

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 139

PER H. LUNDEGÅRDH

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN
LINDESBERG SO

APPENDIX: BERGGRUNDENS GEOFYSIK AV DAN NISCA

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
LINDESBERG SO



UPPSALA 1983

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

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Box 670

751 28 UPPSALA

Telefon 018/15 52 80

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 139

PER H. LUNDEGÅRDH

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN
LINDESBERG SO**

APPENDIX: BERGGRUNDENS GEOFYSIK AV DAN NISCA

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
LINDESBERG SO

UPPSALA 1983

ISBN 91-7158-294-0
ISSN 0586-1543

DAVIDSONS TRYCKERI AB, VÄXJÖ 1983

INNEHÅLL

Summary: Solid rocks of the map Lindesberg SO	4
Summary: Petrophysical interpretation by DAN NISCA	5
Hur berggrundskartorna blir till och vad de visar	6
Vad som kännetecknar de vanligare bergarterna	8
Berggrunden inom kartbladet Lindesberg SO	19
Inledning	19
Bergarter av vulkaniskt ursprung	22
Bergarter av vittringssedimentärt ursprung	28
Metabasit, gabbro och diorit	29
Äldre granitbergarter	30
Gångmetabasit	34
Blandbergarter, granit och pegmatit	35
Postorogena omvandlingar	39
Diabas	40
Berggrundens tektoniska utveckling	42
Nyttosten	43
Litteratur	44
Appendix: Berggrundens geofysik av DAN NISCA	45

SUMMARY: SOLID ROCKS OF THE MAP LINDESBERG SO

The map of solid rocks Lindesberg SO shows the pre-Quaternary geology of an area around the Västmanland-Örebro county boundary in southern central Sweden, to the east of Lindesberg. The bedrock belongs to a Proterozoic fold belt in the Svecokarelian system, age between 1 800 and, at least, 2 000 Ma. Main rocks are, 1, metamorphic volcanics accompanied by an inferior amount of altered sedimentary rocks, 2, primorogenic granite, granodiorite and subordinate tonalite as a rule more or less lineated and/or foliated (in Sweden named gneiss-granites), and, 3, serorogenic granite accompanied by pegmatite.

The metavolcanics are concentrated to the northeastern corner of the map area. Considerable amounts are also found in the northwestern corner. These rocks have been folded twice, have recrystallized to so-called leptites (the inclusions in Fig. 10), and are in part strongly schistose. Alteration to mica schists is rather common (Figs. 3-6). Cordierite porphyroblasts have grown at various places near the northern border of the map area (Figs. 7-9). They might have been developed by some kind of metasomatism, or by alteration of clayey intercalations.

Most metavolcanics originate from rhyolites, quartz-keratophyres, and dacites. Phenocrysts have been frequently preserved. Grey red to grey or dark grey colours prevail. The ancient sedimentary rocks, nearly exclusively metagreywacke, form a layer on the top of the volcanics south of Hed church, at the eastern border of the map area.

Basic plutonic rocks, diorite and gabbro, appear as minor massifs in various parts of the map area. Metamorphic basic volcanics are less common. (See Fig. 10 showing amphibolite with leptite inclusions.)

The primorogenic granitic rocks have been most frequently developed as red grey to red granite and grey to red grey granodiorite (Fig. 11). Microcline augen are common. Zones of strong foliation are found in various parts of the map area. Locally the rocks have been transformed into mica schist.

The serorogenic part of the Svecokarelian evolution did not only imply the intrusion of magmas and solutions crystallizing as granite and pegmatite but also restricted migmatization in the neighbourhood of the great massif of coarse augengranite (red grey to red Fellingsbro granite, Fig. 13) in the south.

Geophysical investigations bear evidence of a diapiric mode of intrusion of the augengranite in the south, which here represents a shallow marginal part of a mushroom-shaped granite body. The augen are microcline phenocrysts and seem to have crystallized before the arrival of the granite magma at the diapiric solidification chamber. The magma should thus have intruded in the state of a crystal porridge.

Immediately to the north of the western part of the diapir, red grey to red, fine- to medium-grained granite almost or totally free from augen occupies great part of the bedrock together with red pegmatite. The final solutions emanating

from the granite magmas have given origin to small occurrences of gangue quartz (Fig. 14).

In post-Svecokarelian time the bedrock became cracked and also slightly affected by Dalslandian thrusting. (See the structural map.) A few late Proterozoic dolerite dikes striking NNW have been located mainly by means of aeromagnetic measurements. (See the magnetic total intensity map.)

SUMMARY: PETROPHYSICAL INTERPRETATION

By
DAN NISCA

The aerogeophysical (magnetic and radiometric) measurements on the map 11F Lindesberg SO were carried out in 1971. Technical information concerning the aeromagnetic measurements has been given by Werner (1963). Regional gravity measurements in the map area were included in the project *Bergslagsgeotraversen* (Aaro and Lagmansson 1977).

The interpretation of the aeromagnetic map consists mainly of an anomaly pattern analysis, which has been made in two steps. The first step implies an interpretation of structures and patterns of anomalies (banded, irregular, or dyke-like), relative magnetization levels, dislocations, magnetic contacts, and calculation of dips.

The final interpretation map (Fig. 18) is based also on gravity and radiometric maps, petrophysical data and geological information.

Anomaly structures and patterns. A clear banded anomaly pattern caused by so-called leptites is observed in the north-eastern part of the magnetic map. The southern part of this map is dominated by a large anomaly with irregular anomaly pattern caused by the Fellingsbro granite. Areas with low to intermediate magnetizations are occupied mainly by granites of primorogenic origin. Three magnetic dyke-like anomalies supposed to be caused by diabase are very clearly indicated on the magnetic map.

Magnetic dislocations can be deduced from displacements of reference structures such as banding, contacts or dykes, and low-magnetic zones (Henkel and Guzmán 1977). The dislocations on the map have two dominant directions, viz. NNW and NNE.

Petrophysical properties (density, susceptibility, and remanent magnetization) have been determined on 114 rock specimens collected during the progress of the project *Bergslagsgeotraversen* (Aaro and Lagmansson 1977). Technical information concerning these measurements has been given by Henkel and Mannby (1976) as well as by Henkel and Nisca (1978). The results of these measurements are presented in Figs. 15–18. In Table 3 mean values and standard deviation for density, susceptibility, and q -value are given. All values are expressed in cgs units. For transformation into SI units the factor 4π should be used for susceptibility and 10^3 for density.

HUR BERGGRUNDSKARTORNA BLIR TILL OCH VAD DE VISAR

Sveriges geologiska undersöknings kartor i serie Af utges i skala 1:50 000. Den första kartan i varje mapp visar olika bergarters utbredning i hållar (berg i dagen) och under lösa jordlager. Denna karta syftar till att ge en allmängeologisk bild av berggrunden och utgör härigenom inte bara ett underlag för olika planeringsarbeten utan även ett hjälpmedel vid prospektering.

Arbetet som leder fram till berggrundskartan kan delas upp i olika moment. Viktigast är direkta studier av berget när detta går i dagen.

De undersökta bergytorna kan redovisas på två olika sätt i kartbilden, dels som håll, dels som observerad yta av blottat berg. Håll kan markeras när en jordartskarta i Ae-serien finns tillgänglig. Denna typ av karta redovisar nämligen alla bergblottningar utom de minsta. Hållbeteckningen inbegriper även berg som täcks av högst ett par decimeter jord.

Oftast redovisas dock endast de vid karteringen undersökta bergytorna. Det är dessa man kallar observerade ytor av blottat berg. Markeringen sker medelst kontur och ett tunt raster av svart. Bergartsidentifieringen sker vanligen redan i fält. Där problem kvarstår efter fältarbetet söker man lösa dessa genom laboratorieundersökningar. Av insamlade stenprover, stuffer, tillverkas tunnslip för mikroskopstudier av texturer och mineralinnehåll. Kemiska analyser utförs i särskilda fall, oftast för att man skall få ett begrepp om huvudbergarternas fördelning av viktigare grundämnen.

Observationer av strukturer är väsentliga. Strukturer finns i mikroskopisk skala men kan också vara synliga direkt på hållytorna. Större strukturer framträder på flygfotografier och på de flygmagnetiska kartorna. Särskilt de senare lämnar ofta viktiga bidrag till kunskapen om olika strukturer i kartbladsområdena. Där bergarten eller en del av den är magnetisk, framträder den som en anomali på den flygmagnetiska kartan. Utbredningen och deformationen av magnetiska horisonter kan med ledning av anomalierna studeras även i jordtäckta områden. Genom geofysiska beräkningar kan man få ett värde på stupningen av magnetiska horisonter. Har man väl lärt känna berggrundens struktur i hållarna, kan man även bedöma bergartsfördelningen på djupare nivåer.

Ibland bidrar uppgifter från kärnborringar genom berggrunden till

den slutliga kartbilden. Detta gäller främst i områden med yngre, fossilförande berglager.

Berggrundskartan utgör således en sammanställning och tolkning av flera olika slags observationer. Dock dominerar hållarnas vittnesbörd.

Då arbetet med ett kartblad avslutats, arkiveras allt primärmaterial i Sveriges geologiska undersökning och finns där tillgängligt för den intresserade.

Bergartskartan ger en förenklad bild av verkligheten. Detta beror främst på att 50 m i naturen svarar mot 1 mm på kartan. Men särskilt i områden med dåligt blottad berggrund blir kartan dessutom schematisk, och där berggrunden är komplex uppbyggd tvingas man vanligen att generalisera. I sådana trakter är det inte ovanligt att man kan hitta flera olika bergarter i en enda liten hållyta. För att åtminstone i någon mån åskådliggöra en så sammansatt berggrund använder man olika symboler som överbeteckningar på en grundfärg för den vanligaste bergarten. Hit hör exempelvis de tecken som anger förekomst av granit- och pegmatitgångar, migmatitvandling (se nedan) och brottstycken av äldre berggrund i intrusioner av stelnad magma.

Men symbolerna visar bara att de markerade bergarterna förekommer i ett visst område. Betydelsen av varje särskilt tecken är alltså inte begränsad till ytan som det täcker. Undantag från denna regel utgör symbolerna för geologiskt betydelsefulla företeelser av begränsad storlek, exempelvis tunna konglomerathorisonter, samt tecken för gruvor och stenbrott. Även om symbolerna har fått överdrivna dimensioner för att synas, återspeglar dock i dessa fall deras läge och orientering i görligaste mån de verkliga förhållandena.

Den andra kartan i mappen visar berggrundens sprick- och förkastningsmönster, skiffrigheter, stängligheter och veckaxlar. Vidare återges gångar av diabas och i vissa fall även andra bergarter. Dessutom markeras vanligen de stortektoniska veckstrukturer som kan förekomma.

Sprickorna och förkastningarna har huvudsakligen iakttagits i form av vad man kallar lineament (morfologiska 'linjer') på flygfotografier, men resultat av fältobservationer ingår vanligen också i det redovisade materialet. 'Linjerna' har dragits bl.a. där det förekommer raka dalgångar, myrstråk, sjökonturer och morfologiska 'trappsteg' i terrängen.

På grund av jordtäckning kan man oftast inte se berggrunden under de morfologiska 'linjerna'. Erfarenheter från exempelvis tunnelarbeten tyder dock på att berget i sådana stråk är sprickrikt och ofta även krossat.

Krossning i oregelbundna zoner framträder inte så väl på flygfotografier, men sådana zoner har vanligen begränsad utbredning.

Förkastningsbeteckning används endast där man kunnat konstatera en förskjutning i höjd- och/eller sidled genom morfologiska eller geologiska studier.

En flygmagnetisk karta ingår numera i alla mappar med berggrundskarta i skala 1:50 000. Denna karta visar resultatet av flygningar med självregistrerande magnetometer på 30 m höjd och längs linjer med 200 m mellanrum. Mätinstrumentet ger den magnetiska totalintensiteten. Flyglinjerna läggs antingen i nord-syd eller öst-väst, beroende på hur de förhärskande eller vanligaste styrstrukturerna i berggrunden är orienterade. Principen är att linjerna skall övertvåra eller snedda över så många strukturer som möjligt.

Vissa kartmappar innehåller dessutom en tyngdkraftskarta, som även kallas Bougeranomalikarta och visar storleken av tyngdaccelerationens vertikala komponent. Mätningarna utförs vanligen med gravimeter på marken.

Under de flesta flygningar har berggrundens radioaktivitet mätts och strålningskartor upprättats. Dessa kartor publiceras ej men har i vissa fall haft betydelse för framställningen av berggrundskartorna.

I den tryckta beskrivning som åtföljer de nu skildrade kartorna har i regel varje lokaluppgift fått en beteckning (siffra + bokstav), som anger den delruta, dvs. det ekonomiska kartblad (enligt beteckningarna i kartans marginal), där lokalen är belägen. I många fall meddelas koordinaterna i rikets nät, varvid nord-sydkoordinaten nämns först. Detta gäller alltid för analyserade prover.

VAD SOM KÄNNETECKNAR DE VANLIGARE BERGARTERNA

De vanligaste bergarterna i jordskorpan är granit, gnejs och basalt. Graniterna och gnejserna utgör huvuddelen av kontinenternas kiselsyrorika massa av silikat och kvarts, den ytliga del av jordskorpan som kallas *sial* (efter kisel och aluminium). Basalten är den helt dominerande beståndsdel i jordskorpan under oceanerna. Kontinenter och oceaner vilar på den kiselsyrafattiga, ultrabasisiska jordmanteln.

Basalt är en tung svart bergart bildad genom stelning av järn- och magnesiumrik, kiselsyrafattig lava, som antingen vällt ut på jordytan eller blivit kvar i sprickor och vulkanrör. Där har mycket av basalten

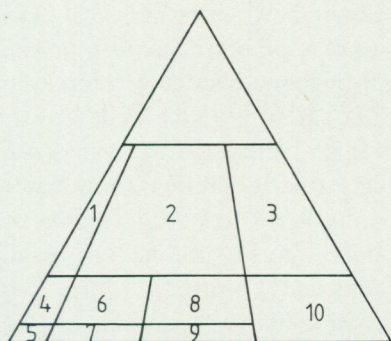


Fig. 1. De vanligaste vulkaniterna. 1=alkaliryolit, 2=ryolit, 3= dacit, 4=kvartsalkalitrakyt, 5=alkalitrakyt, 6=kvartstrakyt, 7=trakyt, 8=kvartslatit, 9=latit, 10=andesit ($\text{SiO}_2 > 52\%$), basalt ($\text{Si}_2 < 52\%$). I huvudsak enligt IUGS 1973.

The most frequent volcanics according to IUGS 1973.

sprängts sönder vid senare vulkanutbrott och i form av ett fint stoft blåsts upp i luften som väldiga askmoln. Omsider har stoffet fallit tillbaka på jordytan och hopats till lager av vulkanaska. När askan omsider hårdnat till bergart kallas den tuff. Av pulvriserad basalt blir det basalttuff. Aska lagrad på botten av sjöar och hav har ofta blandats med vittringssediment. När en sådan blandning hårdnar, ger den upphov till bergarten tuffit.

På de stora havens bottnar kan en kemisk reaktion äga rum mellan vattnets natriumjoner och basaltens fältspat. Denna kan då förlora sitt innehåll av kalcium och övergå i ren natriumfältspat, albit. Det kalcium som frigörs binds ofta i nybildad kalkspat. Den på så sätt omvandlade basalten kallas *spilit*.

De som sett Fingalsgrottan på Staffa bland Yttre Hebriderna har fångats av likheten mellan väggen av basaltpelare och piporna i en orgel. Pelarförklyftning är vanlig i basalt och förekommer ibland även i diabas – basaltlava som kristalliserat i sprickor på sin väg upp mot jordytan.

Sin största utbredning har basalten och dess släkting diabasen kring brottzoner i jordskorpan, där kiselsyrafattigt magma har kunnat välla upp ur de stora djupen. Förutsättningen är dock att jordskorpan särat sig vid brottzonerna – att zonerna betingas av två jordskorpeplattor som glidit från varann. Så sker även idag, exempelvis mitt i Atlanten, där hela öar byggts upp av basalt, främst Island.

Basaltens sammansättning växlar i olika delar av världen. Vissa former

är ganska rika på alkalimetaller, andra har låga alkalihalter. De senare kallas *tholeiiter* och finns bl.a. på botten av de djupaste haven.

Oomvandlad basalt är ovanlig i Sverige och förekommer bara i Skåne, där ett femtiotal vulkaner var verksamma under ett tidigt skede av samma orosperiod som gav upphov till Alperna.

Basalten har två kiselsyrarikare släktingar som heter *andesit* och *dacit*. Den senare innehåller mycket kvarts (fig. 1). Även dessa är vanliga vulkaniska bergarter, dock inte så spridda som basalten. De förklyftas inte heller så regelbundet som till pelare.

Genom årmiljoners erosion har så mycket av jordskorpans högre delar transporterats till sjöar och hav att långsamt stelnade släktingar till basalten blivit blottade. Djupast har *gabbro* bildats, och här har en uppdelning av magman i olika bergarter ofta hunnit ske innan kristallisationsprocessen fullbordats. Först har de helt eller övervägande av ett enda mineral uppbyggda bergarterna *anortosit* (labradorsten) och *peridotit* (olivin med pyroxen) bildats. Sedan har olika former av gabbro kristalliserat, i tur och ordning *olivingabbro*, klinopyroxengabbro eller *vanlig gabbro* och orto-klinopyroxengabbro eller *norit*. Sist kommer ofta hornbländerik *diorit*, som också är kiselsyrarikast i denna serie av mörka eruptivbergarter. Högre upp i jordskorpan, i sprickor, har basaltmagma stelnat till gångar av diabas, som ofta är lika kornig som gabbro utom närmast den kalla sidostenen. Men till skillnad från gabbro visar diabas vanligen en karakteristisk textur av fältspatlister inneslutna i något senare kristalliserad klinopyroxen, i regel augit. Denna textur kallas *ofitisk*.

Diabas är ofta rik på titanförande magnetit (titanomagnetit) och apatit. Nära jordytan kan bergarten bilda mäktiga skivor längs flacka eller horisontella sprickor eller skiktplan. Dessa skivor benämns lagergångar eller eruptivlager (på engelska *sills*).

Medan den kiselsyrafattiga basalten har vida större utbredning än sina djupmotsvarigheter, råder det omvända förhållandet på den kiselsyrarika sidan. Detta kan bero på att kiselsyrarik magma flyter trögare än kiselsyrafattig i jordskorpans högre och kallare delar. Därför är ytbergarten *ryolit* visserligen allmän men dock betydligt mindre utbredd än den genom erosion blottade djupbergarten *granit*.

Graniten är inte bara den allra vanligaste bland jordskorpans bergarter utan också tillsammans med gnejs den mest mångskiftande. Visserligen har petrografiska systembyggare dragit ganska snäva gränser kring begreppet *granit*, men för vanliga människor är och förblir *granit* ett vid-

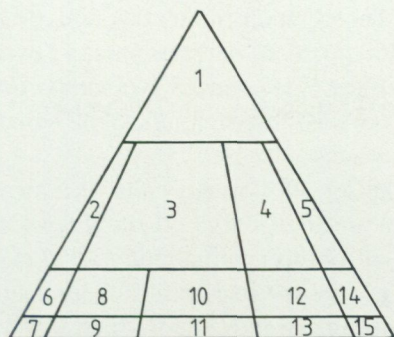


Fig. 2. De vanligaste intrusivbergarterna. 1=kvartsdominerad granitbergart, 2=alkaligranit, 3=granit, 4=granodiorit, 5=tonalit, 6=alkalikvartssyenit, 7=alkalisyenit, 8=kvartssyenit, 9=syenit, 10=kvartsmonzonit, 11=monzonit, 12=kvartsmonzodiorit, kvartsmonzogabbro, 13=monzodiorit, monzogabbro, 14=kvartsdiorit, kvartsgabbro, 15=diorit, gabbro, diabas, anortosit (diorit normalt $>52\%$ SiO_2 , övriga normalt $<52\%$ SiO_2). I huvudsak enligt IUGS 1973.

The most frequent plutonics according to IUGS 1973.

sträckt begrepp som rymmer de flesta korniga och massformiga magmabergarter av någorlunda ljus färg. Stenhuggare i södra Sverige har utsträckt begreppet ännu mer, när de döpt sina mörka prydnadsstenar av diabas och liknande bergarter till *svartgranit*, eller när de gett namnet *grön granit* åt mörk syenit och den egendomliga omvandlingsbergarten charnockit. Graniten i dess egentliga form, den av vetenskapen godkända, är den kvartsrikaste av alla magmabergarter. (Se diagrammet i fig. 2.) Kvartsen kan ha växlande färg: mjölkvit, halvgenomskinligt gråtonad, rökbrun i olika nyanser, rödaktig eller blå. Det andra huvudmineralet, fältspaten, är rött, blekt rödbrunt, grått eller vitt. Kalifältspat är vanligast, men dessutom finns natronrik plagioklas. Detta mineral har ibland omvandlats så starkt att färgen skiftar i gult eller grönt. Även kalifältspaten kan någon gång bli grön (amazonsten), i regel dock blott i granitmaggans sista kristallisationsprodukt med större utbredning, den mycket grovkorniga *pegmatiten*.

Vid sidan av huvudmineralen innehåller graniten växlande mängder av glimmer, oftast svartglänsande biotit men ej sällan i stället den ljusa, oftast gråvita eller gulvita muskoviten, som i lätt vittrat skick kallas kattguld.

Så skapas genom mineralens färgväxlingar ett rikt sortiment av graniter. Registret breddas ytterligare av kornstorleksvariationer i en glidande skala från finkornighet till grov kristallinitet. Av de olika beståndsdelar-

na når kalifältspaten det största formatet och bildar därför gärna vad man kallar ögon – kristaller större än bergartsmassan i övrigt. Ögonen kan bli synnerligen omfångsrika. I de svenska Revsunds- och Fellingsbrograniterna finns kristaller av kalifältspaten mikroklin som når längder kring 5 cm eller mer.

Alla graniter kristalliserar likformigt i alla riktningar, massformigt, om än med vissa inskränkningar. Genom ett riktat tryck långt efter graniternas bildning kan presstrukturer uppkomma, såväl skiffriighet som stänglighet. Skiffriigheten ger sig vanligen inte till känna annat än genom klyvbarhet längs sins emellan parallella ytor. Inte sällan förekommer klyvplan som korsar varann under stora eller räta vinklar. En så beskaffad bergart kallas rätkliven. När jordskorpan rör sig kommer bergarterna i kläm. Graniternas mineral Korn krossas helt eller delvis, och nya kristaller växer ut i de riktningar där trycket är lägst. Så omvandlas graniter till *gnejsgraniter*, som räknas till gnejsfamiljen när de blir starkt skiffrika.

Gnejserna bjuder på ännu större variationer än graniterna. Utgångsmaterialet är här inte bara granit utan kan vara nästan vad som helst av inte alltför kiselsyrafattiga silikatbergarter. Det finns gnejsjer med olika färg och mineralsammansättning och kornstorlek, men det finns också gnejsjer med raka strukturer, med vindlande strukturer och med skivor eller skikt av annan sammansättning än bergarten i övrigt.

När sammansättningen är enhetlig, talar man om *homogengnejsjer*, när den växlar från en del av bergarten till en annan, använder man termerna *blandgnejs* och *bandgnejs*. I *blandgnejsen* växlar sammansättningen oregebundet, i *bandgnejsen* varierar den skiktvis.

Leptitgnejs och *sedimentgnejs* är vanliga former av homogengnejs. *Leptitgnejsen* har bildats ur kiselsyrarikare vulkaniska bergarter, t.ex. ryolit, med den tätt finkorniga *leptiten* som mellanled. *Sedimentgnejsen* härstammar oftast från skiffrar och gråvackor. (Se nedan.)

Bandgnejs uppstår främst vid omvandling av växellagrande bergarter med starkt varierande sammansättning. *Bandgnejs* kan även bildas ur homogena bergarter där lösningar trängt fram längs sins emellan parallella sprickor och orsakat kemiska förändringar närmast dessa.

Ådergnejs är en form av *blandgnejs*, där de oregelbundna banden, ådrorna, bildats genom partiell upplösning och oftast har en sammansättning som avviker från återstoden av bergarten. *Ådergnejserna* räknas ofta till *migmatiterna*. I dessa har dock omvandlingen gått så långt att otydligt avgränsade och oregelbundet formade gnejsbitar simmat om-

kring tills de fastnat i granitisk massa. Migmatit kommer av grekiskans *meigma* och betyder blandbergart. När gnejsbitarna löses upp och försvinner, går migmatiterna över i graniter.

Både gnejser och graniter hör samman med rörelser i jordskorpan, t.ex. bergskedjeveckning. Gnejserna är halvfabrikat och återspeglar olika faser av de omvandlingar som orsakats av rörelserna. Graniterna är kristallisationer av homogena magmor på större eller mindre djup i jordskorpan. Magmorna har bildats genom upphettning och smältning av nedveckade eller skivformigt nedpressade berggrundspartier som ofta blandats med material från den understa delen av jordskorpan eller det översta skiktet i manteln. Graniternas magmor har i stor utsträckning hållit sig kvar i djupet långt efter det att rörelserna upphört. På så sätt får man i anslutning till varje period av oro och omgestaltning i jordskorpan en hel serie av graniter: *primorogena* från rörelsernas början, *serorogena* från deras slutskede, *postorogena* från tiden närmast därefter och *anorogena* under lugna skeden, när ytterligare ett antal årmiljoner förflutit.

Gnejsgranitomvandling har främst drabbat de äldsta, primorogena, graniterna, de som kommit till så tidigt att rörelserna fortsatt efter deras bildning och därigenom påverkat dem. I djupa lägen har dessutom delar av dessa graniter lösts upp eller smält för att sedan ånyo kristallisera, denna gång till ådergnejser och migmatiter.

Yngre graniter kan också ha omvandlats men i regel bara längs rörelse-zoner i jordskorpan eller berggrundsavsnitt som drabbats av senare bergskedjeveckningar. I rörelsezonerna har metamorfosen delvis gått längre än till gnejsgranit. Fullständig krossning har ägt rum, och där rörelsen varit kraftigast, har graniterna gnuggats till pulver. Ett kryptokristalliniskt cement av kvarts har sedan förstenat pulvret till den flinthårda bergarten *mylonit*. Samma kiselsyrahaltiga lösningar som givit upphov till myloniten har under sina vandringar genom rörelsezonerna ej sällan omvandlat både förskiffrad granit och andra kiselsyarika silikatbergarter till glimmerskiffer eller kvartsit. Ibland har lösningarna innehållit svavelföreningar av värdefulla metaller som samlats till malmer.

Från magmor söker sig gaser och lösningar ut i omgivningarna och ger upphov ej blott till kiselsyarika bergarter som *granitporfyr*, *granofyr* och *pegmatit* utan även till malmer och mineralfyndigheter av större eller mindre ekonomiskt värde. Malmbildningen växlar från pneumatolytisk, där gaser är verksamma, till hydrotermal, som orsakas av lösningar.

Pneumatolytiska är många malmer av järnglans och kismineral liksom även mineraliseringar av tenn och andra sällsyntare metaller. Hydrotermala är i första hand malmer av zink och bly. Till malmerna är ofta knutna silikatfria saltmineral av olika slag, t. ex. kalkspat, tungspat och apatit. Även malmerna själva kan utgöra salter. Så är fallet med scheelit (wolframalm) och järnspat.

När magmorna stiger och närmar sig jordytan, stelnar de snabbare än på stora djup och bildar bergarter av tidigt utskilda kristaller, strökorn i en grundmassa av mineralkorn så små att man oftast inte kan upptäcka dem med blotta ögat. Störst blir grundmassans korn i sprickfyllnadernas kiselsyrarikare *porfyryer* och kiselsyrafattigare *porfyriter*, medan grundmassan är tät eller glasig i vulkanlandskapens lavabergarter. Sprickornas *granitporfyr* förändras liksom graniterna föga när de åldras i lugna delar av jordskorpan, medan jordytans ryolit, oftast helt eller delvis ett vulkaniskt glas (*obsidian*), mister sin ursprungliga karaktär och blir alltigenom kristallinisk. I urberget är sådan ryolit kompakt, hård och splittrig. Där kallas den kvartsporfyr eller bara *porfyr*. Även de kiselsyrafattigare vulkaniterna omvandlas med tiden mer eller mindre starkt.

De verkligt stora förändringarna sker i vulkaniska askavlagringar. När detta luckra material täckts av yngre geologiska bildningar och hårdnat till tuff, pressas det så småningom samman och får ofta en tydlig kristallinitet. Av ryolitens porösa tuff blir i tidernas fullbordan en *hällflinta* lika hård och skarpkantad som vanlig flinta. Då har dock många hundra miljoner år förflutit. Tät är också basalttuffen i kompakterat skick, men inte lika hård. Strökorn finns i de gamla tuffbergarterna bara om vulkaniskan innehållit kristallfragment av synlig storlek.

Mellan granit-ryolitfamiljen och basalt-diabas-gabbrofamiljen förekommer en mängd eruptiv- eller magmabergarter med växlande innehåll av kiselsyra och starkt varierande proportioner av olika metaller. Om man bortser från sådana bergarter som i dagligt tal kallas granit, dvs. *granodiorit*, *trondhjemit* eller *plagioklasgranit* (plagiogranit) och *tonalit*, är syeniterna mest granitlika. Här är det bara kvartsen som skiljer. Syeniterna saknar detta mineral, och mellanformen *kvartssyenit* innehåller mycket måttliga mängder av det. Lik gabbro och diorit är *kvartsdiorit*, som annars står den fältspatikare tonaliten nära, och *monzonit*, som skiljer sig från diorit bara genom sin halt av kalifältspat och en därav orsakad rödstickighet.

Tonalit och kvartsdiorit, mer sparsamt även trondhjemit, finns tillsam-

mans med de primorogena graniterna, medan syenit och monzonit följer de post- och anorogena graniterna. Granodiorit och tonalit uppträder särskilt rikligt i sällskap med de primorogena graniterna.

I en del vulkaniska områden förekommer motsvarigheter till granodiorit, tonalit, kvartsdiorit och diorit i form av dacit och andesit (se ovan), liksom ofta även syenitens ytbergart, som heter *trakyt*. Kompakterad och omkristalliserad dacit och andesit benämns i äldre berggrund vanligen *porfyrit*, medan strökornsförande trakyt i omvandlat skick heter *fältspatporfyrit*.

Fyra sedimentbergarter dominerar i jordskorpan lagrade formationer: sandsten, skiffer, kalksten och gråvacka. *Sandsten* har bildats genom cementering av vatten- eller vindtransporterade kvartskorn, som ofta blandats med korn av fältspat och andra mineral. Kvartsen är vad som blivit kvar efter fullständig vittring av kiselsyrarikare bergarter. När mycket fältspat ingår i sandsten, är det ett tecken på ofullständig vittring. Sedimentbergarten kallas då omogen. Ren kvartssandsten är däremot mogen.

Sedimentskiffer uppträder i två former, ljusare *lerskiffer* och mörkare *alunskiffer*. Båda bergarterna har bildats av lera, som fällts ut ur kolloidala partiklar i salthaltigt vatten. Även leran är en vittringsprodukt men en omvandlad sådan. Partiklarna består nämligen av nybildade lerminal med skiktstruktur som i glimmer. I alunskiffer ingår dessutom kolföreningar, fritt kol samt järndisulfid, som ursprungligen kristalliserat i form av mineralet markasit men vanligen omvandlats till svavelkis. Kolföreningarna bildar ofta en impregnation som kallas bitumen eller kerogen och väsentligen består av kolväten. I denna form kallas bergarten även *oljeskiffer* och har haft stor användning i petroleumindustrin, bl. a. i Sverige (Kinne-Kleva, Närkes Kvarntorp).

All lera som avlagrats under årmiljonernas lopp har inte hårdnat till skiffer. Ibland har diagenesen, som hårdandet heter på fackspråk, stannat vid lösare *skifferlera* och *lersten*. Ofta i växellagring med stenkol finner man plastisk lera, som används i den keramiska industrin och kallas eldfast. Lerstenar och lösa skifferar faller också ofta sönder till lera när de utsätts för väder och vind, t. ex. den gröna kambriska skifferleran i Närkes Kvarntorp.

Kalksten är den enda av jordskorpan huvudbergarter där kiselföreningar inte dominerar. Kalksten bildas ur sediment som består av döda

organismer och kemiska fällningar. Huvudmassan av kalksedimenten har avsatts ur hav. Skal och skelett från döda djur har i stor utsträckning bevarats i form av fossil. Sådana finns ofta även i skifferar men bara i mindre utsträckning i sandstenar.

Lermineral är vanliga inslag i kalkstenar. Särskilt mycket lera ingår i *märgelsten*. Leran färgar kalkstenen grå, medan gröna toner orsakas av silikatmineralet glaukonit, en annan viktig beståndsdel i många kalkstenar och ett inslag även i vissa lersediment, däribland den ovan nämnda skifferleran i Närkes Kvarntorp. De röda hållarna i Ölands Alvar har liksom många andra lager av ortoceratitkalksten fått sin färg av järnoxid.

Vitast bland organiska bildningar är korallkalksten och kritkalksten. Revkalkstenarna på Gotland och norr om Siljan, skrivkritan i Kvarnby öster om Malmö och den höga kritkalkstensbranten i Möns klint söder om Själland, alla bländar de genom sin vita renhet. Kemiskt utfälld kalk är i regel vit, som i bleke och droppsten.

Sandstenens korn bärs av vind eller sakta rinnande vatten, medan *gråvackan* för sin bildning kräver strömmar av växlande och tidvis betydande styrka. Därför utgör gråvackan en blandning eller växellagring av grövre och mer finkorniga erosionsprodukter, som delvis fraktats så snabbt från källan att deras vittring blivit föga fullständig. Små bergartsbitar är följaktligen en vanlig företeelse.

De flesta gråvackorna är djuphavsbildningar, och deras sedimentmaterial har förflyttats nedåt av undervattensströmmar. Ett karakteristiskt drag är den rytmiska växellagringen av sedimentmaterialet, som innebär att kornstorleken gradvis avtar uppåt i varje skikt, i de flesta fall från sand till lera, något som engelsmännen så träffande kallar *graded bedding*.

Gråvackorna är knutna till geologiska orosskeden, orogener, och förekommer främst i stråk av bergskedjebildning. Så finns bergarten rikligt i den skandinaviska fjällkedjan och i rötterna av en äldre nederorderad bergskedja mot öster, den svekokarelska. Här har gråvackan dock i stor utsträckning blivit gnejsomvandlad.

De grövsta sedimenten på vår jord har burits av strida älvars vatten och skrapande glaciärers is. Grova sediment har också bildats av stenar som bränningar rullat och nött längs sjöarnas stränder och havens kuster. Allt det som rullat av block och sten rymms i bergarten *konglomerat*, folkmunnens bollasten. Glaciärernas infrusna massor av skrapgods har i tider av

varmt klimat befriats från ispanaret och lagrats till morän, men här är blocken och stenarna kantiga. Så finns dessutom allt av finare material från grus och till lera, medan konglomeraten saknar korn som är mindre än de i sand.

Moränens bergart heter *tillit* och är långt mer sällsynt än mängden av glaciala bildningar på vår tids jordyta väcker förväntan om. Men jordarter som avsatts på land eller i kortlivade sjöar och hav är nu en gång lättfångade byten för den glupska erosionen. I Sverige finns tillit bara sparsamt i fjällkedjans östra randområden.

Konglomerat är en vida vanligare bergart än tillit men här rör det sig ju om ett vattenburet material som i de flesta fall snabbt blivit skyddat genom fortsatt sedimentation.

Till de sedimentära formationerna hör också några av de viktigaste energikällorna på vår jord: *bergolja* och *stenkol*. Båda har organiskt ursprung. Bergolja finns i så gamla bildningar som den kambriska alunskifferns bitumen och härstammar från ofullständigt sönderdelade rester av organismer, främst alger, medan stenkolet är yngre och har uppkommit ur växter, särskilt ormbunkar. Stenkolet har ursprungligen varit torv, som överlagrats av sand eller lera och via mellanledet *brunkol* fått sin nuvarande höga kolhalt. Bildning av olja och stenkol tar tid, och unga sedimentära formationer innehåller därför bara brunkol och gasformiga kolväten. Ju längre kolvätenas atomkedjor är, desto mer tid har gått åt för bildningen. Det enklaste kolvätet, metan, kallas även sumpgas eftersom det bildas i nutidens dyiga vikar och kärr, medan de längsta kedjorna ingår i urtidens bergbeck, som oftast är fast och splittrigt.

Jordskorpans alla bergarter kan undergå omvandling, metamorfos, och många har redan i avlägsen tid förändrats till oigenkännlighet. Bland de redan skildrade gnejserna finns mängder av exempel på sådana bergarter, liksom bland de tektoniska skiffrarna, migmatiterna och amfiboliterna.

Begreppet *tektonisk skiffer* rymmer ett brett spektrum av metamorfa bergarter från *fyllit* och *glimmerskiffer* till *hårdskiffer* (mylonitskiffer). Utgångsmaterialet växlar från lerskiffer till granit.

Migmatiten har nämnts redan tillsammans med gnejsen och kan liksom denna bildas av det mesta i silikatbergartsväg, bara grundämnesförflyttningarna blir tillräckligt omfattande. Vanligen används dock termen i områden med ofullständig omvandling av gnejs till granit.

Amfibolit är i första hand ett samlingsnamn för metamorfa kiselsyrafattiga eruptivbergarter med rikligt innehåll av hornblände, mer än 35–40%. Mer neutral är termen *metabasit*, som kan användas även när hornbländehalten är lägre. *Amfibolitgnejs* har högre kiselsyrahalt än amfibolit och bildar en övergång från denna bergart till vanlig mörk gnejs. Särskilt amfibolit kan uppstå även ur sedimentbergarter med lämplig sammansättning, men liksom i fråga om migmatiten får man då räkna med stora förflyttningar av grundämnen.

Ännu en metamorf bergart med ett brett register av ursprungsmaterial är *kvartsit*. Visserligen bildas kvartsit oftast ur kvartssandsten, men bergarten kan också uppkomma på helt annat sätt. Förkisling, ofta i samband med sulfidmalmbildning, kan sålunda, som ovan nämnts, byta ut nästan hela mineralmassan utom kvarts i vanliga silikatbergarter, särskilt i tektoniska rörelsezoner. Ett mellanled är här ofta glimmerskiffer.

En i fråga om sitt ursprung mer entydig omvandlingsbergart är *marmor*, som utgörs omkristalliserad, kornig karbonatsten. Kalksten ger *kalcitmarmor*, dolomit *dolomitmarmor*. Den senare är hårdare och mer beständig mot vittring än den förra.

BERGGRUNDEN INOM KARTBLADET LINDESBERG SO**INLEDNING**

Berggrunden inom kartbladet 11F Lindesberg SO tillhör urberget. Huvudbergarter är yngre granit och äldre granit till granodiorit med inslag av tonalit. De tre senare har vanligen omvandlats till gnejsgranit. Dessutom förekommer gnejs, leptit, glimmerskiffer, grönsten och pegmatit. Några diabasgångar slår igenom denna bergarts massa.

Den yngre graniten uppträder i två former, dels en grovkristallinisk med stora fältspatkristaller, som bildar ögon, dels en jämnt fin- till medelkornig utan ögon. Båda bergarterna är vanligen gråröda till röda och åtföljs av pegmatit. Framst gäller detta den senare graniten. I kartbladets mellersta delar samlar sig pegmatiten till stora massor. Åldern av likartade bergarter i andra delar av Bergslagen och angränsande regioner har bestämts till 1 750 à 1 800 miljoner år genom mätningar av radioaktiva ämnens sönderfall.

Den grova, ögonförande eller, som man också säger, mikroklinporfyrisk formen av yngre granit är vanligast och kännetecknas av att kalifältspaten, mikroklinen, företrädesvis kristalliserat till rektangulära lådor, som kan bli upp till 7 cm långa. Bergarten har fått namnet Fellingsbrogranit och markerar tillsammans med sina följeslagare slutet av den svekokarelska bergveckningsepoken. Denna orogenes ingår i en era som man numera ofta kallar äldre proterozoikum (1 600–2 500 miljoner år). Ännu äldre berggrund betecknas vanligen med termen arkeozoikum (stavas även archeozoikum eller archaeozoikum). Allt berg äldre än 570 miljoner år kallas prekambriskt, vilket innebär att det bildats före den kambriska perioden i jordens utveckling.

Fellingsbrograniten och dess följebergarter bildades minst ett par kilometer under den dåvarande jordytan. Den äldre berggrunden hade redan vid den tiden omvandlats mer eller mindre starkt, till största delen förskiffrats eller förgnejsats och kristalliserat om. Upplösningar hade skett på sina ställen i berggrunden. Det upplösta materialet hade samlats till ådror eller oregelbundet genomväxande massor av fältspat och kvarts.

Den äldsta berggrunden utgör en grupp av ytbergarter. Vanligen rör det sig om vulkaniter – en gång lavar och tuffer – som omvandlats till leptiter och gnejser. Dessutom finns metamorf basalt och andesit i form

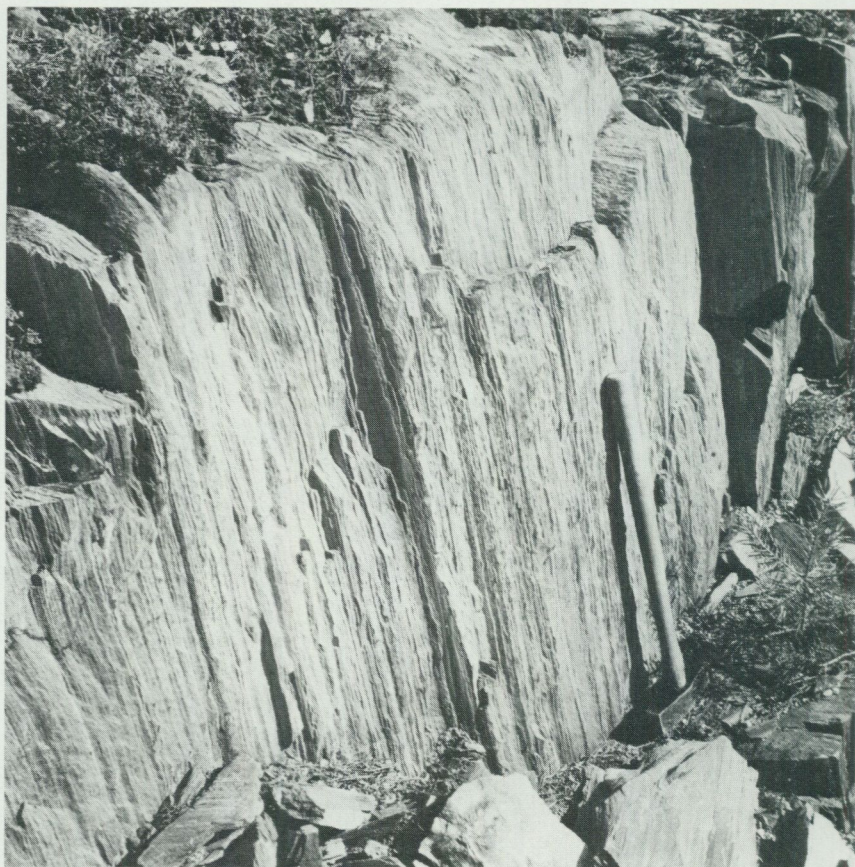


Fig. 3. Glimmerskifferomvandlad leptit. Väster om Karmansbo, nära Rysstorget (66191/14985). Foto P. H. Lundegårdh 1976.

Acid metavolcanite (leptite gneiss) altered to mica schist.

av metabasit (delvis porfyrit) samt sedimentära bildningar – mest gråvacor – som överförts i glimmerskiffrar och homogena eller ådrade gnejser. Dessa bergarter har koncentrerats till kartbladets norra och östra delar.

Genom en första tektonisk omformning av berggrunden (tektogenes) sänktes de ytbergarter, som ännu finns bevarade inom kartbladet, till ett djup av minst 3 à 4 km. De omvandlades då ej blott utan intruderades även av magmor med växlande sammansättning, vilka gav upphov till en rad av bergarter från gabbro och diorit till granodiorit och granit. Dessa djupbergarter har genomgående en torr, vattenfattig karaktär och åtföljs



Fig. 4. Glimmerskifferomvandlad leptit. Nordväst om Bysala (6623/14988). Foto P. H. Lundegårdh 1979.

Acid metavolcanite (leptite gneiss) altered to mica schist.

därför, till skillnad från den yngre graniten, inte av pegmatitiska bergarter. De har ofta skilts ut som grönstens-urgranitgruppen och betecknas som primorogena (tidigorogena). Detta innebär att de bildats under en tidig tektonisk fas, till skillnad från Fellingsbrograniten och dess följeslagare, som benämns serorogena (senorogena). De har följaktligen undergått tektonisering och är vanligen parallellstruerade (stängliga och/eller folierade). Gabbron och dioriten är dock oftast massformiga. Detta gäller även för en mindre del av granitbergarterna, huvudsakligen graniten i kartbladets norra del, väster till sydväst om Uttersberg. I övrigt domine-

rar parallellstruerade former av granitbergarter. Dessa innehåller ofta mikroklinögon.

Flera tektoniska zoner finns inom kartbladet. De flesta stupar brant, men strykningarna växlar. Här har berggrunden omvandlats till glimmerskiffer. Både tidigare ytbergarter och urgraniter har drabbats. Även Fellingsbrograniten genomdras av några smala tektoniska stråk, som är riktade mot norr till nordnordväst. Denna riktning överensstämmer med flertalet av den dalslandiska orogenesens mylonitzoner i Västsverige, de som enligt ett antal rubidium-strontiumbestämningar har en genomsnittsalder mellan 1 015 och 1 030 miljoner år.

Sprickor med samma orientering har öppnats i postdalslandisk tid och släppt upp basaltmagma, som kristalliserat till några smala gångar av diabas. Den längsta gången går under Rockhammars bruk i kartbladets västra del. Aldern av denna diabas har i närbelägna gångar bestämts till mellan 800 och 900 miljoner år medelst rubidium-strontiummetoden.

BERGARTER AV VULKANISKT URSPRUNG

Kartbladets nordöstra hörn rymmer ett nordväst-sydöstligt, trasigt och delvis tvärveckat stråk av omvandlade vulkaniska bergarter med ett helt underordnat inslag av sedimentära bildningar. Från en ursprungligen flack eller horisontell lagring har bergarten rests upp till branta stupningar, 60–90°. Sedermera har bergarterna delvis tvärveckats till strykningar mot öster till nordöst och fått flackare stupningar, 20–55°.

Mera begränsade vulkanitområden förekommer särskilt i nordväst men även i sydöst. Isolerade partier finns mellan dessa båda områden.

De omvandlade vulkaniska bergarterna ingår i vad man sedan länge kallat leptitformationen. En tredelning i undre natronrika, mellersta kalirika och övre alkaliintermediära metavulkaniter har iakttagits i flera delar av Bergslagen från Grythyttfältet i väster (Sundius 1923) till norra Uppland och sydvästra Gästrikland i öster (Lundegårdh 1948 och 1967). De mellersta och övre etagerna står ofta varandra så nära att de inte kan särskiljas (Lundegårdh 1949).

Ytbergartsstråket i kartbladets nordöstra hörn visar dominans för grå eller mörkgrå natronbetonade, kvartskeratofyriska leptiter i de mellersta och nordöstra delarna, medan stråkets sydvästra, rakt nordvästligt orienterade del är ryodacitisk till ryolitisk och visar övervikt av kali över



Fig. 5. Skjuvad, småveckad glimmerskiffer bildad ur leptit. Udde i sydöstra delen av Orrmossjön, sydväst om Utterberg (66244/1491). Foto P. H. Lundegårdh 1979.

Shear-folded mica schist originating from acid metavolcanite (leptite).

natron. Färgen blir samtidigt oftast rödligt och ibland röd. Här ingår dessutom betydande arealer av metadacit, dvs. omvandlade vulkaniter med lägre kiselsyrahalt är de förhärskande formerna. Ytterst i stråkets södra del möter man grå sedimentgnejs och glimmerskiffer, som båda bildats ur gråvacka. Man kan således iaktta en stratigrafisk treklyvning av stråket med undre kvartskeratofyriska metavulkaniter i nordöst, mellersta ryodacitiska till ryolitiska eller i viss mån dacitiska metavulkaniter mot sydväst samt omvandlade klastiska sediment överst och längst i sydväst. Denna lagerserie kan följas från bladen Västerås SV och Eskilstuna NV i sydöst till söder och återfinns i andra delar av Bergslagen.

TABELL 1. Kemiska analyser i vikt-% av bergarter inom kartbladet Lindesberg SO. Analyserna har utförts inom SGU.

Ämne	Leptit, rödgrå t. grå	Leptit, grå, glimmer- skiffrig	Gnejsgr- nit, grå	Gnejsgr- nit, rödgrå m. mikro- klinögon	Gnejsgr- nit, gråröd t. röd	Ögongra- nit, serorogen, gråröd	Ögongra- nit, serorogen, gråröd	Ögongra- nit, serorogen, gråröd t. röd	Ögongra- nit, serorogen, gråröd t. röd	Ögongra- nit, serorogen, rödgrå	Diabas, svart	Diabas, svartgrå, rödfläckig
	66242/ /14947	66191/ /14949	660915/ /149595	66184/ /14936	66223/ /14823	66037/ /14900	660390/ /148995	66039/ /14899	66039/ /14899	66061/ /14948	660105/ /147975	660105/ /147975
SiO ₂	66.6	68.8	72.2	74.6	75.7	64.3	68.2	71.3	71.3	73.0	51.5	56.7
TiO ₂	0.55	0.72	0.51	0.26	0.15	0.62	0.45	0.34	0.31	0.49	2.3	2.2
Al ₂ O ₃	14.9	15.2	14.3	13.0	13.1	16.2	15.4	14.3	14.0	13.2	16.5	15.9
Fe ₂ O ₃	3.9	4.9 ¹	0.4	2.1 ¹	0.6	4.5 ¹	3.6 ¹	3.0 ¹	2.9 ¹	2.8 ¹	3.5	3.1
FeO	1.4	–	3.2	–	1.1	–	–	–	–	–	6.5	6.2
MnO	0.04	0.02	0.04	< 0.01	0.03	0.10	0.07	0.06	0.06	0.02	0.14	0.20
CaO	1.9	1.1	2.1	1.0	1.0	1.6	1.5	1.1	1.1	1.1	6.8	5.8
MgO	1.52	1.2	1.03	0.17	0.28	0.93	0.91	0.77	0.57	0.51	4.2	3.5
Na ₂ O	4.3	2.6	2.8	3.4	3.7	3.0	3.0	2.8	2.8	3.1	3.6	3.7
K ₂ O	3.0	3.3	3.7	4.9	4.4	7.8	6.9	6.3	6.5	5.3	1.7	2.4
BaO	0.07	0.07	0.06	0.11	0.14	0.08	0.10	0.06	0.06	0.09	0.06	0.10
P ₂ O ₅	0.13	–	0.12	–	0.04	0.10	0.14	0.09	0.09	–	0.39	0.39
CO ₂	0.05	–	0.07	–	0.04	–	–	–	–	–	0.09	0.07
F	0.05	–	0.09	–	0.05	–	–	–	–	–	0.07	0.08
S	< 0.02	–	0.07	–	< 0.02	–	–	–	–	–	0.12	0.12
H ₂ O+	0.08	–	0.07	–	0.03	–	–	–	–	–	1.5	1.1
Summa	99.2	97.9	100.76	99.5	100.63	99.2	100.3	100.1	99.7	99.6	99.0	101.56

¹FeO inräknad i Fe₂O₃

TABELL 2. Planimetriska punkträkningsanalyser i volym-% av bergarter inom kartbladet Lindesberg SO. För den serorogena graniten gäller att grundmassan blivit överrepresenterad i det analysammandrag, som här redovisas.

Mineral	Natronleptit 66205/14810	Leptit, fält- spatporfyrisk 66147/14995	Uralit- gabbro 66079/14766	Gnejsgranit, grå 660915/149595	Gnejsgranit, rödgrå 66232/14985	Ögongranit, serorogen, röd t. gråröd 66036-39/14899- 14900	Diabas, svartgrå, rödfläckig 660105/147975
Plagioklas	52	20-40	30-50	32	30	25-31	61
Mikroklin	0	20-40	<1	17	12	13-28	2
Kvarts	45	10-30	<1	37	34	30-37	3
Biotit	0.2	10-20	0	10	15	10-23	11
Muskovit	0.6	<1	0	3	8	<0.2	1
Hornblände	0	0	40-60	0	0	0	3
Pyroxen	0	0	<1	0	0	0	5
Epidot	1	<1	5-10	0	0	<0.2	0
Klorit	1	0	<1	<0.2	0.2	<0.2	4
Malmmineral	<0.2	1-5	<1	<0.2	0	0-1	8
Titanit	<0.2	0	<1	0	0	0	0
Apatit	0	<1	<1	0.2	0	<0.2	1
Zirkon	<0.2	<1	0	<0.2	<0.2	<0.2	0
Granat	0	0	0	<0.2	0	0	0
Serpentin	0	0	0	0	0	0	1
Kalkspat	0	0	0	<0.2	0	0	<0.2



Fig. 6. Detalj av glimmerskiffern i fig. 5.

Detail of the mica schist in Fig. 5.

De vulkaniska bergarterna härstammar huvudsakligen från lavar och tuffer. Agglomerat och tuffbreccior är sällsyntheter och har nämnvärd utbredning endast nära kartkanten sydöst om Bernshammar (2-3 j). Under sin omvandling har vulkaniterna ej blott kompakterats utan även fått en helt förändrad textur och mineralsammansättning. Nu dominerar sockerkorniga, granoblastiska, oftare grå än rödlätta bergarter med kornstorlekar mellan 0.05 och 1 mm, dvs. leptiter och leptitgnejser. Större kristaller, strökorn, av kvarts ses dock ofta. Inte heller fältspatströkorn är ovanliga. Strökornen torde mestadels vara ursprungliga och kan nå storlekar upp till 1 cm.

Två planimeteranalyser redovisas i tabell 2. Ytterligare ett antal skattningar av mineralproportioner har skett i mikroskop men ingår ej i tabellen. Huvudmineral är kvarts och oligoklas, i metaryodaciterna och metaryoliterna även mikroklin. Vanligast bland mörka mineral är biotit, som ofta finns i mängder kring 10 volym-% eller mer, särskilt i metadaciten, där även amfibol observerats, t. ex. posttektoniskt genomväxande rosetter av antofyllit 1.3 km VNV om Alvestagarde (66215/14923). Vidare förekommer malm (magnetit, ibland svavelkis), muskovit, epidot och klorit allmänt fast i mindre mängder. I vissa områden uppträder cordierit rikligt. (Se nedan.) Bland strömineral eller accessorier märks apatit och zirkon.

Endast två kemiska analyser har utförts på leptit (tabell 1). Dessa pekar mot kiseldioxidhalter mellan 65 och 70%, men även surare leptiter förekommer. (Jfr en analys av hälleflinta inom en närbelägen del av kartbladet Västerås SV, Lundegårdh och Nisca 1978, s 56.)

Ej blott förgrovning till leptitgnejs utan även glimmerskifferomvandling är vanlig i vulkaniterna (fig. 3 och 4). Skjuvning och tvärveckning har på några håll givit upphov till intressanta småstrukturer (fig. 5 och 6). Särskild uppmärksamhet tilldrar sig de cordieritförande leptiterna (fig. 7, 8 och 9). Dessa ingår huvudsakligen i den undre natrondominanta horisonten och är koncentrerade till kartbladets nordligaste delar, där de utmärkts medelst bokstaven c på den gula färgen. Några vackra former bildar brottstycken i gnejsgranit (fig. 8 och 9). Cordieriten har oftast samlats till stora, rundade, oregelbundna eller utdragna aggregat, där mineralet sällan uppträder ensamt och där det i flera fall undergått viss omvandling. Cordieritbildningen har av flera geologer betraktats som ett tecken på metasomatos, dvs. sekundära förflyttningar och utbyten av grundämnen i berggrunden. Andra menar att de cordieritförande partier skulle representera sedimentära, ursprungligen leriga inslag i vad som nu utgör leptiter.

Mer sannolikt är att glimmerskifferomvandlingen har samband med ämnesförflyttningar. Det är i varje fall helt klarlagt att stråken av glimmerskifferomvandling i gnejsgraniten orsakats av lösningar. (Se s. 34). Tydligt avskilda skarninlagringar är mycket sällsynta i kartbladets leptiter. Några få epidotskikt 1.5 km sydöst om Bernshammars herrgård (66153-54/14985) kan ha bildats ur oren karbonatsten.



Fig. 7 Omvandlad leptit med cordieritporfyroblaster (sekundärt bildade kristallaggregat). Bysala (66229/14991). Foto P. H. Lundegårdh 1979.

Strongly altered volcanic rock (leptite) with cordierite porphyroblasts (aggregates of grains).

BERGARTER AV VITTRINGSSEDIMENTÄRT URSPRUNG

Kartbladets största leptitområde, det som ligger i nordöst, gränsar sydväst till sydöst om Bernshammar (2–3 j) mot ett långsmalt stråk av vitt-ringssedimentära, epiklastiska bergarter. Huvudsakligen rör det sig här om gråvacka, som omvandlats starkt, företrädesvis till grå finkornig gnejs med inslag av glimmerskiffer (Lundegårdh och Nisca 1978, bilderna 2 och 3, s. 11–12). Stråket ligger stratigrafiskt högre än leptiterna och gränsar i

sydväst mot gnejsgranit. Särskilt väl framträder gråvackekaraktären 600–700 m öster om Jäxbo (66135-36/14996-97). Här är den tätt finkorniga bergarten uppdelad i metatuffitiska, glimmerrika och metaarenitiska, kvartsrikare skikt.

Inom kartbladets leptitområden finns också partier av grå gnejs och glimmerskiffer, vilka kan tolkas som omvandlade sedimentbergarter. Särskilt gäller detta längst i norr, mellan Östanfors och Bysala vid Långsvan (4 i–j).

METABASIT, GABBRO OCH DIORIT

Flera små skivor och mera oregelbundna inneslutningar av metabasit (fig. 10 och 11) uppträder i både ytbergarter och äldre granitbergarter. Metabasiten är svartgrå till svart eller grönsvart och vanligen fint medeltill finkornig. Större individ av hornblände eller plagioklas kan förekomma. De förra är sekundära, genomväxande och kallas porfyroblaster, de senare utgör vanligen primära strökorn.

Metabasitens huvudmineral är plagioklas (25–40% An) och hornblände. Biotit uppträder också ofta rikligt, och kvarts är ett vanligt småmineral. Texturen vittnar i regel om total omkristallisation och är delvis sockerkornig, delvis stänglig eller skiffrig. Partier med ursprunglig karaktär finns dock på några få ställen, t.ex. 1.5 km sydöst om Bernshammars herrgård (66153-54/14985), där metabasiten innehåller spridda konformt utdragna blåsrum fyllda med kvarts och vanligen samlade i grupper. Här föreligger således en basisk lavabergart, petrografiskt en metaandesit eller metabasalt.

Kartbladets större massiv av basiska eruptivbergarter innehåller gabbro eller diorit av svartgrå till grönsvart färg och fin- till medelkornigt gry. Grönstenar av detta slag finns även i några mindre massiv.

Gabbrons mörka huvudmineral har mycket sällan bevarats. Enstaka restpartier av pyroxen i sekundärt hornblände är vad som återstår. I dioriten torde det mörka huvudmineralet redan efter den ursprungliga kristallisationen ha varit hornblände. Båda bergarterna består nu av plagioklas (30–50% An) och vanligt hornblände med inslag av biotit, epidot, klorit och oxidmalm. Småmineral är svavelkis och apatit, ofta även titanit och kvarts. Det sistnämnda mineralet är vanligast i dioriten, där mängderna kan bli så stora att bergarten går över i kvartsdiorit.



Fig. 8. Omvandlad leptit med cordieritporfyroblaster. Brottstycke i primorogen granit. Öster om Krampen (66242/14891). Foto P. H. Lundegårdh 1979.

Strongly altered volcanic rock with cordierite porphyroblasts. Xenolith in primorogenic granite.

Hornbländet har ibland växt ut till mer än centimeterstora, oregelbundet avgränsade kristaller som innesluter korn av främst plagioklas. Dessa bryter ljusreflexerna från kristallernas ytor så att de senare inte blir enhetliga utan skillrar. Så utbildad kallas bergarten skillersten.

ÄLDRE GRANITBERGARTER

De äldre granitbergarterna upptar hälften av kartbladets yta men är koncentrerade till den norra delen. De utgör vanligen *gnejsgraniter*, stängliga



Fig. 9 Samma bergart som i fig. 8. Foto P. H. Lundegårdh 1979.
Same as in Fig. 8.

och/eller folierade och stråkvis skiffriga former av granit, granodiorit och tonalit. Särskilt granodioriten har ofta kalifältspatögon, är mikroklinporfyrisk, men även granit med ögon förekommer, huvudsakligen i kartbladets nordvästra del.

Gnejsgraniterna är primorogena, vilket betyder att de bildats i inledningsskedet av en orogenes eller period av tektonisk omgestaltning i jordskorpan. Detta förklarar deras deformationsstrukturer. Men i skyddade lägen, tryckskuggor, har en massformig textur bevarats. Särskilt gäller detta inom kartans mittparti längst i norr (4 h-i). Här dominerar en

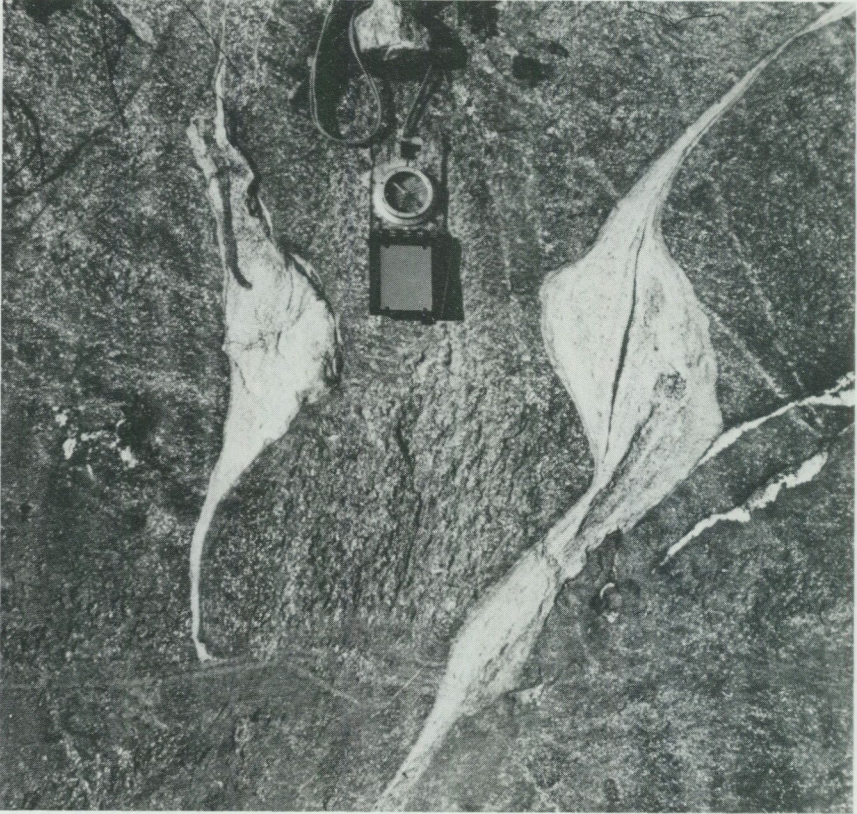


Fig. 10. Amphibolit med plastiskt deformerade inneslutningar av leptonit. Norr om Näverkärrret (66176/14852). Foto P. H. Lundegårdh 1980.

Metabasite with plastically deformed inclusions of metavolcanics.

röd till gråröd, grovkristallinisk granit med upp till 2 ½ cm stora fältspattavlor och stora kvartsaggregat. På gamla kartor har denna välbevarade granit skilts ut som en ung form.

I övrigt är kartbladets äldre granitbergarter frånsett ögonen vanligen medelkorniga. Färgen växlar, huvudsakligen efter den kemiska sammansättningen, så att granitiska former är rödgrå till röda, granodioritiska grå till gråröda och tonalitiska mörkgrå till grå. Äldre granit kan ibland vara grå (tabell 1), medan tonalit aldrig är röd.

På samma sätt varierar mineralfördelningen. Granitiska former är rikast på kvarts och har högre halter av mikroklin än av plagioklas. Bland

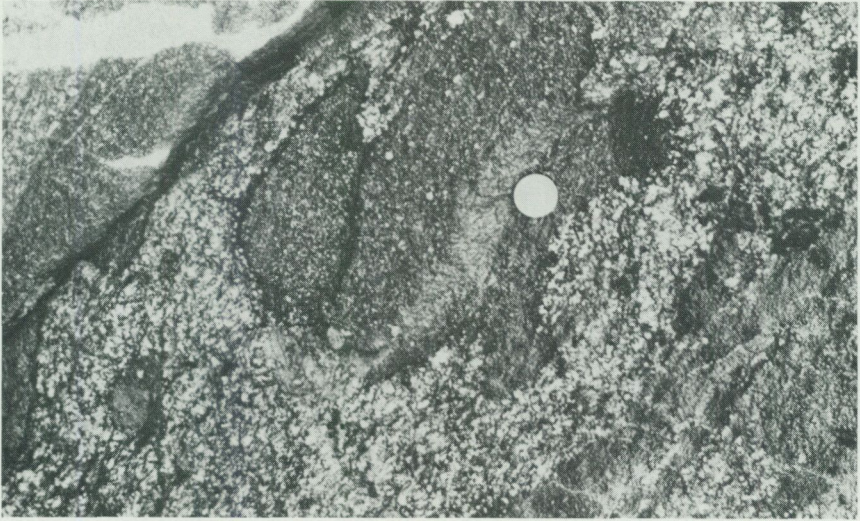


Fig. 11. Primorogen granodiorit med metabasitbrottstycken. Väster om Káfalla (66087/14753). Foto P. H. Lundegårdh 1979.

Primorogenic granodiorite with xenoliths of metabasite.

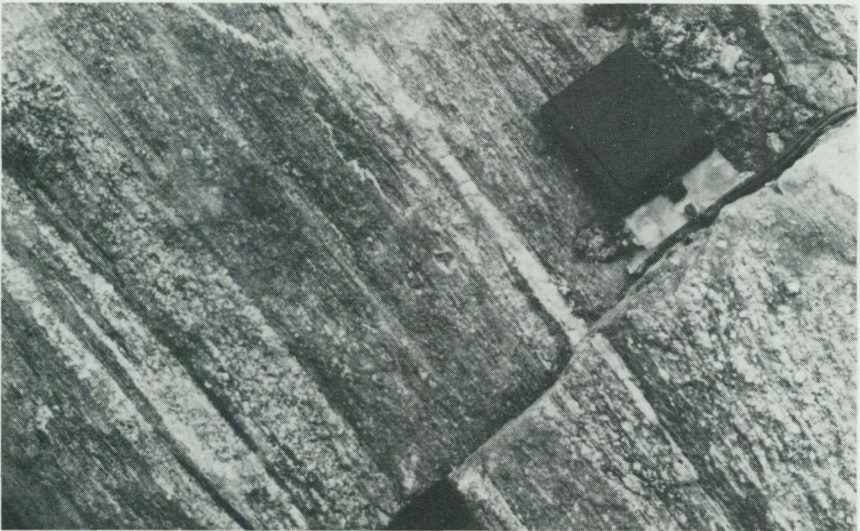


Fig. 12. Primorogen, starkt stänglig granodiorit (gnejsgranit) med utdragna metabasitinslutningar. Väster om Káfalla (66087/14753). Foto P. H. Lundegårdh 1979.

Primorogenic, strongly lineated granodiorite (gneiss-granite) with elongated metabasite xenoliths.

mörka mineral kan biotit nå upp till 10 volym-% men sällan mer. Granodioriterna innehåller åtminstone dubbelt så mycket plagioklas som mikroklin och mer biotit, någon gång även hornblände. Tonaliterna (fig. 11) visar i regel mindre än 10 volym-% mikroklin och från 10 till 25 volym-% kvarts. Hornblände förekommer oftast vid sidan av biotit, som utgör det vanligaste mörka mineralet.

Muskovit bildar inte sällan en väsentlig beståndsdel (tabell 2), särskilt i glimmerskiffriga former. (Se nedan.) Vanliga småmineral är klorit, epidot, magnetit, apatit och zirkon. Mer tillfälligt uppträder titanit och allanit (ortit). Kloriten och epidoten utgör omvandlingsprodukter, under det att de övriga småmineralen har funnits i bergarterna alltsedan dessa kristalliserade.

Brottstycken av den äldsta berggrunden finns här och var i de äldre granitbergarterna. Vanligast är fragment av metabasit (fig. 11), som dragits ut längs den allmänt förekommande stängligheten (fig. 12).

I zoner av stark tektonisk påverkan har de äldre granitbergarterna krossats, kristalliserat om och i många fall fått en förändrad mineralsammansättning. I vissa stråk har glimmerskiffer bildats, t.ex. i trakten av Uttersberg (66246/14922). Röd till gråröd grovkristallinisk granit har här under inverkan av lösningar omvandlats till grå kvartsknottrig glimmerskiffer. Knottrigheten betingas av att aggregaten och individerna av kvarts oftast rullat under skjuvrörelserna och därigenom förblivit ganska stora till omfånget. Nästan genomgående har rödgrå till röda färgtoner övergått i grå genom reduktion av trevärt järn till tvåvärt.

GÅNGMETABASIT

I Mellansveriges svekokarelska berggrund finns gångar av finkorniga kiselryafattiga eruptivbergarter som slår genom de äldre, oftast gnejsgranitomvandlade granitbergarterna men har högre ålder än de yngre graniterna och deras följebergarter. Dessa gångar samlar sig i vissa områden till svärmar, t.ex. i Uppsalatrakten och delar av östra Uppland, medan de är sällsynta på andra håll. Inom kartbladet Lindesberg SO har påträffats endast en gång, som sannolikt är av detta slag. Den löper öster intill en tektonisk zon väster om Bernshammar (66164/14917). Strykningen är N 30°V, stupningen 70° mot ÖNÖ.

BLANDBERGARTER, GRANIT OCH PEGMATIT

Under den tektoniska omvälvning som ledde fram till pegmatitens och de yngre graniternas bildning förändrades den äldre berggrundens petrografiska karaktär. Strukturellt viktigast är dels gnejsgranitomvandlingen av de äldre granitbergarterna, dels kompakteringen och förgnejsningen av de äldsta bildningarna, de vulkaniter och sediment som en gång lagrades på jordytan och sedan fördes ned till stora djup. Mineralogiskt mest betydelsefull är den metamorfos som drabbat ytbergarterna och vanligen förändrat dem till oigenkännlighet. Ej blott grundmassan har fått en mineralsammansättning som mestadels skiljer sig starkt eller helt från ursprungsbergartens, även större individ och aggregat av olika mineral markerar i många fall en total förändring. Hit hör framför allt bildningen av mikroklin och cordierit (fig. 5-7). Nära intrusionerna av yngre granit löstes befintliga bergarter upp, i grundare lägen oftast längs strukturplan och skiktgränser, på större djup vanligen diffust oregelbundet. Ur lösningarna kristalliserade företrädesvis pegmatit men även granit och ibland aplitgranit. Så uppkom blandbergarter, dels de strukturellt styrda ådergnejserna, där nykristallisationerna, neosomen, huvudsakligen är konforma, dels de ostyriga migmatiterna, där neosomen vävt igenom ursprungsbergarten och många gånger lämnat kvar blott spöklika rester. Sådana kan till och med påträffas i stora, för övrigt homogena massor av yngre granit och pegmatit, dock inte den grovkristalliniska Fellingsbrograniten. Upplösningen träffade främst den gamla berggrundens kalium- och kiselsyrarika mineralkomponenter, men även natriumföreningar slukades i betydande omfattning. Kvar blev de mörka mineralen. Därför är biotitrika slamsor vanliga och följaktligen har metabasitfragment stor övervikt i förhållande till andra bergartsrester.

Djupt i jordskorpan omvandlades den gamla berggrunden, främst de en gång ytligt anlagda vulkaniska och sedimentära bildningarna, till palingena (pånyttfödda), homogena magmor, vilka genom sin relativa lätthet sökte sig upp mot jordytan. Det är dessa magmor som bildat de stora massiven av yngre granit i Bergslagen, t.ex. det som upptar kartbladets södra del. Fältspaten kristalliserade först och kunde följaktligen bilda stora individ. Magman trängde vidare i form av en kristallgröt. Därför har Fellingsbrograniten i motsats till helt på sin slutliga plats stelnade

bergarter inte någon finkornig, genom hastig avkylning bildad randform eller randfacies.

Experimentella och sedermera i stor utsträckning geofysiskt bekräftade undersökningar av Hans Ramberg (1967) har visat att de yngre graniternas magmor företrädesvis samlat sig till svampformade massor med hatten upptill, s.k. diapirer. Men även mot djupet mera jämntjocka eller rent av bredare intrusivkroppar, batoliter, förekommer allmänt. (Jfr Lundegårdh 1967, Sorgenfrei 1971, Stephansson 1974.)

Fellingsbrograniten karakteriseras av grova, rödlätta eller röda, vanligen kantiga ögon i form av mikrolinkrystaller som till stor del har rektangulärt begränsad lådform och som är upp till 7 cm långa. Ögonen är oftast tämligen jämnt fördelade men kan också uppträda i svärmar eller strövis. Grundmassan har grå till gråröd färg. Den är företrädesvis medelkornig men ofta delvis grov. Som analysammandraget i tabell 2 visar, ligger halten av mikroklin väsentligt under och mängden av biotit över vad som gäller bergarten i dess helhet. Plagioklasen, en andesin (20–30% An), är den vanligaste fältspaten i grundmassan, och kvartshalten närmar sig där i de kiselsyarrikaste formerna 40 volym-%.

Bland småmineral märker man främst hornblände, kismineral, magnetit, epidot, klorit och apatit, men intressantare är en låg halt av fluorit och radioaktiva mineral. Fluor är ett av de smältpunktsnedsättande ämnen, mineralisatorer, som verksamt bidragit till magmans bildning genom upplösning av äldre bergarter och som underlättat den kalifältspatspäckade restmagmans rörelse uppåt i jordskorpan. De radioaktiva mineralen består främst av allanit (ortit), zirkon och uraninit. Zirkonen ligger i biotit, där den ofta omges av en radioaktivt betingad halo i form av en mörk ring. En undersökning av Fellingsbrograniten väster intill Näsviken i sydligaste delen av Skedvisjön (66035-040/14900; Bolin och Wåhlin 1972) visar i nio sprängda gropar halter av uran = 11–69 g/ton och thorium 29–205 g/ton. Aritmetiska mediet (18 prov) för uran är 31 g/ton och thorium 101 g/ton.

För rubidium redovisas i samma prov genomsnittsvärdet 353 g/ton, för yttrium 142 g/ton, för bly 41 g/ton och för zink 44 g/ton.

Den jämnkorniga yngre graniten är koncentrerad till kartbladets västra mellersta del och bildar där en öst–västligt orienterad intrusivkropp med flera inneslutningar av äldre granitbergarter. Till skillnad från Fellingsbrograniten har den jämnkorniga graniten ett direkt fält samband med



Fig. 13. Renlavsklädd häillyta av Fellingsbrogranit. Väster om Oppäsen (6608/1488). Foto. P. H. Lundegårdh 1977.

Outcrop of coarse serogenic granite (Fellingsbro granite).

delar av kartbladets pegmatit. Den senare bergarten synes ha bildats ur den jämnkorniga granitens restmagma.

Den jämnkorniga graniten är rödgrå till röd och fin- till medelkornig. Närmast svarar den mot vad som i Bergslagen sedan länge gått under namnet Malingsbogranit, men ibland uppträder glest spridda, upp till 1 cm stora mikroklinögon. Graniten närmar sig då en form som kallats Enkullengranit. Mineralsammansättningen är i stort sett densamma som i Fellingsbrograniten. Dock har hornblände icke iakttagits.

Gammastrålningskartan Lindesberg SO, som ritats efter mätningar på låg höjd från flygplan men tryckts endast för internt bruk, visar klara

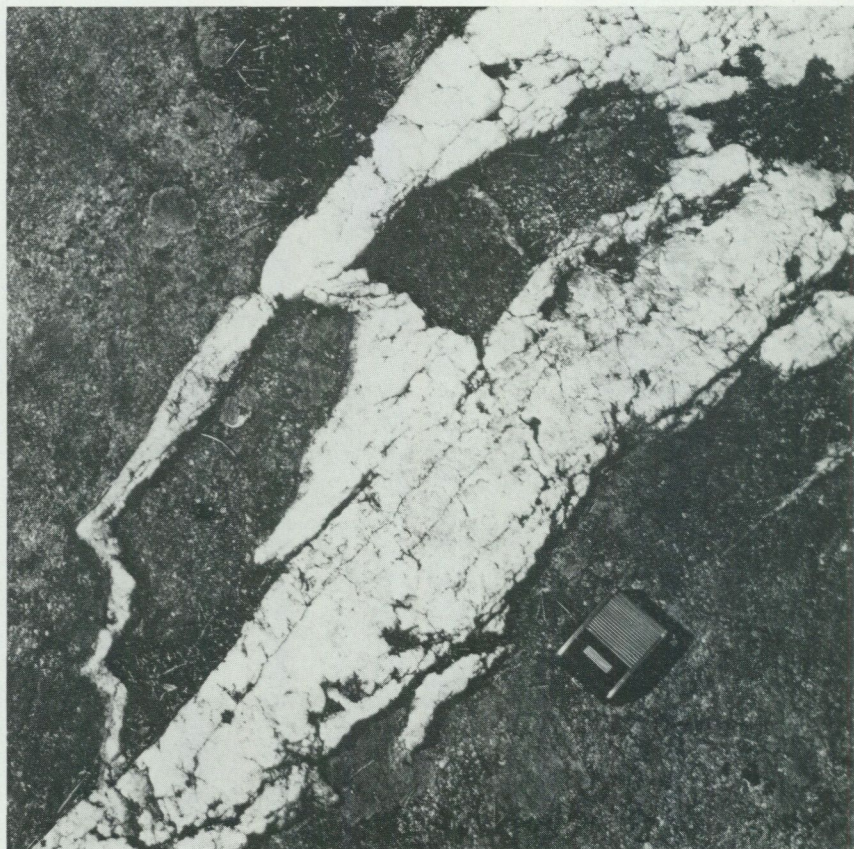


Fig. 14. Gångkvarts. Öster om Allmänningbo (66251/1485). Foto P. H. Lundegårdh 1979.
 Fig. 14. Dike quartz.

förhöjningar inom blottade delar av de yngre granitområdena. I övrigt är förhöjningar ovanliga inom kartbladet och begränsas huvudsakligen till den äldre, delvis ögonförande graniten sydöst om sjön Stora Åsmund (3–4 h–i), i riktning mot men ej ända fram till Våltorp.

Till den jämnkorniga graniten är inte endast en del av kartbladets pegmatit knuten utan också underordnade aplitgranitiska och ojämnkorniga former. De senare knyter an till kartbladets migmatiter, de graniter som bildats på platsen genom upplösning av äldre bergarter.

Pegmatiten är röd till rödgråvit och har samlat sig till betydande massor, särskilt söder om Morskoga krog (3 f), öster om Grönbo, främst i

Sjöfallsberget (1–2 f–g), mellan Oppäsen och Iresjön (1–2 h) samt vid bladgränsen norr till nordväst om Bysala (4 j). Den största blottade förekomsten, Sjöfallsberget, består av blekröd pegmatit åtföljd av aplitgranit, skriftgranit och felsisk yngre granit, som lokalt visar sen lineation, 45° mot S 5° V. Inneslutningar av rödgrå eller delvis grå, folierad granodiorit (intermediär gnejsgranit) förekommer, huvudsakligen i nordväst och sydöst.

Fellingsbrogranitens kristallgrötsmagma synes ha varit torrare, vattenfattigare, än den jämnkorniga granitens magmor. Detta framgår ej blott ur uppträdandet av hornblände och mineralisatorn fluor, nu bunden i flusspat, utan även, och framför allt, genom pegmatitens nära fältförband med jämnkorniga och även ojämnkorniga men ej porfyriska graniter.

Stora lugna hälltytor kännetecknar ofta den yngre graniten och pegmatiten (fig. 13). Ren mjölkkvarts i sprickor och släppor (fig. 14) avslutar denna serogena magmaepok. Den tektoniska påverkan är ringa. Mest rör det sig om sprickor, men svag foliation och lineation kan uppträda lokalt, särskilt nära kontakter med äldre berggrund. Här betingas strukturerna av tryck från ännu ej stelnad magma längre in i intrusionerna.

POSTOROGENA OMVANDLINGAR

I stora delar av mellersta och östra Sverige har den geologiska utvecklingen från slutet av den svekokarelska orogenesisen och fram till våra dagar varit lugn om man inskränker sig till det tektoniska skeendet. I dalsländisk och något äldre tid, mellan 900 och 1 500 miljoner år tillbaka, inträffade dock flera tektoniska och av magmaintrusioner orsakade termala, värmebetingade, omvandlingar. Dessa skeenden har sammanfattats i termen svekonorvegium, ursprungligen en beteckning på en regional termal metamorfos omkring 1 miljard år tillbaka i tiden (N. H. Magnusson 1960). Termen har sedermera utvidgats till sitt nuvarande omfång av bl.a. Roland Gorbatshev (1980).

De svekonorvegiska omvandlingarna har omformat stora delar av berggrunden i södra Norge och västra Sverige. Omvandlingarna har även påverkat utanförliggande urberg bl.a. i södra och mellersta Sverige. Inom kartbladet Lindesberg SO har t.ex. några nordnordväst- till nordvästligt orienterade, brantstående, ytterst sällan blottade sprickzoner sannolikt anlagts i dalsländisk tid.

Dessa flygmagnetiskt indikerade och uthålliga zoner har efter den svekonorvegiska orogenesen öppnats och delvis fyllts med diabasmagma. (Se nedan.) Knappt 2 km västnordväst om Rockhammars centrum genomdras Fellingsbrograniten av en smal tektonisk zon (66016/14781) med strykning mot NNV och brant stupning. Graniten har spräckts sönder och delvis granulerats i zonen, som har dalslandisk karaktär. Sprickorna har oftast läkts av epidot och någon gång av kvarts.

DIABAS

Diabas uppträder sparsamt inom kartbladet Lindesberg SO. De fåtaliga gångarna är ytterst sällan blottade, sannolikt beroende på att de större och mer uthålliga lokaliseras till lättroderade sprickzoner. Frånsett en blottning i Sverkestaån vid Rockhammars bruk (660105/147975) har endast mycket smala och föga uthålliga gångar iakttagits. I ett fall är det här fråga om en apofys, en utlöpare från en större gång.

Tre generationer av diabas förekommer, två äldre med nordöstlig eller västnordvästlig strykning och en yngre med huvudsaklig strykning mot nordnordväst till nordväst. Båda formerna slår genom de yngre graniterna, eller pegmatiter som hör samman med dessa.

Den äldre nordöstdiabasen bildar 2 dm breda gångar, vilka framträder dels nordväst om Rockhammar (660425/147655), där strykningen är N 50° Ö, dels östsydöst om Näverkärret (66156/14859), där orienteringen är NÖ–SV. I det senare fallet är diabasen porfyritisk och har uralitomvandlats. Sannolikt finns flera små gångar av detta slag inom kartbladet. De båda som påträffats har till följd av sitt ringa omfång ej utmärkts på berggrundskartan.

Den äldre västnordvästdiabasen har iakttagits sydväst om Uttersberg (66343/14893) och bildar där en gång med bredden 20–25 cm. Strykningen är N 70° V, stupningen brant. Bergarten är helt uralitiserad. Dessutom finns en centimetersmal gång, N 75° V, 90°, något söderut (66225/14888).

Den yngre diabasen bildar två uthålliga men smala gångar. Den västra av dessa passerar under Rockhammars centrum och följer Sverkestaån mot i genomsnitt N 15° V. Den kilar ut på ett par ställen men återkommer nära öster om platsen för avsnörningen. Endast två blottningar har påträffats. Den södra och större ligger som redan nämnts i Sverkestaån vid Rockhammars bruk. Gången är högst några meter bred och sammanfatt. Huvudparten består av en svartgrå, fint medel- till finkornig form

med röda små fläckar och ådror av granofyr, som ger en halt av ca 2% mikroclin och 3% kvarts (tabell 2). Plagioklasen bildar zonerade lister och är det dominerande mineralet (mer än 60%). I övrigt ingår främst biotit, titanomagnetit och pyroxen (tabell 2). Titanomagnetiten har delvis ordnat sig till ett skelettartat mönster och svarar för gångens magnetiska påhåll eller drag, som redovisas i den flygmagnetiska kartan.

Den nu beskrivna bergarten innehåller en gång av svart, tät finkornig diabas med listformad, ibland radialstråligt arrangerad plagioklas i en massa av titanomagnetit, biotit och enstaka kvartskorn. Kemiskt skiljer sig denna diabas från huvudformen väsentligen genom en lägre halt av kiseldioxid. I övrigt är elementfördelningen tämligen likartad (tabell 1), och något tvivel torde knappast kunna råda om de båda bergarternas gemensamma ursprung.

En 3 dm bred gång av svart, tät kornig till för blotta ögat tät diabas slår genom gnejsgranit sydsydväst om Morskoga krog (661765/147555). Gången stryker N 20° V och står brant. Den utgör sannolikt en liten utlöpare, en apofys, från berggrundskartans flygmagnetiskt indikerade gång.

Nära nordöst om Rockhammar finns en smal, i håll högst 15 cm bred gång av skjuvförskiffrad diabas, N 15–20° V, 75–80° VSV, som är småförkastad men skär genom kvartsläkt brecciering av yngre granit. Här rör det sig om en östlig parallell till Rockhammarsgången. Gången har på berggrundskartan utmärkts genom förkortningen Db.

Väster om Bernshammar (66164/14917) har iakttagits en halvmeterbred, på berggrundskartan omarkerad gång av uralitdiabas, som stryker N 30° V. Gången löper intill en tektonisk zon som mot sydsydöst framträder distinkt på den flygmagnetiska kartan och följaktligen skulle kunna innehålla skjuvad, lättvittrande diabas. Inga spår av diabas finns dock i hållar inom magnetindikationen, och någon sådan bergart har därför inte lagts in på berggrundskartan.

Den lilla gången väster om Bernshammar har annan petrografisk karaktär än Rockhammarsgången och dess stupning är 70° ÖNÖ, medan den flygmagnetiska indikationen sydsydöst om gången står vertikalt. Det rör sig här sannolikt om en intraorogen svekokarelsk metabasit. (Se s. 34).

BERGGRUNDENS TEKTONISKA UTVECKLING

Den strukturgeologiska kartan återger med fina röda linjer ett stort antal smala sprickzoner, av vilka en del iakttagits direkt i terrängen men de flesta endast på flygbilder. Oftast stupar sprickzonerna brant.

Breda sprickzoner och krosszoner har utmärkts genom grövre, streckade linjer. Dessa zoner framträder topografiskt och har delvis betingats av rörelser i berggrunden. Kartan innehåller vidare alla de iakttagelser av skiffriighet och stänglighet som gjorts under fältarbetena. De fåtaliga diabasgångarna har fått särskilda beteckningar.

Den tektoniska omvandlingen inom kartbladets berggrund har huvudsakligen orsakats av spänningar som lösts ut i prekambrisk tid, under proterozoikum. Bergarternas skiffriighet och stänglighet härrör i regel från svekokarelsk tektogenes, som varit i verksamhet mellan 1 750 och 1 900 miljoner år tillbaka i tiden. Skiffriigheten har i några zoner dessutom påverkats av tektoniska skeenden i dalslandisk tid, sannolikt mellan 1 000 och 1 100 miljoner år från våra dagar räknat.

En äldre stänglighet med flacka till medelbranta stupningar mot SÖ-SSV markerar på flera ställen veckaxlar inom kartbladets östra del. Denna struktur har påpräglats de primorogena granitbergarterna samt de omvandlade ytbergarterna av vulkaniskt och sedimentärt ursprung. En senare stänglighet, som lutar flackt eller ibland ligger vågrätt, visar strykningar mot NÖ-ÖSÖ, i vissa fall VSV-VNV. Denna struktur har till och med spårats i tidigt konsoliderade delar av den yngre graniten och ansluten pegmatit.

Skiffriigheten vindlar inte sällan snabbt och kraftigt. De starkast förskiffrade stråken visar i många fall glimmerskifferomvandling. Detta gäller ej blott de forna ytbergarterna utan även gnejsgraniterna.

Vindlingarna har betingats av en uppmjukning av berggrunden till plasticitet och har följaktligen formats djupt i jordskorpan, sannolikt genom tvärveckning av tidigare utbildade veck under den svekokarelska tektogenesens slutskede (Lundegårdh 1967), i samband med de serorogena granitmagmornas anläggning och intrusion. Dessa magmor har tolkats som palingena, bildade genom uppsmältning ('pånyttfödelse' eller palingenes) i äldre berggrund. Tvärveckningens axlar återspeglas av en stänglighet som påpräglats till och med delar av den yngre graniten och åtföljande pegmatit, om än svagt. (Jfr ovan.)

De sprickor som bildats under den svekokarelska orogenesisen har vanligen läkts under slutfasen av den serorogena omvandlingen av berggrunden. Dagens sprickor är av yngre datum och härrör från dalslandisk eller senare tid. Så nära vår egen tid som under den alpina orogenesisen öppnades nya sprickor i Mellansveriges berggrund. Bergmekaniskt svagast är bl.a. de flygmagnetiskt indikerade och delvis diabasfyllda sprick- och krosszonerna med strykning mot NNW-NV, medan stråken av glimmer-skifferomvandling ofta visar mycket god sammanhållning.

Kvartsläkning är vanlig i kartbladets krosszoner, både sådana med nordnordväst- till nordvästlig och med östnordöst- till nordöstlig strykning (KvB på berggrundskartan). Tämmligen sällsynt är däremot mylonitisering (M på berggrundskartan). I krosszonernas kvartsläkta breccior har brottstyckena av den äldre berggrunden vanligen förkislats mer eller mindre starkt.

NYTTOSTEN

Malmer saknas inom kartbladet Lindesberg SO, trots att området utgör en del av Bergslagen och ligger nära Riddarhytte malmtrakt. Däremot finns på några ställen kvarts som brutits, om också blott i ringa omfattning, samt pegmatit rik på praktiskt användbar fältspat, huvudsakligen mikroklin.

Vanligast inom kartbladet är brecciekvarts, som ställvis kan bli ganska ren men vanligen är lågvärdig genom betydande halt av ofullständigt förkislade brottstycken från de breccierade bergarterna. 3 ½ km söder om Morskoga krog (661685/147550) har brecciekvarts provbrutits intill röd pegmatit och gnejsgranit, vilka båda bildar mer eller mindre starkt förkislade brottstycken i breccian.

Drygt 2 km sydöst om Södra Allmänningebo, i södra delen av Krampberget (66229/14851), uppträder i anslutning till röd pegmatit en massa av kristallkvarts som är konform med omgivande, skiffrika gnejs och som brutits i avlägsen tid.

LITTERATUR

Färgbilder och beskrivningar av de vanligare mineralen och bergarterna finns i Per H. Lundegårdh: Stenar i färg, Almqvist & Wiksell/Gebers, sjunde upplagan 1980, och Per H. Lundegårdh-Sven Laufeld: Stora Stenboken, Norstedts 1984. En översikt av det svenska urberget ges i Per H. Lundegårdh-Jan Lundqvist-Maurits Lindström: Berg och jord, A W Läromedel, femte upplagan 1978, och Thomas Lundvist: The Precambrian of Sweden, Sveriges geol. undersökning serie C, nr 768, 1979.

- BOLIN, N. J., och WÄHLIN, A., 1972: Ett par graniters möjligheter att bli uranmalmer. – Examensarbete vid Kungl. tekniska högskolan.
- GORBATSCHEV, R., 1980: The Precambrian development of southern Sweden. – Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlingar, band 102.
- LUNDEGÅRDH, P. H. 1949: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Untra av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. – Sveriges geol. undersökning, serie Aa, nr 191.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. – Sveriges geol. undersökning, serie Ba, nr 22.
- LUNDEGÅRDH, P. H., och NISCA, D., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och geofysiska kartorna Västerås SV. – Sveriges geol. undersökning, serie Af, nr 122.
- MAGNUSSON, N. H., 1960: Age determinations of Swedish Precambrian rocks. – Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlingar, band 82.
- RAMBERG, H., 1967: Gravity Deformation and the Earth's Crust. – Academic Press, London and New York.
- SORGENFREI, TH., 1971: On the granite problem and the similarity of salt and granite structures. – Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlingar, band 93.
- STEPHANSSON, O., 1974: Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of central Sweden. – Precambrian Research, vol. 2 (1975).
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. – Sveriges geol. undersökning, serie C, nr 312.

APPENDIX: BERGGRUNDENS GEOFYSIK

AV
DAN NISCA

INNEHÅLL

Inledning	45
Petrofysisk tolkning (bergarternas fysikaliska egenskaper)	46
Allmänt	46
Gnejsgranit	48
Granit	49
Gabbro och diorit	49
Leptit och leptitgnejs	49
Flygmagnetisk tolkning	54
Allmänt	54
Områden med bandad anomalistruktur	54
Områden med oregelbunden anomalistruktur	54
Gångar	56
Dislokationer	57
Litteratur	58

INLEDNING

De flyggeofysiska (magnetiska och radiometriska) mätningarna över kartbladet Lindesberg SO utfördes år 1971. För teknisk information om flygmätningar hänvisas till Werner (1963). Regionala tyngdkraftsmätningar utfördes över kartbladet i samband med det av Gruvföreningen initierade projektet Bergslagsgeotraversen (Aaro och Lagmansson 1977).

De petrofysiska egenskaperna densitet (täthet), susceptibilitet (magnetiserbarhet) och remanent magnetisering har mätts på de stuffer som insamlats vid arbetet med Bergslagsgeotraversen.

Den flygmagnetiska kartan har tolkats med avseende på anomalistruktur (bandad, oregelbunden eller gånglik), relativa magnetiseringsnivåer, dislokationer och stupningar.

En slutlig magnetisk tolkningskarta har framställts (fig. 18). I denna har även data från de gravimetriska och radiometriska kartorna samt petrofysisk och geologisk information kommit till användning.

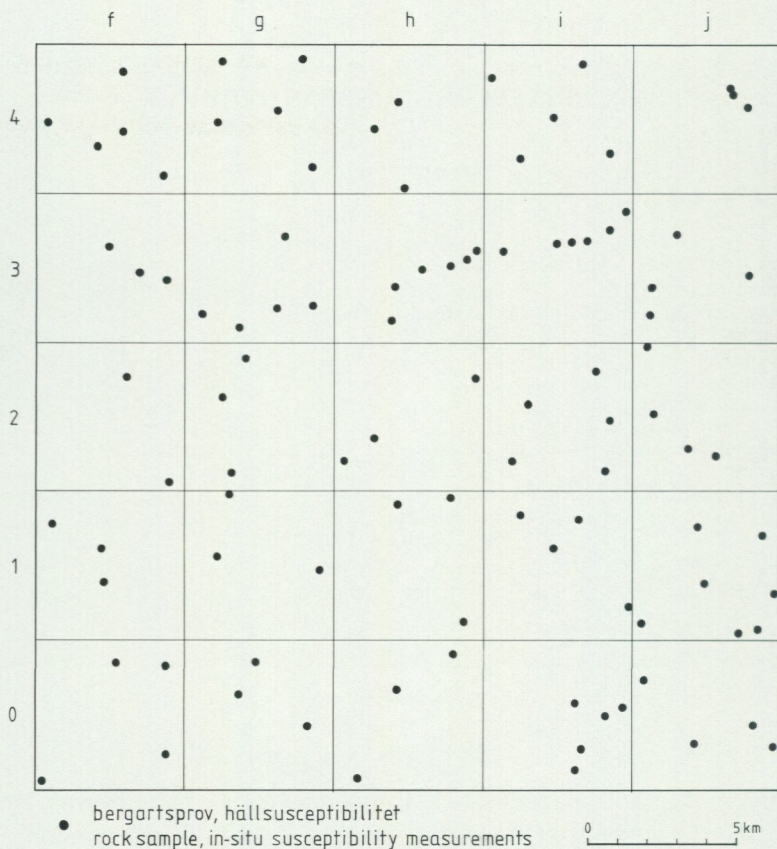


Fig. 15. Geofysiska provtagningslokaler inom kartbladet Lindesberg SO.

Fig. 15. Localities of geophysical rock samples, map-sheet Lindesberg SO.

PETROFYSISK TOLKNING (BERGARTERNAS FYSIKALISKA EGENSKAPER)

ALLMÄNT

Petrofysik eller kunskapen om bergarternas fysikaliska egenskaper är grundläggande vid korrelation mellan geofysik och geologi. En tolkning av de geofysiska mätningarna (i detta fall huvudsakligen flygmagnetiska mätningar) kan göras kvantitativ och inriktad på olika bergarters ytutbredning samt stupningar av olika berggrundsenheter.

TABELL 3. De fysikaliska egenskaperna hos olika bergarter inom kartbladet Lindesberg SO. Medelvärden i cgs-enheter, spridning av densitet likaledes i cgs-enheter, spridning av magnetiska egenskaper i dekader. De magnetiska egenskaperna representeras av logaritmiska medelvärden.

Mean values and standard deviation for physical properties of rocks from the map-sheet Lindesberg SO. Mean values in cgs; standard deviation of density in cgs, of susceptibility and q-values in decades.

Bergartsgrupper <i>Groups of rocks</i>	Antal <i>N</i>	Densitet <i>Density</i>		Susceptibilitet 10^{-3} <i>Susceptibility 10^{-3}</i>		q-värde <i>q-value</i>	
		Medel- värde <i>Mean</i>	Spridning <i>Deviation</i>	Medel- värde <i>Mean</i>	Spridning <i>Deviation</i>	Medel- värde <i>Mean</i>	Spridning <i>Deviation</i>
1. Sur gnejsgranit	10	2.64	0.02	0.13	0.96	0.14	0.43
2. Intermediär do	32	2.66	0.02	0.08	0.91	0.25	0.48
3. Basisk do	27	2.72	0.04	0.07	0.74	0.31	0.32
1+2 enl. ovan	42	2.66	0.02	0.09	0.92	0.24	0.50
4. Malingsbogranit	7	2.62	0.01	0.02	0.94	0.76	0.51
5. Fellingsbrogr., m. gl. små ögon	4	2.64	0.01	0.03	0.95	0.38	0.50
6. Do, normal	21	2.69	0.03	0.21	0.70	0.16	0.37
7. Gabbro, diorit	6	2.95	0.05	0.09	0.48	0.37	0.60
8. Leptit, leptitgnejs	6	2.70	0.04	0.03	1.11	0.37	0.75

Sammanlagt 114 representativa bergartsprover har tagits inom kartbladet Lindesberg SO under arbetet med Bergslagstraversen (Aaro och Lagmansson 1977). På varje lokal har även ett antal (5–10 st) hållsusceptibilitetsmätningar 'in situ' utförts. Samtliga prover har mätts med avseende på egenskaperna densitet (täthet), susceptibilitet (magnetiserbarhet) och remanens (egenmagnetisering). Lokalerna redovisas i fig. 15.

Bergarternas petrofysiska egenskaper redovisas i standarddiagram (fig. 16 och 17) över susceptibilitet–densitet och susceptibilitet–q-värde (förhållandet mellan remanent och inducerad magnetisering). I tabell 3 redovisas densitet, susceptibilitet och q-värde för kartbladets bergarter i form av medelvärde och spridning. Parametrarna har givits i cgs-enheter. Vid omräkning till SI-enheter används faktorn 4π för susceptibilitet och 10^3 för densitet.

De inmätta magnetiska egenskaperna i proverna har ett relativt fel av 2% och en upplösning av ca 3×10^{-6} cgs. In-situ-susceptibilitetsmätningar har samma relativa noggrannhet men en lägre upplösning, ca 2×10^{-5} cgs. Densiteten har mätts med en noggrannhet av 0.01 g/cm^3 .

Densiteten är en funktion av bergarternas halter i volym-% av olika mineral. Om man känner volymandelen av tunga malmineral i en berg-

art är densiteten en mycket känslig och effektiv parameter vid klassificering av bergarter. Magnetit är det vanligaste malmineralet. Varje volymprocent magnetit i en bergart ger en förhöjning av densiteten med 0.025 g/cm^3 .

Susceptibiliteten (magnetiserbarheten) är en funktion av volymandelen magnetiserbara mineral i en bergart. De enda mineralen av betydelse är här magnetit och magnetkis, båda *ferromagnetiska* (av *ferrum*, järn). Magnetit uppträder företrädesvis i djupbergarter och vulkaniter och är viktigast. Magnetkisens magnetisering har dock erfarenhetsmässigt också visat sig ha stor betydelse och då främst i omvandlade sedimentära bergarter.

I diagrammen susceptibilitet–densitet har en kurvskara inlagts, vilken möjliggör en direkt reduktion av magnetithaltens inverkan på densiteten. Den på så sätt erhållna *silikatdensiteten* är en utmärkt indikator på mineralsammansättningen i bergarter enligt följande skala:

silikatdensitet	2.64–2.72 g/cm^3	sur bergart
–”–	2.72–2.87 –”–	intermediär do
–”–	2.87–3.04 –”–	basisk do
–”–	över 3.04 –”–	ultrabasisk do

Remanens (egenmagnetisering) förekommer i alla ferromagnetiska mineral. Kornstorleken har stor betydelse för remanensens styrka. Generellt gäller att ju mindre kornen är, desto större blir remanensen. Avblandningsfenomen i magnetit har stor inverkan på remanensens styrka. Allmänt gäller att sura djupbergarter (graniter, granodioriter och kvarts-syeniter) har q-värden mellan 0.1 och 0.6. Basiska djupbergarter (huvudsakligen gabbro) företer vanligen höga remanenser, med q-värden kring 1.0 eller mer. Remanensen i magnetkis och hematit i omvandlade sedimentära bergarter har visat sig ensam kunna ge anomalier på flera tusen gamma.

GNEJSGRANIT

Gnejsgraniterna visar en stor spridning vad gäller densitet och susceptibilitet. Silikatdensiteten varierar mellan 2.62 och 2.80 g/cm^3 och visar en tydlig uppdelning i tre grupper enligt fig. 16a. Dessa grupper är granit, granodiorit–kvartssyenit och tonalit–kvartsdiorit.

Susceptibiliteten varierar mellan mycket låga 4×10^{-3} cgs och måttliga 1×10^{-3} cgs. Susceptibilitets-densitetsdiagrammet visar tydligt att gnejsgranit med leukogranitisk till granitisk mineralsammansättning har högre susceptibilitet än gnejsgranit med granodioritisk till kvartdioritisk mineralsammansättning.

GRANIT

Fellingsbrograniten visar en tydlig trend i susceptibilitets-densitetsdiagrammet fig. 17a. Silikatdensiteten varierar mellan 2.65 och 2.72 g/cm³, vilket svarar mot granitisk till granodioritisk mineralsammansättning. Susceptibiliteten varierar mellan låga 1×10^{-5} cgs och måttliga 1×10^{-3} cgs.

Fellingsbrogranit med små ögon provtagen inom det stora massivet i söder framträder tydligt i diagrammet fig. 17a genom en lägre densitet, ca 2.64 g/cm³.

Den jämnkorniga graniten inom kartbladet har klassificerats som granit av Malingsbotyp. Denna form skiljer sig petrografiskt klart från Fellingsbrograniten (fig. 17) och visar en leukogranitisk mineralsammansättning. Ett stort antal petrofysiska mätningar (densitet, susceptibilitet) utförda på Malingsbogramit från kartbladen Ludvika SV och SO samt Lindesberg NV och NO har visat att Malingsbogramiten har en densitets-susceptibilitetstrend som entydigt överensstämmer med trenden i fig. 17a. Den jämnkorniga granit som förekommer inom det nu undersökta kartbladet torde vara mycket nära knuten till graniten i det egentliga Malingsbomassivet.

GABBRO OCH DIORIT

De fåtaliga parametermätta proven av gabbro och diorit (fig. 17) visar med ett undantag en paramagnetisk trend. Den stora densitets-spridningen från 2.85 till 3.0 g/cm³ medför även stora variationer i mineralsammansättningen. De låga susceptibilitetsvärdena för gabbro och dioriten innebär att bergarterna normalt inte framträder på den flygmagnetiska kartan.

LEPTIT OCH LEPTITGNEJS

Leptitformationens bergarter representeras av blott sex parametermätta prov (fig. 16). Dessa har en relativt stor densitetsvariation, från 2.65 till 2.75 g/cm³. Tre av proven har klassificerats som leptitgnejs och visar antydning till en paramagnetisk trend. De har en högre densitet som återspeglar en större andel av glimmer i mineralmassan.

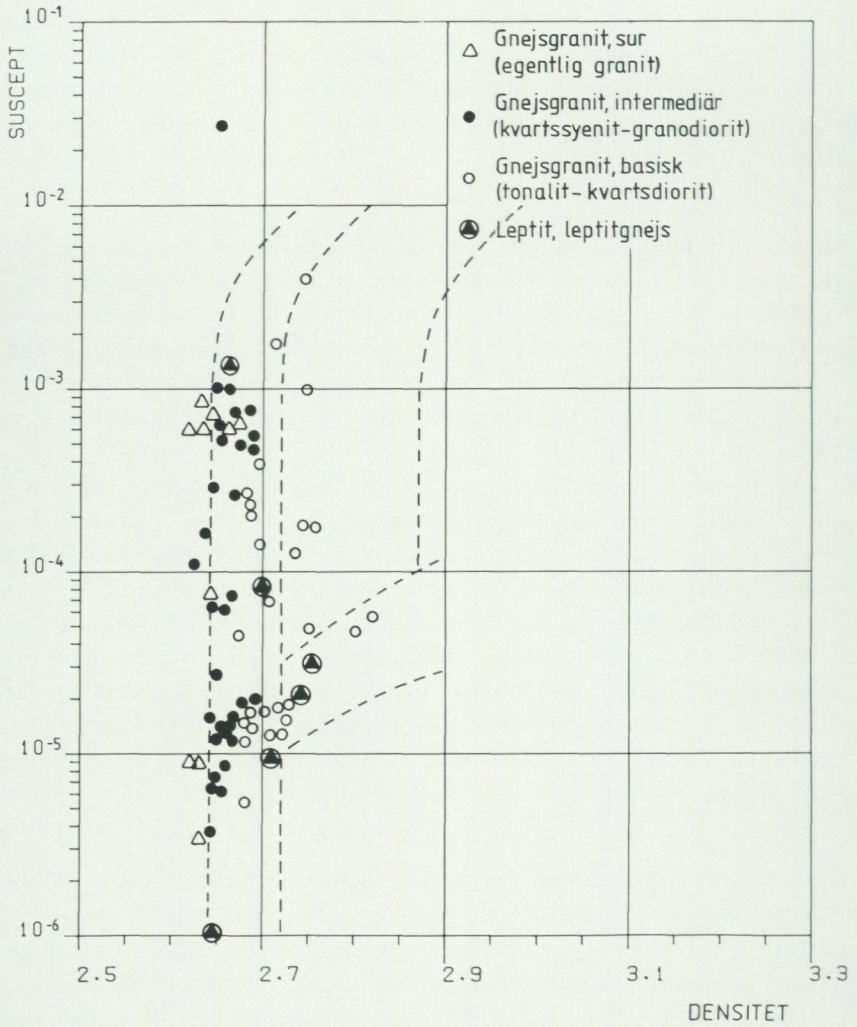


Fig. 16a. Susceptibilitet-densitetsdiagram för gnejsgranit, leptit och leptitgnejs.

Fig. 16a. Susceptibility-density diagram for primorogenic granites (gneiss-granite) and meta-volcanites (leptite, leptite gneiss).

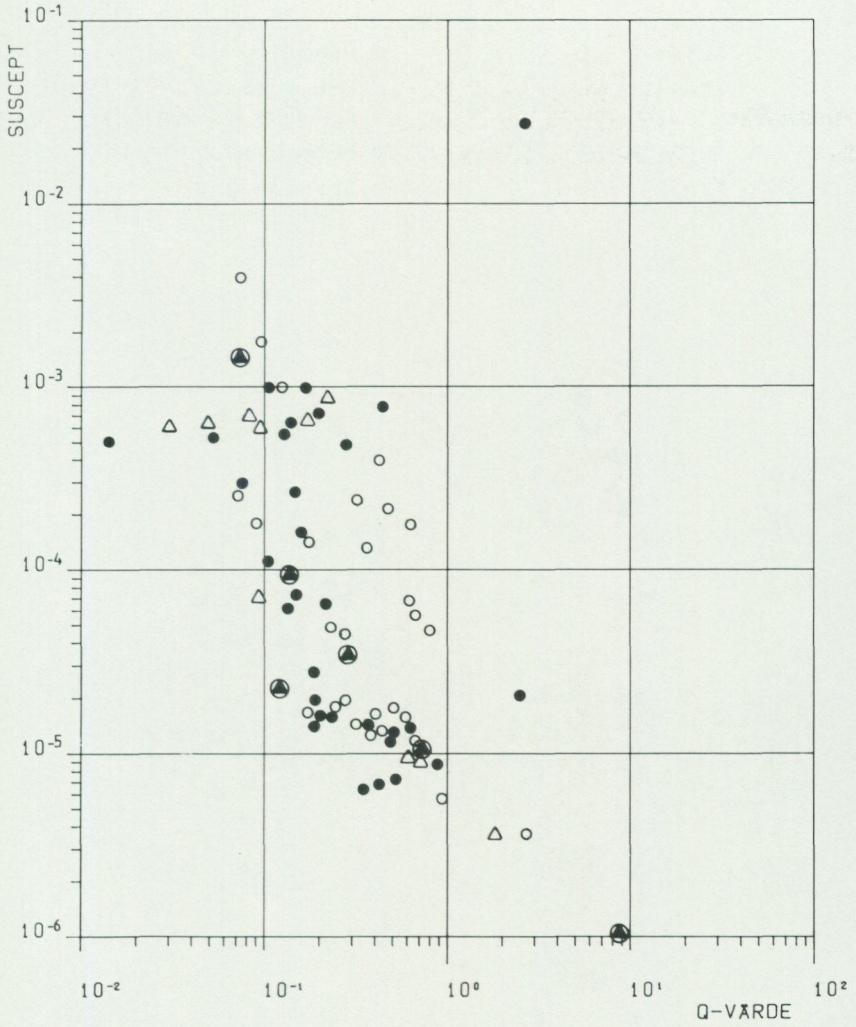


Fig. 16b. Susceptibilitet-q-värdesdiagram för gnejsgranit, leptit och leptitgnejs.

Fig. 16b. Susceptibility-q-value diagram for primorogenic granites (gneiss-granite) and metavolcanites (leptite, leptite gneiss).

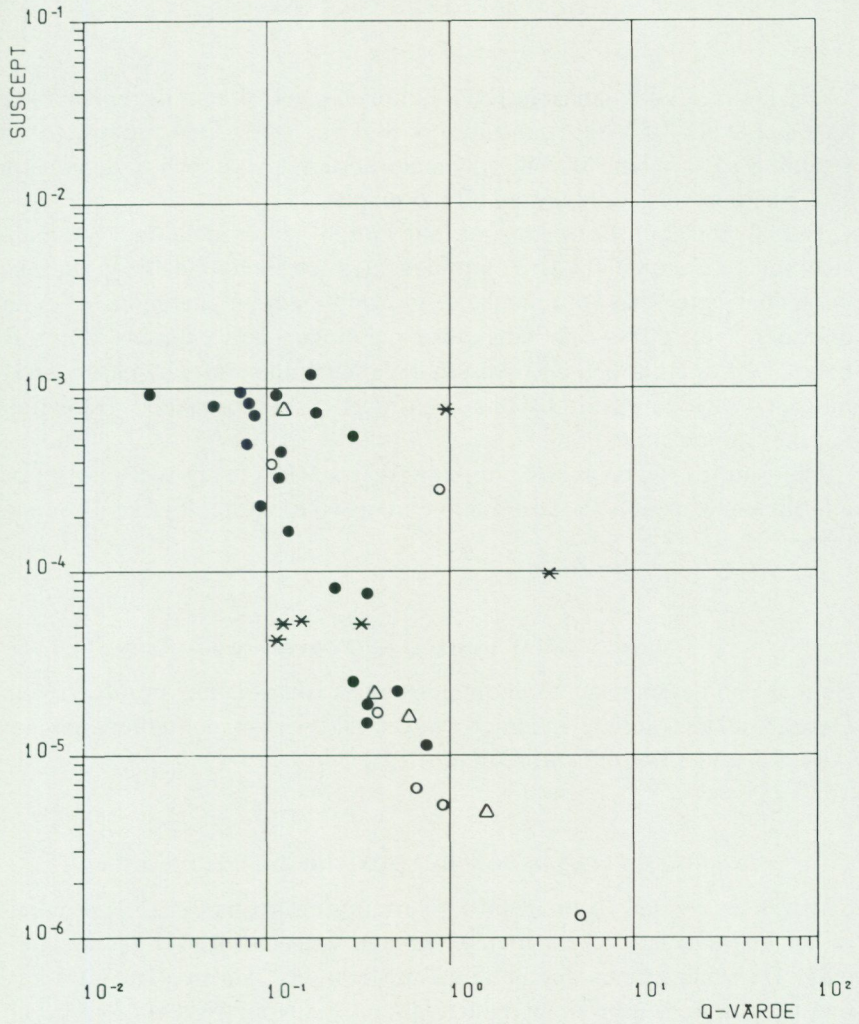


Fig. 17b. Susceptibilitet-q-värdesdiagram för yngre graniter och gabbro med diorit.

Fig. 17b. Susceptibility-q-value diagram for serorogenic granites (Fellingsbro and Malingsbo granites) and gabbro with diorite.

FLYGMAGNETISK TOLKNING

ALLMÄNT

Underlag för den flygmagnetiska tolkningen har varit den flygmagnetiska kartan i skala 1:50 000 framställd av SGU år 1969. Den radiometrisk strålningskartan har liksom gravimeterkartan (Aaro och Lagmansson 1977) lämnat värdefulla bidrag till tolkningen.

Den flygmagnetiska tolkningen har gjorts med avseende på anomali-struktur och anomalinivåer. Områden med parallella och kontinuerliga anomalier betecknas som bandade. Oregelbundet anomalimönster avser områden med diffus bandning, icke parallella band eller avsaknad av band. Diskordanta och enstaka uthålliga anomalier får gångliga beteckningar. Vid tolkningen bestäms även magnetiska kontakter, dislokationer och stupningar.

Den slutliga flygmagnetiska tolkningskartan (fig. 18) bygger ej blott på all tillgänglig geofysisk information utan även på geologiska observationer.

OMRÅDEN MED BANDAD ANOMALISTRUKTUR

Bandat anomalimönster förekommer endast i kartbladets nordöstra del. Detta bandade område stämmer mycket väl överens med ytbergarternas (väsentligen leptiternas) utbredning.

OMRÅDEN MED OREGELBUNDEN ANOMALISTRUKTUR


Södra delen av den flygmagnetiska kartan (delrutorna 0-1, f-j) domine-ras av en välavgränsad magnetisk anomali samt en förhöjd gammastrålning. Den magnetiska anomalin stämmer mycket väl överens med Fellingsbrogranitens utbredning i kartområdet. Gravimetriskt skiljer sig Fellingsbrogranitmassivet inom kartbladet föga från omgivande gnejsgranit och torde därför vara tunt. Större blir skillnaden i Bougeranomalier när man kommer till det egentliga Fellingsbromassivet i söder. Där finns följ-aktligen granitens rotzon. Man antar att graniten bildar en svampformad kropp, en diapir (s. 36), med foten inom kartbladet Örebro NO och en del av den åt sidorna utspetsande hatten norr därom.


Närmast norr om Fellingsbrograniten (delrutorna 1-2, f-g) förekommer en magnetisk anomali, som delvis har samma intensitet och karaktär




BANDAT ANOMALIMÖNSTER
BANDIED ANOMALY PATTERN

Magnetisering
Magnetization


 Måttlig — Intermediate


 Tydlig bandning — Well-defined banding


 Diffus bandning — Diffuse banding

OREGLUBUNDET ANOMALIMÖNSTER
IRREGULAR ANOMALY PATTERN


Magnetisering
Magnetization


 Mycket låg — Very low

 Låg — Low


 Måttlig — Intermediate


GÅNGLIKT ANOMALIMÖNSTER
DYKE-LIKE ANOMALY PATTERN


 Tydlig — Well-defined

 Mindre tydlig — Diffuse


MAGNETISKA DISLOKATIONER
MAGNETIC DISLOCATIONS


 Regional utsträckning — Regional extension

 Tydlig — Well-defined

 Mindre tydlig — Diffuse

MAGNETISKA STUPNINGAR
MAGNETIC DIPS

 Vertikal — Vertical

 Brant — Steep


 Måttlig — Moderate

Fig. 18. Flygmagnetisk tolkningskarta Lindesberg SO.

Fig. 18. Aeromagnetic interpretation map Lindesberg SO.

som den av Fellingsbrograniten orsakade magnetiska anomalin. Delar av anomalins norra kant är skarp och sammanfaller med framkarterade bergartsgränser. Anomalins östra kontakt är diffus. Delar av den södra kontakten går samman med Fellingsbrogranitens magnetiska anomali. Petrofysiska mätningar på bergartsprover visar liksom strålningskartan och den geologiska karteringen att det anomala området består dels av granit med pegmatit, dels av gnejsgranit genomslagen av granitgångar. Den magnetiska anomalins flikiga form tyder på att graniten har ringa mäktighet.

Området från Tisjön (1j) fram till Våltorp (3i) i norr begränsas mot öster av ytbergarter och mot väster av en gånglik magnetisk anomali, sannolikt orsakad av diabas. Området är mycket homogent och genomgående lågmagnetiskt. Tyngdkraftskartan (Aaro och Lagmansson 1977) visar ett tydligt maximum. Anomalin orsakas av gnejsgranit med låg susceptibilitet och hög densitet ($2.70\text{--}2.75\text{ g/cm}^3$), vilket svarar mot granodioritisk till kvartsdioritisk sammansättning.

Rent generellt gäller över hela kartbladet att svaga till måttliga magnetiska anomalier hör samman med gnejsgranit av granitisk mineralsammansättning, medan magnetiskt mycket svaga och homogena områden kännetecknas av gnejsgranit med granodioritisk till kvartsdioritisk sammansättning.

GÅNGAR

På den flygmagnetiska kartan framträder tre mycket tydliga, gånglika anomalier, två med NNV-lig orientering och en med nordlig strykning. I söder (inom delruta 0 g-h) uppträder en gånglik anomali med öst-västlig orientering. Denna anomali kan följas in på kartbladet Örebro NO, där den bildar en tydlig gång och orsakas av diabas.

De anomalier som är smala, tydliga och har NNV-liga eller nordliga orienteringar tillhör en större gångsvärm. Denna kan på de flygmagnetiska kartorna följas genom hela Bergslagen, en sträcka av 10–15 mil.

Diabas med öst-västlig strykning uppträder rikligt söder om Lindesbergsbladen. Gångsystemet har en regional längdutsträckning av 5–10 mil.

Petrofysiska undersökningar som utförts på diabasgångar inom kartbladen Västerås SV, Lindesberg, Ludvika och Falun visar att diabas med nordlig strykning i fråga om densitet och magnetiska egenskaper entydigt skiljer sig från den NNV-liga diabasen. De flygmagnetiska kartorna över

Bergslagen visar tydligt att diabas med nordlig strykning oftare har störts av förkastningar än diabas med NNV-lig orientering. Dessa observationer tyder på minst två till tiden starkt skilda intrusionsfaser.

DISLOKATIONER

Förutsättningen för tolkning av dislokationer på den flygmagnetiska kartan är magnetiska strukturer. Endast de nordöstra och södra delarna av kartbladet medger direkt en sådan tolkning.

Två mycket sannolika dislokationsriktningar har kommit fram när den flygmagnetiska kartan tolkats. Dessa är N 40° Ö och N 50–60° V. I kartbladets nordöstra hörn uppträder en dislokation av regional karaktär med riktningen N 25° V.

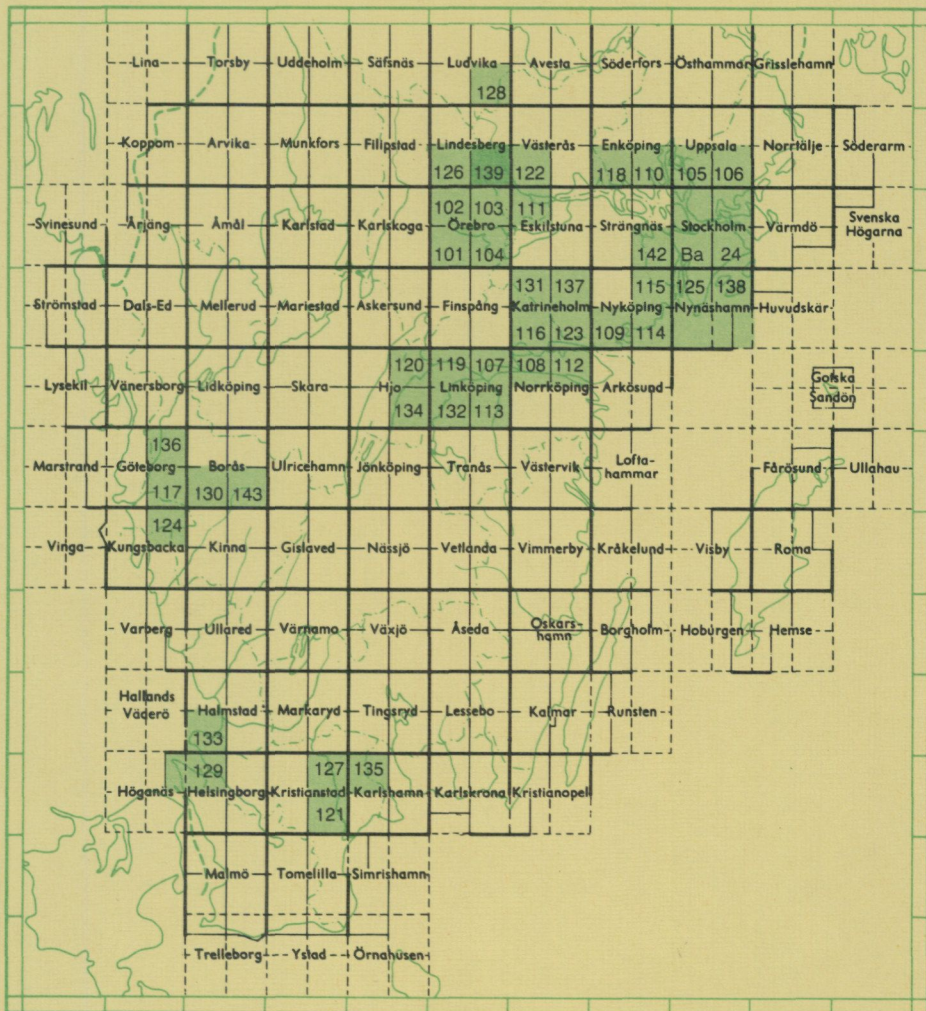
Den östra av de NNV-ligt orienterade diabaserna följer delvis en äldre dislokationsriktning.

En regional dislokation skär tydligt genom Fellingsbrogranitens sydvästra del. De petrofysiska egenskaperna densitet och susceptibilitet visar klart högre värden väster om dislokationen än öster om den, vilket vittnar om en vertikal förskjutning.

LITTERATUR

- AARO, S., och LAGMANSSON, M., 1977: Gravimeterundersökningar inom Bergslagstravinsen. – Styrelsen för teknisk utveckling (STU) 75 – 5084. Slutrapport
- HENKEL, H., och MANNBY, B., 1976: Paramettermätning, instruktion och dokumentation, del II. Rutinmässig paramettermätning i laboratoriet. – Sveriges geologiska undersökning (SGU), intern rapport.
- HENKEL, H., and GUZMÁN, M., 1977: Magnetic features of fracture zones. – *Geoexploration* 15, s. 173–181.
- HENKEL, H., and NISCA, D., 1978: A rock sample orientation system used by the Geological Survey of Sweden. – Sveriges geol. undersökning, serie C, nr 740.
- LUNDEGÅRDH, P. H., och NISCA, D., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och geofysiska kartorna Västerås SV. – Sveriges geol. undersökning, serie Af, nr 122.
- LANDSTRÖM, O., LARSON, S. Å., LIND, G., and MALMOVIST, D., 1979: Värmeflöde i berg. Geologiska institutionen, Chalmers tekn. högskola, Göteborgs universitet. Publ. B 137.
- WERNER, S., 1963: Aeromagnetic mapping by the Geological Survey of Sweden. Methods and general considerations. – *Geoexploration* 1, s. 21–31.

Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



PRISKLASS B

Distribution
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 UPPSALA

LiberKartor
162 89 STOCKHOLM

ISBN 91-7158-294-0
ISSN 0586-1543