

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 130

STELLAN AHLIN

BESKRIVNING TILL  
BERGGRUNDSKARTAN

BORÅS SV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

BORÅS SV

MED ETT AVSNITT OM GEOFYSIK AV VERNER SØNDERGAARD

WITH A SECTION ON GEOPHYSICAL ASPECTS BY VERNER SØNDERGAARD



UPPSALA 1980

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

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

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING  
Box 670  
751 28 UPPSALA  
Telefon 018-15 52 80

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD  
SKALA 1:50 000  
Serie Af · Nr 130

STELLAN AHLIN

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN**

**BORÅS SV**

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS  
BORÅS SV

MED ETT AVSNITT OM GEOFYSIK  
AV VERNER SØNDERGAARD

WITH A SECTION ON GEOPHYSICAL ASPECTS  
BY VERNER SØNDERGAARD

UPPSALA 1980

ISBN 91-7158-203-7

ISSN 0586-1543

## INNEHÅLL

Summary .....	5
Förord .....	9
Sammanfattning .....	10
Allmänt om kartbeteckningarna .....	16
Kartans hållbild .....	16
Bergartsbeskrivningar .....	18
Östra gnejsblocket .....	18
Ytbergartsgnejser .....	18
Metagabbro, metadiorit och ultrabasit, ställvis migmatitiserade .....	19
Granit, granodiorit och tonalit, vanligen förgnejsade .....	22
Fältspatrik granit, vanligen förgnejsad .....	23
Regional fördelning av gnejserna .....	26
Metabasit med diabastextur .....	26
Metagabbro utan migmatitisering .....	27
Migmatiter .....	28
Pegmatit .....	32
Genetisk tolkning av gnejserna i det östra blocket .....	33
Västra gnejsblocket .....	35
Mylonitzonen .....	36
Sandstensfyllda sprickor .....	37
Stratigrafi .....	37
Mineralogi .....	39
Mineral i sura och intermediära bergarter .....	39
Textur i gnejser .....	46
Mineral i metabasiter .....	47
Mineral av retrograd typ .....	51
Sprickfyllnadsmineral .....	52
Geokemi .....	52
Metamorf grad .....	64
Magnetit .....	66
'Jerngnejs och hornblendegnejs' - några synpunkter på äldre kartmaterial .....	69
Vecktekonik .....	70
Spricktekonik .....	71
Topografi .....	75
Berggrundens inverkan på jordarter och vegetation .....	78
Praktiska synpunkter på kartbladets berggrund .....	79
Nyttosten .....	79
Pegmatiter och fältspatrika gnejser ur ekonomiskt geologisk synpunkt .....	79
Bergarternas tekniska egenskaper .....	79
Berggrundens vattenföring .....	83
Mineraliseringar .....	85
Geofysik. Av Verner Søndergaard .....	87
Bergarternas fysikaliska egenskaper (petrofysik) .....	87
Densitet .....	87
Magnetiska egenskaper .....	90
Remanens .....	91
Susceptibilitet jämförd med densitet .....	91
Susceptibilitetens anisotropi .....	93
Susceptibilitet och oxidationsgrad .....	98
Susceptibilitet mätt på håll (in situ) .....	99
Tolkning av den flygmagnetiska kartan .....	102
Regionala gravimetermätningar .....	106
Slutsatser av de geofysiska undersökningarna .....	108
Exkursionslokaler .....	110
Litteratur .....	112

## SUMMARY

The bedrock of the investigated area mainly consists of gneisses which are 1 600 Ma, or older. Minor areas of metabasites occur as well. The area is part of a major region of gneisses, which may have fundamental properties in common with the rocks of the investigated area. The region is referred to as the 'east gneiss region'.

The oldest geological unit comprises supracrustal gneisses, which occur sparsely. The field identification is hampered by transformations due to subsequent processes. The supracrustal gneisses are in cases arenitic, and calcareous varieties occur as well. They are thus interpreted to be at least partly sedimentary. The oldest intrusive rock type is gabbro, which in places is differentiated into ultrabasic rocks and anorthositic gabbro. The geochemical trend of the gabbro – ultrabasic suite consists of increasing Mg, Cr, Co and Ni combined with decreasing SiO<sub>2</sub> and V. A subsequent phase of the geological evolution is marked by the intrusion of a granitoid magma, which, considering total volume, dominates the terrain. The magma was differentiated according to the calc-alkali trend, with granite, granodiorite and quartz-monzodiorite. Geochemical compositions and trends of the rocks are in accordance with the described differentiation. Thus, *mg/si*, K/Rb, Cr/Mg, and Zr/K follow trends which are typical of comparable rocks. The amount of zirconium is, however, generally higher than in some adjacent areas. The mean amount in granodiorite and granite is 300 and 600 ppm of zirconium, respectively. In the differentiation there seems to have occurred a separation of parts with different degree of oxidation (the ratio Fe<sup>2+</sup> to Fe<sup>3+</sup>, with Mg considered, see Fig. 20).

The differentiated granitoid rocks were subsequently folded and deformed. They occur as elongated bodies of different composition that may have considerable extension. Several subsequent deformations were imposed on the rocks, and possibly an event of basic intrusions. A tectonic phase with dominant imprint on the rocks was ended with a migmatization. The development of neosome is abundant in many rocks, and even ultrabasic rocks have been migmatized. Sometimes the rocks are totally recrystallized, and all structures prior to the migmatization are obliterated. The metamorphic conditions during this process were characterized by a temperature around 600°C, and a pressure around 9 kb, which corresponds to a load of some 30 km of overlying bedrock. The mineral assemblage of the gneisses is accordingly quartz, microcline, plagioclase (An 30 or less, depending on how salic the rock is), biotite, hornblende, epidote, and magnetite. Minerals of the metabasites are plagioclase, clinozoisite, biotite, hornblende, and garnet. Clinopyroxene and olivine may occur in ultrabasic rocks. Olivine has frequently been retrogressively altered to serpentine and magnetite. Textures of the rocks indicate equilibrium between the mineral phases. Exceptions occur, however, in a tectonic zone in the western part of the area, and in ultrabasic rocks with olivine.

Gabbro intruded as a final event during the migmatization. The bodies of this gabbro are thus only marginally metamorphosed and altered. The rock is, however, often cut by pegmatite that seems to be of the same type that generally marks the end of the migmatization. In some areas the amount of pegmatite is 5 to 10 per cent of the bedrock. Pegmatite generally occur as dikes, which are 1 to 5 m across, but larger bodies are also found. Subsequent to the formation of the pegmatite, deformation has occurred in some restricted areas, especially in the tectonic zone in the westernmost part of the investigated area. Intrusion of pegmatite has occurred after this episode of deformation.

At least two phases of deformation and development of mylonite have occurred in the tectonic zone. The deformation has produced a strongly sheared, fine-grained rock, with mylonitic texture in part and with distinctly different geophysical properties (see below). The rock-forming processes ended (with some minor exceptions) at this stage, but processes of erosion have worked until present time. Erosion to approximately the present level was completed 900–600 Ma ago, forming a peneplane. During long periods after, no erosion occurred, but on the contrary deposition of sediments. The area lay below sea level during several hundred million years in a subsequent period. Probably in the former, Cambrian, part of this period, development of sandstone dykes took place. In post-Cambrian time faulting occurred, with uplift as well as downfaulting of blocks. During the Tertiary (70–4 Ma), the area was emerged land, with the Precambrian basement covered by sedimentary rocks (Palaeozoic sandstone, shale, limestone) which had been produced by diagenesis of the sediments. These rocks, and erosion products of them, covered the solid rocks and protected them from weathering. Deep weathering occurred, however, in fracture zones. This erosion disintegrated the rocks close to the fracture zones, broadening the zone of weak rocks further. During the Quaternary, glacial erosion removed the sedimentary rocks almost totally, as well as the soils derived from these. The underlying bedrock became naked, the fracture zones hollowed out, and glacial erosion also gave some imprint on the bedrock morphology.

A field of use for the rocks of the area is the production of macadam. Technical properties of different rock types have been investigated, and a minor amount of these have favourable properties in this aspect. Gneiss-granites with high amounts of microcline have a potential value as a raw material for ceramic industries. Some ore minerals and elements of value occur, but in small amounts (copper, uranium, vanadium and chromium). Some varieties of the gneiss-granite can be used as building and pavement stones.

Basic geophysical data have been collected as aeromagnetic and gravity registrations, and as laboratory measurements on samples of the rocks. The technical information concerning the aeromagnetic registrations has been given by Werner (1963). Regional gravity measurements were carried out with a station spacing of roughly 2 km. Measurements of physical properties of rocks such as density, magnetic susceptibility and remanence were made on 675 samples (Figs. 27 and

29). The knowledge about these properties is important, because each of them is the source of a potential field intrinsic to the body possessing the property and acting at a distance from it. An interpretation of gravity field or magnetic field anomalies in terms of rocks occurring in the investigated area, is impossible without sufficient knowledge about the above-mentioned parameters.

The density distribution of the granitoids in the area (Fig. 27) is skewed to the right with a frequency maximum at  $2.66 \text{ g/cm}^3$ . Very few samples with densities in the interval  $2.9\text{--}3.0 \text{ g/cm}^3$  are recorded. An interesting point is the frequency maximum at  $3.09 \text{ g/cm}^3$ , which shows that the basic rocks in the map area are more mafic than the corresponding rocks in neighbouring areas to the west, i.e. the map-sheet 7B Göteborg SO (Samuelsson 1978a). The susceptibility of the rocks varies from  $10^{-6}$  to  $3 \cdot 10^{-3}$  cgs-units. Both of these extreme values are reached by very acid rock types (Fig. 30).

An important relationship between susceptibility and density has been established, namely that the maximal obtainable susceptibility decreases with increasing density, as far as the granitoids are concerned (Fig. 30). The basic rocks have high or low susceptibility, due to different compositions and different degree of alteration. The low-susceptibility members of the basic rocks are most often amphibolites, which contain paramagnetic minerals and little or no ferromagnetic minerals. Basic rocks with high susceptibility sometimes contain olivine, which has been altered to serpentine and magnetite (Fig. 18).

A special investigation was made in order to test whether any relationship between oxidation level and susceptibility could be detected. The degree of oxidation (Figs. 20 and 34) has a certain correlation with the susceptibility level. However, the mineralogical background to the observed condition could be further investigated.

A study was made on the anisotropic character of the susceptibility of the rocks from the mylonite zone (Figs. 31 and 32). The anisotropy of the susceptibility is there due to influence from the stress field related to the formation of the mylonite zone. It was found that the anisotropy of the susceptibility was extraordinarily increased in a 4–5 km broad belt across the zone. The directions of the principal axes of susceptibility are useful for the interpretation of the ancient stress field.

The magnetic remanence of the rocks has generally no importance as far as the interpretation of the aeromagnetic map is concerned. It has been noticed, however, that some rocks possess a considerable remanence. This is probably of chemical origin, resulting from retrogressive metamorphic processes.

The interpretation of the aeromagnetic map is founded on the knowledge about the petrophysical properties of the rocks. The map displays the demarcation of different magnetic patterns (banded, irregular, or dyke-like) and relative levels of

magnetization. Further, dislocations, contacts between rocks of different magnetization and dip of contacts, are identified on the aeromagnetic map. An interpretation is given in Fig. 37. The patterns of the magnetic anomalies can be characterized as banded, although sometimes vague. The banding is due to the variation of the susceptibility between intermediate and very low values. The direction of the anomalies show the strike of the rocks. The larger scale tectonic features such as folding are revealed by the geographic orientation of the magnetic anomalies. A good example is found in the northeastern part of the map, where an east-dipping fold is indicated by positive magnetic anomalies.

The level of magnetization is intermediate to very low. The highest magnetization occurs in the westernmost part of the map in connection with the mylonite zone. The central part of the map is dominated by a magnetic field strength above the normal level. When this anomaly is analysed, it becomes clear that it is due not only to superficial rocks of intermediate susceptibility, but rather to the effect of large volumes of deep-seated rocks of intermediate susceptibility. The horizontal gradient of the field at the flanks is too small to be caused only by superficial rocks. Variations of susceptibility between superficial rocks give rise to the numerous low-intensity anomalies on top of the positive magnetic anomaly of regional extent.

In the southeastern part of the investigated area, a positive anomaly occurs, which can only be the result of a deep-seated structure. The small horizontal gradient of the magnetic field is in accordance with this interpretation. A control of the interpretation has been carried out by means of *in situ* susceptibility measurements, indicating too low susceptibility of the outcrops to cause such an anomaly (Fig. 36).

Dislocations can only be observed in connection with rocks of sufficient difference of magnetization levels. This is because reference structures are the principal tool of identification. A number of dislocations have been identified on the map, some of them known from the geological field work, others identified on the geophysical maps solely.

Information from aeromagnetic and ground magnetic measurements, together with the knowledge of the petrophysical properties of the rocks in the area, have to be considered in combination. They may then provide a basis for structural models. A model of the three-dimensional distribution of rock types has been constructed. Only the most acid types of the granitoids can have a susceptibility high enough to give rise to the dominating positive magnetic anomaly. This interpretation is strongly supported by the corresponding minimum anomaly of the gravity map (Fig. 39). Because of the very rapidly changing characters of the rocks exposed, it is important to get a more generalized view provided by the geophysical measurements.

## Förord

Användandet av geologiska facktermer i framställningar som denna, kan och har diskuterats. Att undvika dem är närmast omöjligt, om inte texten skall vimla av otympliga omskrivningar. Den uppenbara nackdelen med dem är å andra sidan, att texten kan bli svårtillgänglig för andra än geologer av facket. Författaren har visserligen sökt finna lämpliga framställningsformer för de olika ämnen som behandlats. Beträffande facktermer och grundläggande resonemang vill han dock hänvisa till populärvetenskaplig litteratur, som Lundegårdh m. fl. 1978, Lundqvist 1976, och Magnusson m. fl. 1963.

Materialet till berggrundsgeologiska bladet Borås SV redovisas i en geologisk, [en spricktekonisk (strukturgeologisk)], och en flygmagnetisk karta, samt föreliggande beskrivning. Fältarbetet har bedrivits i skala 1:10 000, och grundmaterialet, med därtill hörande dagboksanteckningar, är i många fall mer detaljerat än kartredovisningen. Ett omfattande geokemiskt och geofysiskt analysmaterial återges här endast i sammanfattning men återfinns i sin helhet i SGU:s arkiv.

Kartläggningen skedde under tiden 1974 till 1976 och leddes av L. Samuelsson, åren 1975 och 1976 biträdd av S. Ahlin. Kartan ställdes åren 1976 till 1978 samman av den senare. Fältarbetet utfördes av S. Ahlin samt extrageologerna J. Brouzell, Inger Lundqvist och Marianne Lindström. L. Samuelsson och Th. Lundqvist har bidragit med synpunkter på samtliga delar av arbetets utformning. Karteringsproblem och bergartsklassificeringar har diskuterats med P. H. Lundegårdh. R. Gorbatshev, Geologiska Institutionen i Lund, har belyst grundläggande frågeställningar och L. Malmström, samma institution, har gett synpunkter på magnetit som metamorft mineral. De kemiska analyserna har utförts vid SGU:s laboratorium. Ekonomiska bergarter och mineral har diskuterats med A. Shaikh och S. Modig har bidragit till avsnittet om berggrundens vattenföring. Morfologi har diskuterats med S. Rudberg, Geografiska Institutionen, Göteborgs Universitet. J. Brouzell har bidragit med synpunkter på vissa frågeställningar, främst gällande migmatiter. Inger Lundqvist har biträtt vid bearbetandet av materialet, bl. a. beträffande mineralogin. U. Eliasson och T. Hallingbäck, Botaniska Institutionen, Göteborg, har lämnat synpunkter på områdets flora. S. Larkin har bearbetat kemanalyserna datatekniskt. Kerstin Berntsson, Göteborg, har ritat kartmanu-

skriptet och Lisbeth Hillén renskrivit textmanuskriptet, som därefter genomgått och reviderats av P. H. Lundegårdh.

De flygmagnetiska mätningarna utfördes år 1973 av SGU:s flygmätningsssektion. Mätmetoden har beskrivits av S. Werner (1963). Sommaren 1978 företogs en regional kartläggning av tyngdkraftsfältet av B. Anghed och Birgitta Nilsson. De fysikaliska parametrarna densitet, susceptibilitet och remanens har på 675 prover från området mätts vid SGU:s parametermätninglaboratorium. Mätningarna utfördes av B. Rönnlund (Malå) och L. G. Lundmark (Luleå). Orienterade prover för specialundersökningar har insamlats av V. Søndergaard, och mätningarna har utförts av G. Bylund, Lunds Universitet. J. Claréus har bidragit med hälsusceptibilitetsmätningar samt databearbetningar av parametermätningar. Databehandlingen av gravimetermätningarna har utförts av M. Lagmansson. H. Henkel har bidragit med synpunkter på samtliga delar av det geofysiska arbetets utformning. Tolkningen av den flygmagnetiska kartan, liksom slutsatser av de geofysiska undersökningarna, har tillkommit i samarbete mellan S. Ahlin och V. Søndergaard.

### Sammanfattning

Det undersökta områdets berggrund består främst av gnejser, vilka är 1 600 miljoner år gamla eller äldre. Mindre partier av basiska bergarter förekommer dessutom. Området ingår i en region av gnejsbergarter, den s. k. östra gnejsregionen, vilken i sin helhet kan ha samma principiella uppbyggnad som undersökningsområdet.

Som äldsta bergartsled uppträder mycket sparsamt suprakrustala gnejser, vilka genom senare omvandlingar blivit svårtolkade. Dessa är åtminstone delvis av sedimentärt ursprung, vilket antyds av att kvartsrikare och ibland kalkiga led ingår i dem. Som intrusioner i de nämnda gnejserna uppträder gabbro med ultrabasiska och gabbro-anortositiska differentiationsprodukter. I differentiationstrenden mot ultrabasisisk sammansättning ökar Mg, Cr, Co och Ni samt minskar SiO<sub>2</sub> och V. I en senare fas av den geologiska utvecklingen skedde intrusioner av granitoidmagma, vars material nu dominerar volymmässigt. Granitoiderna är geokemiskt differentierade enligt kalk-alkalitrenden och har sammansättningar, som är granitiska, granodioritiska och kvartsmonzodioritiska. Geokemiska sammansättningar och trender hos bergarterna är i enlighet

med den beskrivna differentiationen, varvid  $mg/si$ ,  $K/Rb$ ,  $Cr/Mg$  och  $Zr/K$  följer de för motsvarande bergarter typiska trenderna. Halten av zirkonium är dock generellt högre än i vissa angränsande områden. Genomsnitt för granodiorit och granit är 300 respektive 600 ppm zirkonium. Vid differentiationen tycks en uppdelning ha skett i partier med olika oxidationsgrad (förhållande mellan  $Fe^{2+}$  och  $Fe^{3+}$ , med hänsyn tagen till halten av  $Mg$ ).

Magman differentierade i partier av olika sammansättning, och dessa har senare ytterligare deformerats och veckats. De föreligger alltså idag som ibland rätt uthålliga stråk av gnejsgranit med varierande sammansättning. Flera deformationsfaser drabbade berggrunden, och i en fas av utvecklingen troligen också basiska intrusioner. En kraftig tektonisk fas avslutades med en migmatitisering, som i de flesta bergarter är kraftig, med riklig utbildning av neosom. Också områdets ultrabasiter kan vara kraftigt migmatitiserade, och strukturer, som är äldre än migmatitiseringen, har ofta lösts upp. De metamorfa betingelser, som rådde under denna process, innebar temperaturer kring  $600^{\circ}C$  och tryck omkring 9 kb, motsvarande en belastning av bergmaterial till en mäktighet av 30 km. Mineralen i gnejserna är följaktligen kvarts, mikroklin, plagioklas (An 30 och mindre, beroende på surhetsgrad), biotit, hornblände, epidot och magnetit. Mineralen i metabasiterna är plagioklas, klinozoisit, biotit, hornblände och granat. Klinopyroxen och olivin kan förekomma i ultrabasit. Olivin är oftast retrogradomvandlat till serpentin och magnetit. Mineralfogning och textur i huvuddelen av gnejserna och metabasiterna antyder jämviktsparageneser. Undantag föreligger i en tektonisk zon i områdets västra del, samt i de olivinförande metabasiterna.

Vid migmatitiseringsfasens slut skedde en intrusion av en typ av gabbro, som metamorfoserats endast marginellt. Den klipps dock av en pegmatit, som förefaller att höra till samma typ, som genomgående avslutar migmatitiseringsprocessen. I vissa områden är andelen pegmatit i berggrunden 5 till 10 procent. Bergarten förekommer främst i form av 1 till 5 m breda gångar, men enstaka större kroppar finns också. Efter pegmatitbildningen har i vissa begränsade områden ytterligare deformation skett. Detta gäller främst den tektoniska zonen i områdets västra del, men lokalt ses också viss tektonisering på andra håll. En typ av pegmatit är yngre än denna tektoniseringsfas. I den tektoniska zonen har deformation och mylonitisering skett vid åtminstone två skilda tillfällen. Effekten av mylonitiseringen iaktas i fält som utvalsning och kornförminskning,

mikroskopiskt som deformationsstrukturer, men kan också mätas geofysiskt (se nedan).

Den geologiska utvecklingen avslutades i stort sett med den sista tektoniska fasen, men nedbrytande processer har fortsatt in i vår tid. Erosionen till i stort sett nuvarande marknivå avslutades redan för 900–600 miljoner år sedan. Under ganska långa perioder därefter skedde ingen erosion utan tvärtom deposition, avlagring av sediment. Området låg i en efterföljande period under havets nivå i flera hundra miljoner år. Troligen i början av denna period, under kambrium, bildades sandstensgångar. Någon gång under postkambrisk tid har blockrörelser skett med såväl upplyftning som nedsänkning av partier i berggrunden. I tertiär tid (för 70–4 miljoner år sedan) utgjorde området land. Urberget var då täckt av de sedimentära bergarter (paleozoisk sandsten, skiffer, kalksten), som bildats ur de ovan nämnda sedimenten. Dessa bergarter, och vittringsprodukter från dem, täckte urberget och skyddade det för vittring. I sprickzoner skedde dock djupvittring. Av sprickor anvisade svaghetszoner blev alltså ytterligare markerade. Under kvartär tid skedde en omfattande glacial erosion, genom vilken de sedimentära bergarterna i nästan fullständig utsträckning fördes bort av isen. Den underliggande urbergsreliefen preparerades fram. Glacialerosionen gav också vissa nya formelement åt berggrunden.

Ett praktiskt användningsområde har områdets bergarter som råmaterial för krossten. Tekniska materialegenskaper hos olika bergarter har undersökts, och en mindre del av dessa har goda sådana egenskaper. Gnejsgraniter med hög halt av mikroklin har potentiellt värde som råvara för keramisk industri. Vissa malmineral och grundämnen av ekonomiskt värde förekommer, dock i låga halter och troligen med små totalmängder (koppars, uran, vanadin och krom). Vissa varianter av gnejsgraniten kan uttas som kanthuggen sten.

Grundläggande geofysiska data har samlats in i form av flygmagnetiska och gravimetriska mätningar samt tillkommit genom laborativa mätningar på bergartsprover. Det tekniska utförandet av de flygmagnetiska mätningarna har beskrivits av Werner (1963). De regionala gravimetriska mätningarna hade ett genomsnittligt avstånd mellan mätstationerna av 2 km. Laborativa mätningar av vissa fysiska egenskaper hos bergarterna, nämligen densitet, susceptibilitet och remanent magnetisering, utfördes på 675 prover (fig. 27 och 29). Kunskapen om dessa egenskapers fördelningsmönster är viktig, därför att var och en av dem bildar ett geofysiskt

fält, som är karaktäristiskt för den undersökta bergartskroppen. Fältet kan mätas på avstånd. Tolkning av tyngdkrafts- eller magnetiska anomalier i anslutning till det undersökta områdets bergarter kan inte utföras utan tillräcklig kunskap om bergarternas fysikaliska egenskaper.

Frekvenskurvan för densiteten hos granitoider i området är osymmetrisk och planar åt höger ut mer långsamt (fig. 27). Den har ett maximum vid  $2.66 \text{ g/cm}^3$ . I intervallet  $2.9\text{--}3.0 \text{ g/cm}^3$  förekommer endast ett fåtal bergarter. En intressant punkt i frekvensdiagrammet är ett maximum vid  $3.09 \text{ g/cm}^3$ , som visar att de basiska bergarterna i undersökningsområdet är mer mafiska än 'motsvarande' bergarter i angränsande områden i väster, inom kartbladet Göteborg SO (Samuelsson 1978a). Susceptibiliteten hos bergarterna varierar från  $10^{-6}$  till  $3 \cdot 10^{-3}$  cgs-enheter. Båda extremvärdena hänför sig till mycket sura bergartstyper (fig. 30).

Ett viktigt samband mellan densitet och susceptibilitet har konstaterats, nämligen att för granitoider minskar den högsta möjliga susceptibiliteten med ökande densitet (fig. 30). De basiska bergarterna kan uppvisa hög eller låg susceptibilitet, beroende på olika sammansättning och olika grad av omvandling. Basiska bergarter med låg susceptibilitet är vanligen amfiboliter, vilka innehåller enbart paramagnetiska mineral. Basiska bergarter med hög susceptibilitet innehåller ibland olivin, vilken är omvandlad till serpentin och magnetit (fig. 18).

En specialundersökning har utförts till belysning av det eventuella sambandet mellan oxidationsgrad och susceptibilitet. Oxidationsgraden hos granitoider (fig. 20 och 34) har en viss korrelation med susceptibiliteten. De mineralogiska sambanden bakom detta förhållande borde dock belysas med ytterligare studier.

Speciellt intresse har vidare ägnats åt susceptibilitetens anisotropi hos mylonitzonens bergarter (fig. 31 och 32). Den nämnda anisotropin beror på inverkan från det stressfält, som präglat mylonitzonen. Mätningar visar, att susceptibiliteten har en kraftigt förhöjd anisotropi i ett omkring 5 km brett bälte tvärs över mylonitzonen. Riktningen hos susceptibilitetens anisotropi ger upplysningar om det stressfält, som präglat bergarten.

Bergarternas magnetiska remanens har vanligen ingen betydelse för tolkningen av undersökningsområdets flygmagnetiska karta. Det har dock konstaterats, att en del bergarter uppvisar en avsevärd remanent magnetism. Denna är troligen av kemisk karaktär och har då uppkommit genom retrograda omvandlingsprocesser.

Tolkningen av den flygmagnetiska kartan måste baseras på kunskap

om bergarternas petrofysiska egenskaper. Tolkningen består i urskiljandet av olika magnetiska mönster (bandade eller oregelbundna strukturer) och olika magnetiska nivåer. Vidare identifieras kontakter mellan bergarter med olika magnetisering, kontakternas orientering, samt dislokationer. En tolkning redovisas i fig. 37. Mönstret hos de magnetiska anomalierna kan karaktäriseras som bandat, men ibland ganska svagt. Bandningen beror på variationer i susceptibilitet mellan intermediära och mycket låga nivåer. Riktningen hos anomalierna visar bergarternas strykning. De storskaliga strukturerna kommer alltså fram genom de magnetiska anomaliernas geografiska orientering. Ett tydligt exempel finns i undersökningsområdets nordöstra hörn, där ett åt öster stupande veck markeras av positiva magnetiska anomalier.

Magnetiseringens nivå i undersökningsområdet är intermediär till mycket låg. Den högsta graden av orientering förekommer i den västligaste delen, i anslutning till mylonitzonen.

I områdets mitt finns ett parti, i vilket den magnetiska fältstyrkan vanligen är högre än medelvärdet för undersökningsområdet i dess helhet. Vid analys av denna anomali framkommer, att den inte enbart beror på ytnära bergarter med intermediär susceptibilitet utan även, och snarare, på effekten av stora volymer av djupliggande bergarter med sådan susceptibilitet. Den horisontella gradienten hos fältet är på sidorna alltför liten för att orsakas enbart av ytnära bergarter. Variationer i susceptibilitet mellan ytnära bergarter ger upphov till många små anomalier med låg intensitet, som adderas till den regionala, positiva, magnetiska anomalin.

I den sydöstra delen av undersökningsområdet förekommer en positiv anomali, vilken bara kan åstadkommas av en djupliggande struktur. Tolkningen bekräftas av den låga horisontella gradienten hos det magnetiska fältet. Tolkningen har kontrollerats med in situ-mätningar av susceptibiliteten. De exponerade bergarterna i området har alltför låg susceptibilitet för att orsaka en sådan anomali som den aktuella (fig. 36).

Dislokationer kan i detta område bara iaktas i anslutning till bergarter med tillräcklig skillnad i magnetiseringsnivå, därför att referensstrukturer är en grundläggande förutsättning för identifikation av dislokationer. Några sådana har identifierats på kartan, och vissa av dessa är kända från det geologiska fältarbetet medan andra har identifierats enbart geofysiskt.

Informationen från flygmagnetiska och gravimetriska mätningar, liksom kunskapen om de petrofysiska egenskaperna hos bergarterna i om-

rådet, måste kombineras vid en tolkning. En sådan kan t. ex. utgöra en grund för modeller av strukturgeologin. En modell för den tredimensionella fördelningen av bergartstyper har sålunda konstruerats. Endast de suraste typerna av granitoider kan normalt uppvisa en susceptibilitet, som är hög nog för att ge upphov till den dominerande positiva magnetiska anomalin. Denna tolkning styrks av ett motsvarande minimum på den gravimetriska kartan (fig. 39). Eftersom de exponerade bergarterna har en mycket snabbt växlande karaktär, är det viktigt att man erhåller den mer generaliserade bild, som de geofysiska mätningarna kan ge.

## Allmänt om kartbeteckningarna

Den på kartan tillämpade indelningen av bergartstyperna, svarar mot vad som nedan redovisas mer utförligt. Uppställningen i kartans legend har en delvis stratigrafisk innebörd, men stratigrafin diskuteras mer utförligt i ett separat avsnitt.

Geologisk kartredovisning innebär vanligtvis en schematisering av verkligheten. I en så heterogent uppbyggd berggrund som den aktuella kan en enda häll innehålla tre till fyra bergarter, migmatitiserade på flera olika sätt. Det utrymme, som står till buds på kartan, tillåter bara att några få symboler får plats. De förenklingar, som måste göras, är av flera slag. Kartskalen medger, att en kropp med 40 m diameter markeras med en egen begränsningslinje. Konturerna måste följaktligen utgöra en anpassning till kartskalen. Då en bergartsgräns är jordtäckt, har den fått läggas godtyckligt. I de fall, då blottningsgraden är låg, är osäkerheten om vad som är en i kartskalen urskiljbar kropp, och vad som är ett mindre parti, ibland ganska stor. Vad som återges på kartan är därför en tolkning, som baseras dels på observerade hällutgåenden, dels i viss mån också på erfarenhet av vad som är typiskt för området, liksom även på blockobservationer i lokalmoränen. Mindre förekomster av bergarter har markerats som 'stavar', t. ex. metabasit, pegmatit och gnejsgranit. För de två senare bergartstyperna är då också karaktären av intrusion klar. Partier om några få kvadratmeter, eller mindre, vilka är äldre än sitt sidoberg, har betecknats som brottstycken. Beträffande prioritering av olika överbeteckningar har den principen fått gälla, att vad som dominerat också har angetts. Totalt sett ovanliga företeelser har dessutom i viss mån framhållits. På strukturkartan har en sovring av tecknen skett, med en högsta täthet av 7 tecken per kvadratkilometer.

## Kartans hällbild

Vid karteringen har observationskonturer redovisats. Dessa återges på kartan i generaliserat skick. Generaliseringen innebär, att konturerna återges med den utformning, som rittekniskt är möjligt i skalen 1:50 000 (se föregående avsnitt). Vid karteringen har de hällar observerats och beskrivits, som erfordrats för en skäligen överblick över varje områdes geologi. Detta innebär, att i hällfattiga områden har alla befintliga hällar uppsökts, medan i hällrika en viss sovring skett. Vidare kan i ett hällrikt

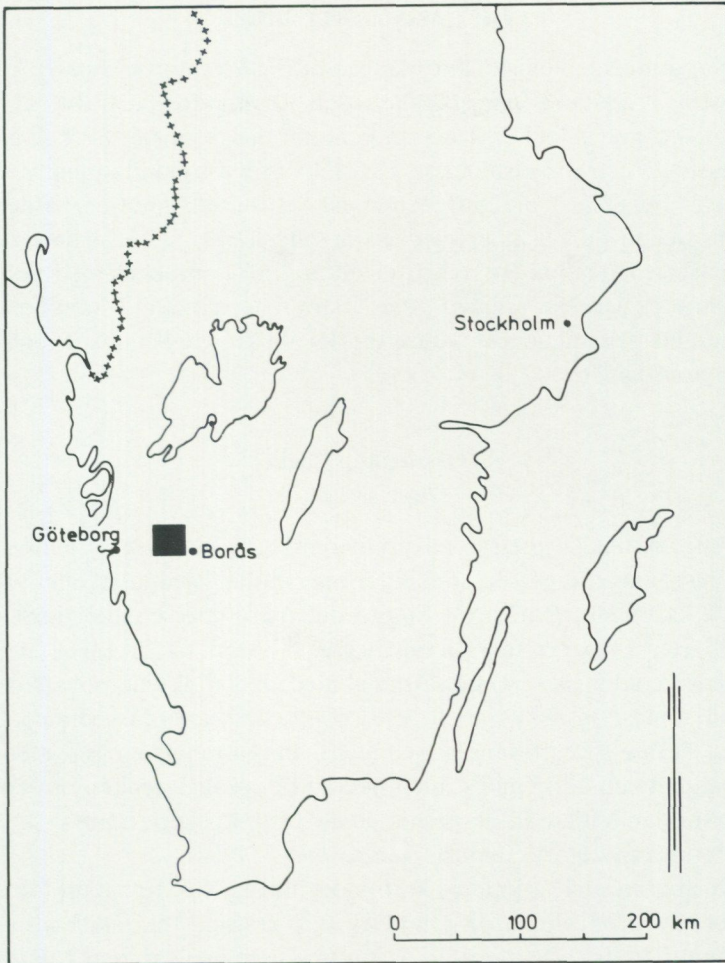


Fig. 1. Kartområdet.  
The map area.

område observationskontur och hållkontur uppvisa skillnader, som innebär att hållen till väsentliga delar men inte i sin helhet observerats. Dessa reservationer är dock i allmänhet utan större praktisk betydelse – observationskonturerna ger approximativt konturerna för blottad håll.

Då en observerad håll varit för liten för att markeras som hållområde, har den någon gång markerats med enbart ett strukturtecken.

## Bergartsbeskrivningar

Det berggrundsgeologiska kartbladet Borås SV omfattar dels ett parti av det östra 'pregotiska' gnejsblocket, dels ett mindre parti av det västra 'pregotiska' gnejsblocket. I texten kommer dessa partier att kallas Östra respektive Västra gnejsblocket. De skiljs åt av mylonitzonen med dess speciella bergarter: mylonit och muskovitiserade gnejser. Åldersrelationen mellan de två gnejsblocken är inte känd, men de kan vara åldersmässigt likställda (se avsnittet 'Stratigrafi'). Blocket med den inom kartområdet största arealen, det Östra gnejsblocket, kommer i det följande att behandlas först, därefter det Västra gnejsblocket, och slutligen mylonitzonen.

### Östra gnejsblocket

#### Ytbergartsgnejser

Med suprakrustala gnejser eller ytbergartsgnejser avses i denna framställning sådana bergarter, som utgör omvandlade sediment eller vulkaniter. På kartbladet Borås SV finns i det östra gnejsblocket inga säkert identifierbara ytbergarter. En typ av gnejs (koord. 64175/13062) har dock en annan geokemisk sammansättning, med en distinkt högre halt av  $\text{SiO}_2$ , än vad som är typiskt (tabell 5:18). Detta kan antyda sedimentärt ursprung, från ett kvartssandigt sediment. Bergarten är en grå, medelkornig, bandad och ådrig gnejs, utan några i fält tydliga tecken på sedimentärt ursprung. Vidare förekommer en del brottstycken, främst i gnejsgraniten, som kan utgöras av ytbergartsgnejs.

I ett angränsande område, kartbladet Borås SO, finns suprakrustala gnejser, även om dessa på grund av den kraftiga rekristallisationen är svåridentifierbara. De utgör bl. a. intermediära gnejser med kalkiga led.

Metabasitineslutningar och bandgnejser ('amfibolitisk bandning') har märkts ut på kartan. Bandningen är till största delen tektoniskt betingad. Tektoniska processer, ofta i förening med kemisk omvandling, kan nämligen ge gnejserna bandning och fint medelkornig textur (fig. 2). Metamorf bandning, s. k. 'basic behind', kan också förekomma (se s. 30). Ytbergartsgnejserna berörs i avsnitten 'Genetisk tolkning av gnejserna' samt 'Stratigrafi'.



Fig. 2. Grå, förgnejsad tonalit, som genom tektonisering blivit delvis bandad och fint medelkornig. Gröneslätt (3b).

*Gneissic tonalite with tectonic banding and fine-to medium-grained texture.*

#### **Metagabbro, metadiorit och ultrabasit, ställvis migmatitiserade**

Starkt metamorft omvandlade, basiska och ultrabasiska bergarter förekommer vanligen som mindre kroppar, ibland närmast som brottstycken i omgivande gnejsberggrund. Ett fåtal större kroppar finns dessutom. Dessa är alltid präglade av viss migmatitisering med utbildning av en neosom, som ibland kan bli kraftig (fig. 3).

Primär gabbrotextur kan någon gång urskiljas och utmärks av listformade, regellöst orienterade plagioklasindivider med mellanliggande aggregat av mörka mineral. Alla mineralen är dock av metamorf typ, varigenom plagioklasen blivit kraftigt avkalkad med sekundär bildning av klinozoisit. De mörka mineralen utgörs av främst hornblände och något biotit (se s. 49). Någon gång kan texturer finnas, som antyder att hornbländet åtminstone delvis utgör en omvandlingsprodukt av andra mineral, främst pyroxen. I hornbländitiska ultrabasiter kan partier med upp till fem



Fig. 3. Migmatiserad ultrabasit, med sekundär uppdelning i ljusare och mörkare bergartsled. Bredare mossen (3c). Förminskad 1:3.

*Migmatized, partly veined ultrabasic rock. Reduction 1:3.*

centimeter stora individ av hornblände antyda, att bergarten ursprungligen varit mycket grov. I anortositisk gabbro (enligt IUGS-klassificering, IUGS 1973) finns på samma sätt över 5 cm stora aggregat av omvandlad och avkalkad plagioklas. Aggregaten mellanlagras av mörka mineral (koord. 64070/13199; jfr fig. 4). Block av anortositisk gabbro har också påträffats vid Öna (koord. 64116/13193). Blocken är troligen av lokalt ursprung, med anknytning till ett utgående av ultrabasit i området.

Ofta är de nu nämnda bergarterna kraftigt präglade av tektonisering och migmatitisering, så att de föreligger i form av ådrad amfibolit (fig.3). Mineralen i denna består till största delen av hornblände, mindre mängder av plagioklas, granat, pyroxen och klintozoisit samt något kvarts och biotit (se s. 47). Vissa typer kan också uppvisa olivin, troligen av metamorf typ (koord. 64175/13030). Denna har i sin tur retrogradomvandlats till serpentin och ibland pennin, samt magnetit (se fig. 18). Omvandlingen synes vara orsaken till de speciella geofysiska egenska-

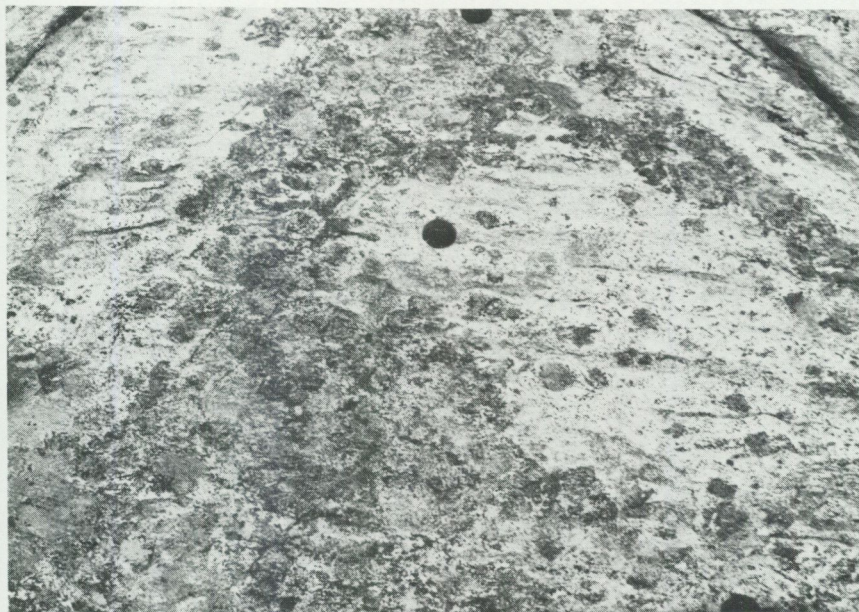


Fig. 4. Anortosit. Det ljusa materialet utgörs av delvis omkristalliserade fältspatkristaller men också neosommaterial. Borrhålen är 3 cm breda. Pålsbo (le).

*Anorthosite. Light aggregates are partly recrystallized crystals of feldspar, as well as neosome. The bore-holes are 3 cm across.*

per, som kännetecknar dessa bergarter (se s. 91). Geokemiskt utmärks gruppens bergarter av de trender, som generellt karakteriserar en gabbro-ultrabasitsvit (se s. 52). Vid jämförelse mellan mängderna av gabbro och ultrabasit i undersökningsområdet visar sig den senare dominera helt (jfr fig. 27). Förhållandet är alltså det omvända jämfört med kartbladen Göteborg SO och Kungsbacka NO (Samuelsson 1978a och under bearbetning). Basiterna kan ibland ha undergått kraftig migmatitisering. Oftast är neosomet av venitisk typ (jfr fig. 3) och har följaktligen bildats ur sin omedelbara omgivning. Neosomet består då av plagioklas och mindre mängder av kvarts, något biotit och hornblände, samt i enstaka fall pyroxen. På flera ställen är dock materialet i metabasiternas ådror och sliror tydligt präglad av komponenter utifrån. Andelen av mikroklin kan då bli hög.

De här beskrivna bergarterna uppvisar, så långt man kan konstatera, likhet eller släktskap vad gäller såväl stratigrafiskt läge och allmänt

uppträdande som geokemi. Det är därför troligt, att de har bildats i ett sammanhang, genom differentiation av *en* gabbromagma. Det får dock betraktas som en öppen fråga, om det föreligger mer än en tidigt bildad gabbro-ultrabasitsvit.

#### Granit, granodiorit och tonalit, vanligen förgnejsade

De dominerande bergarterna inom kartbladet Borås SV utgör differentiationsprodukter av en granitoidmagma. Dessa har vanligen förgnejsats. Differentiationen omfattar granitiska (ca 45 %), granodioritiska (ca 45 %) och tonalitiska (5–10 %) led. Fältspatrik granit har skiljts ut och givits egen beteckning (s. 23), då denna varietet i många viktiga avseenden avviker från de andra bergarterna. Graniten, granodioriten och tonaliten kan lokalt vara så svagt förgnejsade, att den primära texturen kan spåras. Denna är grovt medelkornig med en massformig, granulitisk massa av kvarts, fältspat och mörka mineral. Som regel är dock bergarterna förgnejsade och migmatitiserade. Gnejsen, eller gnejsgraniten, är då typiskt medelkornig, med en parallellorienterad textur, oftast markerad genom biotitflak. Den är vanligen ådrig (se s. 29).

Mineralogiskt är gnejserna uppbyggda av kvarts + plagioklas + mikroklin + biotit ± hornblände + titanit + epidot + apatit ± magnetit ± pyrit. Granat saknas utom då gnejserna innehåller assimilerat basiskt material (s. 64). Den primära granitoidsammansättningen har nämligen inte gynnat granatbildning. Kvoterna  $A1/A1+Si$  och  $Mn/Mn+Mg+Fe$  kan utgöra viktiga parametrar. Enstaka kvartsindivid i gnejserna har blivit kraftigt rödfärgade genom hämatitimpregnering och liknar då granat.

Texturellt är gnejserna typiskt hypidiomorfa, (se fig. 6) och uppfyller flera kriterier för jämviktsparageneser (Vernon 1976, s. 40). Bergarternas geokemi beskrivs på s. 52.

Granitoidernas relationer till andra bergarter är något komplex. Då berggrunden genomgått flera faser av kraftig tektonisering och migmatitisering, har olika bergartsled varit plastiska i förhållande till varandra vid flera olika tillfällen. Detta medför exempelvis att en basit, som från början intruderat i granitoiden, sekundärt 'kringflutits' av denna och kan uppträda som brottstycken i den ('Sederholmseffekten'). Åldersförhållanden blir i sådana fall svåra att avgöra. Vissa basityper visar dock tydligt sin stratigrafiskt äldre (s. 19) eller yngre (s. 27) ålder. Som en

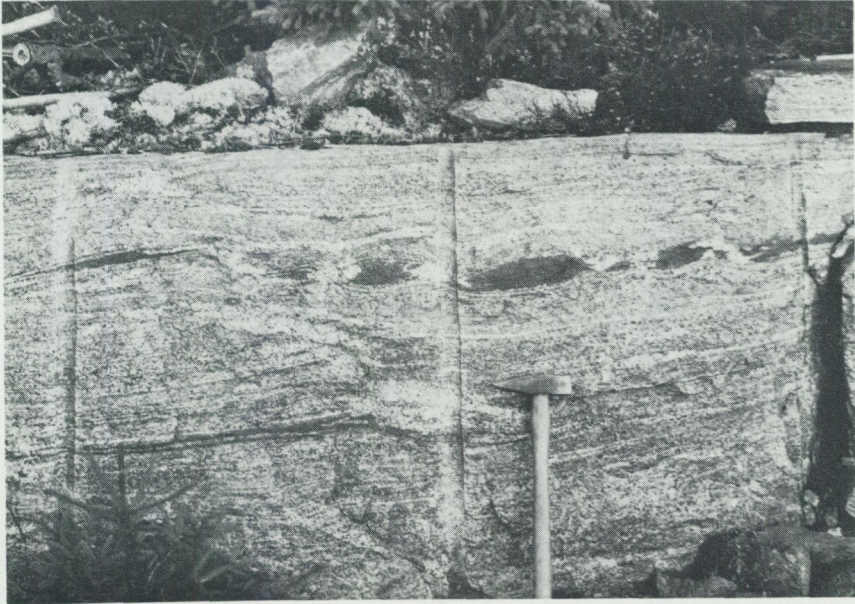


Fig. 5. Spolformade brottstycken, boudiner, av mörk metabasit i grå, förgnejsad granodiorit. Några brottstycken har pressats ut till band (t.v. och nertill i bilden). Borrhålen är 3 cm breda. Lindebräckan (3c).

*Boudins of metabasite in gneissic granodiorite. Development boudin-band is illustrated. The bore-holes are 3 cm across.*

konsekvens av att berggrunden (troligen flera gånger) blivit kraftigt migmatitiserad, är amfibolitiska brottstycken och band i gnejserna vanliga. Till band utvalsade brottstycken kan starkt likna den metamorfa bandning, med s. k. basic behind som också förekommer (se fig. 5). Med 'basic behind' avses smala bårder av mörka mineral längs kanten av ådror och sliror i en gnejs.

#### Fältspatrik granit, vanligen förgnejsad

Med fältspatrik granit avses här en bergart, som är starkt sur, innehåller 5 % eller mindre av mörka mineral och 40 % eller mer av mikroklin (fig. 7). Denna granit är oftast starkt förgnejsad. Genetiskt utgör den en variant av den stratigrafiskt tidigt bildade granitoiden. Detta antyds ej blott av successiva övergångar mellan varianter av granitoiden utan även

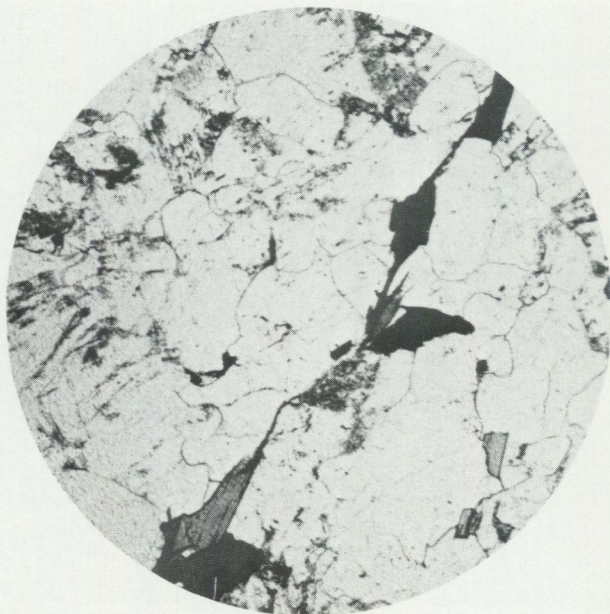


Fig. 6. Kornfogning i förgnejsad granit. Observera den måttliga graden av parallellstrukturering och inväxning mellan kornen. 1 nic. 10 ×.

*Hypidiomorphic texture in gneissic granite. 1 nic. 10 ×.*

av den relativa frånvaron av intrusiva kontakter mellan de olika differentiaten av granitoidmagman. I några fall kan dock den fältspatrika graniten ha blivit så kraftigt sekundärt mobiliserad, att den i detta tillstånd uppträtt intrusivt (s. 22). Ofta har en kraftig rekristallisation ägt rum, vilken delvis överpräglar förgnejsningen och åter kunnat göra bergarten massformig. Denna effekt framträder särskilt väl, när bergarten förekommer i veckomböjningar.

Mikroklinen i områdets bergarter är typiskt laxrosa till färgen, varigenom den fältspatrika graniten får en blekt rosa ton, som vanligen är något ljusare på vittrad än på färsk yta. Ibland kan en texturell typ av granit förekomma, som innebär en uppdelning i albitrikare (benvita) och mikroklinrikare led (koord. 64248/13084).

Bergarten är uppbyggd av huvudmineralen kvarts, mikroklin och albitrik plagioklas, samt de underordnade mineralen biotit, magnetit och

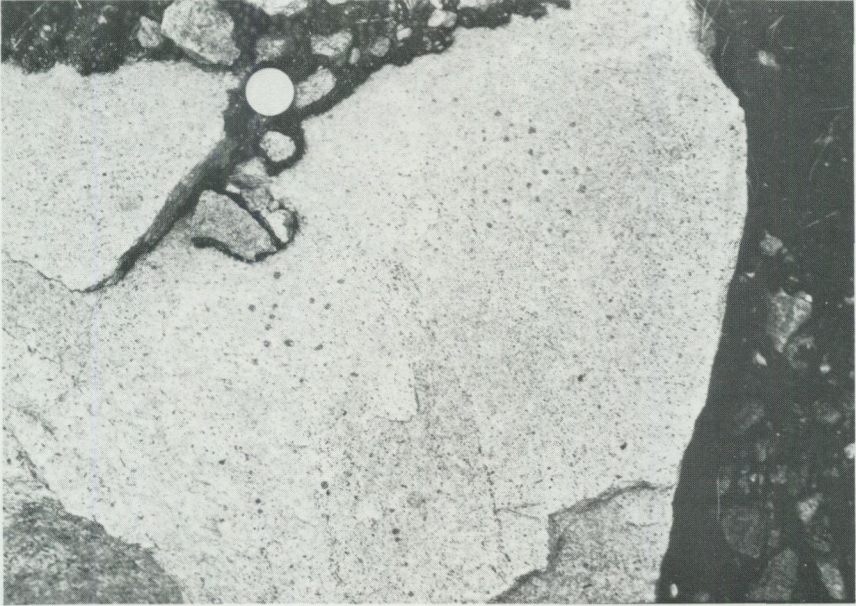


Fig. 7. Förgnejsad, fältspatrik granit. Magnetitindivider med blekzoner bildar svarta prickar i det starkt rekristalliserade partiet i bildens mittfält. Myntets diameter är 25 mm. Näverhult (3c).

*Gneissic feldspar-rich granite. Dark spots of magnetite, occur in the strongly recrystallized area in the middle of the picture. The diameter of the coin is 25 mm.*

hornblände. De två sistnämnda saknas i flera fall och synes i viss mån utesluta varandra. Bergartens kornfogning präglas ofta av en kraftig rekristallisation, som resulterat i en granoblastisk textur. Magnetiten bildar karaktäristiska individer, som gett bergarten namnet 'jergnejs' (se s. 69). Geofysiska mätningar (s. 91) visar, att bergarten är den mest magnetitrika inom kartbladet (om man undantar zoner med speciella mineralomvandlingar, jfr s. 92). Den fältspatrika graniten kan ha en halt av 4 % magnetit. Detta innebär, att största delen av järn förekommer som magnetit. Magnetit som metamorft mineral behandlas ytterligare på s. 66. Vissa geofysiska effekter av detta minerals uppträdande i bergarten belyses på s. 90.

Den fältspatrika graniten representerar ett extremt differentiat i en kalk-alkalitentrend (se s. 53). Differentiationstrenden går mot en ren mikroklinbergart, och detta indikeras bl. a. av diagrammen i fig. 19 och 20.

Den fältspatrika graniten kan följaktligen också uppvisa mycket låg densitet (s. 87). Bergartstypen får i flera avseenden speciella egenskaper genom att den är rik på mikroklin, ett mineral som lätt rekristalliserar. Hela bergarten kan ha kristalliserat om, varvid den oavsett graden av tidigare förgnejsning på nytt blivit massformig och granitliknande. Av denna orsak har bergarten väl stått emot nedkrossning av inlandsisen (s. 78). De mekaniska egenskaperna har också gjort bergarten lämplig för framställning av prydnadssten (s. 79). Då bergarten är synnerligen fältspatrik och delvis ultrafelsisk (extremt fattig på mörka mineral), har den ett potentiellt värde som råvara för keramisk industri (s. 79).

#### Regional fördelning av gnejserna

Den regionala fördelningen av gnejser med olika sammansättning visar ett mönster, där bergarterna är utdragna till stråk. Stråken liknar ofta boudiner. Deras uppträdande och inbördes relationer tyder på en kraftig plastisk deformation efter den första differentiationen. Partier med olika sammansättning har under deformationen haft olika mekaniska egenskaper, vilket åstadkommit deras mer eller mindre boudinliknande uppträdande.

Ibland har fältspatrik gnejs koncentrerats till veckomböjningar (veckknän). Bergartens karaktär av material med hög specifik volym kan ha styrt den till sådana lågtrycksområden. När den fältspatrika gnejsern uppträder på detta sätt, har bergarten omvandlats starkt, blivit strukturupplöst och migmatitiserad, vilket förlänat den en granitliknande homogen karaktär.

#### Metabasit med diabastextur

En del metabasiter utmärks av måttlig migmatisering och ganska lindrig tektonisering. Som en följd av den måttliga graden av överprägling har den ursprungliga texturen ställvis bevarats. Bergarten är då medelkornig och diabastexturerad. Till skillnad från den yngre generationen av gabbro kännetecknas dess mineralogi dock i sin helhet av metamorfos och rekristallisation. Två typlokaler har koordinaterna 64008/13123 respektive 64109/13188. Bergarten vid den senare lokalen innehåller plagioklasströkorn.

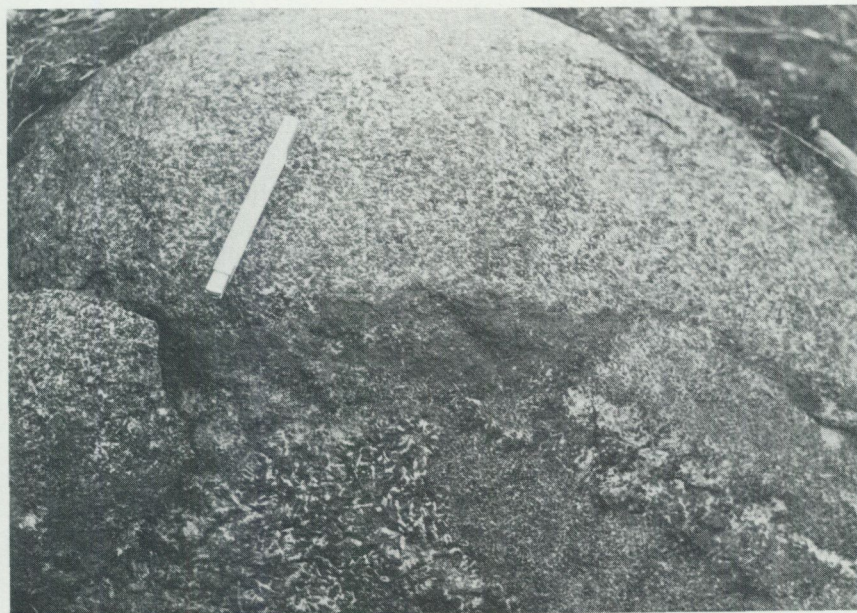


Fig. 8. Metagabbro utan migmatitisering. Observera det stjärnliknande mönstret av ljusa plagioklaskristaller och det förgrovade partiet nertill i bilden. Hålemyst (2c).

*Metagabbro of post-migmatite formation displaying doleritic texture and a coarser variety.*

Den nu beskrivna metabasiten har dioritisk—gabbroid sammansättning. På de flesta ställen, där den uppträder, är flera tolkningar möjliga. Det kan dock ännu inte anses bevisat, att det finns en stratigrafiskt definierad metabasittyp, utöver den äldsta gabbro—ultrabasitsviten och den yngre gabbron utan migmatitisering. Klassifikationen får betraktas som provisorisk.

#### Metagabbro utan migmatitisering

En typ av gabbro har en delvis primär textur och mineralogi. Den är inte migmatitiserad (se s. 28) och förekommer endast på ett fåtal lokaler inom kartbladsområdet (Mårtensbacka, koord. 64121/13143, vidare koord. 64053.5/13000.5). I angränsande områden mot öster finns bergartstypen på några lokaler, vilka kan nämnas därför att de är representativa (koord. 64177/13275 och 64168/13284). Lokalen vid Mårtensbacka är

den mest variationsrika av de hittills kända förekomsterna av bergarten, som i typiska fall är enhetligt medelkornig, massformig och diabastexturerad. I de centrala delarna av bergartens förekomst är dess mineralogi och textur helt eller delvis primär. Häll och stuff har en ljusbrun färg. Bergarten kännetecknas här av listformade individ av andesinplagioklas, vilka är föga omvandlade. Mellan dessa ligger delvis primära, delvis omvandlade mörka mineral: pyroxen, hornblände, granat och biotit. Mineralförbandet och dess typiska textur illustreras med fig. 8 och 16. I perifera delar av förekomsterna är bergarten rekristalliserad och ofta något tektoniserad.

Lokalen vid Mårtensbacka utmärks av vissa speciella variationer. Sålunda förekommer partier med något högre halt av plagioklas, vilka enligt IUGS:s klassificeringssystem (1973) utgör anortositisk gabbro. Texturellt och beträffande kornstorlek skiljer sig dessa partier dock inte från bergarten i övrigt. Små partier av gabbropegmatit förekommer (se fig. 8), liksom ett litet parti med fint medelkornigt kornförband, som bildar ett väl avgränsat 'brottstycke'.

Geokemiskt är bergartstypen ultrabasisisk, se tabell 5:19.

En liknande, troligen samma, bergartstyp har beskrivits från andra områden i Sydvästsverige (jfr Högbom 1931, s. 21).

#### Migmatiter

Med migmatit avses en blandbergart av två komponenter, dels ett äldre material, som ofta är gnejsigt, dels ett yngre, som ofta är mera massformigt. Den yngre komponenten är ofta grovkornigare än den äldre, och kornstorleksskillnaden kan vara avsevärd. Migmatitiseringen kan ha skett genom att det yngre ledet uppkommit ur det äldre genom uppsmältning. Man kan också förklara migmatitbildningen genom diffusionsprocesser, där någon egentlig smälta aldrig förelegat utan en förgrövning skett i fast tillstånd. Oavsett hur processen förlöpt kan man konstatera, att resultatet av den blivit en bergart, där mer lättrörliga komponenter rekristalliserat till massformiga, ofta granitiska partier: mobilisat eller neosom, som efter olika mönster omväxlar med kvarvarande partier av äldre bergart, paleosom. Detaljerad kännedom om migmatiterna är av intresse bl. a. för bedömningen av berggrundens tekniska egenskaper.

Bergarter växlar i sin benägenhet att utbilda mobilisat vid i övrigt lika tryck- och temperaturbetingelser. Schematiskt beskriven beror en berg-



Fig. 9. Ådergnejs. Bergarten, ursprungligen granodiorit, har förgnejsats, varvid ljus material har samlats till ådror och förgrovats. Erikslund (0c).

*Veined granodioritic gneiss.*

arts benägenhet att utbilda mobilisat på halten av lätttrörliga mineral i bergarten. Dessa mineral är i förevarande fall kvarts, mikroklin och albit. De fältspatrika gnejserna kan innehålla nämnda mineral i halter, som överstiger 95 %, medan mineralen helt saknas i ultrabasiska bergarter. De senare är vanligen svagt migmatitiserade. En komplikation är dock, att de basiska bergarterna på grund av sprödare mekaniska egenskaper ofta genomslagits av pegmatiter. På så sätt har surt material introducerats i dem, och strukturer påminnande om migmatitstrukturer har kunnat uppkomma. Det introducerade materialet kan ofta kännas igen på sin mikroklinrikedom, medan verkliga mobilisat (enligt definitionen ovan) av basiter innehåller kvarts och albit eller albitrik plagioklas. Endast obetydliga mängder mikroklin kan mobiliseras från en basit. Migmatitiseringen av basiter behandlas ytterligare på s. 20.

Utöver redan beskrivna migmatiter märks i första hand ådergnejs (fig. 9). I denna bergart bildar neosomet, ådrorna, huvudsakligen några

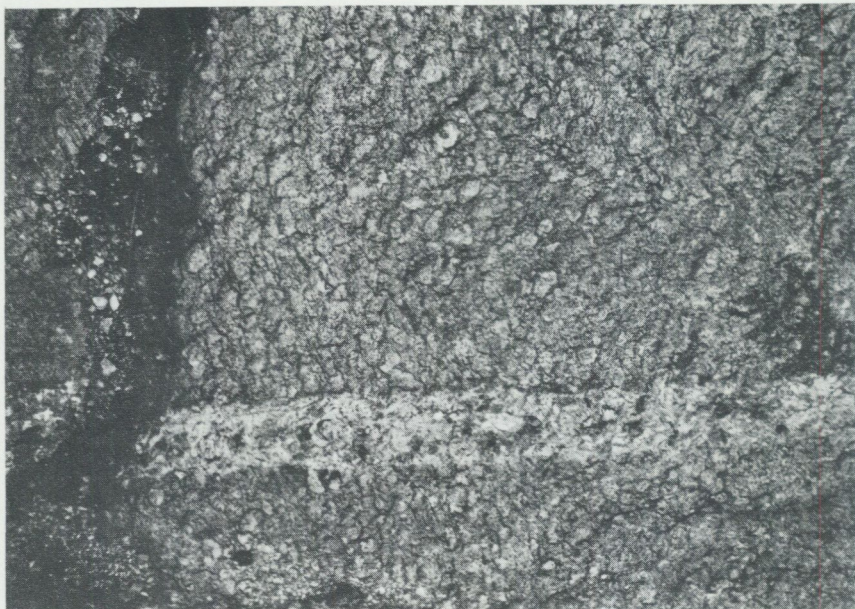


Fig. 10. Ögongnejs, här uppkommen ur granit genom sekundär utbildning av ögon, megakrister. Pegmatitgången är 7 cm bred. Hulkås (2a).

*Augengneiss, a gneissic granite with secondary augen. The pegmatitic vein is 7 cm across.*

centimeter breda och några decimeter till meter långa, tämligen raka eller lätt slingrande stråk. I längsriktningen smalnar ådrorna gradvis innan de upphör. Ådrorna är grövre än de bevarade delarna av ursprungsbergarten (paleosomet). Normalt är paleosomet medelkornigt och neosomet grovt medelkornigt. Bårder av mörka mineral (vanligen biotit) förekommer ibland i gränsen mellan ådra och sidosten, s. k. 'basic behind'.

Ytterligare ett slags migmatiter är ögongnejserna, i vilka kvarts-fältspatmaterial sekundärt samlats till tämligen runda, några centimeter stora aggregat, s. k. ögon. Ofta domineras aggregaten av mikroklin. Ibland har både ögon och ådror bildats i samma bergart, beroende på växlande strukturella förutsättningar under migmatitiseringsen. Ofta finns övergångar mellan ögon, ådror och i stänglar samlade nykristallisationer. Ögongnejserna kan i vissa fall få ett utseende, som starkt erinrar om förgnejsad ögongranit (fig. 10).

Migmatitiseringsen betecknas som stark, om den innebär en kraftigare

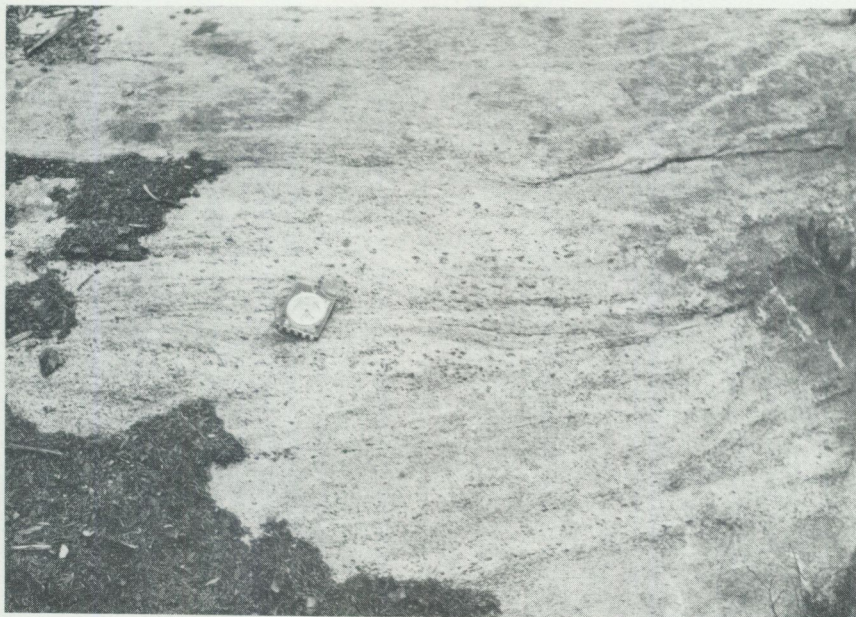


Fig. 11. Diffus rekristallisation av förgnejsad granit till nebulitisk migmatit. Bertilshult (1d).  
*Nebulitic migmatite derived from a gneissic granite.*

omvandling än som ovan beskrivits. Bergarten har i sistnämnda fallet varit plastisk, vilket yttrar sig i att paleosomet bildar talrika, omböjda, 'omrörda' och strukturupplösta ådror och körtlar i neosomet. En tydlig kornstorleksskillnad föreligger mellan paleosomet och neosomet. Det senare tenderar också att samla sig till en förhärskande, sekundär granit eller pegmatit. Många forskare ser detta som den egentliga formen av migmatit.

Särskilt de sura, fältspatrika gnejserna har drabbats av rekristallisation, varvid en ganska jämn tillväxt av bergartens kornstorlek skett. I samband härmed har tidigare gnejsstrukturer försvagats eller försvunnit. I vissa fall kan rekristallisationen ha resulterat i en helt massformig, granitisk eller pegmatitisk bergart. I de migmatitiserade, fältspatrika gnejserna finns gnejsstrukturerna dock oftast bevarade i form av restpartier med en mer intermediär sammansättning, men klar uppdelning i neosom och paleosom föreligger långt ifrån alltid i de starkt rekristalliserade gnejserna.

### Pegmatit

Pegmatiten består nästan uteslutande av kvarts, mikroklin och natronrik plagioklas, oftast albit. Bergarten har en kornstorlek, som överstiger 5 mm. Det dominerande mineralet, mikroklin, är typiskt laxrosa, men även ljus laxrosa och ljusgröna färger förekommer. Kvartsen är normalt rökgå och albiten benvit. Kartbladets pegmatit är vanligen mycket enkelt uppbyggd (jfr Brotzen 1961, s. 232). Den är i regel ozonerad och innehåller förutom huvudbeståndsdelarna ett fåtal mörka mineral, nämligen biotit, som ofta förekommer, och magnetit eller, i enstaka fall, hornblände. Undantagsvis påträffas muskovit, epidot eller granat. I anslutning till mylonitzonen förekommer pegmatit, som är rik på muskovit. En muskovitrik pegmatit, möjligen mycket senare bildad än de flesta andra pegmatiter, förekommer vid Silverbergen (se s. 86 och 111). I ett fall (Bredare-mossen) har flusspat iakttagits. Detta mineral kan dock ha bildats sekundärt. Uran kan lokalt förekomma i högre halt, oftast i anknytning till biotit.

Man kan i fält ofta se, att pegmatit bildats genom rekristallisation och kornstorleksökning i migmatitiserade partier av sura, fältspatrika gnejser. Berggrunden består i dessa fall av partier med bevarad gnejsstruktur omväxlande med partier av massformig pegmatit och med successiva övergångar däremellan. (Jfr avsnittet om migmatiter ovan.) Underordnat förekommer aplit, som bildats på samma sätt.

Pegmatit kan också med skarpa kontakter skära genom och klippa av sidobergets strukturer. I allmänhet ger fältobservationerna inom kartbladet dock också i sådana fall intryck av att det pegmatitiska materialet inte är långtransporterat. Generellt är pegmatiten strukturellt obunden, dvs. orienterad utan styrning i någon speciell riktning. Den är nästan alltid massformig, med undantag främst för mylonitzonen i undersökningsområdets sydvästra del. Pegmatiten uppträder som gångar, ibland blott centimeterbreda och då, i motsats till större gångar, ofta zonerade, men också som massiv, vilka kan vara kilometerlånga. Även om mikroklin oftast dominerar i de större pegmatitmassiven (som Näs och Töllsjö), förekommer också albitrika pegmatiter (Galtes ås, koord. 64083/13141). Större pegmatitförekomster är aldrig rika på kvarts, och centralkvarts saknas. I den mikroklinrika pegmatiten är skriftgranitisk textur vanlig. Större pegmatitkroppar (som vid Galtes ås) ligger ibland horisontellt. Vid flyktig observation kan hällen då tyckas innehålla mer pegmatit än vad som i själva verket är fallet. (Det bör observeras, att den geologiska

kartan visar ett plan och således inte tar hänsyn till bergarternas djupgående.) Större pegmatitförekomster är oftast oskarpt avgränsade mot sidoberget och innehåller restpartier av detta.

Frekvensen av pegmatitgångar varierar starkt inom kartbladet. Inom främst de ekonomiska bladen 2c, 3c och 2d, är frekvensen av pegmatit hög. Detta kan förslagsvis sättas i samband med uppträddandet av omböjningar, knän, i veckstrukturer, vilka lokalt skapar tension och därigenom gynnat pegmatitmateriallets platstagande.

#### Genetisk tolkning av gnejserna i det östra blocket

En generell frågeställning vid kartering av omvandlade bergarter är deras ursprung, genes. Tre principiellt olika utgångsbergarter utgör alternativen, nämligen magmatiska djupbergarter, magmatiska ytbergarter (vulkaniska bergarter) samt sedimentära bergarter. De ursprungligen till utseendet helt olika bergartstyperna kan genom senare processer bli till förväxling lika och i fält ge upphov till klassificeringssvårigheter. De kriterier, som i fält schablonmässigt kan ställas upp för att klassificera en gnejs som suprakrustal (ytbergart), är tre:

1. Ursprunglig finkornighet.
2. Bandning av primär typ, eller andra ursprungliga texturer, t. ex. kors-siktning.
3. En sammansättning, som nära nog uteslutande kan uppkomma genom processer på jordytan. Exempel är glimmerrikedom, hög kvartshalt, etc.

Vid karteringsarbetet har försök gjorts att urskilja gnejser, som uppfyller dessa kriterier och alltså kan tolkas som suprakrustala. Inga gnejser uppfyller alla kriterierna. Finkorniga bergarter förekommer inte i regionen, bortsett från mylonitzonen. Fint medelkornig textur förekommer endast undantagsvis och är då tydligt tektoniskt betingad (jfr fig. 2).

Gnejsernas sammansättning antyder i allmänhet inte något suprakrustalt ursprung. Kvartsrika eller glimmerrika partier saknas sålunda nästan helt, jfr dock s. 62 beträffande en kvartsrik gnejs, med kemisk sammansättning redovisad i tabell 5:18. Undersökta geokemiska trender i kartbladets gnejser, t. ex. den fältspatrika gnejsgraniten, överensstämmer tvärtom med det typiska mönstret för magmatiska bergarter. I fält likartade gnejser i Varbergsområdet visar enligt Hubbard (1978) helt andra



Fig. 12. Amphibolitiska brottstycken och band i förgnejsad granodiorit. Örsjöns östra strand (1c).

*Amphibolitic xenoliths and bands in gneissic granite.*

trender. Han tolkar dessa gnejser som suprakrustala, bl. a. beroende just på deras geokemi, vilken belyses av ett omfattande analysmaterial.

En bandning, som oftast är amphibolitisk, utgör ingen ovanlig förekomst i områdets gnejser. Så som beskrivits på s. 22, har bandningen i allmänhet en ganska utpräglat sekundär karaktär och beror på en utvalsning av metabasitbrottstycken. I några fall förekommer band av magnetit. Detta mineral är inom kartbladsområdet nästan alltid metamorft, men primär magnetitbandning i en suprakrustal gnejs har beskrivits från ett angränsande område (Samuelsson 1978a, s. 20).

Några områden har specialstuderats med avseende på eventuell förekomst av suprakrustala gnejser. I angränsande områden (Samuelsson 1978a och 1978b) uppträder sådana ofta i anslutning till ultrabasiter. Inom kartbladsområdet har följaktligen sistnämnda typ av områden granskats särskilt noga, dock utan att någon suprakrustalgnejs påträffats.

I det östra gnejsblocket förekommer en muskovitrik gnejs (glimmer-

skiffer' enligt Törnebohm 1866), som har principiellt intresse. T. ex. vid lokalen Hägnen (10 km SÖ om Ulricehamn, koord. 64024/13626) visar denna gnejs sammansättningen kvarts + albit + muskovit jämte accessorisk granat och magnetit. Gnejsen är medel- till grovt medelkornig och övergår successivt i ett sidoberg av gnejsgranit. Ådring och migmatitisering är här äldre än mineralomvandlingen. Bergarten har följaktligen tolkats som en sekundärt omvandlad gnejsgranit. (Se även kapitlet Stratigrafi.)

### Västra gnejsblocket

Inom undersökningsområdet förekommer en mindre del av det Västra gnejsblocket. Beträffande principiella frågeställningar hänvisas här till beskrivningen av berggrundskartan Göteborg SO (Samuelsson 1978a). De inom detta gnejsblock förekommande bergartstyperna (tabell 1) är inte alla representerade inom kartbladet Borås SV, där den västra berggrunden i huvudsak utgörs av förgnejsad granodiorit. Frekvensen av ådror är påtagligt lägre än i det Östra gnejsblocket.

Fin- till medelkorniga gnejser förekommer främst i Agnsjöområdet (koord. 64155/13010). Bergarterna har vanligen intermediär sammansättning. Ibland förekommer dock mindre partier av sur sammansättning. Bandning finns men har ofta sekundär karaktär: tektonisk, metamorf. Specialstudier av bergarterna (Samuelsson 1978a, Samuelsson och Ahlin 1978) visar, att de har ett suprakrustalt och främst sedimentärt ursprung. Deras sammansättning avviker dock ganska ringa från intermediärt magmatiskt material. De torde alltså ha bildats ur omogna sediment.

Ögongnejs förekommer i några mindre stråk. Bergarten har bildats genom migmatitisering av en suprakrustal gnejs, som ibland dock har karaktären av blandbergart (Samuelsson 1978a, Samuelsson och Ahlin 1978). Inslag av ortognejs bildad ur antingen vulkaniter eller granitoider kan således förekomma. Karaktären av ögonmigmatit kan bero på blandmaterialens speciella geokemiska egenskaper. Texturellt karaktäriseras bergarten av några centimeter stora mikroklinögon, vilka ligger i en fint medelkornig matrix av plagioklas, kvarts och biotit.

Granit, granodiorit och tonalit, vanligen förgnejsade, utgör de dominerande bergartstyperna i det aktuella området. De är ofta svagt migmatitiserade, och den primära texturen, som varit grovt medelkornig och massformig, antyds ibland. Vanligare är dock en medelkornig, mer utpräglat gnejsig, planförskiffrad textur med eller utan ådring. Brottstyck-

en, vanligen av basiskt material, förekommer oftast i decimeterstorlek. Den ursprungliga texturen och karaktären har i dessa fördunklats genom omkristallisation.

TABELL 1. Västra gnejsblockets bergarter i stratigrafisk följd. Efter Samuelsson 1978a. *Stratigraphic sequence of rocks in the west gneiss region.*

Västra gnejsblocket	Förekomst inom kartbladet Borås SV
Pegmatit	Sannolikt endast i mylonitzonen
Tektonisk fas	Mylonit II
Pegmatit, metamorfos, migmatitisering	Allmän företeelse, men med svag effekt
Tektonisk fas	Mylonit I
Porfyritisk granit	Saknas
Hypabyssal basit	Mindre förekomster
Anatektisk granit	Har ej observerats
Migmatitisering, tektonisk fas	Allmän företeelse
Granitoid	Dominerande bergartsled
Gabbro-ultrabasit	Obetydliga utgåenden
Suprakrustala gnejser	Mindre områden, brottstycken

### Mylonitzonen

En bred tektonisk zon går i kartbladets västra del, från grannskapet av Agnsjön till trakten av Hindås. Zonen är en del av ett större stråk, som skär genom Sydvästsverige (Magnusson 1963, Lindh 1974, Lindh och Kähr 1977, Samuelsson 1978a, Lindh 1979). Deformationen i stråket uppvisar olika grader. I de partier, som fått beteckningen 'starkt förskiff-rad berggrund', uppträder utpräglad parallellorientering, kraftig utvalsning av brottstycken, och i stråk texturell deformation av typerna 1, 2 och 3 enligt Bell et al. (1973, s. 339). Ibland, vilket markerats med 'M', är deformationen stark nog att uppfylla kraven för typ 4 (op.cit.). Här förekommer alltså en flintaktigt tät, helt omvandlad bergart, dvs. egentlig mylonit. Megakrister av fältspat kan finnas. I anslutning till deformationen ses retrograda mineralomvandlingar. Biotit, hornblände, mikroklin och plagioklas är mer eller mindre starkt omvandlade. Muskovit, klorit, kvarts och albit utgör produkter av de retrograda omvandlingarna (jfr Lindh 1979). Granat kan förekomma i basiska partier. Mineralomvandlingen kan vara fullständig eller partiell. Parageneserna är normalt av icke-jämviktstyp (jfr Lindh 1974, s. 190). Den geokemiska sammansätt-

ningen hos gnejserna i mylonitzonen tyder på, att dessa utsatts för metasomatiska omvandlingar (s. 62).

Samuelsson (1978a) har påvisat utvecklingsföljden för deformationer, mineralomvandlingar och pegmatitintrusioner i mylonitzonen. Den har sammanfattats i tabell 1. Den av Samuelsson beskrivna (1978a, s. 63) deformationen av magnetit har en geofysiskt mätbar effekt på graden av isotropi hos bergarternas susceptibilitet (se s. 93).

Mylonitzonen utgör gränsen mellan två gnejsblock. Bergarterna i själva zonen synes i ganska stor utsträckning härröra från det västra gnejsblocket. Påståendet grundas på iakttagelsen, att suprakrustal gnejs (som här endast förekommer i det västra blocket) ibland ingår i mylonitzonens utgångsmaterial. Den exakta gränsen mellan gnejsblocken kan i övrigt inte klarläggas, då migmatitiserade granitoider av likartad typ är svåra att åtskilja i tektoniskt störda områden.

### **Sandstensfyllda sprickor**

Inom undersökningsområdet har endast tre sandstensfyllda sprickor antecknats vid karteringen. Inom andra områden i Västsverige är sådana däremot ganska vanliga (Samuelsson 1975 och 1978a). De har förmodligen kambrisk ålder (600 miljoner år). De har bildats genom att sprickor hastigt öppnat sig (vid jordbävning el.dyl.) i en fast berggrund, som överlagrats av sand. Sanden utgjorde bottensediment i det hav, som vid denna tidpunkt täckte delar av Fennoskandia. Vid den hastiga sprickbildningen sögs sanden ner. Under senare geologiska epoker har den så småningom omvandlats till sandsten. Ett djupgående av 50 m har konstaterats för denna typ av sprickor (Samuelsson 1975, s. 16). Förekomst av ifrågavarande typ av sandsten visar alltså, att vissa partier av nuvarande berggrundsytta inte är nämnvärt lägre (några tiotal meter, ibland ännu mindre) än den yta urberget hade under kambrium. Sedan denna tid har alltså i vissa områden mycket begränsade mängder av 'urberg' eroderats bort (jfr också avsnittet om berggrundens topografi).

### **Stratigrafi**

Under det östra gnejsblockets geologiska utvecklingshistoria har det tidigaste ledet troligen utgjort suprakrustala bergarter (ytbergarter) av intermediär sammansättning och med kalkiga partier. Dessa kan inte

identifieras säkert inom bladet Borås SV, men de är representerade i angränsande områden. Av vad som hittills är känt, är detta bergartsled arealmässigt mycket underordnat. Stratigrafiskt tidiga, basiska bergarter förekommer också. Dessa kan tolkas som intrusiva i de äldre suprakrustala gnejserna, men avgörande kontaktrelationer har inte kunnat beläggas. Andra tolkningar, som att de delvis är äldre än de suprakrustala gnejserna, alltså representerar ett underlag, basement, får hållas öppna. Den stratigrafiskt tidiga karaktären av gabbro-ultrabasitsviten framgår bl. a. av att differentiationsprodukter, vilka ursprungligen bildats i en magma, genom senare processers inverkan nu uppträder vitt åtskilda. De olika differentiaten är gabbro, ultrabasit och anortosit. Totalt är gabbro-ultrabasitsviten ett underordnat bergartsled. De förefaller dock vara volymmässigt överordnade de suprakrustala gnejserna i närmare undersökta delar av det östra gnejsblocket. Nästa intrusionsfas, nämligen intrusion av en differentierad granitoidmagma, representerar en kraftig tillförsel av material, eller, i andra termer, en krustabildande epok. Magman differentierades före platstagandet, och granitoider med olika sammansättning föreligger därför i kontakt med varandra i nuvarande berggrund. De har bildats samtidigt, men de surare har varit mobila något längre än de mer intermediära.

Efter granitoidmagmans platstagande har tektoniseringar och migmatisering(ar) ägt rum. Den kraftiga omvandling, som nu kännetecknar berggrunden, har sannolikt överpräglat en tidigare tektonisering och migmatitisering (se tab. 1 och Samuelsson 1978a). Basiter kan ha intruderat i intervallet mellan omvandlingarna.

Den överpräglade omvandlingsfasen avslutades med en migmatitisering, vars neosom generellt är massformigt. Detta har alltså inte utsatts för någon yngre allmän förskiffring. Migmatitiseringen återspeglar en uppvärmning av bergarterna, vilken gav upphov till en allmän rekristallisation och i allmänhet fullständig omställning av mineraljämvikterna. De tryck- och temperaturbetingelser, som rådde vid detta tillfälle, satte sin prägel på mineralsammansättningarna. Högt tryck och hög temperatur rådde. Migmatitiseringsperioden avslutades med pegmatitbildning. I detta sammanhang skedde intrusion av en gabbrotyp, som inte uppvisar migmatitisering. I avslutningen av den termiska fasen, alltså efter det att rörelserna i berggrunden förklingat, skedde bildning av magnetit. Magnetitindividen och deras omgivande karaktäristiska blekzoner (leukosomer), växer normalt över gnejsstrukturerna. De är alltså yngre än dessa.

Att magnetitindivider och blekzoner ofta är ellipsoidformade, beror på att de bildats i ett anisotropt medium (se s. 67). Efter magnetitbildningen har endast händelser av underordnad omfattning ägt rum. I stort har berggrunden inte förändrats efter detta skede. En sporadiskt iakttagen effekt har varit områdesvis uppträdande mineralomvandlingar av retrograd och möjligen samtidigt metasomatisk karaktär. Gnejsen har muskovitiserats (se s. 34). En sen tektoniseringsfas har påverkat främst mylonitzonen men sporadiskt också gnejser långt bort från denna. Ifrågavarande tektoniska fas har påpräglat magnetitens susceptibilitet en kraftig anisotropi. Något senare än denna tektoniska fas men som en avslutning därav har pegmatit bildats. Denna sista tektono-termala fas kan förslagsvis ställas i relation till mineralomvandlingar i de olivinförande ultrabasiterna, i vilka en magnetisk riktning finns inpräglad, som skiljer sig från andra riktningar i området (fig. 33). Efter denna tektono-termala fas har flera spricktektoniseringar ägt rum och möjligen även flusspatmineraliseringar. I kambrisk tid har sandstensfyllda gångar bildats.

## Mineralogi

### Mineral i sura och intermediära bergarter

Gnejserna innehåller i allmänhet ganska få mineralfaser. Detta beror på att de representerar mineralparageneser, som kristalliserat i jämvikt. Vernons kriterier (1976, s. 40) är som regel uppfyllda. (Undantag berörs nedan; se 'Klorit' och 'Mineral av retrograd typ'.) Det huvudsakliga mineralinnehållet är kvarts + plagioklas + mikroklin + biotit  $\pm$  hornblände + epidot (se fig. 13 och 14). Underordnade eller accessoriska mineral är apatit, magnetit, zirkon m. fl. Någon gång kan granat förekomma.

*Kvarts.* Mineraliet uppvisar oftast undulös utsläckning samt kornform och kornfogning, som helt anpassar sig till och underordnar sig omgivande minerals former. Normalt förekommer några my stora, sannolikt vätskefyllda bubblor ('fluid inclusions'). I vissa mindre individer, som oftast saknar undulös utsläckning, kan dessa inneslutningar saknas. Sådana individer är dock underordnade i antal och kan ha kristalliserat senare än huvuddelen av bergartens innehåll av kvarts. Ibland förekommer i enstaka individer av kvarts en intensiv rödfärgning, som beror på hämati-

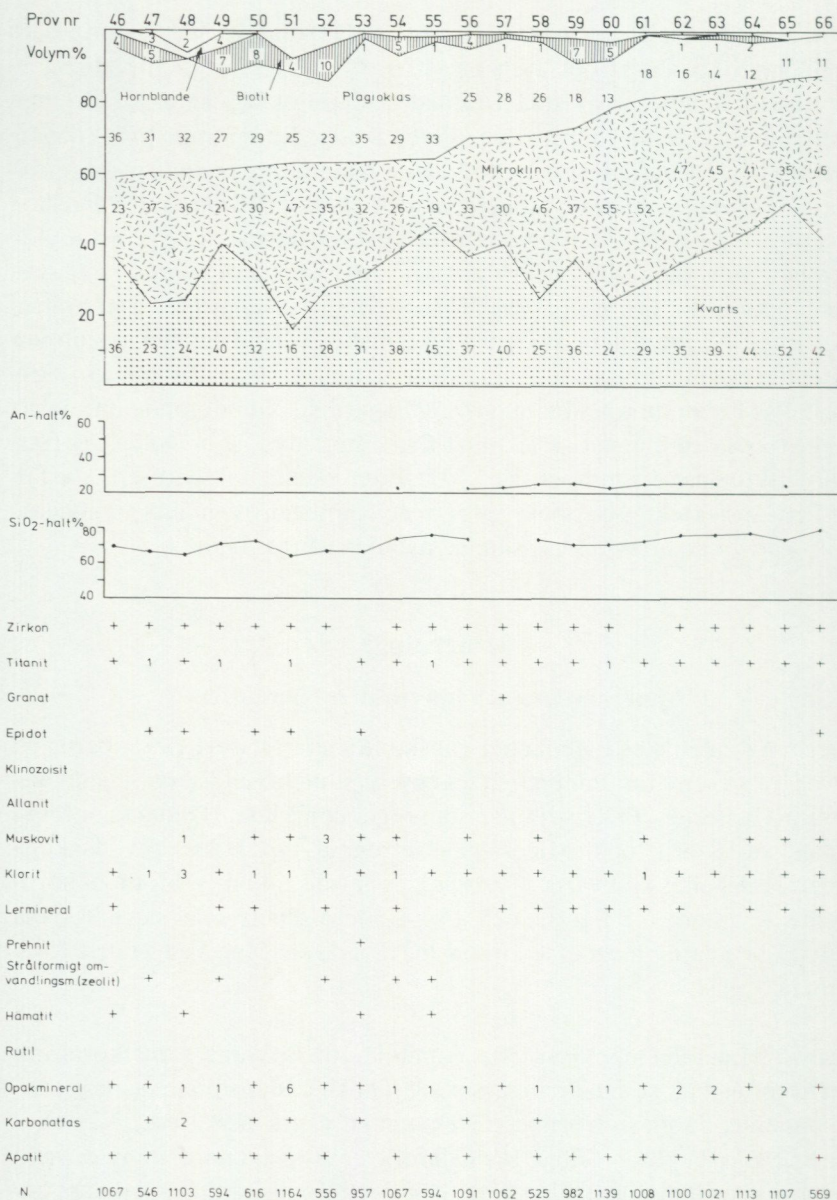


Fig. 13. Mineralinnehållet i åderfria partier av granodioritiska-granitiska bergarter (volym-%).

Modal composition of granodioritic-granitic rocks (% by vol.).

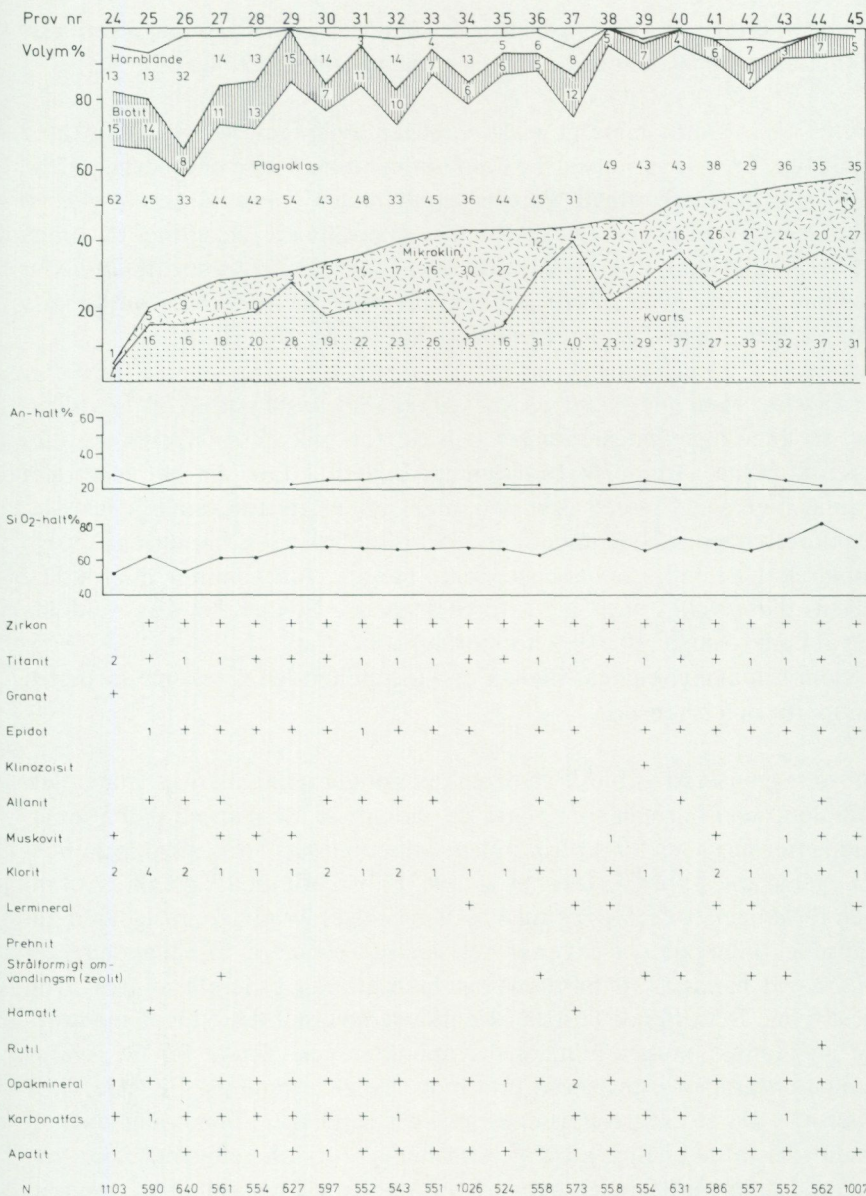


Fig. 14. Mineralinnehållet i åderfria partier av tonalitiska-granodioritiska bergarter (volym-%).

Modal composition of tonalitic-granodioritic rocks (% by vol.).

timpregnering. Dessa kvartsindivider kan, vad gäller färgen, få en viss likhet med granat. I stoff är kvartsen annars normalt rökgrå.

*Plagioklas.* Detta mineral visar vanligen tvillingutbildning, främst av albit-typ. En viss sericitisering förekommer ibland men blir aldrig kraftig. Zonering är underordnad. Pertitisk utbildning av plagioklasen är ganska vanlig. Härmed avses en regelbundet uppträdande 'inlagring' av tunna stråk av mikroklin i plagioklasindividen. Plagioklasens anortithalt växlar mellan 20 och 30 %, beroende på gnejsens surhetsgrad. Starkt sura gnejser har plagioklas med ännu lägre halt av anortit, 20–15 %.

*Mikroklin.* Mineralen kännetecknas alltid eller nästan alltid av T-tvillingar, få eller inga inneslutningar och de för mikroklin typiska optiska egenskaperna. Antipertit förekommer ibland. I tunnslip har mineralet vanligen en svagt violett egenfärg, medan det i stoff normalt är laxrosa. Texturellt anpassar sig mineralet alltid till formen hos bergartens övriga mineral. I de fall, då bergarten deformerats, förekommer mikroklin i lägen, där trycket varit lågt, 'trycksuggan'. Fenomenet kan studeras såväl i mikroskala (10–50 × förstoring) som i fält.

Som sammanväxningar mellan de ljusa mineralen förekommer pertit, antipertit och myrmekit.

*Biotit.* I gnejserna är biotit vanligen det dominerande mafiska mineralet. Det uppträder normalt som platta kristallindivider, som är parallellorienterade efter gnejsens förskiffringsplan. Mineralen har brun egenfärg, optiska egenskaper typiska (Deer et al. 1962) för biotit med låg halt av titan, och förhållandet Fe:Mg 1:1 till 3:1. Jämförelser av totalkemisk sammansättning, mineralets frekvens, och andra relevanta förhållanden, ger också vid handen, att biotitens sammansättning generellt är den ovan beskrivna. Beträffande järnets oxidationsgrad i biotiten, kan på nuvarande ståndpunkt endast allmänna synpunkter ges. Enligt fig. 20 svarar oxidationsgraden i gnejserna ofta mot storleksordningen  $\text{Fe}^{2+}:\text{Fe}^{3+}$  3:1 eller 4:1. Då större proportioner av  $\text{Fe}^{3+}$  föreligger, finns magnetit allmänt i kvantiteter upp till 4 %. Om hänsyn tas till relevanta fakta om mineralsammansättningar och proportioner mellan järnhaltiga mineral, blir slutsatsen att järnets oxidationsgrad,  $\text{Fe}^{2+}:\text{Fe}^{3+}$ , i biotiten oftast ligger kring 4:1.

Biotiten kan uppvisa retrograda omvandlingar som kloritisering och

TABELL 2. Förteckning över provtagningslokaler avseende planimeteranalys, mineralfördelning (fig. 13, 14 och 16).

*Sampling data on modal analyses (Figs. 13, 14 and 16).*

Analys nr <i>Analysis No.</i>	Lokal <i>Field Code</i>	Koordinater <i>Coordinates</i>	Analys nr <i>Analysis No.</i>	Lokal <i>Field Code</i>	Koordinater <i>Coordinates</i>
1	ILq 1169	64133/13079	34	ILq 755	64111/13062
2	ILq 117	64175/13030	35	JB 616	64064/13095
3	ILq 1280	64223/13076	36	ILq 337	64145/13004
4	ILq 350	64149/13018	37	ILq 1156	64175/13062
5	JB 465	64063/13043	38	JB 1150	64010/13154
6	ILq 1149	64178/13080	39	ILq 388	64139/13011
7	ML 1076	64014/13140	40	JB 1529	64003/13026
8	JB 1232	64027/13188	41	JB 1139	64004/13200
9	ILq 249	64150/13019	42	ILq 189	64161/13008
10	JB 1529	64003/13026	43	ILq 332	64148/13002
11	ILq 614	64124/13051	44	ILq 1156	64175/13062
12	JB 749	64062/13061	45	ILq 698	64116/13055
13	ILq 349	64147/13016	46	ILq 1149	64178/13080
14	JB 444	64096/13040	47	ILq 356	64145/13011
15	JB 365	64005/13035	48	ILq 1428	64248/13097
16	ML 1096	64009/13122	49	ILq 240	64151/13005
17	JB 874	64012/13091	50	JB 1459	64043/13219
18	JB 2078	64078/13225	51	ILq 1417	64248/13089
19	ML 906	64048/13127	52	ILq 211	64161/13006
20	ML 1227	64089/13126	53	ML 1389	64179/13244
21	ML 1126	64036/13146	54	ILq 408	64130/13022
22	ILq 753	64113/13062	55	ILq 1149	64178/13080
23	JB 137	64033/13046	56	ILq 408	64130/13022
24	ILq 1160B	64172/13067	57	ML 1345	64170/13219
25	ILq 1816	64237/13152	58	JB 1724	64083/13168
26	JB 2147	64085/13229	59	ILq 599	64138/13058
27	ILq 377	64137/13013	60	SA 281	13112/64186
28	ILq 1281	64225/13072	61	JB 2060	64093/13219
29	ILq 1158	64177/13065	62	ILq 1691	64241/13104
30	JB 2051	64096/13206	63	ILq 1681	64235/13102
31	JB 2223	64122/13214	64	ILq 1679	64231/13102
32	ILq 389	64140/13010	65	ILq 1695	64240/13109
33	ILq 344	64144/13006	66	ILq 1158	64177/13065

därmed sammanhängande avblandning av titankomponenten i form av rutilnålar. Zeolitbildning i biotiten berörs på s. 51. Zirkonindivid i biotit utmärks av vissa radioaktivt betingade omvandlingar närmast mineralet ('omvandlingshalo', se s. 45). Omvandlingar förekommer ibland i biotit, så som framgår av fig. 15. Delar av biotitindividerna har ersatts med ett sammansatt material, i vilket dock mikroklin kan identifieras (jfr s. 67).

Klorit förekommer vanligen som retrogradomvandlade partier av biotit-individ, mera sällan som homogena individ. Vid retrogradomvandlingen

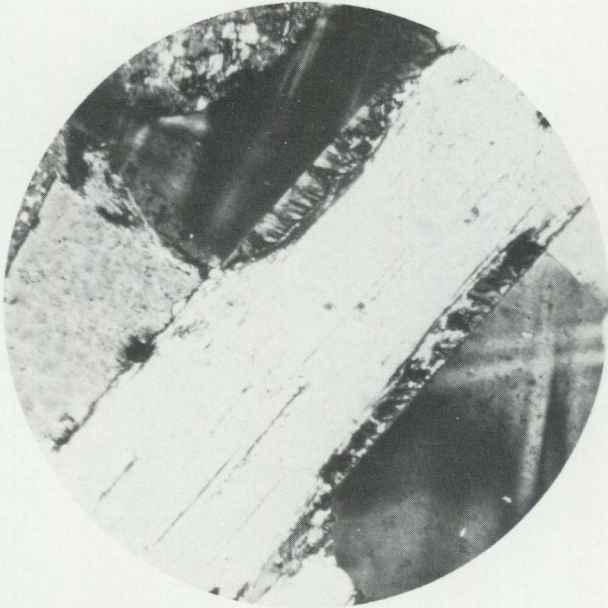


Fig. 15. Omvandlingstextur, med främst mikroclin ersättande biotit. 2 nic. 40×.  
*Replacement texture, with mainly microcline replacing biotite. 2 nic. 40×.*

har biotitens innehåll av titan avblandats och ligger i kloriten som nålar av rutil, ofta väl orienterade efter kloritindividens kristallytor.

*Epidot* påträffas i form av individ med idiomorf till hypidiomorf habitus. Mineralen uppträder företrädesvis i anknytning till andra mafiska mineral: biotit och hornblände. Epidoten är järnrik, med en järnhalt som genom optiska bedömningar kan uppskattas till 10–15 viktprocent. I tunnslip är mineralet ofta färglöst, eller har ibland en svagt gul egenfärg. I stoff är det normalt olivgrönt. Zonering kan ibland observeras, undantagsvis med en kärna av ortit.

*Granat* förekommer i sällsynta fall som underordnad eller accessorisk beståndsdel i gnejser. Bergartens geokemiska sammansättning är i sådana fall onormal, beroende på assimilerat basiskt material (se s. 64). Sammansättningen är den för granat i västsvenska gnejser typiska, av

almandintyp, men med ganska höga halter av kalcium och mangan (jfr Ahlin 1976). Mineralet har vinröd egenfärg och uppvisar mikrosprickor.

*Hornblände* finns i mindre mängder i många gnejser och är ibland det dominerande mafiska mineralet. Hornblände och magnetit tycks i viss mån utesluta varandra i gnejsernas mineralassociationer. Detta kan åter spegla de olika lägen i diagram  $MgFe^{2+}Fe^{3+}$  (fig. 20), som gnejserna uppvisar beträffande sin totalsammansättning. Förslagsvis kan hornblände antas gynnas av en låg oxidationsgrad, medan magnetit gynnas av en högre oxidationsgrad i bergartens totalsammansättning. En analys av hornblände från en lokal strax öster om undersökningsområdet (tabell 3) visar, att mineralet är av ordinär sammansättning (jfr Deer et al. 1963). Hornbländets optiska egenskaper är de för mineralet normala (op.cit.).

Texturellt uppvisar hornbländet vanligen hypidiomorf habitus. Poikilitisk textur ses i enstaka fall i tunnslip, och även makroskopiskt kan texturer observeras, som visar att hornbländet kan vara av sekundär, posttektonisk typ.

*Titanit* förekommer ofta i anslutning till magnetit och andra opaka mineral. Titaniten bildar oregelbundna aggregat, och dess kristallhabitus är vanligen endast antydd.

*Zirkon* bildar enstaka kristallindivid, ofta i anslutning till mafiska mineral sådana som biotit och då med 'halo'. Härmed avses en zon av omvandlat och färgförändrat material i zirkonindividens omedelbara omgivning. Dessa är ofta zonerade. I det Västra gnejsblocket har zirkonindividens morfologi specialstuderats (Samuelsson och Ahlin 1978).

*Magnetit* uppträder som ett sekundärt, metamorft mineral i många gnejser. Texturella och geokemiska aspekter beskrivs närmare på s. 59 och 66.

*Rutil* förekommer ibland som nålar i kloritiserad biotit.

*Apatit* uppträder accessoriskt som stav- och nålformade individ, oftast i anslutning till mafiska mineral.

*Karbonatmineral* förekommer som små, ofta infingrande aggregat,

ibland med tvillingar. Sammansättningen har inte bestämts. Rimligen dominerar kalcit, men ett inslag av magnesiumkarbonat kan tänkas förekomma (se s. 68). Texturellt har mineralet en underordnad relation till andra mineral; det anpassar sig alltså till deras form. Om detta beror på att karbonatmineralet bildats avsevärt senare än mineralförbandet i övrigt är inte klarlagt.

*Pyrit* förekommer särskilt i gnejsernas neosom.

Beträffande mineralsammansättningen i pegmatit hänvisas till s. 32.

### Textur i gnejser

Gnejsernas textur präglas av de hypidiomorfa mineralen plagioklas och biotit, vilka är orienterade efter gnejsens struktur. Biotitflaken kan vara utpräglad parallellorienterade och markera gnejsens strukturer. Hornblände har ofta korngränser av hypidiomorf karaktär. Texturen i gnejser av denna typ illustreras av fig. 6 och 25 b. De flesta gnejser präglas dock av starkare eller svagare omkristallisation. Dels kan migmatitisering ha åstadkommit, att ådror, körtlar och annat neosom blivit grovt medelkornigt, massformigt, och fått enkel kornfogning. Ibland kan dock rekristallisationen ha drabbat hela eller stora delar av kornförbandet. De omkristalliserade partierna utmärks av enkla, raka kornfogar, med låg grad av infingrande, sammanfogande korngränser (se fig. 26 c). I alla gnejstyper kan magnetitindivid med för sådana typisk textur (se s. 66 och fig. 7) uppträda.

I tektoniserade avsnitt av berggrunden kan texturer med starkt sammanfogade korngränser (fig. 26 a) uppträda i de ofta fint medelkorniga gnejserna. De mer speciella texturella fenomen, som uppträder i anslutning till mylonitzonen, beskrivs på s. 36.

TABELL 3. Sammansättning av hornblände från granodioritisk gnejs (koord. 64211/13252, se s. 65). SGU:s mikrosondanalys nr 771007-07.  
*The composition of hornblende from a granodioritic gneiss. Microprobe analysis by SGU.*

Oxid	Vikt-%	Antal joner enligt beräkning baserad på 23 (O)		
SiO <sub>2</sub>	40.7	Si	6.46	} 8.00
TiO <sub>2</sub>	0.96	Al <sub>tetr.</sub>	1.54	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.4	Al <sub>oktr.</sub>	0.59	} 5.23
Fe tot = FeO	22.1	Ti	0.12	
MgO	6.7	Fe	2.93	
CaO	11.6	Mg	1.59	} 2.30
K <sub>2</sub> O	1.6	Ca	1.97	
Summa:	95.1	K	0.33	

### Mineral i metabasiter

Mineralen i basiterna är helt omvandlade (med undantag för den yngre typen av gabbro, se s. 27 och fig. 17). En fullständigt genomförd omvandling av ursprungliga mineral har alltså skett. Nuvarande paragenes utmärks av ganska få mineral, som vanligen är ozonerade. Kornförbandet har hypidiomorf kornfogning, och coronatextur saknas. Ett undantag finns, som dock beror på en retrograd omvandling av ett metamorft mineral, nämligen serpentinisering av olivinförande ultrabasit (jfr fig. 18).

*Kvarts.* I en del basiter uppträder kvarts underordnat. Minerallet har undulös utsläckning. Ibland kan det likna granat, då det på grund av hämatitimpregnering får samma vinröda färg som detta mineral. Att kvarts över huvud taget kan förekomma i basiterna beror på att minerallet här är metamorft, sekundärt bildat.

*Plagioklas.* Detta mineral är i basiterna ofta sericitiserat, uppvisar tvillingar och har en växlande anortithalt, så som framgår av fig. 16. En svag zonerings kan ibland observeras.

*Klinozoisit* förekommer ofta accessoriskt i basiterna. Minerallet har hypidiomorf till idiomorf habitus och växer ofta genom andra mineral. Till sin sammansättning är det järnfattigt. Zonerings eller inneslutningar saknas som regel.

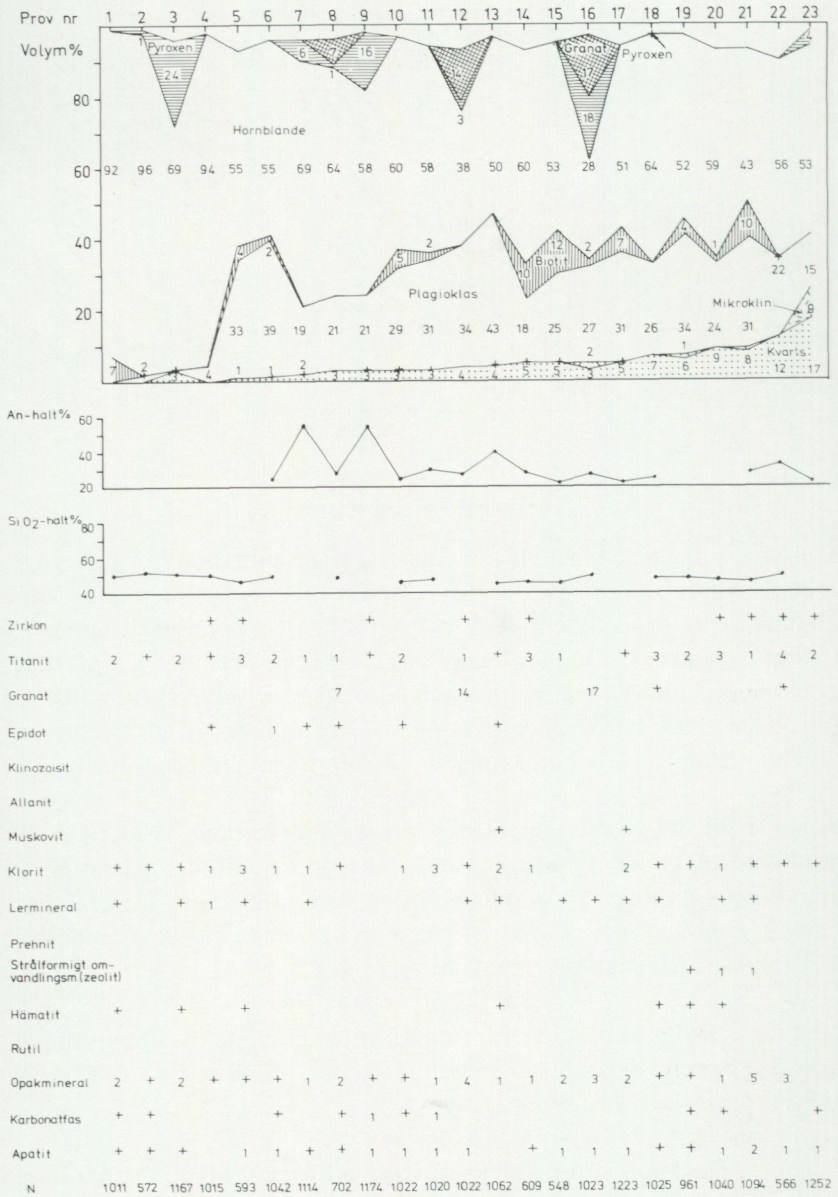


Fig. 16. Mineralinnehållet i åderfria partier av ultrabasiska-basiska bergarter (volym-%).  
 Modal composition of ultrabasic-basic rocks (% by vol.).



Fig. 17. Textur i metagabbro utan migmatitisering. Observera den koncentriska uppbyggnaden av de mörka mineralen. 1 nic. 40  $\times$ .

*Texture in metagabbro, which has not been migmatized. Observe the concentric texture of the dark minerals. 1 nic. 40  $\times$ .*

*Hornblände* uppträder i form av hypidiomorfa, ofta förgrovade individ och aggregat av individ i basiterna. Poikilitisk textur kan förekomma. Zonering, avblandningar, eller andra inhomogeniteter saknas dock vanligen.

*Granat* kan förekomma i basiterna. Magnesiumrika basiter—ultrabasiter kan innehålla ganska höga halter (ca 20 %, och däröver) av mineralet, men detta kan också saknas helt. Sammansättningen tycks vara av almandintyp, med för västsvenska granater typiska sammansättningar innebärande jämförelsevis höga halter av kalcium och mangan (jfr Ahlin 1976). Granatindividen är ofta runda, utan antydning till utbildning av kristallytor. De har många småsprickor. En retrograd omvandling av granat kan förekomma, med karaktäristisk koncentrisk omvandling från periferin mot mitten. Reaktionsprodukten utgör en fint medelkornig,

ostrukturerad massa av klintzoisit och hornblände. Reaktionen kan ha varit partiell eller fullständig.

*Biotit* förekommer i basiterna, ofta som en underordnad beståndsdel, men ibland, och då troligen i samband med tillförsel till bergarten av vatten och kalium, som ett huvudmineral (jfr mängden kemiskt bundet vatten i vissa metabasiter, tabell 5:25). Någon gång kan ultrabasiter vara helt omvandlade till biotitskölar. Mineralen har en annan sammansättning än då de förekommer i gnejser. Bl. a. har de högre halt av magnesium. De har brun egenfärg och saknar vanligen inneslutningar.

*Titanit* utgör en underordnad till accessorisk beståndsdel i basiterna. Mineralen har hypidiomorft utbildning och saknar vanligen zoner.

*Pyroxen* förekommer ibland i basiterna samt i migmatitiserade partier, såväl paleosom som neosom. Enligt de optiska egenskaperna har den

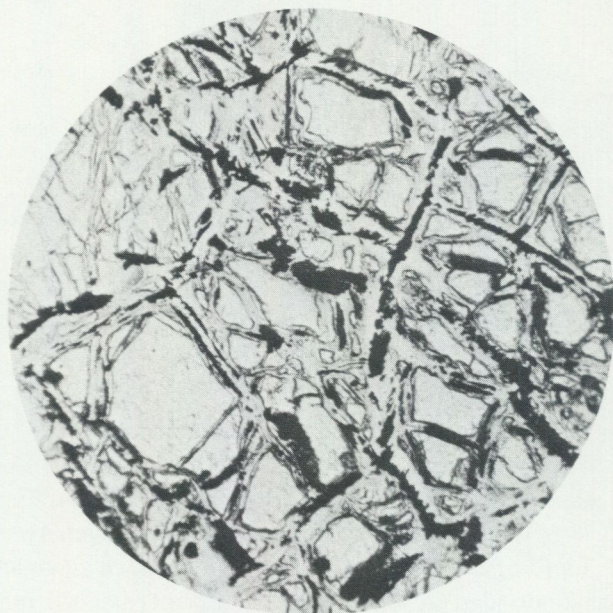


Fig. 18. Olivin som efter deformation omvandlats till främst serpentinit och magnetit. 1 nic. 40 $\times$ .

*Olivine, with post-deformational alteration to serpentine and magnetite. 1 nic. 40 $\times$ .*

klassificerats som en klinopyroxen, kanske en diopsid. Den har hypidiorf habitus och har ofta, i likhet med hornbländet, förgrovats.

*Olivin* påträffas i några fall i ultrabasiter. Mineralen är ofta karaktäristiskt omvandlat, bl. a. till serpentin och små individ av magnetit (jfr fig. 18). Olivinen uppvisar koncentrisk, posttektoniska omvandlingsstrukturer. Detta uppfattas så, att den i ett sent skede av den geologiska utvecklingen utsatts för en omvandlingsreaktion. Tillförsel av vatten har skett, och rimligen har också syre tillförts, varigenom bergarten hydrerats och oxiderats. Dessa processer antyds av omvandlingsmineralens sammansättning.

*Zirkon* förekommer i underordnade mängder som små, troligen oregelbundet formade individ, vilka ofta är zonerade.

*Magnetit* kan ingå i basiterna. Enligt de geofysiska mätningarna (s. 93) är detta dock mindre vanligt. Då högre halt av magnetit förekommer, beror detta på att olivin omvandlats, varvid bl. a. magnetit bildats. (Se ovan, under olivin.)

*Pyrit* förekommer ofta som accessoriskt mineral. Av de kemiska analyserna framgår mindre mängder kemiskt bundet svavel (jfr tabell 5:21 och 22). Detta tycks alltid väsentligen vara bundet till pyrit.

### Mineral av retrograd typ

I biotit och ibland i andra mafiska mineral förekommer små, oregelbundna aggregat, som i stor utsträckning utgörs av zeolitmineral. Hög ljusbrytning, ibland hög dubbelbrytning, ljusbrun men ibland mörkare färg utmärker dessa aggregat. De är ofta oklart avgränsade och kan bestå av eller delvis övergå i material, som är dåligt kristalliserat och i mikroskopet isotropt. Mineralaggregaten uppfattas som i väsentlig utsträckning bildade genom retrograd omvandling, kanske i analogi med de av Zeck et al. (1971) identifierade mineralen prehnit och pumpellyit i bergarter från Dalsland (jfr Zeck 1971 och s. 65). Den av dessa forskare beskrivna typiska lokaliseringen till biotit är också i undersökningsområdet karaktäristisk för de retrograda mineralen. Förklaringen till detta förhållande står troligen främst att finna i rent mekaniska förhållanden, då bindningen mellan biotitpackarnas 'blad' är mycket svag och en mineralnybildning mellan dem erbjuder ringa mekaniskt motstånd. Det material, av vilket

de retrograda mineralen byggts upp, har endast delvis frigjorts genom nedbrytning av biotiten. Mineralen ifråga innehåller kalcium, ett grundämne som inte har frigjorts genom nedbrytning av biotit. Kalcit kan vara ett tänkbart kompletterande utgångsmaterial.

### Sprickfyllnadsmineral

Vissa mineral samlas i sprickor i berggrunden och kan i sådana fall växa till stora kristallindivider. Kalcit förekommer i en del sprickor men kan ibland vara bortvittrat, eftersom mineralet är lösligt i koldioxidhaltigt vatten. Epidot bildar som sprickfyllnadsmineral ofta idiomorfa, väl utbildade, olivgröna individer. Pyrit förekommer ibland som sprickfyllnadsmineral, särskilt i anslutning till basiter. Små, ofta grumlade individer av bergkristall (fritt kristalliserad kvarts) förekommer i vissa sprickor. Denna typ av sprickor utmärks ofta av ett idiomorft hornblände samt klorit, som kan bilda finkorniga aggregat eller större individer. Den nämnda typen av sprickor utmärks av att de är korta och begränsade och har en viss spaltvidd. Genom denna utformning får de en viss likhet med drusrum. Klorit förekommer allmänt i sprickorna.

I samband med sprickor uppträder ofta oxidationsfenomen: oxidation av magnetit till oxid av trevärt järn (hämatit), s. k. martitisering. Vidare förekommer rödfärgning av bergarten orsakad av järn(III)hydroxid, som fällt ut i mikrosprickor i och mellan mineralindividen.

Kraftigt leromvandlat berg är blottat i en vägskäring vid Hultafors (koord. 64007.5/13166). Berget är starkt omvandlat och tektoniserat. Det har därför blivit finkornigt, delvis mylonitiskt, samt kraftigt uppsprucket. Vid vittring faller det sönder till skarpkantade fragment med en lerig mellanmassa.

### Geokemi

*Provtagning, analys.* Ett översiktligt material rörande bergartstypernas geokemi presenteras för att huvudtrender och allmänna företeelser skall illustreras. Sammanlagt 124 analyser har gjorts av områdets bergarter. Provtagningen har skett enligt den allmänna principen, att provet skall omfatta några kilo material i bitar, som representerar någon kvadratmeter stor hällyta. Proverna har analyserats vid SGU:s laboratorium. Analysnoggrannheten i redovisade värden framgår utom för några element av den noggrannhet, varmed halten presenteras. Dessa element är vanadin

och krom, för vilka analysresultaten kan betecknas som ungefärliga. Analyser av samma element är dock inbördes jämförbara. För halter av krom, som överstiger 1 500 ppm, visar analysen ett för lågt värde. Vid databehandlingen av materialet har SGU:s program BENORM2 använts.

*Homogenitet i provtagna bergarter.* De provtagna intermediära och sura bergarterna är ofta migmatitiserade, med riklig utbildning av ådror och annat neosommaterial. Detta innebär att bergarterna är inhomogena och att den provmängd, som teoretiskt skulle krävas för att helt kompensera effekten härav, skulle utgöra 100-tals kg per prov (jfr ovan). Bergartens inhomogenitet har gett upphov till spridning i vissa diagram för elementförhållanden. Halterna av zirkonium visar t. ex. stor spridning mellan i övrigt likartade bergarter, och detta kan sättas i samband med migmatitiseringen. Zirkonium kan vid en sådan process antas ha varit betydligt mindre rörligt än andra element. I vissa diagram är spridningen däremot ganska liten. De elementförhållanden, som illustreras i dessa, har alltså påverkats mindre av migmatitiseringsprocesserna.

*Analysresultat.* Analyserna i tabellerna 4 och 5 representerar bergartstyper, som förekommer inom kartbladet. Då ett större analysmaterial finns för en viss grupp, har analysresultatet valts ut som typiskt vad gäller såväl element som elementförhållanden. Provtagningsdata och bergartstyper framgår ur tabell 6.

*Huvudkomponenternas trender.* Huvudkomponenternas inbördes relationer i områdets bergarter illustreras av triangeldiagrammen i fig. 19 och 20. I fig. 19 illustreras förhållandet mellan normativa fältspater och kvarts. Diagrammet visar en trend, där granit, granodiorit och kvartsmonzodiorit representeras. En ganska stor spridning i diagrammet, som också medför att enstaka punkter ligger inom andra fält, återspeglar den kraftiga inhomogenitet i bergarterna, som inverkan från bl. a. migmatitisering inneburit. Den mest basiska gnejsammansättningen är alltså kvartsmonzodiorit, enligt en normativ beräkning utgående från bergarternas totalsammansättning. Enligt klassificering efter mineralsammansättningen blir motsvarande bergartstyp tonalit. Mineralinnehållet är helt och hållet metamorft (se s. 39). Som benämning på primär sammansättning är alltså kvartsmonzodiorit att föredra för den bergartstyp, som beskrivs under termen 'tonalit'. Diagram OrAbAn (fig. 19) visar, hur en

TABELL 4. Kemiska analyser av granit, granodiorit och tonalit. Provtagningsdata i tabell 6.  
*Chemical analyses of granite, granodiorite, and tonalite. Sampling data in Table 6.*

Analys nr <i>Analysis No.</i>		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Vikt-% <i>Weight %</i>	SiO <sub>2</sub>	73.0	64.6	73.9	77.8	75.8	75.8	72.1	66.5	66.0	65.7	59.8	73.2	71.2	68.6	61.2	
	TiO <sub>2</sub>	0.12	0.51	0.31	0.18	0.25	0.32	0.41	0.58	0.55	0.84	1.4	0.40	0.59	0.51	0.67	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.5	16.0	13.0	10.5	11.4	11.7	13.5	15.2	16.4	14.2	15.8	13.1	13.4	15.1	16.6	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.3	2.4	1.1	0.7	0.8	0.7	0.7	1.2	1.3	1.9	2.6	0.4	1.0	0.9	1.7	
	FeO	0.4	2.0	0.8	1.2	1.1	1.1	1.3	2.2	1.7	3.4	4.3	1.3	2.0	1.8	3.7	
	MnO	0.03	0.07	0.05	0.04	0.04	0.07	0.07	0.08	0.12	0.12	0.15	0.04	0.07	0.08	0.16	
	MgO	0.17	0.35	0.15	0.20	0.13	0.11	0.68	1.3	0.97	1.8	2.3	0.74	0.90	0.93	2.1	
	CaO	0.7	1.7	0.5	0.4	0.5	0.6	1.5	3.1	2.5	3.8	5.3	1.8	1.7	2.1	4.3	
	BaO	0.13	0.37	0.08	0.03	0.03	0.03	0.18	0.24	0.19	0.10	0.10	0.24	0.12	0.23	0.12	
	Na <sub>2</sub> O	4.2	3.6	2.8	2.4	2.4	2.9	3.8	4.0	4.7	2.8	3.4	2.8	3.0	4.1	4.9	
	K <sub>2</sub> O	5.2	6.9	6.1	5.6	6.5	6.0	4.6	4.3	4.5	3.6	2.6	4.8	4.8	4.1	2.7	
	H <sub>2</sub> O > 105°	0.6	0.5	0.4	0.2	0.3	0.1	0.3	0.5	0.4	0.9	1.2	0.4	0.4	0.5	0.8	
	H <sub>2</sub> O < 105°	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.11	0.04	0.02	0.04	<0.01	0.13	0.17	0.14	0.13	0.44	0.08	0.11	0.09	0.25	
	S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.20	<0.02
Summa	99.59	99.41	99.53	99.47	99.49	99.53	99.47	99.49	99.57	99.52	99.51	99.52	99.52	99.44	99.50		
Katjon-% <i>Cation %</i>	Si	68.45	61.06	70.35	74.46	72.37	71.86	67.98	62.47	61.42	62.93	57.15	69.62	67.68	64.68	57.33	
	Ti	0.08	0.36	0.22	0.12	0.17	0.22	0.29	0.40	0.38	0.60	1.00	0.28	0.42	0.36	0.47	
	Al	16.02	17.82	14.58	11.84	12.82	13.07	15.00	16.83	17.98	16.03	17.79	14.68	15.01	16.78	18.32	
	Fe <sup>3+</sup>	0.21	1.70	0.78	0.50	0.57	0.49	0.49	0.84	0.91	1.36	1.86	0.28	0.71	0.63	1.19	
	Fe <sup>2+</sup>	0.31	1.58	0.63	0.96	0.87	0.87	1.02	1.72	1.32	2.72	3.43	1.03	1.59	1.41	2.89	
	Mn	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.06	0.09	0.09	0.12	0.03	0.05	0.06	0.12	
	Mg	0.23	0.49	0.21	0.28	0.18	0.15	0.95	1.82	1.34	2.56	3.27	1.04	1.27	1.30	2.93	
	Ca	0.70	1.72	0.51	0.41	0.51	0.60	1.51	3.12	2.49	3.89	5.42	1.83	1.73	2.12	4.31	
	Ba	0.04	0.13	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.08	0.06	0.03	0.03	0.08	0.04	0.08	0.04	
	Na	7.63	6.59	5.16	4.45	4.44	5.33	6.94	7.28	8.48	5.19	6.30	5.16	5.52	7.49	8.90	
	K	6.22	8.32	7.40	6.83	7.91	7.25	5.53	5.15	5.34	4.39	3.16	5.82	5.82	4.93	3.22	
	P	0.03	0.08	0.03	0.01	0.03	—	0.10	0.13	0.11	0.10	0.35	0.06	0.08	0.07	0.19	
	Anjoner <i>Anions</i>	O	167.90	162.33	170.76	174.55	172.20	172.31	169.01	164.17	163.30	164.74	160.01	170.75	169.18	166.11	159.32
		OH	3.75	3.15	2.52	1.27	1.91	0.63	1.88	3.13	2.48	5.75	7.65	2.53	2.53	3.14	4.99

Analys nr <i>Analysis No.</i>		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Nigglivärden</i> <i>Niggli values</i>	<i>si</i>	415.39	276.70	445.27	540.67	489.41	477.99	380.71	280.08	277.40	267.61	205.54	405.66	363.97	319.58	214.36
	<i>si'</i>	268.16	235.19	259.19	263.96	267.16	267.44	239.77	211.53	224.85	181.63	168.11	228.03	222.07	222.79	190.68
	<i>qz</i>	147.22	41.50	186.08	276.71	222.25	210.54	140.93	68.55	52.54	85.97	37.42	177.62	141.90	96.78	23.68
	<i>al</i>	48.62	40.38	46.16	43.00	43.37	43.47	42.00	37.72	40.62	34.09	32.00	42.78	40.36	41.45	34.26
	<i>fm</i>	4.77	17.39	10.62	12.94	11.29	10.53	14.18	20.00	16.59	28.75	31.31	13.99	19.56	16.94	26.76
	<i>c</i>	4.55	8.42	3.41	3.06	3.53	4.12	8.85	14.38	11.57	16.74	19.65	11.20	9.55	10.90	16.30
	<i>alk</i>	42.04	33.79	39.79	40.99	41.79	41.86	34.94	27.88	31.21	20.40	17.02	32.00	30.51	30.69	22.67
	<i>mg</i>	0.30	0.12	0.12	0.16	0.11	0.09	0.37	0.40	0.36	0.38	0.37	0.43	0.35	0.38	0.40
	<i>k</i>	0.44	0.55	0.58	0.60	0.64	0.57	0.44	0.41	0.38	0.45	0.33	0.53	0.51	0.39	0.26
	<i>ti</i>	0.51	1.64	1.40	0.94	1.21	1.51	1.62	1.83	1.73	2.57	3.61	1.66	2.26	1.78	1.76
	<i>h</i>	11.38	7.14	8.03	4.63	6.46	2.10	5.28	7.02	5.60	12.22	13.75	7.39	6.81	7.76	9.34
	<i>w</i>	0.40	0.51	0.55	0.34	0.39	0.36	0.32	0.32	0.40	0.33	0.35	0.21	0.31	0.31	0.29
	<i>p</i>	0.09	0.19	0.10	0.05	0.10	0.02	0.29	0.30	0.24	0.22	0.64	0.18	0.23	0.17	0.37
	<i>T</i>	6.58	6.58	6.36	2.01	1.58	1.61	7.06	9.84	9.40	13.68	14.97	10.77	9.85	10.75	11.59
	<i>t</i>	2.02	-1.83	2.94	-1.04	-1.94	-2.50	-1.79	-4.54	-2.16	-3.06	-4.67	-0.43	0.30	-0.14	-4.70
<i>CIPW-norm</i> <i>CIPW norms</i>	Q	26.9	13.0	33.2	41.0	35.8	34.6	28.1	18.4	14.6	24.2	15.5	33.1	29.9	22.7	9.6
	Or	30.9	41.1	36.3	33.3	38.7	35.6	27.4	25.6	26.7	21.4	15.4	28.5	28.6	24.4	16.1
	Ab	35.7	30.7	23.9	20.4	20.4	24.7	32.4	34.0	40.0	23.8	28.9	23.8	25.6	35.0	41.8
	An	3.5	7.2	2.4	1.3	1.1	1.2	6.2	10.9	10.4	15.6	20.3	8.9	8.0	10.3	15.4
	Mt	0.4	3.5	1.6	1.0	1.2	1.0	1.0	1.7	1.9	2.8	3.8	0.6	1.5	1.3	2.5
	saliska	97.8	92.1	96.7	96.2	96.1	96.2	94.2	89.0	91.8	85.2	80.3	94.6	92.4	92.6	83.0
	femiska	1.5	7.1	2.8	3.6	3.6	3.7	5.4	10.4	7.7	13.8	18.4	4.9	7.1	6.7	16.2
<i>Spårelement</i> <i>(g/ton)</i> <i>Trace elements</i> <i>(ppm)</i>	Zr	150	1360	830	680	520	530	320	530	570	430	650	370	390	480	380
	Sr	270	530	220	70	90	30	310	750	400	210	340	390	220	610	740
	Rb	210	160	170	200	180	130	150	140	150	150	120	160	190	100	100
	V	17	11	19	<10	<10	<10	41	107	54	187	191	47	60	82	178

TABELL 5. Kemiska analyser av muskovitrik gnejs, suprakrustal gnejs, gabbro av yngre och äldre typ, amfibolit, samt ultrabasit.  
*Chemical analyses of muscovite-rich gneiss, supracrustal gneiss, younger and older gabbro, amphibolite, and ultrabasite.*

Analys nr Analysis No.		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Vikt-% Weight %	SiO <sub>2</sub>	64.6	70.3	80.5	43.0	49.2	49.6	47.0	45.9	49.5	42.0
	TiO <sub>2</sub>	0.62	0.63	0.16	3.9	2.2	2.4	2.0	2.5	0.23	0.20
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.7	13.5	9.6	14.4	13.5	13.0	15.5	14.7	16.6	3.7
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.7	1.2	0.2	4.5	2.8	2.3	3.6	3.9	1.0	7.0
	FeO	4.6	2.8	0.8	14.9	10.1	11.8	8.6	11.4	3.5	5.0
	MnO	0.49	0.18	0.03	0.24	0.22	0.24	0.21	0.25	0.11	0.20
	MgO	2.0	1.5	0.34	6.1	6.2	6.0	6.7	6.9	10.2	27.6
	CaO	1.7	1.5	1.0	8.5	10.3	10.0	9.8	8.9	14.5	3.9
	BaO	0.09	0.08	0.09	0.05	0.02	0.02	0.06	0.03	0.01	<0.01
	Na <sub>2</sub> O	2.7	2.6	2.5	2.1	2.5	2.4	2.9	2.1	1.1	0.4
	K <sub>2</sub> O	3.8	3.7	3.9	0.8	0.8	0.6	0.7	0.8	0.6	0.1
	H <sub>2</sub> O > 105°	1.1	1.1	0.3	0.7	1.2	0.7	1.7	1.7	1.8	8.1
	H <sub>2</sub> O < 105°	0.3	0.3	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	1.1
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.09	0.02	0.28	0.19	0.19	0.22	0.21	0.01	0.01
	CO <sub>2</sub>				0.07						
	F				0.05						
	S	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	0.16	0.36	0.03	<0.02	0.04
	Summa	99.54	99.48	99.54	99.89	99.45	99.61	99.55	99.52	99.36	99.35
Katjon-% Cation %	Si	62.29	67.73	77.22	41.89	47.37	47.77	45.15	44.59	46.39	41.01
	Ti	0.44	0.45	0.11	2.85	1.59	1.73	1.44	1.82	0.16	0.14
	Al	16.70	15.32	10.85	16.53	15.32	14.75	17.54	16.83	18.33	4.25
	Fe <sup>3+</sup>	1.95	0.87	0.14	3.29	2.02	1.66	2.60	2.85	0.70	5.14
	Fe <sup>2+</sup>	3.70	2.25	0.64	12.14	8.13	9.50	6.90	9.26	2.74	4.08
	Mn	0.40	0.14	0.02	0.19	0.17	0.19	0.17	0.20	0.08	0.16
	Mg	2.87	2.15	0.48	8.85	8.89	8.61	9.59	9.99	14.25	40.17
	Ca	1.75	1.54	1.02	8.87	10.62	10.32	10.08	9.26	14.56	4.08
	Ba	0.03	0.03	0.03	0.01	—	—	0.02	0.01	—	—
	Na	5.04	4.85	4.64	3.96	4.66	4.48	5.40	3.95	1.99	0.17
	K	4.67	4.54	4.77	0.99	0.98	0.73	0.85	0.99	0.71	0.12
	P	0.09	0.07	0.01	0.23	0.15	0.15	0.17	0.17	—	—
	Anjoner Anions	O	163.82	168.16	177.19	150.25	151.22	153.12	148.38	148.56	149.12
	OH	7.07	7.06	1.91	4.54	7.70	4.49	10.89	11.01	11.25	52.76

Analys nr		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
<i>Analysis No.</i>												
Nigglivärden <i>Niggli values</i>	<i>si</i>	260.11	349.62	617.89	94.87	117.36	118.52	109.32	104.95	108.17	72.92	
	<i>si'</i>	181.19	197.08	250.78	122.46	127.99	125.89	130.31	123.28	112.66	103.13	
	<i>qz</i>	78.91	152.53	367.11	-27.59	-10.63	-7.37	-20.98	-18.33	-4.49	-30.21	
	<i>al</i>	34.88	39.56	43.42	18.76	18.99	18.31	21.25	19.81	21.39	3.81	
	<i>fm</i>	37.34	28.01	10.38	55.48	47.66	49.58	46.68	52.52	41.47	88.13	
	<i>c</i>	7.47	8.14	8.49	20.13	26.34	25.62	24.47	21.83	33.95	7.26	
	<i>alk</i>	20.29	24.27	37.69	5.61	6.99	6.47	7.57	5.82	3.16	0.78	
	<i>mg</i>	0.32	0.39	0.37	0.36	0.46	0.43	0.49	0.44	0.80	0.81	
	<i>k</i>	0.48	0.48	0.50	0.20	0.17	0.14	0.13	0.20	0.26	0.14	
	<i>ti</i>	1.87	2.35	0.92	6.47	3.94	4.31	3.49	4.29	0.37	0.26	
	<i>h</i>	14.77	18.24	7.68	5.15	9.54	5.57	13.18	12.96	13.11	46.90	
	<i>w</i>	0.34	0.27	0.18	0.21	0.19	0.14	0.27	0.23	0.20	0.55	
	<i>p</i>	0.20	0.18	0.06	0.26	0.19	0.19	0.21	0.20	-	-	
	<i>T</i>	14.58	15.29	5.72	13.14	11.99	11.84	13.67	13.99	18.22	3.03	
	<i>t</i>	7.10	7.14	-2.76	-6.99	-14.34	-13.77	-10.80	-7.83	-15.73	-4.23	
	CIPW-norm <i>CIPW-norms</i>	Q	25.4	34.5	48.5	-	0.6	1.6	-	-	-	-
Or		22.6	22.0	23.2	4.7	4.8	3.6	4.2	4.8	3.6	0.6	
Ab		23.0	22.2	21.3	17.8	21.3	20.4	24.8	17.9	9.4	3.4	
An		7.9	7.1	3.5	27.6	23.4	23.1	27.5	28.5	38.9	8.1	
Mt		3.9	1.8	0.3	6.5	4.1	3.4	5.3	5.7	1.5	10.3	
saliska		82.3	88.4	96.4	50.2	50.2	48.7	56.5	51.2	51.9	12.2	
femiska		16.6	10.4	3.2	49.1	48.6	50.5	41.8	47.1	46.3	79.6	
Spårelement (g/ton) <i>Trace elements</i> (ppm)	Zr	350	380	850	Cr	149	136	70	63	82	1 500	2 300
	Sr	200	190	270	Co	83	141	177	103	155	119	170
	Rb	230	240	140	Ni	54	81	73	55	140	198	929
	V	109	141	36	V	761	559	637	506	541	130	65

TABELL 6. Provtagningsdata för de kemiska analyserna i tabellerna 4 och 5.  
*Sampling data for the chemical analyses in Tables 4 and 5.*

Analys nr <i>Analysis No.</i>	Lokal <i>Field Code</i>	Koordinater <i>Coordinates</i>	SGU lab.nr <i>Laboratory No.</i>	Bergart <i>Rock</i>
1	JB 2060	64093/13219	0110004	Fältspatrik granit, normal oxidationsgrad
2	IL 1428	64248/13097	0110041	Fältspatrik granit, normal oxidationsgrad
3	IL 1695	64240/13109	0110045	Fältspatrik granit, normal oxidationsgrad
4	IL 1679	64231/13102	0110042	Fältspatrik granit, låg oxidationsgrad
5	IL 1681	64235/13102	0110043	Fältspatrik granit, låg oxidationsgrad
6	IL 1691	64241/13104	0110044	Fältspatrik granit, låg oxidationsgrad
7	ML 906	64048/13127	0109976	Granit, normal oxidationsgrad
8	IL 755	64111/13062	0110029	Granit, normal oxidationsgrad
9	JB 616	64064/13095	0109988	Granit–granodiorit, normal oxidationsgrad
10	IL 189	64161/13008	0110010	Granit–granodiorit, normal oxidationsgrad
11	JB 273	64081/13002	0109982	Tonalit, normal oxidationsgrad
12	JB 249	64067/13031	0109965	Granit, låg oxidationsgrad
13	IL 101	64177/13008	0109970	Granit, låg oxidationsgrad
14	JB 1139	64004/13200	0109992	Granit–granodiorit, låg oxidationsgrad
15	IL 1281	64225/13072	0110039	Granodiorit–tonalit, låg oxidationsgrad
16	JB 82	64003/13024	0109979	Muskovitiserad gnejs
17	JB 233	64062/13013	0109981	Muskovitiserad gnejs
18	IL 1156A	64175/13062	0110033	Suprakrustalgnejs (?)
19	SA 98	64122/13142	0109360	Metagabbro, utan migmatitisering
20	JB 1232	64027/13188	0109997	Metagabbro, migmatitiserad
21	ML 1096	64009/13122	0110050	Metagabbro, migmatitiserad
22	IL 614	64123/13050	0110026	Amfibolit
23	JB 667	64071/13060	0109991	Amfibolit
24	JB 1188	64013/13169	0109994	Amfibolit
25	IL 351	64149/13020	0110018	Ultrabasit

differentiationstrend föreligger mot en bergartstyp, där bland fältspaterna (och totalt) kalifältspat dominerar, medan endast ungefär  $1/5$ -del utgör albit och anortit saknas nästan helt. Detta motsvarar den fältspatrika graniten.

Diagram QPlOr (fig. 19) illustrerar, hur differentiationstrenden går mot en kvartsrikare bergart men att fältspatrik granit, den mest extremt differentierade bergartstypen, inte innehåller den största mängden av normativ kvarts. Detta visar att differentiationen, som medfört en kontinuerlig anrikning av kalium, endast i viss mån lett till en höjning av  $\text{SiO}_2$ -halten.

I ACF-diagrammet illustreras en naturlig geokemisk uppdelning mellan basiska och intermediära-sura bergarter. Trenden i de senare illustrerar den kalk-alkalitrend, som gäller för områdets bergarter.

*Oxidationsgrad.* Bergarternas oxidationsgrad illustreras i ett triangel-diagram med magnesium samt två- och trevärt järn (fig. 20). Punkterna representerar analyser med en vanligtvis liten relativ osäkerhet. För de suraste bergarterna, som har den lägsta halten av magnesium, går dock totalhalten av järn ner till 1.0 %. Osäkerheten i dessa analyser är som mest 10 % i horisontell led i diagrammet.

Värdena grupperar sig med en sådan trend, att endast en del av det teoretiskt möjliga fältet i verkligheten är representerat.

Detta område är genom en streckad gränslinje uppdelat i en 'normal' grupp (till höger) och en grupp med 'låg' oxidationsgrad (till vänster). Ur fig. 34 framgår, att de två grupperna har olika geofysiska egenskaper.

*Kalium och rubidium i intermediära-sura bergarter.* Halterna av kalium har jämförts med halterna av rubidium i intermediära och sura bergarter (med Alk större än 30 i diagram AlkFM). I fig. 21 återges dessa halter i log-log-skala, med några intervall markerade (jfr Taylor 1965). Med vissa undantag faller värdena från undersökningsområdet inom det angivna intervallet. Punkterna, som ligger något högre än linjen 300, antas höra till huvudgruppen. En punkt har ett markant högre K/Rb-förhållande än huvudmaterialet. Den punkten representerar en fältspatrik gnejs (koord. 64169/13219).

Generellt har dock bergarterna de K/Rb-förhållanden, som är typiska för rådande metamorfa grad (se s. 64, Heier och Adams 1964). I ett område i Varbergstrakten, med högre metamorf grad, har Hubbard

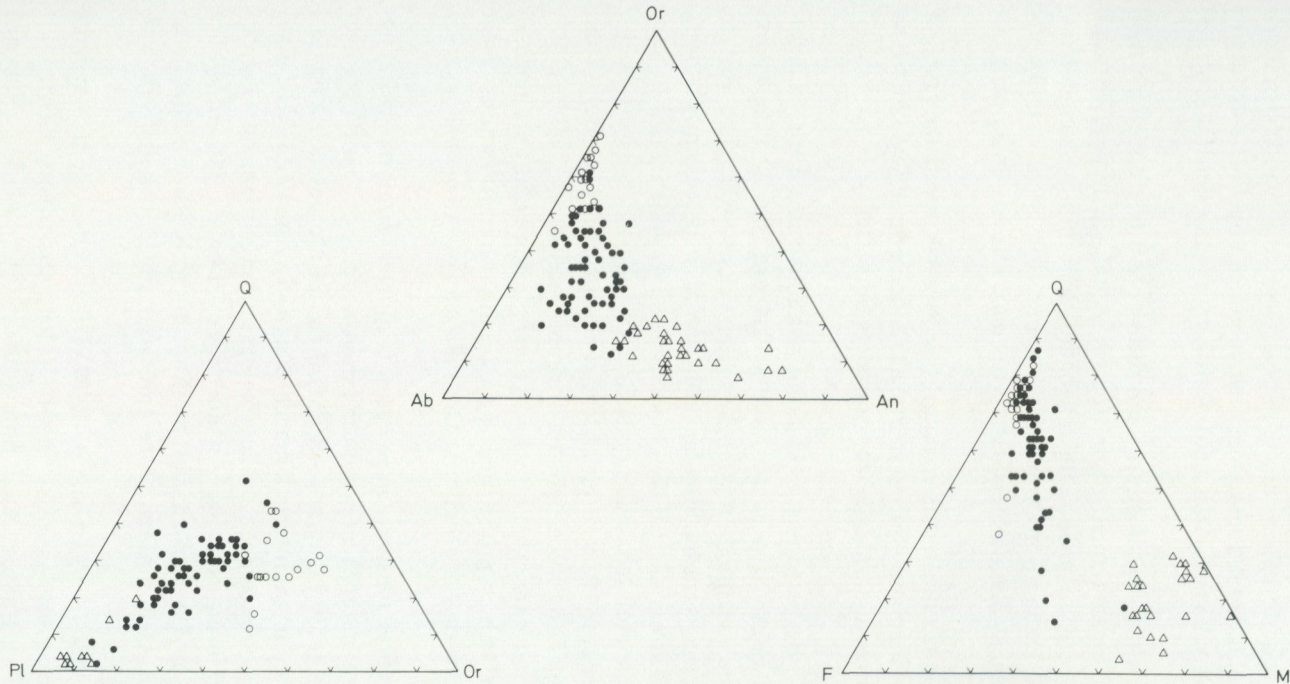


Fig. 19. QPior-, OrAbAn- och QFM-diagram, baserade på CIPW-norm.  $\circ$  = fältspatrik granit,  $\bullet$  = granit, granodiorit och tonalit,  $\triangle$  = basit och ultrabasit.

*QPior, OrAbAn and QFM diagrams, based on CIPW-norm.  $\circ$  = feldspar-rich granite,  $\bullet$  = granite, granodiorite and tonalite,  $\triangle$  = basite and ultrabasite.*

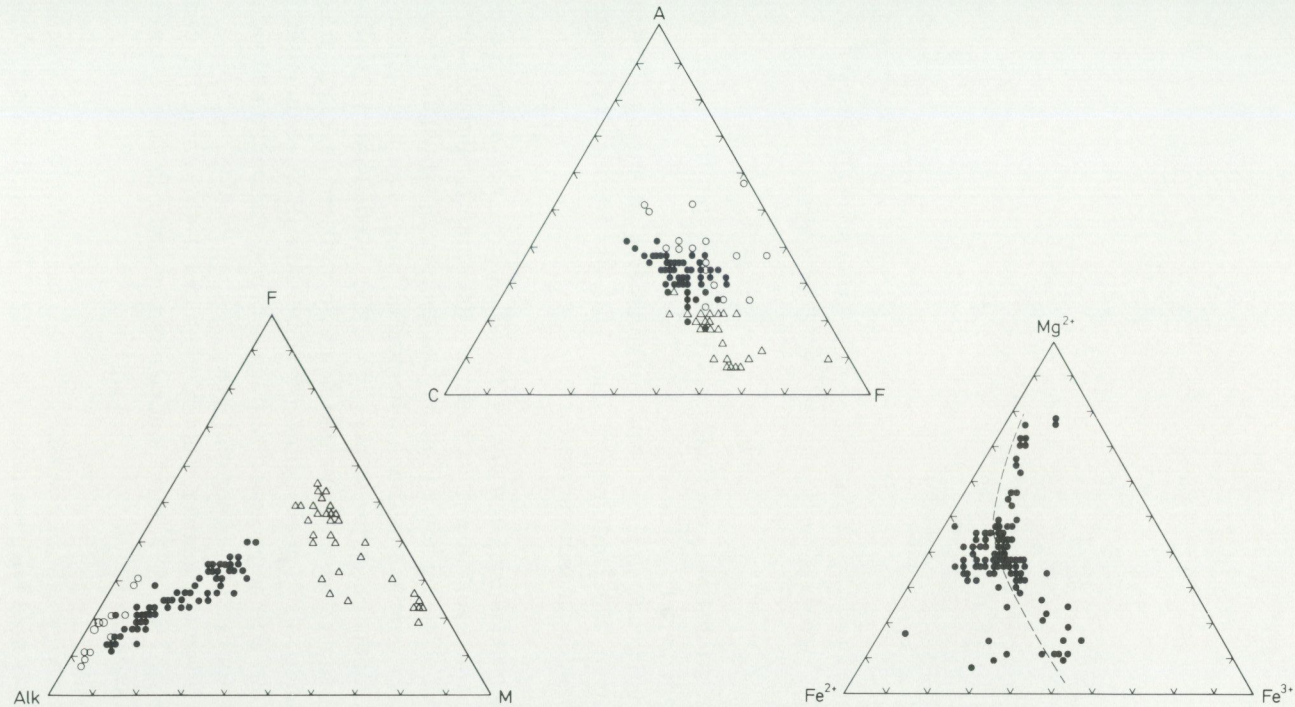


Fig. 20. FALKM-, ACF- och  $Mg^{2+}Fe^{2+}Fe^{3+}$ -diagram, de två förra baserade på CIPW-norm och med symboler som i fig. 19. Gränslinjen mellan 'normal' (till höger) och 'låg' (till vänster) oxidationsgrad har markerats i  $Mg^{2+}Fe^{2+}Fe^{3+}$ -diagrammet.

*FALKM, ACF and  $Mg^{2+}Fe^{2+}Fe^{3+}$  diagrams, the two former based on CIPW-norms and with symbols as in Fig. 19. The border-line between 'normal' (right) and 'low' (left) degree of oxidation is sketched in the  $Mg^{2+}Fe^{2+}Fe^{3+}$  diagram.*

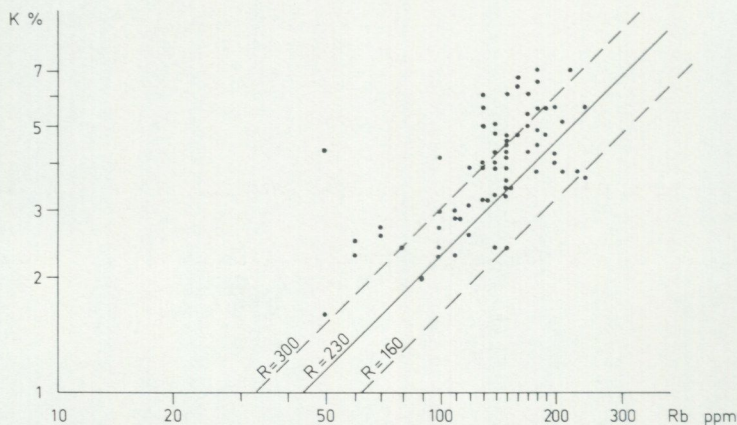


Fig. 21. Förhållandet mellan kalium (log % K) och rubidium (log ppm Rb) i granit-tonalite. *Potassium (log % K) versus rubidium (log ppm Rb) in granite-tonalite.*

(1978) påvisat att distinkt annorlunda K/Rb-förhållanden föreligger i eljest likartade bergarter.

De muskovitiserade gnejser, som förekommer i anslutning till den tektoniska zonen, har jämförelsevis låga K/Rb-förhållanden och lägre Zr/Rb-förhållanden än andra bergarter.

*Zirkonium i intermediära-sura bergarter.* Zirkonium förekommer i området gnejser med genomsnittliga halter av 300 ppm i tonalitiska, 400 i granodioritiska och ännu högre i fältspatrika gnejser. Spridningen är stor och kan sättas i samband med den inhomogenisering, som migmatitiseringen av området bergarter orsakat (jfr s. 53). Medelvärdena av Zr-halterna i området gnejser är distinkt högre än vad som beskrivits från den angränsande västra gnejsregionen (Samuelsson 1978a, Samuelsson och Ahlin 1978). Den högre genomsnittliga halten av zirkonium kan vara karaktäristisk för den östra gnejsregionen.

De muskovitiserade gnejser, som förekommer i anslutning till den tektoniska zonen, har Zr/K-förhållanden, som är låga och faller utanför det övriga materialets trend.

*Niggli mg mot Niggli si i intermediära - sura bergarter.* Nigglivärdena mg har jämförts med Nigglivärdena si (fig. 22) i intermediära och sura

bergarter (med Alk större än 30 i diagram AlkFM). Bergarterna visar med få undantag den för kalk-alkalina granitoider karaktäristiska trend, vilken består i ett med ökande *si* långsamt fallande *mg*, som vid 500 *si* dock går skarpare nedåt för att närma sig 0-linjen. De två punkterna med högsta *si*-värden har dock onormalt höga *mg*-värden. Punkterna representerar medelkorniga bandgnejser av intermediär sammansättning (koord. 64174.5/13061.5 och 64177.0/13065.0).

Någon tektonisk förkislning (tillförsel av kvarts) förefaller inte trolig. Det är mot denna bakgrund rimligt att tolka bergarterna ifråga som suprakrustala (jfr s. 33). Hubbard (1978) har visat att vissa gnejser, som är förgrovade och därför i fält svårtolkade, kan ha geokemiska kännetecken på ett suprakrustalt ursprung.

*Krom mot magnesium i intermediära – sura bergarter.* Krom har jämförts med magnesium i områdets gnejser. Elementen har en viss positiv korrelation. Halterna av elementen är de för bergartssammansättningarna normala, t. ex. 10–20 ppm Cr och omkring 1.0 % Mg i granodioritiska gnejser. (Jfr de av Hubbard 1978 beskrivna förhållandena i suprakrustala gnejser i Varbergsområdet.) För vissa muskovitiserade gnejser i anslutning till den tektoniska zonen gäller, att de har onormalt höga Cr/Mg-förhållanden (2–3 gånger högre än normalt).

*Krom och andra spårämnen i basiterna.* I basiternas differentiations-trend från ultrabasiska till dioritiska sammansättningar ger vissa spårelement tydliga trender. Vid denna differentiation avtar halterna av krom, kobolt och nickel, medan halten av vanadin ökar. (Jfr Lundegårdh 1949, Goldschmidt 1954.) Typiska halter av några spårelement framgår av tabell 5.

*Hybridisering.* Vid kraftig migmatitisering och rekristallisation kan två helt skilda bergartsled ge upphov till ett parti av relativt homogen bergart, med helt ny sammansättning. Detta kallas hybridisering. Det vanligaste exemplet består i, att en basit tillförts surt material, och att den nya bergarten därvid fått en sammansättning av ungefär 40 % hornblände, 40 % mikroklin, 10 % plagioklas och 10 % kvarts. Ibland kan man se utvecklingen från basiska brottstycken i migmatitiserad gnejs till helt homogen, hybridiserad, ny bergart. Ofta är dock den kontinuerliga följden fördold i de ytor, som råkar vara blottade.

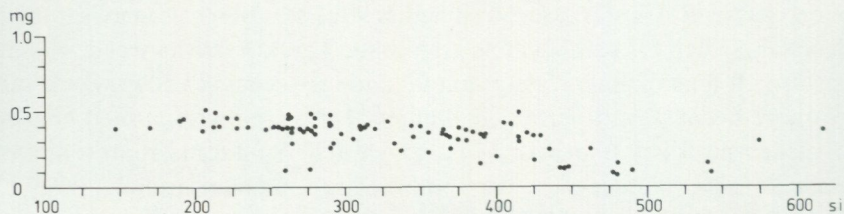


Fig. 22. Niggli-mg mot Niggli-si i granit-tonalit, samt gnejser av suprakrustalt ursprung. Den senare typen representeras av de två punkterna längst till höger.

*Niggli-mg versus Niggli-si in granite-tonalite, and supracrustal gneisses.*

Partierna av 'hybridbergart' kan vara från några kvadratdecimeter till 100-tals m<sup>2</sup> stora.

I gnejs, i vilken basiskt material assimilerats, uppträder granat. Omvänt tycks det gälla, att granat i huvudsak uppträder i de gnejser, i vilka sådan assimilation skett (jfr s. 22).

## Metamorf grad

Med metamorf grad avses de kemisk-fysikaliska förhållanden, som präglat kristallisationen av berggrundens mineral. Huvudsakligen kristalliserade bergarternas mineral i samband med den fas av migmatisering och rekristallisation, som i det stratigrafiska schemat ligger mellan mylonit I och II. Härvid uppnåddes enligt flera indikationer jämvikt mellan mineralen (Vernons kriterier; Vernon 1976, s. 40). Undantag finns dock, och dessa diskuteras nedan.

Den metamorfa grad, som mineralparageneserna i bergarterna (frånsett nedan diskuterade undantag) skall hänföras till, är epidot-amfibolitfacies (Winkler 1967), eller intermediär metamorf grad ('medium stage' enligt Winkler 1970, s. 197). Den metamorfa graden kan tillskrivas temperaturer av 400–650°C och tryckbelopp om 5–10 kb (Vernon 1976, s. 21). Detta motsvarar ett bildningsdjup av 15–35 km. De slutsatser, som kan baseras på identifikation av mineralfaser, blir alltså ganska allmänna. Mera detaljerade uppskattningar kunde baseras på vissa särskilt utslagsgivande mineral, men sådana (t. ex. aluminiumsilikater) saknas. En specialstudie har därför gjorts på samexisterande granat-hornblände-plagioklas i en gnejs. Provtagningslokalen ligger utanför under-

sökningsområdet, men resultaten kan generaliseras till hela detta. Regionala studier antyder inga större variationer av de metamorfa betingelserna i Göteborg–Boråsområdet. Vid Fridhem (koord. 64211/13252) har neosom från en migmatitiserad, intermediär gnejs provtagits. Elementfördelningarna mellan de samexisterande mineralen indikerar att de metamorfa betingelserna utgjorts av omkring 600°C och 7–9 kb, motsvarande ett bildningsdjup av 25–30 km. De metamorfa betingelserna är likartade dem i Göteborgstrakten och andra delar av Västsverige (Ahlin 1976, Ahlin i manuskript).

Den utbildning av magnetit, som skett i områdets gnejser, är likåldrig med, eller yngre, än den ovan beskrivna regionala metamorfosen. De metamorfa betingelser, som gett upphov till denna typ av magnetit, diskuteras närmare på s. 68. De mineral, som nybildats vid detta tillfälle, nämligen magnetit, mikroklin och titanit (samt eventuellt karbonatfas), är stabila inom ett brett tryck- och temperaturintervall. Vid diskussionen av nämnda reaktion och vad den orsakats av har främst volatiltfasens sammansättning kunnat belysas.

Retrograda mineralomvandlingar av gnejser förekommer dels i anslutning till den tektoniska zonen, dels i vissa isolerade områden (jfr s. 34) utan synbart samband med någon tektonisk påverkan av bergarterna. Mineralomvandlingarna består i epidotisering och muskovitisering. Detta skulle indikera en mineralomvandlingsfas orsakad av lokalt mobila volatiler. Denna typ av retrograd omvandling är ännu ofullständigt känd.

I de flesta bergarter förekommer mycket små mängder av vissa faser, som kan indikera en metamorf facies med låga tryck- och temperaturbetingelser, nämligen de delvis svåridentifierbara, sent uppträdande mineral, som beskrivs på s. 51. Dessa uppträder på ett likartat sätt som de av Zeck et al. (1971) beskrivna mineralfaserna, vilka av Zeck (1971) tolkats som en indikation på en speciell metamorf epok av prehnit-pumpellyit-faciestyp (jfr Nyström et al. 1980). Betingelserna för denna metamorfa grad består av låga temperaturer (omkring 150°C) och låga tryck (1–3 kb), motsvarande ett bildningsdjup av omkring 10 km (Vernon 1976, s. 21). Zeck ställer de identifierade mineralen i relation till en speciell metamorf epok av dalslandisk ålder. Mineralen kan dock också uppträda som följd av retrograd metamorfos (Tulloch 1979), under avsvälning o. dyl. De behöver inte nödvändigtvis indikera någon speciell metamorf epok (om härmed avses en tidsmässigt definierad höjning av volatilitetsaktiviteten, eller av tryck/temperatur).

Magnetit i olivinförande ultrabasiter kan ha särpräglade geofysiska egenskaper innebärande en speciell riktning av det remanenta magnetiska fältet (se s. 91). Detta kan indikera att magnetiten i fråga bildats under ett senare skede än den regionalmetamorft kristalliserade magnetiten i gnejserna. Magnetiten i ultrabasiterna kan ha uppkommit under den svekonorvegiska regenerationen (jfr ovan: prehnit-pumpellyitfacies-metamorfos). Denna metamorfa epok och dess eventuella påverkan, med därav följande, kvarstående effekter i västsvensk berggrund, är dock ännu ofullständigt kända.

## Magnetit

Nu följande, ganska utförliga behandling av magnetiten i kartbladsområdets bergarter motiveras av den synnerligen viktiga roll, som mineralet spelar i flera avseenden. Bergarternas magnetiska egenskaper är geofysiska parametrar av första ordningen (jfr avdelningen om geofysik, samt flygmagnetiska kartan); magnetit är det dominerande och väsentliga magnetiska mineralet. Kännedomen om detta minerals bildningshistoria är liksom synpunkter på dess texturella, geokemiska och metamorfa förhållanden av största vikt för tolkningen och förståelsen av geofysiska mätningar. Magnetit är ofta ett karaktäristiskt mineral i de västsvenska gnejserna och intar därför en central plats i diskussionen om deras stratigrafi och metamorfa betingelser.

Magnetiten i kartområdets gnejser bildar vanligen 1–5 mm stora individer. Dessa är särskilt iögonfallande, eftersom de omges av en blekzon. Mängden av magnetit växlar starkt (jfr fig. 30), och variationerna kan i viss mån iakttas i fält. Ibland saknas mineralet.

Att i fält kartera magnetithalt är av flera skäl svårt och olämpligt (jfr s. 69), dels på grund av att fördelningen mellan lätt iakttagbar magnetit och total mängd magnetit varierar, dels därför att bergarterna i detalj (meter-skala) kan vara oenhetliga i detta avseende. De bästa mätmetoderna är geofysiska: flygmagnetiska, eller mätningar på håll, eller laborativt på prov (se s. 87).

I gnejser utmärks magnetiten texturellt ofta av följande karaktäristika:

- 1, magnetitindividen är idiomorfa till hypidiomorfa och växer genom värdbergartens strukturer. De är alltså klart posttektoniska.

- 2, magnetitindividen omges av en blekzon (leukosom) med en bredd, som nära svarar mot magnetitindividens diameter. Blekzonen har granulitisk textur men är inte för grovad. Proportionerna mellan de ljusa mineralen i blekzonen liknar dem i bergarten i övrigt. Dock iakttas en viss ökning av mikroklinhalten (se nedan). Tredimensionellt är blekzonen ellipsoidisk, utdragen längs gnejsens S-plan. Detta beror på att den utbildats i ett anisotropt medium (L. Malmström, muntl. medd., jfr Loberg 1963).
- 3, små mängder av titanit uppträder vid magnetitindividen (påpekande av L. Malmström, muntl. medd.).
- 4, i magnetitindividen förekommer små sprickor med fyllnad av sulfider (J. Brouzell, muntl. medd.).

Mellan olika stråk av gnejs varierar mängderna av magnetit (se flygmagnetiska kartan samt s. 108). Stråken är uthålliga, och detta visar att halten av magnetit (i denna skala) är likartad inom ett och samma stråk. Magnetithalten mellan stråken växlar dock kraftigt. Så som åskådliggörs i fig. 30 (jfr s. 91), har varje sammansättning av gnejs ett maximivärde för magnetithalten (bortsett från speciella mineralomvandlingar i anslutning till den tektoniska zonen). Alla sammansättningstyper av gnejs kan dock uppvisa låga halter av magnetit, eller så låg susceptibilitet, att detta troligen indikerar avsaknad av magnetit. Mängden av magnetit (inom de givna gränsvärdena) har ett klart samband med bergartens oxidationsgrad (definierad i fig. 20), vilket framgår av fig. 34, s. 98.

Kristallisationen av magnetit är stratigrafiskt ganska sen (se ovan och s. 38). De variationer i magnetithalt, som förekommer, definierar enheter av pretektonisk karaktär, som senare veckats. Variationerna i oxidationsgrad (som medför och indikeras genom olika mängd av magnetit) tolkas av denna anledning som primära i förhållande till den regionala deformations- och migmatitiseringsfasen. De variationer i magnetism, som förekommer i undersökningsområdet, kan alltså ge grund för en definition av vissa stråk som 'magnetiska ledhorisonter'. Under denna förutsättning kan rekonstruktioner av den tredimensionella strukturbilden göras lättare och säkrare.

Den kemiska reaktion, som gett upphov till magnetiten och dess typiska reaktionszon, är sammansatt. I förenklad form kan den beskrivas som en oxidation av ren annit (en biotit med tvåvärt järn som enda ferrid). Härvid bildas mikroklin, magnetit, samt vatten. En sådan reaktion är

parallell till de av Wones och Eugster (1965) beskrivna reaktionerna vid laborativ oxidation av biotit. Blekzonen skulle enligt denna förklaringsmodell återspegla förbrukningen av biotit och nybildningen av mikroklin vid oxidation av det förra mineralet. Reaktionen återspeglar dock inte helt de förhållanden, som verkligen rått i den aktuella bergarten. I denna har biotiten en mera komplex sammansättning (se s. 42; jfr också Ahlin 1976). Den innehåller titan, mangan och magnesium, och oxidationsgraden av järnet i mineralet är både två- och trevärd. Om mineralet oxideras enligt den beskrivna reaktionen, sker en nedbrytning, helt eller delvis, därav. En tänkt partiell nedbrytning skulle ge som resultat, att blekzonen omgavs av en omvandlad, annitutaromad biotit. En fullständig nedbrytning av biotitgittret skulle medföra, att magnesium, m. fl. ämnen tvingades delta i reaktionen. Dessa skulle kunna rekristallisera posttektoniskt till antingen biotit av ny sammansättning, eller helt nya mineralfaser. Biotiten är helt 'förbrukad' i blekzonen, och en posttektonisk rekristallisation utanför blekzonen förekommer inte.

Oxidationsgraden i bergarterna synes i väsentlig utsträckning vara primär i förhållande till den senaste migmatitiseringen (se ovan). Det kan alltså föreslås, att magnetitbildningen återspeglar en omfördelning av material mellan mineral utan samtidig oxidation men med en dehydrering. Den metamorfa utvecklingsfas under vilken magnetiten bildades, har alltså enligt detta resonemang präglats av lågt vattenpartialtryck och kanske av relativt högt  $\text{CO}_2$ -partialtryck (se nedan). Biotit har omvandlats till reaktionsprodukterna magnetit, mikroklin, titanit och vatten, varvid magnesium och mangan frigjorts. Den karbonatfas, som ibland förekommer i gnejserna, kan ha tagit emot det magnesium och mangan, som frigjorts vid reaktionen.

Magnetiten kan också tolkas som endast rekristalliserad i sin nuvarande utformning. Gorbatshev (1971, s. 52) har föreslagit, att den kan utgöra rekristalliserade aggregat av äldre, deformerad magnetit. En sådan tolkning är också i enlighet med antagandet, att bergartens oxidationsgrad inte har förändrats vid det tillfälle, då magnetiten fick sin nuvarande form. De typiska texturella förhållandena, med blekzoner runt magnetitindividen, tycks dock tala emot att förklaringen (op.cit.) gäller all magnetit i gnejserna.

I ultrabasiter förekommer magnetit, som bildats genom retrograd omvandling av olivin (se s. 51). Dessa bergarter uppvisar särpräglade magnetiska egenskaper (s. 91). Den speciella riktningen av den rema-

nenta magnetismen i dessa bergarter kan bero på att magnetiten i dem bildats under andra förhållanden och vid en annan tidpunkt än magnetiten i gnejserna. Den retrograda omvandlingen av ultrabasiterna, inklusive magnetitbildningen, kan vara senare än den regionala metamorfosen, kanske så sen som svekonorvegisk. (Ett riktat magnetfält har påpräglats denna magnetit men måste inte nödvändigtvis indikera en Curie-punkt av 670°C. Emedan ett påpräglingskedde med en längd av omkring 100 miljoner år kan antas, bör en temperatur kring 200°C ha gett en likartad effekt; se Grant och West 1965, s. 371.)

### **'Jerngnejs och hornblendegnejs' – några synpunkter på äldre kartmaterial**

För delar av Älvsborgs län finns ett omkring 100 år gammalt kartmaterial i SGU serie Aa, numren 20, 21, 25, 28, 33 och 41. Jämförelser med modern kartering har gjorts, samt utvärdering av vilken information de äldre kartorna kan ge. Den uppdelning, som skedde i 'jerngnejs' och 'hornblendegnejs', kan idag ha ett visst om ock ganska ringa värde. Beteckningen avsåg att indikera vilket av mineralen magnetit och hornblände, som tycktes förhärskas bland bergartens mörka mineral. Vid denna indelning beaktades inte bergartens surhetsgrad. Merendels har dock 'jerngnejs' kommit att beteckna surare gnejstyper. Granitiska och ultrafelsiska gnejser innehåller ofta magnetit i form av förgrovade kristallindivider (s. 66, fig. 7), och klassificerades därför också som 'jerngnejs'. Metabasiterna har däremot i stor utsträckning förts in under termen 'hornblendegnejs', som alltså fått utgöra en verklig 'slaskterm'.

På de ställen där pegmatiter bildar större, enhetliga kroppar, har de vanligen märkts ut. Tektoniskt påverkad, förgnejsad eller förskiffrad metabasit, har företrädesvis betecknats som 'dioritskiffer'. Den yngre typen av gabbro (s. 27) har ofta skilts ut under beteckningen 'trapp'. Det äldre kartmateriallets 'glimmerskiffer' är den sekundärt omvandlade granitgnejs, som beskrivs på s. 34. Mineralomvandlingar har i denna bergart gett upphov till muskovit i halter av upp mot 20 %.

Markeringarna av hållkonturer återspeglar endast i mycket grova drag dem, som erhållits vid modern kartering.

## Vecktekonik

Vid strukturgeologiska studier i en terräng som den aktuella föreligger ett speciellt problem, nämligen att större partier av indentifierbara supra-krustala gnejser saknas. Ledhorisonter i vanlig mening finns alltså inte, och stratigrafiska resonemang baserade på sådana kan inte göras. Den bild av gnejsgranitens strukturläge, som kan lämnas, blir alltså ganska deskriptiv. Vid konstruktionen av läget har hänsyn tagits till strukturmätningarna, den petrografiska kartbilden och, inte minst, de geofysiska observationerna. Beräkningar av bergartsleds strykning och stupning kan göras med ledning av de magnetiska anomalierna (s. 109). Detta gäller såväl i detalj som för större strukturer. Vidare kan de magnetiska egenskaperna användas för tredimensionell tolkning i ännu ett avseende. Det har inom kartbladsområdet framkommit (s. 91) att även petrografiskt i övrigt helt likartade led av gnejsgraniten kan ha distinkt olika magnetiska egenskaper. Ett led med relativt högre magnetism kan alltså följas till ganska stort djup, om det överlagras av lågmagnetiska bergartsled. En 'magnetisk ledhorisont' kan då sägas föreligga. En sådan bergart består av surt material och utgör ofta fältspatrik granit, som kan ha hög susceptibilitet. Led av dylika bergarter är utdragna i stråk, vilka kan ha en betydande uthållighet i två dimensioner men vara mer begränsade i en tredje riktning.

Områdets bergarter har präglats av flera olika deformationsfaser. En regional deformations- och veckningsfas har avslutats med migmatitiseri-  
ring, och migmatitens neosom är typiskt massformigt, alltså otektoniserat. I regional skala är alltså denna deformationsfas den avslutande, även om det lokalt (se nedan) har förekommit senare deformationer. Huvuddeformationsfasen har vidare varit kraftig nog för att i de flesta fall plåna ut äldre deformationsstrukturer i berggrunden. I huvudsak stupar strukturerna i området flackt, vilket är typiskt för Västsverige. I väster stupar de in under det västra gnejsblocket. Gränslinjen mellan dem tycks (jfr berggrundskartan Göteborg SO) stupa ungefär 45° åt väster, eller ibland VSV. Öst-västliga veckaxlar föreligger här, liksom i områdets nordöstra hörn. Områdets centrala delar upptas av en domformad struktur, som upprepas i norr och sydöst. Dessa formelement ligger längs en flack antiformal, en ryggformad struktur. Olika delar därav når olika nivåer. I de centrala delarna skärs den 'magnetiska ledhorisont', som finns i områdets utkanter, och domstrukturen bildar delvis en luftsadel. I den norra delen

av ryggen ligger domstrukturens tak just i erosionssnittet och utgör den högmagnetiska, fältspatrika, förgnejsade graniten vid Maryd (4b och 4c). I den sydöstra delen finns en domstruktur några hundra meter under marknivån. Det starkare magnetiserade materialet överlagras här av lågmagnetiskt material (s. 101). Anomalins form och karaktär visar, att den betingas av bergarter under markytan med intermediär magnetisering (s. 102). En annan struktur, med starkare magnetiserat material i antiformt läge, föreligger i områdets sydvästra del.

Den ovan beskrivna, regionala deformationsfasen har endast i enstaka fall, och ganska lokalt, efterföljts av senare deformation. Mellan dessa deformationsfaser har magnetit bildats i gnejserna (s. 66). Följaktligen är magnetiten vanligen otektoniserad, med ett lågt värde för susceptibilitetens anisotropi (se s. 95). Någon gång kan man dock observera tektonisk störning av sent utbildade strukturer i berggrunden, så som magnetitindivider med blekzon, eller neosom i migmatiter, och i den tektoniska zonen i områdets västra del är sen deformation en dominerande företeelse. Den senare deformationsfasen har här gett upphov till mylonit ('Mylonit II' enligt Samuelsson 1978). Denna deformation har alltså varit mindre plastisk än tidigare deformationsfas, vilket återspeglar andra fysikaliska förhållanden. Då deformation orsakar bildning av mylonit, beror detta generellt på mer ytnära processer. Helt ytnära deformationer ger upphov till förkastningar och sprickor (se nedan).

### Spricktektonik

Den strukturgeologiska kartan visar bl. a. berggrundens sprickor. Dessa har karterats från flygbilder och fältobservationer. Kartan har ritats med fullständigt hänsynstagande till de former, som kännetecknar terrängen. Ojämnheter, en-echolonstrukturer etc. har återgetts med den noggrannhet, som karts kalan medger. På kartan har framträdande linjer, s. k. lineament, i terrängen markerats, när dessa är att hänföra till berggrundstopografin. Som lineament har dalar, sänkor och branter med markerad längsutsträckning betraktats. Dessa linjer har bedömts bero på sprickzoner i berggrunden, vilka dock ofta inte kunnat kontrolleras i detalj, när sänkorna blivit mer eller mindre igenfyllda med kvartära avlagringar (morän, torv, ibland isälvsavlagringar).

I välblottade områden framträder sprickzoner som vanligen ganska smala, 1–10 m breda dalar med rösberg på botten (jfr fig. 23). De kan



Fig. 23. Sprickzonen Lövskogen–Stenstorp. Sprickzonen, som mäter 2.5 km i längd, är ställvis blott någon enstaka meter bred. Bron över Hattabäcken vid Örlid(0c).

*The fracture zone Lövskogen–Stenstorp. The zone, 2.5 km long, is in part very narrow.*

följas åtminstone 100 m och som mest upp till flera mil. Dalarnas sidor kan uppvisa talusbranter eller sprickrikare berg. Inte sällan visar det sprickrika berget en karakteristisk färgförändring. Det kan vara rödfärgat av hämatitimpregnering eller längs sprickorna grönfärgat av klorit och epidot. Rostutfällningar beroende på vittring av sulfider (se s. 51) förekommer, särskilt i basiska bergarter. Ibland framträder i terrängen endast ena sidan av sprickzonen och utgör då ett större eller mindre stup. Exempel utgör sprickdalarna vid Horsared och Ö. Valsjön.

De topografiskt antydda sprickzonerna har extrapolerats i den mån detta ansetts rimligt. I vissa områden (Holmen–Hestra, drumliner som den vid Ödenäs, områden med större kvartära bildningar som deltat vid Hemsjö) har ingen extrapolering skett, då underlaget för en sådan har bedömts som alltför osäkert. Detsamma gäller en del större sjöar. Dessa områden är dock inte sprickfattigare än andra. Snarare är det beträffande sjöar och en del andra sänkor i terrängen så, att de markerar svaghetszo-

ner i berggrunden, som beror på antingen korsande spricksystem eller ovanligt hög frekvens av sprickor.

På den strukturgeologiska kartan har sprickorna delats upp i två grupper, en för de som framträder väl i terrängen och en för de som syns dåligt eller knappast alls. Sprickmönstret är sammansatt av en stomme av grövre sprickor och sprickzoner, kring vilka en mängd mindre sprickor bildats. Vissa 'mellanformer' finns dessutom. Så kan t. ex. sprickzonen Lida-Vemmenhult nämnas som ganska lik de stora sprickzonerna i betydenhet. Kriterierna vid klassificeringen av sprickorna och sprickzonerna har varit, hur morfologiskt markanta de är. Viss hänsyn har här tagits till kvartära bildningar och sjöar. Sprickornas längd har däremot ingen betydelse för klassificeringen.

De enbart geofysiskt indikerade sprickzonerna har markerats särskilt (jfr s. 105). Det som gjort dem geofysiskt framträdande kan vara speciella betingelser under den senaste rörelsefas, som präglat dem.

Information om sprickzonernas stupning kan erhållas ur den tektoniska kartan, om man beaktar deras förskjutning i kartbilden när nivåerna faller eller stiger. Exakt kunskap om en sprickas stupning är av betydelse bl. a. vid brunnsborrning.

Frekvensen av sprickor växlar i berggrunden. Vissa områden (t. ex. Store-Nären-Isatjärn-Näverhultasjön) är mer sprickfria än andra. Vid kartläsning skall den ovan berörda graden av jordtäckning beaktas vid jämförelser mellan olika områden. Hällkartan ger anvisningar om frekvensen av blottningar i olika områden, dvs. i hur stor utsträckning kvartära bildningar överlagrar berggrunden och mer eller mindre starkt jämnar ut dess topografi.

I vissa höglänta områden, t. ex. Håmosse, Tänge mosse, Tränning-enområdet, Hedared och Hampeås, förekommer sprickor sparsamt. Observationsmöjligheterna är ganska goda i dessa områden, och deras höglänta läge (jfr s. 75) torde bero just på sprickfattigdomen och därav följande erosionsbeständighet. Områdena utgör faktiskt reliakta partier av det subkambriska peneplanet. De har ibland en karaktäristisk terrängtyp, med många mossar och karg vegetation.

Som redan nämnts, visar kartans sprickmönster att det kring en stomme av större sprickor finns en mångfald mindre sprickor. Gnejsernas förskiffring har ofta påverkat sträckningen av bägge typerna av sprickor. Sprickorna går sålunda vanligen strikt parallellt med eller rakt vinkelrätt mot berggrundens förskiffring eller stänglighet. Om en spricka öppnats

med liten vinkel (t. ex.  $30^\circ$ ) mot bergarternas strukturer, ger detta ibland upphov till speciella fenomen. Sprickorna kan bli oregelbundna, bågformade och få en-echolonstrukturer. Exempel utgör området söder om Örebråten (koord. 64130/13070), området Lida-Mellomtorp (koord. 64240/13220) samt Östra Valsjöbergen (koord. 64160/13200).

I sprickzonen Sandared-Sandhult (med fortsättning mot Bredared) kan förkastningsrörelser konstateras. Enligt den geofysiska indikationen (s. 105) har förkastningen till synes inneburit en förskjutning av 600–800 m i sidled. En sådan skenbar sidoförskjutning kan uppkomma, då ett parti av berggrunden lyfts upp, och nivellering sedan inträffar. Om berggrundens strukturer som i detta fall stupar flackt, sker en skenbar förskjutning i sidled av dem, efter en sådan process. Den i huvudsak vertikala förkastningen hade en språnghöjd av 200–250 m, med det sydöstra blocket sänkt i förhållande till det nordvästra. Den nyssnämnda förkastningen skiljer idag berggrundspartier med en nivåskillnad av maximalt 50 m. Denna nivåskillnad har uppkommit efter den subkambriska nivelleringen. (Det upplyfta området, Bredaredplatån, har en utpräglat flack överyta.) För Sandared-Bredaredförkastningen kan alltså följande förlopp rekonstrueras: I prekambrisk tid utlöstes en vertikal förkastning, som belöpte sig till flera hundra meter. Det sydöstra blocket rörde sig nedåt i förhållande till det nordvästra. I subkambrisk tid skedde så en nivellering (kanske peneplanering) och mer eller mindre fullständig utjämning av höjdskillnaderna. I postkambrisk tid har sedan en ny vertikal förkastning utlöstes med en språnghöjd kring 50 m. Denna gång har det sydöstra blocket rört sig uppåt i förhållande till det nordvästra. Bredaredplatån avgränsas åt sydöst av en annan förkastning (jfr fig. 24). De bågge förkastningarna möts åt sydväst i en V-formad sjö, Eningen (kartbladet Kinna NV).

Sprickdalar har ofta bildats genom att en koncentrerad och distinkt sprickzon gett anvisningar för senare erosion. Denna har så gett upphov till en V-formad dal. Det förefaller dock att också finnas en typ av dalgång i Västsverige, som uppkommit genom att två eller flera parallella spricksystem markerat en zon, några hundra meter bred, som eroderats ned och nu i terrängen föreligger som en dal. Ett exempel härpå kan dalen vid Lygnared utgöra (den ena sprickzonen är här dessutom geofysiskt indikerad). Denna typ av sprickdalar tycks vara vanlig i Västsverige.

## Topografi

Kartområdets berggrundstopografi präglas av en ibland mycket kraftig utbildning av dalar och sänkor mellan höjdområden. Höjdområdena når ofta upp till en bestämd, konstant nivå (toppkonstans).

Flera olika faktorer och processer har haft inverkan på utformningen av berggrundstopografin. Gnejsterrängens plastiska strukturer och bergartssammansättning är grundläggande faktorer. Spricksystemen i berggrunden har anvisat lägen för djuperosion. Områdets berggrund var utsatt för omfattande erosion i prekambrisk tid, vilken avslutades med utbildningen av en plan landyta, ett s. k. peneplan (jfr fig. 24). Denna peneplanering har skett i intervallet 900–570 miljoner år, men en yngre, mesozoisk peneplanering har också ägt rum och finns beskriven från södra Västsverige (Rudberg 1954, s. 23). Efter peneplaneringen har i några fall blockrörelser utlösts. Några tecken på erosion under den tertiära tidens savannklimat (Büdel 1963) har inte observerats. Det är emellertid möjligt att sprickzoner då kan ha utsatts för djupvittring under ett täcke av jord och sedimentära bergarter.

Den glaciala erosionen förändrade landskapsbilden i så måtto, att nästan allt befintligt löst material avlägsnades och nytt material sedermera tillfördes. Vittrade zoner gröptes ur. Berggrundens stortopografi tycks dock inte i nämnvärd utsträckning ha omformats av den glaciala erosionen. Asymmetri hos hållar och hållområden kan i stor utsträckning hänföras till berggrundens strukturer. I vår tid sker erosion främst i form av talusbildning i sprickdalarnas branter. I några av dessa har ganska mycket talus samlats (t.ex. Sjögaredsbergen, koord. 64113/13096). En speciell typ av kvartär erosion, som gett upphov till vittringsgropar, har beskrivits från Mjörns öar och stränder (Samuelsson och Werner 1978). Några identifierbara erosionsprodukter äldre än glaciationen har inte observerats.

Som nämnts har bergarternas strukturer och sammansättning haft en viss inverkan på topografin. I områden, där strukturerna är enhetliga och lineationen i berggrunden utpräglad, är hållarna utsträckta i strykningens riktning. Området mellan Töllsjön och Ören (2b och 2c) kan exemplifiera detta. Olika bergartstyper ger vissa skillnader i hållarnas utformning. Ultrabasiter bildar ofta mera 'bulliga' hållar (exempelvis vid koord. 64244/13044). I områden, där frekvensen av sprickor är hög, har berggrunden uppdelats så att terrängen blir kullig, som i området Laggasjön—



Fig. 24. Horisontlinjen väster om Borås, sedd från öster. Två nivåer med toppkonstans kan urskiljas, med en skillnad av ungefär 50 m. De skiljs av en förkastning, se s. 74. Foto S. Wessling.

*The horizon west of Borås, seen from the east. Two even levels can be distinguished, with a difference of altitude of about 50 m. They are separated by a fault.*

Isatjärn–Näverhultsjön (3c och 4c). I andra partier är frekvensen av sprickor distinkt lägre. Då är ofta karaktären av restparti från peneplanet tydlig. Några exempel kan ges: Hampeåsen (3c), Tänge mosse (1e), Hjorts mosse–Håmossenområdet (0d). Det största samlade restområdet utgör Horsåsamossen–Tränningeområdet (3d, 4d, 3e, 4e).

Ibland sticker en enda topp upp till peneplannivån, som vid Stora Bredaremossen (4b). Enstaka toppar når över peneplannivån, som Nesaråsen (0a). Restpartierna av peneplanet har inte samma höjd i alla delar av området, beroende på att peneplanet är något ojämnt och (troligen primärt) lutar 0.2–0.5 % (Rudberg 1970). Detta har till följd, att nivån ligger några tiotal meter högre i öster än i väster. Förhållandet att toppkonstansen i viss utsträckning är bevarad, talar för att vertikala rörelser varit av underordnad betydelse sedan peneplanet bildades. Vissa rörelser har dock skett, och rörelsezonerna kan återfinnas på strukturgeologiska

kartan, där de i viss utsträckning är geofysiskt indikerade. Av nämnda karta framgår, att Stora Färgensänkan begränsas av kraftiga tektoniska zoner. Man lägger särskilt märke till de nästan raka och vinkelräta strandlinjerna i nordöst och sydöst. Stora Färgen kan ha uppkommit genom tektonisk sänkning av detta berggrundsblock.

Även Mjörnsänkan förefaller att ha bildats genom blockrörelser. Samuelsson (1975) har från öar i Mjörn beskrivit de paleozoiska avlagringarnas bottenbildningar, alltså kambrisk arkos och konglomeratiska partier. Mjörns medelvattennivå är 58 m, och bildningarna ligger ca 1 m över denna nivå. Ungefär 10 km åt sydöst är peneplanets nivå 190 m.

De förkastningar, som beskrivits ovan, har troligen inte inneburit någon sidoförskjutning.

En tydlig peneplanyta finns också i områdets sydösthörn, vid Källhult–Götsered–Öndered. Denna har en tydligt högre nivå än de förut beskrivna peneplanytorna, nämligen omkring 300 m. Bara 3 km åt väster, vid Tänge mosse, är peneplannivån 230 m. Den tektoniska störning, som också antyds på den geofysiska kartan och från Sandared går åt nordöst, markerar alltså en zon, längs vilken blockrörelser skett sedan peneplanet bildats. Riktningen av Sandared–Sandhultsprickzonen är densamma som en av Stora Färgensprickzonerna (NÖ–SV). Platåområdet i kartbladets sydöstra del, Källhult–Götsered–Öndered, utgör den västligaste delen av en liten högplatå, som fortsätter åt öster och nordöst och mot vilken Bredareddrumlinen är uppbyggd i nordöst. Hela området, Bredareddsplatån, bildar den västligaste delen av sydsvenska höglandet (jfr fig. 24).

Olika nivåer kan alltså skiljas ut, vilka är delar av något peneplan. I vilken mån är samtliga dessa delar av samma peneplan? Nivån 190–230 m ansluter väl till de beskrivna delarna av det subkambriska peneplanet i Syd- och Mellansverige (Atlas över Sverige). Förekomsterna av kambriska sandstensgångar inom undersökningsområdet indikerar också närheten till en peneplanyta. En eventuell, senare (mesozoisk) peneplanering skulle ha utbildats på lägre nivå. De lägre partier, som finns i undersökningsområdet, är isolerade från varandra, har relativt liten area och omges åt alla håll av högre partier. De lägre partierna kan alltså inte ha samband med någon yngre peneplanering. Ytterligare styrks alltså tolkningen, att vissa sänkor i berggrundstopografin bildats enbart genom postkambriska blockrörelser.

## Berggrundens inverkan på jordarter och vegetation

Blottningsgraden, andelen berg i dagen, är 20 % inom kartområdet. Till största delen täcks alltså detta av jordarter, främst morän, vilken i stor utsträckning har lokalt ursprung (Gillberg 1955). Den lokala moränen har en sammansättning, som beror av och återspeglar områdets berggrund och växlingarna i dess sammansättning.

Blocken i moränen ger i allmänhet upplysningar om den lokala berggrunden, men en liten andel av blocken är långtransporterade. Block av diabas påträffas till en mängd av några promille. De är alltid långtransporterade och kommer från platåberg av Västgötatyp. I allmänhet har dock block av basiska bergarter lokalt ursprung, och större mängder av sådana anger med stor säkerhet ett utgående. Liksom för de basiska bergarterna gäller för pegmatiterna i området, att block av dem relativt snabbt krossats ned vid transporten av inlandsisen. I blockmaterialet är rekristalliserad, homogeniserad, fältspatrik gnejs överrepresenterad på grund av bergartens granitliknande mekaniska egenskaper (se s. 26). Ett marginellt tillskott av kalk ( $\text{CaCO}_3$ ) till moränen har skett från kalcitförande gnejstyper (se s. 45, jfr Gillberg 1955, s. 501).

Variationer i områdets flora har översiktligt jämförts med berggrunden som betingelse för växtplatsen. Näringskrävande mossor har rapporterats av Söderberg och Sandberg (1936) från en lokal vid Högåsen (koord. 64190/13145). Förekomsten tycks förutsätta (Tomas Hallingbäck, muntligt meddelande) en speciellt näringsrik berggrund eller jordart. Någon sådan har dock inte påträffats vid karteringen.

Brinta Backar (koord. 64146/13145) kan nämnas som ett exempel på en växtplats, som uppvisar några mera krävande kärlväxter. I en talusbrant åt söder finns här en lundartad vegetation med bl. a. *Stachys silvatica*, *Ribes uva-crispa*, *Anemone hepatica*, *Actaea spicata*, *Prunus avium* och *Carex digitata* (Eliasson 1964). Vegetationstypen skiljer sig markant från omgivningen. Förklaringen till detta är det skyddade söderläget samt goda förhållanden innebärande jämn tillförsel och avrinning av vatten. Bergartstypen är granitisk gnejs med brottstycken av metabasit. Bergarten är inte vittringsbenägen. Dess sammansättning och egenskaper har följaktligen ringa möjlighet att bidra till växtplatsens goda betingelser och speciella flora.

## Praktiska synpunkter på kartbladets berggrund

### Nyttosten

Vissa bergarter i området lämpar sig för bearbetning till kanthuggen sten. De surt granitiska, oftast fältspatrika gnejserna kan i gynnsamma fall vara starkt rekristalliserade och närmast massformiga. I sådan berggrund finns ibland mindre stenbrott (t. ex. Lungs mosse, koord. 64185/13165). Utanför kartområdet finns öster om Borås större nedlagda stenbrott. Bergarten är där förgnejsad fältspatrik granit. Ett stenbrott i drift finns i Kinnarumma. Den vackra 'Årebograniten', som bryts här, kan geologiskt beskrivas som en starkt rekristalliserad och migmatitiserad gnejs av granitisk, ibland fältspatrik, sammansättning.

### Pegmatiter och fältspatrika gnejser ur ekonomiskt geologisk synpunkt

Enligt den petrografiska redovisningen innehåller kartbladet stora områden av mikroklinrika bergarter, nämligen de fältspatrika gnejserna, samt vissa pegmatiter. Några kemiska analyser av de förra bergarterna återges i tabell 4. Dessa visar, att bergarterna ifråga har en gynnsam sammansättning som råvara för kemisk industri. Förutom mineralen mikroklin, kvarts och albit, vilka utgör huvuddelen av bergarten, förekommer små mängder av magnetit och biotit samt accessoriskt kalcit och epidot. Normalt saknas granat, även om undantag från denna regel någon gång har observerats i pegmatit. Bergarterna innehåller som lägst 0.6 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , ofta till stor del bundet i magnetitfas (se s. 25). Pegmatiterna kring Töllsjö är rika på mikroklin och fattiga på mörka mineral. Andra pegmatiter, som den vid Galtes ås, innehåller upp till 50 % albit förutom mikroklin och mindre mängder av kvarts. Tekniskt viktigt och komplicerande är att områdets bergarter ofta har oenhetlig utbildning. De fältspatrika gnejserna innehåller sålunda ibland mindre partier och brottstycken av intermediär gnejs eller metabasit (då med för dessa bergarter typisk mineralogi). De fältspatrika gnejserna har ofta en förgrovd och granulitisk textur.

### Bergarternas tekniska egenskaper

Bergarterna inom kartbladet visar stor variation av de tekniska egenskaperna, beroende på variationer i textur och mineralogi. För några vanliga

gnejstyper har följande bergmekaniska egenskaper undersökts (definitioner modifierade efter SIND PM 1978:1):

*Sliptal* är mått på bergkrossmaterials sliphårdhet (nötningshärdhet). Slip-tal anges i vikt förlust per ytenhet ( $\text{mg}/\text{cm}^2$ ) enligt metod utarbetad på VTI (Höboda och Thorén 1975).

*Sprödhetstal* är mått på bergkrossmaterials slaghållfasthet. Sprödhetstal anges i nedkrossad mängd (viktprocent) av provad fraktion (vanligen 8–11.2 mm).

*Flisighetstal* är mått på det krossade materialets kornform. Det genomsnittliga förhållandet mellan kornens bredd och tjocklek fastställs medelst sortering dels genom siktar med kvadratiska maskor, dels genom stavsiktar. Vid materialprovningen (tabell 7) har flisighetstalet inte tillåtit variera utan avsiktligt hållits konstant vid 1.36. Bakgrunden till detta förfarande är att flisighetstalet beror dels av bergmaterialets egenskaper, dels också av krossningsförfarandet. För det konstanta flisighets-tal, som använts, har styrkegraden beräknats.

*Styrkegrad* är mått på bergkrossmaterials lämplighet som beläggningsma-terial med avseende på flisighet och sprödhet.

För materialprovningen har ett för varje bergartstyp representativt prov tagits: 20 kg material i bitar om några kg. Resultaten har diskuterats av Ahlin och Thorén (1978), och slutsatserna kan sammanfattas enligt följande. Bergarternas tekniska egenskaper kan hänföras till två faktorer, mineralinnehåll och textur. Texturen är i många fall den bestämmande faktorn. Mängden och arten av mörka mineral har dock uppenbar inverkan. Vid provningen har en textur av väl sammanvuxna, infingrande mineralaggregat (fig. 25a) varit gynnsam vad beträffar såväl sliptal som sprödhetstal. Sådan textur är typisk för starkt förskiffrad berggrund. Texturen i ådergnejser med lägre grad av sammanväxning (fig. 25b) är mindre gynnsam men uppvisar dock i några fall goda värden. En utpräglad granulitisk och rekristalliserad textur (fig. 25c) är klart ofördelaktig. Gnejser med sådan textur igenkänns på kartan genom tecknen för 'omkristallisation till aplitgranit' respektive 'stark migmatisering'.

Sliptalet för bergarterna är starkt beroende av deras textur, även om

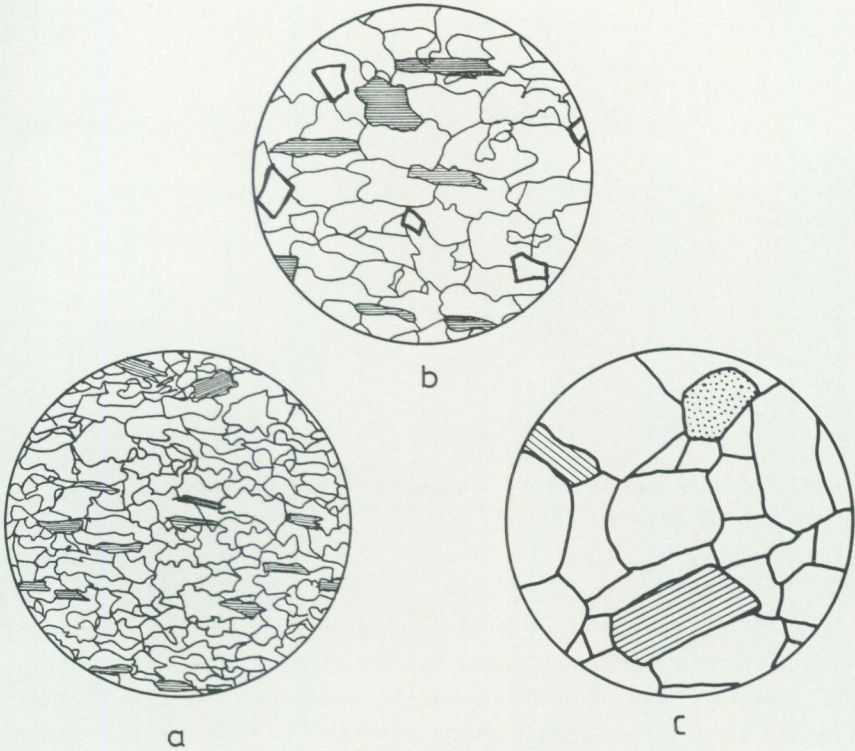


Fig. 25. Textur i gnejser, som framställts schematiskt, för att visa sambandet textur–hållfasthet i bergarter;

- a=hög grad av sammanväxning mellan mineralkornen,  
 b=medelmåttig grad av sammanväxning mellan mineralkornen,  
 c=låg grad av sammanväxning mellan mineralkornen.  
 Från a till c sjunkande hållfasthet.

*Sketches of texture in gneisses illustrating the relation texture–strength of the rocks. From a to c decreasing intergrowth and strength.*

halten av hårda mineral (här kvarts) har betydelse. Mineralaggregatens 'infästning' i sin omgivning avgör om de skall rivras loss eller inte vid nötning. Ett lossrivet aggregat deltar i nötningens påverkan på kvarvarande yta. En korrelation finns följaktligen också mellan textur och sliptal, med visst hänsynstagande till bergartens halt av de hårda mineralen kvarts och fältspat.

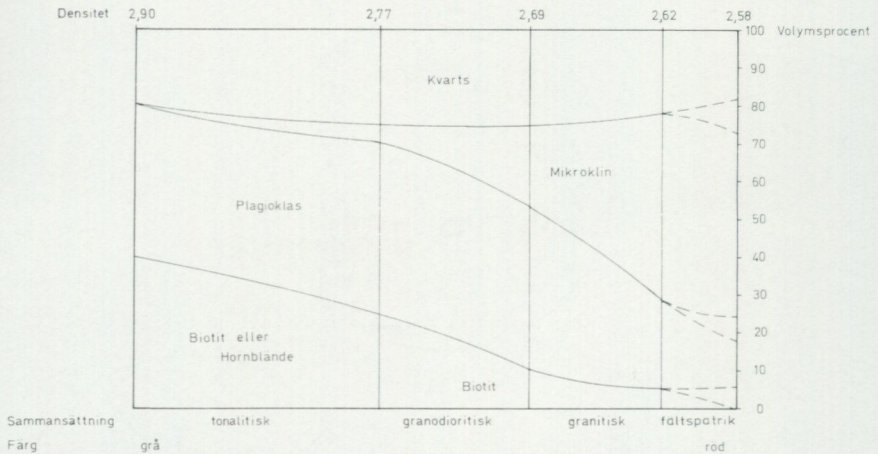


Fig. 26. Schematisk framställning av gnejsernas mineralsammansättning.  
*Scheme of the modal composition of the gneisses.*

Fig. 26 illustrerar mycket grovt mineralsammansättningar i gnejserna jämförda med den lätt mätbara parametern densitet. (Diagrammet har ett rent praktiskt syfte. För diskussion om mineralogi hänvisas till detta avsnitt.) De tekniska egenskaperna påverkas av vilket mörkt mineral som dominerar, biotit eller hornblände. Hornblände ger i föreliggande fall utpräglat dåliga tekniska egenskaper. Beroende på texturella faktorer, kan även biotit ha kraftig eller måttlig negativ effekt på de bergmekaniska egenskaperna.

Basiska bergarter har inte provats systematiskt. Sådana kan dock i vissa fall ha goda bergmekaniska egenskaper. De är ej sällan massformiga och har en textur, som visar rikliga inväxningar. Sekundära mineral, som klinozoisit, uppträder ofta i form av små, genomväxande aggregat. Texturen är av denna anledning ibland fint medel- till finkornig, fast den ursprungligen varit och för blotta ögat fortfarande är grövre. Den kan vidare ha en hög andel av infingrande mineralfogar. Basiterna innehåller ibland kvarts och ofta granat, som också är mekaniskt hård. De nämnda texturella förhållandena, liksom förekomsten av hårda mineral, kan bedömas vara gynnsamma. Som ofördelaktiga får särskilt de basiter betecknas, som är kraftigt tektoniserade och innehåller större mängder (>15 %) av biotit eller andra fyllosilikat.

Pegmatiterna kan generellt betecknas som spröda, lättspräckta. Även neosom i ådror kan bergmekaniskt klassificeras som pegmatitiskt material.

Som bergmekaniskt goda material kan sammanfattningsvis gnejser med fint medelkornig, sammanväxt textur klassificeras. På kartan har utmärkts områden av gnejs med stark tektonisering, som kan innehålla fördelaktigt material. Ådergnejserna växlar starkt beträffande bergtektoniska egenskaper. De sämsta mekaniska egenskaperna har sådana gnejsvarianter, som kännetecknas av omfattande rekristallisation eller migmatitisering. Bland basiterna kan inte någon enkel utvärdering från kartan göras beträffande de bergmekaniska egenskaperna, varför de faktorer, som diskuteras ovan, här får utvärderas från fall till fall.

En större bergkrossanläggning finns inom kartområdet. Vid Lundaskog (koord. 64038/13247) bryts en intermediär till sur gnejs, dock med inslag av amfibolit och pegmatit.

### **Berggrundens vattenföring**

I en berggrund, som den inom kartbladet, finns och transporteras vatten i sprickorna (Knutsson 1973). En lyckad brunnborrning träffar alltid en eller flera vattenförande sprickor. Sådana är ganska vanliga, varför även slumpvis utförda borrningar ofta ger vatten. Om större eller säkrare uttag av vatten önskas, bör dock de vattenförande sprickorna lokaliseras och borrningen medvetet riktas så, att den går genom dem. Material från SGU:s brunnarsarkiv visar att vattenföringen i gnejserna genomsnittligt ligger i intervallet 100–500 l/tim. Då borrningen träffat en större sprickzon, har vattenföringen nått betydligt högre belopp, upp till 10 000 l/tim.

Den strukturgeologiska kartan kan användas för lokalisering av sprickzoner i berget. Denna karta visar dels parallellstrukturen i berget, dels också senare uppsprickning, som i viss utsträckning avviker från parallellstrukturen. Ofta är dock många av sprickorna parallella med gnejsens struktur. Utöver den information, som den strukturgeologiska kartan ger om sprickorna i ett område, kan detaljstudier i fält ge ytterligare upplysningar, t. ex. om sprickornas stupning.

Om sprickor längs parallellstrukturen är vanliga och uthålliga, kan borrningen med fördel göras vinkelrät mot denna, eller så nära vinkelrätt som möjligt. Om vattenföring väntas från en viss spricka, skall denna

TABELL 7. Mekaniska egenskaper hos några bergarter.  
*Mechanical properties of some rocks.*

Provtagnings- lokal	Koordinater	Bergart	Densitet	Sliptal	Sprödhetstal (vid konstant flisighetstal: 1.36)	Styrkegrad (vid konstant flisighetstal: 1.36)
<i>Sampling site</i>	<i>Coordinates</i>	<i>Rock</i>	<i>Density</i>	<i>Abrasion index*</i>	<i>Brittleness index* (Flakeness index held constant at 1.36)</i>	<i>Rock disinte- gration index* (Flakeness index held constant at 1.36)</i>
1 Svarvhult	64024/13189	Förgnejsad granodiorit (biotitrik)	2.71	139	45	1
2 Storsten	64204/13103	Starkt rekristalliserad granodiorit (biotitrik)	2.73	143	55	>3
3 Näverhult	64187/13113	Förgnejsad sur granit	2.66	139	53	3
4 Lunden	64237/13153	Förgnejsad tonalit (hornbländerik)	2.82	156	47	2
5 Lilla Tränningen	64208/13223	Förgnejsad granodiorit (hornbländerik)	2.76	155	50	2
6 SV om Ödenäs	64138/13056	Förgnejsad granit	2.67	135	53	3
7 Läkarebo	64115/13036	Förgnejsad granodiorit (biotitrik)	2.70	126	42	1
8 Applakärr	64241/13104	Förgnejsad sur granit	2.64	116	53	3
9 Olsfors	64010/13145	Förgnejsad granit	2.68	123	44	1
10 Harladstorp	64106/13008	Starkt tektoniserad metabasit-tonalit	2.96	136	32	1
11 N om Hedared	64150/13173	Förgnejsad tonalit (biotitrik)	2.78	122	45	2

\* A laboratory test method practised by the National Swedish Road Administration.

genomskäras på lämpligt djup, 40–60 m. Ytligare lägen kan ge vatten med sämre filtrering, alltså rening, samt osäkrare försörjning under perioder med lågt grundvattenstånd. Djupare borrhål än 80 m kan medföra en onödigt kostsam brunnsborrning.

Vattenföringen i berggrunden är beroende av bergarternas sammansättning enligt följande resonemang. Sprickor i berget fylls med vittringsmaterial. Mörka, lättvittrade mineral ger leriga, tätande vittringsprodukter. Basiska bergarter, som är rika på sådana mineral, ger låg vattenföring, medan sura bergarter med blott små mängder av tätande vittringsmaterial ger bättre genomsläpplighet för vatten. Enhetliga kroppar av ultrabasit kan alltså förväntas ha sprickor med låg vattenföring, vilket också bekräftas av mätningar inom kartbladet. Mellan gnejstyper med olika surhetsgrad är skillnaderna i vattenföring ganska liten.

Några analyser av vatten från grundvattentäkter inom kartområdet visar normalt ganska låga halter av kalk, växlande halter av järn, och vanligen låga halter av fluor (analyserna har välvilligt ställts till förfogande av Borås kommun). I några fall iakttas dock förhöjda halter av fluor (1.0–1.5 mg/l), vilka synes avspegla effekten från sprickmineraliseringar av flusspat. En sådan skulle finnas i förkastningen Sandared–Bredared, jfr. s. 86.

### Mineraliseringar

Sedan gammalt är det känt, att Västsverige inte utgör någon malmprovins i gängse mening. Man får dock konstatera, att "malm" inte är något geologiskt begrepp utan ett ekonomiskt; det avser m.a.o. vad som kan brytas med vinst. Av detta skäl är det inte en gång för alla givet, vad som är malmprovins eller ej.

Mineraliseringar av vissa element kan dock påträffas. I anslutning till mylonitizoner har sålunda enstaka kristallisationer av kopparkis skett, liksom längs mylonitizonen vid Kedum (B. Ronge, pers. medd.) och vid Skaven, Kållandsö. I västra Värmland har kopparmalm under långa tider brutits vid Mangan i Gräsmark, där en tektonisk zon drar fram. I den östra gnejsregionen förekommer ställvis pyrit i upp till knytnävsstora aggregat, särskilt när en pegmatit står i kontakt med en basit. Basiterna innehåller nämligen ibland små, jämnt spridda korn av pyrit, vilka vid migmatitisering och pegmatitintrusioner samlas till större partier. Några sulfider utöver pyrit har inte observerats i dessa aggregat (jfr s. 51).

De mineraliseringar av uran, som har observerats inom kartbladsområdet, uppträder i unga eller i sen tid omvandlade bergarter. Små mineraliseringar av uran förekommer i pegmatiter (s. 32) och i anslutning till mylonitzonen (s. 36).

Mineraliseringar av flusspat förekommer troligen i vissa jordtäkta sprickzoner. Vatten från några täkter i sprickzoner uppvisar klart förhöjda halter av fluor (se s. 85). Det gäller bl.a. två täkter längs sprickzonen Sandared–Bredared (se s. 74). Jacks et al. (1973) har undersökt denna typ av höjning av fluorhalten i grundvatten. Förhöjda halter beror på inverkan av helt lokalt geologiskt material.

I vissa bergartstyper finns förhöjda halter av värdefulla element. Gnejser kan uppvisa zirkoniumhalter av omkring 500 g/ton, och i basiter är vanadinhalten kring 600 g/ton vanliga (se s. 63). I ultrabasiter kan halten av Cr uppgå till flera tusen g/ton (jfr tab. 5:24 och 5:25).

Vid Silverbergen (koord. 64174.8/13092.7) finns en pegmatitkropp, som har brutits för utvinning av silver. Några få kubikmeter material har tagits ut. Om pegmatitens finkorniga muskovit gett ett felaktigt intryck av silver, eller om denna metall verkligen föreligger, är inte klarlagt. Pegmatitkroppen är oregelbunden och ganska liten (se s. 111).

# GEOFYSIK

AV

VERNER SÖNDERGAARD

## Bergarternas fysikaliska egenskaper (petrofysik)

I samband med karteringen har magnetfält och tyngdkraftsfält uppmätts. Mätningarna består i fjärranalys och kräver underbyggnad av mera detaljerad kunskap om det geologiska materialets fysiska egenskaper. Laborativa mätningar av densitet och magnetiska egenskaper i områdets bergarter har därför utförts. I nedanstående redovisning kommer mätenheter att anges i cgs-systemet, vilket innebär, att susceptibiliteten ( $\kappa$ ) anges i  $\text{emu/cm}^3$  och densiteten ( $\rho$ ) i  $\text{g/cm}^3$ .

Vid den geofysiska provtagningen har några bergartstyper blivit lätt överrepresenterade, t. ex. ultrabasit. Detta påverkar dock slutresultaten endast i marginell utsträckning. Vissa prover har tagits samtidigt med prover för kemisk analys. Båda typerna av prov har då tagits från en begränsad yta, med avsikten att de skall representera samma material. Under förutsättning att proverna är någorlunda kubiska (ekvidimensiöna) och har en volym, som inte understiger  $50 \text{ cm}^3$ , har mätningen av susceptibilitet en relativ noggrannhet av  $5 \times 10^{-6} \text{ emu/cm}^3$  och densitetsmätningen en noggrannhet av  $0.01 \text{ g/cm}^3$ . Undersökningsmaterialet uppfyller i allt väsentligt de nämnda kraven.

### Densitet

En bergarts densitet eller täthet (tidigare specifik vikt) är en funktion av dess mineralogiska sammansättning. Om den senare är känd, kan den förre beräknas. Under vissa förutsättningar gäller också det omvända, nämligen att den mineralogiska sammansättningen kan uppskattas, om densiteten är känd. Förutsättningarna är bl. a., att bergartstyperna är av jämförlig metamorf grad. Under sådana förutsättningar kan mineralinnehållet uppskattas ur kännedomen om densiteten. Densitetsvariationerna återspeglar då främst systematiska variationer mellan huvudmineralen (som vanligen är färre än fem).

En bergarts densitet kan ännu inte bestämmas in situ med tillräcklig noggrannhet, utan mätningen bör utföras laborativt. Detta har här skett i anslutning till de andra petrofysiska mätningarna.

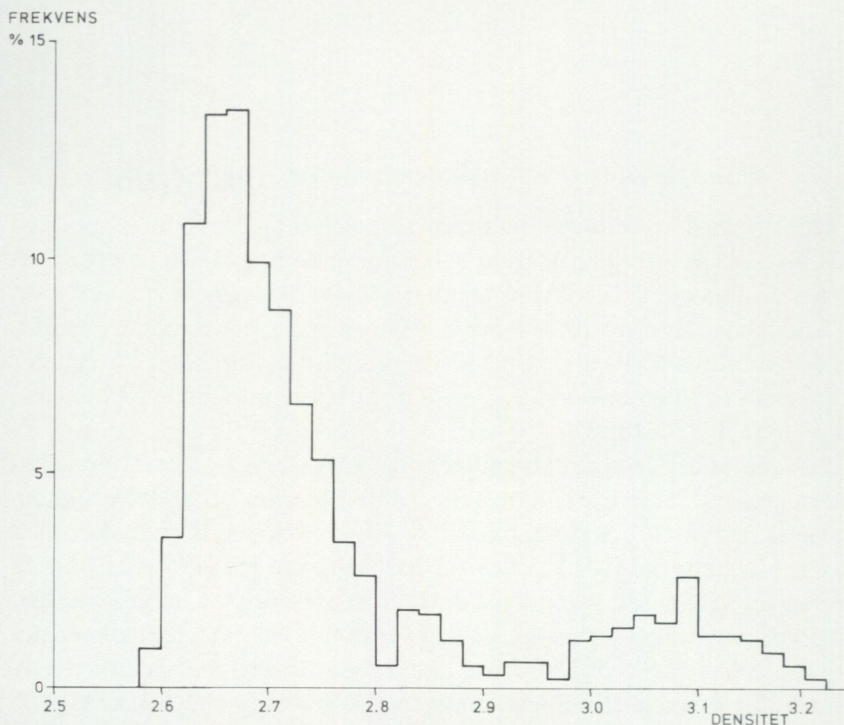


Fig. 27. Densitetens fördelning i områdets bergarter. 675 prover är representerade. Provtagningspunkter framgår av fig. 29.

*The distribution of density in rocks from the area. 675 samples are investigated. Sampling points are plotted in Fig. 29.*

Ett frekvensdiagram (fig. 27) över densitetsfördelningen i områdets bergarter visar två maxima, nämligen ett vid 2.66 g/cm<sup>3</sup> och ett vid 3.09 g/cm<sup>3</sup>. Den stora gruppen av sura till intermediära bergarter visar en asymmetrisk fördelning. Ett annat anmärkningsvärt faktum är att de basiska bergarterna är förhållandevis tunga och uppvisar ett genomsnitt i densitet, som ligger 0.10 g/cm<sup>3</sup> över genomsnittsvärdet för gabbro. Basiternas höga densitet beror inte på höga halter av magnetit (jfr s. 93). Densitetsfördelningen i basiterna är endast i underordnad grad påverkad av selektivitet vid provtagningen. De metamorfa omvandlingar, som drabbat basiterna, har främst sänkt deras densitet något genom tillförsel av vatten och andra lätta komponenter (s. 21 och 50).

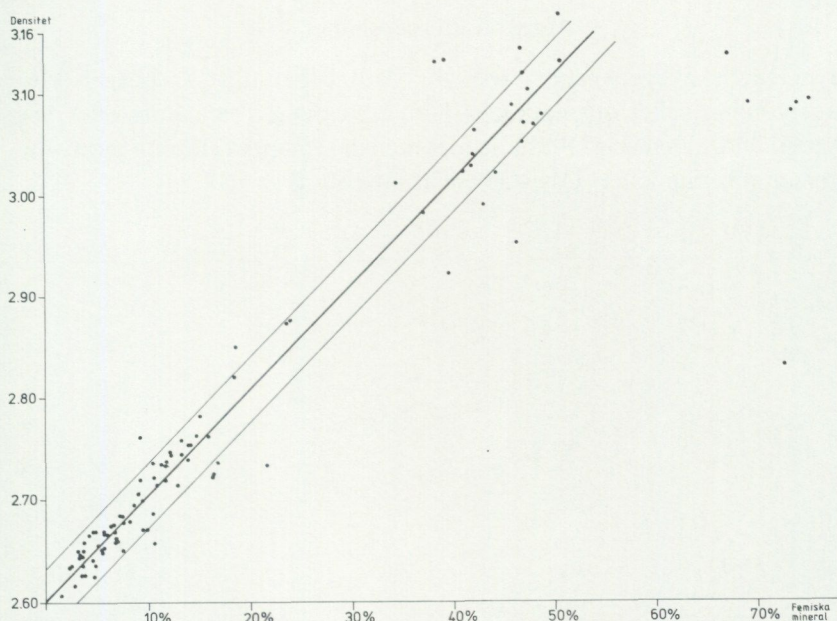


Fig. 28. Förhållandet mellan densitet och volym-% av femiska mineral (från CIPW-normerade kemiska analyser).

*Density versus % by vol. of femic minerals (from CIPW-normed chemical analyses).*

I bergarter, för vilka såväl geofysiskt som geokemiskt analysmaterial föreligger, har densiteten jämförts med den normativa mineralogin (fig. 28). Mängden av femiska mineral har beräknats enligt CIPW-norm och redovisas som volymprocent. För ultrabasiska bergarter, i vilka andelen av femiska mineral överstiger 65 %, är sambandet komplicerat och spridningen i diagrammet stor. (Jfr avsnittet om mineralogi, s. 47.) För bergarter, där andelen av normativa femiska mineral understiger 50 % (motsvarande sura och intermediära granitoider samt basiska bergarter av ungefärlig gabbrosammansättning), gäller ekvationerna (1) och (2).

$$\rho = (2.60 \pm 0.03) + 0.0102 \times V_{\text{FEMIC}} \quad (1)$$

$$V_{\text{FEMIC}} = [\rho - (2.60 \pm 0.03)]/0.0102 \quad (2)$$

$\rho$  = densitet (g/cm<sup>3</sup>)

$V_{\text{FEMIC}}$  = andelen femiska mineral (volym-%)

### Magnetiska egenskaper

De magnetiska egenskaper, som nu skall behandlas, är bergarternas susceptibilitet, eller magnetiserbarhet, samt deras remanenta eller permanenta magnetisering. Förhållandet mellan remanent (R) och inducerad (I) magnetisering kallas Q-värde enligt formeln  $Q = R/I$ .

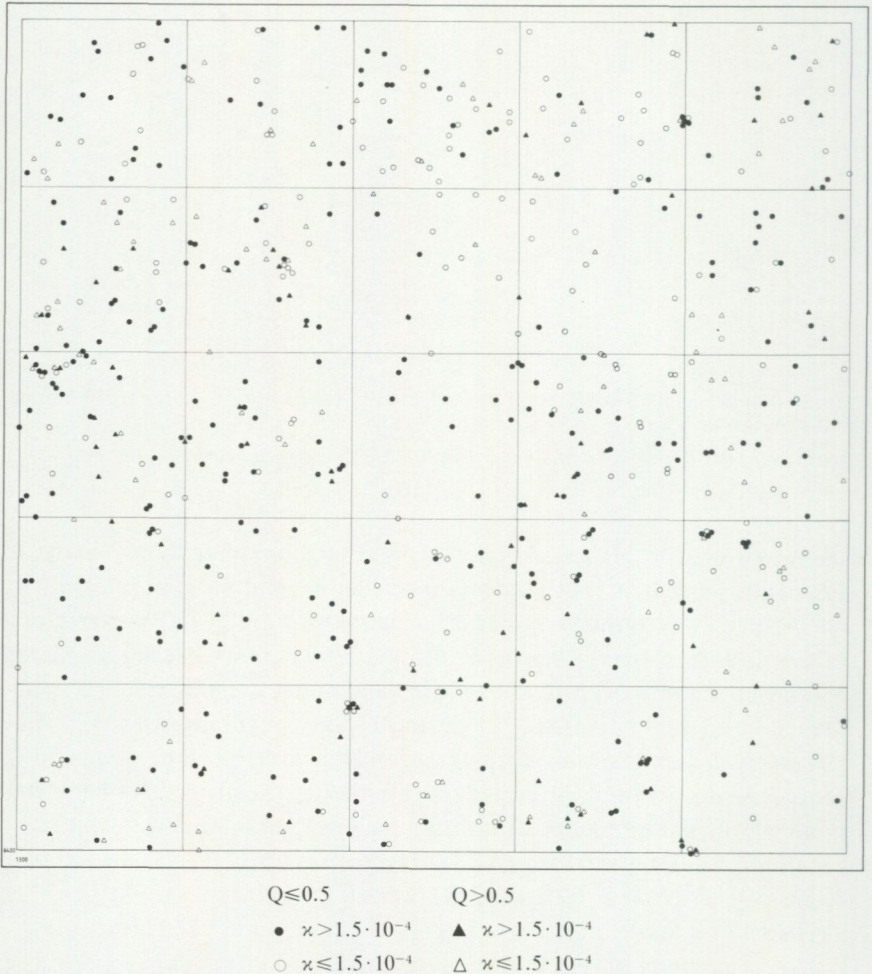


Fig. 29. Susceptibilitets- och remanensnivåer i områdets bergarter.

*Susceptibility and remanence in rocks from the area.*

### Remanens

För undersökningsområdet gäller att den remanenta magnetiseringen ofta är underordnad i förhållande till den inducerade magnetismen,  $Q$ -värdet är mindre än 1.0 i de flesta bergarter (se fig. 29). De låga  $Q$ -värdena i områdets bergarter medför, att även om den remanenta magnetiseringen har en annan riktning än det inducerade jordmagnetiska fältet, påverkar inte detta karaktären av de magnetiska anomalierna i någon större utsträckning. Denna omständighet är av väsentlig betydelse vid tolkningen av den flygmagnetiska kartan. I vissa basiter har den remanenta magnetiseringen en tydligt avvikande karaktär (jfr s. 93).

### Susceptibilitet jämförd med densitet

Susceptibiliteten i områdets bergarter är av två slag, dels ferromagnetisk, dels paramagnetisk. Ferromagnetiskt mineral i områdets bergarter är i allt väsentligt magnetit, men titanomagnetit kan förekomma i något fall. Paramagnetiska mineral är de järnhaltiga silikaterna, främst biotit, hornblände och granat (s. 39). Den paramagnetiska susceptibiliteten varierar något mellan de aktuella mineralen. Med användning av basfakta om bergarternas mineralogi (s. 39) kan ett maximibelopp för den paramagnetiska susceptibiliteten beräknas för varje densitet (jämför ovanstående resonemang om sambandet mellan densitet och mineralogisk sammansättning). Fig 30 visar susceptibilitetens variation med densiteten i 675 prover från områdets bergarter. Den ovan beskrivna gränsen för bergarternas maximala paramagnetiska susceptibilitet har markerats i bilden. En grupp prover från den tektoniska zonen i områdets västra del (s. 36) har utmärkts på särskilt sätt. Bergarter från detta område har speciella magnetiska egenskaper, se s. 93. Det framgår att de högsta susceptibilitetsvärdena uppnås i densitetsintervallen 2.60–2.70 och 3.00–3.20  $\text{g/cm}^3$ . Detta innebär att granitiska och surt granodioritiska samt basiska till ultrabasiska bergarter kan uppvisa hög susceptibilitet. Alla förekommande bergartstyper kan uppvisa låg susceptibilitet. Beträffande densitetsintervallet 2.58–2.70  $\text{g/cm}^3$  (sura till intermediära bergarter) har framkommit en trend för susceptibilitetens maximibelopp, enligt vilken detta ökar med sjunkande densitet (ökande surhetsgrad). Vid extremt låga densiteter, vilket motsvarar mycket höga halter av mikroklin och låga halter mörka mineral, sjunker susceptibiliteten mot noll. Samtidigt som bergarter med låg densitet (2.60–2.70  $\text{g/cm}^3$ ) kan uppnå den högsta susceptibiliteten, finner man hos dem också den lägsta susceptibiliteten.

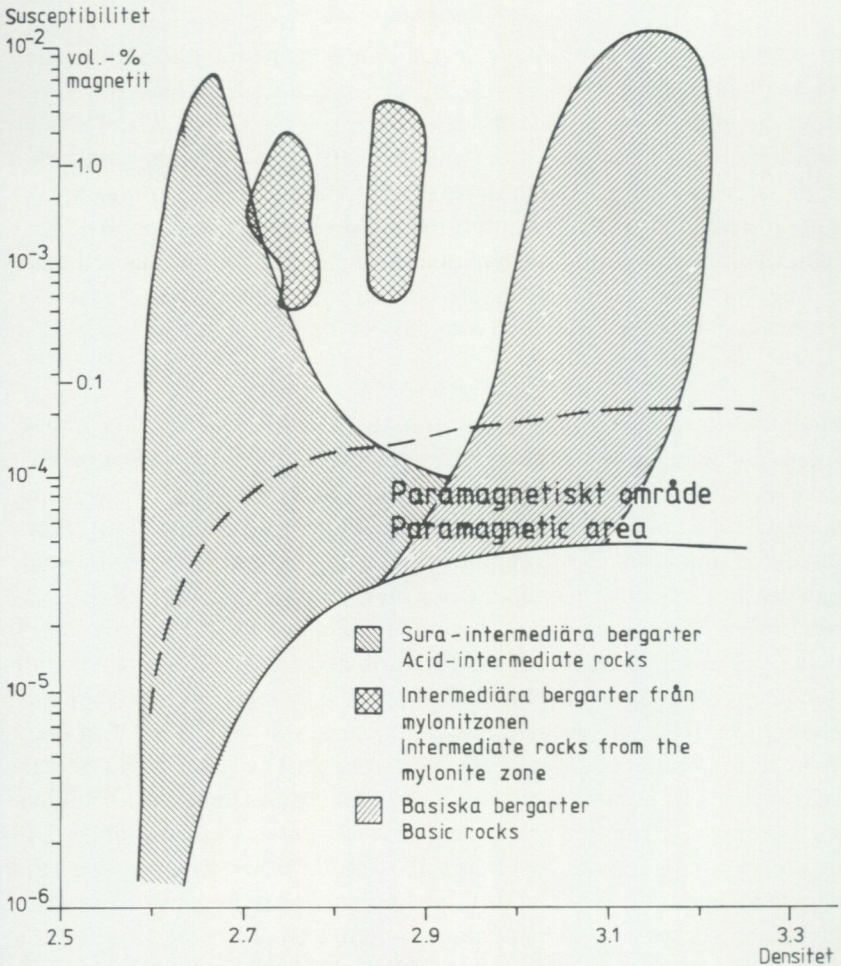


Fig. 30. Susceptibilitetens variation med densiteten i områdets bergarter.  
*Susceptibility versus density in rocks from the area.*

Det senare är fallet, när bergarterna endast uppvisar paramagnetism. Denna är naturligtvis svag som en följd av den låga halten av mörka mineral i bergarterna. I grova bergarter kan också fördelningen av magnetiska mineral vara oregelbunden. Proverna från den tektoniska zonen (s. 36) uppvisar högre susceptibilitet än normalt vid motsvarande sammansättning. Detta kan hänföras till den speciella mineralogi, som präg-

lar zonen. Områdets bergarter har vidare hög oxidationsgrad, vilket är gynnsamt för bildningen av magnetit.

Bergarter med hög densitet (basiska – ultrabasiska) visar ofta en låg susceptibilitet, som i sin helhet kan hänföras till paramagnetiska mineral, även om obetydliga mängder av magnetit kan förekomma. Till sin sammansättning är dessa bergarter i huvudsak amfiboliter. De basiska bergarter, som uppvisar hög susceptibilitet, är åtminstone delvis ultrabasiter, i vilka olivin genom retrograd omvandling gett upphov till magnetit (s. 51).

#### Susceptibilitetens anisotropi

Under de senaste åren har flera undersökningar behandlat bergarters magnetiska anisotropi i relation till deras textur och struktur (t. ex. Janáte 1972 och Duff 1975).

De viktigaste magnetiska mineralen: magnetit, hämatit och magnetkis påverkas starkt vid stress i bergarter. Detta innebär att de magnetiska mineralens fördelnings- och orienteringsmönster ofta är den känsligaste indikatorn på tidigare stress i bergarten. De magnetiska mineralens svar på stress är med andra ord mycket mera utpräglat än det, som många icke-magnetiska mineral ger (Mining Geophysics 1967).

I bergarter som (re-)kristalliserat under riktat tryck, t. ex. många regionalmetamorfa bergarter, kan de magnetiska mineralens fördelning och orientering förväntas ge information om denna process.

Man kan beskriva susceptibiliteten med en tredimensionell kropp, som skulle utgöra en sfär, om susceptibiliteten vore helt isotrop. Om däremot ett prov visar anisotrop magnetiserbarhet, har rymdmodellen olika storlek i olika riktningar. Susceptibiliteten representeras då av en antingen stavformig eller skivformig ellipsoid. I det följande refereras till de tre mot varandra vinkelräta komponenterna för susceptibiliteten med beteckningarna  $K^I$ ,  $K^{II}$  och  $K^{III}$  i fallande ordning.

Om  $K^I$  är ungefär lika stor som  $K^{II}$ , medan  $K^{III}$  är mindre, benämns detta magnetisk foliation. Om  $K^I$  är mycket större än de två andra axlarna, talar man om magnetisk lineation. Ett mått på anisotropins storlek ges av förhållandet mellan största och minsta susceptibilitet i bergarten,  $K^I/K^{III}$ .

Generellt kan man säga att magnetisk lineation är parallell med linjära geologiska strukturelement och att magnetisk foliation sammanfaller med bergartens skiffrihet.

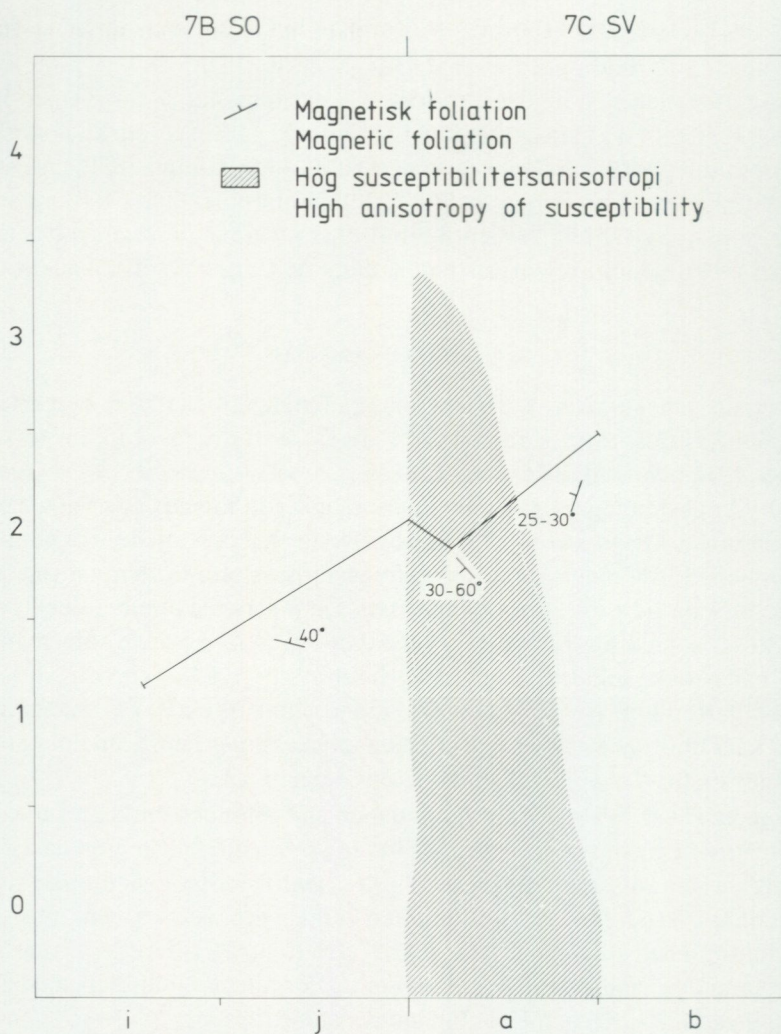


Fig. 31. Provtagningsprofil tvärs över den tektoniska zonen, se också fig. 32 och 33. Område med anisotrop susceptibilitet är rasterat inom kartbladsområdet.

Sampling profile across the tectonic zone, cf. Figs. 32 and 33. Domain with anisotropic susceptibility shaded within the map area.

Magnetit, som primärt utbildats i form av hypidiomorfa individ i områdets gnejser (s. 66), kan uppvisa en utpräglad 'utmangling' i tektoniskt starkt påverkade delar av den västsvenska gnejsregionen (Samuelsson 1978a, s. 68). När mineralorienterande processer verkat i en bergart, kan längdaxeln i magnetitindividen ha blivit parallellställd. Detta förhållande kan förklara bergartens magnetiska uppbyggnad. Den senare kan dock också bero på likformig orientering av de kristallografiska axlarna i de magnetiska mineralindividen i en bergart. Denna företeelse är oftast av underordnad betydelse (Janák 1972).

En undersökning av de magnetiska mineralens fördelning och orientering har utförts i anslutning till den tektoniska zonen i områdets västra del (s. 36). Sammanlagt 40 prover samlades in längs en profil från Abborreö i Ömmern (kartbladet Borås SV) till Kollsjön sydöst om Lerum (kartbladet Göteborg SO). Profilens läge framgår av fig. 31.

På varje lokal togs om möjligt två orienterade prover. Ur varje prov borrades två kärnor ut i laboratoriet för magnetiska studier. Fig. 32 visar i mitten susceptibilitetsvariationen längs profilen och nederst anisotropifaktorns variation. Susceptibiliteten visar stor spridning på varje observationspunkt, men det är dock tydligt att en signifikant höjning skett över den tektoniska zonen. En markant högre nivå föreligger likaledes för anisotropins del i ett område, som är ca 4 km brett och har sitt centrum i den tektoniska zonen. Foliationsfaktorn följer i stort sett samma mönster som den magnetiska anisotropin (jfr fig. 31 och 33).

I fig. 31 anges strykning och stupning av den magnetiska foliationen på tre representativa lokaler, dels väster om den tektoniska zonen, dels i och öster om denna. En god överensstämmelse föreligger med de i fält uppmätta geologiska bergartstrukturerna. Bergarternas susceptibilitet, och den senares grad av isotropi, är relaterad till deformationer av bergarterna (se ovan). Samuelsson (1978a, s. 68) har visat att den tektoniseringsfas, som är knuten till bildandet av 'Mylonit II', kraftigt påverkat tidigare bildad magnetit. Omfattningen av denna påverkan har alltså påvisats i mätningarna av susceptibilitetens grad av isotropi. Tektonisk deformation kan fastställas i ett ganska brett område. Gnejsens utpräglad skiviga struktur medför att en viss grad av anisotropi dock alltid föreligger. Anisotropin når i profilens västra och östra flanker värden, som är normala för undersökningsområdets gnejser.

Studier av ovan relaterade typ kan ha speciellt intresse när det gäller undersökningar av bergarter med plana och linjära strukturelement. Som

exempel kan problemen angående intrusionsmekanismen för en del graniter nämnas (Duff 1975).

Grundmaterialet till här beskrivna undersökning har tidigare redovisats i en internrapport.

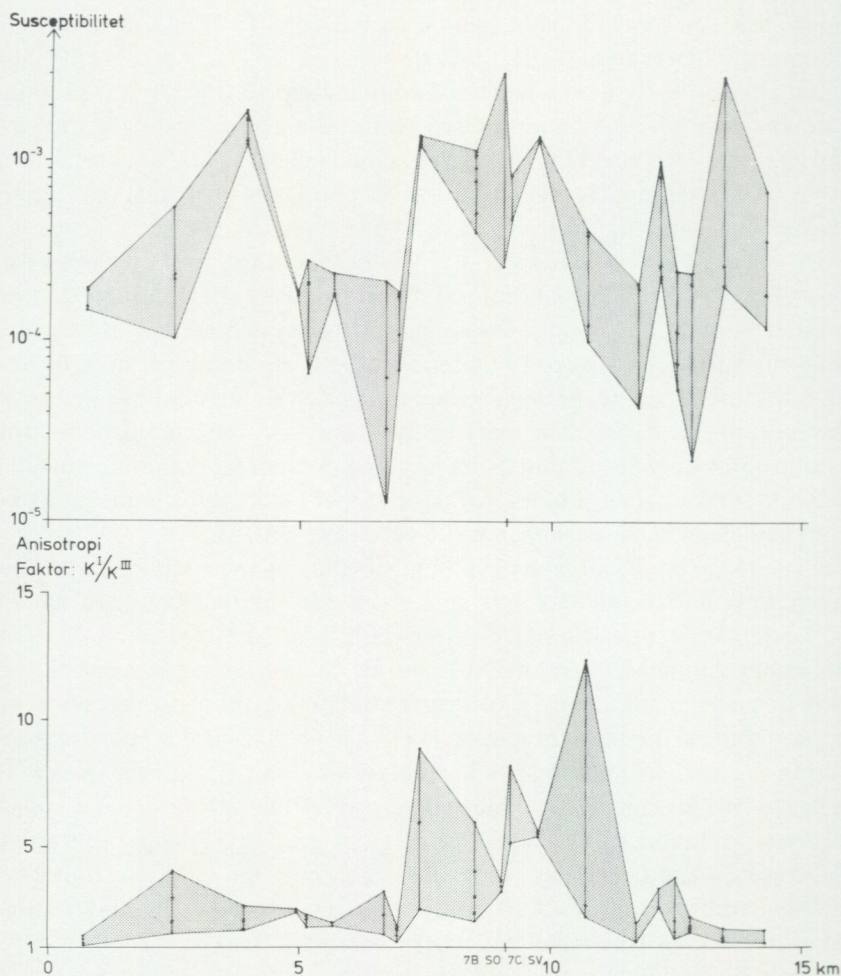


Fig. 32. Susceptibilitetens anisotropi för orienterade prover enligt profilen i fig. 31.

*Anisotropy of the susceptibility in oriented samples along the profile in Fig. 31.*

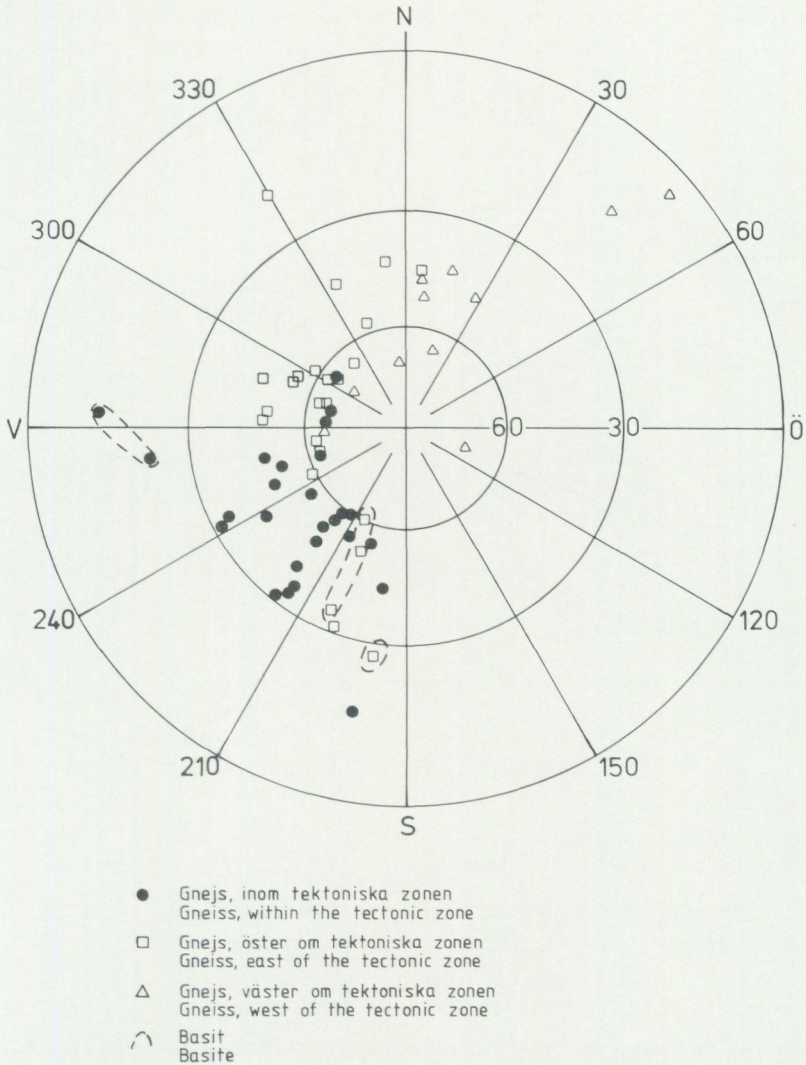


Fig. 33. Stereografisk projektion av normalen till den magnetiska foliationen (övre hemisfären) i provtagningsprofilen i fig. 31.

*Stereographic projection of the normal to the magnetic foliation (upper hemisphere) in the sampling profile given as Fig. 31.*

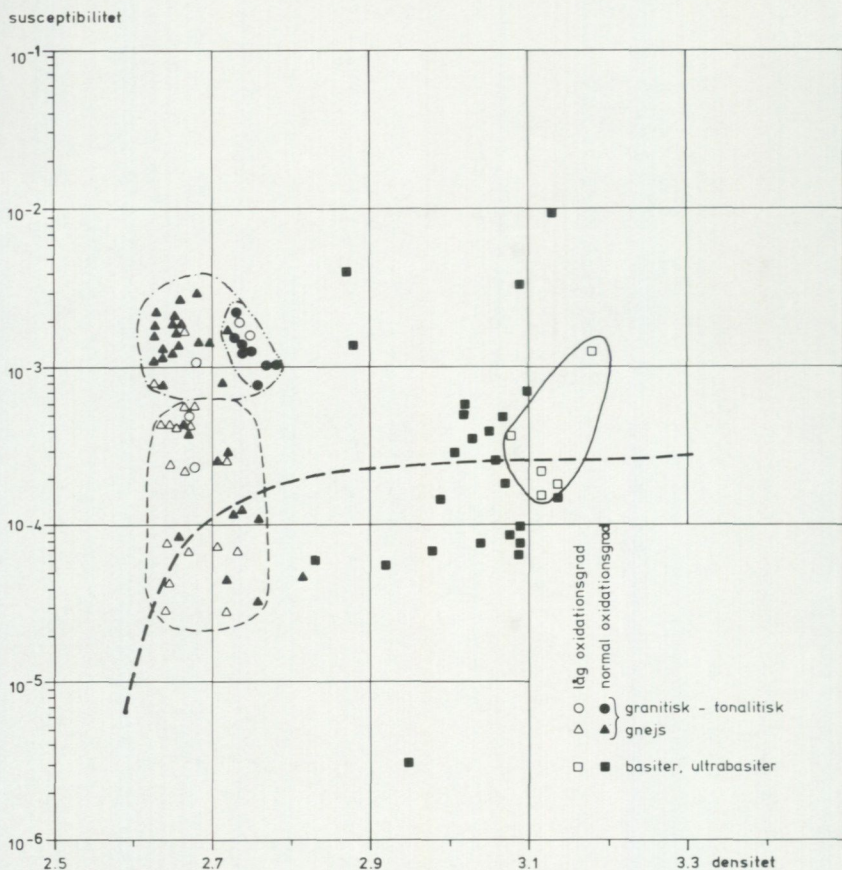


Fig. 34. Susceptibilitet och densitet i bergarter med känd oxidationsgrad (jfr fig. 20).  
Susceptibility and density in rocks with known degree of oxidation (cf. Fig. 20).

#### Susceptibilitet och oxidationsgrad

Ett antal bergarter har analyserats såväl geokemiskt som petrofysiskt för att illustrera sambandet mellan oxidationsgrad och susceptibilitet. Analysresultaten från de geokemiska analyserna har lagts in i ett triangeldiagram  $Mg^{2+}Fe^{2+}Fe^{3+}$ , se fig. 20 och s. 59. De erhållna värdena har delats in i två grupper, en med 'normal' och en med 'låg' oxidationsgrad. Grupperna skils åt av en linje. I de två grupperna ingår både gnejser och basiter.

I fig. 34 jämförs susceptibilitet med densitet och med samtidigt angiven

oxidationsgrad. I detta diagram är den nivå markerad, som utgör övre gräns för sådan susceptibilitet som kan bero på paramagnetiska mineral (vissa silikater, som biotit, hornblände och granat). Ovanför denna nivå orsakas susceptibiliteten i väsentlig utsträckning av ferromagnetiska mineral, i detta fall magnetit. Låga susceptibilitetsvärden är i huvudsak att hänföra till paramagnetiska mineral, men obetydliga mängder av magnetit kan förekomma. Om individen av magnetit underskrider 10 my i längd, är susceptibiliteten jämförelsevis mindre för en och samma mängd av mineralet i en viss bergart.

I figuren är axlarna densitet och susceptibilitet (vilket här beror av, och därför korrelerar med halten av magnetit, jfr s. 39. Halten av magnetit uppgår maximalt till 4 %). Oxidationsgraden (definierad i fig. 20) har samtidigt markerats, indelad i 'normal' och 'låg'.

För sura och intermediära bergarter föreligger en ganska tydlig och enkel korrelation bestående i, att normalt oxiderade bergarter har högre halt av magnetit, medan bergarter med låg oxidationsgrad har lägre halt magnetit, eller saknar mineralet helt (jfr s. 66). En speciell undergrupp bland de normaloxiderade bergarterna har skilts ut. Gruppen har ganska enhetligt hög susceptibilitet och härrör från ett område i närheten av mylonitzonen. (I figuren begränsas denna grupp av streckad linje med dubbla prickar.) Detta material bör särbehandlas, eftersom tektoniska processer, geokemi och mineralogi är särpräglade i mylonitzonen och dess närhet (s. 36 och 62).

Basiterna visar ett annat mönster än de sura och intermediära bergarterna. Oavsett 'normal' eller 'låg' oxidationsgrad, har de en låg eller måttlig susceptibilitet och innehåller alltså föga eller ingen magnetit. Järnet i dessa bergarter är alltså bundet främst till silikater. En grupp av basiter visar susceptibilitetsvärden, som anger att bergarten innehåller magnetit. Oxidationsgraden är övervägande 'normal'. En del bergarter i denna grupp är olivinförande basiter, i vilka magnetit bildats i samband med retrograd omvandling av olivin (s. 51).

#### Susceptibilitet mätt på håll (in situ)

Mätningar av susceptibilitet direkt på håll (in situ) har företagits i flera områden. Mätningarna har visat vilken bergartstyp, som gett upphov till anomalier på den flygmagnetiska kartan. Vidare har variationsmönstret i susceptibiliteten för en viss bergart uppmätts i olika skala.

I området vid Maryd (fig. 35, område I) är bergarten i huvudsak en

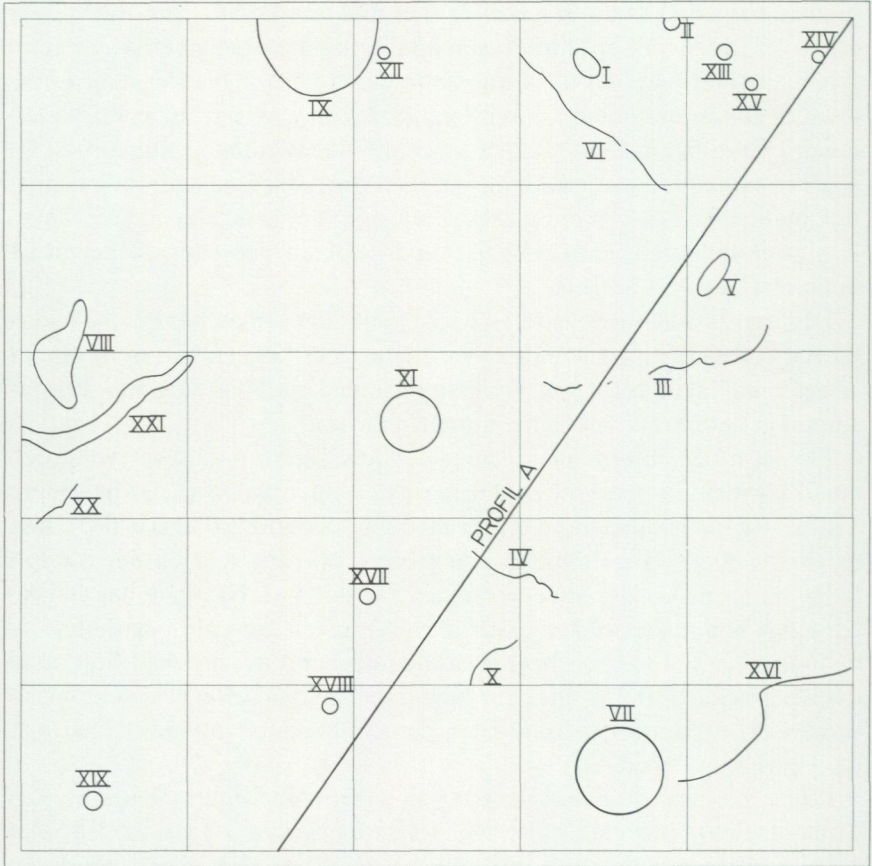


Fig. 35. Hällsusceptibilitetsmätningar.

*In situ susceptibility measurements.*

förgnejsad, fältspatrik granit, och den flygmagnetiska kartan anger höga nivåer med snabba växlingar. Mätningar på häll gav i detta område värden av susceptibiliteten, som når upp mot  $10^{-2}$  emu/cm<sup>3</sup>, vilket motsvarar 3–4 % magnetit. (Magnetit är det enda starkt magnetiska mineralet i denna bergartstyp, jämför avsnittet Mineralogi.) Medelvärdet för mätningar i området ligger på  $2 \cdot 10^{-3}$  emu/cm<sup>3</sup>, med en spridning på en halv dekad. I området är tendensen tydlig: ju surare granit, desto högre susceptibilitet. Den omgivande gnejsen visar värden från  $5 \cdot 10^{-5}$  emu/cm<sup>3</sup> upp till  $8 \cdot 10^{-4}$  emu/cm<sup>3</sup>, med något högre värden för surare led.

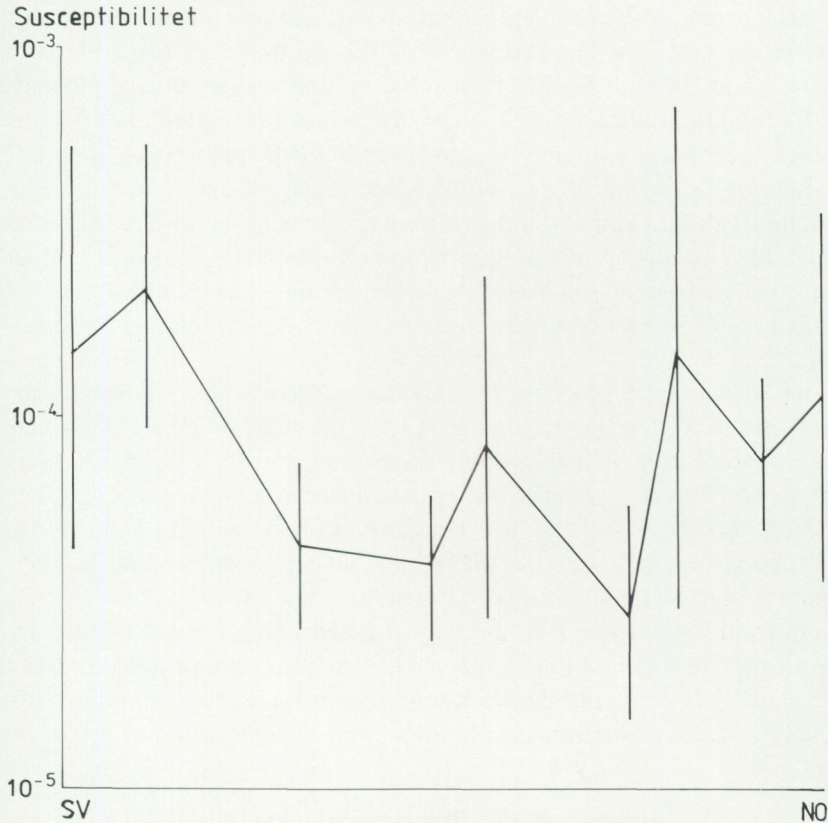


Fig. 36. Profil av hållsusceptibilitetsmätningar vid Sandared (XVI).

*Profile of in situ susceptibility measurements at Sandared (XVI).*

I kartområdets sydöstra del, vid Sandared (jfr fig. 35, område XVI) förekommer en anomali på den flygmagnetiska kartan. Anomalin visar ganska svaga gradienter (jfr det ovan beskrivna området). Detta tyder på att anomalin är orsakad av djupare liggande bergarter, som underlagrar bergarterna i marknivån. Hållsusceptibilitetsmätningar i detta område har avslöjat en mycket låg genomsnittlig nivå (fig. 36). Detta visar att anomalin på den flygmagnetiska kartan måste bero på djupare liggande bergarter med hög susceptibilitet.

Vid mätlokalerna I, II, XIII, XIV, XV och XVII (fig. 35) förekommer

bergarter, som på flygmagnetiska kartan gett upphov till anomalier med mycket låg nivå. De långsträckta negativa anomalierna förekommer i delrutorna 1e, 5d, och 5e. Vid Henån har en delvis extremt sur, fältspatrik, förgnejsad granit susceptibilitetsvärden kring  $10^{-5}$  emu/cm<sup>3</sup>. Mätlokalerna i nordöst ger samma låga nivåer, nära instrumentets egen nollnivå. Bergarterna är här dock hornbländeförande gnejser, i huvudsak av granodioritisk-tonalitik sammansättning, men också surare partier med samma nivå av susceptibiliteten förekommer. Magnetit finns inte i någon nämnvärd utsträckning i dessa bergarter, vilket kan hänföras till de allmänna geokemiska förutsättningar för mineralets förekomst som beskrivs på s. 98.

I det område, som på geologiska kartan markerats med 'stark tektonisering', finns på den flygmagnetiska kartan ett stråk av positiva anomalier. En profil med hållsusceptibilitetsmätningar (fig. 35, område XX) över denna zon visar starkt varierande mätvärden. Enstaka, mycket lokala mätresultat har nivån  $10^{-2}$  emu/cm<sup>3</sup>, motsvarande 3–4 % magnetit. De bergarter, som uppvisar dessa höga nivåer, är mörka, muskovitrika gnejser motsvarande muskovitomvandlade tonaliter.

Som framgår av fig. 30, är det endast i anslutning till den tektoniska zonen (med dess mineralomvandlingar), som gnejser med densitet över 2.71 g/cm<sup>3</sup> har susceptibilitetsvärden överstigande  $10^{-3}$  emu/cm<sup>3</sup> (jfr också fig. 34, där oxidationsgraden för samma grupp anges).

### Tolkning av den flygmagnetiska kartan



Den flygmagnetiska kartan grundas på en mycket hög täthet av mätpunkter och ger en detaljerad bild av kartområdet. Informationsinnehållet i den flygmagnetiska kartan är alltså stort, och tolkningen begränsas främst av andra faktorer än tätheten av mätpunkterna. Viktiga komplikationer är de sammansatta förhållanden, som råder mellan petrofysiska och geologiska egenskaper hos bergarterna.

Vid tolkningen identifieras olika magnetiska strukturer och karaktäristiska nivåer (fig. 37). Inom kartområdet förekommer två typer av mönster, dels ett bandat med långdragna, parallella anomalier, dels ett oregelbundet med godtyckligt orienterade anomalier. Långa stråk av bergarter, som har brant stupning, ger distinkta, långsträckta anomalier, om susceptibilitetskontrasten är tillräckligt hög. Flackt liggande bergartsled ger upphov till ett oregelbundet anomalimönster. De två typerna av mönster





FLYGMAGNETISK TOLKNING - AEROMAGNETIC INTERPRETATION

BANDAT ANOMALIMONSTER  
BANDIED ANOMALY PATTERN

-  tydlig bandning  
well defined banding
-  diffus bandning  
diffuse banding

MAGNETISERING  
MAGNETIZATION

-  mycket låg - låg  
very low - low
-  måttlig  
intermediate

DJUPSTRUKTURANOMALIER  
ANOMALIES FROM DEEPLYING STRUCTURES



MAGNETISKA DISLOKATIONER  
MAGNETIC DISLOCATIONS

-  tydlig  
well defined
-  diffus  
diffuse

MAGNETISKA STUPNINGAR  
MAGNETIC DIPS


-  45°  
stupning  
dip

Fig. 37. Flygmagnetisk tolkningskarta.

Map showing the interpretation of aeromagnetic measurements.

kan följaktligen gå över i varandra utan avbrott. Då avbrott förekommer i form av en magnetisk kontakt, kan detta tolkas som en dislokation (brottzon eller förkastning). Dislokationens stupning kan i gynnsamma fall härledas.

De västliga och sydliga delarna av undersökningsområdet domineras av en ganska hög magnetisk nivå, medan det nordöstra hörnet visar låga nivåer.

I den nordöstra delen av undersökningsområdet finns ett markant undantag från den generellt låga magnetiska nivån, nämligen ett högmagnetiskt stråk i form av ett veck med VNV-ÖSÖ-lig veckaxel. Av den flygmagnetiska kartan får man intryck av att strykningen mitt i vecket är nordöstlig. Detta är dock inte fallet. En närmare undersökning visar på möjligheten till en ändring av kurvdragningen i detta område, så att anomalierna anger en nordvästlig strykning. Denna stämmer med de geologiska observationerna i området. Speciella våglängder och riktningar för anomalierna i området, liksom ett visst inflytande från topografin, är orsaken till att flera kurvdragningar här är möjliga. På tolkningskartan (fig. 37) har den korrigerade riktningen angivits. I kartområdets västra del finns ett stråk, där särskilt vissa partier har mycket hög magnetisering. Det går från delruta 0a norrut och fortsätter västerut i delruta 2a. Detta anomala stråk är identiskt med den tektoniska zon, som beskrivs på s. 36. De magnetiska egenskaperna hos bergarterna i detta stråk har undersökts speciellt (se s. 94). Öster om det nu nämnda stråket finns mer lågmagnetiska bergarter i ett N-S-stråk, som i delruta 3a böjer av mot väster. Stråket stupar 60° mot väster i detta område. I delrutorna 0c och 1c finns ett område med starkt orienterade anomalier, som orsakas av på motsvarande sätt fördelade brant stupande bergartsstråk. Varje stråk tycks vara enhetligt, medan variationerna i susceptibilitet mellan stråken växlar starkt. I delrutorna 1b och 2b visar stråken tydliga omböjningar, med N-S-liga axlar. Den högmagnetiska delen av undersökningsområdet begränsas i öster av i denna riktning stupande skikt, vilket leder till slutsatsen, att hela den kraftigt magnetiserade delen av bladet utgör en antiklinal struktur.

I den sydöstra delen av kartbladet (Sandared-Sandhult) finns en typisk djupstrukturanomali med mycket svag gradient. Hällsusceptibilitetsmätningar (s. 101) bekräftar att anomalien orsakas av andra bergarter än de i ytan påträffade. Strukturellt utgör detta område en flack antiformal, med yttre bergarter av låg susceptibilitet, vilka tydligen överlagras

bergarter med hög susceptibilitet. Susceptibilitetsprofilen visar några små variationer, vilka på grund av den flacka stupningen och allmänt låga susceptibilitetsnivån ändå inte ger upphov till den typ av högfrekventa anomalier, som annars är vanliga på kartbladet.

Denna djupstruktur tolkas som fortsättningen av den på kartbladet dominerande, högmagnetiska antiklinala strukturen. Huvuddelen av djupstrukturen ligger sydöst om en NNÖ–SSV-lig tektonisk zon genom Sandared (se fig. 37).

Susceptibilitets–densitetsdiagrammet (fig. 30) visar att enbart mycket sura bergartsled kan ge upphov till den på kartbladet dominerande positiva magnetiska anomalin. Stupningsberäkningen visar att det rör sig om en ganska bred antiklinal struktur, som bara går i dagen på vissa ställen beroende på varierande höjd i förhållande till marknivån. Tyngdkraftsmätningarna på kartbladet (s. 106) stärker denna tolkning. Negativa anomalier förekommer över områden med positiva magnetiska anomalier, vilket indikerar att det här föreligger bergartsled med låg densitet och hög susceptibilitet.

Tolkningen av den flygmagnetiska kartan har också omfattat magnetiska dislokationer. För att man skall kunna identifiera dislokationer, krävs att man har magnetiska referensstrukturer. Dessa kan vara magnetiska kontakter, karaktäristiska anomalier eller anomalisystem. Följande indikationer kan tolkas som magnetiska dislokationer, nämligen lineär förskjutning av referensstrukturer, distinkta förändringar i den horisontella magnetiska gradienten och smala diskordanta, magnetiska minima. Sistnämnda indikationstyp förorsakas av magnetitens omvandling till hämatit genom oxidation och kan observeras på grund av den låga flyghöjden (Henkel och Guzmán 1977).

Den dominerande dislokationsriktningen i undersökningsområdet är NÖ–SV-lig. Dock har även mera VNV–ÖSÖ-liga och enstaka N–S-liga dislokationer påträffats. Den vanligaste typen av dislokationer framträder som magnetiska minima. Dessa ses därför enbart i kraftigare magnetiserade områden. Som typexempel kan nämnas den tydliga magnetiska dislokation, som i NNÖ–SSV går genom Töllsjö. Det ser dock inte ut att här röra sig om större horisontella förskjutningsbelopp, vilket för övrigt gäller för många av de på kartbladet identifierade, magnetiska dislokationerna.

En annan magnetisk dislokation, som särskilt bör omtalas, är den, som går genom Sandared i kartbladets sydöstra hörn. Riktningen är ca

N35°Ö. Den har identifierats från förskjutningen av referensstrukturerna. Sydöst om dislokationen har man en skenbar horisontell krympning av strukturen, vilket indikerar en vertikal rörelse, där blocket nordväst om dislokationen rört sig uppåt i förhållande till det sydöstra blocket (jfr djupstrukturens antiklinalform).

Utgår man från en stupning av antiklinalens flanker av 20°, får man ett vertikalt språng av 200–250 m eftersom den skenbara, horisontella rörelsen kan uppskattas till 600–800 m.

### Regionala gravimetermätningar

De regionala gravimetermätningarna har utförts med ett punktavstånd av ungefär 2 km. Som mätpunkter har i första hand de fixpunkter använts, vilka finns angivna på topografiska kartan 7C Borås SV. Dessutom har mätningar utförts vid sjöar med angiven höjd, där detta har krävts för uppfyllande av kravet på det genomsnittliga punktavståndet 2 km. Vid enstaka tillfällen har också höjdkurvor med ekvidistansen 5 m använts för höjdbestämming. Tyngdkraftsmätningarna är relaterade till det av rikets allmänna kartverk etablerade systemet för tyngdkraftsmätningar (Pettersson 1967). Vid bouguerkorrektionen har höjdsystem 1900 och densiteten  $2.67 \text{ g/cm}^3$  använts vid beräkningarna. Det bör också framhållas, att terrängkorrektionen inte har ansetts vara av tillräcklig betydelse för att motivera en beräkning. För den tekniska beskrivningen av tyngdkraftsmätningar vid SGU hänvisas till ett arbete av Nylund (1978). Resultatet av mätningarna redovisas här i form av en residual Bougueranomali-karta (fig. 38), där en kraftig regional komponent har eliminerats för att den lokala komponenten skall framhävas. Den lokala komponenten kan korreleras direkt till ytgeologin. Den regionala komponenten har konstruerats manuellt, på grundval av mätningar från angränsande områden. Fig. 38 visar framförallt den tredimensionella fördelningen av bergarter med olika densitet. De negativa tyngdkraftsanomalierna förekommer i områden, där den flygmagnetiska kartan uppvisar positiva anomalier (s. 102). Förhållandet gäller generellt, utom för mylonitzonen, där speciella magnetiska egenskaper präglar bergarterna. Förekomster av fältspatitgranit (jfr geologiska kartan) är starkt korrelerade till gravimetriska minima och magnetiska maxima.

De gravimetriska anomalierna har endast storleksordningen några få mgal, men densitetskontrasterna är samtidigt ganska små, varför mäktig-

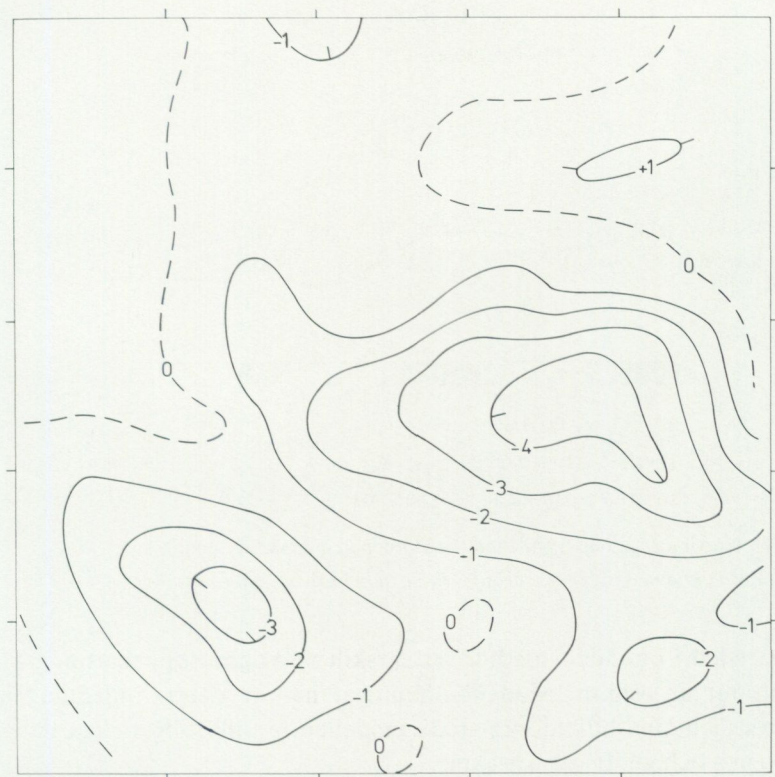


Fig. 38. Residual Bougueranomalikarta.

*Map showing residual Bouguer anomalies.*

heter av upp till 1 000 m och mer av synnerligen lätt material mycket väl kan föreligga. Speciellt kan man notera det gravimetriska minimum, som går från kartans sydöstra hörn, via Sandared och Torstad förbi Töllsjö upp mot Maryd vid kartans norra begränsning. Detta minimum markerar antiformens huvudförlopp i området.

En samtidigt gravimetrisk och magnetisk profil har konstruerats över undersökningsområdet, från sydväst mot nordöst (fig. 39). Under profilerna har en densitets- och susceptibilitetsfördelning i berggrundens översta parti (några få hundra meter) skisserats. Den beskrivna fördelningen baseras inte på någon kvantitativ modellberäkning utan utgör en principskiss. De små densitetskontraster, som föreligger mellan olika

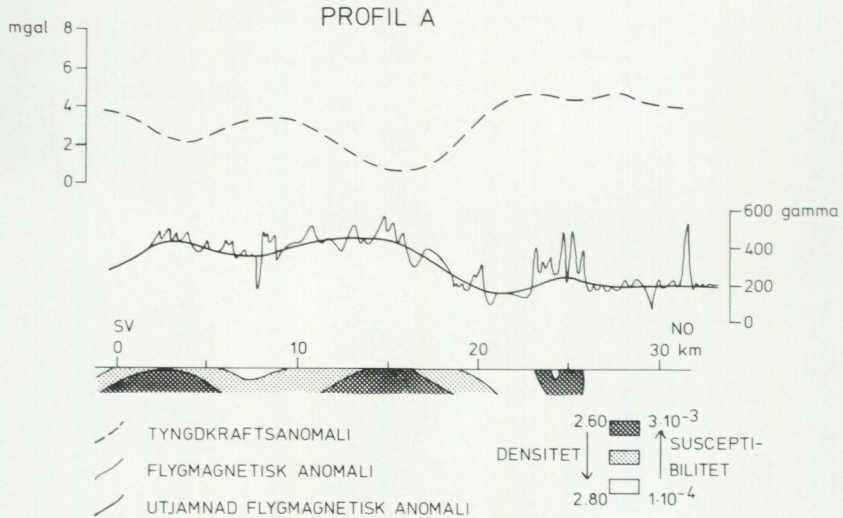


Fig. 39. Gravimetrisk och flygmagnetisk profil med översiktlig tolkning.  
*Gravimetric and aeromagnetic profile with a summarising interpretation.*

bergartsled i området, medför att särskilt mäktighetsuppskattningar för strukturer är osäkra. Modellberäkningar har av denna anledning inte utförts. Till sina huvuddrag stöds modellen av alla tillgängliga data av geologisk och geofysisk karaktär.

#### Slutsatser av de geofysiska undersökningarna

1. Densiteten i bergarterna visar en statistisk fördelning med två maxima, dels  $2.66 \text{ g/cm}^3$ , motsvarande granitisk–granodioritisk sammansättning, dels  $3.09 \text{ g/cm}^3$ , motsvarande ultrabasisk sammansättning.
2. Susceptibiliteten i bergarterna varierar starkt. Ett samband föreligger mellan maximal susceptibilitet och densitet. Den högsta susceptibiliteten har fältspatrik, lätt granit och vissa ultrabasiska bergarter. Susceptibiliteten beror på bergartens halt av ferromagnetiska mineral, i detta fall magnetit, som förekommer med maximalt 4%. Alla bergartstyper kan ha så låg susceptibilitet, att denna kan hänföras till enbart paramagnetiska mineral. För de fältspatrika graniterna är detta dock mindre vanligt.

3. Susceptibiliteten i sura–intermediära bergarter är positivt korrelerad till oxidationsgraden. Susceptibiliteten är proportionell med halten av magnetit, vilken i sin tur utbildats i den mån bergartens totalsammansättning så medgett. Vid uniform sammansättning av bergarten och lika betingelser i övrigt, bestämmer oxidationsgraden den mängd av magnetit, som bildas.
4. Något enkelt samband mellan susceptibilitet och bergartstyp föreligger inte (jfr ovan).
5. Susceptibiliteten i bergarterna är vanligen anisotrop, med för de flesta gnejser låga belopp ( $K_I/K_{III}=1-2$ ). Detta kan återspegla kristallisation av magnetit under metamorfa betingelser utan riktat tryck, men i en anisotrop bergart. Höga belopp av anisotropi ( $K_I/K_{III}=10$ ) i bergarternas susceptibilitet förekommer dock i anslutning till en tektonisk zon med en tektoniseringsfas, som är yngre än den magnetitbildande metamorfa epoken.
6. Det remanenta magnetiska fältet är särpräglad för vissa ultrabasiska bergarter. Magnetiten kan således i dessa bergarter ha bildats genom en annan process och vid annan tidpunkt än i sura–intermediära bergarter.
7. De magnetiska egenskaperna varierar starkt (jfr ovan) mellan olika bergartsstråk. Anomaliernas form indikerar följaktligen utsträckning och strukturellt läge hos bergartstyper med olika magnetiska egenskaper.
8. Med ledning av den flygmagnetiska kartan kan större sprickzoner och förkastningar påvisas, och förkastningsbelopp kan i vissa fall beräknas.
9. I området föreligger ett samband mellan regionala positiva flygmagnetiska anomalier och negativa tyngdkraftsanomalier (jfr fig. 39). Förekomsten av större partier av bergartsmaterial med hög susceptibilitet och låg densitet (granitiskt material) kan på så sätt påvisas. De flygmagnetiska anomalierna ger dessutom möjligheter till uppdelning mellan ytstrukturer och djupstrukturer. Dessa iakttagelser ger förutsätt-

ningar för konstruktionen av en tredimensionell strukturbild (jfr s. 67).

### Exkursionslokaler

Några lokaler kan rekommenderas för studier av bergarter och speciella petrologiska företeelser. De ges nedan med en mycket kort beskrivning av respektive lokal. En mer utförlig exkursionsguide för området har ställts samman av Ahlin och Brouzell (1980).

Hultafors, koord.64007.5/13166. Vägs kärning vid järnvägsbron. Starkt leromvandlat berg (s. 52).

Limtjärn, koord.64007.5/13121.5. Vid en bäck intill skogsvägen. Metabasit med diabastextur, möjligen yngre än granitoiderna (s. 26).

Applakullen, koord.64002/13024. Välblottat parti av den tektoniska zonen, med partier av mylonit (s. 36).

Nessaråsen, koord.64024.5/13044. God utsiktspunkt, från vilken toppkonstansen i området kan iakttas (s. 75).

Krok, koord.64175/13030. Lokalen ligger strax öster om vägen mot gården Krok. Hornbländerik ultrabasit (s. 19).

Hulkås, koord. 54145.5/13005. Vägen rakt under kraftledningen. Ögongnejs (s. 30).

Forsen, koord.64245/13071.5. Vägs kärning vid väg 180. Starkt veckad och migmatitiserad gnejs med boudiner av metabasit, samt partier av pegmatit.

Maryd, koord.64249/13083. Fältspatrik, förgnejsad granit, delvis rekristalliserad till pegmatit (s. 23).

Näverhult, koord.64186.5/13112.5. Fältspatrik, förgnejsad granit. Magnetitindivider med typisk blekzon (s. 66).

Silverbergen, koord.64174.8/13092.7. Under bergbranten strax söder om den lilla viken. Pegmatit som brutits för utvinning av silver (s. 32 och 86).

Mårtensbacka, koord.64121/13143. Liten kulle vid traktorstig. Metagabbro, yngre än migmatiseringen (s. 27).

Sjögaredsbergen, koord.64112/13096. Vid vägen Töllsjö–Morjhult. Grovblockig talus (s. 75).

Töllsjö, koord.64123/13118. Mikroklirik pegmatit (s. 32).

Pålsbo, koord.64070.5/13199.5. Anortositisk metagabbro (s. 20).

## LITTERATUR

GFF=Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

RAK=Rikets allmänna kartverk

SGU=Sveriges geologiska undersökning

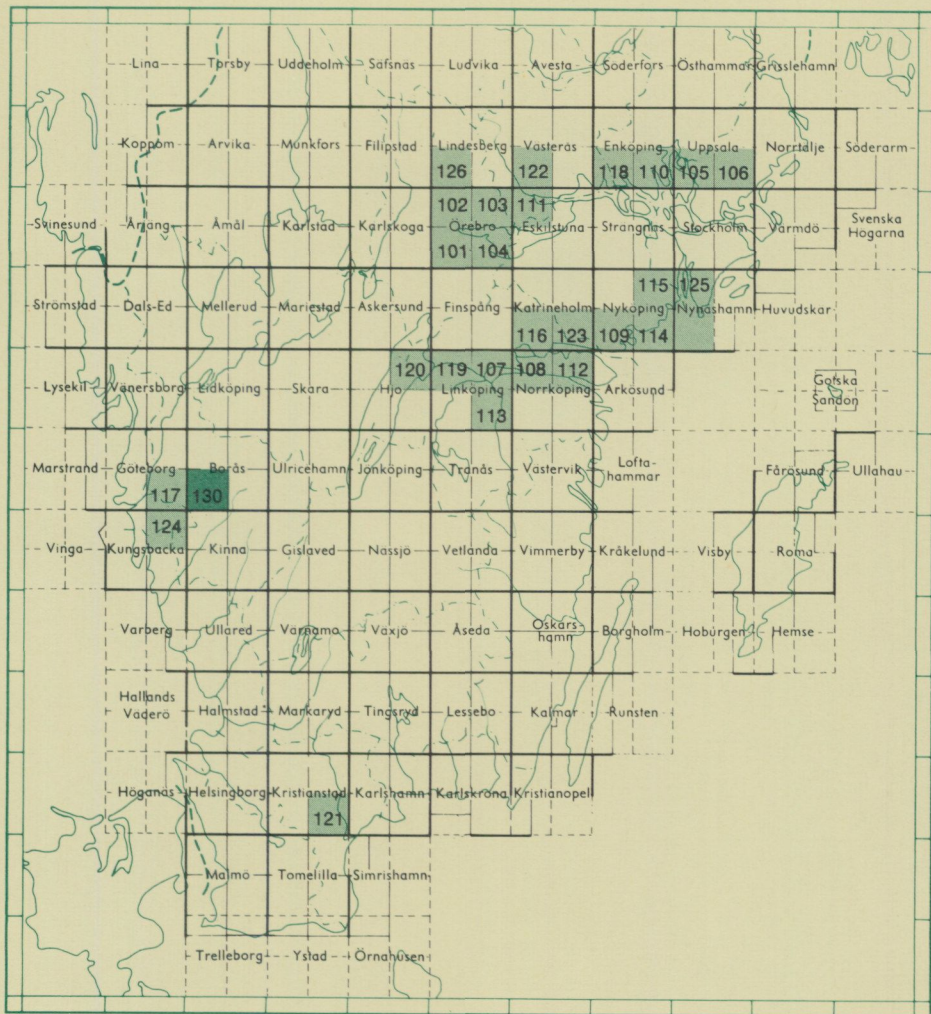
VTI=Statens Väg- och Trafikinstitut

- AHLIN, S., 1976: The compositional relationships of biotite and garnet in the Göteborg area of south-western Sweden and their thermometric implications. – GFF 98, 337–342.  
– i manuskript: Compositional relations of coexisting biotite, garnet and plagioclase in the Göteborg vicinity, southwestern Sweden, and interpretations of metamorphic conditions.
- AHLIN, S., & BROUZELL, J., 1980: Berggrundsgelogisk ekursionsguide för Alingsås–Boråsområdet (bladet Borås SV). – Göteborgs Universitet, Göteborg.
- AHLIN, S., & THOREN, H., 1978: Bergstekniska egenskaper hos gnejser. – Byggnadsindustrin 39, 23–25.
- ATLAS ÖVER SVERIGE. – Utgiven av Svenska sällskapet för antropologi och geografi, Stockholm.
- BELL, T. H., & ETHERIDGE, M. A., 1973: Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. – Lithos 6, 337–348.
- BROTZEN, O., 1961: On Some Age Relations in the Pre-Cambrian of Southwestern Sweden. – GFF 83, 227–252.
- BÜDEL, J., 1963: Klima-genetische Geomorphologie. – Geogr. Rundsch. 15, 269–285.
- DEER, W. A., HOWIE, A. A., & ZUSSMAN, J., 1962–1963: Rock forming minerals. – Longmans, London.
- DUFF, B. A., 1975: The Magnetic Fabric of the Moroya Granite, New South Wales. – J.Geol.Soc. of Australia 22, Pt. 2, 159–165.
- ELIASSON, U., 1964: Kärlväxtfloran i Töllsjö socken i södra Västergötland. – Sven. Bot. Tidskr. 58, 513–527.
- FRIDH, B., 1979: Gravimeterkarta över 7B Göteborg SO. – Chalmers Tekniska Högskola, Geologiska institutionen, Göteborg.
- GILLBERG, G., 1955: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. I Glacialerosion och moränackumulation. – GFF 77, 481–524.
- GOLDSCHMIDT, V. M., 1954: Geochemistry. – Clarendon Press, Oxford.
- GORBATSCHEV, R., 1971: Aspects and Problems of Precambrian Geology in western Sweden. – SGU C 650.
- GRANT, F. S., & WEST, G. F., 1965: Interpretation theory in applied geophysics. – McGraw-Hill Book Company, New York.
- HEIER, K. S., & ADAMS, J. A. A., 1964: The geochemistry of the alkali metals. – I AHRENS, L. H., PRESS, F., & RUNCORN, S. K. (red.): Physics and Chemistry of the Earth 5. – Pergamon Press, Oxford.
- HENKEL, H., & GUZMÁN, M., 1977: Magnetic features of fracture zones. – Geoexpl. 15, 173–181.
- HUBBARD, F. H., 1978: Geochemistry of the Varberg granite gneisses. – GFF 100, 31–38.
- HÖBEDA, P., & THOREN, H., 1975: Berggrundens vägbyggnadstekniska egenskaper. – VTI Interimsrapport 221.
- HÖGBOM, A., 1931: I LUNDQVIST, G., HÖGBOM, A., och WESTERGÅRD, A. H.: Beskrivning till kartbladet Lugnås. – SGU Aa 172.
- IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. – N. Jb. Mineral. Mh. 4, 149–164.
- JACKS, G., CARLSSON, E., & BRANTHEIM, T., 1973: Fluorite and fluorine in water. – GFF 95, 135–138.
- JANÁK, F., 1972: Magnetic susceptibility anisotropy of various rock types and its significance for Geophysics and Geology. – Geophys. Prosp. 20, 375–384.

- KNUTSSON, G., 1973: *I* KNUTSSON, G., och MORFELDT, C.-A.: Vatten i jord och berg. – Ingenjörsförlaget AB, Stockholm.
- LARSSON, W., 1974: Beskrivning till kartbladet Levene. Berggrunden. – SGU Aa 201.
- LINDH, A., 1974: The Mylonite Zone in south-western Sweden (Värmland). – GFF 96, 183–197.
- 1979: Some observations on white micas in a shear zone. – N. Jb. Mineral. Abh. 138, 165–177.
- LINDH, A., & KÄHR, A.-M., 1977: K-Ar dating in the Mylonite Zone, south-western Sweden. – GFF 99, 289–291.
- LOBERG, B., 1963: The formation of a flecky gneiss and similar phenomena in relation to the migmatite and veined gneiss problem. – GFF 85, 1–109.
- LUNDEGÄRDH, P. H., 1949: Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc. – SGU C 513.
- 1958: Göteborgstraktens berggrund. – SGU C 553.
- LUNDEGÄRDH, P. H., LUNDQVIST, J., & LINDSTRÖM, M., 1978: Berg och jord i Sverige. Femte upplagan. – Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- LUNDQVIST, J., 1976: Geologi – från teori till tillämpning. – LTs förlag, Kristianstad.
- LUNDQVIST, G., HÖGBOM, A., & WESTERGÅRD, A. H., 1931: Beskrivning till kartbladet Lugnås. – SGU Aa 172.
- MAGNUSSON, N. H., 1963: Berggrunden. *I* MAGNUSSON, N. H., REGNELL, G., & LUNDQVIST, G.: Sveriges geologi. – Norstedts, Stockholm.
- MEHNERT, K. R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. – Elsevier, Amsterdam.
- NYLUND, B., 1978: Regional gravity surveys in northern Sweden. – SGU C 746.
- NYSTRÖM, J. O., & LEVI, B., 1980: Pumpellyite-bearing Precambrian rocks and post-Svecokarelian regional metamorphism in central Sweden. – GFF 102, 37–39.
- PETTERSSON, L., 1967: The Swedish first order gravity network. – RAK A 35.
- RUDBERG, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av preglaciala erosionsgenerationer i Sverige. – Geographica 25.
- 1970: The sub-Cambrian peneplain in Sweden and its slope gradient. – Geomorphol. Ann. Geomorphol. Supplementband 9, 157–167.
- SAMUELSSON, L., 1975: Palaeozoic fissure fillings and tectonism of the Göteborg area, southwestern Sweden. – SGU C 711.
- 1978a: Beskrivning till berggrundskartan Göteborg SO. – SGU Af 117.
- 1978b: Berggrundskartan Kungsbacka NO. – SGU Af 124.
- under bearbetning: Beskrivning till berggrundskartan Kungsbacka NO. – SGU Af 124.
- SAMUELSSON, L., & AHLIN, S., 1978: Zircon morphology of the polymetamorphic rocks of southwestern Sweden. – SGU C 737.
- SAMUELSSON, L., & WERNER, Margit., 1978: Weathering pits in the lake Mjörn area northeast of Göteborg. – Geogr. Ann. A 60, 9–21.
- SIND, PM 1978:1. Grusutredningen -74. Delrapport. – Utredning från Statens Industriverk, Stockholm.
- SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS, 1967: Mining Geophysics, Vol. II: Theory. – SEG, Tulsa, Oklahoma.
- SÖDERBERG, I., & SANDBERG, C., 1936: Bidrag till kännedom om södra Västergötlands mossflora. – Sven.Bot.Tidskr. 30, 193–205.
- TAYLOR, S. R., 1965: The application of trace element data to problems in petrology. – *I* AHRENS, L. H., PRESS, F., & RUNCORN, S. K. (red.): Physics and Chemistry of the Earth. – Pergamon Press, Oxford.
- TULLOCH, A. J., 1979: Secondary Ca-Al Silicates as Low-Grade Alteration Products of Granitoid Biotite. – Contr. Mineral. Petrol. 69, 105–117.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1866: Några ord till upplysning om bladet 'Ulricehamn'. – SGU Aa 21.
- VERNON, R. H., 1976: Metamorphic Processes. – George Allen & Unwin Ltd, London.
- WELIN, E., & GORBATSCHEV, R., 1976: Rb-Sr age of granitoid gneisses in the "Pregothian" area of south-western Sweden. – GFF 98, 378–381.
- WERNER, S., 1963: Aeromagnetic mapping by the geological survey of Sweden. Methods and general considerations. – Geoexpl. 1, 21–31.

- WIKLANDER, U., 1974: Precambrian Geology, Geochemistry and Age Relations of North-eastern Blekinge, Southern Sweden. – SGU C 704.
- WINKLER, H. G. F., 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- 1970: Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of Classification based on Isogrades in Common Rocks. – N. Jb. Mineral. Abh. 5, 189–248.
- WONES, D. R., & EUGSTER, H. P., 1965: Stability of biotite: experiment, theory and application. – Am. Mineral. 50, 1 228–1 272.
- ZECK, H. P., 1971: Prehnite-Pumpellyite Facies Metamorphism in Precambrian Basement Rocks of Sweden. – Contr. Mineral. Petrol. 32, 307–314.
- ZECK, H. P., ANDERSEN, C., & LEONARDBSEN, E., 1971: Pumpellyite in quartzo-felspathic gneisses from SW Sweden. – N. Jb. Mineral. Mh. 6, 256–262.

# Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



## PRISKLASS B

Distribution  
LiberKartor  
162 89 VÄLLINGBY

ISBN 91-7158-203-7

ISSN 0586-1543