	5.5	5.1	4.7	4.6
Grossular	4.4	0.0	0.0	2.4
Pyrop	8.3	14.7	14.8	11.3
Spessartin	27.8	4.1	5.1	7.8
Summa	100.0	100.0	100.0	100.0

Sum

Provnummer enligt tabell 11

Sample numbers according to Table 11

TABELL 11.

Kemiska analyser av biotiter ur sedimentgnejsler
Chemical analyses of biotites from sedimentary gneisses

Vikt-% Weight %	1	2	3	4
SiO ₂	35.9	36.3	34.9	35.6
Al ₂ O ₃	18.7	18.1	17.6	17.8
TiO ₂	1.7	3.3	2.9	2.0
MgO	9.3	9.5	10.6	10.6
FeO _{tot}	19.6	18.8	19.5	22.5
MnO	0.4	0.1	0.1	0.1
K ₂ O	9.7	9.1	8.7	8.4
Summa <i>Sum</i>	95.3	95.2	94.4	97.0

Atomproportioner på basis av 22 syre
Atomic proportions on the basis of 22 oxygen

Si	5.5	5.5	5.4	5.4
Al ^{IV}	2.5	2.5	2.6	2.6
Al ^{VI}	0.9	0.7	0.6	0.5
Ti	0.2	0.4	0.3	0.2
Mg	2.1	2.1	2.4	2.4
Fe	2.5	2.4	2.5	2.8
Mn	0.05	0.01	0.01	0.01
Vac ^{VI}	0.3	0.4	0.2	0.1
K	1.9	1.8	1.7	1.6
Fe				
Fe+Mg	0.54	0.53	0.51	0.54

1. IL 69:47 Myrskär (0e)
2. IL 69:70 Katrinelund (0a)
3. IL 69:94 Ålbäck (0d)
4. IL 69:73 Djupvik (0a)

TABELL 12.

Sammansättning och fördelningskoefficient för samexisterande granat och biotit

Compositions and distribution coefficients for coexisting garnet and biotite

Prov Sample	Molbråk av resp. element <i>Molar fractions of the elements</i>				Biotit $x^1\text{Fe}$	G-Bi ² $\frac{K}{D} \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}_{\text{tot}}}$
	Granat $x^1\text{Fe}$	$x^1\text{Mg}$	$x^1\text{Mn}$	$x^1\text{Ca}$		
1.	0.548	0.081	0.274	0.097	0.51	5.7
2.	0.770	0.148	0.033	0.049	0.49	4.7
3.	0.770	0.148	0.049	0.033	0.48	5.0
4.	0.746	0.111	0.079	0.063	0.52	5.7

Provnummer enligt tabell 11

Sample numbers according to Table 11

¹ x är i granat beräknat på $\Sigma\text{Fe, Mg, Mn, Ca}$; i biotit på $\Sigma\text{Fe, Mg, Mn, Ti}$.

¹ x in garnet is calculated for $\Sigma\text{Fe, Mg, Mn, Ca}$; in biotite for $\Sigma\text{Fe, Mg, Mn, Ti}$.

² Fördelningskoefficienten är beräknad på $\text{Fe/Fe} + \text{Mg}$

$$\frac{K}{D} \frac{\text{G-Bi}}{\text{Fe}_{\text{tot}}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{G}} (1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}})}{(1 - X_{\text{Fe}}^{\text{G}}) X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}}} \quad \text{där} \quad X_{\text{Fe}}^{\text{G}} = \frac{\text{Fe}_{\text{tot}}}{\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg}} \quad \text{i granat och}$$

$X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}}$ motsvarande kvot i biotit.

The distribution coefficient is calculated for $\text{Fe/Fe} + \text{Mg}$

$$\frac{K}{D} \frac{\text{G-Bi}}{\text{Fe}_{\text{tot}}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{G}} (1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}})}{(1 - X_{\text{Fe}}^{\text{G}}) X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}}} \quad \text{where} \quad X_{\text{Fe}}^{\text{G}} = \frac{\text{Fe}_{\text{tot}}}{\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg}} \quad \text{in garnet and}$$

$X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}}$ is the corresponding quotient in biotite.

migmatiterna består då av enbart leukosom och paleosom, vilka har påtagligt olika kemisk sammansättning. Det förefaller således som om det förstnämnda området skulle karakteriseras av *in situ*-migmatiter, i vilka den kemiska sammansättningen förändrats föga genom migmatitiseringen, medan det senare området omvandlats genom injektionsmigmatitisering med påtagliga kemiska förändringar av totalsammansättningen. Undantag förekommer emellertid, varför det är rimligt att tro att skillnaden mellan områdenas migmatitiseringsstyp mera beror på variationer i ursprungsmaterialets sammansättning än på regionala tendenser i migmatitbildningen.

De ovan (s. 39) beskrivna röda fläckgnejserna söder om Nävsjön (0a) avviker emellertid från beskrivningen ovan. Neosomernas slutna, fläcklika form visar, att de knappast kan vara injektionsmigmatiter. Deras allmänna likheter med de av Russell (1969) beskrivna fläckgnejserna, talar i stället för att de skulle ha bildats genom metamorf differentiation.

Sammanfattning

Stålhös (1972) har i det bättre bevarade Uppsalaområdet lyckats urskilja tre olika metamorfa faser. Den andra av dessa faser anses ha varit så kraftig i Stockholmsområdet att den helt överskuggat de båda övriga, vilket även torde varit fallet i Nyköpingsområdet.

Stockholms-Sörmlandsområdet har en högre metamorfosgrad än de angränsande Upplands- och skärgårdsområdena, vilket bl. a. visar sig genom att de sistnämnda områdena för andalusit i stället för sillimanit och genom att de dessutom för primär muskovit (Stålhös 1969, s. 175). Väsentligen samma mineralassociationer, som beskrivits i föreliggande arbete, återfinns även i Stockholmsområdet, och Stålhös (1969, s. 173) anser att metamorfosen där skett under ungefär samma betingelser som här förmodats för Nyköpingsområdet enligt fig. 29. Den väsentligaste skillnaden består i andalusitens olikartade uppträdande i de båda områdena.

Då den förklaring, som gavs ovan (s. 85) för andalusitens uppträdande i Nyköpingsområdets högmetamorfa gnejser, ej förefaller gälla i Stockholmsområdet, eftersom fibrolit där är sällsynt (Stålhös 1972, tabell 12), uppträder andalusit och sillimanit på signifikant olika sätt i Stockholms- och Nyköpingsområdena. Detta kan möjligen antyda ett något lägre tryck i det senare området, vilket skulle betyda en brantare geotermisk gradient i Nyköpingsområdet. Stålhös (1969, s. 173) uppskattar Stockholmsområdets temperatur till ca 700°C på 15 km djup, vilket motsvarar en gradient

på ca $45^\circ/\text{km}$. Även om trycket varit något lägre i Nyköpingsområdet, över-skrider gradienten ej de $50\text{--}100^\circ/\text{km}$, som anses utmärka regionalmeta-morfa områden (Mehnert 1968, s. 241).

Vecktektonik och stratigrafi

Fig. 32 visar de tektoniska huvuddragen i kartområdet, representerade genom ett urval av de i fält uppmätta strukturerna. Eftersom skiffriighet och lagring huvudsakligen är parallella, har endast en symbol för s-yornas orientering använts. Av figuren framgår att två generella veckstilar präglat området. Sålunda domineras A-området helt av ost-västliga till ostnord-ostliga strykningar och branta stupningar, medan B-området visar en mera öppen veckstil, där flera syn- och antiformer kan skönjas. Båda områdena består till ca hälften av gnejsgraniter. Det förstnämnda området innehåller därutöver enbart sedimentgnejsjer, medan i det senare området förutom gnejsgranit även finns nära nog lika stora mängder leptit och sediment.

Fig. 33 och 34 visar att områdets stängligheter (mineralorienteringar, mikrokorrugeringar, biotitgördlar) och veckaxlar båda visar väl definierade maxima, stupande ca 20° åt öster. Västliga veckaxlar och stängligheter förekommer sparsamt över hela kartbladet men är särskilt vanliga i området runt Svartudden (0e) och väster om Kungshamn (0e). Sydligt stupande veckaxlar förekommer i synnerhet mellan Tunsätterssjön (4d) och Svärta (4e). Dessa avvikande riktningar är emellertid sällsynta även i de nämnda områdena, varför den ostliga veckaxelriktningen här dominerar liksom på bladet i övrigt. Den ostliga linjärstrukturen finns även i de intraorogena gångarna, varför den är yngre än dessa.

Tektonisk analys försvåras i Mellansverige av att stratigrafien oftast är okänd, och förhållandet är detsamma även inom detta kartblad. Endast ett fåtal strukturer som tillåter upp- och nerbestämning har observerats. Dessa är i allmänhet så osäkra, att endast en medtagits på huvudkartan. I fig. 32 är dock samtliga redovisade. Sålunda förekommer leptiter med antydning till strömskiktning vid Gettäppan (4e) och 250 m söder om Lövhagen (3d, fig. 1) samt varvighet i sedimentblandade leptiter 200 m NO om Oppeby gård (3d). Alla dessa observationer har gjorts i det flackt mot öster stupande leptitområdet NO om Nyköping (3d), och samtliga visar "uppåt" mot öster. De har emellertid ej medtagits i kartan, dels därför att de är något tvetydiga, dels på grund av att de ligger ganska isolerade. Som nedan skall visas, är det nämligen sannolikt att bergarterna åtminstone delvis är kraftigt

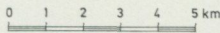
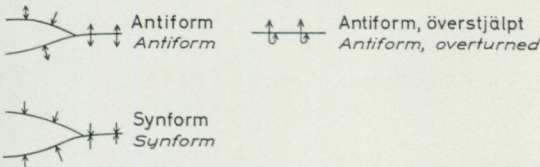
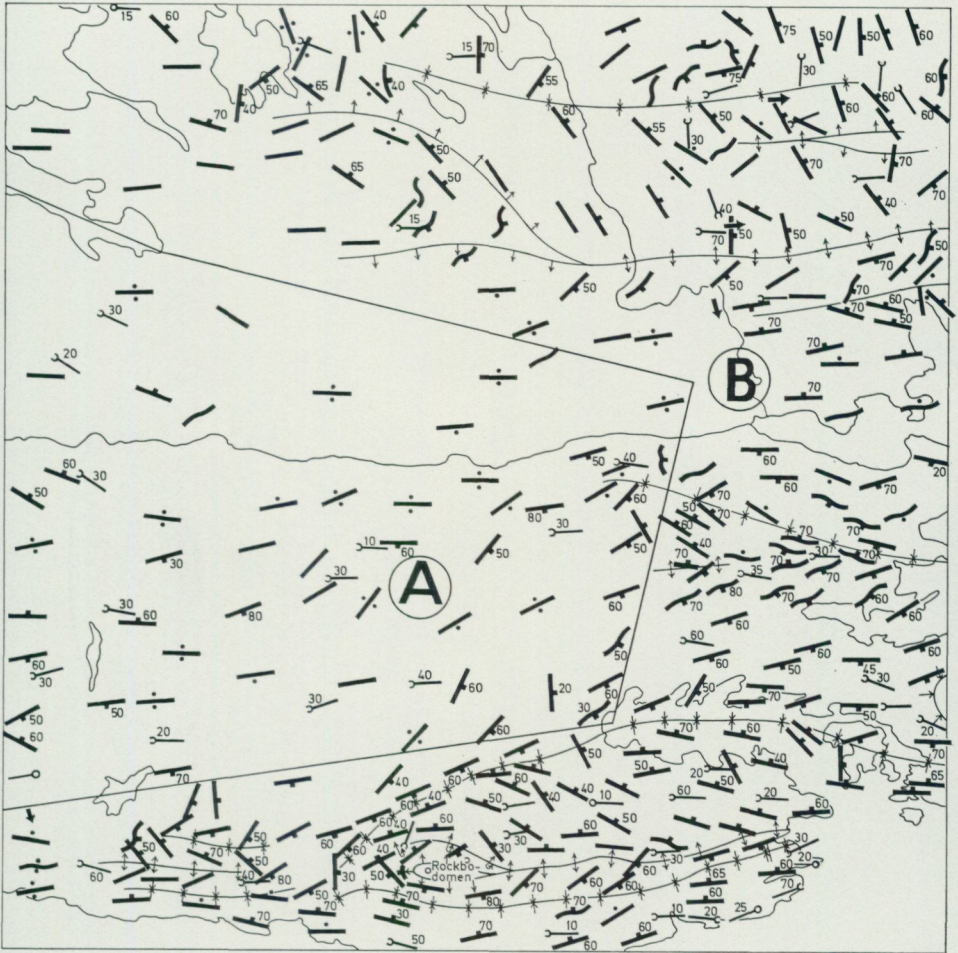


Fig. 32. Tektoniska huvuddrag och typpområden. (Jfr textavsnittet.) De symboler, som ej förklarats i legenden, överensstämmer med huvudkartans.

Main tectonic features and type areas. (Cf. the tectonic chapter.) Symbols not explained in the legend correspond to those of the main map.

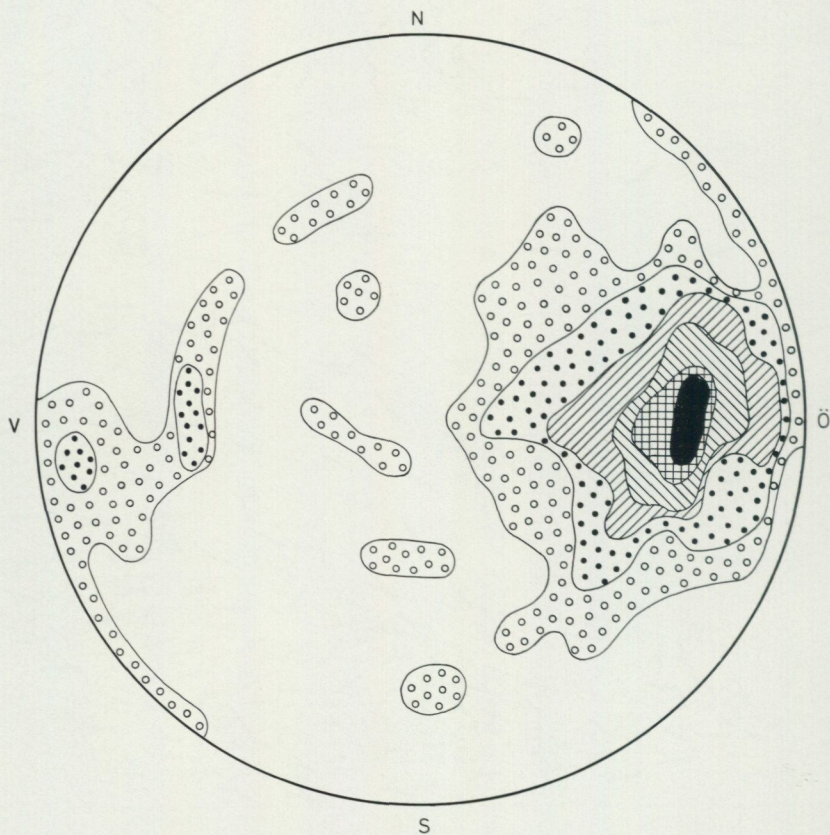


Fig. 33. Veckaxlar. Schmidts-nät, undre halvsfären. Konturer : 13, 10, 7, 4, 1, 0.4 % per 1 % yta. $N = 245$.

Fold-axes. Schmidt's net, lower hemisphere. Contours : 13, 10, 7, 4, 1, 0.4 % per 1 % area. $N=245$.

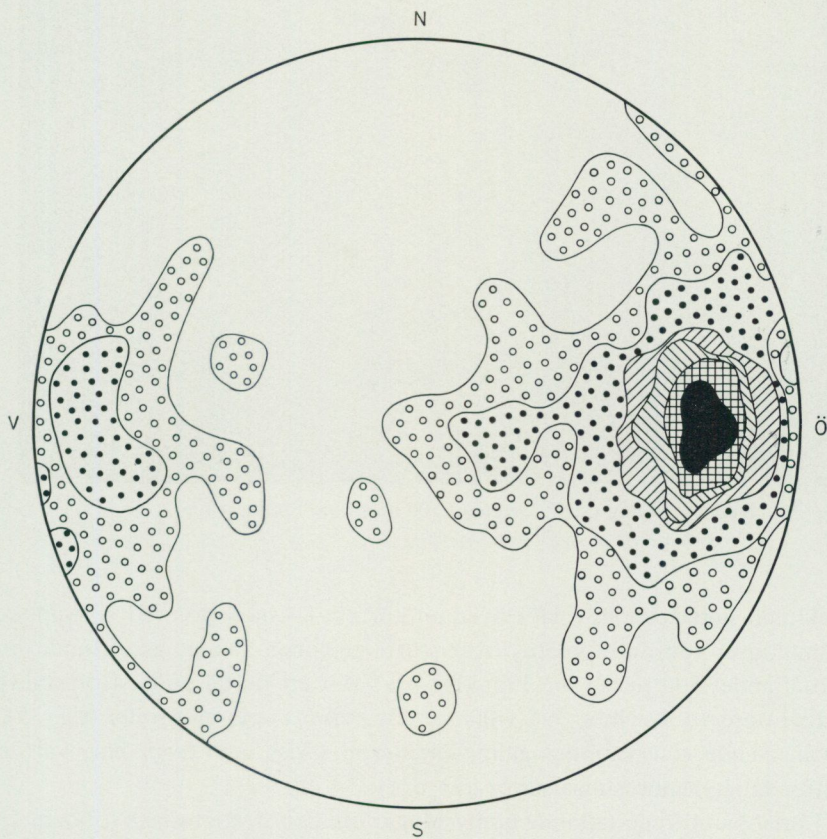


Fig. 34. Stängligheter. Schmidts-nät, undre halvsfären. Konturer : 13, 10, 7, 4, 1, 0.2 % per 1 % yta. N=450.

Lineations. Schmid's net, lower hemisphere. Contours : 13, 10, 7, 4, 1, 0.2 % per 1 % area. N = 450.

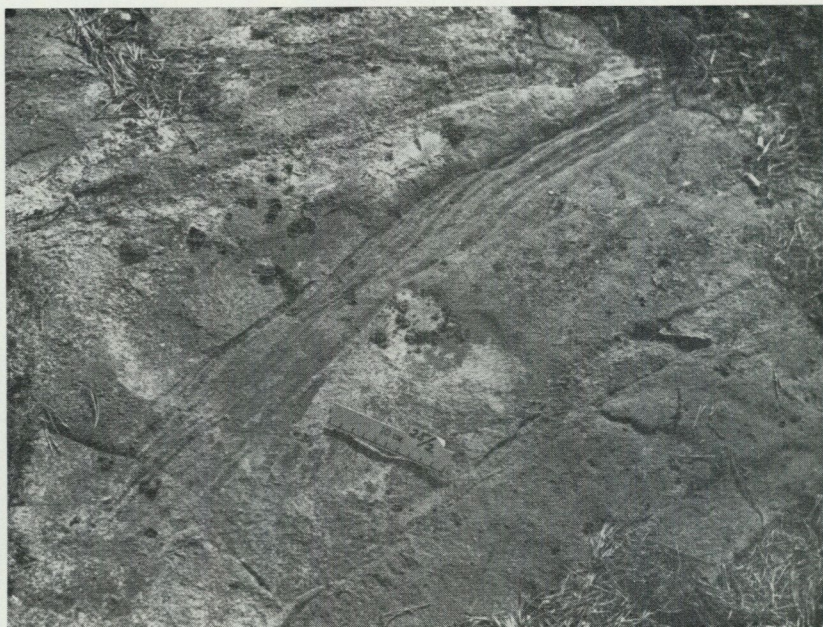


Fig. 35. Strömskiktning i sedimentgnejs. 500 m SO om Finnkärr (0a).
Cross-bedding in sedimentary gneiss.

isoklinalt hopveckade, varför även en korrekt — men isolerad — uppbestämning ej kan extrapoleras över större regioner. Något annorlunda är förhållandet 500 m SO om Finnkärr (0a), där ett flertal goda strömskiktningar observerats (jfr s. 39), vilka samtliga visar uppåt mot söder (fig. 35). Ovanstående reservationer gäller emellertid i viss mån även här, varför alltför långtgående slutsatser ej kan dras.

I brist på tillfredsställande upplysningar om den stratigrafiska följderna, är det följaktligen svårt att enbart på basis av här föreliggande material göra en sannolik tektonisk rekonstruktion. Geologerna har emellertid sedan lång tid tillbaka i den mellansvenska tektoniken kunnat skönja åtminstone två veckfaser med ungefär vinkelräta kompressionsriktningar (t. ex. Stålhös 1962, Lundegårdh 1967). På senare tid har Stålhös (1969) och Wikström (1973) i de närbelägna Stockholms- resp. Norrköpingsområdena försökt analysera de tektoniska förhållandena och deras arbeten bör antyda vad som kan förväntas i Nyköpingsområdet.

Sålunda antar Stålhös (1969), att Stockholmsområdet drabbats av i hu-

vudsak två veckfaser, den första bestående av isoklinal veckning efter NO-liga till NNO-liga veckaxlar samtidigt som vecken stjälpes över mot väster. Den andra veckfasen orsakades av en nord-sydlig kompression, varvid de tidigare bildade vecken tvärveckades efter ostliga veckaxlar (Stålhös 1969, fig. 31). Wikström (1973) urskiljer i Norrköpingsområdet fem deformationsperioder, varav den andra och tredje är de väsentligaste och motsvarar de av Stålhös antagna veckfaserna. Den första veckningen enligt Stålhös' uppfattning skulle ha skett ungefär när gnejsgraniterna intruderade, medan den andra skulle ha inträffat strax före de serorogena omvandlingarnas kulmination (Stålhös 1972, tabell 12 a). Även Koark (1973) och Wikman (1972) har för Bergslagsområdets del nyligen kommit till liknande slutsatser.

Om denna hypotes är riktig, skulle de mellansvenska bergarterna uppvisa interferensmönster påminnande om Ramsays (1967, s. 520 ff) "interferensmönster" typ 2 eller möjligen typ 1. Ett dylikt betraktelsesätt skulle bl. a. kunna förklara skillnaden i veckstil mellan A- och B-områdena i fig. 32. Av fig. 36 framgår således, att en måttlig veckning efter B_2 (den andra veckfasens veckaxel i Stålhös' modell) ger just sådana mjuka, nord-sydliga veck, som kännetecknar B-området, medan en kraftig andra veckfas ger sådana långsträckta, ost-västliga bergartslinser, som är typiska för A-området. Figuren skulle i princip kunna tänkas visa formen hos t. ex. gränzytan mellan sedimentgnejsjer och leptitgnejsjer i omböjningen norr om Nyköping (3d), där även ett antal sydliga veckaxlar iakttagits, vilka i denna modell skulle kunna motsvara axeln B_1 . Den kraftiga ansamlingen av veckaxlar och stängligheter stupande ca 20° åt öster i fig. 33 och 34, skulle då motsvara den yngre veckaxeln B_2 . B-områdets tektoniska stil dominerar stora delar av det angränsande området Nyköping SO. I ännu högre grad än på Nyköping SV förekommer här nord-sydligt strykande linsar av t. ex. leptit, vilka i strykningsriktningen avbryts av exempelvis gnejsgranit för att återkomma något längre bort i strykningsriktningen. (Jfr t. ex. leptitlinserna väster om Hagalund, 3d och vid Tista, 4c.) Ett sådant mönster förefaller att enkelt förklaras av en modell enligt fig. 36. De långsträckta leptitlagren i Tunabergsområdet (0c) bildar likaså en konfiguration, som påminner om Ramsays figurer genom att de ofrånkomligen bildar en sluten struktur. I strykningsriktningen från det leptitlager, som kilar ut 600 m söder om Tidkehyttan (0c), anstår visserligen i huvudsak sedimentgnejsjer, men dessa är så skarn-, kalk- och leptitbemängda, att det finns all anledning att anta att de representerar samma horisont som leptitlagret.

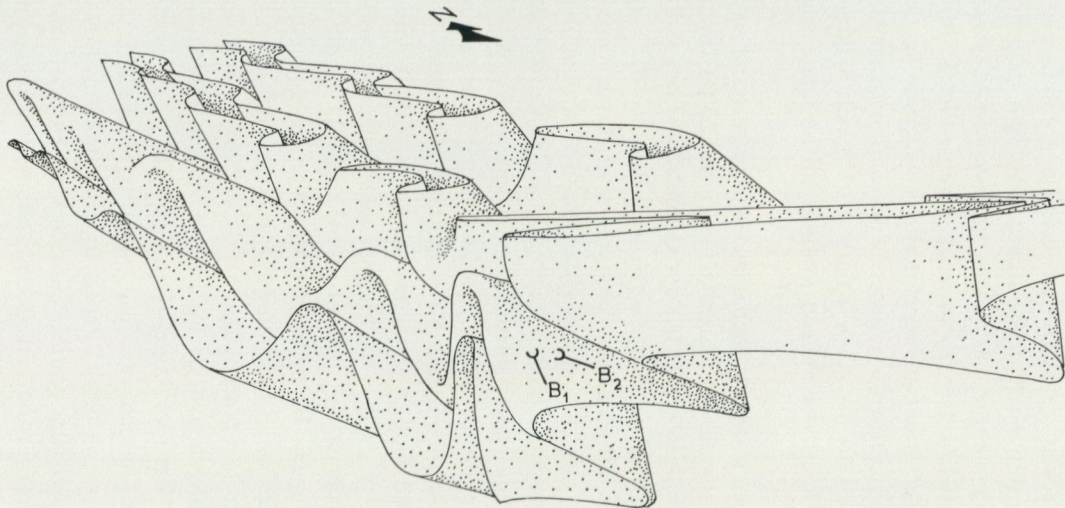


Fig. 36. Principskiss utvisande hur breda, mjuka, nord-sydliga veckbågar bildas vid måttlig veckning efter B_2 (norra delen av figuren), medan hopklämda, utdragna ost-västliga linser uppstår vid kraftig veckning efter B_2 (södra delen av figuren).

Sketch showing the development of wide undulating north-south fold-arcs by moderate folding after B_2 (northern part of the figure), while strongly compressed, elongated, east—west lenses are produced by strong B_2 -folding (southern part of the figure).

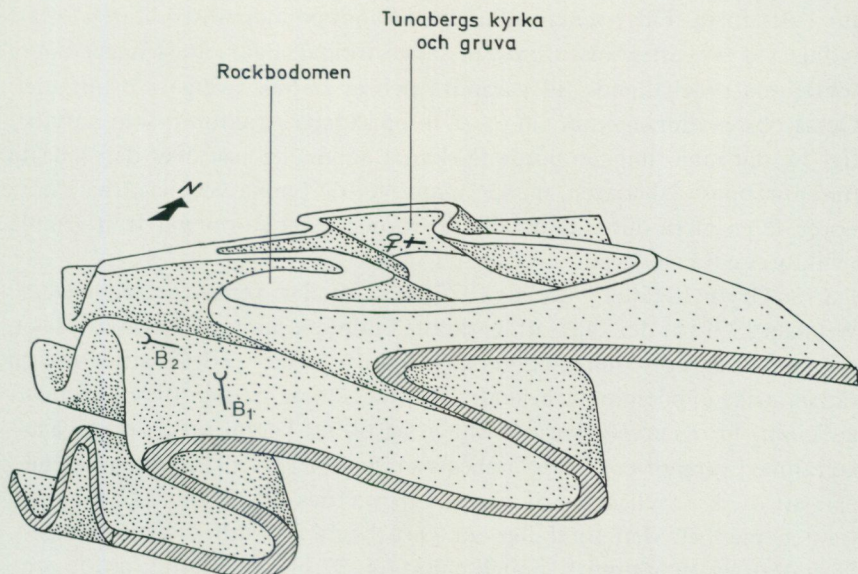


Fig. 37. Hypotetisk principskiss utvisande leptitlagrets möjliga form i Tunabergsområdet (0c). Vitt område motsvarar snittet i dagytan (jfr kartan), och lagrets tänkta snitt mot modellens vertikala begränsningar har gjorts snedstreckat. "Tomrummet" motsvarar sedimentgnejs.

Hypothetical sketch showing a possible form for the leptite layer in the Tunaberg area. White area corresponds to the intersection with the erosion surface, and the intersection with the side-walls of the model has been ruled. The "empty space" corresponds to sedimentary gneiss.

Denna horisont sträcker sig genom omböjningen NO om Herrhagen (0c) och vidare över Bygget (0d) för att anknyta till leptitlagret norr om Skarasjön (0d) i omböjningen väster om Mellsjön (0d). Den bildar sålunda en sluten struktur i dagytan enligt fig. 37. I analogi med Ramsays interferensmönster av typ 2 skulle leptitlagrets utsträckning på djupet då i princip se ut som antytt i fig. 37. Både öster och väster om Tunabergsområdet förekommer spridda leptitrestes, vilka skulle kunna motsvara isolerade, uppstickande, starkt hopklämda syn- eller antiformer.

Det är frestande att använda detta hypotetiska betraktelsesätt, som synes förklara kartbilden på ett enkelt sätt. Likaså förefaller en del drag i den flygmagnetiska kartan att kunna förklaras med den nämnda hypotesen. Sålunda är de flygmagnetiska anomalierna vanligen ej lika distinkta i B-området som i A-området (fig. 32), möjligen antydande en grundare struk-

tur i det förra. I det senare området förändras anomalistrukturen oftast tydligt vid bergartsgränsen, medan sådana förändringar oftast ligger något förskjutna i förhållande till varandra och ej är lika tydliga i B-området. Dessa observationer synes väl passa in på sådana strukturer, som antytts i fig. 36, där man rimligen borde få skarpa anomalier just över den lodräta linsen närmast åskådaren, medan man över de öppna veckbågarna i norr borde få en mera diffus anomalibild, beroende på störningar från grunda strukturer nära markytan.

Från Grythyttedältet (Sundius 1923) m. fl. mellansvenska områden (t. ex. Wikman 1972) är det känt, att leptiterna bildar en sammanhängande enhet, som underlagrar sedimentbergarterna. Gorbatshev (1969) anser att en sådan strikt uppdelning i en undre leptitavdelning och en övre sedimentavdelning är ogenomförbar och sluter sig till att bergartsgrupperna växelagrar med varandra. Av bergartsbeskrivningarna i föregående avsnitt framgår, att dylik växellagring är vanlig i leptiternas grannskap i Nyköpingstrakten men att den förefaller att vara begränsad till dylika områden. Slutsatsen av en tektonisk modell enligt fig. 37 blir emellertid, att de rena kalileptiterna i stort sett bildar en isolerad inlagring i mera sedimentbetonade gnejser.

Sprickor och förkastningar

Den spricktektoniska kartan

Huvuddelen av de i den spricktektoniska kartan angivna observationerna grundar sig på flygbildstolkning av RAK:s höghöjdsbilder i den ungefärliga skalan 1:65 000. Tolkningsresultaten har överförts till skala 1:50 000 på fotografisk väg, varefter de ritats med den topografiska kartan som underlag. Eftersom flygbildernas skala varierar, kan flygbildsobservationerna inte alltid inpassas exakt på underlaget, men felen torde vara få och aldrig överstiga 100 m. Då det ej varit möjligt för geologerna att i fält kontrollera om samtliga flygbildsindikationer motsvarar verkliga sprickor, har alla observationer medtagits i kartan, eftersom de markerar linjära diskontinuiteter motsvarande morfologiska sänkor. Bland praktiska geologer är det känt, att dylika sänkor ofta sammanfaller med djupgående svaghetszoner i berget (Morfeldt 1962), vilka många gånger vållar tekniska problem vid bergarbeten. Kartans sprickindikationer utmärker således potentiella risker ur bergmekanisk synpunkt. Det är emellertid ej motiverat, att man försöker differentiera kartans olika indikationer efter deras styrka, då det även är

känt att "dalstråkens bredd och djup inte ger några informationer om storleken om omfattningen av störningar och omvandlingar i berggrunden under dessa" (Morfeldt 1972, s. 60).

Vid den reguljära karteringen iakttas vissa företeelser av spricktektoniskt intresse, vilka följaktligen markerats i kartan. Detta gäller framför allt myloniter (M i kartan), breccior, krosszoner och epidotsprickor (B i kartan) samt mätningar av svaghetszonernas stupningsvinklar.

De ovan anförda observationerna kan ofta korreleras med linjära indikationer i den flygmagnetiska kartan. En särskild markering har använts för de fall, där den flygmagnetiska kartbildens antyder en svaghetszon som ej framkommit på annat sätt. Svaghetszoner indikeras i den flygmagnetiska kartan genom avbrott och förskjutningar i anomalierna motsvarande förskjutningar av bergartsgränser, samt genom utdragna minima, som markerar stråk där magnetiten oxiderats längs en svaghetszon. Fall förekommer också, där svaghetszonerna ej lämnat några spår efter sig i topografin, men där de likväl framträder i den flygmagnetiska kartan. Sådana indikationer motsvarar sannolikt gamla sprickor, vilka läkts så att de nu är lika hårda som omgivande bergarter och följaktligen ej frampreparerats av erosionen.

Förskjutna bergartsgränser i den berggrundsgeologiska kartan kan ge upplysningar om hur bergsblocken rört sig vid förkastningar. Dylika uppgifter i den spricktektoniska kartan grundar sig helt på iakttagelser ovan jord. Då bergartsgränserna i allmänhet är brantstående och distinkta ledhorisonter saknas, är det därför oftast omöjligt att uppskatta rörelsens vertikalkomponent. Följaktligen får de horisontella förskjutningar, som markerats i kartan, anses som möjliga men inte säkra. Det är nämligen möjligt att även ett brant stupande skikt enbart genom en vertikal förkastning får en konfiguration i dagytan, som antyder en horisontell förkastning. (Se t. ex. Lahee 1961, fig. 210.)

I samband med arbetena för geologiska kartbladet Nyköping SV (Lundström & Persson 1972) har vidare jorddjupsuppgifter framkommit, som kunnat användas för lokalisering av svaghetszoner i kraftigt jordtäckta områden. Detta är särskilt fallet i området mellan Larslund (3c) och Nyköping (3d). Berggrundsytans utseende framgår av kartor och profiler i Perssons (1972) specialbeskrivning av detta område.

Då den spricktektoniska kartan förmodligen har sitt största intresse ur bergteknisk synpunkt, har även fältobservationer av diabas markerats, eftersom denna bergart ofta försvagar berget. Det är också möjligt att vissa

av de fotogeologiska och flygmagnetiska sprickindikationerna i verkligheten motsvarar diabasgångar. (Se även nedanstående avsnitt om diabaser.)

Av det ovan sagda framgår, att den spricktektoniska kartan inte är en kvantitativ redovisning av alla svaghetszoner i berggrunden. De använda metoderna är alltför översiktliga för att kartan skall kunna användas på ett sådant sätt. Särskilt påtagligt blir detta förhållande i kraftigt jordtäckta områden, t. ex. området norr om väg E 4 mellan Nyköping (3d) och Jönåker (2a). Kartan uppvisar här endast ett fåtal osäkra linjer, antydande ett nära nog sprickfritt berg. Berggrunden inom området är emellertid endast sparsamt blottad, förmodligen beroende på att berget här är så dåligt, att det lätt kunnat eroderas bort. Omvänt blir förhållandet i välblottade områden, där ett otal småsprickor kan iakttas i kartan, fastän berget uppenbarligen är av jämförelsevis god kvalitet. Blottningsgraden har därför angivits i en speciell figur i kartans marginal. Vidare kan den exakta omfattningen av de bredare svaghetszonerna aldrig anges, då de vanligen är täckta av mäktiga jordlager. Deras existens och omfattning indikeras av utsträckta dalsänkor omgivna av uppkrossade bergspartier, jorddjupsuppgifter m. m. Beteckningen "zon med sannolikt starkt krossad berggrund" har därför använts för sådana områden. Då ingen av de använda metoderna kan indikera flacka eller horisontella sprickor, är kartan dessutom bristfällig i detta avseende.

Det finns således all anledning att anta, att i berggrunden förekommer åtskilliga svaghetszoner, vilka ej redovisats i den spricktektoniska kartan, liksom det finns skäl att tro att kanske inte alla kartans indikationer motsvarar verkliga svaghetszoner. Alltför omfattande fältkontroller, borrhningar och kanske även seismiska undersökningar skulle ha krävts för att belägga detta.

Spricktektonik

Den spricktektoniska kartan uppvisar förutom en mängd kortare sprickor i olika riktningar i huvudsak fyra mera uthålliga sprickriktningar.

De morfologiskt mest framträdande av dessa är de båda kraftiga förkastningar, som begränsar Kolmårdsområdet mot Kilaåns dalgång (2a—e) i norr och mot Bråviken (0a—e) i söder och som medfört att Kolmårdsområdets bergstoppar nu reser sig 100—150 m över den omgivande bergytan. Den södra förkastningen är tydligt förbunden med talrika brant mot norr stupande glimmerskölar, vilka trasar sönder berget i sins emellan

parallella skivor. Detta kan ge intryck av att förkastningen skulle vara en överskjutning, vilket skulle innebära att Kolmården genom en nord-sydlig kompression pressats uppåt i förhållande till Bråvikens botten. Glimmerskölarna och bergsskivorna följer emellertid tydligt den äldre vecktektonikens skiffrihetsplan, varför skölarna sannolikt anlagts långt före förkastningen. Man kan således tänka sig att de gamla skiffrihetsytorna fungerat som passiva svaghetsytor, längs vilka berget lätt "bläddrats" sönder oberoende av om förkastningen är en överskjutning eller ej. I den norra förkastningen har en mycket liten förekomst av mylonit hittats, men f. ö. anstår endast friskt berg längs hela förkastningsbranten, beroende på att inlandsisen här på Kolmårdens stötsida avlägsnat allt löst berg liknande det, som finns längs Bråviken. Den norra förkastningen är således betydligt mindre känd. Liknande ost-västliga, morfologiskt kraftigt markerade förkastningar i Örebrotrakten anses av Müllern (1971) vara tensionsprickor, längs vilka rörelser skett i postordovicisk tid. Dessa sprickor anses emellertid även ha varit öppna i jotnisk tid, när jotnisk diabasmagma kunnat intränga i dem. Som framgår i kapitlet om serorogena djupbergarter (s. 72), förefaller det även som om de ost-västliga förkastningarna i Nyköpingsområdet stått öppna redan i serorogen tid, eftersom flera serorogena granitmassiv följer dessa förkastningsstråk.

Morfologiskt framträdande är också ett antal NV-liga till VNV-liga sprickdalar, längs vilka i ett par fall horisontella förkastningsrörelser kunnat påvisas. Den sprickdal som löper i NV—SO strax norr om Näveckvarn (0b) är således en säker högerförkastning med en horisontell rörelsekomponent av 200—500 m. Bergartsgränserna förskjuts nämligen konsekvent i denna riktning längs hela zonen oberoende av sina stupningsriktningar, varför den vertikala komponenten måste vara så liten att den kan försummas. Geofysiska data visar också, att bergartens djupgående är det samma på båda sidor om förkastningen. Liknande men ej lika tydliga förkastningsindikationer förekommer även längs dalen norr om Munksätter (1c) och utefter den stora dalen mot NV från Sjösa (3e). Detta förkastningssystem måste således vid någon tidpunkt ha fungerat som skjavsprickor, vilket även antyds av att hithörande sprickor ofta är förbundna med myloniter. Även detta förkastningssystem synes ha lokaliserat serorogena graniter (se ovan s. 72), men även jotnisk diabasmagma har sökt sig fram efter denna sprickriktning (se nedan s. 107). Längs Sjösadalen (3e) är ofta de serorogena graniterna mylonitiserade, varför en skjuvrörelse säkert skett

efter deras bildning. Det NV-liga förkastningssystemet synes således dels ha fungerat som mer eller mindre öppna tensionsprickor både vid de serorogena graniternas och de jotniska diabasernas intrusion, dels ha uppträtt som skjuvsprickor med avsevärda horisontella rörelsekomponenter vid ett eller flera tillfällen.

Den tredje sprickriktningen markeras av ett par utsträckta nord-sydliga dalar mellan Nyköping (3d) och Bråviken (0d), vilka alla tangerar Överbojsjön (0d) 1.5 km NO om Tunabergs k:a (0c). De serorogena graniterna utefter dessa dalar är ofta mylonitiserade och lätt breccierade av epidotsprickor, varför rörelser efter dessa sprickriktningar torde ha skett efter de serorogena graniternas intrusion. Om någon mera betydande rörelse skett efter nämnda sprickplan, synes den huvudsakligen ha varit vertikal, eftersom t. ex. de brantstående leptitlagren SV om Skarasjön (0d) eller synformen vid Dalstugan (2d, fig. 32) knappast rubbats i sidled. Gnejsgraniternas konfiguration vid den nämnda synformen synes i stället återspegla olika djupsnitt av denna, vilket talar för en vertikal rörelse.

Den fjärde, mera betydande sprickriktningen representeras av 1 till 10 km långa, NNO-liga till ONO-liga, mestadels ganska svagt utpräglade dalstråk, vilka förekommer över hela kartbladet. Eftersom dessa dalar ligger ungefär vinkelrätt mot isrörelseriktningen, är det sannolikt att de i stor utsträckning fyllts igen av inlandsisens avlagringar, varigenom de kommit att bli relativt svagt morfologiskt utbildade. Av samma skäl är berggrundsobservationerna efter dessa sprickriktningar fåtaliga, varför deras natur till stor del är okänd.

Diabasgångar

Ett fyrtiotal decimeter- till meterbreda gångar av diabas har anträffats inom bladet. Dyliga gångar är vanliga inom stora delar av Sverige, och de utgör vanligen det yngsta ledet i berggrunden. En nyligen utförd åldersbestämning (Welin & Lundqvist opubl. arb.) av liknande diabas har givit åldern 1 245 miljoner år. Hithörande bergarter benämns vanligen jotniska diabaser.

Observationerna av jotniska diabaser framträder tydligast på den spricktektoniska kartan, varav framgår att de förekommer över hela bladet. Dock kan ett par speciellt diabasrika områden urskiljas, nämligen dels en utdragen gångsvärm från Sillöfjärden (0e) mot NNV till Laggartorp (2b) dels hela området upp till 2 km norr om Bråviksstranden (0a—e). Detta

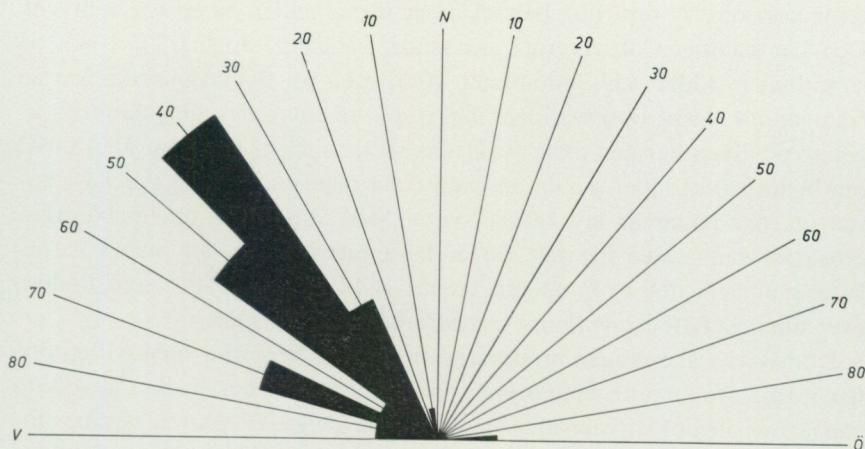


Fig. 38. Diabasgångarnas strykning (N = 40).
Strike of dolerite dikes.

förhållande kan delvis förklaras av att de nämnda områdena utgör relativt välblottade kustområden, där gångarna är lätta att hitta, men torde även bero på att områdena är ganska sprickrika. Det förefaller nämligen som om diabaserna i stor utsträckning lokaliserats till sprickrika områden, där de haft rikliga möjligheter att tränga in som hålrumsfyllande sprickintrusioner, något som även framgår av deras orientering (fig. 38), vilken har ett tydligt maximum i $N40^{\circ}V$. Detta utgör också en av bladets mest framträdande sprickriktningar. Ett mindre maximum förekommer även i $N70^{\circ}V$, till största delen betingat av gångar på halvön söder om Marsviken (1d), där även sprickor med denna riktning är vanliga.

De jotniska diabaserna är vanligen ganska lättroderade och bildar sällan större hällmassiv. Tvärtom kan man ofta se hur diabasgångar eroderats bort så, att en brant fördjupning i sidostenen bildats, på vars botten och sidor spridda diabasrester ibland kan hittas. Talrika liknande fördjupningar förekommer även utan diabasrester, särskilt i de diabasrikaste områdena, men har ej redovisats som diabas utan speciella skäl. Det är sålunda säkert, att långt ifrån alla diabaser iakttagits och redovisats på kartan, varför det finns all anledning att räkna med att åtskilligt flera diabasgångar förekommer, särskilt i de ovan nämnda områdena. Den stora diabasgång, som löper i VNV-lig riktning över Jutskär (0e) och mot trak-

terna norr om Nytorp (0b), belyser dessa förhållanden på ett speciellt sätt. Den har nämligen observerats anstånde endast på Jutskär (0e) och på strandhällar söder om Finnholmen (0e), men av flygmagnetiska kartan framgår att dessa observationer ligger på en mycket tydlig anomali av gångtyp, vilken har den ovan beskrivna sträckningen. I hällområdet ONO om Nytorp (0b) löper denna anomali fram över en påtaglig svacka i terrängen, där hällar är mycket sällsynta. Med kännedom om diabasernas erosionsförhållanden har det därför befunnits befogat, att man i kartan betecknat hela det av anomalin täckta, hällfattiga området som diabas, även om inga fältobservationer kan anföras till stöd härför.

Diabaserna är vanligen brunsvarta, finkorniga bergarter med tydligt ofitisk textur. De tunnare gångarna har ofta tät grundmassa, medan de grövre gångarnas plagioklaslister kan bli 1 à 2 mm långa. Bergarten består vanligen till ca halva volymen av vackert listformade, subhedrala plagioklaser (An_{45-80}). Biotit och opakmineral förekommer alltid rikligt, och kalcit uppträder genomgående accessoriskt. Augit är den vanligaste pyroxenen och ofta förekommer uralitbetonade pseudomorfoser. Olivin har iakttagits i ett prov och ortopyroxen i ett. De flesta diabaserna har så finkornig mellanmassa, att det är svårt att ens i mikroskop se vilka mineral som ingår. I sådana fall kan även något glas finnas i mellanmassan. Enligt Streckeisens (1967) nomenklatur skall dessa bergarter kallas doleriter.

Ett par avvikande utbildningsformer förtjänar emellertid att framhållas. I en dikessprängning längs vägen 1 km OSO om St. Dammändan (1b) anstår en finkornig diabas, som svarar mot ovanstående beskrivning. Dock förekommer här millimeterstora kvarts-, klorit- och kalcitfyllda, runda blåsrum. I en häll strax söder om vägen 300 m väster om Laggartorp anstår en finkornig, augitförande diabas med talrika inneslutningar av migmatitgranit och annat svekofenniskt migmatitmaterial. Denna diabas genomsetts av en ljusare, finkornig, jämnkornig kvarts-, plagioklas (albit)-, biotit-, kalcit- och opakmineralförande bergart (fig. 39), förmodligen i det närmaste likåldrig med diabasen själv.

Block av jotniska och kambriska sandstenar

Jotniska och kambriska sandstenar har endast påträffats som block inom kartbladet. Vanligast är de jotniska sandstenarna, vilka förekommer över hela bladet, men både jotniska och kambriska sandstensblock uppträder rikligast i området söder om Kilaån (2c) och speciellt i kusttrakterna i



Fig. 39. Fragmentförande diabas, genomsatt av yngre gång.
Xenolith-bearing dolerite, cut by younger dike.

bladets östra och södra delar. Förhållandet förklaras säkerligen till stor del av att blocken är lättast att observera i detta område, vilket är relativt glest bevuxet och väl blottat. Ingendera av de båda sandstenarnas blockmaterial samlar sig till blocksvansar, som kan ge någon indikation om var moderklyften är beläget. De observerade blocken är genomgående ytligt belägna, relativt kantiga och härrör förmodligen från moränen. Ett antal stenräkningar i olika jordarter inom kartbladet (Lundström & Persson 1972, s. 65) visar emellertid, att jotniska och kambriska sandstenar vanligen utgör långt under 1 % av stenmaterialet.

De kambriska sandstensblocken är ljusst gulvita, makrofossilförande och tydligt underkambriska (L. Karis, muntl. medd.). De består av påfallande väl rundade sandkorn.

De jotniska sandstenarna är mörkröda eller gulvita och ibland något konglomeratiska. Ofta är de lätt skiktade och för ibland små klumpar av lersten.

Den närmast belägna, kända moderklyften av jotniska sandstenar är i Mälaren, där en ofta konglomeratisk sandsten anses anstå på sjöns botten. Den finns även blottad på ett par öar i Björköfjärden i sjöns östra del. Dessa förekomster ligger emellertid något vid sidan av isens huvudrörelse-

riktning mot Nyköpingsområdet. Kambrisk sandsten anstår söder om Kolmårdsförkastningen vid Norrköping men är även känd som sprickfyllnad från mellersta Södermanland (Hjelmqvist 1939). I själva isrörelseriktningen förekommer möjligen kambrisk sandsten i större kvantiteter på Hjälmarens botten, men enligt L. Karis (muntl. medd.) motsvarar Nyköpingsområdets blockmaterial ej de typer, som är kända från Hjälmarbäckenet. De liknar snarare de från Ölands- och Kalmarsundsområdet kända sandstenarna.

Sandstensblockens moderklyft är således okänd. Visserligen kan man tänka sig, att sandsten skulle kunna anstå under jordtäcket i någon djup sprickdal, men bergarten borde i så fall åtföljas av en tydlig blocksvans, vilken skulle ha observerats i ett geologiskt så pass välkänt område som Mellansverige.

Den flygmagnetiska kartans huvuddrag

I avsnitten om vecktekonik och spricktekonik har beskrivits, hur vissa strukturer i den flygmagnetiska kartan kunde tänkas bli geologiskt tolkade. Även vid konturdragning mellan olika bergartsenheter har den flygmagnetiska kartan varit till stor hjälp genom att de olika enheterna ofta visar olikartade anomalibilder. De geologiska interpolationerna, vilka ibland är diskutabla, får härigenom ett värdefullt stöd. Smärre konfigurationer förekommer visserligen i den flygmagnetiska kartan, vilka saknar motsvarighet i berggrundskartan och vice versa, men de båda kartbilderna överensstämmer ofta anmärkningsvärt väl i stora drag. Dylika smärre skillnader är svåra att reda ut, bl. a. därför att inga parametermätningar av de olika bergarternas magnetiska egenskaper utförts. Berggrunden inom bladet utgörs nästan helt av migmatiter med ofta snabbt växlande mobilisathalter och paleosomer med sammansättningar som många gånger varierar kraftigt och snabbt. I en sådan berggrund är de enskilda komponenterna (t. ex. enhetliga paleosomer) ofta endast någon decimeter tjocka, varför parametermätning sannolikt skulle bli mycket omständlig. Då de använda flygmagnetiska metodernas "upplösningsförmåga" endast är ca 60—70 m, är det följaktligen ett komplicerat samspel mellan kanske hundratals var för sig enhetliga, decimeter- till meterstora bergartsroppar med sinsemellan olika magnetiska egenskaper, som resulterat i en urskiljbar anomalistruktur i den flygmagnetiska kartan. Det är följaktligen förklarligt, att diskrepanser mellan de båda kartorna emellanåt förekommer. I stora drag kännetecknas

emellertid de olika bergarterna av ganska typiska anomalibilder enligt följande.

Leptitområdena kännetecknas av en ganska låg bakgrunds nivå, från vilken enstaka, kraftiga, starkt begränsade anomalier skiljer ut sig. Den låga bakgrundsanomalin kan bero på att leptitområdena är relativt grunda (jfr ovan s. 102), medan de relativt få men kraftiga anomalierna förefaller att vara typiska för leptitområden.

Sedimentområdena i område A i fig. 32 skiljer sig från leptitområdena både genom sin högre anomalinivå och genom att de är betydligt rikare på anomalier. I B-områdena i fig. 32 sjunker anomalinivån och anomalibilden blir genomgående något lugnare, vilket skulle kunna tyda på att dessa sedimentområden är grundare än de i A-området.

Gnejsgranitområdena och särskilt det stora området NV om Nyköpingsån utmärks av en mycket lugn anomalibild på en jämförelsevis låg anomalinivå.

De serorogena graniterna förekommer i alltför små kroppar för att de skall kunna visa några typiska mönster.

Diabaserna framträder ibland som smala VNV-ligt utsträckta, positiva anomalier.

En skarpt avgränsad skivformad kropp med från omgivningen avvikande magnetiska egenskaper ger en magnetisk anomalibild, som kan användas för beräkning av kroppens stupning. Dylika stupningsbestämningar har gjorts från den flygmagnetiska kartan och införts med en speciell symbol i berggrundskartan. Dessa stupningar skiljer sig ofta från de fältgeologiskt observerade, vilket kan bero på att antagandet om en skarpt begränsad, skivformad kropp är oriktigt. Alternativa tolkningsmöjligheter framgår av fig. 40.

Malm och nyttosten

Malmer

Nyköpingstrakten ingår i det leptitrika område, som omsluter Mälarbäcken och framför allt i Bergslagen är rikt på malmer. Ett flertal malmförekomster är också sedan gammalt kända från Nyköpingsområdet och har tidigare detaljerat beskrivits av Erdmann (1867), Sidenbladh (1867), Tenggren (1924), Johansson (1909), Palmgren (1917) och Magnusson (1944 och 1970), varför de här endast kommer att beröras kortfattat.

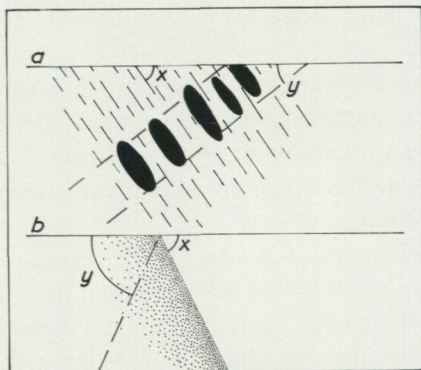


Fig. 40. Exempel på strukturer, där fältgeologiska och geofysiska metoder kan ge olika stupningsriktningar.

- a. Av sekundära s-tytor sönderslitet skikt.
- b. Skikt med en skarp och en oskarp gräns.
- x. Fältgeologiskt mätt stupning.
- y. Ur flygmagnetiska kartan framräknad stupning.

Structures, for which geological and geophysical methods may give different directions of dip.

- a. Layer, cut into pieces by secondary s-surfaces.
- b. Layer with one sharp and one diffuse boundary.
- x. Dip measured in the field.
- y. Dip calculated from the aeromagnetic map.

Bladets malmer ligger samtliga inom eller i nära anslutning till leptitområdena. Sulfidmalmer förekommer främst i centrala Tunabergsområdets (0c) leptiter, vilka i gengäld är påfallande fattiga på järnmalmer. Flygmagnetiska kartan visar också, att detta område är anmärkningsvärt magnetitfattigt i stort. Järnmalmer förekommer i stället rikligt i leptitlagren väster och NO om Nyköping (3d) samt i leptithorisonten 1 km norr om Bråviken, mellan Nävekvarn (0b) och Kungshamn (0e), samt i Tunabergsområdets utkanter.

Kartbladets järnmalmer är manganrika skarn-kalkjärnmalmer med magnetit som det dominerande malmineralet. Dylka malmer förekommer i Mellansverige genomgående i samband med kalibetonade, kalk- och skarnbandade leptiter. Nyköpingstraktens järnmalmer genomsetts ofta av och är kraftigt uppblandade med pegmatiter, vilket många gånger försvårat brytningen. Malmerna uppträder vanligen som tydliga skikt, konkordanta med de omgivande gnejserna, och är ofta skarnbandade. De viktigaste gruvfälten är Vreta (4e), Gillinge (4e) och Sjösa (3e) gruvor i Sjösa-Svärta-om-

rådet, samt talrika större och mindre gruvor såsom Mariebergsgruvorna (3e) 2 km ONO om Nyköpings Cstn och Dammgruvorna (3d) i leptitstråket omedelbart norr om Nyköping. Längs Bråviksstranden ligger Skeppsviksgruvorna (0b) samt Dammgruvorna vid Hagbergstorp (0c—d) och ett par smärre gruvförsök 500 m väster om Hagbergstorp. Kärrgruvorna (0c) 2.5 km VNV om Tunabergs k:a (0c) och Nygrans gruvor (0b) ligger båda i sedimentgnejser, vilka emellertid är tydligt samhöriga med de i grannskapet anstående leptiterna.

Eulysiterna uppträder på samma sätt som järnmalmerna men skiljer sig från dessa genom att de i stor utsträckning för mangan i stället för järn och genom att både järn och mangan i eulysiterna är tvåvärt och silikatbundet. De förekommer i nära anslutning till järnmalmerna vid Gillinge (4e) och Dammgruvorna vid Hagbergstorp (0c—d). Den senare fyndigheten, vilken benämns "St. Utterviks hage" i äldre litteratur, bröts som manganfyndighet under första världskriget. Eulysit förekommer dessutom i flera smärre förekomster söder om Tunaberg (0c), bl. a. vid Strömshult (0c), och har speciellt beskrivits av Palmgren (1917).

Bladets sulfidmalmer hör till dem som Magnusson (1970) anser ha bildats genom att malmförande lösningar, vilka drivits ut från de centralsörmländska ådergnejserna vid migmatitiseringen, kommit att kristallisera eller utfällas som malmer i ådergnejsernas ytterkanter. Denna hypotes har på senare tid ifrågasatts av flera forskare, och kartbladets sulfidmalmer förefaller ej heller att vara knutna till någon synlig ådergnejsfront. Malmkoncentrationerna har i stället lokaliserats till kalk- och skarnbergarter i Tunabergstraktens (0c) leptitmiljöer, där de synes bilda lager eller linjaler, som är konforma med omgivande bergarter. Den mest bekanta fyndigheten är den vid Tunabergs k:a (0c), som brutits på kopparkis och koboltglans. Dessa mineral förekommer även tillsammans med magnetkis i Mormorsgruvan 750 m väster om Nyhyttan (0c). Kopparkis finns även i Strömsborgsgruvan 700 m VNV om Syrtorp (0c), liksom i Carl-Gustavsgruvan 350 m NO om Skeppsvik (0b). Dessutom förekommer ett antal större och mindre blyglans- och zinkbländeanledningar i Tunabergsområdets perifera delar. De ligger oftast i kalk- eller skarnskikt nära gränsen mellan leptiter och metasediment, såsom i skärpningarna 600 m norr om Hultebo (0c) eller i skogen 1 km VNV om Rävstugan (0c). Till denna typ hör även Börjels-torpsfältet (0c—d), där förutom blyglans och zinkblände även magnetkis, svavelkis och kopparkis förekommer. Enligt bergmästare G. Fröman i Ny-

köping förekommer i bergmästarrelationerna uppgifter om att man på 1700-talet skulle ha funnit små mängder silver i järngruvefälten strax väster om Nyköpingsån och vid Marieberg (3d). Liknande uppgifter föreligger också beträffande Sjösaområdet.

Bland förekomster av eventuellt ekonomiskt intresse bör även nämnas ett antal ibland kraftigt radioaktiva pegmatitgångar runt bladgränsen 0.5—1.5 km SV om Hannsjön (2a). Genom undersökningar utförda av Prospekteringsavdelningen vid Gränges AB är det känt, att uraninit och monazit utgör de väsentligaste radioaktiva mineralen och att uranofan förekommer sekundärt.

Gula, mer eller mindre kraftigt radioaktiva utlakningsprodukter förekommer dessutom här och var inom kartbladet.

Nyttosten

Kartbladets karbonatstenar är i allmänhet förorenade av skarn. Den renaste kalkstenen är den vid Pumptorp (1b), vilken är ganska grovkristallin och genomdragen av ett flertal kraftiga pegmatitgångar. Skarnig kalksten har framför allt brutits som byggnadssten vid och 1 km öster om Strömshult (0c). Över hela kartbladet har dessutom skett smärre uttag av husbehovskarktär i mer eller mindre skarnig kalksten.

Som byggnadssten har dessutom homogena partier av gnejsgraniter och serorogena graniter brutits i mindre skala. Det största brottet är upptaget på ett homogent parti av ögonförande, serorogen granit vid Österlund (3a). I området runt Marsviken (0—1, d—e) förekommer ofta klippande pegmatitgångar med grov kvarts och kalifältspat. Pegmatiterna är ibland zonerade, så att fältspaten ansamlats utefter gångens väggar, och kvartsen bildar en central kärna. På höjdryggen norr om Näset (1e) anstår en större, ovanligt grovkristallin pegmatit med flera decimeter stora fältspater, väl åtskiljda från kvartsen. Nord-sydliga, tydligt klippande, zonerade pegmatitgångar förekommer här och var norr om Grönholmen (1e).

Kort beskrivning av kartbladets delområden

Kartbladets berggrund består av en intim blandning av decimeter- till mertjocka bergartskroppar med sinsemellan olika kemiska och fysikaliska egenskaper, t. ex. sedimentgnejs innehållande granitådror och amfibolit-linser. Då dessa olika enheter ovan beskrivits i skilda kapitler, är det svårt

för läsaren att av beskrivningen få en uppfattning om de olika komponenternas frekvens, storlek och inbördes relationer, vilket har betydelse ur bergmekanisk synpunkt. Detta avsnitt är därför ett försök till mycket schematisk beskrivning av skillnaderna härvidlag mellan olika regioner. Dock finns blott underlag för en mycket schablonartad framställning, som vid läsning bör jämföras med berggrundskartan. Delområdenas numrering framgår av fig. 41. Beträffande sprickor och diabaser hänvisas till spricktektoniska kartan.

1. Kraftigt jordtäckta områden med dåligt känd berggrund, troligen genomdragna av talrika sprickdalar i sina längsriktningar. Jfr spricktektoniska kartan.

2. Homogena, ganska grovkorniga gnejsgranitigmatiter enligt s. 54 och fig. 18 och 19. De östra delarna består av centimeter- till decimeter-tjocka kvarts-fältspatådror omväxlande med millimetertunna, decimeter-långa biotitsliror. Dessa är ofta böjda och hopskrynkade, så att en i stort ganska homogen bergart föreligger. På Nykyrkanäset är bergarten ej lika ådrig och biotiten har ej samlats till sliror utan föreligger homogent fördelad i bergarten.

Bergarten har sannolikt ganska god hållfasthet beroende på att kvarts- och fältspatmaterialet är påfallande homogent uppblandat med biotitsliror.

3. Homogena, medel- till grovkorniga, ögonförande, massformiga graniter med enstaka ytbergartsrester. Mot områdets norra begränsning har graniten ofta en lätt planstruktur och för ofta fragment av gnejsgranit. Den södra gränsen är närmast en breccia, där graniten genomsätter de omgivande gnejsgraniterna. Bergarten är homogen och har endast glesa slag (Lundegårdh 1963).

4. Medelkorniga, homogena, röda gnejsgraniter, ofta konformt genomdrade av medel- till grovkorniga centimeter- till decimetertjocka kvarts-fältspatådror. Ytbergartsrester förekommer sparsamt, liksom biotitsliror (jfr fig. 16). I området väster om Tuna genomsätter talrika gångar härrörande från graniten i område 3. Ett par större massiv av denna granit förekommer också i området. Områden, som betecknats med 4a, är speciellt rika på yngre granitmaterial, och gnejsgraniterna föreligger här endast som

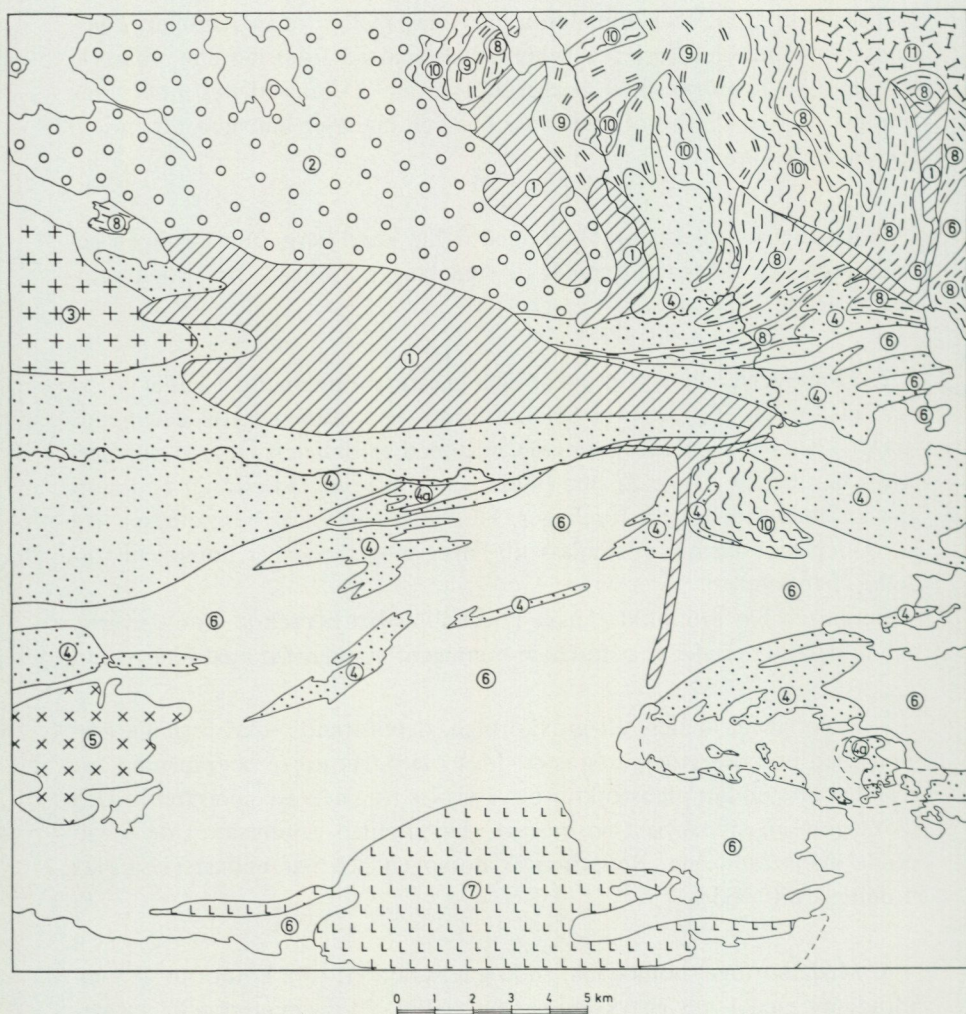


Fig. 41. I texten beskrivna delområden.

starkt upplösta men vanliga rester, vilka ofta ger bergarten en tydlig planstruktur. Bergarterna är påfallande homogena i stort, varför de bör vara relativt hållfasta.

5. Rödlätt, biotitfattig, medelkornig, jämnkornig yngre, homogen, mycket sparsamt pegmatit- och aplitslirig granit med mycket få biotitsliror eller ytbergartsrester. Graniten har endast glesa slag, och förutom de sällsynta ytbergartsresterna och biotitslirorna förekommer inga inhomogeniteter, som kan bilda avlossningsytor.

6. Ädriga till migmatitiska sedimentgnejsjer bestående av decimetertjocka bankar av finkorniga, ofta kvartsrika ytbergartsgnejsjer med centimeter- till decimetertjocka ådror, sliror och klumpar av medel- till grovkornigt kvartsfältspatmaterial. (Se fig. 5 och 6.) Det sistnämnda materialet samlar sig ofta till granitkroppar av starkt växlande storlekar, i vilka spridda ytbergartsrester och biotitsliror förekommer. Talrika större och mindre skölbetonade svaghetszoner efter biotitrika skikt förekommer i alla typer av dessa gnejsjer. Fin- till medelkornig amfibolit uppträder ofta som smärre inlagringar i området. Diabaser genomsätter relativt rikligt i vissa stråk, vilka framgår av den spricktektoniska kartan.

Kvartsfältspatådrorna, de talrika biotitrika slirorna och skikten samt amfibolitinlagringarna utgör påtagliga, brantstående svaghetszoner i berggrunden.

7. Leptiter, kalkstenar och skarnbergarter i snabb växellagring med sedimentgnejsjer enligt område 6. De växellagrande enheterna har alla tjocklekar. Leptiterna är biotitfattiga, fältspatrika och föga granitådrade. (Se fig. 1.) Skarn och kalk är alltid närvarande men mestadels endast som millimetertunna skikt. Både klippande och konforma, större granit- och pegmatitkroppar är mycket vanliga.

En ganska kraftigt upplöst gnejsgranit lik den i område 1 förekommer vid Tunaberg. Den utbredda växellagringen av olika komponenter innebär även i detta område, att berggrunden genomdras av talrika svaghetsplan. Mängder av granitgångar och sprickplan bidrar också härtill. Svaghetsplanen stupar oftast ganska flackt.

8. Leptiter, kalkstenar och skarn väsentligen enligt område 7, men här ofta växellagrande med decimeter- till meterbreda amfiboliter. Konforma

gångar av gnejsgranit är också vanliga men tydliga sedimentgnejsjer enligt område 6 ovanliga. Talrika massiv av massformig granit genomsätter.

De bergmekaniska egenskaperna är jämförbara med dem i föregående område.

9. Röda och grå, kraftigt upplösta gnejsgraniter, ofta påminnande om dem i östra delen av område 2. Massformigt kvarts-fältspatmaterial med biotitsliror är vanligt, liksom sedimentgnejssliror. De olika komponenterna är här ej lika homogent fördelade som i område 2, varför biotitslirorna ibland kan förväntas försvaga berggrunden.

10. Kraftigt upplösta, grova, biotitsliriga ytbergartsgnejsjer med rikligt av kvarts-fältspatmaterial. Smärre lager av gnejsgranit ingår också. Finkorniga ytbergartsrester är sällsynta. (Se fig. 17.)

Troligen föreligger här relativt starka bergarter, eftersom de olika komponenterna är tämligen kraftigt blandade och rekristalliserade.

11. Kraftigt upplösta gnejsgranitmigmatiter lika dem i västra delen av område 2 men här väsentligt mera finådrade. De består således vanligen av millimeter- till centimetertunna kvartsfältspatskikt, vilka gränsar mot utsträckta, millimetertunna raka biotitsliror.

De bergmekaniska egenskaperna är troligen jämförbara med dem i föregående område.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

- ASKLUND, B., 1929 : Kalirika bergarter inom södra och mellersta Sverige. — SGU, C 354.
- BATTEY, M. H., 1955: Alkali Metasomatism and the Petrology of some Keratophyres. — Geol. Mag. 92, 104—126.
- BROTZEN, O., 1972 : A Graph for the chemical diagnosis of Rocks. — SGU, C 678.
- CHINNER, G. A., 1962 : Almandine in Thermal Aureoles. — Journ. Petrol. 3, 316—340.
- DAHL, O., 1972 : Some aspects on the evolution of fleck gneisses in the Västervik area. — GFF, 94, 69—82.
- DALLMEYER, R. D., 1972 : Compositional Controls on Cordierite-Bearing Assemblages in High-Grade Regional Metamorphism. — 24. Int. Geol. Congr. Montreal, 1972, Sect. 2, 52—63.
- ERDMANN, A., 1848 : Försök till en geognostisk-mineralogisk beskrifning öfver Tunabergs socken i Södermanland, med särskildt afseende på der belägne grufvor. — Kungl. Vetenskapsakademiens Handlingar 1848, senare hälften, 1—94.
- ERDMANN, E., 1867 : Några ord till upplysning om bladet "Nyköping". — SGU, Aa 23.
- GEJER, P., 1923 : Eulyisitc iron ores in northern Sweden. — SGU, C 324.
- GORBATSCHEV, R., 1968: Distribution of Elements between Cordierite, Biotite and Garnet. — N. Jb. Miner. Abh. 110, 57—80.
- 1969 : A study of Svecofennian supracrustal rocks in central Sweden : lithological association, stratigraphy, and petrology in the northwestern part of the Mälaren—Hjälmaren basin. — GFF, 91, 479—535.
- 1972 : Coexisting varicolored biotites in migmatitic rocks and some aspects of element distribution. — N. Jb. Miner. Abh. 118, 1—22.
- HIRSCHBERG, A. & WINKLER, H. G. F., 1968: Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. — Contr. Min. Petr. 18, 17—42.
- HJELMQVIST, S., 1939 : En kambrisk sandstensgång i St. Malms s:n, Södermanland. — GFF, 61, 209—219.
- HOLDAWAY, M. J., 1971 : Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. — Am. Journ. Science, 271, 97—131.
- IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS, 1973 : Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations. — N. Jb. Miner. Mh. 1973, H 4, 149—164.
- JOHANSSON, H. E., 1909 : Om Tunabergs kopparmalmsfält. — SGU, C 221.
- KNABE, W., 1970: Anatexis von Quarz-Plagioklas-Biotit-Metamorphiten. — Geol. Jb., 89, 1—32.
- KOARK, H. J., 1973 : Zur Entstehung des tektonischen Stengelbaus an präkambrischen Eisen- und Sulfidzirkörnern der zentral-schwedischen Leptitserie. — Mineral. Deposita, 8, 19—34.
- LAHEE, F. H., 1961 : Field Geology. — Mc Graw-Hill Book Co.
- LOBERG, B., 1973 : Geologiska material och Sveriges berggrund. — P. A. Norstedt & Söners förlag.
- LUNDEGÄRDH, P. H., 1963: Projektering av rum och tunnlar i berg. — SGU, C 590.
- 1967 : Berggrunden i Gävleborgs län — SGU, Ba 22.
- 1970 : Stenar i färg. Sjätte upplagan. Stockholm. — Almqvist & Wiksell.
- 1974 : Berg och jord i Sverige. Fjärde upplagan. Stockholm. — Almqvist & Wiksell.
- LUNDSTRÖM, I. & PERSSON, CH., 1972 : Beskrivning till geologiska kartbladet Nyköping SV. — SGU, Ae 11.
- MAGNUSSON, N. H., 1944 : De mellansvenska järnmalmernas geologi. — SGU, Ca 35.
- 1970: The origin of the iron ores in central Sweden and the history of their alterations. — SGU, C 643.

- MEHNERT, K. R., 1968 : Migmatites and the origin of granitic rocks. — Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- MORFELDT, C.-O., 1962 : Berggrundens diskontinuiteter. — Byggmästaren, 41, nr 6, 3—12.
- 1972 : Bergbeskaffenheten i utsprängd anläggning jämförd med prognoser, grundade på geologiska ytobservationer. — IVA-rapport 45. Bergmekaniskt diskussionsmöte 11 februari 1972, 47—65.
- MÜLLERN, C. F., 1971 : Berggrunden i Beskrivning till hydrogeologiska kartbladet Örebro SV. — SGU, Ag. 1.
- PALMGREN, J., 1917 : Die Eulysite von Södermanland. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol XIV, 109—228.
- PERSSON, CH., 1972 : Larslundsmalmen, geologisk sammanställning av grundundersökningar. — SGU, C 674.
- PETTJOHN, F. J., 1956 : Sedimentary Rocks. — Harper & Row.
- RAMSAY, J. G., 1967 : Folding and fracturing of rocks. — Mc Graw-Hill Book Company.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M., 1969 : Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. — Am. Journ. Science. 267, 259—272.
- RITTMAN, A., 1952 : Nomenclature of Volcanic Rocks. — Bull. Volc. 12, 75—102.
- RUSSEL, R. V., 1969 : Porphyroblastic differentiation in fleck gneiss from Västervik, Sweden. — GFF, 91, 217—282.
- SIDENBLADH, E., 1867 : Några ord till upplysning om bladet Tärna. — SGU, Aa 24.
- STRECKEISEN, A. L., 1967 : Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — N. Jb. Miner. Abh. 107, 144—240.
- STÅLHÖS, G., 1962 : Nya synpunkter på Sörmlandsgnejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. — SGU, C 587.
- 1969 : Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund. — SGU, Ba 24.
- 1972 : Beskrivning till berggrundskartbladen Uppsala SV och SO. — SGU, Af 105—106.
- SUNDIUS, N., 1923 : Grythyttfältets geologi. — SGU, C 312.
- TEGENGREN, F. R., 1924 : Sveriges ädlare malmer och bergverk. — SGU, Ca 17.
- TERZAGHI, R. D., 1948 : Potash-rich rocks of the Esterel, France. — Am. Min. 33, 18—30.
- TROMMSDORFF, V., 1966 : Progressive Metamorphose kiesiliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. — Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 46, 431—460.
- WEDEPOHL, K. H., 1969 : Handbook of Geochemistry. — Springer Verlag.
- WELIN, E. & BLOMQVIST, G., 1964 : Age measurements on radioactive minerals from Sweden. — GFF, 86, 33—50.
- WELIN, E. & LUNDQVIST, TH., (opubl. arb.): K/Ar ages of jotnian dolerites in Västernorrland county, central Sweden.
- WIKMAN, H., 1972 : Rinkaby-Väringenområdet. Beskrivning till berggrundsgeologiska kartbladet Örebro NV. — SGU, Af 102.
- WIKSTRÖM, A., 1974 : Svecofennian structures in northeastern Östergötland, south-east Sweden. — Föredrag vid XI Nordiska Geologiska Vintermötet, Uleåborg 1974.
- WINKLER, H. G. F., 1967 : Die Genese der metamorphen Gesteine. — Springer Verlag, Berlin.
- 1970 : Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and a Classification based on Isograds in Common Rocks. — N. Jb. Miner. Mh. 5, 1970, 189—248.

Appendix: Exkursionsguide

Exkursionsguiden avser att anvisa lokaler med någorlunda typiska bergarter, vilka är lätt åtkomliga med bil (fig. 42). Nyköpings tätbebyggelse ligger i ett geologiskt synnerligen innehållsrikt avsnitt av kartbladet, men förhållandena är här så komplicerade, att det är svårt att anvisa riktigt bra och samtidigt närbelägna lokaler. Guiden anvisar därför dels ett antal lätt-tillgängliga men i viss mån svårtolkade lokaler nära staden, dels mera avlägsna lokaler, av vilka flera uppvisar mera renodlade bergartstyper.

1. Berget vid klockstapeln ovanför Allhelgonakyrkan i Nyköping (3e): röd, kraftigt migmatitomvandlad gnejsgranit. Turmalin förekommer i ådror och genomsättande pegmatiter.
2. Litet granitbrott 500 m söder om Rosenkälla, ca 1 km öster om Nyköping (2e): samma gnejsgranit som på lokal 1 men betydligt bättre bevarad genom att bergarten ej är så kraftigt migmatitomvandlad.
3. Vägsprängning väster om vägen, 100 m norr om järnvägsundergången, 700 m NNV om Rosenkälla (3e): sedimentådergnejsjer med plagioklaskvartsitiska paleosomer.
4. Vägsprängning vid södra påfarten (3e) till E4, 1.5 km öster om Nyköpingsån: Skarnbandade kalileptiter med flera metertjocka kalkstenslager.
5. Granitbrottet vid skjutbanan 700 m VSV om Svansta (3e): grå, homogen, massformig serorogen granit.
6. Liten häll 100 m öster om vägen, 800 m SSV om Ekeby (3d): skarn- och sedimentskiktad kalileptit med antydning till strömskiktning. Kalileptiten är ljusgulvit, skarnet och sedimentskikten gråaktiga. Jfr fig. 1, fig. 7 nr 1 och 22 samt tabell 4 nr 5, vilka samtliga belyser förhållandena vid denna lokal.
7. Vägsprängning norr om vägen 700 m NO om Ullevi (3c): kraftigt upplöst gnejsgranit med enstaka ytbergartsrester. Denna gnejsgranit är en starkt migmatitiserad variant av bergarten vid lokal 8.

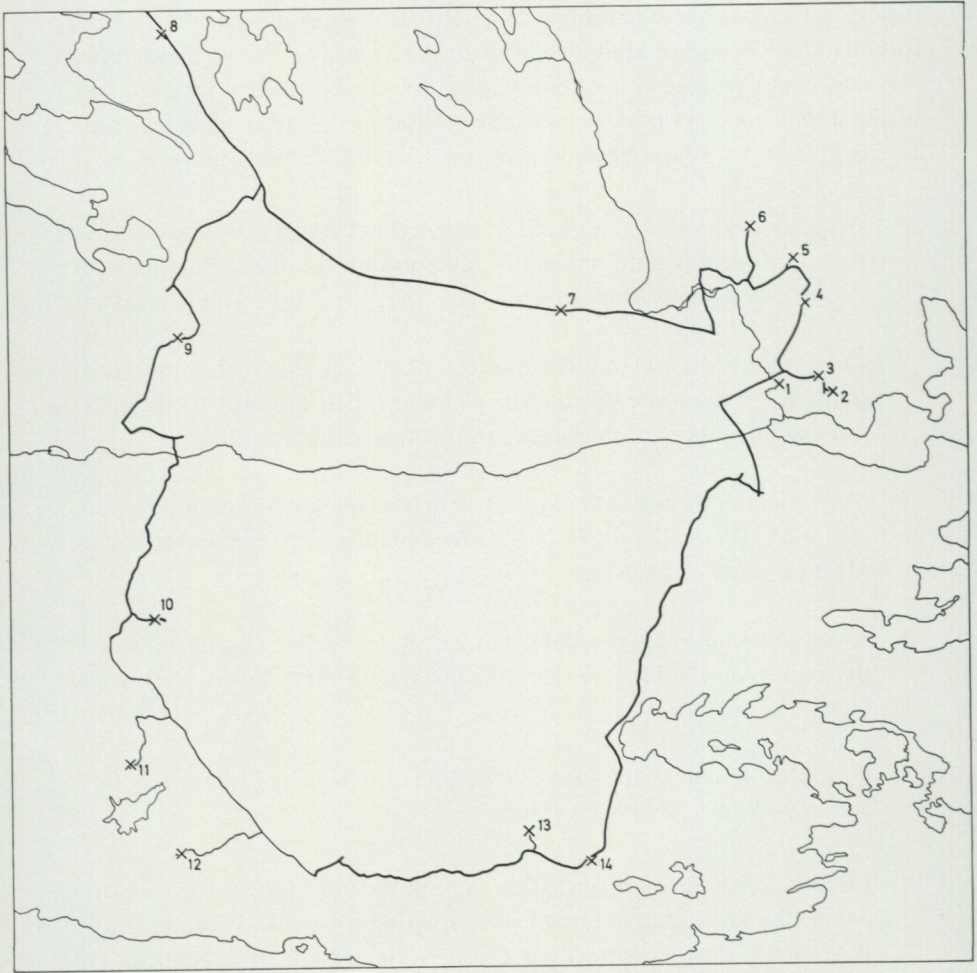


Fig. 42. Exkursionsroute.

8. Hällar SV intill vägen 100—400 m NNV om Dalstugan (4a): grå, lätt ögonförande, ovanligt väl bevarad gnejsgranit av en typ, som förekommer över hela Nykyrkanäset. Bergarten övergår kontinuerligt mot SO i sådana typer, som finns på lokal 7. Jfr fig. 18 och tabell 5 nr 7 från denna lokal.
9. Granitbrottet 100 m NV om Österlund (3a): rödgrå, ögonförande, massformig serorogen granit. Jfr fig. 28 nr 3 och tabell 8 nr 13 från denna lokal.
10. Hällar i och 100 m söder om vägkröken 500 m väster om Hagmyra (1a): sedimentådergnejsjer med plagioklaskvartsitiska paleosomer.
11. Hällar vid vägens slut 1 250 m väster om Översthyttan (1a): rödlätt, homogen migmatitgranit med mycket få ytbergartsrester.
12. Små vägsprängningar 500 m VNV om Häradstorp (0a): röd, mikroklinförande sedimentgnejs, delvis med fläckformade neosomer. Jfr fig. 8 nr 4 och tabell 4 nr 8 från denna lokal.
13. Hällar runt vägen 100 m NV om Brinkstugan (0c): väster om vägen anstår folierad, lätt migmatitiserad gnejsgranit, vilken ofta genomsätts av gångar av röd, massformig, homogen serorogen granit. Den sistnämnda graniten anstår i en något grövre, grå ögonförande form öster om vägen, där den kan beses i ett mindre stenbrott.
14. Hällparti söder om vägen 600 m söder om Överbosjön (0c—d): i hällan intill vägen närmast åkern i NV anstår en biotitrik, sillimanitförande sedimentgnejs. I västra delen av hällpartiets högsta krön, ca 100 m SO om ovanstående anstår vacker kalileptit växelagrande med kalksten och skarn. Jfr tabell 1 nr 2 från denna lokal. I hällarna närmast åkern ca 300 m söder om vägen återkommer mera normala men rostvittrande och skarniga sedimentgnejsjer.

PRISKLASS H

Distribueras genom

LiberTryck

FAK, 162 10 VÄLLINGBY 1

Växjö 1974 C. Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden

ISBN 91-7158-066-2