SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD
SKALA 1:50 000
Serie Af · Nr 138

GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN NYNÄSHAMN NO/SO

UTÖ MED OMGIVANDE SKÄRGÅRD

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
NYNÄSHAMN NO/SO



UPPSALA 1982

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

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

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
Box 670
751 28 UPPSALA

Telefon 018-15 52 80

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD
SKALA 1:50 000
Serie Af · Nr 138

GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN NYNÄSHAMN NO/SO

UTÖ MED OMGIVANDE SKÄRGÅRD

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
NYNÄSHAMN NO/SO

UPPSALA 1982

ISBN 91-7158-265-7
ISSN 0586-1543

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning.
Lantmäteriverket 1982-08-13

INNEHÅLL

METODIK OCH BERGARTSINDELNING 5
Inledning 5
Metodik 5
Lägesbestämningar 6
Generaliseringar 6
Bergarternas indelning 7
Indelning efter ursprung och bildningsmiljö 7
Djupbergarter 7
Gångbergarter 7
Ytbergarter 9
Vulkaniter 9
Mekaniskt avsatta (epiklastiska) sediment 10
Icke-klastiska sediment 12
Indelning efter omvandlingsgrad och sammansättning 12
Indelning efter ålder 15
Övriga termer 15
Strukturgeologiska kartan 18
Södra Sveriges regionala berggrundsgeologi 19
Litteratur 21
Berggrunden i de östra delarna av södra och mellersta Sverige. Av Göran Stålhös 22
Stratigrafi och metamorfos 26
BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN. Av Göran Stålhös 29
Sedimentbergarter 33
Sedimentgnejser väster om Mysingefjärden (granat-cordierit-sillimanit-andalusitådergnejser och fältspatkvartsitiska gnejser) 33
Metasedimenten öster om Mysingefjärden 35
Petrografiska och mineralogiska egenskaper i glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter 40
Kemiska egenskaper i glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter 51
Skarnförande led och kalkstenar inom metasedimenten 57
Konglomerat, konglomeratliknande led och breccior inom metasedimenten 57
Metavulkaniter 58
Den kalkbandade leptitformationen 59
Karbonatstenar 70
Bandformationen 71
Kvartsplagioklasporfyrerna på Utö 81
Äldre (primorogena) intrusivbergarter 85
Djupgrönstenar 88
Granitoider (tonaliter, granodioriter och graniter) 89
Lager och gångar av metabasit 93
Yngre (serorogena) graniter och pegmatiter 95
Metamorfos 99
Stratigrafi och tektonik 101
Sprickzoner, förkastningar, myloniter och breccior 110
Diabas 114
Järnmalmer och sulfidmineraliseringar på norra Utö 114
Nyttosten 117
Summary 118
Litteratur 124

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

Inledning

Af-seriens berggrundskartor i skala 1: 50 000 visar de olika bergarternas utbredning både i häll (berg i dagen) och under lösa jordlager. Kartan framställs med tanke på att ge en allmängeologisk bild av berggrunden. Kartbilden utgör därigenom grundvalen för fortsatta, mer målinriktade arbeten.

Metodik

Det arbete som leder fram till en berggrundskarta kan uppdelas i olika moment. Huvudarbetet består i direkta studier av berget, där detta går i dagen.

De vid karteringen observerade berggrundsytorna kan redovisas på två olika sätt i kartbilden, dels som "häll", dels som "observerad yta av blottat berg". Det första fallet tillämpas, då en jordartskarta i Ae-serien med de "verkliga" hällkonturerna finns tillgänglig. (De på Ae-kartorna redovisade hällytorna kan dock även till en del täckas av ett tunnare jordlager.) I dessa fall överensstämmer alltså hällkonturerna på Af- och Ae-kartorna. När ingen jordartskarta finns tillgänglig, redovisas endast den yta som den karterande berggrundsgeologen undersökt.

Iakttagelser i fält nedtecknas på rekognosceringskartor och i dagböcker. I samband med fältarbetet sker också provtagning av olika bergarter och mineral. Av en del bergartsprover framställs s. k. tunnslip, vilka studeras i mikroskop för närmare bestämning av mineralinnehåll och texturer. Sammansättningen beräknas medelst punkträkning, som innebär att man bestämmer och räknar bergartens mineral i ett visst bestämt rutnät. Kemiska analyser av vissa bergarts- och mineralprover görs även. För att underlätta behandlingen av bergartsanalyserna räknar man ibland om dessa till vissa standardiserade mineral, s. k. normberäkning. Detta kan ske på olika sätt, t. ex. enligt ekvivalentnorm (E)- eller CIPW-norm-modellerna. Bergarternas sammansättning varierar i skiftande grad, varför redovisade analyser kan vara mer eller mindre representativa. Vid sammanställningen av observationerna till en heltäckande karta bidrar resultaten från skilda arbetsmoment till den slutgiltiga bilden. Iakttagelser av strukturer och ytformer i häll och på flygbilder kan nämnas som exempel på några viktiga led i detta arbete. Även resultaten

av olika geofysiska undersökningar är av stor betydelse. Detta gäller framför allt i större jordtäckta områden, där meningsfull information endast kan erhållas med sådana metoder. Genom geofysiska mätningar har man också ibland möjligheter att få ett bättre begrepp om berggrundens tredimensionella uppbyggnad.

För SGU:s kartor i serie Af utförs numera rutinmässigt flygmagnetiska mätningar, vilka redovisas på en särskild karta över den magnetiska totalintensiteten. Andra geofysiska metoder, som gravimetri och seismik, används vanligtvis för speciella problem. I vissa fall bidrar uppgifter från borrningar till den slutliga kartbilden. Detta gäller framför allt i områden med yngre, fossilförande berggrund. Berggrundskartan är därför en av geologen utförd sammanställning av observationer och tolkningar, baserad på de ovan nämnda metoderna.

Då arbetet med ett kartblad avslutats, arkiveras på SGU primärmaterialet i form av kartor, dagböcker, analysprotokoll, bergartsprov, slipprov m. m.

Lägesbestämningar

I beskrivningen till kartan brukar varje lägesbestämning åtföljas av en beteckning (siffra plus bokstav), vilken åsyftar den delruta (det ekonomiska kartblad enligt beteckningarna i marginalen på kartan) där lokalen är belägen. För analyserade prover ges även koordinaterna i rikets nät, varvid nord-sydkoordinaten anges först.

Generaliseringar

Kartan visar en förenklad bild av verkligheten. Detta har bl. a. tekniska orsaker, eftersom bergartskroppar med en yta mindre än 50 × 50 m (1 × 1 mm i skala 1: 50 000) inte kan redovisas med konturläggning. Dessutom kommer självfallet berggrundskartan att visa en starkt förenklad bild i områden med dåligt blottad berggrund. Generaliseringarna är särskilt påtagliga i de delar av vårt land, där berggrunden är komplext uppbyggd. Det är här inte ovanligt att man kan finna ett flertal olika bergarter på en liten hällyta. För att i någon mån åskådliggöra denna typ av geologi använder man en serie symboler som överbeteckningar på en grundfärg för den dominerande bergarten. Hit hör exempelvis de tecken, som anger förekomsten av granit- och pegmatitgångar, migmatitomvandling och brottstycken av äldre berggrund i intrusivbergarter (se

s. 18). Symbolerna visar att företeelsen ifråga är representerad i området. De enskilda tecknens betydelse är alltså inte enbart begränsad till den yta de täcker. Ett undantag från denna regel utgör symbolerna för geologiskt betydelsefulla företeelser i mindre dimensioner, t. ex. tunna konglomerathorisonter, tunna diabasgångar och kalkstensskikt liksom ibland tecknen för gruvor och stenbrott. Dessa har vanligen överdrivna dimensioner, men deras läge och orientering avspeglar i möjligaste mån de verkliga förhållandena. Tekniken med överbeteckningar kan dock endast antyda den variation som finns i verkligheten.

Bergarternas indelning

Ursprung, ålder, sammansättning och eventuell grad av omvandling inverkar på bergarternas utseende och egenskaper. För SGU:s berggrundskartor i södra och mellersta Sverige gäller att ursprunget och åldern vanligen ger grundfärgen på kartan. Variationer i omvandlingsgrad och sammansättning inom de olika bergartsgrupperna redovisas med överbeteckningar.

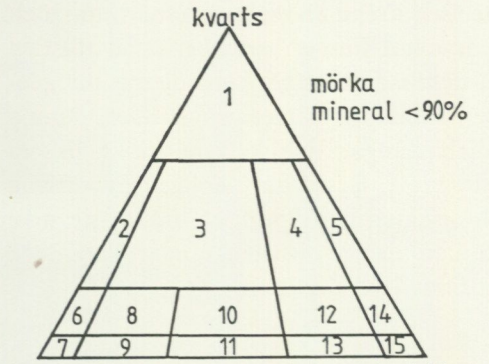
Indelning efter ursprung och bildningsmiljö

Djupbergarter (bildade på ett visst djup i jordskorpan)

Djupbergarterna utgör den i Sverige kvantitativt mest betydelsefulla gruppen bland de s. k. eruptiva (magmatiska) bergarterna. Indelningen följer huvudsakligen IUGS:s schema från 1973 (se litteraturförteckningen). Schemat förutsätter att bergartens mineralsammansättning är känd. För de sura och intermediära bergarterna (mer eller mindre rika på kiselsyra) avgörs benämningen av förhållandena mellan kvarts, plagioklas och alkalifältspat enligt fig. 1, vilken är en del av IUGS:s schema. De mörka mineralen, som i de flesta fall är underordnade, beaktas sålunda inte vid denna klassificering. Som framgår av teckenförklaringen till kartorna tas dock ibland hänsyn till halten av mörka mineral vid grupperingen av de olika kartenheterna. Det är nämligen i fält ofta svårt att avgöra förhållandet mellan fältspatkomponenterna.

Gångbergarter

Många olika typer av bergarter kan uppträda gångformigt utan att namnet härigenom förändras. Man kan t. ex. tala om "granitgångar", "am-



1 kvartsrik granitoid
2 alkalifältspatgranit
3 granit
4 granodiorit
5 tonalit
6 alkalifältspatkvartssyenit
7 alkalifältspatsyenit
8 kvartssyenit
9 syenit
10 kvartsmonzonit
11 monzonit
12 kvartsmonzodiorit/ kvartsmonzogabbro
13 monzodiorit/monzogabbro
14 kvartsdiorit/kvarts-gabbro/kvartsanortosit
15 diorit/gabbro/anortosit (diorit: <50% An i plag gabbro: >50% An i plag)

Fig. 1. Indelning av några djupbergarter enligt IUGS 1973.
Classification of some plutonic rocks, according to IUGS 1973.

fibolitgångar" etc. De egentliga gångbergarterna utgör en ganska heterogen grupp med den gemensamma egenskapen att texturen (se s. 17) beror på den för gruppen specifika, relativt ytnära kristallisationsmiljön. Ett gångformigt uppträdande är däremot inte alltid en nödvändig fortsättning.

Några ofta förekommande bergartsnamn i denna grupp är:

Aplit — Fin- och jämnkornig (sockerkornig) bergart med granitisk sammansättning och obetydlig halt av mörka mineral.

Aplitgranit — En grövre (medelkornig) variant av aplit associerad med vanlig aplit och pegmatit.

Diabas — Gångbergart med huvudmineralen plagioklas och pyroxen, vanligen sammanväxta till en s. k. ofitisk textur (se s. 17). Vissa diabaser för även olivin.

Gångporfyr — Samlingsnamn för kiselsyrarika gångbergarter med en porfyrisk textur (se s. 17), där strökornen omges av en tät till finkornig mellanmassa.

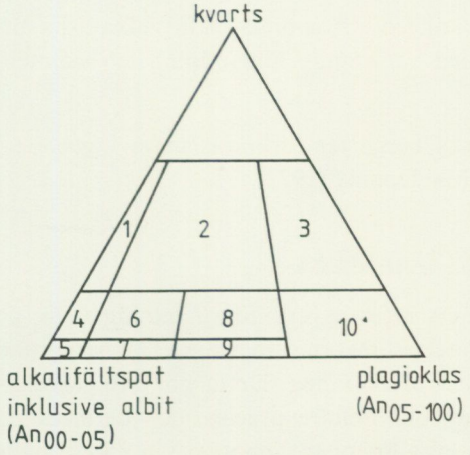
Hyperit, hyperitdiabas — Används för svarta, prekambriska diabaser (se ovan) i sydvästra och södra Sverige. Färgen betingas av en ymnig pigmentering med mycket små malmkorn.

Pegmatit — Grovkornig bergart med en speciell textur och med de enskilda kornen vanligen större än 1 cm i diameter. När namnet används ospecificerat brukar en granitisk sammansättning underförstås. Bergarten är i vissa fall anrikad på sällsynta jordartsmetaller, litium, bor, fluor etc.

Ytbergarter (bildade på jordens yta)

Vulkaniter

De vulkaniska bergarterna (vulkaniterna) tillhör gruppen eruptivbergarter (magmatiska bergarter). Klassificeringen bjuder på många svårigheter. Där bergarterna kan studeras i oomvandlat skick (mestadels i yngre vulkanområden), är de ofta finkorniga eller glasiga och mineralproportionerna är därför svåra att beräkna. Detta gör att sådana faktorer som typ av strökorn och färgindex (=halt av mörka mineral) kan påverka namngivningen. När mineralfördelningen är känd, följs dock IUGS:s indelning från 1980. Detta schema är i princip uppbyggt på samma sätt som för djupbergarterna (IUGS 1973). Ett urval av några allmänt förekommande vulkaniter och deras sammansättningar ges i



1 alkaliryolit
2 ryolit
3 dacit
4 kvartsalkalitrakyt
5 alkalitrakyt
6 kvartstrakyt
7 trakyt
8 kvartslatit
9 latit
10 andesit (SiO_2 > 52%)
basalt (SiO_2 < 52%)

Fig. 2. Indelning av några vulkaniter enligt IUGS 1980.
Classification of some volcanic rocks, according to IUGS 1980.

fig. 2. För en mer detaljerad diskussion om hithörande frågor hänvisas till ovannämnda IUGS-arbeten.

Några vanliga namn med anknytning till vulkaniska processer är:

Agglomerat	Bergart bildad genom konsolidering av bl. a. vulkaniska bomber (explosivt utslungade större lavaklumpar), ofta inbäddade i finkornigt material.
Ignimbrit	Bergart bildad vid en speciell typ av vulkanutbrott (askflöden eller "ash flows"). Den vulkaniska askan har avsatts vid så hög temperatur att den ofta helt eller delvis sammansvetsats till en fast bergart.
Lava	Den smälta som strömmar ut ur vulkaner. Termen används även för den stelnade bergarten.
Porfyr	Allmän term för kiselsyrarika (sura) vulkaniska bergarter med porfyrisk textur (se s. 17). Kan vara lava, tuff eller ignimbrit.
Porfyrit	Som porfyr, men kiselsyrahalten är här lägre. Bergarten är intermediär eller basisk.
Tuff	Bergart bildad genom konsolidering av explosivt utslungad aska.
Tuffit	Blandbergart av vanligen vattenomlagrade vulkaniska utbrottsprodukter med varierande inblandning av sedimentärt material.

Allmänna termer för vulkaniska bergarter förklaras mera ingående i grundläggande läroböcker, t. ex. MacDonald (1972).

Mekaniskt avsatta (epiklastiska) sediment

Pettijohns bok från 1975 utgör ett referensverk för indelningen av de sedimentära bergarterna. För Sveriges metamorfa (se s. 12) berggrund gäller dock att omvandlingsgraden ofta är hög. Detta gör att bergartsbeteckningarna med nödvändighet blir mindre precisa, och de använda termerna har ofta kommit att få en allmännare innebörd än i Pettijohns indelning. Följande namn förekommer allmänt:

Arenit	Samlingsnamn för sandstenar och siltstenar (se nedan).
Argillit	Samlingsnamn för bergarter med lerigt ursprung. *Pelit* används ibland i samma betydelse.
Arkos	Sandsten med ungefär lika proportioner av fältspat och kvarts. Dominerande fältspat är oftast mikroklin.
Fyllit	Metamorf bergart med lerigt ursprung. Glimmermineralen syns vanligen inte för blotta ögat, och skiffrighetsytorna glänser ofta som silke.
Glimmerskiffer	Metamorf bergart med lerigt ursprung, något grövre än fyllit. Glimmermineralen är synliga för blotta ögat och klyvytorna något mer oregelbundna. Termen används även i mera begränsad omfattning för glimmerrika bergarter bildade genom tektonisk nermalning.
Gråvacka	Grå bergart med övervägande sandigt ursprung, en viss lerinblandning och, ibland, bergartsfragment. I omvandlat tillstånd utgörs gråvackan vanligen av en bergart, som domineras av plagioklas, kvarts och biotit.
Konglomerat	Grovkornig bergart bestående av rundade fragment (bollar) (större än 2 mm i diameter) i en finkornigare mellanmassa.
Kvartsit	Metamorf bergart med sandigt ursprung och med mer än 80 vol.-% kvarts. Termen *fältspatkvartsit* används för bergarter med en kvartshalt mellan 50 och 80 vol.-% och med ringa glimmerhalt. Termen kvartsit (malmkvartsit) har även tillämpats på metasomatiska (se s. 18) produkter förknippade med malmbildning.
Lerskiffer	Lerbergart med mer än 75 vol.-% lerigt material och en karakteristisk klyvbarhet parallellt med lagringen.
Sandsten	Bergart där kornen vid avsättningen huvudsakligen haft sand- eller grovmostorlek (0.2—2.0 resp. 0.06—0.2 mm).
Siltsten	Bergart där kornen vid avsättningen dominerats av kornstorlekar i intervallet grovmjäla — finmo (0.006—0.06 mm).

Skiffer — Allmänt samlingsnamn för bergarter med perfekt klyvbarhet (skiffrighet). I urberget används termen dock huvudsakligen för bergarter bildade av ett ursprungligen lerigt sediment med låg omvandlingsgrad. När det gäller fjällbergarter har namnet en vidare, huvudsakligen strukturell betydelse.

Svartskiffer — Kolhaltig skiffer. Kolet utgörs i urberget vanligen av grafit.

Icke-klastiska sediment

Kalksten — Sedimentbergart bildad på organisk eller kemisk väg (gäller väsentligen de prekambriska förekomsterna) och huvudsakligen bestående av mineralet kalcit, $CaCO_3$.

Dolomit — Bergart bildad på samma sätt som kalksten men med huvudmineralet dolomit, $CaMg(CO_3)_2$.

Indelning efter omvandlingsgrad och sammansättning

För en stor del av vårt land gäller att både äldre djupbergarter och ytbergarter har omvandlats mer eller mindre intensivt. När omvandlingen gått långt kan bergartens ursprung ibland vara svårt eller omöjligt att fastställa.

Kartan anger i princip ursprungsbergartens namn. Detta är av vikt, eftersom bl. a. de stratigrafisk-tektoniska sambanden mellan lågmetamorfa och högmetamorfa berggrundsavsnitt på så sätt kan åskådliggöras i kartbilden. Prefixet "meta" används när man vill markera att det rör sig om en metamorf (omvandlad) bergart, i de fall detta inte framgår på annat sätt. Att helt frångå de mindre specificerade omvandlingsnamnen har dock visat sig ogörligt. Då namnen använts med något olika betydelse av skilda författare kan det här vara på sin plats att man till viss del klargör deras innebörd i kartbladsbeskrivningarna. Det måste dock poängteras att problemställningarna är av sådan art att en viss individuell variation är ofrånkomlig.

Följande omvandlingsbergarter är vanliga:

Amfibolit — Regionalmetamorf (se s. 18) bergart med hornblände och plagioklas som dominerande mineral

Breccia Bergart med kantiga fragment omgivna av finkornigare material. Breccior kan bildas genom en mängd olika processer, t. ex. sedimentära, vulkaniska eller tektoniska. Dessa namn används som adjektiv när processen är känd.

Gnejs Samlingsnamn för omvandlade och deformerade, ofta fältspatrika bergarter. Till skillnad från t. ex. glimmerskiffer spaltar gnejsen upp något grövre, mer oregelbundet.

Grönsten Termen har använts i två något skilda betydelser, dels som ett tämligen ospecificerat samlingsnamn för omvandlade basiska bergarter, dels mer specifikt för bergarter med mineral sådana som albit, klorit, aktinolit och epidot. Sistnämnda innebörd tillämpas dock huvudsakligen på förekomster inom fjällkedjan.

Hornfels En finkornig bergart bildad genom s. k. kontaktmetamorfos (se metamorfos, s. 18).

Hälleflinta Mycket finkornig, kompakt bergart bildad genom omvandling av sura lavor eller askor och med kornstorlek under 0.03—0.05 mm (jfr leptit). Under denna gräns ser bergarten "tät" ut.

Leptit Finkornig ytbergart av sur till intermediär vulkanisk sammansättning och med kornstorlek med en undre gräns 0.03—0.05 mm och en övre 0.5—1 mm. Denna definition tillämpas av de flesta geologer i Sverige. Olika restriktioner för namnet har dock införts. Några har ansett att det endast bör beteckna bergarter på en viss stratigrafisk nivå: "leptitfomationen" inom Bergslagen. Även när det gäller betoningen av det eventuella vulkaniska ursprunget har meningarna varit delade. För SGU:s Af-kartor kan rent allmänt sägas att termen leptit i Bergslagen och angränsande områden används för bergarter som har en sammansättning och kornstorlek enligt ovan och dessutom på mer eller mindre starka grunder kan förmodas ha ett vulkaniskt ursprung. Beteckningen leptit omfattar därigenom även bergarter med något oklar genetisk ställning. Att termen lever vidare har delvis historiska orsaker men

beror också på det faktum att några tillfredsställande alternativ inte finns. Bergarterna ifråga är för finkorniga för att kunna kallas gnejser och vanligen för lite skiffriga för att utan vidare kunna benämnas skiffrar. En tendens mot en ökad användning av vulkanitnomenklatur i leptitområden kan dock spåras.

Leptitgnejs — avser en förgrovad leptit, i vilken den undre gränsen brukar dras vid kornstorlekar 0.5—1 mm. Ursprunget av leptitgnejserna är vanligen ännu mer osäkert än i fråga om de finkornigare leptiterna. Både till utseende och sammansättning kan dessa bergarter ibland likna förgnejsade granitiska djupbergarter. När förgrovningen gått så långt, markeras detta vanligen i kartbilden genom röda likhetstecken för "granitgnejsomvandling" (kan förekomma också på andra bergartsbeteckningar).

Metabasit — Ospecificerad, omvandlad basisk bergart.

Migmatit — Samlingsnamn för blandbergarter som kan indelas i två huvudbeståndsdelar. Den ena utgörs av gnejser av mer eller mindre blandad karaktär, medan den andra (mobilisatet) kan bestå av granit, pegmatit eller granodiorit. Mobilisatet har oftast uppstått genom partiell uppsmältning av moderbergarten (gnejsen) eller också genom tillskott av material från andra källor. Begreppet används i regionalmetamorf miljö. Intrusivbreccior räknas sålunda inte hit.

Mobilisat — Se "migmatit".

Mylonit — En bergart bildad i rörelsezoner genom kraftig nermalning av berggrunden. Mylonit är för det mesta hopläkt och flintliknande.

Skarn — Gammal bergsmansterm för anhopningar av olika silikatmineral i och kring malmer, ofta i kalkstensmiljö. Vanliga skarnmineral är amfibol, pyroxen och granat.

Ultrabasit — Samlingsnamn för kiselsyrafattiga silikatbergarter, där ofta endast ett mineral dominerar, t. ex. hornblände, olivin eller serpentin.

Urkalksten — Gemensam beteckning för de omvandlade (kristallina) karbonatstenarna inom den svekokarelska (s. 19) bergskedjezonen. Begreppet *marmor* används vanligen synonymt. Detta ges sålunda i många fall inte någon speciell teknisk innebörd.

Ådergnejs — En vanlig form av migmatitstruktur, där det mobiliserade materialet likt blodådror i en kropp genomflätar moderbergarten mer eller mindre parallellt med skiffrigheten i denna.

Indelning efter ålder

Observationer av relativa åldersförhållanden mellan olika bergarter ingår som ett led i fältarbetet. Sådana förhållanden kan markeras av brottstycken av äldre berggrund i intrusivbergarter, av överskärande, intrusiva gångar av en bergart i en annan, av åldersförhållanden i en sedimentär lagerföljd, eller av pålagringskontakter etc. Genom sådana observationer och med hjälp av olika radiometriska åldersbestämningsmetoder har man kunnat rekonstruera ett händelseförlopp i berggrundens utveckling, som i vårt land kan följas mer än 2 000 miljoner år bakåt i tiden. Djupbergarternas relativa ålder brukar anges på grundval av deras relationer till bergskedjebildande (orogena) processer. Med denna utgångspunkt får de samlingsnamn som prim- ("tidigt"), syn- ("samtidigt med"), ser- ("sent"), post- ("efter") och an- ("icke") orogena bildningar. Beteckningarna prim- och synorogena har dock, när det gäller den svekokarelska (se s. 19) orogenesen, kommit att användas för en och samma bergartsgrupp. Detta beror på olika geologers något varierande tolkningar av utvecklingen. Även namn som urgranitsviten och gnejsgranitsviten förekommer som samlingsbeteckningar för de äldsta djupbergarterna inom denna orogenes. De bör dock undvikas, eftersom de är oegentliga.

Övriga termer

Som komplement till den mineralogiska och genetiska klassificeringen förekommer ett antal beskrivande termer, där de viktigaste utgörs av begreppen struktur, textur, kornstorlek och färg. Dessutom förekommer en del namn med mer allmän innebörd, vilka kan behöva en förklaring.

Strukturtermer beskriver både primära och sekundära företeelser i berggrunden, vilka huvudsakligen kan studeras i hällskala eller över större ytor. Gränsdragningen mot mer småskaliga företeelser hemmahörande under texturbegreppet är dock något flytande.

Några vanliga termer är:

Antiform	Veckad struktur som är konvex uppåt (ryggformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk (överstjälpt).
Antiklinal	Samma struktur som antiform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger ytterst.
Bandning	Används ibland för skiktade bergarter utan särskild genetisk betydelse (jfr lagring).
Lagring	Planstruktur betingad av primära sedimentationsprocesser. Härvid har skikt av olika sammansättning och/eller struktur avsatts på varandra. En del då bildade småstrukturer kan användas vid bestämning av åldersrelationerna i lagerföljden (s. k. lagerföljdsbestämning eller upp- och nedbestämning).
Lineament	En linje i terrängen orsakad av geologiska strukturer och synlig på flyg- och satellitbilder.
Skiffrighet	Planstruktur bildad genom riktat tryck. Betingas vanligen av att skivformade mineralkorn (mest glimmer) ligger parallellorienterade i ett plan.
Synform	Veckad struktur som är konkav uppåt (trågformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk.
Synklinal	Samma struktur som synform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger innerst.
Stänglighet	Allmän linjär struktur. Kallas även lineation. Den vanligaste formen av stänglighet är att långsmala mineralkorn eller mineralaggregat är parallellorienterade i en viss riktning (=stänglighetens riktning).

Veckaxel — En tänkt linje kring vilken en planstruktur (lagring eller skiffrighet) har veckats.

Texturtermer anger de enskilda mineralkornens förhållanden till varandra. Följande termer är vanliga:

Ofitisk — Textur karakteriserad av listformade plagioklaskorn inneslutna i större pyroxenkristaller. Texturen förekommer oftast i diabaser.

Porfyrisk — Denna textur innebär att större mineralkorn är omgivna av finkornig eller tät mellanmassa. Termen används i samband med såväl vulkaniter som djup- och gångbergarter.

Porfyroblastisk — Termen används för en omvandlad bergart, där något eller några mineral (t. ex. mikroklin, granat eller andalusit) har växt till större kornstorlek än mellanmassan.

Poikilitisk — Termen betyder att ett mineral har talrika inneslutningar av något eller några främmande mineral. Har det omslutande mineralet bildats sekundärt, talar man om poikiloblastisk textur.

Ögonförande — Populärbeteckningen för granitiska bergarter med större strökorn, vanligen av kalifältspat. Något avseende brukar dock inte fästas vid formen, trots att termen ursprungligen har använts för deformerade (pressade), lins- eller ögonformade kristallaggregat.

Kornstorlek. Följande klassindelning tillämpas:

$<$ 0.05 mm	tät
0.05—0.5 mm	mycket finkornig
0.5—1 mm	finkornig
1—3 mm	medelkornig
3—5 mm	grovt medelkornig
$>$ 5 mm	grovkornig

Färg. Någon standardisering när det gäller färgbenämningar av bergarter är svår att genomföra. Dels är färgbegreppet som sådant subjektivt, dels kan en bergart vara uppbyggd av flera olikfärgade mineral. Principen i uppbyggnaden av blandfärgsbenämningar ges av exemplet röd—gråröd—rödgrå—grå.

Diverse allmänna termer

Basisk	Anger att en eruptivbergart har mellan 45 och 52 % SiO_2.
Intermediär	Anger att en eruptivbergart innehåller mellan 52 och 66 % SiO_2.
Intrusion	Sker när en magma tränger in i äldre berggrund (adj. intrusiv).
Metamorfos	Den mineralogiska och strukturella omvandling som fasta bergarter kan genomgå efter sin bildning (innefattar inte vittringsprocesser). *Regionalmetamorfos* innebär omvandling över ett större område. *Kontaktmetamorfos* kan ske genom lokal upphettning av berggrunden i gränszonen till en magmaintrusion.
Metasomatos	Termen anger att kemiskt aktiva lösningar eller gaser har passerat genom ett berggrundsavsnitt, som därigenom fått sin sammansättning förändrad.
Sur	Anger att en eruptivbergart innehåller mer än 66 % SiO_2.
Ultrabasisk	Anger att en eruptivbergart innehåller mindre än 45 % SiO_2.

Strukturgeologiska kartan

På den strukturgeologiska kartan redovisas sprick- och förkastningsmönster, skiffrighets- och stänglighetsmätningar, gångar av diabas och ibland även andra bergarter. Vidare anges eventuella stortektoniska strukturer som syn- och antiformer etc. Sprickorna och förkastningarna har huvudsakligen iakttagits som s. k. lineament (morfologiska linjer) på flygfotografier, men även resultat av fältobservationer brukar ingå i det redovisade materialet. Linjerna har bl. a. dragits där det förekommer raka dalgångar eller raka myrstråk, sjökonturer och "trappsteg" i terrängen.

På grund av jordtäckning kan berggrunden oftast inte observeras under de morfologiska linjerna. Erfarenheter från t. ex. tunnelarbeten tyder dock på att berget under sådana linjer kan vara krossat och sprickigt. Krossning i mer oregelbundna zoner framträder dock inte så väl på flyg-

fotografier. Sådana zoner har dock vanligen en mera begränsad utsträckning.

Förkastningsbeteckning används endast där man kunnat konstatera en förskjutning i höjd- och/eller sidled (morfologiskt eller geologiskt).

Södra Sveriges regionala berggrundsgeologi

Fig. 3 visar den del av jordens utveckling då några olika berggrundsenheter i Sverige bildades.

I mycket grova drag framgår huvudenheterna i de södra delarna av vårt lands berggrund ur fig. 4. (Svekokarelium är namnet på den bergskedjebildande process eller orogenes, vilken gett upphov till merparten av bergarterna i det avgränsande området på bilden.)

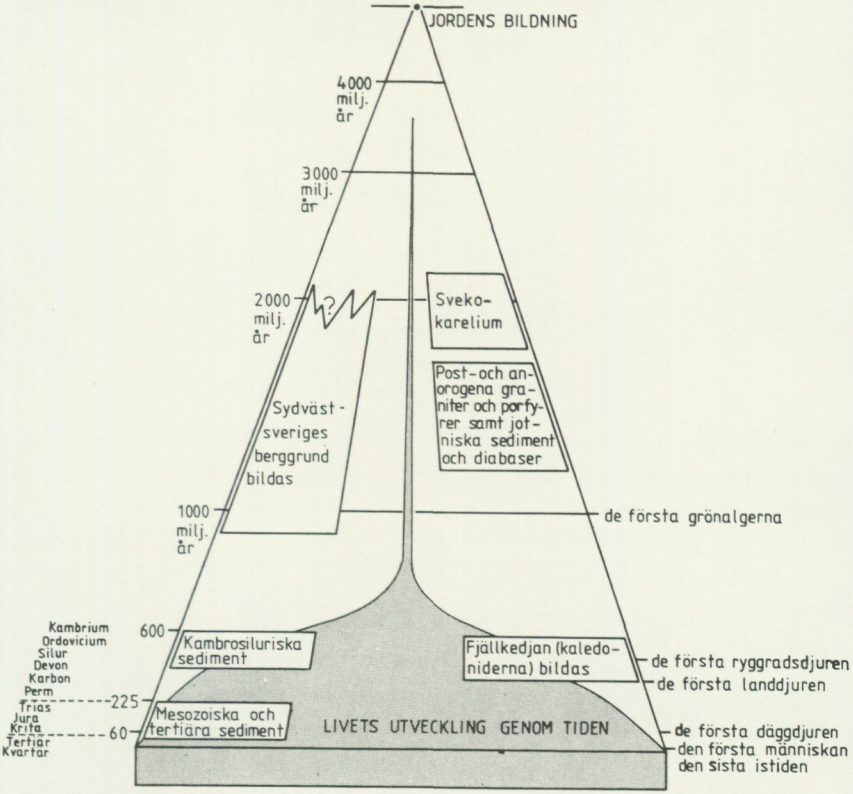


Fig. 3. Några enheter av södra Sveriges berggrund i förhållande till jordens utveckling.
Some bedrock units of southern Sweden.

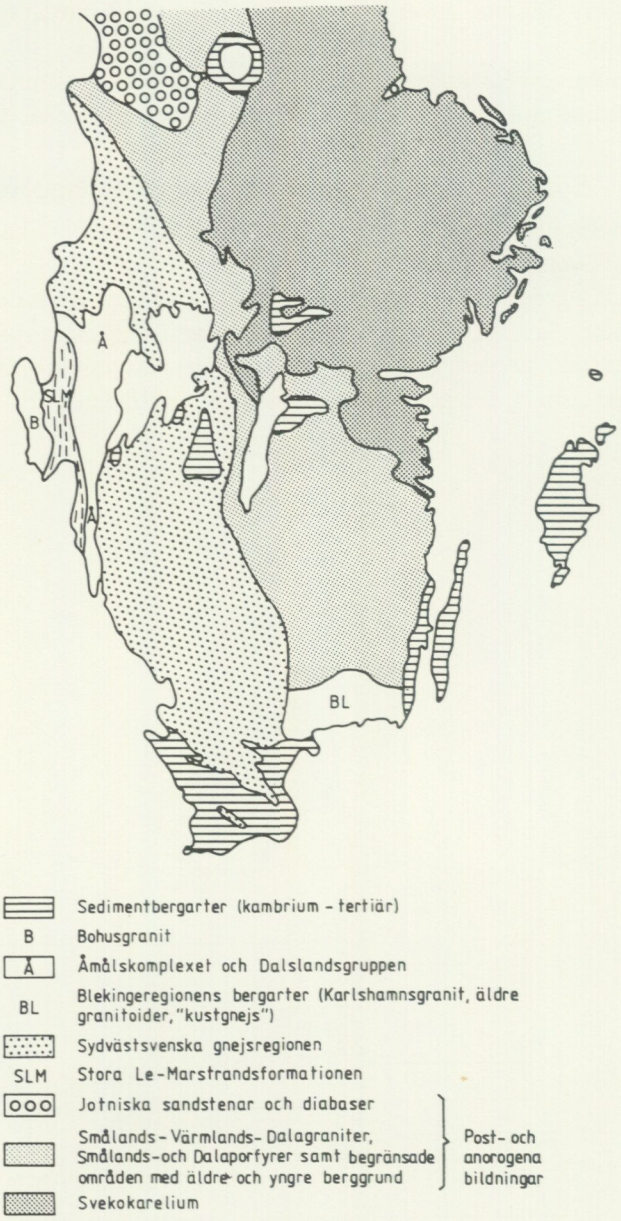


Fig. 4. Indelning i stora drag av södra Sveriges berggrund.
Outline of the bedrock of southern Sweden.

LITTERATUR

SGU = Sveriges geologiska undersökning.

IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. — N. Jb. Miner. Mh. 1973, H4, 149—164.

— 1980: Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. — Geologische Rundschau 69, 194—207.

Loberg, B., 1980: Geologi. Material, processer och Sveriges berggrund. Andra uppl. — Norstedts.

Lundegårdh, P. H., 1980: Stenar i färg. Sjunde uppl. AWE/Gebers.

— Lundqvist, J., och Lindström, M., 1978: Berg och Jord i Sverige. Femte uppl. — Almqvist och Wiksell läromedel.

Lundqvist, Th., 1979: The Precambrian of Sweden. — SGU C 768.

MacDonald, G., 1972: Volcanoes. — Prentice-Hall, New Jersey.

Pettijohn, F. J., 1975: Sedimentary rocks. Tredje uppl. — Harper.

Rittmann, A., 1952: Nomenclature of volcanic rocks. — Bulletin Volcanologique H 12, 75—102.

Berggrunden i de östra delarna av södra och mellersta Sverige

Av
GÖRAN STÅLHÖS

Urberget i östra Mellansverige utgör resterna av en gammal bergskedja, den svekokarelska, vars begynnande geosynklinala sedimentationsutveckling ligger ca 2 000 miljoner år tillbaka i tiden. I detta skede kännetecknades den geologiska miljön i Sverige av kraftiga vertikala rörelser i jordskorpan med sprickbildning, jordbävningar och livlig vulkanisk verksamhet som följd. Även veckningar något senare i utvecklingen då själva bergskedjan kom till stånd, störde i hög grad jordskorpans jämvikt. Allt detta står i stark kontrast till de stabila förhållanden, som nu råder i vårt land. Atmosfären torde också ha varit betydligt fattigare på syre än i nutiden, samtidigt som endast mycket primitiva livsformer hunnit utvecklas. Lämningarna av dessa är idag mycket svåridentifierade, och påträffas endast mycket lokalt (stromatoliter).

De bergartsbildande processerna i regionen upphörde i huvudsak för mer än 1 000 miljoner år sedan. Därefter har relativt lugna förhållanden rått.

Den numera nedvittrade och avplanade svekokarelska bergskedjan uppträder inom en nord–sydligt riktad zon som täcker norra, mellersta och sydöstra Sverige (fig. 5). I nordväst döljs dess fortsättning under den långt yngre kaledoniska fjällkedjans bergarter. Zonen innefattar också västra och mellersta Finland, och dess bergarter underlagras där i öster och nordöst av arkeiska, minst 2 600 miljoner år gamla gnejser (s. k. äldsta gnejser). En mindre flik av detta presvekokarelska underlag, åldersbestämt till ca 2 800 miljoner år, är också blottlagd i nordligaste Sverige, nordost om Kiruna.

Den svekokarelska bergskedjezonen har en största bredd av ca 100 mil i höjd med södra Finland. Utsträckningen i nord–syd kan vara mer än 250 mil, eftersom vissa partier av bergskedjan dyker upp genom mäktiga yngre sedimentära bildningar så långt söderut som i Ukraina.

Benämningen "svekokarelska bergskedjan" är av sent datum. Tidigare urskilde man en äldre svekofennisk (eller svionisk) bergskedja och en yngre karelsk, den senare belägen i en zon genom östra Finland nordväst om Ladoga med fortsättning in i östra delen av Norrbottens län. Radiometriska åldersdateringar har sedermera visat att de karelska bergarterna i huvudsak är jämnåldriga med de svekofenniska och utgör en mera strandnära randfacies av de senare. Det finns därför ingen anledning att skilja mellan karelsk och svekofennisk bergskedjeveckning eller orogenes.

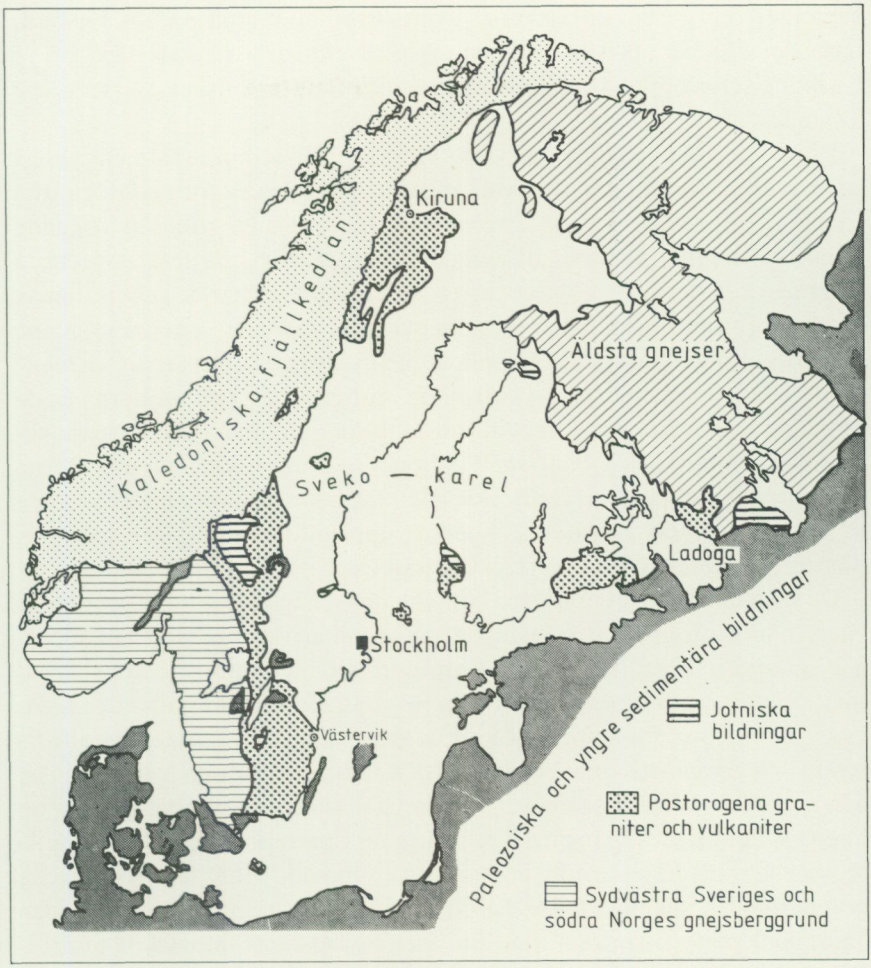


Fig. 5. Överblick av den svekokarelska berggrunden och dess närmaste omgivningar. Förenklad efter A. Simonen (1980, fig. 1).

Main structural units of the Baltic shield.

Utmed den svekokarelska zonens västra gräns söder om fjällkedjan har inget entydigt underlag till ytbergarterna kommit i dagen, i motsats till vad fallet är i öster. Hela denna gränszon mot den sydvästsvenska gnejsregionen kamoufleras nämligen av yngre s. k. postorogena graniter (se s. 25). De mäktiga och välbekanta kvartsiterna i Västervikstrakten, som starkt

påminner om de basala karelska kvartsitformationerna i östra Finland, tycks dock ha bildats nära ett gammalt presvekokarelskt underlag.

Händelseförloppet i östra Mellansverige kan i korthet skisseras på följande sätt:

I inledningsskedet för minst 2 000 miljoner år sedan avsattes mäktiga lager av såväl sedimentärt som vulkaniskt ursprung på ett förmodat, gradvis sjunkande presvekokarelskt underlag (se tabell 1). På grund av stigande tryck och tempertur med åtföljande konsolidering och rekristallisation bildades ur dessa led s. k. ytbergarter. En första omfattande generation av magmor (primorogena eller synkinematiska) trängde sedermera in på större djup mer eller mindre parallellt med ytbergarternas lagring och gav upphov till djupbergarter av växlande surhetsgrad. Intrusionerna ägde sannolikt rum under en mycket utdragen tidsperiod, måhända omspännande 100 miljoner år (för 1950–1850 miljoner år sedan). De heta magmorna kontaktomvandlade, breccierade och deformerade de då ännu välbevarade ytbergarterna. Vid magmornas stelning uppstod huvudsakligen gabbror, dioriter, tonaliter, granodioriter och graniter.

De sistnämnda tre bergarterna benämns även något oegentligt urgraniter eller, när skiffrigheten är påtaglig på grund av senare deformationer, gnejsgraniter. Till följd av tänjningar inom sedimentationsbäckenet, med sprickbildning och blockrörelser som följd, skapades under utvecklingens gång betingelser för upprepade, från stort djup härrörande, basaltiska lager- och gångintrusioner. Den exakta tidpunkten för och frekvensen av dessa gångintrusioner är omöjlig att fastställa (se pilar i tabell 1). En till tiden väl definierad, sparsamt företrädd gånggeneration inom den aktuella regionen trängde in efter veckningen, sannolikt före de serorogena graniterna (se tabell 1). De härefter vid skilda tidpunkter under den anorogena perioden intruderade diabaserna med deras välbevarde primära stelningsstrukturer utgör en konsekvent fortsättning på denna utveckling.

Genom en fortsatt ackumulation av vittringsmaterial inom sedimentationsbäckenet efter de primorogena graniternas intrusion (se tabell 1) kulminerade så småningom tryck och temperatur inom berggrunden. En ökande plasticitet i den senare gjorde sig härvid gällande. I detta skede torde bergskedjeveckningens huvudfaser ha utlösts genom ett från öster mot väster riktat, horisontalt tryck. De väsentligaste delarna av regionens stortektoniska mönster uppkom härvid. Detta mönster kan i det djupa snitt genom bergskedjan som kartbilden representerar vara utomordentligt komplicerat. I samband med veckningarna påpräglades bergarterna struk-

turer sådana som skiffrighet, veckaxlar och stänglighet. Den av stegrad temperatur och förhöjt tryck orsakade metamorfosen innebar nybildning av mineral liksom även omkristallisation och anpassning av tidigare existerande mineral till högre tryck- och temperaturbetingelser. Dessutom uppkom granitblandade migmatitiska bergarter av skiftande slag, delvis till följd av partiella uppsmältningar inom berggrunden (t. ex. ådergnejser).

Efter veckningarna, då deformationstrycket i huvudsak upphört (se tabell 1), avbröts sänkningen inom det svekokarelska sedimentationsbäckenet. I stället började den process av uppåtriktade isostatiska rörelser, som i kombination med en snabbt fortskridande erosion efterhand återställde den vid veckningen störda jämvikten i jordskorpan. I samband härmed framträdde och kulminerade efterhand den svekokarelska bergskedjan, vars undre delar vi idag kan iaktta inom stora delar av vårt land.

I denna fas av utvecklingen, dvs. efter veckningen och för mindre än 1 800 miljoner år sedan, intruderade de yngre graniterna (serorogena, senorogena alt. senkinematiska) med associerade pegmatiter. Dessa bergarter visar endast svag lokal deformation (se tabell 1). Man har tidigare ansett att de bildats vid uppsmältningsprocesser i samband med metamorfosens kulmination. Detta är emellertid tveksamt, då en betydande tidslucka med intrusion av basaltiska gångar tycks föreligga mellan metamorfosen ifråga och graniterna (se tabell 1). Granitmagmorna var relativt lågtempererade på grund av sitt höga vatteninnehåll, vilket sannolikt förvärvats genom assimilation av genomträngda ytbergarter. De intruderade i kraftigt omvandlade bergarter, som genom sitt läge ett stycke ned i jordskorpan fortfarande var utsatta för betydande tryck och temperatur. Kontaktförtätning (till följd av snabb avkylning) och kontaktomvandling i granitmassivens närhet är därför mindre iögonfallande eller svårare att konstatera än kring de senare intruderade postorogena graniterna (se nedan).

Ett tidsavsnitt, som i mycket ringa utsträckning berört eller lämnat spår efter sig inom kartbladsområdet, omfattar den följande, långvariga post- och anorogena utvecklingen efter veckningens slut. Denna utveckling är endast representerad av diabasgångar (tabell 1). Perioden ifråga kännetecknas i hög grad av sprickbildning samt block- och förkastningsrörelser. Betydande volymer av yt- och djuperuptiv intruderade då, liksom diabasgångar. Huvudparten av de mestadels sura (granitiska), entydigt postorogena eruptiven är mellan 1 700 och 1 200 miljoner år gamla. De förekommer i Sverige främst inom en mycket bred zon från Småland till Värmland och fortsätter med avbrott vidare norrut genom Dalarna och

Norrland (se fig. 5). De ganska heta, vattenfattiga magmor, som kännetecknar denna intrusionsepok, nådde till en del jordytan, varvid främst sura vulkaniter bildades. De stelnade dock i än större utsträckning på något djupare nivåer i form av graniter, som endast till ringa del åtföljs av pegmatiter. Hit hör t. ex. de s. k. Smålands-Värmlandsgraniterna. Genom att graniterna trängde relativt högt upp i en vid denna tid något svalare berggrund har finkorniga kontakter och hornfelser bildats i gränsen mot bättre bevarade sidobergarter.

Den nedbrytning av bergskedjan, som började omedelbart efter dess uppresning i samband med huvuddeformationerna, skedde till en början mycket snabbt. Redan vid tidpunkten för de postorogena eruptivens intrusion för ca 1 700 miljoner år sedan hade sannolikt stora delar av de mäktiga, uppveckade ytbergarterna avlägsnats och de tidigare, något djupare belägna prim- och serorogena graniterna delvis frampreparerats.

Efter de postorogena eruptivens bildning karakteriserades den anorogena perioden av kontinentala sedimentationsbäcken, som delvis bildats genom blockförkastningar. De häri avlagrade sedimenten har bevarats i form av de mäktiga, utbredda, konglomeratförande, jotniska sandstenarna (se fig. 5) med varierande lokalnamn som Dalasandsten, Gävlesandsten, Mälarsandsten och Almesåkrabergarter. Konglomeratens bollmaterial domineras av postorogena vulkaniter och därtill knutna graniter. Sandstenarna åtföljs i de flesta fall av likåldriga eller något yngre diabaser, ofta i form av flacka lager eller täcken.

Stratigrafi och metamorfos

De svekokarelska ytbergarterna i Mellansverige kännetecknas av varierande lagerföljder. Som exempel kan nämnas att studier inom skärgårdszonen i södra Uppland och östra Södermanland lett fram till nedanstående lagerföljd: 1, i botten, mäktiga vittringssediment med starkt varierande men i huvudsak finklastisk utbildning innebärande växellagring mellan ursprungliga lerrika och sandiga bäddar, 2, en av vulkaniter väsentligen uppbyggd kalkbandad leptitformation, samt ånyo, 3, mäktiga vittringssediment av typ som ovan. Sedimentbergarterna under 1 och 3 har tidigare sammanfattats som "Mälarserien". I Bergslagen kännetecknas ytbergarterna av tämligen snabba variationer i sidled och en hög andel av vulkaniter. Metasomatiskt omvandlade bergarter av oklart men troligen vulkaniskt ursprung är också vanliga. I stort synes den tidigare uppfattningen om

stratigrafin vara riktig. Den innebär att mäktiga leptiter och hälleflintor överlagras av mäktiga vittringssediment. De senare utgörs inom det för kunskapen om lagerföljden klassiska Grythytteområdet, väsentligen av ursprungliga leror, som omvandlats till skiffrar, under det att mer grovklastiska sediment av sandig typ dominerar i Larsboområdet mellan Norberg och Smedjebacken. Leptiterna har ofta en undre natronbetonad och en övre kalibetonad del, som båda sammansätts av omväxlande tuffer, tuffiter och lavor med underordnat inslag av konglomerat och vulkaniska breccior. De ofta välbevarade, täta vulkaniterna i denna region benämns hälleflintor. Dessa företer lokalt primära vulkaniska drag som porfyr- och askstrukturer. Då omvandlingarna lett till en viss förgrovning, används termen leptit (se Metodik och bergartsindelning). Kristallina kalkstenar (urkalkstenar, kalcitmarmor) och/eller dolomiter (dolomitmarmor) växellagrar också med leptiterna. Även järnmalmer är knutna till leptitformationen. Av dessa är skarnmalmerna företrädesvis manganfattiga i den natronrika undre avdelningen och manganrika i den kalirika övre. Sannolikt ännu högre upp i lagerföljden förekommer inom andra delar av Bergslagen och Uppland mer alkaliintermediära till basiska leptiter och/eller porfyriter. En del av dessa torde vara subvulkaniska intrusiv (hypabyssiska). I centrala och östra Södermanland är lagerföljden likartad, ehuru den natronbetonade undre leptitavdelningen liksom den nyssnämnda övre porfyritavdelningen tycks vara underordnad. I skärgården, närmare bestämt på Utö och Ornö, har uppdelningen i natron- och kalileptiter sannolikt en svagare stratigrafisk innebörd än i Bergslagen, och de båda leden torde snarare böra sammanföras under den gemensamma beteckningen alkalileptiter. Överst följer här den bandade formationen, en av omvandlade ryodaciter, daciter och kvartsandesiter sammansatt porfyr–porfyritavdelning, sannolikt ekvivalent med den övre leptit-porfyritformationen i Bergslagen.

Norr om Västervik (fig. 5), mellan Loftahammar och Söderköping, förekommer stora arealer av intermediära och basiska vulkaniter, vilkas stratigrafiska relationer är oklara.

Metamorfosen i den svekokarelska berggrunden är av s. k. lågtryckstyp, vilket innebär att höga temperaturer rått på förhållandevis ringa djup i jordskorpan. En för aluminiumrika bergarter (särskilt sedimentbergarter) typisk mineralparagenes är cordierit och andalusit. Vid högre omvandlingsgrad uppträder granat och sillimanit.

Vanligen har metamorfosen skett vid hög temperatur, i s. k. amfibolitfacies. Mera sparsamt representerade, lågmetamorfa berggrundsavsnitt har

omvandlats i s. k. klorit- eller grönskifferfacies. Ett exempel är Grythytteområdet i västra Bergslagen.

Som nämnts ledde metamorfosen i vissa områden till uppsmältningar av de äldre bergarterna (ytbergarter, primorogena intrusiv). Härigenom bildades migmatiter, där ursprungsbergarten i förgnejsat skick uppblandats med yngre granitmaterial. En typ av migmatit är ådergnejsen, där sistnämnda material bildar ådror och sliror ungefär parallellt med skiffrigheten. Av betydelse för migmatit- och åderbildningen är temperatur- och tryckbeständigheten hos glimmermineralet muskovit. Då mineralet vid höga temperaturer sönderfaller frigörs vatten, vilket i hög grad underlättar de nämnda processerna. Av denna anledning saknas muskovit i stor utsträckning i det ådergnejsrika Södermanland, medan mineralet kvarstår i icke åderförgnejsad berggrund i t. ex. Uppland och Skärgården.

I ursprungligen kalcium-, magnesium- och/eller järnrika bergarter, sådana som silikatblandade ("orena") kalkstenar och dolomiter samt basiska bergarter av olika ursprung, bildades vid omvandlingarna olika karakteristiska mineralkombinationer, vilka avspeglar bergarternas kemiska sammansättning. De vanligaste mineralen rika på kalcium och/eller magnesium är diopsid, hornblände, anortit och grossular, medan rik tillgång på järn och/eller magnesium tagit sig uttryck i bildandet av antofyllit, cummingtonit, almandin, olivin, flogopit och, undantagsvis, ortopyroxen.

Efter metamorfosens kulmination, när tryck och temperatur sakta avtog samtidigt som rikligt med vatten frigjordes inom berggrunden, skedde ofta en gradvis och marginell omvandling av tidigare bildade mineral. Då uppkom nya mineral anpassade till de förändrade villkoren. Bland de sålunda bildade sekundära mineralen märks främst epidot–klinozoisit i kalciumrika led samt klorit och serpentin i järnmagnesiumrika bergarter. Klorit är t. ex. en vanlig omvandlingsprodukt av biotit. Mineralet är i många fall knutet till sena sprickbildningar i berggrunden. Sekundär bildning av muskovit genom omvandling av fältspat, andalusit, sillimanit m. fl. mineral tillhör också sena utvecklingsskeden.

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN

Av

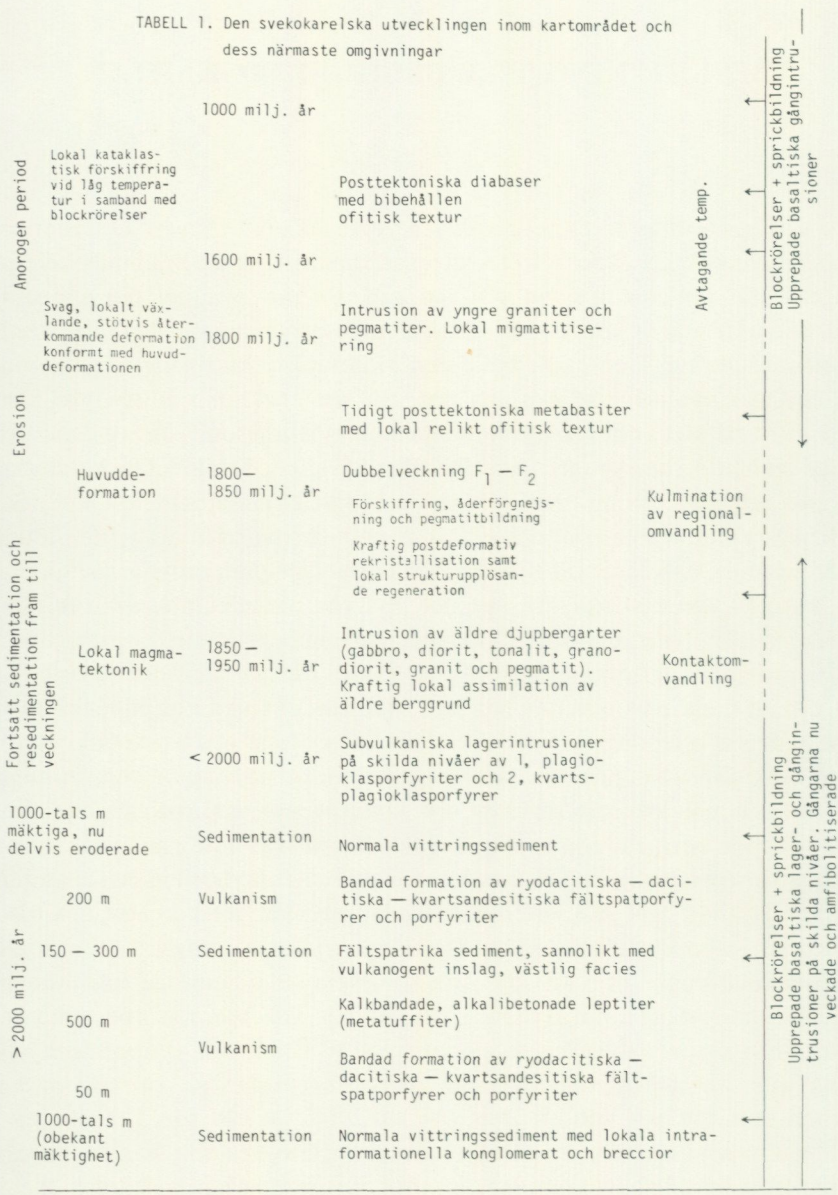
Göran Stålhös

De gemensamt upptryckta kartbladen Nynäshamn NO och SO omfattar tillsammans en yta ca 50% större än ett normalt Af-blad. Stora havsområden dominerar särskilt inom SO-bladet där endast ögruppen Gunnarsstenarna jämte några ytterligare småskär ger upplysning om berggrundens sammansättning. Den mellersta delen av det norra kartbladet med öarna Utö, Ålö och Rånö är belägen ca 40 km SSO om Stockholm. Bortsett från en flik av fastlandet i nordväst består hela undersökningsområdet av skärgård med väl blottad berggrund. Den NNO-ligt strykande Mysingefjärden bildar gräns mellan en västlig, starkt förgnejsad region innefattande bl. a. öarna Muskö, Yxlö och Herrön, och en zon med bättre bevarad berggrund öster härom från Ornö i norr till Nåttarö, Mällsten och Gunnarsstenarna i söder.

Svekokarelska ytbergarter upptar ca två tredjedelar av den kända berggrunden, och ursprungliga vittringssediment dominerar (ljusblå). Dessa utgör lagerföljdens lägsta och högsta delar i området (tabell 1). Betydligt mindre utbredning har mellanlagrande, vulkanogena bildningar mestadels bestående av tuffer och tuffiter (gula), främst på öarna Ornö, Utö och Ålö. Till ytbergarterna skall möjligen också räknas de lagerformigt uppträdande kvartsporfyrerna på norra Utö (orange). Huvuddelen av den återstående berggrunden består av gamla intrusiva, nu förskiffrade djupbergarter (primorogena), mestadels tonaliter, granodioriter och graniter (bruna) jämte anslutna, mer basiska led (gröna) med kvartsdioritisk–dioritisk sammansättning. Unga (serorogena) massformiga graniter med associerade pegmatiter (röda), ofta som små välavgränsade massiv och gångar, kan också noteras inom kartområdet. Till åldern svårbestämbara basaltiska lager- och gångintrusioner (se s. 93 och tabell 1) uppträder här och var. Yngst bland dessa är de rikligt företrädda postsvekokarelska diabaserna.

Den äldsta regionala karteringen inom kartans område skedde mellan åren 1874 och 1882, då kombinerade jordarts- och berggrundskartor i skala 1:50 000 tillkom i Sveriges geologiska undersöknings regi. Det sammanslagna bladet Nynäshamn NO/SO faller helt inom ramen för fem av de äldre kartbladen, nämligen Årsta, Nynäs, Dalarö och Utö samt Landsort.

TABELL 1. Den svekokarelska utvecklingen inom kartområdet och dess närmaste omgivningar



Ytterligare ett par äldre kartor täcker in hela undersökningsområdet. Tidigast av dessa är berggrundskartan över Mellersta Sveriges Bergslag i skala 1:250 000 av Törnebohm (blad nr 9, 1876–1881), vilken baserar sig på och sammanfattar resultaten av de äldre karteringarna. Samma gäller i huvudsak för Holmquists karta över Stockholms kustregion i skala 1:200 000. Denna ingår tillsammans med ytterligare två specialkartor över Utöområdet (skala 1:20 000 och 1:4 000) i en år 1910 utgiven, omfattande exkursionsguide avsedd för det internationella geologmötet i Stockholm samma år. Holmquist lämnar här, i kartor och text grundade på egna fältundersökningar, ett av de viktigaste bidragen till kännedomen om Utöområdets geologi. Hans båda detaljkartor har varit till stor hjälp vid nykarteringen. De justeringar av berggrundskonturerna, som blivit följden härav, är relativt små men icke desto mindre av stor principiell betydelse för den geologiska tolkningen. Sundius karta över sydöstra delen av Stockholms skärgård (1939) innefattar också delar av undersökningsområdet, nämligen södra Ornö och Björkö, där endast små ändringar har skett i kartbilden trots fullständig nyrekognoscering. Ett nyutkommet arbete över den svekofenniska stratigrafin på Utö (Gavelin, Lundström och Norström 1976) berör ingående den nordligaste delen av Utö med samtliga där företrädda formationer. I motsats till Holmquist, som föreställde sig en synklinal byggnad av norra Utö, har Gavelin m. fl. tolkat området som en monoklinalt upprest lagerserie. Denna åsikt baseras främst på olikheter i den litologiska utbildningen inom berggrunden på ömse sidor om den synklinalliknande norra delen av ön. Mångfaldiga upp- och nedbestämningar medelst "graded bedding" och diskordantskiktning inom sedimenten, huvudsakligen på öns östra sida, visar klart att lagerseriens lägsta nivåer är belägna här (Gavelin m. fl. 1976, fig. 1). Mina undersökningar ger i allt väsentligt ytterligare stöd och bekräftelse på de av Gavelin m. fl. framförda synpunkterna inte bara vad gäller lagerställningen utan också beträffande åsikterna om och behandlingen av flertalet formationer och företeelser på norra Utö. Endast då den av Gavelin m. fl. givna bilden behöver kompletteras med nytt material eller nya synpunkter, t. ex. vad gäller tektonik och metamorfos, kommer behandlingen av undersökningsmaterialet att bli mer utförlig. För övrigt hänvisar jag läsarna till nämnda arbete.

Den kraftigt omvandlade berggrunden väster om Mysingefjärden är till utseende och egenskaper snarlik den inom det angränsande kartbladet Nynäshamn NV/SV (Stålhös 1979). Berörda område kommer därför att behandlas tämligen kortfattat under hänvisning till beskrivningen av

sistnämnda kartblad. Tonvikten i framställningen kommer i stället vad gäller analyser och övriga data att läggas på den bättre bevarade skärgårdszonen. Också denna har sin motsvarighet eller spegelbild på andra sidan om den högmetamorfa Södertörnprovinsen ca 70 km åt nordväst, där välbevarad beggrund åter påträffas inom ramen för kartbladen Uppsala SV, SO (Stålhös 1972) och Enköping SO, SV (Stålhös 1974 och 1976). Flertalet bergartsled inom skärgårdszonen är också representerade här, med likartad utbildning och omvandlingsgrad, varför beskrivningarna till dessa kartblad bör studeras.

Förutom kartor över berggrund och tektonik, den senare kommenterad i kapitlen på s. 101 och 110, innefattar den bifogade kartmappen även en magnetisk totalintensitetskarta. Denna ger i huvudsak en bild av magnetitens fördelning inom berggrunden, men även den magnetiskt betydligt svagare magnetkisen har sannolikt lämnat bidrag till flera av kartområdets magnetiska anomalier. Endast i den mån magnetiten och/eller magnetkisen är regelbundet knutna till speciella bergartstyper, kan en viss överensstämmelse mellan bergartsgränser och magnetiska konturgränser förväntas. Detta gäller främst leptiterna inom kartbladsområdet, bland vilka ett betydande magnetitinslag lokalt ger sig tillkänna genom kraftiga anomalier (se vidare s. 62).

Den geologiska karteringen har skett på grundval av den ekonomiska kartan i skala 1:10 000 utom på norra Utö, där karteringsunderlaget utgjort en av Christer Löfgren sammanställd specialkarta i skala 1:5 000.

De planimetriska analyserna till kartbeskrivningen har utförts av Per Ihre. Antalet räknade punkter i point-countanalyserna framgår i varje särskilt fall ur diagrammen (N = antal). De kemiska bergartsanalyserna med tillhörande analyser av spårelementen har genomförts vid SGU enligt gängse laboratorierutin och normerna för fullständig bergartsanalys. Beträffande analysnoggrannhet och metodik, se Lundström 1976 (s. 15–17). I många fall har bergarternas sammansättning räknats fram ur de kemiska analyserna via en s. k. ekvivalentnorm. Denna har under beteckningen (E) förts in här och var i stället för de planimetriskt beräknade mineralsammansättningarna i de olika diagrammen. Den procentuella ekvivalentnormfördelningen kan nämligen approximativt jämföras med bergarternas mineralsammansättning uttryckt i vol.-% (Burri 1959, s. 179).

Av skilda orsaker har Streckeisens klassifikation av vulkaniska bergarter från år 1980 (s. 9) ej använts. I stället har jag följt ett tidigare arbete av samme författare (1967).

Karteringsarbetet har utförts under åren 1975–77 med biträde av Jan Olof Arnbom, Per Olov Ehlin, Per Ihre, Christer Löfgren och Jan Olov Nyström.

Sedimentbergarter

Sedimentbergarterna kan föras tillbaka på normala vittringssediment av omväxlande sandig och lerig sammansättning. De dominerar kartområdets berggrund. Starkt regionalomvandlade led av detta slag, s.k. sedimentgnejser, är främst knutna till fastlandet och öarna väster om Mysingen. Öster om denna havsfjärd är omvandlingsgraden lägre, och sedimentbergarterna utgörs här av delvis mycket välbevarade glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter med bibehållen, ofta oregelbunden växellagring.

Sedimentgnejser väster om Mysingefjärden (granat-cordierit-sillmanit-andalusitådergnejser och fältspatkvartsitiska gnejser)

Här lägger man främst märke till grovt ojämnkorniga, kvarts-fältspatådrade, biotitsliriga gnejser med växlande, ofta rikligt inslag av de aluminiumrika karaktärsmineralen granat, cordierit, sillimanit och andalusit. Dessa mineral antyder att primärt lerrika och följaktligen också aluminiumrika sediment bildat utgångsmaterial till bergarterna i fråga. I oregelbunden växellagring med dem finner man underordnat sedimentgnejser av fältspatkvartsitisk eller oftare plagioklaskvartsitisk sammansättning. Ursprunget torde i dessa fall kunna föras tillbaka på ett något grövre, moigtsandigt inslag i den f.ö. dominerande, lerrika sedimentlagerföljden.

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

Till det yttre är gnejserna grå och delvis grovkorniga. De har ofta ett iögonfallande inslag av stora (5–50 mm), mörkvioletta granater (fig. 6). Av



Fig. 6. Granat-cordieritådergnejs. – Eknäs, NO om Häringe (9f).
Veined garnet-cordierite gneiss of meta-argillitic origin.

detta skäl har gnejserna i kartans teckenförklaring fått symbolen för granat. Cordieriten är svårare att iaktta, enär den mestadels förekommer i form av små (1–5 mm), mörka korn i de gråvita eller lätt rosafärgade kvarts-fältspatådrorna. Sillimanit och andalusit kan sällan upptäckas med blotta ögat utan först vid mikroskopisk granskning i slipprov. Mineralen uppträder som småkorniga aggregat eller som prismatiska nålar (sillimanit) inom de parallellanordnade biotitskikten. Kalifältspaten i bergarterna är en finpertitisk mikroklin. Mineralet torde till skillnad från plagioklasen ej ha utgjort en primär beståndsdel i de ursprungliga sedimenten utan i huvudsak ha bildats genom sekundära reaktioner, främst mellan kvarts och preexisterande muskovit i samband med omvandlingar under hög temperatur och relativt högt tryck (Stålhös 1969, s. 171).

De mera underordnade fältspatkvartsitiska gnejserna eller oftare, plagioklasgnejserna kännetecknas av hög halt av kvarts (70–40 vol.-%) tillsammans med plagioklas, biotit och/eller klorit i avtagande mängder. Kalifältspat i större halter är en ovanlig företeelse. Åderförgnejsning är här mera sporadisk. Omvandlingarna har främst tagit sig uttryck i en tilltagande

kornstorlek inom bergarterna (0.4–0.6 mm; se diagram 2, P.O.E. 76:1 från Muskö) jämfört med motsvarande led i den bättre bevarade skärgårdszonen (~0.15 mm).

En mer utförlig information om de högomvandlade gnejserna i den aktuella regionen, bl.a. kompletterad med 25 kemiska analyser, finns i beskrivningarna till de angränsande (Stålhös 1979, s. 13–21) och närliggande (Stålhös 1975, s. 13–22) kartbladen Nynäshamn NV/SV och Nyköping NO.

En kort kommentar skall tillfogas beträffande en enligt kartans teckenförklaring, kraftigt regenererad och/eller mobiliserad sedimentgnejs belägen på en udde vid norra kartgränsen väster om Vitsgarn. Bergarten, som är kontroversiell till sin natur, utgör sannolikt en blandprodukt mellan metasediment och gnejsgranit. Den är i sin nuvarande form nästan strukturlös och massformig och förmodligen resultatet av en mobilisering mer eller mindre *in situ*. En ingående redogörelse för denna bergart med förknippade problem lämnas bl.a. i ovannämnda beskrivningar (Stålhös 1975, s. 55–57 och 1979, s. 66–67).

Metasedimenten öster om Mysingefjärden

Välbevarade metasediment bestående av glimmerrika (glimmerskiffrar) och glimmerfattiga (fältspatkvartsiter) skikt i växellagring, ibland med väl bibehållna gradvisa övergångar sinsemellan (s.k. graded bedding), dominerar området öster om Mysingefjärden (fig. 7). Fördelningen fältspatkvartsit – glimmerskiffer är tämligen jämn men med stora lokala växlingar (se kartlegenden: korta och långa streck). Fältspatkvartsiter av plagioklaskvartsit typ överväger t.ex. på nordöstra delen av Utö, på Nåttarö (fig. 8) och Marbäling. Till skillnad från den högmetamorfa zonen i väster med kvartsfältspatådring i gnejserna kännetecknas den aktuella regionen främst av kvartsådring (se kartans teckenförklaring). Där lokala pegmatitgångar genomsätter, finns dock kvarts-fältspatförande ådror i närheten av dessa (fig. 9 och 10).

Som delvis redan framgått (s. 34), spelar mineralet muskovit en central roll i de omvandlingar, som leder fram till åderförgnejsning. Mineralet har sålunda i allt väsentligt förbrukats och saknas därför i området väster om Mysingen, medan den ständiga närvaron av muskovit är karakteriserande för de välbevarade sedimenten i det nu behandlade området.

Strukturellt bäst bevarade är metasedimenten inom lagerseriens lägsta

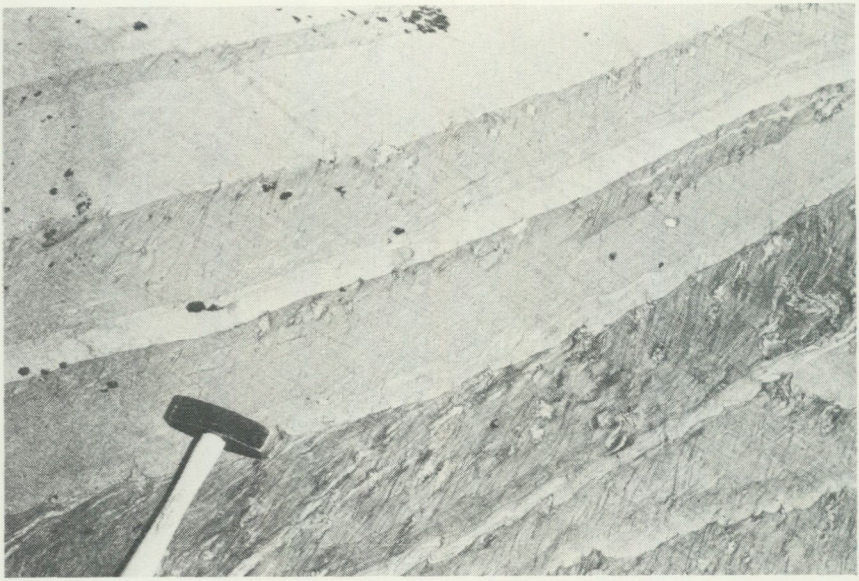


Fig. 7. Glimmer och andalusitrika, mörka skikt (glimmerskiffer) i växellagring med ljusa fältspatkvartsitiska skikt. "Graded bedding" med uppåt mot vänstra hörnet i bilden samt transversalförskiffring kan också iakttas. – Holme NV om Löjskär (7j).

Well-preserved alternating layers of andalusite-bearing meta-argillite and meta-arenite. "Graded bedding" and transversal schistosity are also visible.

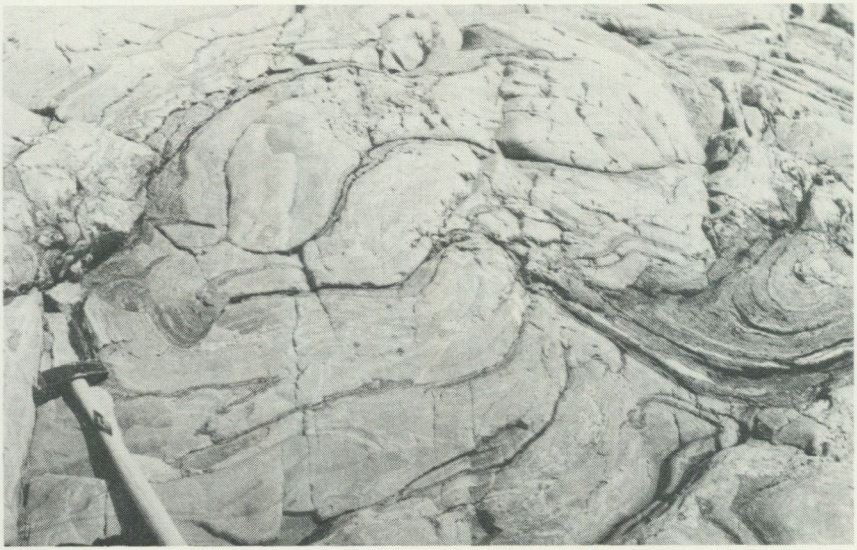


Fig. 8. Intensivt veckad fältspatkvartsit med tunna skikt av glimmerskiffer. – Skarnsandsviken på nordöstra Nåttarö (6g).

Intensely folded meta-arenite with thin intercalations of meta-argillite.

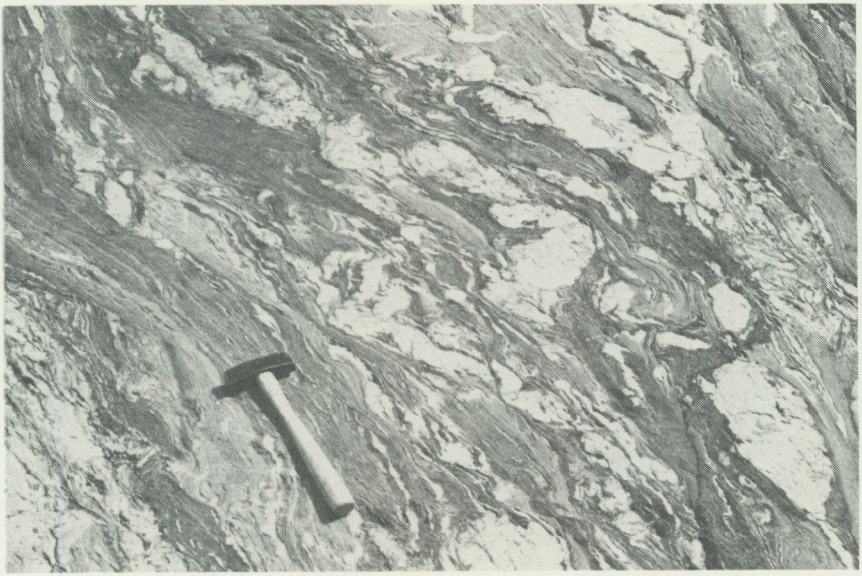


Fig. 9. Kraftigt kvartsådrad glimmerskiffer. – Gåsskär, Östra Fladen (7i).

Strongly quartz-veined mica schist (meta-argillite).

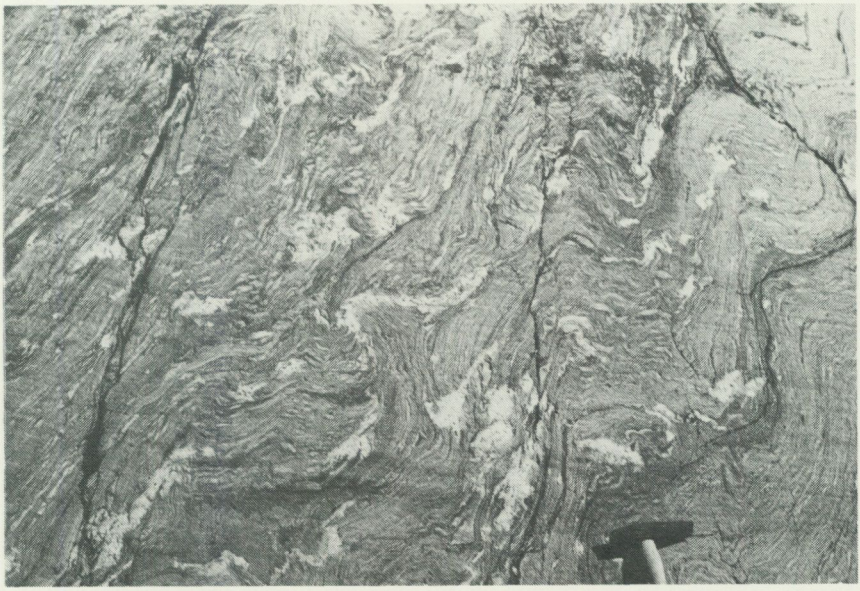


Fig. 10. Svagt kvarts-fältspatådrad glimmerskiffer. Fältspaten i ådrorna torde härröra från närbelägna kalirika pegmatiter. – Långskärs skate, nordligaste Långskär, Östra Fladen (7i).

Weakly quartz-feldspar-veined mica schist. The feldspar seems to originate from surrounding potassic pegmatites.

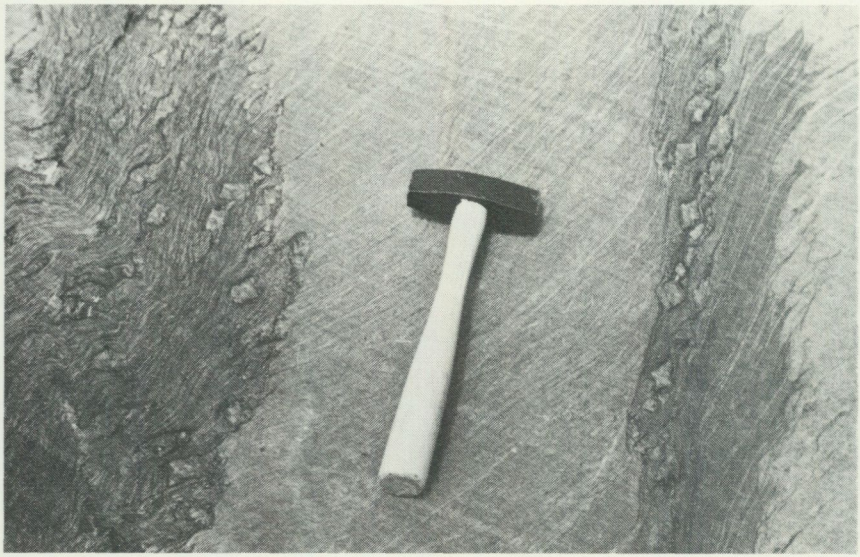


Fig. 11. Andalusitrika skikt av glimmerskiffer i växellagring med ljusa fältspatkvartsiter. Tydlig lagring och övertvärande axialplansförskiffring kan iakttas. – Sydvästra Löjskär (7j).

Well-preserved alternating layers of andalusite-rich meta-argillite and meta-arenite. Discordant axial-plane schistosity is also visible.

delar på östra delen av norra Utö. En särskilt stabiliserande effekt på lagerställningen inom sedimenten har här utövats av de smala, konforma, av kvartsporfyrer bestående lagerintrusionerna. De mest invändningsfria stratigrafiska uppåtbestämningarna, vilka pekar mot NV, har följaktligen också utförts inom detta område (Gavelin m.fl. 1976, fig. 1).

Med hänsyn till den metamorfa utvecklingen kan man utskilja två delområden inom södra Skärgårdens välbevarade sedimentbergarter. Den första av dessa karakteriseras av makroskopiskt synliga cordierit- och andalusitporfyroblaster (5–20 mm; se kartans överbeteckningar med c och a samt fig. 11 och 12), vilka sannolikt bildats genom en kontaktomvandling utgående från närliggande djupintrusiv (se s. 99). Området ligger också i anslutning till de stora sammanhängande gnejsgranitarealer, vilka breder ut sig öster om ön och troligen på ringa djup når in under dess centrala delar (se kartan profil 3). Inom det andra delområdet, dvs. inom resterande sedimentbergarter, har avståndet till gnejsgraniterna (t.ex. på Ålö, Rånö och Nåttarö) sannolikt varit för stort för att kunna ge kontaktomvandling i

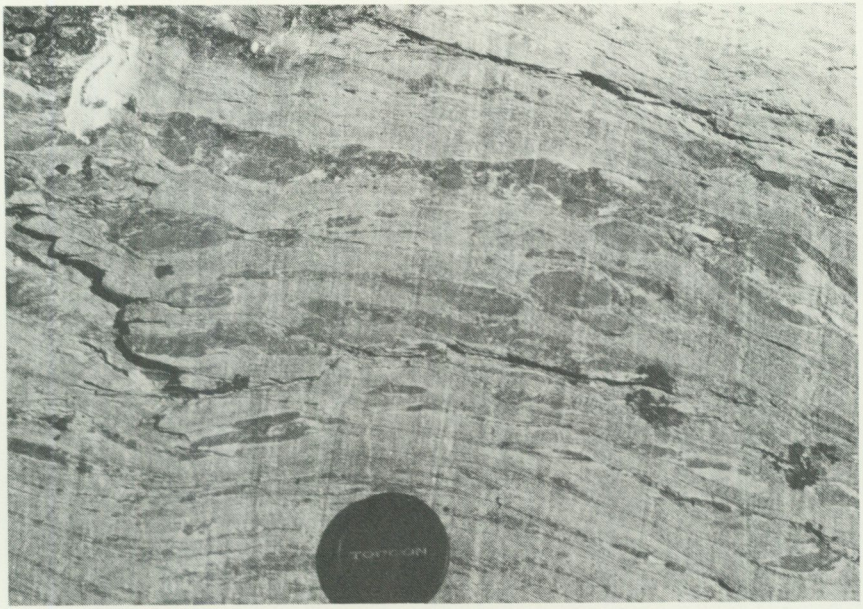


Fig. 12. Glimmerskiffer med rikligt inslag av grönsvart cordierit. – Holme ca 300 m väster om Långskärs västra del (7i).

Mica schist rich in greenish-black cordierite.

form av porfyroblastbildning. Annars är berggrundens sammansättning här till synes likartad. Endast den senare regionalomvandlingen har varit verksam i dessa områden.

Bland metasedimenten öster om Mysingefjärden vill jag även nämna att relativt sett fältspatrikare sedimentled påträffas i en smal zon, som stratigrafiskt ligger omedelbart ovanför den kalkbandade leptitformationen men under den bandade porfyritformationen i väster. Denna zon av fältspatrika sediment sträcker sig från norra delen av ön mot sydväst via St. Persholmen, Ängsholmarna, Utö k:a och Byviken fram till och in på Ålö. En stor inklämd ficka av dessa sediment vilar också ovanpå leptitformationen i området sydväst om Norra Huvudklinten på öns centrala del. Sedimenten ifråga, som i det följande kommer att kallas sediment av västlig facies, är inte bara fältspatrikare än eljest utan också mer finbandade (Gavelin m.fl. 1976, fig. 14) och skiljer sig i detta avseende från de grovbankade sediment, som stratigrafiskt underlagrar leptitformationen på öns östra del (Gavelin m.fl. fig. 6).

Petrografiska och mineralogiska egenskaper i glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter

Den lerrika delen av sedimentationen, nu väsentligen i skepnad av muskovit-biotitglimmerskiffrar, bildar ca hälften av den välbevarade sedimentberggrunden inom det aktuella området. Följande beskrivning av dessa bergarter grundar sig väsentligen på studium av ett femtiotal tunnslip, av vilka större delen planimetrerats (se diagram 1). Kornstorleken av kvarts och fältspat i de mestadels kraftigt omkristalliserade leden ligger kring 0.1–0.2 mm (diagram 1) medan glimmerfjällens längd merendels uppnår flera gånger detta mått. Mineralfördelningen är i allmänhet följande: Muskovit $\gtrsim$ biotit $\gtrsim$ kvarts $>$ plagioklas $<$ cordierit + andalusit. Mera sporadiskt finner man granat, cummingtonit och antofyllit. I kraftigt omvandlade led tillkommer lokalt kalifältspat och sillimanit sekundärt bildade ur muskovit. I sediment av västlig faciestyp (se s. 39) kan kalifältspat även ingå som primärt mineral (diagram 1, spec. S.G. 7 och S.G. 8). Klorit har ofta bildats genom omvandling av biotit. Accessoriskt uppträder apatit, zirkon, turmalin samt opakmineral, huvudsakligen kis och grafit. Plagioklasens sammansättning svarar närmast mot en oligoklas. Endast inom mer utpräglade former av biotitplagioklasskiffer (diagram 1, spec. S.G. 5 och S.G. 6) är plagioklasen vanligen kalciumrikare. Dessa något speciella järn-magnesiumrikare led, vilka på grund av sin sammansättning ofta är cordierit- och granatförande, har tidigare blivit föremål för en omfattande särbehandling i min beskrivning till kartbladen Uppsala SV/SO (Stålhös 1972, diagram 1 och s. 23), dit läsaren hänvisas för ytterligare information.

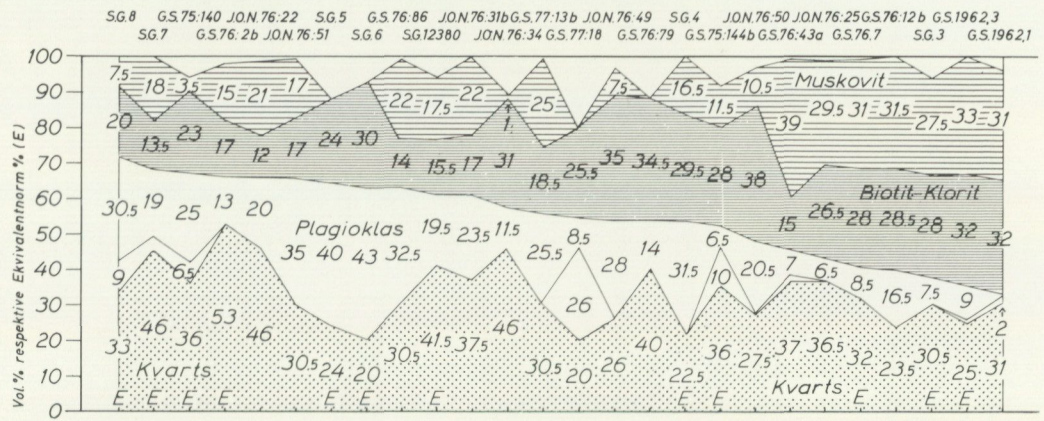
Som redan framgått, intar muskovit en särställning som indexmineral för graden av regional omvandling inom hela kartområdet. I väster saknas mineralet i allt väsentligt, medan motsatsen är fallet öster om Mysingefjärden. I enlighet härmed kan man på öarna i den södra delen av denna fjärd – på Gunnarstenarna och väster om Mällsten – studera hur muskoviten successivt försvinner och ersätts av finpertitisk mikroklin och sillimanit i ungefär ekvivalenta mängder med hänsyn till mineraljämvikten (diagram 1, spec. G.S. 75:140 och G.S. 75:144b). Mineralet fräts sönder inifrån och övergår utan distinkta gränser i oregelbundna ytor av kalifältspat fyllda med fina sillimanitnålar, ofta samlade till aggregat av fibrolitisk typ. Viss sönderdelning kan även iakttas lokalt i den rödbruna biotiten, där små sillimanitnålar skilt ut sig. I motsvarande läge på västligaste delen av Björkö längst i norr (9i) har den från väster kommande omvandlingsfronten fortsatt

under Mysingen. Här har rikligt med både kalifältspat, sillimanit, cordierit och granat bildats på bekostnad av all muskovit och delar av biotiten (spec. G.S. 77:18). Samtidigt noteras porfyroblaster av kalifältspat och en begynnande ådergnejsbildning.

Fläckutbildning är vanlig bland glimmerskiffrarna och kan lokalt utgöras av små mikroklinpoikiloblaster som exempelvis i sedimenten på södra Marbäling. Vanligast är dock 0.5–1 cm stora fläckar, som utgör poikiloblaster eller porfyroblaster av muskovit (fig. 13). Denna utbildning av mineralet tycks vara ett mellanled i den progressiva omvandling, som slutligen leder till bildning av sillimanit och kalifältspat i bergarterna. Utvecklingen har försiggått i tre steg. Det första innebär en ansamling av små muskovitlameller till rundade fläcklika aggregat under samtidig utarmning av mineralet i omgivningen, vilket exemplifieras från Bylegärdet på centrala Utö. Bildning av porfyroblaster ur dessa aggregat är nästa steg. En urskillning, sägring av små sillimanitnålar sker slutligen i porfyroblasterna men ej i övriga muskovitlameller. Kalifältspat i större mängd har endast bildats lokalt i detta sammanhang och blott då omvandlingsgraden varit tillräcklig. Exempel härpå finns bl.a. på St. och L. Persholmen invid nordvästra Utö samt på Ålö i sydväst. Grovt utbildad sillimanit i förening med kalifältspat hör till undantagen men har noterats på en udde i västra Fladen och pekar på en oväntat hög omvandlingsgrad inom detta område av eljest välbevarade bergarter.

Cordierit och andalusit bildar helt tydligt ett par eller tre olika generationer med avseende på tidpunkten för kristallisationen. Av största intresse är de mycket karakteristiska poikiloblaster av båda de nämnda mineralen, som sannolikt bildats tidigt (pretektoniskt) genom kontaktomvandling orsakad av närliggande gnejsgraniter. Poikiloblasterna, i detta fall cordierit (spec. J.O.N. 76:34) från västra Fladen, innesluter en mycket finkornig, relikt parallellanordnad matrix av kvarts – fältspat och biotit (0.02–0.05 mm), vilken med ca 60° vinkel roterats i förhållande till en senare kraftigt rekristalliserad skiffrighetsyta uppbyggd av mineral med kornstorlekar kring 0.2 mm. Den första av finkornigt material bestående s-ytan representerar sannolikt de tidigt kristalliserade ostörda lagringsplanen i sedimenten. Den efterföljande ca tiofaldiga kornstorleksökningen inom sedimenten samt rotationen av cordieritpoikiloblasterna skall tillskrivas den långt senare kulminerande, serorogena regionalomvandlingen. Denna ägde rum under kraftiga tektoniska rörelser med veckning och förskiffring inom berggrunden som följd. En andra generation av cordierit och andalusit

DIAGRAM 1. Mineralfördelningen i glimmerskiffrar från kartområdet.
Modal composition of mica schists from the map area.



An%	30	10	14	11	–	–	48	42	–	33	<10	–	–	–	–	–	19	0	–	–	–	0	–	27	–	–
Apatit	–	–	0.3	1.0	0.8	0.2	+	0.3	+	+	+	0.2	–	–	+	1.6	–	0.3	0.2	0.4	0.7	0.4	–	+	+	+
Zirkon	–	–	+	0.5	+	+	–	–	+	–	+	+	+	+	–	–	–	+	+	+	+	+	+	–	+	+
Turmalin	–	–	–	–	+	–	–	–	+	+	–	0.2	0.3	–	+	+	–	–	+	+	–	–	–	–	+	+
Opakmineral	–	–	–	+	0.3	0.4	+	1.3	–	+	–	–	+	+	–	–	–	+	0.2	–	–	+	+	+	+	–
Kalifältspat	9.0	3.5	6.5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	26	–	–	–	10	–	1.6	–	–	0.3	–	–	–
Klorit	–	–	–	–	–	+	+	–	9.4	–	–	–	–	–	–	17.8	+	–	–	0.4	–	+	0.3	+	–	–
Cordierit	–	–	+	–	–	–	9.9	–	–	5.5	–	7.9	–	8.0	–	10.3	–	–	0.2	–	–	–	–	4.5	+	–
Granat	–	–	–	–	–	–	1.7	5.3	0.7	–	–	–	–	3.0	–	–	–	–	0.7	–	–	–	–	–	–	–
Sillimanit	–	–	5.7	1.2	–	+	–	–	–	–	+	+	–	9.0	2.9	–	–	7.6	–	+	–	+	+	–	–	–
Andalusit	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.5	–	–	0.6	–	–	–	2.2	–	–	–	–	2.0	–	4
Kornst.			0.3-0.4		0.1-0.2		0.1-0.2		0.2-0.5		0.2-0.5	0.2-0.4		0.1-0.2		0.1		0.1-0.2		0.1-0.2		0.2-0.4		0.1-0.2	
mm				~1		0.1-0.2		0.1-0.15		0.1		0.1-0.2		0.1-0.3		0.15-0.4		0.2-0.3		0.2-0.5		0.5-1.5		0.1-0.15		0.1-0.2
N			405	675	360	500	–	–	405		310	480	350	350	485	430	–	370	415	245	445	530	385	–	–	–
	kem	kem	kem	kem			kem	kem		kem							kem	kem				kem		kem	kem	

Analyslokaler till diagram 1

S.G. 8. Fältspatrik biotit-muskovitglimmerskiffer. – L. Persholmen (8i), SV om Utö brygga. Kemisk analys i tabell 2 hämtad från Gavelin m.fl. 1976, s. 26 nr 8. Västlig facies.

S.G. 7. Muskovit-biotitglimmerskiffer. – L. Persholmen (8i). Kemisk analys i tabell 2 hämtad från Gavelin m.fl. 1976, s. 26 nr 7. Västlig facies.

G.S. 75:140. Biotit-muskovitglimmerskiffer, något förgnejsad. – Måsskär, NO om Norrskär, Gunnarstenarna (3f). Kemisk analys i tabell 2.

G.S. 76:2b. Muskovit-biotitglimmerskiffer. Kraftigt rekristalliserad. – Apelvikskubbarna (65287/16335), sydöstra Nåttarö (5g). Kemisk analys i tabell 2.

J.O.N. 76:22. Muskovit-biotitglimmerskiffer. – Slavaskogen, 800 m SSO om Edesnäs (653874/164268), mellersta Utö (7i).

J.O.N. 76:51. Muskovit-biotitglimmerskiffer med muskovitpoikiloblaster. – 1 km ONO om Ryssnäset (653814/16407), västra Utö (7h). Västlig facies.

S.G. 5. Cordierit-granatförande biotitplagioklasskiffer. – Fårskärsudd (8j), östra stranden av Utö. Kemisk analys i tabell 2 hämtad från Gavelin m.fl. 1976, s. 26 nr 5.

S.G. 6. Granatförande biotit-plagioklasskiffer. – Fårskärsudd (8j), östra stranden av Utö. Kemisk analys i tabell 2 hämtad från Gavelin m.fl. 1976, s. 26 nr 6.

G.S. 76.86. Granatförande muskovit-biotitglimmerskiffer. – L. Persholmen (65412/16442), 750 m VSV om Utö brygga (8i). Västlig facies.

S.G. 12380. Cordieritförande muskovit-biotitglimmerskiffer. – L. Sillvik (8j), östra Utö. Kemisk analys i tabell 2.

J.O.N. 76:31b. Muskovit-biotitglimmerskiffer, kraftigt rekristalliserad. – 100 m söder om Näsuddens nordspets (654084/164308), norr om Utö k:a (8i).

J.O.N. 76:34. Cordierit-andalusitförande biotitskiffer. – 700 m väster om Vedkobben (653792/164220), Västra Fladen, mellersta Utö (7i).

G.S. 77:13 b. Muskovit-biotitglimmerskiffer. – 500 m öster om Näset (65468/16495), sydöstra Ornö (9j).

G.S. 77:18. Mikroklinrik, porfyroblastisk sillimanit-cordierit-granatförande biotitgnejs. – Stranden av västra Björkö (65496/16441), sydväst om Ornö (9i).

J.O.N. 76:49. Andalusit-sillimanitförande biotit-muskovitglimmerskiffer. – 1.8 km SV om Edesnäs (653818/164118), mellersta Utö (7i). Västlig facies.

G.S. 76:79. Cordieritförande biotitglimmerskiffer. – Nordspetsen av Marbäling (65437/16490), norra Utö (8j).

S.G. 4. Biotit-muskovitglimmerskiffer. – 200 m SV om Fårskärsudd (8j), östra Utö. Kemisk analys i tabell 2 hämtad från Gavelin m.fl. 1976, s. 26, nr 4.

G.S. 75:144b. Biotit-muskovitglimmerskiffer, något förgnejsad. – Måsknuven (5f), väster om Mällsten. Kemisk analys i tabell 2.

J.O.N. 76:50. Biotit-muskovitglimmerskiffer med andalusit, granat och cordierit. – 700 m väster om Norra Huvudklinten (653759/164111), mellersta Utö (7i). Västlig facies.

G.S. 76:43a. Muskovit-biotitglimmerskiffer. – Tymarshamn, Tymarsviken sydvästra delen av Ålö (6h).

J.O.N. 76:25. Muskovit-biotitglimmerskiffer. – Slavaskogen, ca 1.1 km SSV om Edesnäs, (653852/164201), mellersta Utö (7i).

G.S. 76.7 Muskovit-biotitglimmerskiffer, kraftigt rekristalliserad. – Södra Bötsudden mitt för Brännskär (65320/16340), norra Nåttarö (6 g). Kemisk analys i tabell 2.

G.S. 76:12b. Muskovit-biotitglimmerskiffer. – Mellersta Nåttarö (6530/16345), östra sidan (6g).

S.G. 3. Cordierit-andalusitförande biotit-muskovitglimmerskiffer. – Fårskärsudd (8j), östra stranden av Utö. Kemisk analys i tabell 2 hämtad från Gavelin m.fl. 1976, s. 26 nr 3.

G.S. 1962, 3. Muskovit-biotitglimmerskiffer. – L. Sillvik (8j), östra Utö (Stålhös 1962, s. 63 nr 3 samt kemisk analys i tabell 2 från Stålhös 1969, s. 35 nr 2).

G.S. 1962, 1. Andalusitförande biotit-muskovitglimmerskiffer. – L. Sillvik (8j), östra Utö (Stålhös 1962, s. 63 nr 1).

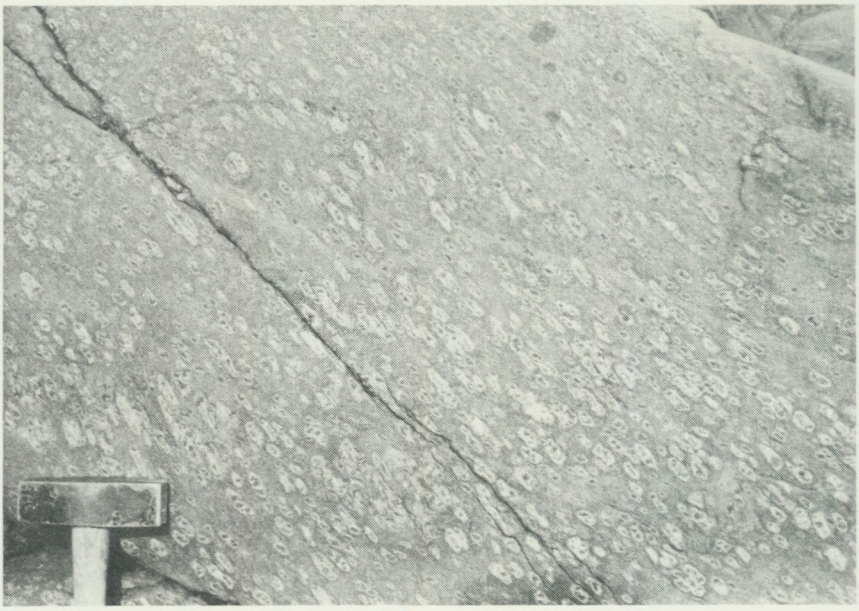


Fig. 13. Fläckutbildning i glimmerskiffer. Fläckarna utgörs av muskovitporfyroblaster omgivna av ljusa utlakningszoner (se vidare text s. 41). – Norr om Tymarskobben på sydvästra Ålö (6h).

Mica schist spotted with muscovite porphyroblasts surrounded by a white zon of metasomatic leakage.

bildades nu genom omkristallisation helt eller delvis av tidigare poikiloblaster till kompakta inneslutningsfria kristaller. Mest typiska för detta skede av fortskridande deformation utgör långsträckta, med skiffrigheten parallellt utkristalliserade, syntektoniska cordierit- och/eller andalusitindivid. En prismatiskt utdragen cordieritkristall med längd-breddförhållandet 10:1 utgör ett vackert exempel härpå (spec. S.G. 12380). En tredje och sista generation av cordierit och andalusit har ett mer överskärande uppträdande mot skiffrigheten och är kompakt till sin natur. Denna posttektoniska form av mineralen, vilken måhända är svårast att entydigt belägga, representerar sannolikt det slutstadium av regionalomvandlingen, då de tektoniska rörelserna förklingat. Som jämförelse kan nämnas att en identisk utveckling av cordieritens och andalusitens kristallisation har iakttagits och beskrivits ingående från trakten norr och öster om Märsta i södra Uppland, där liknande omvandlingar torde ha träffat metasedimenten (Stålhös 1972, s. 28–34).



Fig. 14. En konglomeratliknande bildning (pseudokonglomerat) av stora ellipsformade cordieritporfyroblaster i biotitglimmerskiffer (se text s. 58). – Stranden av nordöstra Långskär (7i).

Pseudoconglomerate of big ellipsoidal cordierite porphyroblasts in biotite-mica schist.

En stark koncentration av cordierit till vissa zoner har iakttagits. Främst märks en ca 500 m lång och flera meter bred zon av cordieritanrikat metasediment utmed östra stranden av Långskär i Östra Fladen, mellersta Utö (7i, j). Cordieriten, som kanske utgör väl femtio procent av bergartsmassan, uppträder här i halvdecimeterstora, tätt liggande, ellipsoida aggregat, vilka förlänar bergarten ett konglomeratliknande utseende (fig. 14). Som väsentlig beståndsdel uppträder också, överraskande nog för detta område (se även s. 41), grov sillimanit vid sidan av kvarts-fältspat och biotit. En strikt parallellanordning råder i bergarten, vilket också gäller sillimaniten och den inneslutningsfria cordieriten. Allt tyder här på en kraftig syntektonisk rekristallisation, eller beträffande sillimaniten snarast en nykristallisation. Också på Kvarnkobben i Västra Fladen förekommer en stark cordieritkoncentration.

Granat (almandin) i något större kvantiteter och upp till 5 mm i storlek påträffas endast inom biotitglimmerskiffrarna (spec. S.G. 5, S.G. 6). Eljest

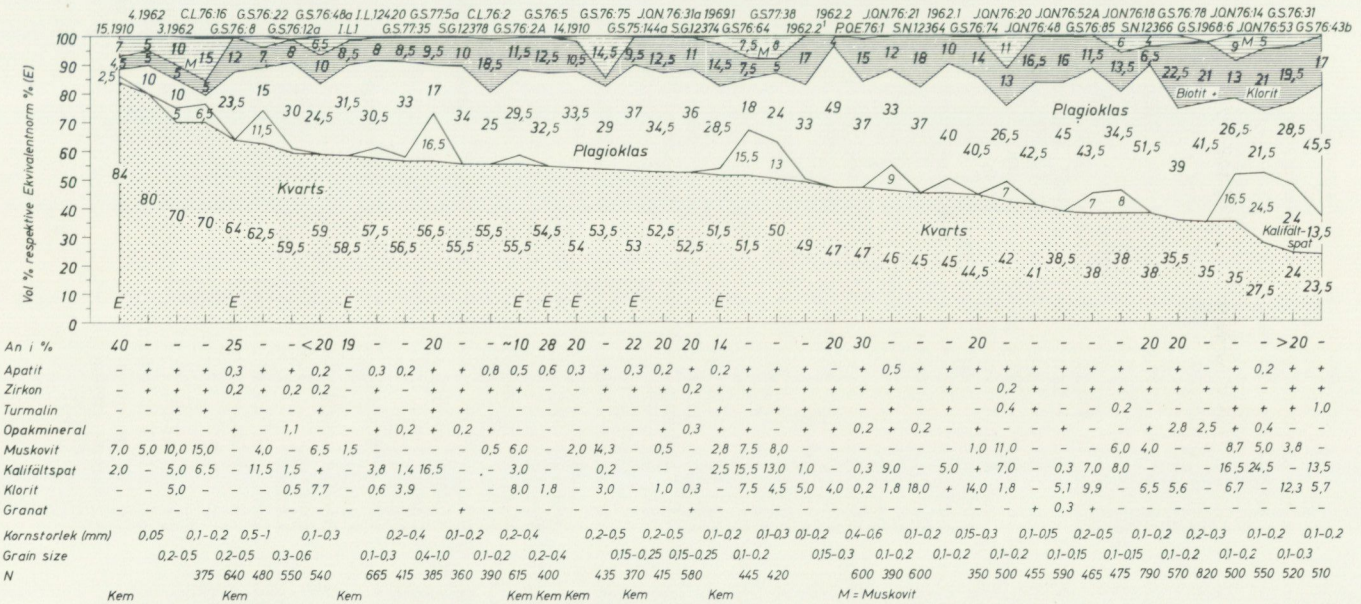
finns mineralet som spridda, kompakta eller svagt poikilitiska, 1–2 mm stora individ. Kristallisationen tycks omväxlande ha ägt rum syn- eller posttektoniskt, vilket innebär att mineralet delvis anpassats till skiffrigheten men delvis tydligt skär över denna.

Antofyllit och cummingtonit, till sist, förekommer lokalt och enbart som överskärande, posttektoniskt bildade kristaller. I fallet antofyllit är kristallerna ofta radialstråligt anordnade. Exempel på båda nämnda mineral, finns bl.a. i vissa cordieritrika metasediment från Käringnäset vid Östra Fladen (7i).

Beskrivningen av de fältspatkvartsitiska leden inom metasedimenten grundar sig i huvudsak på ett femtiotal tunnslip, delvis planimetrerade och sammanställda i diagram 2. Dessa bergarter, väsentligen plagioklaskvartsiter, har följande huvudsammansättning: kvarts > plagioklas > biotit – klorit ≧ muskovit. Kalifältspat tillkommer, särskilt inom de fältspatrika, stratigrafiskt högre belägna leden av västlig faciestyp (diagram 2 t.h.). Om man bortser från olikheter i mineralens fördelning, är de sistnämnda till utseende, egenskaper och inbördes relationer helt jämförbara med dem inom glimmerskiffrarna. Även de nuvarande kornstorlekarna är likartade, dvs. i medeltal kring 0.1–0.2 mm. Detta visar att den relativa korntillväxten vid omvandlingarna varit störst inom de ursprungligen finkornigaste, nu glimmerrika leden.

En stark anrikning av endera albit eller kalifältspat kan lokalt noteras i slipprov inom eljest normala sediment belägna stratigrafiskt under den vulkanogena leptitformationen (t.ex. spec. G.S. 76:64, 77:38 och 76:43b). Sålunda uppträder t.ex. kalifältspat med 36 vol.-% i ett avgränsat skikt inom ramen för ett av de nämnda slipproven (77:38). På samma sätt kan nästintill monomineraliska albitskikt ses inom andra prov. Invid spec. 76:43b (se text i diagram 2) finns härutöver en ca 0.5 m bred, tydlig inlagring av vitgrå bandad leptit inom sedimenten. Förhållanden liknande dessa tycks gälla speciellt i relativ närhet till den ovanliggande leptitformationen. Sannolikt skedde ett sporadiskt tillskott av fältspatrik aska till sedimenten i ett inledande skede av vulkanismen. Ett sådant tillskott av vulkaniskt material inom sedimenten efter vulkanismens kulmination i dess avtagande skede kan sannolikt också förklara bildningen av de tidigare nämnda (s. 39) fältspatrikare sedimenten av västlig facies, som stratigrafiskt ligger omedelbart över leptiterna. En sådan tankegång bekräftas av triangeldiagrammet i fig. 15, som illustrerar fördelningen mellan kvarts, fältspat och övriga mineral från diagrammen 1, 2 och 3. Inslaget av fältspat i fältspatkvartsiter

DIAGRAM 2. Mineralfördelningen i metaareniter (fältspatkvartsiter – plagioklaskvartsiter) från kartområdet.
Modal composition of meta-arenites (feldspar quartzites to plagioclase quartzites) from the map area.



Analyslokaler till diagram 2

15. 1910. Ljusgrå "kvartsitisk leptit" = kvartsit. – Norr om L. Sillvik (8j), östra Utö. Kemisk analys i tabell 3 från Holmquist 1910, nr 15.

4. 1962. Ljusgrå metaarenit. – L. Sillvik (8j), östra Utö (Stålhös 1962, s. 64, nr 4).

3. 1962. Gråblå metaarenit. – Norra delen av St. Persholmen (8i), väster om Utö (Stålhös 1962, s. 64, nr 3). Västlig facies.

C.L. 76:16. Gråvit metaarenit. – NV om L. Sillvik (65405/16455), östra stranden av nordöstra Utö (8j).

G.S. 76:8. Metaarenit. – Södra Bötsudden mitt för Brännskär (65320/16340), norra Nåttarö (6g). Kemisk analys i tabell 3.

G.S. 76:22. Metaarenit med muskovitporfyroblaster. – 400 m öster om Öruddsvikens ostspets (6530/163325), mellersta Nåttarö (5g).

G.S. 76:12a. Metaarenit. – Sibirbergen (6530/16345) på mellersta östra Nåttarö (6g).

G.S. 76:48a. Metaarenit. – Albrokskär, SO om Rävstavik, öster om Utö (8j).

I.L. 1. Metaarenit. – 200 m SV om Fårskärsudd (8j), östra Utö. Kemisk analys i tabell 3 från Gavelin m.fl. 1976, s 26, nr. 1.

I.L. 12420. Metaarenit. – Nordöstra stranden av Utö (8j).

G.S. 77:35. Metaarenit. – Vid havsstranden väster om nordändan av Långträsk (65473/16462), sydvästra Ornö (9j).

G.S. 77:5a. Metaarenit. – Västra stranden av Gullbergsnäs (65485/16457), sydvästra Ornö (9j).

S.G. 12378. Metaarenit. – Söder om Rävstavik, östra Utö (8j).

C.L. 76:2. Grå metaarenit. – Södra Sandvik (65417/16469), ca 500 NV om Nasknäsudd, norra Utö (8j).

G.S. 76:2a. Metaarenit. – Apelvikskubbarna (65287/16335), södra Nåttarö (5g). Kemisk analys i tabell 3.

G.S. 76:5. Blågrå metaarenit. – Själskär (65312/16314), 1 km väster om Nåttarö brygga (6g). Kemisk analys i tabell 3.

14. 1910. Mörk metaarenit. – Öster om Restavik (= Rävstavik), östra stranden av Utö (8j). Kemisk analys i tabell 3 från Holmquist 1910, nr 14.

G.S. 76:75. Rosa metaarenit med diagonalskiktning. – Nordvästra delen av Marbäling (65435/16487), (8j).

G.S. 75:144a. Metaarenit. – Måsknuven (5f), väster om Mällsten. Kemisk analys i tabell 3.

J.O.N. 76:31a. Metaarenit, något förgrovad. – 100 m söder om Näsuddens nordspets (654084/164308), norr om Utö k:a (8i).

S.G. 12374. Metaarenit. – Fårskärsudd, nordöstra Utö (8j).

1969. 1. Mörk metaarenit. – Mellan St. och L. Sillvik (8j). Kemisk analys i tabell 3 från Stålhös 1969, s. 57, nr 1.

G.S. 76:64. Metaarenit med muskovitporfyroblaster. – Kroka Gråskär (65423/16486), NO om Utö (8j).

G.S. 77:38. Ljusgrå metaarenit. – Båtsudden i Södra Fladen (6539/16428), 1 km söder om Utö k:a (7i).

1962, 2'. Mörk metaarenit. – Mellan L. och St. Sillvik (8j) på östra Utö (Stålhös 1962, s. 63 nr 2).

1962, 2. Bandad, grå till rosagrå metaarenit. – Sydvästra delen av St. Persholmen (8i), väster om Utö (Stålhös 1962, s. 64 nr 2). Västlig facies.

P.O.E. 76:1. Metaarenit. – 800 m VNV om Arbottna (163345/654295), Muskö (8g).

J.O.N. 76:21. Metaarenit, lokalt inlagrad med mikroklinrika skikt. – Båtsudden (653895/164284), 700 m SO om Edesnäs gård, söder om Utö k:a (7i).

S.N. 12364. Metaarenit. – Västlig udde av St. Persholmen, väster om Utö (8i). Västlig facies.

1962, 1. Grå metaarenit. – Sydvästra delen av St. Persholmen (8i, Stålhös 1962, s. 64 analys 1). Västlig facies.

G.S. 76:74. Rödlätt metaarenit. – Västra Marbäling (65433/16486), mindre holme (8j).

J.O.N. 76:20. Metaarenit, glimmerrik. – 450 m SO om Edesnäs (653919/164278), söder om Utö k:a (7i).

J.O.N. 76:/48. Metaarenit. – 1.8 km SV om Edesnäs (653824/164118), mellersta Utö (7i). Västlig facies.
J.O.N. 76:52a. Metaarenit. – 750 m öster om Ryssnäset (653789/164052), sydvästra delen av Utö (7h). Västlig facies.
G.S. 76:85. Metaarenit. – L. Persholmen (65412/16442), SV om Utö brygga. Västlig facies.
J.O.N. 76:18. Bandad metaarenit, glimmerrik. – 1.3 km SV om Edesnäs (653859/164155), mellersta Utö (7i). Västlig facies.
S.N. 12366. Fältspatrik metaarenit. – St. Persholmen, sydspetsen väster om Utö brygga (8i). Västlig facies.
G.S. 76:78. Mörkgrå, glimmerrik, diskordantskiktad metaarenit. – Nordspetsen av ön Marbäling (654375/164905), norr om Utö (8j).
G.S. 1968:6, Mörkgrå metaarenit. – Norr om Tymarskobben, västra Ålö (6h).
J.O.N. 76:14. Vackert bandad metaarenit-glimmerskiffer i cm-skala. Analysen avser i huvudsak den metaarenitiska delen. Norr invid Utö k:a (654000/164302). Västlig facies.
J.O.N. 76:53. Fältspatrik metaarenit. – 600 m öster om Ryssnäset (65378/16404), sydvästra Utö (7h). Västlig facies.
G.S. 76:31. Grå, fältspatrik metaarenit. – Den nordligaste av Ståtkobbarna (65346/16364), öster om Rånö (6h). Västlig facies.
G.S. 76:43b. Fältspatrik metaarenit. Invid denna finns separata leptithorisonter, som är tydligt avgränsade från metasedimenten. – Tymarshamn (6h), sydvästra Ålö.

---

och glimmerskiffrar av västlig facies är nämligen större än i motsvarande led inom övriga sediment. Bergarterna ifråga bildar i detta avseende en länk till de fältspatrikare leptiterna.

En till sitt ursprung något problematisk bergart med relativt massformigt, granitliknande utseende har anträffats på Aspö (6h) och sydöstra Nåttarö (5g). Den uppträder i 5–10 m stora partier, som är diffust avgränsade från omgivande normala metasediment. Den mineralogiska sammansättningen i vol.-% exemplifieras av fyra planimetrerade tunnslip från sydöstra Nåttarö och är i medeltal följande: kvarts 40–50, plagioklas 20–30 och glimmer 25–35. Glimmern utgörs av ungefär lika delar muskovit och biotit. I ett fall tillkommer ca 5 vol.-% sillimanit och lika mycket kalifältspat. Kornstorlekarna i bergarten når vanligen upp till 0.5–1.0 mm, och trots dess granitliknande yttre förekommer en tydlig men oregelbunden parallellanordning av glimmern. Av de fyra i ovannämnda triangeldiagram (fig. 15) införda analysernas läge framgår (se fält märkt 6) att bergarten ifråga till sin sammansättning kan motsvara en blandning av ungefär lika delar glimmerskiffer och fältspatkvartsit. Möjligen har vi här exempel på ursprungliga odifferentierade sediment. Dessa kan ha bildats lokalt genom uppslamning och snabb återsedimentering av tidigare avsatta, differentierade sediment i samband med undervattensskred. Ett annat alternativ är att den något

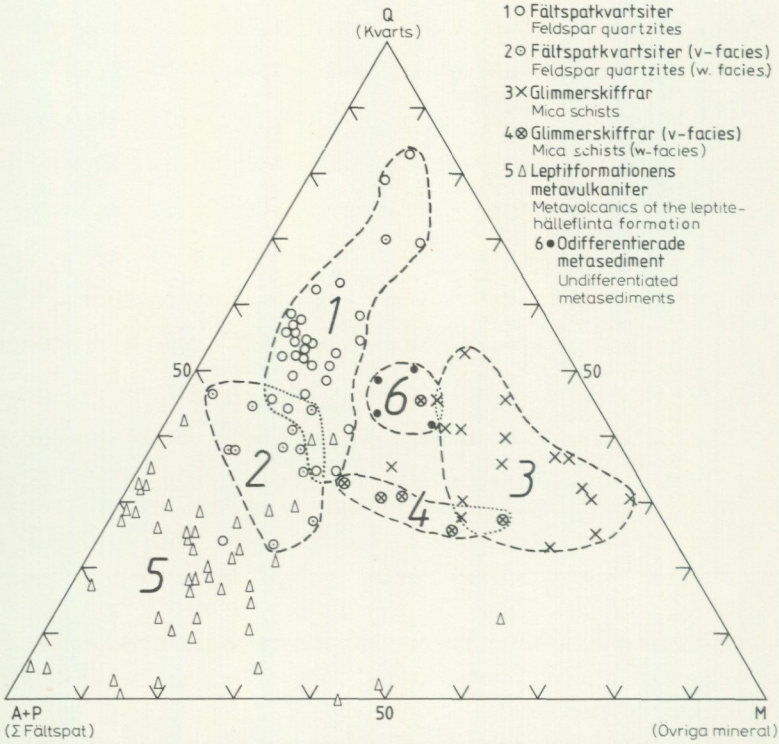


Fig. 15. Den mineralogiska sammansättningen av och relationerna mellan olika slags metasediment och metavulkaniter (endast leptitformationen) inom området öster om Mysingefjärden.

The modal compositions and relations between different kinds of metasediments and metavolcanics (only the leptite-hälleflinta formation) in the area to the east of Mysingen. Modal composition (Q = quartz, A+P = alkalifeldspar + plagioclase, M = all other minerals such as micas, hornblende, garnet, etc.).

1. Fältspatkvartsiter – plagioklaskvartsiter (31 st från diagram 1)
   Feldspar quartzites – plagioclase quartzites (31 spec. from Diagram 1)
2. Fältspatkvartsiter (västlig facies; 12 st från diagram 1)
   Feldspar quartzites (w-facies, 12 spec. from Diagram 1)
3. Muskovit-biotitglimmerskiffrar (17 st från diagram 2)
   Muscovite-biotite schists (17 spec. from Diagram 2)
4. Muskovit-biotitglimmerskiffrar (västlig facies; 6 st från diagram 2)
   Muscovite-biotite schists (w-facies; 6 spec. from Diagram 2)
5. Metavulkaniter inom leptitformationen (41 st från diagram 3 och 6 st från diagram 4)
   Metavolcanics within the leptite-hälleflinta formation (41 spec. from Diagram 3 and 6 spec. from Diagram 4)
6. Odifferentierade metasediment (4 st; se text s. 49)
   Undifferentiated metasediments (4 spec.)

förgrovade bergarten representerar ett slags migmatitgranit bildad ur sedimenten. Metamorfosen i området är dock, trots närvaron av sillimanit och kalifältspat väl låg för ordinär migmatitbildning i större skala. Bergarten har inte heller någon typisk eutektisk sammansättning utan saknar i huvudsak kalifältspat. Den är dessutom alltför kvartsrik för att kunna bilda migmatit.

Kemiska egenskaper i glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter

Tolv kemiska analyser av glimmerskiffrar (7 äldre och 5 nyutförda) samt 8 analyser av fältspatkvartsiter, varav 4 äldre, har ställts samman i tabellerna 2 och 3. Bland glimmerskiffrarna är tio muskovit-biotitförande, medan två utgör s.k. biotitplagioklasskiffrar (se s. 40). I båda tabellerna anges också Niggli-talen beräknade ur analyserna samt spårelementinnehållet för metallerna krom (Cr), nickel (Ni) och vanadin (V).

Ett kraftigt primärt inslag av lera i muskovit-biotitglimmerskiffrarna (tabell 2) ger sig tillkänna i form av ett betydande aluminiumöverskott i dessa led (höga värden på Niggli-talet *t*) och höga *k*-värden (>0.50). De senare antyder en generell dominans av kalium över natrium. SiO_2-halterna varierar från ca 55–75 vikt-% med åtföljande måttliga värden för Niggli-talet *si*. Fältspatkvartsiterna, åter (tabell 3), med ringa primärt lerinslag, rikedom på kvarts och betydande plagioklashalt visar låga aluminiumöverskott (*t*) och *k*-värden (<0.50, dvs. Na >K). SiO_2-halterna är följdriktigt höga (ca 80–90 vikt-%) med därav beroende höga *si*-tal. Fördelningen Mg–Fe (*mg*-talet) är däremot likartad inom de båda bergartstyperna, ca 0.40. Detta förklaras av att de magnesium-järnrika mineralen har identisk sammansättning oberoende av deras absoluta mängd i glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter. Halten av H_2O är helt knuten till bergarternas totala glimmerinnehåll och är följaktligen 2 à 3 ggr större i glimmerskiffrarna än i fältspatkvartsiterna.

För den regionala översiktens skull har medelvärden ställts samman för Niggli-talen *t, k, mg* och *si* samt H_2O-halten (vikt-%) i olika metasediment i Södermanland och Uppland (tabell 4). Härav framgår bl.a. att värdena i de olika områdena är mycket likartade för glimmerskiffrar och motsvarande högmetamorfa granat-cordieritådergnejser. Endast vattenhalten är i medeltal ca 1% lägre i de senare. Detta beror på att ca halva den ursprungliga glimmermängden, med bundet vatten (huvudsakligen muskovit), förbrukats vid ådergnejsomvandlingen. Fältspatkvartsiterna i tabellens nedre del

TABELL 2. Kemiska analyser (vikt-%) av glimmerskiffrar från kartbladet Nynäshamn NO/SO. För bergartsbeskrivning, exakta lokaler och ur analyserna beräknade ekvivalentnormer % (E), se diagram 1.

Lokal	Södra Nåttarö	L. Persholmen, V. Utö	L. Sillvik, Ö. Utö	Måsskär, Gunnarstenarna	L. Persholmen, V. Utö	Måsknuven, V om Mällsten
Prov nr	G.S. 76:2b	S.G. 7	S.G. 12380	G.S. 75:140	S.G. 8	G.S. 75:144b
Lab. nr	011–561	–	011–564	011–0082	–	011–0081
SiO_2	74.5	72.7	69.5	67.0	66.8	64.3
TiO_2	0.44	0.24	0.2	0.63	0.4	0.81
Al_2O_3	12.5	14.0	15.4	16.0	15.7	17.9
Fe_2O_3	1.0	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7
FeO	2.6	2.2	3.6	4.4	3.4	5.2
MnO	0.05	0.09	0.05	0.05	0.13	0.04
CaO	0.3	0.4	1.5	0.9	1.7	0.2
MgO	1.5	1.2	1.7	1.9	1.9	2.6
Na_2O	1.2	1.8	1.4	2.3	2.3	0.7
K_2O	3.4	4.0	3.7	3.4	4.4	5.0
$H_2O>105°$	1.6	1.9	1.3	1.8	2.2	1.3
$H_2O<105°$	0.5	–	0.3	0.4	–	0.6
P_2O_5	0.57	–	0.30	0.11	–	0.12
BaO	0.08	0.10	0.11	0.07	0.09	0.13
Summa	100.84	99.23	100.58	99.71	99.72	99.60
ppm						
Cr	75	–	15	95	–	110
Ni	20	–	10	40	–	60
V	180	–	120	160	–	175
Niggli-tal						
t	18	20	18	18	11	27
k	0.65	0.6	0.63	0.49	0.6	0.82
mg	0.42	0.4	0.41	0.39	0.4	0.44
c	6	3	8	5	8	1
alk	20	25	18	20	22	16
al	44	48	44	43	41	45
fm	31	24	30	32	28	37
si	441	423	338	306	298	274

härstammar från icke åderförgnejsade regioner inom Uppland och från den nu aktuella skärgårdszonen. Trots de stora avstånden mellan dessa områden (ca 70 km) är likheterna påfallande. Allt sammantaget tyder på att både den lerrika och moigt-sandiga sedimentationen varit mycket ensartad över hela den del av östra Mellansverige, som tabellen omspänner.

Fig. 16 visar ett sätt att grafiskt belysa sedimentbergarternas inbördes variationer samt deras relationer till andra bergarter med eruptivsamman-

Chemical analyses (weight-%) of mica schists from the map area. For detailed localities and description of rocks, see Diagram 1.

Norra Nåttarö G.S. 76:7	Fårskärs-udd, Ö. Utö S.G. 5	Ö. Utö G.S. 1962.3	Fårskärsudd S.G. 3	Ö. Utö S.G. 4	S.G. 6	Lokal Prov nr
011–563	–	P 753	–	–	–	Lab. nr
61.5	59.8	59.4	58.7	58.2	55.5	SiO_2
0.59	0.99	0.64	0.6	0.80	1.18	TiO_2
19.6	17.5	21.4	20.1	19.4	19.0	Al_2O_3
1.1	0.9	0.78	3.1	1.2	1.5	Fe_2O_3
5.0	6.6	4.71	3.5	4.9	8.0	FeO
0.06	0.10	0.05	0.07	0.07	0.19	MnO
0.2	3.9	0.5	0.4	1.2	3.8	CaO
2.6	3.0	2.2	2.8	2.5	3.1	MgO
0.9	2.3	1.8	0.6	2.7	2.7	Na_2O
5.8	2.7	5.5	5.9	4.9	2.7	K_2O
2.7	1.5	2.9	3.3	3.1	2.3	$H_2O>105°$
0.2	+	0.3	–	–	+	$H_2O<105°$
0.22	–	0.1	–	–	–	P_2O_5
0.15	0.07	–	0.13	0.15	0.06	BaO
100.62	99.36	99.45	99.20	99.12	100.03	Summa
						ppm
110	–	–	–	–	–	Cr
40	–	–	–	–	–	Ni
190	–	–	–	–	–	V
						Niggli-tal
26	8	26	27	16	9	*t*
0.80	0.40	0.70	0.90	0.50	0.40	*k*
0.43	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	*mg*
1	14	2	2	5	13	*c*
18	14	20	17	21	14	*alk*
46	35	48	45	42	35	*al*
35	37	30	36	32	39	*fm*
243	205	226	224	213	172	*si*

sättning, i detta fall vulkaniter. Summan av Niggli-talen *t*+*fm* utmed ordinatan ger ett relativt uttryck för lerhalten i de ursprungliga sedimenten, varvid *t* står för lerans aluminiumöverskott och *fm* för det relativa inslaget av järn-magnesiumrika mineral i sedimenten, främst biotit. Ser vi till *si*-talet utmed abscissan, fördelar detta bergarterna med hänsyn till deras relativa halter av SiO_2.

I vulkaniterna utgörs *t*+*fm*-summan vanligen av ett mycket lågt *t*-värde

TABELL 3. Kemiska analyser (vikt-%) av metaareniter (fältspatkvartsiter – plagioklaskvartsiter) från kartbladet Nynäshamn NO/SO. Beträffande bergartsbeskrivning, exakta lokaler och ur analyserna beräknade ekvivalentnormer %(E), se diagram 2.
Chemical analyses (weight-%) of meta-arenites from the map area. For detailed localities and description of rocks, see Diagram 2.

Lokal	N om L. Sillvik, Ö. Utö	Norra Nåttarö	SV om Fårskärs-udd	Södra Nåttarö	Måsknu-ven, V om Mällsten	Själskär, V om Nåttarö	O om Räv-stavik, Ö. Utö	N om L. Sillvik, Ö. Utö
Prov nr	15:1910	G.S. 76:8	I.L. 1	G.S. 76:2A	G.S. 75:144a	G.S. 76:5	14:1910	1969:1
Lab nr	–	011–560	–	011–562	011–0078	011–559	–	P 749
SiO_2	91.67	84.2	82.1	80.1	79.7	79.4	79.2	78.0
TiO_2	0.15	0.29	0.30	0.38	0.35	0.43	0.34	0.37
Al_2O_3	4.18	8.7	8.8	9.7	10.0	9.9	9.93	10.3
Fe_2O_3	0.31	1.01	0.4	0.3	0.1	0.3	0.18	0.4
FeO	0.72	1.4	1.5	2.1	1.7	2.3	2.04	2.73
MnO	0.01	0.05	0.04	0.05	0.02	0.02	0.05	0.03
CaO	0.15	1.4	1.2	0.6	1.7	2.1	1.43	0.9
MgO	0.50	0.74	0.7	1.0	0.83	1.1	0.94	1.2
Na_2O	0.14	1.9	2.7	2.3	3.1	2.5	2.83	2.6
K_2O	1.58	1.0	0.9	2.5	1.1	1.2	1.23	2.2
$H_2O>105°$	0.43	0.8	0.4	1.2	0.7	0.4	0.50	1.3
$H_2O<105°$	–	0.2	–	0.3	0.2	0.2	–	0.3
P_2O_5	0.04	0.18	–	0.24	0.13	0.24	0.13	0.09
BaO	0.02	0.03	0.05	0.06	0.02	0.07	–	–
Summa	99.00	100.89	99.09	100.83	99.65	100.16	100.18[1]	100.42
ppm								
Cr	–	30	–	55	35	45	–	–
Ni	–	15	–	20	20	15	–	–
V	–	50	–	100	65	85	–	–
Niggli-tal								
t	22	9	6	9	2	2	6	8
k	0.9	0.25	0.20	0.41	0.18	0.24	0.20	0.4
mg	0.5	0.35	0.40	0.42	0.44	0.43	0.40	0.4
c	3	12	11	5	13	15	11	6
alk	21	20	26	28	26	21	25	26
al	46	42	42	42	42	39	41	40
fm	30	25	21	26	19	25	23	29
si	706	690	667	584	562	526	559	508

[1] Inkluderar 1.36%C

(föga eller inget Al-överskott) och ett *fm*-tal, som härrör från inslag av biotit och/eller hornblände i dessa bergarter, med allt högre värden i riktning mot basiska led (= låga *si*-tal). De genetiskt skilda bergarterna kommer på detta sätt att inta olika delområden i diagrammet, varvid de vulkanogena bergarterna företrädesvis samlar sig mellan de angivna empiriskt funna begränsningslinjerna. För att man liksom tidigare (jfr tabell 4) skall få en mera regional överblick, har analysmaterial från samtliga Nynäshamns-kartblad samt kartbladet Nyköping NO ställts samman i diagrammet. Till

TABELL 4. Medelvärden för Niggli-talen *t, k, mg, si* samt H_2O (vikt-%) beräknade ur kemiska analyser av granatcordieritådergnejser, glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter från olika delområden i Södermanland och Uppland.
Mean Niggli-values t, k, mg, si and H_2O (weight-%) calculated from chemical analyses of garnet-cordieritegneisses, mica schists and feldspar quartzites within different areas of Södermanland and Uppland counties.

Muskovit-biotitglimmerskiffrar[1] och granat-cordieritådergnejser[2]
Mu-bi-mica schists[1] and veined garnet-gneisses[2]

	t	*k*	*mg*	*si*	H_2O	Antal analyser *Number of analyses*
[2]Stockholmsområdet	24	0.64	0.40	253	1.1	25
[2]Nyköping NO	21	0.60	0.39	347	1.4	10
[2] Nynäshamn NV/SV	20	0.60	0.40	250	1.3	11
[1]Nynäshamn NO/SO	21	0.67	0.41	298	2.2	10
[1]Uppsala SV/SO	24	0.70	0.45	260	2.4	12
Fältspatkvarsiter – plagioklaskvartsiter *Feldspar quartzites – plagioclase quartzites*						
Nynäshamn NO/SO	8	0.35	0.42	600	0.7	8
Uppsala SV/SO	9	0.38	0.43	620	–	6

$K = \frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}$; $mg = \frac{MgO}{MgO + FeO}$; *si* = relativt kiselsyrainnehåll;

$t = al - (c + alk)$ = aluminiumöverskott

Referenser (*references*): Stålhös 1969, tabell 1; 1972, tabell 1b och 2; 1975, tabell 1; 1979, tabell 1 samt tabell 2 och 3 i denna beskrivning.

jämförelse vill jag också peka på motsvarande, snarlika fördelningsdiagram över ytbergarterna inom Stockholms- och Uppsalaområdena (Stålhös 1969, fig. 4, och 1972, fig. 15).

Från tabellerna 2 och 3 kan följande utläsas om spårelementens fördelning i metasedimenten. Vanadinmedelhalterna är ca dubbelt högre inom glimmerskiffrarna (~165 ppm) än i fältspatkvartsiterna (~75 ppm). Detsamma gäller för medelhalterna av krom och nickel med 80 ppm (Cr) respektive 35 ppm (Ni) i glimmerskiffrarna mot 40 ppm (Cr) respektive 20 ppm (Ni) i fältspatkvartsiterna. I båda fallen förhåller sig halterna Cr/Ni~2/1. En mer ingående beskrivning av fördelningen mellan krom och nickel i olika grafiskt representerade bergarter står att läsa i beskrivningen till kartbladet Enköping SO (Stålhös 1974, fig. 4 och s. 24).

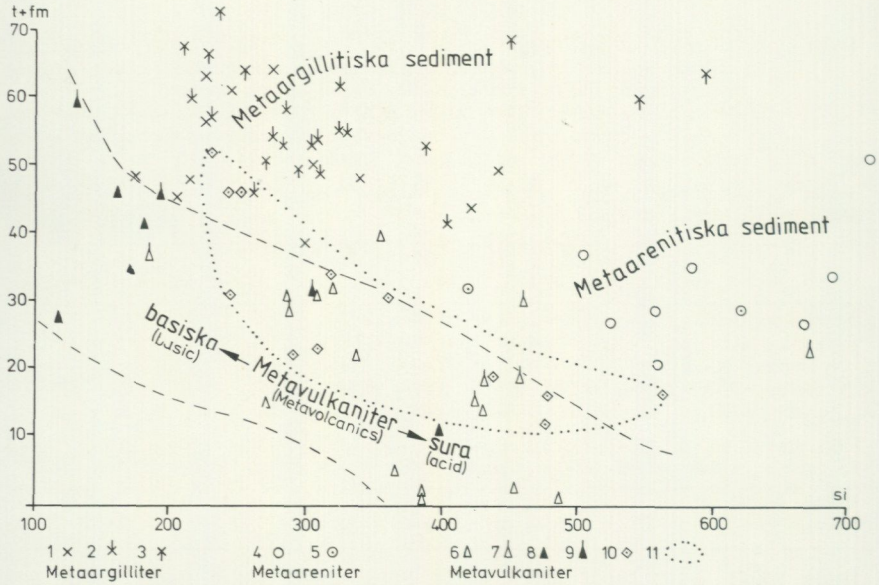


Fig. 16. Allmän överblick av inbördes relationer mellan olika ytbergarter baserad på kemiska analyser från kartbladen Nynäshamn NO/SO, NV/SV och Nyköping NO. Den grafiska representationen har skett med hjälp av de beräknade Niggli-talen *t+fm* kontra *si*.

General view of internal relations between different supracrustal rocks based on chemical analyses from the map-sheets Nynäshamn NO/SO, NV/SV and Nyköping NO. The graphical representation is made by use of calculated Niggli-values t+fm contra si.

1. 12 glimmerskiffrar (*mica schists*); tabell 2, kbl Nynäshamn NO/SO. — metaargilliter
2. 13 granat-cord.-sill.gnejser (*veined garnet-cord.-sill. gneisses*); Stålhös 1979, tabell 1, kbl Nyhäshamn NV/SV.
3. 10 granat-cord.-sill.gnejser (*veined garnet-cord.-sill. gneisses*); Stålhös 1975, tabell 1, kbl Nyköping NO.
4. 8 fältspatkvartsiter (*meta-arenites*); tabell 3, kbl Nynäshamn NO/SO. — metaareniter
5. 2 fältspatkvartsitiska gnejser (*meta-arenitic gneisses*); Stålhös 1979, tabell 1, kbl Nynäshamn NV/SV.
6. 12 alkalileptiter (*alkali rhyolites*); tabell 5a, kbl Nynäshamn NO/SO. — metavulkaniter
7. 6 alkalileptiter (*alkali rhyolites*); Stålhös 1979, tabell 3, kbl Nynäshamn NV/SV.
8. 5 metaryodaciter – metakvartsandesiter – metaandesiter. Bandformationen; tabell 5b, kbl Nynäshamn NO/SO.
9. 3 metadaciter – metakvartsandesiter – metaandesiter (*dacites – andesites*); Stålhös 1979, tabell 3, kbl Nynäshamn NV/SV.
10. 12 kvartsplagioklasporfyrer (*quartz-plagioclase porphyries*); tabell 6, kbl Nynäshamn NO/SO.
11. Utbredningsområde för kvartsplagioklasporfyrerna enligt punkt 10.
    Extension of quartz-plagioclase porphyries according to point 10.

Skarnförande led och kalkstenar inom metasedimenten

Skarnförande, centimeter- till decimeterbreda lager uppträder mycket sparsamt inom metasedimenten och avviker beträffande sammansättningen i växlande utsträckning från dessa.

Vanligast är vitgrå eller grå, finkorniga (0.1–0.3 mm) skarnkvartsiter exemplifierade av följande sammansättningar inom ett par prover från sydvästra delen av ön Mällsten (5f) samt från höjden söder om Dalkarlskäret, Korsbyhage mitt på Utö: kvarts 47–55 vol.-%, kalciumrik plagioklas (An_{70}) ca 25 vol.-%, epidot–klinozoisit (1–15 vol.-%), hornblände (1–9 vol.-%) samt kalciumrik granat (2–7 vol.-%). Accessoriskt tillkommer titanit, biotit–klorit, opakmineral och kalcit. Hela det nu redovisade mineralbeståndet tyder på en primär anrikning av kalk i sediment av fältspatkvartsitisk typ. Motsvarande kalciumanrikade glimmerskiffrar ger sig understundom makroskopiskt tillkänna genom regellöst anordnade hornbländeprismor i längder från någon upp till ett tiotal millimeter och mestadels åtföljda av en kalciumrik plagioklas (jfr Stålhös 1972, s. 75). Andra mer järn-magnesiumbetonade skarnbergarter i sedimenten kan utgöras av tunna, nästan monomineraliska skikt av almandingranat med eller utan association till järn-magnesiumhornbländen av antofyllitisk eller cummingtonitisk typ. För mer ingående information om skarnbergarter hänvisas till arbeten från jämförbar (Stålhös 1972, s. 73–78) eller mera högmetamorf miljö (Stålhös 1975, s. 22–26 och 1979, s. 43–48).

Endast på följande tre lokaler har decimeter- till halvmeterbreda lager av kalksten påträffats inom metasedimenten, nämligen strax norr om Utö k:a, på nordöstra stranden av Ängsholmarna (8i) samt invid vägkröken ca 500 m nordväst om Kvarnkärrberget, på sydvästra delen av Utö.

Konglomerat, konglomeratliknande led och breccior inom metasedimenten

Tämligen rikligt med konglomerat och konglomeratliknande bildningar av olika ursprung förekommer inom metasedimenten utmed östra kusten av norra Utö. Konglomeraten bildar raskt ansvällande linser med begränsad utsträckning. Enstaka, högst tio meter breda horisonter kan följas upp till 100 m, t.ex. norr om Gråskär. Särskilt entydiga till sitt ursprung är vissa konglomerat med välutbildad "cross-bedding", t.ex. vid St. Sillvik och Nasknäsviken (Gavelin m.fl. 1976, fig. 10, 11 och 12). Konglomeratbollarna (cm–dm-stora) är dels rundade, dels kantiga och består enbart av fältspatkvartsit, vilket talar för konglomeratens intraformationella natur.

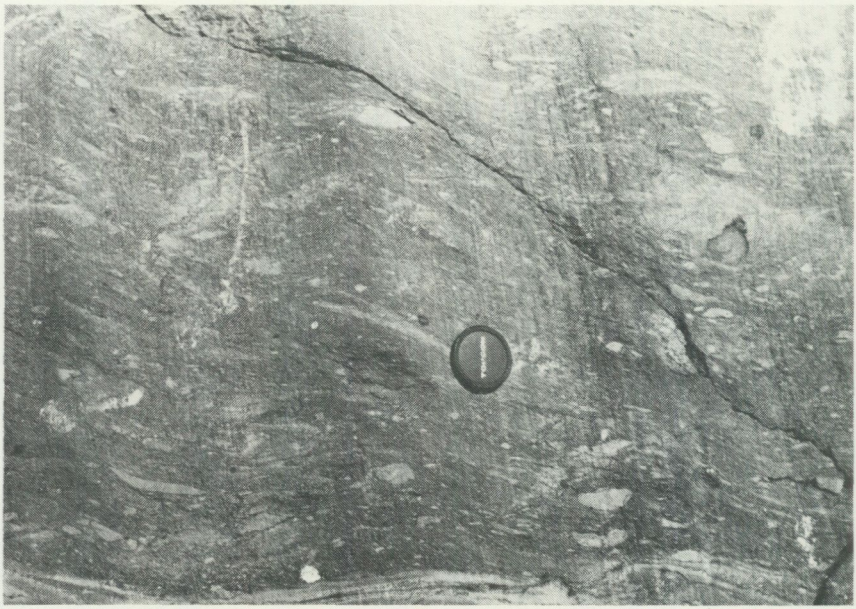


Fig. 17. Breccia bestående av långsträckta kantiga metaarenitfragment i omgivande metaargillitisk matrix. Breccian utgör sannolikt syntektoniskt uppbrutna, kompetenta, metaarenitiska lager i metaargillitisk miljö. – Holme väster om Brunskärs sydvästra udde (7i).

Syntectonic breccia of meta-arenitic fragments in meta-argillitic environment.

De konglomeratliknande leden utgörs väsentligen av tektoniska breccior av skilda slag, eruptivbreccior eller zonvisa anhopningar av stora, bolliknande cordieritporfyroblaster, s.k. pseudokonglomerat (se fig. 14). De tektoniska brecciorna består vanligen av kantiga, ofta långsträckta fältspatkvartsitfragment. Dessa breccior representerar sannolikt syntektoniskt uppbrutna, kompetenta metaarenitlager inom metasedimenten (se fig. 17). Eruptivbrecciorna, till sist, är bundna till tunna horisonter av intrusiv kvartsporfyr med inneslutna fragment av omgivande metasediment.

Metavulkaniter

Kartområdets metavulkaniter, mestadels tuffer och tuffiter, är huvudsakligen knutna till den ur metamorf synpunkt väl bevarade skärgårdszonen öster om Mysingen. Med hänsyn till stratigrafi och petrografisk-kemisk

sammansättning kan tre huvudavdelningar särskiljas bland dessa, nämligen: 1, (äldst) en ofta kalkbandad leptitformation med alkalin prägel (gul), 2, en bandad formation av ryodacitisk–kvartsandesitisk sammansättning med inslag av förmodat subvulkaniskt intrusiva plagioklasporfyriter (gul med gröna streck) och slutligen 3, en sannolikt jämnåldrig eller något yngre kvartsplagioklasporfyr (orange) på mellersta och norra Utö, antingen subvulkaniskt intrusiv eller utgörande en marginal, finkornig, porfyrisk randfacies till urgraniterna. De enskilda avdelningarna kommer i det följande att beskrivas var för sig.

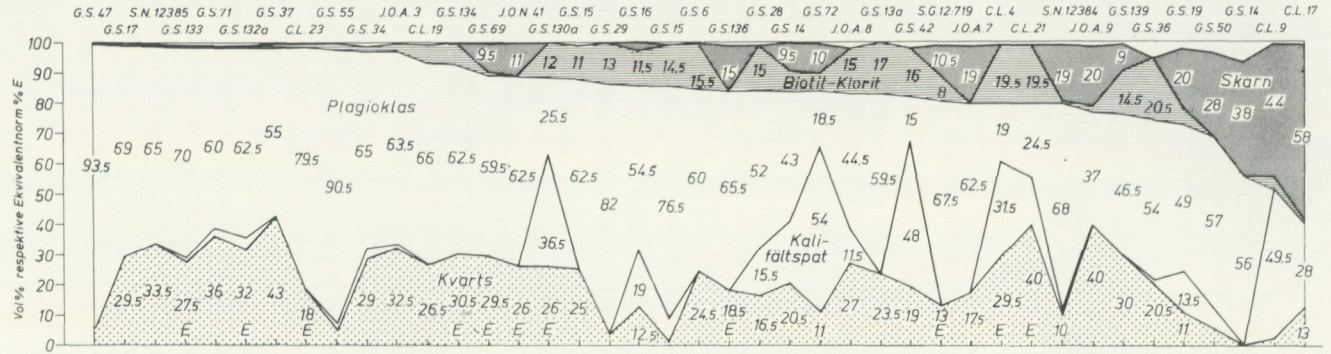
Den kalkbandade leptitformationen

Den kalkbandade leptitformationen (leptit–hälleflintformationen) eller, enklare, enbart leptitformationen uppträder inom en ca 80 km lång, nordöstligt riktad zon med nästan obrutet sammanhang och likartad utbildning från Runmarö i nordöst (se kartan till Sundius 1939) till den lilla holmen Roxen längst i sydväst inom det nu aktuella kartbladet.

Som redan nämnts, har formationen i huvudsak en alkalin prägel och torde utgöras av omväxlande tuffer och tuffiter. Natronbetonade led dominerar inom kartbladet kraftigt över led med kalibetonad eller alkaliintermediär sammansättning. Denna bedömning grundar sig på ett sjuttiotal mikroskoperade leptiter, där mineralsammansättningarna bestämts genom planimetrisk analys i ett femtiotal fall (se diagram 3 och sex prover med beteckningen "Kyrkstråket" i diagram 4). Även de kemiska analyserna i tabell 5a ger samma bild av alkalifördelningen. På Ornö och Björkö har hittills enbart natronleptiter anträffats (se även Stålhös 1969, diagram 11, högra delen). Kalileptiter är främst koncentrerade till leptit– kalkstenssynklinalens östra (basala) och mellersta delar på norra Utö. Kalileptiter finns också i området kring Norra Huvudklinten mitt på Utö. Alkaliintermediära leptiter uppträder jämsides med natronleptiter i den lilla förmodade leptitantiklinalen (se kartan profil 2) nordväst om Utö k:a (sex prover med beteckningen "Kyrkstråket" i diagram 4). Resterande undersökta leptiter inom kartområdet är på några undantag när natronbetonade.

Leptiterna växellagrar i varierande utsträckning med kalkstenar och/eller dolomiter (fig. 18). De båda sistnämnda uppträder ofta underordnat och oregelmässigt som decimeter- till meterbreda skikt. I andra fall dominerar karbonatstenarna och blir som på norra Utö hundratals meter mäktiga. I sådana områden finns leptiter enbart som tunna, isolerade horisonter i centimeter-, decimeter- eller meterskala.

DIAGRAM 3. Mineralfördelningen i den kalkbandade leptitformationens natronleptiter, kalileptiter och alkalileptiter.
Modal composition of alkalic metatuffites from the leptite-hälleflinta formation (sodic, potassic, and alkaline leptites).



Analyslokaler till diagram 3

G.S. 76:47. Vit natronleptit. – 500 m norr om Ålaudd (65348/16396), sydöstra Ålö (6h).

G.S. 76:17. Bandad, rödlätt, till grå natronleptit. – Kampudden på nordöstra delen av St. Björn (6h).

S.N. 12385. Ljusgrå, bandad natronhälleflinta. – 100 m VNV om kyrkbryggan, norr om Utö k:a (8i). Kyrkstråket.

G.S. 76:133. Ljusgrå till svagt orange natronleptit. – Flatskär, Gunnarstenarna (3f). Kemisk analys i tabell 5a.

G.S. 76:71. Ljusgrå till svagt orange natronleptit. – Långbäling, norra delen (65444/16483), norr om Utö (8j).

G.S. 75:132a. Svagt rosa natronleptit. – Måsknuven, Gunnarstenarna (3f). Kemisk analys i tabell 5a.

G.S. 77:37. Rödlätt, något kvartsådrad natronleptit. – Norr om Källviken (Kinnekulle) (6536/16391), östra Ålö (7h).

C.L. 76:23. Svagt rosa natronleptit. – Sandviken (65420/16458), söder om Askkobbarna (8j), norra Utö. Kemisk analys i tabell 5a.

G.S. 76:55. Gråvit natronleptit. Decimeter- till halvmeterbreda, skiv- och lagerformade inneslutningar i dioritporfyrit. – 300 m norr om Flyberget (65364/16408), södra Utö (7i).

G.S. 77:34. Vit natronleptit. – Holme öster om Vintingsudd (65478/16458), västligaste Ornö (9j).

J.O.A. 77:3. Blekt rosa natronleptit. Skiva i gnejsgranit. – 300 m SV om Varnö gård (9i).

C.L. 76:19. Grå natronleptit, mylonitisk delvis. – St. Persholmens sydvästspets (65413/16444), väster om Utö gruvbrygga (8i).

G.S. 75:134. Grå natronleptit, något kvartsporfyrisk – Mellersta delen av Flatskär, Gunnarstenarna (3f). Kemisk analys i tabell 5a.

G.S. 76:69. Grå natronleptit, något skarnhaltig. – Järnholmen (65432/16473), norr om Utö (8j). Kemisk analys i tabell 5a.

J.O.N. 76:41. Grå, bandad, något skarnförande natronleptit. – 150 m OSO om Södra Huvudklinten (653723/164196), mellersta Utö (7i). Kemisk analys i tabell 5a.

G.S. 75:130a. Grå kalileptit. – Roxen, söder om Gunnarstenarna (2f). Kbl Nynäshamn SO. Kemisk analys i tabell 5a.

G.S. 76:15. Grå natronleptit. – Kampudden, St. Björn (6h).

G.S. 76:29. Grå, något ådrad natronleptit. – Västsidan av lilla Björn (65332/16360), söder om Rånö (6h).

G.S. 77:16. Rödlätt, finbandad natronleptit med mikroklinpoikiloblaster och kalkstenslager. – Rumpudden (65489/16441), sydvästra Björkö (9i).

G.S. 77:15. Grå natronleptit, kvartsfri. – 400 m öster om Näset (65467/16494), sydöstra Ornö (9j).

G.S. 77:6. Grå natronleptit. – 100 m norr om Bovik (6548/1646), sydvästra Ornö (9j).

G.S. 75:136. Grågrön natronleptit med cummingtonit. – Flatskär, Gunnarstenarna (3f). Kemisk analys i tabell 5a.

G.S. 77:28. Grå natronleptit. – Orrskär (65493/16469), Varsnäsfjärd, sydvästra Ornö (9j).

G.S. 77:14. Finskiktad, skarnig natronleptit med mikroklinrika skikt. – 500 m öster om Näset (65468/16495), sydöstra Ornö (9j).

G.S. 76:72. Skiktad, skarnig, rödlätt kalileptit. – Norra Långbäling (65445/164835), NO om Utö (8j).

J.O.A. 77:8. Grå natronleptit. – 500 m söder om Ålö gård (65357/16385), (7h).

G.S. 77:13a. Grå natronleptit. – 500 m öster om Näset (65458/16495), sydöstra Ornö (9j).

G.S. 76:42. Grå, bandad kalileptit. – 500 m NO om Tymarskobben (65350/16376), västra Ålö (6h).

S.G. 12:719. Ljus, skarn- och kalkassocierad natronleptit. – Väster om Kyrkviken på mellersta Utö (8j). Kemisk analys i tabell 5a hämtad från Gavelin m.fl. 1976, tabell 1, nr 12 (Kyrkstråket).

J.O.A. 77:7. Grågrön, skarnbandad, kalkassocierad natronleptit. – Öststranden av Stunnträsk, södra Ornö (9j).

C.L. 76:4. Grå, bandad, biotitrik kalileptit (hälleflinta) i kalkstensmiljö. – Norra Utö (8j), 300 m väster om Södra Sandvik vid kraftledningskrök (65416/16464). Kemisk analys i tabell 5a.
C.L. 76:21. Grå alkalileptit. – 250 m OSO om Sandudden på nordöstra Utö (65404/16441), mitt för Ängsholmarna (8i). Kemisk analys i tabell 5a.
S.N. 12384. Grå natronleptit. – Ca 100 m VNV om kyrkbryggan, norr om Utö k:a (8i) (Kyrkstråket).
J.O.A. 77:9. Ljusgrå, bandad, natronleptit. – 400 m söder om Båtsviken i Ålafladen (65352/16377), västra Ålö (7h).
G.S. 75:139. Rosa natronleptit med cummingtonit från tektonisk breccia. – Flatskär, Gunnarstenarna (3f).
G.S. 77:36. Grå natronleptit. – Väster om Källviken (65356/16391), östra mellersta Ålö (7h).
G.S. 76:19. Grå, skarnförande natronleptit. – Nordvästdelen av St. Björn (6h).
G.S. 76:50. Grå skarnbandad natronleptit. – Ca 700 m NNV om Drumbuddens sydspets (65355/16398), sydvästra Utö (7h).
G.S. 76:14. Grå, rostig, skarnrik natronleptit. – St. Björn, Kampudden (6h).
C.L. 76:9. Rödlätt skarnrik kalileptit. – 750 m SO om Utö k:a (65397/16435), (7i).
C.L. 76:17. Grå, skarnrik kalileptit. – 400 m NV om Rävstavik, norra Utö (8j).

Leptiterna är också malmförande, särskilt på norra Utö där kvartsrandad, till stor del magnetitomvandlad blodstensmalm förekommer i nära anslutning till mindre kismalmsförekomster (se även s. 116). En ingående redogörelse för dessa malmer och deras omedelbara omgivningar, delvis baserad på borrhålsanalyser, har lämnats av Pilava-Podgurski (1956). Leptiterna ger på grund av magnetitinnehållet ofta upphov till anomalier, vilket framgår av den bifogade magnetiska kartan. Ett mycket kraftigt magnetiskt drag finns sålunda kring gruvorna på norra Utö. Bergarternas vidare förlopp mot sydväst antyds f.ö. ganska entydigt av en serie mer eller mindre sammanhängande anomalier, vilka förorsakats av små kis- och järnmalmsanledningar. Även på västra Björkö i norr är leptiterna starkt magnetiska med fortsättning söderut i havet fram till den leptitförande lilla holmen Ståtbåden. Ursprunget till de båda kraftiga magnetiska dragen kring holmarna Fläsklösan samt V. och Ö. Pjukan är mera oklart. Möjligen anstår här malmförande leptit på större djup.

Leptiterna är finkorniga till täta, i huvudsak strökornsfria bergarter (märk dock prov G.S. 134). I ca hälften av de mikroskoperade proven är dessa enligt vedertagna normer att beteckna som hälleflintor med kornstorlekar under 0.05 mm (för enkelhetens skull används i det följande beteckningen leptit). Kornstorlekar kring 0.1 mm är eljest vanliga. Bäst bevarade, dvs. minst rekristalliserade, är bergarterna där det relativa

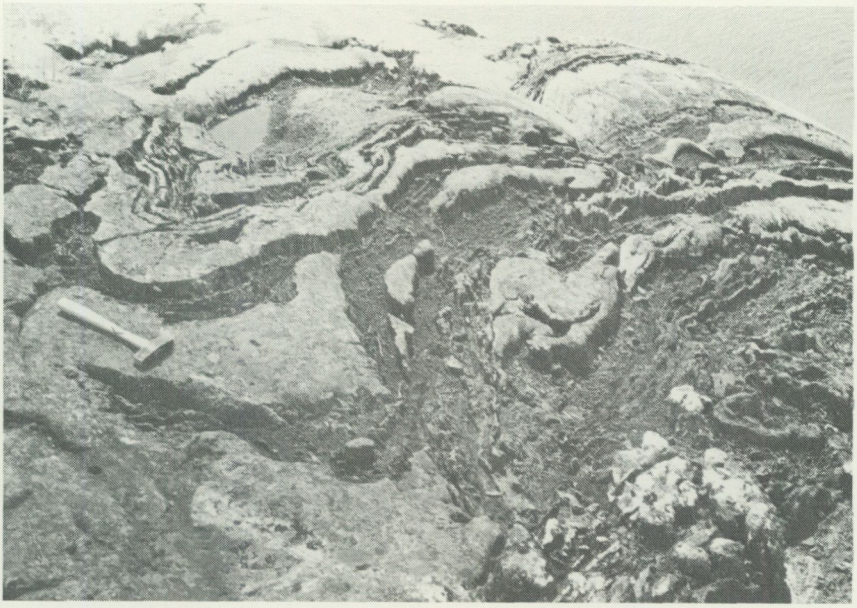


Fig. 18. Kalkbandad leptit veckad utmed branta axlar. – Stora Skötsundskobben, sydvästra Ålö (6h).

Alternating layers of leptite (metatuffite) and marble (dark) folded along steeply plunging axes.

inslaget av kalksten är störst. Strukturen är granoblastisk, ekvigranular, hornfelsliknande, och skiffrigheten blir synbar först inom glimmerrikare led. Den primära finskiktning i centimeterskala, som markeras genom tunna strängar av biotit och skarnmineral, är utmärkande för leptiterna alltifrån Björkö i norr (fig. 19) till Gunnarstenarna i söder (fig. 20). Även mer kompakta, grovbankade led förekommer. Vita till grå och rödlätta färger dominerar (se text i diagram 3) utan att entydigt kunna knytas till någon speciell mineralsammansättning. Den senare varierar enligt följande: plagioklas (vanligen albitisk, dvs. An_0–An_{10}) $\geqslant$ kvarts $>$ biotit – klorit $\gtrless$ skarn. Kalifältspat ersätter helt eller delvis albiten i såväl kali- som alkalibetonade led. Bland småmineral märks främst titanit, apatit, opakmineral (magnetit och kis) samt turmalin. Dominerande skarnmineral är färglös tremolit, svagt ljusgrön aktinolit, grönt hornblände, diopsid, epidot – klinozoisit, skapolit, granat, flogopit och ren kalcit. Inslaget av skarnmineral i leptiterna är svårbedömbart i fält (se även diagram 3, högra delen),

TABELL 5a och b. Kemiska analyser (vikt-%) av a, natronleptiter, kalileptiter och alkalileptiter ur den kalkbandade leptitformationen samt, b, metaryodaciter – metakvartsandesiter – metaandesiter ur bandformationen. För detaljerad information om bergarter och lokaler se diagram 3 och 4.

Lokal	a Natronleptit						
	Gunnarstenarna			S. Huvudklinten, Centr. Utö	Järnholmen, N. Utö	S om Askkobbarna, N. Utö	Gunnarst., Flatskär
	Måsknuven	Flatskär	Flatskär				
Prov nr	G.S. 75 132a	G.S. 75 133	G.S. 75 134	J.O.N. 76 41	G.S. 76 69	C.L. 76 23	G.S. 75 136
Lab. nr	010–9793	010–9794	010–9796	011–566	011–567	011–568	010–9795
SiO_2	77.4	76.1	75.6	75.3	75.2	73.1	70.2
TiO_2	0.16	0.32	0.37	0.13	0.09	0.43	0.74
Al_2O_3	12.7	13.8	13.0	12.1	11.2	15.7	13.8
Fe_2O_3	0.1	0.1	0.1	0.01	0.01	0.01	0.1
FeO	0.1	0.1	0.5	0.6	0.7	0.1	2.3
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.01	0.01
CaO	1.1	0.6	0.7	2.8	2.9	0.50	1.0
MgO	0.22	0.2	1.2	2.1	1.8	0.13	3.2
Na_2O	6.6	7.6	6.7	6.8	6.5	9.0	7.0
K_2O	0.7	0.2	0.5	0.3	0.1	0.3	0.1
BaO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
$H_2O>105°$	0.4	0.3	0.5	0.2	0.2	0.4	0.7
$H_2O<105°$	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2
P_2O_5	0.02	0.1	0.11	0.31	0.31	0.26	0.15
Summa	99.52	99.43	99.40	100.88	99.38	100.05	99.51
ppm							
Cr	5	5	10	5	5	20	30
Ni	5	5	10	10	10	10	10
V	20	30	50	10	10	40	90
Niggli-tal							
t	–3	–1	1	–13	–15	–1	1
k	0.10	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.00
mg	0.66	0.64	0.78	0.85	0.80	0.66	0.70
c	7	4	4	15	16	3	5
alk	43	45	39	33	33	46	30
al	47	49	44	35	34	49	36
fm	3	3	13	18	17	2	30
si	484	455	432	366	387	385	307

Chemical analyses (weight-%) of a, sodic leptite, potassic leptite and alkalic leptite from the leptite-hälleflinta formation and, b, metarhyodacite – metaquartz-andesite – metaandesite from the banded formation. For localities and rock descriptions see also Diagrams 3 and 4.

	a Kali – alkalileptit					
V om Kyrkviken, Utö k:a	Roxen, S om Gunnarst.	750 m VNV om Nasknäsudd, N. Utö	O om Ängsholmarna, N. Utö	120 m NV om Utö k:a	Spens[1] gruva, N. Utö	Lokal
S.G. 12 719	G.S. 75 130a	C.L. 76 4	C.L. 76 21	S.G. 13	Svart hälleflinta	Prov nr
–	010– 9792	011– 569	011– 570	–	Holmquist 1910, nr 6	Lab. nr
68.3	70.2	69.6	71.7	66.7	62.73	SiO_2
0.41	0.18	0.14	0.48	0.38	0.26	TiO_2
15.3	13.9	13.0	12.3	15.7	14.80	Al_2O_3
0.1	0.3	0.5	0.9	0.5	–	Fe_2O_3
1.0	0.6	1.2	2.8	3.3	3.25	FeO
0.03	0.11	0.09	0.04	0.04	0.30	MnO
3.0	1.2	0.8	1.1	1.3	4.39	CaO
3.0	2.3	3.5	2.5	1.9	3.57	MgO
7.1	2.1	1.8	2.2	3.7	0.43	Na_2O
0.9	7.2	7.4	4.0	4.7	3.76	K_2O
0.02	0.08	0.57	0.57	0.08	0.04	BaO
0.8	0.8	1.3	1.3	1.2	1.76	$H_2O>105°$
–	0.2	0.3	0.3	–	–	$H_2O<105°$
–	0.04	0.23	0.23	–	0.09	P_2O_5
99.96	99.41	100.42	100.42	99.50	99.79	Summa
						ppm
–	5	10	5	–	–	Cr
–	5	10	10	–	–	Ni
–	10	25	10	–	–	V
						Niggli-tal
–7	1	1	6	5	–	*t*
0.1	0.69	0.73	0.54	0.50	–	*k*
0.8	0.77	0.78	0.54	0.50	–	*mg*
13	6	4	7	6	–	*c*
30	32	30	23	28	–	*alk*
36	40	35	36	40	–	*al*
22	21	31	34	26	–	*fm*
272	342	321	356	287	–	*si*

[1] Inkluderar 1.46% C och 2.95% FeS_2

TABELL 5 b

b
Metaryodacit – metakvartsandesit – metaandesit

Lokal	300 m NV om Utö k:a Ljus bädd.	300 m NV om Utö k:a Mörk bädd.	200 m VNV om Utö k:a Mörk bädd.	Fink, diorit-[1] porf. 500 m V om Flyberget	Lacka, V om[2] Mysingen (7g)
Prov nr	S.G. 9	S.G. 10	S.G. 11	G.S. 76 54	G.S. 75 2A
Lab. nr	–	–	–	011– 565	011– 0076
SiO_2	72.4	57.4	56.0	55.5	49.0
TiO_2	0.17	0.85	0.90	1.3	2.3
Al_2O_3	13.1	15.4	15.9	13.8	13.1
Fe_2O_3	0.1	0.9	1.5	1.3	1.3
FeO	1.3	6.6	6.8	10.1	12.5
MnO	0.01	0.15	0.15	0.2	0.23
CaO	1.9	5.3	6.2	5.4	12.2
MgO	0.8	4.7	4.0	5.2	4.8
Na_2O	2.6	2.6	2.6	2.3	2.3
K_2O	5.3	1.9	2.5	1.9	0.2
BaO	0.1	0.03	0.05	0.07	0.01
$H_2O>105°$	1.0	2.9	2.5	2.3	1.4
$H_2O<105°$	–	–	–	–	0.1
P_2O_5 CO_2	0.33 CO_2	0.77	–	0.33	0.19
Summa	99.11	99.50	99.10	99.70	99.63
ppm					
Cr	–	–	–	117	100
Ni	–	–	–	20	50
V	–	–	–	311	635
Niggli-tal					
t	–1	–1	–4	–.3	–18
k	0.6	0.3	0.4	0.35	0.0
mg	0.5	0.5	0.5	0.44	0.38
c	12	18	20	17	31
alk	33	12	13	10	6
al	43	29	28	23	18
fm	13	42	39	50	45
si	401	180	169	160	117

[1] Finkornig massivbildande dioritporfyrit, möjligen korrelerbar med porfyritiska inlagringar i bandformationen. – 500 m V om Flyberget, södra Utö, 65361/16406 (7i).

[2] Finbandad basaltisk tuff, sannolikt korrelerbar med bandformationen. – Ön Lacka V om Mysingen (7g).

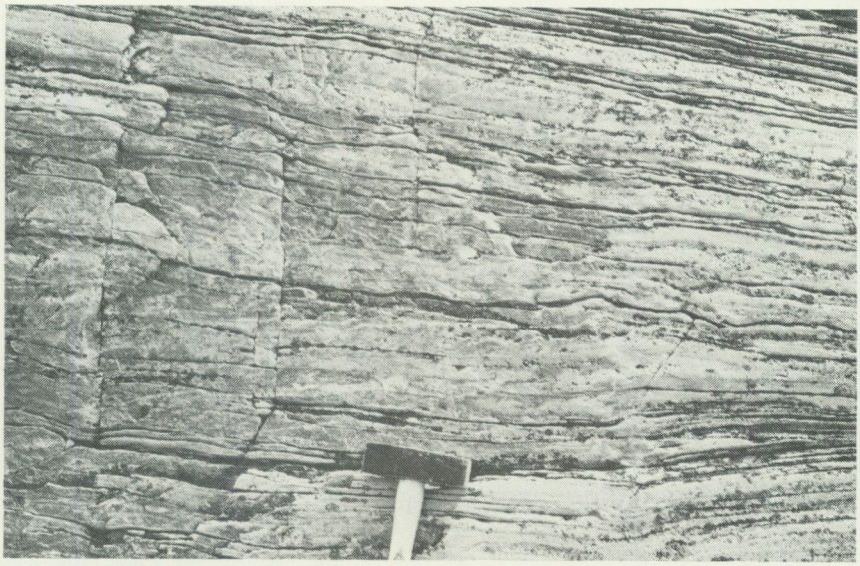


Fig. 19. Finbandad natronleptit. – Rumpudden, sydvästra Björkö (9i).
Thin-bedded metatuffite (sodic-leptite).

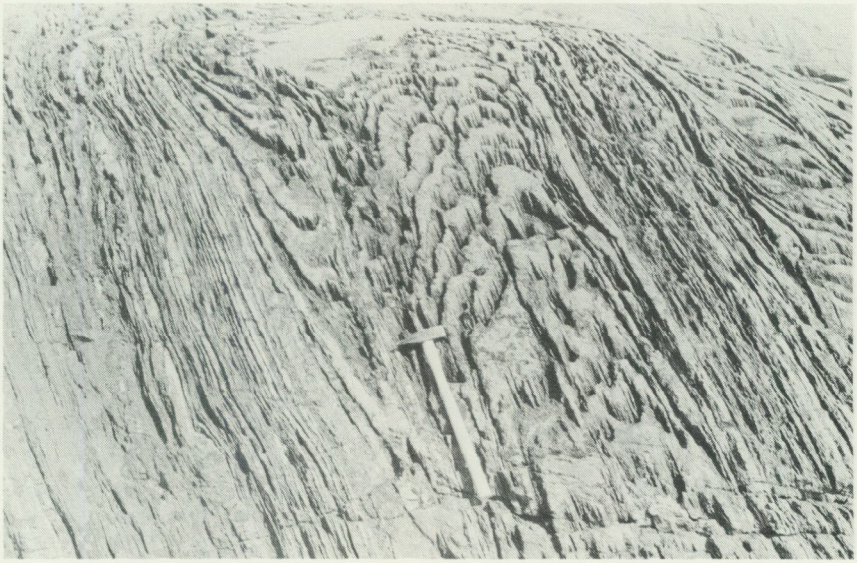


Fig. 20. Finbandad natronleptit med tidigt utbildade interfoliala veck, vilkas axlar genom tvärveckning antagit en medelbrant sydlig stupning. – Holmen väster om Hällorna, Gunnarstenarna (3f).
Thin-bedded metatuffite (sodic-leptite) repeatedly folded and finally cross-folded.

varför skarnbeteckningarna på kartan (s-s-s) blir ytterst osäkra. Skarn förekommer rikligt, främst kring malmerna i norr, inte minst i form av s.k. "grönskarn", dvs. en hornbländerik mineralmassa med växlande inblandning av karbonat, biotit, granat och magnetit (jfr Holmquist 1910, s. 810 och 863–865). Den fältspatrikedom, som utmärker leptiterna jämfört med metasedimenten, har tidigare belysts med hjälp av triangeldiagrammet i fig. 15 (fält nr 5).

Klassificeringen av leptiterna i enlighet med Streckeisens nomenklatur för vulkaniter (1967) framgår av fig. 21a och b. Alkalibetonade ryoliter och trakyter synes dominera med underordnade inslag av ryodacit–dacit. Speciellt de albitrika leden (diagram 3, t.v.) bildar en till sitt ursprung kontroversiell bergartssvit. Det ifrågasätts nämligen tid efter annan om magmor med så natronextrema sammansättningar verkligen existerat (jfr de höga Na_2O-halterna i tabell 5a). Om så inte är fallet, måste sekundära processer på ett eller annat sätt ha påverkat och förändrat vulkaniska led av annan primärsammansättning, t.ex. genom anrikning av natrium ur havsvattnet. Sådana processer kan leda till natronrika bergarter, vilka beroende på kvartshalten brukar benämnas keratofyrer eller kvartskeratofyrer. Ett annat problem med den här anförda klassificeringen av natronleptiterna är när dessa i stället för ren albit (enligt def. <5% An; Streckeisen 1967, s. 151) innehåller plagioklas med något högre anortithalter (undantagsvis upp till 25% An; se diagram 3). Från strikt klassificeringssynpunkt borde sådana led hamna i triangelns högra del, nära plagioklashörnet inom fälten för kvartsandesit eller andesit. En benämning i konsekvens härmed strider emellertid helt mot natronleptiternas övriga egenskaper och nära association med andra otvetydigt ryolitiska–alkaliryolitiska leptiter. För att undvika detta har en mera flexibel gränsdragning tillämpats inom albit–oligoklasintervallet, där plagioklaser mellan An_5–An_{15} och undantagsvis upp till An_{20} fogats till kalifältspaten i riktning mot triangelns vänstra hörn.

Natron,- kali- och alkalileptiternas kemiska sammansättningar i nu nämnd ordning framgår av tabell 5a. Bergarterna har många drag gemensamma med höga totala alkalihalter – Na_2O+K_2O – och skiljer sig främst vad gäller proportionerna mellan dessa oxider. Niggli-talet k (K_2O/Na_2O+K_2O mol. prop) är sålunda genomgående lågt för natronleptiterna (<0.1), högt för kalileptiterna (~0.7) och intermediärt (~0.5) för alkalileptiterna. Liksom ifråga om andra bergarter med eruptivt ursprung saknas aluminiumöverskott (Niggli-talet t lågt eller negativt). Endast de alkalibetonade leden, vilka ibland är ganska glimmerrika, ger ett mindre överskott

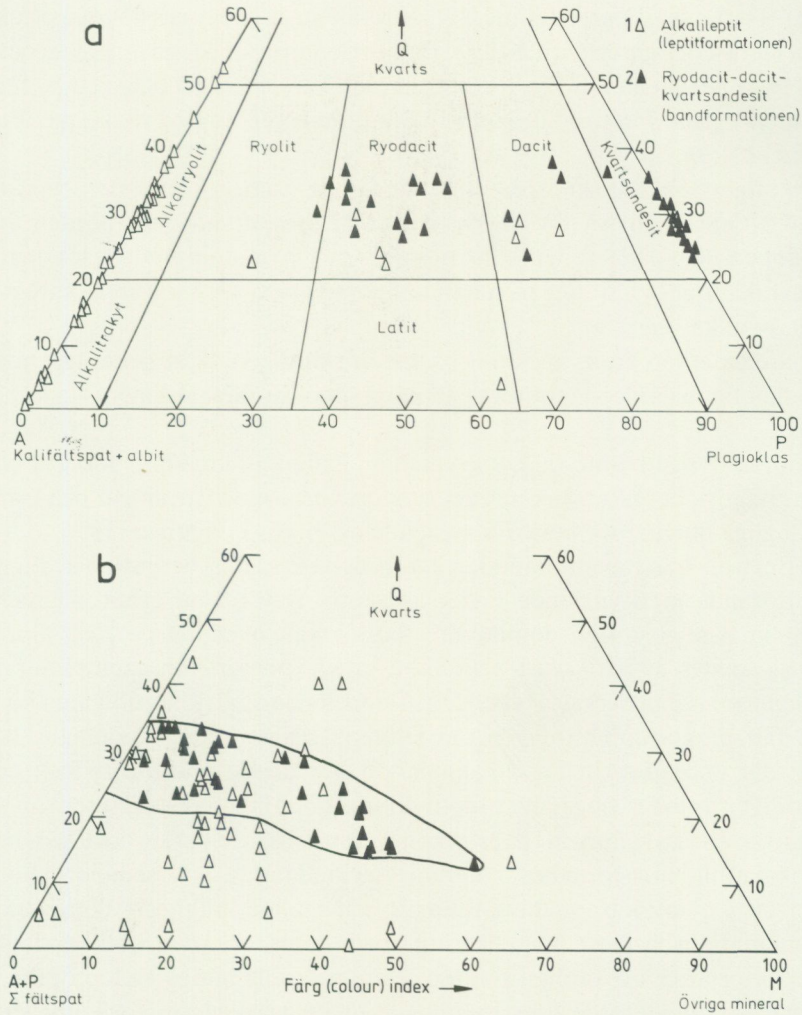


Fig. 21 a och b. Klassificering av metavulkaniter från kartbladet Nynäshamn NO/SO, enligt Streckeisen (1967).
Classification of metavolcanics from the map-sheet Nynäshamn NO/SO, according to Streckeisen (1967).

1. Alkalileptiter från den kalkbandade leptitformationen. Se diagram 3 (41 st) + diagram 4 (6 st).
   Sodic, potassic and alkalic leptites from the leptite-hälleflinta formation, cf. Diagram 3 (41 spec.) and Diagram 4 (6 spec.).
2. Fältspatporfyriska – porfyritiska metaryodaciter – metakvartsandesiter från bandformationen. Se diagram 4 (33 st).
   Feldspar porphyric – porphyritic metarhyodacite – metaquartz-andesite from the banded formation. See Diagram 4 (33 spec.).

(*t*~5). Detta skall jämföras med de normalt stora aluminiumöverskotten inom metasedimenten (se tabell 4). Proportionerna mellan magnesium och järn (*mg*) är i medeltal 0.75 för natron- och kalileptiterna och ca 0.50 för alkalileptiterna. Jämfört härmed är metasedimenten relativt rikare på järn (se tabell 4; *mg*~0.40).

De i figur 16b grafiskt representerade leptiterna från kartbladen Nynäshamn NO/SO och NV/SV (*t+fm* contra *si*; beträffande innebörden av relationen se s. 52) faller i huvudsak inom utbredningsfältet för sura metavulkaniter och skiljer på några undantag när väl ut sig från metasediment av olika slag.

Spårelementen krom, nickel och vanadin, slutligen, visar genomgående betydligt lägre värden i leptiterna än inom samtliga metasediment (tabell 2 och 3).

En från övriga leptiter något avvikande, hälleflintliknande, mörkgrå till svart, fyllitisk bergart från området runt gruvorna med varphögar och från tillgängliga borrkärnor beskrivs ingående av Pilava-Podgurski (1956, s. 8–12). Bortsett från huvudmineralen kvarts och fältspat är bergarten kraftigt biotitförande med växlande inslag av skarn, finfördelad grafit, kis och turmalin. Enligt utsago dominerar kvarts lokalt över fältspat. En äldre kemisk analys av s.k. svart hälleflinta invid Spensgruvan exemplifierar möjligen en sådan bergart (tabell 5a). Denna enda analys har tidigare i hög grad fått prägla uppfattningen om Utöleptiternas normala sammansättning, där exceptionellt låg alkalihalt, ett betydande grafitinslag och en samtidigt förmodad hög halt av biotit–klorit (hög H_2O-halt i analysen) givit bergarten en viss sedimentär anstrykning. Sannolikt rör det sig dock här om en lokal utbildningsform hos hälleflintorna med inslag av lersedimentation inom ett f.ö. av karbonatavsättningar och malmutfällningar dominerat sedimentationsbäcken. Växellagring med grönskarn och kalkbandade hälleflintor är också vanlig i trakten. Den generella bilden av leptiterna i skärgårdsområdet torde eljest mera knyta an till de i diagram 3 och tabell 5a redovisade mineralogiska och kemiska sammansättningarna, vilka båda antyder bergarternas vulkaniska ursprung.

För ytterligare detaljer beträffande den nu i korthet beskrivna leptitformationen hänvisas till Holmquist (1910, s. 857–869).

Karbonatstenar (urkalkstenar)

Kartbladets karbonatstenar eller urkalkstenar har koncentrerats till norra Utö men uppträder också med betydande mäktigheter i mellersta och södra

delarna av ön. Mindre lager i decimeter- till meterskala finns oregelbundet utspridda inom hela den kalkbandade leptitformationens område. Läget av dessa lager anges mycket schematiskt med hänsyn till kartans skala (jfr k-k-k i kartan), och många lager återstår med all säkerhet att redovisa.

Ett fåtal karbonatstenslager har tidigare omnämnts bland metasedimenten (s. 57). Även den stratigrafiskt högre belägna bandformationen innehåller sporadiskt karbonatstenar, t.ex. söder om Ryssviken. Det är dock tveksamt om de senare är genetiskt samhöriga med bandformationens vulkaniter (s. 71) eller om de ingår som led i underordnade, repeterade lagerpackar med leptitformationens specifika sammansättning.

Karbonatstenarna är vita till grå, finkristallina bergarter med kornstorlekar i intervaller 0.2–1.0 mm. Kalkstenar torde dominera kraftigt över dolomiter, även om detta inte kunnat redas ut i detalj. Inslaget av silikatmineral växlar starkt. Vanligast är kvarts samt skarnmineralen tremolit, diopsid och skapolit. Även albit och mikroklin påträffas. Glimmer, sannolikt flogopit (magnesiaglimmer) är också vanligt. Bland accessoriska mineral märks främst titanit, apatit, turmalin, zirkon, pyrit och magnetkis.

Ett rikligt inslag av tunna leptit-hälleflinthorisonter i karbonatbergarterna, även där dessa är som mäktigast, utgör en vanlig företeelse.

En mer detaljerad skildring av karbonatstenarna finns att tillgå i arbeten av Pilava-Podgurski (1956, s. 13–14) och Holmquist (1910, s. 857–858). Ett par kemiska analyser av kalksten och dolomit från området nära gruvorna finns anförda inom sistnämnda arbete (nr 5 och 6).

Bandformationen

En mycket distinkt bandad formation, väsentligen uppbyggd av fältspatporfyrer och porfyriter med ryodacitisk till kvartsandesitisk sammansättning, kan med avbrott följas från Runmarö, belägen ca 80 km norrut, via Ingarölandet–Jungfrufjärden–Ornö–Utö till västra Ålö på det nu redovisade kartbladet. Formationen, som på några undantag när (se nedan) torde inta ett högt stratigrafiskt läge (se profiler i kartan), beskrivs ingående av bl.a. Holmquist (1928, s. 19–37), Sundius (1939, s. 43–63), Stålhös (1969, s. 99–105) och, mera kortfattat, av Gavelin m.fl. (1976, s. 20–22). En historisk återblick på de många tolkningsförsöken av ursprunget till bandformationen (magmatisk banddifferentiering, tektonisk banddifferentiation eller ordinär vulkanisk sedimentation) kan erhållas bl.a. genom min publikation

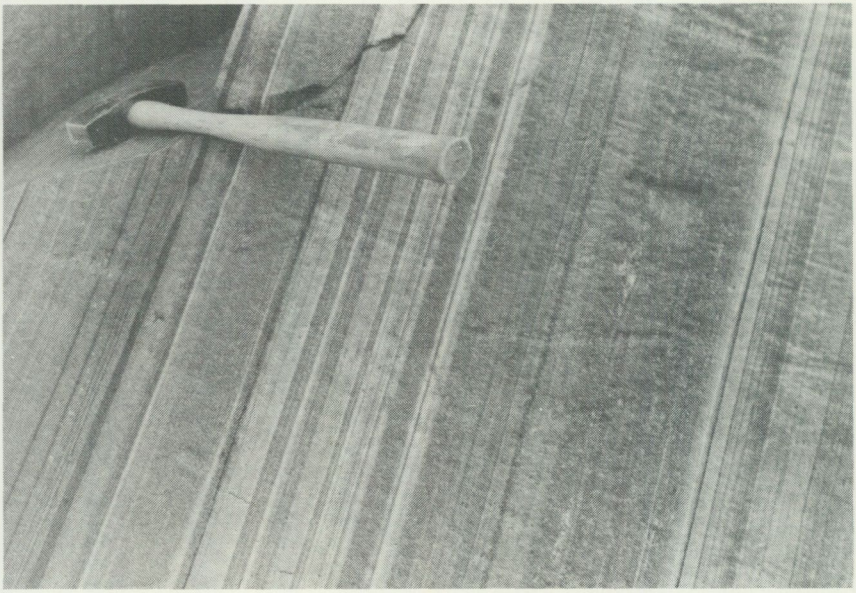


Fig. 22. Fältspatporfyriska och porfyritiska metatuffiter som hör till den extremt välskiktade s.k. bandformationen. – Norra delen av Ängsholmarna, NV om Utö gruvbrygga (8i).

Alternating porphyric and porphyritic metatuffites from the so-called "banded formation".

från år 1969. Bandformationen torde i huvudsak bestå av primärt välskiktade tuffer och/eller tuffiter, i god överensstämmelse med Holmquists åsikt (1928). En del mäktigare, ofta linsformat ansvällda inlagringar av porfyritiska bergarter skall sannolikt tolkas som lagerintrusioner (se det följande och Stålhös 1969, s. 104).

Bandformationen har sin största utbredning på Björkö (se Holmquist 1928, s. 19–28), där fältspatporfyriska led dominerar. Mäktiga sannolika lagerintrusioner av porfyrit anstår vidare på öns östra del kring Bötsberget. Även mindre lager av tonalitiska gnejsgraniter, lätta att förväxla med porfyriterna, har iakttagits på samma ö. Mot söder, på Ängsholmarna, återfinns formationen med sin mest typiska utbildning (fig. 22) av övervägande mörka, extremt välbandade, strökornsrika, porfyritiska skikt (Holmquist 1928, s. 28–29 och Gavelin m.fl. 1976, s. 20–22). Den ca 150 m breda, brantstående lagerpacken börjar här uppvisa sporadiska kalkstenslager, då man följer den i riktning mot sydväst (se s. 71). Samtidigt ökar till

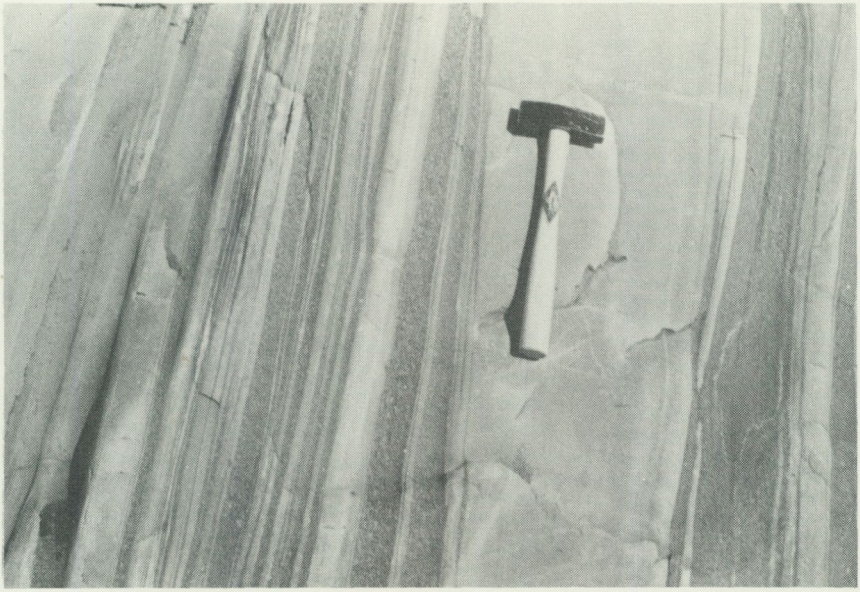


Fig. 23. Växellagrande metaryodacitiska (ljusa) och porfyritiska skikt som hör till en undre nivå av den s.k. bandformationen (se text s. 73). – 500 m norr om Ålaudd, sydöstra Ålö (6h).

Alternating layers of metarhyodacite (light) and porphyrite (metaquartz-andesites) from a lower stratigraphic level of the so-called banded formation.

synes mäktigheten, vilket i huvudsak torde bero på lagrets tektoniska position, särskilt på Ålö, där det trots branta stupningar i detalj sannolikt ligger relativt flackt i den nuvarande snittytan (se profil 4). På Ålö minskar f.ö. de mörka porfyritiska skikten i formationen, medan de ljusare, rödlätta, svagt fältspatporfyriska leden tar överhand.

Fältiakttagelserna visar att bandformationen uppträder i två skilda nivåer, varav en nu behandlad övre, mäktigare del i väster och en lägre, tunnare nivå under leptitformationen i öster. Den senare, som endast finns sporadiskt, har sannolikt lokalt eroderats bort i ett tidigt skede av utvecklingen. Exempel på den undre nivån utgör en liten udde ca 500 m norr om Ålaudd på sydöstra Ålö (se profil 4) där en ca 30–50 m mäktig, tydligt bandad formation med karakteristiskt utseende anstår (se fig. 23). Denna kan följas österut genom den angränsande Drumbudden. Även ca 500 m norr om St. Sand, invid det stora, som djupgrönsten betecknade massivet av dioritporfyriter på södra Utö, finns en del om bandformationen påminnan-

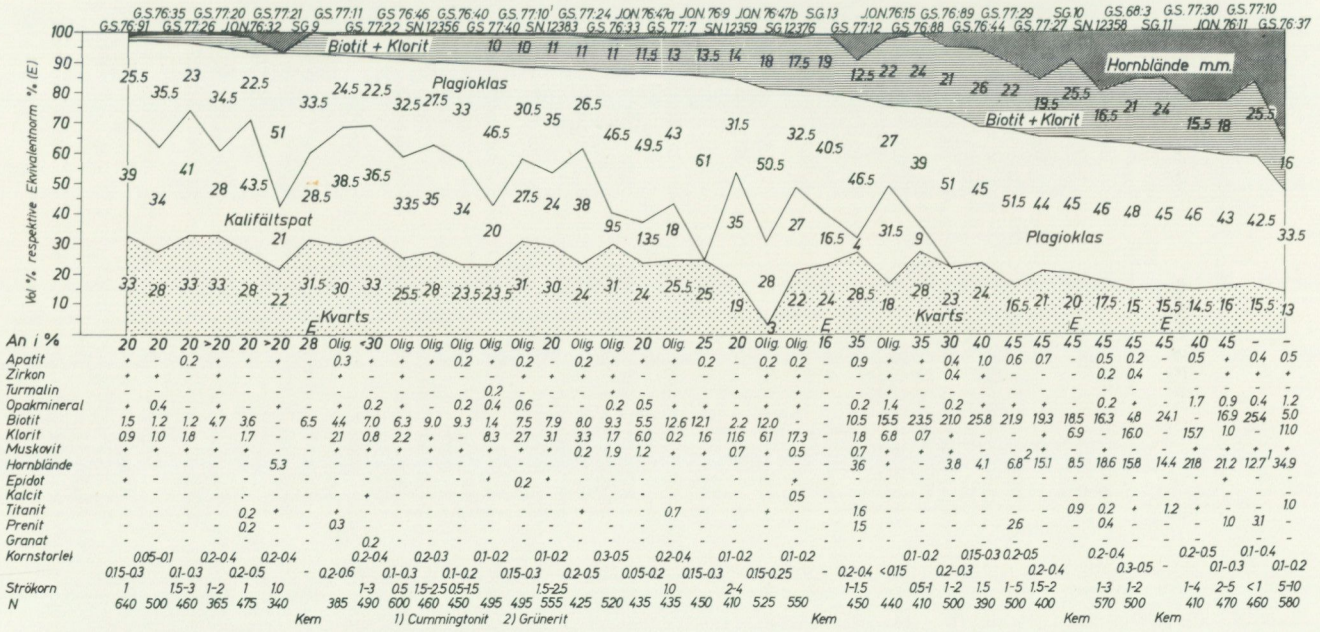
de led i lågt stratigrafiskt läge. Förhållandena är här mycket komplicerade och kräver ytterligare undersökningar. Det är f.ö. möjligt att nämnda dioritporfyriter med sin något tvetydiga strukturella utbildning skall korreleras med de i det följande omnämnda (s. 77), porfyritiska lagerintrusionerna inom bandformationen (t.ex. östra Björkö).

Samma osäkerhet med avseende på klassificeringen gäller också för vissa porfyritstruerade, basiska inlagringar i gnejsgraniterna norr om Västranäs på södra Utö. Små inslag av fältspatporfyr och porfyrit i lågt stratigrafiskt läge har vidare iakttagits på östra delen av St. Björn (6h). Även på Ornö (9j) kan en del av de många små förekomsterna av bandformationens bergarter inom gnejsgraniterna mycket väl hörröra från ovannämnda lägsta nivå.

Den mineralogiska sammansättningen inom den aktuella formationen redovisas i diagram 4. Därtill kommer fem kemiska analyser, varav tre äldre i tabell 5b. De sura och intermediära, rödlätta – ljusgrå – grå, ofta fältspatporfyriska skikten har vanligen följande mineralfördelning: kvarts $\gtreqless$ kalifältspat $\gtreqless$ plagioklas (vanligen oligoklas) $\gg$ biotit – klorit. Accessoriskt tillkommer främst hornblände, apatit, opakmineral och titanit. Kornstorlekarna är mycket varierande, ofta kring 0.2 mm, dvs. klart grövre än i leptitformationen. Ögon av kalifältspat (mikroklin) dominerar (vanligen 1–4 mm) och når zonvis upp till en eller flera centimeter (fig. 24). I sistnämnda fall rör det sig antagligen om sekundärt utkristalliserade individ. De mindre ögonen, däremot, måste nog i huvudsak tolkas som primära strökorn. Plagioklasströkorn (vanligen 1–10 mm), vilkas frekvens tilltar i riktning mot mera basiska led (ökad plagioklashalt), är genomgående primära, ibland med bibehållen zonarbyggnad men likväl oftast kraftigt sericitomvandlade. Bland porfyriterna (t.h. i diagram 4) är plagioklasströkornen allenarådande. Mineralfördelningen i dessa vanligtvis grå – mörkgrå bergarter är följande: plagioklas (andesin) $\gg$ kvarts $\gtreqless$ biotit – klorit $\gtreqless$ hornblände. Accessoriskt tillkommer främst apatit, titanit, prehnit samt opakmineral. Grundmassan i dessa led är ofta 0.2–0.4 mm (se även Stålhös 1969, diagram 12).

Bandformationens vulkanogena bergarter, klassificerade på basis av mineralsammansättningarna (se diagram 4), framgår av fig. 21a och b. En ryodacitisk – kvartsandesitisk trend är fullt tydlig, till skillnad från huvudmassan av leptitformationens mer alkalibetonade led. Plagioklasporfyriterna motsvarar närmast en kvartsandesitisk sammansättning, medan fältspatporfyrerna i huvudsak är ryodacitiska. Variationsbredden i fördelningen mellan komponenterna kvarts, fältspat och övriga mineral

DIAGRAM 4. Mineralfördelningen i bandformationens fältspatporfyrer och porfyriter (metaryodacit – metadacit – metakvartsandesit). Sex alkalileptiter ur leptitantiklinalen norr om Utö k:a ("Kyrkstråket") ingår även.
Modal composition of feldspar porphyries and porphyries (metarhyodacite – metaquartz-andesite) from the banded formation. Six alkaline leptites from the small anticline to the north of Utö church are also included (signed "Kyrkstråket").



Analyslokaler till diagram 4

G.S. 76:91. Gråvit, fältspatporfyrisk metaryodacit. Lager i bandformationen. – Västra delen av Ängsholmarna (65407/16433), (8i).

G.S. 76:35. Finbandad, rosa metaryodacit. Lager i bandformationen. – 500 m SV om Ryssnäset. Sydvästra Utö (7h).

G.S. 77:26. Rosa, intermediär fältspatporfyr ur bandformationen. Udde söder om Bötsberget (65491/16452), östra Björkö (9j).

G.S. 77:20. Gråbrun, intermediär fältspatporfyr ur bandformationen. – Södra Björkö, på uddens mellersta del (65493/16447), öster om Söderviken (9i).

J.O.N. 76:32. Grå, fältspatintermediär metaryolit, något porfyrisk ur bandformationen. – 350 m NNV om Utö k:a (654032/164292), (8i).

G.S. 77:21. Grå, metadacitisk fältspatporfyr ur bandformationen. – Södra Björkö (65492/16447), öster om Söderviken, på uddens mellersta del (9i).

S.G. 9. Metaryodacit. Ljus bädd i bandformationen. – 300 m NV om Utö k:a (8i). Kemisk analys i tabell 5b från Gavelin m.fl. 1976, tabell 1, nr 9.

G.S. 77:11. Grå ryodacit ur bandformationen. – 100 m NO om nordspetsen av Bastumaren (65485/164765), sydvästra Ornö (9j).

G.S. 77:22. Grå, porfyrisk metaryodacit ur bandformationen. – Nödviksholmen (64491/16450), södra delen av östra Björkö (9j).

G.S. 76:46. Grå, porfyrisk metaryodacit i bandformationen. – 500 m norr om Ålaudd, sydöstra Ålö (6h).

S.N. 12356. Grå, porfyrisk metaryodacit. Lager i bandformationen. – Ca 300 m NV om Utö k:a (8i).

G.S. 76:40. Rödlätt, kompakt, porfyrisk metaryodacit. Lager i bandformationen. – 300 m NO om Näsudden (65359/16376), västra Ålö (7h).

G.S. 77:40. Grå, alkaliintermediär leptit. – Oster om Dalkarlskärret (65384/16413), mellersta Utö (7i). (Kyrkstråket.)

G.S. 77:10.[1] Rödlätt, kompakt, metaryodacit ur bandformationen. – 100 m NO om Bastumaren (65483/16477), sydvästra Ornö (9j).

S.N. 12383. Grå, porfyrisk metaryodacit. Ljust lager i bandformationen. – 150 m väster om Kyrkviken, mitt för Bredkobben (8i).

G.S. 77:24. Grå metaryodacit. Lager i bandformationen. – Östra delen av Nödviksholmen (65491/16451), södra Björkö (9j).

G.S. 76:33. Grå, intermediär metadacit i bandformationen. – 700 m SV om Ryssnäset, norr om Byviken på Ålö (7h).

J.O.N. 76:47a. Grå, finbandad (ljusa och mörka skikt) natronbetonad – intermediär leptit. – 250 m SV om Edesnäs (653938/164223), mellersta Utö (7i). (Kyrkstråket.)

G.S. 77:7. Grå intermediär, något porfyrisk, metadacit tillhörande bandformationen. – 700 m söder om väständen av Vitträsk (65480/16498), södra Ornö (9j).

J.O.N. 76:9. Grå metakvartsandesit. Lager i bandformationen. – 700 m väster om Utö k:a (653990/164234), (7i).

S.N. 12359. Grå, glomeroporfyrisk alkaliintermediär leptit. – 150 m NV om Utö k:a (8i). (Kyrkstråket.)

J.O.N. 76:47b. Grå alkalileptit eller intermediär leptit. – 250 m SV om Edesnäs (653938/16422), mellersta Utö (7i). (Kyrkstråket.)

S.G. 12376. Grå, glomeroporfyrisk intermediär leptit? – Sydvästspetsen av L. Pershol-men, NV om Utö (8i).

S.G. 13. Amygdoidal hälleflinta eller alkaliintermediär glomeroporfyrisk leptit. – 120 m NV om Utö k:a (8i). Kemisk analys i tabell 5a från Gavelin m.fl. 1976, tabell 1, nr 13. (Kyrkstråket.)

G.S. 77:12. Grå, lätt porfyritisk metakvartsandesit ur bandformationen. – 150 m öster om St. Lindviken (65467/16489), sydöstra Ornö (9j).

J.O.N. 76:15. Grå alkalileptit. – 850 m SV om Edesnäs gård, mellersta Utö (7i). 653894/164186. (Kyrkstråket.)

G.S. 76:88. Grå, svagt porfyritisk metadacit ur bandformationen. Nordspetsen av Ängsholmarna (65412/16438), väster om Utö gruvbrygga (8i).

G.S. 76:89. Grå, porfyritisk metakvartsandesit ur bandformationen. – Ängsholmarna (65411/16436), väster om Utö gruvbrygga (8i).

G.S. 76:44. Grå, porfyritisk metakvartsandesit ur bandformationen. – 500 m norr om Ålaudd (65348/16395), sydöstra Ålö (6h).

G.S. 77:29. Mörkgrå, porfyritisk metakvartsandesit (hypabyssisk). – Skötgrund (65498/1646), Varsnäsfjärd, öster om Björkö (9j).

G.S. 77:27. Mörkgrå porfyritisk metakvartsandesit (hypabyssisk). – Ca 200 m söder om Bötsbergets topp (65492/16452), östra Björkö (9j).

S.G. 10. Porfyritisk metakvartsandesit. Mörk bädd i bandformationen. – Ca 300 m NV om Utö k:a (8i). Kemisk analys i tabell 5b hämtad ur Gavelin m.fl. 1976, tabell 1, nr 10.

S.N. 12358. Mörkgrå, porfyritisk metakvartsandesit ur bandformationen. – Ca 300 m NV om Utö k:a (8i).

G.S. 68:3. Mörkgrå, porfyritisk metakvartsandesit ur bandformationen. – Ryssvikens nordostspets (65376/16396), södra Utö (7h).

S.G. 11. Mörkt, porfyritiskt lager ur bandformationen. – Ca 200 m VNV om Utö k:a (8i). Kemisk analys i tabell 5b från Gavelin m.fl. 1976, tabell 1, nr 11.

G.S. 77:30. Mörkgrå, porfyritisk metakvartsandesit (hypabyssisk). – Udde norr om Björksund (6550/16457), NO om Björkö (9j).

J.O.N. 76:11. Mörkgrå, porfyritisk lagergång i sedimentgnejs (hypabyssisk). – Ca 1 km väster om Utö k:a (653999/164195), (7i).

G.S. 77:10. Mörkgrå porfyrit. Lager i sedimentgnejs (hypabyssisk). – Nordöstra stranden av Slottsudden, nordöstra spetsen av Nåttarö (6g).

G.S. 76:37. Mörkgrå porfyrit (10-tals meter bred zon), massiv (hypabyssisk). – Ca 1 km OSO om Rånö gård (65371/16387), på norra Ålö (7h).

(fig. 21b) är betydligt mindre inom bandformationen (det avgränsade fältet) än i leptitformationen. Bandformationens porfyritiska bergarter (till höger i fältet) saknar dock helt sin motsvarighet bland leptiterna.

Strökornsrika porfyritiska skikt, troligen kristalltuffer, utgör som tidigare nämnts bandformationens mest karakteristiska led. Breda lagerintrusioner med porfyritisk utbildning antas också ingå (se s. 59). Dessa är svåra att entydigt avgränsa från kristalltufferna. Endast storleken och homogeniteten av de förstnämnda talar för ett intrusivt ursprung (fig. 25). Detta intryck förstärks genom förekomsten av genetiskt troligen samhöriga, klart intrusiva porfyriter i form av lagergångar (ca 0.5–1 m breda) i omgivande metasediment. Dessa för lokalt brottstycken (fig. 26) och finns i stratigrafiska lägen både över (Rånö 7h) och under bandformationens huvudnivå (Ålö 6h). Alla porfyriter med de nu nämnda skiljaktigheterna i uppträdande är snarlika ur petrografisk-kemisk synpunkt (se diagram 4 t.h. samt de kemiska analyserna i tabell 5b: S.G. 10, 11 och G.S. 76:54). Ett par kemiska analyser från Ornöområdet publicerade av Sundius skall i detta sammanhang nämnas (1939, s. 55). Den ena av dessa är en massiv porfyrit från



Fig. 24. Zon av fältspatporfyriska led som ingår i bandformationen. Mindre strökorn består av kalifältspat, sannolikt primära, medan större korn torde representera porfyroblaster. – Nödviksholmen, sydöstra Björkö (9i).

Zone of feldspar porphyry in the so-called banded formation. Small, probably primary phenocrysts of potassic feldspar occur together with large porphyroblasts of the same mineral.

sydostudden av Björkö och den andra en hornbländerik tonalit alternativt kvartsdiorit, som allmänt förhärskar på södra Ornö (Maren söder om Sundby). De båda analyserna är inbördes nästan identiska och överensstämmer nära med de tre nyss refererade analyserna i tabell 5b. Slutsatsen måste bli att en gemensam modermagma, i detta fall av kvartsandesitisk sammansättning (se det följ.), sannolikt legat till grund för såväl nämnda kristalltuffer som lagerformade porfyriter och djupbergarter av basisk tonalitisk sammansättning. Brottstycken av porfyrit i tonaliten på norra Björkö tyder dock på en åldersskillnad mellan sistnämnda båda bergarter (fig. 27).

En något annorlunda utbildad bandad formation finner man på öarna Lacka, St. Aspholmen och Trebällingar (7g) väster om Mysingen samt på ön V. Pjukan sydväst om Ornö. Det rör sig här om mer basiska, gråsvarta, finbandade, högst 50 m mäktiga tuffiter. Dessa är bäst representerade på



Fig. 25. Bandformationen med före deformationen konformt intruderade porfyriter av sannolikt hypabyssiskt (subvulkaniskt ursprung) – Väster om Kolnäsviken på Breviksnäs, västra mellersta Ornö, ca 3 km norr om kartbladsgränsen.

The banded formation (metatuffites) with predeformatively intruded, conformable, porphyritic layers of subvolcanic origin.

Lacka i form av tre flackt nordostligt stupande synklinaler, som vilar på metasediment. Enligt prov härifrån är mineralsammansättningen uttryckt i vol.-% följande (jfr även kemisk analys i tabell 5b): kvarts 4, plagioklas 40 ($\sim An_{50}$), hornblände 25, klinopyroxen 20, magnetkis 7, jämte klorit, titanit, apatit m.m. 4. I ett snarlikt prov från V. Pjukan, också detta kvartsfattigt och magnetkisförande (6 vol.-%), har pyroxen helt ersatts med hornblände (ca 50 vol.-%). Om dessa led av andesitisk – basaltisk sammansättning skall korreleras med den bandade formationen har inte kunnat fastställas. I några fall är det likväl påtagligt att bandade, kvartsfattiga bergarter med andesitisk sammansättning ingår i bandformationen och växellagrar med denna, t.ex. nordost om Bastumaren på södra Ornö eller på Nödviksholmen på sydöstra Björkö. Den ungefärliga sammansättningen av dessa, i båda fallen ca 5 m mäktiga lager är följande (vol.-%): kvarts 5, plagioklas 50, hornblände 25–35 och biotit 15–20.

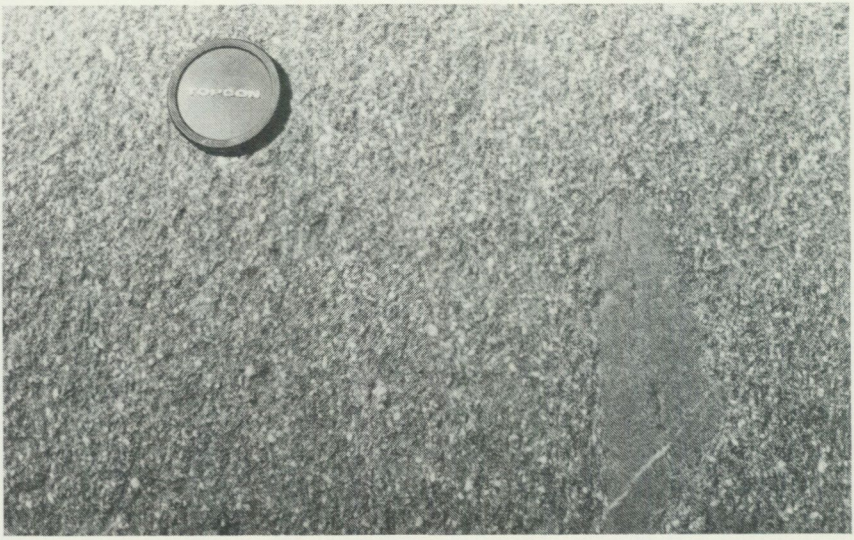


Fig. 26. Intrusiv porfyrit i konform lagergång med brottstycken av metaarenit från omgivande metasediment. – Slottsudden, norra Nåttarö (6g).

Intrusive porphyrite in conformable layer with inclusion of meta-arenite from surrounding metasediments.



Fig. 27. Rundat brottstycke av porfyrit i basisk tonalit (kvartsdiorit). – Bötsviken, nordöstra Björkö (9j).

Rounded inclusion of porphyrite in quartz diorite.

Kvartsplagioklasporfyrerna på Utö

Kvartsplagioklasporfyrer eller enklare kvartsporfyrer bildar uppsplittrade, lokalt flera hundra meter mäktiga lagerintrusioner i metasedimenten på norra och mellersta Utö (se längdprofil 6 och tvärprofil 2 i kartan). Smala lager anträffas också på några mindre öar nordost om Utö, nämligen: Österbåden (rakt söder om Ornö), Skorvarna, Gråskär och småholmarna norr om Kroka Gråskär. I det sista fallet är lagret sannolikt omgivet av leptiter. Kvartsporfyr skall enligt Holmquists karta (1910) också anstå på den stora ön Marbäling i Gråfjärden (8j). Trots en kvarstående osäkerhet tyder dock den nya karteringen på att gnejsgraniter istället föreligger här.

Kvartsporfyrerna växlar alltefter surhetsgraden i färg från rödlätta – ljusgrå – grå till mörkgrå. En inom vissa stråk kraftig förskiffring till trots ger bergarterna ett intryck av att vara ytterst homogena. Samtliga led är kvartsporfyriska, men inslaget av plagioklasströkorn ökar gradvis i riktning mot mer basiska led. Strökornen är 1–2 mm eller undantagsvis upp till 5 mm. Kornstorleken i grundmassan ligger omkring 0.05 mm. Kemiska analyser av bergarterna och deras kvalitativa mineralsammansättningar framgår av tabell 6. Kvarts, kalifältspat och plagioklas (oligoklas) i ungefär lika delar kännetecknar de surare leden, medan enbart kvarts och plagioklas är vanligare inom de basiska varieteterna. Biotit och muskovit tillkommer också i växlande mängd bland de väsentliga mineralen. De båda glimrarna är extremt parallellanordnade inom den ej sällan kraftigt skiffriga och granulerade grundmassan. Bland accessoriska mineral märks främst apatit, zirkon och turmalin. Frekvensen av strökorn växlar. Maximalt hälften av bergartens volym upptas lokalt av sådana, t.ex. i prov 76:83 från Kroka Gråskär. Mestadels förekommer dock strökorn mycket sparsamt (<10% av volymen). Kvartsströkornen är genomgående fältuppdelade och ej sällan utdragna i skiffrighetsriktningen till långsträckta ellipsoider. Strökornen av plagioklas är kraftigt sericitomvandlade och endast undantagsvis tydligt zonarbyggda.

De slumpvis utvalda bergarternas SiO_2-halter enligt tabell 6 varierar inom ett tämligen brett intervall från 78 till 63 vikt-%. Några inom ramen för dessa variationer i surhetsgrad sinsemellan skarpt avgränsbara bergartsled har dock inte kunnat iakttas i fält. Den lagerformigt intruderade kvartsporfyrmagman visar följaktligen en betydande differentiation, väl jämförbar med de magmor som givit upphov till de äldsta djupintrusivens granitoida bergarter inom regionen, de s.k. gnejsgraniterna. En jämförelse med dessa

TABELL 6. Kemisk och kvalitativ mineralogisk sammansättning av kvartsporfyrer på Utö.
Chemical and qualitative modal composition of quartz porphyries on Utö.

Prov nr	C.L. 76:14	C.L. 76:5	J.O.N. 76:27	S.G. 12360	C.L. 76:15	G.S. 76:83
Lab.nr	011–553	011–556	011–557	011–555	011–550	011–546
SiO_2	78.2	77.0	75.7	75.0	71.4	70.1
TiO_2	0.15	0.21	0.24	0.25	0.47	0.43
Al_2O_3	11.7	12.0	12.6	12.8	12.4	15.7
Fe_2O_3	0.1	0.2	0.1	1.01	0.4	0.7
FeO	0.8	1.7	1.0	1.3	3.4	1.5
MnO	0.02	0.04	0.02	0.06	0.04	0.03
CaO	0.4	2.1	1.6	2.0	3.2	0.7
MgO	0.29	0.46	0.32	0.58	1.7	2.5
Na_2O	2.3	2.2	2.5	4.0	2.5	5.0
K_2O	4.8	3.6	4.4	1.4	1.5	2.5
$H_2O>105°$	0.5	0.4	0.6	0.5	0.7	1.1
$H_2O<105°$	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2
P_2O_5	0.22	0.21	0.16	0.18	0.42	0.53
BaO	0.20	0.14	0.12	0.09	0.04	0.06
Summa	99.98	100.46	99.56	98.46	98.47	101.05
ppm						
Cr	<5	<5	<5	10	40	25
Ni	<10	<10	<10	<10	10	<10
V	15	15	20	40	90	110
Rb	140	130	130	70	80	60
Sr	120	190	150	190	150	20
Niggli-tal						
al	50	44	47	44	37	42
fm	9	14	9	16	29	25
c	4	14	11	13	17	4
alk	38	28	33	28	17	29
si	563	478	478	435	360	319
t	8	2	3	3	2	9
k	0.57	0.51	0.53	0.18	0.28	0.24
mg	0.36	0.29	0.33	0.31	0.44	0.67
kvarts	x	x		x	x	x
kalifältspat	x	x				
plagioklas	x	x		x	x	x
biotit	x	x		x	x	x
muskovit	x	x				x
matrix (mm)	0.05	0.05		0.05	0.05–0.1	0.03
strökorn "	1–1.5	1.5–3		1–2	1–1.5	1–3

Prov nr	1910, nr 11	C.L. 76:10	C.L. 76:3	C.L. 76:13	G.S. 76:82	C.L. 76:8
Lab. nr	–	011–551	011–548	011–554	011–549	011–547
SiO_2	68.32	67.1	64.9	63.8	63.3	63.0
TiO_2	0.37	0.45	0.62	0.53	0.73	0.66
Al_2O_3	16.95	15.2	14.6	13.3	15.2	14.8
Fe_2O_3	0.37	0.5	1.0	0.9	1.2	1.0
FeO	2.27	1.9	5.0	3.9	4.9	5.4
MnO	0.12	0.03	0.07	0.05	0.08	0.05
CaO	3.93	3.4	1.6	3.4	1.8	1.8
MgO	1.32	1.6	3.5	1.6	3.6	4.6
Na_2O	3.98	1.9	3.4	4.0	2.0	2.5
K_2O	1.62	4.5	3.1	2.1	5.0	3.5
$H_2O>105°$	0.52	1.2	1.3	1.0	1.8	1.5
$H_2O<105°$	–	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2
P_2O_5	–	0.34	0.35	0.20	0.32	0.42
BaO	0.01	0.10	0.05	0.08	0.16	0.07
Summa	99.95	98.52	99.79	100.26	100.39	99.50
ppm						
Cr		25	70	15	95	75
Ni		<10	15	<10	15	15
V		125	190	95	225	195
Rb		140	100	110	130	100
Sr		60	130	240	90	80
Niggli-tal						
al	43	41	33	41	34	32
fm	18	20	40	24	39	44
c	18	17	7	14	8	7
alk	21	22	20	20	19	17
si	292	309	251	245	239	229
t	4	3	6	7	7	8
k	0.20	0.60	0.37	0.25	0.62	0.47
mg	0.50	0.54	0.51	0.37	0.51	0.56
kvarts		x	x	x	x	x
kalifältspat		x			x	
plagioklas		x	x	x	x	x
biotit		x	x	x	x	x
muskovit		x				
matrix (mm)		0.05–0.1	0.05	0.1–0.15	0.05–0.1	0.1
strökorn "		1–2	1–3	2–4	1–2	1–1.5

Analyslokaler till tabell 6

C.L. 76:14.	Ljusgrå kvartsporfyr. – Svartkobbsviken, östra stranden av norra Utö. 65410/16468 (8j).
C.L. 76:5.	Ljusgrå kvartsporfyr. – 300 m NV om Svartkobb, norra Utö. 65410/16465 (8j).
J.O.N. 76:27.	Ljusgrå kvartsporfyr. – Slavaskogen, 1.1 km SSO om Edesnäs gård. 653846/164263 (7i).
S.G. 12360.	Kvartsporfyr. – Stranden mellan L. Sillvik och Rävstavik, nordöstra Utö (8j).
C.L. 76:15.	Grå kvartsporfyr. – Stora Sillvik, nordöstra Utö. 65407/16463 (8j).
G.S. 76:83.	Grå plagioklas-kvartsporfyr. – Kroka Gråskär, nordost om Utö. 65421/16473 (8j).
1910, nr 11.	Skiffrig kvartsporfyr. – 300 m norr om L. Sillvik, östra Utö (Holmquist 1910, nr 11) (8j).
C.L. 76:10.	Grå kvartsporfyr. – Sandudden, nordvästra Utö, mitt för Ängsholmarna. 65405/16438 (8i).
C.L. 76:3.	Mörkgrå kvarts-plagioklasporfyr. – Södra Sandvik på norra Utö, SV om Kroka Gråskär. 65418/16469 (8j).
C.L. 76:13.	Grå plagioklas-kvartsporfyr. – Ca 100 m NV om St. Sillvik, på nordöstra Utö. 65407/16461 (8j).
G.S. 76:82.	Grå kvarts-plagioklasporfyr. – Kroka Gråskär, västra delen, NO om Utö. 65420/16473 (8j).
C.L. 76:8.	Mörkgrå plagioklas-kvartsporfyr. – Södra Fladen, på östra stranden av mellersta Utö. 65389/16435 (7i).

bergarter, baserad på kemiska analyser och därur beräknade Niggli-tal, framgår ur fig. 28 a–f.

Delvis beroende på ett större antal analyser är gnejsgraniternas differentiationsgång bättre definierad än porfyrernas. Differentiationstrenderna för de båda bergartsgrupperna är eljest normala och likartade. Den stora spridningen av porfyrernas punkter i fig. 28d, främst de låga *c*-värdena, är svår att förklara men kan ha att göra med sekundära processer. Den lokala, kraftiga förskiffringen inom porfyrernas grundmassa kan möjligen ha bidragit till en ojämn avkalkning av plagioklasfältspaterna. Även *mg*-värdena (fig. 28e) är mycket spridda men visar trots allt en svagt uttalad minskning i riktning mot surare led (större *si*-tal). Fig. 28f ger till sist storleksvariationerna för aluminiumöverskottet *t* i förhållande till *si*-talen. Någon tydlig relation mellan de båda variablerna tycks inte råda. Aluminiumöverskottet utgör sannolikt ett mått främst på den mängd aluminiumrika sedimentbergarter, som tagits upp och assimilerats av de framträngande magmorna. En magma utan sedimentmaterial ger normalt mycket låga *t*-värden (0 eller negativa värden). Medelvärden på ca 5 för *t* inom både kvartsporfyrer och gnejsgraniter tyder på en viss assimilation av sediment. Beträffande gnejsgraniterna är detta ett välbekant faktum. Att sediment-

bergarter tagits upp av porfyrmagman är också mycket sannolikt. Rikligt med mer eller mindre assimilerade brottstycken inom porfyrerna, bl.a. norr om Käringnäset (7i) och sydväst om Kroka Gråskär (8j), tyder härpå (fig. 29). Brottstycken av leptit och kalksten i porfyrerna på mellersta Utö sydväst och norr om Slavaskogen visar f.ö. att dessa trots sitt stratigrafiska läge under leptitformationen i själva verket är yngre än denna. Tunna inlagringar av kvartsporfyr i leptiterna invid hembygdsgården ca 500 m öster om Edenäs ger också belägg härför. Holmquists uppfattning om kvartsporfyren som en under vatten utgjuten lava, sedermera pålagrad av leptitformationens vulkaniter, måste därför anses oriktig (1910, s. 894). En tolkning av porfyrerna som hypabyssiska (ytnära) lagerintrusioner och föregångare till urgraniterna är mera förenlig med deras nuvarande relationer till den omgivande berggrunden. På grund av ett nära regionalt och tektoniskt samband kan kvartsporfyrerna också vara likåldriga med gnejsgraniterna, en tankegång som framförts av Sundius (1956, s. 666). De representerar i så fall en marginal porfyrisk randfacies till nämnda graniter (se även s. 90).

Kvartsporfyrernas utbredningsfält inom den tidigare refererade relationen *t+fm/si* i fig. 16, baserad på analyserna i tabell 6, överlappar kraftigt den angivna gränsen mellan vulkanogena bergarter och metasediment. De något anomala sammansättningarna hos vissa kvartsporfyrer måste därför ses som ett resultat av assimilation (se ovan) och/eller bero på sekundära processer. Glimmerbildning genom alkaliutarmning i samband med den tidigare nämnda, lokalt kraftiga tektoniseringen av bergarterna utgör exempel härpå (se Sundius 1956, s. 667).

Fördelningen av spårelementen krom, nickel, vanadin, rubidium och strontium enligt tabell 6 överensstämmer mycket nära med motsvarande för gnejsgraniterna (jfr Stålhös 1979, tabell 9). Ytterligare uppgifter om kvartsporfyrerna kan erhållas från Holmquist (1910, s. 869–872) och Gavelin m.fl. (1976, s. 23–24).

Äldre (primorogena) intrusivbergarter

Den blottade berggrunden består till ca en fjärdedel av äldre intrusivbergarter, mestadels granitoider med tonalitisk, granodioritisk och granitisk sammansättning. Sparsamt företrädda och äldst inom intrusionssviten är basiska led, väsentligen i form av diorit.

De primorogena intrusiven torde i huvudsak ha trängt in på stort djup och

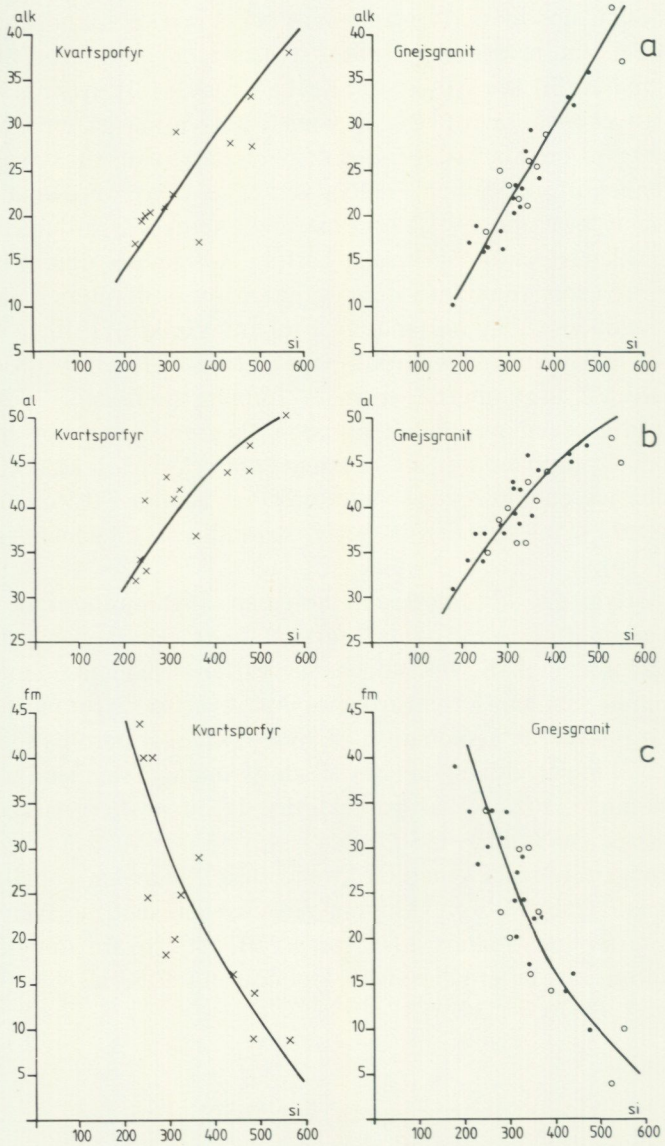
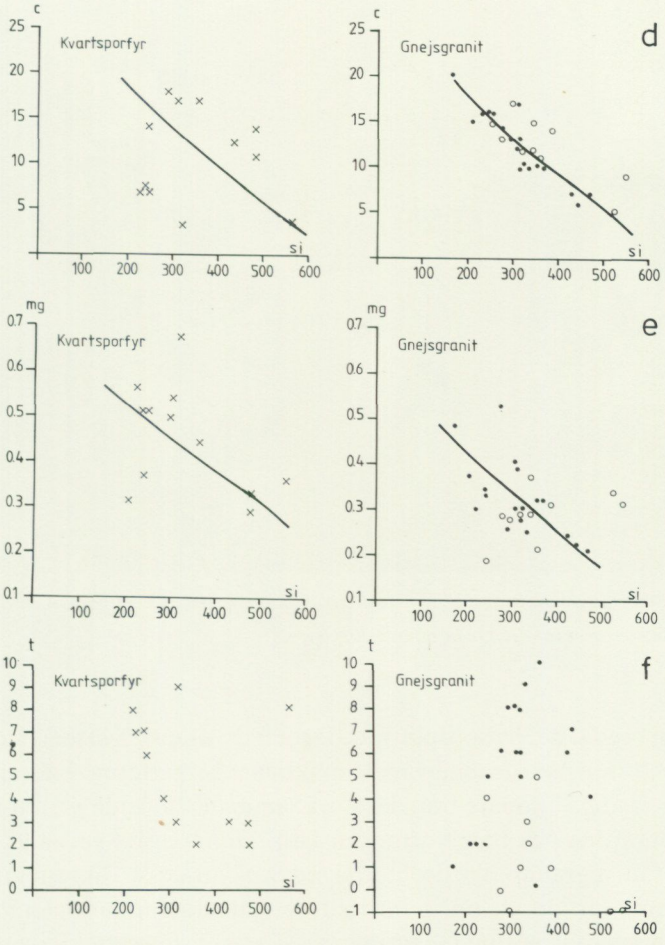


Fig. 28, a–f. Magmatiska differentiationstrender för kvartsporfyrerna på Utö i jämförelse med gnejsgraniterna inom Stockholms – Nynäshamnsområdena (Niggli-talen *alk, al, fm, c, mg* och *t* kontra *si*).
The magmatic differentiation trends of quartz porphyries from Utö island compared with primorogenic granitoids from the Stockholm and Nynäshamn regions (Niggli-values alk, al, fm, c, mg, and t contra si).



1. × Kvartsporfyr
Utö
Quartz porphyry
Utö island

2. • Gnejsgranit
Stockholmsområdet
Primorogenic granitoids

3. ○ Gnejsgranit
Nynäshamnsområdet
Primorogenic granitoids

1. 12 kvartsporfyrer från tabell 6.
12 quartz porphyries from Table 6.
2. 18 gnejsgraniter från Stockholmsområdet (tabellerna 8 och 10 i Stålhös 1969).
18 primorogenic granitoids from the Stockholm region (Tables 8 and 10 in Stålhös 1969).
3. 10 gnejsgraniter från kbl Nynäshamn NV/SV (tabell 9 i Stålhös 1979).
10 primorogenic granitoids from the map sheet Nynäshamn NV/SV (Table 9 in Stålhös 1979).

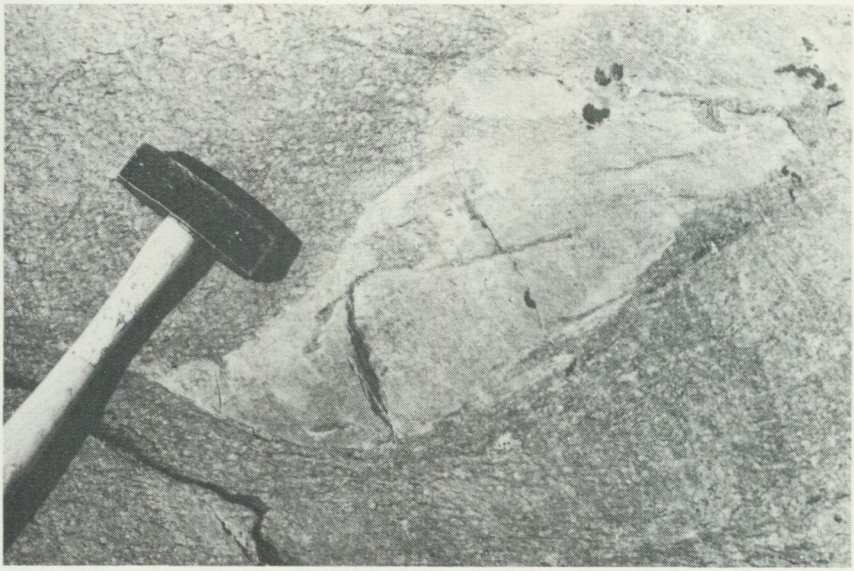


Fig. 29. Brottstycke av metaarenit i kvartsporfyr. – Käringnäset, Östra Fladen, Utö (7i).
Inclusion of meta-arenite in quartz porphyry.

stelnat som breda, delvis uppsplittrade lager (s.k. djupbergarter), mer eller mindre konforma med de omgivande, mäktiga ytbergarterna. Lagren utgör antagligen västliga utlöpare från det stora sammanhängande granitoidmassivet i Skärgården och havet öster om Utö. De intensivt veckade, delvis långa och tunna granitoidhorisonterna tyder på att dessa, liksom granitoiderna i övrigt intruderats redan innan de av huvuddeformationen förorsakade veckningarna ägt rum (se profilerna i kartan). En varierande grad av deformationsstrukturer i form av skiffrighet och stänglighet är på grund härav ett utmärkande drag hos dessa gamla djupbergarter.

Djupgrönstenar

På Muskö med kringliggande arkipelag bildar ett fåtal djupgrönstenar små massiv och lager (20–100 m). En del av dessa ej närmare studerade massiv innefattas också i beteckningen "metabasit av ospecificerat ursprung" i kartans teckenförklaring. Mörgrå till gråsvarta dioriter med växlande kvartshalt dominerar. Kornstorleken i dessa ligger kring 0.5–1.5 mm och

strukturen är hypidiomorf. Mineralfördelningen är mestadels följande: hornblände ≷ plagioklas (andesin) > biotit – klorit > kvarts. Accessoriskt tillkommer oxidmalm, pyrit, magnetkis, granat och apatit. Undantagsvis finner man mera gabbroida led och ultrabasiska hornbländiter, t.ex. på ön Ekesgarn (8g). Det stora, till ursprunget något kontroversiella massivet av dioritporfyrit på södra Utö har tidigare nämnts (s. 73 och tabell 5b). Starkt sericitomvandlade, föga distinkta strökorn av plagioklas (>2 mm) i en tämligen finkornig matrix (0.2–0.4 mm) ger upphov till den porfyritliknande strukturen i denna bergart, här med tvekan betecknad som djupbergart.

Granitoider (tonaliter, granodioriter och graniter)

Granitoiderna inom kartområdet utgörs till övervägande del av mörkgrå till grå tonaliter väster om Mysingen, medan ljusare grå eller vitgrå tonaliter–granodioriter dominerar på Utö och i övärlden öster därom. En mycket karakteristisk, hornbländerik tonalit har stor utbredning på Ornö (jfr Sundius 1939, s. 29–30). Ögonförande, grå till rödgrå granodioriter, eller undantagsvis graniter, förekommer ofta i smala, delvis välavgränsade stråk genom hela kartbladsområdet. Sura, röda gnejsgraniter finns enbart på Ornö.

Den mineralogiska sammansättningen av ett antal gnejsgraniter av olika slag framgår ur diagram 5. De sura, vanligen röda eller vitgrå gnejsgraniterna är relativt småkorniga med dominerande inslag av kvarts, kalifältspat och plagioklas. I de granodioritiska, ofta porfyriska leden ökar plagioklashalten vid sidan av biotit och hornblände, medan ett lägre kvartsinnehåll i förening med höga halter av hornblände och biotit är typiskt för tonaliterna. Granat förekommer sporadiskt i flertalet gnejsgraniter. Särskilt vanligt är mineralet i gränsen mot sedimentgnejserna liksom i vissa smala stråk, t.ex. på östra Herrön (J.O.A.76:5). Kornstorlekarna i gnejsgraniterna är normalt 1–4 mm och strukturen hypidimorft kristallin. Någon påtaglig kornstorleksskillnad i gränsen mellan gnejsgraniterna och omgivande ytbergarter har inte iakttagits på ett undantag när, nämligen på södra Utö. Gränsen gnejsgranit – metasediment börjar här i det inre av Västra Fladen med en ca 250 m bred blandzon av muskovit-biotitglimmerskiffer och en tydlig men diffust invävd, vitgrå, jämnkornig gnejsgranit (bruna streck). Inslaget av den senare bergarten ökar i västlig riktning (brun färg), medan de entydiga sedimenten försvinner och endast kan spåras i form av cordierit i bergarten. I den inflikande gränsen mot leptit söder om Södra Huvudklinten är den

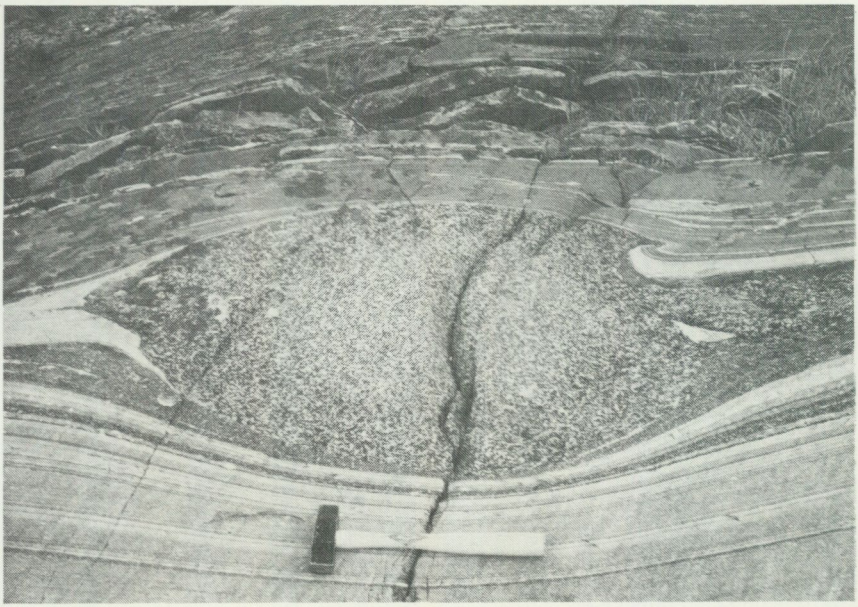


Fig. 30. Bandformationen med typiska ljusa och mörka skikt dels av fältspatporfyr, dels av porfyrit, som konformt intruderats av tonalitisk magma före deformationen. Bildens lagergång av tonalit boudinerades sedermera i samband med veckningen. – Söder om Skinnardals gård vid västra stranden av norra Ornö, ca 6 km norr om kartbladsgränsen.

The "banded formation" of metatuffitic origin with a narrow sill of quartz diorite. The sill became boudinaged during the main orogenic folding.

med brunt betecknade bergarten finkornig och plagioklasrik med inslag av biotit, hornblände och titanit. En viss antydan till strökorn av plagioklas och kvarts förekommer också. Möjligen anstår här ett slags porfyrisk randfacies till gnejsgraniterna. Om denna på djupet når kontakt med de i föregående avsnitt behandlade kvartsporfyrerna har inte kunnat avgöras. Om så är fallet skulle kvartsporfyrernas direkta anknytning till gnejsgraniterna bekräftas. Som tidigare framgått, står de hornbländerika tonaliterna på Ornö kemiskt mycket nära de lagerformade porfyriterna inom bandformationen (s. 78) och är svåra att skilja från dessa i fält (se dock fig. 30), t.ex. på Björkö (s. 72). Medan plagioklasfältspaterna i de utpräglade djupbergarterna enligt slipprov bildar en hypidiomorf, medelkornig mosaik tillsammans med kvarts och mörka mineral (se diagram 5 t.h.), är inom porfyriterna samma fältspater särade från varandra genom en finkornig

grundmassa av övriga mineral (se diagram 5 prov G.S. 75:25, en sannolik porfyrit). Övergångar mellan nu nämnda strukturtyper gör det ibland svårt att klart skilja ursprungliga yt- och djupbergarter åt. Möjligen skall de stratigrafiskt högre belägna porfyriterna (se profil 7) betraktas som hypabyssiska (ytnära) föregångare till de hornbländerika tonaliterna.

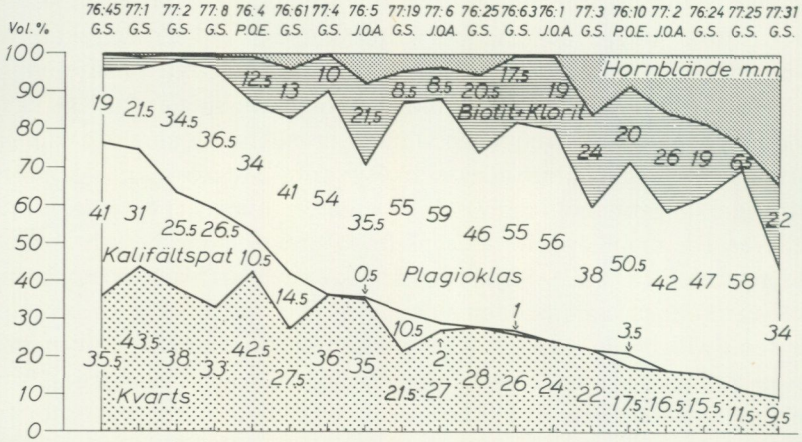
Vid sidan av de större gnejsgranitlagren finns ofta smala (1–10 m), skarpt avgränsade satellitintrusioner med motsvarande utbildning och sammansättning, t.ex. på öarna norr och öster om Muskö. Deras konforma intrusionsstil gentemot omgivande ytbergarter är mycket entydig. Liknande lager, i detta fall ögonförande, skiffriga gnejsgraniter, beskrivs också av Holmquist (1910, s. 878–882) från östra sidan av Utö (Valboskär och väster om Svartkobben) i gränszonen mot gnejsgraniterna. I det senare exemplet är den tydligt fältspatporfyriska gnejsgranitgången (max. 10 m bred) associerad med kvartsporfyr (Holmquist, fig. 41), något som jag själv inte haft tillfälle att bekräfta. Om detta är riktigt måste kvartsporfyren bevisligen utgöra gnejsgraniternas marginella randfacies (se ovan s. 90).

De olika gnejsgranitvarieteterna visar ofta mycket distinkta gränser mot varandra, t.ex. på udden sydväst om Bokvik (sydvästra Ornö), där en ca 5 m bred ögonförande gnejsgranit omges av tonalit. Liknande gränsförhållanden kan också studeras norr om Maren på södra Ornö. Gnejsgraniternas breccierande egenskaper framgår vidare tydligt på uddarna av västra Vitsgarn (9g), där stora sjok av basiska bandade led, jämförbara med dem på ön Lacka (s. 78), skärs över. Även rikligt med välrundade brottstycken av fältspatkvartsit med smala reaktionszoner mot omgivande tonalit kan iakttas här.

Gnejsgraniternas i allt väsentligt skiffriga struktur upplöses och försvinner emellanåt på ett tämligen ogripbart sätt. Sannolikt rör det sig om någon slags regeneration (= pånyttfödelse) och homogenisering i samband med metamorfosens kulmination under då förhärskande höga temperatur- och tryckbetingelser. Dessa företeelser kan iakttas både på Vitsgarn och centrala Muskö. I synnerhet på Muskö kan särskiljandet av vissa regenererade gnejsgraniter från de yngre graniterna möta svårigheter. En mer ingående undersökning torde krävas för att dessa förhållanden skall kunna utredas.

Slutligen skall nämnas att stråket av vackert grovporfyriska gnejsgraniter öster om Muskö är kraftigt anrikat på uran, vilket avslöjats med hjälp av SGU:s gammastrålningsmätningar från luften. Orsaken till detta förhållande är icke närmare utredd.

DIAGRAM 5. Mineralfördelningen i äldre (primorogena) granitoider från kartområdet.
Modal composition of primorogenic granitoid intrusives (granites, granodiorites and tonalites) from the map area.



	76:45 G.S.	77:1 G.S.	77:2 G.S.	77:8 G.S.	76:4 P.O.E.	76:61 G.S.	77:4 G.S.	76:5 J.O.A.	77:19 G.S.	77:6 J.O.A.	76:25 G.S.	76:63 G.S.	76:1 J.O.A.	77:3 G.S.	76:10 P.O.E.	77:2 J.O.A.	76:24 G.S.	77:25 G.S.	77:31 G.S.
An%	~20	~20	15	~15	>30	20	15	30	35	30	>30	>30	35	>40	40	≥35	45	-	48
Apatit	+	+	-	+	+	0.5	+	0.2	+	0.4	0.7	0.4	0.5	0.3	0.8	+	0.4	0.4	0.4
Zirkon	+	+	-	+	+	+	-	+	-	-	0.2	+	+	-	+	0.2	+	-	+
Epidot	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	0.4	-	+	-
Titanit	-	-	+	-	-	-	-	-	-	0.8	-	-	-	-	-	-	-	+	+
Hornbl.	-	-	-	-	-	-	-	-	4.5	1.8	-	-	0.4	10.1	5.7	15.3	18.1	20.0	33.0
Klinopyr.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.8	-	-	3.9	-
Biotit	2.9	2.5	-	0.7	12.5	11.1	8.1	21.5	8.5	0.4	19.9	17.5	19.0	24.0	-	24.5	19.2	1.4	-
Klorit	1.6	0.5	0.9	2.9	-	1.7	1.9	-	-	8.0	0.7	-	-	-	-	1.3	-	5.0	-
Muskovit	-	1.0	0.2	0.2	0.5	3.6	-	+	-	-	-	+	-	+	+	-	-	0.4	+
Magnetit	+	+	0.9	0.5	-	+	+	1.6	-	-	0.9	+	-	+	-	+	+	+	1.1
Kis	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-
Granat	-	-	-	-	-	-	-	5.8	-	-	3.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Prehnit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.6	-	-	-	-	-
Kornst.	1-2		0.5-1		2-3		0.3-0.5		0.5-1.5		2-4		1-2		1-2.5		0.7-1.5		0.5-1.5
		0.5-1		0.2-0.5		1-4		1.5-2.5		0.8-1.5		1-2		0.3-1.2		0.3-1.5		0.2-0.5	
N	515	395	490	420	405	605	420	570	410	490	460	470	495	395	510	480	520	515	270

Analyslokaler till diagram 5

G.S. 76:45. Vitgrå, sur gnejsgranit. 1–2 m breda inlagringar i bandad formation. – 500 m norr om Ålaudd på sydöstra Ålö (6h).

G.S. 77:1. Röd, sur gnejsgranit. – Öster om Hålsjön, ca 1.2 km norr om Sundby (65497/16489), södra Ornö (9j).

G.S. 77:2. Röd, sur gnejsgranit. – 400 m ONO om Fågelsund (65496/16500), NO om Sundby, södra Ornö. (9j).

G.S. 77:8. Rödlätt, sur, finkornig gnejsgranit. – Ca 700 m söder om Vitträsk (65478/16498), södra Ornö (9j).

P.O.E. 76:4. Grå, porfyrisk granodiorit. – Sydvästspetsen av Lövhagsberget (65404/16333), sydligaste Muskö (8g).

G.S. 76:61. Grå granodiorit. – Nordöstra delen av Älvsnabben (65433/16364), (8h).

G.S. 77:4. Grå, finkornig tonalit. – Söder om Hålsjön (65497/164825), södra Ornö (9j).

J.O.A. 76:5. Grå, granatrik tonalit. – 200 m väster om Saltholmens sydspets (65415/16274), Herrö (8f).
G.S. 77:19. Grå granodiorit. – Öster om Söderviken (65491/16445), på södra Björkö (9i).
J.O.A. 77:6. Grå tonalit. – Varnöbergen (6546/1647), sydvästra Ornö (8j).
G.S. 76:25. Grå, granatförande tonalit. – 250 m ONO om Karlsvik, på västra Vitsgarn (9g).
G.S. 76:63. Grå tonalit. – 100 m NV om Runeborg, sydvästra Muskö (8g).
J.O.A. 76:1. Grå tonalit. – 800 m väster om Valingestugan (65464/1632), norra Muskö (9g).
G.S. 77:3. Mörkgrå, hornbländerik tonalit. – 800 m NO om Sundby (65492/16489), södra Ornö (9j).
P.O.E. 76:10. Grå tonalit. – 100 m NV om Götängen (65436/16312), Mälbyfjärden, västra Muskö (8g).
J.O.A. 77:2. Mörkgrå hornbländerik metatonalit. – 600 m SV om Varnö (6548/16469), södra Ornö (9j).
G.S. 76:24. Mörkgrå, hornbländerik tonalit. – Käringholmen, väster om Vitsgarn (9g).
G.S. 77.25. Mörkgrå, hornbländerik, grov porfyrit alt. tonalit? – Bötsbergets topp (65494/16453), Björkö (9j).
G.S. 77:31. Mörkgrå, hornbländerik metatonalit. – Udde norr om Björksund (6550/16457), NO om Björkö (9j).

Kompletterande information om de äldre intrusivbergarterna i regionen, delvis beledsagad av kemiska analyser, kan erhållas ur beskrivningen till det angränsande kartbladet Nynäshamn NV/SV (Stålhös 1979, s. 49–68).

Lager och gångar av metabasit

Lager och gångar av metabasit, vanligen från någon decimeter upp till högst fem à tio meter breda, förekommer tämligen allmänt i metasedimenten men också här och var i gnejsgraniterna, t.ex. på Muskö (gröna streck i kartan). Metabasiterna utgör kraftigt omvandlade, till åldern ospecificerade, basaltiska sprick- och lagerintrusioner, vilka från stort djup trängt upp under sedimentsbäckenets långvariga utvecklingshistoria (se s. 24 och tabell 1). Kartområdets metabasiter har alla det gemensamt att de trängt in före veckningarna F_1–F_2 och sålunda deformerats av dessa (fig. 31). Posttektoniska metabasiter (se tabell 1) har inte kunnat påvisas, till skillnad från vad som ställvis tycks vara fallet inom det angränsande kartbladet Nynäshamn NV/SV (Stålhös 1979, s. 57). Gångarna omfattar både basiska, kvartsfattiga led med hornblände och plagioklas, motsvarande en andesitisk till basaltisk sammansättning, och surare kvarts- och biotitrika bergarter, även dessa plagioklasförande. De sistnämnda, närmast kvartsandesitiska metabasiterna karakteriseras ofta av ett högt granatinnehåll i form av valnötsstora



Fig. 31. Veckat och tvärveckat konformt metabasitlager i metasediment. En smal biotit- och granatförande omvandlingsrand omger gångens amfibolitiska kärna. – Udde vid Skarsand på nordöstra Nåttarö (6g).

Repeatedly folded metabasitic layer in metasediment. A thin border-zone (dark) enriched in biotite and garnet differs in composition from the amphibolitic kernel of the layer.

individ, t.ex. på västra Nåttarö (se fig. 32). Likartade metabasiter från jämförbar miljö har tidigare beskrivits från trakten söder om Enköping under rubriken "granat-biotitmetabasiter" (Stålhös 1974, s. 34–38). Granathalten i de senare uppgår ej sällan till 10 à 15 vikt-% (väsentligen almandin med ca 15 vikt-% av grossular) och torde delvis betingas av ett högt Fe/Mg-förhållande i bergarten. Basiska, hornbländerika metabasiter är f.ö. vanligast och kännetecknas speciellt i sedimentär miljö av en smal biotitgranatanrikad omvandlingszon. Kornstorleken inom metabasiterna ligger kring 0.1–0.4 mm. Endera magnetit eller magnetkis dominerar bland de accessoriska mineralen. Dessutom finns något pyrit och apatit. I vissa ljusare grå metabasiter ersätter färglös cummingtonit, det eljest förhärskande gröna hornbländet jämte rödbrun biotit. En rent basaltisk sammansättning (<49% SiO_2) visar ett brett, konformt amfibolitlager på Valboskär (öster om Utö), enligt en kemisk analys av Holmquist (1910, s. 878, analys



Fig. 32. Granat- och biotitrikt konformt metabasitlager i metasediment (se text s. 93). – Viken öster om Horsudden norr om Nåttarö stugområde (6g).

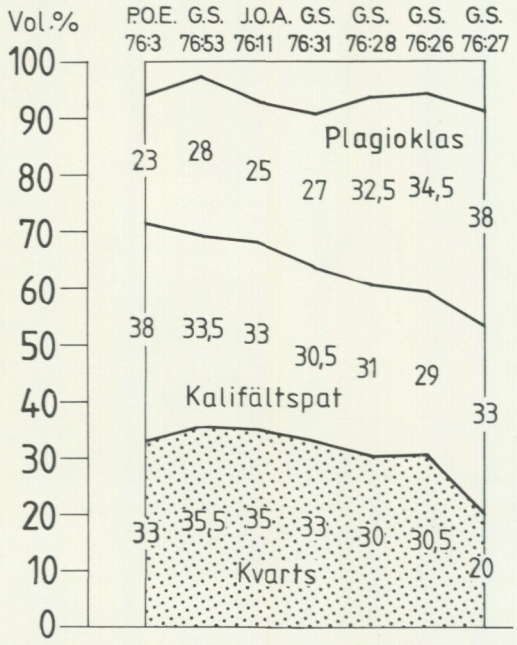
Metabasitic layer rich in biotite and large garnets.

nr 17). En del smala, mot lagringen diskordanta metabasitgångar norr om Rävstavik (östra Utö) omnämns också av Holmquist (s. 879 och fig. 40). Mineralfördelningen i dessa starkt tektoniserade och biotitomvandlade gångar är följande (vol.-%): biotit ~ 80, kvarts ~ 13 och plagioklas ~ 7. Lager eller gångar av amfibolit, fem à tio meter breda, har iakttagits bland gnejsgraniterna på Boskär (5h) och Västerskär öster om Nåttarö. Om det här verkligen rör sig om gångar, skulle dessa enligt tidigare normer ha skilts ut under benämningen "intraorogena gångar" i kartans teckenförklaring. Nu används istället gröna streckbeteckningar gemensamt för samtliga metabasiter oavsett ålder och ursprung. Detta innebär en viss förenkling.

Yngre (serorogena) graniter och pegmatiter

Yngre graniter och pegmatiter har en obetydlig areell utbredning inom kartbladsområdet, ofta i form av långsträckta massiv, konkordanta lager eller övertvärande gångar. Graniter dominerar väster om Mysingefjärden, medan pegmatiter främst är knutna till området öster därom.

DIAGRAM 6. Mineralfördelningen i kartområdets yngre graniter.
Modal composition of the youngest, serorogenic granites from the map area.



An%	Olig.	Ab.	20	25	Olig.	Olig.	25
Biotit	4	3.0	4.8	5.1	6.1	5.7	3.8
Klorit	0.8	–	+	1.0	–	+	4.4
Muskovit	1.0	–	2.1	3.2	0.4	0.5	0.4
Opakmin.	–	–	–	–	–	–	0.4
Titanit	–	+	–	–	–	–	–
Zirkon	0.2	–	0.1	+	+	+	–
Kornst.	1-2	0.3-1	1-1.5	1-1.5	1-2	2-4	2-4
N	650	370	610	495	630	400	495

Analyslokaler till diagram 6

P.O.E. 76:3. Grå, medelkornig granit. – 500 m SSV om Arbottna (65422/16329), Muskö (8g).

G.S. 76:53. Vitgrå aplitgranit ur 0.5 m bred gång. – 300 m VNV om Stora Fly (65358/16406), sydvästra Utö (7i).

J.O.A. 76:11. Grå, finkornig granit. – 400 m söder om Hoppet, östra Muskö (9h).

G.S. 76:31. Grå, fint medelkornig granit. – Triangelpunkten Mysingsholm, Mysingen (8i).
G.S. 76:28. Grå, medelkornig granit. – Lilla Käfsholmen, norr om Muskö (9g).
G.S. 76:26. Grå, medelkornig granit. – 400 m NO om Karlsvik (65497/16342), på västra Vitsgarn (9g).
G.S. 76:27. Grå, medelkornig granit. – Karlsvik, på västra Vitsgarn (9g).

Graniterna är övervägande vitgrå till grå, medelkorniga och massformiga bergarter med hypidiomorf – allotriomorf textur. Mineralsammansättningen i ett antal av dessa framgår av diagram 6. Ungefär lika delar kvarts, kalifältspat (mikroklin) och plagioklas (oligoklas) med ett sparsamt inslag av rödbrun biotit är normalt för bergarten. En svag sericitomvandling är vanlig i plagioklasen. Graniterna är i huvudsak oförskiffrade, breccierar den äldre berggrunden och innehåller ofta brottstycken av den senare. En äldre kemisk analys från Mysingsholm (8i) visar en typisk granitsammansättning med $SiO_2 \sim 74$ vikt-%, $K_2O \sim 5.1\%$ och $Na_2O \sim 3.2\%$ (Holmquist 1910, nr 16).

De stora massformiga pegmatiterna är övervägande röda till färgen och mycket grovkorniga. Knytnävstora (undantagsvis upp till en halv meter), röda kalifältspater i en gråvit matrix av kvarts och albit bildar huvudmassan av bergarten. Därtill kommer mestadels biotit och/eller muskovit samt ett betydande inslag av turmalin, ibland som decimeterstora kristaller, och ibland granater av centimeterstorlek. Pegmatit med skriftgranitisk utbildning förekommer lokalt, t.ex. på Måsknuven väster om Mällsten. Även zonerade pegmatitgångar med kvarts i centrum och fältspat i kanterna finns här och var, t.ex. på Ryssnäsudden (7h). Ett par stora pegmatitgångar (se fig. 40) genomkorsar Nyköpingsgruvan på norra Utö och är berömda för sitt innehåll av litiumförande mineral. Här kunde grundämnet litium för första gången påvisas i början av 1800-talet (se referenser till äldre arbeten i Holmquist 1910, s. 867). Bland mineral som förekommer i dessa pegmatiter kan nämnas grön kalifältspat, petalit, lepidolit, spodumen, blå och röd turmalin och amblygonit. Ett litiumrikt, sent bildat hornblände, "holmquistit", är också allmänt i vissa skarnlager intill nämnda pegmatiter (se Pilava-Podgurski 1956, s. 38).

En egenartad, kraftigt parallellstruerad pegmatit uppträder på L. Mysingsholm (8i), i gränsen mot det stora granitmassivet på angränsande ö. Pegmatiten bildar centrum i en liten, medelbrant östligt stupande synform uppbyggd av arenitiska metasediment och biotitrikare skikt i växellagring.

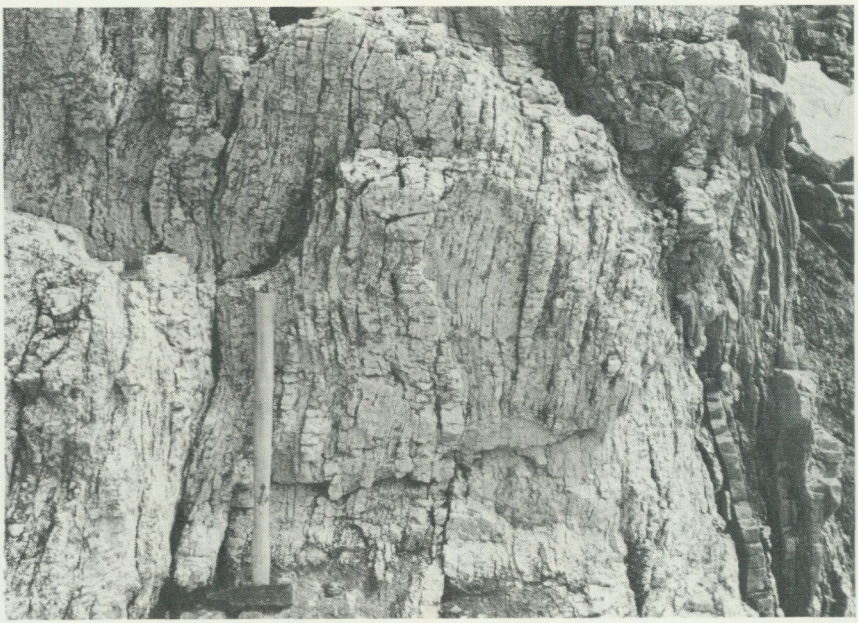


Fig. 33. Grov pegmatit med väl utvecklade s-ytor, sannolikt nedärvda från biotitskiktad metaarenit (t.h., se i övrigt text nedan). – L. Mysingsholm (8i).

Coarse-grained pegmatite with well-develloped s-surfaces which have probably been inherited from thin biotite-rich sheets in a pre-existing meta-arenite.

Den tydligt markerade parallellstrukturen i pegmatiten (fig. 33) utgörs av biotitskikt nedärvda från samma slags metasediment, vilka f.ö. anstår i pegmatitens omedelbara omgivning (t.h. i fig. 33). Osedvanligt gasrika och aktiva pegmatitiska restlösningar, som bildats vid det angränsande granitmassivets stelning, har sannolikt i detalj penetrerat de tidigare veckade metasedimentens s-ytor. Härvid har av allt att döma kvarts-fältspatmaterialet inom sedimenten lösts ut och integrerats i nämnda, efterhand till pegmatit kristalliserande lösningar, medan biotitskikten i huvudsak förblivit intakta.

Kvartsgångar, ofta någon eller några och maximalt 5 dm breda samt sporadiskt turmalinförande, förekommer allmänt på Nåttarö med omgivande skärgård. En sådan gång kan följas ca 100 m på Slottsudden (norra Nåttarö) och sväller i ett fall ut till en ca 2×10 m stor klump. Gången skär över röda pegmatitgångar och är här således yngre. En centimeter- till decimeterbred rand av turmalin omger lokalt den nu beskrivna kvartsgång-

en. En starkt isärsliten kvartsgång, 5–10 m bred, har också påträffats på södra Utö, i en höjd ca 500 m öster om Källviken omedelbart söder om det stora grönstensmassivet.

Metamorfos

I samband med beskrivningen av metasedimenten (s. 41) har tidigare framgått att minst två till tiden skilda metamorfa omvandlingar drabbat kartbladsområdets berggrund. Den tidigaste av dessa, en från de äldre djupintrusiven utgående kontaktomvandling, har endast kunnat beläggas på mellersta och norra Utö, nära gränsen mot de österut belägna, stora gnejsgranitområdena. Denna omvandling har sannolikt skett vid måttlig temperatur (500–550°C) och relativt lågt tryck (1.5–2.5 kb $_{H_2O}$), främst under bildning av cordierit- och andalusitpoikiloblaster inom metasediment av lämplig sammansättning (se s. 41). En långt senare, genomgripande och överpräglande regionalomvandling som är samtidig med huvuddeformationen och av denna förorsakade veckningar, drabbade därefter hela området. Intensiteten av denna omvandling avtar från väster mot öster. På grund härav har en tidig kontaktomvandling orsakad av gnejsgraniter plånats ut i väster men kvarstår som nämnts lokalt i öster på Utö. Den sena regionalomvandlingen torde ha skett under högre temperatur- och tryckbetingelser än kontaktomvandlingen. Resultatet har blivit en högmetamorf åderförgnejsad zon väster om Mysingen, vilken gradvis går över i skärgårdszonens bättre bevarade berggrund med glimmerskifferutbildning i öster.

Sedimentgnejserna i väster kännetecknas av följande karakteristiska mineralsällskap (se s. 33): kalifältspat, cordierit, granat (almandin), sillimanit och/eller andalusit. Mineralen ifråga torde till stor del ha bildats genom reaktioner mellan muskovit samt växlande mängder av kvarts och biotit inom tidigare muskovitbiotitglimmerskiffrar, varvid stora mängder av vatten frigjorts (Stålhös 1969, s. 17). Den smältpunktsnedsättande effekten av detta vatten på berggrundens silikatmaterial har möjliggjort de uppsmältningar, som ådergnejsningen inom området torde ha inneburit. I samband med nybildningen av de ovan uppräknade mineralen har all tidigare existerande muskovit förbrukats inom den aktuella regionen. Betingelserna för dessa högmetamorfa omvandlingar ryms väl inom ramen för temperaturer mellan 650–725°C under ett approximativt förhärskande tryck av 3–4 kilobar P_{H_2O} (*"high stage"* metamorfos enligt Winkler 1970, s. 239, och Stålhös 1975, fig. 10).

Inom glimmerskifferzonen i öster har muskoviten i allt väsentligt förhållit sig stabil i närvaro av kvarts och biotit under detta skede. Likväl har en sporadisk och underordnad nybildning av sillimanit, kalifältspat och almandin ägt rum i området parallellt med rekristallisation av tidigare existerande cordierit och andalusit (s. 44). Till skillnad från kvartsfältspatådrorna i väster med inslag av kalifältspat bildad ur muskovit dominerar kvartsådror inom metasedimenten i öster (se dock s. 35). Det här uppträdande, sporadiska inslaget av sillimanit tillsammans med muskovit förutsätter dock temperaturer kring 625–650°C vid ovan angivna tryckförhållanden ("*medium stage*" metamorfos enligt Winkler 1970, s. 239). Att döma av detta är skillnaden i omvandlingstemperatur mellan de välbevarade glimmerskiffrarna i öster och de grova ådergnejserna i väster endast några tiotal grader. Sannolikt representerar berggrunden i väster ett något djupare snitt, vilket förklarar den obetydliga men likväl viktiga temperaturdifferensen. Orsaken till den senare behöver inte nödvändigtvis sökas i en eventuell dislokationszon parallellt med Mysingefjärden utan kan väl förklaras genom ett gradvis ökande djupläge för den nuvarande bergytan västerut vid tiden för veckning och samhörig metamorfos. Strukturellt och kemiskt bäst bevarade och minst drabbade av cirkulerande lösningar från djupare nivåer inom berggrunden är metasedimenten på östra och mellersta Utö, vilka skyddats av de relativt täta och nära anstående kvartsporfyrerna och gnejsgraniterna. Även leptiterna i den skålformade norra delen av Utö är mycket väl bevarade och hälleflintliknande, sannolikt delvis beroende på de mäktiga karbonatstenarnas konserverande inflytande inom detta område.

De olika mineralassociationer, som kännetecknar ovan behandlade, aluminiumrika metasediment, utgör sannolikt den bästa indikatorn på de skilda metamorfa zonerna inom regionen. Mineralassociationer i bergarter av annan kemisk sammansättning, t.ex. kalkstenar – dolomiter (se s. 70), skarn (se s. 57) och metabasiter (se s. 93), är vanligtvis mindre karakteriserande när det gäller omvandlingar inom här rådande tryck- och temperaturintervall. Endast i fallet kalkstenar – dolomiter kan sägas att den högre metamorfa zonen i väster skiljer ut sig genom närvaron av forsterit (magnesiumhaltig olivin; Stålhös 1979, s. 74), ett mineral som ej påträffats inom Skärgårdens lägre metamorfa del. Beträffande den sekundärmineralisering, som sedermera skett efter metamorfosens kulmination, hänvisas till senare delen av inledningskapitlet (s. 28).

Stratigrafi och tektonik

Huvuddragen i berggrundens stratigrafiska och tektoniska uppbyggnad åskådliggörs med hjälp av elva mer eller mindre schematiserade profiler i kartan, av vilka sju är belägna öster om Mysingen. I de komplicerade och/eller sammanfogade profilerna 2, 6 och 7 har lokalt vissa generaliseringar och partiella förskjutningar av profillinjerna företagits på så sätt att samtliga tektoniska element av betydelse kunnat inbegripas. Profil 2 är sålunda inom ramen för den stora kalksynformen på norra Utö förskjuten ca 500 m norrut bakom den av leptiterna uppbyggda och framskjutna veckbågen. Likaledes är profil 6 inom samma område förskjuten ca 500 m mot väster. Vidare skall nämnas att en omritning med fördjupning av kalkstens-leptitsynformen i profil 2 skett så sent under kartans tryckning att en motsvarande förändring och fördjupning av samma synform inom ramen för profil 6 (högra delen) ej kunnat utföras av kostnadsskäl. En ökning med ca en tredjedel av denna synforms total mäktighet torde ha varit motiverad.

Den bifogade tektoniska kartan visar i övrigt läget av vissa syn- och antiformer, liksom den statistiska fördelningen av veckaxlar och stänglighet i olika delområden (stereogrammen 1–5). Det statistiska underlaget för stereogrammen 1 och 2 är otillräckligt, men vissa huvudtendenser torde likväl avspeglas. En sammanfattning av stratigrafin och den geologiska utvecklingen inom området framgår av tabell 1.

Uppåtbestämningar i metasedimenten på nordöstra Utö (se s. 31) visar klart att dessa här underlagrar den av leptiter och kalkstenar uppbyggda synformen (profil 2). Ett ytterligare stöd för denna stratigrafi kan erhållas i leptit-kalkstensstråkets förlängning norrut öster om Ornö, på St. Kyrkholmen och Nedergårdsö inom kartbladet Huvudskär NO (se profil 7, högra delen). I en flackt kring ONO-liga axlar undulerande lagerserie kan man här följa kalkstenar och leptiter i kontakt med och vilande på cordieritförande glimmerskiffrar. De senare är blottlagda i antiklinala positioner. Liknande förhållanden råder också långt söderut på St. och L. Björn (profil 5) samt på Ålö (profil 4). I det sista fallet är dock de nämnda relationerna mindre ägnade för studium på grund av komplicerade stupningsvariationer och sämre blottningsförhållanden.

Metasediment belägna väster om och stratigrafiskt över leptitformationen låter sig också påvisas (se tabell 1). I detta fall rör det sig om relativt fältspatrikare led (s. 39 och fig. 15) inom en nordost-sydvästlig zon genom norra och mellersta Utö. Utpräglat entydig är lagerföljden på sistnämnda

ställe, där de aktuella metasedimenten i en inklämd ficka vilar på leptiterna (se profil 3 med tillhörande blockdiagram). Även längre åt nordost, vid östra stranden i det inre av Kyrkviken, pålagras leptiterna av ett smalt, välavgränsat stråk av metasediment. Också längst i norr på Utö flikar ett par kilformade sedimentfickor in på leptiterna. I de båda senare fallen torde endast en i samband med veckningen uppkommen, sågtandad begränsningsyta mellan pålagrade metasediment och underliggande leptit förklara de aktuella bergarternas relationer i det nuvarande ytsnittet. På liknande sätt antas den lilla taggade, genom sedimenten uppstickande leptitantiklinalen norr om Utö k:a ha bildats (det s.k. Kyrkstråket inom analysmaterialet; se även profil 2 t.v. samt tektoniska kartan). En svag axialstupning är sannolikt orsaken till att antiklinalen dyker ned och försvinner under Ängsholmen. En av Gavelin m.fl. (1976, s. 32) förmodad nord-sydlig förkastning genom Kyrksundet som förklaring till att leptiterna försvinner här torde knappast behöva tillgripas med denna tolkning.

Den tektoniska totalbilden tyder fortsättningsvis på att den bandade formationen, som tidigare nämnts, bildar två stratigrafiska nivåer. Av dessa är den ena ganska tunn och sporadisk i sitt uppträdande där den ligger under leptiterna i söder (se tabell 1). Den andra utgör formationens huvuddel och är belägen i nordväst. Den intar en högre stratigrafisk position genom att den synes överlagra både leptitformationen och de tidigare nämnda, fältspatrika, övre metasedimenten (se profilerna 2–4 och 7). Ett stöd för denna åsikt kan erhållas i bandformationens förlängning ca 20 km norrut, på Ornö huvud. En skiss av Sundius (1939, fig. 12) visar där hur formationen i fråga tydligt överlagrar leptiterna i en kopplad syn- och antiform struktur. Mellannivån av fältspatrika metasediment saknas dock och har sannolikt kilat ut. En likartad stratigrafi antyds enligt Sundius (1939, fig. 2) också gälla ca 50 km längre norrut, på Runmarö.

Innan ett klarläggande kan ske av det komplicerade tektoniska händelseförlopp som orsakats av den orogena deformationen, måste tidigare erfarenheter av och villkor för den regionala tektoniken inom angränsande delar av Södermanland rekapituleras. Undersökningarna här (Stålhös 1976, 1978, s. 74–96 och 1981) tyder på att tektoniken i allt väsentligt kan föras tillbaka på ett antal nedan uppräknade grundförutsättningar, nämligen:

1, ett från öster mot väster horisontellt riktat, orogent tryck,

2, förekomsten av en blandad, av yt- och djupbergarter uppbyggd berggrund med starkt varierande tektoniska kompetensbetingelser, bero-

ende på den slumpvisa fördelningen mellan mer kompetenta, massiva djupbergarter och mindre kompetenta, skiktade ytbergarter. En tidig intrusion och stelning av de äldre djupbergarterna förutsätts härvid ha ägt rum före huvuddeformationen och de veckningar, som orsakats av denna (prekinematisk),

3, en i samband med veckningarna kulminerande regionalmetamorfos med därav följande maximal plasticitet inom berggrunden (höga temperatur- och tryckbetingelser).

En mot väster riktad isoklinalveckning inom berggrunden (se punkt 1) och en med denna förenad tvärveckning beroende på sekundärt alstrade sidotryck från ojämnt fördelade tektoniska kompetensområden (se punkt 2) har i huvudsak givit upphov till regionens strukturella mönster. Speciellt vissa större, av djupbergarter bestående kompetensområden eller "störkroppar" av skiftande form (se fig. 34, inringade siffror 1–5) har på ett iögonfallande sätt bromsat upp och/eller länkat av det orogena primärtrycket och på så sätt bestämt orienteringen av storstrukturerna. Inte bara de sistnämnda utan också de små, av sekundärtrycket genererade tvärveckens axlar och mineralstängligheterna visar statistiskt sett en mot öster riktad, medelbrant stupning. Detta för regionen typiska drag (Stålhös 1976, fig. 1) gäller också för kartbladsområdet väster om Mysingen och illustreras av stereogram 5. Den isoklinala karaktären med inbördes parallella skänklar i de mot väster kraftigt överstjälpta vecken framgår av stereogrammets enda och väl samlade maximum. Med nu nämnda förhållanden i minnet skall villkoren för det tektoniska kraftspelet längre ut i Skärgården behandlas.

Riktningen av gränsytan mellan de relativt mer kompetenta, äldsta granitoiderna i öster och de mindre kompetenta ytbergarterna i väster har spelat en avgörande roll vid uppdelningen av det österifrån kommande, orogena primärtrycket i olika delkomposanter (se fig. 35). Mest upplysande i detta sammanhang är den ONO-ligt strykande gränsytan på mellersta och södra Utö, vilken skapat speciella förhållanden där (fig. 35 t.h.). Dess styreffekt länkar av primärtrycket i två komposanter, av vilka den största är parallell med och den andra vinkelrät mot nämnda yta. En mot VSV riktad överstjälpning inom lagerserien har blivit följden härav. Huvudinversionens läge i trakten av Norra Huvudklinten på mellersta Utö (se karta och profil 6) bestäms sannolikt av det kompetenta och mäktiga kvartsporfyrlagret i området, vilket samtidigt bildar inversionens kärna. En synnerligen kraftig syntektonisk deformation har här skett i de leptiter, som omger kvartsporfyren, och förlänat dessa ett breccieliknande utseende. En

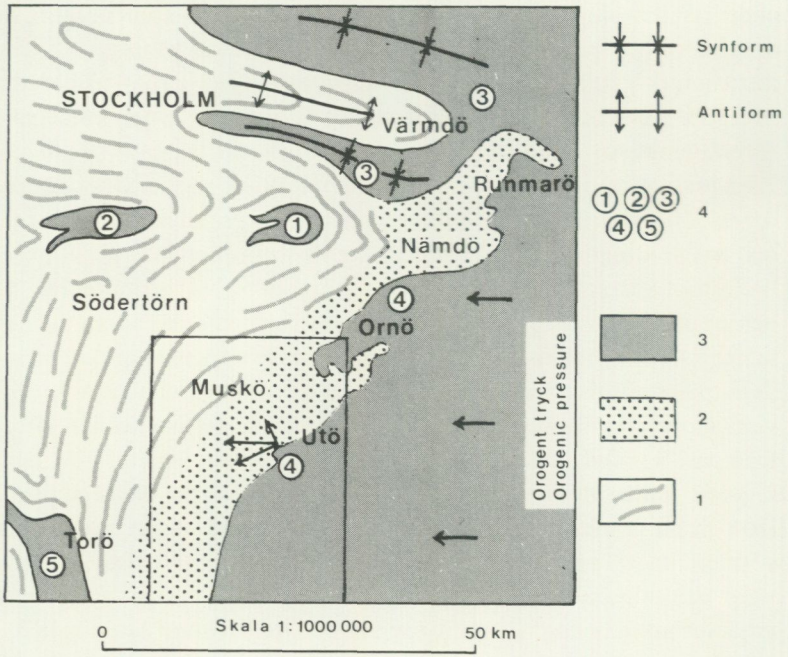


Fig. 34. Överblick av de tektoniska storstrukturerna i östra Södermanland (Södertörn). Inramat område motsvarar ungefär det aktuella kartbladsområdet.
1. Högmetamorfa ytbergarter, väsentligen sedimentådergnejser med oregelbundet uppträdande djupbergartslager.
2. Något lägre metamorfa leptiter, glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter i skärgårdszonen.
3. Djupbergarter.
4. Siffrorna anger läget av störkroppar eller störområden, bestående av kompetenta djupbergarter, vilka påverkat den regionala stortektoniken.

General view of the main tectonic structures of the eastern part of Södermanland County (Södertörn). Framed area corresponds to the present map-sheet.
1. Highmetamorphic supracrustal rocks (mainly veined garnet-cordierite gneisses of sedimentary origin) with irregularly intruded plutonic layers.
2. Somewhat lower metamorphic leptites (metavolcanics), mica schists and feldspar quartzites in the skerries.
3. Plutonic rocks.
4. Numbers indicate the positions of competent disturbing centers or disturbing areas of plutonic rocks affecting the main regional tectonics.

påtaglig förtunning av leptiterna i trakten av Slavaskogen (se profil 6) är också ett viktigt resultat av nämnda överskjutningsrörelser. Dessa utgör den viktigaste orsaken till leptiternas slutliga avslitning och försvinnande på mellersta Utö i samband med de fortsatta, kombinerade, tektoniska rörelserna parallellt respektive vinkelrätt mot den aktuella gränsytan. Den tämligen svaga tvärveckningen, här i riktning mot NNV (fig. 35 t.h., den lilla vektorpilen), förmådde inte invertera lagerserien (se profil 3 samt axialplanens stupning mot NV i fig. 35). Detta är ett för regionen tämligen unikt förhållande, som på så sätt får sin naturliga förklaring. De lineära strukturelementens fördelning på mellersta och södra Utö samt Ålö enligt stereogram 3 bekräftar i allt väsentligt den mot VSV riktade överskjutningsrörelsen med ansluten tvärveckning. De båda i samma riktning orienterade maxima med en skillnad av 20° i stupning representerar sannolikt vardera skänkeln i de mot VSV (V28°S) överstjälpta vecken. I motsats till det tidigare nämnda, av isoklinala överstjälpningar karakteriserade stereogrammet 5 (ett samlat maximum), har följaktligen de nu omtalade, mot VSV riktade överskjutningsrörelserna varit något svagare.

Förhållandena på de väster och söderut belägna Rånö, Nåttarö samt St. och L. Björn (stereogram 4) utgör i vissa avseenden en återgång till villkor, som är normala för regionen. Den styrande effekten av den nu tämligen avlägsna gränsytan mellan ytbergarter och granitoider har sålunda försvagats. En successivt tilltagande överstjälpning av axialplanen kan också noteras. Dessa på mellersta Utö till en början nordvästligt lutande plan blir västerut allt brantare och slutligen svagt inverterade, med brant östlig stupning på Rånö – Nåttarö (se fig. 35). Den tilltagande inversionstrenden fortsätter västerut till Muskö och fastlandet, ett förhållande som jag tidigare uppmärksammat (Stålhös 1976, s. 152–153). Lineärstrukturerna på Rånö – Nåttarö i stereogram 4 bildar ett par tämligen svaga maxima, I och II, av vilka II med 60° östlig stupning i princip motsvarar och knyter an till det tidigare anförda, för regionen typiska stereogrammet 5 från området väster om Mysingen. Lineärstrukturernas flackare stupning inom det senare (40° mot öster) stämmer helt överens med de tilltagande veckinversionerna i västlig riktning. Maximum I (stereogram 4), fortsättningsvis med stupningen 70° mot nordost, samt lineärstrukturernas tyngdpunkt, f.ö. belägen i stereogrammets nordöstra kvadrant, är sannolikt ett uttryck för den på avstånd från gränsytan alltjämt något styrda och mot SV–SSV sakta förklingande överskjutningsrörelsen. En synkron växelverkan mellan denna rörelse och den mot VNV verkande huvudkomposanten förklarar

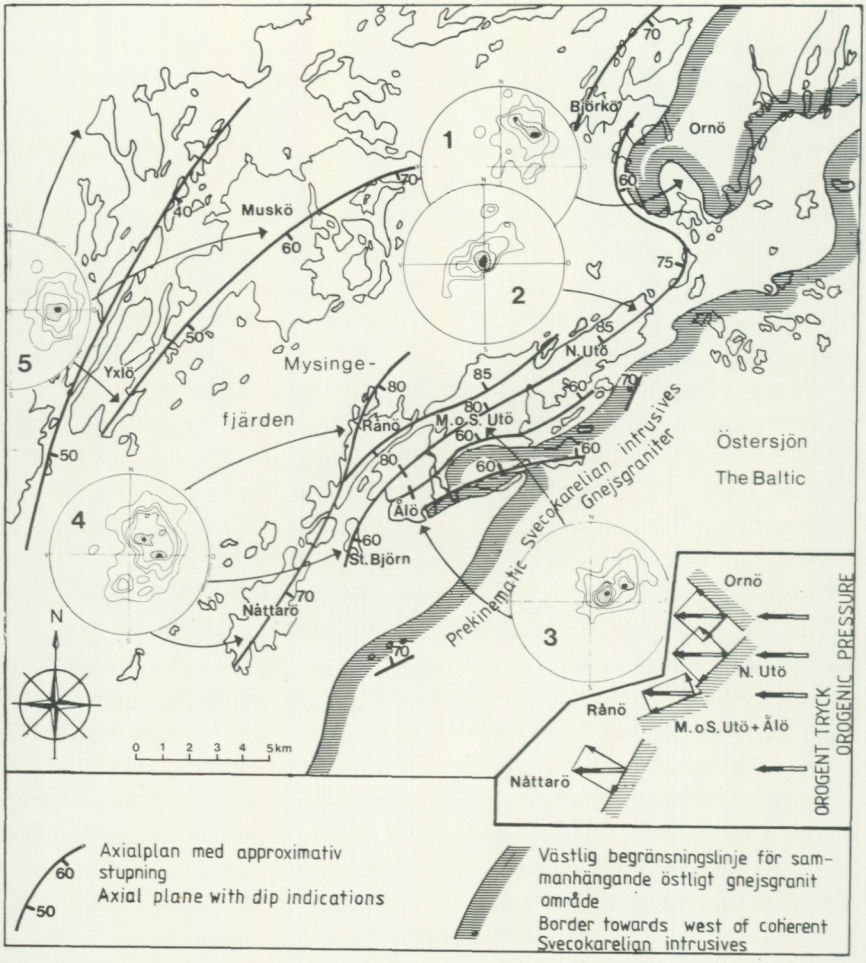


Fig. 35. Överblick av tektoniken inom undersökningsområdet. Statistisk sammanställning av lineära element (veckaxlar + stängligheter) i följande fem delområden. (Se även förstoringar av stereogrammen i tektoniska kartan.)

1. Ornö – Björkö, N = 47
2. Norra Utö, N = 51
3. Mellersta och södra Utö + Ålö, N = 134
4. Rånö – Nåttarö – St. Björn, N = 208.
5. Området väster om Mysingen, N = 142.

Till höger nederst ses en skiss som illustrerar primära och sekundära tryckriktningar i olika delområden. De sekundära tryckriktningarna alstras i gränsytan mellan de mera kompetenta granitoiderna (gnejsgraniterna) i öster och de skiktade inkompetenta ytbergarterna i väster. Gränsytans orientering spelar i detta sammanhang en avgörande roll.

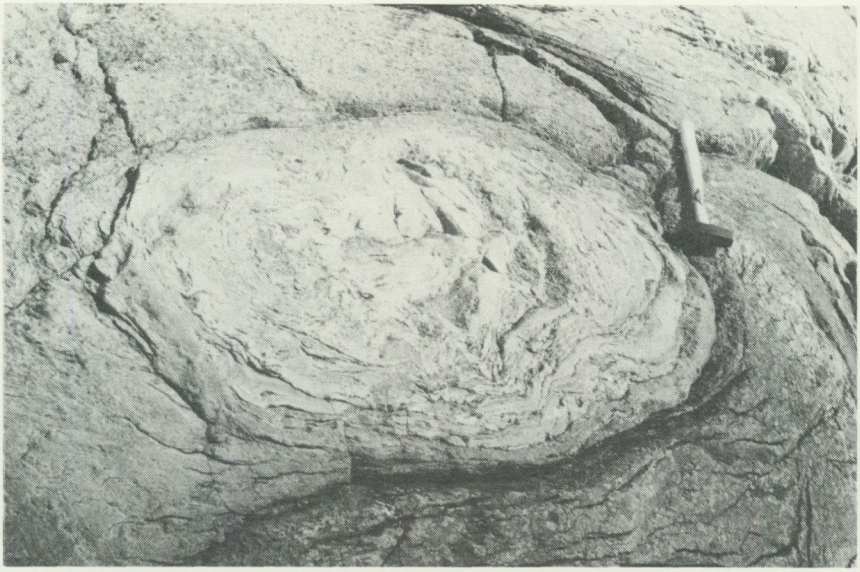


Fig. 36. Cirkelrund veckinterferensstruktur i metasediment, antydande förekomsten av tvenne korsande deformationstryck av ungefär likartad intensitet inom området. – Själskär, väster om Nåttarö (6g).

Circular fold-interference structure in metasediment (dome and/or basin structure) indicating deformational strains of equal magnitude in two directions crossing each other.

lineärstrukturernas orientering här. En del små, svagt överstjälpta veck utmed NNO-liga axlar (skala 1–5 m) på Nåttarö, i sin tur tydligt tvärveckade i öst–väst, exemplifierar ett vanligt deformationsmönster i området. En bekräftelse på den relativa balansen i övrigt mellan veckning och tvärveckning utgör en del cirkelrunda interferensfigurer inom metasediment, som anträffats på öarna väster om Nåttarö (fig. 36).

Tektoniken på norra Utö skiljer sig av olika skäl både från den i norr och den i söder (stereogram 2). Den i nordostlig riktning förlöpande, tektoniskt styrande gränsytan granitoid – ytbergart i området är av betydelse i sammanhanget. Alstrade sekundära tryckkrafter har nämligen här blivit

---

General view of the main tectonic features of the investigated area. Synoptic diagrams of lineations and axes of folding within different subareas: 1, 2, 3, 4 and 5 (cf. also the tectonic map). To the right below: Sketch illustrating primary and secondary directions of orogenic pressure in different parts of the area. Secondary pressures have grown along the border-plane separating the more competent intrusives in the east from the incompetent layered supracrustal rocks in the west. The orientation of this plane is thus decisive from a tectonical point of view.

jämnstora på grund av gränsytans orientering (se fig. 35 t.h.), med interfererande, mer eller mindre synkrona veckrörelser som följd. Allra först synes en sydvästligt riktad överskjutningsrörelse ha utlösts, främst märkbar inom kalksten – leptittråget genom tvenne mot sydväst framskjutna veckbågar av leptit, belägna sydväst och norr om gruvorna (se kartan och profil 6). En sammanveckning av lagerserien mot nordväst skedde därefter (se profil 2). Den tidigare så kontroversiella och svårförklarliga, z-formade storstrukturen av kvartsporfyr och leptit – kalksten på norra Utö, som troligen utgör en kopplad syn- och antiform (se tektoniska kartan) torde ha uppstått i samband härmed (jfr Holmquist 1910, s. 893–894 samt Gavelin m.fl. 1976, s. 32). Samtidigt bildades de brant mot nordväst stupande axialplanen i området (fig. 35). Att ingen överstjälpning av de senare ägt rum, skall sannolikt tillskrivas den återhållande effekten från de söderut anslutna, medelbrant nordvästligt stupande axialplanen på mellersta och södra Utö. En fullständig invertering av axialplanen har därför kunnat ske först på södra Ornö (se fig. 35). På grund av de brantstående axialplanen på norra Utö försvårades efterhand fortsatta överskjutningsrörelser i sydvästlig riktning. Istället kanaliserades trycket genom glidningar utmed de uppresta nordost–sydvästligt orienterade axialplanen, med utbildning av brantställda veck som följd. Associerade axlar och lineärstrukturer visar ett kraftigt maximum (85° mot NV) och därutöver en måttlig spridning inom ramen för nämnda plan (se stereogram 2). De dominerande och sent formade, lineära strukturelementen i stereogram 2 har sannolikt maskerat och/eller plånat ut äldre, medelbrant nordostligt stupande veckaxlar bildade genom de tidiga mot sydväst riktade överskjutningarna med ansluten tvärveckning (jfr principiellt motsvarande, bevarade maxima i stereogram 3, 4 och 1). Sådana äldre axlar, antagligen kraftigt underrepresenterade vid mätningarna, har iakttagits både sydväst och norr om gruvområdet.

Vackra exempel på den delvis kraftiga tektonisering, som ägt rum inom kalk – leptitskålen på norra Utö i samband med veckningen, utgör vissa breccielika bildningar vid stranden öster om Krokarna längst i norr. Dessa består av fragmenterade, tektoniskt kompetenta, tunna skikt av hälleflinta inbäddade i de mera plastiska och kvantitativt dominerande karbonatstenarna (Holmquist 1910, s. 883–886, samt fig. 44 och 45). Att de tektoniska rörelserna i detta fall ebbat ut ganska sent, antyds av en del svagt veckade och fragmenterade sena pegmatiter i området.

De något sämre kända tektoniska relationerna på södra Ornö och Björkö

skall slutligen beröras. Gnejsgraniterna här tycks bilda en framskjuten lob, skild från motsvarande bergarter längre österut genom en från sydväst inkilande och pålagrad tunga av ytbergarter (se fig. 35 och profil 7). Loben ifråga påminner om den på mellersta Utö men har mycket större dimensioner. Liksom i tidigare behandlade områden har genom upplösning av primärtrycket i delvektorer mer eller mindre synkrona rörelser utlösts i riktning både mot sydväst och nordväst (se fig. 35 t.h.). Att döma av stereogram 1, där lineärstrukturerna är anhopade i den nordöstra kvadranten, torde på södra Ornö en mot sydväst riktad överskjutningsrörelse ha föregått en nordvästligt riktad tvärveckning. En generell överstjälpning av axialplanen i västlig riktning har samtidigt ägt rum. De båda delmaxima I och II kan knappast tillmätas någon större betydelse med hänsyn till det aktuella delområdets komplexa byggnad och det ringa observationsmaterialet. Trots detta antyder den flacka nordostliga stupningen av de båda maxima att rörelserna mot sydväst varit ganska kraftiga och vecken möjligen isoklina till sin natur (ett samlat maximum vad gäller stupningen).

Tektoniken inom de långsträckta och delvis tunna gnejsgranitlagren i området väster om Mysingen belyses av profilerna 8–11. De mot väster utmed flacka NNO–ONO-liga storveckaxlar inverterade lagren är ur orienteringsmässig synpunkt anpassade till de på Södertörn härskande storstrukturerna (se fig. 34). De ständigt mot öster riktade tvärveckningsaxlarna i området framgår av det tidigare anförda stereogrammet 5. En betydande osäkerhet beträffande konnekteringen i detalj mellan olika lager råder utan tvekan inom vissa delar av ovannämnda profiler med sina tillhörande hypotetiska luftsadlar. Principerna i stort för den veckstil som råder torde dock framgå. Gnejsgranitlagret över mellersta Yxlö (7f–8f) antas bilda en flackt, mot sydväst stupande synform (S_1). Denna fortsätter norrut på Muskö (8f; söder om Runeborg), nu med svag nordostlig stupning via en mindre axialkulmination i Skramsösundet. Förloppet av den senare samt läget av vissa förmodade syn- och antiformer med tillhörande axialstupningar framgår av den tektoniska kartan. En betydande, i fält ej verifierad förkastning antas löpa i sundet mellan södra Yxlö och Slangholmen (se tektoniska kartan och profil 11). En sådan förkastning skulle möjliggöra en koppling av gnejsgranitveckbågen på sistnämnda ö till det utkilande gnejsgranitlagret på östra Yxlö.

Ett vackert exempel på en kraftigt utvecklad tvärveckning i riktning nord–syd finns inom det ögonförande gnejsgranitstråket norr om Kapellön på östra Muskö (8h). Här visar arenitiska metasediment utmed stränderna

en bevarad nordlig strykning jämsides med östligt orienterade veckaxlar. Den i höjderna anstående gnejsgraniten saknar däremot helt motsvarande nord–sydligt orienterad förskiffring. Denna har plånats ut av tvärveckningen genom en förstärkning av den ursprungligen östligt riktade lineärförskiffringen, som efterhand förts över i en nu förhärskande ost–västlig plansförskiffring. Denna omställning av planskiffrigheten från nord–sydlig till ost–västlig via en extremt utvecklad lineärskiffrighet är mycket vanlig inom hela Södermanland men särskilt lätt att påvisa inom de nord–sydligt orienterade veckbågarna på Södertörn (se fig. 34 och Stålhös 1979, s. 75).

Sprickzoner, förkastningar, myloniter och breccior

Utöver tidigare behandlade tektoniska drag inom kartbladsområdet (se föreg. kap.) redovisar den tektoniska kartan också sent uppkomna sprickor och förkastningar inom området liksom förekomster av krossbergarter, s.k. myloniter och breccior. Skiffrighet, lagring, stängligheter och veckaxlar är andra företeelser som sammanfattas i denna karta. Sprickmönstret i den senare har tagits fram med hjälp av flygbilder i skala 1:60 000. Fototolkningen har utförts av Sam Sukotjo vid SGU.

Ett för Mälarregionen typiskt system av samhöriga NV–NNV-liga och NO–NNO-liga sprickor dominerar kartområdet. Det nordvästliga sprickssystemet är liksom i andra delar av regionen något kraftigare utvecklat och har väglett nästan samtliga intrusioner av diabas. Öst–västliga och nord–sydliga sprickriktningar hör till undantagen.

Om man bortser från den tidigare nämnda förkastningen i sundet mellan Yxlö och Slangholmen (se s. 109) har inga vertikala eller horisontella rörelser av större omfattning kunnat påvisas utmed de angivna större sprickzonerna. Dock torde kraftiga rörelser ha skett parallellt med sprickzonen genom Kyrkviken med fortsättning mot sydväst och nordost. Rikligt med krossbergarter åtföljer denna. En hel del täta krossbergarter av mylonitisk karaktär uppträder på småöar väster om Mysingefjärden i kartans södra och mellersta delar. Myloniterna ifråga är mestadels från någon meter upp till några tiotal meter breda och antyder förekomsten av betydande dislokationer inom detta område. En ca 10 m bred kvartsläkt breccia utmed västra stranden av Gulbodasjön på södra Muskö ger också belägg för att kraftiga rörelser här ägt rum. En annan, till ursprunget något kontroversiell breccia finns vid stranden sydväst om Kroka Gråskär på norra Utö. Breccian, som beskrivits ingående av Holmquist (1910, s. 883) och Gavelin m.fl. (1976, s.



Fig. 37. Polymikt, förmodligen syntektonisk breccia inom den kalkbandade leptitformationen (se text s. 110). – SV om Kroka Gråskär, nordöstra Utö (8j).

Polymictic, presumably syntectonic breccia within the leptite-hälleflinta formation.

9–10), består av kantiga fragment och block av leptit – hälleflinta med växlande utseende, kalksten, skarn m.m. (se fig. 37). Breccians synbarligen polymikta natur föranleder Gavelin att med tvekan uppfatta den som en epiklastisk (sedimentär) bildning. Samtidigt avvisas Holmquists tanke på att det skulle röra sig om en tektonisk breccia. Den ca 10 m mäktiga breccian är belägen just i gränsytan mellan ett ca 100 m mäktigt tektoniskt kompetent kvartsporfyrlager i sydost och en mycket inkompetent, variationsrik kalk- och skarnbandad leptit i nordväst. Att breccian möjligen är av tektoniskt ursprung antyds kanske bäst i dess förlängning mot nordost på Kroka Gråskär. Här förefaller det som om de enskilda skikten i den kalkbandade formationen genom tektoniska glidningar och rörelser roterats och brutits sönder för att gradvis gå över i en polymikt breccia. Breccians, trots sitt lokala ursprung, polymikta natur (även kalkfragment ingår) kan troligen förklaras av leptit – kalkstensformationens starkt växlande utbildning på denna plats. Om en sådan tolkning av breccian är riktig, återstår frågan om



Fig. 38. Pseudokonglomerat bestående av runda cordieritporfyroblaster, uppkomna inom en ren natronleptit genom sekundärt tillskott av järn-magnesiumrika lösningar (se text nedan). – Östra stranden av Flatskär, Gunnarstenarna (3f).

Rounded cordierite porphyroblasts in sodic leptite, develloped by Mg-Fe-rich solutions injected along a narrow zone of dislocation.

rörelsernas syn- eller posttektoniska ålder i relation till den orogena veckningen (jfr tidigare nämnda syntektoniska breccior på s. 58 och 103) Det förra alternativet verkar mest sannolikt med hänsyn till de stora rörelser som torde ha skett inom zonen. En liknande, ca 10 m bred och ett par hundra meter lång breccia med kantiga kalkstens- och leptitblock, möjligen en fortsättning av brecciezonen ifråga, förekommer också på östra stranden av Långbäling (8j). Krossade diabaser i anslutning till den senare visar att även sena tektoniska rörelser har ägt rum här. Ingående undersökningar av mellanmassan inom brecciorna i den nu beskrivna zonen torde erfordras för att man slutgiltigt skall kunna avgöra deras ursprung.

En brecciezon av annorlunda slag, associerad med järnmagnesiumtillförsel, påträffas inom ett 30 m brett bälte utmed östra stranden av Flatskär, inom ögruppen Gunnarstenarna (3f). I en annars ren natronleptit uppträder här pseudokonglomeratiska horisonter med ansamlingar av stora



Fig. 39. Monomikt tektonisk breccia i natronleptit cementerad av cummingtonit och biotit (se text s. 112). – Östra stranden av Flatskär, Gunnarstenarna (3f).
Monomictic early postorogenic breccia in sodic leptite cemented mainly by cummingtonite and biotite.

bolliknande cordieritporfyroblaster (se fig. 38), samtidigt som cummingtonit börjar uppträda i leptiten (se diagram 3, prov G.S. 136 och G.S. 139). I anslutning härtill påträffas också en 5–10 m bred, strikt monomikt breccia med kantiga bitar av natronleptit cementerade av en mörkare matrix av cummingtonit jämte något biotit (fig. 39). Cordieriten i pseudokonglomeratet är tämligen frisk och massiv. Den innesluter poikilitiskt fördelade rester av leptiten samt åtskilliga prismatiskt utdragna cummingtonitkristaller. Den väl avgränsade järnmagnesiumtillförsel, som behövts för bildandet av nämnda Mg-Fe-rika mineral ur en eljest helt Mg-Fe-fri bergart, torde ha ägt rum via den av breccian representerade sprick- och rörelsezonen. En tidigt posttektonisk ålder kan förmodas för denna brecciebildning med åtföljande mineralisering. Den sistnämnda torde ha krävt en relativt hög temperatur. Härvid förutsätts att sprickbildning trots den höga temperaturen kunnat ske inom berggrunden.

Diabas

Något hundratal diabasgångar har anträffats under rekognoseringen. Flertalet är parallella med de i området förhärskande nordvästliga sprickriktningarna (s. 110). Gångarnas bredd varierar från 0.5 m till 3 m eller undantagsvis upp till 6 m, t.ex. på öarna Mällsten och Stora Rammklöv. Inbördes parallella, svärmvis uppträdande diabaser (sällan mer än fem till antalet) förekommer också allmänt (beteckning DbS). I likhet med flertalet äldre, till metabasiter omvandlade föregångare (se tabell 1 och s. 93) utgör diabaserna mörkgrå till svarta gångbergarter av basaltisk sammansättning och med varierande åldrar. Till skillnad från metabasiterna har diabaserna generellt trängt in anorogent, dvs. sedan den orogena deformationen upphört och inom en förhållandevis sval berggrund. En snabb avkylning av den stelnande basaltiska magman har därför ofta förlänat gångarna en marginellt finkornig till tät kontaktzon. Den för diabasen karakteristiska, primära, ofitiska strukturen med regellöst anordnade, listformade plagioklaser är normalt välbevarad, till skillnad från vad är fallet med flertalet metabasiter. Endast mycket sena blockrörelser har lokalt orsakat kataklastisk krossning inom diabaserna eller förkastat dessa en eller annan meter i sidled.

Följande mineral är typiska för diabaserna: basisk plagioklas (40–65 vol.-%) > pyroxen (klinopyroxen > ortopyroxen) > olivin > biotit > magnetit, ilmenit, kvarts och apatit. Där kraftig sekundär omvandling skett, har pyroxenerna ersatts av hornblände. En mera ingående redogörelse för olika diabasbergarter och med dessa förknippade företeelser kan erhållas i beskrivningarna till kartbladen Nyköping NO och Nynäshamn NV/SV (Stålhös 1975, s. 87–95 samt 1979, s. 98–102).

Järnmalmer och sulfidmineraliseringar på norra Utö

Den kortfattade redogörelse för malmfyndigheterna på Utö som här presenteras går i allt väsentligt tillbaka på äldre undersökningar (Erdmann 1854 och Holmquist 1910). Dessa har i sin tur sammanfattats och kompletteras av Geijer (1944, s. 587–590). En senare och mycket ingående studie av malmernas petrografi och genes av Pilava-Podgurski (1956) utgör också ett viktigt bidrag till kännedom om malmerna. Gruvornas historik belyses i den nyligen utkomna uppsatsen Utö gruvor av Carl-Henrik Anckarberg (1977, s. 40–45).

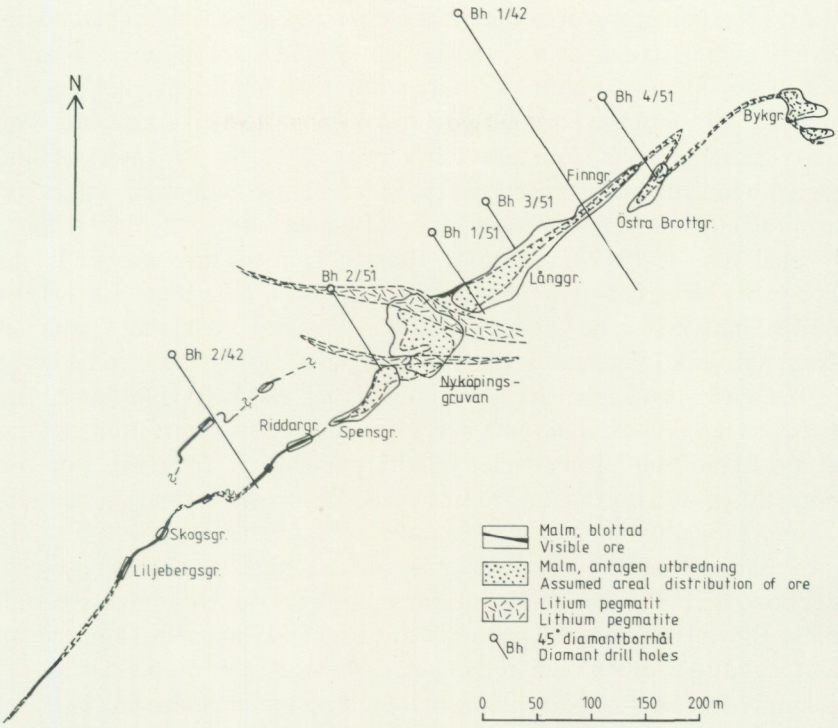


Fig. 40. Översikt av gruvområdet på norra Utö (fritt efter Geijer 1944, fig. 261).
General view of the iron mines of northern Utö.

En rad av nu vattenfyllda och namngivna gruvor markerar det nordost-sydvästligt strykande, över 800 m långa malmlagret på norra Utö (se fig. 40). Gruvorna har med mindre avbrott bearbetats från början av 1600-talet till slutet av 1870-talet, varvid inalles ett par miljoner ton malm producerats. Den brutna malmens järnhalt har enligt uppgift legat mellan 38–43%, med fosforhalten 0.08–0.17% P. Den största s.k. Nyköpingsgruvan har brutits till 214 m djup, medan Finngruvan når ca 150 m ned. Malmen uppträder helt inom ramen för den av kalkbandade leptiter och hälleflintor synformt uppbyggda delen av norra Utö. Det branstående malmlagret har i samband med den tidigare beskrivna, komplicerade tektoniken bl.a. skrynklats utmed brant nordvästligt stupande axlar (se s. 108 och stereogram 2). Om man bortser från dubbleringar av malmlagret till följd av denna veckning

(t.ex. i Nyköpingsgruvorna) är enligt Geijer den största mäktigheten kring 25 m. Lagret tunnar ut åt nordost och sydväst. Det mäter ca 6 m vid Riddargruvan men är blott ett par meter brett ett femtiotal meter längre åt sydväst. Ett mindre parallellager tycks enligt Geijer finnas norr om Skogsgruvan, medan Holmquist i sin version (1910, fig. 34) knyter an detta lager till huvudmalmen via ett par spetsiga, brantstående veck. Vilket som är mest sannolikt har inte med säkerhet kunnat utrönas, trots ett flertal borrhål (två år 1942 och fyra år 1951) genom malmzonen (se Pilava-Podgurski 1956, s. 5–8 och 45–54 samt fig. 40 i föreliggande arbete). Ett tredje alternativ, nämligen att de båda malmlagren utgör skänklarna i ett synklinalt veck utmed nordostliga axlar är också möjligt (se även Geijer, s. 590). Den västra skänkeln i detta tilltänkta veck kan följas i blottningar från sydväst men tycks sedan dyka ned under markytan i fortsättningen mot nordost och visar sig mer eller mindre påtagligt åt detta håll i de från nordväst ansatta borrhålen. De båda veckskänklarna närmar sig samtidigt varandra för att till sist nästan sammanfalla (ca 10 m inbördes avstånd) i höjd med Finngruvan, på ett par hundra meters nivå. På detta tyder den uppborrade, ca 70 m mäktiga malmzonen (räknat vinkelrätt mot lagerställningen), vilken är flera gånger bredare än sitt kända utgående i Finngruvan. Det verkar därför som om malmen här vidgar sig mot djupet och att den genomborrade malmzonen möjligen representerar en dubblering av lagret, dvs. att borrkärnan går igenom veckets båda skänklar. Senare av Ställbergsbolaget utförd ortdrivning i norra delarna av malmfältet samt geofysiska undersökningar tyder f.ö. på att malmens djupgående är högst betydande, i storleksordningen 500–1 000 m (muntligt meddelande av Peter Harström).

Malmen utgörs primärt av kvartsbandad, rödaktig blodstensmalm men övergår genom omvandling i gråare bandade led, där magnetit övertagit hematitens roll. De rena malmlagren inom malmzonen är sällan mäktigare än några få meter, vilket tydligt framgår av borrkärnorna. Istället dominerar en intim växellagring i centimeter-, decimeter- och meterskala med grönskarn (aktinolit – hornblände, biotit, granat, magnetit och turmalin), kalksten, dolomit samt mörk biotit- och grafitrik hälleflinta. Skarnmineral sådana som epidot, skapolit, tremolit och diopsid förekommer dessutom allmänt. Också hypersten har rapporterats, vilket är anmärkningsvärt med hänsyn till att fyndigheten är relativt väl bibehållen (Pilava-Podgurski 1956, s. 47). Även de utbrutna delarna av malmen tycks ha varit starkt skarnbandade, vilket mängden av ofyndigt skarn i varphögarna antyder. De i fig. 40 redovisade, litiumhaltiga pegmatiter, som genomsätter Nyköpings-

gruvan och med dem förknippade mineraliseringar, har tidigare behandlats (se s. 97).

I malmstråkets förlängning från Bykgruvan i en ca 300 m lång zon mot nordost uppträder åtskilliga sulfidmineral: kopparkis, svavelkis, blyglans, zinkblände och magnetkis, jämte mindre mängder av kopparglans, arsenikkis och bornit. Viktigast är magnetkis, zinkblände och blyglans. Halterna av dessa mineral har dock av allt att döma varit otillräckliga för att hitintills motivera en brytning i denna ur naturvårdssynpunkt mycket känsliga miljö. En del små gruvhål, av vilka det största längst i nordost är vattenfyllt (den s.k. Silvergruvan), lär redan under 1600-talet ha bearbetats på blyglans med mindre inslag av silver. Kismalmerna åtföljs av kvarts och kalcit och bildar i den nordöstra regionen ofta cement inom järnmalmerna och omgivande hälleflintor. Sulfidmalm uppträder sålunda som små ådror, vilka korsar lagerstrukturerna eller fyller ut håligheterna i de ofta tektoniskt krossade järnmalmspartierna och hälleflintorna. Ibland uppträder enligt Christer Löfgren (muntligt meddelande) sulfiderna skiktvis, vilket han anser bero på att de bildats syngenetiskt. I likhet med de i oxiderande miljö hydrotermalt sedimentära, kvartsbandade hematitmalmerna torde kisinslaget i de tuffitiska hälleflintorna ha uppstått på likartat sätt, ehuru under reducerande betingelser. Att döma av sin position representerar kiszonen en något högre stratigrafisk nivå än järnmalmerna. En kraftig omflyttning av kismalmerna har sedermera ägt rum inom den av regionalmetamorfosen med avtagande styrka från väster mot öster drabbade regionen, vilket klart framgår av de mobiliserade kismineralens penetrerande karaktär. Tidigare geologer, inräknat Pilava-Podgurski (1956, t.ex. s. 41), har mestadels tagit fasta på sistnämnda förhållanden och uppfattat malmerna som epigenetiska, dvs. bildade ur sulfidbärande lösningar från den i väster tillstötande migmatitfronten och hejdade mot den vertikalt uppresta järnmalmszonen. Enda skillnaden mellan detta synsätt och det ovan framförda är att möjligheten för ett lokalt syngenetiskt ursprung av sulfiderna bör beaktas.

Nyttosten

Karbonatstenarna i kartområdet beledsagas även där de är som mäktigast vanligen av rikliga tunna leptit – hälleflinthorisonter. Av denna anledning torde de knappast kunna utnyttjas ekonomiskt. Naturvårdsintressen skulle säkert också lägga hinder i vägen för en brytning.

Mindre uttag av kvarts och/eller fältspat har tidigare ägt rum i några nu

övergivna pegmatitbrott, varav ett mäter ca 30×20×10 m och är beläget på Ängsholmarna. Ett annat finns på södra Rånö, ett tredje vid Vintingen, södra Ornö. De rika förekomsterna av grov pegmatit på öarna i Mysingefjärden torde på grund av sitt ur naturvårdssynpunkt känsliga läge knappast bli aktuella för kommersiellt utnyttjande.

SUMMARY

The centre of the present map area is situated about 40 km to the SSE of Stockholm, the capital of Sweden. The bedrock here forms part of the old Svecokarelian orogenic belt with its principal extension in central and northern Sweden as well as in southern and central Finland (cf. Fig. 5). The age of the Svecokarelian orogenic activity seems to be between 2 000 (±100) and 1 800 (±50) Ma. The Svecokarelian evolution of the area is summarized in Table 7. The dominating supracrustal rocks are metasediments built up of interbedded layers of meta-argillite and meta-arenite (blue in the map). To the west of the Mysingen bay meta-argillites now transformed into high-metamorphic (black lines on blue) veined garnet-cordierite gneisses are much more common than meta-arenites of plagioclase-quartzitic composition. To the east of Mysingen, on the contrary, medium-metamorphic, well-preserved mica schists and feldspatic quartzites occur in about equal amounts (blue lines on blue).

Volcanic rocks of metatuffitic origin interlayered with the sediments are also met with east of Mysingen bay (yellow). These are alkalic metatuffites (viz. leptites) associated with marble (limestone and dolomites), skarn and iron ores as well as a banded metatuffitic formation of rhyodacitic – quartz-andesitic composition (cf. Table 7). Furthermore, subvolcanic, layered intrusions on different levels consisting of quartz porphyry and plagioclase porphyrites ought to be mentioned.

Next in order of importance are primorogenic differentiated plutonic rocks (gabbro – granite) appearing as layered intrusions in the west, and more continuous massifs of unknown thickness in the east. These rocks intruded before the main deformation (pretectonic, cf. Table 7). As well as surrounding supracrustal rocks, they are now more or less schistose (planar and/or linear), owing to isoclinal overfolding from east to west combined with cross-folding north–south.

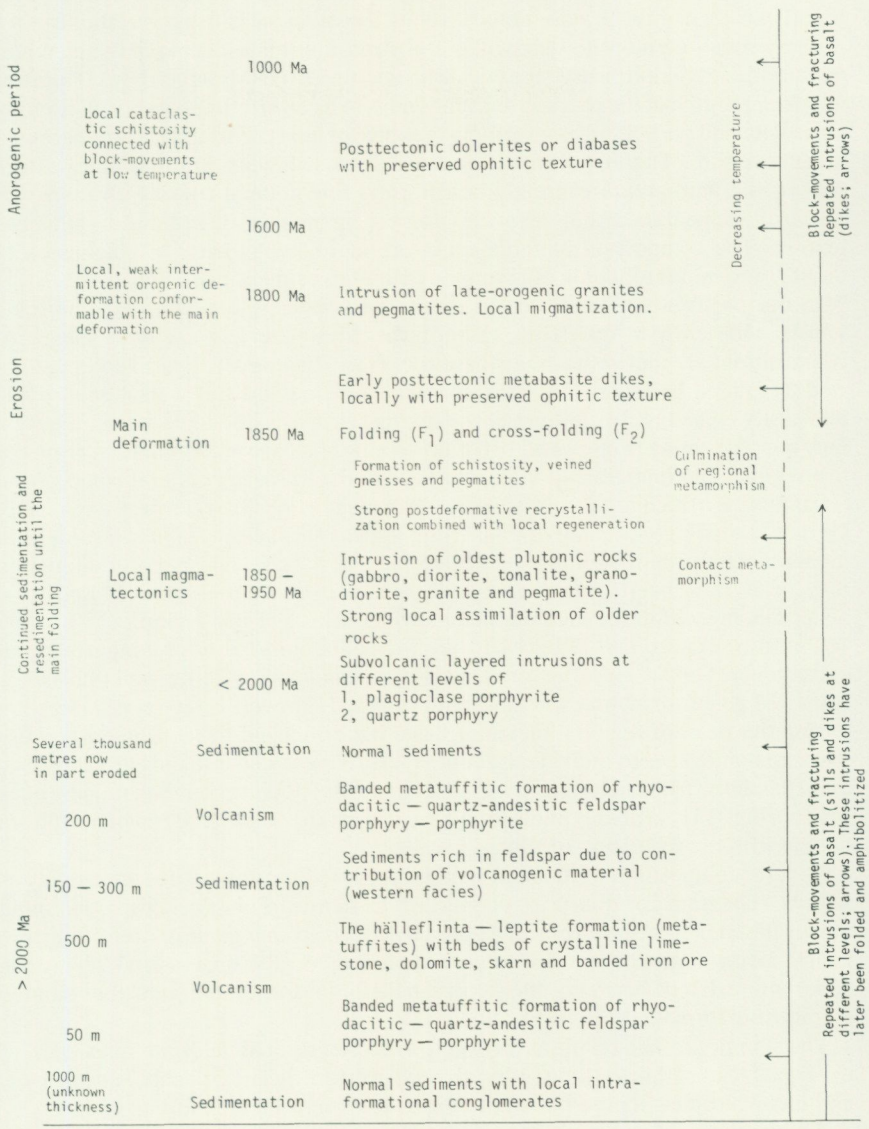
Younger than the main deformation are late-orogenic cross-cutting granites and pegmatites.

In connection with block movements and fracturing repeated intrusions of basaltic magmas took place in the form of layers and dikes during the long evolution of the area. Dikes and layers older than the main deformation are now folded and amphibolitized (Figs. 31 and 32), whereas later diabase dikes have escaped folding and have retained their primary ophitic texture (cf. Table 7).

A short description of the different rocks and their properties will now be given. A number of planimetric analyses are summarized in Diagrams 1–6. Furthermore chemical analyses of the rocks will be found in Tables 2, 3, 5a–b and 6.

The high-metamorphic coarse-grained veined garnet-cordierite gneisses to the west of the Mysingen bay, thoroughly investigated in earlier papers (Stålhös 1975 and 1979), are composed of quartz, plagioclase, biotite, cordierite-garnet and

TABLE 7. Svecokarelian evolution in and around the present map area



sillimanite-andalusite (Fig. 6). Considerable quantities of potassic feldspar are also found, mostly within the veins of these rocks. The potassic feldspar is certainly not a primary constituent of the sediment (for the most part it is lacking in the medium-metamorphic counterparts of the mica schists to the east of Mysingen bay). The most important source of the potassic feldspar seems to be an internal decay of all primary muscovite and part of the biotite in the presence of quartz during the culmination of metamorphism. The meta-arenitic portion of the sediments in the actual western part of the map-area are usually bluish grey, fine-grained rocks with a smooth quartzitic appearance and an even-grained, granoblastic, somewhat schistose texture. The compostion of these rocks are as follows: quartz > plagioclase > biotite, and minor amounts of aluminous minerals as mentioned above.

In this paper stress has been put on the well-preserved medium-metamorphic schists and feldspar quartzites east of the Mysingen bay. A wide range of compositions are met with among these rocks (cf. Diagrams 1, 2 and Tables 2, 3) as well as graded bedding (Fig. 7), discordant bedding and transversal axial plane schistosity (Fig. 11). In contrast to the quartz-feldspar veined gneisses in the west only quartz-veining (Figs. 9 and 10) or no veining at all are predominant features of this region. The fine-grained mica schists have the following mineral composition (Diagram 1): Muscovite $\gtreqless$ biotite $\gtreqless$ quartz > plagioclase > cordierite + andalusite. Garnet, cummingtonite and anthophyllite appear sporadically. Due to somewhat higher metamorphic conditions, small amounts of potassic feldspar and sillimanite may locally have been formed secondarily in muscovite and/or biotite. Muscovite is never missing within the medium-metamorphic schists of this region.

On north-eastern and central Utö, in the neighbourhood of plutonic rocks, an early generation of sieve-textured andalusite- and/or cordierite poikiloblasts is supposed to be of contactmetamorphic origin. However, later recrystallization during the peak of regional metamorphism have changed these primary poikiloblasts to homogeneous individuals more or less reorientated into the late schistosity planes and free from inclusions (cf. Figs. 11 and 12). Spots are common in some mica schists (Fig. 13), probably indicating an early phase of prograde metamorphism ending with the formation of veined gneisses.

Mineral composition of medium-metamorphic feldspar quartzites are usually as follows (Diagram 2): quartz > plagioclase $\gg$ biotite. Potassic feldspar is found mostly in sediments of western facies mixed up with volcanogenic matter. "Western facies" is confined to a zone of sediments stretching NE–SW on western Utö – Ålö, a zone intercalated between the leptite-hälleflinta formation and the banded metatuffitic formation (cf. Table 7).

The compositional relations between mica schists and feldspar quartzites of different facies within the area (normal *contra* western facies; cf. Table 7 and below), and metavolcanics (leptite-hälleflinta formation), may be seen in Fig. 15.

Another way of comparison between different supracrustal rocks within the region and its immediate surroundings is based on chemical analyses recalculated to Niggli-values (cf. plotting of $t + fm$ contra si in Fig. 16).

Some mean compositions of different metasediments from eastern and central Sweden in terms of significant Niggli-values are given in Table 4 (within an area

about 100 km radius). Except for the content of H_2O, medium- and high-metamorphic argillites (mica schists *contra* veined gneisses) show very small differences in compostion. Medium-metamorphic feldspar quartzites deposited at great distance from each other are also quite similar.

The mineralogical and chemical compositions of the alkalic metatuffites from the leptite-hälleflinta formation are summarized in Diagram 3 and Table 5a. The rocks are usually light-coloured but mixed up with skarny minerals they may become darkish grey. Sodic (Na_2O-rich) leptites with albite $\gg$ quartz $>$ biotite + skarn are quite dominating. The classification of the usually thin-bedded, fine-grained metatuffites (cf. Figs. 19, 20) is seen in Figs. 21a and b. Alkalirhyolites are most frequent but alkalitrachytic compositions are also fairly common.

Potassic (K_2O-rich)leptites of just the same appearance are mainly found on the northern part of Utö not least in combination with skarny minerals. The leptites are associated with marble (limestones, dolomites) and skarn (Fig. 18) as well as quartz-banded iron ores with hematite and magnetite. The iron ores are concentrated to the northern part of Utö and have been mined there for several hundreds of years (cf. a very strong anomaly in the magnetic map). Small occurrences of sulphidic ore (Zn, Pb, Ag) in the northern part of the mining field have also to be mentioned. The skarny association includes the following minerals: tremolite, actinolite, hornblende, diopside, epidote-klinozoisite, scapolite, garnet and phlogopite.

A distinctly banded metatuffitic formation of rhyodacitic-quartz-andesitic composition has been met with in two stratigraphic levels, the upper one being most important (cf. Figs. 21a, b and Table 7). The usually feldspar-porphyric to porphyritic rocks of this formation (Figs. 22, 23, 24 and 30) show mineralogical and chemical compositions according to Diagram 4 and Table 5b respectively. Among the porphyritic rocks (Diagram 4 to the right) even subvolcanic layered (hypabyssic) intrusions may be represented (Figs. 25, 26 and Table 7). It is problematic, however, to make a proper distinction on chemical and textural basis between layered porphyritic intrusions and certain porphyritic tuffites.

Another more important and distinctly intruded quartz-porphyric layer of supposed subvolcanic origin appears on Utö (cf. Table 7). The layer has been split in several horizons (cf. the map profiles 2 and 6), and surrounding rocks have been brecciated in a proper way (Fig. 29). The rock exhibits phenocrysts of quartz and plagioclase in a fine-grained matrix with the size of 0.05–0.1 mm. Chemical and qualitative mineralogical compositions of the quartz porphyries is summarized in Table 6. The magmatic differentiation trends of these rocks (Niggli-values) are rather similar to that of primorogenic plutonics from neighbouring areas (cf. Figs. 28a–f). From this it cannot be excluded that the quartz porphyries may represent some sort of early marginal facies to adjacent primorogenic plutonics.

Primorogenic medium-grained plutonic rocks of ordinary composition (tonalites, granodiorites, and granites) have occupied great part of the map area (cf. Diagram 5). The granitoids mentioned have intruded before the main deformation and are now schistose (gneiss-granites according to Swedish nomenclature). Basic members of the suite (not represented in the Diagram), such as hornblendite, gabbro and diorite, are very scarce, appearing only as thin layers or bodies.

The young undifferentiated serorogenic granites and pegmatites of the area (cf. Diagram 6) have intruded postdeformatively. The granites are medium- to fine-grained, with the following composition: quartz $\geqslant$ microcline $\geqslant$ plagioclase $\gg$ biotite. Red coarse-grained pegmatites with potassic feldspar, quartz and albite are very frequent in the Mysingen bay. Other minerals in the pegmatites are biotite, muscovite, tourmaline, and garnet. Lithium-bearing pegmatites cutting the iron ores on northern Utö (cf. Fig. 40) have been known since long.

Contact metamorphism in the neighbourhood of plutonic rocks, as well as later regional metamorphism, have been suggested for the supracrustal rocks of the region. The PT-conditions existing during the contact metamorphism have been estimated at about 500–550°C and 1.5–2.5 kb P H_2O. Somewhat higher PT is thought to have existed during the regional metamorphism on the mainland to the west, characterized by the total decay of muscovite in the presence of quartz originating potassic feldspar and sillimanite. Temperatures about 650–725°C at 3–4 kb P H_2O have been proposed for this area (cf. "high stage" metamorphism according to Winkler 1970, p. 239, and Stålhös 1975, Fig. 10). Somewhat lower temperature may have prevailed to the east of Mysingen bay (625–650°C), with muscovite still being preserved and sillimanite, potassic feldspar, and garnet occurring only sporadically ("medium stage" metamorphism according to Winkler 1970, p. 239).

The main features and principles for the tectonic evolution in eastern central Sweden has been thoroughly dealt with by the author 1976a, 1979 and 1981. Especially in the last-named paper it could be stated that the main deformation directed from east to west resulted in two sets of folds (F_1 and F_2), probably closely connected in time (folding and cross-folding). This folding seems to have taken place under high-metamorphic conditions and low viscosity during a late stage of the orogenic evolution (cf. Table 7). The primarily formed, north–south oriented F_1-folds have become isoclinal and have been more or less overturned in a westerly direction. The cross-folding F_2 seems to have been caused by secondary lateral stresses exerted by unevenly distributed, early-formed plutonic massifs of different sizes (pretectonically intruded; cf. p. 118), which have been relatively more competent than the surrounding supracrustal rocks. The former acted as obstacles and retarded the F_1-folds which now adapted themselves to the shape of the mentioned massifs (cf. Fig. 34). F_2-fold axes and lineations thus formed on large and small scales within the region now with few exceptions dip to the east (cf. synoptic Diagram 5 in Fig. 35 and Stålhös 1976, Fig. 1).

Concerning the tectonic evolution on the islands to the east of the Mysingen bay, the competent NE–SW to ENE–WSW-oriented border-surface between coherent prekinematic intrusives in the east and mainly incompetent supracrustal rocks to the west has played a decisive role (cf. Figs. 34 and 35). The primary orogenic pressure from the east was probably divided into two composants along this border-surface, the one parallel with the surface being most prominent (cf. Fig. 35 to the right below; central and southern Utö + Ålö). Consequently, folds grew and became overturned towards WSW implying in the first hand the leptites at Slavaskogen to become thinner (cf. the map, profile 6). This folding was not completely isoclinal (cf. Fig. 35, Diagram 3, with two maxima probably representing each fold limb). More or less

synchronously, movements towards NNW started (cf. Fig. 35, small composant). The resulting cross-folding was here not strong enough to invert the axial planes in a westerly direction (cf. the map, profile 3, and the position of the axial planes in Fig. 35). The leptitic cover earlier thinned out however, was now folded down to its present position (cf. block diagram 3 in the map).

The axial planes on northern Utö are somewhat steeper (increasing pressure towards NW) but still not overturned (cf. the map profile 2). The cross-folding anyhow gave rise to the large spectacular Z-fold here.

High-dipping axial planes formed by the cross-folding on northern Utö hindered further overfolding to the SW (cf. earlier SW-folding here indicated by several foldfronts to the right in profile 6). Instead these movements were canalized through translations or sliding parallel to the mentioned axial planes, thus forming another set of folds with very steep plunges (cf. Diagram 2 in Fig. 35).

A rather strong overfolding to the SW is noticed on southern Ornö (cf. Diagram 1, Fig. 35). All axial planes are here overturned to the W and SW. At some distance from the competent plutonic border-surface and its influence, on Nåttarö and Rånö, movements directed towards SSW as well as WNW probably occurred more or less synchronously (cf. Fig. 35, Diagram 4). Circular interference structures in this area indicate a fairly good balance between the two directions of folding (Fig. 36). The axial planes have here been somewhat overturned to the west, just in accordance with the prevailing mainland conditions (cf. Diagram 4 resembling Diagram 5 to a certain extent).

With all above facts in mind I believe that the reader will be able to understand the tectonic evolution of the region with the aid of the attached tectonic map and the eleven schematic profiles given with the geological map. As regards the plutonic layers (profiles 8–11) some reservations must be made about the correctness of details. The most important aim of these profiles is to give some idea of the main style of folding in the map area.

Syntectonic breccias (Figs. 17 and 37) as well as posttectonic breccias (Fig. 39; B in the map) and mylonites (M) are rather common. The mylonites were formed along zones of fracture and thrusting due to repeated postorogenic movements. Lineations, fold-axes, bedding planes, foliations, antiforms and synforms are also put together in the structural map.

A map of the magnetic total intensity indicates the distribution of magnetic minerals in the region. Several magnetic anomalies seem to be connected with leptitic metavolcanics associated with iron ores.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholms Förhandlingar
SGU = Sveriges geologiska undersökning

ANKARBERG, CARL-HENRIK, 1977: Utö grufvor. – Stiftelsen Stockholms skärgård. Årsskrift 1977.

BURRI, C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. – Birkhäuser Verlag, Basel.

ERDMANN, A., 1854: Utö Jernmalmsfält i Stockholms län. – Kungl. Vetenskapsakad. Handl.

GAVELIN, S., LUNDSTRÖM, I., NORSTRÖM, S., 1976: Svecofennian stratigraphy on Utö, Stockholm archipelago. Correlations with Finland and Sweden. – SGU C 719.

GEIJER, P., och MAGNUSSON, N.H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. – SGU Ca 35.

HOLMQUIST, P.J., 1910: The Archean geology of the coast-regions of Stockholm. – GFF 32.

– 1928: En suprakrustal porfyritformation inom urberget i Stockholms kustområde. – GFF 50.

HOLST, N.O., 1882: Kartbladen Dalarö och Utö. – SGU Aa 80, 81.

LUNDSTRÖM, I., 1976: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping SO. – SGU Af 114.

NATHORST, A.G., 1878: Beskrifning till kartbladen Landsort och Källskären. – SGU Aa 65, 66.

PATCHETT, P.J., 1978: Rb/Sr ages of precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. – SGU C 747.

PALMGREN, L., 1874: Beskrifning till kartbladet Årsta. – SGU Aa 50.

– 1874: Beskrifning till kartbladet Nynäs. – SGU Aa 51.

PILAVA-PODGURSKI, N., 1956: Nya geologiska undersökningar vid Utö Järnmalmsfält. – SGU C 541.

SIMONEN, A., 1980: The Precambrian in Finland. – Geol. Survey of Finland. Bull. 304.

STRECKEISEN, A.L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. – N. Jb. Miner. Abh. 107.

STÅLHÖS, G., 1969: Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund. – SGU Ba 24.

– 1972: Beskrivning till berggrundskartbladen Uppsala SV och SO. – SGU Af 105–106.

– 1974: Beskrivning till berggrundskartan Enköping SO. – SGU Af 110.

– 1975: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping NO. – SGU Af 115.

– 1976a: Aspects of the regional tectonics of eastern central Sweden. – GFF 98, s. 146–154.

– 1976b: Beskrivning till berggrundskartan Enköping SV. – SGU Af 118.

– 1979: Beskrivning till berggrundskartan Nynäshamn NV/SV. – SGU Af 125.

– 1981: A tectonic model for the Svecokarelian folding in east central Sweden. – GFF 103.

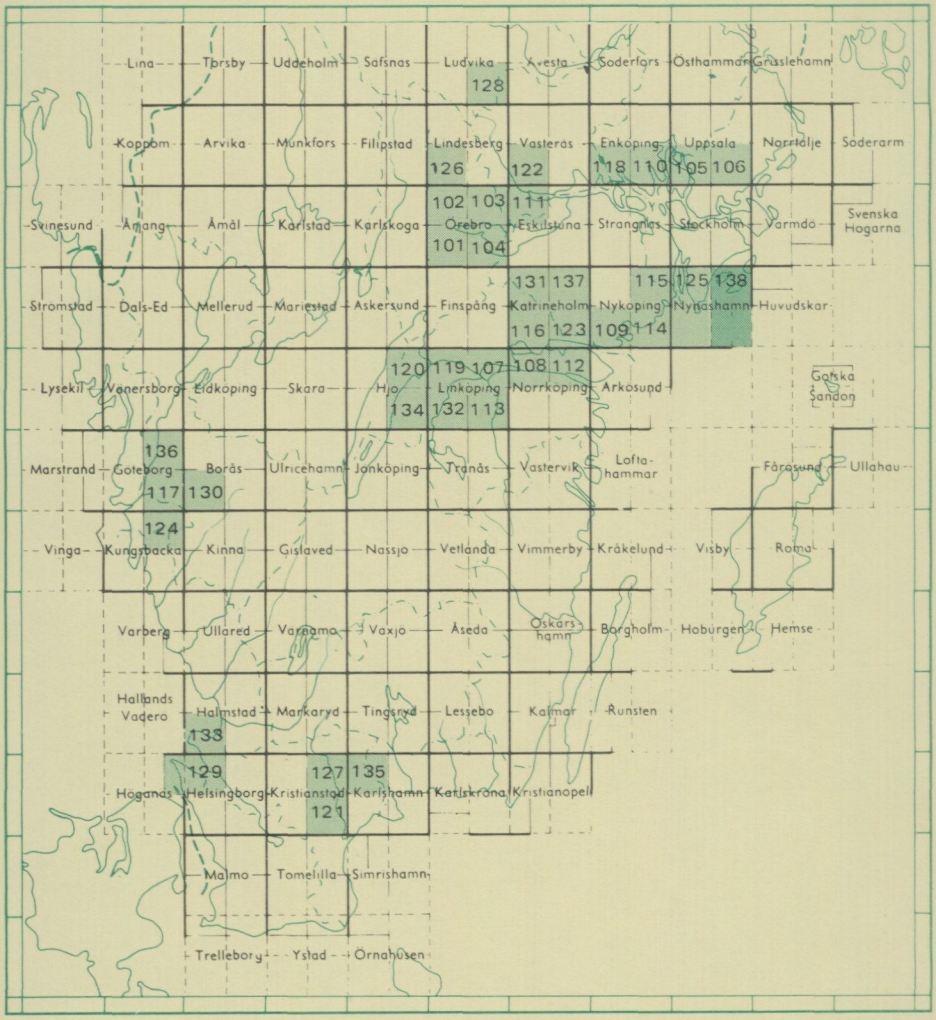
SUNDIUS, N., 1939: Berggrunden inom sydöstra delen av Stockholms skärgård. – SGU C 419.

– 1956: Om de geologiska förhållandena inom Utö-området. – GFF 78.

TÖRNEBOHM, A.E., 1882: Beskrifning till blad 9 af geol. öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag. – Jernkontoret, Stockholm.

WINKLER, G.F., 1970: Abolition of metamorphic facies, Introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. – N. Jb. Miner. Abh. 5, s. 189–248.

Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



PRISKLASS B

Distribution
LiberKartor
162 89 STOCKHOLM

ISBN 91-7158-265-7
ISSN 0586-1543