

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

SER. C

AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER

N:o 585

---

ÅRSBOK 56 (1962) N:o 1

DET SVEKOFENNISKA  
SUPRAKRUSTALSTRÅKET MELLAN  
LJUSTERÖ OCH RÖDLÖGA  
I STOCKHOLMS NORRA SKÄRGÅRD

AV

THOMAS LUNDQVIST

SUMMARY: THE SVECOFENNIAN SUPRACRUSTAL ROCKS IN THE  
REGION BETWEEN LJUSTERÖ AND  
RÖDLÖGA IN THE NORTHERN ARCHIPELAGO OF STOCKHOLM

STOCKHOLM 1962

# Sveriges Geologiska Undersöknings senast utkomna publikationer

Geological Survey of Sweden. Recent publications.

## Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1:50 000 med beskrivningar

Geological maps, scale 1 : 50 000, with explanations

Priset för karta i Ser. Aa med beskrivning är 10: — kr, för karta enbart 8: — kr.  
(Price: map sheet + descriptive text Sw. cr. 10: —, map sheet Sw. cr. 8: —)

- |         |  |   |                          |
|---------|--|---|--------------------------|
| N:o 197 | Laholm av W. LARSSON och C. CALDENIUS                                      | } | Beskr. under utarbetande |
| » 198   | Halmstad av W. LARSSON och C. CALDENIUS                                    | } | Expl. in preparation.    |
| » 199   | Uppsala av P. H. LUNDEGÅRDH och G. LUNDQVIST. With English summaries. 1956 |   |                          |
| » 200   | Eskilstuna av P. H. LUNDEGÅRDH och G. LUNDQVIST. English summaries. 1959   |   |                          |

## Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1:20 000 med beskrivningar

Agrogeological maps, scale 1 : 20 000, with explanations

Priset för karta i Ser. Ad med beskrivning är 8: — kr, för karta enbart 6: — kr.  
(Price: map sheet + descriptive text Sw. cr. 8: —, map sheet Sw. cr. 6: —)

- |       |   |               |                  |
|-------|---|---------------|------------------|
| N:o 2 | Lund av G. EKSTRÖM. Karta 1948 med beskrivning 1953 |               |                  |
| » 3   | Revinge   | » 1951        | » 1961           |
| » 4   | Löberöd   | » 1951        | » 1960           |
| » 5   | Örtofta   | » 1952        | » 1961           |
| » 6   | Käulinge  | » 1955, t. v. | utan beskrivning |
| » 7   | Teckomatorp   | » 1955, t. v. | »                |
| » 8   | Trollenäs   | » 1955, t. v. | »                |
| » 9   | Bosjökloster  | » 1956, t. v. | »                |
- |   |                                   |
|---|-----------------------------------|
| } | Explanations<br>in<br>preparation |
|---|-----------------------------------|

## Ser. C.

### Årsbok 54 (1960)

- |         |   |      |
|---------|---|------|
| N:o 570 | LUNDEGÅRDH, P. H., The miogeosynclinal rocks of Eastern Central Sweden. With one plate. 1960 . . . . .  | 6,00 |
| » 571   | BROTZEN, F., On Tylocidaris species (Echinoidea) and the stratigraphy of the Danian of Sweden. — With a bibliography of the Danian and the Paleocene. With three plates. 1959 . . . . .   | 7,00 |
| » 572   | FRIETSCH, R., En zon av kaolinlera och vittrad blodsten vid Svappavaara, Norrbotten. Summary: A zone of kaolin clay and weathered hematite ore at Svappavaara, Norrbotten. 1960 . . . . . | 6,00 |
| » 573   | LUNDQVIST, J., Issjöar och isavsmältning i östra Jämtland. Summary: Ice-lakes and ice recession in Eastern Jämtland, Central Sweden. 1959 . . . . .                                       | 2,00 |
| » 574   | FROMM, E., An interglacial peat at Ale near Luleå, Northern Sweden. — With contributions by R. W. Kolbe and Herman Persson. 1960 . . . . .  | 2,00 |
| » 575   | LUNDQVIST, G., The interglacial ooze at Porsj in Lapland. 1960 . . . . .  | 3,00 |
| » 576   | QUENSEL, P., Vaggerydssyeniten. Summary: The Vaggeryd syenite in Southern Sweden. Med en plansch. 1960 . . . . .  | 4,00 |

### Årsbok 55 (1961)

- |       |  |      |
|-------|--|------|
| » 577 | GRIP, E., Geology of the nickel deposit at Lainijaur in Northern Sweden. With four plates. 1961 . . . . .  | 8,00 |
| » 578 | ASSARSSON, G., Södra Sveriges torvtillgångar, II. Kemiska analyser [The supply of peat in Southern Sweden, II. Chemical analyses.] 1961 . . . . .                                  | 2,00 |
| » 579 | OERTLI, H.-J., BROTZEN, F. und BARTENSTEIN, H., Mikropaleontologisch-feinstratigraphische Untersuchung der Jura-Kreide-Grenzsichten in Südschweden. Mit zwei Tafeln. 1961. . . . . | 3,50 |

Forts. å omslagets 3:e sida

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

SER. C

AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER

N:o 585

---

ÅRSBOK 56 (1962) N:o 1

DET SVEKOFENNISKA  
SUPRAKRUSTALSTRÅKET MELLAN  
LJUSTERÖ OCH RÖDLÖGA  
I STOCKHOLMS NORRA SKÄRGÅRD

AV

THOMAS LUNDQVIST

MED TRE PLANSCHER

STOCKHOLM 1962



## INNEHÅLL

Summary: The Svecofennian supracrustal rocks in the region between Ljusterö and Röd- löga in the northern archipelago of Stockholm .....	4
Inledning .....	8
Metodik .....	11
Allmän översikt över berggrunden .....	16
Petrografisk beskrivning av de olika bergartstyperna .....	19
Suprakrustalbergarter .....	19
Äldsta leptitavdelningen .....	19
Metadacit och dacitisk metatuff(it) med inlagringar .....	22
Konglomerat-metaarenitavdelningen med inlagringar .....	37
Yngsta leptitavdelningen .....	54
Infrakrustalbergarter .....	76
Urgraniter .....	67
Gångbergarter .....	74
Amfiboliter och blandade gångar .....	74
Granitporfyr .....	78
Pegmatit och aplit .....	80
Tektonik .....	83
Sammanfattning .....	89
Litteratur .....	95

### Summary: The Svecofennian Supracrustal Rocks in the Region between Ljusterö and Rödlöga in the Northern Archipelago of Stockholm

The author has studied the Svecofennian supracrustal rocks in the region between Ljusterö and Rödlöga in the northern archipelago of Stockholm (Fig. 1), and hereby established the following age sequence for all the rocks of this area:

(youngest)	Dikes	{	Pegmatite (and aplite), red to greyish white, sometimes forming veined gneisses or massive intrusions.
			Amphibolite dikes, composite dikes and granite porphyry.
	Intracrustal rocks	{	Oldest, synkinematic granites, red to grey, sometimes with microcline augen.
			Youngest leptites, grey to red, with intercalations of mica schists, dacitic rocks and crystalline limestone.
	Supracrustal rocks	{	The conglomerate — meta-arenite formation (with andesitic breccia and amphibolite).
			Metadacite and dacitic metatuff(ite).
(oldest)		{	Oldest, grey leptites, with mica schists and dacitic and amphibolitic intercalations.

The author has used the term leptite as a purely descriptive one, meaning "a metamorphic (recrystallized) supracrustal rock, with an approximately granitic composition, and having a secondary grain size between 0.03—0.05 mm as a lower limit and 0.5(—1) mm, excluding relict phenocrysts which may be present" (Geijer—Magnusson, 1944, p. 20).

The oldest, grey leptites are banded with mica schists and contain numerous basic and intermediate intercalations of volcanic origin. These leptites and mica schists may represent greywacke sediments, although it is possible that they are acid tuffites. Indications of a volcanic origin are, however, completely lacking in the leptites.

After the formation of the oldest leptites followed a period of dacitic volcanism, represented by the metadacite on Svartlöga and dacitic metatuffs and metatuffites in the Ljusterö—Lagnö area. The Svartlöga metadacite is a homogeneous, greyish black, porphyritic rock with phenocrysts of quartz and andesine in a groundmass of quartz, plagioclase (basic oligoclase to acid andesine), biotite, common hornblende, sphene and epidote.

The dacitic volcanics were followed by the conglomerates and meta-arenites which are found in the Svartlöga region and consist of rapidly transported and deposited volcanic material of dacitic to andesitic composition. The abundance of dacitic material in the sediments is the main reason for the stratigraphy given above, in which the latter are shown to be younger than the dacitic rocks. The sediments are possibly similar in origin to the lahar deposits nowadays especially found in Indonesia and New Zealand.

A basic volcanism was active during the deposition of the sediments, as shown by an andesitic breccia on Pellesören and an amphibolitic laccolith (?) on Stor-Trösslan and Pellesören.

The youngest leptites are mainly rhyolitic to dacitic volcanics with relict phenocrysts or phenoclasts of quartz and plagioclase. When the leptites form regularly banded rocks with mica schists they are probably mainly reworked pyroclastic deposits. When the

mica content of the leptites exceeds 20 % they are called mica-rich leptites, and when it exceeds 30 % the rock is named mica schist. All transitions between leptite and mica schist exist. Sometimes the latter has been formed by tectonic movements which have produced strongly cataclastic textures.

The youngest leptites vary from quartz-plagioclase-mica rocks to quartz-plagioclase-microcline-mica rocks with a maximum ratio microcline: plagioclase of 1.5. The microcline-bearing leptites are red to grey, the leptites lacking potash feldspar are grey.

In the lower parts of the youngest leptites are found dacitic (and andesitic) intercalations, in the upper part there is a bed of crystalline limestone with a maximum thickness of five metres.

The synkinematic, or primorogenic granites ("urgraniter") vary from mainly red, acid, quartz-microcline-rich rocks to intermediate (granodioritic) granites which generally contain microcline porphyroblasts (augen). They have been shown to brecciate and intrude the supracrustal rocks, and send apophyses into them. In the Svartlöga region they show well developed porphyritic marginal zones. The contact metamorphism of the supracrustal rocks is generally very weak.

Both supracrustal rocks and granites have been cut by dikes, the oldest of which are amphibolites, composite dikes and granite porphyry.

The amphibolites are found mainly in the Svartlöga region, where they are as a rule discordant to the schistosity. A few, generally concordant dikes are found in the Ljusterö—Lagnö area and on the small islands south of Rödlöga.

A special type of amphibolite is the composite dike found on north-western Svartlöga and Stenhuggargrunden. It has an amphibolitic marginal zone and a granite-porphyrific central zone, brecciating the amphibolite. The contact between these two is sometimes sharp, sometimes transitional over a few centimetres. The dike passes towards the south into an ordinary amphibolite dike.

Dikes of granite porphyry resembling the central zone of the composite dike are found e. g. on Pellesören and on Mälörsgunden south of Rödlöga.

The youngest dikes are pegmatites with very subordinate aplites. They form distinct dikes cutting all other rocks, but they also occur as veins and schlieren in the veined gneisses. The pegmatitic material sometimes forms large intrusions in the leptites (e. g. on Sundaskären). The formation of veined gneisses has occurred in the youngest leptites and mica schists, and is especially strong in the mica-rich rocks. The explanation of this is either that the pegmatites have been mobilized from the supracrustal rocks leaving a residue enriched in biotite, or that pegmatitic solutions have risen from below, preferentially along mica-rich, often tectonized zones.

The supracrustal rocks form a large sheet, striking E.N.E.—W.S.W. and surrounded by gneiss-granites. The above direction coincides also in general with the strike of the primary bedding and the schistosity. An exception is formed by the sediments on north-western Svartlöga, the bedding of which strikes N.—S. with a relatively flat dip to the west, and a steep schistosity trending about E.—W.

Two types of lineation occur: one dipping moderately to the west and another steeply to the north or north-west. Probably, the former lineation is the older one. The latter should then represent a younger phase of folding, connected with the formation of veined gneisses, as it is mainly found in areas where these rocks are abundant. Pegmatite dikes show deformations with b-axes of the second type, but never with axes of the first. However, the tectonic events may have been more complicated so that the traces of many movements have been wiped out by recrystallization and later movements.

Especially interesting are the areas where the metamorphism has caused the formation of the minerals cordierite, anthophyllite, cummingtonite, almandite and andalusite. The

Rock	Cordierite	Anthophyllite	Cummingtonite	Almandite	Andalusite
Leptite and mica schist .....	—	—	—	×	—
Dacitic rocks .....	×××	×	×	××	× <sup>1</sup>
Conglomerate and meta-arenite ..	×××	×	×	×××	×
Gneiss-granite .....	×	(×) <sup>2</sup>	—	—	×
Amphibolite .....	××	××	××	××	(×) <sup>3</sup>
Pegmatite, aplite .....	× <sup>4</sup>	—	—	××	× <sup>4</sup>

<sup>1</sup> In the small occurrence of metadacite on Skutudden, Svartlöga.

<sup>2</sup> Replaced by biotite and andalusite, see Fig. 48.

<sup>3</sup> In a strongly schistose, biotitized amphibolite.

<sup>4</sup> Only found in rocks lacking microcline.

crystallization of these is post-deformational, as the anthophyllite and cummingtonite crystals lack preferred orientations related to existing planes of schistosity and lineations. Thus, the metamorphic processes which have given rise to the above minerals (the so-called magnesia-metasomatism) is later than the main (primorogenic) metamorphism in the area, which has given rise to rocks where amphiboles and micas generally show well-developed preferred orientations. This main metamorphism has produced mineral parageneses belonging to the lower amphibolite facies or epidote-amphibolite facies. Further, the formation of cordierite etc. is later than the amphibolite dikes of the region, as some of these dikes contain cordierite, almandite, anthophyllite and cummingtonite.

The distribution of cordierite etc. in the different rocks of the region is given in the following table. The number of crosses (1—3) indicates the approximate frequency of the different minerals in the rocks.

The optical properties of the anthophyllites, cummingtonites and almandites show constant values over the whole region and in all rock types. The anthophyllite is a ferroaluminian anthophyllite ( $m_g = 0.363$ ) with high indices of refraction (see Table 8). The cummingtonite shows  $n_\alpha = 1.651$ ,  $n_\gamma = 1.671$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0.020$ ,  $2V_\gamma \approx 80^\circ$ ,  $c \wedge \gamma \approx 20^\circ$ . It is thus a rather iron-rich type with about 50 mol. % of the iron component (Tröger, 1956, p. 71). The almandite has  $a_0 = 11.53$ — $11.57 \text{ \AA}$  and  $n \approx 1.80$ — $1.82$ .

It should also be noted that the biotite which is associated with cordierite is richer in Mg than the biotite in the corresponding rocks without cordierite.

The formation of cordierite and anthophyllite has in many cases followed tectonic zones in the rocks.

As mentioned before, the metadacite on Svartlöga is a very homogeneous rock. However, there occur local zones containing cordierite, where the rock has evidently been affected by metasomatic processes. Analyses carried out on the metadacite and the cordierite-bearing, altered rock show that the metasomatism for a standard cell of 160 (O, OH) involves

addition of	subtraction of
1.3 Na	1.6 K
4.6 Mg	1.8 Ca
0.1 Al	0.2 Fe <sup>2+</sup>
0.1 Ti	0.2 Fe <sup>3+</sup>
6.4 H	2.9 Si.

However, it has to be observed that the inhomogeneous distribution of the cordierite does not allow an exact calculation of the metasomatic exchanges. Further, the rock

analysed has been somewhat altered by partial replacement of the cordierite by chlorite (cf. Fig. 16).

From the mineralogical and chemical analyses carried out, it is evident that the formation of cordierite (and andalusite) in almost all cases involves a subtraction of calcium. Thus, the anorthite content of the plagioclase individuals is much lower in cordierite-bearing rocks than in the corresponding rocks without cordierite. The formation of the latter mineral has also caused a lowering of the content of, or the total disappearance of common hornblende, sphene and epidote. Sometimes the cordierite is associated with relatively high percentages of rutile, ilmenite, apatite and tourmaline.

In this connexion it may be mentioned that the metadacite of Svartlöga has sometimes been affected by metasomatic processes involving an enrichment in calcium. It then contains hornblende-rich schlieren and lenses (Figs 17 and 18), where the biotite has been substituted by common hornblende and microcline associated with some sphene and epidote. The blastoporphyratic texture of the metadacite is fairly well preserved (Fig. 19). There is no geographical connexion between the mineral parageneses formed by this process and those produced by the "magnesia-metasomatism".

The anthophyllite generally forms radiating aggregates (crystal size  $\leq 10$  cm), often surrounded by light spots, where the biotite content is much lower than in the surrounding rocks (Figs 32 and 35). This indicates that, during the formation of anthophyllite, elements have been taken from the biotite, which has thus been broken down. A similar lowering of the biotite content has generally occurred on the formation of cummingtonite. The latter has in many cases also grown as an alteration product of common hornblende, the two amphiboles forming intergrowths in crystallographic continuity. The anthophyllite has never been found directly associated with common hornblende. Eskola (1950) has observed this and proposed an explanation that monoclinic common hornblende is only able to produce a monoclinic amphibole (cummingtonite) as an alteration product.

The almandite occurs both associated with the above-mentioned minerals and independent of them. It is also found in the pegmatites in the whole area.

Finally, some words should be said about the microcline of the area. In many cases it has evidently crystallized later than the other minerals of the rocks. It often forms porphyroblasts in strongly schistose zones, where the circulation of metasomatizing solutions has taken place easily. The microcline augen in some granites have probably also crystallized secondarily, although this does not necessarily imply that the whole granite is formed by metasomatic processes. On the contrary, the granites are clearly intrusive in the supra-crustal formation. It should also be noted here that in the well-developed porphyritic marginal zone of the Svartlöga granite the microcline occurs both as more or less idiomorphic phenocrysts and as poikilitic porphyroblasts. However, the formation of the granites is beyond the scope of this work and the description of them has been given only to complete the account of the area.

## Inledning

I sin utomordentliga »Beskrifning till blad n:o 6 af geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag» har A. E. Törnebohm (1882) omnämnt en förekomst av »granulitiska gnejser» (= leptiter) i norra delen av Stockholms skärgård. Dessa bergarter bildar en i huvudsak i ONO—VSV orienterad, brant stående skiva, vilken omges av olika typer av gnejsgranit (= urgranit). Denna skiva sträcker sig enligt Törnebohms karta från norra Ljusterö över V. och Ö. Lagnö till Svartlöga med angränsande öar. (Jfr översigtskartan, fig. 1.) Den kan även spåras på några skär söder om Rödlöga. Törnebohm har vidare noterat den från övriga delar av området avvikande utbildningen av ytbergarterna på Svartlöga. Här uppträder en »likformig, blott föga skiffrig, stundom hornbländeförande grå granulitisk gnejs» (= metadacit), samt vackra konglomeratbildningar.

På de något senare än Törnebohms arbete utgivna geologiska kartbladen Vaxholm (E. Svedmark, 1883), Furusund (E. Svedmark, 1885) och Penningby (A. Blomberg, 1889) har såväl ytbergarter som gnejsgraniter sammanförts under beteckningen »gnejs». Denna har på kartorna endast uppdelats med avseende på färgen (grå eller röd). Genom en sådan indelning framträder ej det nyssnämnda suprakrustalstråket i kartbilden. Trots att Törnebohms karta är av äldre datum, ger den sålunda en betydligt mer korrekt bild av berggrunden än ovannämnda kartblad. Av beskrivningarna till de senare kan man dock erhålla en uppfattning om ytbergarternas utbredning.

Med utgångspunkt från ovannämnda arbete av Törnebohm har förf. tagit som sin uppgift att upprätta en berggrundskarta med beskrivning över bergarterna i Ljusterö—Svartlöga—Rödlögaområdet, samt att utreda de stratigrafiska förhållandena mellan ytbergarterna.

Genom urbergsforskning fram till mitten av 1900-talet har småningom framvuxit den uppfattning av berggrunden i den aktuella delen av Sverige, som kommer till uttryck i Magnusson—Lundqvist—Granlund (1957) och i Geijer—Magnusson (1944). Nedan följer en kort översikt härav.

De av Törnebohm som granulit eller granulitisk gnejs betecknade bergarterna benämnas i modern litteratur leptiter. Som svagare metamorfoserade motsvarigheter till dessa uppträder i en del områden för blotta ögat täta s. k. hälleflintor med en kornighet  $< 0.03$  mm. Dessa har de ursprungliga textur- och strukturdragen bättre bevarade än leptiterna. Vid ett flertal undersökningar har det varit möjligt att tolka hälleflintor och leptiter som vulkaniska bildningar — lavar och tuffer — av i stort sett ryolitisk sammansättning.

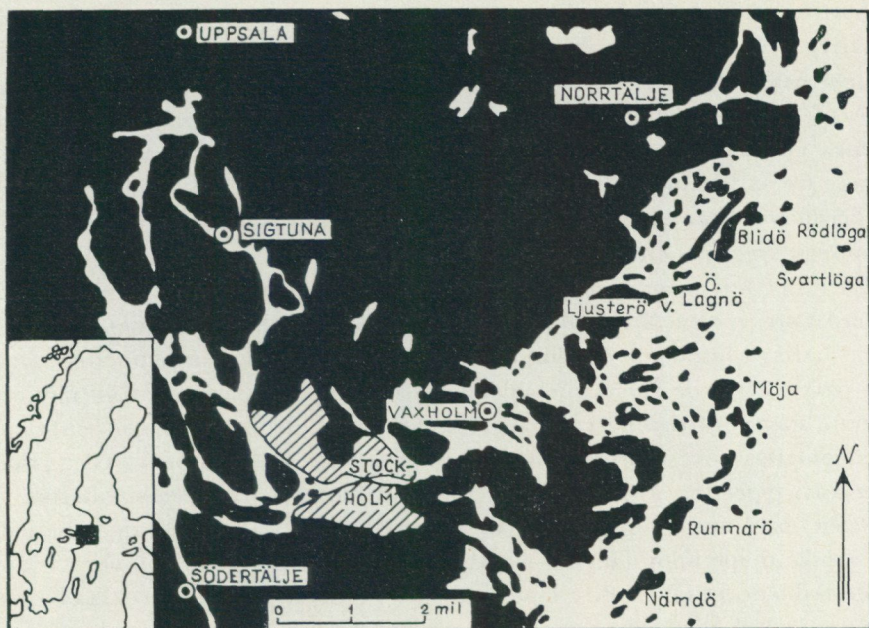


Fig. 1. Orienteringskarta över Stockholmstrakten.

*Map of the Stockholm region.*

Inom leptiterna har man kunnat urskilja en undre, natrondominant avdelning, och en övre, alkaliintermediär till kalidominant. (Se ex. Sundius, 1923). I båda dessa avdelningar uppträder inlagringar av kristallin kalksten (urkalksten) och av järnmalmer. Dessa anses allmänt vara bildade i samband med den vulkaniska aktivitet, som givit upphov till hälleflintorna och leptiterna. Ett område med inlagringar av ovannämnda slag är Utö i Stockholms södra skärgård (Holmquist, 1910). Tillsammans med leptiter, kalkstenar och järnmalmer uppträder på SÖ stranden av öns norra spets även sediment, vilka av S. Gavelin tolkats som gråvackor. (Se Gavelin—Lundegårdh, 1960.) Sediment av olika slag (gråvackor, svarta och grå skiffrar, glimmerskiffrar och kvartsiter) uppträder även på flera andra ställen inom leptitformationen. De har sålunda t. ex. beskrivits från Grythyttfältet av Sundius (1923), och från kartbladet Smedjebacken av Hjelmqvist (1937). I dessa områden överlagrar sedimenten leptiterna. De innehåller vidare skikt av basiska vulkaniter (spiliter m. m.). Dacitiska till andesitiska vulkaniter, vilka i stort sett är yngre än de egentliga, ryolitiska leptiterna, har beskrivits av Lundegårdh (1956 b) från kartbladet Uppsala och av Beyer (1954) från norra Uppland. I det förstnämnda området har Lundegårdh påvisat en sedimentgnejs, vilken överlagrar de sura och intermediära vulkaniterna (jfr ovan), men även en kvartsit, som uppträder associerad med traktens äldsta leptiter.

I sydvästra Finland påträffas ytbergarter, som visar stora likheter med de ovan beskrivna. Sålunda finner man här både leptiter, gråvackor, skiffrar, basiska vulkaniter och kalkstenar. En viktig olikhet består däri, att i Finland de egentliga, kvarts-fältspatrika leptiterna träder tillbaka och delvis ersätts av sediment och basiska vulkaniter. De svekofenniska ytbergarterna kan enl. Simonen (1960) indelas i tre avdelningar: Undre svekofennium med gråvackeskiffrar och leptiter, mellersta svekofennium med basiska vulkaniter innehållande sedimentinlagringar, samt övre svekofennium med argillitiska sediment.

Efter det att ovannämnda ytbergarter bildats, drabbades de av den svekofenniska orogenesisen. Ytbergarterna rekristalliserades och förskiffrades, och i samband härmed inträngde de äldsta, primorogena graniterna (urgraniterna). Dessa har påverkats av de bergskedjebildande processerna och härvid antagit mer eller mindre starkt skiffriga eller stängliga strukturer. Under beteckningen »urgranit» sammanfattas olika differentiationsled från basiska, kvartsdioritiska eller granodioritiska typer (ex. Uppsalagranit) till sura, rent granitiska, mikroklinrika varieteter (ex. Vängegranit). Äldre än urgraniterna är i allmänhet de intrusioner av basiska djuperuptiv (gabbro och diorit), som uppträder här och var i relativt underordnade massiv. I östra Uppland, norr om det av förf. undersökta området, uppträder dock en ultrabasisk eruptivsvit (olivingabbro, anortosit, peridotit m.m.), vilken visats vara yngre än traktens urgranit (Lundegårdh, 1943).

I samband med urgranitseriens intrusion står enl. Magnusson (1953) de processer, som brukar sammanfattas under beteckningen »magnesiametasomatos». Dessa omvandlingar uppträder i anslutning till de stora sulfidmalmer i Bergslagen<sup>1</sup>, vilka av Magnusson benämnes »sulfidmalmer av Falutyp». De omvandlingar av den äldre berggrunden, som magnesiametasomatosen fört med sig, är beskrivna i ett flertal specialarbeten, varav särskilt bör nämnas »Falutraktens berggrund och malmfyndigheter» av Geijer (1917). För leptiternas del innebär omvandlingarna i huvudsak att fältspaten bryts ned, varigenom bergarterna överförs till (malm)kvartsit och glimmerskiffer, innehållande ett eller flera av mineralen cordierit, andalusit, antofyllit (gedrit), cummingtonit, almandin, staurolit och spinell.

Efter urgraniternas framträngande följde ett i tektoniskt hänseende lugnare skede, karakteriserat av sprickbildning och intrusioner av basisk magma, vilken givit upphov till de ibland i riklig mängd uppträdande grönstengångarna. Dessa benämnes även amfibolit- eller metabasitgångar. De har beskrivits bl. a. av Magnusson (1940) från Herrängsfältet.

Nyssnämnda gångar, liksom suprakrustalbergarter och urgraniter, undergick mot slutet av den svekofenniska cykeln en genomgripande metamorfos. Denna gav upphov till pegmatit- eller aplitsliriga, ofta grova, inhomogena ådergnejser eller migmatiter, varvid man får räkna både med en partiell mobilisering av ti-

<sup>1</sup> den malmförande regionen i södra Sverige.

digare förefintliga bergarter och ett nytillskott av granitiskt material. Även självständiga, överskärande pegmatiter, samt massformiga, ofta småkorniga eller porfyrstruerade graniter bildades i samband med de ådergnejsbildande processerna. Nyssnämnda graniter benämnes ofta graniter av Stockholms- eller Fellingsbrotyp, och dessa, jämte samhörande pegmatiter, avslutar med sin intrusion den svekofenniska urbergscykeln.

## Metodik

Som underlag vid upprättandet av berggrundskartan över Ljusterö—Svartlöga—Rödlögaområdet har begagnats erforderliga blad av »Ekonomisk karta över Sverige» i skalan 1:10 000, utgiven av Rikets allmänna kartverk. Karteringen har utförts under somrarna 1958, 1959 och 1960.

Berggrundskartor redovisas i plansch 1 (översikt) och i planscher 2, 3 A och 3 B (detaljkartor över viktigare områden). Strukturkartor återfinnas i fig. 3—10. De olika delkartornas lägen framgår av översiktskartan, fig. 2.

På grund av att de bästa blottningarna anträffas längs stränderna, kan de mest detaljerade och fullständiga studierna av berggrunden göras här. Vissa bergarter, som amfibolitgångar, konglomerat och i viss mån även pegmatitgångar, tenderar därför att bli underrepresenterade på de inre delarna av öarna jämfört med stränderna, till vilket hänsyn måste tagas vid läsning av kartan. Liknande gäller för de på Lagnöarna ofta uppträdande bandstrukturerna.

Med undantag för några områden på det inre av Svartlöga samt några mindre ytor på Ö. Lagnö finnes riklig tillgång på blottningar över hela det undersökta området. På kartorna har därför ej någon särskild hällmarkering använts.

En skärgårdskartering av detta slag erbjuder vissa speciella problem. Trots att goda blottningar existerar, är det ibland i det närmaste omöjligt att förutsäga, hur de gjorda iakttagelserna skall sammanbindas. Stora områden är ju vattentäckta och undandrar sig undersökning.

Alla fotografier är tagna av förf. Den som skala ofta använda pennkniven är 9 cm lång. Mikrofotografierna är upptagna med en Leitz' Panphot.

Vid de mikroskopiska bestämningarna har följande handböcker använts: Heinrich (1956), Kerr (1959), Tröger (1956), Uytendogaardt (1951) och Winchell (1948). Optiska bestämningar av plagioklasernas sammansättning har utförts med universalbord, liksom ett flertal mätningar av mineralens optiska konstanter. Noggrannheten i plagioklasbestämningarna uppskattas till  $\pm 2-3\%$  An.

De volumetriska bestämningarna är utförda med point-counteranalys. Vid beskrivningarna av bergarternas mineralogiska sammansättning har följande beteckningar använts (siffrorna anger de approximativa gränsvärdena i volymprocent): huvudmineral  $> 25$ , väsentliga mineral 5—25, underordnade mineral 1—5 och accessorer  $< 1$ .

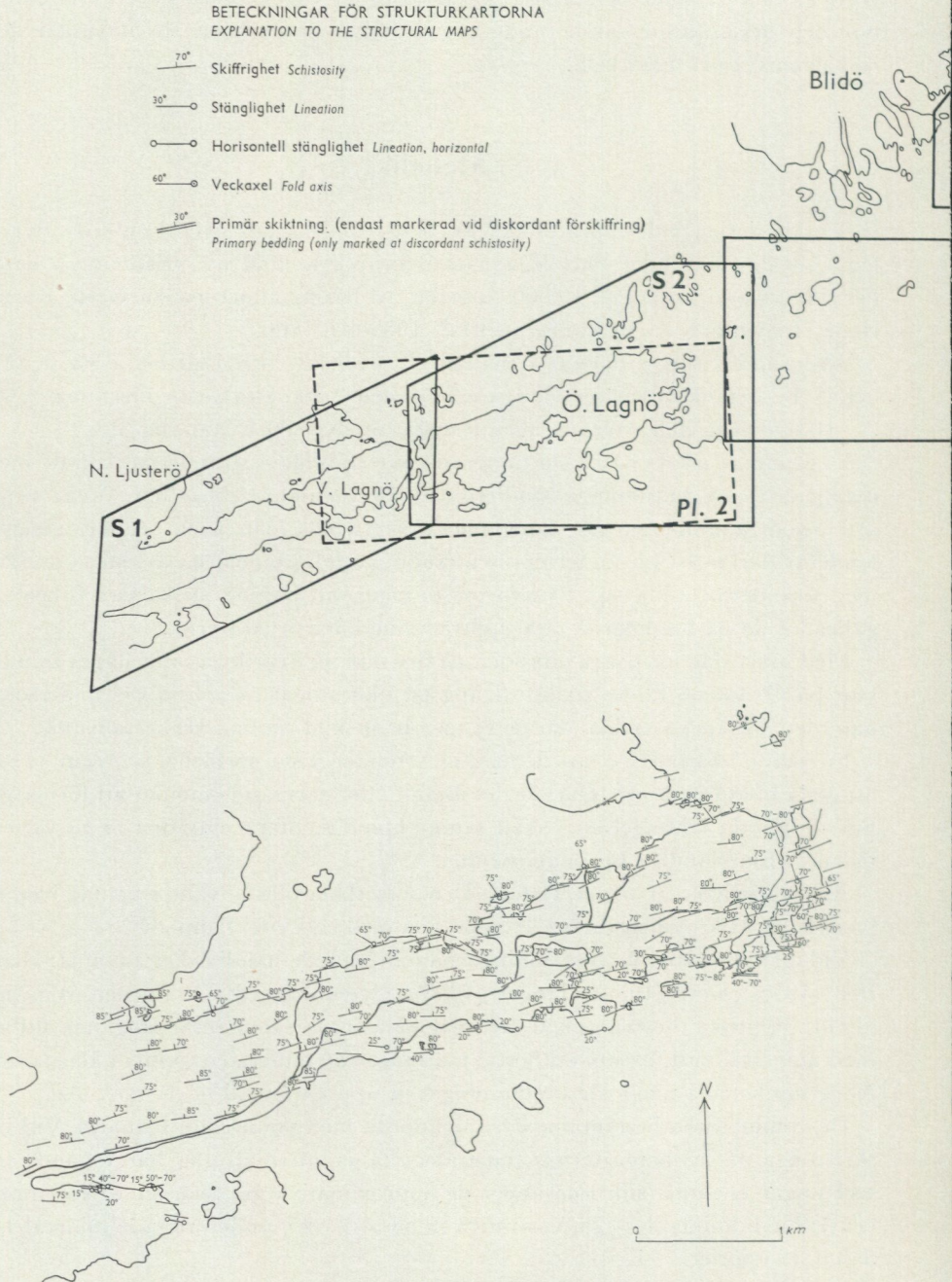


Fig. 3. Strukturkarta över området N. Ljusterö—V. Lagnö. Läget framgår av fig. 2.  
Tectonic map of the N. Ljusterö—V. Lagnö region. Location see Fig. 2.

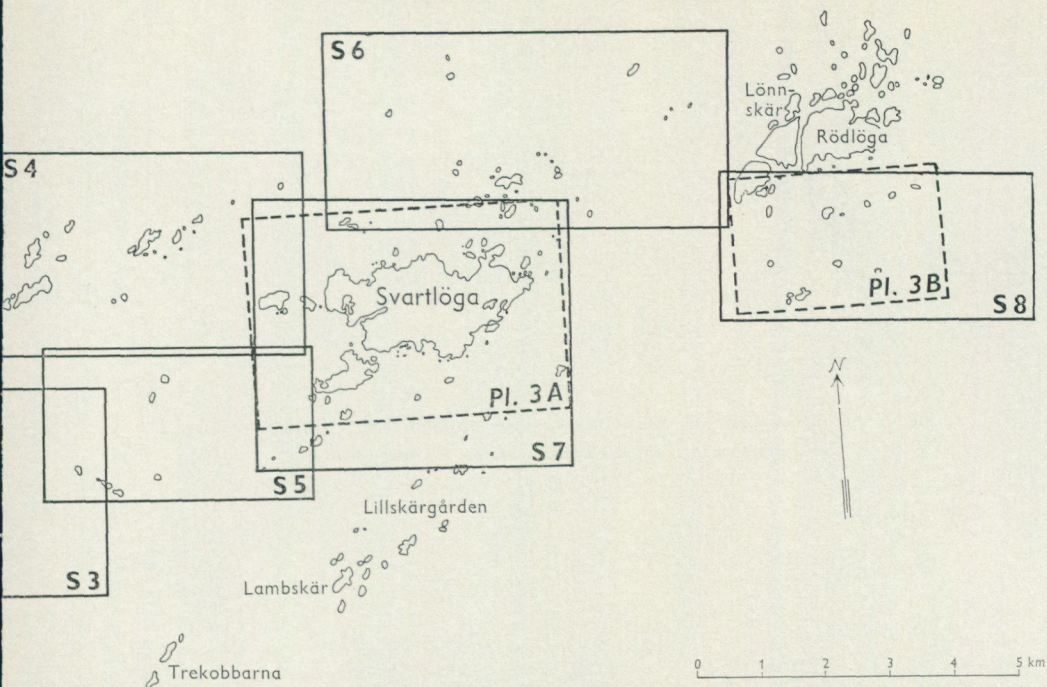


Fig. 2. Orienteringskarta över området N. Ljusterö—Svartlöga—Rödlöga. Streckade linjer anger berggrundskartor (Pl. 2 och 3 A, B), som återfinnes sist i uppsatsen. Heldragna linjer anger strukturkartor (S 1=fig. 3, S 2=fig. 4, o. s. v. till S 8=fig. 10)

Key map of the region N. Ljusterö—Svartlöga—Rödlöga. Broken lines indicate petrographical maps (Pl. 2 and 3 A, B), see end of the paper. Full lines indicate tectonical maps (S 1=Fig. 3, S 2=Fig. 4, etc. to S 8=Fig. 10).

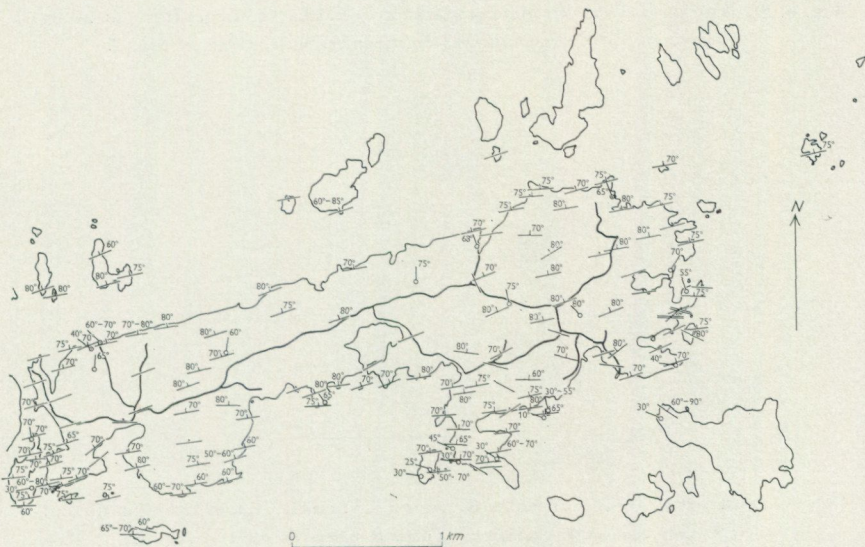


Fig. 4. Strukturkarta över Ö. Lagnöområdet. Läget framgår av fig. 2.  
Tectonic map of the Ö. Lagnö region. Location see Fig. 2.

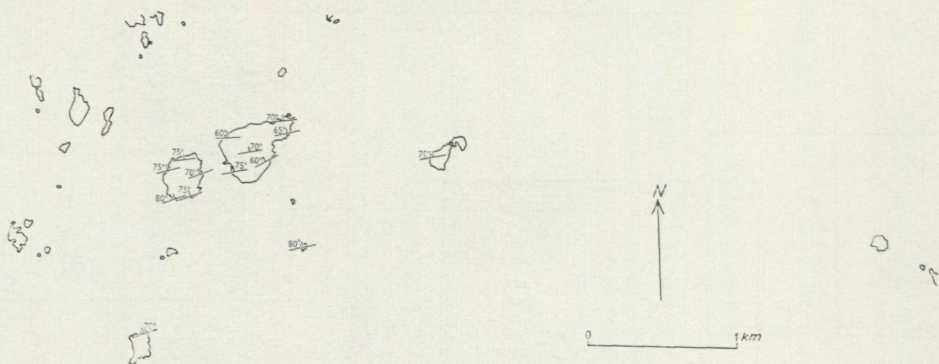


Fig. 5. Strukturkarta över Askholmarna med omnejd. Läget framgår av fig. 2.  
*Tectonic map of the Askholmarna region. Location see Fig. 2.*

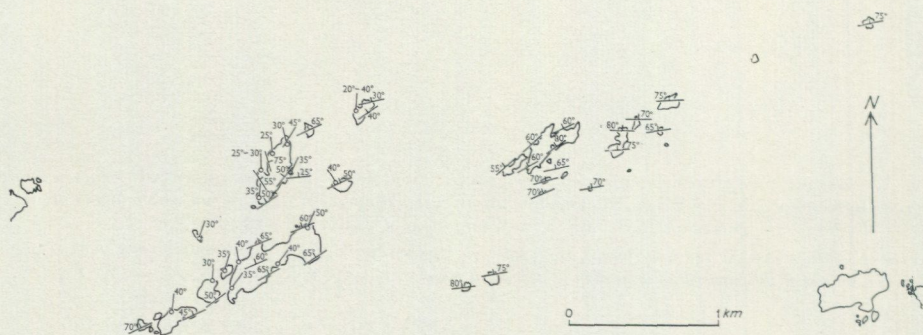


Fig. 6. Strukturkarta över området Sundaskären—Salskären. Läget framgår av fig. 2.  
*Tectonic map of the Sundaskären—Salskären region. Location see Fig. 2.*

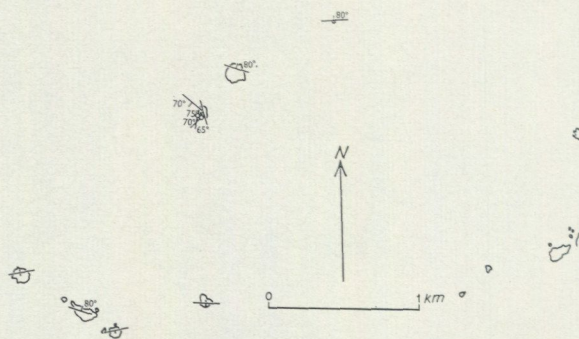


Fig. 7. Strukturkarta över området Systrarna—Träskär. Läget framgår av fig. 2.  
*Tectonic map of the Systrarna—Träskär region. Location see Fig. 2.*

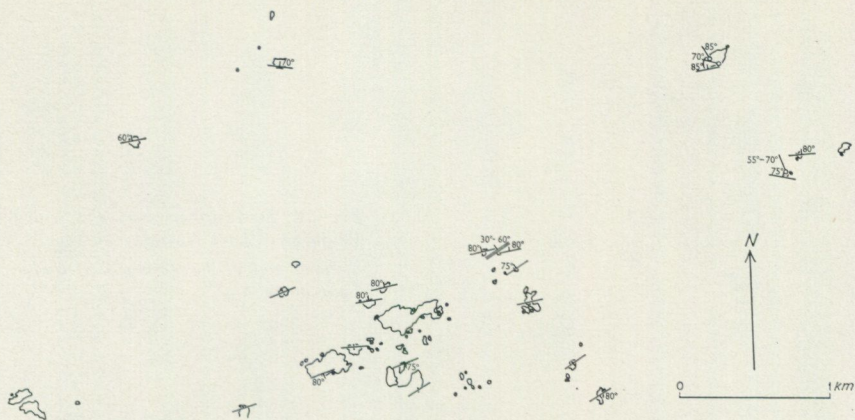


Fig. 8. Strukturkarta över skären N om Svartlöga. Läget framgår av fig. 2.  
*Tectonic map of the skerries N. of Svartlöga. Location see Fig. 2.*

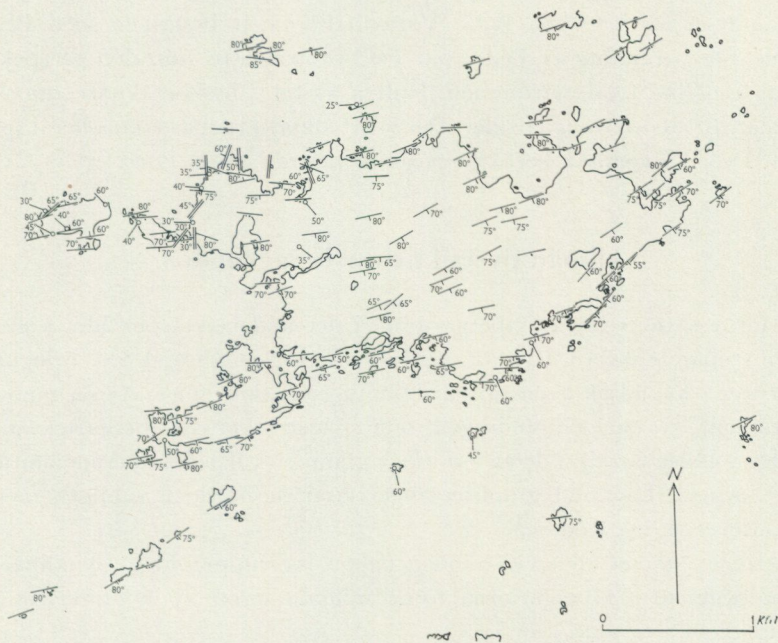


Fig. 9. Strukturkarta över Svartlöga och närliggande skär. Läget framgår av fig. 2.  
*Tectonic map of the Svartlöga region. Location see Fig. 2.*

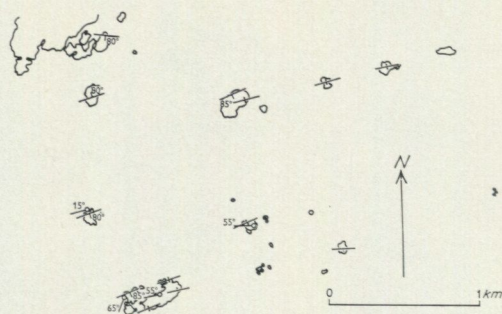


Fig. 10. Strukturkarta över skären S om Rödlöga. Läget framgår av fig. 2.

*Tectonic map of the skerries S. of Rödlöga. Location see Fig. 2.*

Ljusbrytningen för granater, amfiboler, biotit och klorit har uppmätts med immersionsmetoden. De angivna värdena gäller för Na-ljus. Noggrannheten uppskattas för amfiboler, biotit och klorit till  $\pm 0.002$ , för granat till  $\pm 0.003$ .

För att utröna granaternas sammansättning har även elementarcellens kant ( $a_0$ ) bestämts genom pulverupptagningar med röntgenkameror av typ Philips PW-1026 (diameter ung. 57 mm) och  $\text{CrK}_\alpha$ -strålning. Kantlängden har beräknats ur reflexerna 664, 842, 800 och 642. Ur värdena på ljusbrytning och kantlängd kan man bestämma huvudkomponenten i granaterna (Sriramadas, 1957).

Bergartsanalyserna är utförda på spektrokemisk väg, med kompletterande kemiska analyser av  $\text{FeO}$  och  $\text{H}_2\text{O}$ . Vattenhalterna är bestämda med Penfieldmetoden. För beräkning av  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  har  $\text{FeO}$  subtraherats från den på spektrokemisk väg erhållna totala järnhalten. Halten av  $\text{SiO}_2$  har beräknats som skillnaden mellan 100.0 och övriga oxider. Det så erhållna värdet är kontrollerat spektrokemiskt. De petrokemiska beräkningarna är utförda enligt Burri (1959).

### Allmän översikt över berggrunden

Som förut nämnts bildar ytbergarterna i det undersökta området i stort sett en brant stupande skiva i urgranit, med orientering i ONO—VSV. I denna riktning stryker i huvudsak även primärsiktning och skiffrihet. Av en topografisk karta framgår, att öar och höjdryggar ofta är utsträckta efter bergarternas strykning. Detta gäller särskilt i de av leptit och glimmerskiffer dominerade områdena, t. ex. V. och Ö. Lagnö. I graniterränger visar öarna dock vanligen mer rundade konturer (t. ex. Rödlöga).

Karteringen har ej givit vid handen någon lagerupprepning (synklinal- eller antiklinalbyggnad). Ytbergarterna torde sålunda förete en kontinuerlig stratigrafisk följd.

Suprakrustalstråket har mot väster följts förbi Måssjön till södra delen av Norra Ljusterö (trakten av Väsby). Det fortsätter troligen i sydvästlig riktning mot Södra

Ljusterö. Strykningen böjer i det västligaste området av mot mer nordostlig. Mot öster har ytbergarterna följts till Ö. Målörgrundet SO om Rödlöga, till Hundskär NV om Rödlöga och till Ö. Mellgrund N om Svartlöga. Sannolikt är, att de anstår på flera ställen även i områdena öster härom, åtminstone som mindre skivor i urgranit. En sådan förekomst utgöres av en finkornig amfibolit på Lönnskär NV om Rödlöga, vilken breccierats och penetrerats av urgranit.

Endast de ytor, där goda blottningar anträffas, har gjorts till föremål för kartering, d. v. s. området från Sillviken på Norra Ljusterö i väster till trakten av Rödlöga i öster.

Den dominerande ytbergarten i det undersökta området utgöres av leptit, som till färgen varierar mellan grå och röd. Enligt definitionen på denna bergart (Geijer—Magnusson, 1944, sid. 20) utgör leptit »en metamorf (omkristalliserad) suprakrustal bergart, med approximativt granitisk sammansättning, som har en sekundär kornighet emellan 0.03—0.05 mm som undre gräns och 0.5(—1) mm, bortsett från eventuellt förhandenvarande relikta strökorn». Förf. har i föreliggande arbete använt termen leptit rent deskriptivt för bergartstyper med ovan nämnda egenskaper. De leptitartade bergarter, som växellagrar med konglomerat på Svartlöga och en del angränsande öar, kan på goda grunder tolkas som arenitiska sediment. Beteckningen metaarenit har därför i detta fall använts på kartan och i beskrivningen. (Se vidare nedan, sid. 37.) I övriga fall har beteckningen leptit fasthållits, även om härigenom till sitt bildningssätt olikartade ytbergarter (lavor, ignimbriter, tuffer, tuffiter, areniter, gråvackor) har sammanförts till en grupp. Avgränsningen mellan de olika bergartstyperna är i dessa fall antingen alltför diffus, eller också är tolkningen av ursprunget för oviss för att tillåta någon uppdelning i genetiskt hänseende på kartan. Frågan om leptiternas genes skall närmare behandlas i sammanfattningen, sid. 89.

Med stigande halt av glimmer (muskovit och/eller biotit) övergår leptiterna gradvis i glimmerrika leptiter och glimmerskiffrar. Alla övergångstyper mellan nämnda bergarter existerar inom området, men följande halter (i volymprocent) av glimmer anger de ungefärliga gränsvärdena: leptit 0—20 %, glimmerrik leptit 20—30 %, glimmerskiffer > 30 %. Övergångarna är i fält dels skarpa, dels gradvisa. I det förra fallet uppträder ibland vackert bandade leptiter och glimmerskiffrar, med skikt av decimeter- till centimetertjocklek. De mycket vanliga gradvisa övergångarna har avsevärt försvårat karteringen på Lagnöarna, men trots att den givna kartbilden är schematisk och grundad på en tämligen subjektiv bedömning av glimmerhalten, torde den ändå ge en riktig uppfattning om fördelningen mellan leptit och glimmerskiffer.

Leptiterna och samhörande glimmerskiffrar intar två skilda områden: det ena söder om Rödlöga med fortsättning mot VSV (den äldsta leptitavdelningen), det andra över norra och mellersta delarna av V. och Ö. Lagnö med fortsättning mot ONO över öarna L. och St. Askholmen, Sundaskären och Salskären till Mellgrunden norr om Svartlöga (den yngsta leptitavdelningen). I den senare

avdelningen uppträder skikt av dacitiska bergarter och urkalksten, i den förra dacitiska och amfibolitiska inlagringar.

I ett stratigrafiskt läge mellan den äldre och den yngre leptitavdelningen ligger Svartlögas suprakrustalbergarter: metadacit med överlagrande konglomerat-arenitavdelning. Den senare innehåller inlagringar av andesitisk breccia och amfibolit. Nära besläktad med den dacitiska vulkaniten på Svartlöga är den dacitiska metatuff eller -tuffit, som anstår i ett smalt bälte efter södra stranden av Lagnöarna.

De ovannämnda ytbergarterna genomsättes och breccieras av urgranit, varierende i färgen från röd till grå, samt ibland med ögongranitisk utbildning.

Suprakrustalbergarter och urgraniter genomsättes av amfibolitgångar. På Lagnöarna är dessa sparsamt förekommande och konkordanta, på Svartlöga rikligt representerade och övertvåras här oftast skifferigheten. Vidare uppträder blandade gångar och granitporfyrgångar.

Yngre än samtliga ovannämnda bergarter är pegmatit- (och aplit)gångar, varierende i färgen från röda till gråvita. I den yngsta leptitavdelningen bildar pegmatiten dessutom ofta ådergnejs med glimmerskiffer och leptit. I en del fall samlar sig även pegmatitmaterial till större intrusionskroppar, vilka breccieras omgivande ytbergarter (t. ex. på V. Askören och på Eneskäret och Ormskäret bland Sundaskären).

Någon granit av typ Stockholmsgranit har ej påträffats i området.

Åldersföljden mellan bergarterna i Ljusterö—Svartlöga—Rödlögaområdet sammanfattas i nedanstående schema:

(Yngst)	Gång- bergarter	{ Pegmatit (och aplit), röd-gråvit, ibland ådergnejsbildande eller som massivintrusioner. Amfibolitgångar, blandade gångar och granitporfyr.
	Infra- krustal- bergarter	
	Supra- krustal- bergarter	{ Yngsta leptitavdelningen (grå-röd leptit med glimmerskiffer, dacitiska skikt och urkalksten). Konglomerat-metaarenitavdelningen (med andesitbreccia och amfibolit). Metadacit och dacitisk metatuff(it).
(Äldst)		
		{ Äldsta leptitavdelningen (grå leptit och glimmerskiffer med dacitiska och amfibolitiska skikt).

Nedan följer petrografiska beskrivningar av de olika bergarterna, med den indelning som angivits i ovanstående schema.

## Petrografisk beskrivning av de olika bergartstyperna

### Suprakrustalbergarter

#### ÄLDSTA LEPTITAVDELNINGEN

Från Målörsgunden S om Rödlöga och i VSV-lig riktning mot Ytterharan och Ö. Stengrundet stryker ett bälte av grå leptiter. Dessa är mestadels bandade med glimmerrik leptit och glimmerskiffer, samt innehåller på några ställen hornbländerika inlagringar. Amphibolitförekomsten på Trekobbarna (c:a 7 km SV om Svartlöga<sup>1</sup>) utgör en trolig fortsättning på detta stråk. Strukturer, som anger den stratigrafiska åldersföljden, har endast påträffats på Trekobbarna. I ett smalt område längst i NV anstår här grå leptit med vertikal kontakt i N 45° O mot suprakrustalamfibolit, vilken intar huvuddelen av öarna. I den senare anträffas kvartsfyllda hålrum i NV (nära leptiten), se fig. 11. Leptiten innehåller sparsamma amphibolitfragment. Denna omständighet tyder närmast på, att leptiten är yngre, och att således uppåt i lagerföljden är mot NV. Detta, i kombination med att i övriga delar av det undersökta området de yngsta lagren anträffas längst i NV eller NNV, har föranlett beteckningen »äldsta leptitavdelningen» för ytbergarterna i området Målörsgunden—Ytterharan—Ö. Stengrundet—Trekobbarna.

I den grå ögongnejsgraniten invid ovannämnda suprakrustalstråk påträffas ofta konkordanta skivor av grå leptit. Detta är t. ex. fallet på Viksharorna och Gölpan S om Rödlöga och på Gräsgrundet S om Svartlöga. Vidare uppträder på norra delen av Ytterharan och på Innerharan och Enskärsgunden vid Rödlöga en ytterst vacker eruptivbreccia med brottstycken av grå, bandad leptit i urgranit. (Se nedan, sid. 73.)

Leptiterna är till färgen grå eller gråvita och består huvudsakligen av kvarts och plagioklas av oligoklassammansättning. Ofta ingår muskovit och brungrön eller brun biotit i väsentlig mängd, stundom även mikroklin. Underordnat eller accessoriskt uppträder magnetit, epidot (bildad ur plagioklas), klorit (ur biotit), apatit, zirkon och i sällsynta fall även granat. Texturen är granoblastisk. I tab. 1 redovisas en kemisk analys av en grå, relativt glimmerrik leptit.<sup>2</sup>

Med stigande halt av glimmer övergår leptiterna i till färgen mörkgrå till gråsvarta glimmerskiffrar med lepidoblastisk textur. Övergångstyper mellan leptiter och glimmerskiffrar uppträder som tidigare nämnts i den allmänna översikten. Dock är gränsen mellan bergarter med olika glimmerhalt vanligen skarp, varigenom de i området allmänt uppträdande vackra bandstrukturerna uppkommer (fig. 12).

Glimmerskiffrarna består huvudsakligen av kvarts, muskovit, brun-brungrön biotit och plagioklas (oligoklas till sur labrador) i varierande proportioner. Fält-

<sup>1</sup> Utanför det karterade området, se översiktskartan (plansch 1).

<sup>2</sup> Samtliga analystabeller återfinnes efter uppsatsens slut, sid. 96—107



Fig. 11. Suprakrustalamfibolit med kvartsfyllda hålrum. NV stranden av Treklumsen bland Trekobbarna, c:a 7 km SV om Svartlöga.

*Supracrustal amphibolite with vesicles filled with quartz. North-western shore of Treklumsen among Trekobbarna, about 7 km S.W. of Svartlöga.*



Fig. 12. Banded grå leptit och glimmerskiffer. Mellan-Målörgrundet, S om Rödlöga.

*Banded grey leptite and mica schist on Mellan-Målörgrundet, south of Rödlöga.*

spaten kan dock nästan helt saknas. I de bergarter, som innehåller de mera basiska plagioklaserna, uppträder ej muskovit (jfr tab. 2). Accessoriskt ingår opak-mineral, zirkon, apatit, klorit, turmalin och epidot, den senare tillsammans med sericit uppkommen ur plagioklas. Aluminiumrika silikat som andalusit och cordierit har ej påträffats.

Av tab. 2 framgår den kemiska och mineralogiska sammansättningen av en glimmerskiffer med basisk plagioklas. I jämförelse med den grå leptiten i tab. 1 framträder väsentligen följande olikheter: Glimmerskiffern har betydligt lägre värden för qz och si men högre för c, vilket anger en basisk karaktär (jfr nedan, sid. 22).

På Ö. Målörgrundet SO om Rödlöga ingår i de bandade leptiterna ett gråsvart-svart, biotitrikt skikt, som väsentligen genom sin granathalt avviker från de normala glimmerskifferna i området. Skiktet består huvudsakligen av kvarts, blekbrun biotit och plagioklas ( $An_{38}$ ). Det senare mineralet bildar även större xenoblaster med talrika kvartsinneslutningar. I mer underordnad mängd ingår blekgrön klorit (bildad ur biotit och granat), almandinggranat och magnetit. Accessorier är epidot och sericit (omvandlingsprodukter ur plagioklas), apatit och zirkon.

På södra delen av Ytterharan uppträder en mäktig inlagring av en gråsvart, dacitisk vulkanit i leptiterna. Den är till utseendet i fält ganska lik den porfyritiska metadaciten på Svartlöga (se nedan). Den blastoporfyritiska texturen är dock ej lika väl utbildad, varför det även kan tänkas vara fråga om en omvandlad dacitisk kristalltuff e. dyl. Plagioklas dominerar, dess sammansättning är i grundmassan basisk andesin ( $An_{45}$ — $An_{48}$ ) och i strökornen sur labrador (ung.  $An_{55}$ ). De senare visar stark epidot-sericitomvandling, samt innehåller en del inneslutningar av femiska mineral. Kristallbegränsningen i strökornen är hypidioblastisk. Förutom plagioklas utgör vanligt hornblände ( $2V_{\alpha} = 56^{\circ}$ ,  $c \wedge \gamma = 15^{\circ}$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.018$ ) och brun biotit huvudmineral. Kvarts uppträder i väsentlig mängd i grundmassan men även som sparsamma, granulerade strökorn. Mindre rikligt representerad är magnetit, och accessoriskt ingår titanit, apatit, klorit och ortit, den senare som mer eller mindre starkt metamiktiserade kärnor i epidot.

I växellagring med grå leptit uppträder amfibolitiska skikt på skäret Ö. Stengrundet OSO om Svartlöga. På nordvästra spetsen påträffas dessutom ett konglomerat med bollar av upp till några decimeters storlek av gråsvart biotitglimmerskiffer och av grå leptit. Den sydligaste amfibolithorisonen innehåller leptitfragment (se fig. 13). I den nordligaste (översta) påträffas zonerade hornbländesliror av en typ liknande de nedan (sid. 26) beskrivna. Ytbergarterna genomsättes av en gråvit apatit, som sannolikt härrör från urgraniten på sydligaste spetsen av skäret.

Mineralogiskt kännetecknas amfiboliterna på Ö. Stengrundet av dominerande plagioklas (andesin,  $An_{33}$ — $An_{43}$ ), vanligt hornblände och kvarts samt varierande halt av brun biotit. Vidare ingår små mängder titanit, apatit, epidot och klorit.



Fig. 13. Suprakrustalamfibolit med leptitfragment. Södra delen av Ö. Stengrundet, OSO om Svartlöga.

*Supracrustal amphibolite with fragments of leptite. Southern part of Ö. Stengrundet, E.S.E. of Svartlöga.*

De amfibolitiska inlagringarna är att uppfatta som yttringar av en basisk till intermediär vulkanism. Detta gäller även de glimmerskiffrar, som kännetecknas av en hög anortithalt i plagioklasen. Dessa utgör sannolikt tuffer eller tuffiter.

#### METADACIT OCH DACITISK METATUFF (IT) MED INLAGRINGAR.

Berggrunden på mellersta och östra delarna av Svartlöga utgöres av en gråsvart, porfyritisk metadacit, vilken till sin sammansättning och struktur är mycket enhetlig över hela sitt utbredningsområde. Det senare sträcker sig från V. Kikargrundet i SV över Svartlöga till St. Ådkobben i NO.

Makroskopiskt visar daciten en mycket väl utbildad porfyritisk struktur med talrika plagioklasströkorn, som vanligen är en halv till några få millimeter stora, samt rundade kvartsströkorn med maximalt c:a en centimeters diameter.

Med undantag för några smärre metaarenit- eller leptitskivor i metadaciten påträffas inga andra inneslutningar av någon betydelse inom den senares område. Dock uppträder spridda, centimeter- till decimeterstora brottstycken av grå eller svarta suprakrustalbergarter allmänt i daciten. Fragmenten är utdragna parallellt med förskiffringsplanet. Oftast är de jämnkorniga, men stundom framträder en porfyritstruktur. Vid mikroskopisk granskning visade sig ett brottstycke bestå av huvudmineralen kvarts, grönbrun biotit och plagioklas ( $An_{37}$ ). Tex-

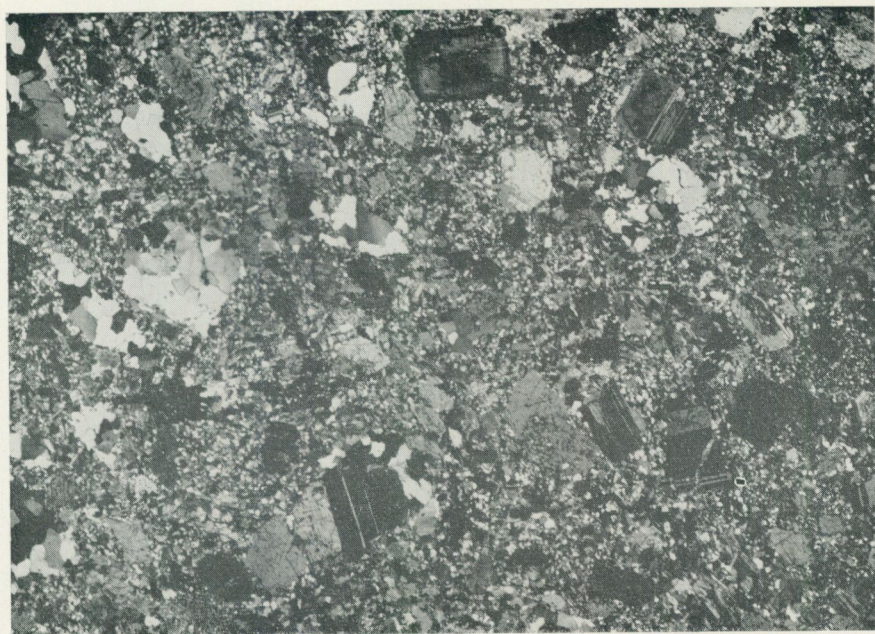


Fig. 14. Metadacit med väl bevarad blastoporphyritisk textur. Strökorn av andesin (ofta zonerad) och granulerad kvarts. Från stranden 250 m VNV Lill-Skötkobben, nära Svartlöga by. 2 nic., 10 ×.

*Metadacite with a well-preserved blastoporphyritic texture. Phenocrysts of andesine (often zoned) and granulated quartz. From the shore 250 metres W.N.W. of Lill-Skötkobben, near the village of Svartlöga. 2 nic., 10 ×.*

turen är lepidoblastisk. Epidot (med omvandlade ortitkärnor), vanligt hornblände, opakmineral och apatit utgör accessorier.

Metadaciten visar i mikroskop en mycket väl utbildad blastoporphyritisk textur med strökorn av plagioklas och kvarts i en finkornig (0.02—0.15 mm) grundmassa. (Se fig. 14). Plagioklasströkornen är vanligen vackert idiomorfa och visar ofta zonerung.

Mineralogiskt dominerar plagioklas och kvarts. I grundmassan varierar plagioklasens sammansättning mellan  $An_{26}$  och  $An_{38}$  i undersökta prov. Strökornen visar normal zonerung med anortitrikare kärna och surare randzon. Variationerna i 5 st uppmätta zonerade strökorn är följande (kärnan först):  $An_{48}$ — $An_{39}$ ,  $An_{45}$ — $An_{38}$ ,  $An_{45}$ — $An_{32}$ ,  $An_{42}$ — $An_{37}$  och  $An_{40}$ — $An_{32}$ . Medelsammansättningen i strökornen ligger i allmänhet 5—10 % An högre än i grundmassan.

I plagioklasströkornen uppträder sparsamt antipertitiska fläckar av mikroklin, vidare tunna sprickfyllnader av mikroklin och kvarts. Sericit-epidotomvandling av plagioklasen är vanlig.

Kvarts ingår både i grundmassa och strökorn. De senare består av mer eller mindre väl rundade aggregat av ett relativt fåtal stora kvartskrystaller. (Jfr fig. 14.)

Biotit med smutsbrun eller grönbrun färg bildar en väsentlig beståndsdel,

ofta i form av fläckvis anordnade kristallanhopningar. En ljusbrytningsbestämning gav  $n_\gamma = 1.657$ , varför biotiten utgör en lepidomelan enl. Burckhardt (1943).

Mer underordnat uppträder vanligt hornblände, titanit och epidot. Hornbländet förekommer i poikiloblastiska korn med kvarts-fältspatinneslutningar. Dubbelbrytningen är relativt låg, men kan ej bestämmas exakt p. g. a. stark absorption.  $2V_\alpha \approx 37^\circ$ ,  $c \wedge \gamma = 15^\circ$ .

Accessorier är mikroklin, opakmineral, apatit, zirkon och klorit. Den senare kan dock uppträda i riklig mängd vid stark omvandling av biotit.

Metadacitens kemiska sammansättning framgår av tab. 3.

Som tidigare nämnts är daciten till sin sammansättning mycket homogen. Undantag utgör dock de vanligtvis relativt begränsade partier, där metamorfosen givit upphov till cordierit, och som påträffas spridda inom dacitens hela utbredningsområde. (Se fig. 15.) Cordieritbildningen visar ej något beroende av närheten till urgranit. Den står stundom i relation till förskiffringen, i det att t. ex. i västra delen av Svartlöga by den maximalt c:a 20 m breda cordieritförande zonen kunnat följas närmare 150 m i strykningsriktningen.

I samband med cordieritbildningen har metadacitens mineralogiska och kemiska sammansättning förändrats väsentligt. Den väl utbildade blastoporfyritiska texturen har härvid överförs till en xenoblastisk. Granulerade kvartsströkorn utgör dock ett relik strukturdag. Upp till omkring en decimeter stora, poikiloblastiska cordieriter ligger inströdda i bergarten. De visar ibland stark pinitomvandling.

Vid cordieritbildningen har plagioklaserna överförs från andesin eller basisk oligoklas till albit eller sur oligoklas med maximalt 20 % An. De uppträder efter omvandlingen i xenoblastiska korn av varierande storlek. Biotiten är magnesiumrikare än i den oomvandlade metadaciten och visar i ett prov  $n_\gamma = 1.616$ , d. v. s. den utgör en meroxen enl. Burckhardt (1943).

Förutom de mineral, som normalt ingår i metadaciten, påträffas i de cordieritförande partierna även rutil, stundom i riklig mängd, samt turmalin. Däremot saknas titanit, och epidot och hornblände är mycket sparsamt representerade.

Vid ovan beskrivna omvandlingar gäller sålunda, att slutprodukten kännetecknas av en stark sänkning av kalciumhalten jämfört med ursprungsbergarten. Sålunda saknas mineralen anortit (i plagioklas), hornblände, titanit och epidot helt eller nästan helt i de cordieritförande bergarterna. Detta bekräftas även vid en jämförelse mellan kemiska analyser av metadacit (tab. 3) och cordieritförande d:o (tab. 4). På grund av den senare bergartens heterogena karaktär har analysen utförts på prov från c:a 27 kg material. Trots detta måste de angivna siffrorna betraktas som tämligen ungefärliga. Vidare är att märka, att den cordieritförande bergarten undergått en partiell lågtemperaturomvandling med kloritbildning enl. nedanstående. För att överföra den oomvandlade metadaciten till den cordieritförande omvandlingsprodukten skall på 160 (O, OH)



Fig. 15. Cordieritporfyroblaster i metadacit vid södra stranden av Skäret, SV om Svartlöga.

*Cordierite porphyroblasts in metadacite. From the southern shore of Skäret, S.W. of Svartlöga.*

tillföras	bortföras
1.3 Na	1.6 K
4.6 Mg	1.8 Ca
0.1 Al	0.2 Fe <sup>2+</sup>
0.1 Ti	0.2 Fe <sup>3+</sup>
6.4 H	2.9 Si.

Omvandlingen synes ha skett utan någon större volymförändring: Några störningar, som kan sättas i samband med en volymökning eller -minskning, har ej iakttagits. Vidare är tätheten ungefär densamma för båda bergarterna.

De cordieritförande bergarterna har ibland undergått en sekundär lågtemperaturomvandling, kännetecknad framför allt av uppkomsten av blekgrön klorit. Processen innebär såväl, att biotiten ersätts av klorit, som att cordieriten överföres i aggregat av oregerade kloritfjäll. Vid biotitens omvandling bildas ofta skelett av rutilnålar i densamma. Då cordieriten förbrukas, uppkommer vanligen en rand av vit plagioklas (sur oligoklas till albit) omkring detta mineral. Detta leder till en zonerings med en plagioklasmantel ytterst och en kloritrand mellan denna och den oomvandlade cordieriten. Vid långt gången kloritisering återstår den senare endast som starkt pinitomvandlade rester i klorit. Slutstadiet blir då ett kloritaggregat, omgivet av en rand av sur plagioklas. Se fig. 16.

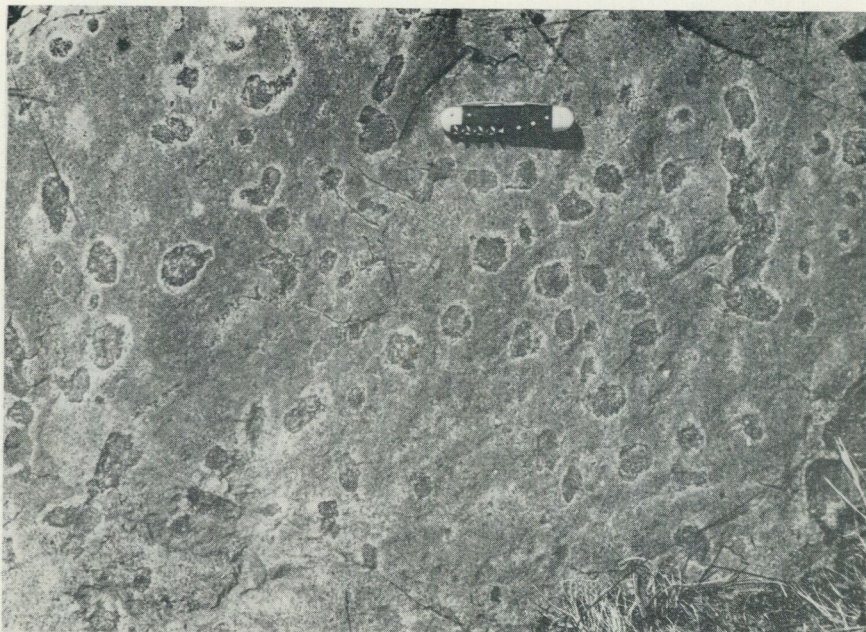


Fig. 16. Fläckar av klorit med underordnad cordierit i metadacit. Den ljusa manteln runt kloritaggregaten utgöres av oligoklas. Östra stranden av St. Rönskäret, nord-östra delen av Svartlöga.

*Spots of chlorite and subordinate cordierite in metadacite. The light rims around the chlorite aggregates consist of oligoclase. From the eastern shore of St. Rönskäret, northeastern part of Svartlöga.*

På klorit, som bildats ur cordierit, har optiska bestämningar utförts i två prov. I det första (från lokalen i fig. 16) är  $n_\alpha = 1.620$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0.003$ ,  $2V_\gamma \approx 0^\circ$ . I det andra provet (samma som analyserats kemiskt, tab. 4) är  $n_\alpha = 1.616$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0.004$ ,  $2V_\gamma \approx 0^\circ$ . Enligt Tröger (1956, sid. 91) ger dessa värden sammansättningar vid gränsen mellan proklorit och Mg-proklorit. Det är således fråga om relativt aluminiumrika kloriter med någon dominans av Mg över  $Fe^{2+}$ .

Tillsammans med cordieriten och dess omvandlingsprodukter uppträder i enskilda fall även almandin och järnrik antofyllit. Granat har även i ett fall iakttagits utan samband med cordierit-antofyllit.

Som ovan nämnts, innebär metasomatosen vid cordieritbildningen (»magnesiummetasomatosen», jfr sid. 10) en väsentlig förlust av kalcium. I metadaciten påträffas dock även metasomatiska bildningar, som innebär en tillförsel av detta element, och som i likhet med cordieriten uppträder spridda över metadacitens hela område. De utgöres av hornbländerika sliror och körtlar, vilka ibland uppvisar en zonerings med ett centralt parti av vänligt hornblände, omgivet på båda sidor av ljusa randzoner, i vilka halten av femiska mineral är låg (se fig. 17). Fig. 18 visar en något avvikande typ: ljusa körtlar av metasomatiskt omvandlad



Fig. 17. Zonerade sliror i metadacit vid stranden 300 m SO Gubbudden, Svartlöga. Den centrala, hornbländerika delen omges av ljusa, kvarts-fältspatrika randzoner. T. h. två pegmatitgångar, vilka avskär slirorna.

*Zoned schlieren in metadacite on the shore 300 metres S.E. of Gubbudden, Svartlöga. The central, hornblende-rich part is surrounded by light marginal zones rich in quartz and feldspar. To the right, pegmatite dikes, cutting the schlieren.*

metadacit, i vilka den porfyritiska texturen är relativt väl bevarad (fig. 19). I körtlarna uppträder hypidioblastiska, upp till centimeterstora kristaller av vanligt hornblände med talrika inneslutningar av övriga mineral. Den centrala, grå zonen i fig. 18 består väsentligen av kvarts och epidot.

Plagioklasströkornen har vid omvandlingen delvis förlorat sin idiomorfa karaktär. De har vidare till stor del överförts i antipertitiska hopväxningar med mikroklin, vilken t. o. m. kan dominera över plagioklaskomponenten. Anortithalten i den senare är dock i stort sett oförändrad. Mikroklinen uppträder även i väsentlig mängd i grundmassan och är stundom pertitisk.

Biotit förekommer endast i underordnad mängd. Den visar klorit- eller prehnitomvandling. Eftersom biotit normalt ingår rikligt i metadaciten, måste den ha förbrukats vid uppkomsten av hornbländet. Det kalium, som härvid frigjorts, bör sedan ha bidragit till mikroklinbildningen. Det sistnämnda mineralet uppträder ju i betydligt större mängd än i oomvandlad metadacit.

Titanit förekommer ännu rikligare än i den normala metadaciten, ofta i form av aggregat av små kristaller. Accessoriskt ingår epidot, apatit och zirkon.



Fig. 18. Ljusa körtlar i metadacit på NÖ spetsen av St. Rönnskäret, NÖ delen av Svartlöga. I körtlarna uppträder svarta porfyroblaster av vanligt hornblände. Den centrala, grå strimman i körtlarna består väsentligen av kvarts och epidot.

*Light lenses in metadacite on the northeastern part of St. Rönnskäret, northeastern Svartlöga. In the lenses are seen black porphyroblasts of common hornblende. The central, grey parts in the lenses consist essentially of quartz and epidote.*

De tidigare (sid. 22) omnämnda suprakrustalineslutningarna i metadaciten förekommer på nordöstra stranden av Svartlöga samt på Inra Djupkobben och L. Ådkobben i form av starkt tektoniserade, grå till gråvita metaarenit- eller leptitskivor. På en lokal (den förstnämnda) är bergarten bandad med glimmerskiffer. På kartan har beteckningen för metaarenit använts, ehuru det på grund av skivornas isolerade läge ej är möjligt att säkert avgöra, om bergarterna i genetiskt hänseende motsvarar de i nästa avsnitt beskrivna metaareniterna. (Jfr sid. 37.)

Arenit- eller leptitskivorna består huvudsakligen av kvarts och plagioklas (basisk oligoklas till sur andesin). Den senare kan dock ersättas av mikroklin. Vidare ingår biotit och muskovit i växlande mängd. Accessorier är opakmineral, zirkon, epidot och klorit.

Den på Inra Djupkobben rikligt uppträdande mikroklinen bildar även sprickfyllnader. Närheten till urgraniten på norra spetsen av skäret och den starka tektoniseringen gör dock, att metasomatiska processer med tillförsel av kalium kan ha förändrat bergartens ursprungliga sammansättning.

På södra spetsen av Stor-Trösslän och angränsande skär samt på Skutudden

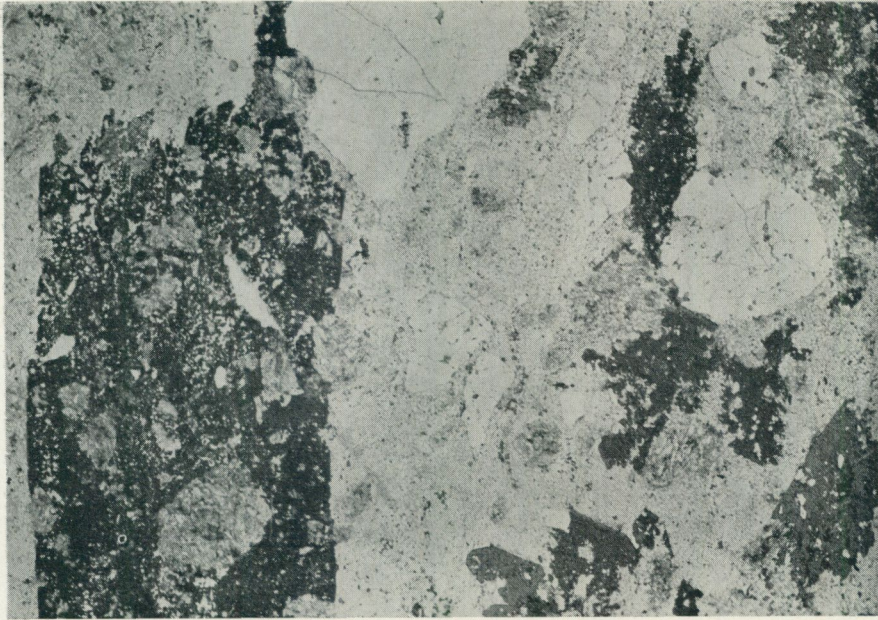


Fig. 19. Mikrofoto av slipprov från en av de ljusa körtlarna i metadaciten på samma lokal som fig. 18. Poikilitiska hornbländenälar i omvandlad metadacit med bevarad blastoporfyritisk textur. 1 nic., 10 ×.

*Thin section of one of the light lenses in fig. 18. Poikilitic hornblende prisms occur in an altered metadacite with blastoporphyritic texture. 1 nic., 10 ×.*

på nordvästra delen av Svartlöga anträffas mellan urgraniten och metaarenitkonglomeratavdelningen (jfr kartan) ett par mindre förekomster av en mörkgrå bergart, som troligen utgör isolerade partier av den förut beskrivna metadaciten. Övergången till de överlagrande metaareniterna sker gradvis. På vittringsytan framträder en porfyrstruktur med strökorn av plagioklas och kvarts. En mikroskopisk undersökning ger dock vid handen, att vissa olikheter föreligger i textur och mineralsammansättning i jämförelse med metadaciten öster om urgranitmassivet. Sålunda visar plagioklasströkornen mestadels xenoblastisk kristallbegränsning, ehuru stundom en tendens till idioblastisk utbildning kan spåras. Zonerering förekommer sparsamt. Kvartsströkornen är oftast granulerade. Huvudmineral är kvarts och plagioklas ( $An_{30}$ — $An_{38}$ ). Någon skillnad i anortithalt i strökornens och i grundmassans plagioklas existerar ej, i båda fallen är variationerna ungefär desamma. Strökornen innehåller ofta talrika sericitfjäll.

Som väsentligt mineral ingår brun biotit, vilken stundom visar kloritomvandling. Vidare uppträder mikroklin, delvis pertitisk, ibland i väsentlig mängd, ibland mer underordnat. Där den är rikligast företrädd, bildar den även oregelbundet begränsade fläckar och strimmor i antipertitisk sammanväxning med plagioklasströkornen.

I underordnad mängd uppträder muskovit. Accessorier är epidot, apatit, zirkon och opakmineral. Leukoxen (delvis rutil) förekommer i och intill kloritfjällen. På Skutudden har även cordierit och andalusit anträffats.

De olikheter, som existerar mellan metadaciten i öster och bergarten på Stor-Trösslan och Skutudden, är sålunda följande. Den senare innehåller mer mikroklin, den är muskovitförande men saknar hornblände och titanit. I stället för den sistnämnda ingår leukoxen (rutil). Vidare är den blastoporfyritiska texturen sämre utbildad än i det östra området.

Ovannämnda avvikelser torde få tillskrivas närheten till gnejsgraniten i förning med en relativt stark tektonisk bearbetning på Stor-Trösslan och Skutudden. Graniten har således dels framkallat en rekristallisation med utjämning av olikheter i anortithalt mellan strökorn och grundmassa, dels en metasomatisk tillförsel väsentligen av K och Al (mikroklin- och muskovitbildning). En kemisk analys av porfyriten på södra spetsen av Stor-Trösslan är angiven i tab. 5. Härav framgår olikheterna i kemiskt hänseende mot den i tab. 3 angivna sammansättningen för metadaciten på östra delen av Svartlöga.

För att överföra metadaciten i tab. 3 till bergarten på Stor-Trösslan skall på 160 (O, OH)

tillföras	bortföras
1.3 K	0.2 Ca
0.2 Na	1.2 Mg
0.4 Fe <sup>3+</sup>	1.0 Fe <sup>2+</sup>
3.1 Al	2.3 Si.
0.1 Ti	
1.6 H	

Dessa förändringar representerar således metadacitens omvandling intill urgraniten, om ursprungssammansättningen antages vara densamma som i huvudförekomsten på östra delen av Svartlöga.

Vid den metamorfosgrad, som är rådande i det undersökta området (ung. undre delen av amfibolitfacies till epidot-amfibolitfacies), torde det ej kunna uteslutas, att bergarten på Stor-Trösslan och Skutudden utgör en kristalltuff eller en raskt hopsvämmande, väsentligen mekanisk vittringsprodukt ur en dacitisk vulkanit. Frånvaron av skiktning talar dock mot ett sedimentärt ursprung.

Från Sillviken i väster och över södra delarna av V. och Ö. Lagnö till Rävsnäuddens i öster sträcker sig en maximalt 250 m mäktig skiva av en gråsvart till svart ytbergart, vilken tolkats som en dacitisk metatuff eller -tuffit. Denna är oftast homogen och oskiktad, och innehåller relativt sparsamma inlagringar av grå leptit, jämte ett skikt av andesitisk sammansättning.

Konglomeratiska (eller agglomeratiska) partier uppträder här och var, med bollar av centimeter- till decimeterstorlek av grå leptit men även av gråsvarta till svarta glimmerskiffrar.

Skiktning förekommer som ovan nämnts relativt sällan. Den framträder då



Fig. 20. »Graded bedding» i skiktad metatuff(it) av dacitisk sammansättning. 600 m VSV Mörnäsudden, Ö. Lagnö. Kompassen är orienterad i N—S.

*Graded bedding in dacitic metatuff(ite). 600 metres W.S.W. of Mörnäsudden, Ö. Lagnö. The compass is oriented N—S.*

som en växellagring mellan ljusa, biotitfattiga, och mörka, biotitrika skikt. Så är t. ex. fallet c:a 500 m V om Mörnäsudden på Ö. Lagnö, där övergången mellan ljusa och mörka lager sker gradvis (»graded bedding», fig. 20). Biotithalten ökar härvid mot söder, vilket vid första påseende kan förefalla att ange, att sedimenten blir yngre i denna riktning. En mikroskopisk undersökning ger dock vid handen, att en motsatt tolkning är mer sannolik (se nedan sid. 33).

På grund av ovannämnda konglomerat- och skiktstrukturer har bergarten tolkats som ett sediment — en dacitisk tuff eller tuffit.

Här och var uppträder även en mer diffus och oregelbunden bandning, vilken sannolikt uppkommit genom tektoniska rörelser efter s-planen.

Mineralogiskt kännetecknas den dacitiska metatuff(it)en av följande huvudmineral: Plagioklas ( $An_{28}$ — $An_{42}$ , undantagsvis upp till  $An_{62}$ ), brun eller brungrön biotit och kvarts. Texturen är lepidoblastisk. Kornstorleken ligger vanligen mellan 0.05 och 0.3 mm. Stundom uppträder dock i denna grundmassa större, xenoblastiska plagioklaser av upp till ett par millimeters storlek. Vittringsytan får

härigenom ett »porfyriskt» utseende, vilket t. ex. är fallet på södra delarna av St. och L. Sundsholmen.

De större plagioklaserna har i genomsnitt 0—5 % högre anortithalt än grundmassans plagioklas. De för ibland inneslutningar av övriga mineral, särskilt kvarts, samt visar stundom en svag zonerings. Ofta har de undergått stark sericit-epidot-omvandling. De större plagioklaserna tolkas i överensstämmelse med det sannolika uppkomstsättet för hela bergarten som fenoklaster.

Biotiten visar ibland stark kloritomvandling. I ett prov bestämdes dess ljusbrytning till  $n_\gamma = 1.656$  (lepidomelan enl. Burckhardt, 1943).

På södra delen av V. Lagnö påträffas även vanligt hornblände, mestadels som hypidioblastiska korn med talrika inneslutningar. Hornbländet bildar upp till någon centimeter långa kristaller, delvis ansamlade i strimmor. De optiska egenskaperna är följande:  $2V_\alpha \approx 50^\circ$ ,  $c \wedge \gamma = 17^\circ$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0.019$ , absorption rel. stark.

Underordnat förekommer ibland muskovit och opakmineral (ilmenit), någon enstaka gång även titanit och mikroklin. Den senare är associerad med muskovit. Mikroklinen är delvis pertitisk, samt bildar vid rikligare förekomst även antiperitiska, oregelbundet begränsade fläckar i plagioklas.

Accessoriskt påträffas epidot, apatit, zirkon, kalcit och rutil (leukoxen), förutom de ovannämnda muskovit, ilmenit, mikroklin och titanit då dessa uppträder i lägre halter. Rutil ingår vanligen i de prover, som visar stark kloritomvandling av biotiten.

Av tab. 6 framgår den kemiska sammansättningen av dacitisk metatuff(it) från L. Sundsholmen. En jämförelse med metadaciten på Svartlöga (tab. 3) visar, att tuff(it)en på 160 (O, OH) innehåller

överskott på	underskott på
1.1 K	0.4 Na
0.7 Mg	4.6 Si
0.3 Fe <sup>2+</sup>	0.3 H.
0.5 Fe <sup>3+</sup>	
4.3 Al	
0.3 Ti	

Av en mikroskopisk undersökning av de skikt i den dacitiska metatuff(it)en, som visar »graded bedding», framgår att den ljusa skikt delen främst består av kvarts och plagioklas ( $An_{52}$ ) med väsentligt inslag av brun biotit. Accessorier är sericit och epidot (bildade ur plagioklas), opakmineral, apatit och zirkon. Texturen är grano- till lepidoblastisk med en kornstorlek mellan 0.05 och 0.2 mm. Enstaka större xenoblaster av plagioklas förekommer. Den mörkare skikt delen är lepidoblastisk och ojämnkornig, samt består huvudsakligen av plagioklas, brun biotit och kvarts i nu nämnd ordning. Accessoriskt ingår opakmineral, zirkon och apatit. I en grundmassa (0.05—0.3 mm) av kvarts, biotit och plagi-

klas ligger talrika xeno- eller hypidioblastiskt begränsade, upp till några millimeter stora plagioklaser inströdda. De ger det mörka skiktet en »porfyritisk» struktur på vittringsytan. De är vidare genomgående starkt sericitomvandlade och innehåller sparsamma inneslutningar, samt visar ibland zoner. I ett korn av det senare slaget bestämdes kärnans sammansättning till  $An_{69}$  och randzonens till  $An_{54}$ . Anortithalten i övriga uppmätta korn varierar mellan dessa båda värden, såväl i grundmassan som i de större plagioklaserna.

Det är på grundval av ovanstående sannolikt, att skiktet med »graded bedding» utgör en sedimentärt differentierad kristalltuff. Tänker man sig, att skiktets (både den mörka och den ljusa delens) hela mineralinnehåll ursprungligen befunnit sig i suspension, bör vid en sedimentation de största plagioklaserna och de femiska mineralen avsättas först. De sistnämnda kan primärt ha utgjorts av pyroxen eller hornblände, som senare biotitomvandlats. Med en sådan tolkning blir den mörka skiktdelen den undre, vilket stämmer med övriga iakttagelser rörande den stratigrafiska följden i området.

Här och var i den dacitiska metatuff(it)en påträffas almandin. Särskilt intensiv är granatbildningen, då den är associerad med uppkomsten av cordierit, antofyllit och cummingtonit. Här rör det sig således om mineralparageneser av liknande slag som de ovan (sid. 26) beskrivna i metadaciten på Svartlöga, dock med den skillnaden, att på Lagnöarna almandin är betydligt rikligare representerad än cordierit.

Almandin-cordierit-antofyllitbildningen har i huvudsak skett i tre områden: på N. Ljusterö vid stranden S och SV om Hästede gård, på Ö. Lagnö vid västra stranden av Räväsudden och på norra spetsen av Mörholmen, samt på sydligaste spetsen av St. Sundsholmen.

På den förstnämnda lokalen uppträder ofta centimeterstora almandingranater tillsammans med svarta antofyllitkärvar och cordierit i en starkt förskiffrad dacitisk metatuff(it). Plagioklasen är här anortitfattigare ( $An_{24}$ ) än vad som är vanligt i nämnda bergart. (Jfr sid. 24.) Vidare förekommer svaga kisimpregnationer. Ilmenit och apatit kan visa en relativt kraftig anrikning.

Almandinens kantlängd och ljusbrytning är  $a_0 = 11.53 \text{ \AA}$  resp.  $n = 1.809$ . Antofylliten visar en för detta mineral ovanligt hög ljusbrytning:  $n_\alpha = 1.675$ ,  $n_\gamma = 1.695$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0.020$ .  $2V_\gamma \approx 80^\circ$ . I slipprov framträder en svag absorption:  $\alpha$  = färglös,  $\beta$  = svagt grön,  $\gamma$  = svagt blågrön. En kemisk analys på en antofyllit med samma optiska egenskaper visar, att halterna av  $Fe^{2+}$  och Al är höga. (Se tab. 8.)

Cordieriten är starkt poikiloblastisk och visar pinitomvandling.

Vid ljusbrytningsbestämning på den biotit, som är associerad med de ovan nämnda mineralen, erhöles  $n_\gamma = 1.641$ . Detta anger en något magnesiumrikare lepidomelan än den, som uppträder utan samband med cordierit, antofyllit och almandin (Burckhardt, 1943).

På Räväsudden och Mörholmen har i likhet med föregående anortithalten

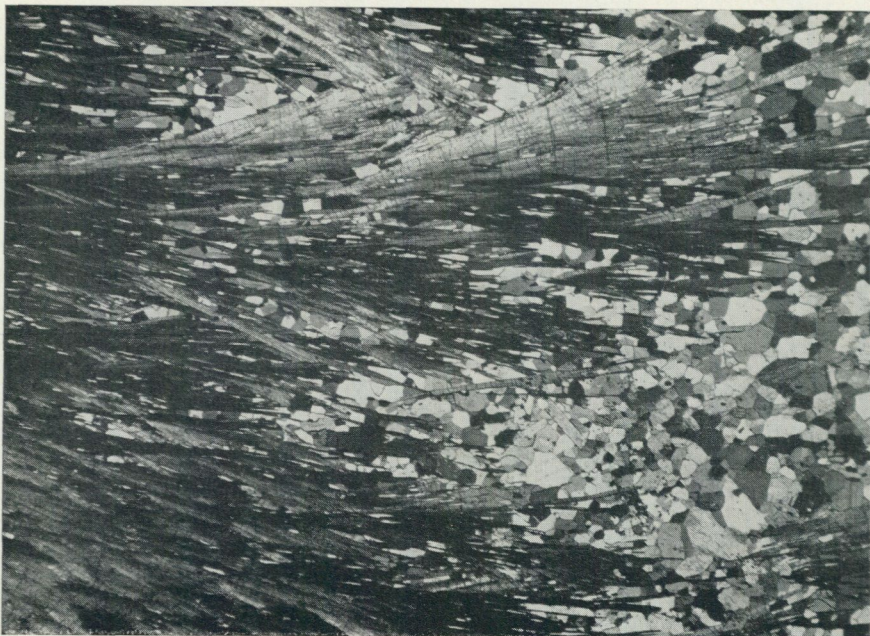


Fig. 21. Mikrofoto av antofyllit i dacitisk metatuff(it). Norra spetsen av Mörholmen, Ö. Lagnö. 2 nic., 9 ×.

*Thin section of anthophyllite in dacitic metatuff(ite). Northern point of Mörholmen, Ö. Lagnö. 2 nic., 9 ×.*

i plagioklas sänkts, i detta fall till oligoklas ( $An_{23}$ ) eller albit ( $An_7$ ). Mineralen biotit, antofyllit och cordierit har här till stor del kloritomvandlats. Antofylliten (fig. 21) uppträder liksom på föregående lokal i kärvar av några centimeters längd. Optiska egenskaper:  $n_\alpha = 1.676$ ,  $n_\gamma = 1.695$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0.019$ .

I en förskiffringszon på sydligaste spetsen av St. Sundsholmen påträffas almandin, cordierit, cummingtonit och antofyllit. Almandinens kantlängd och ljusbrytning är  $a_0 = 11.55 \text{ \AA}$  resp.  $n = 1.809$ . Det bör även nämnas, att exakt samma värden erhöles för en almandingranat, som uppträder utan samband med de övriga av ovannämnda mineral norr om Mörnäsudden, nära den andesitiska inlagringen (se nedan).

Cordieriten bildar på St. Sundsholmen även enstaka transparenta, pleokroitiska kristaller, vilket är sällsynt i det undersökta området. Endast på Hundskär NV om Rödlöga förekommer liknande cordieriter, även här ytterst sparsamt.

Cummingtoniten uppträder i nålformade, upp till några millimeter stora poikiloblastiska korn, som saknar reglering. I slipprov är den färglös, i fält svagt grönaktig, till skillnad från antofylliten, som är svagt pleokroitisk resp. svart. Cummingtonitens optiska egenskaper är följande:  $n_\alpha = 1.651$ ,  $n_\gamma = 1.671$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0.020$ ,  $2V_\gamma = 81^\circ$ ,  $c \wedge \gamma = 16^\circ$ . Tvillingbildning efter  $\{100\}$  förekom-

mer. De optiska data anger, att förhållandet Mg : Fe<sup>2+</sup> är ungefär 1 : 1. (Tröger, 1956).

De cummingtonitförande partierna är betydligt biotitfattigare än omgivande dacitiska metatuff(it), och är därför ljusare till färgen än denna. Halten av ilmenit är dock högre än i sistnämnda bergart.

På några lokaler uppträder i den dacitiska metatuff(it)en inlagringar av grå leptit. På södra spetsen av L. Sundsholmen är denna vackert bandad med glimmerskiffer. Konglomeratiska skikt ingår även. Till sin mineralogiska sammansättning är leptiterna lika dem, som anträffas i den yngsta leptitavdelningen. De består huvudsakligen av kvarts och plagioklas (oligoklas) med väsentligt inslag av muskovit, mikroklin och biotit. Accessorier är zirkon, epidot, opakmineral, apatit, klorit och granat. Ett glimmerskifferskikt i den bandade leptiten på södra delen av L. Sundsholmen visade sig bestå av kvarts, brun biotit, muskovit och plagioklas (An<sub>21</sub>) i nu nämnd ordning. Accessoriskt uppträder klorit, opakmineral, zirkon, apatit och epidot.

I norra delen av den dacitiska metatuff(it)en påträffas på Ö. Lagnö ett 3—5 m brett skikt av andesitisk sammansättning, vilket kunnat följas från området norr om Mörnäsudden i väster till norra stranden av Räväsudden i öster. Färgen är svart eller grönsvart. Kontakten mot omgivande dacitiska bergart är i en del fall diffus, i andra skarp.

Mineralogiskt dominerar plagioklas (An<sub>47</sub>—An<sub>60</sub>), brun biotit och vanligt hornblände. På Räväsudden bildar plagioklasen upp till några millimeter långa, mer eller mindre tydligt listformade kristaller med talrika inneslutningar av de femiska mineralen. Dessa plagioklaser ligger inströdda i en grundmassa av biotit, amfibol och plagioklas. Anortithalten är i grundmassan i medeltal c:a 7 % An lägre än i de större kornen. Zonering uppträder ofta.

För hornbländet gäller följande optiska data:  $2V_{\alpha} = 70^{\circ}$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.022$ ,  $c \wedge \gamma = 18^{\circ}$ . På Räväsudden visar mineralet omvandling till färglös cummingtonit. De båda amfibolerna bildar härvid ofta sammanväxningar i kristallografisk kontinuitet, så att hornbländet uppträder som oregelbundna, pleokroitiska fläckar i cummingtoniten. För den senare gäller följande optiska data:  $2V_{\gamma} = 79^{\circ}$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.022$ ,  $c \wedge \gamma = 19^{\circ}$ . Det bör vidare nämnas, att biotithalten i samband med cummingtonitbildningen sjunkit avsevärt (jfr nedan, sid. 53).

Norr om Mörnäsudden innehåller det andesitiska skiktet (i likhet med omgivande dacitiska bergart) talrika almandingranater, för vilka gäller  $a_0 = 11.55 \text{ \AA}$ ,  $n = 1.802$ .

Accessoriskt påträffas ilmenit, apatit, klorit och kvarts. Sericit och epidot utgör omvandlingsprodukter ur plagioklas.

På grundval av ovannämnda beskrivning kan den andesitiska inlagringen tolkas både som en omvandlad vulkanit (lagerintrusion?) och som en metatuff.

Norr om den dacitiska metatuff(it)en med dess inlagringar anstår på näset norr intill Räväsudden ett maximalt c:a 5 m mäktigt konglomerat med bollar



Fig. 22. Konglomerat med bollar av gråsvart till svart dacitisk metatuff(it) och grå leptit. 500 m VSV Hummeldalsholmen, Ö. Lagnö.

*Conglomerate with pebbles of greyish black to black dacitic metatuff(ite) and grey leptite. 500 metres W.S.W. of Hummeldalsholmen, Ö. Lagnö.*

av några decimeters storlek, vilka är utdragna i förskiffringsplanet (fig. 22). Konglomeratiska partier i motsvarande läge har spårats så långt västerut som till Sundsholmarna, ehuru de här endast är sparsamt bollförande.

Bollmaterialet på Räväsudden består till största delen av gråsvarta till svarta, biotitskiffriga bergarter, stundom med porfyrstruktur på vittringsytan. De påminner mycket om den dacitiska metatuff(it)en i söder, vilket även bekräftas vid mikroskopisk granskning. Huvudmineral är plagioklas (intermediär andesin) stundom zonerad, samt biotit med talrika pleokroitiska gårdar runt små inneslutningar. Underordnat uppträder kvarts, accessoriskt apatit, zirkon, opakmineral och klorit. Även enstaka korn av scheelit har påträffats.

I mindre mängd ingår även grå leptit i bollmaterialet.

Konglomeratets sammansättning pekar närmast på, att det överlagrar ovan beskrivna dacitiska metatuff(it). Det kan dock ej utslutas, att bollarna kan härstamma från de dacitiska inlagringar i grå leptit, som påträffas norr om Räväs-

udden (se sid. 63). Det senare är dock på grundval av iakttagelser rörande stratigrafin på Svartlöga (se nedan) ej sannolikt.

På grund av konglomeratets stratigrafiska läge mellan en väsentligen dacitisk lagerserie i söder och en surare, leptitisk i norr, synes en korrelation med de mäktiga konglomeraten på Svartlöga sannolik (se nedan). Härvid skulle man få avtagande lagermäktighet och mer finklastisk utbildning mot väster, varför det sedimentnärande området är att söka i öster (Svartlöga—Rödlöga).

#### KONGLOMERAT-METAARENITAVDELNINGEN MED INLAGRINGAR

Denna konglomeratrika avdelning av suprakrustalbergarterna har kunnat följas från Stor-Trösslan i väster över St. Enskär (västra spetsen av Svartlöga) och en del mindre skär till Hundskär i öster. Troligen utgör konglomeratet vid Räväsudden på Ö. Lagnö en västlig fortsättning (se ovan), varför det på kartan erhållit samma beteckning som Svartlögakonglomeraten.

Konglomerat-metaarenitavdelningen gränsar i söder och öster till största delen till det urgranitmassiv, som intar en stor del av västra Svartlöga. Som tidigare nämnts (sid. 29) förekommer på Stor-Trösslan och Skutudden en gradvis övergång till isolerade partier av underliggande metadacit. Avgränsningen av konglomerat-metaarenitavdelningen uppåt erbjuder ur karteringssynpunkt vissa svårigheter. De tillgängliga blottningarna i den översta delen av sedimenten utgör ett fåtal isolerade skär, varför någon kontinuerlig profil mot leptiterna i norr ej kan erhållas. Dessutom utgör de bergarter, som uppträder i växellagring med konglomeraten vanligtvis i petrografiskt hänseende leptiter, men har här benämnts metaareniter (kortare: areniter), en beteckning som bäst torde motsvara deras bildningssätt och sammansättning. I vilken utsträckning icke omlagrat pyroklastiskt material (jfr sid. 43) kan ingå i sedimenten är dock vid ifrågavarande metamorfosgrad omöjligt att avgöra. Gränsen mot leptiterna i norr (yngsta leptitavdelningen) har lagts, där de karakteristiska konglomeraten med andesitiska och dacitiska bollar upphör. Vid förekomster av den typ, som uppträder exempelvis på skären strax NV om Labbkobb, blir beteckningarna på kartan med nödvändighet osäkra. Dock torde kartbilden i stort ge en riktig uppfattning av utbredningen av konglomerat-arenitavdelningen med ovan givna definition.

Ovannämnda sedimentavdelning utgör en hastigt växlande lagerserie, med omväxlande grovklastiska, oskiktade, och mer finklastiska, ofta skiktade konglomerat och areniter med underordnade inslag av glimmerskifferar.

På NV delen av Svartlöga vilar sedimenten tämligen flackt med nord—sydlig strykning och västlig stupning. Härigenom kommer den normalt konkordant med skiktningen uppträdande ost—västliga, branta förskiffringen att skära nästan vinkelrätt över lagringen (fig. 23). I övriga områden sammanfaller vanligen skiffrihet och skiktning med ostnordostlig strykning och 60°—85° nordlig stupning.



Fig. 23. Växellagring mellan transversalförskiffrat konglomerat och metaarenit. Västra stranden av St. Enskär, Svartlöga.

*Alternating beds of conglomerate (with oblique schistosity) and meta-arenite. Western shore of St. Enskär, Svartlöga.*

Utomordentligt vackra blottningar av konglomerat anträffas på norra spetsen av St. Enskär (fig. 24) och på Hundskär c:a en halv mil NO om Svartlöga.

Under sedimentens bildningstid har en basisk vulkanism varit rådande, vilket framgår av en andesitisk breccia på skäret Pellesören samt av en amfibolit på Stor-Trösslan och Pellesören.

Grundmassan i konglomeraten är liksom areniterna grå till färgen, med variationer från gråvita till mörkgrå typer. Bland bollarna uppträder både sådana bergarter, som är mörkare, och sådana, som är ljusare än grundmassan.

Bollmaterialet varierar från närmare 2 meter ned till millimeterstorlek och är särskilt i de grovklastiska skikten dåligt rundat. I sistnämnda skikt är materialet ofta helt osorterat. Dessa lager uppvisar således variationer från de allra största, meterstora blocken ned till grundmassans kornstorlek. (Jfr fig. 24.) I de finklastiska konglomeraten och i areniterna påträffas ofta enstaka centimeter- till decimeterstora bollar slumpvis inströdda.

Grundmassan i konglomeraten visar ofta en ojämnkornig textur med upp till några millimeter stora kvarts- och plagioklasfenoklaster i en finkornig matrix (fig. 25). Härigenom får vittringsytan ett »porfyritiskt» utseende. De större kvarts-kornen är granulerade och således av liknande slag som kvartsströkornen i meta-daciten på östra Svartlöga. De stora plagioklaserna är vanligen xenoblastiskt



Fig. 24. Konglomerat med bollar och block huvudsakligen av andesitiska och dacitiska porfyriter. T. v. en smal amfibolitgång. Från norra stranden av St. Enskär, Svartlöga.

*Conglomerate with pebbles, cobbles and blocks mainly of andesitic and dacitic, porphyritic volcanics. To the left a small amphibolite dike. From the northern shore of St. Enskär, Svartlöga.*

begränsade, men stundom framträder en tydlig tendens till idioblastisk utbildning. (Jfr fig. 25. Det stora, svarta kornet t. h. i denna fig. är en plagioklas). Zonering förekommer ibland, och epidot-sericitomvandling har särskilt drabbat de centrala delarna av kornen. En del stora plagioklaser innehåller vidare talrika små ( $< 0.02$  mm) kvartsinneslutningar. Sammansättningen är  $An_{26}$ — $An_{44}$ , varvid fenoklasterna i genomsnitt har något högre anortithalt än de små plagioklaserna.

Förutom de nämnda huvudmineralen kvarts och plagioklas ingår i konglomeratets grundmassa även grönbrun biotit i väsentlig mängd. I ett prov bestämdes  $n_{\gamma} = 1.657$ , således samma värde som för metadacitens biotit (sid. 24).

Muskovithalten kan i enstaka fall bli väsentlig. Sällsynt kan även vanligt hornblände uppträda rikligt. Accessorier är opakmineral, apatit, epidot, sericit, zirkon och klorit.

Inom flera områden anträffas i konglomeratet mineralen cordierit, almandin, antofyllit, cummingtonit och andalusit. Dessa skall behandlas nedan (sid. 45) efter en beskrivning av metaareniterna och konglomeratets bollmaterial.

223 De areniter, som växellagrar med konglomeraten, har i allmänhet en grano-

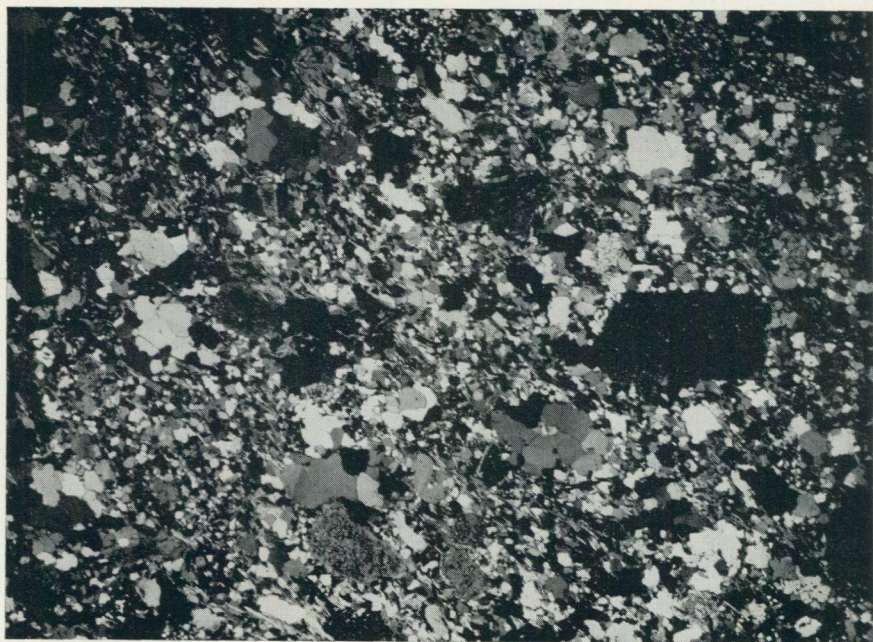


Fig. 25. Grundmassa i konglomerat. Större, granulerade kvartskorn samt plagioklaser uppträder i en mer finkornig matrix. Från N spetsen av St. Enskär, Svartlöga. 2 nic., 10 ×.

*Thin section of the matrix of the Svartlöga conglomerate. Phenocrasts of granulated quartz and plagioclase. From the northern point of St. Enskär, Svartlöga. 2 nic., 10 ×.*

blastisk textur, någon gång med relikta (blastopsammitiska) drag i form av rundade korngränser. Kornigheten ligger i undersökta prov mellan 0.02 och 0.4 mm. Millimeterstora plagioklas- och kvartsfenoklaster uppträder dock även här, liksom i konglomeratets grundmassa.

Huvudmineral är kvarts och plagioklas. I sällsynta fall dominerar dock kvartsen så kraftigt, att fältspatkvartsitiska skikt uppkommer. Plagioklasen utgöres vanligen av basisk oligoklas eller andesin. I ett fall uppträder en betydligt albitrikare plagioklas ( $An_{16}$ ) i samband med en ungefär lika stor halt av mikroklin. Detta gäller en gråvit arenit på mellersta delen av västra stranden av St. Enskär. Mikroklin uppträder i övrigt i varierande, dock vanligen mycket underordnad mängd.

Brun eller grönbrun biotit ingår vidare vanligen i väsentlig mängd. Mer underordnat uppträder muskovit, och accessoriskt zirkon, apatit och opakmineral. Stundom ingår klorit i riklig mängd som omvandlingsprodukt av biotit. Epidot- och sericitomvandlingen av plagioklas kan lokalt bli stark. Nära granitkontakten på södra delen av St. Enskär har poikilitiska mikroklinporfyroblaster bildats i en lokal zon. Beträffande cordierit, antofyllit, cummingtonit, almandin och andalusit, se nedan sid. 45.

De glimmerrika areniter och glimmerskiffrar, som i synnerhet i undre delen av sedimentavdelningen växellagrar med konglomerat och areniter, kännetecknas av samma huvudmineral som de senare, ehuru biotiten spelar en kvantitativt större roll. Bandstrukturer uppkommer, då areniter och glimmerskiffrar uppträder i hastig växellagring, som t. ex. på södra delen av Stor-Trösslan.

Konglomeraten är på få undantag när polymikta. Bollmaterialet är helt sammansatt av svarta, grå och gråvita suprakrustalbergarter. På norra stranden av L. Enskär har dock påträffats en enstaka mindre boll av en gråvit, finkornig, granitliknande bergart.

Sällsynt anträffas även monomikta konglomerat, som t. ex. på östra stranden av Lill-Trösslan, där bollarna utgöres av biotitglimmerskiffer.

Bland det grövre boll- och blockmaterialet dominerar svarta, andesitiska vulkaniter, ofta med väl utbildad porfyritstruktur (fig. 26). Surare, dacitiska bergarter ingår också i betydande antal. Bland de mindre bollarna dominerar däremot gråvita, dacitiska vulkaniter och glimmerskiffrar med inslag av areniter. De senare utgöres av samma typer, som uppträder i växellagring med konglomeraten. De visar stundom en väl utbildad skiktning. De svarta till gråsvarta glimmerskiffrarna utgör av den mineralogiska sammansättningen att döma sannolikt till stor del dacitiska till andesitiska metatuffer eller omlagringsprodukter av vulkaniter av motsvarande sammansättning.

De mindre bollarna är vanligtvis starkt utdragna i de tektoniska s-planen. De större visar däremot många gånger former, som är oberoende av skiffriheten.

De andesitiska porfyritblocken och -bollarna består huvudsakligen av plagioklas, vanligt hornblände och biotit. Då hornbländet cummingtonitomvandlats (se nedan, sid. 49), uppträder dock biotiten endast accessoriskt. Plagioklasen bildar talrika millimeterstora, porfyritiskt inströdda korn, vilka i detalj visar xenoblastisk kristallbegränsning, i stort dock ofta en tavelformad utbildning. Dessa plagioklaser är oftast späckade med inneslutningar av femiska mineral (inklusive cummingtonit) och är ibland zonerade. De visar vidare epidot-sericitomvandling. Sammansättningen är för strökornen  $An_{42}$ — $An_{54}$ , för grundmassan  $An_{38}$ — $An_{44}$ . Texturen är således att tolka som blastoporfyritisk, trots de inneslutningar, som uppträder i strökornen. (Jfr sid. 35.)

Biotiten är till färgen grönbrun eller brun och uppträder ofta i kristallanhopningar tillsammans med vanligt hornblände. För det senare gäller följande optiska data:  $2V_{\alpha} = 67^{\circ}$ — $76^{\circ}$ ,  $c \wedge \gamma = 15^{\circ}$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.017$ — $0.021$ . Vid cummingtonitomvandling har bildats sammanväxningar av liknande slag som beskrivits tidigare (sid. 35).

I underordnad mängd ingår ofta ilmenit, och accessoriskt förekommer epidot och sericit (bildade ur plagioklas), apatit, opakmineral och prehnit, den senare uppkommen genom omvandling av biotit. Vidare har scheelit påträffats i ett slipprov i form av ett starkt poikiloblastiskt korn. Detta mineral uppträder även sällsynt tillsammans med kvarts som sprickfyllnader i konglomeratet på norra

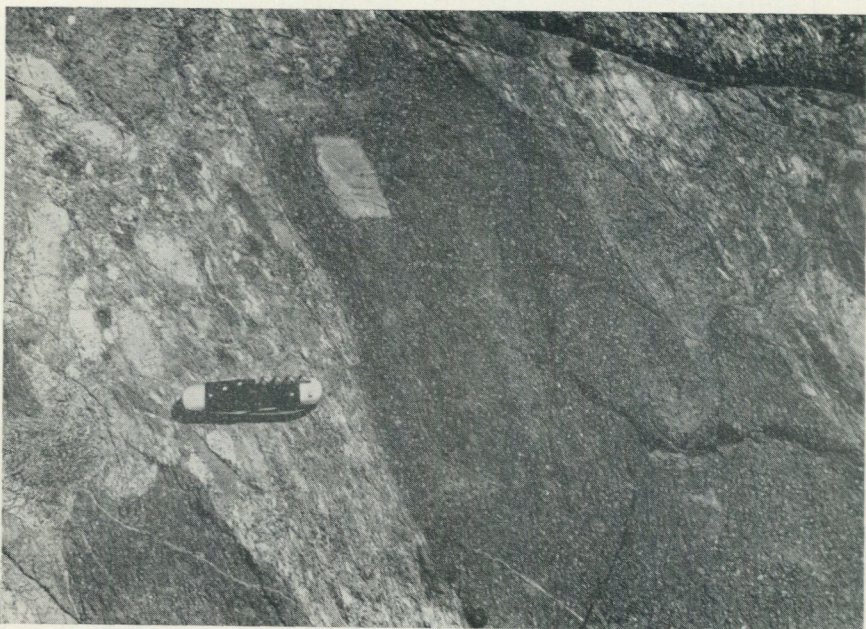


Fig. 26. Porfyriskt andesitblock med ljust suprakrustalfragment i konglomeratet på norra spetsen av St. Enskär, Svartlöga.

*Block of porphyritic andesite, with a light supracrustal fragment, in the conglomerate on the northern point of St. Enskär, Svartlöga.*

spetsen av St. Enskär. Möjligen står scheelitbildningen i samband med uppkomsten av cordierit, antofyllit o. s. v. (se nedan sid. 45).

I tab. 7 anges den kemiska sammansättningen för ett andesitiskt porfyrblock i konglomeratet.

Förutom ovannämnda andesitiska vulkaniter ingår som nämnts också talrika surare, dacitiska porfyrbollor. Dessa varierar i färgen från gråsvarta över grå till gråvita (leukodacitiska) typer. De sistnämnda skiljer sig från Lagnöarnas grå kvarts-fältspatporfyriska leptiter genom en allmänt lägre halt av biotit, samt högre anortithalt i plagioklasen (se nedan). Den blastoporfyriska texturen är också betydligt bättre bevarad i bollarna.

Samtliga ovannämnda dacitiska bollor innehåller strökorn av plagioklas, de gråvita dessutom av granulerad kvarts. Grundmassan (0.02—0.2 mm) består huvudsakligen av plagioklas med varierande halt av kvarts och grönbrun till brun biotit. Härvid uppträder alla övergångar mellan de förut nämnda andesiterna och de gråvita daciterna, med stigande halt av kvarts och avtagande inslag av femiska mineral mot de senare. Plagioklasströkornen är i daciterna genomgående anortitrikare än grundmassans plagioklas. Vidare är de ljusa, leukodacitiska bolltyperna något anortitfattigare än de mörka, ehuru skillnaden är myc-

ket liten. Variationerna i alla undersökta daciditiska bollar är för strökornen  $An_{35}$ — $An_{56}$ , för grundmassan  $An_{32}$ — $An_{42}$ . Strökornen är ofta hypidioblastiska, tavelformade, och visar ibland zoner. Inneslutningar, huvudsakligen av kvarts och plagioklas, förekommer här och var, dock sällan i större mängd. Epidot-sericitomvandling är vanlig.

I de kvartsfattigaste daciditbollarna uppträder vanligt hornblände i underordnad mängd, i en del kvartsrikare dessutom som accessoriskt mineral. Bland de sistnämnda märks för övrigt apatit, epidot, sericit, zirkon, opakmineral (ilmenit) och klorit. De båda senare kan dock också förekomma i något större mängd, liksom titanit och prehnit. Den sistnämnda utgör en omvandlingsprodukt ur biotit.

I de mörka, starkt biotitskiffrika bollar domineras plagioklas av andesinsammansättning, samt brun biotit. Mer underordnat uppträder kvarts, accessoriskt apatit och opakmineral. Klorit utgör en omvandlingsprodukt av biotit, epidot och sericit av plagioklas. I en starkt klorit-sericitomvandlad boll påträffades även mikroklin, vilken förefaller att förtränga plagioklas. Det är här sannolikt, att det kalium, som erfordrats för mikroklinbildningen, frigjorts ur biotiten vid dennas kloritomvandling.

Ovannämnda bollar representerar troligen jämnkorniga daciditiska-andesitiska vulkaniter samt samhörande tuffer och tuffiter.

De grå, jämnkorniga bollar i konglomeratet består av plagioklas (sur till intermediär andesin), kvarts och brun eller grönbrun biotit i varierande proportioner, med accessoriskt uppträdande ilmenit, zirkon, apatit, titanit, leukoxen, klorit, epidot och sericit. De liknar i hög grad de areniter, som växellagrar med konglomerat, och torde därför representera sönderbrutna skikt av dessa. Troligen är en del bollar av detta slag också av liknande ursprung som ovannämnda glimmerskiffrar, till vilka kontinuerliga övergångar i sammansättning finnes.

Amfibolitiska bollar påträffas relativt sällan. Dock uppträder på sydöstra delen av Hundskär talrika sådana. En mikroskopisk undersökning av en av dessa bollar visade, att talrika kärvformade anhopningar av vanligt hornblände ligger inströdda i en finkornig (0.02—0.1 mm) grundmassa, vilken huvudsakligen består av plagioklas ( $An_{60}$ ). Den senare bildar även enstaka större xenoblaster. Underordnat uppträder ilmenit och brun biotit, och accessoriskt apatit.

En relativt hornbländerik boll på sydvästra delen av St. Enskär innehåller kvarts-hornbländefyllda hålrum. I en andesitisk vulkanitboll på norra spetsen av nämnda skär har också rundade hålrumsfyllnader av kvarts iakttagits.

Sammanfattningsvis kan på grundval av ovanstående sägas, att konglomeratarenitavdelningen utgör en raskt hopsvämmande sedimentserie, som väsentligen hämtat sitt material från ett område med andesitisk till daciditisk vulkanism. Konglomeratet torde vidare vara relativt lokalt och ej representera någon mer genomgripande omvälvning i leptitformationen i dess helhet. I ett vulkaniskt område kan man förvänta sig, att vertikala blockrörelser ger upphov till begränsade sedimentationsbäcken, vilka raskt utfylles med vulkaniskt material.



Fig. 27. Cordieritbildning i metaarenit. Cordieriten har bildats efter ett system av ungefär parallella sprickor. Nordöstra stranden av St. Enskär, Svartlöga.

*Meta-arenite with cordierite, the formation of which has taken place along subparallel fractures. Northeastern shore of St. Enskär, Svartlöga.*

En möjlighet till genetisk tolkning av konglomeratet och areniterna är, att de utgör s. k. laharbildningar, vilka i recenta vulkanområden framför allt anträffas i Indonesien och på Nya Zeeland (Cotton, 1952). Det delvis helt osorterade (moränliknande) materialet, den relativt sparsamt uppträdande skiktningen och det helt dominerande inslaget av vulkaniter i block och bollar talar för en sådan tolkning. Laharavlagringar avsätts ur häftiga vattenströmmar, orsakade av tropiska regn, av utslungandet av en kratersjö vid ett vulkanutbrott eller av en eruption, som framkallar smältning av en glaciär. Dessa vattenströmmar river med sig okonsoliderat material (tephra) av alla kornstorlekar, ofta avsatt på vulkanens sluttningar under maximal lutningsvinkel.

De andesitiska vulkaniterna har sannolikt anstått i omedelbar närhet av sedimentationsområdet, emedan de bildar de största blocken i konglomeratet.

Som nämnts utgöres många bollar i konglomeratet av dacitiska porfyriter. Sammansättningen i konglomeratets grundmassa och i areniterna pekar också i allmänhet på dacitiska vulkaniter som ursprungsbergarter. Vidare har ej bollar



Fig. 28. Fläckar av cordierit och biotit i metaarenit på nordöstra stranden av St. Enskär, Svartlöga.  
*Cordierite-biotite spots in metaarenite on the northeastern shore of St. Enskär, Svartlöga.*

av mikroklinrik leptit iakttagits. Sådana bergarter är rikligt representerade i området norr om Svartlöga, under det att daciter av Svartlögatyp saknas.

Dessa fakta anger, att konglomeratet bör anses yngre än metadaciten på östra delen av Svartlöga. Härvid är dock att iakttaga, att i de dacitiska porfyritbollar, som närmast motsvarar nämnda metadacit, endast sällsynt påträffats granulerade kvartsströkorn. Som tidigare nämnts innehåller metadaciten på östra delen av Svartlöga talrika sådana. Emellertid uppträder ju fenoklastiska kvartser i konglomeratets grundmassa.

Ett speciellt intresse tilldrar sig de partier i konglomerat-arenitavdelningen, som innehåller ett eller flera av mineralen cordierit, almandin, antofyllit, cummingtonit och andalusit. Dessa påträffas över sedimentens hela utbredningsområde från Stor-Trösslan till Hundskär. Utomordentligt vackra blottningar, där dessa mineralbildningar kan studeras, förekommer särskilt efter stranden på norra delarna av St. och L. Enskär.

Ifrågavarande mineral har i konglomeratet bildats både i grundmassan och i

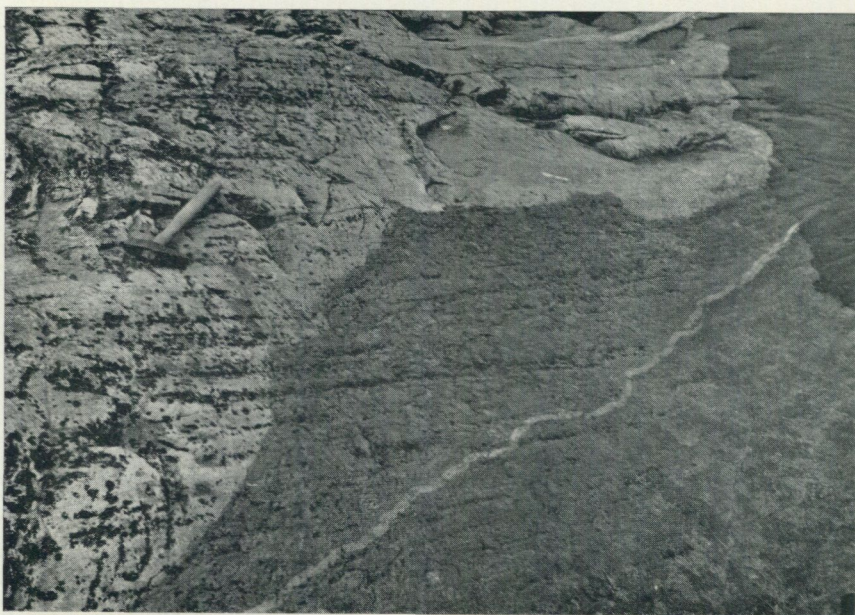


Fig. 29. Gräns mellan mörk, starkt metasomatiskt omvandlad metaarenit (nedtill t. h.) och ljus, mindre starkt omvandlad d:o (upptill t. v.). Cordierit uppträder i båda bergartstyperna, i den mörka ingår dessutom rikligt biotit. NÖ stranden av St. Enskär, Svartlöga.

*Contact between dark, strongly metasomatically altered meta-arenite (lower, right half) and light, less strongly altered do. (upper, left half). Cordierite occurs in both rock types but in the dark one there is also abundant biotite. Northeastern shore of St. Enskär, Svartlöga.*

de olika bollarna. Stundom är dock något av dem kraftigt anriktat i en viss bolltyp. Sålunda uppträder t. ex. almandin på en lokal vid norra stranden av L. Enskär i stor mängd i de andesitiska bollarna, men endast sparsamt i konglomeratets grundmassa.

Cordierit och almandin är de rikligast företrädde av ovannämnda mineral. De uppträder särskilt på norra delen av St. Enskär och på Hundskär. Cordieriten bildar centimeter- eller decimeterstora, på vittrad yta mörkgrå till gråvita eller brunaktiga (omvandlade) porfyroblaster, vilka innehåller talrika inneslutningar. I flera fall har cordierit, ibland tillsammans med antofyllit, bildats efter mindre skjuvningszoner i berggrunden. Ett sådant beroende av tektoniska drag har framhållits av Tuominen och Mikkola (1950).

Fig. 27 och 28 visar cordierit, som delvis synes ha uppkommit efter nord-sydliga, brantstående sprickor i metaarenit på nordöstra stranden av St. Enskär. Areniten är biotitrik och innehåller även underordnad antofyllit. Den har troligtvis undergått en stark (»magnesia»)metasomatos i samband med cordieritbildningen, emedan inga i kemiskt hänseende närbesläktade, cordieritfria bergarter påträffats i sedimenten. På samma lokal uppträder en mestadels skarp, stundom



Fig. 30. Detalj av kontakten i fig. 29, strax söder om det i denna fig. avbildade partiet. Observera de tunna cordieritstrimmorna, som utgår från den mörka bergarten och genomsätter den ljusa.

*Detail of the contact in Fig. 29, immediately south of the area shown in the latter. Note the thin cordierite stripes, which form apophyses from the dark rock into the light one.*

dock diffus gräns mellan en ljus, cordieritförande metaarenit och ovannämnda svarta, biotit-cordieritrika bergart (fig. 29 + 30). Man ser här, hur cordieritbildningen i den ljusa areniten delvis skett efter tunna strimmor, som utgår från den mörka bergarten. Den biotit, som uppträder i den senare, visar  $n_{\gamma} = 1.608$  (meroxen) och är således betydligt magnesiumrikare än den, som påträffats i icke cordieritförande sediment (se ovan sid. 39). Det bör här också nämnas, att den mörka bergarten även uppträder som väl avgränsade partier i den ljusa.

Ett nätverk av millimetertunna cordieritstrimmor av nyss beskrivna slag uppträder på flera ställen i metaareniterna, bl. a. vid norra stranden av L. Enskär (fig. 31). I stort infogar sig detta nätverk i den allmänna förskiffringsriktningen, i detalj föreligger dock stora avvikelser. Då cordieriten omvandlats till en i mikroskop gulaktig, isotrop substans, framträder de tunna strimmorna särskilt tydligt i fält, emedan de då är starkt brunfärgade.

De plagioklaser, som uppträder i samband med cordierit, har i allmänhet betydligt lägre anortithalter än i de icke cordieritförande sedimenten. Sammansättningen är oftast sur oligoklas eller albit. Ibland, t. ex. i den biotitrika bergarten i fig. 27 och 28, är dock anortithalten delvis högre, men visar relativt stora variationer:  $An_{14}$ — $An_{22}$ . Zonering av normal typ uppträder i nyssnämnda berg-



Fig. 31. Gråvit metaarenit med nätverk av tunna mörka cordieritstrimmor. Kniven ligger i den allmänna förskiffringsriktningen. Norra stranden av L. Enskär, Svartlöga. *Greyish white meta-arenite with a network of cordierite (dark). The knife indicates the general direction of schistosity. Northern shore of L. Enskär, Svartlöga.*

art, med maximalt c:a 7 % An högre halt i kärnpartierna. Huruvida detta är ett relik drag från de vulkaniter, som gett upphov till sedimenten, eller om det rör sig om en metamorf zonerings (albitisering vid cordieritbildningen), kan dock ej avgöras.

Undantagsvis är plagioklasen ännu anortitrikare, med upp till c:a 35 % An. Cordieritbildningen är då mindre intensiv än vid de surare plagioklassammansättningarna.

Trots sedimentens relativt heterogena sammansättning är det alltså tydligt, att cordieritbildningen liksom i metadaciten medfört en allmän sänkning av plagioklasernas anortithalter.

I de metaareniter, som innehåller ett nätverk av cordierit, är texturen starkt ojämnkornig med upp till några millimeter stora kvartskrystaller och albitporfyroblaster i en finkornig (0.01—0.1 mm) grundmassa. I väsentlig mängd ingår även brun biotit, och underordnat blekgrön klorit. Accessorier är opakmineral, leukoxen, zirkon och apatit.

Texturen är sannolikt att tolka så, att en sönderskjuvning av sedimentet med partiell mylonitisering föregått en process, där cordieritbildning, albitisering och rekristallisation samverkat till att ge bergarten dess nuvarande utbildning.

Cordierit har förutom i areniter och konglomerat även påträffats i en grå aplitgång, som genomsätter sedimenten.

I de cordieritförande areniterna och konglomeraten ingår förutom de tidigare (sid. 39 och 40) omnämnda accessorierna ibland även rutil och turmalin. Halten av ilmenit och apatit kan vidare öka starkt jämfört med de cordieritfria sedimenten. Apatiten bildar i en almandin-antofyllit-cummingtonit-cordieritförande arenit på norra spetsen av St. Enskär fläckvis anordnade anhopningar av små ( $< 0.02$  mm) kristaller. Vidare kan i de cordieritförande sedimenten en svag kisimpregnation förekomma.

Almandin uppträder flerstädes rikligt i sedimenten som millimeter- till centimeterstora idiolblaster med talrika inneslutningar. Särskilt stark är granatbildningen på sydöstra delen av Lill-Trösslan, där almandin, antofyllit och cordierit bildats i riklig mängd inom ett begränsat område nära granitkontakten. Ljusbrytningen för almandinen varierar mellan 1.803 och 1.813, kantlängden är 11.53—11.54 Å.

Antofylliten bildar svarta, nålformade kristaller, vilka ofta är anordnade i kärvar (fig. 32). Dessa är vanligtvis ej inreglerade i existerande s-plan. Kärvarna uppträder i flera fall i en fläck, som är ljusare än omgivande sediment. Här har således skett en lokal metamorf differentiation med uppdelning i femiska och saliska beståndsdelar. På den nyssnämnda lokalen på Lill-Trösslan bildar antofylliten radialstråliga aggregat av upp till 1 dm långa nålar. Antofyllitens optiska egenskaper är följande:  $n_{\alpha} = 1.675$ ,  $n_{\gamma} = 1.695$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.020$ ,  $2V_{\gamma} = 70^{\circ} - 79^{\circ}$ . Absorption:  $\alpha =$  färglös,  $\beta =$  svagt grön,  $\gamma =$  svagt blågrön. Se vidare sid. 52.

Cummingtoniten är makroskopiskt svagt grönaktig och framträder därför ej så tydligt i fält som antofylliten. Den förekommer dels i de basiska bollarna i orienterad sammanväxning med vanligt hornblände (jfr sid. 35), dels i areniterna tillsammans med antofyllit, granat och cordierit. Vidare består en del ljusa bollar i konglomeratet huvudsakligen av kvarts och plagioklas med väsentligt inslag av cummingtonit och underordnad ilmenit. Cummingtoniten är, då den uppträder i väsentlig mängd i en bergart, aldrig associerad med någon större halt av biotit (jfr sid. 35). Detta anger, att den senare förbrukats vid cummingtonitbildningen. De orienterade sammanväxningarna med vanligt hornblände är också att tolka som en omvandling. Ovannämnda ljusa, kvarts-plagioklas-cummingtonitbollar har troligen primärt utgjorts av suprakrustalbergarter med biotit och/eller vanligt hornblände.

Cummingtoniten kan uppträda i samma slipprov som antofyllit, men har dock aldrig iakttagits i direkt kontakt med den senare. Den bildar nålformade, hypidioblastiska korn, vanligen utan reglering. Inneslutningar är vanliga. De optiska egenskaperna är följande:  $n_{\alpha} = 1.651$ ,  $n_{\gamma} = 1.671$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.020$ ,  $2V_{\gamma} = 79^{\circ} - 82^{\circ}$ ,  $c \wedge \gamma = 19^{\circ} - 24^{\circ}$ . Tvillingbildning efter  $\{100\}$  är vanlig. Cummingtoniten är i slipprov färglös eller ytterst svagt grönaktig.

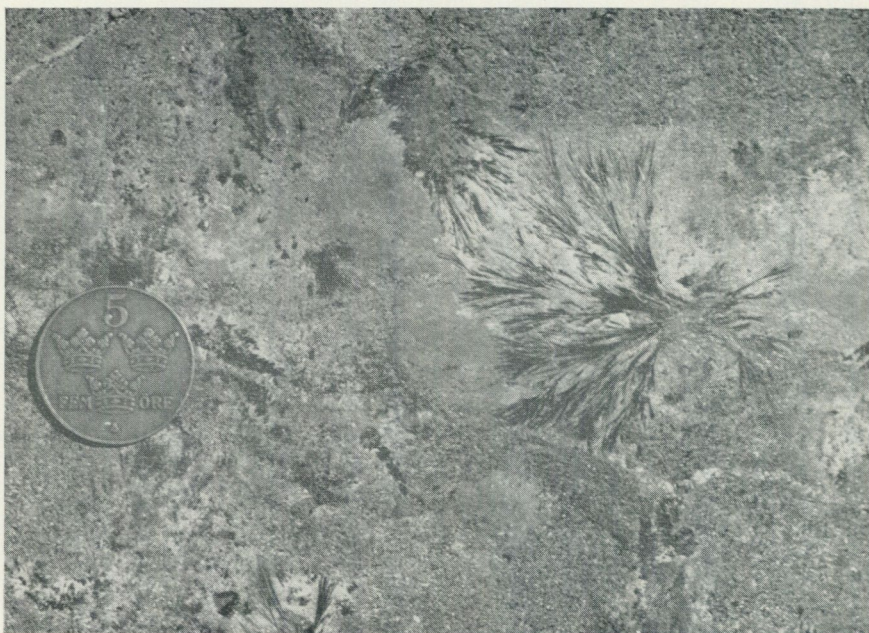


Fig. 32. Kärvformat anordnade antofyllitnålar i metaarenit på norra spetsen av St. Enskär, Svartlöga.

*Radiating aggregates of anthophyllite needles in meta-arenite on the northern point of St. Enskär, Svartlöga.*

Andalusit förekommer på några lokaler, t. ex. på norra delen av Stor-Trösslan och på nordöstra stranden av St. Enskär. Den uppträder i metaarenit eller glimmerskiffer, oftast associerad med cordierit men aldrig med antofyllit eller cummingtonit. Andalusiten kan i fält skiljas från cordierit genom sin svagt rödaktiga färg.

De andalusitförande sedimenten innehåller i övrigt huvudsakligen kvarts och blekbrun eller brun biotit, samt varierande mängd plagioklas och muskovit. De sistnämnda kan saknas eller endast uppträda som accessorier. Bland dessa märks i övrigt apatit, opakmineral, klorit, zirkon, rutil, leukoxen och turmalin. Plagioklasen är albit eller oligoklas ( $An_6$ — $An_{25}$ ), även i de fall då andalusiten ej uppträder i direkt samband med cordierit.

Andalusiten bildar starkt poikiloblastiska korn av upp till några centimeters storlek. Ibland påträffas i sedimenten aggregat av stora muskovitfjäll, vilka troligen utgör pseudomorfoser efter andalusit.

Slutligen skall här parentetiskt även redogöras för en ovanlig mineralbildning, vilken i ett enstaka fall uppträder i sedimenten på norra delen av St. Enskär (se fig. 33).

En skiktgräns mellan konglomerat och arenit avskäres av ett aggregat av milli-



Fig. 33. Zonerad porfyroblast, vilken vuxit tvärs över skiktgränsen mellan konglomerat (underst) och metaarenit. En kärna av grovkristallin kvarts omges av en kvarts-andesin-biotitrand. Från NÖ stranden av St. Enskär, Svartlöga.

*Zoned porphyroblast, which has grown across the bedding-plane between conglomerate (lower part) and meta-arenite. A core of coarse-grained quartz is surrounded by a marginal zone consisting of quartz, andesine and biotite. From the northeastern shore of St. Enskär, Svartlöga.*

meterstora kvartskristaller. Dessa omges av en tunn, ljusare mantel, bestående av mer finkristallin (0.08—0.15 mm) kvarts, samt plagioklas ( $An_{32}$ ) och grön biotit. Den senare bildar även sparsamma inneslutningar i de stora kvartserna. Några rent kvartsitiska fragment eller bollar av liknande slag har ej iakttagits i konglomeratet. Det är sannolikast, att det rör sig om en metamorf bildning (en porfyroblast).

På norra och mellersta delarna av Stor-Trösulan påträffas i sedimenten en större, linsformad inlagring av amfibolit. Denna är finkornig, till färgen grönsvart, samt är vanligtvis almandinförande. Efter norra stranden av Stor-Trösulan framträder ofta en brecciestruktur (fig. 34) med mörka, fragmentartade partier i en ljusare grönstenstyp. Kontakten mot sedimenten är skarp. Troligen utgör den granatförande amfiboliten på södra spetsen av Pellesören en östlig fortsättning på ovannämnda grönsten.

På grund av sin finkorniga utbildning har amfiboliten hänförs till suprakrustalbergarterna. Detta utesluter dock ej ett intrusivt (lakkolitiskt) bildningssätt. Amfiboliten är äldre än traktens grönstengångar, emedan den vid östra stranden av Stor-Trösulan genomsättes av en sådan.



Fig. 34. Suprakrustalamfibolit med brecciestruktur. Norra stranden av Stor-Trösslan, väster om Svartlöga.

*Supracrustal amphibolite with a breccia structure. Northern shore of Stor-Trösslan, W. of Svartlöga.*

Mineralogiskt dominerar plagioklas ( $An_{31}$ — $An_{37}$ ), vanligt hornblände och grönbrun biotit med väsentligt inslag av kvarts. Plagioklasen är ibland zonerad. Hornbländet visar  $2V_{\alpha} = 73^{\circ}$ ,  $c \wedge \gamma = 16^{\circ}$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.018$ .

Mer underordnat uppträder ilmenit och magnetit, och accessoriskt klorit (bildad ur biotit), apatit och zirkon. Vidare påträffas magnetkis här och var i amfiboliten liksom i de omgivande sedimenten.

Till ovanstående mineral kommer vanligen en väsentlig mängd almandin i form av upp till någon centimeter stora, ofta vackert idioblastiska kristaller. Granaten visar  $n = 1.809$ ,  $a_0 = 11.57 \text{ \AA}$ .

Vidare uppträder ibland, liksom i sedimenten, antofyllit, cummingtonit och cordierit. Även andalusit har påträffats accessoriskt i en starkt biotitskiffrig, cordieritförande zon.

Nyssnämnda mineral förekommer särskilt rikligt i de nordöstra och östra delarna av amfibolitlinsen på Stor-Trösslan. Antofylliten bildar svarta, kärvformade kristallaggregat av maximalt några centimeters längd, vilka liksom i sedimenten omges av ljusa fläckar (fig. 35). En kemisk analys har utförts på antofyllit från amfiboliten på östra spetsen av Stor-Trösslan. (Se tab. 8, där även mineralets optiska egenskaper redovisas). Halterna av  $Fe^{2+}$  och Al är höga, varför mineralet

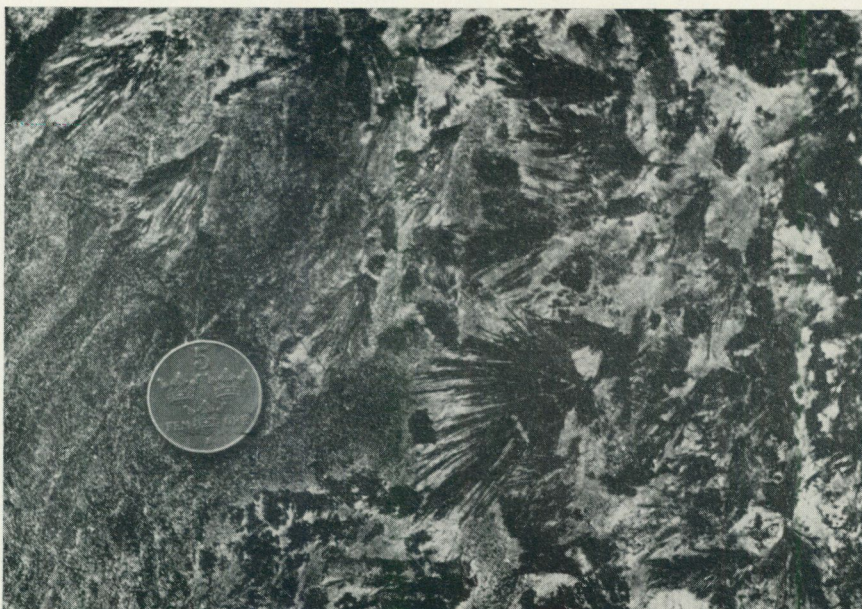


Fig. 35. Kärvformat anordnade antofyllitnålar i suprakrustalamfibolit. Antofylliten omges av ljusa, kvarts-plagioklasrika fläckar. Östra spetsen av Stor-Trösslan, väster om Svartlöga.

*Radiating aggregates of anthophyllite needles in supracrustal amphibolite. The anthophyllite is surrounded by light spots of quartz and plagioclase. Eastern point of Stor-Trösslan, west of Svartlöga.*

bör benämnas järn(II)-aluminiumantofyllit (ferroan-aluminian anthophyllite, se Rabbitt, 1948).

Ännu järnrikare antofylliter än den av förf. funna har beskrivits av Seitsaari (1956) och av Seki och Yamasaki (1957). Värdena på mg är i dessa båda fall 0.19 resp. 0.001. Ljusbrytningarna ligger i överensstämmelse härmed också över de av förf. funna för antofylliten från Stor-Trösslan med  $mg = 0.363$ .

Det bör här tilläggas, att mineralet även röntgenografiskt identifierats som antofyllit, genom upptagningar av pulverfotogram.

Cummingtoniten har uppkommit ur vanligt hornblände och bildar med detta sammanväxningar av det slag som ovan (sid. 35) beskrivits. De optiska egenskaperna är:  $2V_{\gamma} = 83^{\circ}$ ,  $c \wedge \gamma = 22^{\circ}$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.022$ . I samband med förekomsten av cummingtonit sjunker biotithalten avsevärt.

På Pellesören uppträder i växelagring med konglomerat en breccia med mer eller mindre kantiga, mörka, porfyritiska andesit- eller kvartsandesitfragment. Dessa ligger i en ljusare grundmassa (fig. 36). Fragmenten är av samma typer, som påträffas i konglomeratet. Texturen är i undersökta prov blastoporfyritisk, med hypidioblastiska, stundom zonerade strökorn av plagioklas (basisk andesin



Fig. 36. Breccia med fragment av andesitisk till kvartsandesitisk porfyrit. Mellersta delen av Pellesören, norr om Svartlöga.

*Breccia with fragments of porphyritic andesite to quartz-andesite. From the central part of Pellesören, north of Svartlöga.*

till sur labrador) i en grundmassa av plagioklas av liknande sammansättning, mörkbrun biotit och varierande halt av kvarts. I grundmassan ingår vidare underordnat vanligt hornblände med  $2V_{\alpha} = 77^{\circ}$ ,  $c \wedge \gamma = 14^{\circ}-18^{\circ}$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.018$ . Accessorier är epidot (i kärnpartierna på plagioklasströkornen) apatit, opakmineral, zirkon, titanit och klorit.

Den ljusare grundmassan mellan fragmenten består huvudsakligen av kvarts och vanligt hornblände, det senare mineralet i nålformade, ofta poikilblastiska kristaller utan reglering. Tvillingbildning efter  $\{100\}$  förekommer. Vidare ingår en väsentlig halt av plagioklas ( $An_{42}$ ). Underordnat uppträder mörkbrun biotit. Accessorier är apatit och zirkon.

#### YNGSTA LEPTITAVDELNINGEN

Denna leptitavdelning omfattar större delen av suprakrustalstråket på V. och Ö. Lagnö och fortsätter i ONO-lig riktning över Sundaskären och Salskären till Mellgrunden norr om Svartlöga. Bergarterna utgöres av leptit, varierande i färgen från grå till röd, samt glimmerrik leptit och glimmerskiffer. Som ovan nämnts (sid. 17) förekommer både gradvisa och skarpa övergångar mellan bergarter med olika glimmerhalt.

En speciell typ av glimmerskiffrar utgör de gråsvarta, biotitrika bergarter, vilka på grund av sina höga anortithalt i plagioklasen tolkats som dacidiska metatuff(it)er. De har följaktligen på kartan givits samma beteckning som ytbergarten på sydligaste delen av Lagnöarna.

I leptiterna påträffas ofta konglomeratiska lager. Grundmassan i dessa är vanligen glimmerrikare än i omgivande leptiter. Även agglomeratiska bildningar kan ingå, ehuru vid ifrågavarande metamorfosgrad en uppdelning i agglomerat och konglomerat ej kan genomföras. Därför har genomgående den senare beteckningen använts.

På norra delen av Ö. Lagnö förekommer en inlagring av urkalksten i leptiterna, vilken har sin fortsättning i en smärre kalkstensförekomst på södra delen av Salskären. På sistnämnda lokal och på Tiströnörarna uppträder även ett amfibolitiskt skikt, vilket är att hänföra till suprakrustalbergarterna.

Mot öster sker en allmän ökning av leptitavdelningens mäktighet. Denna är c:a 650 m på Norra Ljusterö, ungefär 1500 m på östra spetsen av Ö. Lagnö, samt förefaller vara minst 3000 m i höjd med Salskären. I det sistnämnda fallet är värdet på grund av de glesa blottningarna osäkert, emedan förkastningar kan ha skett här (se sid. 88). Till en del kan ökningen också vara skenbar, om nämligen urgraniten skär något snett över lagringen. Att detta dock ej enbart kan ge upphov till den ökade lagermäktigheten, framgår av att avståndet mellan urkalkstenen och den dacidiska metatuff(it)en ävenledes tilltar mot öster.

Leptiterna är som nämnts grå till röda. De grå leptiternas fältspat utgöres av plagioklas, ofta dock tillsammans med mikroklin i maximalt ungefär samma mängd som plagioklasen. Sålunda varierar dessa leptiter från natrondominanta till alkaliintermediära. De rödgrå till röda leptiterna innehåller alltid betydande mängder mikroklin. Tillsammans med kalifältspaten uppträder sur plagioklas i varierande mängd. Proportionerna mellan de båda fältspaterna är sådana, att de varierar från alkaliintermediära typer till sådana, som är kalidominanta. Rena kalileptiter utan plagioklas har aldrig iakttagits. Kvoten mikroklin: plagioklas i volymprocent är maximalt c:a 1.5 i undersökta prov.

Gränsen mellan röda och grå leptiter är många gånger flytande, i en del fall dock skarp.

Vid karteringen har en uppdelning skett med hänsyn till färgen, så att rödgrå till röda leptiter förts till en grupp, grå leptiter till en annan. Beteckningen för röda leptiter har dock ej använts, då en leptit sekundärt erhållit en brunröd färgton genom oxidationsprocesser, vilka senare ofta kan iakttagas utgå från sprickor i bergarten.

Ovannämnda indelning ger enligt föregående beskrivning ej någon fullständig uppdelning i kemiskt hänseende, vilket hade varit önskvärt. Ett sådant särskiljande av olika leptittyper skulle kräva mikroskopstudier av en sådan omfattning, att de naturligt nog ej låter sig utföras.

På Lagnöarna kan två större stråk med rödgrå till röda leptiter urskiljas: ett

nordligt, vilket kan följas över hela Ö. och V. Lagnö med fortsättning på N. Ljusterö, samt ett sydligt, som är mer ofullständigt och visar stora avbrott. Det senare behöver dock ej innebära, att bergartens kemiska sammansättning förändras väsentligt (jfr ovanstående). De grå leptiterna, som ligger i de rödas strykningens riktning, har också vid några stickprov visat sig ha ungefär samma mineralogiska sammansättning som de senare. (Jfr även tab. 11.)

Vanligen kan en viss leptittyp följas utan plötsliga avbrott i strykningens riktning. En sådan hastig förändring sker dock t. ex. mellan L. och St. Askholmen. På den förstnämnda ön är leptiten grå eller underordnat svagt rödgrå, samt innehåller talrika stora kvartsströkorn. Den består huvudsakligen av kvarts och andesin ( $An_{40}$ ), med väsentligt inslag av mikroklin och brungrön biotit. Ibland är vidare halten av magnetit hög. Den röda leptiten på St. Askholmen består huvudsakligen av kvarts och mikroklin med väsentlig halt av albit ( $An_8$ ) och muskovit. Den innehåller vidare hämatit, ibland i millimeterstora kristaller. Pegmatit uppträder här betydligt rikligare än på L. Askholmen.

Vid övergångar av ovanstående slag kan metasomatiska processer ha bidragit till en höjning av albit- och mikroklinhalten, samtidigt som oxidationsgraden ökat.

Ett vanligt drag inom den yngsta leptitavdelningen (till skillnad från den äldsta) är, att millimeterstora kvartskorn ligger inströdda i en finkornig grundmassa. Dessa kvartser visar sig i mikroskop vara uppdelade i ett relativt litet antal kristaller, som i genomsnitt är betydligt grövre än grundmassans kvartskorn. För dessa kristallaggregat skall genomgående beteckningen (granulerade) »kvartsströkorn» användas, då de uppträder i bergarter, där icke denna benämning på grund av skiktstrukturer eller liknande blir inadekvat. Härmed kan dock ej utslutas andra tolkningsmöjligheter, då leptiterna t. ex. även kan tänkas utgöra oskiktade kristalltuffar. I detta sammanhang bör även erinras om att de på Svartlöga uppträdande arenitiska sedimenten, liksom konglomeratets grundmassa, innehåller kvartskorn av liknande slag, vilka här sålunda utgör fenoklaster.

Kvartsströkornen har på kartan endast markerats, då de är speciellt framträdande i en bergart. Detta gäller huvudsakligen den grå leptiten på nordligaste delen av Lagnöarna och N. Ljusterö (se nedan).

Den yngsta leptitavdelningen har, till skillnad från tidigare beskrivna supra-krystalbergarter, i stor utsträckning överfört i pegmatit- och aplitsliriga ådergnejser. Detta gäller framför allt de delar, där glimmerskiffrar och glimmerrika leptiter uppträder i stor mängd. De senare har sålunda fungerat som tektoniska svaghetszoner, vilka underlättat pegmatiternas intrusion. Rikedomen på glimmer kan dock till en del även vara en följd av pegmatitbildningen. En anrikning på biotit kan nämligen ske i en bergart, som undergår partiell mobilisering.

Den stundom mycket rikliga genomdränkningen med pegmatitiska lösningar måste även ha medfört en viss metasomatos i de ådergnejsomvandlade ytberg-

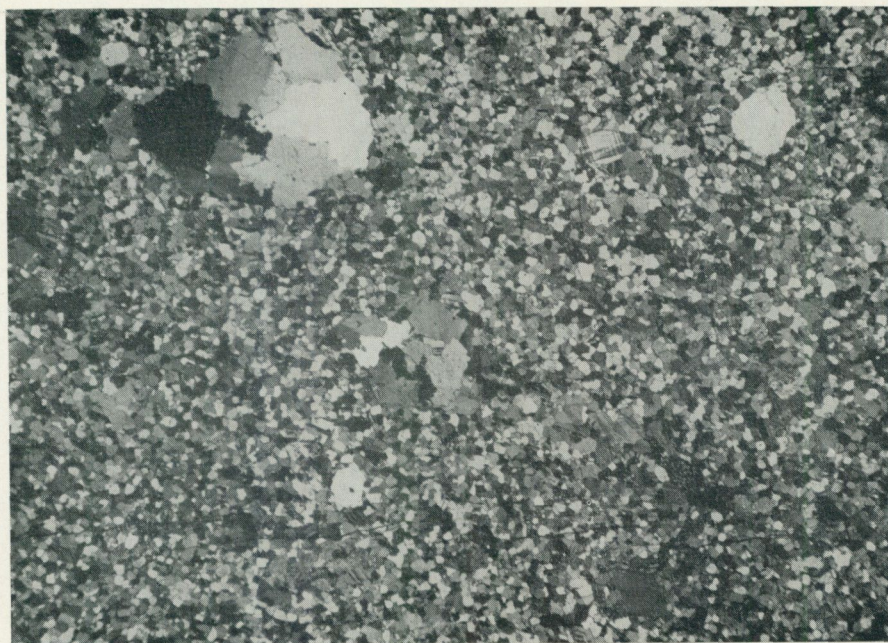


Fig. 37. Slipprov av rödgrå, kvartsporfyrisk leptit. Mikroclin och plagioklas ( $An_{21}$ ) ingår i ungefär lika mängd. 400 m NNO Mörnäsudden, Ö. Lagnö. 2 nic.,  $9 \times$ .

*Thin section of reddish grey, quartz-porphyrific leucite. Microcline and plagioclase occur in sub-equal amounts. 400 metres N.N.E. of Mörnäsudden, Ö. Lagnö. 2 nic.,  $9 \times$ .*

arterna, varigenom dessa anrikats på väsentligen alkalifältspat. Denna ökning av speciellt mikroclinhalten uppträder i huvudsak i glimmerskiffrarna. Den kan betraktas som en kontinuerlig följd från en begynnande bildning av enstaka mikroclinporfyroblaster, över starkare påverkade glimmerskiffrar med mikroclin- eller pegmatitmaterialet ansamlad i linser och tunna ådror, och till de starkt inhomogena och sliriga ådergnejserna. Mellanstadiet får många gånger närmast karaktär av en glimmerrik "ögongnejsgranit".

Beträffande de mineralbildningar i leptiterna, som kan hänföras till påverkan från den röda urgraniten, se nedan sid. 62 och 68.

De rödgrå till röda leptiterna domineras mineralogiskt av kvarts, mikroclin (ofta pertitisk) och sur plagioklas ( $An_5$ — $An_{20}$ ). Proportionerna mellan de båda fältspaterna är vanligen sådana, att mikroclinhalten är lika stor som eller något större än halten av plagioklas. Den senare fältspaten visar dock i en del fall svag dominans.

Muskovit bildar i allmänhet en väsentlig beståndsdel. Mer underordnat uppträder mörkt grönbrun biotit, vilken i en del fall dock kan överväga över muskoviten. Accessorier är opakmineral (huvudsakligen hämatit), zirkon, apatit, granat

och klorit, den sistnämnda en omvandlingsprodukt ur biotit. En kemisk analys av rödgrå, kvartsporfyrisk leptit redovisas i tab. 9.

Kvartsen bildar ofta granulerade strökorn (fig. 37). Detta är särskilt fallet i det nordligaste stråket på Ö. Lagnö. Vidare uppträder ibland större, xenoblastiska plagioklaser i grundmassan. Dessa kan representera primära strökorn, men även sekundära bildningar (porfyroblaster). De innehåller ofta oregelbundet begränsade, antipertitiska fläckar och strimmor av mikroklin, vilken senare i en del fall t. o. m. kan dominera över plagioklaskomponenten.

Grundmassan är granoblastisk. Då mikroklin och plagioklas gränsar till varandra, uppträder ofta en albitrand i kristallografisk kontinuitet med den senare vid själva kontakten mellan kornen. Plagioklaser invid mikroklin bildar vidare ibland myrmekitiska sammanväxningar med kvarts.

Vidare skall nämnas, att mikroklin stundom bildar aggregat av större korn (ögon).

De röda leptiterna visar i sin helhet svagare slirgnejsomvandling än de grå. De innehåller vidare betydligt färre glimmerrika skikt än de senare, och framträder ofta som obetydligt skiktade, homogena bergarter, vilka vid starkare förgröning genom rekristallisation får ett fint medelkornigt granitiskt utseende.

I en rödgrå leptit c:a 500 m VSV om Pottholmsudden på Ö. Lagnö påträffas linsor av grå leptit (fig. 38). Troligen representerar denna struktur avslitna grå skikt i den rödgrå leptiten (jfr Beyer, 1954, sid. 195—198).

De grå leptiterna består huvudsakligen av kvarts och plagioklas, med varierande halter av mikroklin, biotit och muskovit. Texturen är i jämnkorniga typer granoblastisk. I underordnad mängd eller som accessorier uppträder epidot, till stor del uppkommen ur plagioklas, samt klorit. Accessorier är i övrigt opakmineral, apatit, zirkon, titanit, leukoxen, rutil och granat. I en del fall påträffas även vanligt hornblände, ibland också små mängder flusspat och kalcit. Bland opakmineralen märks särskilt magnetit, vilken kan starkt anrikas i strimmor i leptiten, ibland tillsammans med titanit.

Kvartsen bildar ofta granulerade strökorn, vilka är mer eller mindre linsformat utdragna i skiffrihetsplanet. Storleken är vanligen någon eller några få millimeter, men kan uppgå till närmare en centimeter. Det senare gäller de strökorn, som uppträder i den grå leptiten på nordligaste delen av Lagnöarna, och som här är särskilt väl utbildade och rikligt förekommande (se kartan).

Sistnämnda leptit, som ofta är starkt natrondominant, innehåller på en del ställen även millimeterstora plagioklasströkorn, vilka i ett undersökt prov har en sammansättning av c:a  $An_{37}$ , medan grundmassan visar genomgående lägre värden:  $An_{27}$ — $An_{30}$ . Strökornen är ofta zonerade och visar xeno- eller hypidoblastisk kristallbegränsning. Liknande kvarts-plagioklasporfyriska strukturer förekommer på flera ställen, t. ex. i en grå leptit på Norrskäret—Smultronön bland Sundaskären. De biotitrika varieteterna av dessa porfyriska leptiter liknar mycket metadaciten på Svartlöga och de fenoklastförande typerna av den dacitiska me-

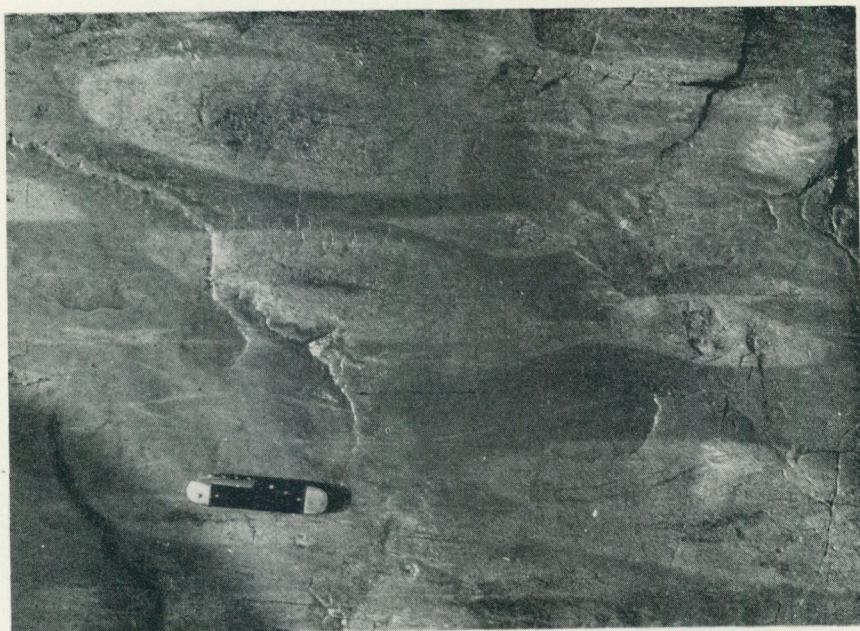


Fig. 38. Linser av grå leptit i rödgrå d:o. Stranden c:a 500 m VSV Pottholmsudden, Ö. Lagnö.

*Lenses of grey leucite in reddish grey do. From the shore about 500 metres W.S.W. of Pottholmsudden, Ö. Lagnö.*

tatuff(it)en på södra delen av Lagnöarna. Olikheterna i mineralogisk utbildning består främst i en något lägre biotit- och något högre mikroklinhalt i leptiten.

Plagioklasernas sammansättning i de grå leptiterna varierar i undersökta prov mellan  $An_{10}$  och  $An_{40}$ , således i genomsnitt högre värden än för de röda leptiterna. Även de mest basiska av dessa plagioklaser är ibland associerade med väsentliga mängder mikroklin, ehuru mer sällan än de albitrikare.

Mikroklin uppträder i maximalt ungefär samma mängd som plagioklas, men saknas helt i en del prov. Den är ofta pertitisk. I de mikroklinförande leptiterna uppträder albitränder i plagioklas samt myrmekeit och antipertit på samma sätt som ovan beskrivits för de röda leptiterna.

Biotiten är vanligen mörkt brun eller brungrön, samt visar kloritomvandling av varierande styrka. I de grå leptiterna uppträder på några lokaler vanligt hornblände i zonerade sliror, liknande dem som ovan (sid. 26) beskrivits från meta-daciten på Svartlöga. Även epidotrika sliror förekommer.

I tab. 10 ges den kemiska sammansättningen av en grå, kvartsporfyrisk, mikroklinfri leptit. Tab. 11 anger sammansättningen av en grå, mikroklinförande leptit, och tab. 12 av en grå leptit i växellagring med glimmerskiffer. Den höga  $K_2O$ -halten i tab. 11 beror på en relativt stark sericitomvandling av plagioklasen.



Fig. 39. Bandad grå leptit och glimmerskiffer med sparsamma pegmatitådror. 350 m N om Värsvikudden, Ö. Lagnö.

*Banded grey leptite and mica schist with sparse pegmatite veins. 350 metres N. of Värsvikudden, Ö. Lagnö.*

Genom en successivt stegrad halt av glimmer i förhållande till kvarts och fältspat erhålles glimmerrika leptiter och glimmerskifferar (jfr sid. 17). Både diffusa (gradvisa) och skarpa övergångar mellan bergarter med olika glimmerhalt förekommer. Då det senare är fallet uppträder bl. a. de vackert skiktade leptiter och glimmerskifferar, som påträffas på många lokaler på Lagnöarna (fig. 39). De leptiter, som ingår i dessa regelbundet bandade partier, uppvisar i allmänhet en jämnare kornighet än de övriga: större plagioklaser och granulerade kvartskorn förekommer sällan. Vidare är dessa leptiter vanligen grå. Ibland påträffas dock även rödgrå leptit i växellagring med glimmerskiffer (fig. 40).

Det största sammanhängande stråket med glimmerskifferar ligger strax norr om den dacitiska metatuff(it)en på N. Ljusterö, V. Lagnö och västligaste delen av Ö. Lagnö.

Glimmerskifferarna har en lepidoblastisk textur. De är i många fall betydligt mer grovkristallina än leptiterna, och kornstorlekar mellan 0.3 och 1 mm är vanliga. Genom tektonisk nedkrossning av de ingående mineralen kan kornigheten sekundärt reduceras, och kataklastexturer med komplicerade kornfogar uppkommer.

Huvudmineral är kvarts och glimmer (muskovit och/eller biotit). Plagioklas



Fig. 40. Rödgrå, något förgrovad, glimmerskifferbandad leptit. 400 m VNV Hästede, N. Ljusterö.

*Reddish grey, coarse leptyte, interbanded with mica schist. 400 metres W.N.W. of Hästede, N. Ljusterö.*

av oligoklassammansättning ( $An_{10}$ — $An_{26}$ ) ingår vanligen också som huvud-mineral eller väsentligt mineral. Mikroclin (ofta pertitisk) uppträder i varierande mängd från huvudmineral till accessorie, eller saknas helt. Dess uppträdande är många gånger tydligt sekundärt gent emot övriga mineral: mikroclin tränger in mellan korngränserna på de senare och bildar poikilitiska porfyroblaster samt pegmatitiska linser och sliror (jfr ovan sid. 57).

Accessoriskt påträffas i glimmerskifferna epidot, apatit, zirkon, opakmineral (delvis limonit och hämatit), almandin och flusspat. Klorit uppträder i växlande mängd som omvandlingsprodukt ur biotit. Den senare innehåller stundom talrika nålformade mikroliter av rutil. Aluminiumrika silikat som andalusit och cordierit har aldrig påträffats (jfr dock nedan).

Av tab. 13 framgår den kemiska sammansättningen av en glimmerskiffer, som uppträder i regelbunden växellagring med den grå leptiten i tab. 12. Som framgår av tabellerna, innehåller leptiten i jämförelse med glimmerskiffern högre halter av  $FeO$ ,  $CaO$  och  $Na_2O$ , men lägre av  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  och  $SiO_2$ .

I tab. 14 redovisas en kemisk analys av en glimmerskiffer, vari mikroclin bildats sekundärt i riklig mängd. Denna glimmerskiffer uppträder som band av decimeter- till meterbredd i den grå, kvartsporfyriska leptiten i tab. 10.

Förutom de tidigare nämnda porfyroblasterna av mikroclin har även en annan



Fig. 41. Zonerade porfyroblaster i biotitskiffrig zon i grå leptit. Den mörka kärnan i porfyroblasterna består av muskovit, den ljusa randen av plagioklas ( $An_{13}$ ). Från stranden 600 m NNV Hästede, N. Ljusterö.

*Zoned porphyroblasts in a biotite-rich zone in grey leptyte. The dark central parts consist of muscovite, the light rims of plagioclase ( $An_{13}$ ). From the shore 600 metres N.N.W. of Hästede, N. Ljusterö.*

typ av mineralnybildning påträffats i glimmerskifferna: I en biotitrik zon i grå rel. mikroklirik leptit vid stranden 600 m NNV Hästede gård på N. Ljusterö uppträder zonerade porfyroblaster av följande sammansättning. En central, upp till centimeterstor muskovitkristall med poikilitiska inneslutningar av huvudsakligen plagioklas, men även biotit, omges av en mantel av ofta millimeterstora plagioklaser ( $An_{13}$ ). (Se fig. 41.) De stora muskoviterna är ej inreglerade i de befintliga tektoniska s-planen.

Liknande porfyroblaster av muskovit, dock utan plagioklasmantel, påträffas i de grå leptiterna intill urgranitkontakten i norr, t. ex. på södra delen av Revlingen. Muskoviterna bildar här nålformade förgreningar ut i leptiten. Troligen rör det sig här liksom i föregående fall om omvandlad  $Al_2SiO_5$  i form av sillimanit resp. andalusit.

Glimmerskifferna utgör i genetiskt hänseende en heterogen grupp. Den regelbunda växellagring, som ofta uppträder mellan leptit och glimmerskiffer (ibland med inslag av konglomeratiska skikt) representerar i de allra flesta fall säkerligen en primär, sedimentär lagring. De mera oregelbundna strimmorna av glimmerskiffer i leptit (fig. 42) är dock sannolikt ett resultat av tektoniska rörelser. Dessa



Fig. 42. Grå leptit med glimmerrika strimmor, vilka troligen är av tektoniskt ursprung. Stranden c:a 900 m NNV Ramsdal, Ö. Lagnö.

*Grey leptite with mica-rich bands, which are probably formed by tectonic movements. From the shore about 900 metres N.N.W. of Ramsdal, Ö. Lagnö.*

kan dock ha utlösts efter en redan primärt glimmerrik bergart. Av tektoniskt ursprung är troligen många glimmerrika partier i den grå leptiten på norra delen av Lagnöarna. Här påträffas nämligen ofta gradvisa övergångar från glimmerfattig, kvartsporfyrisk leptit till starkt glimmeranrikad leptit eller glimmerskiffer, i vilka senare talrika kvartsströkorn är bevarade. Dessa glimmerrika zoner är i allmänhet föga uthålliga i strykningsriktningen.

Likaledes tektoniska är sådana extremt starkt förskiffrade glimmerbergarter, som anträffas t. ex. på södra spetsarna av St. och L. Askholmen.

Då såväl biotithalten som plagioklasens anortithalt är höga, utgör glimmerskifferna bergarter, som till sin sammansättning överensstämmer med den daciditiska metatuff(it)en på södra delen av Lagnöarna, och sålunda på kartan erhållit samma beteckning som den senare. Endast de större förekomsterna av sådana daciditiska inlagringar har markerats på kartan. Det är ej möjligt att i fält fullständigt skilja dessa bergarter från de normala glimmerskifferna, då övergångstyper förekommer. Kartbilden torde dock i stort ge en riktig uppfattning av utbredningen av de daciditiska inlagringarna. Dessa uppträder i huvudsak i den undre delen av den yngsta leptitavdelningen, särskilt på östra delen av Ö. Lagnö. Söder om Hemviken vid V. Lagnö växellagrar tunna daciditiska skikt med normal



Fig. 43. Växellagring mellan leptit (grå), glimmerskiffer (grå till gråsvart) och dacitisk metatuff(it) (svart). Ådror och sliror av gråvit pegmatit. 550 m SO gården Annelund på V. Lagnö.

*Alternating layers of leptite (grey), mica schist (grey to greyish black) and dacitic metatuff(ite) (black). Veins and schlieren of greyish white pegmatite. 550 metres S.E. of Annelund, V. Lagnö.*

glimmerskiffer och grå leptit (fig. 43). I vilken omfattning de starkt ådergnejs-omvandlade och metasomatiskt förändrade glimmerskiffrar, som uppträder på t. ex. mellersta delarna av V. Lagnö och N. Ljusterö, utgjort dacitiska inlagringar, är ej möjligt att avgöra.

De dacitiska tuff- eller tuffitinlagringarna har samma struktur och sammansättning som motsvarande tidigare (sid. 30—32) beskrivna bergart. De stora plagioklasfenoklasterna saknas dock. Vidare är inlagringarna i de yngsta leptiterna på sydöstra delen av Ö. Lagnö ofta konglomeratiska, med bollar av centimeter- eller decimeterstorlek av huvudsakligen grå eller gråvita, ibland kvarts-porfyriska leptiter.

De dominerande mineralen är liksom i den förut beskrivna dacitiska metatuff(it)en andesin, brun biotit och kvarts. Beträffande underordnade mineral och accessorier se sid. 32. Granat påträffas ibland, t. ex. 150 m NV Hummeldalsholmen. Mikroclin är sällsynt. Den uppträder som halvcentimeterstora, starkt poikilitiska porfyroblaster i en lokal förskiffringszon på Värsvikudden (fig. 44). Inneslutningarna är till stor del linjärt anordnade med olika riktning i olika korn, varför de sistnämnda torde ha roterat efter sin bildning. I och omkring denna

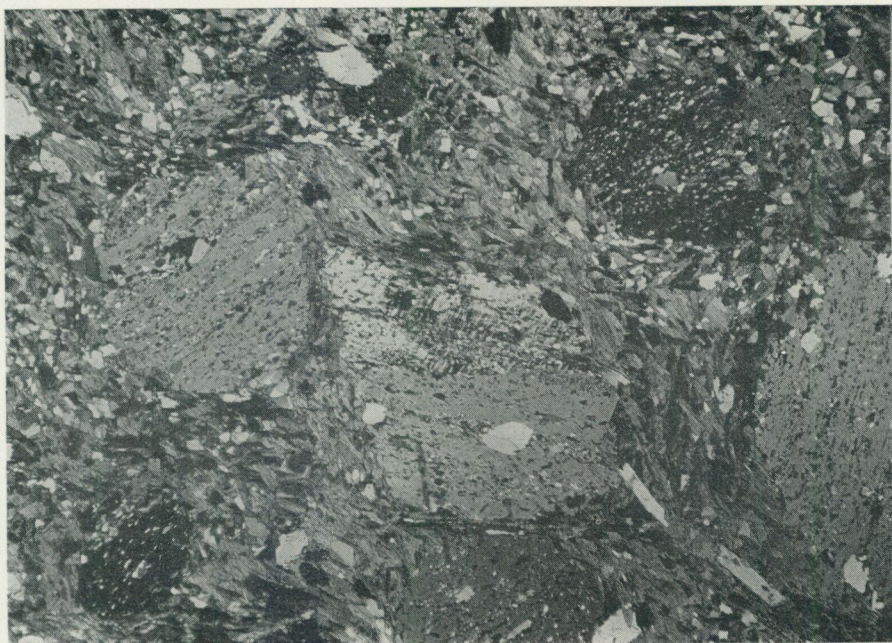


Fig. 44. Mikroclinporfyroblaster i ursprungligen dacitisk metatuff(it). De linjärt anordnade inneslutningarna av kvarts, plagioklas, apatit m. m. visar, att en rotation av porfyroblasterna skett. Från Värsvikudden, Ö. Lagnö. 2 nic., 9 ×.

*Microcline porphyroblasts in originally dacitic metatuff(ite). The inclusions of quartz, plagioclase, apatite etc., arranged in more or less straight lines, show that the porphyroblasts have been rotated. From Värsvikudden, Ö. Lagnö. 2 nic., 9 ×.*

mikroclinförande zon påträffas vid mikroskopisk granskning anhopningar av små (< 0.03 mm) apatitkristaller i linser eller strimmor. Apatiten uppträder även som inneslutningar i mikroclinen. Av ovanstående framgår, att mineralisatorer torde varit närvarande i samband med mikroclinbildningen (jfr även sid. 49).

Ofta uppträder lokala konglomerathorisonter i leptiterna. Bollarna är endast i undantagsfall över c:a en decimeter stora och består i allmänhet av grå leptit. Grundmassan är vanligen betydligt glimmerrikare än omgivande leptiter. Ibland påträffas dock även konglomerat, där grå leptit bildar grundmassan, och bollarna utgöres av glimmerskiffer eller leptit. På norra delen av Pottholmsudden uppträder ett grovklastiskt konglomerat med dacitiska, ibland porfyritiska bolla.

Uralksten ingår som tidigare nämnts i övre delen av leptitavdelningen (fig. 45). Den har med avbrott kunnat följas över hela norra delen av Ö. Lagnö, men har ej påträffats på V. Lagnö. På Salskären uppträder en nordostlig fortsättning på kalkstensinlagringen.

Uralkstenen är maximalt c:a 5 m bred och växellagrar med grå eller rödaktig leptit (jfr fig. 45). De rena kalkstensskikten är högst några få decimeter mäktiga. Omgivande leptit innehåller ibland epidotrika linser.

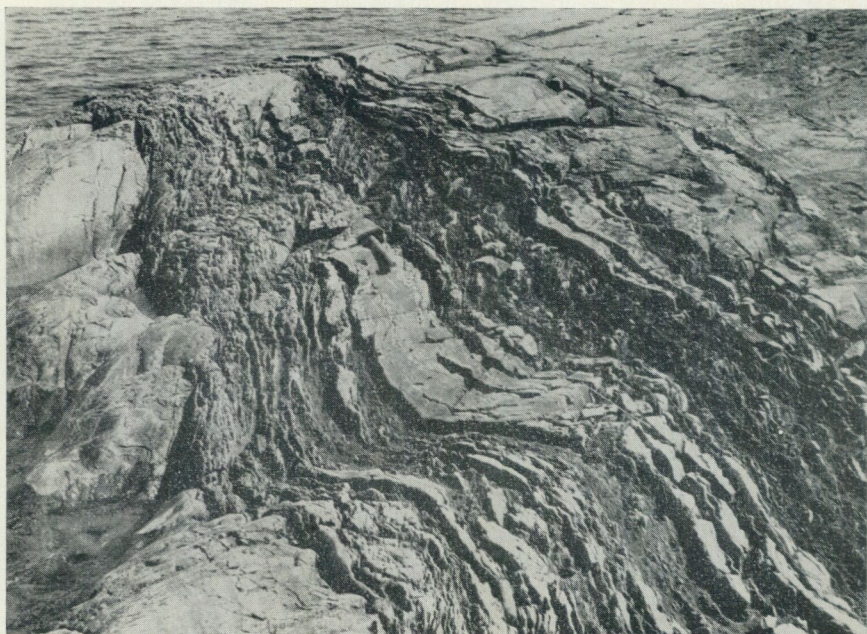


Fig. 45. Grå urkalksten med leptitskikt. Sydöstra stranden av Skakroksudden, Ö. Lagnö.

*Grey crystalline limestone with leptite layers. Southeastern shore of Skakroksudden, Ö. Lagnö.*

Förutom kalcit påträffas i de karbonatrika skikten följande skarnmineral: Epidot, zoisit, aktinolit och grossular. Vidare förekommer spridda korn av kvarts, mikroklin, sericitomvandlad plagioklas, apatit, klorit, titanit och flusspat.

För grossularen gäller  $n = 1.789$ ,  $a_0 = 11.93 \text{ \AA}$ . Enligt de av Sriramadas (1957) givna diagrammen utgör granaten en blandkristall av väsentligen grossular och andradit med någon dominans för den förra.

Den tidigare omnämnda amfibolitiska inlagringen i leptit på Salskären och Tiströnörarna består huvudsakligen av vanligt hornblände och plagioklas ( $An_{15}$ ). Hornbländet är optiskt inhomogent (uralitiskt?) med omväxlande starkare och svagare absorption i olika delar av ett korn.

Mikroklin uppträder i väsentlig mängd och är troligen sekundärt tillförd. I samband härmed torde även plagioklasen vara omvandlad (albitiserad). Mikroklinen bildar även sprickfyllnader. Underordnat ingår titanit, epidot och brun biotit, accessoriskt apatit. Epidoten bildar även huvudbeståndsdel i talrika sliror i amfiboliten.

Kvarts uppträder i millimeterstora, ibland rundade kristallaggregat, vilka omges av en plagioklasrik zon, där de femiska mineralen saknas eller endast är sparsamt representerade. Sannolikt rör det sig om kvartsfyllda hålrum, och detta är anledningen till att amfiboliten hänförs till ytbergarterna.

## Infrakrustalbergarter

### URGRANITER

De ovan beskrivna ytbergarterna omges och genomsättes av olika mer eller mindre starkt gnejsiga, delvis ögonförande urgranityper. Dessa kan uppdelas med hänsyn till mineralogiska och strukturella drag i fyra huvudtyper: Den i huvudsak röda, sura urgraniten som omger V. och Ö. Lagnö och även bildar huvudbergarten på Ljusterö, den glest ögonförande grå till rödgrå graniten på Svartlöga, den grå, rikligt ögonförande graniten söder om Svartlöga och Rödlöga, samt den grå till lätt rödgrå graniten på skären söder om Rödlöga Enskär.

Nedan följer beskrivningar av dessa olika urgraniter och deras kontaktförhållanden mot suprakrustalbergarterna.

Urgraniten i området omkring V. och Ö. Lagnö och på N. Ljusterö är vanligen röd till färgen, ibland dock rödgrå eller grå. På grund av den låga halten av glimmermineral är den gnejsiga strukturen många gånger föga framträdande i fält. Skiffriheten kan i sådana fall endast iakttagas i glest förekommande tektoniska zoner, där en anrikning av glimmer skett. Starkare tektonisk påverkan med reducering av kornstorleken uppträder söder om Sillviken på Norra Ljusterö och på Rävsnäsudden på Ö. Lagnö. I det senare fallet är graniten grå till färgen och innehåller talrika mylonitiserade partier. Texturen i de sistnämnda visar böjda tvillinglameller i albit och komplicerade (suturerade) kornfogar.

Kontakten mot den dactitiska metatuff(it)en är skarp i en blottning på södra spetsen av Mörholmen. Ytbergarten synes också ha rönt ringa påverkan från graniten. I norr är emellertid relationerna mellan urgraniten och leptiterna mer komplicerade. De kan studeras särskilt på södra delarna av Revlingen och Långholmen, samt på skäret Bihaget. Förutom den medelgrova urgraniten anträffas i detta område även fint medelkorniga och finkorniga, aplitiska granityper. Stundom gränsar den normala, medelkorniga graniten med skarp kontakt direkt till leptiten, ibland uppträder aplit närmast den senare. Båda dessa granityper har vidare iakttagits brecciera leptiten och sända in apofyser i denna. Ofta uppträder leptiten, vilken är grå eller rödgrå till färgen, som stora skivor i urgraniten (se kartan).

Förutom ovannämnda skarpa kontakter existerar även gradvisa övergångar mellan leptit och urgranit. Härvid är det ofta svårt att avgöra, om de finkorniga bergarterna vid kontakten utgör leptit eller urgranitaplit. Vid karteringen har i osäkra fall den förra beteckningen använts, då färgen är grå eller rödgrå, den senare då det gäller gråröda eller röda bergarter. De diffusa övergångarna kan delvis även vara skenbara, då det krävs mycket goda blottningar, för att man skall kunna upptäcka en skarp kontakt mellan leptit och aplit. Färgskillnaden mellan dessa är nämligen ofta liten.

I leptiterna nära urgranitkontakten uppträder ofta centimeterstora, röda fältspatögon, vilka består av aggregat av stora, pertitiska mikroklinkrystaller. Vidare synes en allmän rekristallisation ha skett till kornstorlekar mellan 0.3 och 1 mm, vilket är betydligt högre värden än normalt i leptiterna.

Kvartsströkorn av upp till halvcentimeterstorlek är vanliga i leptiterna. De uppträder ibland så rikligt, att de, åtminstone delvis, torde vara bildade genom påverkan från graniten (jfr även nedan).

Till de metasomatiskt omvandlade leptiterna är att räkna ett par inneslutningar i urgraniten på Tallkobben och Långgrundet. Bergarterna här visar en grå eller rödgrå grundmassa, i vilken ligger inströdda talrika centimeterstora, röda mikroklinögon samt kvartsströkorn av upp till närmare en centimeters storlek. Grundmassan består i ett prov från Tallkobben av kvarts, plagioklas ( $An_{24}$ ) och mikroklin med väsentligt inslag av mörkt grönbrun biotit. Vid kontakten mot urgraniten uppträder oftast en smal, jämnkornig, aplitisk eller leptitisk randzon. På Tallkobben visar denna en flytande gräns mot den ögonförande leptitineslutningen, men skarp kontakt mot den röda, medelkorniga urgraniten. Randzonen är här rödgrå och består huvudsakligen av albit ( $An_4$ ), kvarts och mikroklin med underordnat inslag av muskovit och klorit.

Tidigare (sid. 62) har även omnämnts, att nära urgranitkontakten stundom även påträffas porfyroblaster av muskovit, med eller utan plagioklasmanTEL.

Pegmatit uppträder i urgraniten betydligt mer sparsamt än i leptiterna. Slirgnejsomvandling av graniten är endast iakttagen i några enstaka fall.

De röda, medelgrova urgraniterna består, liksom de mer finkorniga granittyperna, huvudsakligen av kvarts, mikroklin (vanligen pertitisk) och plagioklas i varierande proportioner. Texturen är xenoblastisk. Plagioklasen har i de grövre typerna sammansättningen  $An_7$ — $An_{22}$ , i de aplitiska  $An_0$ — $An_{16}$ . Vanligen underordnat uppträder muskovit och mörkt grönbrun biotit, den senare ibland kloritomvandlad. Accessorier är zirkon, flusspat, epidot, ortit, apatit och kalcit. Hämatit förekommer allmänt i små mängder, och kan i enstaka fall bilda kristaller av upp till en centimeters storlek. Dessa efterlämnar vid vittring små gropar i graniten.

Relationerna mellan mikroklin och plagioklas är i graniterna desamma som beskrivits ovan (sid. 58) för de röda leptiterna: myrmekit och albitränder i plagioklas uppträder allmänt.

Av tab. 15 framgår den kemiska sammansättningen av röd urgranit från Revlingen.

I den grå, tektoniserade graniten på Räväsudden saknas mikroklin. Plagioklasen, vilken utgöres av albit ( $An_2$ ), visar finstripig tvillingbildning (s. k. moaréstruktur). Det är sannolikt, att den natronextrema sammansättningen är en följd av metasomatiska processer, vilka underlättats genom den tektoniska bearbetningen.

Urgraniten på Svartlöga är intermediär till halvsur och till färgen grå eller svagt rödgrå. Den innehåller relativt glest inströdda, rödaktiga eller grå mikro-

klinögon av centimeterstorlek. Strukturen är relativt svagt gnejsig eller ibland stänglig. Grå till svarta suprakrustalfragment förekommer här och var.

Denna typ av urgranit kan följas från skären sydväst om Svartlöga och i nordostlig riktning, snett över den allmänna förskiffringen, till skäret Labbkobb norr om Svartlöga.

Texturen är xenoblastisk, ehuru i plagioklasen stundom en antydning till idioblastisk utbildning kan skönjas. Kornigheten är ofta mycket ojämn, i det att förutom mikroklin även plagioklas och kvarts bildar större korn eller anhopningar av dylika i en mer finkristallin grundmassa. En tydligare utbildad porfyrstruktur förekommer t. ex. omkring södra delen av sjön Storfladen, där förutom mikroklinögon även kvartsströkorn uppträder i den finkorniga grundmassan. Beträffande de utomordentligt väl utbildade porfyriska strukturerna i granitens randzoner, se nedan sid. 70.

Urgranitens huvudmineral är kvarts, plagioklas ( $An_{10}$ — $An_{25}$ ) och mikroklin. Den senare är vanligen pertitisk och uppträder både i grundmassan och i de xenotill hypidioblastiska ögonen, vilka har inneslutningar av kvarts och plagioklas. Mikroklinen synes ofta vara sent kristalliserad, då den följer korngränser och förefaller förtränga plagioklas (se nedan sid. 72). Den sistnämnda bildar ibland myrmekitiska sammanväxningar med kvarts invid mikroklinen. Vidare visar plagioklasen stundom en diffus zonerings.

I vanligen underordnad mängd ingår brun eller grönbrun biotit samt muskovit. Den senare är ofta starkt koncentrerad i plagioklaserna. Accessorier är klorit, apatit, zirkon, opakmineral, epidot, ortit, flusspat och titanit.

Av tab. 16 framgår den kemiska sammansättningen av ögongnejsgranit från västra delen av Svartlöga. Olika delarna mot graniten omkring Lagnöarna (tab. 15) består främst i att den senare har högre halter av  $SiO_2$  och  $K_2O$  men lägre av  $Al_2O_3$  och  $CaO$ .

I en tektoniskt påverkad urgranit på södra delen av St. Enskär påträffas en surare plagioklas ( $An_3$ ) än de tidigare nämnda. Denna albit har delvis moaréstruktur (jfr sid. 68) samt förefaller att förträngas av mikroklin.

Till Svartlögagraniten är även att räkna en grå, sur, vanligen starkt tektoniserad granit utan mikroklinögon på Stenskäret och Västerskäret bland Systemrarna samt på Träskär och Träskärskobben (se vidare sid. 88). På Träskär uppträder gråvit aplit i samband med graniten. Gränsen mot leptiterna på norra delen av ön är mycket diffus.

Beträffande Svartlögagranitens kontakter mot sedimentavdelningen och metadaciten gäller, att de, då de är väl blottade, vanligen visat sig vara skarpa (fig. 46). Undantag utgöres huvudsakligen av de områden, som kännetecknas av stark tektonisering, varvid graniten även förlorat sin ögonkaraktär. Också i sådana fall kan dock stundom skarpa kontakter påträffas. Brecciering av ytbergarterna har också iakttagits: På V. Kikargrundet innehåller graniten invid metadaciten kivor av denna, och S och SV om Skutudden uppträder sedimentinneslutningar.



Fig. 46. Skarp kontakt mellan metadacit (t. v.) och porfyrisk randfacies av urgranit. Södra delen av Dregelskärsharan, SV om Svartlöga.

*Sharp contact between metadacite (left) and porphyritic gneiss-granite. Southern part of Dregelskärsharan, S.W. of Svartlöga.*

Kontaktpåverkan är i allmänhet obetydlig. Sålunda är metadaciten mycket väl bevarad i både texturellt och mineralogiskt hänseende även omedelbart intill urgraniten.

Vid kontakten mot metadacit såväl som mot metaarenit och konglomerat uppträder ofta en porfyrisk randfacies av urgraniten. Invid sedimenten påträffas även aplitiska granittyper.

Särskilt på skären mellan Dregelskärsharan och Skärvören är den porfyriska strukturen väl utbildad (fig. 47). På Söderkobben och Österkobben bland Systemerna uppträder en granit, som i strukturellt hänseende utgör ett mellanting mellan den normala och den porfyriska graniten.

Den granitporfyriska randzonen kännetecknas av en väl utbildad blastoporfyrisk textur (jfr fig. 47). Strökornen består av granulerad kvarts, idio- eller hypidiomorf, zonerad plagioklas samt mera sparsamt representerad mikroklinpertit. Kvartserna och plagioklaserna uppnår härvid vanligen några millimeters storlek, mikroklinerna kan bli upp till c:a 5 cm stora. Grundmassan, vars kornighet närmast kontakten kan gå ned till c:a 0.03 mm, består huvudsakligen av ovannämnda mineral, med väsentligt eller underordnat inslag av brun biotit. Denna visar  $n_{\gamma} = 1.658$ , således samma värde som metadaciten. De centrala

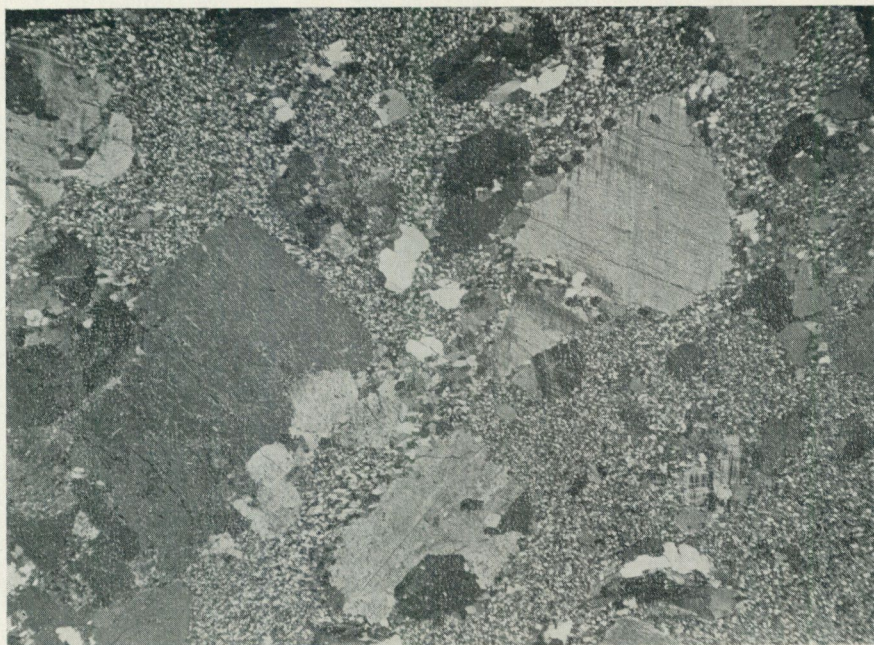


Fig. 47. Slipprov av porfyrisk randfacies av urgranit 1 dm från kontakten mot metadacit. Strökorn av plagioklas, mikroklin och granulerad kvarts i en finkornig grundmassa. Från södra delen av Dregelskärsharan, SV om Svartlöga. 2 nic., 9 ×.

*Thin section of porphyritic marginal facies of gneiss-granite, 1 decimeter from the contact against metadacite. Phenocrysts of plagioclase, microcline and granulated quartz in a fine-grained matrix. From the southern part of Dregelskärsharan, S.W. of Svartlöga. 2 nic., 9 ×.*

delarna av plagioklasströkornen visar vanligen stark epidot-sericitomvandling. Accessorier är apatit, zirkon, opakmineral, titanit, leukoxen, ortit och klorit.

Plagioklasens sammansättning är i ett prov från södra spetsen av Dregelskärsharan i grundmassan  $An_{24}$ — $An_{28}$  och i strökornen  $An_{27}$ — $An_{36}$ . Zoneringen i strökornen är normal. I ett sådant korn uppmättes kärnans sammansättning till  $An_{36}$ , randzonens till  $An_{27}$ . Det bör nämnas, att liknande plagioklassammansättningar gäller för metadaciten invid granitkontakten. I tab. 17 anges den kemiska sammansättningen för urgranitens randzon på södra delen av Dregelskärsharan. Jämfört med ögongnejsgraniten i tab. 16 visar randzonen högre värden för alk och k men lägre för mg.

Plagioklasströkornen innehåller ibland antipertitiska fläckar och strimmor av mikroklin, vilka i sällsynta fall kan öka i mängd, så att kalifältspaten dominerar. Vidare uppträder myrmekit ibland vid gränsen till mikroklin.

I en starkt tektoniserad porfyrisk randzon av urgraniten vid Högskärsfladen består såväl de starkt deformerade strökornen som grundmassans plagioklas av albit ( $An_5$ ). Mikroklin saknas (jfr sid. 68). Här förekommer även pseudomorfoser efter cordierit.



Fig. 48. Grå ögongnejsgranit med biotitrika fläckar, vilka innehåller andalusit (grå). Biotitaggregaten utgör troligen pseudomorfer efter antofyllit. Från SV delen av Skäret, SV om Svartlöga.

*Grey gneiss-granite with microcline augen and biotite-rich spots, the latter containing andalusite (grey). The biotite aggregates are probably pseudomorphs after anthophyllite. From the southwestern part of Skäret, S.W. of Svartlöga.*

De grövre mikroklinerna synes i urgranitens randzon uppträda på två olika sätt: dels som pertitiska, idio- eller hypidiomorfa strökorn, dels som likaledes pertitiska, poikilitiska xenoblaster. Vidare förekommer de ovannämnda antipertitiska inväxningarna i plagioklas, vilka kan tydas som en förträngning av den senare. Här kan sålunda, som ofta är fallet med graniter, två olika tolkningar ges av bildningssättet: genom magmatiska eller metasomatiska processer. Som påpekats av Mehnert (1959) utesluter dock ej en lågtempererad, metasomatisk mikroklimbildning ett tidigare genomlöst magmatiskt stadium. I det aktuella fallet synes det sannolikt, att en magmaintrusion följts av en senare bildning av mikroklin vid lägre temperatur.

De aplitiska granityperna påträffas särskilt ofta nära kontakten mot sedimenten på nordöstra delen av L. Enskär. De består huvudsakligen av kvarts, vilken även bildar sparsamma, granulerade strökorn, med väsentligt inslag av albit, mikroklin och muskovit. Underordnat uppträder biotit, accessoriskt zirkon och flusspat.

Förutom ovannämnda förekomst av omvandlad cordierit vid urgranitens kontakt påträffas detta mineral även i förskiffringszoner i graniten på Skäret. Andalusit uppträder i en granitapofys på Lill-Trösslan, samt på sydvästra delen av Skäret (fig. 48). På den senare lokalen anträffas andalusit och cordierit i och omkring en biotitrik zon i graniten, vilken zon troligen utgör en starkt glimmeromvandlad amfibolitgång. Andalusiten uppträder mestadels som porfyroblasterna inuti biotitrika fläckar i urgraniten. Den är poikiloblastiskt utbildad, med inneslutningar av biotit och plagioklas ( $An_{16}$ ). Sericitomvandling av andalusiten har skett runt kornens kanter och efter sprickor. Biotiten är blekbrun och har ljusbrytningen  $n_{\gamma} = 1.590$ , vilket anger en magnesiumrik (phlogopitisk) sammansättning (Burckhardt, 1943). Den är oftast oregerad, vilket anger en posttektonisk kristallisation. I de biotiter, som är inneslutna i andalusiten, kan dock en svag parallellorientering av spaltytorna skönjas.

Andalusit påträffas även i en smal pegmatitgång, som genomsätter den biotit-omvandlade amfiboliten.

En möjlig förklaring till ovannämnda iakttagelser är följande: På grund av formen på de biotitrika, andalusitförande fläckarna i fig. 48 kan man förmoda, att dessa utgör pseudomorfoser efter antofyllit. Härpå tyder även en iakttagelse av biotit i millimetertunna strimmor, vilka liknar de från andra delar av Svartlögaområdet kända antofyllitkärvarna av samma typ som i fig. 32. En del biotit är dock sannolikt även bildad samtidigt med antofylliten. Emedan biotiten förekommer som inneslutningar i andalusit, är den senare att betrakta som yngre. Detta innebär således, att andalusiten också är yngre än antofylliten. På grund av det nära sambandet mellan nyssnämnda mineral i övriga delar av Svartlögaområdet torde dock någon större tidsskillnad dem emellan ej existera.

Berggrunden söder om Svartlöga och Rödlöga består av en grå, grov, rikligt ögonförande, intermediär gnejsgranit. Denna påträffas även på Hundskärsknuvarna och Norrknuven väster om Rödlöga. Den innehåller flerstades grå leptit-skivor, vilka dock till en del även kan utgöras av urgranitaplit.

Fältspatögonen utgöres av upp till c:a 5 cm stora xeno- eller hypidioblastiska mikroklinkrystaller. Dessa är pertitiska och innehåller plagioklas- och kvartsinneslutningar. En del ögon är linsformat utdragna i s-planen, andra övertvåras dessa.

Huvudmineral är mikroklin, kvarts och plagioklas (sur andesin). Den senare är ofta hypidioblastiskt utbildad och zonerad. Invid mikroklin bildar plagioklasen myrmekitiska sammanväxningar med kvarts. Den visar vidare sericit-epidotomvandling av varierande styrka.

I väsentlig mängd ingår även brun biotit, vilken ibland omvandlats till klorit eller prehnit. Accessorier är titanit, apatit och zirkon.

På Enskärsgunden, Innerharan och Ytterharan bildar en grå urgranit en ytterst vacker intrusivbreccia (fig. 49). Fragmenten, vilka består av grå, glimmer-skifferbandad leptit, blir upp till flera tiotal meter stora. De gränsar med skarpa



Fig. 49. Banded grey leptite — glimmerskiffer, breccierad av grå, massformig urgranit. Enskärsgunden, S om Rödlöga Enskär.

*Banded grey leptite and mica schist, brecciated by grey granite without macroscopically visible schistosity or lineation. Enskärsgunden, south of Rödlöga Enskär.*

kontakter mot graniten. Bandningen i fragmenten visar, att en rotation av dessa på upp till  $90^\circ$  skett.

Graniten utgör en utlöpare till det stora massiv, som bildar berggrunden på Rödlöga. Här skall dock endast ges en beskrivning av graniten i intrusivbreccian. Den är intermediär (granodioritisk), medelkornig, och till färgen grå eller svagt rödaktig. Någon makroskopisk skiffrighet eller stänglighet framträder ej. Graniten är vanligen jämnkornig, men visar på Ytterharan porfyrisk struktur.

Huvudmineral är plagioklas (sur andesin), ofta med hypidioblastisk kristallbegränsning och zonarstruktur, samt kvarts. Pertitisk mikroklin utgör en väsentlig beståndsdel. Där plagioklasen gränsar mot mikroklin, bildar den ofta myrmekitiska sammanväxningar med kvarts. Underordnat ingår brungrön biotit, som visar kloritomvandling. Epidot (med ortit) och sericit utgör omvandlingsprodukter av plagioklas. Accessorier är opakmineral, apatit och zirkon.

## Gångbergarter

### AMFIBOLITER OCH BLANDADE GÅNGAR

I det undersökta området uppträder grönstengångar av amfibolit- eller metabasittyp. På Svartlöga med angränsande öar förekommer de rikligt. Bredden uppgår till maximalt 4—5 meter. I övriga områden uppträder amfibolitgångar mer



Fig. 50. Nordnordostlig amfibolitgång, vilken är deformerad genom rörelser parallellt med skiffrigheten i omgivande metadacit. En grå, nord-sydlig pegmatitgång genomsätter amfiboliten. Stranden vid byn på SÖ delen av Svartlöga.

*Amphibolite dike striking N.N.E., deformed by tectonical movements parallel to the schistosity in the surrounding metadacite. A grey pegmatite dike striking N.-S. cuts the amphibolite. From the shore at the village on the southeastern part of Svartlöga.*

sparsamt och är allmänt betydligt smalare än de ovannämnda. Sålunda förekommer t. ex. på nordligaste delarna av Lagnöarna enstaka konkordanta gångar av några decimeters bredd. På skären söder om Rödlöga anträffas vidare ett mindre antal, likaledes vanligen konkordanta amfibolitgångar.

På Svartlöga uppträder både konkordanta gångar och sådana, som skär mer eller mindre snett över skiffrigheten (fig. 50). De senare är vanligast. Beträffande åldersförhållandena mellan de olika gångsystemen kan sägas, att på udden 300 m SV Rågskärsgrundet en konkordant (O—V-lig) gång genomsätter en annan med NNV-lig strykning. Den sistnämnda är den blandade gång, som söderut övergår i ren amfibolit och således får anses samhörig med grönstengångarna. Den skall beskrivas nedan efter redogörelsen för de normala amfibolitgångarna.

Ofta är grönstengångarna starkt deformerade, varigenom de veckats eller avslitits, som t. ex. vid stranden av Mönäsviken (fig. 51).

Amfibolitgångarna är grönsvarta eller svarta till färgen och är vanligen jämn-



Fig. 51. Deformerade amfibolitgångar i metadacit vid stranden av Mönäsviken, Svartlöga. Gråvit pegmatit genomsätter.

*Deformed amphibolite dikes in metadacite on the shore at Mönäsviken, Svartlöga. Greyish white pegmatite dikes cut the amphibolites.*

korniga. På Svartlöga anträffas dock (t. ex. vid Mönäsviken) även plagioklasporfyriska typer. Gryet är vanligen finkornigt. På L. Ådkobben NO om Svartlöga uppträder dock en grövre, hornbländerik gång med en kornstorlek på c:a 1—5 mm.

Mineralogiskt dominerar plagioklas (andesin eller labrador), vanligt hornblände och brun biotit i varierande proportioner. Kwarts ingår i växlande mängd från väsentligt till accessoriskt mineral. Underordnat eller accessoriskt ingår epidot och titanit. Accessorier är i övrigt apatit, opakmineral (magnetit och ilmenit), zirkon, ortit, klorit (bildad ur biotit) och sericit (ur plagioklas).

Texturen är ofta nematoblastisk i de hornbländerika amfiboliterna. I de strökornförande typerna är texturen blastoporfyritisk, med upp till c:a 1 cm stora plagioklaser i en finkornig grundmassa. Dessa strökorn visar i ett undersökt prov stark epidot-sericitomvandling och har approximativt samma sammansättning som grundmassans plagioklas ( $An_{38}$ — $An_{41}$ ).

I en del gångar saknas plagioklas eller uppträder endast som underordnade, starkt sericit-epidotomvandlade rester.

Från Ö. Stengrundet bland Stenhuggargrunden NV om Svartlöga och i SSO-lig riktning till udden 300 m SV Rågskärsgrundet kan följas en blandad gång med amfibolitisk randzon och granitporfyrisk centralzon (fig. 52). Den sistnämnda



Fig. 52. Från den blandade gången på Ö. Stengrundet, NV om Svartlöga. Den amfibolitiska randzonen (upptill t. v.) breccieras av den granitporfyriska centralzonen. I fragmenten och i kontakten mot granitporfyren har kvarts- och fältspatögon bildats.

*From the composite dike on Ö. Stengrundet, N. W. of Svartlöga. The amphibolitic marginal zone (upper left part) is brecciated by the granite porphyry forming the central zone. In the fragments and at the contact against the granite porphyry quartz and feldspar porphyroblasts have formed.*

innehåller upp till meterlånga brottstycken av randzonen, vanligtvis i starkt biotitomvandlat skick. Den blandade gången, vilken skär snett över skiffriheten, är på Ö. Stengrundet starkt sönderskjuvad genom rörelser i s-planen. Bredden är maximalt c:a 5 m, men varierar på grund av deformationen. På Ö. Stengrundet dominerar den sura centralzonen, på norra Svartlöga däremot randzonen. Mot söder övergår den blandade gången som nämnts i ren amfibolit.

Randzonen utgöres av en normal amfibolit, huvudsakligen sammansatt av vanligt hornblände, brun biotit, plagioklas ( $An_{40}$ ) och kvarts i nu nämnd ordning. Den granitporfyriska centralzonen består av mikroklin, plagioklas och kvarts med väsentligt inslag av delvis kloritomvandlad brun biotit. Accessorier är muskovit, epidot, zirkon, apatit och titanit. Texturen är blastoporfyrisk, med strökorn av mikroklin, granulerad kvarts och plagioklas i en finkornig (0.03—0.2 mm) grundmassa. Mikroklinströkornen, som kan bli några centimeter stora, är pertitiska och visar fältuppdelning. De är xeno- eller hypidioblastiskt begränsade och innehåller tunna sprickfyllnader av kvarts, plagioklas och mikroklin, vilka även bildar inneslutningar i strökornen.

Plagioklasen har i grundmassan sammansättningen  $An_{23}$ , i strökornen  $An_{24}$ —

An<sub>30</sub>. De senare innehåller upp till över 50 procent oregelbundet begränsade anti-pertitiska fläckar av mikroclin.

Som nämnts påträffas i granitporfyren oftast starkt biotitomvandlade fragment av den amfibolitiska randzonen. I dessa brottstycken och i amfibolitens kontaktzon mot granitporfyren har kvarts- och fältspatögon bildats (jfr fig. 52). I ett prov från ett starkt biotitiserat fragment utgöres fältspaten av plagioklas med samma sammansättning som i fragmentets grundmassa och i den amfibolitiska randzonen: An<sub>30</sub>. Inneslutningar är relativt sparsamt förekommande i plagioklasögonen. De sekundära kvartsögonen visar granulering. I fragmenten förekommer vidare sprickfyllnader av mikroclin. Förutom de accessoriska mineral, som nämnts i beskrivningen av randzonen, påträffas även flusspat i brottstyckena.

Det skall här även nämnas, att på Lambskär i Lillskärgården söder om Svartlöga, strax utanför det karterade området, påträffats en blandad gång av liknande slag som den ovan beskrivna (fig. 53). Gången genomsätter här konkordant den grå, rikligt ögonförande urgraniten, vilken tidigare (sid. 73) beskrivits.

Slutligen skall nämnas, att amfibolitgångarna, i likhet med suprakrustalbergarter och urgranit, påverkats av de »magnesiametasomatiska» processerna. Hornbländet har härvid helt eller delvis ersatts av cummingtonit. Vid starkare omvandling blir amfiboliten på grund av det senare mineralets svaga absorption betydligt ljusare till färgen än de normala gångarna. Detta kan t. ex. iakttagas på norra spetsen av St. Enskär. Biotit uppträder endast accessoriskt vid stark cummingtonitvandling. Det bör här påpekas, att även i den amfibolitgång, som genomsätter suprakrustalamfiboliten på Stor-Trösslan (sid. 51), har hornbländet omvandlats till cummingtonit. För den senare gäller följande optiska data:  $n_{\alpha} = 1.650$ ,  $n_{\gamma} = 1.672$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.022$ ,  $2V_{\gamma} = 78^{\circ}$ ,  $c \wedge \gamma = 20^{\circ}$ .

Vidare påträffas i amfibolitgångarna här och var antofyllitkärvar, almandin och cordierit. Det senare mineralet uppträder i en deformerad amfibolitgång på nordöstra stranden av St. Enskär i anslutning till förkastningssprickor. Bildningen av ovannämnda mineral åtföljs av en höjning av magnetithalten, ibland även av en impregnation av svavelkis. Antofyllitens optiska data är samma som i suprakrustalbergarterna:  $n_{\alpha} = 1.675$ ,  $n_{\gamma} = 1.695$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.020$ ,  $2V_{\gamma} = 82^{\circ}$ .

Cordieritbildningen synes i likhet med förhållandet i övriga bergarter medföra en sänkning av plagioklasens anortithalt. I den nyssnämnda cordieritförande gången vid nordöstra stranden av St. Enskär är sammansättningen intermediär oligoklas.

#### GRANITPORFYR

På Pellesören norr om Svartlöga genomsätter en maximalt 2.5 m bred granitporfyrgång ytbergarterna i spetsig vinkel mot skiktningen. Denna gång liknar till sammansättning och struktur centralzonen i den ovan beskrivna blandade gången



Fig. 53. Blandad gång i grå ögongnejsgranit på S delen av Lambskär i Lillskärgården S om Svartlöga. Brottstycken av amfibolit i granitporfyr. Gången genomsettes av pegmatit (vit).

*Composite dike in grey augen-gneiss-granite on the southern part of Lambskär in Lillskärgården south of Svartlöga. Fragments of amphibolite occur in granite porphyry. The dike is cut by pegmatite (white).*

på Ö. Stengrundet. Plagioklasen är dock mer basisk än i den senare: i grundmassan  $An_{36}$  och i strökornen  $An_{37}$ — $An_{53}$ . Normal zonerings förekommer i plagioklasströkornen: I ett fall bestämdes kärnans sammansättning till  $An_{53}$  och randzonens till  $An_{38}$ . Dessa anortitrika plagioklaser har möjligen bildats genom reaktioner med den andesitiska sidostenen. Kontakten mot den senare är dock alltid skarp.

På Målörsgunden söder om Rödlöga anträffas granitporfyrgångar av varierande bredd (maximalt c:a 12 m) som konkordanta intrusioner i de bandade leptiterna. Kontakterna mot ytbergarterna är skarpa, och brottstycken av leptit uppträder i gångarna. Dessa har skiffrig struktur och är av liknande slag som granitporfyren på Ö. Stengrundet.

På skäret Gölpan anträffas vidare en något diskordant genomsettande, relativt biotitrik granitporfyrgång i den grå ögongnejsgraniten. Denna gång är dock av utrymmesskal ej markerad på kartan.

Nära granitkontakten på Lill-Trösslan uppträder också en mindre, konkordant gång av granitporfyr.



Fig. 54. Gråvit, boudinagerad pegmatitgång, vilken i spetsig vinkel skär över skiffriheten i omgivande dacitiska metatuff(it). Från S spetsen av St. Sundsholmen.

*Greyish white pegmatite dike showing boudinage. The pegmatite cuts at an acute angle the schistosity in the surrounding dacitic metatuff(ite). From the southern point of St. Sundsholmen.*

#### PEGMATIT OCH APLIT

Tidigare har omnämnts pegmatitens förekomst som ådror och sliror i leptit och glimmerskiffer i den yngsta leptitavdelningen. Till detta är att lägga, att pegmatit (och aplit) även uppträder som distinkta, genomsättande gångar av upp till c:a 10 m bredd. Detta är särskilt fallet i den dacitiska metatuff(it)en på södra delen av Lagnöarna, samt på Svartlöga och på skären söder om Rödlöga. Pegmatiten utgör området yngsta bergart.

Färgen varierar från gråvit till röd. Förutom de vanliga pegmatitmineralen kvarts, mikroklin, sur plagioklas, muskovit och biotit anträffas ofta små mängder almandingranat. I ett prov från V. Lagnö är granatens ljusbrytning  $n = 1.817$  och dess kantlängd  $a_0 = 11.56 \text{ \AA}$ . Även turmalin och grön flusspat har iakttagits. Ovan (sid. 49) har omnämnts, att cordierit uppträder i en grå aplitgång på nordöstra delen av St. Enskär. I sedimenten på norra delen av St. Enskär har även anträffats en gråvit, andalusit-almandinförande pegmatitgång med kvarts

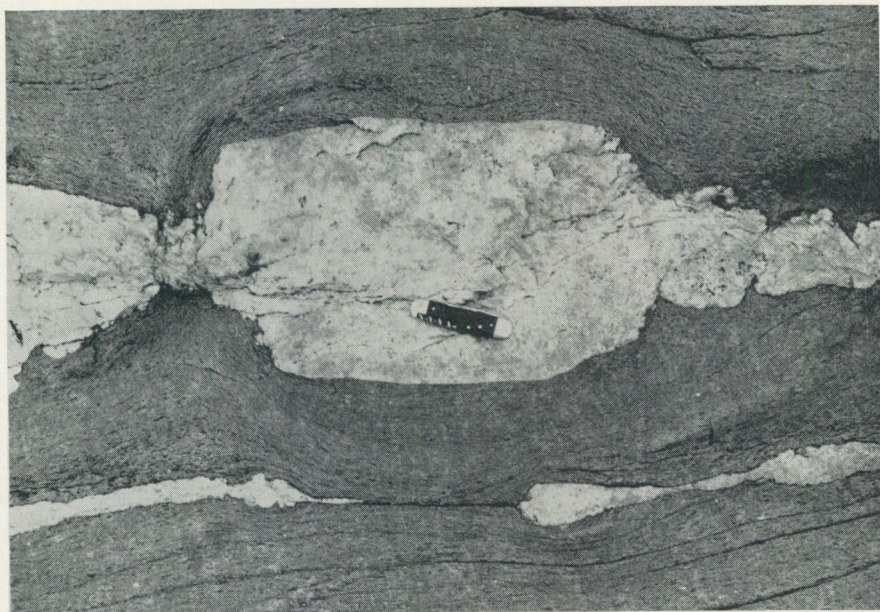


Fig. 55. Boudinage i gråvit pegmatitgång i dacitisk metatuff(it). Skiffriheten i den senare böjer av parallellt med pegmatitens gränser. Från S spetsen av St. Sundsholmen.

*Boudinage in greyish white pegmatite dike in dacitic metatuff(it). The schistosity in the latter bends around and is parallel to the contact against the pegmatite. From the southern point of St. Sundsholmen.*

och oligoklas ( $An_{20}$ ) som huvudmineral. Om denna gång och nyssnämnda applit härrör från urgraniten på Svartlöga eller står i samband med den senare, regionala pegmatit-applitbildningen (sid. 10) är dock omöjligt att avgöra.

Gråvit applit, som härrör från urgraniterna, har iakttagits på flera lokaler, så t. ex. på Ö. Stengrundet OSO om Svartlöga (sid. 21) och på Trässkär (sid. 69).

På Lagnöarna förekommer ofta boudinage och ptygmatisk veckning i pegmatiterna. Särskilt i den dacitiska metatuff(it)en skär dessa oftast snett över skiffriheten i spetsig vinkel, så att de får en O—V-lig eller VNV-lig strykning med stupning brant mot norr. Dessa överskärande gånger är vanligen uppdelade i boudiner (fig. 54), kring vilka skiffriheten i omgivande bergart böjer av (fig. 55). Av fig. 56 framgår ett annat vanligt drag: då pegmatiten bildar stor vinkel med skiffriheten är den ptygmatiskt veckad, vid mindre vinklar uppdelas den i boudiner. Observera, att i fig. 56 det senare även skett, där pegmatiten på grund av veckningen kommit att nära sammanfalla med skiffriheten. (Strykningen för den senare anges av pennkniven i figuren.) Ovannämnda iakttagelser är förenliga med vad Ramberg (1959) funnit: En kompressiv deformation ger ptygmatisk veckning och en extensiv ger boudinagestrukturer.



Fig. 56. Boudinage och ptygmatisk veckning i pegmatitgångar, genomsättande dacitisk metatuff(it). 100 m NO Hummeldalsholmen, Ö. Lagnö.

*Boudinage and ptygmatic folding in pegmatite dikes cutting a dacitic metatuff(ite). 100 metres N.E. of Hummeldalsholmen, Ö. Lagnö.*

På Svartlöga förekommer boudinage i pegmatitgångarna endast i enstaka fall. Där fenomenet uppträder, är omständigheterna dock ägnade att belysa uppkomsten av denna deformationstyp.

Fig. 57 visar en pegmatitgång, som genomsätter metadacit (grå) och amfibolit (svart). Här har pegmatiten uppdelats i boudiner inom amfiboliten, men ej i metadaciten, vilket tyder på att amfiboliten vid deformationen förhållit sig mindre kompetent (mer plastisk) än metadaciten (jfr Ramberg, 1959). Det torde sålunda krävas en viss minsta skillnad i kompetens mellan pegmatiten och den av denna genomsatta bergarten, för att boudiner skall kunna bildas.

Fig. 58 visar ett liknande fall. En pegmatitgång i en NV-lig amfibolitgång har uppdelats i om boudiner påminnande kroppar. På grund av att en amfibolitgång i approximativt rät vinkel mot den i fig. avbildade visar en förkastning efter den NV-liga gången, kan de i fig. inritade relativrörelserna fastläggas. Det är sannolikt, att samma rörelser även givit upphov till deformationen av pegmatiten.



Fig. 57. Gråvit pegmatitgång, som visar boudinagering i amfibolit (svart), men ej i omgivande metadacit (grå). Från stranden vid Mönäsviken, Svartlöga.

*Greyish white pegmatite dike showing boudinage structure in amphibolite (black) but not in the surrounding metadacite (grey). From the shore at Mönäsviken, Svartlöga.*

Boudinagestrukturen skulle sålunda här vara en följd av skjuvningsrörelser i ungefärligen samma plan som pegmatiten.

## Tektonik

Som nämnts i den allmänna översikten (sid. 16) råder i det undersökta området vanligen konkordanta förhållanden mellan skiffrighet och skikt- och bergartsgränser. Strykningen är i allmänhet ONO-lig. Primärsiktningen har på kartorna endast markerats vid transversalförskiffring. I de fall, då inom suprakrustalområdena skiktningen ej angivits, kan denna anses vara parallell med skiffrigheten.

Särskilt på St. Enskär på Svartlöga visar ytbergarterna transversalförskiffring, vilken här oftast står ungefär vinkelrätt mot de flackt mot väster stupande lagren i sedimenten. Denna för suprakrustalbergarterna sällsynta flacka skiktning med



Fig. 58. Sönderstyckning av pegmatitgång i nordvästlig amfibolitgång. Vid deformationen har relativrörelser sannolikt skett enligt pilarna. Udden 300 m SV Rågskärsgrundet, Svartlöga.

*Deformation of pegmatite dike in an amphibolite dike striking N.W. During deformation the relative movements have probably been as indicated by the arrows. From the point 300 metres S.W. of Rågskärsgrundet, Svartlöga.*

nord-sydlig strykning torde sammanhänga med en störning till följd av det diskordanta intrusionssättet hos urgraniten på Svartlöga.

I samband med ovannämnda diskordanta förskiffring har stundom även uppkommit en biotitanrikning i tunna strimmor. Dessa löper parallellt med de tektoniska s-planen och är oregelbundna och föga uthålliga. Ingenstädes har påträffats rent tektoniska bandstrukturer av de väl utbildade, regelbundna typer, som är vanliga på Lagnöarna, och som här tolkats som primära skiktstrukturer (sid. 62).

Omkring Lagnöarna löper urgranitens kontakter i stort sett parallellt med skiffrighets- och skiktplan. Mellan de senare råder som nämnts i allmänhet konkordans. Undantag utgöres av enstaka lokaler, där förskiffringen ligger i spetsig vinkel mot skiktningen i de bandade leptiterna och glimmerskiffarna. Vidare skall här påpekas, att i urgraniten söder om Lagnöarna skiffrigheten i allmänhet är VNV-lig och således avviker något från den allmänna riktningen i området.

Stupningen för skiffrighet och skiktning är på Lagnöarna NNV-lig och varierar i huvudsak mellan 70° och 85°. På Sundaskären och Salskären flackar den ut, samtidigt som variationerna i strykning ökar kraftigt (se nedan).

Inom större delen av Svartlögaområdet är stupningen SSO-lig, i norra delen dock NNV-lig. Söder om Rödlöga är lagren vertikala eller stupar brant mot söder.

På grund av de relativt små variationerna i strykning inom området kan ytbergarterna i stort sett anses ha förhållit sig kompetenta vid veckningen. De starkt ådergnejsomvandlade terrängerna visar dock en betydligt mer plastisk deformationsstil. Här avviker ofta strykningarna i detalj från den ONO-liga huvudriktningen (jfr fig. 43), ehuru i stort även i dessa områden den senare är förhärskande.

På flera ställen uppträder en linjärstruktur (stänglighet). Denna är i huvudsak av två skilda typer: en flack till medelbrant västlig, samt en brant (i ett område flack), nordlig.

Den förra typen av stänglighet påträffas på flera lokaler på södra delarna av Lagnöarna. I en del fall dominerar den i strukturellt hänseende helt över skiffrigheten. Detta bekräftas även av ett gefügediagram för biotit (fig. 59 a), vilket uppvisar en väl utbildad gördel runt den makroskopiskt uppmätta stängligheten. Vinkelrätt mot denna uppträder sprickor av ac-typ. Till skillnad från biotit visar kvartsen i samma prov ej någon reglering (fig. 59 b). Detta sammanhänger troligen med att kvartsen rekristalliserats, varigenom eventuella tidigare strukturdrag utplånats.

Flackt västlig stänglighet uppträder vidare på västra stranden av St. Enskär på Svartlöga. De ofta vackert skiktade sedimenten visar här veckning runt axlar, vilka i stort sammanfaller med den i skiffrihetsplanet liggande linjärstrukturen.

En medelbrant västlig stänglighet påträffas i en del områden, t. ex. på skären söder om Rödlöga, men är vanligen föga framträdande.

Den branta, nordliga typen av stänglighet uppträder huvudsakligen i den yngsta, ådergnejsomvandlade leptitavdelningen. I en del andra områden förekommer linjärstrukturer, som möjligen bör räknas hit, t. ex. de medelbranta S-liga eller SSO-liga stängligheterna på Svartlöga.

På Lagnöarna är ifrågavarande typ av linjärstruktur vanligen underordnad jämfört med skiffrigheten. Detta motsvaras i ett gefügediagram för muskovit (fig. 60 a) av en mindre väl utbildad gördel än för biotiten i fig. 59 a. Ej heller i detta fall visar kvartsen någon reglering (fig. 60 b).

Leptitbanden i urkalkstenen på norra delen av Ö. Lagnö är i huvudsak veckade runt medelbranta till branta, nordliga till nordvästliga axlar.

På Sundaskären anträffas väl utbildade, flacka till medelbranta, nordliga stängligheter. I en gördel runt dessa anordnar sig i stort de skiffrigheter, som uppmäts i området. Vidare kan ibland iakttagas en småveckning av glimmer-skifferbandad och ådergnejsomvandlad leptit runt axlar, som sammanfaller med stängligheten i trakten. Om denna deformation är samhörig med veckningen efter branta, nordliga axlar på Lagnöarna, eller representerar en mer lokal störning, kan dock ej säkert avgöras.

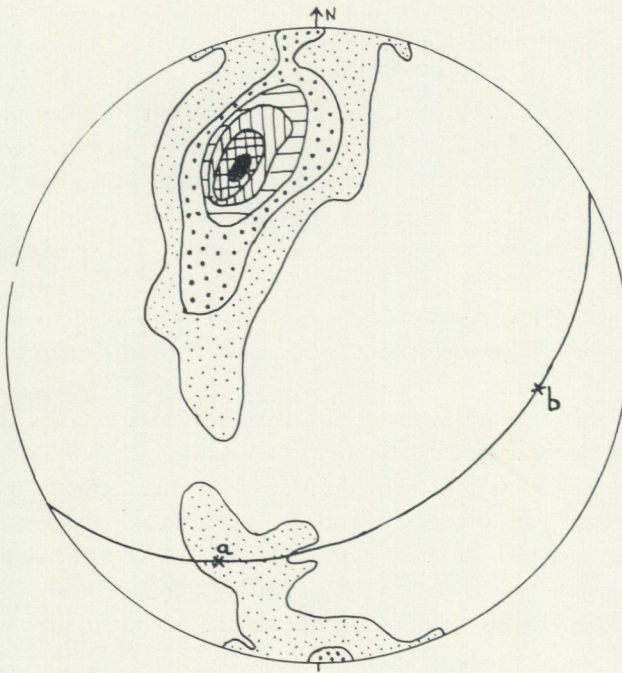


Fig. 59 a. Gefügediagramm för biotit i dacitisk metatuff (-it) på S delen av Mörholmen, Ö. Lagnö. 200 poler till {001}. Kurvor för 16, 13, 10, 7, 4, 1 %. Max. 16.5 %. »ab» anger i detta och i de nästföljande diagrammen den makroskopiskt uppmätta skiffrigheten, »b» den makroskopiska stängligheten. Vidare är samtliga diagram utförda på Schmidts yttrogena nät. Projektionsplanet är = horisontalplanet. Projektion på övre hemisfären.

*Petrofabric diagram for biotite in dacitic metatuff(ite) on the southern part of Mörholmen, Ö. Lagnö. 200 poles to {001}. Contours 16, 13, 10, 7, 4, 1 %. Max. 16.5 %. "ab" indicates in this diagram and the following ones the macroscopic schistosity, "b" the macroscopic lineation. All the diagrams are drawn on a Schmidt's equal-area net. Projection plane = horizontal plane. Projection on the upper hemisphere.*

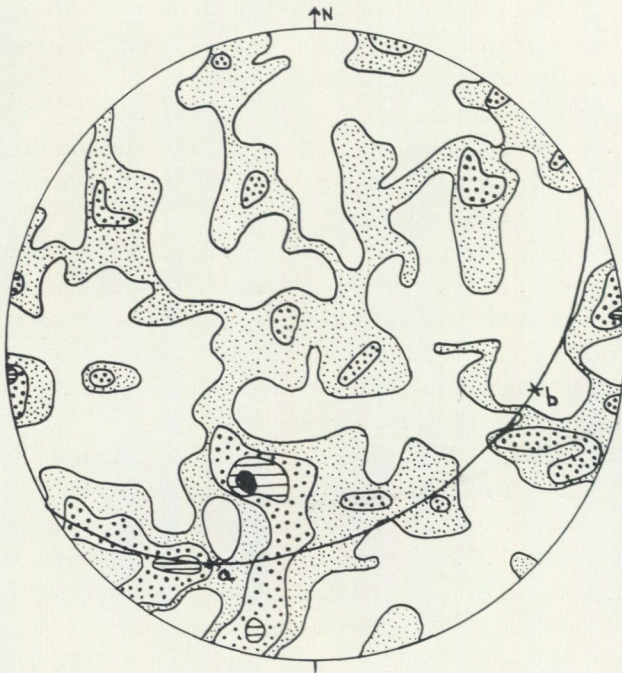


Fig. 59 b. Gefügediagramm för kvarts i samma prov som biotiten i fig. 59 a. 200 optiska axlar. Kurvor för 4, 3, 2, 1 %. Se vidare texten till fig. 59 a.

*Petrofabric diagram for quartz in the same sample as the biotite, fig. 59 a. 200 optic axes. Contours 4, 3, 2, 1 %. See text of fig. 59 a.*

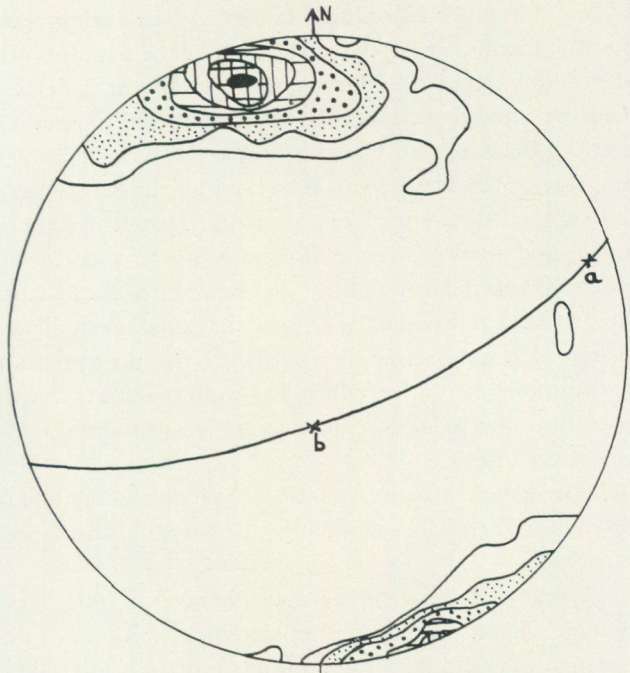


Fig. 60 a. Gefügediagram för muskovit i rödgrå leptit 700 m NV Pottholmsudden, Ö. Lagnö. 200 poler till {001}. Kurvor för 26, 21, 16, 11, 6, 1 %. Max. 29 %. Se vidare texten till fig. 59 a.

*Petrofabric diagram for muscovite in reddish grey leptite, 700 metres N.W. of Pottholmsudden, Ö. Lagnö. 200 poles to {001}. Contours 26, 21, 16, 11, 6, 1 %. Max. 29 %. See text of fig. 59 a.*

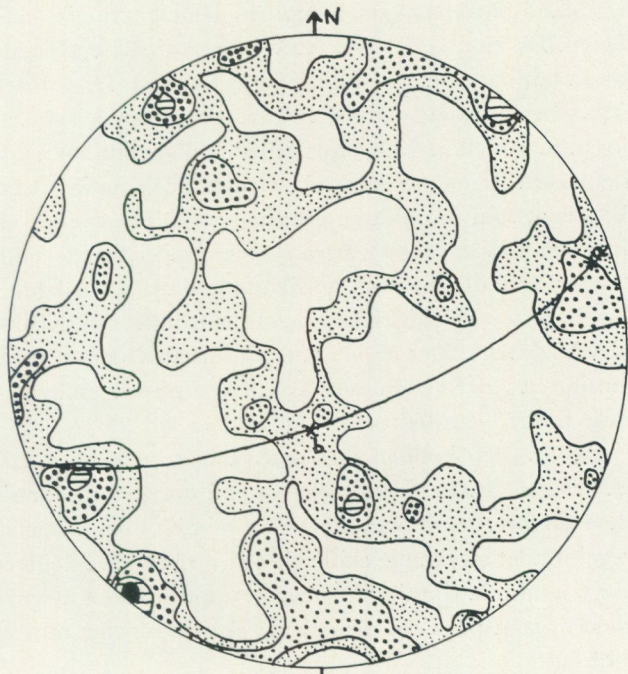


Fig. 60 b. Gefügediagram för kvarts i samma prov som muskoviten i fig. 60 a. 200 optiska axlar. Kurvor för 4, 3, 2, 1 %. Se vidare texten till fig. 59 a.

*Petrofabric diagram for quartz in the same sample as the muscovite, fig. 60 a. 200 optic axes. Contours 4, 3, 2, 1 %. See text of fig. 59 a.*

När det gäller åldersförhållandet mellan veckningarna efter västliga och efter nordliga axlar, är följande att märka. Den senare typen av stängligheter uppträder allmännast i de ådergnejsomvandlade områdena. Vidare anger de tidigare (sid. 81) beskrivna boudinagestrukturer i pegmatit en deformation med tektoniska b-axlar, som likaledes stupar brant mot norr. Vid gynnsamma snitt genom ptygmastiskt veckade pegmatitgångar har i några fall också iakttagits, att veckningen skett efter liknande axlar. Denna veckningsfas synes alltså stå i samband med ådergnejsomvandlingen och har fortgått även efter pegmatiternas bildning. Någon deformation av de senare efter flackt västliga axlar har aldrig iakttagits. Med hänsyn härtill synes det alltså sannolikast, att veckningen efter de sistnämnda axlarna är den äldsta. Den representerar troligen den primorogena veckningsfasen, under vilken urgraniterna framträngde. Den yngre veckningen med brantare axlar förefaller att stå i samband med ådergnejsbildningen (serorogen veckning).

De gjorda iakttagelserna tillåter ej någon detaljerad utredning av de tektoniska förloppen, vilka sannolikt varit betydligt mer komplicerade än vad som ovan skisserats.

På många lokaler finner man en mycket stark förskiffring i de tektoniska splanen, vilken resulterat i nedkrossning av de berörda bergarterna. Här är det i många fall sannolikt fråga om blockrörelser, vilka skett efter ovannämnda veckningsfaser. Ett exempel utgör den starkt skiffriga zonen på södra delarna av Askholmarna (se sid. 63).

Ibland påträffas även förskiffrings- och mylonitzoner, vilka övertvåras skiffriheten. De visar sig ibland vara yngre än traktens pegmatiter. I allmänhet synes i dessa fall inga större förskjutningar ha skett. Dock förefaller t. ex. den andesitiska inlagringen i den dacitiska metatuff(it)en på södra delen av Ö. Lagnö att ha förkastats mellan Mörnäsudden och Räväsudden, med sydlig förskjutning av den östra delen (se kartan). Denna deformation kan sammanhänga med den krosszon, som påträffats i graniten på södra delen av Räväsudden och i supra-krustalbergarterna på västra stranden av nämnda udde (jfr sid. 67).

En yngre deformation av liknande slag har troligen gett upphov till de VNV-ligt orienterade skiffriheter, som anträffas vid Kroksviken mellan N. Ljusterö och V. Lagnö. Det är här att märka, att i denna rörelsezonen de rödgrå till röda leptiterna i det nordligaste av stråken på Lagnöarna (sid. 56) till stor del överförts till grå leptiter.

På Träskärskobben mellan Svartlöga och Ö. Lagnö uppträder NV-liga till NNV-liga, starkt förskiffrade zoner i urgraniten (jfr sid. 69). Dessa har i likhet med de föregående karaktären av relativt lokala störningar av den eljest mycket regelbundet strykande skiffriheten i området. Möjligen kan förkastningsrörelser i ovannämnda riktning ha orsakat uppträdandet av grå och rödgrå leptit så långt söderut som på Träskär och på skäret ungefär mitt emellan Stor-Trösslan och Träskär.

## Sammanfattning

Ovanstående beskrivning av berggrunden i Ljusterö—Svartlöga—Rödlögaområdet kan sammanfattas på följande sätt:

För suprakrustalbergarterna har ett stratigrafiskt schema (sid. 18) upprättats, vilket vilar på följande iakttagelser: På Svartlöga anger konglomeratets och metaareniternas sammansättning, att de i huvudsak bildats ur vulkaniska bergarter av dacitisk till andesitisk sammansättning, vilket tyder på att lagererien blir yngre mot norr. Detta är det viktigaste belägget för en sådan stratigrafi. För konglomeratet på Rävnsudden på Ö. Lagnö gäller likaledes, att bollmaterialet närmast tyder på en stratigrafisk följd från söder mot norr, ehuru även en annan tolkning är möjlig (se sid. 36). Vidare låter sig den varviga strukturen (»graded bedding») i den dacitiska metatuff(it)en på Ö. Lagnö (sid. 33) bäst förklaras med ovannämnda åldersföljd. I samma riktning pekar också en iakttagelse på Trekobbarna SV om Svartlöga (sid. 19), liksom även bollmaterialet i det på sid. 65 omnämnda konglomeratet på Pottholmsudden.

Utvecklingen under suprakrustalbergarternas bildning kan sammanfattas sålunda: Tidigast avsattes den äldsta leptitavdelningen, samtidigt som en basisk till intermediär vulkanism gjorde sig gällande. Leptiterna är här vanligen skiktade, varför de torde vara av sedimentärt ursprung. Det är dock vid ifrågavarande metamorfosgrad ej möjligt att säkert avgöra, huruvida det är fråga om pyroklastiska eller epiklastiska sediment. Då omständigheter, som tyder på ett vulkaniskt ursprung helt saknas, är förf. närmast böjd att betrakta ifrågavarande leptiter som omvandlade sediment av gråvacketypp, med den definition av dessa, som givits av Pettijohn (1957). Flera egenskaper hos leptiterna är förenliga härmed: Låg oxidationsgrad (grå färg), skiktning, kemisk och mineralogisk sammansättning, samt vidare förekomsten av de amfibolitiska inlagringarna. Den för gråvackor karakteristiska varvstrukturen (»graded bedding») har dock ej påträffats.

Med ovannämnda tolkning öppnar sig en möjlighet till korrelation med suprakrustalbergarterna på Utö i Stockholms södra skärgård (se nedan sid. 90).

Efter avsättningen av den äldsta leptitavdelningen följde en period av övervägande intermediär vulkanism, vilken resulterade i bildningen av den dacitiska vulkaniten på Svartlöga och motsvarande tuffer och tuffiter i Ljusterö—Lagnöområdet. Efter hand skedde en övergång till en mer basisk (andesitisk) vulkanism. Samtidigt avsattes konglomeraten och de arenitiska sedimenten, vilka består av raskt hopsvämrat vulkanogent material. Det sedimentnärande området torde varit beläget omkring Svartlöga och Rödlöga. Under sedimentens avsättning fortsatte den basiska vulkanismen, varom bl. a. andesitbreccian på Pellesören bär vittne.

I den yngsta leptitavdelningen har en övergång skett till en väsentligen sur, ryolitisk vulkanism. De i dessa leptiter ofta uppträdande strökornen av kvarts

(och plagioklas) anger i stort ett vulkaniskt ursprung, ehuru det är omöjligt att avgöra, om det är fråga om egentliga strökorn eller fenoklaster, m. a. o. om bergarterna utgör lavor (eller ignimbriter) eller tuffer och tuffiter. Den stora ut hålligheten i strykningsriktningen talar dock mot en tolkning som lavor. En vidare svårighet vid tolkningen är, att metasomatiska processer ibland kan ha förändrat ursprungssammansättningen. Förutom de leptiter, som visar strukturer tydande på vulkaniskt ursprung, uppträder även sådana, som saknar dessa drag. Bland de senare märks särskilt de grå, bandade leptiterna och glimmerskiffarna. Dessa utgör sannolikt omlagrade tuffer av  $\text{SiO}_2$ -rik sammansättning. Vidare bör nämnas, att glimmerskiffarna i en del fall sannolikt är av tektoniskt ursprung.

Den dacitiska vulkanismen har även fortsatt under tidigaste delen av de yngsta leptiternas bildningstid. Mot slutet av den senare avsattes urkalkstenen på Ö. Lagnö och Salskären. Amfiboliten på Salskären och Tiströnörarna utgör en sista yttring av den tidigare nämnda basiska vulkanismen.

Efter ovanstående sammanfattning kan en jämförelse med Utös suprakrustalbergarter vara berättigad. Som tidigare (sid. 9) nämnts, uppträder på sydöstra stranden av Utös norra spets sediment av gråvacketyyp. I dessa påträffas även konglomeratiska skikt. I samband med sedimenten uppträder också bäddar av kvartsporfyra (jfr Holmquist, 1910). Längre mot NV inkommer hälleflintor, delvis skarniga, samt urkalksten och järnmalmer. Längst i NV (på St. Persholmen) anstår grå, bandade, delvis ådergnejsomvandlade leptiter eller metaareniter. Dessa skall dock uteslutas ur den kommande diskussionen, enär det ännu ej kan anses utrett, huruvida lagren på norra Utö bildar en synklinal (jfr nedan) eller endast utgör den ena skänkeln av ett veck.

Med den tidigare (sid. 89) nämnda tolkningsmöjligheten, att de äldsta leptiterna i Ljusterö—Svartlöga—Rödlögaområdet utgör omvandlade gråvackor, kan dessa korreleras med sedimenten på sydöstra delen av Utös nordspets. Kvartsporfyren i de senare sedimenten liknar i många fall (då biotithalten är hög) meta-daciten på Svartlöga. De kalkbandade hälleflintorna på Utö kan vidare korreleras med en del av den yngsta avdelningens leptiter (med urkalksten) i det av förf. undersökta området. De senare kan ju i flera fall uppfattas som ryolitiska metavulkaniter.

För ovannämnda korrelationer, vilka sålunda för Utös del innebär en successivt yngre lagerföljd från SO mot NV, talar även en del av förf. gjorda iakttagelser i sedimenten på norra Utö. I gråvackorna uppträder här ofta varvstrukturer («graded bedding»), vilka i huvudsak anger, att skikten blir yngre mot NV. I enstaka fall gäller det motsatta förhållanp Däetta kan dock till en del bero på de omböjningar, som på några lokaler iagttagits i lagerserien.

För en lagerföljd från SO mot NV talar också en tydligt utbildad diskordant-skiktning i arenitiska, delvis konglomeratiska sediment c:a 450 m ONO St. Sillvik. Det bör dock observeras, att ifrågavarande struktur är mycket ovanlig i sediment av gråvacketyyp (Pettijohn' 1957, sid. 302).

I betraktande av de stora osäkerheter, som jämförelser av ovanstående slag är behäftade med när det gäller urberget, måste korrelationerna mellan Utö och Ljusterö—Svartlöga—Rödlögaområdet betraktas endast som ett påpekande av vissa likheter mellan ytbergarterna i nämnda områden. Ännu vanskligare blir jämförelserna med tanke på att vulkaniska bergarter spelar en relativt stor roll, varför snabba faciesväxlingar kan förväntas. Liknande gäller beskrivningen av ytbergarternas bildning i det av förf. undersökta området: den bör uppfattas som en skissering i stora drag av händelseförloppet.

Med den indelning av de svekofenniska suprakrustalbergarterna som givits av Simonen (1960), synes ytbergarterna i det av förf. undersökta området närmast böra placeras vid gränsen mellan undre och mellersta svekofennium. (Jfr ovan sid. 10.)

Beträffande urgraniterna i Ljusterö—Svartlöga—Rödlögaområdet gäller, att de på olika sätt kan visas vara intrusiva i suprakrustalbergarterna. Porfyrisk och finkornig, aplitisk randfacies är vanliga på Svartlöga, och här liksom i andra delar av området förekommer brecciering av och apofyser in i ytbergarterna. Kontaktpåverkan är i allmänhet ringa. Intill urgraniten norr om Lagnöarna är den dock ibland betydlig, med rekristallisation och bildning av mikroklinögon i leptiterna. Detta sammanhänger troligen med en högre halt av mineralisatorer i den sura graniten jämfört med de intermediära typerna. Vidare har sannolikt graniten själv ibland rönt påverkan från sidostenen, i det att assimilationsprocesser kan ha givit upphov till de relativt basiska plagioklaser, som anträffas i granitens randzon i sydvästra delen av Svartlögaområdet (jfr sid. 71).

Intrusiva i både ytbergarter och urgraniter är de amfibolitgångar, som uppträder särskilt rikligt på Svartlöga, där de till skillnad från övriga områden vanligen skär diskordant över skiffriheten. En av gångarna är utbildad som en blandad gång med amfibolitisk randzon och granitporfyrisk centralzon. Rena granitporfyrgångar anträffas här och var i ytbergarterna, även i urgranit. Alla ovan nämnda gångtyper visar skarpa kontakter mot omgivande bergarter.

Pegmatit (och aplit) uppträder dels som genomsättande, distinkt avgränsade gångar, dels som ådror och sliror eller massivintrusioner i leptit och glimmerskiffer. Sannolikt är ådergnejserna bildade vid regionala omvandlingar i sen-svekofennisk tid.

I samband med urgraniternas intrusion står troligen en veckning efter flackt västliga axlar, medan ådergnejsbildningen motsvaras av vanligen branta, nordliga veckaxlar.

Speciellt intressanta är de processer, som kan sammanfattas under benämningen »magnesiummetasomas», och som gett upphov till bergarter, innehållande mineralen cordierit, antofyllit, cummingtonit, almandin och andalusit. Dessa omvandlingar är senare än traktens amfibolitgångar, varför något samband med urgraniterna ej torde föreligga (jfr sid. 10). Vidare synes ifrågasättande mineralbildningar ha uppkommit genom posttektoniska omvandlingar i en redan

tidigare metamorfoserad berggrund. Liknande har iakttagits av Lundegårdh (1956 a) i Hamrånge-synkinalen i Gävleborgs län: Här är den äldre amfibolen (aktinoliten) reglerad, medan den yngre (antofylliten) har vuxit oberoende av tektoniska s-plan och b-axlar.

Bildningen av cordierit och antofyllit har ofta följt tidigare existerande förskiffrings- eller sprickzoner i berggrunden.

Allmänt gäller, att bergarter, i vilka cordierit (och andalusit) bildats, visar en kraftig albitisering av plagioklasen. Till skillnad från förhållandet vid sulfidmalmerna av Falutyp har således ej all fältspat nedbrutits vid omvandlingen, utan endast anortitkomponenten. De härigenom uppkomna bergarterna visar följaktligen en sänkning av kalciumhalten. Samma gäller också vid cummingtonit-omvandling av vanligt hornblände i amfibolitiska bergarter. I samband med uppkomsten av cummingtonit står vidare en allmän sänkning av bergarternas biotithalt. Detta gäller ibland även för antofyllit, då de karakteristiska kärvarna av detta mineral omges av en ljus fläck med lägre biotithalt än omgivande bergart.

Ett markant drag hos både antofyllit och cummingtonit är, att deras optiska egenskaper är konstanta över hela området, vilket innebär, att variationerna i kemisk sammansättning sannolikt är mycket små.

Antofyllitens sammansättning avviker genom sin höga halt av  $\text{Fe}^{2+}$  och Al från mineralets normala (se kemisk analys, sid. 101). Även cummingtoniten torde av de optiska data att döma vara relativt FeO-rik (c:a 50 mol % av järnkomponenten enl. Tröger, 1956, sid. 71). Med denna sammansättning skulle cummingtoniten ha lägre järnhalt än antofylliten. Någon kemisk analys av den förra har dock ej kunnat utföras på grund av de talrika inneslutningarna.

Av de båda mineralen cummingtonit och antofyllit har endast den förra påträffats direkt associerad med vanligt hornblände. Eskola (1950) har tidigare iakttagit detta, och föreslår som förklaring härtill, att det monoklina vanliga hornbländet vid omvandling endast kan ge en likaledes monoklin amfibol (cummingtonit).

Almandinen visar relativt konstanta värden på ljusbrytning och kantlängd. Den uppträder både tillsammans med cordierit, antofyllit, cummingtonit och andalusit och utan samband med dessa. Granat uppträder vidare ofta i områdets pegmatiter.

Cordieriten visar stundom en lågtemperaturomvandling till klorit. I samband härmed har ofta en plagioklas-mantling skett.

Beträffande åldersförhållandena mellan antofyllit och andalusit kan sägas, att i ett fall (sid. 73) det sistnämnda mineralet är det yngre.

I den dacitiska metatuff(it)en nära Hästede på N. Ljusterö har antofyllit påträffats som inneslutning i cordierit. Även här är således antofylliten det tidigare kristalliserade mineralet.

I enstaka mikroklinfria pegmatiter och apliter påträffas andalusit och cordie-

rit. Detta behöver dock ej innebära, att »magnesiummetasomatosen» är yngre än den regionala pegmatitbildningen, eftersom även urgraniterna bör ha medfört pegmatit-aplitbildning, om än i liten skala. Traktens pegmatiter är i allmänhet mikroklinrika. De i dem ofta uppträdande almandinerna har i de allra flesta fall ej något direkt samband med de vid »magnesiummetasomatosen» bildade mineralen.

Nedan följer ett schema, som sammanfattar förekomsten av cordierit, antofyllit, cummingtonit, almandin och andalusit i olika bergartstyper. Antalet kryss (1—3) anger ungefär hur allmänt mineralet uppträder i ifrågavarande bergart. Ett streck innebär, att mineralet ej påträffats.

	Cordierit	Antofyllit	Cummingtonit	Almandin	Andalusit
Leptit och glimmerskiffer . . . . .	—	—	—	×	—
Dacitiska bergarter . . . . .	×××	×	×	××	× <sup>1</sup>
Metaarenit och konglomerat . . . . .	×××	××	×	×××	×
Urgranit . . . . .	×	(×) <sup>2</sup>	—	—	×
Amfibolit . . . . .	××	××	××	××	(×) <sup>3</sup>
Pegmatit + aplit . . . . .	× <sup>4</sup>	—	—	××	× <sup>4</sup>

<sup>1</sup> Se sid. 30.

<sup>2</sup> Se sid. 73.

<sup>3</sup> Se sid. 52.

<sup>4</sup> Endast funnen i mikroklinfria bergarter.

Beträffande mikroklinens uppträdande i området kan sägas, att den ofta visar sig vara kristalliserad senare än övriga mineral. Den bildar sålunda t. ex. porfyroblaster i förskiffringszoner, växer efter korngränser eller förefaller förtränga plagioklas. Mikroklinögonen i en del graniter är sannolikt till stor del sekundärt kristalliserade ehuru detta ej behöver innebära, att dessa graniter i sin helhet bildats på metasomatisk väg ur ytbergarter (jfr Mehnert, 1959). Tvärtom tyder de flesta iakttagelserna på ett intrusivt uppträdande. Det skulle emellertid här föra alltför långt att gå närmare in på dessa frågor, vilka leder till problemet om graniternas genes. Avsikten har i föreliggande arbete endast varit att ge ett komplement till beskrivningen av suprakrustalbergarterna.

Till min lärare, professor S. Gavelin, vill jag rikta ett varmt tack för inspirerande diskussioner rörande arbetet. Vidare står jag i stor tacksamhetsskuld till professor O. Mellis för råd och anvisningar beträffande de optiska och röntgenografiska bestämningarna. Professor F. E. Wickman har välvilligt ställt apparatur till förfogande för separationen av antofyllit och medel för utförande av analys av densamma. Laborator S. Landergren och fil. lic. A. M. Byström-Asklund har möjliggjort för mig att få bergartsanalyserna utförda vid Sveriges Geologiska Undersöknings laboratorier. Docent P. H. Lundegårdh har genomläst manu-

skriptet och härvid gjort värdefulla påpekanden. Dr. phil. P. Padget har kontrollerat den engelska översättningen. Till alla dessa vill jag här framföra ett varmt tack, liksom till fil. lic. R. Blix, som utfört den kemiska analysen av antofyllit, och till fil. mag. V. Grundulis och ingenjör H. Roosaar, vilka utfört bestämningarna av  $\text{Fe}^{2+}$  i bergartsproverna resp. de spektrokemiska analyserna. Laboratorieassistenten E. Waláker har i samarbete med förf. bestämt bergarternas vattenhalter. Kapten A. Aaremäe vid Sveriges Geologiska Undersökning har haft vänligheten att för förf. demonstrera metodiken vid dessa analyser.

Till fil. kand. Christer Persson vill jag rikta ett särskilt tack för hans värdefulla hjälp vid de ur praktisk synpunkt ofta svåra karteringsarbetena i skärgården. Förf. står även i tacksamhetsskuld till fröken S. Gadd, som verkställt utskriften av manuskriptet, till preparator G. Fastrup, som tillverkat de för undersökningen nödvändiga slipproverna och till fru M. Ekman, som utfört renritningen av samtliga kartor.

Arbetet har finansierats genom medel ur fonden för främjande av ograduerade forskares vetenskapliga verksamhet vid Stockholms Universitet.

## Litteratur

- (SGU = Sveriges Geologiska Undersökning. GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar.)
- BEYER, M., 1954: Berggrunden inom leptitområdet mellan Harg och Hargshamn i norra Uppland. GFF 76, häfte 2, sid. 183.
- BLOMBERG, A., 1889: Beskrifning till kartbladet Penningby. SGU Ser. Aa, nr 100.
- BURCKHARDT, C. E., 1943: Zur Bestimmung der gesteinsbildenden Glimmer. Schweizer. Mineralog. und Petrograph. Mitteilungen 23, S. 467.
- BURRI, C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel.
- COTTON, C. A., 1952: Volcanoes as Landscape Forms. Second ed. Whitcombe & Tombs Ltd.
- ESKOLA, P., 1950: Parageneses of cummingtonite and hornblende from Muuruvesi, Finland. Am. Min. 35, p. 728.
- GAVELIN, S. and LUNDEGÅRDH, P. H., 1960: Development of gneisses and granites in southern Sweden. Guide to excursions nos A 28 and C 23. International Geological Congress, XXI Session, Norden 1960.
- GEIJER, P., 1917: Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. SGU Ser. C, nr 275.
- GEIJER, P. och MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. SGU Ser. Ca, nr 35.
- HEINRICH, E. Wm., 1956: Microscopic Petrography. Mc Graw-Hill Book Company, Inc.
- HJELMQVIST, S., 1937: Beskrifning till kartbladet Smedjebacken, berggrundsdelen. SGU Ser. Aa, nr 181.
- HOLMQVIST, P. J., 1910: The Archaean geology of the coast-regions of Stockholm. GFF 32, häfte 4, sid. 789.
- KERR, P. F., 1959: Optical Mineralogy. Third edition. Mc Graw-Hill Book Company, Inc.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1943: The Grovstanäs region. An Ultra-Basic Gabbro Massif and its immediate Vicinity. Bull. Geol. inst. Univ. of Upsala XXIX.
- , 1956 a: Hamrängesyntinalens ytbergarter och deras metasomatiska omvandling. GFF 78, häfte 2, sid. 329.
- , 1956 b: Beskrifning till kartbladet Uppsala. Berggrunden. SGU Ser. Aa, nr 199.
- MAGNUSSON, N. H., 1940: Herrängsfältet och dess järnmalm. SGU Ser. C, nr 431.
- , 1953: Malmgeologi. Stockholm.
- MAGNUSSON, N. H., LUNDEGÅRDH, G., och GRANLUND, E., 1957: Sveriges Geologi (berggrundsdelen). 3:e uppl. Stockholm.
- MEHNERT, K. R., 1959: Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Mineralog. 37, nr 2, S. 117.
- PETTITJOHN, F. J., 1957: Sedimentary Rocks. Second edition. New York.
- RABBITT, J. C., 1948: A new Study on the Anthophyllite series. Am. Min. 33, p. 263.
- RAMBERG, H., 1959: Evolution of pygmatic folding. Norsk geol. tidsskrift 39, sid. 99.
- SEITSAARI, J., 1956: A ferroan-aluminian anthophyllite from Kemiö, Finland. Compt. Rend. Soc. géol. Finl. XXIX, p. 77.
- SEKI, Y. and YAMASAKI, M., 1957: Aluminian ferroanthophyllite from the Kitakami Mountainland, northeastern Japan. Am. Min. 42, p. 506.
- SIMONEN, A., 1960: Pre-Cambrian Stratigraphy of Finland. Internat. Geol. Congress. Part IX. Report of the Twenty-First Session, Norden.
- SIRAMADAS, A., 1957: Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Am. Min. 42, p. 294.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. SGU Ser. C, nr 312.
- SVEDMARK, E., 1883: Beskrifning till kartbladet Vaxholm. SGU Ser. Aa, nr 88.
- SVEDMARK, E., 1885: Beskrifning till kartbladet Furusund. SGU Ser. Aa, nr 93.
- TRÖGER, W. E., 1956: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I. 2. Auflage. Stuttgart.
- TUOMINEN, H. V. and MIKKOLA, T., 1950: Metamorphic Mg—Fe enrichment in the Orijärvi region as related to folding. Compt. Rend. Soc. Géol. Finl. XXIII, p. 67.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1882: Beskrifning till blad n:o 6 af Geologisk Öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag. Stockholm.
- UYTENBOGAARDT, W., 1951: Tables for microscopic identification of ore minerals. Princeton, N. J.
- WINCHELL, A. N., 1948: Elements of optical mineralogy. Part II. Third edition. New York.

Tab. 1. Grå, glimmerrik leptit (växellagrande med glimmerskiffer).  
Enskärsgrunden, Rödlöga.

*Grey, mica-rich leptite (interbedded with mica schist). Enskärsgrunden, Rödlöga.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Nigglivärden
SiO <sub>2</sub> .....	75.8	126144	qz ..... + 243
TiO <sub>2</sub> .....	0.4	501	si ..... 443
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	12.2	11965	al ..... 42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2.2	1378	fm ..... 26
FeO .....	1.95	2714	c ..... 7
MnO .....	< 0.1	(<141)	alk ..... 25
MgO .....	0.8	1984	mg ..... 0.27
CaO .....	1.1	1961	k ..... 0.34
Na <sub>2</sub> O .....	2.9	4679	ti ..... 2
K <sub>2</sub> O .....	2.3	2442	h ..... 7
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.36	1998	w ..... 0.50
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.00	—	
	100.0		

Planimeteranalys (N = 1000)

Kvarts .....	50.0
Plagioklas (An <sub>20</sub> ) .....	21.5
Biotit .....	8.5
Muskovit .....	17.5
Magnetit .....	2.5
Accessorier (zirkon, apatit, klorit) .....	< 0.5
	100.0

Tab. 2. Glimmerskiffer med basisk plagioklas. Enskärsgrunden, Rödlöga.

*Mica schist with basic plagioclase. Enskärsgrunden, Rödlöga.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Nigglivärden
SiO <sub>2</sub> .....	63.7	106008	qz ..... + 59
TiO <sub>2</sub> .....	0.75	939	si ..... 229
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.9	14614	al ..... 32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.7	1064	fm ..... 31
FeO .....	4.57	6360	c ..... 20
MnO .....	0.15	211	alk ..... 17
MgO .....	2.2	5456	mg ..... 0.39
CaO .....	5.3	9451	k ..... 0.38
Na <sub>2</sub> O .....	3.1	5001	ti ..... 2
K <sub>2</sub> O .....	2.9	3079	h ..... 8
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.70	3885	w ..... 0.25
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.00	—	
	100.0		

Planimeteranalys (N = 2062)

Kvarts .....	≈ 15
Plagioklas (An <sub>52</sub> ) .....	≈ 52
Biotit .....	≈ 33
Accessorier (epidot, sericit, opakmineral, apatit, zirkon) .....	< 1
	100

Tab. 3. Metadacit. 250 m VNV Lill-Skötkobben, Svartlöga.

Metadacite. 250 metres W.N.W. of Lill-Skötkobben, Svartlöga.

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	72.2	120153	qz ..... + 145
TiO <sub>2</sub> .....	0.3	375	si ..... 337
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	11.4	11181	al ..... 31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.7	438	fm ..... 31
FeO .....	3.99	5553	c ..... 15
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 23
MgO .....	1.8	4464	mg ..... 0.41
CaO .....	3.0	5350	k ..... 0.30
Na <sub>2</sub> O .....	3.6	5808	ti ..... 1
K <sub>2</sub> O .....	2.3	2442	h ..... 10
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.66	3663	w ..... 0.14
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.09	—	
	100.0		
Standardcell:			
$K_{2.6}Na_{6.1}Ca_{2.8}Mg_{2.4}Fe^{2+}_{2.9}Fe^{3+}_{0.5}Al_{11.8}Si_{63.4}Ti_{0.2}[O_{156.1}(OH)_{3.9}]$			
Huvudmineral: Plagioklas (andesin)		d = 2.72	
		Kvarts	
Väsentligt min.: Biotit			
Underordnade mineral och accessorier: Vanl. hornblände			
		Titanit	
		Epidot	
		Zirkon	
		Apatit	
		Mikroclin	
		Klorit	
		Opakmineral	

Tab. 4. Metasomatiskt omvandlad, cordieritförande metadacit. 550 m NV Lill-Skötkobben, Svartlöga.

*Metasomatically altered, cordierite-bearing metadacite. 550 metres N.W. of Lill-Skötkobben, Svartlöga.*

	Vikt %	Molprop. ( $\times 10^5$ )	Nigglivärden
SiO <sub>2</sub> .....	69.8	116159	qz ..... + 105
TiO <sub>2</sub> .....	0.45	563	si ..... 285
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	11.7	11475	al ..... 28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.5	313	fm ..... 47
FeO .....	3.78	5261	c ..... 5
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 20
MgO .....	5.4	13393	mg ..... 0.69
CaO .....	1.1	1961	k ..... 0.12
Na <sub>2</sub> O .....	4.4	7099	ti ..... 1
K <sub>2</sub> O .....	0.95	1008	h ..... 24
H <sub>2</sub> O > 105° ...	1.78	9880	w ..... 0.11
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.09	—	
	100.0		
Standardcell:			
$K_{1.0}Na_{7.4}Ca_{1.0}Mg_{7.0}Fe^{2+}_{2.7}Fe^{3+}_{0.3}Al_{11.9}Si_{60.5}Ti_{0.3}[O_{149.7}(OH)_{10.3}]$			
Huvudmineral och väsentliga mineral:			d = 2.70
Kvarts Klorit Plagioklas (sur oligoklas) Cordierit			
Underordnade mineral och accessorier:			
Biotit Opakmineral Leukoxen + rutil Zirkon Apatit			

Tab. 5. Metadacit från södra spetsen av Stor-Trösslän, Svartlöga.

*Metadacite from the southern point of Stor-Trösslän, Svartlöga.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Nigglivärden
SiO <sub>2</sub> .....	69.4	115493	qz ..... + 112
TiO <sub>2</sub> .....	0.4	501	si ..... 319
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.4	14123	al ..... 39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.3	814	fm ..... 21
FeO .....	2.57	3577	c ..... 14
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 27
MgO .....	0.9	2232	mg ..... 0.30
CaO .....	2.8	4993	k ..... 0.38
Na <sub>2</sub> O .....	3.7	5969	ti ..... 1
K <sub>2</sub> O .....	3.5	3715	h ..... 14
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.93	5162	w ..... 0.31
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.09	—	
	100.0		
Standardcell:			
$K_{3.9}Na_{6.3}Ca_{2.6}Mg_{1.2}Fe^{2+}_{1.9}Fe^{3+}_{0.9}Al_{14.9}Si_{61.1}Ti_{0.3}[O_{154.5}(OH)_{5.5}]$			
Huvudmineral: Kwarts Plagioklas (An <sub>30</sub> —An <sub>38</sub> ) Väsentligt min.: Biotit Underordnade mineral: Klorit Mikroclin Muskovit Accessorier: Epidot Leukoxen Apatit Zirkon Hämatit Ortit			d = 2.69

Tab. 6. Dacitisk metatuff (it). Södra delen av L. Sundsholmen mellan Ö. och V. Lagnö.  
Dacitic metatuff (ite). Southern part of L. Sundsholmen, between Ö. and V. Lagnö.

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^5$ )	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	65.6	109170	qz ..... + 75
TiO <sub>2</sub> .....	0.8	1001	si ..... 257
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.2	14908	al ..... 35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.5	939	fm ..... 32
FeO .....	4.28	5957	c ..... 12
MnO .....	0.15	211	alk ..... 20
MgO .....	2.3	5704	mg ..... 0.41
CaO .....	2.9	5171	k ..... 0.39
Na <sub>2</sub> O .....	3.3	5324	ti ..... 2
K <sub>2</sub> O .....	3.2	3397	h ..... 8
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.61	3386	w ..... 0.24
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.11		
	100.0		

Standardcell:  
 $K_{3.7}Na_{5.7}Ca_{2.8}Mg_{3.1}Fe^{2+}_{3.2}Fe^{3+}_{1.0}Al_{16.1}Si_{58.8}Ti_{0.5}[O_{156.4}(OH)_{3.6}]$

Planimeteranalys (N = 2000)

Kvarts .....	23.5
Plagioklas (An <sub>35</sub> —An <sub>40</sub> ) .....	50.5
Biotit .....	26.0
Accessorier (epidot, apatit, klorit) .....	< 0.5
	100.0

Tab. 7. Andesitiskt porfyritblock i konglomeratet på norra spetsen av St. Enskär, Svartlöga.  
Block of porphyritic andesite in the conglomerate on the northern point of St. Enskär, Svartlöga.

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^5$ )	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	52.9	88035	qz ..... — 22
TiO <sub>2</sub> .....	< 0.1	(< 125)	si ..... 142
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19.0	18635	al ..... 30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2.3	1440	fm ..... 34
FeO .....	6.49	9033	c ..... 20
MnO .....	0.15	211	alk ..... 16
MgO .....	3.5	8681	mg ..... 0.42
CaO .....	7.1	12660	k ..... 0.34
Na <sub>2</sub> O .....	4.1	6615	ti ..... 0
K <sub>2</sub> O .....	3.2	3397	h ..... 12
H <sub>2</sub> O > 105° ...	1.30	7216	w ..... 0.24
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.00	—	
	100.0		

Huvudmineral: Plagioklas (interm. andesin—sur labrador)

Biotit

Väsentligt min.: Vanl. hornblände

Underordnade mineral: Sericit

Epidot

Accessorier: Opakmineral

Prehnit

Apatit

Tab. 8. Antofyllit från östra spetsen av Stor-Trösslan, väster om Svartlöga. Kemisk sammansättning och optiska egenskaper. Den kemiska analysen utförd av R. Blix.

*Anthophyllite from the eastern point of Stor-Trösslan, west of Svartlöga. Chemical composition (analyst R. Blix) and optical properties.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^3$ )	Atomprop. för 24 (O, OH, F)
SiO <sub>2</sub> .....	39.64	65968	Si .....
TiO <sub>2</sub> .....	0.60	751	Al .....
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17.78	17438	Ti .....
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.06	664	Fe <sup>3+</sup> .....
FeO .....	25.15	35003	Fe <sup>2+</sup> .....
MnO .....	0.33	465	Mn .....
MgO .....	8.44	20933	Mg .....
CaO .....	0.58	1034	Ca .....
BaO .....	—	—	Ba .....
Na <sub>2</sub> O .....	2.00	3227	Na .....
K <sub>2</sub> O .....	0.27	287	K .....
F .....	0.39	2053	F .....
H <sub>2</sub> O > 105° ...	3.35	18595	OH .....
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.50	(2775)	
Cl .....	< 0.01	(< 28)	
	100.10	(O, OH, F) = 269341	mg = 0.363
— O för F	0.16	— O för F 1027	
	99.94	S:a(O, OH, F) = 268314	
$n_\alpha = 1.675$	$\alpha =$ färglös <i>colourless</i>		
$n_\gamma = 1.695$	$\beta =$ svagt grön <i>pale green</i>		
$n_\gamma - n_\alpha = 0.020$	$\gamma =$ svagt blågrön <i>pale bluish green</i>		$2V_\gamma = 75^\circ$

Tab. 9. Rödgrå, kvartsporfyrisk leptit. 500 m VSV Pottholmsudden, Ö. Lagnö.  
*Reddish grey, quartz-porphyrific leptite. 500 metres W.S.W. of Pottholmsudden, Ö. Lagnö.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Nigglivärden
SiO <sub>2</sub> .....	77.1	128308	qz ..... + 271
TiO <sub>2</sub> .....	0.1	125	si ..... 503
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	12.3	12064	al ..... 47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.2	751	fm ..... 14
FeO .....	1.00	1392	c ..... 6
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 33
MgO .....	0.3	744	mg ..... 0.20
CaO .....	0.8	1427	k ..... 0.48
Na <sub>2</sub> O .....	2.7	4356	ti ..... 0.5
K <sub>2</sub> O .....	3.8	4034	h ..... 13
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.60	3330	w ..... 0.52
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.09	—	
	100.0		

Huvudmineral: Kvarts .....	(46.0) <sup>1</sup>
Plagioklas (An <sub>21</sub> ) .....	(28.5)
Väsentligt min.: Mikroklin .....	(23.0)
Underordn. min.: Biotit .....	( 2.0)
Accessorier: Hämatit	} ..... ( 0.5)
Klorit	
Epidot	
Sericit	
Leukoxen	
Zirkon	
Almandin	
Kalcit	
	(100.0)

<sup>1</sup> Siffrorna inom parentes anger grundmassans sammansättning enligt en planimeteranalys med  $N = 1000$ .

*Numbers in brackets indicate the mineralogical composition in the matrix according to a point-counter analysis with  $N = 1000$ .*

Tab. 10. Grå, kvartsporfyrisk leptit. 300 m NNW norra spetsen av St. Sundsholmen, V. Lagnö. Grey, quartz-porphyrific leptite. 300 metres N.N.W. of the northern point of St. Sundsholmen, V. Lagnö.

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ ) <sup>a</sup>	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	70.6	117490	qz ..... + 110
TiO <sub>2</sub> .....	0.3	375	si ..... 319
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.4	14123	al ..... 38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2.9	1816	fm ..... 18
FeO .....	1.07	1489	c ..... 16
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 27
MgO .....	0.6	1488	mg ..... 0.23
CaO .....	3.4	6063	k ..... 0.08
Na <sub>2</sub> O .....	5.7	9196	ti ..... 1
K <sub>2</sub> O .....	0.8	849	h ..... 2
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.12	666	w ..... 0.71
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.08	—	
	100.0		

Huvudmineral: Plagioklas (An <sub>25</sub> ) .....	(67.0) <sup>1</sup>
Kvarts .....	(25.5)
Underordnade mineral: Biotit .....	( 3.5)
Magnetit .....	( 3.5)
Accessorier: Klorit } .....	( 0.5)
Apatit } .....	
Zirkon } .....	
Kalcit } .....	
	(100.0)

<sup>1</sup> Siffrorna inom parentes anger mineralsammansättningen i grundmassan enligt en planimeteranalys med  $N = 1204$ .

Numbers in brackets indicate the mineralogical composition in the matrix according to a point-counter analysis with  $N = 1204$ .

Tab. 11. Grå leptit. 500 m Ö Hästede gård, N. Ljusterö.

*Grey leptite. 500 metres E. of Hästede, N. Ljusterö.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^3$ )	Nigglivärden
SiO <sub>2</sub> .....	74.4	123814	qz ..... + 172
TiO <sub>2</sub> .....	< 0.1	(< 125)	si ..... 420
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	12.8	12554	al ..... 43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.9	564	fm ..... 16
FeO .....	1.71	2380	c ..... 5
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 37
MgO .....	0.45	1116	mg ..... 0.24
CaO .....	0.8	1427	k ..... 0.50
Na <sub>2</sub> O .....	3.4	5485	ti ..... 0
K <sub>2</sub> O .....	5.1	5414	h ..... 8
H <sub>2</sub> O > 105° .....	0.41	2276	w ..... 0.32
H <sub>2</sub> O < 105° .....	0.00	—	
	100.0		

Planimeteranalys (N = 2000)

Kvarts .....	38.5
Plagioklas (An <sub>10</sub> ), sericitomvandlad .....	48.0
Mikroklin .....	8.0
Biotit .....	5.0
Accessorier (epidot, zirkon, klorit) .....	0.5

100.0

Tab. 12. Grå leptit (i växellagring med glimmerskiffer). 500 m NO Ramsdal, Ö. Lagnö.

*Grey leptite (interbedded with mica schist). 500 metres N.E. of Ramsdal, Ö. Lagnö.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^3$ )	Nigglivärden
SiO <sub>2</sub> .....	72.5	120652	qz ..... + 162
TiO <sub>2</sub> .....	0.4	501	si ..... 371
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	12.4	12162	al ..... 37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.7	1064	fm ..... 26
FeO .....	3.06	4259	c ..... 9
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 27
MgO .....	0.85	2108	mg ..... 0.25
CaO .....	1.7	3031	k ..... 0.43
Na <sub>2</sub> O .....	3.1	5001	ti ..... 2
K <sub>2</sub> O .....	3.6	3822	h ..... 11
H <sub>2</sub> O > 105° .....	0.64	3552	w ..... 0.33
H <sub>2</sub> O < 105° .....	0.06	—	
	100.0		

Planimeteranalys (N = 1036)

Kvarts .....	45.0
Plagioklas (An <sub>26</sub> ) .....	22.0
Mikroklin .....	8.0
Biotit .....	19.5
Sericit + epidot .....	5.0
Accessorier (apatit, opakmineral, leukoxen, klorit, zirkon) ..	0.5

100.0

Tab. 13. Glimmerskiffer (i växellagring med grå leptit). 500 m NO Ramsdal, Ö. Lagnö.  
Mica schist (interbedded with grey leptite). 500 metres N.E. of Ramsdal, Ö. Lagnö.

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	73.4	122150	qz ..... + 194
TiO <sub>2</sub> .....	< 0.1	(< 125)	si ..... 412
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	13.1	12848	al ..... 43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2.1	1315	fm ..... 26
FeO .....	1.50	2088	c ..... 2
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 29
MgO .....	1.15	2852	mg ..... 0.38
CaO .....	0.3	535	k ..... 0.78
Na <sub>2</sub> O .....	1.2	1936	ti ..... 0
K <sub>2</sub> O .....	6.4	6794	h ..... 15
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.80	4440	w ..... 0.56
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.05		
	100.0		

Planimeteranalys (N = 1100)

(Provet visar mikroskopisk laminering)

Kvarts .....	37.0
Plagioklas (An <sub>26</sub> ) .....	14.5
Mikroclin .....	0.5
Biotit .....	5.0
Muskovit .....	43.0
Accessorier (sericit, epidot, apatit, zirkon) .....	< 0.5
	100.0

Tab. 14. Glimmerskiffer med sekundär mikroclin. 300 m NNV norra spetsen av St. Sundsholmen, V. Lagnö.

Mica schist with secondary microcline. 300 metres N.N.W. of the northern point of St. Sundsholmen, V. Lagnö.

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	70.1	116658	qz ..... + 82
TiO <sub>2</sub> .....	0.25	313	si ..... 311
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	12.6	12358	al ..... 33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.1	689	fm ..... 30
FeO .....	2.64	3674	c ..... 5
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 32
MgO .....	2.5	6200	mg ..... 0.55
CaO .....	1.0	1783	k ..... 0.45
Na <sub>2</sub> O .....	4.1	6615	ti ..... 0.8
K <sub>2</sub> O .....	5.2	5520	h ..... 7
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.47	2609	w ..... 0.27
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.00	—	
	100.0		

Huvudmineral: Plagioklas (An<sub>13</sub>)

Väsentliga min.: Biotit

Mikroclin

Kvarts

Muskovit

Accessorier: Zirkon

Opakmineral

Apatit

Tab. 15. Röd, sur, medelkornig urgranit. Sydöstra stranden av Revlingen.

*Red, acid, medium-grained gneiss-granite. Southeastern shore of Revlingen.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	76.3	126976	qz ..... + 207
TiO <sub>2</sub> .....	< 0.1	(< 125)	si ..... 463
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	11.7	11475	al ..... 42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.1	689	fm ..... 13
FeO .....	1.07	1489	c ..... 6
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 39
MgO .....	0.3	744	mg ..... 0.21
CaO .....	0.9	1605	k ..... 0.50
Na <sub>2</sub> O .....	3.3	5324	ti ..... 0
K <sub>2</sub> O .....	5.1	5414	h ..... 4
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.20	1110	w ..... 0.48
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.04	—	
	100.0		

Huvudmineral och väsentliga mineral: Kvarts  
 Mikroclin  
 Plagioklas (An<sub>16</sub>)  
 Underordnat min.: Biotit  
 Accessorier: Zirkon  
 Apatit  
 Flusspat  
 Kalcit

Tab. 16. Grå, halvsur ögongnejsgranit. 700 m VNV Högskärsfladen, Svartlöga.

*Grey, intermediate to acid augen-gneiss-granite. 700 metres W.N.W. of Högskärsfladen, Svartlöga.*

	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^6$ )	Niggilivärden
SiO <sub>2</sub> .....	73.3	121984	qz ..... + 159
TiO <sub>2</sub> .....	0.1	125	si ..... 386
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.3	14025	al ..... 44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.2	751	fm ..... 14
FeO .....	1.00	1392	c ..... 10
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 32
MgO .....	0.65	1612	mg ..... 0.36
CaO .....	1.7	3031	k ..... 0.40
Na <sub>2</sub> O .....	3.7	5969	ti ..... 0.4
K <sub>2</sub> O .....	3.8	4034	h ..... 4
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.23	1277	w ..... 0.52
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.00	—	
	100.0		

Huvudmineral och väsentliga mineral: Kvarts  
 Mikroclin  
 Plagioklas (sur—intermediär oligoklas)  
 Underordnade min.: Biotit  
 Muskovit  
 Accessorier: Epidot  
 Klorit  
 Opakmineral  
 Zirkon  
 Apatit

Tab. 17. Porfyrisk randfacies av urgranit, 1 dm från kontakten mot metadacit. Södra delen av Dregelskärsharan, SV om Svartlöga.

*Porphyritic marginal facies of gneiss-granite, 1 decimeter from the contact against metadacite. Southern part of Dregelskärsharan, S.W. of Svartlöga.*

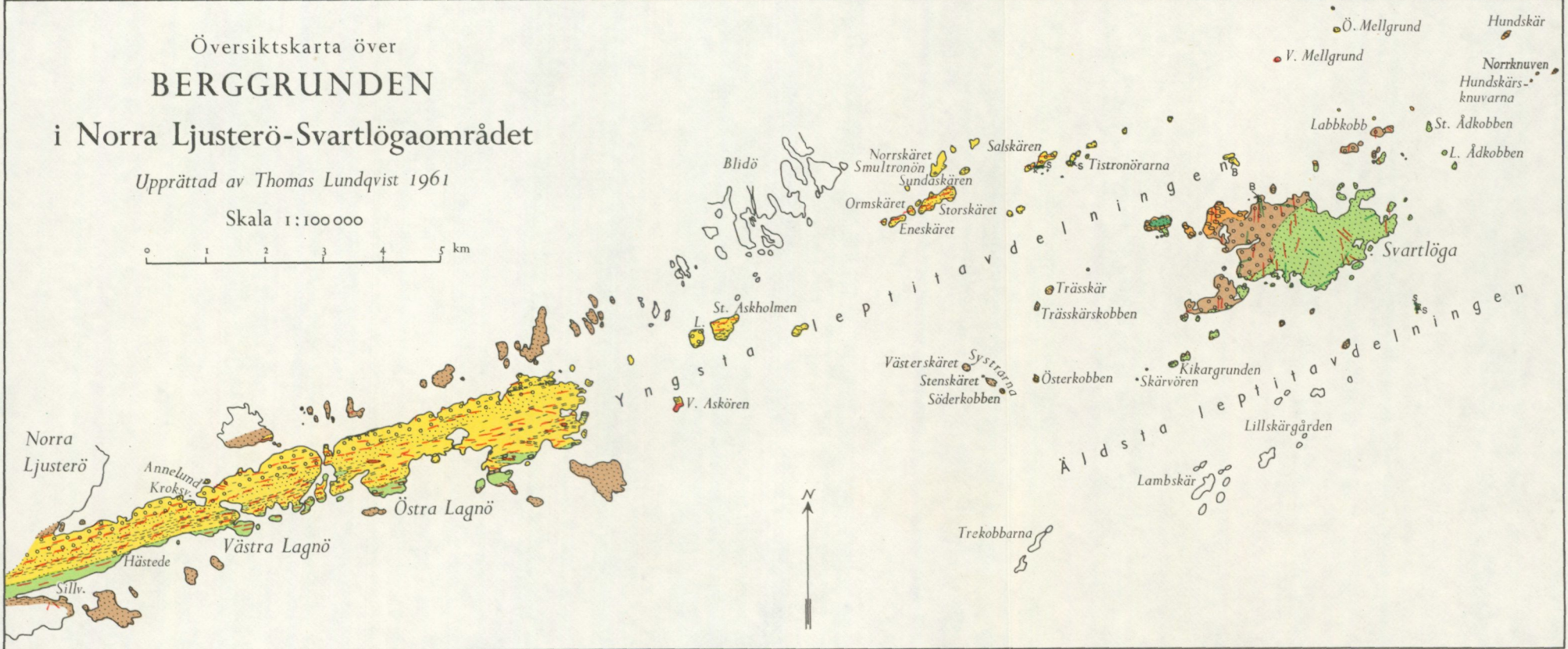
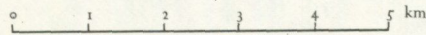
	Vikt%	Molprop. ( $\times 10^5$ )	Niggilvärden
SiO <sub>2</sub> .....	74.3	123648	qz ..... + 184
TiO <sub>2</sub> .....	< 0.1	(< 125)	si ..... 419
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	12.9	12652	al ..... 43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.1	689	fm ..... 14
FeO .....	1.28	1781	c ..... 10
MnO .....	< 0.1	(< 141)	alk ..... 34
MgO .....	0.35	868	mg ..... 0.22
CaO .....	1.6	2853	k ..... 0.53
Na <sub>2</sub> O .....	2.9	4679	ti ..... 0
K <sub>2</sub> O .....	5.0	5308	h ..... 8
H <sub>2</sub> O > 105° ...	0.45	2498	w ..... 0.44
H <sub>2</sub> O < 105° ...	0.07	—	
	100.0		

Huvudmineral och väsentliga mineral: Kvarts  
 Mikroklin (pemitisk)  
 Plagioklas (basisk oligoklas—sur andesin)  
 Underordnat min.: Biotit  
 Accessorier: Muskovit (sericit)  
 Epidot  
 Apatit  
 Zirkon

# Översigtskarta över BERGGRUNDEN i Norra Ljusterö-Svartlögaområdet

Upprättad av Thomas Lundqvist 1961

Skala 1:100 000

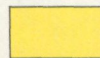

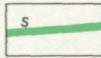



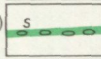
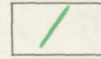


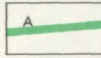
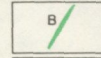


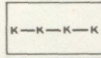
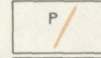







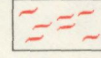








COP. MARGOT EKMAN

Teckenförklaring till pl. 1—3

Explanation to the colour maps Pl. 1-3

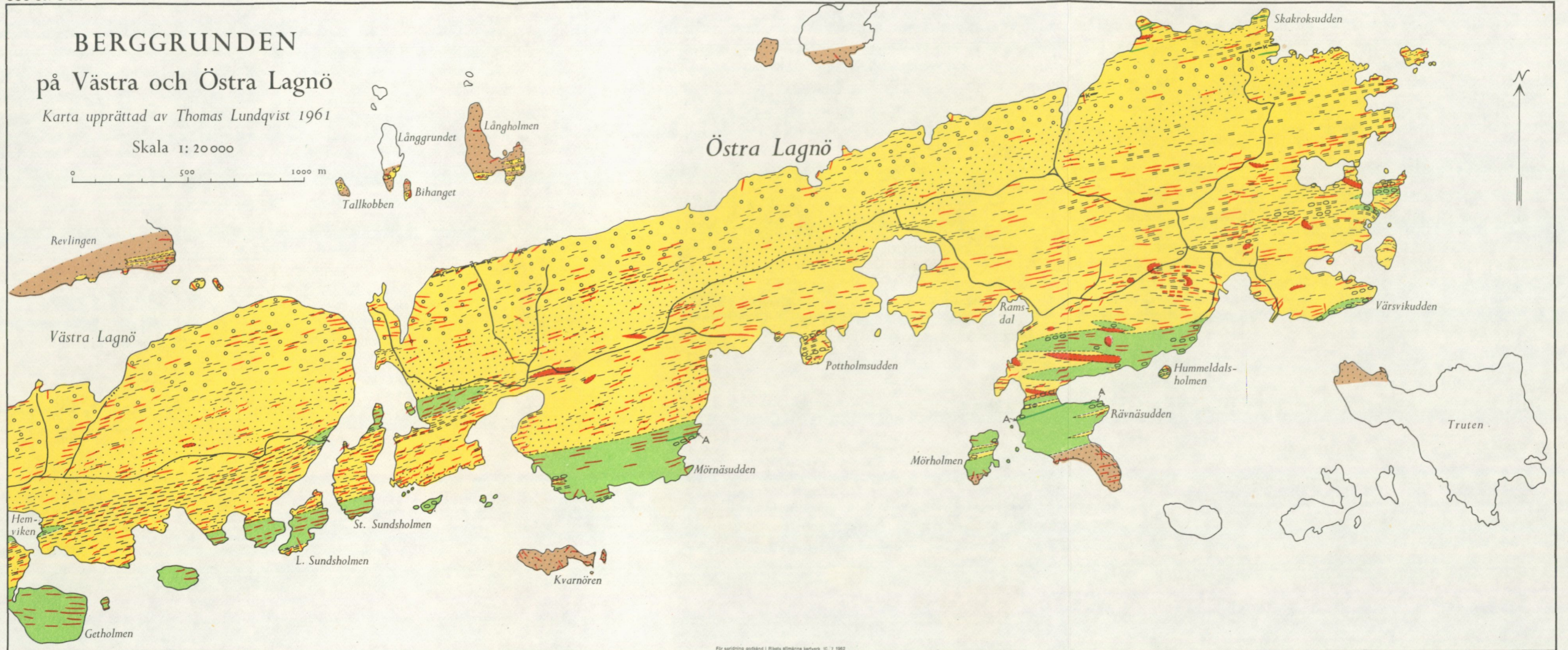
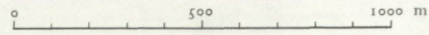
AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET  
ESSELTE AR. STOCKHOLM 1962

	Leptit, grå <i>Leptite, grey</i>		Dacitisk metatuff(it), bandad <i>Dacitic metatuff(ite), banded</i>		Suprakrustalamfibolit, smärre förekomst <i>Supracrustal amphibolite, small occurrence</i>		Starkt tektoniserad urgranit <i>Strongly tectonized gneiss-granite</i>
	Leptit, rödgrå till röd <i>Leptite, reddish grey to red</i>		Dacitisk metatuff(it), konglomeratisk (agglomeratisk) <i>Dacitic metatuff(ite), conglomeratic (agglomeratic)</i>		Suprakrustalamfibolit, fragmentförande <i>Supracrustal amphibolite, with fragments</i>		Amfibolitgång <i>Amphibolite dike</i>
	Kvartsporfyrisk leptit <i>Quartz-porphyrific leptite</i>		Andesitisk breccia		Andesitisk metavulkanit <i>Andesitic metavolcanics</i>		Blandad gång <i>Composite dike</i>
	Glimmerskiffer och glimmerrik leptit <i>Mica schist and mica-rich leptite</i>		Metaarenit <i>Meta-arenite</i>		Urkalksten <i>Crystalline limestone</i>		Granitporfyrgång <i>Dike of granite porphyry</i>
	Bandad leptit, glimmerrik leptit och glimmerskiffer <i>Banded leptite, mica-rich leptite and mica schist</i>		Konglomerat <i>Conglomerate</i>		Urgranit, sur, mikroklinrik <i>Gneiss-granite, acid, rich in microcline</i>		Pegmatit (och aplit) i gångar och massiv <i>Pegmatite (and apatite), dikes and massifs</i>
	Konglomeratisk (agglomeratisk) leptit <i>Conglomeratic (agglomeratic) leptite</i>		Glimmerskiffer och glimmerrik metaarenit <i>Mica schist and mica-rich meta-arenite</i>		Urgranit, intermediär <i>Gneiss-granite, intermediate</i>		Pegmatit-aplitådror och -sliror (ådergnejs) <i>Pegmatite-apatite veins and schlieren (veined gneiss)</i>
	Metadacit <i>Metadacite</i>		Bandad metaarenit, glimmerrik metaarenit och glimmerskiffer <i>Banded meta-arenite, mica-rich meta-arenite and mica schist</i>		Glest ögonförande urgranit <i>Gneiss-granite with sparse microcline augen</i>		
	Dacitisk metatuff(it) <i>Dacitic metatuff(ite)</i>		Suprakrustalamfibolit <i>Supracrustal amphibolite</i>		Rikligt ögonförande urgranit <i>Gneiss-granite, rich in microcline augen</i>		

# BERGGRUNDEN på Västra och Östra Lagnö

Karta upprättad av Thomas Lundqvist 1961

Skala 1: 20 000



COP. MARGOT EKMAN

För spridning godkänd i Rikets allmänna kartverk. 10. 7. 1962

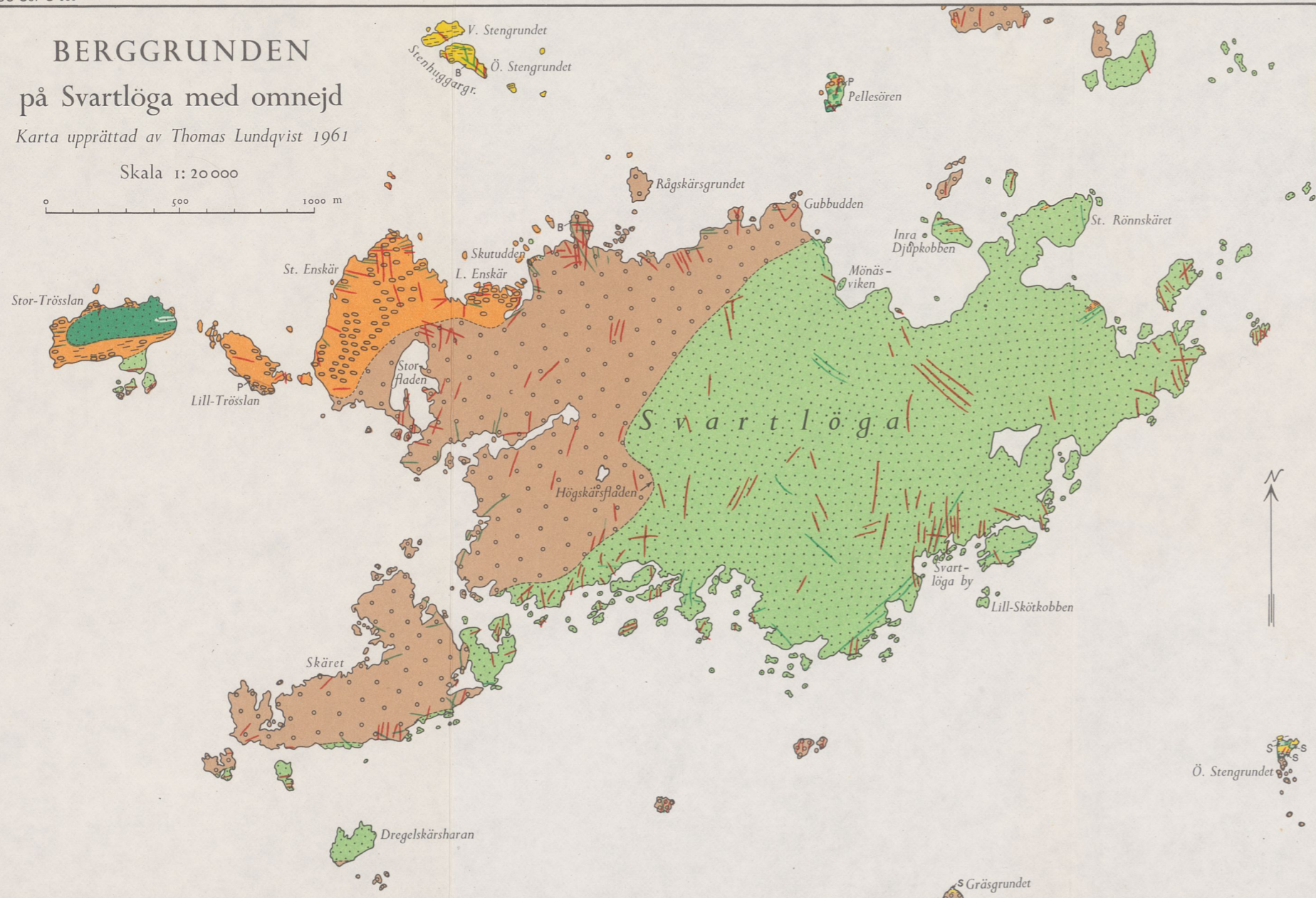
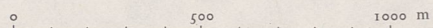
AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET  
ESSELTE AB. STOCKHOLM 1962

# BERGGRUNDEN

## på Svartlöga med omnejd

Karta upprättad av Thomas Lundqvist 1961

Skala 1:20 000

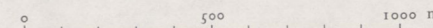


# BERGGRUNDEN

## på skären söder om Rödlöga

Karta upprättad av Thomas Lundqvist 1961

Skala 1:20 000



Teckenförklaring se Pl. 1 Lägret framgår av fig. 2  
Explanation of signs see Pl. 1 Location see Fig. 2

N:o 580	GORBATSHEV, R., Dolerites of the Eskilstuna region. 1961. . . . .	3,50
» 581	KAUTSKY, FRITZ, Phylogenetische Studien an fossilen Invertebraten. Mit 28 Tafeln. With an English summary. 1962 . . . . .	40,00
» 582	LUNDEGÄRDH, PER H., The petrology of the Parteboda tunnel east of Ånge, Central Sweden. 1962 . . . . .	2,00
» 583	LUNDQVIST, J., Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. 1962 . . . . .	8,00
» 584	ASKLUND, B., The extension of the Serv Nappe in the Scandinavian Mountain Chain. 1961. . . . .	2,50

*Årsbok 56 (1962)*

» 586	TEGEGREN, F., Vassbo blymalmsfyndighet i Idre och dess geologiska inramning. Summary: The Vassbo lead ore deposit in Idre, Western Sweden. Med en plansch. 1962. . . . .	12,00
» 587	STÅLHÖS, GÖRAN, Nya synpunkter på sörmalmsgnejsernas geologi. Med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. Summary: Aspects of the Sörmland Gneisses in Eastern Sweden. Med en plansch. 1962 . . . . .	15,00

**Ser. Ba.**

**Översiktskartor (Survey maps)**

N:o 16	Karta över Sveriges berggrund. (Pre-Quaternary rocks of Sweden.) Skala 1 : 1 milj. Sammanställd av N. H. MAGNUSSON m. fl. 1958. Karta i tre blad. (Map in three sheets; each 15 Sw. cr.) Pris per blad . . . . .	15,00
	Description to this map in English by N. H. MAGNUSSON, P. THORSLUND, F. BROTZEN, B. ASKLUND, and O. KULLING. 1960 . . . . .	15,00
» 17	Karta över Sveriges jordarter. (Quaternary deposits of Sweden.) Skala 1 : 1 milj. Sammanställd av G. LUNDQVIST 1958. Karta i tre blad. (Map in three sheets; each 15 Sw. cr.) Pris per blad . . . . .	15,00
	Beskrivning till Jordartskarta över Sverige. Av G. LUNDQVIST 1958 . . . . .	5,00
	Description to accompany the Map of the Quaternary deposits of Sweden. By G. LUNDQVIST 1959 . . . . .	5,00
» 18	Karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. (The glaciation and the highest shore-line in Sweden.) Skala 1:1 milj. Utarbetad av G. LUNDQVIST 1961. Karta i tre blad. (Map in three sheets; each 15 v. cr.) Pris per blad . . . . .	15,00
	Beskrivning till Karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. Summary: Outline of the deglaciation in Sweden. Av G. LUNDQVIST 1961 . . . . .	10,00
	Jordartskarta över Götaälvdalen. (Quaternary deposits in the Göta älv valley.) Skala 1 : 20 000. Av B. JÄRNEFORS 1959. Karta i tre blad. (Map in three sheets; each 11 Sw. cr.) Pris per blad . . . . .	11,00
	Beskrivning till karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. Av P. QUENSEL. Zusammenfassung: Beschreibung zur geologischen Karte über das Hochgebirge Västerbottens, Nordschweden. Karta i skalan 1 : 200 000. 1960 . . . . .	10,00

LUNDQVIST, J., Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. (Quaternary deposits of the county of Värmland.) Karta i skala 1 : 200 000. 1958. Beskrivning med karta (Text with map) . . . . .	65,00
Jordartskarta i två blad. (Map in two sheets) . . . . .	30,00
ROTHMANN, E., Jordartskarta över Norrbottens län nedanför lappmarksgränsen. (Quaternary deposits of the Southern part of the Norrbotten County.) Karta i två blad i skala 1:200 000. (Map in two sheets.) 1961 . . . . .	40,00
ROTHMANN, O. H., Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. English summary: Description to map of the Pre-Cambrian rocks of the Norrbotten County, N. Sweden, excl. the Caledonian mountain range. Karta i skala 1 : 400 000. 1957. Beskrivning med karta. (Text with map) . . . . .	45,00
Jordartskarta i två blad. (Map in two sheets) . . . . .	20,00

## Meddelanden i stencil

- N:o 4 STÅLHÖS, G., Bidrag till kännedomen om den radioaktiva strålningens fördelning inom den svenska berggrunden. Summary: Contribution to the knowledge of the distribution of the radioactivity in the bedrock of Sweden. 1960. . . . . 3,00

## 21. International Geological Congress — Excursions in Sweden

Excursion nr	Guide-book	Price	Excursion nr	Guide-book	Price
C 15	a	5.00	A 25-C 20	g	6.00
A 20	b	6.00	A 26-C 21	h	6.00
A 21-C 18	c	2.00	A 27-C 22	i	5.00
A 22-C 17	d	8.00	A 28-C 23	j	4.00
A 23-C 16	e	6.00	A 32-C 26	k	5.00
A 24-C 19	f	6.00	C 27	l	4.00
Complete set . . . . .					63.00

Pris 16 kronor

Distribueras genom

*Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag, Vasagatan 16, Stockholm 1*