

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 102

PER H. LUNDEGÅRDH, HELMUT HÜBNER, HUGO WIKMAN,
LARS KARIS OCH ERNEST MAGNUSSON

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSGEOLOGISKA KARTBLADET
ÖREBRO NV

DESCRIPTION OF THE PETROLOGICAL MAP
ÖREBRO NW



STOCKHOLM 1972

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH

GEOFYSISKA KARTBLAD

I SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 102

PER H. LUNDEGÅRDH, HELMUT HÜBNER, HUGO WIKMAN,
LARS KARIS OCH ERNEST MAGNUSSON

**BESKRIVNING
TILL BERGGRUNDSGEOLOGISKA KARTBLADET
ÖREBRO NV**

MED BIDRAG AV BENGT COLLINI OCH PER ARONSSON

Description of the petrological map
Örebro NW

STOCKHOLM 1972

ISBN 91-7158-019-0

Textkartorna är för spridning godkända i rikets allmänna kartverk 1973-02-16.

Redaktör:
Per H. Lundegårdh

C. DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1973

INNEHÅLL

Summary: The Precambrian bedrock by P. H. LUNDEGÅRDH	5
Summary: The Palaeozoic by L. KARIS and E. MAGNUSSON	8
Introduction	8
Stratigraphy	8
Nordvästligaste delen av kartbladet Örebro NV av H. HÜBNER	14
Leptit	14
Hälleflinta	19
Karbonatsten och skarn	20
Glimmerskiffer, glimmerkvartsit och glimmergnejs	21
Metabasit	23
Leptitgnejs	23
Granit, aplit och pegmatit	24
Diabas	26
Litteratur	28
Rinkaby-Väringenområdet av H. WIKMAN	28
Allmän översikt	28
Rinkabyområdets struktur	30
Stratigrafisk översikt	42
Natronleptitetagen	45
Porfyriska natronleptiter	45
Glimmerskiffer	55
Glimmer- och plagioklaskvartsiter	57
Agglomerat och konglomerat	60
Metabasiter	62
Kalileptitetagen	64
Porfyriska kalileptiter	64
Intermediära och natrondominanta leptiter	71
Metabasiter	74
Urkalkstensetagen	75
Urkalksten (marmor)	75
Leptit och glimmerskiffer	77
Bandade leptitetagen	79
Natronleptiter	80
Alkaliintermediära leptiter (delvis glimmerskiffer)	80
Metadaciter	83
Glimmerskifferetagen	84
Svartskiffer	84
Glimmerskiffer	86
Sammanfattning	88
Litteratur	89
Analyser	91

De gnejs- och granitdominerade delarna av kartbladet Örebro NV av P. H. LUNDEGÅRDH		115
Inledning		115
Leptit och gnejs		117
Karbonatsten av B. COLLINI		128
Metabasit (äldre grönsten)		133
Gnejsgranit och kvartsdiorit (granitoider)		137
Granit med pegmatit och aplit		141
Porfyr och diabas		146
Tektonik		151
Litteratur		156
Paleozoisk berggrund av L. KARIS och E. MAGNUSSON		156
Äldre undersökningar		156
Kommentarer till kartbilden		156
Stratigrafi		159
Allmänt		159
Underkambrium		161
Mellankambrium		164
Överkambrium		165
Ordovicium		168
Nya djupborrningar		171
Litteratur		185
Järnmalm		186
Pershytte-Gyttorpstrakten av H. HÜBNER		186
Undersökning av borrhärnor från Åkergruvan av P. ARONSSON		206
Trakten norr om Garphyttan av P. H. LUNDEGÅRDH		207
Övriga malmer, huvudsakligen sulfidmalmer, av H. HÜBNER, P. H. LUNDEGÅRDH och H. WIKMAN		208
Litteratur till malmkapitlen		211
Nyttosten av P. H. LUNDEGÅRDH		212
Karbonatsten		212
Silikatsten		213
Litteratur		216

Summary: The Precambrian Bedrock

BY

PER H. LUNDEGÅRDH

The map-sheet Örebro N.W. covers a piece of land containing not only a multitude of Precambrian rocks but also the lowest parts of the Palaeozoic stratigraphic column. The latter have, however, a very restricted areal distribution, being, indeed, confined to the southwest corner of the map-sheet (the Grythyttan – Lake Tysslingen area; 6a–c). They will be described in a special section below.

The bulk of the Precambrian rocks have been developed during the Svecofennian period, which was finished about 1,800 m.y. ago. We can here distinguish between complexes of early sedimentary and volcanic rocks, and groups of middle and late plutonics. We can also study various results of prim- and serorogenic (syn- and late-kinematic) metamorphism and metasomatism. As a result of metamorphism at great depth and high temperature the volcanics, in main rather acid lavas and pyroclastics, have recrystallized to leptytes (average grain size 0.05–0.5 mm) and leptyte gneisses (average grain size 0.5–1 mm), the sedimentary rocks, including in the first hand clastics but also precipitates, to mica schists, mica gneisses ('sedimentary' gneisses), quartzite, marble, and crystalline iron oxide ore. Later on, great part of the sedimentary and volcanic rocks have changed metasomatically to veined gneisses, migmatites, and secondary granites developed *in situ*, as well as, in the case of marble and iron oxide ore, to masses of skarn minerals. The red symbols printed on the yellow map areas of meta-volcanics and the blue areas of meta-sediments indicate metasomatic alterations.

The metamorphic and metasomatic activities during the Svecofennian are due to folding and thrusting. The northwest corner of the map-sheet displays part of a syncline stretching S.W. – N.E., and the eastern part of the map-sheet is dominated by a cross-fold around an axis plunging towards the east. (Fig. 13, p. 41). An older folding around flat-lying axes running more or less north–south has been suggested in this part of the bedrock. Comparisons have been made with the tectonic pattern of the Hamränge area in the southeastern part of the Gävleborg County (Per H. Lundegårdh, 1967), where the existence of an earlier folding stretching N.–S. to N.N.W.–S.S.E. has been established.

During an early stage of the primorogenic Svecofennian activity, basic magma intruded in deep-seated parts of the crust and crystallized to gabbro, diorite, and related rocks. Later on, dry anatectic magma invaded the same parts of the crust, developing there numerous and frequently extensive masses of tonalites, granodiotites, and granites, but no pegmatites. These rocks have as a rule been affected by the cross-folding and they thus show lineations parallel to the axes of the cross-folds or the directions of thrusts along the legs of isoclinal cross-folds. Schistosity parallel to the thrust planes has also been observed.

The prim- and serorogenic phases of the Svecofennian evolution are separated by an intraorogenic interval characterized by fracturing and restricted magmatic intrusions. In the environments of Örebro, a few dikes of meta-basite have been classed as intraorogenic.

During the serorogenic phase, migmatization grew strong and some of the intraorogenic dikes became distorted (Fig. 44, p. 134). Great part of the older rocks, in the first hand the preorogenic meta-volcanics and meta-sediments but on a smaller scale the primorogenic granitoids, too, changed to veined gneisses or genuine migmatites (Fig. 38, p. 121, and Fig. 44, p. 134). Granites developed by regeneration *in situ* of older rocks constitute one final product of the migmatization, intrusive palingenic granites another. The former only occur as minor masses, whereas the latter cover large areas. Two principal varieties of serorogenic granites are found within the map-sheet, one fine medium- to medium-grained as a rule lacking microcline augen, and another coarse to medium-grained with coarse microcline augen (measuring up to 5 cm across). The latter variety has been called Örebro granite. Contrary to the primorogenic granitoids, the serorogenic granites are accompanied by much pegmatite as well as some aplite, and lack other signs of tectonization than those created by post-Svecofennian fracturing. (Compare Fig. 47, p. 153.)

In Precambrian time but after the end of the Svecofennian evolution, some further fracturing occurred. In late Gothian time (1,150–1,300 m.y. ago), basaltic magma intruded along fissures opened by tension and crystallized to porphyrites, as a rule ophitic, and diabases (Fig. 45, p. 147). The porphyrites are characterized by plagioclase augen. The N.N.W.-dike N. – N.N.E. of Garphyttan (6a) is amygdaloidal, containing vesicles filled with quartz and often also calcite. This dike has undergone strong mineralogical alteration and appears to be older than the other post-

Svecofennian dikes. Considerable quantities of late microcline are found within it.

One of the diabase dikes, the short one situated 1 km S.W. of Axberg church (6d), is crowded with fragments of anorthosite formed at greater depths and brecciated by the rising basaltic magma (Fig. 46, p. 151).

The early Svecofennian formations gained several hundreds of years ago considerable interest from an economical point of view because of the iron ore bodies and marble layers included in them. In the region covered by the map-sheet Örebro N.W. hematite and magnetite ore is common in the northwest corner and has been mined at several places, especially at and southwest of Pershyttan (8–9 a–b; Fig. 54, p. 187).

The marble is concentrated to the central and southeastern parts of the map-sheet. The greatest deposit has been formed by flowage owing to folding and is situated in the knee of the cross-fold E. – N.E. of Axberg church (6d). It consists of calcite marble, which is most frequently white but in part red or reddish (Dylta marble, Fig. 67, p. 215). Another great deposit is displayed by a layer stretching E. – W. and passing 4 km north of Rinkaby church. The rock of this layer is a white to greyish white dolomite marble (Ekeberg marble).

The marble is still being quarried at three places.

Literature, see pp. 89, 156, 211 and 216.

Summary: The Palaeozoic

BY

LARS KARIS AND ERNEST MAGNUSSON

Introduction

The distribution of Lower Palaeozoic rocks in this map-sheet is based on a survey map of the Palaeozoic in Central Närke by J. Eklund (1961), supplemented by information from old exploratory boreholes and water-well drillings. Most of the earlier borings stopped in the Middle Cambrian after penetrating the Ordovician limestone and/or the Upper Cambrian alum shale which at that time were under investigation. In 1969 the Geological Survey carried out seismic investigations and drilled two holes in the area, one situated 300 m west-southwest of the farm Rävslätten on the western side of the plateau and the other 250 m north-northwest of the farm Örsta on the eastern side. They are referred to here as the Filipshyttan and Örsta boreholes. The main purpose of the seismic investigation was to define the boundaries for the limestone and sandstone in the northern part of the area and to fix the position of the fault zone at the Kilsbergen hills. This investigation comprised profiles of a total length of about 5.5 km. In the part of the area covered by limestone neither the sequence of sedimentary rocks nor the level of the surface of the Precambrian bedrock could be calculated whilst outside the limestone area the seismic indications of depth to basement were between 10 and 15 m below what was recorded in the boreholes.

Stratigraphy

The area concerned here is the northern part of the so-called Latorp plateau which is mainly covered by the adjacent map-sheet to the south (Örebro SW, Fromm 1971). As the sequence in this plateau was incompletely known the cores from 1969 have been carefully examined and described by one of the present authors (L. Karis). The main features of the stratigraphy of the Palaeozoic rocks in the area is shown in Fig. 49. The sequence, some 60 m thick, consists of, from below, sandstone (mainly Lower Cambrian), claystone and partly siltstone (Middle Cambrian), alum shale (mainly Upper Cambrian), and limestone (Lower Ordovician). The sequences as registered in the cores from Filipshyttan and Örsta appear in detail in the stratigraphic columns in Pl. 2.

The sandstone is underlain by Precambrian rocks (chiefly granite) which in the upper part are weathered. The weathering usually reaches down to a few metres depth. In the Örsta core it can be traced to about 5 m below the surface of the Precambrian bedrock.

Lower Cambrian. The Lower Cambrian sandstone does not crop out in this area and is therefore only known from boreholes. It is the only Palaeozoic rock distributed in the area east of the lake Tysslingen. The boundary towards the north-northeast is uncertain. Boreholes are lacking in that area, and the boundary is caused by erosion and its course is certainly not as regular as indicated on the map. As a support for this simplified boundary the distribution of boulders and stones in till and glaciofluvial deposits has been used.

The main part of the sandstone belongs to the Lower Cambrian and only the uppermost part falls into the Middle Cambrian. The Lower Cambrian sandstone is here divided into three units: Basal beds, Mickwitzia sandstone and Lingulid sandstone.

The Basal beds (sometimes included in the Mickwitzia sandstone) are coarse sandstones with interstratified layers of silt. They are dominated by rounded quartz grains of different size. Ventifacts of vein quartz, rather common in contemporary beds in Västergötland, occur occasionally in the Lower Cambrian of Närke. In places there is an arkose-like transitional layer between the Precambrian and Cambrian rocks.

The Basal beds both at Filipshyttan and Örsta are 0.8 m thick. In other parts of Närke they may be thicker, e.g. in the district of Kumla the thickness is stated to be between 1.7 m and 3.8 m (Eklund 1961).

Sometimes, Lower Cambrian sediments are found as fissure fillings in the Precambrian. At Kvinnerstatorp, where Precambrian marbles are quarried, there are two types of fillings, one caused by washing down of sediments into crevices formed by karst weathering, the other by accumulation in shallow troughs in the surface. The crevices may be filled down to a depth of about 50 m.

The Mickwitzia sandstone contains beds and laminae of rather well-assorted material. The composition of these vary between sandstone and claystone. Erosion surfaces and mud-cracks in the Mickwitzia sandstone indicate shallow water deposition.

In the cores from the map area no fossils are found in this sandstone

in which fossils generally are scarce. In Närke the brachiopod *Mickwitzia monilifera* is, besides a boring at Vintrosa (Blomberg and Holm 1902), only met with in erratics in some places in other parts of Närke. Traces of organisms which have disturbed the primary stratification are, however, common. A well preserved U-shaped burrow of *Diplocraterion* type was found in the Örsta core about 1.6 m above the lower limit for the Mickwitzia sandstone. Also in the upper bed of the Basal beds *Diplocraterion* occurs but is there cut by an erosion surface, which marks the limit between these layers and the Mickwitzia sandstone. The Mickwitzia sandstone is 7 m thick in the borings at Filipshyttan and Örsta.

The Lingulid sandstone is a light-coloured pure quartz sandstone usually dominated by fine sand (0.06–0.2 mm) but layers consisting of coarser material also occur. Thin laminae of claystone are less common in the Lingulid sandstone than in the Mickwitzia sandstone. The beds in the Lingulid sandstone often exceed 1 m, especially in the middle part. The thickness of this sandstone is 8.5 m at Örsta. In the Filipshyttan core the Lingulid sandstone is partly replaced by a fissure filling (see below).

The total thickness of the Lower Cambrian sandstone is in the Örsta core 16.5 m. In other parts of Närke the sandstone does not exceed 18–19 m. The Cambrian sea reached Närke approximately in the middle of the epoch and the area emerged again above the sea level in late Lower Cambrian time.

Middle Cambrian. The Middle Cambrian sequence begins with a rather coarse sandstone, which differs clearly from the underlying Lingulid sandstone. Between these two sandstones there is a hiatus comprising the uppermost part of the Lower Cambrian and the lowermost part of the Middle Cambrian. The Middle Cambrian sandstone is in the lower part brownish due to the presence of phosphorite whilst the upper green part is glauconitic. In the latter there are often pieces of phosphorite sandstone. Such a development of the Middle Cambrian sandstone is not typical everywhere in Närke. In probably most other cases the brown sandstone only occurs as rounded balls in the green sandstone. The sandstone most probably belongs to the zone of *Paradoxides pinus* of the Oelandicus stage. It is in Närke poor in fossils in spite of a richly developed animal life during the formation. In the Örsta core the sandstone is 1.8 m thick which is the only information from this area. In eastern Närke it sometimes measures more than 3 m.

The greater part of the Middle Cambrian is developed as a grey or greenish grey silty claystone with layers of siltstone or even sandstone. In the uppermost part the claystone is interbedded with limy sandstone or clayey limestone. The lower part of the claystone belongs to the same stratigraphical zone as the phosphorite and glauconite sandstone while the upper part belongs to the Paradoxissimus stage (the zone of *Ptychagnostus gibbus*). In the cores from Filipshyttan and Örsta the claystone is 17–17.5 m thick and in an old boring at Garphyttan it probably measures about 19 m. The Oelandicus beds are thicker in eastern Närke (up to 15 m) than in the western part (about 7 m), whilst the Paradoxissimus beds thin eastwards from about 12 m in the west to only a few metres, or often less than 1 m, in the east.

The three uppermost zones of the Paradoxissimus stage and the lowermost one of the Forchhammeri stage are absent. The sedimentation during the latest part of the Middle Cambrian was complicated in Närke. The corresponding layer probably does not exceed 1 m anywhere in the area. Sometimes it is entirely missing or only represented by the so-called Exporrecta conglomerate, some centimetres thick, which corresponds to the zone of *Solenopleura brachymetopa*. In some cases alum shale and limestone may be present, probably belonging to the zone of *Leipyge laevigata*. From a boring at Garphyttan, Westergård (1922, p. 82) recognized four thin layers of conglomerate in the lowermost part of the alum shale.

A part of the Lower and Middle Cambrian in the core from Filipshyttan consists of a breccia-like sediment in a crevice (a "funnel graben") which may descend to the Precambrian bedrock but this is not verified as the boring met the lateral part of the fissure filling. Funnel grabens in the Lower Palaeozoic rocks of southeastern Skåne have been described by Lindström (1967). Similar structures and sediments are also known resulting from submarine up-welling of artesian water through unlithified sediments.

Upper Cambrian. The greater part of the alum shale belongs to the Olenid series. The three lowermost zones (those of *Agnostus pisiformis*, of *Olenus*, and of *Parabolina spinulosa* and *Orusia lenticularis*) are dominated by lenses of stinkstone in the basal stinkstone bed which is 2–3 m thick. The following zone (of *Eurycare* and *Leptoplastus*) is not present in the Latorp plateau but is found in the southwestern Närke.

The economically most important part of the alum shale has been the uppermost subzone of the zone of *Protopeltura praecursor* and the zone of *Peltura minor* (sensu Henningsmoen 1957) because of a higher oil content than in other parts of the shale. The thickness of the sequence rich in oil is between 4 m and 5 m in the area under discussion.

The uppermost 5–7 m thick part of the alum shale belongs to the zone of *Peltura scarabaeoides*. The content of oil is lower but the content of uranium is higher than in the underlying shale beds.

The total thickness of the Upper Cambrian is only 12.7 m at Filipshyttan and 12.6 m at Örsta. Information from other drillcores which probably include small thicknesses of alum shale of Middle Cambrian age vary between 12.5 m and 15.6 m. The greatest thickness seems to be at Garphyttan from where it decreases both towards the north and south (at Latorp there is 12 m Upper Cambrian alum shale, according to Westergård 1922).

The alum shale is exposed in some quarries in the map area. Three of these are situated in a till-covered hillock about 1 km northwest of Gymninge where a limekiln was previously located. This hillock is a drumlin (Tjernvik 1953 b and 1956) with a raft of shale pushed up over thin Ordovician limestone (Fig. 50). In the southernmost quarry the underlying alum shale has been quarried to a depth of about 8 m. The raft was estimated by Tjernvik to be about 12 m thick and some hundred metres across. It has been detached from the eastern edge of the plateau and transported towards the southeast, a direction corresponding to the oldest ice movement over the area as recorded by glacial striae.

In the quarry at Örsta the alum shale is overlain by not more than 1 m thick limestone. The quarried shale bed belongs to the *Peltura* zone. According to Westergård (1922, p. 82) "kolm", a fairly radioactive ash-rich coal, is more abundant there than in other places in Närke.

Ordovician. Between the Cambrian and Ordovician units there is a hiatus comprising the uppermost two subzones of the *Peltura* zones, the zone of *Acerocare* and the Tremadoc stage. The Ordovician begins with a limestone rich in glauconite and phosphorite and formed during the transgressive phase of the Hunneberg stage (within the zone of *Megistaspis armata*). This zone is only about 0.2 m thick in the cores from Filipshyttan and Örsta and Tjernvik (1956) gives several examples from the

Latorp plateau where the unit usually measures between 0.1 m and 0.2 m. The upper zone (of *Megistaspis planilimbata*) of the Hunneberg stage consists of interbedded calcilutite, shale and marlstone. This zone is about 0.8 m thick.

The Planilimbata zone of the Hunneberg stage together with the Billingen stage form a unit of the Ordovician limestone which earlier was named Planilimbata limestone. In the Billingen stage calcilutites are interstratified with claystones. The thickness varies between 2 m and 3 m.

The overlying 'Limbata' limestone, stratigraphically belonging to the Volchov stage, is in the lower part light grey and in the upper part reddish in colour. Occasionally it contains thin bands of claystone. The thickness is about 10 m where the whole unit is preserved. The limestone has been quarried in some places in the area. The largest quarries are situated 300 m north-northwest of Örsta and 350 m southeast of Olofstorp (Fig. 51).

The youngest unit of the Ordovician limestone here recognized is the Vaginatum limestone of the Kunda stage. It rests unconformably on the Limbata limestone. The Vaginatum limestone is grey, usually greenish, in colour and is thinly interbedded with clayey bands. The distribution is poorly known but probably it covers the whole central part of the plateau. In the core from Filipshyttan the total thickness of Ordovician limestone is 19.9 m of which 6.1 m is Vaginatum limestone. There are records of more than 20 m of limestone from four older borings. The greatest recorded thickness (28.3 m) is in a boring 1.5 km east of the factory at Garphyttan. No samples from this boring have been available for analysis. At the eastern edge of the plateau the Vaginatum limestone is absent in a rather broad zone but in the west it reaches closer to the edge. The limestone naturally exposed near Hagby and in a little quarry east of Larstorp is Vaginatum limestone. In samples from these places a number of ostracods have been determined (see p. 185).

Literature, see p. 185.

Nordvästligaste delen av kartbladet Örebro NV

AV

HELMUTH HÜBNER

Leptit

Det nordvästra hörnet av kartbladet Örebro NV (8–9 a–b) domineras av leptit och leptitgnejs. Leptitens färg varierar mellan vit, grå och blekröd. Genom inlagring av skarnmineral antar bergarten ibland en grönaktig färgton. Texturen är i regel granoblastisk. Upp till 3 mm stora strökor av kvarts eller fältspat är icke ovanliga. Rent generellt kan man konstatera, att kornstorleken i de leptitiska bergarterna kring Vikern ökar mot söder, öster och norr. Härigenom övergår de i leptitgnejs.

Grå leptit har sin största utbredning i området mellan Vikern, Åsbo-sjön och Dammsjön. Inom Pershytte nedre fält är bergarten ofta förskiffrad till följd av veckning och glidförskjutningar. Pegmatit har ej sällan trängt in i de förskiffrade leptitpartierna.

Ett prov av grå leptit, taget ca 100 m sydöst om Storgruvans schakt, undersöktes mikroskopiskt. Bergarten, som lokalt är något grönskarnig, består i huvudsak av kvarts, alkalifältspat och glimmermineral. Upp till 3 mm stora korn av kvarts och pertit ligger i en granoblastisk grundmassa (genomsnittlig kornstorlek ca 0.25 mm), vilken består av kvarts, vanligen pertitisk mikroklin, sur plagioklas, brungrön biotit och färglös glimmer. Biotit är icke sällan sammanvuxen med färglös glimmer, varvid sistnämnda mineral kan begränsa biotitlamellerna på båda sidor. Glimmer bildar stundom inneslutningar i kvarts. Accessorierna utgörs av zirkon, apatit och opaka malmmineral-korn.

N. H. Magnusson (Geijer–Magnusson 1944, s. 246) har publicerat en av G. Assarsson utförd analys av kalidominant leptit från Pershyttefältet.

SiO ₂	66.21 vikts-%	BaO	0.10 vikts-%
TiO ₂	0.85	Na ₂ O	1.15
Al ₂ O ₃	14.39	K ₂ O	6.40
Fe ₂ O ₃	2.11	H ₂ O+	1.09
FeO	2.78	P ₂ O ₅	0.22
MnO	0.09	S	0.02
MgO	2.18	F	0.04
CaO	2.58		100.21

I samband med migmatitisering åtföljd av pegmatitbildning har en viss omvandling av leptiterna ägt rum. Denna process har bl. a. inneburit ett sönderfall av fältspat till glimmermineral och en mer eller mindre samtidig turmalinbildning. Ett prov av grå, omvandlad leptit, som undersöktes mikroskopiskt, har visat sig bestå huvudsakligen av kvarts och färglös glimmer, delvis utbildad som ytterst finfällig sericit. I sericit-aggregaten, vilka ofta har utdragen form och med sannolikhet representerar en omsättningsprodukt av fältspat, uppträder grön turmalin. I underordnad mängd har observerats brun biotit och opaka malmmineral. Accessoriskt förekommer järnfattig klorit, apatit och zirkon.

Grå leptit med grå till ljusblå strökorn anstår ca 1 km nordöst om Bergsäng, vid Äsbojöns strand. Bergarten, vars grundmassa är tämligen finkornig (genomsnittlig kornstorlek omkr. 0.03 mm), visar under mikroskopet tydligt sedimentära drag. Upp till 2 mm stora kvarts-korn och enstaka pertitiska kalifältspatkorn ligger i en grundmassa, som i huvudsak utgörs av kvarts, pertitisk kalifältspat, sur plagioklas, färglös glimmer, brun biotit, klorit samt klorit. Biotiten är ofta kloritomvandlad. Till accessorierna kan opakmineral, apatit, karbonat och järnoxidhydrat räknas.

Grå, relativt finkornig leptit med ljusblå kvartsströkorn uppträder även i anslutning till strökornsförande hälleflinta öster och söder om Fridelund.

Ett prov av grå, något gnejsig leptit, taget ca 50 m väster om Norrbo, har visat sig i huvudsak bestå av kvarts, fältspat (pertitisk mikroklin), brun biotit samt färglös glimmer. Opaka malmmineral, epidot, klorit, apatit, titanit, karbonatmineral och zirkon har iakttagits blott i små mängder.

I en vägsärning ungefär 400 m ÖNÖ om Dansbaneudden anstår *grå leptit* med enstaka upp till 8 mm stora, brunröda *granatfläckar*. Bergartens väsentliga beståndsdelar är kvarts, fältspat (huvudsakl. mikroklin), brun biotit och muskovit. I underordnad mängd förekommer granat och kalcit. Granatporfyroblasterna har kvarts- och kalcitinnslutningar. Accessoriskt uppträder opaka malmmineral, turmalin och apatit. Bergartens genomsnittliga kornstorlek ligger omkring 0.1 mm. Grundmassans textur är granoblastisk.

Ca 500 m väster om Gyttorps skola anstår vid Hagbyån en *vit*, kvartsitliknande *leptit*. Den mikroskopiska undersökningen visade, att berg-

artens huvudbeståndsdelar är kvarts och sur plagioklas (albit-oligoklas). Ljus glimmer förekommer i underordnad mängd. Enstaka upp till 2 mm stora kvarts- och fältspatkorn med glimmerinneslutningar uppträder i den relativt finkorniga grundmassan, vars kornstorlek i genomsnitt ligger omkring 0.1 mm. Accessoriska mineral är rutil, opaka malmkorn och apatit.

En liknande, svagt amfibolskarnig, natroubetonad leptit påträffades ungefär 700 m ÖNÖ om Gyttores jvstn. Bergartens mineral utgörs framför allt av kvarts, sur plagioklas samt färglös amfibol. I underordnad mängd förekommer biotit, klorit, titanit, opakmineral och apatit.

Vita, något skarniga leptit- och hälleflintvarieteter har även observerats i Annebergsgruvans varphögar och i Käppstabergets norra del (sydöst om Käppstaviken).

Rödgrå till rödaktig leptit förekommer bl. a. öster om Åsbo sjöns östra vik, norr och väster om Åkergruvan, vid Dammsjön samt vid Kyrkberget. Även denna leptittyp innehåller stundom kvarts- och fältspatströkorn.

Ett prov av rödgrå leptit, taget ca 150 m öster om Sjölundsvik, undersöktes mikroskopiskt. Bergarten är i huvudsak sammansatt av kvarts, pertitisk kalifältspat, grön biotit och färglös glimmer. Den genomsnittliga kornstorleken ligger kring 0.1 mm. Enstaka kvartskorn kan dock vara ända till 2 mm stora.

Den vid Åkergruvan påträffade leptiten är grå till gråröd, icke sällan massformig samt granitiserad. Leptiten innehåller förutom kvarts även kalifältspat och/eller sur plagioklas (oligoklas). Kalifältspaten, en mikroklinpertit, tycks vara den vanligaste fältspaten. I granitiserad leptit kan mikroklin bilda upp till 5 mm stora "poikilitiska" porfyroblaster med <0.2 mm stora kvartsinneslutningar. I underordnad mängd förekommer brungrön biotit och färglös glimmer. Biotiten, som delvis är lätt kloritiserad, kan vara parallellt sammanvuxen med färglös glimmer. Apatit, opakmineral och zirkon utgör oväsentliga beståndsdelar.

Ett prov av gråröd leptit från Åkergruvan har i huvudsak visat sig bestå av pertitisk mikroklin och kvarts. Kloritiserad biotit, finfällig färglös glimmer, karbonat, epidot samt klorit förekommer i underordnad mängd tillsammans med plagioklasrester. Accessoriskt uppträder opakmineral och apatit.

I mindre utsträckning finns även i Pershytte nedre fält rödgrå leptitvarieteter. Rödgrå, skarnig leptit undersöktes mikroskopiskt. Bergarten



Fig. 1. Grå till gröngrå, tämligen finkornig leptit med grå kvartsitliknande linser av cordierit, kvarts, plagioklas, antofyllit och glimmer. 200 m söder om Norratorpet (9a), söder om Gyttorp, Nora bergsförsamling. Foto H. Hübner 1963.

Leptite with metasomatic lenses of cordierite, quartz, plagioclase, anthophyllite, and mica. Outcrop south of Gyttorp.

är huvudsakligen sammansatt av kvarts, kalifältspat (mikroklin, delvis pertitisk) och epidot. Oväsentliga beståndsdelar är blekgrön glimmer med liten axelvinkel, aktinolit, kalcit, apatit och opaka malmmineral. Kvarts- och fältspatkornens genomsnittliga storlek ligger under 0.3 mm.

Mellan Åkergruvan och Storgruvan anstår bl. a. rödgrå till gråkröd, lokalt föragnejsad leptit med upp till 5 mm stora, biotitgenomvuxna oligoklas- och kvartskorn.

Även ett prov av mycket finkornig, blekröd, skarnbandad leptit från Annebergsgruvans varphögar undersöktes med hjälp av mikroskop. Bergartens grundmassa, vars genomsnittliga kornstorlek ligger kring 0.08 mm, utgörs i huvudsak av kvarts, sur plagioklas och kalifältspat. Enstaka kvartskorn med storlek under 1 mm har iakttagits i den finkorniga grundmassan. Till accessorierna kan zirkon, apatit samt opaka malmmineral räknas. Skarnbanden är sammansatta av grammatit och diopsid.

Vid Hagalund, G:la Pershyttan samt öster och väster om Dammsjön innehåller *leptiten cordierit* och *antofyllit*. Bergarten har markerats med C-tecken på berggrundskartan. Det längsta stråket ligger sydligast, är över 3 km långt och sträcker sig från Nya Pershyttan i väster till Sandtäppan i öster.

Bergarten ter sig vid första påseendet som ett konglomerat (fig. 1).

Cordierit- och antofyllitförande "bollar" uppträder i ofta lätt förgnej-sad, grå till rödgrå leptit. Bollarna är i genomsnitt 5 till 10 cm långa och vanligtvis linsformigt utpressade i strykningsriktningen. De består huvudsakligen av cordierit, kvarts, plagioklas, antofyllit och glimmer. Plagioklasen är sur. Dess sammansättning ligger mellan albit och oligoklas. Kvarts- och glimmerinneslutningar i plagioklas är ej sällsynta. Brun till grönbrun biotit är i enstaka fall sammanvuxen med färglös glimmer. Den "leptitiska" kvarts-plagioklas-glimmer-grundmassan är genomvuxen av cordierit och i mindre utsträckning även av antofyllit. I regel har cordieritkornen i ytterzonen och längs sprickor omvandlats till finfjällig ljus glimmer. Antofyllit uppträder endast i underordnad mängd och vanligen i form av nålar och knippen kortare än 15 mm. Accessoriskt förekommer opaka malmmineral (i huvudsak magnetit), klorit, serpentin, apatit och zirkon.

Lokalt är cordieriten helt omvandlad till ett finfjälligt, ljust glimmermineral och någon klorit. I detta fall har även antofylliten delvis eller helt omvandlats till klorit resp. klorit och färglös glimmer. Därvid har järnoxid och järnoxidhydrat ibland förträngt antofylliten parallellt med spaltningen.

Bergartens textur är granoblastisk till poikiloblastisk.

Det är sannolikt att de nu beskrivna, relativt magnesiumrika delarna av leptitkomplexet är primärt, i detta fall sedimentärt, anlagda. Att magnesiumaluminiumsilikaten anrikats i form av "bollar" synes vara följden av en metamorf differentiation. Man torde följaktligen här icke ha att göra med något konglomerat.

Avslutningsvis bör nämnas att antofyllit icke enbart uppträder i de förut nämnda, magnesiumsilikatrika linserna utan även i form av ljusbruna nålar och knippen i leptit. Båda varieteterna har på berggrundskartan sammanförts under beteckningen "cordierit- och antofyllitförande leptit".

Inom kartbladets nordvästra hörn är på flera ställen järnmalm in-

lagrade i leptitkomplexet. Malmerna är dels kvartsbandade, magnetitförande blodstensmalmer som lokalt övergår i svartnalm, dels skarnmalmer. Se vidare specialbeskrivningen s. 186 ff.

Hälleflinta

Som hälleflinta betecknas en ytterst finkornig bergart, vars grundmassa huvudsakligen utgörs av kvarts och fältspat. Ofta förekommer strökorn mindre än 2 mm i längd och bestående av kvarts eller fältspat. Grundmassans kornstorlek ligger i regel under 0.05 mm. Bergarten kan vara vit, ljusgrå till mörkgrå, brunaktig eller skär. Uppträdandet av kalciummagnesiumdominant anfibol och pyroxen kan ge upphov till grönaktiga färgtoner. Accessoriskt förekommer zirkon, titanit, apatit samt opaka malmmineral. Kalkspat kan bilda sprickfyllnader. Bergarten har vanligen mussligt brott.

Hälleflinta förekommer på flera ställen inom nordvästra delen av kartbladsområdet, mestadels i anslutning till karbonatstenslager och skarnhorisonter.

Mellan Kråkåsen och Kottaboda (nordöst om Gyttohp jvstn) har påträffats grå till rödgrå, ofta bandad hälleflinta samt skär sådan med ljusgröna skarnsliror huvudsakligen bestående av kalciummagnesiumanfibol.

Väster och nordväst om Dammossens norra spets anstår finkornig leptit, som övergår i vit till grå, något skarnig hälleflinta. Hälleflintan innehåller lokalt grå och ljusblå kvartsströkorn och enstaka pyritkorn. Sydöst om Fridelund iakttogs vid en liten skärpning grå till brungrå hälleflinta med gångkvarts samt förskiffrad, gröngrå, skarnig karbonatsten.

Norr om Dammossen har påträffats grå hälleflinta med kvartsströkorn tillsammans med grå, tämligen finkornig leptit med ljusblå kvartsströkorn och gröna skarnsliror.

Inom karbonatstensstråket vid Knapptorp och Bengtstorp har på flera ställen iakttagits smala, ofta veckade bankar av grå hälleflinta och finkornig leptit växellagrande med karbonatsten.

Vit till skär hälleflinta med ljusgröna skarnsliror har även påträffats i Hagelgruvans (Annebergsgruvans) varphögar. Bergartens grundmassa, som utgörs av kvarts och alkalifältspat (huvudsakligen albit), är ytterst finkornig, och den genomsnittliga kornstorleken överstiger sällan 0.05 mm. Texturen är granoblastisk. Skarnslirorna består av grammatit och diopsid. Accessoriskt uppträder titanit, apatit och zirkon.

Hälleflintorna, som ofta växellagrar med karbonatsten, representerar sannolikt kiselsyrerika sediment (flinta eller s. k. "chert"), vilka avlagrats samtidigt med karbonatmaterialet och sedan delvis omkristalliserat.

Karbonatsten och skarn

Karbonatstenen i kartbladets nordvästra hörn ingår i det stora karbonatstensstråk, som från sjön Älvsjö sträcker sig över Vikersvik, Bengtstorp, Knapptorp, Bergsäng, Skofttorp och östra delen av Fåsjön till Märdshyttan, Larsbo och trakten av Stråssa (Häkansboda). Det är sannolikt att södra delen av sjön Vikerns botten består av karbonatsten.

Karbonatstenslagrets mäktighet inom kartbladsområdet tycks ej överstiga 150 m. Stråket framträder i ett antal mindre dagbrott vid Bengtstorp, Knapptorp och Bergsäng. Karbonatstenen är fin- till medelkornig, färgen i regel ljusgrå till vit. Även grönaktiga och ljusröda färgtoner förekommer. Den grönaktiga färgen beror på finfördelade skarnmineral, främst magnesiumkalciumjärnamfiboler, serpentin och klorit. Lokalt är tunna banor av hälleflinta och leptit inlagrade i karbonatstenen.

Karbonatstenen vid Bengtstorp skall enligt utförd kemisk analys (Jernkontorets analysamling II, 1931, s. 86–87) betecknas som dolomit. Analysen visar 2.39 % SiO_2 , 0.21 % Al_2O_3 , 1.85 % Fe_2O_3 , 20.31 % MgO , 30.28 % CaO , 0.000 % P_2O_5 , 44.92 % glödningsförlust (huvudsakl. CO_2), 0.012 % S; summa 99.972 %. En annan analys av dolomit från Bergsäng (Jernkontorets analysamling II, 1931, s. 90–91) har givit följande värden: 0.97 % SiO_2 , 2.80 % $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$, 0.18 % MnO , 18.27 % MgO , 30.08 % CaO , 0.005 % P_2O_5 , 46.60 % glödningsförlust (huvudsakl. CO_2), 0.002 % S; summa 98.907 %.

Vid östra stranden av Åsbojöns västra vik anstår finkornig ljusgrå dolomitisk karbonatsten. Bergarten består till största delen av dolomit och kalcit. Karbonatkornens genomsnittliga kornstorlek ligger kring 0.1 mm. Accessoriskt förekommer färglös magnesiaglinner och opakmineral.

I Pershytte Storgruva och vid Hagelgruvan (Annebergsgruvan) har i leptit-malin-komplexet påträffats kalkiga inlagringar, vilka dock har ringa mäktighet och vanligtvis blivit förskarnade. Grå ofikalcit från Storgruvan har undersökts mikroskopiskt. Grundmassan består av kalcit med enstaka dolomitkorn. I karbonatmassan ligger kondroitin- och magnetitkorn med storlek under 5 mm. Magnetit, karbonatmineral och magnesia-

glimmer bildar inneslutningar i kondroditen. Kondroditkornen är delvis lätt serpentiniserade eller zoisitiserade och i enstaka fall helt omvandlade till serpentin. Grön spinell och rutil förekommer endast accessoriskt. Spinellkornen är inbäddade i karbonat och kan vara omgivna av klorit (pennin). Klorit uppträder även i magnetitkornens marginalzoner. Bergartens textur är granoblastisk till porfyroblastisk.

De förutnämnda, skarniga inlagringarna består huvudsakligen av epidot eller klinozoisit och aktinolit. I underordnad mängd förekommer serpentin, klorit, magnesiaglimmer, titanit och apatit.

I övrigt har grönskarn observerats nästan i alla kontakter mellan karbonatsten och leptit eller hälleflinta. Skarniga partier förekommer bl. a. vid västra viken av Åsbojön, vid Käppstaberget (sydöst om Käppstaviken) samt öster och söder om Fridelund.

Glimmerskiffer, glimmerkvartsit och glimmergnejs

Glimmerskiffer, glimmerkvartsit och glimmergnejs bildar en mer än 300 m bred zon väster om Gytto och fortsätter med största sannolikhet mot sydväst under Vikern, eftersom bergarterna återfinns vid Vikerns västra strand. Stråket, som är starkt veckat, stryker vid Gytto i stort sett mot nordöst, svänger sedan (utanför kartbladskanten) mot norr, fortsätter öster och väster om Åsbergsgruvan och svänger därefter in mot nordväst för att slutligen förgrena sig inom Stribergsfältet.

Glimmerskiffern är grå till gröngrå och växellagrar med bankar och linser av grå glimmerkvartsit. Bergarterna, som huvudsakligen innehåller glimmer, kvartsit och något magnetit, visar klastiska strukturer. De är inhomogena, veckade och genomådrade av upp till 0.5 m bred, lokalt boudinerad gångkvarts. Glimmerkvartsiten, som ej sällan är förskiffrad, visar övergångar till ljusgrå glimmergnejs.

Glimmergnejsen är fin- till medelkornig och består till mer än hälften av undulös kvarts samt i övrigt av plagioklas (albit-oligoklas) och ljus glimmer i ungefär lika mängder. Det föreligger två glimmermineral, nämligen magnesiaglimmer ($2\alpha < 15^\circ$, pleokroism: α färglös, β och γ svagt till tydligt gulbrun) och muskovit. Magnesiaglimmer och muskovit är ofta sammanvuxna. Accessoriskt uppträder järnoxidkorn, zirkon och apatit. Glimmerfjällen är subparallellt anordnade. Kvarts och plagioklas visar buktiga kornformer, medan texturen i övrigt är granoblastisk. Bergarten påminner mycket om den av S. Hjelmqvist (1942, s. 32) från Stribergs-

fältet beskrivna, grova glimmergnejs, som uppträder i anslutning till glimmerskiffer och cordierit-antofyllitförande kvartsiter. Hjelmqvist (1942, s. 31) betraktar de inom Stribergsfältet uppträdande glimmerskifferna och kvartsiterna som omvandlade leptiter.

Nära stranden av sjön Vikern, i glimmerskiffer-kvartsitstråkets norra del, finns ett gammalt stenbrott, där man tidigare av den grå glimmerkvartsiten tillverkade kvarnstenar. Norr om Bastnäsviden uppträder kvartsitisk glimmerskiffer och vit glimmerkvartsit som inlagring i leptitgnejs.

Mörk glimmerskiffer och kvartsit är även lokalt inlagrade i Pershyttefältets leptiter och järnmalm. N. H. Magnusson (Geijer-Magnusson 1944, s. 246) har publicerat en av G. Assarsson utförd kemisk analys av glimmerskiffer från Pershyttan.

SiO ₂	69.52 vikts-%	BaO	0.08 vikts-%
TiO ₂	0.77	Na ₂ O	0.84
Al ₂ O ₃	13.92	K ₂ O	4.67
Fe ₂ O ₃	4.52	H ₂ O+	1.58
FeO	2.24	P ₂ O ₅	0.17
MnO	0.012	S	0.02
MgO	1.44	F	0.21
CaO	0.07		100.06

Denna glimmerskiffer kan utgöra en omvandlad kalileptit. Kvartsiten, som är "grönskarnig" och starkt omkristalliserad, innehåller förutom kvarts även klintozoisit, epidot, aktinolit, titanit, opaka malmmineral och grön klorit. Texturen är granoblastisk och kvartsen visar extremt buktiga kornformer. Det torde röra sig om en tidigare karbonatförande kvartsit, som "förskarnats" i samband med regionalmetamorfosen.

2 950 m sydväst om Bergagruvan finns grå till rödgrå, magnetitförande glimmerkvartsit inlagrad i grå leptit. Bergarten består av kvarts och muskovit i växlande proportioner. Magnetit bildar upp till 1 cm stora, hypidiomorfa, ofta pressade korn med kvarts- och glimmerinneslutningar. Magnetithalten kan i enstaka stuffer uppgå till 35 %, varvid man i stort sett kan tala om en fattig järnmalm. Accessoriskt förekommer apatit. Glimmerkvartsitens rödaktiga färgton beror på intergranulärt uppträdande järnoxidhydrat. Texturen är granoblastisk till lepidoblastisk.

Grå glimmerskiffer med enstaka kvartsströkorn anstår norr om Längsmossen. Sannolikt rör det sig om en tektonisk zon.

Metabasit

I nordvästra hörnet av kartbladet uppträder metabasit i form av två maximalt 500 m breda linser. Bergarten är grågrön, fin- till medelkornig och i allmänhet föga skiffrig.

2 km NNV om Gyttoorp jvstn, intill norra kartbladskanten, har metabasit påträffats i två mindre dagbrott. Denna bergart är genomädrad av enstaka cm- till halvm-breda, pegmatitiska gångar. Metabasiten, som lokalt är granatförande, består till största delen av plagioklas och blågrönt hornblände. Plagioklasen är i regel intermediär (andesin). Enstaka zonerade plagioklaskorn har observerats. I underordnad mängd förekommer kvarts, opaka malmineral och brun biotit. Opakmineralen utgörs i huvudsak av järnsulfid, som vanligen uppträder mellan hornbländekornen och som inneslutningar i hornblände. Till accessorierna kan apatit och zirkon räknas. Texturen är i stort sett granoblastisk.

Metabasit bildar även smärre inlagringar i Pershyttefältets leptitkomplex. Kontakten mot leptiten är skarp. Den mikroskopiska undersökningen av metabasit från Åkergruvan visar, att bergarten huvudsakligen består av grönt hornblände och omvandlad plagioklas. Plagioklasen har nästan helt sönderfallit till finfjällig, färglös glimmer. I underordnad mängd uppträder epidot, kvarts samt brun biotit, som i enstaka fall är parallellt sammanvuxen med färglös glimmer. Accessoriskt förekommer karbonatmineral, rutil och apatit. I kontakten mellan metabasit och kalileptit har klorit och epidot iakttagits.

Leptitgnejs

Med termen leptitgnejs avses en genom regionalmetamorfos omkristalliserad och förgrovd leptit. Bergartens genomsnittliga kornstorlek överstiger alltså 0.5 mm. Eftersom leptiten vanligen går kontinuerligt över i leptitgnejs, är gränsen bergarterna emellan mer eller mindre hypotetisk. Bergarternas mineralogiska sammansättning är också ganska likartad.

Leptitgnejs bildar inom kartbladets nordvästra del leptitformationens begränsning mot söder, öster och norr.

Bergarten, vars färg varierar mellan grå, rödgrå och röd, är lokalt strömkornsförande.

Ett prov av grå leptitgnejs, taget 300 m sydväst om Nya Pershyttan, undersöktes med hjälp av polarisationsmikroskop. Mineralbeståndet är approximativt följande: kvarts > plagioklas > biotit > opakmineral.

Plagioklasens sammansättning motsvarar i regel en oligoklas. Zonerade fältspatindivider är vanliga. Plagioklaskristallerna är delvis sericitiserade, delvis omvandlade till epidot, klorit eller serpentin. Biotiten är brungrön och bildar ej sällan inneslutningar i fältspaten. Epidot, klorit, färglös glimmer, serpentin, apatit och zirkon förekommer endast i små mängder.

Rödgrå leptitgnejs anstår bl. a. norr om Silverbergsåsen (8a–b). Ett av de prov, som mikroskoperats, kännetecknas av en hög halt av omvandlad plagioklas samt kvarts och delvis perititisk mikroklin. Plagioklasen (oligoklas till andesin) är i allmänhet svagt men i enstaka fall helt omvandlad till finfjällig färglös glimmer och mineral tillhörande epidot-zoisitgruppen. I underordnad mängd uppträder järnrik klorit, som representerar en omsättningsprodukt av brungrön biotit. Till accessorierna kan opaka malmmineral, apatit, titanit, karbonatmineral samt serpentin räknas. Opakmineralen utgörs av sulfider, som delvis omvandlats till järnoxidhydrat.

Grå strökornsförande leptitgnejs har påträffats ca 2 km sydväst om Kyrkberget. Den något förskiffrade bergartens mineralogiska sammansättning bestämdes mikroskopiskt. Huvudbeståndsdelarna är kvarts, perititisk mikroklin, sur plagioklas och grön biotit. Biotiten är delvis omvandlad till järnrik klorit. I underordnad mängd förekommer ljus glimmer. Accessoriskt uppträder epidot (bl. a. som sprickfyllnad), apatit och opakmineral.

Granit, aplit och pegmatit

Rödgrå till röd granit, aplit och pegmatit uppträder i form av gångar och linser i leptit, glimmerskiffer och leptitgnejs, bl. a. inom Pershyttefältet och söder därom, i trakten kring Dammsjön. Övergångar mellan aplit och fin- till medelkornig granit är vanliga. Man kan då tala om aplitgranit.

Apliten och aplitgraniten består huvudsakligen av alkalifältspat (perititisk mikroklin), kvarts och plagioklas (oligoklas). Kalifältspat utgör vanligtvis 2/3 av den totala fältspatmängden. Kvarts och plagioklas kan även bilda inneslutningar i mikroklin. Undantagsvis har blekröda fältspatkristaller av upp till 1 cm längd observerats i medelkornig aplitgranit. I underordnad mängd uppträder glimmermineralen muskovit och biotit. Biotiten är vanligtvis grönbrun och icke sällan kloritiserad. Aplitgraniten uppvisar lokalt biotit-, kloritrika eller muskovitrika fläckar, vilkas stor-



Fig. 2. Veckad pegmatitgång. Pershytte Storgruva (9a), Nora Bergsförsaml., 200 m avv. H. Hübner 1963.

Folded pegmatite dike. The great Pershytte mine, 200 m level.

lek ej överstiger 1 cm. Till accessorierna kan räknas oxider och sulfider av järn (ofta limonitiserade), karbonatmineral, klinozoisit, serpentin, apatit och zirkon. Inom Pershyttefältet är den rödaktiga aplitgraniten icke sällan sillimanit-andalusit- eller granatförande. Sillimaniten bildar cm-stora solar och upp till 5 cm långa men mindre än 1 cm breda linser, vilka ofta är omgivna av en mm-bred biotitbård. Uppträdandet av sillimanit, andalusit och granat tyder på att aplitgraniten åtminstone delvis uppkommit genom granitisation av metasediment (leptit). Även brottstycken och rester av leptit och leptitgnejs förekommer.

Pegmatiten är grå till rödgrå och i allmänhet glimmerfattig. Röd pegmatit, som visar alla övergångar mot fin- till medelkornig, röd granit, anstår bl. a. i form av en ca 150 m bred och sannolikt mer än 1 km lång lins 800 m VSV om Dammsjöns södra vik. Gångarna och slirorna av pegmatit växlar i övrigt i bredd mellan någon cm och några dm. De kan visa "ptygmatisk" utbildningsform (fig. 2).

Pegmatiten och pegmatitkvartsen i området är icke sällan turmalinförande. Svart turmalin, s. k. schörl, har bl. a. påträffats i röd pegmatit ca 450 m väster om Pershytte Storgruvas schakt, i Åkergruvans varphögar och inom Knutsberg-Hagbyområdet. I en liten håll ca 500 m väster om Dammsjöns norra ände observerades röda pegmatitgångar och turmalinförande kvartskörtlar i rödgrå, strökornsförande leptit, som övergår i gråröd granit. N. H. Magnusson (Geijer-Magnusson, s. 246) rapporterar utom förekomst av turmalin även beryll- och ortitmineralisering. I Storgruvan (200 m-avv.) kan man i pegmatitiska kvartsansamlingar se brott-

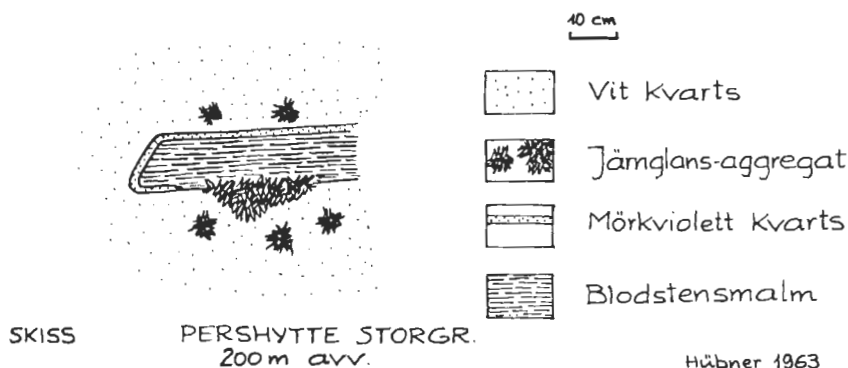


Fig. 3. Brottstycke av bandad blodstensmalm i pegmatitkvarts. I kontaktzonen är malmen dels omgiven av mörkviolett kvarts (reaktionsprodukt), dels upplöst och överförd i grova järnglansaggregat. Pershytte Storgruva (9a).

Xenolith of banded hematite ore in pegmatite quartz. The xenolith is enclosed in a narrow shell of dark violet quartz (formed by reactions). The ore has been in part dissolved and has recrystallized to coarse aggregates of crystalline hematite ('Järnglans-aggregat' in the legend). The great Pershytte mine, 200 m level.

stycken av blodstensmalm, som i kontaktzonen med kvarts löser upp sig och går över i grovkristallina järnglansaggregat (fig. 3).

Pegmatiten genomsätter leptit, järnmalm, glimmerskiffer, glimmerkvartsit, metabasit, leptitgnejs och gnejsgranit. I närheten av pegmatitgångarna är leptiten ofta förskiffrad eller lätt förgnejsad.

De nu beskrivna bergarterna representerar utan tvivel apofyser av Örebrograniten, som bildar ett större massiv sydöst om Norasjön.

Diabas

Inom nordvästra delen av kartbladsområdet genomdras urberget på flera ställen av yngre diabasgångar. Diabas uppträder inom övre och nedre Pershyttefältet och har även iakttagits i Lockgruvan och Bergsängsgruvorna. Gångarna, som i huvudsak stryker i NNV-lig och NV-lig riktning, genomsätter leptit, järnmalm och pegmatit.

En ca 30 m bred diabasgång, som stryker N 15° V och stupar 80° mot väster, har påträffats vid nordöstra kanten av Långmossen. Vidare har iakttagits några branta diabasgångar med strykning mot N–NNV. Dessa förekommer nordväst om Ämtabodamossen och genomslår grå till rödgrå gnejsgranit. Söder om Rammsjön uppträder i medel- till grovkornig

yngre granit två smala, i det närmaste vertikala diabasgångar, som stryker N 10–40° V. Mellan Dammsjön och Igeltjärn finns diabas i rödgrå leptitgnejs. Öster om Dammsjön (sydöst om Sandtäppan) anstår en diabasgång med strykningen N 70° V. Denna är ungefär parallell med den förkastning, som skiljer det genom Åkergruvan markerade malmstråket från Bergagruve-Dammgruvestråket.

De breda diabasgångarna är topografiskt väl markerade och framträder i terrängen som låga, tämligen runda ryggar.

Diabasens färg varierar mellan grå och grågrön. Bergarten är massformig och fin- till medelkornig. På vittrade ytor framträder tydligt den för diabas typiska, ofitiska texturen. Gångarna genomdras ofta av utpräglade spricksystem, vilka sannolikt orsakats av sammandragning och volymminskning vid bergartens stelning.

Ett prov av den diabas, som anstår vid nordöstra kanten av Långsmossen (centrala delen av gången), undersöktes mikroskopiskt. Den redan makroskopiskt iakttagbara ofitiska texturen framträder ännu bättre i slipprovet. Bergarten består i huvudsak av plagioklas, serpentin, klorit, finfjällig färglös glimmer, klinopyroxen och opaka malmmineral. Plagioklas uppträder huvudsakligen i form av genomsnittligt 1.5 mm långa lister men bildar även undantagsvis mer än 5 mm långa kristaller. Plagioklasen, vars sammansättning varierar mellan oligoklas och labrador, kan vara delvis eller helt sericitiserad. Serpentin, färglös glimmer och klorit representerar till största delen omvandlingsprodukter av pyroxen. En del av serpentina härstammar dock sannolikt från olivin. Pyroxenkornen (klinopyroxen) är i regel genomvuxna av plagioklaslister och oxidiska malmmineral. Accessoriskt uppträder brun biotit och apatit.

I ett prov av grå diabas från Pershytte Storgruva observerades redan makroskopiskt mindre än 2 mm långa, brunröda strökorn och magnetitkorn. Den mikroskopiska undersökningen har visat, att bergarten huvudsakligen består av plagioklas, opakmineral (till största delen magnetit) och klinopyroxen. Plagioklasen, som är lätt sericitiserad, uppträder i form av (andesin-)lameller och zonerade hypidiomorfa kristaller, som är mindre än 3 mm i genomskärning. Pyroxenkornen uppträder mellan plagioklaslamellerna. Av opakmineral omgiven och genomådrad serpentin samt klorit och färglösa glimmermineral förekommer här och var och utgör med stor sannolikhet sönderfallsprodukter och olivin. Till accessorierna kan biotit, järnoxidhydrat och apatit räknas.

Diabasgångarnas kontakter mot sidoberget är genomgående skarpa, och diabasen skär icke sällan över sidobergartens strykning. Gångarna är relativt unga, och deras riktning är utan tvivel betingad av den äldre berggrundens tektoniska byggnad. Den basiska magman trängde in i den sönderspruckna berggrunden i ett tämligen sent, av förkastningstektonik präglad geologiskt skede.

Litteratur (se även s. 211)

GEIJER, P., och MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. SGU Ca 35, s. 239–249.

Rinkaby — Väringenområdet

AV

HUGO WIKMAN

Allmän översikt

Inom berggrundsbladet Örebro NV förekommer två områden med välbevarade suprakrustalbergarter. Det ena är beläget söder och sydväst om Nora stad, medan det andra upptar sydöstra delen av kartbladet. Sistnämnda område kommer i fortsättningen att benämnas Rinkabyområdet efter byn Rinkaby som ligger vid suprakrustalkomplexets södra gräns. I öst–västlig led sträcker sig detta område från kartkanten i öster fram till den stora urkalkstensfyndigheten vid Kvinnersta. I söder begränsas området av serorogena graniter, och fränsett några större granitmassiv inom den södra delen fortsätter sedan suprakrustalkomplexet obrutet upp till det synorogena (primorogena) granitstråket söder om sjön Väringen.

Rinkabyområdet hör till den del av Mellansveriges svekofenniska berggrund som inom Hjälmarsänkan domineras av mer eller mindre välbevarade suprakrustalbergarter, vilka med brant stupning stryker i öst–västlig riktning. Inom suprakrustalkomplexets norra och speciellt nordvästra del är dock inte strukturelementen lika ensidiga, vilket beror på en sekundär tvärveckning.

Bergarterna inom Rinkabyområdet, liksom inom det öster därom av Gorbatshev (1969) undersökta Glanshammarområdet, är i stort sett mycket välbevarade. Lätt igenkännbara ledhorisonter samt delvis regelbundna strukturförhållanden har gjort det möjligt att upprätta en relativt detaljerad stratigrafi för Rinkabyområdets suprakrustalkomplex.



Fig. 4. Boudinerat kvartslager i basisk, glest bandad leptit. 150 m SV om Götavi (5e), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1969.

Boudinage structure in a quartz-layer in basic leptyte. 150 m SW of Götavi (5e).

Rinkaby–Glanshanumområdet behandlas redan av Gumaelius (1873) i "Beskrifning till kartbladet Örebro", SGU Aa 48. De flesta av områdets bergarter beskrivs under namnet eurit, "som består af finkorniga till nästan täta, mer eller mindre skiffriga, oftast glimmerrika, än gneisartade eller glimmerskifferlika, än hälleflintartade, än granitiska bergarter". Gumaelius gör således ingen närmare uppdelning av euriterna, och beskrivningen av dessa, liksom av områdets övriga bergarter, är tämligen knapphändig.

En presentation av det aktuella suprakrustalkomplexet ingår också i Törnebohms "Beskrifning till blad n:o 5 af Geologisk Öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag" av år 1881. Förutom beskrivning av de olika bergarternas huvuddrag tar Törnebohm även upp komplexets strukturella uppbyggnad, liksom bergarternas inbördes ålder. Det av Gumaelius använda euritbegreppet har bytts ut mot granulit, och Törnebohm beskriver således "det temligen betydliga område af dylika bergarter som utbreder sig mellan sjön Väringen och Hjelmarens vestliga del".

Genom jämförelser med angränsande områden tolkar Törnebohm detta område som "i stort sett en tektonisk skål". I enlighet därmed anser han vidare att "De båda kalklagren vid och norr om Glanshammar skulle då helt naturligt kunna uppfattas såsom de utgående kanterna af en och samma trågformigt böjda kalkbädd".

Sedermera har även Blomberg (1902) behandlat suprakrustalkomplexet inom Örebroområdet. De av Gurnelius och Törnebohm använda synonyma bergartsnamnen eurit och granulit har ersatts med hälleflintgnejs, som då var den vid SGU officiella termen. Blombergs beskrivning är av allmän karaktär och bidrar inte med något nytt i fråga om suprakrustalkomplexets petrologi och struktur. I detta sammanhang bör påpekas att ovan nämnda synonyma bergartsnamn år 1908 utbyttes mot leptit. Detta bergartsnamn kommer i det följande att användas som rent deskriptiv term på finkorniga suprakrustalbergarter av i huvudsak vulkaniskt ursprung (jfr Geijer-Magnusson, 1944).

Först kommer Rinkabyområdets strukturella uppbyggnad att behandlas. P. g. a. lagerupprepningar är detta nödvändigt för att man skall få en bättre överblick vid den i stratigrafisk ordning följande, petrologiska beskrivningen av de olika suprakrustalenheter.

Rinkabyområdets struktur

Under denna rubrik kommer i det följande att behandlas både primära och sekundära strukturer inom Rinkabyområdets suprakrustalkomplex. Att dessa behandlas tillsammans beror på att de är intimt förknippade med varandra inom det aktuella området. Utredandet av stratigrafisk orientering, grundad på primära strukturer, har således hela tiden varit sammankopplat med undersökning av lagerupprepningar orsakade av tektonisk aktivitet.

Rinkabyområdet kännetecknas framför allt av välbevarade, brantstående suprakrustalbergarter som, åtminstone inom södra delen av området, stryker mycket konstant i öst-väst. Större avvikelser från detta strukturdrag noteras endast i anslutning till serorogena granitmassiv. Flertalet av suprakrustalbergarterna har en mer eller mindre utpräglad skiffrighet, vilken är parallell med primärsiktningen. Med strykning menas därför i fortsättningen båda strukturerna.

Den veckning, som reste upp suprakrustalkomplexet, var förmodligen av isoklinal natur. Härpå tyder bl. a. de talrika boudinagestrukturer, som

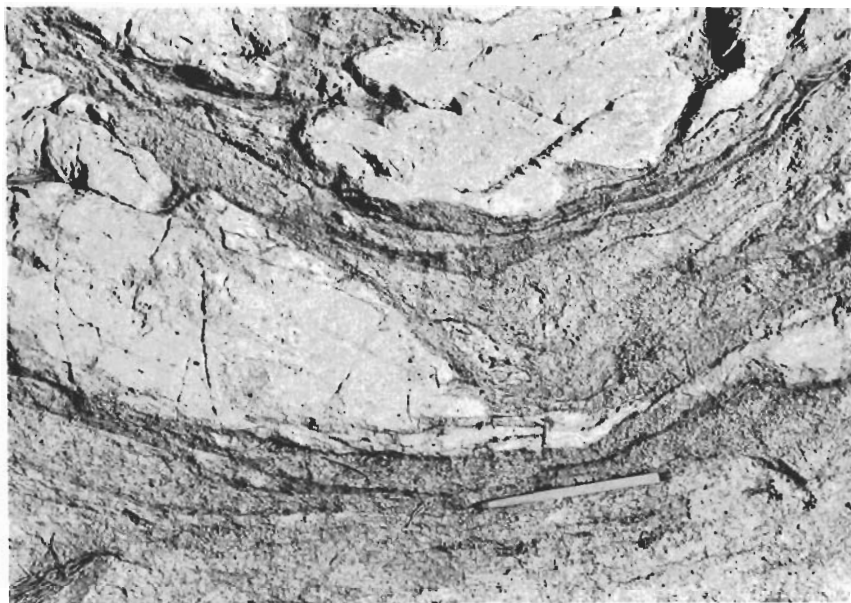


Fig. 5. Kvartsitfragment i plastiskt veckad, porfyrisk natronleptit. 500 m NO om S. Listre (6e), Ödeby församling, Foto H. Wikman 1971.

Fragments of quartzite in folded, porphyritic, sodic leptite. 500 m NE of S. Listre (6e).

förekommer inom Rinkabyområdet (fig. 4). Dessa kan nämligen antas ha uppkommit vid en i samband med isoklinalveckningen följande utvidgning åt sidorna vinkelrätt mot trycket. Utvidgningen torde även svara för den flacka stänglighet, som kan spåras inom södra delen av Rinkabyområdet. Även om denna stänglighet skulle vara senare utbildad, kan den ej skilja sig nämnvärt från den ursprungliga, som bör ha varit flack. Liknande, delvis undulerade stängligheter, finns även utbildade österut inom Hjälmar-Mälarbäckenet (Lundegårdh 1959).

Att döma av den uthållighet, som skiffriheten visar inom Rinkabyområdet och österut, är man i första hand benägen att antaga att det tryck, som orsakade isoklinalveckningen, var riktat i nord-syd. Huruvida detta verkligen varit fallet är emellertid osäkert, om man tar i beaktande den tvärveckning, som senare drabbat suprakrustalkomplexet. Denna ger sig till känna främst inom Rinkabyområdets nordvästra del. Till skillnad från den flacka stängligheten i söder är stängligheten i norr omkring



Fig. 6. Graded bedding i bandad leptit. 300 m väster om Norrberga (6e), Glanshammars församling. Foto H. Wikman 1971.

Graded bedding in banded leptyte. 300 m W of Norrberga (6e).

60° mot öster. Att det rör sig om en veckaxelstänglighet (jfr fig. 4) framgår tydligt i fält genom de gradvisa ändringarna i strykning. Stupningen ändras samtidigt relativt obetydligt från brant längs veckbenen till ca 60° i veckkärnan. Detta tyder på att det isoklinalveckade suprakrustalkomplexet vid tiden för tvärveckningen varit något överstjälpt mot väster.

Det är emellertid inte bara genom stänglighet och strykning, som tvärveckningen kan spåras. I själva kärnan har nämligen bergarter med olika veckningskompetens uppfört sig olika under veckningsfasen. Så är fallet strax öster om Listresjön, där en kvartsithorisont brutits sönder och nu ligger som klumpar i en plastiskt veckad, porfyrisk natronleptit (fig. 5). Vid mikroskopisk undersökning av en sådan leptit (tab. 1, nr 314) finner man att inte bara grundmassan, utan även kvarts- och fältspatströskorn, varit utsatt för stark tektonisk påverkan. Detta tyder på att båda ströskornstyperna är bildade tidigt och förmodligen representerar fenokrister (jfr s. 49).

Följden av tvärveckningen blir att vi inom Rinkabyområdets norra del får en lagerupprepning inom suprakrustalkomplexet. Denna stratigrafiska repetition kan förmodas fortsätta norr om gnejsgranitkomplexet, men har där ej närmare utforskats, bl. a. beroende på att den åt detta håll kraftiga omvandlingsgraden förmodligen skulle omöjliggöra en sådan undersökning. Därtill är också blottningsgraden alltför låg. Söder om gnejsgranitstråket är endast den del av komplexet författaren anser vara äldst, nämligen natronleptitetagen, inbegripen i omböjningen. Denna fortsätter helt naturligt in på angränsande NO-blad, och möjligheten av en lagerupprepning inom detta område antydes också av Gorbatshev (1969, s. 486). Den veckform som av Gorbatshev betecknas Kåglanssynformen, motsvarar alltså fortsättningen av ovan beskrivna tvärveck.

Som framhölls ovan tolkade Törnebohm (1881) suprakrustalkomplexets struktur som en "tektonisk skål" (synkinal), vilket bl. a. innebar att de båda urkalkstensstråken inom Rinkaby–Glanshammarområdet uppfattades som en och samma horisont. Här kan påpekas att Törnebohms "skål" säkerligen omfattade även tvärveckningen i norr. Törnebohms tolkning kan alltsedan dess sägas ha gällt inte bara inom det aktuella området, utan även inom suprakrustalkomplexets fortsättning österut. Således ansluter sig även Lundegårdh (1959, 1960), om än med viss tvekan, till denna uppfattning.

Vid den kartering som nyligen utförts av Gorbatshev (1969) inom Glanshammarområdet, har vissa kriterier framkommit, som föranlett denne att tolka området som en antiform. Uppfattningen grundar sig främst på skiktstrukturer inom en kvartsithorisont, vilka tolkats som kors-skiktning. Vidare anförs de allmänna strykning- och stupningsförhållandena som kriterium på en antiform. Att stromatolitstrukturer i urkalksten skulle vara en indikator på stratigrafisk orientering är naturligtvis också av vikt, men först sedan de säkert identifierats som sådana i fast klyft, vilket inte är fallet. Eftersom skiktstrukturerna ej är entydiga, är tolkningen av området som en antiform ingalunda helt säker, vilket också framhålls i nämnda uppsats. Påpekas bör i detta sammanhang att Gorbatshev använder strukturtermerna anti- och synform i enlighet med Ramsay (1958) som beteckning på anti- eller synklinalliknande strukturer, vilka kan vara överstjälpna syn- eller antiklinaler.

Klara och entydiga skiktstrukturer i form av graded bedding, kors-skiktning o. dyl. förekommer inte heller inom Rinkabyområdet. Kors-

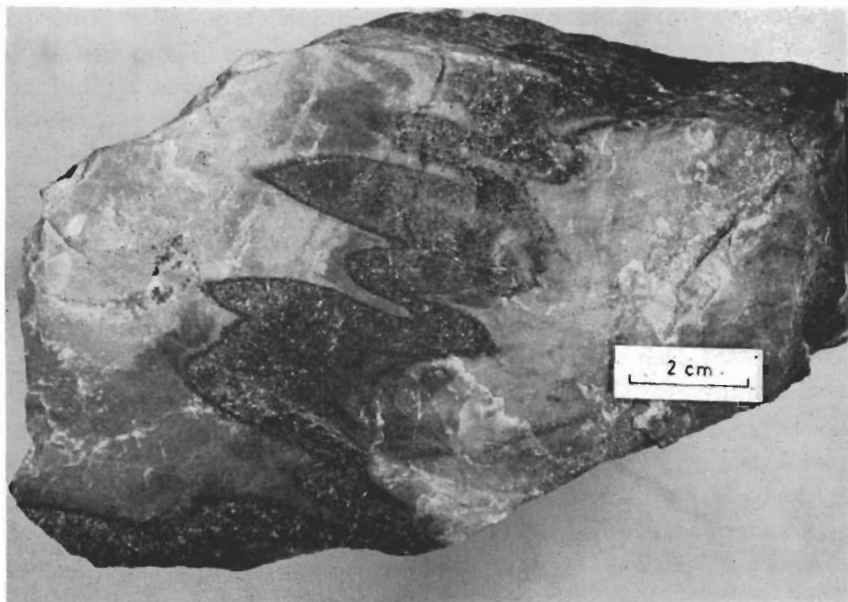


Fig. 7. Veckor hornbländeförande lager i bandad leptit. Röne (6e), Glanshammars församling. Foto H. Wikman 1972.

Folded hornblende-bearing layer in banded leptyte. Röne (6e).

skiktning har således ej observerats inom området, men strukturer liknande graded bedding förekommer sparsamt inom den s. k. bandade leptitserien. Leptiterna inom denna serie uppvisar oftast en mycket fin och tät skiktning (jfr fig. 33) med omväxlande glimmerrika och glimmerfattiga skikt. På enstaka lokaler förekommer emellertid skiktstrukturer liknande de i fig. 6. Dessa är dock svårtolkade, bl. a. beroende på att de glimmerrika partierna är grovkornigare än de glimmerfattiga. Detta skulle emellertid kunna förklaras med att de glimmerrika partierna förgrovats snabbare under den metamorfa utvecklingen. Vidare bör påpekas att det inte är fråga om något normalt vittringssediment. Fältspathalten är nämligen hög, varför materialet till stor del torde vara vulkaniskt. Dessutom är strukturerna ofta för isolerade för att vara helt trovärdiga (jfr Pettijohn, 1957).

Användbarheten av graded beddingstrukturerna för stratigrafisk orientering reduceras också i hög grad, om man tar i beaktande den småveck-

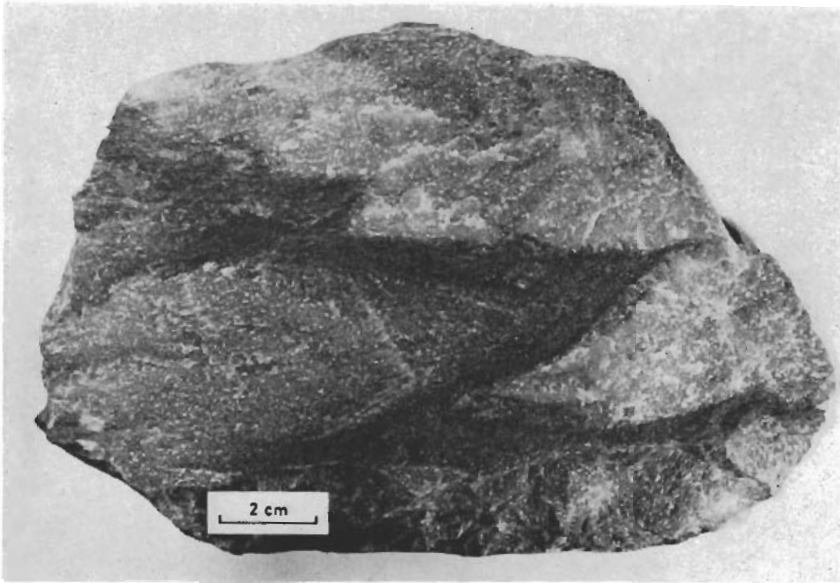


Fig. 8. Skjuveckat, biotitrikt lager i bandad leplit. Röne (6e), Glanshammars församling. Foto H. Wikman 1972.

Shear-folded layer rich in biotite in banded leptyte. Röne (6e).

ning som isoklinalveckningen givit upphov till. Denna veckning framträder vanligen först i ett mer eller mindre vertikalt snitt genom berggrunden eller i stoff. Veckningen framgår tydligt av stofferna i fig. 7 och 8, vilka är tagna vid Röne. Stoffernas ljusa partier domineras av kvarts och fältspat. Det mörka plastiskt veckade skiktet (fig. 7) är kraftigt hornbländeförande, medan det skjuvveckade skiktet i den andra stoffen har en mycket hög biotithalt och förmodligen inget eller mycket litet hornblände. Mineralsammansättningen avspeglar således de båda skiktens sätt att deformeras. Övan beskrivna småveckning torde inom det kraftigt ihoppressade området mellan urkalkstensstråken kunna uppnå en sådan storleksordning att lageruppreppningar i mindre skala är troliga. Denna omständighet gör redan osäkra bestämningar av primära strukturer ännu mera oanvändbara för bestämning av stratigrafisk orientering.

Inom den bandade leplitserien förekommer även på enstaka ställen veckstrukturer, som förefaller vara bildade innan bergarten helt konsoliderats (fig. 9). Liksom för de flesta prekonsolidationsstrukturer kan dessa

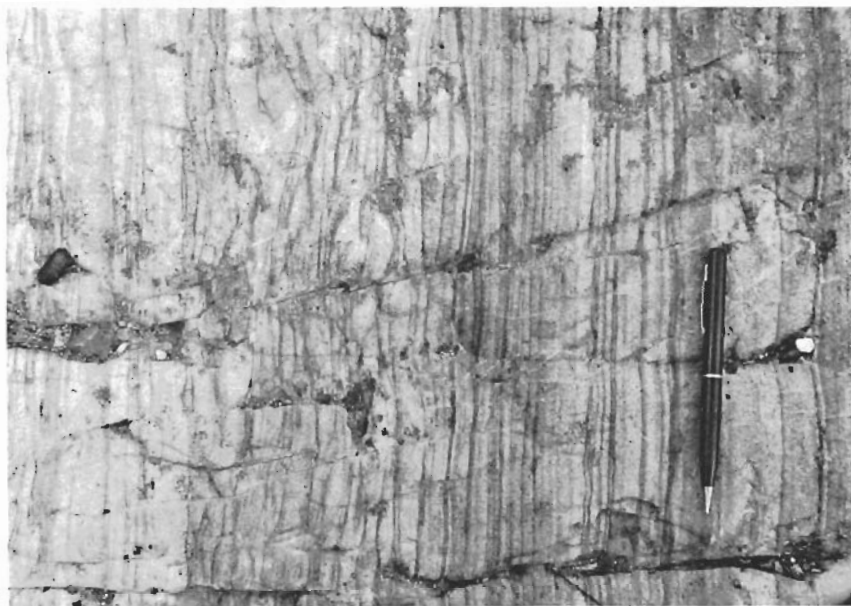


Fig. 9. Prekonsolidationsstrukturer i bandad leptit. 300 m väster om Norrberga (6e), Glanshammars församling. Foto H. Wikman 1971.

Preconsolidation structures in banded leptite. 300 m W of Norrberga (6e).

strukturer misstänkas ha uppkommit genom glidningar orsakade av gravitationskraften (jfr Pettijohn, 1957). Avsättningen bör i så fall ha ägt rum på ett svagt lutande plan. Denna lutning behöver ej ha varit stor utan helt obetydlig och inte ha uppgått till mer än 2° (Grabau 1913, s. 780).

Bandseriens primära strukturer lämnar således inte några entydiga bevis för eller mot en synklinal inom Rinkabyområdet. Mera trovärdiga är då de kriterier, som kan erhållas från fragmentsstrukturer inom natronleptitetagen, liksom från gränsen mellan denna etage och överlagrande kalileptitetage.

Inom natronleptitetagen förekommer rikligt med bergartsfragment, både inom natronleptiterna själva liksom inom etagens fragmentzoner. Fragmenten domineras av natronleptiter, vartill kommer fragment av kvartsit, glimmerskiffer och metabasit. Däremot saknas kalileptiter helt. Inte heller inom en kraftigt fragmentförande zon mellan den egentliga natronleptitetagen och kalileptitetagen finns kalileptitfragment represen-

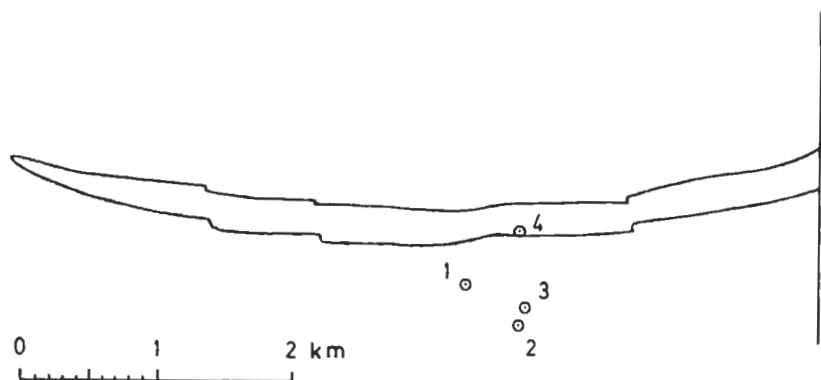


Fig. 10. Skiss över borrpunkters läge vid det norra urkalkstensstraket. H. Wikman 1972.

Map showing borings at the northern layer of crystalline limestone and dolomite.

terade (jfr s. 65). Fragmenten inom sistnämnda zon är små och talrika och består nästan uteslutande av natronleptit. Därtill kommer underordnat små kvartsitfragment. Detta senare faktum är av stor betydelse, eftersom fragmentzonen underlagras av en kvartsithorisont, vilken kan sägas utgöra slutet på natronleptitetagen. De små kvartsitfragmenten kan således misstänkas komma från denna horisont. Dessutom förekommer vid kvartsitens övre gräns bitar av kvartsit i en glimmerrik matrix. Ovan nämnda strukturer pekar alltså på att vi har lagerseriens äldsta del i norr, medan de yngsta lagren torde återfinnas mellan marmorstråken i söder. Iakttagelserna stöder således Törnebohms synklinalteori.

Genom Stållbergsbolagets välvillighet har författaren varit i tillfälle att studera borrkärnor från den bandade leptitserien söder om det norra urkalkstensstraket. Av dessa borrkärnor kommer alla utom en från NV-bladet, vilket framgår av fig. 10. Borrkärna 4 är hämtad från den egentliga marmorhorisonten, de övriga upp till 500 m söder därom. I dessa sistnämnda kärnor finns inslag av urkalksten i nr 1 och 3. Borrkärna 1 slutar f. ö. efter 50 m i urkalksten. Karteringen i ytsnittet har emellertid ej givit någon antydning om kalksten. Detta skulle alltså kunna tyda på att urkalkstenen i borrkärnorna ej härrör från parallellhorisonter till den egentliga marmorhorisonten.

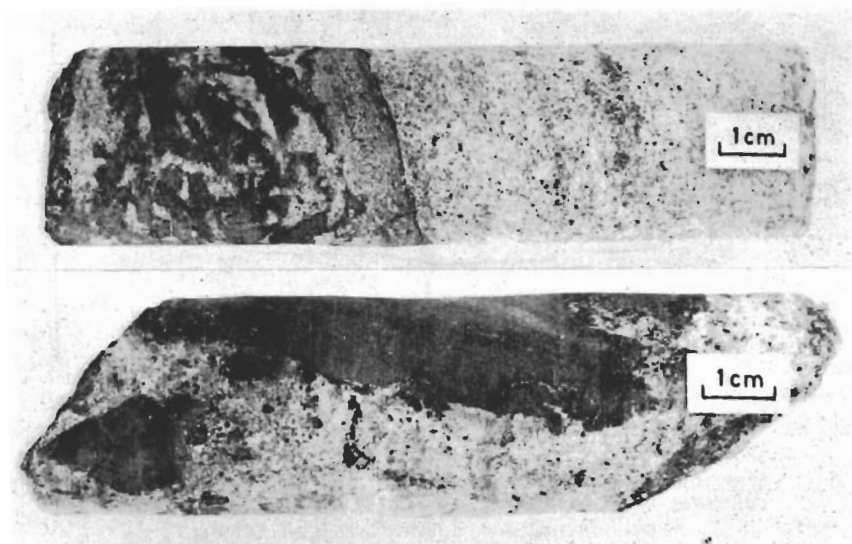


Fig. 11. Urkalksten breccierande leptit. Borrkärna nr 1 och 3, 1000 m NV resp. 600 m NNV om Ramstena (6e), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1972.
Crystalline limestone brecciating leptite. NW of Ramstena (6e).

Som framgår av fig. 11 är kalkstenens uppträdande i borrkärnorna dessutom breccierande. Detta tyder likaså på att det rör sig om kalksten, som nu intar ett läge den ej ursprungligen haft. Påpekas bör också att i likhet med den stora kalcitmarmorfyndigheten vid Kvinnersta, som sannolikt bildats genom utflytning, består urkalkstenen i borrkärnorna av kalcit. Den egentliga urkalkstenshorisonten återfinns därför förmodligen på djupet. I samband med isoklinalveckningen, eller vid efterföljande granitintrusioner, har sedan urkalkstenen genom sin lättrorlighet tvingats uppåt i överliggande berggrund.

Uppträdandet av serorogena granitmassiv mellan de båda urkalkstensstråken talar eventuellt för det sistnämnda alternativet. Graniterna skulle även kunna förklara den branta stupningen mot norr i ytsnittet omkring det norra urkalkstensstråket. Som framgår av fig. 12, kan nämligen granitintrusionen antas ha pressat isär suprakrustalkkomplexet så att vi i det nuvarande ytsnittet har motsägelsefulla stupningar.

Ovan anförda förhållanden ger alltså stöd för synklinalteorin. En annan mycket viktig omständighet, som också talar härför, är lagerseriens stora

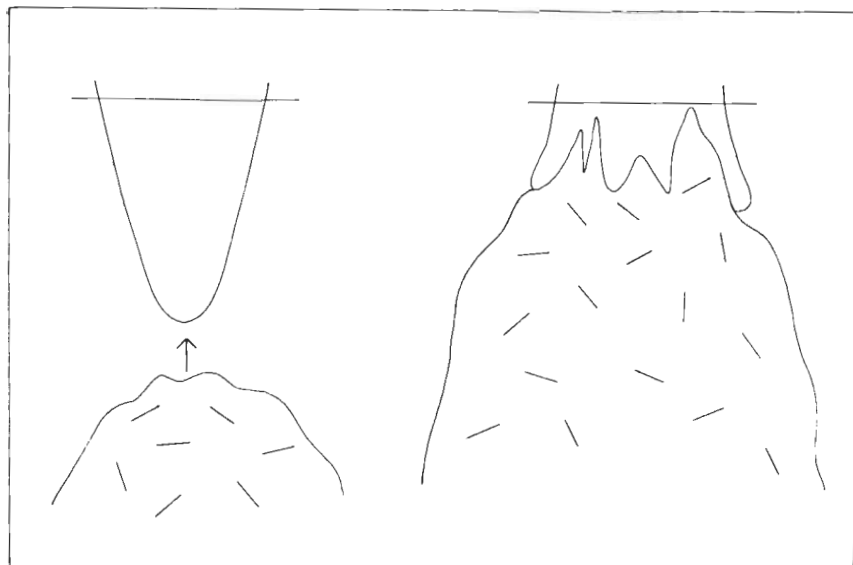


Fig. 12. Schematiserad framställning av en granitintrusion verkande på en isoklinalveckad synklinal. H. Wikman 1972.

A granite intrusion acting upon an isoclinally folded syncline.

litologiska likhet med den i Grythyttfältet, om man bortser från smärre differenser och avsaknaden av järnmalm. Överensstämmelserna kan man inte bortse ifrån, och de två lagerserierna ligger inte heller geografiskt sett längre ifrån varandra än att en viss likhet i litologi är att vänta.

Inom södra delen av Rinkabyområdet får vi således också en stratigrafisk repetition, vilket innebär att de båda urkalkstensstråken representerar samma horisont. Detta framgår även av att litologiskt lika bergarter förekommer omkring de båda horisonterna. Särskilt tydligt är detta inom Glanshammarområdet, där suprakrustalkomplexet är bättre blottat. Därtill kommer lagerupprepningar i mindre skala orsakade av småveckning (jfr s. 35).

Enligt författarens åsikt finns således en del kriterier, som talar för Törnebohms teori. Däremot har inom Rinkabyområdet ej framkommit något bevis för en antiklinal. Författaren ansluter sig därför till synklinalteorin. I det följande kommer således strukturen inom Rinkabyområdet att kallas Rinkabysynklinalen, medan tvärveckningen i norr kommer att benämnas Listresynformen, efter Listresjön som ligger i veckkärnan. Syn-

form användes i enlighet med Bailey och Mc Callien (1937) som rent deskriptiv term på en synklinalliknande struktur. Ovanstående innebär även att den av Gorbatshev (1969) benämnda Glanshammarantiformen likaså måste vara en synklinal.

Som framgått ovan kan det anses bevisat att suprakrustalkomplexet genomgått en primär isoklinalveckning och en efterföljande, sekundär tvärveckning, med ett tryck som varit riktat i det närmaste vinkelrätt mot det primära. Som redan påpekats, ligger det nära till hands att antaga att det primära trycket varit riktat i nord-syd. För att man skall kunna få den sekundära veckstruktur, som beskrivits ovan, måste i så fall det sekundära trycket ha varit riktat ungefär från väster mot öster.

En annan och mera sannolik tolkning presenteras i fig. 13. Enligt denna har vi haft en primär isoklinalveckning med trycket riktat i ungefär öst-väst på ett synklinalt sedimentationsbäcken. Det isoklinalveckade komplexet har sedan i samband med, eller något efter en svag överstjälpning mot väster, utsatts för en tvärveckning med ett tryck riktat ungefär i nord-syd. Denna tvärveckning har förmodligen delvis varit av isoklinal natur. I fig. 13 b motsvaras Rinkabyområdets tvärveckning av den omböjning, som är närmast läsaren. Dessutom bör påpekas att det primärveckade komplexet antagits ha varit något överstjälpt före tvärveckningen. Vidare har inte tagits hänsyn till den småveckning (delvis skjuvveckning), som uppstod vid isoklinalveckningen. Likaså har ej åskådliggjorts den utflytning av material till omböjningarna, som kan förmodas ha ägt rum (jfr Kvinnerstakalkstenen).

En tolkning av veckningstektoniken i enlighet med det i fig. 13 skisserade förloppet skulle också stämma bättre överens med de uppgifter om veckningar längs nord-sydliga axlar, som rapporterats från ett flertal områden inom det svekofenniska suprakrustalkomplexet (jfr ex. Sundius 1923, Geijer 1963 m. fl.). På senare år har tvärveckningar beskrivits av bl. a. Lundegårdh (1967) och Stålhös (1970). Lundegårdh tolkar den s. k. Hamrängesyklinalen, liksom flera synklinallstrukturer inom Gävleborgs län, som resultatet av en genom urgranitintrusioner orsakad tvärveckning av en antiklinal. Stålhös (1970) antager likaså inom Stockholmsområdet en primär veckning i stort sett efter nord-sydliga veckaxlar, vilken sedan i samband med åderförgrejsningen avlösts av en plastisk skjuvning med hoptryckning i nord-syd.

Utmärkande för Rinkaby-Glanshammarområdet är vidare de många

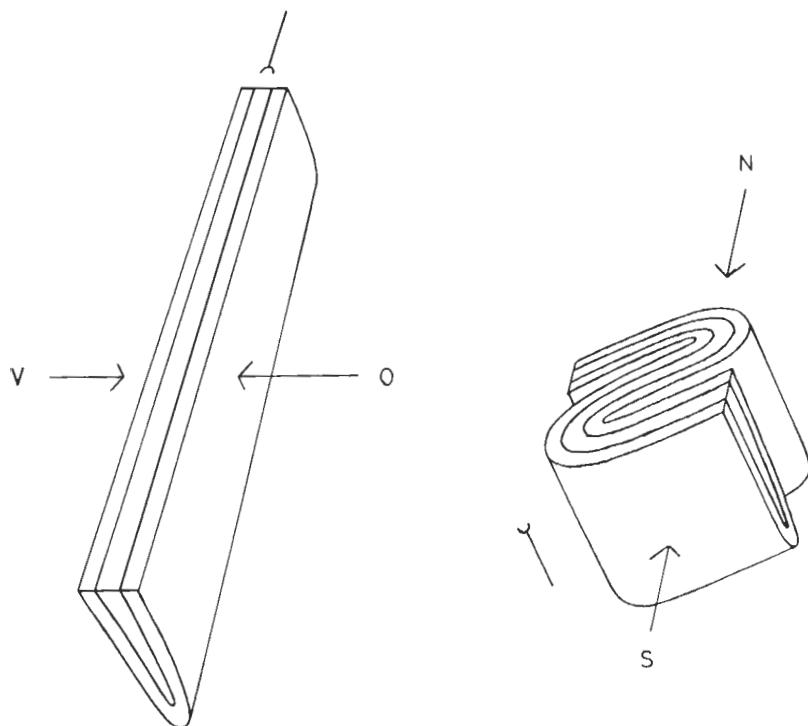
**a. isoklinalveckning****b. tvärveckning**

Fig. 13. Veckningstektoniken inom Rinkabyområdet. H. Wikman 1972.
Fold tectonics within the Rinkaby region.

a. Primär isoklinalveckning med överstjälpning mot väster.
Primary isoclinal overfolding to the west.

b. Sekundär tvärveckning.
Secondary cross-folding.

förkastningarna i NV-SO. Dessa kan i fält spåras bl. a. genom de sprickdalar, som de givit upphov till. Likaså utgör litologiskt lätt igenkännbara enheter inom suprakrustalkomplexet utmärkta hjälpmedel vid uppspårandet av förkastningarna. Inom Rinkabyområdet har på grund av jordtäckning breccior i anslutning till rörelsezonerna endast kunnat noteras i något enstaka fall. Längs den mest betydande förkastningen på NO-bladet har dock breccior iakttagits på flera ställen.

Ledhorisonterna möjliggör också en ungefärlig bedömning av förkastningarnas belopp i horisontal led. Dessa förskjutningar är ofta mycket stora och kan i vissa fall uppgå till minst en kilometer. Till en viss del torde även förskjutningarna kunna bero på vertikala rörelser. Att döma av varierande förkastningsbelopp för olika ledhorisonter är det nämligen troligt, att förskjutningar ägt rum även i vertikal led. Växlande metamorfograd vid jämförelse mellan den bandade leptitetagen och skifferetagen är måhända också en följd av vertikalförkastningar. Genom suprakrustalkomplexets brantställning har man emellertid svårt att få ett grepp om storleken av de vertikala förkastningarna.

Ovan omtalade förkastningar har förmodligen anlagts tidigt. Härpå tyder bl. a. det faktum att gnejsgraniten strax söder om Väringen förefaller opåverkad av rörelserna. Detsamma gäller för gnejsgraniterna på NO-bladet. Däremot förefaller tvärveckningen av suprakrustalkomplexet ha varit avslutad innan förkastningsrörelserna ägde rum. Eventuellt kan spänningar i anslutning till veckningsfasens slutskede ha utlöst rörelserna.

Stratigrafisk översikt

Den i föregående kapitel framlagda tolkningen av suprakrustalkomplexets strukturella uppbyggnad får till följd att komplexet stratigrafiskt kan indelas i nedan angivna etager. Varje etage bildar en väl avgränsad enhet i den geologiska utvecklingen och har fått namn efter den dominerande bergarten. Av dessa sammanfattas natronleptitetagen, kalileptitetagen och urkalkstensetagen som det svekofenniska suprakrustalkomplexets undre avdelning. De två översta etager, bandade leptitetagen och glimmerskifferetagen, sammanfattas som det svekofenniska suprakrustalkomplexets övre avdelning. För varje etage anges vidare de viktigaste bergarterna i stort sett i stratigrafisk ordning.

På grund av Listresynformen kan beträffande lagerseriens äldsta led endast sägas, att dessa ingår i den strökornsförande natronleptitetagens undre del. Denna bergartsserie består till största delen av grå oregelbundet fragmentförande leptiter med kvarts- och plagioklasströkorn. Här och var förekommer tunna, ofta knöliga glimmerskiffrar, liksom även horisonter med metadacit och amfibolit, vilka styckar upp natronleptiterna i bankar med upp till något hundratal meters mäktighet. Framträdande skiktning saknas, och leptiterna är fränsett fragmenten relativt homogena.

kabyområdets södra del som en synklinal anstår också rödgrå kvartsporfyrisk kalileptit av samma typ som beskrivits ovan söder om det södra urkalkstensstråket.

Kalileptitetagen är mycket mäktig i västra delen av Rinkabyområdet och torde där uppgå till närmare 2000 m. Mäktigheten minskar österut, och överstiger ej 1000 m vid kartgränsen.

Vid övergången till urkalkstensetagen anstår på några ställen finskiktade sura leptiter, liksom även delvis malmskiktade, epidotrika leptiter. En förekomst av en hornbländeporfyrisk biotit-mikroklinbergart har även noterats söder om Kullstorp och Balsna. Att dessa bergarter förs till urkalkstensetagen beror på att de så markerat skiljer sig från kalileptitetagen samt att en del av dem ursprungligen förmodligen utgjort kalkbandade sediment. Nämnas bör att epidotrik skiktad leptit även anstår söder om det södra urkalkstensstråket, 600 m NNV om Skölv på kartbladet Örebro NO, vilket ytterligare stöder tolkningen av de två urkalkstensstråken som en och samma horisont.

Denna horisont, som visar stor ytutbredning, innesluter ej sällan tunna lager av finskiktad, delvis hälleflintartad leptit. På många håll är emellertid kalcit-dolomitkalkstenen mycket ren och har därför sedan länge varit föremål för omfattande brytning. Välkänd är den mycket rena och vita urkalksten, som kallas Ekebymarmor. Mäktigheten av urkalkstensens norra utgående är ca 250 m. Det södra kalkstensstråket är relativt dåligt blottat på NV-bladet, men uppvisar längre mot öster mäktigheter på upp till 500 m.

Urkalkstenshorisonten överlagras av en finbandad etage av grå, delvis mycket finkorniga leptiter med oklart ursprung. Vissa lager torde få betecknas som glimmerskiffer, medan andra bl. a. på grund av hög fältspathhalt förefaller ha ett vulkaniskt ursprung. Serien är kemiskt sett i huvudsak sur, men särskilt inom dess övre delar förekommer basiska horisonter av metadacittyp. Rena amfiboliter saknas däremot helt, om man undantar mycket tunna lager. Mäktigheten av den bandade serien varierar inom Rinkabyområdet mellan 1000 och 1500 m. Orsaken till detta beror delvis på förkastningar, vilka förmodligen delvis varit vertikala.

Den bandade seriens avgränsning uppåt är relativt diffus, men inom den efterföljande skifferetagen tillhör i varje fall två svartskifferhorisonter etagens undre del. Bottenhorisonten är i sina undre delar delvis amfibolitartad. Svartskiffern för ofta granat i riklig mängd och innehåller dess-

utom rundade "kvartsbollar", vilka förmodligen är resultatet av en bou-dinering av ådror eller lager av kvarts. För svartskiffern har inom Rinka-byområdet kunnat påvisas endast ett utgående, men på NO-bladet finns också i söder en smal svartskifferzon. Sammanlagda mäktigheten av de två svartskifferhorisonterna uppgår till ca 300 m.

Natronleptitetagen

PORFYRISKA NATRONLEPTITER

Natronleptitetagen utgörs till största delen av mer eller mindre strö-kornsrika, ej sällan fragmentförande leptiter. Mineralsammansättningen framgår av tab. 1, medan tab. 2 visar kemiska analyser av natronleptiter. Som framgår av tabellerna, är huvudparten av leptiterna natrondomi-nanta, medan endast en mindre del är natronextrem. Därtill kommer en hel del alkaliintermediära typer. Kalibetonade leptiter tycks däremot helt saknas.

Bortsett från fragmenten är natronleptiterna till det yttre ofta relativt homogena och uppvisar ingen framträdande lagring eller skiktning. Ge-nom växlande fragmentrikedom och glimmerhalt (främst biotit) kan dock utseendet växla inom olika, oftast diffust avgränsade lager eller zoner. Även strökornsmängden kan variera och ge upphov till en diffus lager-byggnad, som dock är svår att upptäcka makroskopiskt.

Skiffrigheten är likaså ej särskilt framträdande utan markeras endast av tunna glimmerpackar. Detta medför att natronleptiterna ofta har ett strimmigt utseende, vilket förstärks genom tunna, ljusa fragment i skiff-righetsriktningen. Vid kraftigare omvandling blir dock skiffrigheten mera markerad. Speciellt vid hög muskovithalt får natronleptiterna då ett flas-rigt utseende.

Biotit är annars det dominerande glimmermineralet, och vid kraftig förskiffring kan mineralet uppträda i ansenlig mängd, vilket ger de nu be-handlade leptiterna en mörkt grå färg.

Natronleptiternas färg är normalt grå i olika nyanser, men lokalt kan mera rödgrå typer uppträda. Delvis gäller detta dock endast vittrade ytor, ty i friskt brott är leptiterna mer eller mindre utpräglad grå. Genomgåen-de rödaktiga leptiter är mycket sällsynta och har endast noterats i an-slutning till Listresynformen (jfr tab. 1, nr 97). Den röda färgen beror på en relativt hög halt av mikroklin, vars uppträdande dock är sådant att mineralet till största delen förefaller nybildat.

Natronleptiternas fragment är oftast ljusgrå till färgen, vilket gör att de lätt syns på vittrad yta. Till formen är de vanligen långsmala med en svagt rundad kantighet. Mera starkt rundade former är däremot sällsynta. De är oftast strökornsförande samt ansluter sig mineralogiskt och kemiskt nära till de porfyriskas natronleptiterna. De strökornsfattiga eller strökornsfria fragmenten är ej lika vanliga och har oftast en mera kvartsitisk prägel. De skulle kunna betecknas som kvartsrika natronleptiter. Motsvarande leptiter i fast klyft har ej observerats inom natronleptitetagen varför de förefaller ha mindre lokal karaktär än de strökornsförande leptitfragmenten.

Förutom natronleptitfragment förekommer här och var mörkare fragment. Dessa uppträder helt underordnat och är oftast mindre än övriga fragment. Av det yttre att döma består de till allra största delen av metadacit eller amfibolit.

Fragmenten är vanligen oregelbundet fördelade i grundmassan, men kan ibland ansamlas till diffust avgränsade lager eller zoner. Detta gäller speciellt inom natronleptitetagens övre delar, där sådana zoner förekommer tillsammans med mera konglomeratartade horisonter. De markerat fragmentförande horisonterna torde lämpligen betecknas som agglomerat, bl. a. beroende på att grundmassan fortfarande består av porfyrisk natronleptit.

De porfyriskas natronleptiterna visar inte bara en jämn övergång till agglomerat utan även till glimmerrika natronleptiter, vilka delvis kan betecknas som glimmerskiffer. Modala analyser av sådana leptiter återfinns i tab. 3. Trots höga glimmerhalter och i vissa fall förekomst av aluminiumrika mineral markeras samhörigheten med de porfyriskas natronleptiterna bl. a. genom strökorn och textur.

De porfyriskas natronleptiternas struktur är homogen, om man ser till frånvaron av skiktning eller lagring. I mindre skala är däremot strukturen oftast heterogen p. g. a. fragment, strökorn o. dyl. Detta framträder också tydligt vid mikroskopisk undersökning och gäller även om man bortser från eventuella strökorn och fragment. Helt säkert svarar små, för ögat svårupptäckta fragment för en del av de texturella olikheterna. Kraftig förskiffring leder också ibland till heterogen textur. Härigenom bildas nämligen linser med övervägande ljusa mineral, vilka omges av vindlande, delvis sammanhängande biotitstråk.

Grundmassans textur kan således variera betydligt även inom samma

slip. Jämnkornig granoblastisk textur, vilken är vanligast, avlöses ofta av partier med mera lepidoblastisk utbildning. Korngränserna är vanligen relativt jämna, men vid kraftig förskiffring uppträder ibland suturerade kornfogar.

På samma sätt som texturen varierar, och delvis som en följd därav, växlar också kornstorleken kraftigt. De finkornigaste, oftast granoblastiska partierna har kornstorlekar mellan 0.05 och 0.15 mm. Växlingar mellan 0.05 och 0.3 mm är dock ej ovanliga, och grövre, mera heterogena partier uppvisar ofta variationer mellan 0.05 och 0.5 mm. Enstaka korn kan bli större än 0.5 mm, men eftersom denna kornstorlek utgör en ungefärlig undre gräns för strökornen, kan det i sådana fall vara svårt att avgöra det rätta ursprunget.

Strökornen är dock oftast betydligt större, med mått på upp till 5 mm. De består i huvudsak av kvarts och plagioklas, medan egentliga strökorn av kalifältspat saknas. Ansamlingar eller klumpar av biotit, ibland tillsammans med epidot, utgör eventuellt rester av omvandlade mörka mineralströkorn.

Kvarts- och plagioklasströkorn uppträder för det mesta tillsammans. Vanligen dominerar dock kvarts, men ibland kan plagioklas överväga. Redan här kan dock påpekas att en del av plagioklasströkornen förefaller vara sekundära porfyroblastar. Kvartskornen däremot torde till största delen representeras av fenokrister. Som helhet dominerar primära strökorn, och därför bör natronleptiternas textur benämnas blastoporfyrisk.

Kvartsströkornen uppvisar ej sällan mer eller mindre utpräglad idiomorfa former, men oftast är de dock mera rundade. Avrundningen skulle kunna tänkas bero på mekanisk nötning i samband med sedimentation, men troligare är dock att det är fråga om partiell upplösning, resorption, av fenokrister. Detta tyder bl. a. droppformade kristaller på, vilka knappast kan tänkas ha fått sin rundning genom nötning (fig. 14). Genom övergångsformer, där en viss idiomorfi är skönjbar, kan de nämligen visas vara ursprungligen idiomorfa fenokrister. I anslutning till sådana droppformade strökorn förekommer även korroderade kvartskorn, vilket ytterligare talar för att vi har med primära strökorn att göra.

Natronleptiternas kvartsfenokrister innehåller ofta inneslutningar. I en del fall rör det sig om tydligt sekundära sådana, uppkomna genom omkristallisation längs sprickor genom kornen. Rundade inneslutningar bestående av flera korn av grundmassestorlek torde emellertid vara pri-

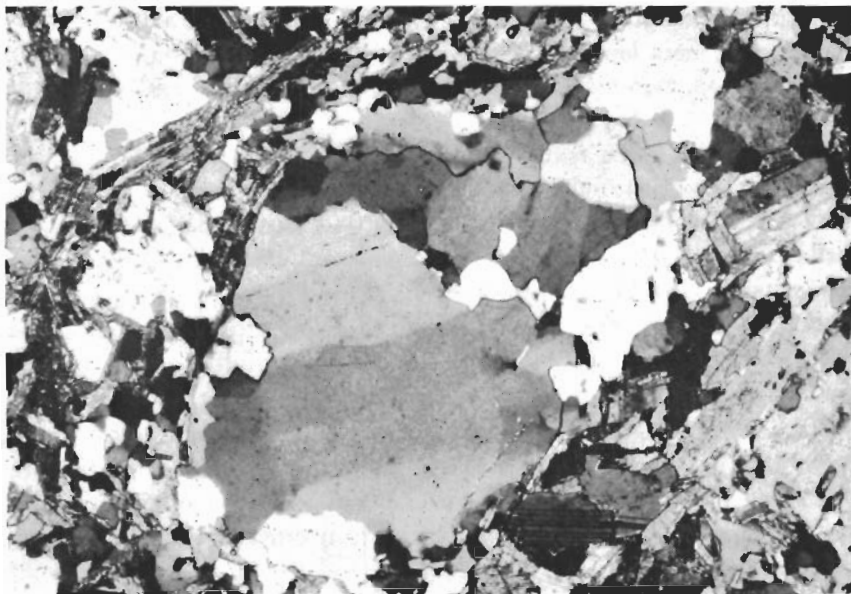


Fig. 14. Droppformad, granulerad kvartsfenokrist i porfyrisk natronleptit. 775 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2 (6e), Ödeby församling. 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.

Drop-formed quartz phenocryst showing granulation in porphyritic sodic leucite. 775 m SSE of point 75.2 (6e).

mära. De har vanligen ej heller anknytning till sprickor, utan uppträder helt isolerat.

Vid hög förstoring kan man ofta se små, nålformiga inneslutningar av ett mineral som troligen är rutil. Eftersom dessa små nålar ej tycks finnas i grundmassan utan endast i fenokristerna, rör det sig eventuellt om primära inneslutningar. En liknande företeelse omnämns av Bäckström (1897) i beskrivningen över Vestanåfältet. I hälleflintgnejser med delvis korroderade kvartskorn beskrivs nämligen "nålformiga interpositioner af rutil".

Kvartsfenokristerna består ofta av en enda undulös kvartskristall. Kanske ännu vanligare är dock granulerade strökorn med ofta ojämna och delvis suturerade inre kornfogar. Kornens ytterformer uppvisar dock aldrig sådana ojämnheter. Påpekas bör också att granulerade fenokristerna ofta uppträder tillsammans med sådana, som inte undergått någon granulering.

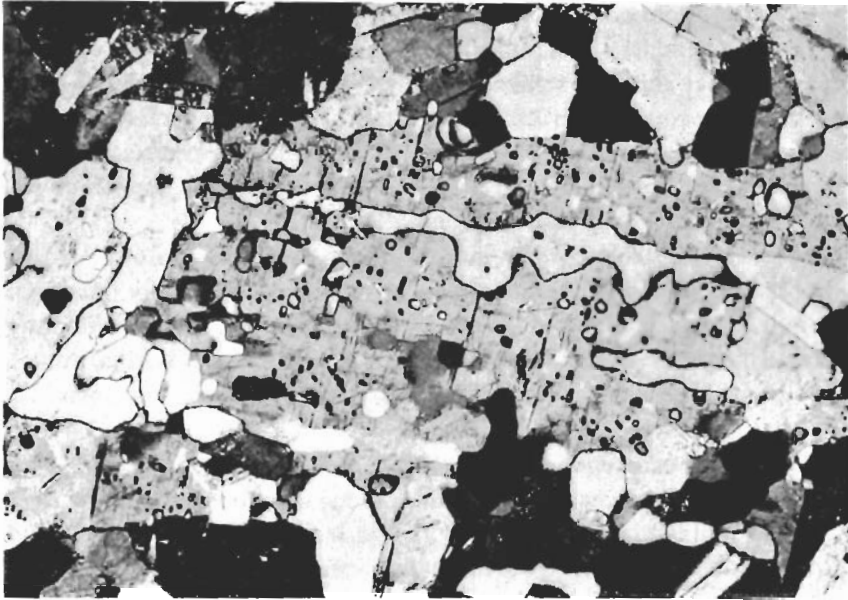


Fig. 15. Infiltrationskvarts i plagioklas. Porfyrisk natronleptit. 1400 m SSV om Halvarboda (6e), Ödeby församling. 2 nic., 23 x. Foto H. Wikman 1972.
Infiltration quartz in plagioclase. Porphyritic sodic leucite. 1400 m SSW of Halvarboda (6e).

Som framgått ovan, kan alltså huvuddelen av kvartsströkornen tolkas som fenokrister, vilka utan eller endast med ringa transport intagit sin plats i grundmassan. För plagioklasströkornens del är det betydligt svårare att bestämma om de är sekundära eller primära. Detta beror inte minst på att typiska former, i likhet med kvartsfenokristernas, saknas. Som redan framhölls i strukturkapitlet, har emellertid både kvarts- och plagioklasströkorn påverkats vid bildandet av Listresynformen. Således har de förmodligen funnits redan innan de primorogena och serorogena graniterna trängde fram. Ytterligare bevis på ett tidigt ursprung får man genom de fragment, som förekommer inom natronleptitetagen. Som redan påpekats (jfr s. 46) finns strökornsförande och strökornsfria natronleptitfragment tillsammans. Detta tyder på att både kvarts- och fältspatströkorn funnits innan de lokala strökornsförande fragmenten intog sin plats i grundmassan. Hade så icke varit fallet, borde vid en sekundär bildning även de strökornsfria fragmenten erhållit strökorn.

Tillnärmat idiomorfa, liksom även korroderade plagioklasfenokrister förekommer endast i undantagsfall. Däremot är tavelformiga, vid kortändarna svagt rundade strökorn vanliga. Liksom för kvartsfenokristernas del torde rundningen även i detta fall bero på resorption. Liknande fenokrister är också mycket vanliga i ungvulkaniska bergarter. Nämnas bör också, att även i sådana bergarter är idiomorfa och korroderade plagioklasfenokrister ej särskilt vanliga.

De plagioklasströkorn, som kan misstänkas vara fenokrister, har relativt jämna korngränser samt innehåller jämförelsevis få inneslutningar, om man bortser från omvandlingsmineral sådana som sericit och epidot. Inneslutningarna domineras av glimmermineral, medan övriga mineral är sällsynta. Rundade inneslutningar liknande kvartsfenokristernas saknas helt.

Till skillnad från fenokristerna har porfyroblasterna ofta mycket ojämna korngränser samt är ej sällan utfingrande i grundmassan. De är likaså ofta poikiloblastiska och innehåller talrika inneslutningar av framför allt glimmer och kvarts. Kvarts förekommer dessutom i form av infiltrationskvarts. Detta framgår bl. a. av att maskformiga kvartsfläckar mynnar vid kanten av ett strökorn eller skär helt genom (fig. 15).

Zonering i egentlig mening tycks inte förekomma hos plagioklas, varken i strökorn eller grundmassa. Endast genom olika sericitiseringsgrad har en diffus zonering kunnat spåras i enstaka fall.

Plagioklasströkornens anortithalt skiljer sig ej nämnvärt från den i grundmassan, och likaså förefaller ej någon markerad skillnad föreligga mellan fenokrister och porfyroblaster. Därför har inte någon uppdelning ansetts nödvändig i tabellerna. Som framgår av dessa är anortithalten låg och varierar mellan 5 och 15 %, vilket innebär att plagioklas uppträder som albit eller natronrik oligoklas. Jämfört med kvarts och plagioklas förekommer kalifältspat helt underordnat. I enstaka fall kan den sistnämnda uppträda som väsentligt mineral, men är då förmodligen delvis nybildad. Som framgår av fig 16, förtränger kalifältspat plagioklas, vilket är en relativt vanlig företeelse. Kalifältspaten uppträder vanligen som mikroklin utan någon nämnvärd pertitbildning. Den pertit, som ibland förekommer, är oftast strängpertit med tunna spolformade plagioklaslister.

Som tredje mineral, efter kvarts och plagioklas, uppträder vanligen biotit, ibland i sådan mängd att den bildar ett av huvudmineralen. Den är

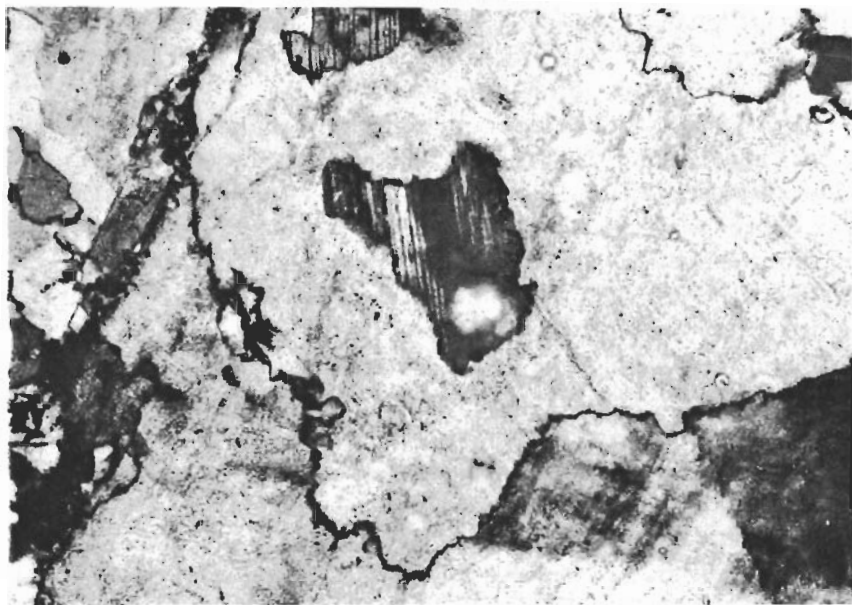


Fig. 16. Kalifältspat förtränger plagioklas. Porfyrisk natronleptit. 600 m SO om N. Listre (6e), Ödeby församling. 2 nic., 80 x. Foto H. Wikman 1972.

Potassium feldspar replacing plagioclase. Porphyritic sodic leptonite, 600 m SE of N. Listre (6e).

oftast kraftigt plekroistisk med α ljus brun och $\beta = \gamma$ mörkt grönbrun. I enstaka fall är $\beta = \gamma$ mera rödbrun till färgen. Optiska bestämningar på biotit av den förstnämnda typen gav i genomsnitt $n\gamma = 1.646$ samt $2Va \approx 5^\circ$. Enligt Burckhardt (1943) är detta liktydigt med en lepidomen, som ligger nära gränsen till järnrik biotit. Den rödbruna biotiten gav något lägre värde för $n\gamma = 1.630$, vilket innebär en järnrik biotit.

Biotiten är vanligen delvis eller helt omvandlad till klorit. Vid måttlig omvandling ser man hur denna ofta utgår från biotitens 001-yltor, vilka i de flesta fall ligger parallellt med skiffriheten. Biotitkorn, som skurits vinkelrätt mot dessa ytor, uppvisar således ofta en växling mellan biotit och klorit. Optisk bestämning på klorit med anomal violett interferensfärg gav $n\gamma = n\beta = 1.640$ och $2Va \approx 0^\circ$. Enligt Tröger (1959) innebär detta en järnrik klorit på gränsen mellan proklorit och järnproklorit.

Som omvandlingsprodukt i biotit och klorit förekommer här och var prehnit. Detta mineral uppträder vanligen som tunna linser längs glim-

merns spaltplan. Särskilt när linserna är något tjockare, har de ej sällan i sin tur uppdelats i linsformade partier. Minalet är färglöst och har måttlig dubbelbrytning (jfr Hjelmqvist, 1937).

Jämfört med biotit och klorit uppträder muskovit underordnat. Ibland saknas mineralet t. o. m. helt. Det förekommer oftast tillsammans med biotit eller klorit, men vid ökande halter kan det uppträda mera självständigt. Den höga muskovithalten i nr 84, tab. 3, beror på sericitomvandling av cordierit. Optisk bestämning på muskovit i nr 302, tab. 1 gav $n_{\beta} = 1.610$ och $2 V_{\alpha} \approx 38^{\circ}$, vilket enligt Tröger (1959) är liktydigt med en järnrik muskovit.

Tillsammans med glimmermineralen uppträder ofta epidot, både som grynig omvandlingsprodukt och i form av mera självständiga korn. Ibland har t. o. m. sammanväxning mellan biotit och epidot noterats. Epidoten uppvisar ofta tydlig pleokroism i gulgröna färger och har relativt hög interferensfärg. I enstaka fall förekommer epidotkorn med isotropa kärnor, vilka sannolikt består av ortit.

Av de accessoriska mineralen förekommer zirkon och apatit i så gott som samtliga prov. Apatit uppvisar vanligen något högre halter än zirkon, och ibland kan dessa t. o. m. uppgå till över 1 %. Apatit är likaså det mineral, som bildar de största kornen och är mest utpräglat idiomorft. Följaktligen förekommer idiomorfa kristaller mycket ofta, medan där emot helt rundade korn är sällsynta. Vanligaste utbildningsformen torde vara idiomorfa till svagt rundade korn. Apatit förekommer oftast i nära anslutning till glimmermineralen och uppträder även som inneslutning i framför allt biotit.

Det sistnämnda gäller även för zirkon, som är en mycket vanlig inneslutning i biotit. I motsats till apatiten är zirkonkornen oftast rundade, medan idiomorfa kristaller är sällsynta. Zirkonkristallerna är sällan färglösa som apatiten, utan oftast bruna. Den bruna färgen torde delvis bero på begynnande metamiktisering. Delvis mörkare zirkonkärnor förekommer också ibland, kring vilka ljusare skal av zirkon är uppbyggda.

Zirkonens rundade former skulle för natronleptiternas del kunna tyda på ett sedimentärt ursprung, men undersökningar av bl. a. Hoppe (1962) har visat att rundade zirkoner ej otvetydigt kan användas som bevis på ett sedimentärt ursprung. Rundade former kan uppstå inte bara genom nötning eller korrosion utan även genom störningar i kristallväxten, ofta med en förutvarande zirkon som kärna. Utan en mycket noggrann under-

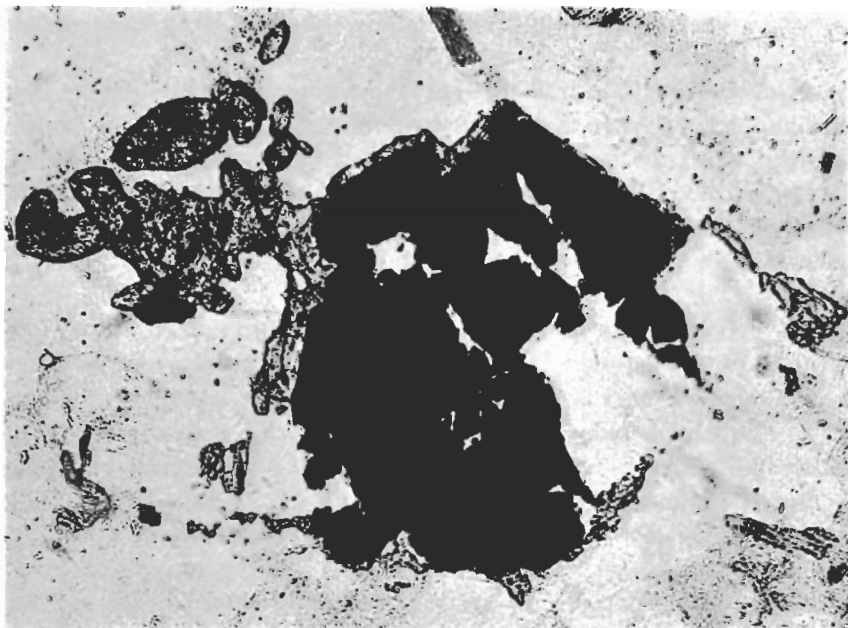


Fig. 17. Magnetitkristall omgiven av titanit. Porfyrisk natronleptit. 850 m söder om Halvarboda (6e), Glanshammars församling, 1 nic., 80x. Foto H. Wikman 1972.

Crystal of magnetite surrounded by titanite. Porphyritic sodic leptonite. 850 m S of Halvarboda (6e).

sökning av bl. a. formen kan således inga säkra petrogenetiska slutsatser dras.

Titanit är likaså ett accessoriskt mineral, som uppträder i flertalet prov. Färgen är vanligen markant brun, varför järnhalten torde vara hög. Idiomorfa kristaller är vanliga, och även vid liten kornstorlek framträder titanitens typiska form tydligt. Titaniten uppträder ofta i anslutning till malmkorn. I prov 83 kan man således se mycket vackra titanitränder runt stora kristaller av magnetit (fig. 17). Förmodligen har vi här att göra med en kelytisk struktur, eftersom titaniten till större delen torde vara av sekundär natur.

Järnmalm är f. ö. mycket sparsamt förekommande bland natronleptiterna. Endast spridda kristaller, i likhet med de i fig. 17, förekommer här och var. De uppmätta malmmängderna representerar således inte

endast järnmalm utan även kismineral, av vilka svavelkis utgör huvuddelen.

Som framgår av tab. 3, tillkommer ibland aluminiumrika mineral. Den cordierit, som finns, är så gott som helt omvandlad till sericit. Andalusit, däremot, uppträder som stora poikiloblastiska korn med talrika inneslutningar. I nr 306 har även observerats enstaka sillimanitnålar. Förekomsten av andalusit i nr 306 kan tänkas bero på att mineralet bildats ur muskovit. Jämfört med övriga prov i tab. 3 är muskovithalten nämligen mycket låg i nr 306.

Som framgått ovan är natronleptiternas mest utmärkande drag den blastoporfyrisk texturen, den ringa sorteringsgraden, frånvaron av framträdande lagring eller skiktning, fragmentinnehållet samt den höga plagioklashalten. Allt tyder på att ett rent sedimentärt ursprung förefaller osannolikt. Visserligen skulle man mycket väl kunna tänka sig en grävacka med samma mineralogiska och kemiska sammansättning, men mot detta talar bl. a. frånvaron av skiktning. Enligt Pettijohn (1957) är nämligen skiktning, och då oftast i form av graded bedding, ett av grävackornas främsta kännetecken. Vidare saknas de för grävackor så typiska, skarpt kantiga mineralsplittorna av framför allt kvarts.

I stället tyder mycket i natronleptiternas uppträdande och petrologi på ett i huvudsak pyroklastiskt ursprung. Ett effusivt ursprung är däremot mera osannolikt. Natronleptiternas delvis betydande utbredning motsäger nämligen rent fysikaliskt, att ursprungsmaterialet skulle ha varit sur, trögflytande lava. Endast lokalt kan lavar misstänkas ingå i lager-serien. I första hand mycket glimmerrika och fenokristrika natronleptiter kan utgöra ursprungliga lavar. Dessa leptiter är dock relativt sällsynta och förefaller ha en lokal prägel.

Eventuellt kan glödande askmoln ha svarat för materialtransporten, varvid efter avsättningen bildats homogena ignimbriter med ansevärd tjocklek och utbredning. En viss inblandning av vittringsmaterial kan tänkas ha ägt rum under transporten. De flesta av de typiska ignimbrit-strukturerna har utplånats vid omvandlingen till leptiter. Uppträdandet i tjocka lager med stor utbredning, frånvaron av skiktning, den ringa sorteringsgraden, förekomsten av fenokristaller samt fragmentinnehållet kvarstår dock.

En annan möjlighet är att natronleptiterna i huvudsak avsatts som tuffer på land. En del av dessa tuffer kan sedan genom slamströmmar

(mudflows, lahars) ha uppblandats med vittringsmaterial och åter avsatts, eventuellt i vatten.

Den kemiska sammansättningen lämnar inte någon entydig förklaring på natronleptiternas genes. Således anger Pettijohn (1957) analyser av gråvackor med i stort samma kemiska sammansättning som natronleptiternas. Även sura vulkaniska bergarter har emellertid ofta liknande kemisk sammansättning, oftast dock med något högre SiO_2 -halt. Så har t. ex. C. A. Andersson (1968) analyserat plagioklasrika ryoliter, tuffer och kvartsporfyryr från centrala Arizona och erhållit sammansättningar som motsvarar natronleptiternas.

Det är således först när man korrelerar natronleptiternas petrografi med den kemiska sammansättningen som några mera säkra slutsatser kan dras. Som framgått ovan, torde natronleptiterna till största delen utgöra omvandlade, i huvudsak pyroklastiska bergarter. Ett visst inslag av vittringsmaterial förefaller troligt.

GLIMMERSKIFFER

Som framhölls i föregående avsnitt, visar natronleptiterna ofta övergångar till glimmerskifferliknande bergarter. Bland de förra förekommer emellertid även glimmerskiffer utan direkt samband med natronleptit. De uppträder inom hela serien, men är vanligast inom den av konglomerat och agglomerat dominerade övre zonen. Vanligen är det fråga om mycket tunna horisonter, som sällan överstiger 5 meters tjocklek. De är ofta svåra att följa i fält, vilket inte bara tycks bero på låg blottningsgrad utan även på att horisonterna verkar utkilande. Detta gäller f. ö. flertalet av de epiklastiska bergarterna.

Glimmerskifferna är ofta typiskt knöliga av cordierit, och som framgår av tab. 4 förekommer också detta mineral i delvis riklig mängd. Vanligen uppträder cordieriten som stora poikiloblastiska korn eller fläckar, vilka genomväver den xenoblastiska grundmassan (fig. 18). Fläckarnas storlek varierar mycket, men mått på upp till 2 cm är dock inte ovanliga. Cordieriten är sällan helt frisk utan uppvisar vanligen begynnande omvandling till sericit och klorit.

Jämfört med natronleptiterna har skifferna ungefär lika hög kvarts-halt. Plagioklashalten däremot är mycket låg, och plagioklasen utgör albit. Utbildningsformen är xenoblastiska korn i grundmassan, men även större poikiloblastiska korn förekommer.

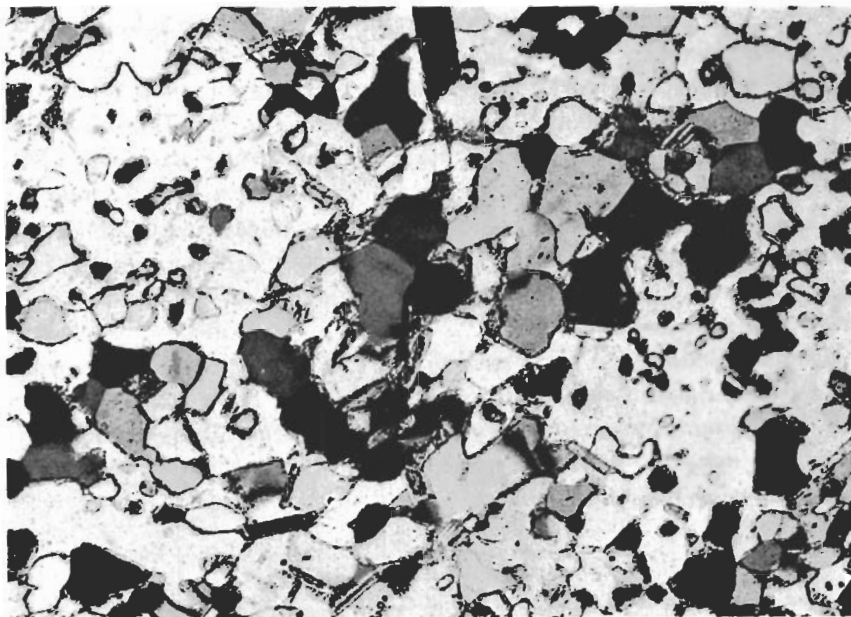


Fig. 18. Cordierit (ljus grå) med talrika inneslutningar av kvarts och glimmer. 1250 m SSV om Halvarboda (6e), Ödeby församling. 2 nic., 80 x. Foto H. Wikman 1972.

Cordierite (light grey) with numerous inclusions of quartz and mica. 1250 m SSW of Halvarboda (6e).

Av glimmermineralen dominerar biotit, som ofta delvis är omvandlad till blekgrön klorit. Optisk bestämning på brun biotit i nr 379 gav $n_{\gamma} = n_{\beta} = 1.625$ och $2V_{\alpha} \approx 10^{\circ}$, vilket är liktydigt med en järnrik meroxen. Det undersökta provets biotit är således något magnesiumrikare än natriumleptiternas.

Tillsammans med glimmerskiffrarna förekommer ibland mycket knöliga, nästan konglomeratliknande partier. Knölarna är oftast ett par till 5 cm stora. Vid mikroskopisk undersökning finner man att de består av en finkornig glimmermassa (förmodl. sericit), i vilken förekommer en del kvarts- och malmkorn. "Bollarna" omges av stråk med mycket biotit och kvarts. Biotithalten är ofta mycket hög, och mineralen bildar ibland en ren biotitväv. Hur dessa zoner bildats är svårt att säga. Eventuellt kan de primärt ha anlagts genom slumpingrörelser eller glidningar inom ett icke konsoliderat, delvis skiktat sediment.

Glimmerskiffrarnas uppträdande inom den i huvudsak vulkaniska natronleptiten representerar förmodligen endast korta episoder i den geologiska utvecklingen. De har sannolikt avsatts som tunna vittringssediment i grunda lokala bäcken. Den rikligare förekomsten inom natronleptitens övre, delvis epiklastiskt dominerade del stöder också deras epiklastiska ursprung.

GLIMMER- OCH PLAGIOKLASKVARTSITER

Inom den sedimentbetonade övre delen av natronleptitetagen förekommer på flera ställen kvartsitiska bergarter, vilka till stor del torde representera epiklastiska sediment. De uppträder oftast som mycket tunna lager, men vid gränsen mot kalileptitetagen anstår åtminstone en mäktigare horisont. Tunna kvartsitlager förekommer f. ö. sparsamt inom hela natronleptitetagen. Huruvida dessa sistnämnda kvartsiter representerar epiklastiska sediment eller inte är svårt att avgöra. Till en viss del kan de tänkas vara omvandlade flintlager.

Den mäktigare kvartsit, som anstår längs Listresynformens södra skänkel, är 25–50 m bred och uppvisar stor uthållighet i strykningsriktningen. Som framgår av berggrundskartan, anstår ungefär lika mäktiga kvartsiter strax öster om N. Listre, ca 500 m norr om punkt 75.2 samt ca 1 km öster om Halvarboda. På grund av den ringa blottningsgraden har dessa förekomster ej kunnat sinsemellan knytas samman, ej heller har de kunnat anknytas till den södra kvartsiten. Förmodligen representerar de dock samma stratigrafiska nivå, även om utbildningen är något annorlunda i norr än i söder.

Modala analyser av kvartsiter ges i tabell 5, medan i tabell 6 redovisas en kemisk analys av kvartsit. Egentliga kvartsiter representeras endast av nr 298 och nr 103. Övriga är mer eller mindre fältspat- eller glimmerrika övergångsbergarter till kvartsit. Vid jämförelse mellan nr 298 och nr 103 finner man att 103 innehåller mindre kvarts och glimmer men mera fältspat. Den relativt höga halten av plagioklas återspeglar förmodligen ursprunglig sammansättning. Kalifältspaten däremot verkar delvis nybildad, vilket kan bero på inverkan från det mycket närliggande gnejsgranitstråket söder om sjön Väringen.

Kvartsiterna är oftast mycket ljusa till färgen, men vid ökande halt av främst biotit blir färgnyanserna vanligen mörkare. Glimmer har också ofta anrikats till vissa bestämda skikt, men dessa är ofta otydliga och ger

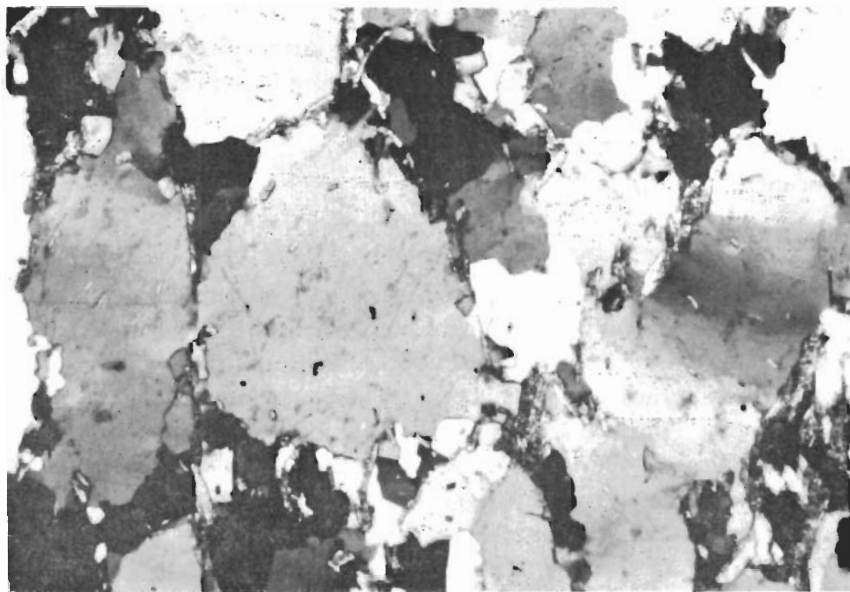


Fig. 19. Klastisk textur i kvartsit med rundade kvartskorn i en finkornigare mellanmassa. 800 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2 (6e), Ödeby församling. 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.

Clastic texture in quartzite with rounded quartzgrains in a more fine-grained matrix. 800 m SSE of point 75.2 (6e).

inte upphov till någon distinkt framträdande skiktning. Typiska skiktstrukturer i form av korsskiktning saknas således. Inom en motsvarande kvartsithorisont på NO-bladet rapporterar dock Gorbatshev (1969, s. 513) förekomst av korsskiktning. Även dessa strukturer får emellertid anses som något osäkra och till en viss del bildade på tektonisk väg. Påpekas bör också att inom Rinkabyområdet har observerats småveckning av glimmerrika skikt i kvartsit (jfr s. 35).

Genom omkristallisation har även kvartsiternas klastiska textur till stor del utplånats. I stället har vi fått kristalloblastiska texturer med starkt undulösa, devlis suturerade kvartskorn. Tydligt epiklastisk textur förekommer emellertid här och var. Speciellt är detta fallet inom det södra stråket, där kvartsiten delvis är ganska grovkornig. Den kan representeras av nr 298, som består av rundade kvartskorn i en glimmerrikare och finkornigare mellanmassa (fig. 19). Under mikroskopet är den klastiska

texturen delvis maskerad genom granulering och suturering. Bäst framträder den i stuf eller genom att man håller upp ett slipprov mot ljuset.

Förutom kvarts innehåller kvartsiterna oftast varierande mängder av fältspat. Endast det kvartsrika provet 298 saknar nästan helt fältspat. Plagioklasens anortithalt är oftast låg, och mineralet uppträder som albit eller natronrik oligoklas. Det förekommer sällan som helt klara korn utan är mer eller mindre sericitiserat. Kornstorleken är oftast mindre än för kvarts, vilket gäller även för kalifältspaten, vilken uppträder som mikroklin. Pertitisk kalifältspat är däremot relativt sällsynt. Mikroklinen har ibland nybildats och innehåller rundade rester av kvarts och plagioklas.

Glimmer, som oftast bildar mellanmassa till kvarts och i någon mån fältspat, uppträder både i form av muskovit och biotit. I väsentlig mängd synes biotit ej förekomma i de egentliga kvartsiterna utan endast i övergångsbergarter därtill. Mineralet uppvisar vanligen kraftig pleokroism i grönbruna färger. Pleokroistiska gårdar runt små zirkonkorn är mycket vanliga. Biotiten är ibland helt eller delvis omvandlad till klorit, och speciellt är detta fallet i de prov, som tagits nära gnejsgranitmassivet i norr.

Som accessoriska mineral uppträder zirkon samt ringa mängder av apatit och maln. Zirkon uppträder vanligen som mycket små rundade korn med storlekar omkring 0.01–0.05 mm. I enstaka fall förekommer dock zirkoner med mått på omkring 0.1 mm. Även dessa större, delvis zonerade korn är oftast rundade, men genom autigen tillväxt förekommer någon gång delvis idiomorfa former. Zirkonerna syns inte vara knutna till några bestämda lager utan uppträder oregelbundet, oftast i anslutning till glimmer. Detsamma gäller f. ö. den ringa mängd apatit och den maln, som uppträder i vissa prov. Apatitkornen är ej fullt så små som zirkonkornen, men uppvisar i stort sett samma grad av rundning. Beträffande malmen, slutligen, kan sägas att den oftast uppträder som impregnationsmineral i anslutning till biotit. Endast i mindre mängd förekommer distinkta malmkorn.

Som framgått ovan, torde flertalet kvartsiter representera epiklastiska sediment. Större delen verkar dock ha avsatts under relativt korta sedimentationsperioder, men för de mäktigare kvartsiterna måste något längre tidsintervall ha erfordrats. Den stora uthålligheten gör det vidare troligt att avsättningen ägt rum i ett större, kanske eugeosynklinalt bäcken. Var materialet till kvartsiterna hämtats ifrån är svårt att avgöra, men till

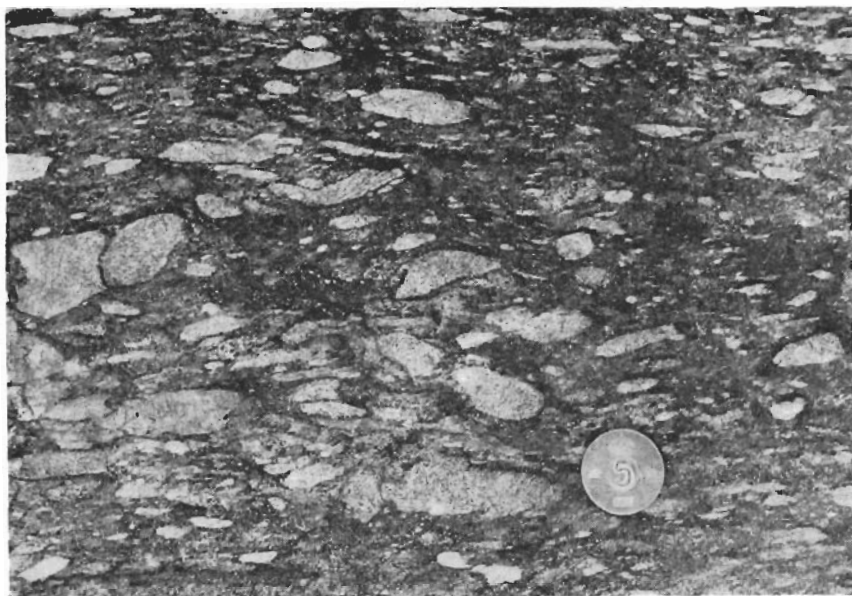


Fig. 20. Agglomerat. Natronleptitetagens fragmentzon. 1600 m OSO om höjdsifferpunkt 75.2 (6e), Ödeby församling. Foto H. Wikman 1970.

Agglomerate. The fragment-zone of the sodic leptite stage. 1600 m ESE of point 75.2 (6e).

en stor del verkar det komma från de porfyriska natronleptiterna.

Indikationer härpå fås i de grova kvartsiterna med en kornstorlek på omkring 2 mm. Denna kornstorlek stämmer nämligen väl överens med genomsnittet för natronleptiternas kvartsfenokrister. Vidare uppvisar kvartskornen ofta liknande rundade former som kvartsfenokristerna. Någon genomgripande vittring behöver inte ha ägt rum före avsättningen, utan fenokristerna kan tänkas ha lösts ut på ett tidigt stadium, innan vulkaniterna hunnit helt konsolideras. Den snabba växlingen mellan epi- och pyroklastiska avlagringar inom natronleptitetagens övre del stöder också detta antagande. Vidare tyder den höga plagioklashalten i vissa prov på att kvartsiternas detritusmaterial är av relativt lokal natur.

AGGLOMERAT OCH KONGLOMERAT

Det mest framträdande draget inom natronleptitetagens övre del är förekomsten av fragmentbergarter. Dessa uppträder mera koncentrerat inom

två zoner, vilka i sin tur kan delas upp på ett flertal horisonter. Oftast rör det sig dock inte om egentliga horisonter utan endast om linsformade partier inom en och samma zon. Tillsammans med fragmentbergarterna uppträder porfyrisk natronleptit, glimmerskiffer, kvartsit och metabasitlager. Sammanlagda mäktigheten på fragmentzonerna uppgår inom Rinkabyområdet till omkring 250 meter.

TVå huvudtyper av fragmentbergarter kan urskiljas, nämligen agglomerat och konglomerat. Agglomeraten är i huvudsak av pyroklastisk natur, och som framhölls ovan övergår fragmentförande leptit ofta i sådana bergarter. Fragmenten har samma sammansättning och utseende som i natronleptiterna och domineras således av relativt kantiga natronleptitfragment, med eller utan strökorn. Som framgår av figur 20 (jfr Gorbatshev 1969, s. 510), är sorteringsgraden låg och fragmenten varierar i storlek från mindre än en centimeter till några decimeter. Grundmassan är densamma som hos natronleptiterna, och agglomeraten kan därför antas representera mera aktiva perioder av vulkanism.

Inom de fragmentförande zonerna uppträder förutom agglomerat även bergarter, som är mera typiska exponenter för konglomerat. Dessa är inom Rinkabyområdet oftast oligomikta. Polymikta konglomerat däremot är underordnade. Inom den fragmentförande zonens fortsättning åt öster, inom Glanshammarområdet, är dock polymikta konglomerat ej ovanliga (jfr Gorbatshev 1969, s. 509). Förutom stora rundade kvartsitfragment förekommer i de polymikta konglomeraten olika typer av natronleptit samt glimmerskiffer- och metabasitfragment.

Skillnaden mellan agglomerat och oligomikta konglomerat är ofta ej särskilt framträdande, vilket främst beror på att en del av bollmaterialet är föga rundat. Vissa fragmentbergarter torde också representera övergångar mellan ovannämnda huvudtyper. För sådana bergarter torde termen vulkaniskt konglomerat vara tillämplig i en del fall (jfr Lundegårdh 1955 a). För de mera typiska konglomeraten framträder speciellt den ökade frekvensen av runda kvartsitiska fragment (fig. 21). Vidare är konglomeraten bättre sorterade, samtidigt som ingående natronleptitfragment likaledes är bättre rundade. Grundmassan saknar strökorn samt har en betydligt högre kvartshalt än i agglomeraten. Detta framgår av nr 64 i tabell 7, där både matrix och fragment är kvartsrika. Nr 58, däremot, är taget inom en zon med vulkaniska konglomerat, vilket också återspeglas av grundmassans höga plagioklashalt. Det fragment, som ana-



Fig. 21. Konglomerat. Natronleptitetagens fragmentzon. 1600 m OSO om höjsifferpunkt 75.2 (6e), Ödeby församling. Foto H. Wikman 1970.

Conglomerate. The fragment-zone of the sodic leptite stage. 1600 m ESE of point 75.2 (6e).

lyserats i nr 58, torde närmast motsvara den vanligaste typen av strökornsfria natronleptitfragment inom natronleptitetagen.

Som ovan visats, växlar alltså aggro- och konglomerat snabbt inom fragmentzonerna. Detta tyder på att den vulkaniska aktiviteten varit mycket hög samtidigt som de epiklastiska sedimenten i form av konglomerat, glimmerskiffer och kvartsit avsatts. Förmodligen har även avsättningen av konglomerat skett hastigt och under relativt korta tidsperioder. Dessa representerar således inte några längre denudationsfaser med genomgripande vittring.

METABASITER

Karaktäristiskt för natronleptitetagen är också den delvis rikliga förekomsten av basiska inlagringar. Dessa uppträder parallellt med skiffrigheten och kan i vissa fall följas långa sträckor i strykningsriktningen.

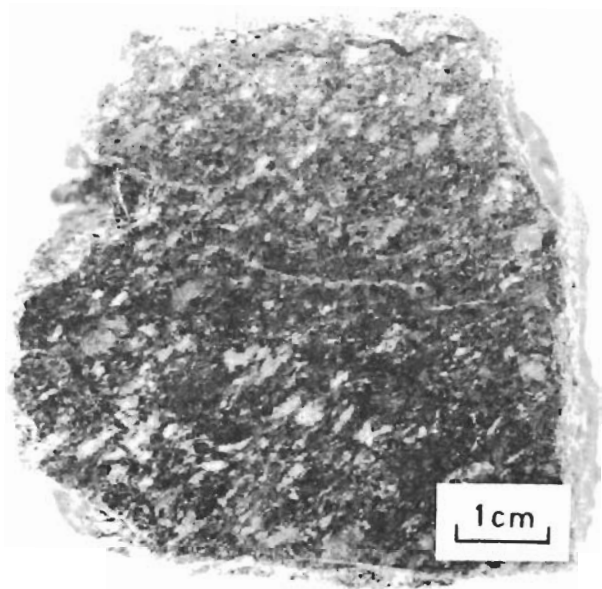


Fig. 22. Leptit med talrika små fragment av porfyrisk natronleptit och plagioklas-kvartsit. Kalileptitlagens bottenlager. 825 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2 (6e), Ödeby församling. Foto H. Wikman 1971.

Leptite with numerous small fragments of porphyritic sodic leptite and plagioclase-quartzite. The bottom layer of the potassic leptite stage. 825 m SSE of point 75.2 (6e).

Mäktigheterna är endast sällan mer än 25 m, men eftersom inlagringarna utgör ett karakteristiskt inslag i berggrunden, har mäktigheterna överdrivits på berggrundskartan.

De flesta av metabasiterna är finkorniga amfiboliter. Utseendemässigt är variationerna små och oftast är det fråga om mörkt grå, skiffriga bergarter. Här och var tillkommer makroskopiskt synliga granatporfyroblaster, liksom i enstaka fall små plagioklasströkorn. Som framgår av tabell 8, är flertalet amfiboliter relativt kvartsrika. Likaså är plagioklashalten hög jämfört med halten av amfibol, varför de basiska lagren i vissa fall svarar bättre mot metadacit än amfibolit. Detta framgår även av de två kemiska analyserna i tabell 9.

Texturen är vanligen jämnkornig och grano- till lepidoblastisk, men

kraftigare omkristalliserade former har en mera ojämn textur med delvis idioblastiska hornbländekristaller i en ojämnkornig xenoblastisk mellanmassa. I vissa fall förekommer små strökorn av plagioklas, varvid texturerna delvis är blastoporfyriska.

Plagioklasen är förhållandevis anortitfattig och ligger mellan 20 och 30 % både i grundmassa och strökorn. Glimmer uppträder i huvudsak som biotit, vilken ibland förekommer i riklig mängd. Amfibol uppträder i huvudsak som hornblände med pleokroism i gröna till grönbruna färger. I vissa fall är hornbländet kraftigt omvandlat till ett aggregat av biotit, klorit och kvarts. Analys av hornblände i nr 57 gav $2V\alpha = 80^\circ$ och dubbelbrytningen 0.023.

Metasomatisk omvandling förekommer i nr 102, där tillsammans med hornblände och delvis som omvandlingsprodukt av detta mineral, uppträder cummingtonit. Mineralen är i det närmaste färglösa samt har $2V\gamma \approx 85^\circ$ och $c \wedge \gamma = 20^\circ$. Det är delvis sammanväxt med hornblände, men uppträder även självständigt. Till skillnad från hornbländet uppvisar cummingtoniten vanligen tvillingbildning.

Av de accessoriska mineralen uppträder apatit i anmärkningsvärt stora mängder. Nr 102 innehåller således inte mindre än 6 %. I vissa fall är mineralen idiomorft, men vanligt är något rundade eller avbrutna prismatiska korn. Apatiten uppträder i nr 102 ibland som inneslutning i kismineral. Malmen domineras f. ö. i samtliga slipprov av svavelkis. Järnmalm är däremot mera sällsynt.

Karakteristiska drag hos amfiboliterna är deras relativt sura karaktär samt deras intima uppträdande tillsammans med övriga suprakrustalbergarter. Detta gör att ett effusivt ursprung förefaller sannolikt. Direkta bevis på att vi skulle ha med basiska intrusiva gångar att göra saknas däremot helt.

Kalileptitetagen

PORFYRISKA KALILEPTITER

Kalileptitetagen domineras helt av strökornsrika, röda eller grå leptiter med en mycket hög halt av K_2O . Detta framgår av tabellerna 10 och 11, som redovisar mineralogiska och kemiska analyser av kalileptiter. Halter på omkring 7 procent K_2O är således ej ovanliga, vilket medför att kalileptiterna kan betecknas som kaliextrema. Intermediära och natronbetonade leptiter är däremot sällsynta och har endast observerats inom Rinkabyområdets västra del.

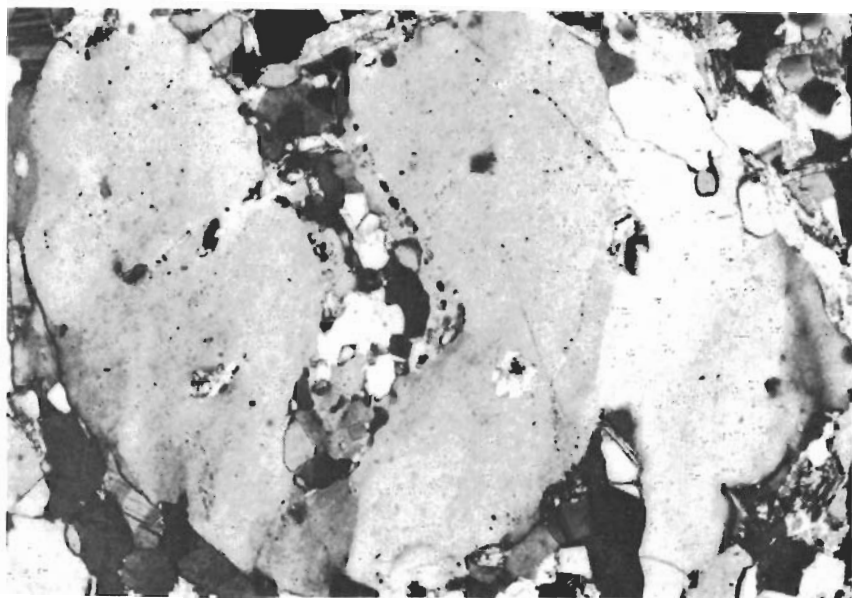


Fig. 23. Korroderad kvartsfenokrist i kalileptit. 500 m SV om Skogalund (6e), Glanshammars församling. 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.

Corroded quartz phenocryst in potassic leptonite. 500 m SW of Skogalund (6e).

I likhet med natronleptiterna är kalileptiterna ofta mycket homogena och uppvisar ingen distinkt lagring eller skiktning. Skiffrigheten är likaså ej särskilt framträdande och markeras endast av tillnärmat parallella glimmerpaket. Vid hög muskovithalt får leptiterna ofta ett s. k. flasrigt utseende.

I motsats till natronleptiterna är fragmentinnehållet mycket lågt inom kalileptiterna. Endast mycket små fragment av porfyrisk leptit har observerats på enstaka ställen. Som redan nämnts (s. 37), uppträder dock en mycket fragmentrik zon (fig. 22) alldeles ovanför den kvartsithorisont, som kan sägas avsluta natronleptitformationen. Fragmentzonen är delvis jordtäckt, varför dess mäktighet är svår att bedöma. Den överstiger dock sannolikt ej 50 m. Fragmentleptiten har en alkaliintermediär prägel, vilket skiljer den från de kalibetonade leptiterna. Vidare är som nämnts fragmenten helt natronbetonade. Bergarten avviker dock i fråga om utseende, både vad beträffar matrix och fragment, från natronleptiterna. Färgen är svagt gråbrun och fragmenten mycket små. Vidare har det också

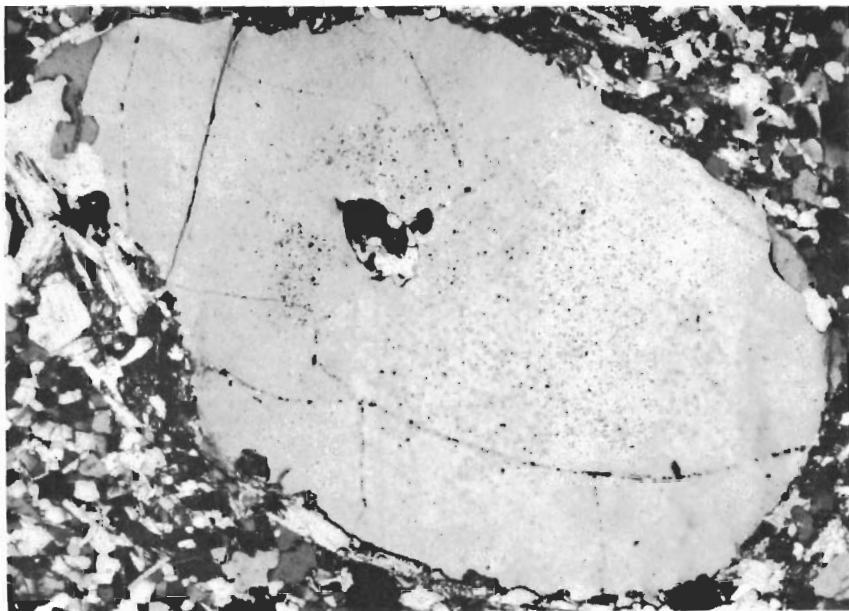


Fig. 24. Droppformad kvartsfenokrist med inneslutning. Kalileptit. 500 m SV om Skogalund (6e), Glanshammars församling. 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.

Drop-formed quartz phenocryst with inclusion. Potassic leptyte. 500 m SW of Skogalund (6e).

ansetts lämpligt att låta den mäktiga kvartsithorizonten bilda slutet på natronleptiten. Tänkbart är nämligen av fragmentzonen utgör ett första explosivt skede i en ny vulkanisk fas, varvid fragment av natronleptit helt naturligt kommit att dominera bland fragmenten och i viss mån även kommit att bestämma grundmassans sammansättning.

Till skillnad från natronleptiterna förekommer bland kalileptiterna både röda och grå varieteter. De oftast låga halterna av biotit medför också att färgnyanserna är betydligt ljusare än hos natronleptiterna. Färgskiftningarna skulle kunna tänkas bero på växlande halter av kalifältspat. Vid undersökning finner man emellertid inga som helst relationer mellan färg och kalifältspatinnehåll.

Kalileptiternas struktur är oftast mycket homogen, men under mikroskopet uppvisar de en ganska heterogen textur. Fullt så heterogena som natronleptiterna är de dock inte, vilket främst torde bero på frånvaron

av fragment. Om man bortser från strökornen, är texturen vanligen grano- till lepidoblastisk. Korngränserna är oftast jämna, men suturering kan ibland förekomma vid kraftig förskiffring. Medräknas strökornen, vilka i huvudsak är fenokrister, så är kalileptiternas textur som helhet blasto-porfyrisk.

Kornstorleksvariationerna är trots den heterogena texturen, ej så stora, och kornen växlar således oftast mellan 0.05–0.1 mm. Som helhet är kalileptiternas grundmassa finkornigare än natronleptiternas. Samtidigt är dock strökornen större. Detta medför att kalileptiterna har ett mera markerat porfyriskt utseende. Detta intryck förstärks också av att mängden strökorn i många fall är relativt hög. I vissa fall utgör kvartsströkornen omkring en fjärdedel av hela kvartsinnehållet.

Strökornen domineras helt av kvarts, medan mikroklin förekommer underordnat och plagioklasströkorn saknas helt. Kvartsfenokristerna uppvisar i än högre grad än hos natronleptiterna tecken på vulkaniskt ursprung. Idiomorfa former är således ej sällsynta, vilket även gäller korroderade kvartskorn (fig. 23). Rundade droppformade kristaller (jfr fig. 14) är t. o. m. mycket vanliga (fig. 24).

Rundade inneslutningar bestående av flera korn av grundmassestorlek förekommer ofta (jfr s. 47). Även nålar av rutil (fig. 25) uppträder ibland rikligt i kvartsfenokristerna (jfr s. 47). Vidare finns i det inre av fenokristerna ofta "moln" av mycket små inneslutningar, som delvis verkar vara glimmer (jfr fig. 24). Glimmer förekommer också längs mjukt rundade sprickor, efter vilka fenokristerna ibland spruckit sönder (jfr fig. 24).

Underordnat uppträder strökorn av mikroklin, vilka i likhet med kvartskornen torde vara fenokrister. De är oftast tavelformiga med relativt jämna korngränser. Det förekommer dock mikroklinkorn, som är mera utfingrande i grundmassan och som i vissa fall är sammanväxta med kvarts. Dessa är sannolikt sekundära, dvs. porfyroblast. Mikroklinfenokristerna innehåller i likhet med kvartsen rundade inneslutningar bestående av korn av grundmassestorlek. Likaså är nålformiga inneslutningar av rutil vanliga.

Kalileptiternas plagioklashalt är oftast helt obetydlig. Mineralet uppträder också endast i grundmassan och aldrig i form av strökorn. Anortithalten är låg och håller sig relativt konstant omkring 5–10 %.

Som framgår av tabell 10, bildar kvarts och mikroklin huvuddelen av mineralinnehållet. Sammanlagda procenttalen ligger vanligen omkring

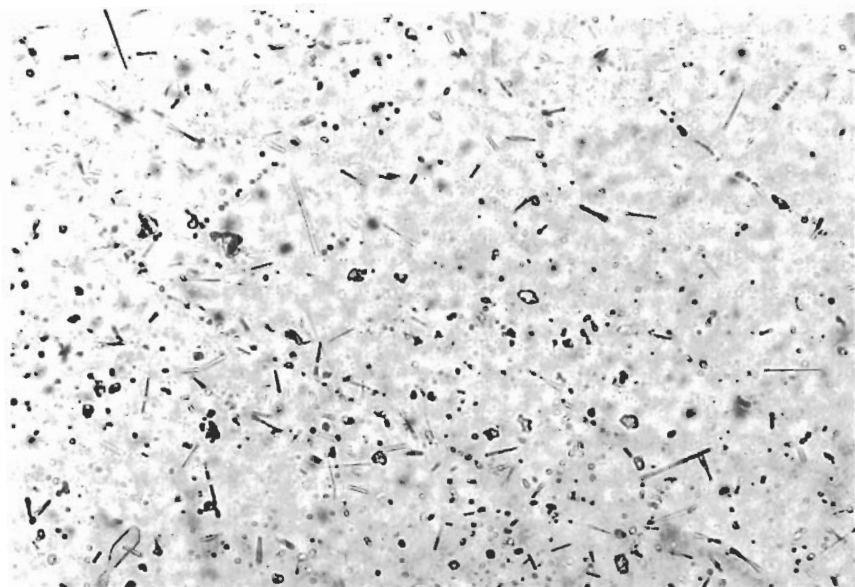


Fig. 25. Rutilnålar i kvartsfenokrist. Kalileptit. 600 m VSV om Skogalund (6e), Glanshammars församling. 2 nic., 200 x. Foto H. Wikman 1972.

Needles of rutile in a quartz phenocryst. Potassic leptite. 600 m WSW of Skogalund (6e).

70, men kan i vissa fall gå upp till närmare 90 %. Som tredje komponent tillkommer vanligen glimmer och då i huvudsak muskovit. Mineralen är färglösa, och optisk bestämning gav $n_\gamma = 1.605$ och $2V_\alpha \approx 40^\circ$. Enligt Burckhardt (1943) är detta liktydigt med en måttligt järnrik muskovit.

Biotit är ej lika vanlig som muskovit och uppträder endast mera sällan som dominerande glimmermineral. Biotit förekommer oftast i nära anslutning till övriga glimmermineral och epidot. Mineralen har relativt kraftig pleokroism i bruna till brungröna färger samt $n_\gamma = 1.655$ och $2V_\alpha = 10^\circ$.

Biotiten är ofta omvandlad till klorit. Det sistnämnda mineralen uppträder emellertid också tillsammans med biotit utan att vara omvandlingsprodukt av denna. Härvid förekommer mineralen tillsammans med epidot och även muskovit i bruna fläckar, som kan bli upp till en halv cm stora. Epidoten är i dessa fläckar ofta omvandlad och visar en delvis

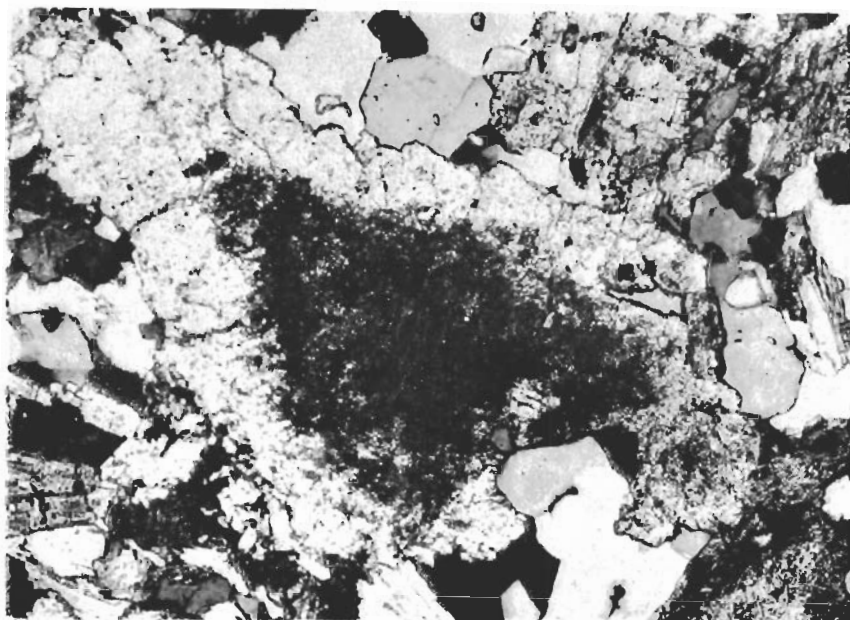


Fig. 26. Epidot med isotrop kärna av ortit. Kalileptit. 500 m NNO om Haga (6e), Glanshammars församling, 2 nic., 80 x. Foto H. Wikman 1972.

Epidote with isotropic core of ortite. Potassic leptite. 500 m NNE of Haga (6e).

isotrop kärna, som sannolikt består av ortit (fig. 26). Epidot uppträder ofta även självständigt i grundmassan som spridda korn. Halten av epidot är i vissa fall anmärkningsvärt hög och kan uppgå till omkring 10 %.

Av de accessoriska mineralen förekommer förutom zirkon och apatit även titanit och turmalin. Halterna av apatit, titanit och turmalin är i vissa fall så höga som omkring 1 %, medan zirkon blott finns i mindre mängder. Däremot förekommer zirkon i alla prov, vilket inte de övriga accessorierna gör. Apatit och framför allt zirkon uppträder som små, delvis rundade korn, sällan över 0.5 mm stora. Titanit och turmalin är däremot ofta betydligt större, med mått på omkring 1 mm. Likaså är de ofta helt idiomorfa (fig. 27).

Halterna av malm är vanligen relativt små, men kan i vissa fall uppgå till över 5 %. Till en del består malmen av kismineral, men huvudparten verkar utgöras av järnmalm. I varje fall gäller detta nr 39 och 219. I nr

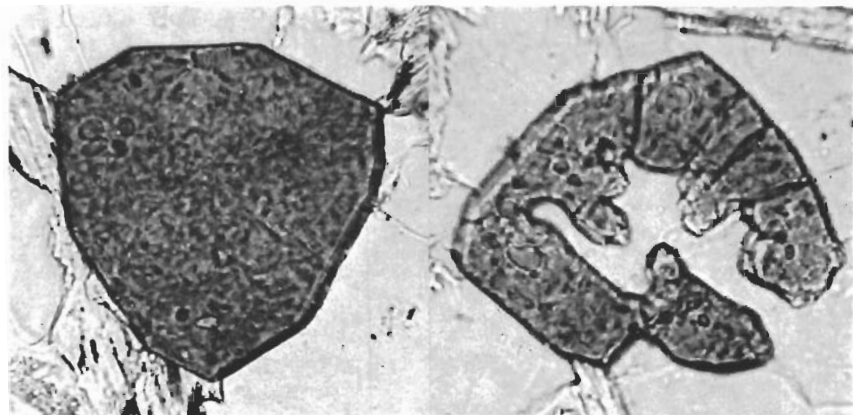


Fig. 27. Idioblastiska kristaller av turmalin i kalileptit. 500 m SV om Skogalund (6e), Glanshammars församling. 2 nic., 300 x. Foto H. Wikman 1972.

Idioblastic crystals of tourmaline in potassic leucite. 500 m SW of Skogalund (6e).

219, som är rikast på malm, uppträder denna relativt jämnt fördelad i form av delvis mycket små korn.

Strax nordost om Kvinnersta lantbruksskola förekommer mycket lokalt ett fläckigt parti i porfyrisk kalileptit (fig. 28). Fläckarna är små och överstiger sällan 2 cm i diameter. Som framgår av figuren, är de oftast linsformade och ligger inreglerade i skiffrihetsriktningen. Till färgen är de mycket ljus grå, och vid mikroskopisk undersökning finner man att de består av kvarts som slås igenom av sillimanit (fig. 29).

Hur dessa fläckar uppkommit är svårt att avgöra. Möjligen kan metasomatiska processer ha spelat en viss roll, men mot detta talar att kalileptiten runt fläckarna är helt opåverkad. Grundmassan innehåller sålunda ingen sillimanit. Troligare är då att vi här har att göra med ett pseudokonglomerat bildat på tektonisk väg genom uppbrytning av tunna kvartslager. Möjligen har också dessa lager redan vid tektoniseringen varit sillimanitförande.

Kalileptiternas mest framträdande drag är den porfyriska strukturen, och eftersom strökornen är fenokrister tyder detta på ett vulkaniskt ursprung. Nämnade antagande stöds också av frånvaron av tydligt framträdande skiktning. Vidare tyder mycket i kalileptiternas kemi på att vi har med sura ryolitiska bergarter att göra. Kalileptiternas stora ytutbredning



Fig. 28. Kalileptit med kvarts-sillimanitfläckar. 250 m SV om Hästhällstorp (5d), Ödeby församling. Foto H. Wikman 1971.

Potassic leptite with quartz-sillimanite spots. 250 m SW of Hästhällstorp (5d).

och homogena utseende medför dock att sura lavar, liksom vattenavlagrade tuffer endast lokalt kan tänkas ingå i lagerserien. Liksom för natronleptiterna verkar däremot ett ignimbritiskt ursprung mest sannolikt. Inslaget av vittringsmaterial torde dock vara minimalt i kalileptiterna (jfr s. 55).

INTERMEDIÄRA OCH NATRONDOMINANTA LEPTITER

Inom kalileptitformationen förekommer söder och sydost om Listresjön ett område med alkaliintermediära, profyriska leptiter samt grå, delvis skiktade plagioklasrika leptiter. De förra är sannolikt metavulkaniter, medan de sistnämnda eventuellt har ett epiklastiskt ursprung.

De alkaliintermediära leptiterna representeras i tabell 12 av nr 73, som är en tämligen finkornig, grå leptit med fenokrister av kvarts. Som helhet är texturen blastoporfyrisk. Grundmassan är jämnkornig och granoblastisk.



Fig. 29. Slipprov av kvarts-sillimanitfläck i kalileptit (jfr fig. 28). 250 m SV om Håsthällstorp (5d), Ödeby församling. 2 nic., 80 x. Foto H. Wikman 1972.
Thin section of quartz-sillimanite spot in potassic leptyte. 250 m SW of Håsthällstorp (5d).

Kvarts är det dominerande mineralet i grundmassan och det enda som uppträder i form av strökorn. De sistnämnda är f. ö. till stor del granulerade. Fältspaten är jämnt fördelad i grundmassan och domineras av mikroklin, som ibland uppvisar pertitbildning. Plagioklasen är i motsats till kalifältspaten kraftigt sericitiserad, varför anortithalten endast approximativt kunnat bestämmas till 10 %. Därtill kommer glimmer, i huvudsak som biotit, samt accessoriska mineral i form av epidot, apatit, zirkon och malm.

Som alkaliintermediär leptyt har även nr 69, tab. 12 och 13, betecknats. Till skillnad från nr 73 är denna leptyt mycket kraftigt förskiffrad, med starkt krossade och granulerade kvartsögon. Texturen är delvis kataklas-tisk, med markant granulering och suturering.

Halterna av kvarts och fältspat är ungefär desamma som i ovannämnda leptyt, men mineralens uppträdande är dock klart annorlunda. Plagio-

klasen är således helt opåverkad av sericitisering och verkar delvis nybildad. Både plagioklas och mikroklin innehåller dessutom rundade rester av kvarts, mikroklin och tillika även plagioklas.

Det dominerande glimmermineralet är klorit, vilket uppträder som omvandlingsprodukt efter biotit. Tillsammans med biotit och klorit uppträder även prehnit som omvandlingsmineral (jfr s. 51). Karakteristiska för nr 69 är vidare ljusa fläckar av sillimanit. Dessa kan bli upp till 1 cm stora och ligger alltid i skiffrihetsplanet. Fläckarna består i huvudsak av sillimanit, vartill kommer något kvarts. Ibland uppträder dock mineralet ensamt som en tät sammanhängande väv.

De natrondominanta leptiterna är av två huvudtyper, vilka representeras av nr 317 resp. 319 i tabell 12. Den förstnämnda typen är en mörkt grå, svagt skiktad, jämnkornig bergart som saknar strökor. Texturen är grano- till lepidoblastisk med relativt jämn kornstorlek. Kvarts, fältspat och glimmer dominerar mineralinnehållet, vartill kommer mindre mängder av accessoriska mineral. Anmärkningsvärd är den höga plagioklashalten, som antyder att vi ej har med något moget sediment att göra.

Detsamma är förhållandet med nr 319, som också har en hög plagioklashalt. Denna bergartstyp skiljer sig dock betydligt från den förra, både till utseende och textur. Färgen är ljus grå, och p. g. a. den höga kvarts- och plagioklashalten ser bergarten delvis kvartsitisk ut. Det epiklastiska intrycket förstärks också genom en svag skiktning. Vidare är texturen delvis kvartsitisk med xenoblastiska, delvis suturerade korn. Den ingående plagioklasen har en låg anortithalt samt är relativt kraftigt sericitiserad. Glimmer uppträder i ringa mängd och domineras av kloritomvandlad biotit. Av de accessoriska mineralen uppträder epidot och malm i förhållandevis höga halter, medan apatit, zirkon och titanit förekommer i ringa mängd. Av de sistnämnda bildar zirkon små rundade korn, medan apatit och framför allt titanit ofta är tillnärmat idiomorfa.

För båda de plagioklasrika bergartstyperna förefaller ett delvis sedimentärt ursprung sannolikt. Speciellt är detta fallet med den ljusa kvartsitiska typen. Den höga plagioklashalten pekar dock på att vi inte har med långtransporterade sediment att göra. Bergarternas lokala uppträdande antyder att de kan ha svämmats ned i lokala bäcken från en högre liggande natronleptiterräng.

METABASITER

Jämfört med natronleptitetagen uppträder basiska inlagringar i betydligt mindre mängd inom kalileptitetagen. Förekomstsätt och utseende är dock i stort sett detsamma. Vi har således med mörkt grå, finkorniga, delvis utpräglad stängliga bergarter att göra. Enstaka förekomster är dock något ljusare till färgen samt har en svagt grön anstrykning. En sådan metabasit representeras av nr 72 i tab. 14 och 15. Nr 75 i tab. 14 är däremot en mörkt gråsvart, delvis svavelkisförande amfibolit.

De yttre olikheterna återspeglas också i den mineralogiska sammansättningen. Nr 72 har således en betydligt högre plagioklashalt än nr 75, samtidigt som amfibolhalten är betydligt lägre. Vidare utgörs amfibolen i nr 72 av cummingtonit, medan vi i den andra typen har ett normalt hornblände. Optiska bestämningar på hornblände gav $2V\alpha \approx 55^\circ$, $c \wedge \gamma = 25^\circ$ och $n\gamma - n\alpha = 0.18$. Mineralen har en relativt stark absorption samt pleokroism i gröna–grönbruna färger. Cummingtonitens optiska data är $2V\gamma \approx 80^\circ$, $c \wedge \gamma = 15-20^\circ$ och $n\gamma - n\alpha = 0.020$. Mineralen är i det närmaste helt färglösa samt uppvisar ofta tvillingbildning.

Texturen är i båda typerna i huvudsak grano- till nematoblastisk med relativt jämn kornstorlek för huvudmineralen kvarts, plagioklas och amfibol. Beträffande plagioklasen kan också noteras att anortithalten är högre i nr 75 än i nr 72, som har en kalkfattig andesin (jfr tab. 14). Huruvida cummingtoniten i nr 72 är resultatet av metasomatisk omvandling av hornblände är svårt att avgöra. Rester av hornblände saknas emellertid, vilket skulle kunna tyda på att så icke är fallet.

Apatit uppträder relativt rikligt i den mörkare amfibolittypen, medan den ljusare innehåller ringa mängder av detta mineral. För båda gäller dock att mineralet delvis är idiomorft. Som framgår av tab. 14, är halterna av malm också relativt höga. Malmen uppträder relativt jämnt fördelad och domineras av kismineral. Järnmalm förekommer däremot underordnat.

I likhet med förhållandena inom natronleptitetagen är det svårt att bestämma ursprunget för de basiska inlagringarna inom kalileptitetagen. Eftersom några större olikheter mellan de båda ctagernas metabasiter ej föreligger, kan även i detta fall ett till större delen effusivt ursprung misstänkas. Detta antagande förstärks genom att de basiska inlagringarna minskar uppåt i lagerserien för att nästan helt försvinna inom den sedimentära övre avdelningen. Den rikliga förekomsten av metabasiter inom

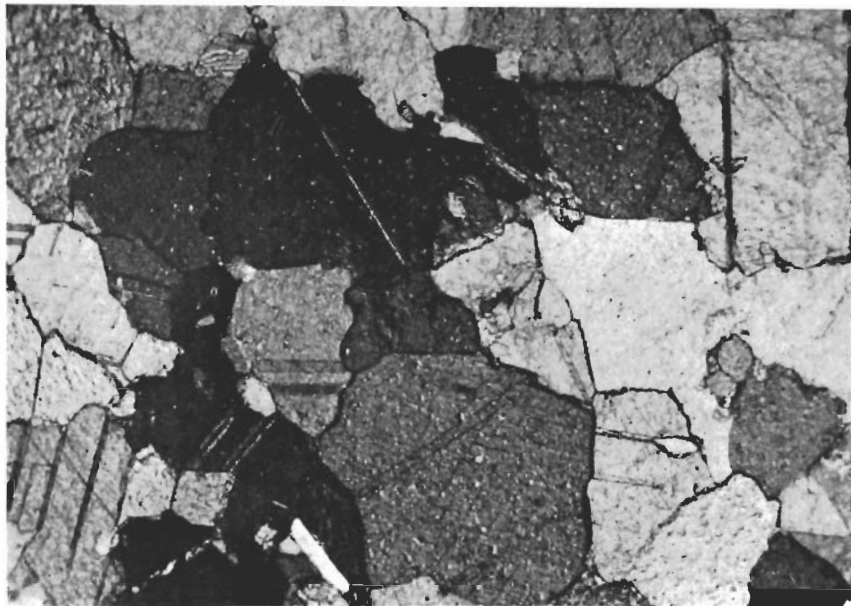


Fig. 30. Granoblastisk textur i urkalksten. 760 m NV om Mantorp (6c), Olaus Petri församling, 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.

Granoblastic texture in crystalline limestone and dolomite. 700 m NW of Mantorp (6c).

natronleptitetagen kan bero på dennas som helhet mera basiska karaktär. Natronleptiterna är i de flesta fall enligt internationell terminologi ryodaciter (Rittmann, 1952).

Urkalkstensetagen

URKALKSTEN (MARMOR)

Som framgått redan av kap. 2, uppträder inom Rinkaby–Glanshammarområdet två stråk av urkalksten, vilka representerar norra och södra utgåendet av en och samma horisont. Mäktigheten av denna är ansevärd och uppgår i vissa fall i det södra stråket till mer än 500 meter (jfr berggrundskartan Örebro NO). Som helhet kan sägas att det södra marmorstråket är mäktigare än det norra, vilket tyder på att avsättningen ägt rum i ett sedimentationsbäcken med svagt sluttande botten.

Urkalkstenen är inom åtskilliga partier mycket ren och fri från skarn-

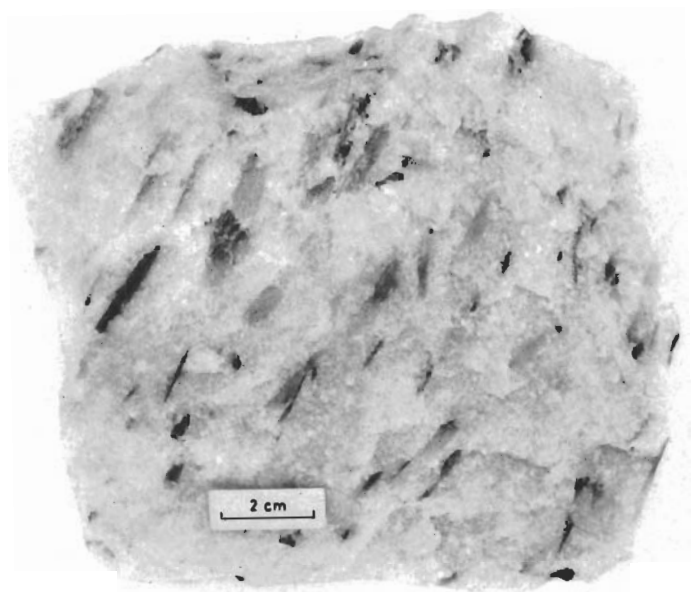


Fig. 31. Urkalksten med långa kristaller av tremolit, 700 m NV om Mantorp (6e), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1972.

Crystalline limestone and dolomite with long crystals of dolomite, 700 m NW of Mantorp (6e).

mineral och leptitinlagringar. Till färgen är denna marmortyp nästan rent vit och har under namnet Ekebergsmarmor sedan lång tid varit föremål för omfattande brytning främst till monumentsten (jfr Hedström, 1908, och Lundegårdh, 1971). Urkalkstenen är dolomitisk och torde lämpligen betecknas som dolomitmarmor (jfr Lundegårdh, 1971).

De rena marmortyperna är oftast jämnkorniga samt förhållandevis grovkorniga (fig. 30). Orenare typer är däremot vanligen betydligt ojämnikornigare samt har mindre kornstorlek. Härvid är att märka att de senare ofta innehåller mera dolomit än de förra. Som vanligaste mineral efter dolomit och kalcit uppträder en blekt grön tremolit, som ibland bildar flera cm långa kristaller (fig. 31). Dessa tremolitnålar är mera vittringsresistenta än urkalkstenen, vilket får till följd att dennas brunaktiga vittringshud ofta har ett taggigt utseende. Tillsammans med tremolit

uppträder i de flesta fall även flogopit som skarnmineral. Orenare mar-mortyper med rikliga inlagringar av leptit och hälleflinta innehåller förutom nämnda mineral ofta ett eller flera av mineralen diopsid, epidot, kondrodit eller serpentin. Färgerna ändras härvidlag markant från vit till grön eller brungrön.

I anslutning till orenare partier kan man ofta se hur urkalkstenen reagerat plastiskt på tektoniska rörelser. Sliriga partier, vilka markeras av ökande halt skarnmineral, är således ej ovanliga. Vidare uppträder ofta i urkalkstenen tunna leptit- eller hälleflintlager, vilka veckats, slitits av eller boudinerats i samband med dessa rörelser.

Till skillnad från de i huvudsak på land avsatta natron- och kalileptitetagerna har urkalkstenen förmodligen helt avsatts i vatten. Detta framgår bl. a. av dess intima fältsamband med skiktade suprakrustalbergarter. Vidare antyder förekomst av turmalin i de sistnämnda bergarterna att avsättningen ägt rum i salt vatten. Turmalin har ej observerats i urkalksten, men i genomsättande pegmatitgångar uppträder rikligt med turmalin just vid kontakterna. Vidare har avsättningen sannolikt ägt rum på grunt vatten, vilket antyds av fynd av stromatolitliknande strukturer (jfr Gorbatshev 1969, s. 484).

LEPTIT OCH GLIMMERSKIFFER

Som framgått ovan, innehåller urkalkstenen ofta tunna lager eller linser av leptit eller hälleflinta. Vanligen är det fråga om mycket tunna, veckade och avslitna, delvis skarniga lager, men ibland uppträder mäktigare inlagringar. Där sådana mäktigare leptitlager anstår inom brytvärda zoner, kan man se hur de står kvar som skivor efter brytningen.

De flesta av leptitinlagringarna är mycket finkorniga och övergår delvis i hälleflinta. Dessa mycket täta bergarter är vanligen grönaktigt grå till färgen samt har ett mussligt brott. Vid mikroskopisk analys av sådan hälleflinta finner man att ca 50 % av mineralinnehållet utgörs av kvarts och fältspat, medan resten i huvudsak består av färglös glimmer. Därtill kommer spridda turmalinkrystaller samt epidot i smutsbruna fläckar. Halten av turmalin kan f. ö. bli förhållandevis hög och uppgå till omkring 1 %. Hälleflintlagen innehåller ibland också rikligt med tremolit reglerad i skiffrighetsplanet. Mineralet bildar ofta långa kristaller, vilka ibland är ordnade radialstråligt (fig. 32).

Vid analys av något grövre leptitlager finner man att dessa är mycket

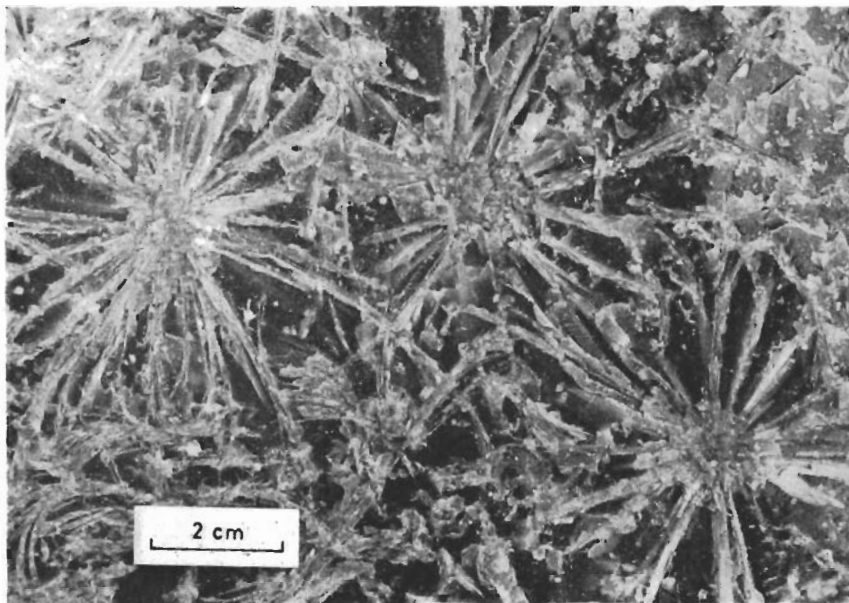


Fig. 32. Radialstråligt anordnade tremolitkristaller i hälleflinta. 450 m SSO om Bogårdet (6e), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1972.

Radiating crystals of tremolite in hälleflinta. 450 m SSE of Bogårdet (6e).

jämnkorniga samt har en typisk grano- till lepidoblastisk textur. Kvarts är huvudmineral, vartill kommer väsentliga mängder av fältspat och glimmer, som f. ö. består av lika delar biotit och muskovit. Noteras bör att turmalin uppträder även i dessa grövre leptiter. Som accessoriska mineral tillkommer också zirkon, titanit och malm.

I anslutning till urkalkstenens norra utgående förekommer en del mera typiskt skiktade suprakrustalbergarter, av vilka vissa sannolikt är ursprungligen kalkbandade sediment. Nr 217 i tabell 16 är ett exempel på en normal skarnbandad leptit, där epidot uppträder som skarnmineral. Halterna av kvarts, kalifältspat och biotit är relativt höga, medan muskovit och epidot förekommer i något mindre mängd. Vidare kan påpekas att malmhalt är relativt hög och att malmen uppträder som järnmalm.

Ännu högre är järnmalmshalten i nr 44 (tab. 16), som utgör en mera extrem, epidotbandad leptit. Järnmalmen uppträder i detta prov i tydliga skikt, som växlar med mera epidotrika lager. Intressant i detta

prov är vidare den låga kvartshalten samt plagioklasens höga anortithalt. Dessutom kan noteras att titanit förekommer i relativt stor mängd. Förmodligen har vi här att göra med ett ursprungligen kalkskiktat järnrikt sediment, som sannolikt delvis avsatts genom kemisk utfällning.

I anslutning till de skarnbandade leptiterna förekommer även grå, svagt skiktad glimmerskiffer. Texturen är utpräglad lepidoblastisk, och som framgår av nr 220 i tabell 16 utgör kvarts och glimmer omkring 90 procent av mineralinnehållet. Fältspathalten, som är låg, domineras helt av mikroklin. Som accessoriska mineral uppträder epidot, zirkon, titanit, turmalin och malm. Det skall särskilt betonas att turmalin uppträder även i denna bergartstyp. De höga kvarts- och glimmerhalterna jämsides med den ringa halten av fältspat antyder att vi här har att göra med ett metasediment, vars material förmodligen varit både hårdvittrat och långtransporterat.

I närheten av urkalksten och skarnbandad leptit förekommer strax SSV om Balsna en egendomlig hybridbergart. Den är mörkt grå, skiffrig, samt innehåller porfyroblaster av hornblände. Som framgår av nr 43 i tabell 16, består bergarten i huvudsak av biotit och mikroklin, vartill kommer små mängder av kvarts och hornblände. Underordnat uppträder även plagioklas, epidot, titanit och malm. Beträffande malmen kan f. ö. påpekas att denna i likhet med malmen i nr 43 utgörs av järnmalm.

Som helhet kan beträffande ovan beskrivna suprakrustalbergarter inom urkalkstenssetagen, sägas att de till alla delar stöder hypotesen om att denna i huvudsak avsatts submarint. Relativt hög plagioklashalt inom vissa leptitinlagringar i urkalkstenen antyder dock att vulkanism kan ha pågått under kalkstenens sedimentationsperiod.

Bandade leptitetagen

Med den bandade leptitetagen avses de grå, finkorniga, utpräglad bandade bergarter, som anstår söder om det norra urkalkstensstråket och som stratigrafiskt sett överlagrar denna horisont. Här bör påpekas att bandningen i de flesta fall beror på primär skiktning. Här och var förekommer dock tunna lager av exempelvis basiska bergarter, vilka ej otvetydigt kan antas vara sedimenterade. Bandade leptitetagen har därför valts som ett mera neutralt uttryck för en i huvudsak skiktad serie.

Kemiskt och mineralogiskt kan den bandade leptitetagen delas upp på tre huvudgrupper:

1. Natronbetonade, glest skiktade eller homogena leptiter.
2. Alkaliintermediära, oftast finskiktade, glimmerrika leptiter (delvis glimmerskiffer).
3. Basiska, metadacitiska leptiter.

Här bör anmärkas att indelningen ovan ej är skarp och att det förekommer övergångar mellan grupperna.

NATRONLEPTITER

Inom den bandade serien utgör natronleptiterna de mera homogena eller glest skiktade partierna. De framträder i fält även genom sin gentemot övriga leptiter betydligt ljusare grå färg. De ljusa färgnyanserna beror främst på låg halt av biotit. Vidare lägger man redan i fält märke till den ringa kornstorleken i dessa leptiter. Natronleptiterna är således ofta mussliga i brottet och kan i vissa fall betecknas som hälleflinta (jfr Geijer-Magnusson 1944).

Natronleptiternas textur är i de flsta fall utpräglat granoblastisk, men kan i de mest finkorniga hälleflintorna övergå i mikropoikilitliknande textur. Kvarts och plagioklas utgör vanligen tillsammans omkring 80–90 procent av mineralinnehållet. Procenttalen för mikroklin är genomgående låga, vilket även gäller för glimmer. Av glimmermineralen är biotit det vanligaste, medan muskovit uppträder underordnat. Biotiten är f. ö. ofta helt eller delvis omvandlad till klorit. Som accessoriska mineral förekommer epidot, apatit, zirkon, titanit, turmalin, flusspat och malm. Halterna är vanligen mycket små, men kan i något enstaka fall uppgå till någon procent. Den höga halten av malm i nr 9 beror på impregnation av svavelkis. Svavelkisen är förmodligen lokaliserad till en sprickzon och har f. ö. varit föremål för en liten skärpning i omedelbar närhet av den punkt, där nr 9 togs.

Av de kemiska analyserna i tabell 20 framgår den höga halten av Na_2O jämfört med K_2O . Vidare är SiO_2 -halten hög samtidigt som halten av Al_2O_3 är relativt låg. Detta tyder på att natronleptiterna knappast kan representera normala vittringssediment. I stället pekar mycket på att vi har med vattenlagrade tuffer eller tuffiter att göra, och att materialet till dessa inte varit föremål för någon genomgripande vittring eller transport.

ALKALIINTERMEDIÄRA LEPTITER (DELVIS GLIMMERSKIFFER)

Denna grupp är den dominerande inom den bandade leptitetagen och omfattar i stort sett alla markant skiktade leptiter. Skiktjockleken varierar

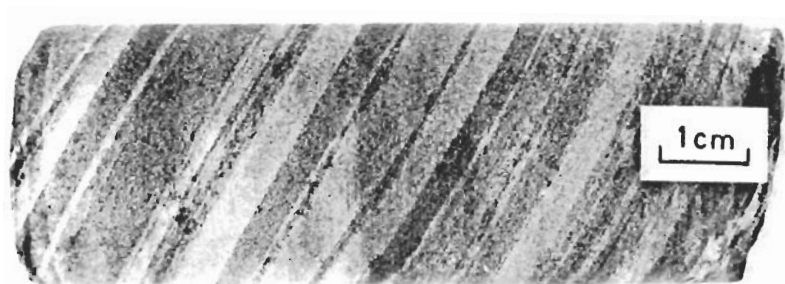


Fig. 33. Finskiktad leptit från den bandade leptitetagen. Borrhål nr 3, 600 m NNV om Ramstena (6c), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1972.

Thin-banded leptite from the banded leptite stage, 600 m NNW of Ramstena (6c).

ganska mycket, men oftast är leptiterna finskiktade. I vissa fall är skiktningen så fin att laminering (jfr Pettijohn 1957, s. 159) vore ett mera adekvat uttryck (fig. 33). Skiktjockleken kan i sådana fall gå ned till någon tiondels millimeter. Skikten är alltid mer eller mindre parallella, medan typisk korsskiktning ej har observerats. Övriga skiktsstrukturer inom den bandade serien har beskrivits i strukturkapitlet.

De skiktade leptiterna är vanligen ej fullt så finkorniga som de mera homogena och täta natronleptiterna, men i vissa fall kan kornstorleken gå ned under 0.05 mm (jfr tab. 18). Texturen är vanligen granoblastisk, men p. g. a. hög glimmerhalt är lepidoblastisk textur ej ovanlig.

Kvarts är det dominerande mineralet och uppgår i de flesta fall till minst 25 volymprocent, i vissa fall ända upp till 50 procent. I de mera välbevarade leptiterna har kvartsen vanligen jämna korngränser, men inom Rinkabyområdets västra del uppträder även suturerade och granu-

lerade former. Förmodligen hänger detta samman med det västerut ökande granitinslaget. Kalifältspaten utgörs i huvudsak av mikroklin, men ibland förekommer även pertitiska former. Plagioklasen har oftast låg anortithalt samt är ej sällan kraftigt sericitiserad.

Glimmermineralen domineras oftast helt av biotit, men muskovit kan i enstaka fall uppträda i lika stor eller större mängd. Biotiten är ej sällan omvandlad till klorit med anomal violett interferensfärg. Optiska bestämningar på biotit med pleokroism i svagt rödbrunt till mörkbrunt, gav $n_{\gamma} = 1.640$ och $2V_{\alpha} \approx 5^{\circ}$, vilket är liktydigt med en lepidomelan (Burckhardt, 1943). Beträffande muskovit kan påpekas att mineralet ibland uppträder som stora poikiloblastiska korn, vilka ej ligger i den allmänna skiffriktningen. Detta har sin förklaring i att den bandade leptitetagen mycket ofta har skjuvplan utbildade i nordväst-sydost, vilken riktning sammanfaller med riktningen på de stora förkastningarna inom Rinkabyområdet (jfr s. 41).

De höga glimmerhalterna är ett av de skiktade leptiternas främsta kännetecken, som skiljer dem från natronleptiterna. I många fall är glimmermängden så stor att leptiterna övergår i glimmerskiffer (jfr tab. 18, nr 25, 22 och 222). Beträffande nr 22 kan f. ö. noteras att detta prov innehåller 10 % granat.

Av de accessoriska mineralen är apatit och malm vanligast och uppträder i så gott som samtliga prov. Vanliga accessorier är vidare zirkon och titanit, medan turmalin, kalcit och serpentin uppträder mera sporadiskt. Kalcit förekommer f. ö. alltid som sprickfyllnad. Beträffande malmhalterna kan påpekas att dessa till stor del utgörs av svavelkis. Små skärpningar efter svavelkis förekommer också på några ställen inom den bandade etagen.

Tillsammans med de skiktade leptiterna och i viss mån även natronleptiterna uppträder här och var tunna, delvis boudinerade lager, som vanligen är hornblände- och/eller epidotförande. I vissa fall kan man misstänka att det rör sig om inslag av basisk vulkanism, eftersom tunna amfibolitlager finns här och var, men till en del får man nog anta att vi har att göra med skikt som har haft en hög kalkhalt. Här kan också påpekas att framför allt de skiktade leptiterna innehåller talrika, tunna boudinerade kvartslager. De är vanligen helt monomineraliska och representerar eventuellt omvandlade flintlager.

Jämfört med natronleptiterna framträder de skiktade leptiternas väsentligt högre glimmer- och kalifältspathalter jämsides med den lägre halten av plagioklas. Vidare tyder den markanta skiktningen på att vi har med sedimenterade bergarter att göra, där inslaget av vittrat och eventuellt långtransporterat detritusmaterial utgör en icke oväsentlig del.

METADACITER

Inom den bandade leptitetagens övre del uppträder relativt rikligt med basiska metadacitiska leptiter. Till det yttre skiljer de sig föga från de skiktade alkaliintermediära leptiterna. Skiktningen är dock ofta ej så tät som inom de surare leptiterna. Dessutom är ibland färgen något grönaktigt grå istället för rent grå. Växellagring mellan sura och basiska skikt gör det ännu svårare att i fält urskilja de basiska lagren.

Liksom de surare leptiterna är metadaciterna finkorniga samt har en mycket jämn kornstorlek. Texturen växlar något beroende på mineralinnehåll, men är oftast granoblastisk. Kraftigare omvandlade former har dock ofta en mera ojämn textur med xenoblastiska, delvis suturerade korn. Kraftigare omvandlade former kännetecknas också av att det hornblände, som uppträder i metadaciterna, överförts i cummingtonit.

Förutom en relativt hög halt av amfibol kännetecknas metadaciterna av en hög plagioklashalt samtidigt som halten av kvarts är relativt låg. Plagioklasen är dessutom, vid jämförelse med de surare leptiterna, betydligt kalkrikare (jfr tab. 17 och 18). Detta förhållande återspeglas också av den höga CaO-halten i den kemiska analysen (tab. 20, nr 6). Förutom kvarts, plagioklas och amfibol innehåller metadaciterna vanligen relativt mycket biotit. Övriga glimmermineral är dock underordnade. Som accessoriska mineral uppträder sillimanit, epidot, granat, apatit, zirkon och malm. Beträffande epidot bör dock påpekas att detta mineral kan uppträda i större mängd. Vidare kan också noteras att apatit förekommer i relativt stor mängd i samtliga prov.

De metadacitiska bergarterna utgör inget markant avvikande inslag inom den bandade leptitetagen och har förmodligen liksom övriga leptiter avsatts som tuffer eller tuffiter i ett vidsträckt sedimentationsbäcken. Deras uppträdande inom den bandade etagens övre del antyder dock att förhållandena ändrats under avsättningsperioden. Förmodligen har under denna tid inslaget av basisk vulkanism ökat kraftigt, vilket nu återspeglas i de metadacitiska lagren.

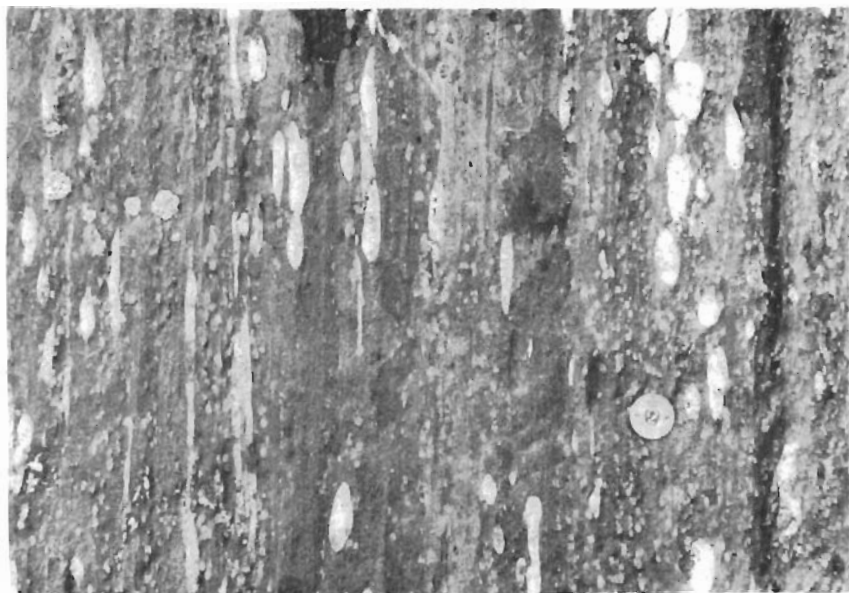


Fig. 34. Granatförande svartskiffer med "bollar" av kvarts. Sjågesta (5e), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1971.

Garnet-bearing black schist with lenses of quartz. Sjågesta (5e).

Glimmerskifferetagen

SVARTSKIFFER

Den bandade etagens begränsning uppåt är diffus, men en svartskifferzon tillhör i varje fall glimmerskifferetagens understa delar. Svartskiffern är uppdelad på två horisonter, av vilka den undre är något mäktigare än den övre. De båda skifferhorisonterna mellanlagras av en zon med ljusare grå andalusitglimmerskiffer och natronbetonad leptit.

Skiffern är vanligen gråsvart till färgen samt mycket finkornig. På vitt-rad yta eller längs skiffrihetsplan är den dock ofta rostfärgad. Den innehåller vanligen betydande mängder av granat, som ibland är knuten till delvis avgränsade lager. På grund av sin hårdhet står granaterna upp på vittrade ytor, vilka därigenom får en viss knotttrighet (fig. 34). Ännu mera framträdande är dock de linsformade eller rundade "bollar" av kvarts, som uppträder i riklig mängd och som ibland gör skiffern konglomeratlik (jfr Sundius, 1923 s. 39). Som framgår av fig. 34, förekommer inte bara "bollar" utan även längre stråk av kvarts av samma typ som i "bollarna".

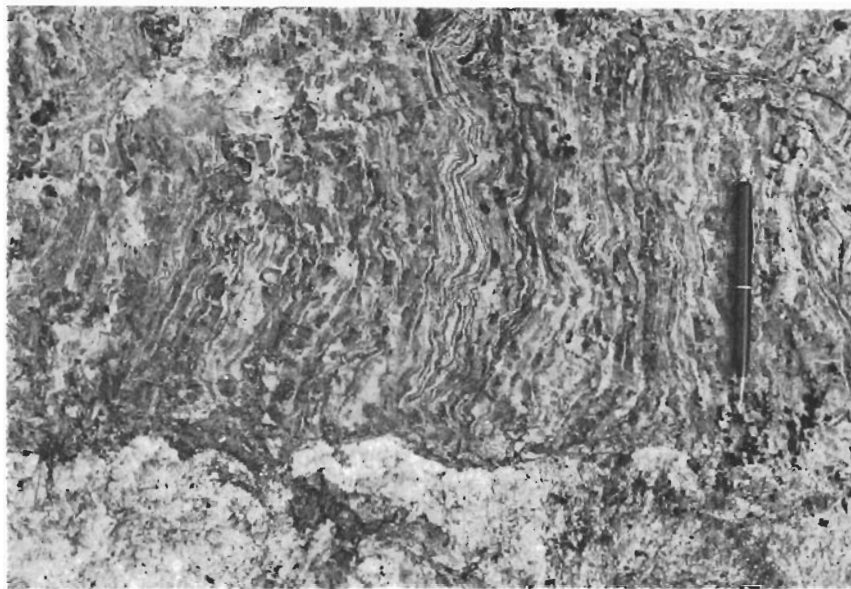


Fig. 35. Andalusitglimmerskiffer med bevarad skiktning klipptes av Örebrogranit. 750 m NO om Byggmästartorp (5e), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1971.

Andalusite-mica-schist with preserved bedding cut by Örebro-granite. 750 m NE of Byggmästartorp (5e).

Detta gör det sannolikt att "bollarna" uppkommit genom boudinering av sammanhängande kvartslager. Liksom för ifråga om de talrika, delvis boudinerade kvartslagren inom den bandade etagen kan man misstänka att vi här har att göra med omvandlade flintlager.

Inom den undre skifferhorisontens undre del förekommer en zon, som innehåller rikligt med amfibol, i huvudsak cummingtonit. På grund av skiffrens mörka färg är det hornbländeförande partiet relativt svårt att upptäcka makroskopiskt.

Modal analys av svartskiffer fri från granater och kvartsbollar redovisas i tabell 21, medan en kemisk analys återfinns i tabell 22. Svartskiffern är oftast mycket finkornig, med en kornstorlek på omkring 0.04 mm. Texturen är jämnkornig och utpräglad lepidoblastisk. Biotit, som är det dominerande mineralet, har mörkbrun färg samt kraftig pleokroism. Optiska bestämningar gav $n_{\gamma} = 1.630$ och $2V_{\alpha} \approx 10^{\circ}$, vilket enligt Burck-

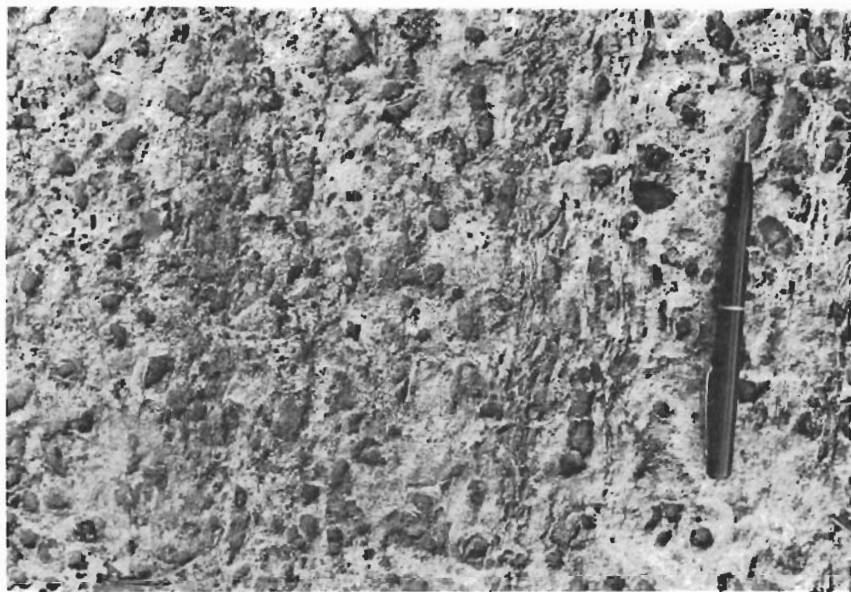


Fig. 36. Glimmerskiffer med spridda andalusitporfyroblaster. 750 m NO om Byggmästartorp (5e), Olaus Petri församling. Foto H. Wikman 1971.

Mica-schist with scattered porphyroblasts of andalusite. 750 m NE of Byggmästartorp (5e).

hardt (1943) tyder på en järnrik biotit. Förutom glimmer uppträder kvarts, fältspat och malm som väsentliga mineral. Malmen uppträder i form av pyrit (jfr Sundius 1923 samt Marmo och Mikkola 1951), som endast mera sällan förekommer som distinkta korn med kristallform utan oftast bildar mycket finfördelade, delvis amorfa korn. Som accessoriska mineral uppträder apatit, zirkon och turmalin.

Svartskiffern har förmodligen avsatts som ett lerrikt sediment under relativt lugna sedimentationsförhållanden. Att döma av det höga svavelkisinnehållet, har avsättningen eventuellt ägt rum i reducerande miljö.

GLIMMERSKIFFER

Större delen av glimmerskifferetagen npptas av grå glimmerskiffrar, som vanligen är andalusitförande. De bättre bevarade skiffrarna är oftast finsiktade, men vid kraftigare omkristallisation får vi en gradvis utplåning av skiktningen. Samtidigt uppträder andalusit, både i form av tillnärmat



Fig. 37. Sillimanit genomsätter omvandlad cordierit i glimmerskiffer. 200 m väster om Solberga (5e), Olaus Petri församling. 2 nic., 80 x. Foto H. Wikman 1972.
Sillimanite penetrating altered cordierite in mica-schist. 200 m W of Solberga (5e).

rektangulära porfyroblaster och som delvis sammanhängande, längre "andalusitskikt", vilka följer den ursprungliga skiktningen (fig. 35). Vanligen är dock den ursprungliga skiktningen i det närmaste helt utplänad, varvid andalusiter uppträder som spridda porfyroblaster (fig. 36). Dessa är oftast omkring 1 cm stora, men kan i vissa fall uppnå mått på 3 cm.

Som framgår av tab. 21, förekommer i de analyserade proven även cordierit, som dock till största delen är helt omvandlad. Makroskopiskt framträder cordieriten inte lika tydligt som andalusiten. I ett kraftigt förskiffrat prov taget i ett av serorogen granit omslutet glimmerskifferparti uppträder sillimanit istället för andalusit.

Texturerna i glimmerskifferna är ofta mycket ojämna, med poikilitiska partier eller porfyroblaster som genomväver en gnejsig – lepidoblas-

tisk grundmassa av xenoblastiska korn. Andalusit uppträder både som mera begränsade poikilitiska porfyroblaster och som vindlande, långa, poikilitiska stråk i grundmassan. Mineralet har grå interferensfärger samt en relativt markerad relief. Vidare har det en markerat rektangulär spaltning. Cordieriten, däremot, har betydligt lägre relief samt ljusare grå interferensfärger, vilket skiljer den från andalusiten. Mineralet är dock oftast helt omvandlat till gryniga aggregat, som till en del består av muskovit och klorit. Sillimanit uppträder som nålar eller kärvformiga knippen, vilka genomsår grundmassan. Även omvandlad cordierit genomsätts av sillimanit, varför mineralet torde vara sent bildat (fig. 37). Förmodligen har sillimanitbildningen samband med de serorogena granitintrusionerna.

Förutom kvarts, fältspat samt något malm uppträder även accessoriska mineral som apatit, zirkon, titanit, turmalin, rutil, prehnit och calcit. Samtliga accessoriska mineral uppträder dock i helt obetydliga mängder.

Av de kemiska analyserna av glimmerskifferar i tabell 22 framgår klart deras sedimentogena ursprung genom de höga halterna av Al_2O_3 . Vidare framträder den höga halten av K_2O jämfört med Na_2O , vilket tyder på att skiffermaterialet vid avsättningen varit både hårdvittrat och långtransporterat.

Underordnat uppträder inom glimmerskifferetagen lager eller partier av plagioklasrika, leptitiska, delvis massiva bergarter (delvis fältspatkvartsit) samt kraftigt epidot- eller zoisitförande, förmodligen ursprungligen kalkrika, metasediment. Analys av ett par fältspatrika bergarter återfinns i tab. 21 och 22. Både till utseende, textur och mineralinnehåll påminner dessa bergarter om en del skiktade leptiter inom den bandade leptitetagen.

Sammanfattning

Rinkaby-Väringenområdets suprakrustalkomplex har genom sin förhållandevis enkla struktur och genom sina välbevarade bergarter kunnat visas bestå av en lagerserie, som i stora drag överensstämmer med vedertagen suprakrustalstratigrafi inom den västra delen av Mellansveriges svekofenniska berggrund. Avvikelserna från stratigrafin inom Grythyttfältet (Sundius, 1923) är ganska små, om man ser till de stora litologiska dragen. Den undre suprakrustalavdelningen inom Rinkaby-Väringenområdet kan delas upp på en natronleptit- och en kalileptitetage, vilka överlagras av en urkalkstensetage, som avslutar avdelningen. Den övre avdel-

ningen börjar med en tuffitisk etage, som motsvarar Grythyttfältets gråvackor, varpå följer en glimmerskifferetage uppdelad på svarta och grå skiffrar. Litologin är således mycket likartad inom de båda områdena.

Rinkaby-Väringenområdet saknar dock i stort sett järnmalmer och dessutom ett flertal urkalkstenshorisonter inom den undre avdelningen. Även på ett så pass begränsat avstånd som mellan Grythyttfältet och Rinkaby-Glanshammarområdet är emellertid vissa skillnader i litologi att vänta. Avsättningen har nämligen sannolikt till största delen ägt rum på en landyta med lokala sedimentationsbäcken, och karakteristiskt är just att de väsentliga olikheterna rör sådana bergarter, som åtminstone delvis avsatts i form av sediment.

Som framgått ovan, utgör epiklastiska sediment ett markant inslag i den undre avdelningen och då främst inom natronleptitetagen. Som helhet torde dock den undre avdelningen domineras av på land avsatta, pyroklastiska bergarter. Redan vid övergången till urkalkstensetagen torde vi dock ha fått en insjunkning av landytan. Havet trängde härvid antagligen in från väster och söder. Detta antyds bl. a. av att det södra urkalkstensstråket är mäktigare än det norra. Vidare pekar den samtidiga avsättningen av gråvackor inom Grythyttfältet och asksediment (tuffer, tuffiter) inom Rinkabyområdet mot att landet höjde sig norrut. Resten av lagerserien avsattes sedan submarint i ett alltmer växande sedimentationsbäcken. Så småningom sammanveckades synklinalområdet och vi fick brantställda lager av suprakrustalbergarter. Dessa utsattes sedan i sin tur för ytterligare en veckningsfas, med ett mot det första trycket vinkelrätt riktat tryck, varvid vi erhöll den utformning av suprakrustalkomplexet, som nu kan studeras inom Rinkaby-Väringenområdet.

Litteratur

GFF = Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar
SGU = Sveriges geologiska undersökning.

- ANDERSSON, C. A., 1968: Metamorphosed Precambrian silicic volcanic rocks in Central Arizona. *Geol. Soc. Amer. Studies in volcanology*, Mem. 116, 9–44.
BAILEY, E. B., and Mc CALLIEN, W. J., 1937: The metamorphic rocks of northeast Antrim. *Trans. R. Soc. Edinb.* 58, 163–177.
BLOMBERG, A. och HOLM, G., 1902: Geologisk beskrifning öfver Nerike och Karlskoga bergslag samt Fellingsbro härad. SGU Ca 2.
BURCKHARDT, C. E., 1943: Zur Bestimmung der gesteinsbildenden Glimmer. *Schweizer. Mineralog. und Petrograph. Mitteilungen* 23, 467–474.
BÄCKSTRÖM, H., 1897: Vestanåfältet. SGU C 168.
GEIJER, P., 1963: The Precambrian of Sweden. In *the Precambrian*. Vol. 1. K. Rankama ed. Interscience.

- GEIJER, P. och MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. SGU Ca 35.
- GORBATSCHEV, R., 1969: A study of Svecofennian supracrustal rocks in central Sweden: lithological association, stratigraphy, and petrology in the northwestern part of the Mälaren-Hjälmaren basin. GFF 91, 478-535.
- GRABAU, A. W., 1913: Principles of stratigraphy. New York, A. G. Seiler and Co., 780-785.
- Beskrifning till kartbladet Örebro. SGU Aa 48.
- HEDSTRÖM, H., 1908: Om Sveriges naturliga byggnads- och ornamentstenar. SGU C 209.
- HJELMQVIST, S., 1937: Über Prehnit als Neubildung in Biotit-Chlorit. GFF 59, 234-236.
- HOPPE, G., 1962: Petrogenetisch auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. N. Jahrb. Miner. Abh. 98, 35-50.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1956 a: Beskrivning till kartbladet Uppsala. Berggrunden. SGU Aa 199.
- 1959: Beskrivning till kartbladet Eskilstuna. Berggrunden. SGU Aa 200.
 - 1960: On the development of gneisses and granites in the Eskilstuna region to the West of Stockholm. GFF 82, 1-27.
 - 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. SGU Ba 22.
 - 1971: Nyttosten i Sverige. Stockholm, Almqvist & Wiksell.
- MARMO, V., and MIKKOLA, A., 1951: On Sulphides of the Sulphide-bearing Schists of Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande 156.
- PETTIJOHN, F. J., 1957: Sedimentary rocks. New York. 2nd ed. Harper & Row.
- RAMSAY, J. G., 1956: Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. Quart. J. Geol. Soc. London. 113, 271-307.
- RITTMANN, A., 1952: Nomenclature of Volcanic Rocks. Bull. Volcanologique 12, 75-102.
- STÅLHÖS, G., 1968: Stockholmstraktens berggrund. SGU Ba 24.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. SGU C 312.
- TRÖGER, W. E., 1959: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale: Teil 1. Bestimmungstabellen. 3. Aufl. Stuttgart.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1882: Beskrifning till blad n:o 5 af Geologisk Öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag. Stockholm.

Analyser

Sifferkombinationer av typen 147275/658355 anger koordinater i rikets nät. (Se kartbladets marginal.)

TABELL 1. NATRONLEPTITETAGEN. PORFYRISKA NATRONLEPTITER
Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	59	61	83	86
Kvarts	39	30	25	38
Plagioklas	30	46	45	33
Kalifältspat	2	2	13	7
Muskovit	—	2	—	7
Biotit	28	—	5	4
Klorit	—	17	5	8
Epidot	—	2	4	—
Ortit	—	—	—	—
Apatit	1	0.5	0.2	—
Zirkon	0.1	0.4	0.1	0.2
Titanit	0.1	—	1	0.1
Prehnit	—	—	—	0.7
Malm	0.5	0.6	2	2
Mol-% An i plagioklas ..	5–10	12–15	15	5–8
Vanlig kornstorlek	0.1–0.2	0.05–0.3	0.05–0.3	0.03–0.3
Enstaka korn	0.4	—	—	—
Strökorn	0.5–1.5	1.0–3.0	~1.0	0.5–2.0

59. Grå, strökornsrik leptit. 1400 m SSV om Halvarboda, 147375/658355.

61. Grå, strökornsfattig leptit. 1000 m VSV om Halvarboda, 147310/658445.

83. Rödgrå, strökornsrik leptit. 850 m söder om Halvarboda, 147410/658410.

86. Grå, strökornsrik leptit (jfr tab. 2, nr 86). 650 m SSO om Halvarboda, 147435/658435.

Provnummer	95 matrix	95 fragment	97	292	302
Kvarts	37	31	27	37	38
Plagioklas	46	44	40	41	32
Kalifältspat	—	—	19	+	2
Muskovit	0.8	+	+	—	7
Biotit	2	10	7	20	20
Klorit	12	14	2	+	—
Epidot	1	—	0.3	0.2	—
Ortit	—	—	—	—	—
Apatit	0.8	0.7	1	1	+
Zirkon	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3
Titanit	—	—	0.2	+	0.2
Prehnit	—	—	—	—	—
Malm	0.2	0.3	3	0.5	0.3
Mol-% An i plagioklas	15	8–10	8	10	5–10
Vanlig kornstorlek	0.05–0.3	0.05–0.1	0.05–0.2	0.05–0.15	0.05–0.3
Enstaka korn			0.3	0.4	
Strökorn	1.0–2.0	0.5	0.5–2.0	0.5–1.5	0.5–2.0

95. Grå, strökörsfattig, fragmentförande leprtit. 500 m SSV om Halvarboda, 147390/658440.

97. Rödgrå, strökörsrik leprtit. 750 m NNO om höjdsifferpunkt 75.2, 147245/658460.

292. Grå, strökörsrik leprtit. 1300 m NNV om Balsna, 147445/658350.

302. Grå, strökörsfattig leprtit. 775 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147260/658325.

Provnummer	306 fragment	312	314	380 matrix	380 fragment
Kvarts	44	40	39	32	33
Plagioklas	41	32	40	44	52
Kalifältspat	—	2	10	—	—
Muskovit	2	2	7	2	2
Biotit	12	23	3	21	13
Klorit	—	—	1	—	—
Epidot	—	—	—	—	—
Ortit	—	—	—	—	—
Apatit	+	0.6	—	0.5	0.1
Zirkon	0.3	0.1	+	0.1	0.2
Titanit	0.2	+	0.2	—	—
Prehnit	—	—	—	—	—
Malm	0.4	0.6	0.4	0.4	+
Mol-% An i Plagioklas	10–15	10–13	12	10–12	8–10
Vanlig kornstorlek	0.05–0.2	0.05–0.3	0.05–0.1	0.05–0.2	0.05–0.1
Enstaka korn	—	—	—	—	—
Strörkorn	1.0	0.5–1.0	0.5–4.0	0.5–2.0	1.0

306. Fragment av grå, strörkornsfattig leptonit. 550 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147260/658340.

312. Grå, strörkornsfattig leptonit. 150 m väster om Skogalund, 147215/658385.

314. Ljust gråbrun, strörkornsrik leptonit. 600 m SO om N Listre, 147145/658395.

380. Grå, strörkornsrik, fragmentförande leptonit. 1250 m SSV om Halvarboda, 147340/658385.

TABELL 2. NATRONLEPTITETAGEN. PORFYRISKA NATRONLEPTITER
Kemiska analyser i vikts-% (– betyder ej bestämd).

Analysnummer	62	86	398	429
SiO ₂	68.0	68.6	67.3	71.6
TiO ₂	0.61	0.46	0.55	0.46
Al ₂ O ₃	13.9	14.0	15.7	14.3
Fe ₂ O ₃	1.0	1.6	0.9	1.0
FeO	4.6	3.4	4.2	4.5
MnO	0.06	0.21	0.06	0.05
MgO	2.5	2.0	2.6	1.9
CaO	1.3	0.3	0.4	0.6
Na ₂ O	4.2	3.3	3.1	2.4
K ₂ O	2.5	2.8	4.5	1.6
H ₂ O > 105°	0.8	3.3	2.0	2.6
H ₂ O < 105°	0.2	–	–	–
P ₂ O ₅	0.10	–	–	–
CO ₂	0.01	–	–	–
S	<0.01	–	–	–
BaO	0.08	0.01	0.10	0.06
Summa	99.87	99.98	101.41	101.07

62. Grå, strökornsrik leptit. 650 m NO om höjdsifferpunkt 75.2, 147290/658520.

86. Grå, strökornsrik leptit. 650 m SSO om Halvarboda, 147435/658435.

398. Grå, strökornsrik leptit. 750 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147260/658320.

429. Grå, strökornsrik leptit. 850 m OSO om Halvarboda, 147480/658465.

Analysnummer	430	434	446	447
SiO ₂	66.0	67.0	66.9	70.1
TiO ₂	0.64	0.61	0.63	0.53
Al ₂ O ₃	15.3	16.5	15.2	14.9
Fe ₂ O ₃	5.3	0.8	1.1	1.3
FeO	1.1	3.6	4.8	3.8
MnO	0.06	0.08	0.06	0.08
MgO	3.3	1.4	3.2	1.5
CaO	2.0	2.4	0.5	1.6
Na ₂ O	3.0	4.1	2.9	4.0
K ₂ O	2.0	1.8	3.4	3.2
H ₂ O > 105°	2.8	1.1	1.8	1.2
H ₂ O < 105°	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—
S	—	—	—	—
BaO	0.03	0.07	0.08	0.10
Summa	101.53	99.46	100.57	102.31

430. Grå, strökornsrik leptit. 850 m SO om Halvarboda, 147445/658440.

434. Grå, strökornsfattig leptit. 1050 m SV om Halvarboda, 147335/658415.

446. Grå, strökornsrik leptit. 1350 m NNV om Balsna, 147440/658360.

447. Grå, strökornsrik leptit. 1350 m NNV om Balsna, 147440/658360.

TABELL 3. NATRONLEPTITETAGEN. GLIMMERRIKA NATRONLEPTITER
(DELVIS GLIMMERSKIFFER)

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	54 undre delen	84	306 matrix	382
Kvarts	25	28	37	37
Plagioklas	31	32	13	26
Kalifältspat	—	2	—	—
Muskovit	16	20	3	14
Biotit	28	—	39	23
Klorit	+	15	—	—
Cordierit	—	+	0.1	—
Andalusit	—	+	6	—
Sillimanit	—	—	0.2	—
Apatit	0.1	+	0.5	+
Zirkon	0.1	0.3	0.1	0.2
Titanit	—	0.1	0.1	—
Flusspat	—	0.1	—	—
Serpentin	—	0.5	—	—
Malm	+	2	1	0.2
Mol-% An i plagioklas ..	7–13	~5	10–12	8
Vanlig kornstorlek	0.05–0.2	0.05–0.2	0.05–1.0	0.08–0.2
Enstaka korn	0.4	0.5	—	—
Strökorn	~1.0	0.5–2.0	~2.0	2.0

54. Mörkgrå, glimmerrik, strökorfsfattig leptit (eg. glimmerskiffer) i kontakt med glimmerkvartsit (nr 54, övre delen, tab. 5). 750 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147260/658320.
84. Grå, strökorfsfattig, fragmentförande leptit. 700 m söder om Halvarboda, 147405/658425.
306. Mörkgrå glimmerskiffer med natronleptitfragment. 550 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147260/658340.
382. Grå, glimmerrik, strökorfsfattig leptit (eg. glimmerskiffer). 400 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147250/658350.

TABELL 4. NATRONLEPTITETAGEN. GLIMMERSKIFFER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	378	379
Kvarts	35	29
Plagioklas	10	4
Kalifältspat	+	—
Muskovit	5	8
Biotit	27	15
Klorit	6	6
Cordierit	16	36
Andalusit	—	+
Sillimanit	—	0.5
Hornblände	—	+
Apatit	0.1	0.5
Zirkon	0.3	0.2
Titanit	+	—
Malm	0.6	1
Mol-% An i plagioklas	5	6–8
Vanlig kornstorlek	0.05–1.0	0.05–1.0
Enstaka korn	3.0	3.0

378. Grå, fragmentförande cordieritglimmerskiffer. 1050 m SSV om Halvarboda, 147340/658400.

379. Gra cordieritglimmerskiffer. 1250 m SSV om Halvarboda, 147340/658385.

TABELL 5. NATRONLEPTITETAGEN. GLIMMER- OCH
PLAGIOKLASKVARTSITER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol.-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	54 ö.delen	301	298	328	104	103
Kvarts	62	67	86	64	49	69
Plagioklas	4	5	+	22	15	11
Kalifältspat	0.6	1	0.8	—	13	13
Muskovit	10	7	9	5	14	2
Biotit	23	20	3	0.5	3	3
Klorit	—	—	0.2	7	5	0.9
Apatit	—	—	+	—	+	0.1
Zirkon	0.1	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4
Titanit	—	—	—	+	—	—
Malm	0.4	+	1	0.8	1	0.5
Mol-% An i plagioklas	~10	~10	10	5–8	10–12	10–13
Vanlig korn- storlek	0.1		0.1–3.0	0.05–0.4		
Enstaka korn ..	0.3	0.05–0.2	~5.0	0.7	0.05–0.2	0.05–1.0

54. Grå glimmerkvartsit i kontakt med glimmerrik natronleptit (jfr tab. 3, nr 54). 750 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147260/658320.
301. Grå glimmerkvartsit (samma horisont som nr 54). 750 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147265/658315.
298. Ljusgrå kvartsit. 800 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147265/658315.
328. Ljusgrå plagioklaskvartsit. 300 m ONO om N. Listre, 147125/658450.
104. Grå fältspatkvartsit. 700 m NNO om höjdsifferpunkt 75.2, 147205/658455.
103. Ljusgrå kvartsit (jfr tab. 6, nr 103). 700 m NNO om höjdsifferpunkt 75.2, 147205/658455.

TABELL 6. NATRONLEPTITETAGEN. KVARTSIT

Kemisk analys i vikts-%.

103. Ljusgrå kvartsit. 700 m NNO om höjdsifferpunkt 75.2, 147205/658455.

SiO ₂	89.6
TiO ₂	0.06
Al ₂ O ₃	5.2
Fe ₂ O ₃	0.0
FeO	0.6
MnO	0.01
MgO	0.3
CaO	0.1
Na ₂ O	0.9
K ₂ O	2.5
H ₂ O > 105°	0.01
H ₂ O < 105°	0.2
P ₂ O ₅	0.01
CO ₂	0.01
S	0.01
BaO	0.08
	<u>99.59</u>

TABELL 7. NATRONLEPTITETAGEN. KONGLOMERAT

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	58 Matrix	58 Boll	64 Matrix	64 Boll
Kvarts	31	43	53	72
Plagioklas	29	41	9	14
Kalifältspat	2	2	4	2
Muskovit	—	0.5	16	5
Biotit	37	13	18	7
Apatit	—	±	0.1	—
Zirkon	0.7	0.2	0.2	+
Malm	+	0.2	±	±
Mol-% An i plagioklas . .	~10	10–15	7–10	10–12
Vanlig kornstorlek	0.08–0.15	0.05–0.1	0.1–0.4	0.1–0.2
Enstaka korn	0.3			

58. Konglomerat med ljusa linsformade bollar. 700 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147270/658330.

64. Konglomerat med ljusa linsformade bollar. 350 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147235/658350.

TABELL 8. NATRONLEPTITETAGEN. BASISKA METAVULKANITER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	57	102	289	290
Kvarts	15	14	21	16
Plagioklas	28	41	34	23
Mikrolin (pemitisk)	2	—	—	—
Muskovit	—	+	+	—
Biotit	31	6	23	+
Klorit	—	—	7	2
Epidot	—	—	—	0.2
Hornblände	20	19	10	51
Cummingtonit	—	9	—	—
Granat	1	—	—	—
Apatit	1	6	3	3
Zirkon	—	0.3	—	0.3
Titanit	—	—	0.3	—
Kalcit	0.3	—	—	—
Malm	1	5	2	5
Mol-% An i plagioklas ..	~30	25	20	~25
Vanlig kornstorlek	0.04–0.15	0.05–0.2	0.05–0.3	0.05–0.5
Enstaka korn		0.5	0.5	
Strökorn	~0.5		~0.5	

57. Mörkgrå, granatamfibolit (jfr tab. 9, nr 57). 1600 m OSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147350/658340.

102. Gröngrå metadacit (jfr tab. 9, nr 102). 700 m NNO om höjdsifferpunkt 75.2, 147205/658455.

289. Mörkt gröngrå metadacit. 1350 m NNV om Balsna, 147445/658360.

290. Mörkt gröngrå amfibolit. 1350 m NNV om Balsna, 147445/658355.

TABELL 9. NATRONLEPTITETAGEN, BASISKA METAVULKANITER

Kemiska analyser i vikts-%.

Analysnummer	57	102
SiO ₂	57.7	59.0
TiO ₂	1.3	1.4
Al ₂ O ₃	15.1	13.8
Fe ₂ O ₃	2.8	3.5
FeO	10.4	9.7
MnO	0.27	0.25
MgO	2.4	2.9
CaO	4.9	4.1
Na ₂ O	2.3	3.6
K ₂ O	1.8	0.9
H ₂ O > 105°	0.6	0.6
BaO	0.05	0.04
Summa	99.62	99.79

57. Mörkgrå granatanfibolit. 1600 m OSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147350/658340.
 102. Gröngrå metadacit. 700 m NNO om höjdsifferpunkt 75.2, 147205/658455.

TABELL 10. KALILEPTITETAGEN. PORFYRISKA KALILEPTITER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	4	33	34	39	50
Kvarts	26	26	29	38	31
Plagioklas	1	2	1	6	6
Kalifältspat	40	43	43	31	34
Muskovit	19	5	7	15	2
Biotit	6	11	6	6	13
Klorit	+	+	+	+	-
Sillimanit	-	-	-	-	-
Epidot	7	12	12	+	8
Ortit	-	+	-	-	-
Hornblände	-	+	1	-	0.5
Granat	-	-	0.2	-	-
Apatit	+	+	+	+	1
Zirkon	+	+	+	+	0.3
Titanit	-	0.7	1	+	2
Turmalin	0.7	-	0.1	-	-
Prehnit	-	-	-	-	-
Kalcit	+	-	-	-	-
Malm	+	+	+	4	2
Mol-% An i plagioklas	~5	5	0-5	5-10	5
Vanlig kornstorlek	0.05-0.1	0.04-0.1	0.05-0.1	0.05-0.1	0.05-0.2
Enstaka korn	0.2	0.3	0.5	0.5	-
Strökorn	2.0-3.0	1.0-3.0	1.0-3.0	1.0-4.0	1.0-3.0

4. Ljusgrå, strökornsrik lepton (jfr tab. 11, nr 4). 500 m SV om Skogalund, 147345/658160.
33. Ljust gråbrun, strökornsrik lepton. 500 m NNO om Haga, 147395/658160.
34. Ljust rödgrå, strökornsrik lepton. 500 m NNO om Haga, 147405/658160.
39. Rödbrun, strökornsrik lepton. 600 m NNO om Skogalund, 147390/658265.
50. Grå, strökornsfattig lepton. 600 m VSV om Skogalund, 147315/658195.

Provnummer	53	204	219	383	147	363
Kvarts	54	41	36	48	26	41
Plagioklas	5	3	6	+	3	+
Kalifältspat	18	45	47	23	54	40
Muskovit	13	4	3	25	4	7
Biotit	7	3	—	3	5	5
Klorit	—	3	—	—	7	4
Sillimanit	—	—	—	—	—	—
Epidot	+	0.3	—	0.1	0.7	0.7
Ortit	—	—	—	—	—	—
Hornblände	—	—	—	—	—	—
Granat	—	—	—	—	—	—
Apatit	0.9	—	+	0.1	+	0.2
Zirkon	0.2	0.2	+	0.2	+	0.1
Titanit	+	—	—	—	+	—
Turmalin	+	—	—	—	0.6	0.1
Prehnit	—	—	—	—	—	—
Kalcit	—	—	—	—	—	—
Malm	2	0.5	8	0.6	0.2	2
Mol-% An i plagioklas	5	10	5–7	—	3–5	5
Vanlig kornstorlek	0.04–0.1	0.05–0.3	0.05–0.1	0.03–0.1	0.03–0.1	0.03–0.1
Enstaka korn	0.3	—	—	0.3	1.0	0.5
Strökorn	1.0–2.0	0.5–2.0	~1.0	1.0–3.0	1.0–2.0	1.0–2.0

53. Ljusgrå, strökornsrik leptit. 1200 m NV om Skogalund, 147280/658280.
204. Gräröd, strökornsfattig leptit med kvarts-sillimanitfläckar. 250 m SV om Hästhällstorp, 146845/658230.
219. Rödbrun, strökornsfattig leptit. 300 m OSO om Kullstorp, 147015/658135.
383. Ljust gräröd, mycket strökornsrik leptit. 1200 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147280/658280.
147. Rödgrå, mycket strökornsrik leptit. 300 m SV om Gudmundstorp, 147080/657700.
363. Ljust gräröd, strökornsrik leptit. 400 m söder om Gudmundstorp, 147110/657670.

TABELL 11. KALILEPTITETAGEN. PORFYRISKA KALILEPTITER
Kemiska analyser i vikts-%.

Analysnummer	4	39	280	399
SiO ₂	69.7	74.3	74.2	76.7
TiO ₂	0.25	0.16	0.19	0.13
Al ₂ O ₃	15.2	12.5	13.2	11.6
Fe ₂ O ₃	0.5	1.9	1.5	1.1
FeO	1.4	0.9	0.5	0.6
MnO	0.06	0.04	0.29	0.01
MgO	1.6	0.82	0.43	0.52
CaO	1.4	0.2	0.1	0.10
Na ₂ O	0.3	0.4	0.2	1.1
K ₂ O	8.2	6.1	8.1	6.6
H ₂ O > 105°	1.0	2.0	0.7	1.0
BaO	0.11	0.10	0.16	0.09
Summa	99.72	99.42	99.57	99.55

4. Ljusgrå, strökornsrik leptit. 500 m SV om Skogalund, 147345/658160.

39. Rödbrun, strökornsrik leptit. 600 m NNO om Skogalund, 147390/658265.

280. Röd, strökornsrik leptit. 850 m ONO om Kullstorp, 147080/658180.

399. Grå, strökornsrik leptit. 1200 m SSO om höjdsifferpunkt 75.2, 147280/658280.

TABELL 12. KALILEPTITETAGEN. INTERMEDIÄRA OCH NATRONDOMINANTA LEPTITER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	69	73	317	319
Kvarts	42	44	29	47
Plagioklas	21	17	43	41
Kalifältspat	27	27	2	0.5
Muskovit	2	1	4	2
Biotit	0.4	10	18	—
Klorit	7	—	0.3	4
Sillimanit	+	—	—	—
Epidot	+	+	—	2
Apatit	—	0.1	2	0.5
Zirkon	+	0.5	0.1	0.3
Titanit	—	—	0.2	0.4
Turmalin	+	—	—	—
Prehnit	+	—	—	—
Malm	0.5	0.2	1	2
Mol-% An i plagioklas ..	8–10	10	8–10	5–8
Vanlig kornstorlek	0.1–1.0	0.05–0.2	0.05–0.5	0.1–0.6
Enstaka korn		0.5	1.0	3.0
Strökorn	~3.0	1.0–4.0		

69. Ljusgrå, kraftigt förskiffrad, strökornsrik leptit. 500 m NNO om S. Listre, 147090/658365.

73. Ljusgrå, strökornsfattig leptit. 200 m söder om S. Listre, 147085/658290.

317. Mörkgrå natronleptit. 850 m norr om Kullstorp, 147010/658235.

319. Ljusgrå natronleptit. 900 m NNO om Kullstorp, 147025/658240.

TABELL 13. KALILEPTITETAGEN. INTERMEDIÄR LEPTIT

Kemisk analys i vikts-%.

69. Ljusgrå, kraftigt förskiffrad, strökorfsfattig leprtit. 500 m NNO om S. Listre, 147090/658365.

SiO ₂	78.1
TiO ₂	0.12
Al ₂ O ₃	11.0
Fe ₂ O ₃	0.7
FeO	1.9
MnO	0.04
MgO	1.4
CaO	0.3
Na ₂ O	3.2
K ₂ O	2.3
H ₂ O > 105°	1.3
BaO	0.05
	100.41

TABELL 14. KALILEPTITETAGEN. BASISKA METAVULKANITER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	72	75
Kvarts	15	10
Plagioklas	41	25
Kalifältspat	.5	—
Biotit	—	1
Hornblände	33	55
Granat	2	—
Apatit	0.5	3
Zirkon	—	0.1
Malm	4	6
Mol-% An i plagioklas	~35	~40
Vanlig kornstorlek	0.1–1.0	0.1–0.5
Enstaka korn	3.0	

72. Amphibolit (jfr tab. 15, nr 72). S. Listre 147080/658320.

75. Amphibolit. 300 m SSV om S. Listre, 147060/658290.

TABELL 15. KALILEPTITETAGEN. BASISK METAVULKANIT

Kemisk analys i vikts-%.

72. Amphibolit. S. Listre, 147080/658320.

SiO ₂	56.3
TiO ₂	2.0
Al ₂ O ₃	14.0
Fe ₂ O ₃	2.6
FeO	13.4
MnO	0.20
MgO	4.9
CaO	3.8
Na ₂ O	3.6
K ₂ O	0.1
H ₂ O > 105°	0.6
BaO	0.01
	101.51

TABELL 16. URKALKSTENSETAGEN. LEPTIT OCH GLIMMERSKIFFER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol.-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	43	44	217	220	370
Kvarts	4	2	21	44	38
Mikroklin	27	44	29	9	13
Plagioklas	1	7	1	0.9	25
Muskovit	—	—	8	22	8
Biotit	57	26	25	23	15
Epidot	2	11	10	—	0.3
Hornblände	5	—	—	—	—
Apatit	—	—	0.1	0.4	—
Zirkon	—	—	—	0.1	0.3
Titanit	2	2	1	—	0.1
Turnalin	—	—	—	0.9	+
Malm	2	8	5	—	0.2
Mol.-% An i plagioklas	—	35	—	10	10–15
Vanlig kornstorlek	0.04–0.1	0.04–0.1	0.05–0.5	0.05–0.2	0.03–0.3
Enstaka korn	1.0	0.3		0.4	
Strökorn	~5.0	~0.5			

43. Mörkgrå, hornbländeförande hybridleptit. 600 m SSV om Balsna, 147475/658180.

44. Gröngrå skarnbandad hybridleptit. 650 m söder om Balsna, 147495/658170.

217. Grå, skarnig leptit. 250 m OSO om Kullstorp, 147020/658145.

220. Grå glimmerskiffer. 300 m OSO om Kullstorp, 147015/658135.

370. Leptitlager i urkalksten. 600 m NO om Mantorp, 147180/658115.

TABELL 17. BANDADE ETAGEN. NATRONLEPTITER

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i μm .

Provnummer	2	7	9	26	29
Kvarts	45	43	38	49	48
Mikroklin (ngt pertit)	2	9	9	3	4
Plagioklas	45	42	41	31	36
Muskovit	3	0.3	+	0.4	10
Biotit	0.6	0.1	—	15	0.1
Klorit	2	5	3	+	1
Epidot	+	+	2	—	—
Apatit	+	+	0.6	0.6	+
Zirkon	0.2	+	+	+	+
Titanit	—	—	+	—	—
Turmalin	—	—	—	1	—
Flusspat	—	—	—	—	+
Malm	2	1	6	—	1
Mol-% An i plagioklas	5–10	10	0–5	10	~10
Vanlig kornstorlek	0.02–0.04	0.1–0.2	0.1–0.5	0.03–0.1	0.08–0.1
Enstaka korn	0.08				

2. Ljusgrå, homogen, glimmerfattig leptonit (jfr tab. 20, nr 2). 300 väster om Norrberga, 147460/658090.
7. Ljusgrå, glest bandad, glimmerfattig leptonit (jfr tab. 20, nr 7). 100 m NV om Hällby, 146815/658150.
9. Grå, bandad, kisleförande leptonit. 400 m VNV om Hällby, 146785/658150.
26. Grå, bandad leptonit. Röne, 147450/658045.
29. Grå, glest bandad leptonit. 500 m NO om Ramstena, 147355/658030.

TABELL 18. BANDADE ETAGEN. INTERMEDIÄRA LEPTITER
(DELVIS GLIMMERSKIFFER)

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	1	10	14	23	224
Kvarts	36	47	34	41	32
Mikroklin (pertitisk)	15	14	22	12	14
Plagioklas	33	20	24	25	31
Muskovit	—	7	—	3	0.2
Biotit	15	0.9	19	17	19
Klorit	+	8	—	—	0.7
Epidot	+	—	+	—	—
Hornblände	—	—	—	—	1
Granat	—	—	0.1	0.9	—
Apatit	0.6	+	0.1	0.1	0.5
Zirkon	+	+	+	—	—
Titanit	—	+	—	—	0.5
Turmalin	+	—	—	—	—
Prehnit	—	—	—	—	—
Kalcit	—	—	0.9	1	0.5
Malm	0.6	3	—	—	0.1
Mol-% An i plagioklas	2–5	10	0–5	10	10–12
Vanlig kornstorlek	0.01–0.05	0.1	0.1	0.04–0.1	0.04–0.2
Enstaka korn	0.07	0.3	—	0.2	—

1. Mörkt grå, tätbandad leplit (jfr tab. 20, nr 1). 100 m NO om Norrberga, 147500/658100.

10. Grå, tätbandad leplit. 350 m öster om Västsätter, 146910/658035.

14. Grå, tätbandad leplit. 1250 m NV om Götavi, 147055/658040.

23. Grå, bandad leplit, granatförande. 700 m öster om Ramstena, 147385/657990.

224. Grå, tätbandad leplit. 750 m ONO om Västsätter, 146950/658045.

(Tabellen fortsätter på nästa sida.)

TABELL 18. Fortsättning.

Provnummer	17	25	266	Bh 3	22	222
Kvarts	43	31	25	38	27	42
Mikroklin (pertitisk)	8	12	32	22	5	—
Plagioklas	14	15	22	13	16	13
Muskovit	8	0.4	5	11	—	24
Biotit	24	40	15	15	29	12
Klorit	2	—	—	+	—	—
Epidot	—	+	+	+	+	4
Hornblände	—	—	—	—	—	—
Granat	0.4	—	—	—	10	3
Apatit	0.1	0.6	+	0.3	+	—
Zirkon	+	+	0.2	+	0.3	+
Titanit	—	—	+	—	—	—
Turmalin	—	0.3	—	—	—	—
Prehnit	—	—	—	—	—	0.7
Kalcit	—	—	—	—	—	1
Malm	0.6	0.4	0.3	0.7	12	—
Mol-% An i plagioklas	10–15	5	5–10	10	~10	10
Vanlig kornstorlek Enstaka korn	~0.1	0.02–0.08 0.2	0.05–0.2	0.05 5.0	0.05–0.1 0.2	0.05–0.2 0.3

17. Grå, delvis tätbandad lepton, i kontakt med pegmatit. 300 m NV om Mantorp, 147120/658075.

25. Grå, bandade lepton. 700 m VNV om Röne, 147380/658045.

226. Grå, glest bandad lepton. 300 m NV om Ramstena, 147285/658010.

Bh 3. Ljusgrå, tätbandad, svagt fläckig lepton. 500 m NNV om Ramstena.

22. Mörkgrå, tätbandad lepton. 600 m SO om Larstorp, 147275/657940.

222. Grönaktigt grå, bandad lepton. 500 m söder om Kullstorp. 146995/658100.

TABELL 19. BANDADE ETAGEN. METADACIT

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	6	18	227	268
Kvarts	9	3	14	21
Mikroklin	4	—	2	3
Plagioklas	54	54	52	48
Muskovit	—	—	+	0.2
Biotit	20	19	18	—
Klorit	—	—	3	0.2
Sillimanit	0.3	—	—	—
Epidot	4	—	0.3	—
Hornblände	—	21	9	25
Cummingtonit	7	—	—	—
Granat	—	0.5	—	—
Apatit	0.9	0.3	0.7	0.9
Zirkon	—	—	—	0.5
Malm	1	2	0.5	0.9
Mol-% An i plagioklas ..	~15	25–30	20	~25
Vanlig kornstorlek	0.1–0.2	0.1–0.2	0.1–0.2	0.05–0.2
Enstaka korn	0.4	—	—	1.0

6. Gröngrå, bandad metadacit (jfr tab. 20, nr 6). 750 m SSV om Kullstorp, 146970. 658085.

18. Grå metadacit. 150 m VSV om Götavi, 147135/657950.

227. Grönaktigt grå metadacit. 400 m ONO om Hässleby, 146825/658120.

268. Grå, glimmerfattig metadacit. 800 m NV om Götavi, 147070/657975.

TABELL 20. BANDADE ETAGEN

Kemiska analyser i vikts-% (– betyder ej bestämd).

Analysnummer	2	7	445	1	442	6
SiO ₂	75.6	77.5	75.0	65.8	66.7	67.4
TiO ₂	0.19	0.15	0.20	0.55	0.59	0.49
Al ₂ O ₃	12.8	12.3	13.9	15.0	15.6	15.2
Fe ₂ O ₃	0.3	0	0.1	0.6	0.4	0.1
FeO	0.7	1.0	2.1	3.4	3.9	3.9
MnO	0.02	0.03	0.04	0.10	0.05	0.06
MgO	0.41	0.4	0.79	1.4	2.2	2.1
CaO	0.5	0.5	1.5	1.0	2.5	4.1
Na ₂ O	6.0	4.9	5.7	3.1	1.6	3.0
K ₂ O	0.4	2.4	0.7	6.1	5.0	1.8
H ₂ O > 105°	2.3	0.2	0.5	1.9	1.2	1.3
H ₂ O < 105°	–	0.2	–	–	–	0.3
P ₂ O ₅	–	0.01	–	–	–	0.10
CO ₂	0.01	0.01	–	–	–	0.07
S	–	0.01	–	–	–	0.04
BaO	0.06	0.04	0.02	0.21	0.19	0.10
Summa	99.29	99.65	100.55	99.16	99.93	100.06

2. Ljusgrå, homogen, glimmerfattig leptit. 300 m väster om Norrberga, 147460/658090.

7. Ljusgrå, homogen, glimmerfattig leptit. 100 m NV om Hällby, 146815/658150.

445. Grå, bandad leptit. 350 m NV om Ramstena, 147275/658010.

1. Mörkt grå, tätbandad leptit. 100 m NO om Norrberga, 147500/658100.

442. Grå, bandad leptit. 700 m NNV om Ramstena, 147280/658060.

6. Gröngrå, bandad metadacit. 750 m SSV om Kullstorp, 146970/658085.

TABELL 21. GLIMMERSKIFFERETAGEN

Mineralsammansättning i vol.-% enligt point-countanalys, mol-% An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Provnummer	11	146	265	156	377	157
Kvarts	27	15	29	28	38	22
Mikroklin (pertitisk)	25	14	0.7	23	6	9
Plagioklas	9	13	23	30	40	7
Muskovit	1	27	12	—	4	—
Biotit	18	20	17	13	6	48
Klorit	5	—	8	1	3	—
Cordierit	1	0.2	0.1	—	—	—
Andalusit	11	9	+	—	—	—
Sillimanit	2	1	8	—	—	—
Apatit	—	+	0.2	0.3	+	0.3
Zirkon	+	+	0.4	+	0.2	+
Titanit	+	—	—	—	0.2	—
Turmalin	—	+	—	0.1	—	+
Rutil	—	+	—	—	—	—
Serpentin	+	—	1	0.1	—	—
Kalcit	—	0.1	—	4	—	—
Malm	0.7	1	1	0.6	2	13
Mol-% An i plagioklas	15	15	10–12	20	10	~20
Vanlig kornstorlek	0.1–0.5	0.2	0.2–0.4	0.1–0.2	0.05–0.1	0.02–0.04
Enstaka korn	5.0–10.0	5.0	3.0	1.0	0.5	0.1

11. Andalusitglimmerskiffer. 1500 m VSV om Götravi, 147000/657930.

146. Andalusitglimmerskiffer (jfr tab. 22, nr 146). 850 m öster om Skogalund, 146905/657805.

265. Sillimanitglimmerskiffer. 200 m väster om Solberga, 147225/657735.

156. Grå, bandad leptit (jfr tab. 22, nr 156). 700 m väster om Mäjsta, 147265/657815.

377. Grå leptit. 125 m söder om Eriksberg, 147535/657935.

157. Svartskiffer. 500 m OSO om Mäjsta, 147385/657805.

TABELL 22. GLIMMERSKIFFERETAGEN

Kemiska analyser i vikts-%.

Analysnummer	146	437	156	440
SiO ₂	59.0	56.5	59.7	60.9
TiO ₂	0.73	0.79	0.70	0.34
Al ₂ O ₃	20.4	25.3	16.1	9.6
Fe ₂ O ₃	1.1	1.3	1.1	3.0
FeO	6.8	7.6	5.0	18.1
MnO	0.08	0.07	0.15	0.11
MgO	3.1	2.9	2.5	3.8
CaO	0.06	0.45	4.7	2.4
Na ₂ O	1.2	1.2	3.9	0.1
K ₂ O	4.0	3.9	2.9	0.9
H ₂ O > 105°	2.5	2.7	2.6	1.9
BaO	0.08	0.10	0.11	0.06
Summa	99.05	102.81	99.46	101.21

146. Andalusitglimmerskiffer. 850 m öster om Skogalund, 146905/657805.

437. Andalusitglimmerskiffer. 300 m NNO om Byggmästartorp. 147060/657775.

156. Grå bandad leptit. 700 m väster om Mäjsa, 147265/657815.

440. Svartskiffer. Sjägesta, 147225/657860.

De gnejs- och granitdominerade delarna av kartbladet Örebro NV

AV

PER H. LUNDEGÅRDH

Inledning

I separata delar av beskrivningen till berggrundskartan Örebro NV har redan behandlats de vulkaniter och sedimentära bergarter, som undergått metamorfos av måttlig styrka. Dessa bergarter är koncentrerade till Pershytte malmtrakt i nordväst och veckomböjningen söder om sjön Väringen i öster till sydöst.

Nedan skall skildras övriga delar av kartbladets berggrund. Största utbredningen har här gnejser och yngre granit, medan gnejsgranit intar en undanskymd ställning utom i kartbladets nordöstra hörn, där bergarten dominerar. Det skall dock betonas, att gnejsomvandlingen av berggrunden i trakten mellan Garphyttan (5a), Bocksboda (7a) och Hålahult (8c) varit så stark, att vissa mindre gnejsgranitpartier kan ha blivit införlivade med den på kartan gulfärgade leptitådergnejsen och leptitmigmatiten.

Gnejserna har bildats genom metamorfos av vulkaniska och sedimentära bergarter anlagda i tidigt svekofennisk eller presvekofennisk tid¹. De finkornigaste leden har urskilts som leptiter och leptitgnejser (i huvudsak metavulkaniter) samt grå gnejser, delvis tvåglimmergnejs (väsentligen metasediment).

Huvudparten av gnejserna har omvandlats starkt i serorogent svekofennisk tid, dels till ådergnejser, där ursprungsbergarterna (paleosomen) överväger i förhållande till det nybildade, granitiska eller pegmatitiska materialet (metatekten), dels till migmatiter, där det nybildade materialet överväger. I ådergnejserna uppträder metatekten mestadels som ådror längs gnejsighetsplanen, medan den i migmatiterna mera oregelbundet genomväver och upplöser paleosomen. Ådergnejsomvandling eller migmatitisering av gnejsgranit förekommer i nämnvärd omfattning endast i kartbladets norra mellersta del, öster om Fingerboda och söder om Lysfalla (9 c–d).

Ursprunget av de ådrade och i ännu högre grad de migmatitomvandlade gnejserna är ofta höljt i dunkel. Färgsättningen på den geologiska

¹ En allmän orientering om urberget och dess utvecklingsfaser lämnas av Per H. Lundegårdh i boken *Berg och jord i Sverige*, tredje uppl., Stockholm 1970.

kartan har i stor utsträckning fått ske med utgångspunkt från förhållandena i bättre bevarade delar av gnejsen. Man får följaktligen räkna med att sedimentära bergarter inryms i de med gult betecknade områdena och att vulkaniska bildningar i vissa fall fått blå färg. Bergarter stammande från omlagrad vulkaniska (tuffiter) har vanligen införlivats med övriga sedimentbergarter.

Inom de delar av kartbladet, som behandlas i detta avsnitt, uppträder kornig urkalksten (marmor) rikligt vid och öster om sjön Lången (6–7 c–d) samt sparsamt i trakten av Garphyttan (5a). Ett par förekomster har dessutom iakttagits i regionen mellan Garphyttetrakten och Pershyttefältet, där även flera fattiga små järnmalmer påträffats. Sidostenen utgörs i regel av leptit eller leptitgnejs.

Gnejsgraniten har primorogent svekofennisk ålder och uppträder i flera former med olika kemisk och mineralogisk sammansättning. Såväl kvartsdioritiska som granodioritiska och normalgranitiska led har iakttagits. De båda förra varieteterna är vanligare än den sistnämnda. Ögon av kalifältspat förekommer allmänt i området mellan Fingerboda, Högstaboda och Frövi (8–9 c–e).

Till gnejsgraniterna och i dem inneslutna partier av leptit och leptitgnejs är knutna metabasiter (grönstenar) i riklig mängd. Däremot uppträder metabasiter vanligen blott sparsamt i de av ytbergarter dominerade områdena. Undantag inom de nu beskrivna delarna av kartbladet utgör trakterna norr till nordöst om Garphyttan (5–6a) och norr till väster om Bocksboda (7a). Grönstenarna utgör merendels metamorfa effusiv eller gångar, därav namnet metabasit, men djupare i jordskorpan bildad, mer eller mindre starkt omvandlad gabbro och diorit förekommer också.

De yngre eller serorogent svekofenniska graniterna består dels av grovt mikroklinporfyrisk former (Örebro- och Fellingsbrogranit), dels av jämnkorniga, oftare röda än grå varieteter. Örebrograniten, som visar övervikt av runda ögon, har sin huvudsakliga utbredning i trakten kring Lillån och Hovsta kyrka (5–6 c–d), norr om sjön Tysslingen (5–6b), öster till söder om Norasjöns södra del (8–9 b–c) samt öster till norr om Lockenkil (7–8c). Fellingsbrograniten, där rektangulära ögon är vanligast, anstår väster till norr om sjön Väringsens västra del (7–8 d–e).

De yngre graniterna åtföljs till skillnad från gnejsgraniterna av pegmatit i form av gångar och andra småintrusiv. Enligt Eric Welin och Göran Blomqvist (1964) har pegmatiten åldern 1 810 miljoner år.

I kartbladets sydvästra del förekommer ett par gånger av plagioklasporfyrit, en med diabas besläktad grönsten rik på stora, oftast rektangulära kristaller av kalknatronfältspat. Denna bergart har bildats senare än de yngre graniterna men före Kilsbergsförkastningen.

Längs branta sprickor med oftast öst-västlig men längst i väster nord-nordvästlig strykning har basisk magma trängt upp och kristalliserat till en ofta porfyritisk diabas. Denna bergart räknas till de jotniska bildningarna och har en ungefärlig radiometrisk ålder, som ligger mellan 1 200 och 1 300 miljoner år.

Öster om Garphyttan (5a-c) täcks urberget av kambriska och ordoviciska sedimentbergarter. Dessa kommer att skildras i närmast följande avsnitt (s. 156 ff).

Leptit och gnejs

Inom de bättre bevarade delarna av ytbergartskomplexet i omböjningen öster om sjön Lången har utskilts undre natrondominanta och övre kalirika leptiter. Högre i lagerserien, som enligt Hugo Wikman (s. 88-89) väl svarar mot den i Grythyttedefältet (Nils Sundius 1923), möter tuffitiska sedimentbergarter och glimmerskiffrar, vilka oftast har onvandlats till tvåglimmergnejs.

I Pershyttedefältet och dess närmaste omgivningar uppträder samma slags leptiter. (Jfr Helmuth Hübner, s. 14.) Här förekommer även häleflinta. Mitt i det nordöst-sydvästligt orienterade, synklinalformade stråket finns sedimentbergarter i form av glimmerskiffer, glimmerkvartsit och glimmergnejs, vilka sålunda ligger på högre stratigrafisk nivå än leptiterna.

Inom övriga delar av kartbladet kan ytbergarternas inbördes stratigrafiska förhållanden icke närmare utredas. Likväl återfinner man flerstädes de ovan beskrivna bergarterna, ehuru oftast i ett starkare omkristalliserat skick. I de områden, där ådergnejsbildning och migmatitisering träffat bergarterna, har de dock oftast ändrat utseende och sammansättning i så hög grad, att icke ens deras ursprungliga karaktär kan fastställas. Avgränsningen mellan gult och blått får följaktligen betraktas som mycket ungefärlig i dessa områden.

Enligt Hugo Wikman (s. 40) får det anses som sannolikt, att Kvinnerstaomböjningen i kartbladets östra del utgör en tvärveckssynform med medelbrant axialstupning mot öster och äldsta bergarter längst in. I en-

lighet härmed finner man natronleptit nordöst om Listresjön (7e) och kalileptit som rester i sedimentgnejsområdet utanför, t. ex. 1–1½ km VNV–NV om Mogruvan (7d). En planimetrisk analys av natronleptit från hällen 500 m SÖ om Oxelsätter (7e), utförd av Hugo Wikman, har lämnat följande resultat:

Kvarts	33.8 vol.-%	Epidot	2.3 vol.-%
Plagioklas		Serpentin	0.5
(c. 10 % anortit)	41.4	Apatit	0.5
Muskovit	7.8	Malm	1.1
Biotit	0.9		<u>99.9</u>
Klorit (sek. efter biotit)	11.6		

Bergarten är grå och xeno- till lepidoblastisk. Den har en genomsnittlig kornstorlek mellan 0.1 och 0.8 mm, vilket svarar mot en leptitgnejs.

En planimetrisk analys av kalileptiten 1½ km NV om Mogruvan (7d), utförd av Hugo Wikman, skall också meddelas:

Kvarts	39.1 vol.-%	Klorit	3.3 vol.-%
Mikroklinpertit	52.2	Epidot	1.6
Muskovit	3.0	Malm	0.3
Biotit	0.6		<u>100.1</u>

Bergarten är en röd xenoblastisk leptitgnejs med dominans för kornstorlekar mellan 0.04 och 1 mm. En analys utförd av SGU:s kemiska avdelning har lämnat följande resultat:

SiO ₂	73.9 vikts-%	MgO	1.0 vikts-%
TiO ₂	0.21	Na ₂ O	0.4
Al ₂ O ₃	13.5	K ₂ O	6.9
Fe ₂ O ₃ (inkl. FeO)	2.1	BaO	0.10
MnO	0.04	H ₂ O > 105° C	1.5
CaO	1.3		<u>101.0</u>

Genom att endast trevärt järn bestämts, innefattar här liksom i flertalet av följande analyser procenttalet för Fe₂O₃ även bergartens FeO omräknad till Fe₂O₃.

I trakten norr till öster om sjön N. Längen (6–7d), där bl. a. den stora Kvinnerstatorp- eller Dyltakalkstenen anstår, är de stratigrafiska förhållandena mera komplicerade. Detta beror på den uppdelning och utflytning mot väster av veckomböjningen, som har ägt rum här, sannolikt i serorogent svekofennisk tid. Utflytningen har föregåtts av den sent primorogena sammanpressning, som orsakat tvärveckningen och inom tvärveckets norra del pressat ut den lättförflyttade karbonatstenen mot veckomböjningen (veckknäet), så att den mäktiga Dyltakalkstenen bildats.

I trakten norr till öster om sjön Lången (6–7d) saknas leptitkomplexets undre, natrondominanta del, medan däremot kalidominant leptit har stor utbredning väster om Dyltabruk (6–7d). Några prover av denna leptit har undersökts genom Hugo Wikman; se tabell 23.

TABELL 23. PLANIMETRISKA ANALYSER AV KALIDOMINANT LEPTIT

Vol.-% av	600 m NNÖ om Brunstorp (6d)	600 m SV om Dyltabruk (6d)	400 m NV om Dyltabruk (7d)
Mikroklin (delvis pertit)	50.5	56.2	47.6
Kvarts	33.8	33.6	28.3
Plagioklas (sur oligoklas)	6.0	<0.1	14.9
Biotit	1.9	0	7.6
Hornblände	0	6.1	0
Klorit	6.3	0.7	0
Epidot	0.9	0.1	0
Malm	0.2	0	1.4
Titanit	0	1.8	0
Zirkon	0.4	0	0.1
Kalcit	0	1.3	0
Apatit	0.1	<0.1	0
	100.1	99.8(–100.0)	99.9

Den hornbländerika bergarten är svagt rödgrå och fin- till fint medelkornig, de båda övriga bergarterna grå med kornstorlekar mellan 0.05 och 0.5 mm.

Två som gråröd till röd leptitgnejs betecknade, kalirika bergarter från trakten har analyserats vid SGU:s kemiska avdelning; se tabell 24.

TABELL 24. KEMISKA ANALYSER AV KALIRIK LEPTITGNEJS

Vikts-% av	300 m SÖ om Sveaborg (6d)	1 200 m SV om Seltorp (7d)
SiO ₂	71.5	67.1
TiO ₂	0.41	0.58
Al ₂ O ₃	12.2	13.5
Fe ₂ O ₃ (inkl. FeO)	3.8	5.8
MnO	0.12	0.16
CaO	3.4	3.5
MgO	0.81	0.83
Na ₂ O	0.5	0.8
K ₂ O	8.0	6.9
BaO	0.17	0.10
H ₂ O > 105° C	1.3	0.7
	102.2	100.0

Vanligare inom det nu betraktade området är dock att leptiten har alkaliintermediär karaktär. Hugo Wikman har analyserat en grå leptitgnejs 350 m NNV om Kvinnersta (6d) planimetriskt:

Kvarts	30.5 vol.-%	Klorit	1.0 vol.-%
Mikroclin	25.5	Malm	2.0
Plagioklas	17.7	Apatit	0.6
Muskovit	5.5	Zirkon	0.2
Biotit	17.0		<u>100.0</u>

Bergarten är lepidoblastisk och har en genomsnittlig kornstorlek mellan 0.04 och 1 mm. Plagioklasen är starkt sericitomvandlad och innehåller omkring 10 % anortit.

En annan genom Wikman undersökt, alkaliintermediär leptitgnejs härifrån från en håll 500 m NV om Kåvi (6c):

Kvarts	42.2 vol.-%	Muskovit och sericit	11.0 vol.-%
Mikroclin	24.4	Klorit	5.2
Plagioklas	17.0		<u>100.0</u>

Denna bergart är röd och visar i mikroskopet starkt xenoblastiska korn med ojämna gränser. Gryet växlar mellan 0.05 och 2 mm. Plagioklasen innehåller blott 0–5 % anortit och är delvis sericitomvandlad.

Även i veckomböjningens norra, starkt deformerade del har alkaliintermediär leptit betydande utbredning. Ett av Hugo Wikman planimetriskt undersökt prov 650 m SÖ om Dyltabruks gård (6d) visar en grå leptitgnejs med följande sammansättning:

Plagioklas	31.8 vol.-%	Klorit	10.2 vol.-%
Kvarts	30.6	Epidot	0.3
Mikroclin	15.5	Pyroxen	0.2
Muskovit (företrädesvis sericit)	11.1	Apatit	0.1
Biotit	0.3		<u>100.1</u>

Bergarten är tämligen jämnkornig, med ett gry som växlar mellan 0.1 och 0.5 mm. Plagioklasen utgör en kraftigt sericitomvandlad oligoklas. Kalit i denna bergart är bundet ej blott i den friska mikroclinen utan även i muskoviten och sericiten.

Söder om sjön Väringen har grå alkaliintermediär leptitgnejs från det sydöstra grannskapet av Oxelsätter (7e) analyserats vid SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	64.6 vikts.-%	MgO	1.2 vikts.-%
TiO ₂	0.65	Na ₂ O	3.9
Al ₂ O ₃	15.0	K ₂ O	1.9
Fe ₂ O ₃ (inkl. FeO)	6.6	BaO	0.07
MnO	0.10	H ₂ O > 105° C	2.8
CaO	2.9		<u>99.7</u>



Fig. 38. Röd ådergnejs genomslutt av serorogen granit. Bocksboda (7a), Kils församling. Foto P. H. Lundegårdh 1967.

Svecofennian rocks: red veined gneiss penetrated by serorogenic granite. Bocksboda (7a), in the western part of the map-sheet Örebro N.W.

De mycket betydande områden inom kartbladets sydvästra fjärdedel (Garphyttan – Eker – Hålahult – Bocksboda), som består av vanligen starkt migmatitiserade leptiter, innehåller såväl natrondominanta som kalidominanta och alkaliintermediära led. Migmatitiseringen har dock inbegripit en omfattande kalimetasomatos, vilket medfört att en primärt anlagd natrondominans i de flesta fall förändrats till en alkaliintermediär sammansättning. Exempel på natrondominans finns dock i anslutning till

de små förekomsterna av järnmalm norr till NNÖ om Garphyttan, t. ex. 1 km NÖ om Matsa (6a). En grå finkornig leptit består här väsentligen av sericitomvandlad plagioklas, malmmineral, kvarts och klorit (pennin) med biotitrester. Dessutom finns en del muskovit. Accessoriskt uppträder apatit, titanit, epidot och calcit.

Ett annat exempel erbjuder den delvis starkt migmatitiserade leptiten NV om Ramshyttan (8b), som är ljus rödligt eller ljus grönaktigt grå och delvis epidotskarnig. Ett icke migmatitiserat prov från Kvarndammens västra strand visar huvudmineralen kvarts, plagioklas (c. 30 % anortit) och epidot. Längre mot VSV förekommer intill urkalkstenen vid sjön Ämtens sydöstvik (8a) en skiffrig, starkt omvandlad leptit bestående av epidot associerad med klorit och malm samt med inslag av talrika friska individ av sent bildad, natronrik plagioklas. Även kvarts uppträder allmänt, medan biotit förekommer blott i små mängder. Båda de nu skildrade leptiterna torde ursprungligen ha innehållit betydande kvantiteter av kalciumrika och järnhaltiga karbonatmineral.

De migmatitiserade leptiterna i kartbladets västra hälft är vanligen röda eller rödliga till färgen och föreligger i form av gnejser. Dessa kännetecknas av en paleosom, vilken utgör en omkristalliserad leptit av fin- till medelkornigt gry. Paleosomen är ofta tydligt parallellstruerad. Den genomådras och genomvävs av en metatekt bestående av en nykristalliserad medel- till grovkristallinisk massa av främst kalifältpat och kvarts (fig. 38). Metatekten är massformig, men när den utbildats som ådror, följer dessa i stort sett paleosomens mer eller mindre vindlande parallellstruktur. Vindlingarna visar, att paleosomen vid tiden för migmatitiseringen befunnit sig i ett plastiskt tillstånd, eftersom parallellstrukturen ursprungligen varit rak.

På många håll har metatekten assimilerat delar av paleosomen, så att av denna återstår blott större eller mindre, diffust avgränsade partier eller spridda spöklika rester. En sådan bergart kallar man migmatit. Omvandlingen har skett i serorogen tid och bildar ett led i den process, som i slutstadiet givit upphov till de serorogena graniterna.

I kartbladets nordöstra hörn är leptiterna mestadels knutna till grönstenar och omges vanligen av gnejsgranit. Till sin sammansättning är de i stor utsträckning långt mera basiska än kartbladets leptiter i övrigt och utgör delvis övergångsformer till grönstenarna. Ett prov från hällen 200 m väster om Skansborg, VSV om Lysfalla, visar en grå finkornig leptit vä-



Fig. 39. Smäveckad skarnrandad leptit. 1 km SV om stora vägskalet i Garphyttan (5a), Tysslinge församling. Foto P. H. Lundegårdh 1963.

Folded early Svecofennian leptyte with thin intercalations of skarn. Near Garphyttan (5a), in the southwest corner of the map-sheet Örebro N.W.

sentligen bestående av delvis sericitomvandlad, tämligen kalciumrik plagioklas (basisk andesin) med betydande inslag av aktinolitisk amfibol och biotit. Underordnade mineral är malm, muskovit och kvarts. Accessoriskt uppträder apatit och epidot.

I grannskapet av urkalkstensstråk innehåller leptiten ibland skikt av kalciumrika skarnmineral (fig. 39), så som undersökningen av den skiffriga leptiten vid sjön Ämten redan visat. (Se ovan.) En planimetrisk analys av grå skarnbandad leptit från trakten av sjön S. Långens sydligaste del (6c), 600 m VNV om Ättlinge, har utförts av Hugo Wikman:



Fig. 40. Brottstycken i migmatit av grå sedimentgnejs med skikt av basisk tuffit. 1½ km SÖ om Ervalla stn (7d), Ervalla församling. Foto P. H. Lundegårdh 1967.

Late Svecofennian migmatite with xenoliths of grey sedimentary gneiss intercalated by basic tuffite. S.E. of Ervalla railway station (7d), in the eastern part of the map-sheet Örebro N.W.

Kvarts	54.5 vol.-%	Klinozoisit	18.2 vol.-%
Mikroklin	11.4	Kalcit	0.2
Plagioklas	0.2	Malm	0.1
Klorit	9.3		99.9
Muskovit	6.0		

Bergarten är lepto- till granoblastisk och visar kornstorlekar inom intervallet 0.04–0.2 mm. Klinozoisiten utgör omvandlat kalciumkarbo-

nat. Den höga kvartshalten visar, att lepriten förutom karbonat ursprungligen innehållit även kiselasyrautfällningar eller kvartssandskikt.

Mellan Närkes Kil (6b) i väster och sjön Väringen (7–8e) i öster domineras berggrunden av gnejser med sedimentärt ursprung. Dessa gnejser har i regel grå färg och innehåller förutom biotit eller klorit oftast även muskovit. Tuffitiska led (fig. 40) har stor utbredning, och kalciumrika skarniga varieteter förekommer lokalt. Gränsdragningen mellan leptitgnejs och sedimentgnejs blir härigenom icke sällan flytande.

Större delen av sedimentgnejserna har undergått ådergnejsomvandling och migmatitisering i serorogent svekofennisk tid.

Som representant för de ur lerskiffer bildade sedimentgnejserna har valts ett prov från hällen 1 km väster om Mogruvan (7d). Hugo Wikman har här planimetriskt undersökt en grå finkornig sillimanitglimmergnejs:

Kvarts	24.1 vol.-%	Muskovit	4.9 vol.-%
Mikroklin	24.2	Sillimanit	9.2
Plagioklas		Cordierit	2.2
(5–10 % anortit)	8.0	Malm	1.8
Biotit	24.6		<u>99.9</u>
Klorit	0.9		

Sillimaniten bildar nålar eller korta små stumpar, medan cordieriten föreligger som oregelbundet avgränsade, poikilitiskt genomväxande individ. Mineralen härrör från ett sent skede av den primorogena och/eller ett tidigt skede av den serorogena utvecklingen under svekofennium.

800 m NÖ om Ervalla stn (7d) har en grå tuffitisk gnejs provtagits för analys vid SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	59.3 vikts-%	MgO	3.2 vikts-%
TiO ₂	0.64	Na ₂ O	4.1
Al ₂ O ₃	17.6	K ₂ O	2.3
Fe ₂ O ₃ (inkl. FeO)	6.9	BaO	0.10
MnO	0.16	H ₂ O > 105°C	2.5
CaO	3.9		<u>100.7</u>

Denna gnejs innehåller på grund av sin halt av basiskt vulkaniskt material mycket järn, kalcium och magnesium. Plagioklasen har härigenom blivit anortitrikare än i normal gråvackegnejs, där mellan 5 och 15 % anortit i regel ingår i mineralet.

Kalileptitisk karaktär har en grå sedimentgnejs från en häll 550 m öster om Sigtuna (6d), SÖ om Dyltabruk, enligt analys utförd av SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	78.4 vikts-%	K ₂ O	5.4 vikts-%
TiO ₂	0.10	BaO	0.05
Al ₂ O ₃	10.8	P ₂ O ₅	<0.01
Fe ₂ O ₃	0.2	CO ₂	0.2
FeO	0.9	S	<0.01
MnO	0.03	H ₂ O > 105°C	0.8
CaO	1.1	H ₂ O < 105°C	0.6
MgO	1.0		<u>100.1</u>
Na ₂ O	0.5		

Planimetrisk analys av en liknande, ljusgrå, kisförande bergart 1 km NÖ om Dyltabruk (7d) har utförts genom Hugo Wikman:

Kvarts	46.7 vol.-%	Malm	2.8 vol.-%
Mikroklin	37.4	Titanit	0.2
Plagioklas		Zirkon	0.1
(c. 10 % anortit)	11.8		<u>99.9</u>
Biotit	0.8		
Muskovit	0.1		

Kornstorleken ligger mellan 0.05 och 1 mm. Texturen är xenoblastisk. Malmen består huvudsakligen av svavelkis, som bildar tunna skikt och kan vara sedimentärt anlagd.

TABELL 25. ANALYSER AV OMVANDLADE SEDIMENTBERGARTER
FRAN ÖSTRA DELEN AV KARTBLADET ÖREBRO NV

Bestånds- del	Grå äder- gnejs ¹ 300 m SÖ om Sveaborg (6d)	Hornblände- förande grå ädergnejs, 1200 m SÖ om Ervalla stn (7d)	Grå gnejs 1 km NÖ om Dyltabruk (7d)	Grå äder- gnejs 800 m öster om Fallahagen (7e)	Grå gnejs 250 m NV om Fallahagen (7e)
SiO ₂	72.1	65.2	77.8	76.0	75.2
TiO ₂	0.29	0.55	0.10	0.33	0.16
Al ₂ O ₃	13.7	15.3	12.4	11.2	12.1
Fe ₂ O ₃	3.7 ²	1.3	2.3 ²	2.8 ²	3.6 ²
FeO		4.4			
MnO	0.06	0.11	0.02	0.05	0.04
CaO	1.6	5.9	0.8	1.0	2.5
MgO	1.3	2.2	0.22	1.1	0.87
Na ₂ O	2.6	3.1	2.6	1.8	3.3
K ₂ O	4.9	2.0	3.3	4.0	0.5
BaO	0.11	0.09	0.07	0.1	0.01
H ₂ O > 105°C	1.2	0.8	0.4	1.3	0.8
Summa	101.6	101.0	100.0	99.7	99.1

¹ Inom leptitområde

² Inkl. tvåvärt järn bestämt som trevärt

TABELL 26. EFFEKTEN AV DEN SEROROGENA OMVANDLINGEN PÅ GRÄVACKEGNEJS 1250 m VSV OM ÄSPSÄTTER (7c)

Beståndsdel	Homogent parti av grävackegnejs	Ädrat parti av grävackegnejs	Pegmatitparti ur ädergnejs
SiO ₂	71.0	67.4	77.0
TiO ₂	0.42	0.47	0.01
Al ₂ O ₃	15.2	16.8	13.6
Fe ₂ O ₃ ¹	3.7	4.3	<0.1
MnO	0.14	0.06	0.01
CaO	2.9	2.0	0.3
MgO	1.5	1.5	0.07
Na ₂ O	3.4	4.0	2.2
K ₂ O	1.7	3.6	7.6
BaO	0.02	0.06	0.03
H ₂ O > 105°C	1.0	1.1	0.6
Summa	101.0	101.3	101.4

¹ Inkl. tvåvärt järn bestämt som trevärt

Synnerligen fältspatrik är den grå leptitiska, sannolikt med vulkaniska starkt bemängda sedimentbergart, som omger Avdala gruvor (s. 209) Ö – ÖNÖ om Ervalla k:a. Planimetrisk analys av ett prov taget 800 m öster om Ekeberga (8d) har utförts av Hugo Wikman:

Kvarts	22.2 vol.-%
Plagioklas (5 % anortit)	38.5
Mikroklin	25.8
Biotit	10.0
Muskovit	0.9
Zirkon	0.3
Malm	2.2
	<u>99.9</u>

Bergarten är granoblastisk och lätt skiktad. Malmen utgörs av svavelkis.

I tabell 25 visas vid SGU:s kemiska avdelning utförda analyser av ytterligare ett antal delvis ädergnejsomvandlade sedimentbergarter från kartbladets östra hälft. Basiskt tuffitiskt material ingår i den hornbländeförande gnejsen från trakten av Ervalla stn (7d).

Den serorogena omvandlingens resultat kan utläsas ur tabell 26, som visar graden av kalimetasomatos. Medan den kemiskt opåverkade grävackegnejsen till vänster i tabellen innehåller väsentligt mer Na₂O än

K₂O, har skillnaden mellan de båda alkalioxiderna minskat avsevärt i ådergnejsen. Detta beror på kalidominansen i neosomen, som redovisas till höger i tabellen.

Karbonatsten

AV

BENGT COLLINI

Leptitberggrunden öster och norr om sjön Lången innehåller ett flertal urkalkstensförekomster. Troligen tillhör de ett och samma intensivt veckade och sönderslitna lager. Sin största bredd, ca 900 m, har kalkstenen inom området mellan Kvinnerstatorp och Brunstorp.

Kalkstenskroppens tektonik och stratigrafi är genom förekomsten av två stora och djupa brott, "Stora brottet" i söder och "Bolidenbrottet" i norr, samt talrika borrarningar till stor del utredda. Däremot har dess kontaktförhållanden till omgivande leptiter genom bristen på lämpliga blottningar ej kunnat studeras.

Kalkstenen stryker i huvudsak NÖ-ÖNÖ med medelbranta till branta stupningar. Den är intensivt veckad efter axlar, som stupar 30°-40° mot NÖ-ÖNÖ. Veckens våglängd och amplitud växlar starkt. Isoklinala lagerställningar synes ej vara vanliga. En av de största strukturerna påträffas i Bolidenbrottet, som till större delen är anlagt på en mot SÖ medelbrant (- flackt) stupande veckskänkel.

Inom stora delar av kalkstenskroppen kan en stratigrafi urskiljas, i så måtto att rena resp. orena kalkstenslager i skärningar och borrhål vanligen kan följas även genom starkt veckade områden.

Kalkstenen är en medel- eller grovkornig marmor, vanligen gråvit eller vit. Även grå, röda och gulröda typer, både ljusa och mörka, uppträder flerstädes. Dolomit har påträffats på två platser. Den är ljusgrå och grovkornig och bildar isolerade, väl avgränsade och konkordanta skivor inom kalkstenskroppens centrala delar.

Kalkstenens skarnmineral utgörs av klorit, amfiboler och diopsidisk pyroxen i växlande halter, partikelstorlekar och proportioner. Kvarts är ställvis en vanlig förorening. Den förekommer både finfördelad och som grövre aggregat. I Bolidenbrottet uppträder kloriten delvis som lager av klumpar i för övrigt ren kalksten. I samma brott förekommer krysotilasbest i form av "berggläder" samt wollastonit i en kontakt mellan kalk-



Fig. 41. Konkordant pegmatit i urkalksten (bakom och ovanför boden). Bolidenbrottet vid Kvinnerstatorp (6d), Axbergs församling. Foto B. Collini 1972.
Concordant pegmatite. Boliden limestone quarry at Kvinnerstatorp (6d).

sten och pegmatit. Av sulfidmineral uppträder pyrit och magnetkis lokalt i skarnig kalksten och zinkblände ställvis som impregnation i renare kalksten i Stora brottets östra del.

I kalkstenen förekommer underordnat bergarter av leptittyp som 1–5 m mäktiga, delvis veckade lager. I undersökta fall är bergarten kalileptit, med huvudmineralen kvarts, delvis pertitisk mikroklin, klorit och biotit.

Kring västra mynningen av Bolidenbrottets transporttunnel uppträder i kalkstenen dels underordnat leptitgnejs, dels fin- och småkorniga, delvis bandade, vanligen mörka bergarter av möjligen sedimentärt ursprung. De innehåller skikt rika på ljusa, diskusformade fragment, 3–4 cm i diameter och högst 0.5 cm tjocka. Fragmenten består av kvarts, mikroklin och något klorit, omgivande bergart av kvarts, mikroklin, sur andesin och mycket klorit.

Kalkstenskroppen innehåller flerstädes pegmatiter. De är såväl konkordanta som överskärande. Huvudmineralen är i båda fallen mikroklin,



kvarts, plagioklas – i undersökta prov sur oligoklas, ibland något epidotiserad – samt klorit och biotit. Konkordanta pegmatiter överväger och når mäktigheter av 8–10 m. De innehåller i många fall parallellstruerade partier med de bladiga mineralen orienterade parallellt med kontakterna och omgivande kalkstens parallellstruktur. De överskärande pegmatiterna är i allmänhet högst ett par meter breda. Båda typerna kan för närvarande bäst studeras i Bolidenbrottet (fig. 41 och 42).

Områdets tillgångar på högprocentig kalksten, 95–98 % CaCO_3 , är betydande. Som exempel på sammansättningen kan följande analys tjäna:

SiO_2	1.27 %
Al_2O_3	0.10
Fe_2O_3	0.27
MnO	0.09
MgO	0.49
CaO	54.91
Glödgningsförlust	42.78
P	0.012
S	0.006
	99.93

Utnyttjandet av kalkstenen började med kalkbränning i liten skala vid mitten av 1800-talet. Brytning av kalksten för sulfitmaseindustrin upptogs i slutet av århundradet, och några år kring sekelskiftet bröts gulröd kalksten, "Dyltamarmor", som monumentsten.

Kalkbränning i stor skala påbörjades 1924. Kalken, som under en lång följd av år levererades i huvudsak till sulfatmaseindustrin, har nu sin huvudanvändning inom byggnadsmaterialindustrin. Sedan 1924 har ca 6 miljoner ton kalksten brutits för bränning och för användning i sulfitmaseindustrin. Under samma tid har mer än två miljoner ton kalk producerats.

Inom kalkstensområdet uppträder underkambrisk sandsten dels som två större förekomster, på norra resp. södra sidan av Stora brottet, dels som ett antal sprickfyllnader av växlande storlek, spridda över hela området.

Fig. 42. Överskärande pegmatitgång (t. v.) och sandstensfylld spricka (t. h.), Bolidenbrottet, Kvinnerstatorp. Foto B. Collini 1972.
Discordant pegmatite dike (to the left) and fissure filled with sandstone (to the right). Boliden limestone quarry at Kvinnerstatorp.



Fig. 43. Urkalksten med bitar av sönderbruten leprit. Nordstranden av Kärstaö (6c), Hovsta församling. Foto P. H. Lundegårdh 1964.

Early Svecofennian crystalline limestone with xenoliths of leptite. Outcrop at Lake Mellanlängen (6c), in the southern central part of the map-sheet Örebro N.W.

Förekomsterna vid Stora brottet är resp. 18 och 5 m mäktiga. Båda har före jordavrymningen varit mäktigare. Sprickfyllnadernas bredd växlar från några centimeter till ett par meter. Djupgäendet är minst detsamma som Bolidenbrottets djup, d. v. s. ca 50 m. I de flesta fall har sprickorna vidgats genom vittring innan de fylldes med sand, grus och lera vid det

underkambriska havets transgression. Här föreligger m. a. o. ett fall av senprekambrisk karstvittring.

De större förekomsterna liksom sprickfyllnaderna innehåller ren kvarts-sandsten, fragmentförande kvartssandsten ("protokvartsit"), gråvacka, konglomerat, lersten och lera. I konglomeraten påträffas vindslipade kvartsbollar. Leran förekommer dels som klumpar i sandsten, gråvacka och konglomerat, dels som lager i den norra förekomsten vid Stora brottet. Största mäktigheten är ca 40 cm. I detta lager är 30 % av materialet $< 2 \mu$ och $16.5 \% < 0.5 \mu$. Finmaterialet består av muskovitisk hydroglimmer, ett kloritmineral samt något kvarts. Denna saknas i fraktionen $< 0.5 \mu$.

Sedimenten tillhör den undre delen av den underkambriska sandstenen, mickwitziasandstenen. Fossil har ännu ej påträffats, däremot släppår ("Eophyton").

Mindre förekomster av urkalksten har redovisats från trakten av Garp-hyttan (5a) samt VSV om Blackstahyttan (6a) och vid sydöstra viken av sjön Ämten (8a). Här liksom i trakten av Kvinnerstatorp har kalkstenen ofta mobiliserats genom tektonisk påverkan och breccierar då inlagrade silikatbergarter, t. ex. leptit (fig. 43).

Metabasit (äldre grönsten)

Metabasit av växlande svekofennisk ålder förekommer i det nu behandlade området i form av smärre massiv, skivor och brottstycken. Stratigrafiskt skiljer man mellan tre grupper av svekofennisk metabasit, nämligen:

- a, preorogen,
- b, primorogen,
- c, intraorogen.

De pre- och primorogena metabasiterna har i varierande utsträckning omvandlats under två tidsskeden, först vid de primorogena granitiska bergarternas (granitoidernas) tillkomst och därefter i samband med den serorogena migmatitiseringen. De preorogena metabasiterna omfattar utöver tidigt svekofenniska bergarter även presvekofenniska, i den mån sådana finns i kartområdet. Frekvensen av presvekofennisk metabasit är dock icke känd, eftersom detta slags grönsten på grund av omvandlingens styrka knappast ens efter ingående undersökningar låter sig skilja från tidigt svekofennisk metabasit.

I starkt migmatitiserad terräng kan det till och med vara svårt eller

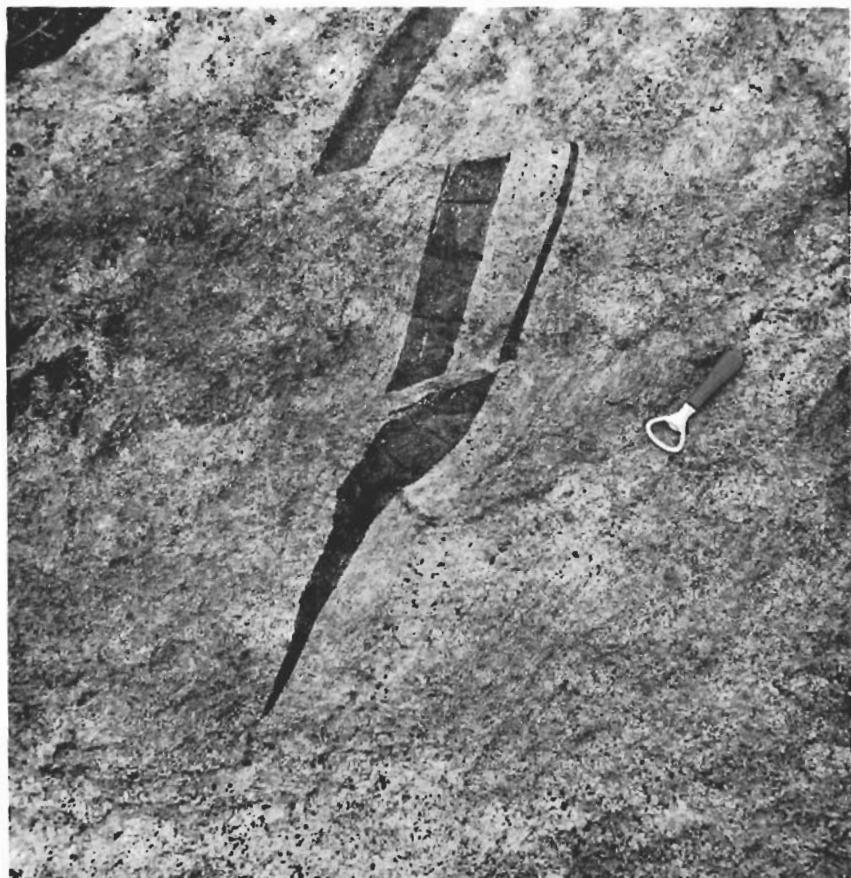


Fig. 44. Migmatit med metabasitgång, som sönderbrutits vid plastisk flytning (flowage) i berggrunden. 500 m SÖ om N. Annaboda (6a), Tysslinge församling. Foto P. H. Lundegårdh 1963.

Migmatite with dike of metabasite broken to pieces by flowage. 3½ km north of Garphyttan (6a), in the southwest corner of the map-sheet Örebro N.W.

omöjligt för en erfaren geolog att sära intraorogent svekofennisk metabasit från prim- eller preorogen sådan. Detta innebär, att en mycket stor del av metabasiterna inom kartbladets västra hälft icke kan säkert dateras. Fig. 44 ger en god illustration av det sätt, på vilket metabasit ofta uppträder i migmatit norr om Garphyttan och väster om Kil (5–7 a–b).

De svekofenniska metabasiterna omfattar dels på eller nära jordytan bildade bergarter, dels djuperuptiv (plutoniter). De förra har ursprungligen utgjort basaltiska och andesitiska vulkaniter samt diabasgångar men föreligger nu i form av medel- till finkorniga omvandlingsbergarter. Huvudmineral är en oftast starkt sericitiserad plagioklas (andesin), ett föga eller måttligt omvandlat hornblände, samt i flera fall en biotit, som delvis kloritiserats. (Se nedan.) När hornbländehalten överstiger 40 %/n, kallas bergarten amfibolit.

Dessutom ingår kalifältspat, kvarts, klorit, serpentin, epidot, klinozoisit och malmmineral, samtliga ofta i betydande kvantiteter. Småmineral är apatit och titanit, tillfälliga mineral muskovit, rutil, zirkon och flusspat. Texturen är oftare xenomorf än hypidiomorf. De felsiska mineralen bildar merendels granoblastiska korn, de mafiska oregelbundna individ, som vad gäller hornbländet kan vara utdragna längs stängligheten samt ifråga om biotiten och kloriten anordnade parallellt med planskiffrigheten. Kalifältspaten och det mesta av kvartsen har bildats sent, främst i samband med den serorogena migmatitiseringen, och uppträder följaktligen i regel som genomväxande individ utan tektonisk påverkan, som förträngningar längs korngränser och som sprickfyllnader.

Vissa av de nu behandlade metabasiterna är porfyritiska, dvs. innehåller strökorn större än grundmassan av antingen fältspat eller hornblände. En monzonitisk fältspatporfyrit anstår i grönstensmassivet med centrum drygt 1 km söder om Hinseberg (8c). Denna bergart har planimetriskt analyserats av Birgitta Bygghammar. (Provet har tagits 1 100 m SSÖ om Lundby.)

Sericit med plagioklasrester	38.0 vol.-%	Epidot	5.8 vol.-%
Mikroklin	22.3	Malm	5.4
Kvarts	9.2	Apatit	0.7
Klorit och serpentin . . .	11.4		<u>100.0</u>
Hornblände	7.2		

Bergarten innehåller mellan 2 och 20 mm långa strökorn av mikroklin och omvandlad plagioklas, det förra mineralet som blekröda porfyroblaster, i en grönsvartgrå finkornig grundmassa.

En grönaktigt gråsvart, hornbländeporfyritisk amfibolit från en vägskärning 250 m väster om Ervalla kyrka (8d) har planimetrerats av Birgitta Bygghammar:

Sericit med			
plagioklasrester	25.5 vol.-%	Muskovit	0.9 vol.-%
Mikroclin	8.7	Malm	0.9
Hornblände	51.9	Apatit	0.5
Klorit och serpentin	7.5		<u>99.9</u>
Epidot	4.0		

Bergarten består av 2–6 mm långa hornbländeporfyroblastar i en fin-kornig grundmassa.

Hugo Wikman har bestämt mineralsammansättningen i en mörkgrå hypidiomorf amfibolit från en häll 250 m norr om Nordankärr (6c), väster om sjön Mellanlången:

Mikroclinperit	8.8 vol.-%	Epidot	13.1 vol.-%
Kvarts	5.5	Klorit	2.3
Plagioklas		Malm	2.0
(c. 30 % anortit)	5.3		<u>99.9</u>
Klinozoisit	12.7		
Hornblände	50.2		

Djupgrönstenarna utgörs av diorit, monzonit och gabbro. De har avsevärt mindre utbredning än de redan skildrade ytgrönstenarna. I likhet med dessa har de omvandlats starkt och kan följaktligen infogas under rubriken metabasit.

Gryet växlar från fin- till medelkornigt, färgen är oftast grönsvart till grönaktigt gråsvart. I monzoniten tillkommer rödlätta individer av kalifältspat.

Den viktigaste förekomsten av djupgrönsten är belägen nära väster till sydväst om Varingberget (7e) och innehåller såväl monzonitisk gabbro som monzonit, med övervikt för den senare bergarten.

Birgitta Bygghammar har undersökt mineralsammansättningen i grönsvart fin- till medelkornig monzonit med talrika medelstora korn av rödlätt kalifältspat. Provet har tagits 350 m SV om triangelpunkt 91.4.

Plagioklas	15.6 vol.-%	Apatit	5.7 vol.-%
Sericit	17.8	Malm	5.6
Mikroclin	10.5	Titanit	4.0
Kvarts	8.3	Epidot	3.2
Hornblände	19.7		<u>100.0</u>
Klorit	9.6		

Accessoriskt har därjämte biotit och kalcit iakttagits.

En rödaktigt mörkgrå, medelkornig, monzonitisk gabbro 250 m VNV om triangelpunkt 91.4 har analyserats vid SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	50.5 vikts-%	MgO	5.0 vikts-%
TiO ₂	2.33	Na ₂ O	2.4
Al ₂ O ₃	14.9	K ₂ O	2.3
Fe ₂ O ₃ (inkl. FeO)	14.7	BaO	0.22
MnO	0.19	H ₂ O > 105°C	1.9
CaO	7.6		102.0

Monzonitens höga halt av apatit (5.7 % i det planimetriskt undersökta provet ovan) tilldrar sig särskild uppmärksamhet. Fosfor hör till de grundämnen, som i likhet med kalium anrikas sent i den magmatiska kristallisationsföljden. Man kan av detta skäl knappast klassificera den nu undersökta monzoniten som en genom kalimetasomatos förändrad gabbro eller diorit, där ett eller flera av de ursprungliga mineralen, främst plagioklas, förträngts av mikroklin. Belägg för höjningar av apatithalten i samband med serorogen kalimetasomatos saknas nämligen. Monzonitens mikroklin får följaktligen betraktas som en sen differentiationsprodukt ur gabbromagman.

Gnejsgranit och kvartsdiorit (granitoider)

Primorogent svekofenniska djupbergarter av granitisk eller granitliknande karaktär (granitoider) förekommer i det nu behandlade området huvudsakligen ytterst mot nordöst, inom rektangeln Frövi – S. Fingerboda – Bondebyn – Högstaboda (8–9 c–e), där de dominerar. Flera partier finns dock också längs kartbladets västra kant, särskilt i norra delen av Kilsbergen (8a–b), där randzonen mot Pershyttefältets leptiter (s. 14 ff) nära nog helt upptas av primorogen granitoid. Vidare skall nämnas ett icke obetydligt massiv mellan Listresjön och södra stranden av Väringen (6–7c).

Tidigare kallades de primorogent svekofenniska granitoiderna urgraniter. Enär dessa bergarter icke utgör urbergets äldsta graniter, bör dock denna term undvikas.

Bergarterna varierar petrografiskt från egentlig granit (normalgranit) via granodiorit till kvartsdiorit. Vanligen är de förskiffrade. Av detta skäl benämns de även gnejsgraniter. Såväl plan som linjär struktur förekommer. Den senare kallas även stänglighet.

Grytet är oftast jämnt medelkornigt, men både finare och grövre kornighet förekommer. Fältspatögon är vanliga inom det stora området i nordöst.

Den egentliga granitens huvudmineral utgörs av kvarts, kalifältspat (mikroklin) och natrondominant plagioklas (högst 20 % anortit), medan i granodioriten halten av kalifältspat sjunker starkt samtidigt som de mörka mineralen, främst biotit, blir rikligare representerade. Även en kvantitativ tillbakagång för kvartsen kan noteras. Denna är dock påtagligare i kvartsdioriten, där kalifältspat vanligen saknas och hornblände mestadels uppnått en stark ställning. Jämfört med den egentliga graniten har kvartsdioritens plagioklas en högre anortithalt, uppemot 30 % eller något mer.

Av övriga påträffade mineral skall särskilt nämnas klorit. Vidare ingår mindre mängder av ett eller flera av mineralen malm, titanit, apatit, zirkon, epidot, prehnit och muskovit.

Hugo Wikman har undersökt mineralsammansättningen i en röd medelkornig gnejsgranit från hällen 500 m NÖ om N. Listre (6e):

Kvarts	40.9 vol.-%	Muskovit	0.7 vol.-%
Plagioklas	28.9	Malm	0.2
Mikroklin	26.8	Titanit	0.1
Klorit	1.5		100.0
Biotit	0.9		

Plagioklasen är här mycket starkt sericitomvandlad och har i stor utsträckning förträngts av mikroklin. Siffran 28.9 % för plagioklas är följaktligen ej representativ, och bergarten utgör en egentlig granit med mer mikroklin än plagioklas. Texturen är ojämnkornig och delvis granofyrisk. Liksom mikroklinen har även kvartsen förträngt plagioklasen, dock ej i så stor omfattning.

Analys av tre röda gnejsgraniter har utförts vid SGU:s kemiska avdelning och redovisas i tabell 27. Analyserna visar de kännetecken för egentlig granit, som höga SiO_2 -värden i förening med ringa halter av CaO och MgO utgör. Anmärkningsvärt låg är dessutom järnhalten i det tredje av de analyserade proven.

I tabell 27 ingår också analyser av två ögongnejsgraniter, dvs. förskiffrade granitoider med mikroklinögon. Analysvärdena pekar mot granodiorit, som omvandlats metasomatiskt genom tillförsel av SiO_2 och K_2O . Detta gäller främst ögongnejsgraniten från trakten av Sjöboda, som ingår i ett granodioritområde.

Det nytillkomna material, som givit upphov till ögonen, kan härröra antingen från restlösningar ur de primorogena granitoidbildande mag-

TABELL 27. ANALYSER AV KALIFÄLTSPATRIK GNEJSGRANIT FRÅN ÖSTRA DELEN AV KARTBLADET ÖREBRO NV

Bestånds- del	Röd gnejs- granit, 850 m NNV om Δ Harsjön 75,2 möh (6c)	Röd gnejs- granit, 800 m SSÖ om Oxelsätter (7e)	Gråröd gnejs- granit, 400 m öster om Vitmosse (7c)	Rödgrå ögon- gnejsgranit, 250 m SÖ om Frövibro hpl (8e)	Rödgrå ögon- gnejsgranit, 400 m SÖ om Sjöboda (9d)
SiO ₂	76.3	77.3	77.7	71.2	70.7
TiO ₂	0.14	0.12	0.05	0.31	0.33
Al ₂ O ₃	11.9	12.7	12.6	14.2	14.8
Fe ₂ O ₃	1.6	1.1 ¹	0.1 ¹	0.5	0.5
FeO	1.0			2.1	3.0
MnO	0.03	0.03	0.01	0.05	0.06
CaO	0.4	0.3	0.3	1.4	2.7
MgO	0.36	0.37	0.28	0.66	0.72
Na ₂ O	3.0	3.7	2.4	3.6	3.3
K ₂ O	4.7	4.1	4.5	6.2	3.5
BaO	0.07	0.06	0.01	0.08	0.11
H ₂ O > 105°C	1.5	1.0	0.8	1.4	1.2
Summa	101.0	100.8	98.8	101.7	100.9

¹ Inkl. tvåvärt järn bestämt som trevärt

man eller från den serorogena migmatitiseringen – serorogen ögongranit anstår i grannskapet av ögongnejsgraniten vid Frövibro hpl. Ögonen är dock i mycket stor utsträckning posttektoniska, dvs. genomväxande i förhållande till plan- och linjärstrukturerna. I så fall får de betraktas som serorogent anlagda, enär serorogent omkristalliserade men primorogent anlagda ögon i regel infogar sig i bergartens parallellstruktur som linser (planstruktur) eller spolar (stänglighet). Detta beror på att den serorogena omkristallisationen endast inneburit ombyggnad av de primorogena ögonens krossmassa av småkorn till ett eller ett par stora individ, icke förändring av ögonens yttre begränsning.

Utöver ögon av mikroklin finns även sådana av plagioklas, men dessa har i regel mindre format och uppträder mera sparsamt. Huvudsakligen påträffas de i kvartsdiorit.

En mikroklinfattig avart av granodioriten utgör plagioklasgranit, som har stor utbredning i rektangeln Frövi – S. Fingerboda – Bondebyn – Högstaboda. Ett representativt prov av sådan granit har tagits 400 m öster om Bondebyn (9c) och planimetriskt undersökts av Birgitta Bygghammar:

Plagioklas	45.0 vol.-%	Epidot	1.1 vol.-%
Kvarts	33.0	Mikroklin	0.8
Biotit	12.2	Zirkon	0.6
Klorit (pennin)	4.4	Prehnit	0.3
Apatit	1.3	Titanit och muskovit	0.1
Malm	1.2		<u>100.0</u>

Plagioklasen innehåller mellan 25 och 30 % anortit. Den är starkt sericit- och epidotomvandlad. Bergarten har grå färg och medelkornigt gry. Skiffrigheten är svag och väsentligen linjär. Bergarten har mycket stor utbredning inom kartbladets nordöstra hörn.

När kvartshalten avtar, går plagioklasgraniten över i kvartsdiorit. Ett prov av den senare, hämtat 800 m ÖSÖ om Östanbergshyttan (9c), har analyserats av Birgitta Bygghammar:

Plagioklas	46.9 vol.-%	Mikroklin	1.6 vol.-%
Kvarts	19.5	Apatit	1.5
Hornblände	15.6	Titanit	1.2
Klorit (pennin)	8.8	Prehnit	1.0
Epidot	2.2	Malm	0.2
Biotit	1.6		<u>100.1</u>

Plagioklasen har en anortithalt kring 35 % och är starkt sericitiserad. Sekundär epidot finns också rikligt. Bergartens färg är grå, dess gry i genomsnitt medelkornigt (fin- till grovkornigt). Strukturen är lätt stänglig.

De primorogena granitoiderna i kartbladets västligaste del utgör oftast rödgrå till gråröda, medelkorniga gnejsgraniter med granodioritisk till normalgranitisk sammansättning och i flera fall rika på biotit. I trakten norr om Garphyttan och väster om Kil ingår i migmatiten smärre starkt omvandlade partier av gnejsgranit, vilka icke kunnat utskiljas på berggrundskartan. Sådan migmatitiserad gnejsgranit finns lokalt även längre mot norr, t. ex. vid landsvägen nordväst om Ramshyttan (8b).

De primorogena granitoiderna inom kartbladet har i övrigt mestadels skonats från migmatitisering.

De nu behandlade bergarterna torde till övervägande del ha magmatiskt ursprung. De omsluter större eller mindre, skarpt avgränsade brottstycken av de suprakrustala bergarterna. I flera fall förekommer dock diffusa övergångar mellan omvandlade ytbergarter och primorogena granitoider. Särskilt gäller detta i fråga om gnejsgraniten mellan Listresjön och södra stranden av sjön Väringen (6–7e), som dessutom innehåller sins emellan parallella rester av suprakrustalformationen i form av metabasitskivor och som konformt med suprakrustalformationen själv är uppdelad i olika sammansatta varieteter (jämnkornig granit, ögongra-

nit, granodiorit). Här kan gnejsgraniten ha uppkommit genom rekristallisation, i större eller mindre omfattning kombinerad med metasomatisk omvandling, av sura och intermediära ytbergarter.

Även delar av granitoiderna norr om Frövi (8–9e) och VSV om Vede-vågssjön (9c–d) kan ha bildats genom omvandling på platsen (*in situ*) av suprakrustalbergarter. Att kontakterna mellan metabasit och kvartsdiorit här i många fall är diffusa, bevisar i och för sig ingenting – en sådan företeelse kan likaväl bero på assimilation åstadkommen av en gasrik granitoidmagma – men att suprakrustalresterna norr om Frövi i stort sett löper sins emellan parallellt betyder mera.

Granit med pegmatit och aplit

Drygt en tredjedel av kartbladets yta upptas av serorogen granit. Härtill kommer ådror, gångar och småmassiv av pegmatit och aplit, främst i ytbergartsområdena, samt migmatiternas metatekt.

Graniten uppträder i form av två huvudtyper, dels jämn, fin- till medelkornig, dels övervägande grov, mikroklinporfyrisk. Ögongraniten är rödgrå till röd, den jämnkorniga graniten oftast rödgrå till röd men i betydande utsträckning grå, särskilt i massivet norr till väster om Ervalla kyrka (7–8 c–d).

Huvudmassan av porfyrisk granit har övervägande rundade ögon av kalifältspat (mikroklinpertit) och kallas Örebrogranit. Sydväst om Frövi har dock rektangulära ögon viss utbredning, särskilt väster om Avdala hpl (8e). Denna typ av porfyrisk granit har följaktligen drag av vad som kallas Fellingsbrogranit och kännetecknas av rektangulära ögon. Ögongraniten är intrusiv. Ögonen har kristalliserat ur magmans restlösningar och har därvid i stor utsträckning förträngt den tidigare kristalliserade mineralmassan (deuteriska ögon). Restlösningarna har lokalt trängt ut i sidostenen och även där orsakat ögonbildning.

Hugo Wikman har undersökt mineralsammansättningen i två prov av Örebrogranit; se tabell 28.

Den rödgrå ögongraniten anstår nära andalusitglimmerskiffer och kan ha påverkats av denna bergart, vilket de höga halterna av glimmer och klorit (drygt 11.5 %) antyder.

Röd ögongranit från en skärning vid riksväg 60 100 m norr om Idogheten, SV om Järle (8c), har analyserats vid SGU:s kemiska avdelning.

TABELL 28. PLANIMETRISKA ANALYSER AV ÖREBROGRANIT

Vol.-% av	Röd ögongranit, riksväg E 3 Ö om rondellen N intill Örebro (5d)	Rödgrå ögongranit, 500 m ÖSÖ om Ulriksberg, mellan Rinkaby och Hovsta kyrkor (5e)
Kvarts	40.6	28.1
Mikroklin	28.7	32.2
Plagioklas (5–15 % An) ..	21.5	26.6
Biotit	7.5	10.1
Klorit	0.5	1.0
Muskovit	0	0.5
Apatit	0.8	0.6
Malm	0.3	0.7
Zirkon	0.1	0.1
Flusspat	0	0.1
	100.0	100.0

Provet utgör en typisk Örebrogranit från det stora massivet i kartbladets norra del.

SiO ₂	68.7 vikts-%	MgO	0.73 vikts-%
TiO ₂	0.44	Na ₂ O	3.0
Al ₂ O ₃	14.7	K ₂ O	6.5
Fe ₂ O ₃	1.1	BaO	0.14
FeO	2.9	H ₂ O > 105°C	1.3
MnO	0.06		101.4
CaO	1.8		

Röd ögongranit har även provtagits 250 m söder om Urshagen (8e), VSV om Frövi, och analyserats vid SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	71.1 vikts-%	MgO	0.98 vikts-%
TiO ₂	0.56	Na ₂ O	2.9
Al ₂ O ₃	13.5	K ₂ O	5.6
Fe ₂ O ₃	1.0	BaO	0.15
FeO	2.6	H ₂ O > 105°C	1.0
MnO	0.05		101.1
CaO	1.7		

Denna bergart har grova mikroklinögon, dels rundade, dels rektangulära, och utgör snarast en hybrid mellan Örebro- och Fellingsbrograniterna.

Mineralinnehållet i de bada kemiskt analyserade bergarterna är i stort sett detsamma som i de planimetriskt undersökta ögongraniterna. Accessoriskt kan dock även ortit (allanit) förekomma.

Nära kontakterna mot omgivande bergarter är de mikroklinporfyriska graniternas ögon ofta mindre till formatet än längre in i massiven. Samtidigt har kornstorleken i mellanmassan avtagit, så som är typiskt för kylda kontakter. Ett instruktivt exempel på detta lämnar berggrunden från grannskapet av Avdala hpl västerut i riktning mot Avdala gruvor (8e).

De jämnkorniga graniterna har ungefär lika stor utbredning som de mikroklinporfyriska men är i större utsträckning än dessa fördelade på småmassiv. Mycket av migmatitområdenas nybildade material (metatekt) föreligger också i form av granit, men kornigheten växlar här ofta raskt, varigenom bergarten får en ojämnkornig karaktär. I övrigt består metatekten vanligen av aplit och pegmatit, eller i vissa fall av syenit. Med ledning av kornfördelningen kan man inom kartbladet följaktligen i stor utsträckning skilja på platsen bildad metatektgranit från ur magma kristalliserad, intrusiv granit. Metatektgraniten är mera oregelbundet uppbyggd än intrusivgraniten förutom att den i de flesta fall innehåller rester av ursprungsbergarterna (paleosom). Huvudparten av de på kartbladet markerade massiven av jämnkornig granit har kristalliserat ur intrusiv magma.

Hugo Wikman har planimetriskt undersökt en röd, fin- till medelkornig granit provtagen 500 m ÖSÖ om triangelpunkt 91.4 ung. 600 m väster om Gäddviken (7e):

Kvarts	35.2 vol.-%	Epidot	1.4 vol.-%
Mikroklin	30.3	Malm	0.4
Plagioklas (ca. 5 % An)	29.5	Muskovit	0.3
Klorit	2.9		<u>100.0</u>

Bergarten är granofyrisk och anstår i kanten av ett mindre granitmassiv, som utsatts för lätt postsvekofennisk tektonisering. Mikroklinen har i viss utsträckning nybildats. Granofyriska, prim- och serorogent svekofenniska graniter träffas endast i randzonerna av intrusioner, varför den nu behandlade bergartens magmatiska karaktär knappast kan ifrågasättas.

VNV om det område, från vilket ovan beskrivna granofyriska granit hämtats, utbreder sig röd, fint medelkornig, delvis aplitisk granit bort mot Källtorpsberget, där ögongranit tar vid. Två prov av denna granit har analyserats vid SGU:s kemiska avdelning; se tabell 29.

TABELL 29. KEMISKA ANALYSER AV RÖD, FINT MEDELKORNIG GRANIT

Vikts-% av	800 m V om mitten av Killingholmarna (7e)	1 700 m Ö om Arrud (7e)
SiO ₂	74.9	71.8
TiO ₂	0.17	0.25
Al ₂ O ₃	13.4	13.3
Fe ₂ O ₃	0.8	2.0
FeO	— ¹	1.4
MnO	0.02	0.05
CaO	0.7	0.6
MgO	0.34	0.44
Na ₂ O	2.6	3.0
K ₂ O	6.3	5.7
BaO	0.11	0.05
H ₂ O > 105°C	0.9	2.0
Summa	100.2	100.6

¹ Inkl. tvåvärt järn bestämt som trevärt

En övergång i riktning mot grå granit representerar den rödgrå finkorniga Stockholmsgranitliknande bergart, som provtagits 750 m SSÖ om Rinkaby kyrka (5e) och analyserats vid SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	78.6 vikts-%	MgO	0.11 vikts-%
TiO ₂	0.04	Na ₂ O	2.7
Al ₂ O ₃	12.7	K ₂ O	4.9
Fe ₂ O ₃	0.1	BaO	0.01
FeO	0.4	H ₂ O > 105°C	1.7
MnO	0.01		101.5
CaO	0.2		

Grå jämnkornig serorogen granit från massivet norr till väster om Ervalla kyrka har även studerats av Hugo Wikman, som meddelat följande mineralsammansättning från ett öde stenbrott 2½ km NNÖ om kyrkan (8d):

Mikroklin	35.9 vol.-%	Apatit	0.2 vol.-%
Kvarts	33.6	Malm	0.2
Plagioklas	27.0	Epidot	0.1
Biotit	2.8		100.0
Muskovit	0.2		

Graniten har granofyrisk utbildning, och dess plagioklas är kraftigt sericitiserad. Mikroklinen bildar bergartens största individ och förtränger ofta plagioklasen. Graniten har provtagits nära gräns mot sedimentgnejs,

varför synpunkterna på den granofyriska texturen blir desamma som anförts ovan.

En analys av bergarten har utförts vid SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	74.6 vikts-%	MgO	0.25 vikts-%
TiO ₂	0.09	Na ₂ O	3.3
Al ₂ O ₃	13.7	K ₂ O	5.2
Fe ₂ O ₃	0.2	BaO	0.03
FeO	1.1	H ₂ O > 105°C	0.9
MnO	0.04		100.1
CaO	0.7		

En grå fint medelkornig granit av liknande typ från ett övergivet litet stenbrott 400 m öster om Bondebyn (9c), nära mitten av kartbladets norra begränsning, har planimetrerats av Birgitta Bygghammar:

Mikroklin	39.7 vol.-%	Epidot	3.1 vol.-%
Kvarts	30.3	Klinozoisit	2.2
Plagioklas	17.5	Apatit	0.4
Klorit	4.3		100.0
Biotit	2.5		

Förutom de nu uppräknade mineralen innehåller graniten något muskovit. Plagioklasen har till största delen överförs i sericit ofta åtföljd av epidot.

Pegmatit och aplit uppträder främst som metatekt inom ådergnejs- och migmatitområdena. Dessutom finns spridda större förekomster i kartområdets mellersta, norra och östra delar. Särskilt betydande är två stråk VNV och NNV om Ervalla kyrka, det ena kring Torpa norr om Järleån (8c), det andra kring Östanberg väster om N. Klysna (9d). Dessa stråk följer strykningen av angränsande ytbergarter och kan följaktligen utgöra ansamlingar av metatekt. Oberoende form har däremot ett massiv öster om Bondebyn (9c), där även granit ingår. (Se ovan.) Detsamma gäller ifråga om flertalet småmassiv i kartområdets mellersta och östra delar.

Pegmatit har genomgående större utbredning än aplit inom kartområdet. Bergarternas färg är oftast röd till rödlätt i leptit- och gnejsgranitområdena men alltid gråvit i sedimentgnejsområdena. Sällsynta mineral i nämnvärda mängder har icke iakttagits.

Även om huvudmassan av serorogena bergarter inom kartbladet visar eruptivt uppträdande, får man dock räkna med att de framträngande serorogena magmorna härstammar från yt- och djupbergarter, som smält eller lösts upp i djupare delar av jordskorpan (anatexis). Bildningen av

ådergnejs och migmatit skulle härvid representera en begynnande upplösning i ett högre snitt av jordskorpan.

I vad mån bildningen av andalusit, cordierit, sillimanit och almandin-granat i kartbladets nordvästligaste och sydöstligaste delar ingår i den serorogena utvecklingen eller har samband med de primorogena granitoidmagnornas intrusion, har icke kunnat avgöras med full säkerhet. Enligt undersökningar inom kartbladet Eskilstuna (Lundegårdh 1959) och Uppsalatrakten (Göran Stålhös 1972) får det dock anses som mest sannolikt, att bildningen av de nu nämnda mineralen börjat redan under det primorogena utvecklingsskedet.

Porfyrir och diabas

Ett betydande antal gånger av porfyrir och diabas slår igenom den svekofenniska berggrunden inom kartbladet (fig. 45). De flesta av dessa gånger är orienterade i Ö-V till VNV-ÖSÖ, men strykningar mot NNV förekommer även. Flera gånger böjer eller slingrar lätt. Den längsta gången finns norr om Rinkaby kyrka (5-6c), de bredaste gångarna i kartbladets västra del. Största gångbredden pendlar mellan 80 och 90 m.

Porfyrirten och diabasen är gråsvarta till svarta, ofta med skiftning i grönt, och har medel- till finkornig grundmassa. Kontakterna mot sidostenen är täta, beroende på den snabba nerkylning av magman, som här skett efter dess intrusion. Graden av bergarternas omvandling varierar. I första hand har de mörka, mafiska huvudmineralen förändrats, och starkast är omvandlingen i vissa av porfyrirerna. Metamorfosen har ägt rum dels under inverkan av magmans restlösningar, dels senare, i samband med tektonisering.

Uträglat porfyriritiska är endast de båda stora gångarna i bladområdets sydvästra del. Den södra av dessa gånger är belägen ungefär $2\frac{1}{2}$ km V-SV om Blackstahytan (6a) och stryker mot NNV. Bredden uppgår till maximalt 60 m. Den norra gången sträcker sig $3\frac{1}{2}$ km mot VNV från Ullavi klint (6-7a). Största bredden är drygt 80 m. Huvudparten av de oftast rundade eller lådformade ögonen består av plagioklas. Bergarten utgör sålunda en plagioklasporfyrir.

Den södra gången är strökornsrik, har i friskt brott rent grå eller grönaktigt grå färg och visar fullständig omvandling av de mörka, mafiska huvudmineralen. Strökornen är ljusare än grundmassan, oftast gråvita och gärna med skiftning i rött. De mäter upp till 2 cm i genomskärning.



Fig. 45. Förgrenad diabasgång i urkalksten. Nordstranden av Kårstaö (6c), Hovsta församling. Foto P. H. Lundegårdh 1964.

Diabase cutting early Svecofennian marble. Outcrop at Lake Mellanlången (6c), in the southern central part of the map-sheet Örebro N.W.

I gångens norra del utgörs de merendels av en antipertitisk sammanväxning mellan mikroklin och sur plagioklas med granofyriska partier, medan de i SSÖ består av sur plagioklas med infrätt kvarts. I SSÖ finns även strökorn av kvarts och kalcit, vilka oftast har karaktären av blåsumsfyllnader (mandlar). Detta tyder på att porfyritens magma stelnat nära jordytan, eftersom blåsum bildas genom avgasning vid lågt tryck och normalt följaktligen karakteriserar lavar.

Grundmassan är i den södra gången massformig och finkornig. Mot NNV är den tydligt ofitisk och består främst av tämligen frisk eller lätt sericitiserad plagioklas men även betydande mängder av ett delvis stråligt uralithornblände, som åtföljs av klorit och stora malmutfällningar. Dessutom uppträder kvarts ganska allmänt i form av sent bildade korn, dels enstaka, dels aggregat. De sistnämnda syns i vissa fall utgöra blåsumsfyllnader (mandlar). Småmineral är titanit och epidot. I strökornen förekommer accessoriskt malm, biotit och leukoxen.

I SSÖ är grundmassan så starkt omvandlad, att någon ofitisk textur knappast kan skönjas. Den består väsentligen av plagioklas med stark marginal korrosion, klorit, biotit, malm, epidot och sent kristalliserad, infrätt kvarts. Dessutom iakttas titanit. I strökornen har påträffats biotit och något kalcit.

Den norra gången innehåller växlande mängder av grå- eller grönaktigt vita eller gulvita till gulgrönvita, upp till 2 cm långa strökorn av sur labrador (55 % anortit). Strökornen har lådform eller oftare oregelbunden begränsning. Grundmassan är grönsvart, massformig och fin- till fint medelkornig. Den visar ofitisk textur men har närmast Kilsbergsförkastningen, i trakten av Ullavi klint (6a), skadats genom tektonisering och därtill knutna mineralomvandlingar. Grundmassan består väsentligen av sur labrador samt augit. Dessutom förekommer malm allmänt och mer eller mindre starkt omvandlad olivin sporadiskt, medan apatit saknas. I trakten av Ullavi klint, särskilt i östbranten, har labradoren och augiten delvis krossats genom tektonisering, och som följd härav har omvandling skett längs sprickor och korngränser. Plagioklasen har överförts i sericit med inslag av epidot och klorit. Strökornen har i stor utsträckning fått en rödlätt färgton till följd av hematitimpregnation. Ur augiten och den sporadiskt uppträdande olivinen har bildats stråligt uralithornblände åtföljt av serpentin, prehnit, klorit och epidot.

En planimetrisk analys av den tektoniskt påverkade plagioklasporfyriten från östra kanten av Ullavi klint (6a) har utförts av Birgitta Bygg-hammar:

Plagioklas (55 % anortit)	26.2 vol.-%
Epidot, sericit m. m. (omvandlad plagioklas)	35.3
Augit	9.7
Uralit m. m. (omvandlad augit och olivin) ..	25.0
Malm	3.9
	100.1

Halterna av viktigare oxider har bestämts vid SGU:s kemiska avdelning:

SiO ₂	47.3 vikts-%	MgO	7.3 vikts-%
TiO ₂	1.25	Na ₂ O	2.6
Al ₂ O ₃	15.3	K ₂ O	1.1
Fe ₂ O ₃ (inkl. FeO)	13.7	BaO	0.03
MnO	0.20	SrO	0.03
CaO	8.0		96.8

Den låga oxidsumman, som för övrigt skulle ha blivit ännu lägre om FeO bestämts, beror på att uppgift saknas om bergartens innehåll av bundet vatten (H₂O > 105°C).

En samtidigt utförd spårelementanalys har givit halterna Cr= 110, Ni= 50 och Co= 40 g/ton. Dessa värden svarar mot molekylproportionerna Cr > Ni > Co, vilka utmärker tidiga kristallisationsdifferentiat ur basiska magmor. Sådana differentiat karakteriseras också av mycket låga fosforhalter samt små eller måttliga mängder av TiO₂. (Som ovan nämnts, saknas apatit i bergarten.

Till jämförelse kan nämnas, att strökornsfri diabas från den stora, nordvästligt orienterade gången vid Vikers kyrka, inom det angränsande karthbladet Karlskoga NO, innehåller mellan 40 och 50 g/ton av vardera spårelementen krom, kobolt och nickel, samtidigt som halterna av CaO (7.0 %) och MgO (5.1 %) är lägre och halten av Na₂O (3.7 %) högre än i porfyriten från Ullavi klint. Om plagioklasporfyriten och diabasen bildats ur samma magma, betyder detta att den förra har kristalliserat tidigare än den senare.

Mellan kartområdets diabas och porfyrit finns övergångsbergarter, som innehåller ojämnt fördelade och oregelbundet formade, upp till någon cm långa strökor av en oftast starkt sericit-epidotomvandlad plagioklas med en sammansättning svarande mot sur labrador. Särskilt gäller detta gången N-NÖ om Nordankärr, väster intill sjön Mellanlängen (6c), men även andra gånger innehåller plagioklasströkor, t. ex. den långa gången mellan 2½ och 3 km norr om Rinkaby kyrka.

Diabasens grundmassa är tydligt ofitisk. Huvudmineralen utgörs av plagioklas (45–55 % anortit) och augit. Dessutom finns malm, olika omvandlingsmineral, ofta rester av olivin, samt små mängder av biotit, kvarts och apatit.

Glest strökornsförande diabas från en håll 600 m NÖ om Nordankärr (6e) har planimetrerats av Birgitta Bygghammar:

Plagioklas (max. 55 % anortit)	52.2 vol.-%	Malm	5.9 vol.-%
Sericit och epidot	7.2	Biotit	1.2
Augit	22.8	Apatit	0.1
Klorit och serpentin	10.6		<u>100.0</u>

Plagioklasen har omvandlats starkt till sericit och epidot. En del av dessa mineral ingår i procenttalet 52.2, en del har kunnat redovisas separat. Serpentin torde vara sekundär efter olivin. Apatiten bildar små nålar.

Slipprov av den oftast glest strökoränsförande diabasen 700 m NV om Götavi (6c) har enligt Birgitta Bygghammar följande mineralsammansättning:

Plagioklas	38.3 vol.-%	Olivinseudomorfer	9.7 vol.-%
Do, malminpregnerad	4.2	Kvarts	0.7
Sericit	19.6	Apatit och epidot	0.1
Augit	17.4		<u>100.1</u>
Malm	10.0		

Förutom den sericit, som redovisats separat, ingår betydande mängder av mineralet i procentsiffran för den starkt omvandlade plagioklasen.

I kartbladets nordvästra del finns ett betydande antal korta diabasgångar, av vilka några har mycket mörk, om de nordöstsånska och blekiska diabaserna erinrande färg.

Diabasgången i norra delen av sommarbyn Fågelsång, SV om Axbergs kyrka (6d), innehåller en mängd brottstycken av grovkristallinisk labradorsten (fig. 46). Labradorstenen kristalliserade ur diabasmagman, när denna ännu befann sig på stort djup, och svarar följaktligen mot en plagioklasdominant gabbro. Den bröts sedan sönder och följde på grund av sin relativt låga täthet med, när återstoden av magman längs en östvästlig spricka steg upp till det i våra dagar blottade berggrundssnittet.

Porfyriten och diabasen räknas till den gotiska tidsperiodens bildningar. Porfyritgången 2½ km V-SV om Blackstahyttan (6a) skiljer sig mineralogiskt och petrografiskt från de övriga gångarna inom kartbladet främst genom sin surare plagioklas, sin betydande halt av mikroklin och sina blåsumsfillnader av kvarts i blandning med kalcit. Omvandlingen av de mafiska mineralen är också mer genomgripande i denna gång än i någon annan, så genomgripande att primärmineral icke någonstades finns bevarade. Det föreligger följaktligen starka skäl till förmodan, att porfyriten V-SV om Blackstahyttan har väsentligt högre ålder än de övriga grönstensgångarna. Dessa torde ha kommit till i jotnisk tid och har i så fall en sannolik ålder mellan 1 200 och 1 300 miljoner år.



Fig. 46. Porfyritisk diabas med talrika brottstycken av labradorsten. I 200 m SV om Axbergs kyrka (6d), Hovsta församling. Foto P. H. Lundegårdh 1964.

Porphyritic diabase crowded with xenoliths of anorthosite. 1.2 km S.W. of Axberg church (6d), in the southern central part of the map-sheet Örebro N.W.

Tektonik

Berggrunden inom kartbladet Örebro NV har under flera olika tidsperioder utsatts för tektonisk påverkan. Äldst är de regionala förändringar av plastisk natur, varom de svekofenniska bergartsgränsernas vindlande förlopp bär vittne. Det urberg, som nu träder i dagen, låg mestadels djupt i jordskorpan, när de svekofenniska tektoniseringarna var i verksamhet. Temperatur och tryck var då så höga, att bergartslagren därigenom blev böjliga. I kartområdets östra del har spårats en tidigare veckning efter flackt orienterade axlar mot NNV till norr och en senare tvärveckning efter axlar med medelbrant stupning mot öster. Denna stupning innebär,

att tvärvecken stjälpes över så att de lutar mot väster, vilket åskådliggörs av fig. 13 på s. 41. Veckningsstilen är sålunda densamma som i nordöstra Gästrikland, där Hamrängesyngkinalen i form av en tvärveckad nord-sydantiklinal ligger starkt överstjälp mot väster (Per H. Lundegårdh, 1967).

I kartområdets nordvästra del, väster om Kilsbergsförkastningen och sålunda i ett annat snitt genom den svekofenniska berggrunden, iakttas ett nordöstligt orienterat veck av synklinal karaktär med yngsta, sedimentära bergarter i mitten. Detta veck bildar den s. k. Vikersynklinalen, som kan följas från sjön Älvlången i SV till trakten norr om sjön Rosvalen i NÖ och innehåller en mäktig karbonatstenshorisont.

Redan i ett skede av den svekofenniska tidsperioden hade det nu blotade berggrundssnittet svalnat så mycket, att brottektonisering kunde träda i verksamhet. Inom Rinkaby-Väringenområdet finns flera brantstående stråk eller zoner av sins emellan parallella brottytor med strykning mot NNV-NV, vilka är äldre än de serorogena graniterna men yngre än de primorogena. Som berggrundskartan visar, har rörelser skett längs dessa intraorogena brottytor.

Efter de serorogent svekofenniska bergarternas bildning och avkylning uppkom i gotisk tid nya stråk av brottytor, där skjuvrörelser orsakat mylonitbildning eller brecciering. Detta har särskilt ofta konstaterats i området Nora-Ramshyttan-Lockhyttan (7-9b), där den förhärskande granitmyloniten är hälleflintrik. Den består av en tät kristalliserad massa av kvarts, fältspat, epidot och zoisit, ofta med malmutfällningar längs rörelseplanen. Kvartsen har krossats till taggiga, starkt undulösa småkorn, vilka gärna samlar sig till zoner längs rörelseplanen.

Mellan de stora rörelsezonerna har bildats skjuvsprickor och tänjningssprickor av större eller mindre uthållighet. Carl-Fredrik Müllern (1971) har närmare undersökt både dessa och ännu yngre sprickor inom bladområdet. Han redovisar branta skjuvsprickor riktade mot VNV och NNÖ. De förra har under inverkan av äldre diskontinuiteter i berggrunden ofta avlänkats mot NV. Deformationsriktningen (riktningen för maximalt tryck) anges till NNV-SSÖ.

Även en deformation orsakad av maximalt tryck i öst-väst har enligt Müllern varit verksam inom kartbladets berggrund. De branta skjuvsprickorna stryker i detta fall mot NV och NÖ. Härtill skall läggas flera iakttagna avlänkningar mot NNV.



Fig. 47. Postkambrisk sprickfyllnad i granit. Gamla Arbogavägen vid Hälltorp, 650 m SV om Ulriksberg (5d), Olaus Petri församling. Foto P. H. Lundegårdh 1968. *Post-Cambrian crack filling in Svecofennian granite. 4 km W.-W.S.W. of Rinkaby church, in the southeast corner of the map-sheet Örebro N.W.*

Inom östra delen av bladorrådet förekommer slutligen branta tension-sprickor med strykning i öst-väst. Dessa har mestadels styrts av gränser mellan eller strukturer i de svekofenniska bergarterna. När de öppnats, har de väglett intrusioner av basaltmagma, som kristalliserat till gångar av en delvis porfyritisk diabas. Under samma tidsperiod, eller redan tidigare, öppnades skjuvsprickor med strykningar i sektorn NNV-VNV och fylldes med basaltmagma, som stelnade till gångar av både porfyrit och diabas. De yngsta gångarna har en bildningstid, som torde ligga kring 1 200 miljoner år.

Nya tektoniseringar drabbade kartbladets berggrund under åtminstone två väsentligt senare tidsperioder, dels under den variskiska eller hercyniska orogenesen, dels när Alperna bildades och den skandinaviska fjällkedjan på nytt höjdes till nuvarande nivå. Dessa tektoniseringar har orsakat både förkastningar längs befintliga sprickor, främst den som avgränsar Kilsbergen mot sydöst, och ytterligare sprickbildning.

Genom Kilsbergsförkastningen har den östra och större delen av kartbladets urberg sänkts så djupt, att de pålagrade kambrosilurbergarterna öster om Garphyttan (5 a–c) bevarats fram till våra dagar. Spår av förkastningen kan spåras i exempelvis östra branten av Ullavi klint (6a), där porfyriten tektoniserats starkt (s. 148).

Kilsbergsförkastningen har regional utsträckning. Mot NNÖ går den över i en flexur, som kan spåras långt in i Hälsingland (Per H. Lundegårdh, 1967).

En annan ung förkastning markeras av sjön Väringens södra strand. Berggrunden norrut har här sänkts, vilket betingar nivåskillnaden mellan bergmassivet Kägla och botten av Väringen. I öster, inom kartbladet Örebro NO, har kambrisk sandsten bevarats genom sänkningen. I väster avtar förkastningen längs en mylonitzon förbi Arrud (7 d–e). Enär mylonit är en läkt skjuvbergart, har följaktligen en överskjutning eller sidoförskjutning ägt rum före förkastningen, i prekambrisk tid. De olika rörelserna har i huvudsak utnyttjat öst–västliga tensionssprickor, där i gotisk tid basaltmagma trängde upp och bildade en diabasgång norr intill mylonitzonen.

Medan de unga förkastningszonerna beror på tärningar i jordskorpan och i huvudsak står kvar oläta, har de prekambrisk rörelsezonerna skjuvkaraktär och har följaktligen genom ny- och omkristallisationer oftast läkts så väl, att uppbrytning i senare tid icke kunnat ske. Ett exempel på detta utgör den tektoniska zon, som begränsar Pershytte malmitrakt mot söder (8–9 a–b).

De flesta sprickorna och samtliga rörelsezoner inom kartområdet har tillkommit genom horisontella spänningar och har följaktligen brant eller vertikal stupning. Vertikala tryck har dock under vissa perioder verkat med sådan styrka, att flacka eller horisontella slag, s. k. bottenlag, uppkommit. Det mest framträdande exemplet på bottenlag utgör den bankning i ytliga delar av berggrunden, som orsakats av inlandsisens tryck.

När sprickor i berggrunden vidgades, bereddes ej blott magma tillfälle att tränga upp och bilda eruptivgångar utan erbjöds också möjlighet för bergartsbildande material att sjunka ner från jordytan. Ett exempel på den senare formen av sprickfyllnad har redan nämnts från den mäktiga urkalkstenen vid Kvinnerstatorp (6d; s. 131), där tidigpaleozoiska sprickfyllnader iakttagits. Ett annat exempel kan studeras intill gamla Arboga-vägen vid Hälltorp, 650 m SV om Ulriksberg (5d), där en ljusgrå till vit-

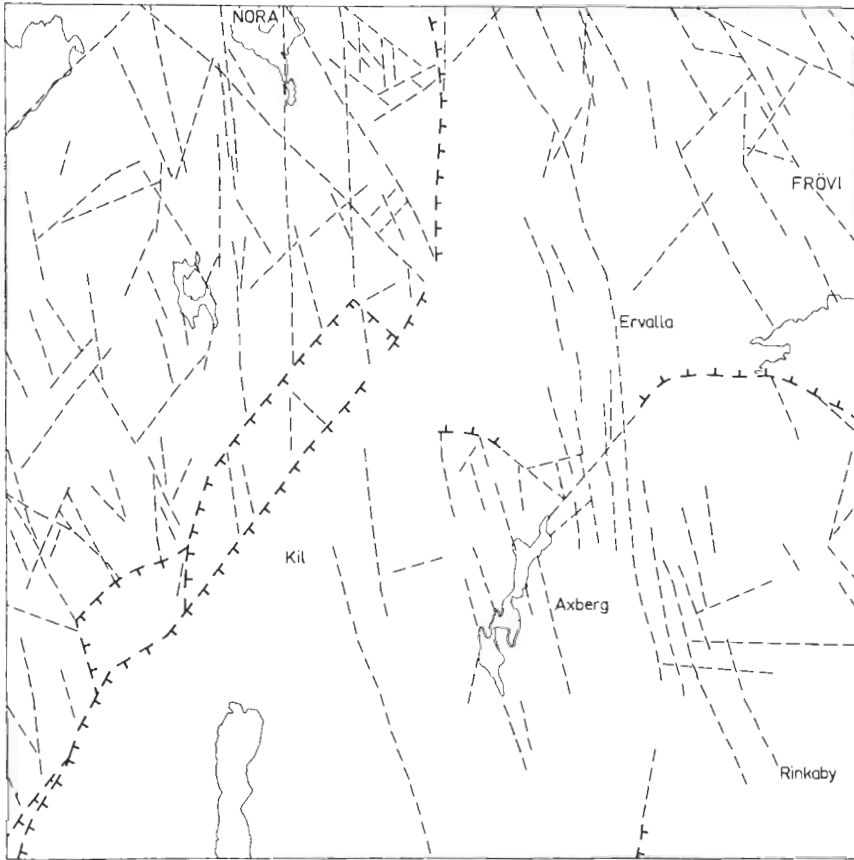


Fig. 48. Karta över de viktigare topografiskt framträdande bröttzonerna genom berggrunden å kartbladet Örebro NV, enligt Carl-Fredrik Müllern 1971.

Major fractures topographically visible in the bedrock of the map-sheet Örebro N.W., according to C.-F. Müllern 1971.

grå, rättkornig mineralmassa av bl. a. prehnit, sericit och något kalcit oregelbundet fyller en släppa i urberget (fig. 47). Mineralmassan har i sin tur spräckts efter sin konsolidering och genomdras nu av gråvita till vita, sekundära sprickfyllnader.

Berggrundskartan innehåller av utrymmesskäl endast de tektoniska rörelsezonor, som iakttagits vid rekognoseringen. En utförligare, delvis på flygbildstolkning grundad redovisning av de spricktektoniska elemen-

ten i berggrunden har lämnats av Carl-Fredrik Müllern (1971). Fig. 48 återger Müllerns redovisning i förminskad skala.

Litteratur

SGU - Sveriges geologiska undersökning

GORBATSCHEV, R., 1971: Berggrundsgeologiska kartbladet Örebro NO. SGU Af 103.

LUNDEGÅRDH, PER H., 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. SGU Ba 22.

- 1959: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Eskilstuna. SGU Aa 200.

- 1970: Det svenska urberget. I Lundegårdh-Lundqvist-Lindström: Berg och jord i Sverige. Tredje uppl. Almqvist & Wiksell.

- 1971: Nyttosten i Sverige. Almqvist & Wiksell.

MÖLLER, Å., ENGQVIST, P., och MÜLLERN, C. F., 1971: Hydrogeologiska kartbladet Örebro NV. SGU Ag 3.

STÅLHÖS, G., 1972: Beskrivning till berggrundsgeologiska kartbladen Uppsala SV och SO. SGU Af 105-106.

WELIN, E., och BLOMQVIST, G., 1964: Age measurements on radioactive minerals from Sweden. Geol. fören. förhandl. 86.

Paleozoisk berggrund

AV

LARS KARIS OCH ERNEST MAGNUSSON

Äldre undersökningar

Den första redogörelsen för den kambriska och ordoviciska lagerföljden i den del av Närke, som berörs av detta kartblad, gjordes i beskrivningen till det geologiska kartbladet "Latorp" av G. Linnarsson (1875). Denne gjorde också samma år en sammanfattning av Närkes kambro-ordovicium. Linnarssons arbeten låg senare till grund för framställningen av kambro-ordovicium i en geologisk beskrivning över Närke (Blomberg och Holm 1902), vari också ingick en redogörelse för den tekniska användningen av de "kambrisk-siluriska" lagrens bergarter. Senare har delar av lagerföljden beskrivits mera ingående ur paleontologisk och stratigrafisk synpunkt av Westergård (överkambrium; 1922) och Tjernvik (ordovicium; 1952, 1956), vilka arbeten i någon mån berör det aktuella området.

Kommentarer till kartbilden

Till grund för kartbilden över de kambro-ordoviciska bergarternas utbredning inom föreliggande kartblad ligger J. Eklunds översiktskarta över centrala Närkes berggrund (Eklund 1961). Alla tillgängliga protokoll och uppgifter från äldre djupborrningar, såväl kärnborrningar som brunn-

borrningar, har emellertid utnyttjats. Dessutom ha SGU:s kartbyrå i kompletterande syfte låtit utföra seismiska undersökningar och två kärnborrningar inom området. De senare är belägna vid Örsta och Filipshyttan (exaktare lägesangivelser på s. 171).

Äldre kärnborrningar utfördes i allmänhet för speciella praktiska ändamål. Vanligen var de främst inriktade på kännedom om alunskiffers maktighet och utbredning. Därför avbröts flertalet borrningar i de melankambriskas lagren och mera sällan genomborrades lerstenen och sandstenslagren ned till urbergsunderlaget. År 1939 påbörjades en serie borrningar i Närke för undersökning av oljeförande alunskiffer under ledning av A. H. Westergård med biträde av J. Eklund. Dessa undersökningar fortsatte senare under ledning av B. Dahlman till slutet av 1950-talet, vilken även sammanställt geologiska uppgifter från andra borrningar (opubl.). Uppgifter som berör det aktuella området har kunnat utnyttjas vid framställningen av berggrundskartan liksom en del material ur SGU:s brunnsarkiv. Vattenbyggnadsbyrån har välvilligt överlämnat en sammanställning av samtliga kända borrningar i Garphytteområdet. Vidare har AB Terratest generöst ställt prover från två borrningar vid Garphyttan till förfogande. Borrningarna är utförda av dåvarande Svenska Diamantbergborrningsaktiebolaget.

På kartan har inlagts ett antal punkter med siffror för urbergsytans höjd över havet. Höjdsiffrorna härrör från borrningar. I flera fall är höjduppgifterna framräknade med ledning av de olika ledens "normala" mäktigheter med utgångspunkt från äldre uppgifter. Detta betyder givetvis att dessa höjdvärden inte är exakta och sannolikt har urbergsytan erhållit ett något för högt läge av det skälet att lagren tillhörande mellankambrium synes ha en något större mäktighet än det värde som använts vid beräkningarna, dvs. ca 20 m i stället för 18 m.

Syftet med den seismiska undersökningen var i första hand att klarlägga gränserna för kalkstenens och sandstenens utbredning i områdets norra del samt att fastlägga förkastningens läge invid Kilsbergen. I andra hand söktes gränserna mellan övriga bergartsled och samtidigt urbergsytans nivå. Undersökningen omfattar en total profillängd på ca 5.5 km. Huvudprofilen övertvårar högplatån mellan Kilsbergen och Tysslingen i ungefär öst-västlig riktning. Dessutom undersöktes en nära nord-sydlig tvärprofil i norra delen av platån och dennas nordsluttnings mot Frösvidal samt en kort (400 m) nord-sydlig profil ca 1 km norr om Frösvidal.

Den senare är att anse som ett stickprov i området norr om Frösvidalsåns djupa prekvartära dalgång i ett område, där sandsten möjligen kunde förekomma. Med hjälp av den seismiska undersökningen erhöles i några punkter relativt säkra gränser för kalkstenens och sandstenens utbredning. Däremot gavs inga säkra hållpunkter för ler- och alunskifferns utbredning på grund av de relativt likartade gånghastigheterna i dessa bergarter och i sandstenen. Ännu osäkrare var emellertid beräkningarna av urbergsytans läge. Där kalksten förekommer kunde denna över huvud taget inte beräknas. Utanför kalkstensområdet anger de seismiska resultaten en nivå för urbergsytan, vilken är 10 à 15 m lägre än den som med utgångspunkt från borrhuppgifter måste anses vara en mera sannolik nivå. Härvidlag har naturligtvis den övre vittrade delen av urberget utgjort en felkälla genom att gånghastigheten där är ungefär densamma som i sandstenen, men eftersom den genomvittrade horisonten inte har en större mäktighet än 5 m i den ena av de två djupborrningarna (mer än 4 m i den andra), kan den stora avvikelser inte förklaras enbart därmed.

Den västliga begränsningen av den kambriska alunskiffern och den underordoviciska kalkstenen påträffas ca 500 m öster om förkastningssystemet. Inom andra områden, där likartade tektoniska begränsningar förekommer, finns en direkt, ofta flexurartad kontakt mellan de olika blocken. Troligen har inom Latorpsplatåns västra rand en ca 100 m bred zon av det sedimentbärande urberget aktiverats vid de vertikala rörelserna och utbildat ett breccierat parti, som mellan tiden för förkastningsrörelserna och de kvartära nedisningarna varit utsatt för fluvial erosion med dränering mot norr och öster (Garphyttan – Filipshyttan – Frösvidal – Tysslingen). För denna teori talar de avsevärda jorddjup, ofta överstigande 30 m och som störst ca 41 m, i åtta borrningar, vilka är belägna mellan huvudförkastningen och platån samt i området norr–nordöst om platån ut mot Frösvidalsåns utlopp. Den prekvartära fåran är fylld av morän och sorterade jordarter.

Begränsningen av dräneringsområdet mot norr utgörs av en tektonisk zon, med stor sannolikhet utbildad som en förkastning. Språnghöjden är enligt tillgängliga uppgifter ca 20 m med relativ höjning av det norra blocket. Förkastningen antyds också i den korta seismiska profilen norr om Frösvidal. Inom det på kartan som urberg betecknade området sydväst om denna förkastning och dess eventuella fortsättning mot sydöst kan lokala erosionsrester av underkambrisk sandsten förekomma.

På kartan har inlagts ett antal tecken för stenbrott. De är alla lokaliserade till platåns östra kant, där den terrassformiga höjningen är mera markerad än vid den västra. Ungefär från Örsta och söderut är jorrdjupet också jämförelsevis ringa. Då karteringsarbetet för det geologiska kartbladet "Latorp" utfördes på 1870-talet fanns inom detta område naturliga blottningar av såväl kalksten som alunskiffer. Nu finns egentligen endast kalksten blottad inom ett litet område ca 350 m VNV om Hagby. På den kombinerade geologiska kartan (SGU, Ae 6) har emellertid också inlagts en liten kalkstenshäll vid vägen till Larstorp, där i anslutning till ett litet kalkstensbrott kalkstensytan kan följas inom ett litet område på ca 0.5 m djup under markytan.

Samtliga stenbrott är nu nedlagda, flertalet sedan lång tid tillbaka. Enligt uppgift från en ortsbo bröts kalksten senast i någon omfattning i ett av brotten NNV om Örsta på 1920-talet. De på kartan markerade stenbrotten är sådana, där någon del av den kambro-ordoviciska lagerföljden utan alltför stora svårigheter är åtkomlig. Så har t. ex. det gamla alunskifferbrottet vid Bäcketorp (1.5 km väster om Gymninge) inte medtagits. Det framträder på den topografiska kartan som en liten "sjö". Tidigare har en del kalkbränning förekommit. I anslutning till såväl skifferbrotten vid "Gymninge kalkbruk" som skifferbrottet vid Örsta förekommer avsevärda mängder bränd alunskiffer, s. k. rödfyr, som minne därav.

Stratigrafi

ALLMÄNT

I det följande kommer lagerföljden att genomgåas endast i korthet, eftersom området med paleozoisk berggrund på föreliggande kartblad är jämförelsevis litet. Det räknas till den s. k. Latorpsplatån, som emellertid har sin huvudsakliga utbredning på angränsande kartblad i söder (Örebro SV), där paleozoiska bergarter även i övrigt har en betydande utbredning. I beskrivningen till berggrundskartan Örebro SV (SGU, Af 101) har gjorts en fylligare sammanställning av äldre och nyare undersökningar av Närkes paleozoiska berggrund (Fromm 1971).

Lagerföljden i Latorpsplatån är emellertid ofullständigt känd tidigare på grund av det redan nämnda förhållandet, att i området företagna kärnbörningar inte nedförts genom hela den paleozoiska lagerföljden. Därför har borrhälsarna från de två år 1969 utförda borrhälsarna ge-

nomgått av L. Karis, och längre fram i denna beskrivning lämnas en utförlig litologisk och biostratigrafisk redogörelse för dessa borrhälskärnor, särskilt ingående för den under- och mellankambrika delen.

Huvuddragen i den stratigrafiska uppbyggnaden av områdets paleozoiska berggrund framgår av den schematiska profilen i fig. 49. Lagerföljden består, underifrån räknat, av sandsten (huvudsakligen underkambrium), lersten (mellankambrium), alunskiffer (huvudsakligen överkambrium) och kalksten (underordovicium). Termen lersten används i det följande som beteckning på en sedimentbergart med låg förskiffringsgrad bestående av fraktionerna ler och mjåla, trots att mjåla ofta är den dominerande fraktionen (se fig. 53). Sandstenen underlagras av prekambrisk berggrund (urberg), vars övre del är vittrad. Vittringen når vanligen några meter ned i urberget. I t. ex. Örsta-borrningen kan vittring spåras ned till ca 5 m djup i urberget.

Urbergsytan under sandstenen torde för ett begränsat område i allmänhet inte visa nämnvärda höjdskillnader utan är ganska jämn och flack, det s. k. subkambrika peneplanet. Detta utbildades genom vittring och erosion under en lång tidsperiod, då området utgjorde land före den första kambrika havstransgressionen. Exempel från området runt Kinnekulle i Västergötland visar emellertid, att urberget har en småkullig yta, där höjdskillnader på åtminstone 4 à 5 m förekommer. Vid transgressionen fick ett sådant område ett skärgårdslignande utseende. Sannolikt uppvisar urberget under Närkes paleozoiska lager en likartad morfologi.

Profilen (fig. 49) har lagts så, att den i princip sammanfaller med den profil, som övertvårar kartbladsområdet från väster till öster (Pl. 1) och är således en förstoring av denna på en 4,5 km lång sträcka. Den sammanfaller härigenom inte med de seismiska profilerna men skär dock dessa i två punkter. Det mest kritiska partiet av profilen är förkastningen vid Kilsbergens östra kant, nämligen huruvida förkastningen skett i ett eller flera steg. I den seismiska undersökningen ges i detta fall inget stöd. Ett borrhål öster om Garphyttan, vilket torde ligga omedelbart invid förkastningen visar en nivå för urbergsytan på 40 m ö. h. På urberget finns ca 8 m sandsten bevarad. Sannolikt kan detta förhållande tolkas så, att förkastningen åtminstone vid Garphyttan uppbyggs av minst två steg.

Den antydda dom-artade upphöjningen av urbergsytan i profilens mellersta del är möjligen överdriven, men förekomsten av en sådan styrks av de två borrhuppgifterna (kärnborrhälsningar) väster om Olofstorp, även

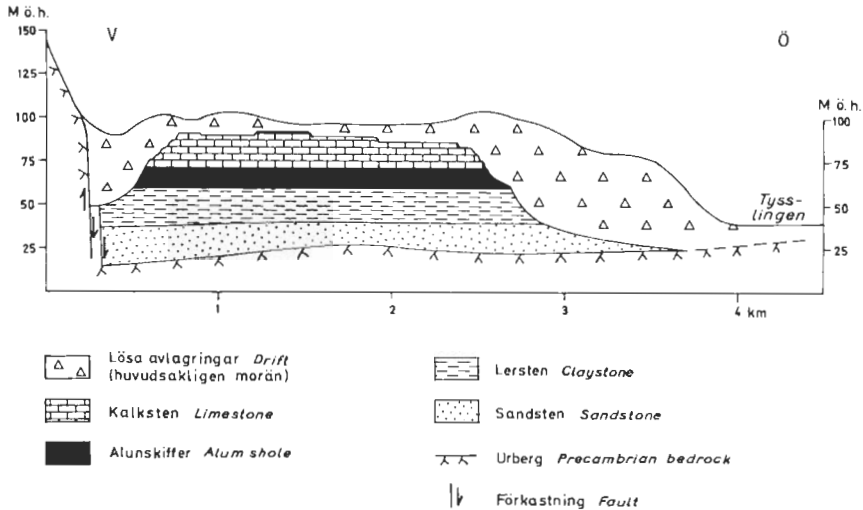


Fig. 49. Schematisk profil genom Latorpsplatåns norra del. Profilen är en förstoring av avsnittet mellan Kilsbergen och Tysslingen i Pl. 1.
Section through the northern part of the Latorp plateau showing the stratigraphy on a larger scale than Pl. 1.

om urbergsytans läge bör nedjusteras med en eller möjligen två meter (jfr s. 165). Denna höjning av urbergsytan kan stå i samband med förkastningen norr om Frösvidalsån.

UNDERKAMBRIUM

Den fast anstående sandstenen inom området är endast känd från borrhiningar. Dess utbredning är större än övriga paleozoiska bergarters. Sandstenen är den enda av dessa bergarter, som med säkerhet förekommer öster om Tysslingen. Gränsen för sandstenens utbredning mot norr-nordöst är emellertid osäker av två skäl. För det första saknas praktiskt taget helt borrhuppgifter från områdena utanför högplatån och för det andra är nämnda gräns ej tektoniskt betingad utan utbildad som en erosionsgräns. Bland annat har landisen under de kvartära nedisningarna brutit loss sandstenspartier och därigenom bidragit till att inskränka den ursprungliga utbredningen. Särskilt osäker är gränsen öster om Tysslingen. Den torde ha ett betydligt mera oregelbundet och flikigt förlopp än vad kartan visar. Som stöd för denna grovt förenklade gränsdragning har endast funnits att tillgå några få lokaler med block av sandsten i de

lösa jordlagren, bl. a. i ett mycket litet, ur grovmo uppstickande moränområde 475 m söder om Nybble (5b) och i isälvsmaterial i Karlslundsåsen omedelbart norr om kartbladsgränsen.

Huvuddelen av sandstenen tillhör underkambrium och en mindre del mellankambrium. Den underkambriska sandstenen har här valts att indelas i bottenbildningar ("bottensandsten"), mickwitziasandsten och lingulidsandsten.

Bottenbildningarna, som ofta inräknas i mickwitziasandstenen, består av en ganska grov ojämnkornig sandsten med underordnade moskikt. De domineras av rundnötta kvartskorn av varierande storlek och väl rundade, eventuellt vindslipade stenar av kvarts med upp till 2 à 3 cm storlek förekommer. Renvaskad fossil strandklapper från transgressionsfasen har inte påträffats i Närkes underkambrium av tillgängliga uppgifter att döma. Däremot uppträder ibland mellan urberget och bottenbildningarna ett tunt arkosartat övergångslager bestående av vittringsgrus. Bottenbildningarna har ytterligare utjämnat peneplanet. Eklund (1961) påpekar, att bottengrus vanligen anträffas i de fall, där botten-sandstenen är som mäktigast, vilket tyder på att vittringsmaterialet spolats ned i svackor i terrängen.

Underkambriska sediment har ibland iakttagits som utfyllnader i spricksystem i urberget. I urkalkstensbrotten vid Kvinnerstatorp kan iakt-tas utfyllnader av två typer, dels en där nedspolning av sediment i karst-system har skett, dels en utfyllnad av grundare träg i urkalkstenens över-tyta. De utfyllda karstsystemen har ett avsevärt djup (jfr s. 131). Utfyll-naden utgörs av ett laminerat moigt-sandigt sediment. Även finkornigare fraktioner ingår.

Bottenbildningarnas mäktighet är i borrhärnorna från Örsta och Filipshyttan 0.8 m i båda. Från andra håll i Närke uppges större mäktighe-ter, t. ex. 2 m vid Bredsätter (Bresätter) på södra delen av kartbladet Öre-bro SV (Westergård 1940) och i Kumlatrakten mellan 1.7 m och 3.8 m (Eklund 1961). I fem borrhningar utförda år 1969 på kartbladet Örebro SO varierar den mellan knappt 2 m och ca 3.5 m. Skillnaden i mäktighet kan delvis vara fiktiv genom att enheten getts olika definition vid olika till-fällen.

Mickwitziasandstenen uppbyggs av lager, som i allmänhet är bildade av ganska väl sorterat material. Lagrens sammansättning va-rierar mellan sandsten och lersten. I undre delen är växlingen mera oregel-

bunden och sorteringsgraden lägre än i övre delen, där sandstenslagren är tjockare liksom oftast även lerstensskikten. Sandkornen är i mickwitziasandstenen liksom i botten sandstenen cementerade med kalk och kiselsyra. Även lerstenen innehåller i allmänhet något kalk.

Havet var vid tiden för mickwitziasandstens avsättning mycket grunt och vattendjupet därtill så starkt växlande (bl. a. på grund av tidvatten), att botten tidvis torrlades. Detta framgår av dels förekomsten av erosionsytor, dels torksprickor i lerstenen.

Inga fossil har påträffats i mickwitziasandstenen i borrhämnarna inom kartbladsområdet. Den är också i allmänhet ganska fossilfattig. Brachiopoden *Mickwitzia monilifera*, som gett namn åt denna enhet, har förutom i en borrhning vid Vintrosa (Blomberg och Holm 1902) endast påträffats i lösa block på några ställen inom andra delar av Närke. Där emot förekommer allmänt grävspår samt störningar i den primära lagringen orsakad av i den dåvarande sandbotten grävande organismer (s. k. bioturbation). Grävspåren är av olika typ, dels horisontella på skikt ytorna, dels vertikala, ibland U-formade. Ett väl bevarat spår av den sistnämnda typen, *Diplocraterion*, finns i Örstakärnan ca 1.6 m ovanför mickwitziasandstens undre gräns. Även i bottenbildningarnas översta bank förekommer *Diplocraterion*, men spåren är där avskurna av erosion och erosionsytan har valts att definiera gränsen mellan bottenbildningarna och mickwitziasandstenen.

Mickwitziasandstenen har i de två borrhningarna vid Örsta och Filipshyttan en mäktighet av omkring 7 m. Om bottenlagren inräknas, vilket ofta sker, blir den totala mäktigheten ca 8 m.

L i n g u l i d s a n d s t e n e n är en ljus (grå- eller gulvit), övervägande finkornig kvartssandsten. I allmänhet domineras den av grovmo (finsand), men även skikt av grövre, oftast rent grå sandsten förekommer. Dessutom finns tunna skikt av lersten, som emellertid uppträder betydligt glesare än i mickwitziasandstenen. Detta gör att lingulidsandstenen bildar betydligt tjockare bankar, som särskilt i mellersta delen kan överstiga 1 m tjocklek. I delar av Närke, där denna sandsten varit tillgänglig för brytning, har den därför använts som byggnadssten, dock mest i äldre tider.

På grund av lingulidsandstens karaktär av nästan ren kvartssandsten är halten av kiselsyra mycket hög, ofta mer än 95 %. Den gula färgtonen, som är mycket vanlig, orsakas av en låg halt av järnoxid, vilken gör att sandstenen vid vittring blir rostig.

Lingulidsandstenen är i Örsta-kärnan 8.5 m mäktig, medan mäktigheten i kärnan från Filipshyttan inte kunnat uppmätas (se s. 177). Den sammanlagda mäktigheten på den underkambriska sandstenen är således 16.5 m vid Örsta. För området i övrigt finns endast brunnborrningar att tillgå för uppgifter om mäktigheten, som enligt dessa varierar mellan 16 m och 18 m. Häri inbegrips då den mellankambriska sandstenen (se nedan). En uppgift om 21 m sandsten vid Nydala i Filipshyttan lämnas därför med reservation. Den totala mäktigheten av underkambrium i övriga delar av Närke uppgår till högst 18 à 19 m och det finns i varje fall ingen helt tillförlitlig uppgift om mer än 20 m underkambrisk sandsten. Denna ringa mäktighet av underkambrium beror dels på att sedimentationen skett i ett grundhav med tidvattensmiljö (jfr erosionsfaserna i bottenbildningarna och mickwitziasandstenen), dels på att dessa sediment i Närke tidsmässigt representerar en mindre del av äldre kambrium. Närke nåddes av det underkambriska havet betydligt senare än t. ex. Skåne, Öland och Gotland och höjdes åter ur havet mot slutet av underkambrisk tid.

MELLANKAMBRIUM

Mellan de under- och mellankambriska avlagringarna i Närke finns således en stratigrafisk lucka, som omfattar inte endast yngsta delen av äldre kambrium utan också äldsta delen av mellankambrium. Under denna tid ändrades sedimentationsmiljö och fauna, vilket gör att gränsen i allmänhet är distinkt.

Mellankambrium, paradoxidesserien, inleds med en från underliggande lingulidsandsten klart skild, relativt grov sandsten, som dels är brunfärgad av fosforit, dels är grönaktig av glaukonit. Utbildningen av den mellankambriska sandstenen synes vara något olikartad inom olika områden eller på olika lokaler. Ibland finns, såsom i Örsta-kärnan, underst ett lager av fosforitsandsten, medan sannolikt i de flesta fall denna sandsten endast uppträder som inneslutningar i glaukonitsandsten. Den senare är således på några nivåer konglomeratisk och innehåller bollar av eroderad fosforitsandsten.

Sandstenen tillhör sannolikt oelandicusledets zon med *Paradoxides pinus*. Den är emellertid i hela Närke fossilfattig trots ett rikt utvecklat djurliv under bildningstiden. Mäktigheten är i Örsta 1.8 m, vilket är den enda uppgiften från detta område. I östra Närke mäter denna sandsten närmare 4 m.

Mellankambrium är i stor utsträckning utbildad som en lersten. Denna är vanligen ljus grågrön till färgen, ibland gröngrå eller t. o. m. rent grå. Den har en benägenhet att mycket lätt vittra till en lerig massa, varav benämningen grön skifferlera. Den gröna färgen beror sannolikt på närvaron av finfördelad glaukonit. På flera nivåer i Örsta och Filipshyttan växellagrar moiga – sandiga lager med de övervägande leriga och sådana bankar av grövre material förekommer av allt att döma även på andra håll. I de övre 3 à 4 m växellagrar lersten med kalksandsten eller lerrik kalksten, överst en grovkristallin kalksten.

Den undre delen av lerstenen tillhör liksom fosforit- och glaukonit-sandstenen oelandicusledets översta zon medan lerstenen i övrigt räknas till paradoxissimusledet (zonen med *Ptychagnostus gibbus*). Av dessa har oelandicusledet större mäktighet i östra Närke (upp till ca 15 m) än i västra (ca 7 m). För paradoxissimusledet är förhållandet omvänt. Det är i öster ställvis endast några få decimeter men i väster ca 12 m. Lerstens totala mäktighet synes också vara något större i väster än i öster. Inom det aktuella området är den 17 m à 17.5 m i de två nya borrhningarna, medan den i en av de tidigare nämnda undersökningsborrningarna vid Garphyttan möjligen uppgår till hela 19 m.

Paradoxissimusledets tre översta zoner och forchhammeriledets undre zon saknas. Den mellankambriska seriens avslutning är ganska komplicerad i Närke. Sedimentationen var i detta skede obetydlig och lagerföljden torde ingentals i Närkeområdet överstiga 1 m i mäktighet. Ibland saknas den helt eller utgörs den av ett konglomerat med endast någon centimeters tjocklek, det s. k. exporrectakonglomeratet (efter brachiopoden *Oligomys exporrecta*), vilket motsvarar zonen med *Solenopleura brachymetopa*. Vid större mäktigheter uppträder även alunskiffer och kalksten, sannolikt delvis tillhörande zonen med *Leiopyge laevigata*. Beträffande övergången från mellan- till överkambrium i Örsta och Filipshyttan hänvisas till s. 180. Här skall endast tilläggas, att tidigare Westergård (1922, s. 82) i beskrivningen av en borrhning vid Garphyttan nämner fyra konglomeratskikt, som utgör exporrectakonglomeratet i alunskiffers undre del.

ÖVERKAMBRIUM

En övergång till alunskifferfacies skedde således i någon mån redan under sista skedet av mellankambrium. Den helt övervägande delen av alun-

skiffern tillhör emellertid överkambrium, olenidserien. Alunskiffern är starkt bituminös och därför mörk till färgen (brun- eller gråsvart). Den egentliga skiffern innehåller ingen kalk. I den s. k. orstenen utgör däremot kalk huvudbeståndsdelen. Orsten förekommer antingen som separata linser eller i bankar. Den är till skillnad från alunskiffern ofta rik på välbevarade kalkskaliga fossil. Den överkambriska biostratigrafin följer den, som uppställts av Henningsmoen (1957).

I olenidseriens tre understa zoner (zonerna med *Agnostus pisiformis*, med *Olenus* samt med *Parabolina spinulosa* och *Orusia lenticularis*) dominerar orsten, den s. k. bottenorstenen. Denna del av lagerföljden har ej brutits i nämnvärd omfattning. Mäktigheten kan uppgå till ca 2 m.

Följande zon (med *Eurycare* och *Leptoplastus*) är ej påvisad inom Latorpsplatån liksom inom större delen av Närkeområdet i övrigt beroende på den ringa mäktigheten och låga halten av orsten. Zonen har emellertid kunnat urskiljas på några lokaler, främst i sydvästra Närke.

Den ekonomiskt sett viktigaste delen av alunskiffern har varit zonen med *Peltura minor* samt närmast underliggande subzon med *Ctenopyge flagellifera* på grund av högre oljehalt än i över- och underliggande skiffer. Mäktigheten av den oljerika delen är ca 4 à 5 m inom det aktuella området.

Den översta delen av alunskiffern tillhör subzonerna med *Ctenopyge bisulcata* och *Ct. linnarssoni* från zonen med *Peltura scarabaeoides*. Medan oljehalten är lägre än i föregående, är emellertid halten av uran högre. Mäktigheten i området är 5 à 7 m.

Överkambrium har en sammanlagd mäktighet av 12.6 m i Örsta och 12.7 m i Filipshyttan. Från övriga kärnbörningar i området finns uppgifter om alunskiffers mäktighet, vari således även ingår eventuellt förekommande mellankambrisk alunskiffer. Måtten i dessa uppgifter varierar mellan 12.5 m och 15.6 m, varav den sistnämnda hänför sig till den tidigare nämnda, av Westergård (1922) beskrivna börningen vid Garphyttan. Även i några andra börningar vid Garphyttan har alunskiffern en mäktighet av mer än 15 m. Alunskiffers totala mäktighet avtar således från Garphyttan räknat dels norrut, dels söderut. Westergård (1922, s. 98) uppger nämligen endast 12 m överkambrisk alunskiffer från Latorp. Den största kända mäktigheten i Närke torde vara den vid Hynneberg 1 km sydväst om Yxhult, nämligen 19.3 m.

Alunskiffer finns tillgänglig i några stenbrott inom kartbladsområdet,

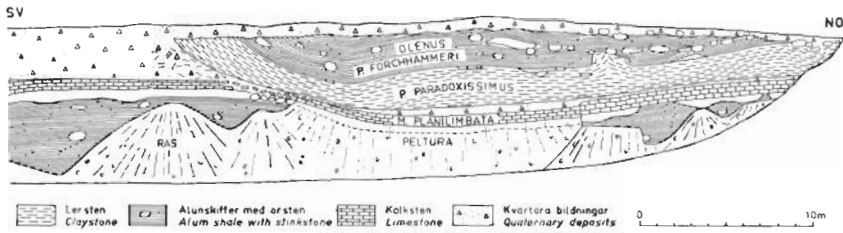


Fig. 50. Nordvästra väggen i det mellersta skifferbrottet VNV om Gymninge (5a), Tysslinge församling. Efter T. Tjernvik (1953 b).

The northwestern wall in the middle shale quarry at Gymninge (5a).

främst i de tre skifferbrotten vid "Gymninge kalkbruk". Dessa är belägna i norra delen av en moräntäckt höjd, som möjligen kan betraktas som en stor och komplicerad drumlin. Lagerföljden i skifferbrotten har berörts av Westergård (1922) och av Tjernvik (1952, 1953b och 1956). Följande sammanfattning bygger på Tjernviks framställning. Berggrundsunderlaget i höjden utgörs huvudsakligen av alunskiffer, som till en del överlagras av ordovicisk kalksten. Utbredningen av denna kalksten är för detta område medvetet något överdriven på berggrundskartan. I det sydligaste av de tre brotten är den fast anstående alunskiffern blottad och genombruten till mer än 8 m. Den är svagt veckad men ligger i stort sett horisontellt. I nordvästra väggen finns något ordovicisk kalksten ovanpå skiffern, som i övrigt täcks av 2 à 3 m morän. I det mellersta brottet ligger på ett nedbuktat lager av kalksten ett tunt moränlager och ovanpå detta ett flera meter mäktigt flak av kambrisk lersten och alunskiffer, vilket utgör fronten av en skifferskålla, som skjutits upp på kalkstenen. En profil i nordvästra väggen återges i fig. 50. I det norra brottet finns också något av underlaget blottat (alunskiffer), men huvuddelen tillhör skållan, som av Tjernvik uppskattas ha haft en längd och bredd av ett par hundra meter och en största tjocklek av ca 12 m. Enligt Tjernviks tolkning veckades främre delen av skållan, då den törnade emot bergshöjden. Det främre partiet bröts loss från återstoden av skållan och pressades delvis upp på höjden. Den sänka, som uppstod vid skifferns nedbuktning, fylldes med morän, vilken nästan uteslutande består av sönderbruten ordovicisk kalksten. Skållan antas ha kommit från nordväst och brutits loss från kanten av platån. En sådan rörelse överensstämmer med den äldsta som räfflor registrerade isrörelseriktningen inom kartbladsområdet (Magnusson 1970, s. 26).

Andra gamla alunskifferbrott finns vid Bäcketorp och Örsta. I det förstnämnda är den fast anstående skiffen nu knappast åtkomlig och brottet har därför ej markerats på kartan. Enligt Linnarsson (1875) tillhör de brutna lagren pelturazonerna. Så är också fallet vid Örsta, där alunskiffern överlagras av en högst 1 m tjock bank av ordovicisk kalksten. Enligt Westergård (1922, s. 82) synes radioaktivt askrikt kol, s. k. kolm, där uppträda rikligare än annorstädes i Närke.

ORDOVICIUM

Efter en stratigrafisk lucka, som omfattar överkambriums yngsta del (övre delen av zonen med *Peltura scarabaeoides* och zonen med *Acerocare*) samt äldsta delen av ordovicium (Tremadoc) inleds den ordoviciska delen av lagerföljden med en vanligen glaukonit- och fosforitrik kalksten (armatakalksten). Denna är bildad under hunnebergledets transgressiva fas, vilken faller i zonen med *Megistaspis armata*. Den har en obetydlig mäktighet och anges av Tjernvik (1956, s. 138) till 0.1–0.15 m i stenbrottet vid Örsta. I de nya borrhningarna är mäktigheten av samma storleksordning och i varje fall inte mer än 0.2 m (Filipshyttan). Även i Latorp och Lanna är armatazonen 0.1–0.2 m tjock (Tjernvik 1956, s. 131 och s. 134).

Hunnebergledets övre zon (med *Megistaspis planilimbata*) består av skalslankalksten (kalcilutit), lersten och mörgelsten i växellagring, där kalkstenslagren diskontinuerligt överlagras av ler- eller mörgelsten. Glaukonit är vanlig särskilt i undre delen. Zonen är mellan 0.7 m och 0.8 m mäktig i området. I Latorp uppges mäktigheten till 1 m och i Lanna till 0.85 m (Tjernvik, a.a.). På båda dessa lokaler utgörs den översta delen av zonen av en mörkbrun fossilfattig kalksten, till vilken ingen motsvarighet finns i borrhkärnorna från Örsta och Filipshyttan.

Karakteristiska fossil i planilimbatazonen är förutom de på s. 183 nämnda, bl. a. *Megalaspides nericiensis*, *Niobe emarginula*, *Symphysurus angustatus*, *Nileus limbatus* samt i lerrikare facies *Shumardia nericiensis* och *Trinodus elliptifrons*.

Billingenledet utgör tillsammans med hunnebergledets planilimbatazon den avdelning av kalkstenen, som tidigare kallats planilimbatakalksten. I billingenledet uppträder kalcilutit och lersten i växellagring. Den undre zonen (med *Megalaspides dalecarlicus*) domineras av grå, något rödbrun kalksten. Lerstenen är gröngrå. Bland andra för zonen utmärkande fossil kan nämnas *Megistaspis norvegica* och *M. scutata*, *Ampyx obtusus*

och *A. pater*. Den övre zonen (med *Megistaspis estonica*) är utbildad ungefär som den undre med den skillnaden, att lerstensinlagringarna är tjockare och talrikare. Billingenledet har en sammanlagd mäktighet av mellan 2 m och 3 m. I såväl Örsta som Filipshyttan är den undre zonen mäktigare än den övre, medan förhållandet är omvänt i Lanna och Latorp (Tjernvik 1956).

Den överliggande "limbata"-kalkstenen utgörs av en i undre delen rent grå och i övrigt vanligen rödaktigt grå kalksten med vanligen endast tunna skikt av grönaktig lersten. Dessa ligger inte så tätt som i planilimbatakalkstenen, varför kalkstensbankarna är betydligt tjockare. Detta förhållande liksom den relativt stora totala mäktigheten på ca 10 m har gjort "limbata"-kalkstenen till den ur stenindustriell synpunkt viktigaste avdelningen i den s. k. ortocerkalkstenen i Närke.

Stratigrafiskt tillhör "limbata"-kalkstenen volchovledet. Fossilinnehållet i denna kalksten är mindre väl känt än vad det genom Tjernviks undersökningar är i underliggande kalksten. För zonering av "limbata"-kalkstenen har hittills i huvudsak använts trilobiter ur *Megistaspis limbata*-gruppen.

Inom kartbladsområdet har "limbata"-kalksten främst brutits i stenbrotten ca 300 m NNV om Örsta (det närbelägna torpet heter Ekhult) samt i det ganska stora kalkstensbrottet vid vägen till Olofstorp (beläget ca 350 m sydöst om denna gård). I det senare överlagras kalkstenen av ca 1 m morän och har brutits till ett djup av 4 à 5 m (fig. 51). Ett par små kalkstensbrott finns 150 m SSÖ om Hagby respektive 150 m öster om Larstorp.

Den yngsta med säkerhet bevarade avdelningen av den ordoviciska kalkstenen är vaginatumkalkstenen, som tillhör kundaledet. Detta skiljs från underliggande kalksten genom ett diskontinuitetskomplex. Vaginatunkalkstenen är grå, vanligen grönaktig samt ganska tunnbankad. Bankarna är skilda av tunna lerrika skikt. Utbredningen är dåligt känd, men sannolikt förekommer den i stort sett över hela den centrala delen av kalkstensplatån. I kärnan från Filipshyttan är den totala mäktigheten av ordovicisk kalksten 19.9 m och därav utgörs 6.1 m av vaginatumkalksten. Uppgifter inom området om mer än 20 m kalksten föreligger bl. a. från fyra äldre kärnbörningar. Dessa är belägna 300 m VSV om Olofstorp (22.4 m), ca 800 m VNV om Olofstorp (24.1 m), 1.5 km öster om Garp-hytte bruk (28.3 m) samt vid gården Rävslätten (21.7 m). Utefter platåns



Fig. 51. Gamalt kalkstensbrott 350 m sydöst om Olofstorp (5a), Tysslinge församling. Skärningen i kalkstenen är ca 4 m hög. Överst är det högst 1 m morän. Foto E. Magnusson 1967.

Old limestone quarry 350 m southeast of the farm Olofstorp (5a). The exposed limestone is about 4 m thick. On the top there is less than 1 m of till.

östra kant saknas emellertid vaginatumkalkstenen inom en ganska bred zon, medan den på den västra sidan troligen når närmare platåns kant. Den kalksten, som är blottad VNV om Hagby och som dels brutits öster om Larstorp, dels uppträder under ett tunt moräntäcke invid detta stenbrott, tillhör vaginatumkalkstenen. Möjligen finns också sådan kalksten representerad i den västligaste delen av stenbrotten vid Ekhult, där den

översta metern utgörs av en gröngrå kalksten. I prover från de två förstnämnda lokalerna av kalkstenens allra översta del har följande ostrakoder kunnat bestämmas: *Conchoprimitia "tenuistriata"*, *Pinnatulites pro-cera*, *Aulacopsis* cf. *A. monofissurata*, *Glossomorphites robusta* samt *Steusloffia* n.sp. och *Laccochilina* sp. De två proverna tillhör samma stratigrafiska nivå.

Nya djupborrningar

Läge. De två kärnborrningar, som SGU utförde inom det aktuella området år 1969 är belägna dels söder invid torpet ca 300 m VSV om Rävslätten, dels nära ett stenbrott 75 m VNV om torpet Ekhult NNV om Örsta. Den förstnämnda borrhningen kallas Filipshyttan och den senare Örsta såväl i föregående avsnitt som i det följande. Höjden ö. h. vid borrhningarna är 98.12 m resp. 82.27 m. Mäktigheten av lösa jordlager uppgick till 6.7 m resp. 1.4 m.

Stratigrafin i borrhkärnorna framgår av Pl. 2.

Underlag. Den kambro-ordoviciska lagerföljden vilar i båda borrhningarna på ett underlag av vittrad granit, ställvis genomsatt av pegmatitgångar med stora kvartsansamlingar. Vittringen har nått avsevärt djup, i Örsta ca 5 m och i Filipshyttan mer än upptagna 4 m. Graniten är genomdragen av två mot varandra vinkelräta klävsystem, som avviker nästan 45° från horisontalplanet.

I de översta 50 cm av graniten finns en markant ansamling av vittrade lermineral. Förekomsten av dessa upp till 3–5 cm under tydligt klastisk bergart tyder på att någon kraftigare omarbetning inte skett inom detta område.

Underkambrium. Underkambrium uppdelas i Närke i tre enheter (nedifrån och uppåt): bottenbildningar, mickwitziasandsten och lingulidsandsten. Bottenbildningarna har en mäktighet av ca 80 cm. Den sedimentära lagerföljden inleds i båda borrhkärnorna med en serie 8–19 cm tjocka banor av relativt grovklastiska sediment. Dominerande beståndsdel är kvarts, som förekommer i kantavrundade–rundade korn. Kornstorleken vid botten varierar mellan sand och grus. Endast i undantagsfall, nära pegmatitgångar i urberget, tycks grövre fraktioner förekomma. I övrigt innehåller bergarten fältspater i mer eller mindre vittrat tillstånd samt tungmineralfragment från urbergsunderlaget. Starkt vittrade fältspater uppträder fortfarande som aggregat av lermineral. Gränsen mellan aggre-

gat och omgivande korn är oskarp. Detta vittnar om vittring före depositionen. Genom att vattenrörelserna inte orsakat någon nämnvärd omarbetning av det deponerade sedimentet har aggregatstrukturen bevarats.

Varje bank i bottenbildningarna uppvisar i båda kärnorna uppåt avtagande kornstorlek (graded bedding) och den översta delen är utbildad som laminerad mosten. Lagren i den finklastiska delen är ofta störda genom bioturbation (grävande organisms aktivitet).

Inga fynd av bestämbara fossil har gjorts i bottenbildningarna. Närvaron av liv vid sedimentationstillfället framgår, förutom av spårformer, av fynd av små fragment av kitinösa och fosfatiska skal.

Bottenbildningarna är uppbyggda av nio bankar, som representerar lika många sedimentationscykler. De olika cyklerna varierar främst i fråga om kornstorleken i den basala delen av varje bank. De tre understa bankarna innehåller bollar av högst 2–3 cm storlek medan de övre har grovsand som grövsta fraktion. Halten av vittrade fältspater avtar också i bottenbildningarnas övre del.

Mellan varje cykel kan oftast en komplex erosiv fas tydligt spåras. Moskikten är ofta snett avskurna och i något skikt kan man se, hur en sandfylld kanal grävd av någon organism, överlagras av icke turberad tunn mosten. Sandfyllningen i kanalen torde därför ha kommit från ett bort-eroderat sandlager.

Litifikationsgraden i bottenbildningarna varierar mycket mellan olika bankar. Ytterligheterna representeras av täta arkosartade konglomeratiska lager och en svagt konsoliderad och bioturberad mosten–sandsten med hög porositet.

Bottenbildningarna innehåller inga anmärkningsvärda koncentrationer av autigena mineral utom hålrumsfyllnader av mikrokristallin pyrit i den grovklastiska delen av den näst understa cykeln.

Av kärnmaterialet att döma, tyder i båda kärnorna väl markerade vertikala grävspår av 15–18 cm djup på relativt hög frekvens av bioturbation i bottenlagrens övre del. Som gräns mot den överlagrande enheten, mickwitziasandstenen, har valts skiktytan mellan detta i båda kärnorna förekommande kraftigt bioturberade lager och ett överliggande sandstensskikt.

Mickwitziasandstenen har i Örsta en mäktighet av 7.27 m och i Filipshyttan 6.70 m. Den är som helhet betraktat primärt uppbyggd av väl sorterade lager av fraktionerna mo till ler växellagrande med sandiga sedi-

ment. Lagren kan växla i tjocklek mellan 1 mm (laminerade finkorniga sediment) och 25 à 30 cm (sandsten). Vanligen överskrider dock ej sandstensbankarnas mäktighet 10 cm. Dominerande mineralkomponenter, förutom lermineral, är kvarts och glimmer (biotit och muskovit).

Ett markant inslag i mickwitziasandstenen utgör sedimentstrukturer bildade både under och efter sedimentationen. Till den förstnämnda kategorin hör två typer av vågformiga strukturer, s. k. böljeslagsmärken. Den ena typen uppkommer genom bottenströmmars inverkan på ett okonsoliderat underlag, vilket ger assymetriskt tvärsnitt. Den andra typen uppvisar ett nästan symmetriskt tvärsnitt och bildas på botten vid fram- och återgående rörelser hos vattenmassan. Några av de mest välutvecklade böljeslagsmärkena har i profilerna markerats med våglinjer.

Uppsprickning av lerlager förekommer på några nivåer i den undre delen av mickwitziasandstenen. Lateral uppbjörning av laminae, som kan förekomma vid torksprickebildning, har inte iakttagits i materialet. Möjligen har vid den efterföljande transgressionen de uppstående partierna eroderats eller har de återfått sin plasticitet och åter böjts ned. Av morfologiska skäl är det osannolikt, att sprickfenomenen kan förklaras av dia-genetiska processer.

Diskordansskiktning är en nära nog generell företeelse i de lager, där den primära skiktningen är ostörd. Endast då en större enhet uppvisar denna struktur, har den markerats i profilerna. Bland övriga sedimentära strukturer kan nämnas *load-casts*, *convolute bedding* och *slump structures* (fig. 52). *Load-casts* uppkommer genom deformation av ett vattenmättat lager på grund av den direkta belastningen av ett pålagrande, vanligen grövre sediment. Deformationen består av punktvisa uppträngningar av porvatten och finkornigare sediment genom överlagrande material i samband med minskad porvolym vid ändrad packningsgrad. Det uppträngande materialet kan uppdelas i mindre grenar, som antar mer eller mindre horisontell riktning. I snitt ger dessa grenar intryck av rundade bollar och sedimentet får konglomerat- eller breccietextur. Denna omfördelning av det finkornigare sedimentet kallas *involute structure* och kan betraktas som ett specialfall av *load-casts*. *Slump structures* uppkommer genom gravitationens verkan på ett sluttande växellagrande sediment, i vilket en del av den grövre enheten kan sättas i rörelse med ett finkornigt lager som glidyta. Man kan ofta iakta, hur den grövre enheten skedformigt skurit ned i ett underliggande plastiskt lager och pres-

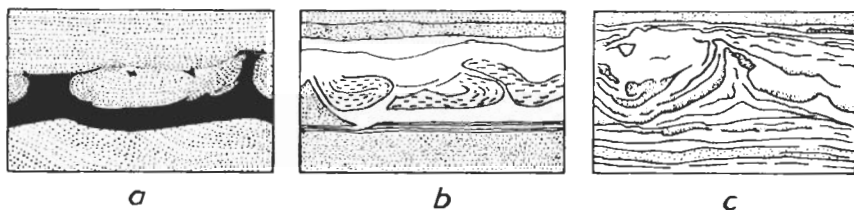


Fig. 52. Diagram av sedimentstrukturer.
 a load-cast b slump structure c convolute bedding
 Diagrams showing sedimentary structures.

sat upp detta som en vall vinkelrätt mot rörelseriktningen. Gradienten, som skapar förutsättning för utglidningen, har i observerade fall orsakats av underliggande lentikulärt skiktade partier. *Convolute bedding* är en störning av sedimentationen inom en bank, som resulterar i utvecklingen av tråg och mellanliggande ryggar. Nära bankens överyta kan ryggarna expandera och böjas ut över trågen.

Erosionsfaser under mickwitziasandstenens bildning kan iaktas i ett flertal fall. Tydligast framträder de genom avskurna grävspår. Vertikala bioturbationer har nästan alltid en konisk övre del. Då denna avskurits, får spåren onaturliga proportioner. Det bästa exemplet i dessa borrhälor är ett spår av typen *Diplocraterion* vid 25.50 m i Örsta. Det är avskuret strax över den undre böjda delen i den primära U-formen.

Bioturbation i både horisontell och vertikal led förekommer i sju avsnitt av mickwitziasandstenen. Den genomgrävda delen skiljer sig vanligen från omgivande bergart genom tydliga skillnader i kornstorlek. Vid djurens rörelser har också skett en viss uppbrytning av den primära lagringen. Sådana strukturer är lätta att urskilja, då genomgrävningarna är isolerade från varandra. Det förekommer dock avsnitt, bl. a. 23.47 – 23.67 m och 26.07 – 26.34 m i Örsta, där djurens aktivitet helt brutit upp den primära lagringen och endast lämnat mindre brottstycken av ler-mjåla i relativt ostört läge. Dessa delar av lagerföljden uppvisar en låg litifikationsgrad. Bioturberade delar, som den ovan beskrivna, kallas ofta kräksten.

Övergången till den översta av de underkambriska enheterna, lingulid-sandstenen, har för Närke's kambro-ordovicium ej definierats entydigt. För gränsdragningen användbara biostratigrafiska indikatorer saknas i kärnmaterialet. Det "konglomeratlager" (grusig kvartssandsten), som

ofta anges som gräns mellan mickwitzia- och lingulidsandstenen inom bl. a. Lugnås-Stolanområdet i Västergötland, saknas i dessa borrhningar liksom sannolikt i hela västra Närke. Ej heller har andra abrupta kornstorleksförändringar påträffats. Gränsen har därför lagts vid överytan av det översta mäktiga njäla-lerkomplexet. På grund av möjligheten att sedimentationsmiljön inte var helt identisk i de båda områdena, som de två borrhningarna representerar, kan gränsen vara metakron. Tidsskillnaden torde dock i detta sammanhang kunna försummas.

Lingulidsandstenens mäktighet i borrhkärnan från Filipshyttan är på grund av en brecciefylld spricka i övre delen svår att exakt ange (se s. 177). I kärnan från Örsta är mäktigheten 8.52 m. Lingulidsandstenen begränsas uppåt av en skarp övergång från en ljus kvartssandsten till en mörkare chokladbrun eller grågrön sandsten. I båda kärnorna skiljer sig lingulidsandstenen och överliggande bergart inte enbart genom färgskillnader utan även genom annan kornstorleksfördelning. Lingulidsandstenen är även vid okulärt betraktande tydligt finkornigare och har högre packningsgrad än den överlagrande bergarten. Sandstensbankarna är i de basala och översta delarna (1 m resp. 2 m) av lingulidsandstenen relativt tunna. De är åtskilda av tunna, finkorniga laminerade lager. Bankarnas tjocklek i nämnda delar understiger 20 cm, medan den mellersta, renare sandstenen består av upp till 120 cm tjocka bankar.

De "sandiga" bankarna domineras av grovmo med inslag av något grövre fraktioner. I båda kärnorna finns emellertid ca 3 m ovanför lingulidsandstens undre gräns en markerat grovkornigare bank, där sand och fint grus av kvarts överväger.

På flera nivåer i sandstenen förekommer bioturbation. Den är tydligast i de delar, där sandsten växellagrar med finkornigare skikt. Det förefaller som om horisontella former kvantitativt dominerar över vertikala, som tvärrar igenom flera skikt. Oorganiska sedimentstrukturer liknande dem i mickwitziasandstenen har inte påträffats.

Mellankambrium. Den nämnda övre gränsen för lingulidsandstenen representerar också gränsen mellan under- och mellankambrium. I Örsta-kärnan är gränsen distinkt kornstorleks- och färgmässigt. En brun, i förhållande till underlaget grov, fosforitrik kvartssandsten utgör mellankambriums bottenlager. Mäktigheten är liten (10–12 cm i kärnan) och överytan är kraftigt eroderad. Liknande sandsten påträffas även högre upp i lagerföljden men då som inneslutningar i den vida vanligare gröna glaukonitrika kvartssandstenen.

TABELL 30. KEMISKA ANALYSER AV FOSFORITSANDSTEN FRÅN FILIPSHYTAN (I) OCH GLAUKONITSANDSTEN FRÅN LÄNNÄS (II)

+ markerar halvt lägre än 0.1 %.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO
I	69.7	0.15	0.6	0.3	+	15.3	0.1	+	+	0.4	11.8	0.35	+
II	96.4	+	0.7	1.0	+	0.9	0.2	+	0.4	—	+	0.49	+

Borrningar och blottningar genom Närkes underpaleozoiska berggrund visar, att den bruna sandstenen endast i undantagsfall finns bevarad autoktont. Möjligen har en supramarin erosion brutit ned fosforitsanden i större stycken efter dess avsättning och begynnande litifikation. Erosionen nådde i allmänhet ned till lingulidsandstenen. Bollar av fosforitsandsten ingår därför i glaukonitsandstenen, som oftast direkt överlagrar underkambrium. Tänkbart är också att den bruna typen av sandsten endast utbildats i en trängre zon inom det bevarade kambriska sedimentationsområdet, vilket kan förklara varför den i vissa områden ersätts av den gröna. Någon regional undersökning av fosforitsandstens fördelning dels som inneslutningar i glaukonitsandsten, dels i primärt läge har ej kunnat göras.

I Örsta-kärnan är glaukonitsandstens bottenlager nedsänkt i en uteroderad 10 cm djup hölja i fosforitsandstenen. Ovanför denna kontakt ingår fosforitsandstenen i en konglomeratliknande 20 cm mäktig bildning, i vilken grön sandsten utgör matrix. Glaukonitsandstenen är 170 cm mäktig. De översta 20 cm har ett markant inslag av mjäla och ler. Av färgintensiteten att döma syns sandstens glaukonithalt vara ganska konstant i vertikal led. Den regelbundna sandsedimentationen har störts vid tre tillfällen. 1 m över undre gränsen är sandstenen åter konglomeratisk med bollar av fosforitsandsten. I samband med detta konglomerat finns inga spår av erosion. Fosforitsandstensbollarna kan därför antas ha transporterats från ett transgredierat område, där ännu ingen sedimentation av glaukonitsandsten skett. 20 cm över detta konglomerat finns nästa sedimentationsstörning. Den består av en övergång till ett 7 cm tjockt mjäla- och lersediment, som över- och underlagras av glaukonitsandsten i 25 cm tjocka bankar. Den övre av dessa begränsas uppåt av en tydlig erosionsyta, som i sin tur överlagras av ett 15–20 cm tjockt konglomeratiskt sediment med bollmaterial av både glaukonit- och fosforitsandsten med matrix av lerhaltig glaukonitsand. Glaukonitsandste-

nens översta 15 cm har ett markant inslag av icke-laminärt avlagrade finkorniga fraktioner. Inga fossil har påträffats i fosforit- och glaukonitsandstenen.

Den sedimentation av finkornigt material, som är märkbar redan i glaukonitsandstenens övre del, dominerar helt i den överlagrande enheten. Omsvängningen inträffar i Örsta vid 41.60 m ö. h. och i Filipshyttan vid 40.8 m ö. h., dvs. 18.5 m respektive 19 m över urbergsytan. Sannolikt motsvarar dessa horisonter varandra tidsmässigt.

I Filipshyttan underlagras den finkorniga bergarten av en 5.8 m mäktig breccie-liknande bildning, som börjar på nivån 35.0 m ö. h. och sammanfaller med ett bankningsplan i sandstenen. I kärnan från Filipshyttan består breccian nedifrån räknat av följande delar (måttan anger mäktigheten av dessa):

- | | |
|------------|--|
| 12–16 cm | grågrön glaukonitsandsten med fragment av fosforitsandsten och gröngrå lersten. Överytan skär kärnan i 45° vinkel. |
| 112–122 cm | ljus, tät kvartssandsten med bankningen parallell med lingulidsandstenens. Kwartssandstenens övre gränssyta är snedställd liksom den undre. Detta avsnitt kan utgöra väggen i sprickans nedre del och alltså tillhöra den ostörda lingulidsandstenen. |
| 218–225 cm | grov breccia, delvis blockförande. Den innehåller material av kvartssandsten, glaukonit- och fosforitsandsten samt lersten. Man kan med hänsyn till fragmentens orientering urskilja tre delar i denna breccia. I de understa ca 20 cm är alla avlånga fragment orienterade parallellt med den underliggande kvartssandstenen. Den mellersta 1 m mäktiga delen innehåller slumpmässigt orienterade brottstücken. I den översta delen är fragmenten orienterade parallellt med den övre begränsningen, som utgörs av en glidzon rik på lerstensfragment. Glidzonen stupar 50° men i motsatt riktning mot den undre begränsningen. |
| 18–20 cm | glaukonitsandsten med få brecciefragment. Den begränsas uppåt av en horisontell erosionsyta. |
| 25 cm | konglomerat, som liknar konglomeraten i glaukonitsandstenen i Örsta. Gränsen är oskarp mellan konglomeratet och överliggande glaukonitsandsten. |

- 115 cm glaukonitsandsten med låg litifieringsgrad. Glaukonithalten är, av den intensivare färgen att döma, högre än i den mera litifierade nedre delen av sprickfyllnaden.
- 50 cm lersten, som basalt är rikt uppblandad med glaukonitförande korn av kvartssand. Lerstenen är genomdragen av ett stort antal nästan parallella glidplan.
- 20 cm glaukonitsandsten, i övre delen konglomeratisk. Den överlagras av en lerskiffer, som liknar motsvarigheten i Örsta.

I samband med sprickfyllnaden kan också nämnas strukturer i överlagrande sediment, som direkt kan hänföras till brecciestrukturen. Till nivå 45.5 m ö. h. är lagerföljden i borrhölet från Filipshyttan störd av upprepade glidzoner skilda av ostörda lerstenspartier med horisontell lagring. Glidningarna i lerstenen förefaller därför ha skett efter dennas primära konsolidering.

Liknande insjunkningsstrukturer är i Närke kända från lingulidsandstenen i Kvarntorp i AB Ytongs underjordsbrott. De är ännu ej närmare undersökta. Sådana bildningar har också observerats i Skånes underpaleozoiska berggrund. Dessa uppmärksammades först av J. Bergström och R. Lilljeqvist, Lund. Lindström (1967) har bl. a. från sydöstra Skåne beskrivit ett stort antal koncentriskt uppbyggda cirkelrunda till ovala trattlika depressioner (trattsänkor), som i sina centrala, djupare delar kan ha breccior utbildade med samma struktur och textur som den i Filipshyttan. Strukturerna tolkas som insjunkningar i öppna sprickor i urberget företrädesvis bildade i skärningszonerna mellan dinariska (nordväst-sydostliga) och herzyniska (västnordväst-ostsydostliga) spricksystem eller längs dessa. Även väst-östliga och västsydväst-ostnordostliga spricksystem är i någon mån av betydelse. Lindström visar, att trattsänkorna påverkat lagerföljden upp till undre överkambrium med insjunkningar i blockform av redan konsoliderad mellan- och undre överkambrisk skiffer.

J. Bergström har vid samtal förmedlat en annan tolkning av trattsänkornas bildningssätt (se även Bergström 1972). Den framkom under en excursion i sydöstra Skåne med en grupp tyska geologer under ledning av professor H. Martin, Göttingen, varvid de stora underkambriska blottningarna i Simrishamnstrakten besöktes. Martin kunde därvid, både utseendemässigt och i vad avser sedimentinnehåll, sammanlikna de sydöstskånska bildningarna med nu aktiva, submarina utbrottsställen för

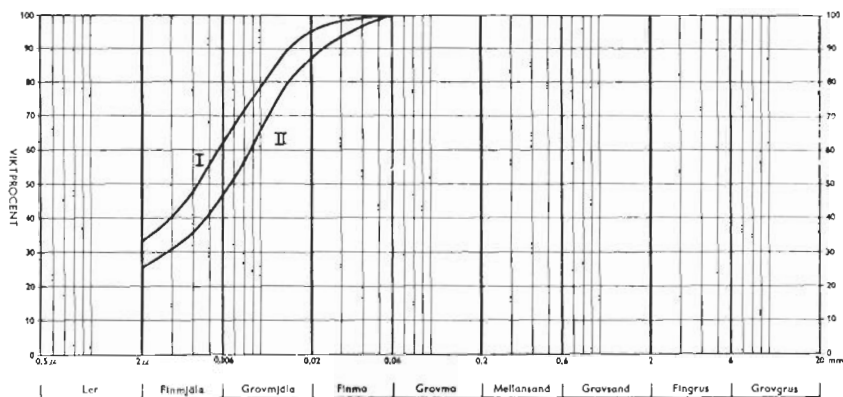


Fig. 53. Kornstorleksanalyser av lersten från 51.74–51.78 m i borrhälskärnan vid Filipshyttan (I) och från 54.67–54.70 m i kärnan vid Örsta (II), Tysslinge församling (5a).

Grain size distribution in claystone from the cores at Filipshyttan (I) and Örsta (II, 5a).

artesiskt grundvatten, som han observerat bl. a. utanför Sydafrikas kust. Ett mycket karakteristiskt drag i de recenta utbrottstälernas mönster är sambandet mellan de nära lineära och de rundade strukturerna, ett mönster, som förekommer såväl i Skåne som i Närke's Kvarntorp. Den aktualistiskt mest trovärdiga tolkningen förutsätter således en grundvattenerosion underifrån genom sedimentet. Därvid bör man tänka sig att sedimentet, som eroderats har varit något konsoliderat. Konsolideringsgraden har dock inte varit större än att primärkorn och smärre aggregat kunnat brytas loss och transporteras med det framströmmande vattnet. Genom transporten har utrymme skapats för nedrasande grövre enheter, vilka ingår som bollmaterial i breccian.

Mellankambrium domineras av ett gröngrått finkornigt sediment, en lersten, som i allmänhet saknar skiffrighet. Lerstenen är i Örsta 17.1 m mäktig och i Filipshyttan 17.5 m. Den har i sina undre delar både i Örsta och Filipshyttan en ensartad litologisk utbildning. Kornstorleksfördelningen i detta sediment framgår av fig. 53. Underordnat förekommer tunna skikt av grovmo och sand med upp till 6 cm tjocklek. Tre komplex av tunna moiga – sandiga skikt uppträder i båda kärnorna på ungefär samma avstånd från lerstenens bas, vid ca 60 cm, 90 cm respektive 190 cm. I Örsta-kärnan finns dessutom ett 30 cm mäktigt komplex av grova

sandstenar 6.5 m från lerstenens bas. Den grövre, mellersta delen är närmast konglomeratiskt utbildad med stor spridning av kornstorleken (mo – fint grus). I Filipshyttan fortsätter lerstenen praktiskt taget obruten ända till 4 m från dess övre gräns. I denna övre del växellagrar lersedimentet med upp till 5 cm tjocka lager av diskordantskiktad mosten eller karbonatcementerad sandsten. Endast lagret direkt under den mörka skiffern är utbildat som lerrik kalksten. I Örsta sker en omsvängning från övervägande lersten till en växellagring mellan lersten och ett lerhaltigt karbonatsediment ca 3 m under den mörka skiffern. Karbonatsedimentet förekommer i tunna bankar och linser.

Biostratigrafiskt är i båda kärnorna de tidigare i Närkes lagerföljd kända zonerna i lerstenen belagda med fossil och omfattar sålunda oelandicusledets zon med *Paradoxides pinus* och paradoxissimusledets zon med *Ptychagnostus gibbus*, den senare bl. a. påträffad i Örsta-kärnan omedelbart under lerstenens övre gräns.

Översta delen av mellankambrium är i båda kärnorna utbildad i alunskifferfacies (0.7 m i Örsta och 0.6 m i Filipshyttan). Som undre gräns för denna litologiska enhet har valts gränsen mellan den ljust grå grovkristallina kalkstensbank, som i Närke oftast överlagrar lerstenen, och den mörkare ovanliggande skiffern, även om ljusare, tunna lerstensinslag kan förekomma över denna gräns. I kärnan från Filipshyttan finns fem sådana inslag i de understa 20 cm av alunskiffern.

Mellankambriums övre begränsning är i Filipshyttan oskarp och kan definieras endast på biostratigrafisk väg. På nivån 58.9 m ö. h. ersätts alunskiffern av 2 cm karbonatsediment och ett ca 8 cm tjockt konglomeratkomplex innehållande kvartsbollar, skifferfragment, fragment av pyritförande sandsten, fosforitansamlingar, kalkstensbollar samt matrix av kalksten. Konglomeratet överlagras av 10 cm bituminös, delvis lerrik kalksten, som i sin tur utgör underlag för ännu ett ca 4 cm tjockt konglomerat med samma polymakta sammansättning med tillägg för fältspatkorn. I det övre konglomeratet är storleken av ingående fragment genomgående mindre. Utan skarp gräns övergår konglomeratet i en knappt 10 cm tjock bituminös kalksten.

Örsta-kärnan innehåller inom motsvarande del, räknat från den till lerstenen hörande kalkbanken, 40 cm alunskiffer utan inslag av ljus skiffer samt 15–17 cm bituminös kalksten. Här saknas således båda konglomerathorisonterna.

I Filipshyttan liksom på några andra kända förekomster i Närke tycks det undre konglomeratet, av fossilinnehållet att döma, bestå av två faser, en undre regressiv med *Oligomys exporrecta* från zonen med *Solenopleura brachymetopa* och en övre transgressiv fas, som eventuellt tillhör överkambriums understa zon med *Agnostus pisiformis*. Det bör dock påpekas, att denna trilobit har en vidare stratigrafisk utbredning än inom denna zon. Den har tidigare påträffats även i mellankambriums övre del. Den övre konglomerathorisonten tillhör zonen med *Olenus* (subzonen med *O. gibbosus*).

Örsta-kärnan uppvisar en lagerföljd, som i biostratigrafiskt avseende avviker från den i Filipshyttan. Den bituminösa kalkstenen 40–55 cm över lerskiffern har ett fossilinnehåll, som anger dess stratigrafiska läge till översta zonen i mellankambrium. Bl. a. har den trilobit, som gett namn åt zonen, *Leiopyge laevigata*, påträffats. Närmast överlagrande fossilbelagda zon är den med *Olenus* (*O. truncatus*), vilket betyder, att den understa zonen i överkambrium ej är utbildad i kalkstensfacies eller att den primärt saknas inom området. Om den saknas, erhålls en detaljerad bild av transgressions- och regressionsförhållandena vid övergången från mellan- till överkambrium. Sedimentationen upphör efter zonen med *Ptychagnostus gibbus* och någon mera stadigvarande sedimentation förekommer ej inom området förrän i äldre överkambrium. Förekomsten av konglomerat i Filipshyttan visar, att endast kortvarigare transgressiva faser har förekommit.

Överkambrium. Den överkambriska alunskifferns mäktighet är såväl i Örsta som i Filipshyttan 12.6 m. Undre gränsen för överkambrium har i den förstnämnda kärnan dragits ovan orstenen med *Leiopyge laevigata* och i den andra vid exporrectakonglomeratets övre gräns. Uppåt begränsas alunskiffern av den överkambriska–underordoviciska denudationsytan, som i Örsta är utbildad som en diskontinuitetsyta i orsten och i Filipshyttan som ett vittringsplan i alunskiffer.

Litologiskt skiljer sig de båda kärnorna åt genom en (tillfällig?) större rikedom på bituminösa kalkstenar i Örsta. Kärnan från Filipshyttan innehåller ovanför konglomeraten endast tre kalkstensinlagringar, medan den från Örsta innehåller åtta sådana. Kalkstensinlagringar är mest markant i de undre delarna av den överkambriska lagerföljden, ett förhållande, som är välkänt inom hela Närke. Skifferkomponenten är regelbundet lagrad i tunna laminae. Endast undantagsvis förekommer konkretioner eller

tunna lager av pyrit i alunskiffern. Kolansamlingar av kolmtyp har ej påträffats i kärnorna.

Med fossil belagda zoner i överkambrium framgår av Pl. 2.

Ordovicium. Den ordoviciska lagerföljden är liksom övriga äldre paleozoiska sediment starkt varierande i mäktighet beroende på geografiskt läge. Erosionen har bl. a. under de pleistocena nedisningarna kraftigt påverkat de relativt mjuka sedimenten. De kambro-ordoviciska sedimenten i Närke begränsas i söder och väster av förkastningar med närmare 100 m språnghöjd. Skyddade av det närliggande hårdare urberget har därför de största mäktigheterna bevarats nära förkastningslinjerna. Förhållandet återspeglas tydligt i mäktighetsskillnaderna mellan de ordoviciska avsnitten av de båda borrhämnarna från Örsta och Filipshyttan. I Örsta är den totala ordoviciska mäktigheten inklusive eventuellt lossvittrat material i övergången mellan jord och berggrund 8.9 m, medan kärnan från Filipshyttan under samma förutsättningar innehåller 19.9 m.

Allmänt sett är variationer och sammansättning av bergarterna inom ordovicium desamma som tidigare är kända såväl inom detta som östligare delar av Närke. Efter en omfattande regressiv fas under yngsta överkambrium och äldsta ordovicium (Tremadoc) inleds i äldre hunneberg-tid åter sedimentationen inom området. Som nämnts under beskrivningen av de överkambriska sedimenten har ordoviciums underlag olika utbildning i de båda kärnorna. I Filipshyttan överlagras en lågt litifierad grön kalksten konkordant överkambrisk alunskiffer. Bottenbildningen har här närmast sandstensartat utseende med inslag av väl rundade kvarts-korn. Den undre, glaukonit-, fosforit-, och pyritrika kalkstenen är 16 cm mäktig. Övre halvan av det ordoviciska bottenlagret är uppdelad i tre mindre enheter skilda åt genom diskontinuitetsytor. I det mellersta av de övre enheterna förekommer brachiopoden "*Lycophoria*" *difformis* rikligt, vilket anger bottenlagrets ålder till understa hunnebergledet (zonen med *Megistaspis armata*). Armatazonen är i kärnan från Örsta direkt pålagrad överkambrisk orsten, som under den föregående regressionen delvis borteroderats och i vilken utbildats en distinkt diskontinuitetsyta. Ovan denna följer 17 cm karbonatsediment med en sammansättning som liknar bottenlagret i Filipshyttan. Bottenlagret i Örsta är uppdelat i sex mindre enheter skilda av diskontinuitetsytor, tätast i avdelningens mitt-parti.

Den övre biostratigrafiska enheten av hunnebergledet, zonen med *Me-*

gistaspis planilimbata, är i Örsta 0.79 m och i Filipshyttan 0.70 m. Litologiskt är enheten uppbyggd av 5–30 cm mäktiga cykler, underifrån räknat bestående av grågrön–ljus grå lersten–märgel–kalcilutitlager. Mäktighetsrelationerna mellan de tre bergartskomponenterna är ej konstant. Ibland kan någon av komponenterna saknas. Övre begränsningen i sådan cykel utgörs av en i kalcilutiten korroderad oregelbunden yta, som med diskontinuitet överlagras av lersten eller märgelsten.

Den höga halten av autigena mineral i de ordoviciska bottenbildningarna fortsätter i undre delen av zonen med *M. planilimbata*. Vanligast förekommande är glaukonit och pyrit, vilka ofta är koncentrerade till lagren strax ovan diskontinuitetsytorna.

Zonen med *M. planilimbata* är väl definierad med fossilfynd i båda kärnorna. Fossilerna är koncentrerade till vissa horisonter, där fossilfragmentkoncentrationen är mycket hög. Förutom zonfossilerna *M. planilimbata* har i kalcilutitfacies påträffats trilobiterna *Varvia breviceps*, *Niobella* sp. och *Megalaspides* cf. *M. nericiensis* (pygidium) samt i märgelfacies *Apatokephalus pecten*, *Geragnostus wimani*, *G. explanatus* och *Trinodus* sp. Fossilerna är rikligast förekommande i zonens understa del.

Den överlagrande kalkstens-lerstensavdelningen hänförs till billingenledets undre zon med *Megalaspides dalecarlicus*. Inom denna zon är kalcilutit dominerande faciestyp. Kalkstenens färg är grå med svagt rödbrun toning, medan lerstensinlagringarna är grågröna. Kalksten förekommer i vissa lager som konkretioner i lersten. Liksom i zonen med *M. planilimbata* förekommer diskontinuitetsytor talrikt, främst i den övre delen.

Mäktigheten av zonen med *M. dalecarlicus* kan ej exakt anges emedan den övre gränsen ej kunnat fastställas med fossil. Beräknad mäktighet i Örsta är 1.65 m och i Filipshyttan 1.35 m. Inom denna avdelning har påträffats endast ett bestämbar fossil, ett pygidium av *M. dalecarlicus*, från Filipshyttan.

Billingenledets övre zon med *Megistaspis estonica* har en utbildning som i stort liknar den undre. Ett ökat inslag av lersten i den övre zonen utgör den mest markanta litologiska skillnaden. Även inom denna stratigrafiska enhet förekommer diskontinuitetsytor som tecken på sedimentationsavbrott. Mäktigheten av estonicazonen är i Örsta beräknad till ca 110 cm och i Filipshyttan ca 100 cm. Skiktjockleken hos sedimentet inom de båda zonerna i billingenledet varierar mellan 2–3 cm och något mer än 20 cm.

Gränsdragningen mellan billingenledet och överlagrande "limbata"-kalksten tillhörande volchovledet har på grund av den begränsade tillgången på material baserats främst på litologiska data. "Limbata"-kalkstenen är generellt mindre lerhaltig än underliggande enhet och uppbyggs av tjockbankad kalcilutit varierande i färg från grå vid botten till röd i de mellersta och övre partierna. Bankarnas tjocklek varierar mellan ca 10 och ca 30 cm. Vid behandling av prover med ättiksyra för undersökning av etsningsresistenta fossil erhöles ur förhållandet mellan provernas ursprungliga vikt och utlösningensrestens torrsvikt följande ungefärliga värden på kalkhalten i kalksten ur borrhärnan från Filipshyttan: 89.5 % vid 82.41–82.59 m och 88.3 % vid 82.69–82.72 m.

"Limbata"-kalkstenen genomsätts i sin övre del av gula–gulröda impregnationszoner, som morfologiskt liknar diskontinuitetsytor. Impregnationszonerna representerar ej något avbrott i sedimentationen med därmed sammanhängande erosion, vilket visas av att fossilfragment i sedimentet tvärrar över de gula zonerna utan synlig erosionspåverkan.

I Örstakärnan avslutas lagerföljen uppåt i den mellersta delen av "limbata"-kalkstenen, medan kärnan från Filipshyttan innehåller hela denna enhet samt den undre delen av den överlagrande vaginatumkalkstenen (motsvarande kundaledet).

Inga till släkte och arter bestämbara fossilfynd har gjorts i "limbata"-kalkstenen. Större skal har oftast sönderdelats till fragment av sandstorlek och ingår som komponenter i sedimentet.

Gränsszonen mellan volchov- och kundaleden i kärnan från Filipshyttan utgörs av en serie diskontinuitetsytor, som finns koncentrerade till avsnittet 83.50–84.50 m ö. h. Komplexet av diskontinuitetsytor innehåller 25 distinkta erosionsytor. Några av dessa förekommer så tätt tillsammans, att upp till fyra diskontinuitetsytor kan sammanfalla i topparna, medan de fyra generationerna tydligt kan särskiljas i de djupare eroderade groparna. Vid 83.63 m och 83.66 m förekommer dylika tätt liggande ytor (se detalj av komplexet i Pl. 2).

Inom de västliga epikratonska områdena med bevarade underpaleozoiska sediment kan man se, att en regressiv fas förekommit vid övergången mellan volchov- och kundaleden. I Siljansområdets underordovicium, som i övrigt till stor del liknar motsvarande avlagringar i Närke, saknas den översta zonen av volchovledet och ett komplex av diskontinuitetsytor karakteriserar den översta delen av "limbata"-kalkstenen och

den understa delen av vaginatumkalkstenen. Huruvida den hiatus som finns utbildad i Närke motsvarar Siljansområdets kan inte visas med kärnmaterialet som grund.

Vaginatumnkalkstenen är utbildad som en relativt tunnbankad kalksten. Bankarnas tjocklek varierar mellan 2 och 15 cm och är vanligen ca 5 cm. Kalkstenen är i huvudsak av arenitisk typ, men även calcilitutit och kalksten med ooider förekommer i underordnad roll. Ooiderna består ofta av järnföreningar bland vilka goetit dominerar. Järnföreningarna har koncentrerats i fossilfragment eller förekommer som koncentrisk inkrusteringar av sådana. De ooidförande kalkbankarna finns i anslutning till de övre diskontinuitetsytorna i det tidigare omnämnda komplexet.

Biostratigrafiskt tillhör kalkstenen över diskontinuitetsytorna understa delen av vaginatumkalkstenen, dvs. zonerna med *Asaphus expansus* och *A. "raniceps"*. Fossilinnehållet ger ej någon säker ledning vid bedömandet av mäktigheten av den bevarade delen av zonen med *A. "raniceps"*, men den översta bevarade kalkstenen representerar förmodligen den undre halvan av sistnämnda zon.

I vaginatumkalkstenen har inga fynd av säkert bestämbara makrofossil gjorts. Kalkstenen är dock makrofossilrik, vilket visas av rikedomerna på snitt genom cephalopoder, trilobiter och brachiopoder. Av den senare typen av fragment finns ett som med stor sannolikhet tillhör *Orthis callactis*, ett av karaktärsfossilerna i expansus-zonen.

Vid en preliminär genomgång av mikrofossilinnehållet i den översta bevarade 6.1 m mäktiga kalkstenen har framkommit en ostrakodfauna, som ytterligare stärker gränsdragningen mellan den liggande "limbata"-kalkstenen och vaginatumkalkstenen. Bland annat förekommer *Aulacopsis monofissurata*, *A. plana*, *Glossomorphites* sp. och *Conchoprimitia* cf. *C. minuta* allmänt från de undre diskontinuitetsytorna till de översta bevarade kalkstensbankarna. Dessa ostrakoder får anses vara karakteristiska fossil i den mellansvenska utbildningen av kundalet.

Litteratur

Förutom i texten citerad litteratur har i nedanstående förteckning medtagits en del andra arbeten, som berör Närkes paleozoiska berggrund.

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

- BERGSTRÖM, JAN, 1972: Ekskursion til Skåne. Ref. – Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1971 [1972], s. 115.
- BLOMBERG, ALBERT och HOLM, G., 1902: Geologisk beskrifning öfver Nerike och Karl-skoga bergslag samt Fellingsbro härad. – SGU Ca 2.
- EKLUND, JOSEF, 1961: Berggrunden. Kumlas urtid och framtid. – Kumlabygden. I. Kumla.
- FROMM, ERIK, 1971: Den kambro-ordoviciska berggrunden i Beskrivning till berggrunds-kartbladet Örebro SV av PER H. LUNDEGÅRDH och ERIK FROMM. – SGU Af 101.
- HENNINGSMOEN, GUNNAR, 1957: The Tribolite Family Olenidae. – Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo. Skrifter. I. Mat.-Nat. Vidensk. klasse.
- LINDSTRÖM, MAURITS, 1967: "Funnel Grabens" and Early Paleozoic tectonism in South Sweden. – Geol. Soc. Am., v. 78.
- LINNARSSON, G., 1875 a: Beskrifning till kartbladet "Latorp". – SGU Aa 55.
- 1875 b: Öfversigt af Nerikes öfvergångsbildningar. – SGU C 21.
- Även i: Öfers. af K. Vet.-Akad. Förhandlingar 32 (1875), 5:3. Stockholm 1876.
- MAGNUSSON, ERNEST, 1970: Beskrivning till geologiska kartbladet Örebro NV. – SGU Ac 6.
- THORSLUND, PER, 1960: De kambro-siluriska bergarterna i Beskrivning till karta över Sveriges berggrund av N. H. MAGNUSSON m. fl. – SGU Ba 16.
- TJERNVIK, TORSTEN, 1952: Om de lägsta ordoviciska lagren i Närke. – GFF 74.
- 1953 a: Notes on two new trilobites from the Upper Cambrian of Sweden. – GFF 75.
- 1953 b: Drumlins i västra Närke. – Proseminarieuppsats. Uppsala.
- 1956: On the Early Ordovician of Sweden. – Bull. Geol. Inst. Upsala, 36.
- WESTERGÅRD, A. H., 1922: Sveriges olenidskiffer. – SGU Ca 18.
- 1946: Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden. – SGU C 477.
- 1953: Two problematic fossils from the Cambrian in Sweden. – GFF 75.

Järnmalm

Pershytte—Gyttorpstrakten

AV

HELMUTH HÜBNER

Pershytte-Gyttorpstraktens järnmalmförekomster (fig. 54) ligger i Vikersynklinallens östra del. I huvudsak kan tre järnmalmförande horisonter urskiljas, nämligen Hagby–Pershytte–Dammgruvestråket (med kvartsbandade, magnetitförande blodstensmalmer samt svartmalm), Knapp-
torpsgruve–Bergsångsgruvestråket (huvudsakligen serpentinskarnig magnetitmalm) samt ett järnmalmstråk markerat genom Östra Gyttorpsgruvan och en mindre skärpning vid Bastnåsvikens västra strand (hornblände-kloritskarnig magnetitmalm). N. H. Magnusson (Geijer–Magnusson 1944, s. 239–249) har lämnat en utförlig beskrivning av de olika malmtyperna.

Hagby- och Knutsbergsgruvornas järnmalm utgör fortsättningen av "Pershyttestråket" mot norr. Knutsbergsmalmen har brutits åren 1900–1903 och 1949–1954 (jfr tabell 1). Enligt N. H. Magnusson (Geijer–Mag-

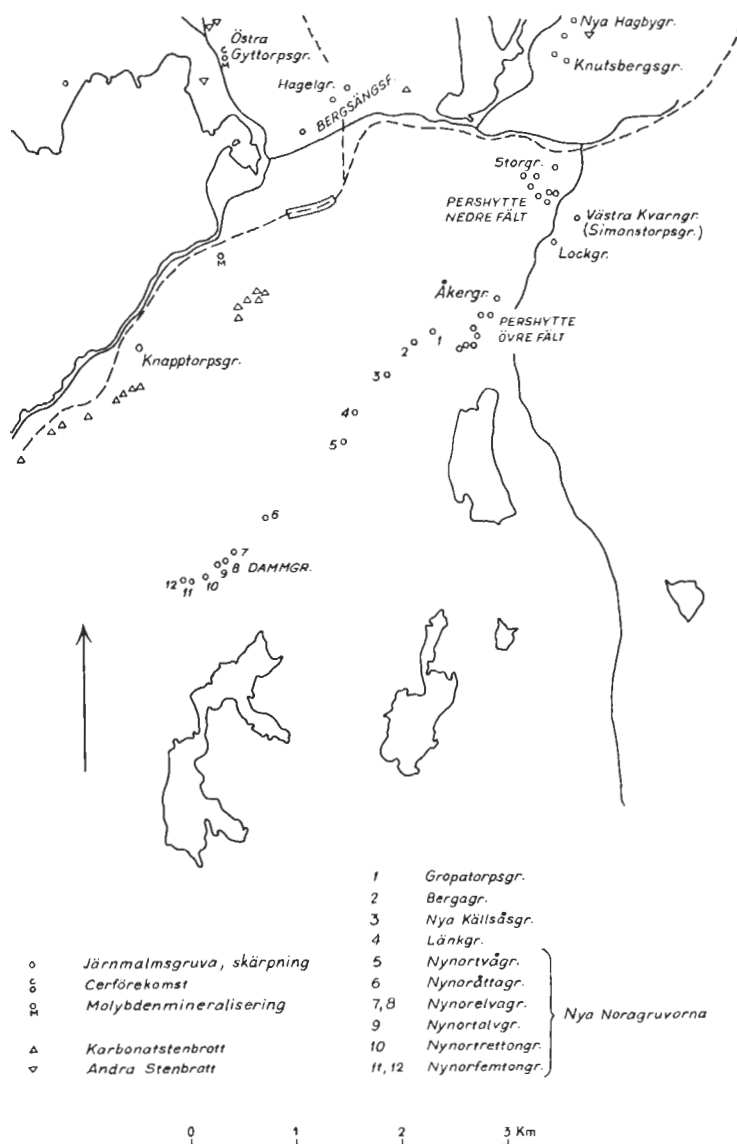


Fig. 54. Pershytte-Gyttorpstraktens förekomster av malm och nyttosten.

Mines and quarries in the Pershytte-Gyttorp district. O means iron oxide ore, C cer deposit, M molybdenum deposit, 'Karbonatstensbrott' quarries in marble, and 'Andra stenbrott' quarries in other rocks.

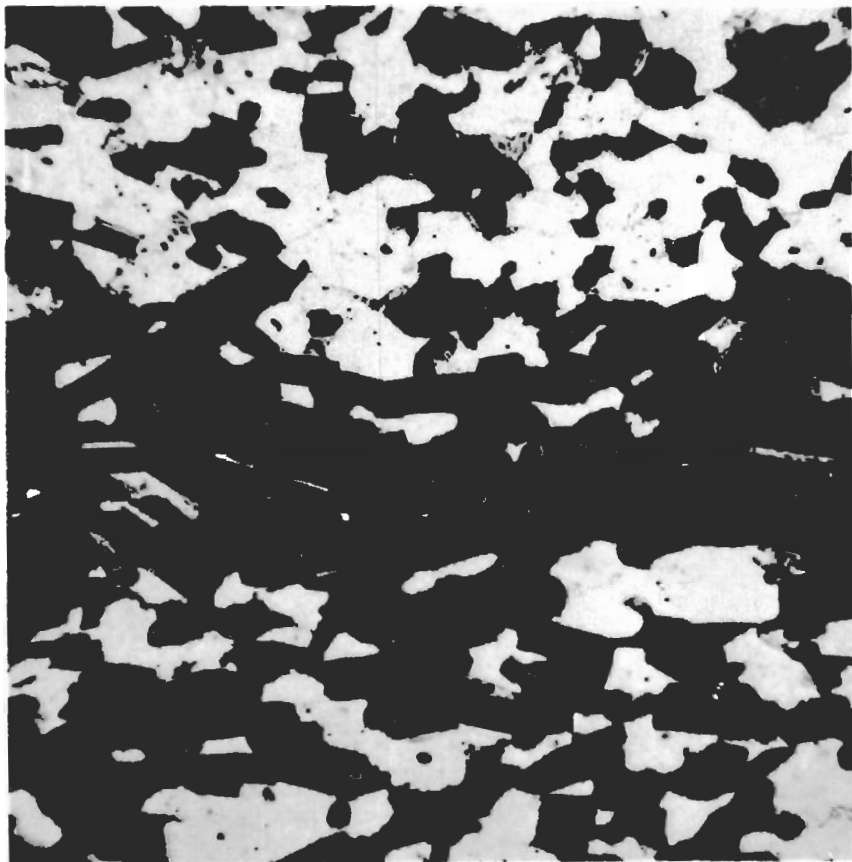


Fig. 55. Blodstensmalm. Svart: hematit, vitt: kvarts, ljusgrått: färglös glimmer. Genomfallande ljus, $45\times$ förstoring. Pershytte Storgruva (9a), Nora bergsförsamling. Foto H. Hübner.

Hematite ore. Black: hematite, white: quartz, pale grey: colourless mica. 1 nic., magnification $45\times$. The great Pershytte mine (9a).

nusson 1944, s. 244) "bröts en c:a 45° mot SO stupande stock av kvartsig svartmalm, i vars liggande även något blodsten anträffats. Malmarcan var på djupaste nivån (50 m) c:a 140 m². Malmens järnhalt var år 1901 c:a 54 %, dess halt av fosfor 0.019 % och dess svavelhalt 0.058 %. Under åren 1900–1903 bröts i denna gruva 2 884 ton järnmalm." Under 1950-talet bruten malm visade en mer eller mindre regelbunden manganhalt av 0.07 %.

Hagbygruvorna bröts åren 1857 och 1873–1884. Ett tjugotal små dagöppningar finns, och den djupaste av dessa når 30 m ner i berget. Totalt har brutits 11 400 ton malmhaltigt berg.

Knutsberg–Hagbyområdets berggrund utgörs av grå till gråröd, lokalt förskiffrad leptitgnejs, som ofta är bandad och epidot-amfibolitskarnig. Vid Knutsbergsgruvorna anstår gråröd, bandad leptitgnejs med magnetit-, skarn- och kvartssliror. Öster om ingången till Folkparken har turmalinförande pegmatit- och kvartsgångar iakttagits.

Pershyttefältets malmer består huvudsakligen av kvartsbandad, finfjällig blodstensmalm (fig. 55), som lokalt går över i mer eller mindre utpräglad svartmalm. Granatbandad malm förekommer sällan och endast i malmkropparnas spetsar, särskilt i Pershyttefältets södra del och i Bergagruvan.

Malmmineralen är hematit och magnetit. Accessoriskt uppträder pyrit och magnetkis, mera sällan även kopparkis. Sidobergarten är leptitisk eller kvartsitisk (fig. 56). Inlagringar av karbonatsten och skarn har underordnad betydelse (fig. 57). Hela Pershyttetrakten är genomvävd av pegmatiter och apliter, som sannolikt hör samman med Örebrograniten. De röda pegmatiterna följer ofta veckningsstilen (fig. 2, s. 25) och visar på ett par ställen en nästan "ptygmatisk" utbildningsform.

TABELL 31. BRYTNINGEN I KNUTSBERGSGRUVORNA UNDER PERIODEN 1949–1954 (UNDERSÖKNINGSBRYTNING)

År	Utfraktat berg och malm, ton	Anrikningsmalm och sekunda styckemalm, ton	Direkt användbar malm, ton	Den direkt användbara malmens genomsnittshalt av			Erhållen anrikningsmalm, ton
				Fe, %	P, %	S, ‰	
1949–1950	6 231	11 530	865	40–42	0.017	0.06	
1951–1954	14 882		4 237	36–40	0.017	0.06–0.07	3 290

Norra delen av Pershyttefältet eller *Pershytte nedre fält* omfattar *Bollags-*, *Susanna-* och *Ramshyttegruvorna*, *Storgruvan* samt *Sjö-*, *Hertig-* och *Balkgruvorna*. Ojämförligt störst har brytningen här varit i Storgruvan, som upptogs år 1895. Uppfordringen har skett medelst hund, på rälsbana i stigort. Laven moderniserades åren 1965–1966, då samtidigt även

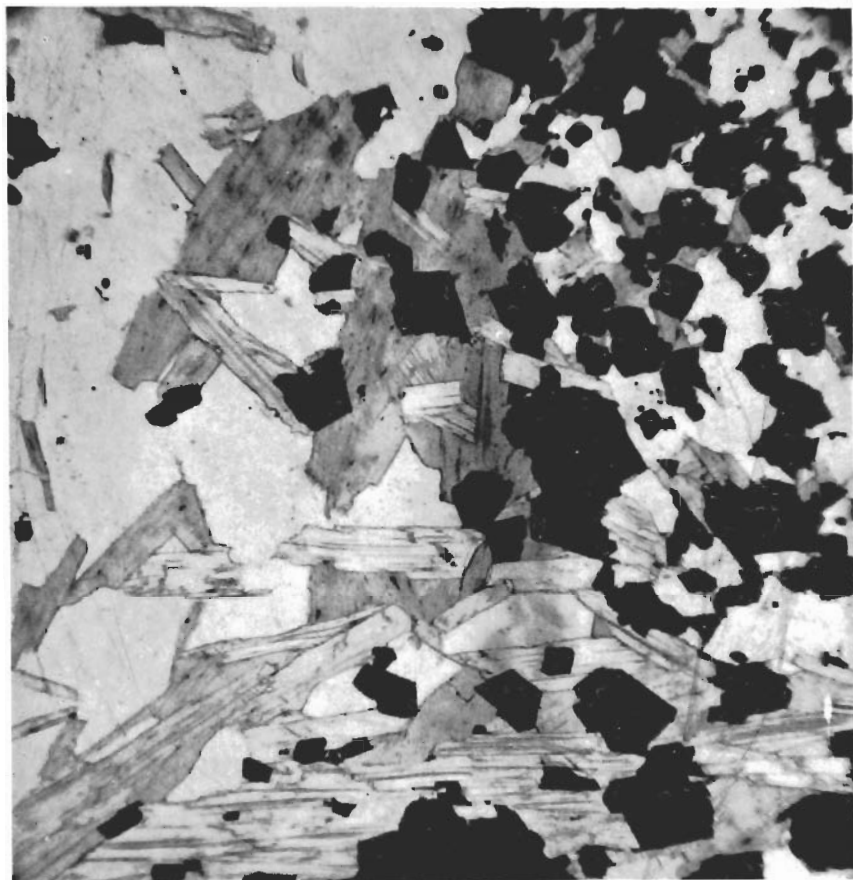


Fig. 56. Malmkvartsit. Ljusgrått: kvarts, mörkgrått: biotit, svart: magnetit. Genomfallande ljus, $45\times$ förstoring. Pershytte Storgruva. Foto H. Hübner.

Ore quartzite. Pale grey: quartzite, dark grey: biotite, black: magnetite. 1 mic., magnification $45\times$. The great Pershytte mine.

ett nytt anriktningsverk uppfördes (fig. 58). Gruvan nedlades år 1967. De övriga gruvorna ligger sedan lång tid tillbaka öde och utmärks blott av små varphögar.

Malmlagren i Pershytte nedre fält är kraftigt veckade. Veckaxlarna stupar i stort sett omkring $50-55^\circ$ mot S $55-75^\circ$ O (undantagsvis förekommer även flackare stupningar, ända till 25°).

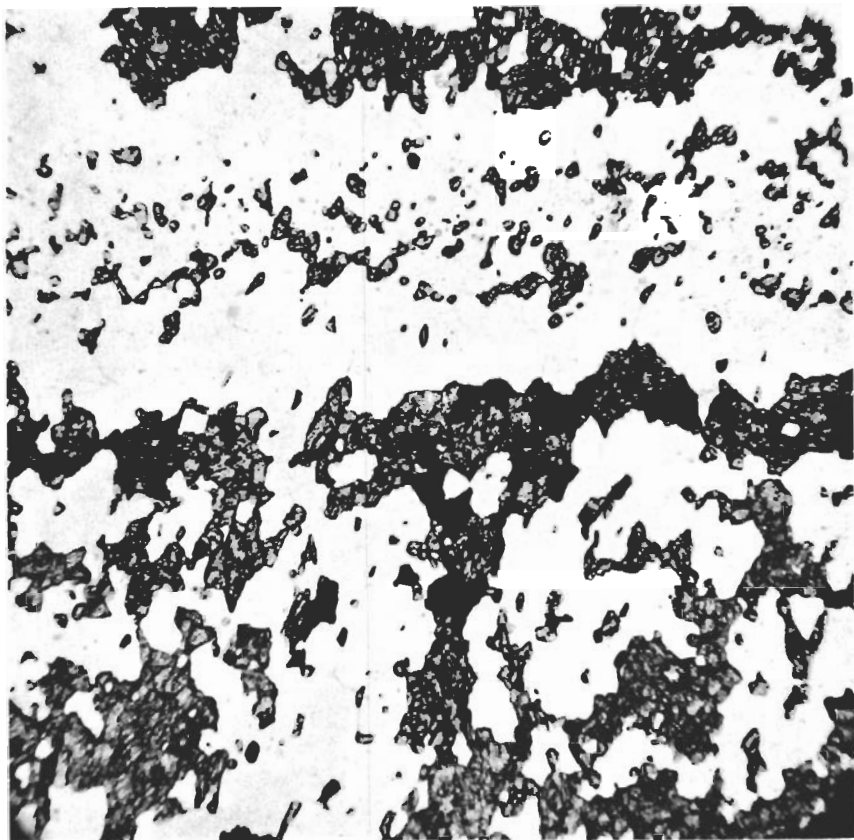


Fig. 57. Skarnig malmkvartsit. Vitt: kvarts, grått: epidot, svart: opaka järnoxidmineral. Genomfallande ljus, $45\times$ förstoring. Pershytte Storgruva. Foto H. Hübner.
Skarny ore quartzite. White: quartz, grey: epidote, black: opaque iron oxide minerals. 1 nic., magnification $45\times$. The great Pershytte mine.

Sidobergarten utgörs i huvudsak av mörkgrå, ofta något skarnig leptit, som är väl blottad inom hållområdet sydöst om Storgruvan. I det aktuella hållområdet anstår huvudsakligen grå till rödgrå, ofta lätt förgnejsad eller förskiffrad leptit, skarn, glimmerskiffer och magnetithaltig, kvartsbandad blodstensmalm. Hela bergartskomplexet är genomdraget av ljusröd, kalifältspatrik aplit och pegmatit, som icke sällan är turmalinförande (fig. 59). I närheten av pegmatitgångarna är leptiten ofta förgnejsad, i enstaka fall även förskiffrad.

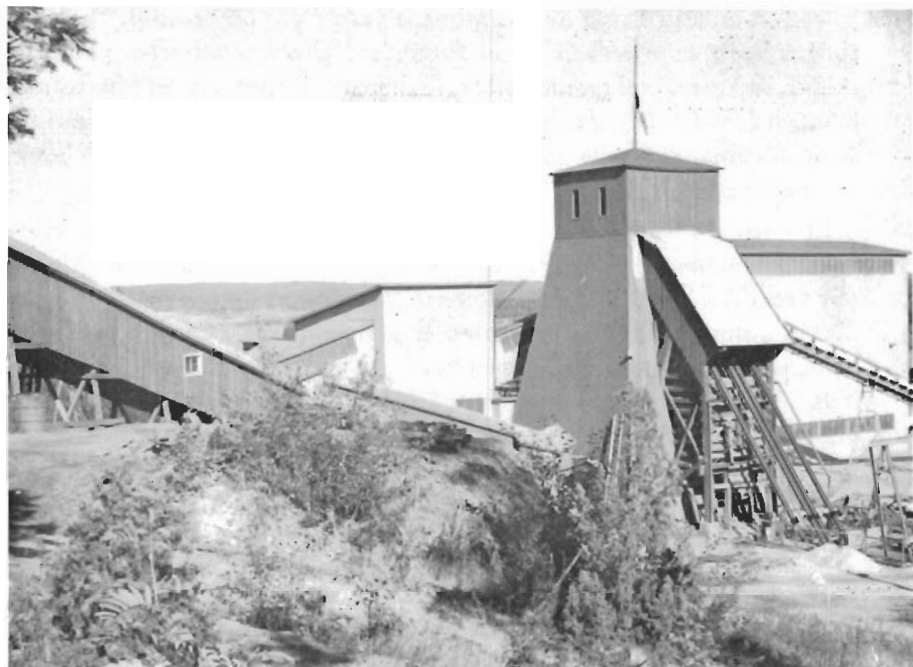


Fig. 58. Laven med lutande sparbana för 'hund' (uppföringsvagn) från stigort (i förgrunden) samt kross- och anrikningsverken, Pershytte Storgruva. Foto P. H. Lundegårdh 1968.

View of the great Pershytte mine.

Den grå leptitens mineralogiska sammansättning är approximativt: kvarts $\cong$ kalifältspat (mikroklin, pertit) $\cong$ oligoklas $>$ brungrön biotit, klorit $>$ färglös glimmer. Till accessorierna kan opaka malmmineral, järnoxidhydrat, epidot, aktinolit, kalcit, apatit och zirkon räknas. Texturen är i allmänhet granoblastisk. Lokalt är bergarten omvandlad (plagioklasen sericitiserad) och turmalinförande.

Även aktinolit-epidotskarnig kvartsit (fig. 57) och aktinolit-klinozoisitskarn med något serpentin, klorit, flogopit, titanit och apatit har observerats. Ofkalcitisk karbonatsten har iakttagits på 200 m-avvägningen (fig. 60). Diabas har i Storgruvan anträffats på 160 och 200 m-nivåerna.

Den kvartsbandade blodstensmalmen för nästan alltid magnetit och innehåller i underordnad mängd brungrön biotit ($2V \sim 15^\circ$). Accessoriskt uppträder finfjällig, färglös glimmer, kalcit och apatit (fig. 55).

Vid en undersökning av Storgruvans varphögar observerades grå och rödgrå leptit, som ofta är något förgnejsad eller granitiserad, glimmer-skiffer, finkornig röd granit, röd (kalifältspatrik) pegmatit, en ofta turmalin- och hematitförande, kvartsbandad magnetitförande blodstensmalm samt skarnbandad magnetit, ofta med en svag kisimpregnation (pyrit, magnetkis och kopparkis).

Ett prov på sulfidgenomådrad magnetitmalm från Storgruvans varphögar har undersökts med hjälp av malmmikroskop. Jämte gångart består provet i huvudsak av hypidiomorfa till xenomorfa magnetitkorn med diameter upp till 2.5 nm. Texturen är granoblastisk. Pyrit förekommer i form av idiomorfa till xenomorfa korn och aggregat, bl. a. som inneslutning i magnetit och gångart. Kopparkis genomådrar gångart, magnetit och pyrit samt uppträder ofta mellan pyritkornen ävensom i korngränserna mellan pyrit och magnetit eller gångart. Kopparkisen, som även bildar droppformiga inneslutningar i pyrit, har i regel kristalliserat något senare än pyriten.

Sydöst om nedre Pershyttefältet (öster om landsvägen till Ramshyttan) ligger två mindre gruvor, nämligen *Västra Kvarn-* (Simonstorps-) och *Lockgruvorna*. Lockgruvefältet är ett av de äldsta i Pershyttetrakten. Malmbrytning skall här ha ägt rum redan under 1400-talets senare hälft och pågick sedan med avbrott till omkring år 1909. Den nuvarande Lockgruvan har genom två orter förbindelse med Pershytte Storgruva (Pershyttans Hembygdsckirke, 1969) och bröts från denna åren 1966–67.

Berggrunden i trakten kring de nämnda gruvorna utgörs av grå till grå-röd leptitgnejs med biotitrika sliror, magnetitsliror, kvarts- och pegmatitgångar samt grå, amfibol-cordieritförande kvartsit. (Jfr fig. 1, s. 17.)

Söder om Lockgruvan fortsätter *Övre Pershyttefältet* över *Åkergruvan*, *Kettil-* och *Vret-* eller *Wrettgruvorna* mot sydväst. Åkergruvan (fig. 61) var i drift till slutet av år 1966 och mynnade år 1970 i en bräddövertäckt stigort med arean 7×8 m i markytan. Här har malmen uppfordrats medelst hund på lutande rälsbana. Ett plåtinklätt uppfordringsverk med malmficka stod kvar år 1970. Flera stora varphögar finns i grannskapet.

Kettilgruvan ligger 400 m sydväst om Åkergruvan och består av ett öppet schakt med måtten 10×20 m. Söder intill gruvan höjer sig en stor varphög, Gråbergstippen, från vilken man kan se ut över hela Pershytte-

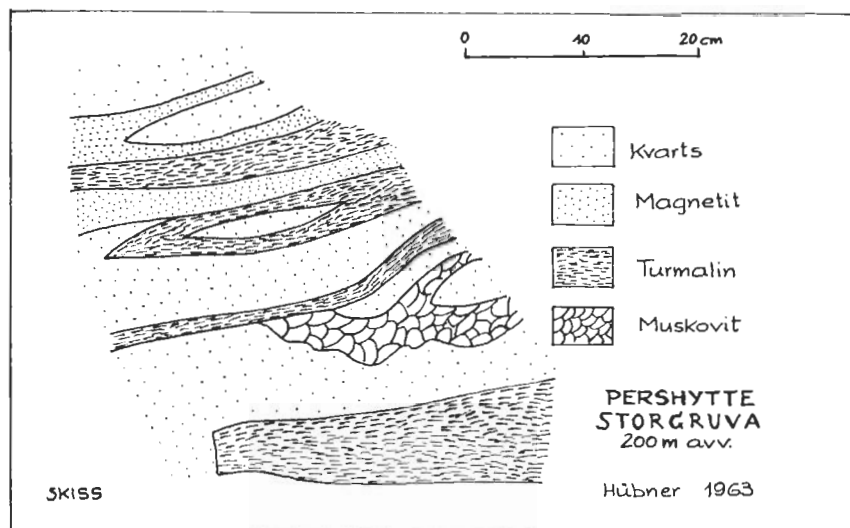


Fig. 59. Turmalinrik pegmatit i förskiffrad bergartszon. Pershytte Storgruva.
Tourmaline-rich pegmatite in schistose zone. The great Pershytte mine, 200 m level.

trakten. Gruvan beskrivs som "urminnes gammal" (1739 års bergrelationer) och upptogs från ödesmål år 1911.

Mellan Åker- och Kettilgruvorna ligger Vret- eller Wrettgruvorna, där malm bröts till 1910-talets mitt. Några större schakt står ännu öppna, och rikligt med varp finns i närheten. Redan före år 1667 uppges gruvdrift ha pågått i trakten. Malmtypen är i stort sett samma som i Pershytte nedre fält men tycks inte vara lika magnetitrik. Skiktningen är relativt välbevarad. Lokalt förekommer dock "svartmalm", som utöver huvudbeståndsdelarna magnetit och kvarts i underordnad mängd innehåller hematit, färglös glimmer, omvandlad fältspat, serpentin samt något apatit och zirkon (jfr fig. 62).

Leptiten är grå till gråröd, icke sällan massformig och granitiserad. Bergarten består av kvarts $\leq$ kalifältspat (dels pertitisk) $>$ sericitiserad oligoklas $>$ biotit $>$ färglös glimmer.

Accessoriskt förekommer opakmineral, aktinolit, apatit och zirkon. Biotiten har i flera fall omvandlats till järnrik klorit. Som sprickfylld uppträder kalcit och epidot. Lokalt bildar kalifältspat upp till 5 mm stora porfyroblaster med kvartsinneslutningar.

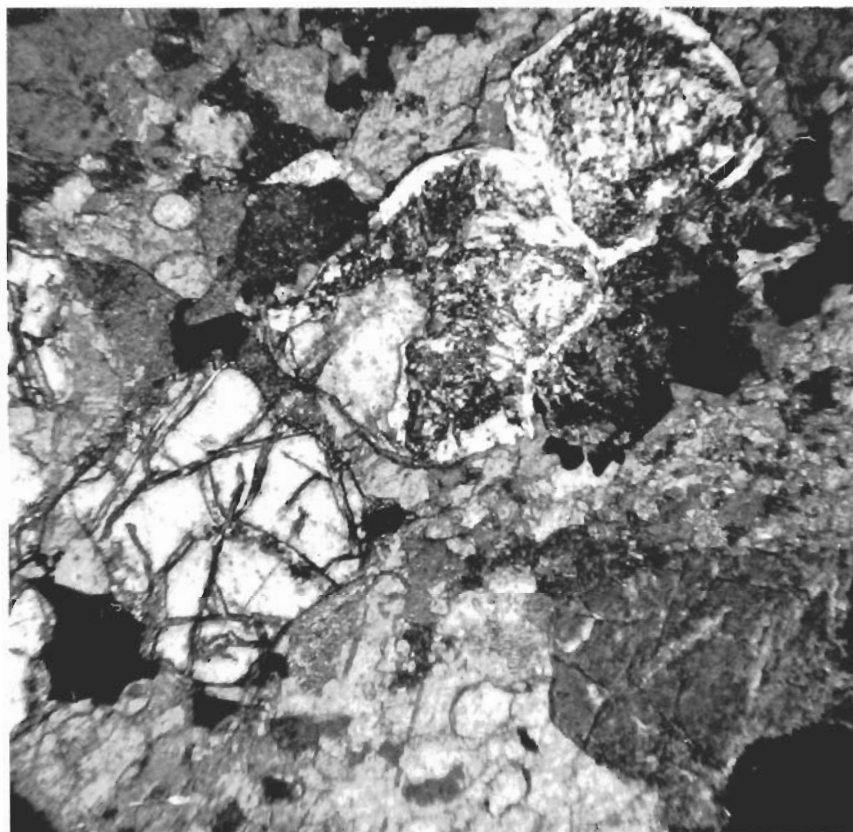


Fig. 60. Ofikalcit. Stora kornet med sprickor (ljusgrått, i vänstra bildhalvans nedre del) är kondrodit. Två stora korn i övre bildhalvan utgör delvis samt helt serpentinomvandlad kondrodit. Grundmassan (ljus- till mörkgrå) består väsentligen av calcit. Enstaka dolomitmörn ingår även. De svarta kornen är magnetit. Genomfallande ljus, 45 $\times$ förstoring. Pershyttan. Foto H. Hübner.

Opicalcrite. In the lower left part of the photo is seen a chondrodite grain, in the upper central and right parts occur two grains of serpentized chondrodite. The black grains consist of magnetite. 1 mic., magnification 45 $\times$. The great Pershytte mine.

Även en amfibolitisk bergart har påträffats. Denna består huvudsakligen av grönt hornblände och omvandlad plagioklas i lika delar, därtill något biotit, karbonatmineral, apatit och rutil. Amfiboliten uppvisar skarp kontakt mot den angränsande leptiten. I kontaktzonen uppträder epidot i form av ett num-tunt band.

Den i Åkergruvan uppträdande graniten är fin- (till medel-)kornig. Färgen varierar mellan rödgrå och blekröd. Bergarten består huvudsakligen av mikroklin, pertit, kvarts och oligoklas (fig. 63). Kvartsen bildar ofta inneslutningar i fältspaten. I underordnad mängd uppträder muskovit och kloritiserad biotit. Till accessorierna skall opaka malmmineral, järnoxidhydrat, karbonatmineral, apatit och zirkon räknas. Karbonatmineralen kan omge malmkornen eller bilda inneslutningar i dem. I enstaka fall är graniten granat- eller sillimanit- och andalusitförande. Granat förekommer tillsammans med kalcit i en finkornig, blekröd granit. Serpentinmineral kan här bilda inneslutningar i eller omge kalcitkornen. Sillimanit uppträder icke sällan i form av upp till 1 cm stora solar och kärvar samt som nålar i kvarts och andalusit. Mineralet kan även omge andalusitkorn (fig. 64).

I Åkergruvans varphögar har påträffats kvartsbandad, ofta magnetitförande blodstensmalm, svartmalm, grå till rödgrå leptit, ofta något gnejsig, granitiserad eller förskiffrad, röd, fin- till medelkornig granit, röd pegmatit, ofta med svart turmalin, samt gångkvarts. Leptiten är i enstaka fall epidot- och amfibolskarnig.

Enligt N. H. Magnusson (Geijer-Magnusson 1944, s. 248) bröts under tiden 1857 till 1907 ”inom Övre och Nedre fälten samt Lockgruvorna tillsammans 578 383 ton järnmalm. För perioden 1908–1939 redovisas 845 158 ton brutet berg. Dessa gav 372 092 ton primamalm, 18 188 ton sekundamalm och 154 575 ton slig ur 381 819 ton anrikningsmalm. De erhållna produkterna hade ett beräknat järninnehåll av 282 960 ton. Endast i det Övre fältet ha några större mängder primamalm kunnat uttagas. Denna har under senare år haft 47 à 49 % Fe. Sekundamalmen har hållit 42 à 45 % Fe. Sådan har även kunnat uttagas i nedre fältet, där dock huvudmassan utgjort anrikningsmalm med omkring 39 à 40 % Fe. Fosforhalten har i alla malmen varit 0.015 à 0.019 %, svavelhalterna 0.003 à 0.007 %.”

Ca 350 m väster om Övre Pershyttefältets södra gruvområde fortsätter *Berga-Dammgruvesträket* mot sydväst, åtskilt från Övre Pershyttefältet genom en ungefär öst–västligt strykande förkastning. Längst i norr ligger *Gropatorpsgruvan* (nr 1 i fig. 54) och *Bergagruvan* (nr 2 i fig. 54). Dessa har varit i drift till år 1939. Av Gropatorpsgruvan, som är belägen 200 m öster om Gropatorp, återstår Greve Bielkes schakt, som mäter

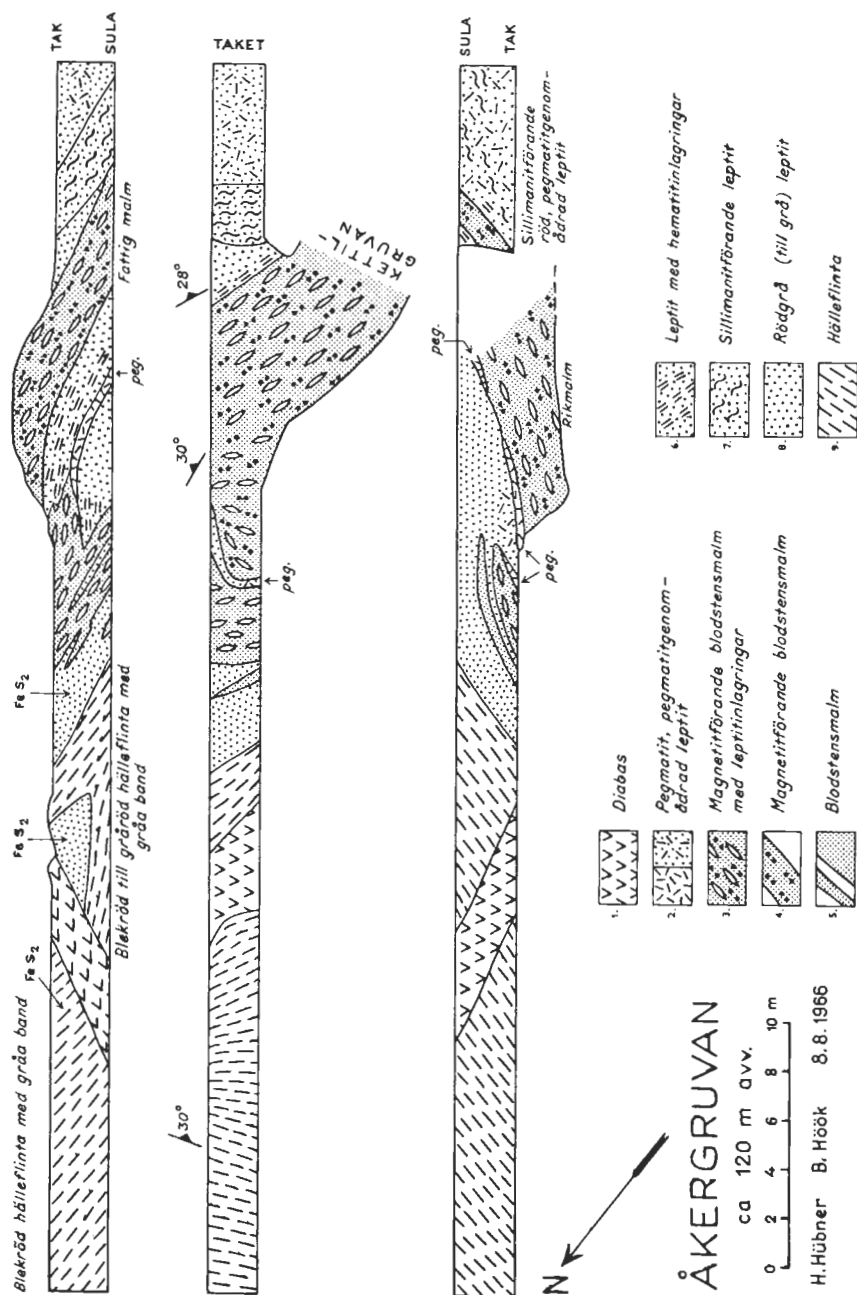


Fig. 61a. Åkergruvan i Övre Pershyttfältet (9a), Nora bergsförsamling.

Aker mine in the Upper Pershytte ore field (9a), 120 m level. Legend: 1. Diabase. 2. Pegmatite, veined leptite. 3. Magnetite-bearing hematite ore with intercalations of leptite. 4. Magnetite-bearing hematite ore. 5. Hematite ore. 6. Leptite with intercalations of hematite. 7. Sillimanite-bearing leptite. 8. Red grey (to grey) leptite. 9. Hälleflinta (dense acid silicate rock of volcanic origin).

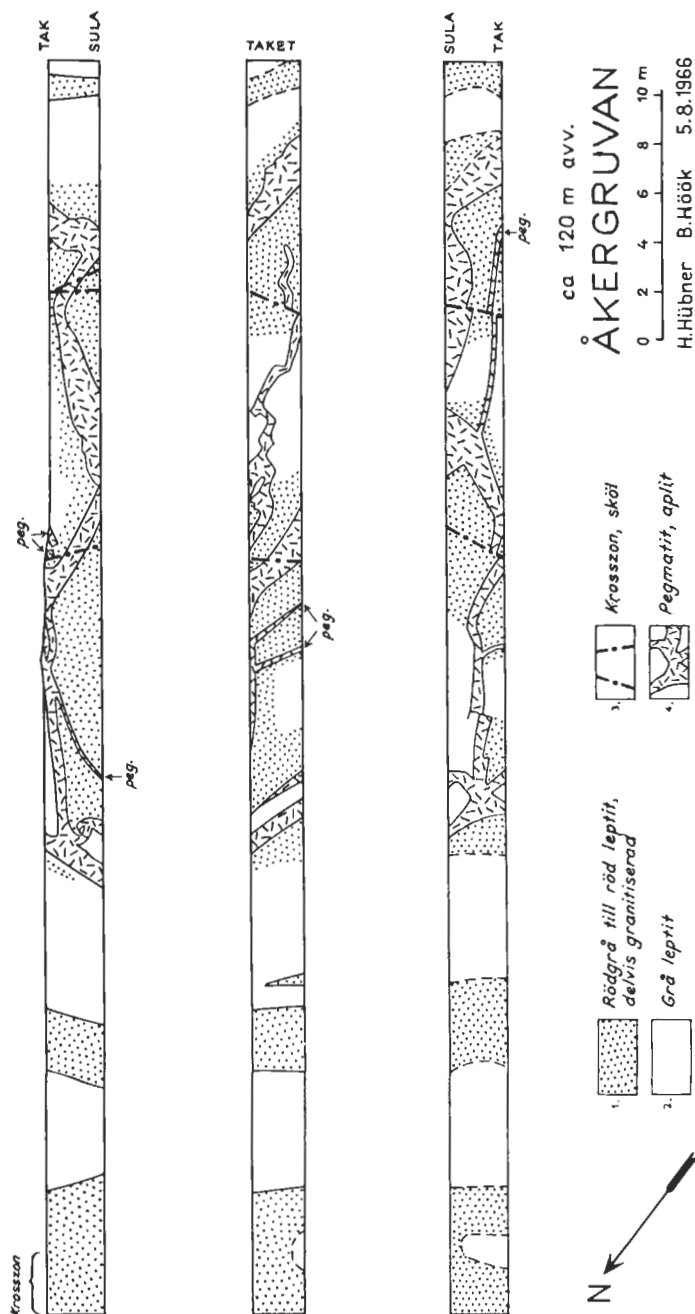


Fig. 61b. Åkergruvan.

Aker mine in the Upper Pershytte ore field at 120 m level. Legend: 1. Red grey to red leptonite, in part granitized. 2. Grey leptonite. 3. Fracture zone, sköl. 4. Pegmatite, aplite.

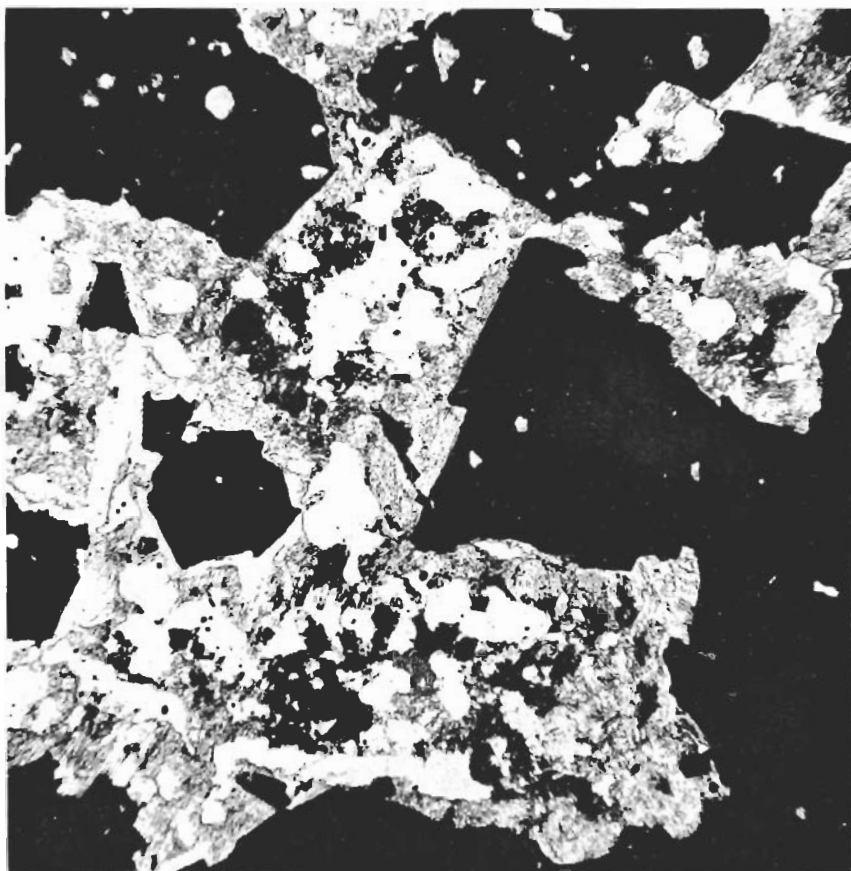


Fig. 62. Svartmalm. Svart: magnetit, grått: färglös glimmer runt magnetiten, vitt: kvarts. Genomfallande ljus, $45\times$ förstoring. Kettilgruvan i Övre Pershyttefältet (9a), Nora bergsförsamling. Foto H. Hübner.

Magnetite ore. Black: magnetite, grey: colourless mica surrounding the magnetite, white: quartz. 1 nic., magnification $45\times$. Kettil mine, Upper Pershytte ore field (9a).

10 $\times$ 15 m och delvis är vattenfylld. Stora varphögar finns i närheten. Bergagruvan ligger 900 m sydväst om Akergruvan och består i dagtan av ett schakt med måtten 5 $\times$ 8 m. Schaktet utgör mynningen av en stigort, där malmen uppförades medelst hund på rälsbana. Stigorten är fylld med skrot och vatten. Stora varphögar höjer sig i grannskapet. Åtskillig varp har dock bortförts.

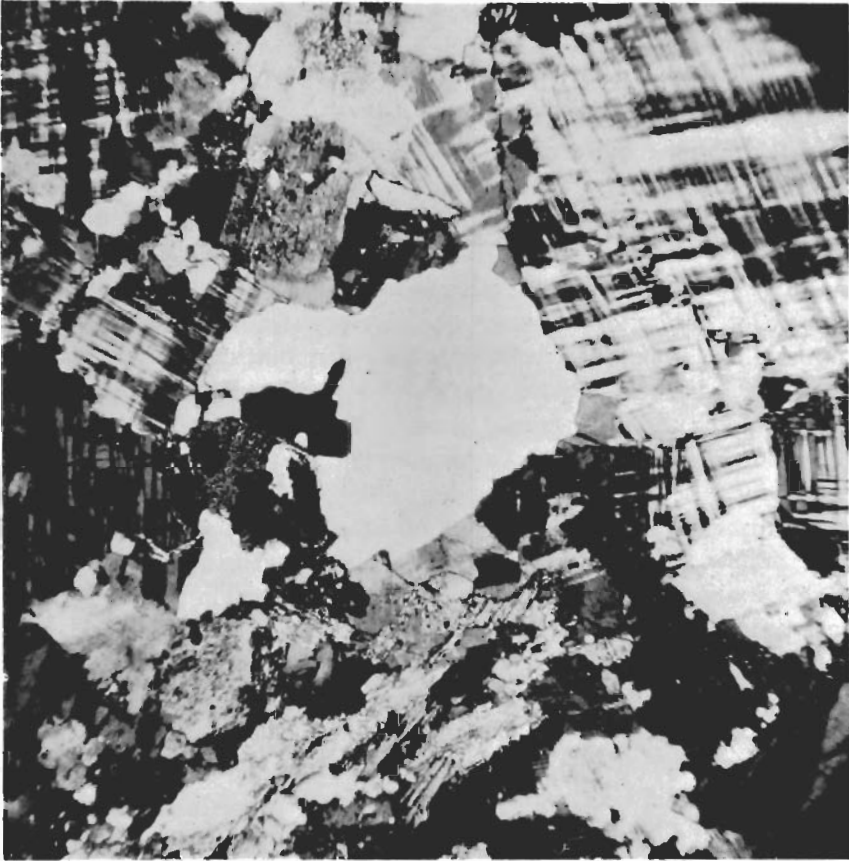


Fig. 63. Blekröd finkornig granit bestående av mikroklinpertit, kvarts och oligoklas jämte något muskovit och klorit. Genomfallande ljus, 45 $\times$ förstoring. Åkergruvan. Foto H. Hübner.

Pale red fine-grained granite consisting of microcline-perthite, quartz, and oligoclase accompanied by a little muscovite and chlorite. 1 mic., magnification 45 $\times$. Åker mine, Upper Pershytte ore field.

Malmlagret, som visar ett tämligen rakt förlopp, blir även i lokala förtjockningar inte mäktigare än 17 m. Den genomsnittliga mäktigheten överstiger ej 10 m. N. H. Magnusson (Geijer-Magnusson 1944, s. 249) skriver: "För perioden 1908–1939 redovisas från Pershytte Bergagruva 603 324 ton brutet berg. Detta gav 322 753 ton primamalm och 4 629 ton sekundamalm. De erhållna produkterna hade ett beräknat järninnehåll

av 157 880 ton. Primamalmen har hållit 46 à 48 % Fe. Dessa halter har nåtts genom magnetisk sovring. Sekundamalmerna ha hållit 36–38 % Fe. Fosforhalten har varit 0.016 à 0.020 % och svavelhalten 0.002 %.”

I varpen har observerats kvartsbandad (mera sällan även granatslirig) blodstensmalm. I övrigt skiljer sig bergarterna icke avsevärt från de i Åkergruvans varphögar påträffade.

Två malmprover, tagna från Bergagruvans varphögar, har undersökts med hjälp av malmmikroskop.

Första provet, en kvartsbandad blodstensmalm, består av upp till 6 mm tjocka, järnoxidrika band, som växellagrar med < 12 mm tjocka, mörkvioletta, kvartsrika band. Malmbanden innehåller utom gångart (till största delen kvarts) huvudsakligen hematit med vacker tvillingslammeling och en genomsnittlig kornstorlek av ca 0.2 mm. Enstaka upp till 1 mm stora, hypidiomorfa magnetitkorn, genomvuxna av gångart, uppträder i de hematitrika banden. Flikiga sammanväxningar mellan magnetit och hematit har observerats. Magnetit förekommer även inuti hematitkorn. Mängdförhållandet malmmineral: gångart är ungefär 1:1.

Det andra provet, en kvartsbandad blodstensmalm, innehåller även enstaka upp till 7 mm breda, bruna granatband. Hematitrika band, uppblandade med gångart (i huvudsak kvarts) växellagrar med kvartsrika band (med inblandning av järnoxider). Huvudmineralet är hematit med en genomsnittlig kornstorlek om ca 0.1 mm. Enstaka upp till 3 mm stora, xenomorfa magnetitkorn är genomvuxna av hematit och gångart. Magnetitkornen har ej sällan martitiserats. Proportionen malmmineral: gångart är ungefär 40:60. Texturen i båda malmproven är granoblastisk.

Fortsättningen av malmstråket mot sydväst indikeras av ett 20-tal skärpningar, varav de viktigaste beskrivs i det följande. Numren återfinns i kartan fig. 54.

3. 400 m sydväst om Bergagruvan (Nya Källsåsgruvans utmål): vattenfylld gruvöppning samt två mindre skärpningar. I varpen finns glimmerrik grå leptit och tämligen fattig blodstensmalm.
4. 850 m sydväst om Bergagruvan (Länkgruvans utmål): vattenfylld skärpning och övervuxen varphög. I varpen har iakttagits förskiffrad och något gnejsig, grå leptit.
5. 1 150 m sydväst om Bergagruvan (Nynortvågruvans utmål): vattenfylld schakt samt varphög. I varpen finns grå leptit, grå leptitgnejs,

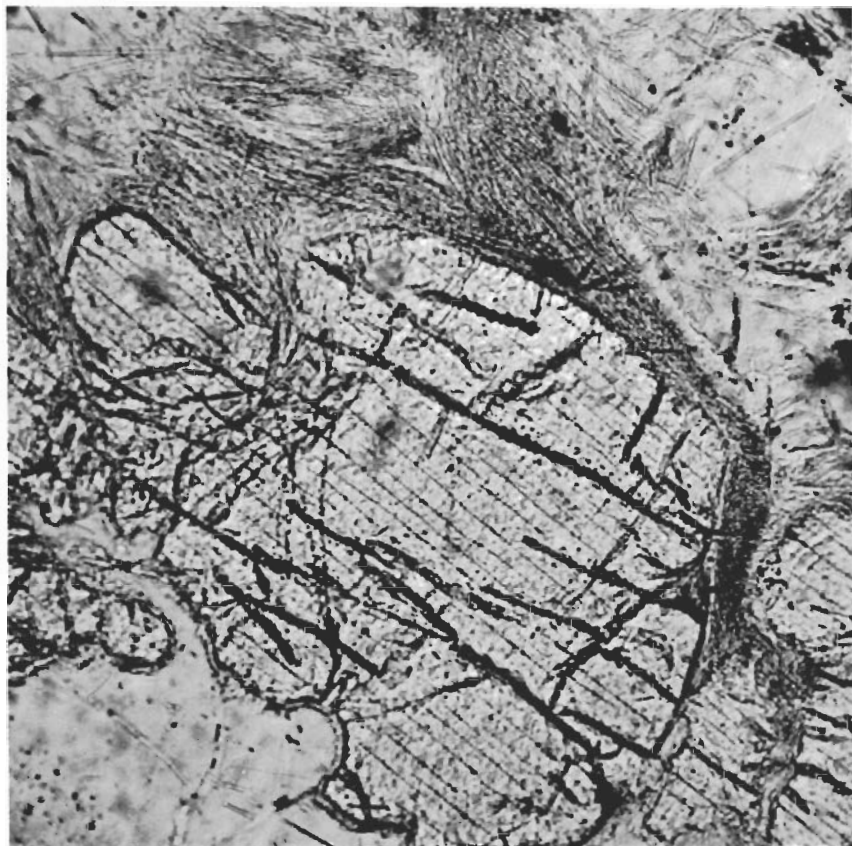


Fig. 64. Andalusit (stora centrala kornet) delvis omgiven av sillimanitkärvar (till höger och upptill). Mineralen längst ut är kvarts. Genomfallande ljus, 140 $\times$ förstoring. Ur finkornig granit från Åkergruvan. Foto H. Hübner.

Andalusite (the great central crystal) bordering upon sillimanite (in the upper and right parts of the photo). The marginal mineral is quartz. 1 nic., 140 $\times$ magnification. Fine-grained granite from Åker mine, Upper Pershytte ore field.

glimmerskiffer, gångkvarts, svartmalm och tämligen fattig, fjällig blodstensmalm.

6. 2 200 m sydväst om Bergagruvan (Nynoråttagruvans utmål): skärpning samt varphög. I varpen har påträffats grå, glimmerrik leptit och tämligen fattig, magnetitförande blodstensmalm.

7. 2 600 m sydväst om Bergagruvan (Nynorelvagruvans utmål): tre skärpningar. Varphögarna liknar de vid 9 nedan.
8. 2 700 m sydväst om Bergagruvan (Nynorelvagruvans utmål, "Dammgruvan"): två vattenfyllda gruvöppningar. Bergarten består av grå, glimmerrik leptit. Vid Dammgruvan finns ett magnetitförande leptitglimmerskifferstråk (med korn och sliror av magnetit).
9. 2 800 m sydväst om Bergagruvan (Nynortolvgruvans utmål): två skärpningar i öst-västlig riktning. I varpen finns förskiffrad, grå, glimmerrik leptit och tämligen fattig, magnetitförande blodstensmalm.
10. 2 950 m sydväst om Bergagruvan (Nynortrettongruvans utmål): vattenfylld skärpning samt diken. I varpen förekommer magnetitförande blodstensmalm och grå till gråröd glimmerkvartsit med magnetitkorn.
11. 3 100 m sydväst om Bergagruvan (Nynorfemtongruvans utmål): vattenfyllt schakt samt skärpning. I varpen har påträffats grå till rödgrå, mer eller mindre magnetitrik glimmerkvartsit med övergångar till magnetitmalm samt pegmatitkvarts med muskovit.
12. 3 150 m sydväst om Bergagruvan (Nynorfemtongruvans utmål): vattenfyllt schakt. Varphögarna liknar dem som beskrivits under 11.

Ett stråk av järnmalm och skarn, indikerat genom *Bergsängsgruvorna* och *Knapptorpsgruvan*, sträcker sig ungefär parallellt med det av Bengts-*torps-Knappstorpsbrotten* markerade karbonatstenslagret, ca 250 m väster om Knapptorpsbrottet.

Enligt N. H. Magnusson (Geijer-Magnusson 1944, s. 243–244) är Bergsängsfältets malmer "brutna från dagen på helt smala lager, rikt genomsetta av skölar och glidplan och genomdragna av tunna hälleflintbankar. Den 80° mot SO stupande, malmförande lagerserien visar en flack fältstupning mot NO, där lagret starkt vidgar sig. Mot djupet har brytningen kommit in i stora skarnmassor med spridda malmklumpar. De bästa malmerna ha dock alltid visat sig ligga an mot hälleflintbankarna. Gruvan är bruten till 235 m:s djup och hade på 150 m:s nivå sin största brutna malmarea, 650 m².

Varphögarna bestå huvudsakligen av svart eller gulgrönt serpentinskarne med större och mindre malmfläckar, samt med tremolit, glimrar och klorit. Serpentina syns huvudsakligen ha uppkommit genom omvand-

ling av olivin. Dessa tvenne mineral uppträda även som ådror eller fläckar i kalkstenen. Framför allt mot leptitgränserna ersättes serpentinskarnet av ett grönskarn, sammansatt av pyroxen, aktinolit och hornblände, och ofta uppbygga dessa skilda zoner med pyroxenzonen närmast serpentinskarnet och hornbländezonen närmast hälleflintan. Skarnbildningen fortsätter längs sprickor ut i hälleflintan. I andra fall uppträda glimmerskölär, vilka skära igenom gränsskarnen. Hälleflintan har visat sig vara kalirik. Tvenne brantstående diabasgångar ha övertvärat malmerna.

Under tiden 1881–1907 brötos i Bergsängsfältet 62 337 ton järnmalm. För perioden 1809–1924 redovisas 181 743 ton brutet berg, som gav 49 402 ton primamalm och 215 ton sekundamalm. De då erhållna produkterna hade ett beräknat järninnehåll av 24 315 ton. Under senare delen av denna brytningsperiod hade primamalmen en halt av 44.5 å 48.5 % Fe, 0.007 å 0.010 % P och 0.008 å 0.024 % S.”

Enligt bergverksstatistiken har från Bergsängsgruvorna under åren 1941–1944 ur äldre varp utvunnits 16 608 ton malm med en järnhalt mellan 40 och 45 % samt 0.008 % P och 0.04 % S. Gruvdriften upphörde år 1924.

Annebergsgruvan ligger i norra delen av Bergsängsfältet, 400 m NNÖ om järnvägsövergången (länsväg 244) i östra Gytторp. Gruvan är nedlagd och används numera under namnet *Hagelgruvan* (fig. 54) för hageltillverkning. På schaktet står en trälave. I varpen har observerats magnetitmalm, skär dolomitisk karbonatsten med grönsvarthornblände, grå och skarnbandad natronleptit, vit och skär hälleflinta, stängligt strålstensskarn, ljusgrönt bandat skarn samt tämligen mycket serpentin. Järnmalmernas sidosten utgörs av grå leptit. Skölmineral är biotit, klorit (tabergit?) och talk. Kalkspat, flusspat och rodochrosit bildar sprickfyllnader. Man har här att göra med en magnesiumrik, manganfattig skarn(-kalk)-järnmalm. 200 m sydväst om Annebergsgruvan finns ännu en gruvöppning. Malmen är ungefär av samma typ som i Annebergsgruvan. Schaktet är numera nästan helt återfyllt. 600 m sydväst om Annebergsgruvan förekommer ett igenfyllt gruvschakt.

Av Knapptorpsgruvan, som ligger 600 m ÖNÖ om Dansbaneudden i ett stråk av granat-amfibolskarnig grå leptit, återstår endast två vattenfyllda gruvöppningar.

Det tredje järnmalmsstråket i kartbladets nordvästra hörn är markerat genom *Östra Gytторpsgruvan* i norra grannskapet av Gytторps sam-

hülle samt genom en skärpning upptagen i mörkgrönt amfibolskarn med magnetit, belägen 1.5 km VSV om Gyttoresgruvan (nära nordväst om Bastnäs vikens västra strand).

Gyttoresgruvan, som ursprungligen upptogs som järnmalmssgruva, är dock mera känd som cernalmsförekomst. Fyndigheten, som närmare beskrivs på s. 208, ligger strax norr om glimmerskifferstråket, vilket utanför kartbladskanten svänger mot nordväst in mot Stribergsfältet.

Undersökning av borrhärdar från Åkergruvan

AV

PER ARONSSON

Fyra borrhärdar från Åkergruvan, Pershytte övre järnmalmssfält, har undersökts petrografiskt och litokemiskt. Totalt har 268 m borrhärdar undersökts genom 66 slippöv, 19 poleröv, 21 smältisoförändringsanalyser och 171 direktanalyser. Här skall lämnas en kort sammanfattning av de uppnådda resultaten.

Borrhärdarna har omfattat järnmalm, leptiter, gnejser samt gångbergarter i form av kvartsandesit och granitpegmatit. Järnmalmen består av hematit- och magnetitmalm (blodstensmalm och svartmalm). Hematitmalmerna uppvisar då och då kvartsbandning av sedimentärt ursprung. Magnetitmalmerna däremot saknar dylik bandning. Malmernas sidoberg består av leptit och gnejs.

Tre olika typer av leptit har påvisats, nämligen leptit med andesitisk till keratofyrisk sammansättning (metaandesit), kvartskeratofyrisk natronleptit samt kalileptit. Metaandesiten liksom den kvartskeratofyriska natronleptiten innehåller grövre plagioklasrika kornaggregat, ofta runda till ovala i formen. Dessa ligger i en mycket finkornig matrix. I den metaandesitiska leptiten förekommer ofta saussuritiserade plagioklasfenokristaller som kärnor i kornaggregaten.

Den kvartskeratofyriska natronleptiten är inom vissa avsnitt metasomatiskt omvandlad och innehåller då mineralen cordierit och antofyllit. Denna metasomatos har skett under ringa riktat tryck.

En gångbergart med kvartsandesitisk sammansättning och något osäker åldersställning uppträder i en av borrhärdarna mellan "normal" kvartskeratofyrisk natronleptit och metasomatiskt omvandlad.

Medan ett vulkanogent ursprung kan förutsättas för de metaandesi-

tiska och kvartsskeratofyriska leptiterna, är kalileptiternas ursprung svårare att fastställa.

Den gnejs, som uppträder, utgörs av sillimanit- och cordieritgnejs. Det har vid undersökningen framkommit, att förhållandena mellan Fe, Mg, Ni och Li är lika för gnejserna och för leptiterna, medan de starkt avviker från motsvarande förhållanden i metasedimentära bergarter av annars likartad sammansättning. Gnejserna kan därför antas ha fått sin nuvarande mineralogiska karaktär genom metasomatos. De visar hög oxidationsgrad. Bergarterna har, vad metamorfosgraden beträffar, påvisats tillhöra sillimanit-cordierit-ortoklas-almandinsubfacies av den s. k. Abukumatypens cordieritamfibolitfacies. (Jfr Winkler, 1967.)

Serorogent pegmatitiskt material genomsätter de olika bergarterna och malmerna med skarpa kontakter. I gnejserna och i kalileptiten finns muskovit, vilken har bildats vid en retrograd metamorfos, sannolikt i samband med pegmatiternas framträngande. I övrigt synes pegmatiternas påverkan på sidostenen ha varit ringa.

Trakten norr om Garphyttan

AV

PER H. LUNDEGÄRDH

I migmatiten och ådergnejsen norr om Garphyttan finns ett antal gruvhål och skärpningar, vilka anlagts på järnmalmsindikationer. I flera av dessa förekommer kismineral, och några beskrivs i sulfidmalmskapitlet.

200–250 m nordväst om Garphytteklint ligger två skärpningar (5a) efter järnmalm med de ungefärliga måtten 2×4 m.

100–150 m söder om Sännaboda har påträffats en dagöppning (5a) med varp av bl. a. mörkgrönt magnetithaltigt amfibolskarn med pegmatitiska sliror. Sulfidmineral saknas.

Nära söder om södra stranden av S. Ännabosjön, norr om Storstenshöjden, har på två ställen (5a) gjorts skärpningar efter järnmalm. I varpen förekommer magnetitförande amfibolskarn. Ännu en skärpning (5a) finns i sydslutningen av Storstenshöjden.

Vid pass 600 m nordöst om Sännaboda har i den lilla Svartbergsgruvan (5a) brutits efter svartmalm. Varpen innehåller mörkgrönt magnetithaltigt amfibolskarn.

900 m sydöst om Matsa ligger Lönngruvan (5a), som utgör en liten dagrymning med varp av bl. a. kisförande granatskarn.

Sydväst och öster om Matsa har skärpts efter järnmalm. Några gropar (6a) återstår.

750–1 050 m NNÖ–NÖ om N. Ännabo, ÖNÖ–NÖ om Ö. Ännabosjön, ligger i öst–väst fyra skärpningar (6a) efter järn- och kismalm. En av dessa har kallats Lövsgruvan och är rik på svavelkis. I varpen vid skärpningarna har iakttagits rikligt av grönt svavelkisförande amfibolskarn.

Norr intill L. Gårdsjön, väster om St. Gårdsjön, finns en skärpning (6a) med fattig svartmalm i varpen.

Öster om Fågelhällarna (7a) har skärpts efter järnmalm i grönt svavelkisförande amfibolskarn.

Ca 1 km väster om Bocksboda ligger en vattenfylld skärpning (7a) med måtten $1\frac{1}{2} \times 2$ m. Magnetit uppträder mycket sporadiskt.

150 m nordöst om norra gården i Bocksboda har sprängts ett grunt sänke (7a) i mörkgrönt kisförande amfibolskarn med insprängda korn av magnetit.

650 m nordöst om södra gården i Bocksboda ligger en skärpning (7a) med måtten 2×2 m. En liten varphög vid sidan innehåller fattig hornbländebindig svartmalm samt amfibolskarn.

Mellan 1 800 och 1 900 m nordöst om södra gården i Bocksboda finns två sänken (7a) i öst–väst. Varpen, som är ganska obetydlig, består bl. a. av mörkgrönt amfibolskarn med måttliga mängder av magnetit och kis-mineral.

Övriga malmer, huvudsakligen sulfidmalmer

AV

HELMUTH HÜBNER, PER H. LUNDEGÅRDH OCH

HUGO WIKMAN

Östra Gyttorpsgruvan, belägen 1 600 m NNV om Gyttorp jvstn (9a), upptogs enligt F. R. Tegengren (1924, s. 262) ursprungligen som järnmalm-sgruva och bröts som sådan under åren 1890–1893, varvid 1 461 ton uttogs. Järnmalmen, en finkornig svartmalm närmast omgiven av ett skiffrigt amfibol-kloritskarn, bildar ett långsträckt stråk, som ligger i grå biotitrik leptit. Vid sidan av järnmalmen, huvudsakligen i leptiten

men även i skarnet, har man på flera ställen påträffat linser av *ortit* i så stor mängd, att närmare 100 ton kunnat utskrädas och säljas som cermalm. (Cer eller cerium är en s. k. sällsynt jordartsmetall.) Halten av ceroxid i den skrädda malmen uppgick till mellan 20 och 25 %. Ortit-linserna var tämligen rena men åtföljdes alltid av kvartslinser med *molybdenglans* (tavlor), *svavelkis*, *kopparkis*, grönsvart hornblände och biotit.

Gruvan, som redan då länge varit vattenfylld, läns pumpades under 1940-talet och undersöktes på nytt. Dock återstod icke så mycket ortit, att brytning kunde påbörjas. Gruvan består i våra dagar av en vattenfylld dagöppning. Det mesta av varpen har fraktats bort. I de övervuxna resterna har iakttagits magnetitförande grönskarn, skarnig grå leptit med magnet- och svavelkis, strålstens- och glimmerskarn samt gängkvarts med något molybdenglans.

I sprängsten från *Käppstabergets* skyddsrum 700 m VSV om Gyttorp jvstn (9a) har påträffats skarnig grå, vit och blekröd leptit med enstaka kvartskörtlar och grönskarn. Lokalt har små mängder av *kopparkis* och en sporadisk *molybdenglans*-impregnation iakttagits i aktinolitskarn.

O. Gumælius beskrev år 1874 en förekomst av *cuprit* (med malakitisk beläggning) tillsammans med kvarts i karbonatsten i en järnvägsskäring vid Knapptorp hpl (*Bengtstorp*; 9a).

P. Geijer (1924, s. 36) har i sin undersökning av svenska förekomster av *bornit* och *kopparglans* beskrivit båda dessa mineral från *Pershyttefältet*.

NNÖ om Garphyttan, mellan 1 100 och 1 200 m ÖNÖ–NÖ om Matsa, ligger ett par skärpningar (6a), som går under namnet *Havregruvan* och har obetydlig varp av bl. a. magnet- och *kopparkis*-haltigt granatepidot-skarn. Det är osäkert, om skärpningarna anlagts på indikationer av järn- eller sulfidmalm. Ett järngruve- och ett kisgruvetecken har följaktligen utsatts på kartan.

750–1 050 m NNÖ–NÖ om N. Ånnabo, ÖNÖ–NÖ om Ö. Ånnabosjön, ligger fyra redan beskrivna (s. 208) skärpningar (6a), förmodligen efter järnmalm. En av dessa, *Löväsgruvan*, är dock rik på *svavelkis* och har på kartan utmärkts med ett sulfidmalmstecken.

I kartområdets östra del, 1½ km väster om Avdala, har tre små kisgruvor, *Avdala gruvor* (8d), drivits i en delvis bandad, ljus till mörkt grå,

lätt kvartsitisk bergart, som är impregnerad med i första hand *svavelkis*. De utbrutna partierna, där svavelkisen förmodligen uppträtt mera kompakt i form av linser eller körtlar, är mycket smala.

Den nordligast belägna gruvan, *Avdala-Kärrgruvan* 1 300 m väster om Avdala hpl, utgör numera ett vattenfyllt kärr, och man får därför ingen direkt uppfattning om storleken. Varpen har till stor del forslats bort.

Närmast mot söder, 1 700 m ÖNÖ om Ervalla k:a, ligger *Avdala-Ettgruvan*, synlig endast som ett smalt men 75 m långt kärr. Varpen är nästan helt bortforslad eller utplanad.

Sundtorpgruvan 1 750 m öster om Ervalla k:a, den sydligaste av de tre Avdalagruvorna, är en ca 50 m lång och 2–5 m bred grav, som följer sidobergarens strykning och stupning. Vid *Gruvkärret* norr intill Sundtorpgruvan har förmodligen funnits ytterligare gruvhål, men dessa är numera helt utplånade.

Dylta svavelkisgruvor ligger nordöst om Axberg. Hit räknas förutom *Storgruvan* och några mindre gruvor vid Dyltabruk (7d) även *Mogruvan* (7e), som ligger ca 2 km nordöst om Dyltabruk.

Dylta svavelbruk är känt från 1500-talet. Omkring år 1530 anlades ett svavelverk på platsen, och därifrån levererades råvara till krutbruket. Monopol på handel med staten infördes år 1712. Sista bränningen av svavel ägde rum år 1869. Vitriol och rödfärg tillverkades dock ännu år 1895, men någon brytning efter denna tid finns ej omnämnd.

Tillgången på svavelkis har förmodligen varit tämligen betydande, vilket man bl. a. kan sluta sig till av gamla uppgifter om brytningen. Svavelkisen har varit ovanligt ren och har bildat impregnationer eller linser i en delvis kvartsitisk, finkornig gnejs, som förmodligen har sedimentärt ursprung. Malmen följer gnejsens strykning i NÖ–SV och kan spåras hela vägen från Dyltabruk till Mogruvan.

Två gruvhål är fortfarande synliga vid Dyltabruk. Det sydvästra hålet är störst, har ojämnt trekantig form och mäter 60 och 70 m efter de längsta sidorna. Det andra hålet är ca 25×60 m. Båda hålen är vattenfyllda och det förstnämnda dessutom till största delen återfyllt med varp och slagg. Söder och sydväst om de båda gruvorna finns en stor varphög samt några slagghögar, vilka förmodligen täcker äldre gruvor. Endast några få gruvbyggnader återstår.

Mogruvan mäter 20×60 m och är utsträckt i ÖNÖ-VSV, vilket svarar mot sedimentgnejsens strykning på platsen. Stupningen är brant. Stark vittring med gulfärgning av utfällt svavel iakttas vid gruvans norra kant. Norr och nordväst om dagöppningen finns en stor varp.

Ytterligare tre platser inom kartbladets östra del har utmärkts med gruvtecken, nämligen väster intill *Götavi* (5e), vid *Kvinnersta* (6d) samt nära väster om *Brunnsjötorp* (7d). Det är här fråga om små skärpningar i *svavelkisfyndigheter*. Möjligen har någon brytning för utfrakt av kis ägt rum i skärpningen vid *Götavi*.

Litteratur till malmkapitlen

GFF = Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

CARLBERG, J. O., 1879: Historiskt sammandrag om svenska bergverkens uppkomst och utveckling. s. 207, 320–321.

GEIJER, P., 1924: Some Swedish occurrences of bornite and chalcocite. SGU C 321, s. 36.

GEIJER, P., och MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. SGU Ca 35, s. 239–249.

Generalstabens litografiska anstalt, 1924: Geologisk karta över Norrstrakten.

GUMÆLIUS, O., 1871: Bidrag till kännedom om Sveriges erratiska bildningar, samlade å geologiska kartbladet "Örebro".

– 1873: Beskrifning till kartbladet "Örebro". SGU Aa 48.

– 1874: Cuprit från Bengtstorp. GFF 2, s. 126.

– 1875: Beskrifning till kartbladet "Nora". SGU Aa 56.

– 1875: Om malmlagrens åldersföljd och deras användande såsom ledlager. Öfversigt af Vet.-Akademiens Förhandlingar 1875; även särskild publikation från SGU.

HJELMQVIST, S., 1942: Stribergs malmfält. Geologisk beskrivning. SGU C 449.

HUMMEL, D., 1873: Beskrifning till kartbladet "Linde". SGU Aa 47.

Jernkontoret, 1906: Analyser å svenska järn- och manganmalmer, utgifna af Jernkontoret. Stockholm. s. 86–91, 106.

– 1931: Analyser å svenska järn- och manganmalmer samt kalkstenar, dolomiter och kvartsiter II. Stockholm. s. 60, 86, 90.

Kommerskollegium: Sveriges officiella statistik. Bergshantering. Åren 1940–1967 (27 årsböcker).

LANDERGREN, S., 1934: Några iakttagelser av berggrunden inom Lekebergs bergslag i Örebro län. GFF 56.

LINNAKSON, G., 1875: Beskrifning till kartbladet "Latorp". SGU Aa 55.

Kartor av N. H. MAGNUSSON. Lekebergs Bergslags Malmöreskassa. Filipstad 1935.

NORÉLIUS, C. O., och MAGNUSSON, N. H., 1935: Lekebergslagen i Örebro län med geolog. karta, sammanställd efter S. Landergrens nyare undersökningar samt äldre Pershyttans Hembygdsckirke, 1969: Beskrivning till naturstigen i Pershyttan. Nora.

Andra uppl.

SANTÉSSON, B., 1889: Beskrifning till karta öfver berggrunden inom norra delen af Örebro län. I. Allmän geologisk beskrifning. SGU B 63.

TEGENGREN, F. R., m. fl. (1924): Sveriges ädlare malmer och bergverk. SGU Ca 17, s. 6, 28, 30, 60–64, 246–249.

WINKLER, H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Zweite Auflage. Berlin och Heidelberg 1965.

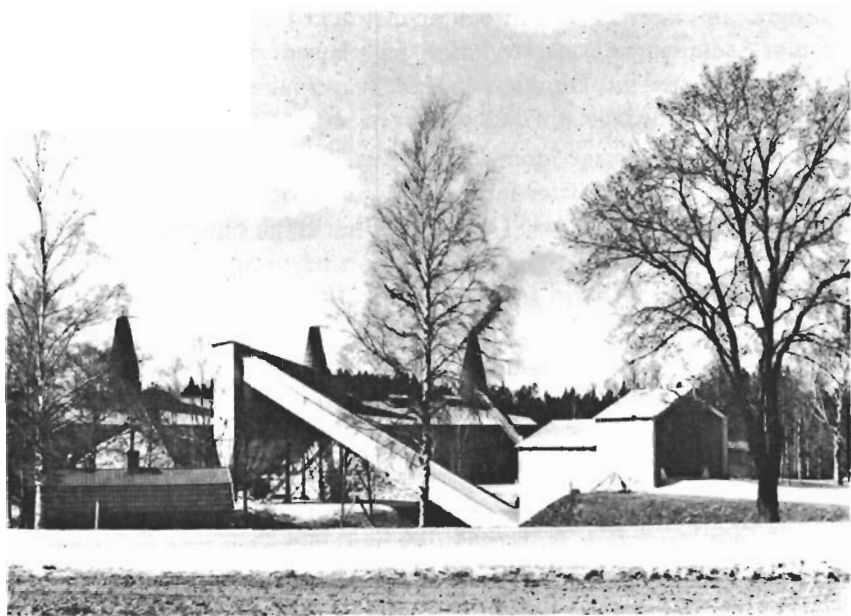


Fig. 65. Kalkugnar, krossverk och transportör från truckmottagningen, Strå kalkbruk, Kvinnerstatorp (6d), Axbergs församling. Foto P. H. Lundegårdh 1967.
The Strå lime-works at Kvinnerstatorp (6d).

Nyttosten

AV

PER H. LUNDEGÅRDH

Karbonatsten

Av bergarterna inom kartbladet Örebro NV har huvudsakligen kalksten kommit till praktisk användning. Främst har intresset riktats mot den prekambrisk, tidigt svekofenniska karbonatstenen inom bladområdets sydöstra fjärdedel. Denna har i samband med upphettning av berggrunden kristalliserat om till en kornig, mestadels ljusgrå till vit kalcit- eller dolomitmarmor, som vanligen kallas urkalksten. Den största förekomsten ligger i en veckomböjning vid Kvinnerstatorp (6d), ÖNÖ–NÖ om Axbergs kyrka. Här bröts rödaktig marmor redan under 1800-talet för användning som monumentsten under namnet Dyltamarmor. Stenen har

bl. a. använts vid utsmyckningen av Oscarskyrkan i Stockholm (Herman Hedström, 1908).

Från år 1923 har kalkstenen uteslutande brutits för bränning (fig. 65). Den första schaktugnen i Kvinnerstatorp stod färdig år 1924. Till en början togs stenen ur södra brottet, där vit, grå och röd marmor förekommer. Detta brott, som nu har övergivits, mäter 250×250 m. Stenen fraktades av små ånglok på decauvillespår (fig. 66) till ugnarna nära stambanan i väster (Per H. Lundegårdh, 1971).

Numera hämtas stenen ur det s. k. Bolidenbrottet (fig. 67), där calcitmarmorn är ren och vit, med mellan 94 och 98 % CaCO_3 . En kemisk analys återges å s. 131. År 1970 var brottet 350 m långt och inemot 300 m brett. Truckar ombesörjer transporterarna. Under perioden 1962–1971 har brutits 1 350 000 ton krossten, dels för bränning i de närbelägna schaktugnarna (fig. 65), dels för tillverkning av vit ytong i Yxhult.

$2\frac{1}{4}$ km NNV om Nasta by och drygt 4 km norr om Rinkaby kyrka öppnades under senare hälften av 1960-talet två brott (6e) i vit dolomitmarmor. I västra brottet började driften år 1966, och här produceras årligen omkring 3 000 ton råblock. Östra brottet startade något senare och lämnar drygt 4 000 ton råblock per år (Per H. Lundegårdh, 1971).

Tidigare har även ordovicisk kalksten, ortoceratitkalksten, brutits mellan Garphyttan och sjön Tysslingen (5a). Brytningen har varit koncentrerad till trakten av Örsta och S–SSV därom. (Se s. 169 och fig. 51, s. 170.) Senast bedrevs stentäkt under 1920-talet nära NNV om Örsta. Stenen har nyttjats främst för bränning men även för byggnadsändamål. Vid bränningen har alunskiffer från trakten kommit till användning. (Se nedan.)

Silikatsten

Bland urbergets silikatstenar har endast granit varit föremål för brytning. Ett obetydligt, på kartbladet ej markerat stenbrott i grå, fint medelkornig granit av sensvekofennisk ålder finns 400 m öster om Bondebyn (9c), nära mitten av kartbladets norra kant. (Se s. 145.) Något blocksten har här uttagits, men kläven är dåliga.

Fram till mitten av 1960-talet har blockstentäkt skett i ett brott $2\frac{1}{2}$ km NNÖ om Ervalla kyrka, nära norr om Basketorp (8d). Bergarten här är en grå jämnkornig granit av sensvekofennisk ålder. (Se s. 144.) Kläven är bättre än öster om Bondebyn.



Fig. 66. Infarten till gamla, södra delen av Dylta urkalkstensbrott vid Kvinnerstatorp (6d), Axbergs församling, omkring år 1960, när ännu smalspårsjärnväg användes för utfrakt av skut. Foto P. H. Lundegårdh.

Entrance to old quarry in the early Svecofennian crystalline limestone at Kvinnerstatorp (6d) N.E. of Axberg church, in the eastern part of the map-sheet Örebro N.W.

Alunskiffer har fram till 1900-talets början brutits i trakten S-SÖ om Örsta (5a) för bränning av ortoceratitkalksten. Utöver de på kartbladet redovisade brotten finns ytterligare några starkt igenvuxna ut mot bladkanten i söder. (Se vidare s. 166–168.)

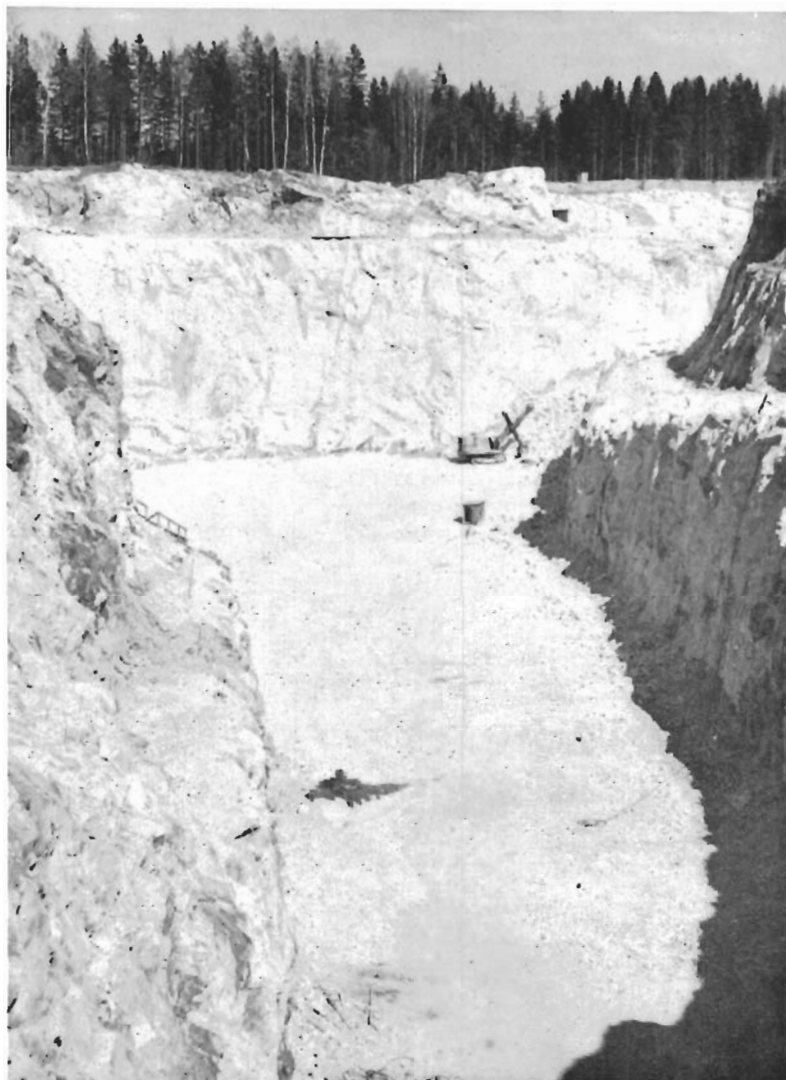


Fig. 67. Översta pallen i nya, norra delen (Bolidenbrottet) av Dylta urkalkstensbrott vid Kvinnerstatorp (6d). Foto P. H. Lundegårdh 1967.

New quarry in the early Svecofennian crystalline limestone at Kvinnerstatorp (6d).

Litteratur

SGU - Sveriges geologiska undersökning

HEDSTRÖM, HERMAN, 1908: Om Sveriges naturliga byggnads- och ornamentstenar.
SGU C 209.

LUNDEGÅRDH, PER H., 1971: Nyttosten i Sverige. Almqvist & Wiksell.

KARTMAPP MED BESKRIVNING PRISKLASS H

Distribution

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FACK, S-162 10 VÄLLINGBY 1

Växjö 1973, C. Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden

ISBN 91-7158-019-0