

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 143

STELLAN AHLIN

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN

BORÅS SO

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

BORÅS SO

MED ETT AVSNITT OM GEOFYSIK AV VERNER SØNDERGAARD

WITH A SECTION ON GEOPHYSICAL ASPECTS BY VERNER SØNDERGAARD



UPPSALA 1983

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

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

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Box 670

751 28 UPPSALA

Telefon 018-15 52 80

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 143

STELLAN AHLIN

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN
BORÅS SO**

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
BORÅS SO

MED ETT AVSNITT OM GEOFYSIK
AV VERNER SØNDERGAARD

WITH A SECTION ON GEOPHYSICAL ASPECTS
BY VERNER SØNDERGAARD

UPPSALA 1983

ISBN 91-7158-279-7

ISSN 0586-1543

INNEHÅLL

Summary	4
Förord	10
Sammanfattning	11
Hur man läser den geologiska kartan	20
Kartans hållbild	21
Bergartsbeskrivningar	22
Ytbergartsgnejs	22
Gabbro, ultrabasit och anortosit	23
Granit, granodiorit och tonalit	26
Fältspatrik granit	28
Migmatiter	29
Gabbro med diabastextur, utan migmatisering	31
Pegmatit	32
Muskovitrik gnejs	34
Kvartsläkt mylonit	35
Spår av bergarter från 'jordens medeltid'	36
Genetisk tolkning av gnejserna	37
Den geologiska händelseutvecklingen	37
Den östra gnejsregionen i förhållande till andra områden i Västsverige	40
Mineralogi	42
Mineral i gnejser	42
Mineral i metabasiter	46
Magnetit	48
Mineral av retrograd typ	49
Sprickfyllnadsmineral	50
Geokemi	51
Metamorf grad	55
Vecktektonik	56
Spröd tektonik	57
Äldre (prekambriska) förkastningar	58
Yngre (postkambriska) förkastningar	58
Sprickor i berggrunden	59
Topografi och landskapsutveckling	61
Peneplanering äldre än 600 miljoner år	63
Postkambrisk peneplanering	64
Landskapsreliefens förstärkning genom vittring och erosion	64
Förkastningar	64
Berggrundens inverkan på jordarterna	65
Praktiska synpunkter på kartområdets berggrund	66
Nyttosten	66
Pegmatiter och fältspatrika graniter	68
Bergarternas tekniska egenskaper	69
Berggrundens vattenföring	73
Mineraliseringar	75
Geofysik. Av Verner Söndergaard	77
Inledning	77
Bergarternas petrofysiska egenskaper	77
Densitet	77
Magnetiska egenskaper	78
Tolkningen av den flygmagnetiska kartan	83
Gravimetri	86
Slutsatser av de geofysiska undersökningarna	88
Exkursionslokaler	89
Litteratur	91

SUMMARY

The investigated area is a part of a larger gneiss region (cf. Fig. 1). Gneisses are thus the dominant lithology, and among them acid types predominate. The latter contain some 20–30% quartz, 30% plagioclase (An 20–30), 30–50% reddish microcline and 0–10% dark minerals. The melanocratic minerals are biotite together with hornblende and/or magnetite. Accessories are epidote, zircon, apatite etc. These gneisses are light in colour, reddish grey or reddish. They have low densities. Map colour is light brown.

Intermediate gneisses are somewhat subordinate in amount. They contain 80–90% of light minerals, but the content of microcline is considerably lower than in the acid gneisses, and consequently the colour is grey of different shades. Otherwise the mineral proportions are similar to those of acid gneisses. Plagioclase has, however, a fairly constant composition of An 30. The map colour of the intermediate gneisses is dark brown.

From a mineralogical point of view, the acid and intermediate gneisses are closely connected. The differences in mineralogical composition are confined to the proportions of the mineral phases. The chemical compositions of the gneisses are related in a similar way. The general differentiation trend is calc-alkaline, as outlined by all elements analysed.

The dominant group of acid and intermediate gneisses is interpreted as gneissic granitoids. This decision is based on several criteria, *inter alia* similar trends of the chemical composition. Other reasons are the lack of "supracrustal textures", and finally the grain-size. The prevailing grain-size is at present secondary. Occasionally, gneisses which are apparently well-preserved, display relics of a coarse, somewhat porphyritic texture.

Subsequent plastic deformation has brought about a new appearance of the once homogeneous granitoids. They now display elongated bands of gneiss, measuring up to several kilometres in length and some hundred metres across. The basic rocks have reacted to plastic deformation in a distinctly different manner: they were divided into rounded, slightly elongated bodies.

The gneissic granitoids may contain small inclusions of fine-grained supracrustal gneisses. These are sub-greywackes with calcareous lenses.

Basic rocks amount to some 5% of the bedrock. They can be divided in at least two main groups of different ages. The oldest group is rather heterogeneous. It comprises gabbroic rocks and several varieties of ultrabasic rocks which generally are amphibolitic. Hornblenditic and pyroxenitic rocks occur, as well as peridotite and anorthosite. They are in some places migmatized. The neosome is apparently of a venitic type, composed of quartz and plagioclase. The map colour of the group of pre-migmatization basic rocks is dark green.

In the map area gabbro also occurs, which has not been migmatized. Central

parts of this gabbro display original textures and in part original mineral compositions. In peripheral parts, however, the rock may have changed to amphibolite, as well as in contacts with younger, cutting pegmatite. The map colour is light green.

The relations between the pegmatite mentioned and the remaining bedrock have always shown that the pegmatite is the youngest rock of the area. The rock may form large bodies or minute veins. The latter may be zoned, whereas large bodies of the pegmatite as a rule consist of a mixture of coarse grains of microcline, albite and quartz. These minerals have crystallized without signs of spatial distribution in relation to the wall-rock. In some cases, however, different parts of large or elongated bodies may display distinctly different ratios of the feldspars.

The sequence of geological events established so far starts with the development of sedimentary rocks of sub-greywacke composition. In connection to these, calcareous layers or sub-surface concretions have been developed. The supracrustal rocks gradually sunk to great depths and became there intruded by gabbroic-ultrabasic rocks. These differentiated plutonics are, however, only a minority. Hornblenditic and pyroxenitic compositions predominate. Anorthositic rocks are extremely rare. The supracrustal rock has been scattered by this first generation of intrusive rocks. The second generation of plutonics, the granitoids, acted in the same manner when intruding the previous bedrock. The latter now constitute the dominant share of the bedrock. The granitoids have been differentiated along the calc-alkaline trend of differentiation. Some of the rock units have high oxidation state, others have low (cf. Ahlin 1980, Fig. 20), regardless of the chemical composition in other aspects. This difference developed at an early stage, and may be primary. Probably several phases of plastic deformation were overprinted by a major tectonothermal event. The rocks have generally been lineated and migmatized. The grain-size of the gneisses became simultaneously reduced to medium-grained. Veins, augen etc. of this episode post-date regional deformation. Mineral compositions and mineral equilibria are similar in the paleosome and the neosome. The element distributions between coexisting mineral phases indicate metamorphic conditions of some 600°C, and 7–9 kb. This is in accordance with the general intermediate stage of metamorphic conditions, roughly suggested by the mineral compositions of the rocks. Only the magnetite of the gneisses is not in agreement with a paragenesis of equilibrium type. This mineral often reveals characteristic textures which seem to indicate a late development. The grains are approximately equidimensional and surrounded by leucocratic rims occupying about twice the volume of the magnetite. The rims are depleted in biotite. The magnetite is interpreted to be an alteration product of biotite, but the mechanism of this alteration is still not wholly known. For instance, where was the magnesium of the decomposed biotite captured?

The stratigraphic position of the young gabbro is interpreted to have been post-migmatitic and pre-pegmatitic, which implies a fairly narrow interval. We do not know, however, if all pegmatites of the area are of the same age, even if they look similar in several aspects.

No age dating from the map area has yet been made, but comparisons with other areas may suggest that the intrusive age of the granitoids would be some 1 600 Ma, or older. The age of the migmatization episode is some 1 250 Ma, or older.

Pegmatite development ended the formation of crystalline bedrock. Subsequent brittle deformation has occurred at several times. A set of fractures is closely related to the plastic structures of the rocks. Faulting has occurred in pre-Cambrian as well as in post-Cambrian times. Pre-Cambrian faulting has in some cases the magnitude of several thousand metres. These faults have affected the spatial distribution of the rocks considerably. The pre-Cambrian faults have a preferred orientation of NNE-SSW. Faulting younger than the sub-Cambrian peneplain also occurs. These faults have often been referred to the Permian in the main but may be even younger.

The present bedrock displays the roots of a previous mountain-chain and have thus been deep-seated in ancient time. Most of the chain was removed by erosion in late pre-Cambrian time. A peneplain thus existed 570 Ma ago and was afterwards covered by sea water staying there during most of the Palaeozoic. A terrestrial position was again attained in Mesozoic time. Erosional effects developed by the arid and semi-arid conditions of the Tertiary (and the late Cretaceous) are clearly indicated by the present morphology. Post-Cambrian faults (cf. above) also emerge in the present morphology, both as scarps and as boundaries between different morphological areas, high-seated and low-seated areas, or areas once characterized by different weathering conditions. The present morphology is undulating. The tops of the hills are some 50, rarely 100 m, above the bottoms of the valleys. The valleys are determined by fractures of the bedrock. They seem to have been developed by two different processes, at first the Tertiary and somewhat earlier deep-weathering described above, at last the glacial erosion of the Quaternary. It has been discussed to what extent the bedrock morphology was actually influenced by the latter. According to the present author, only minor and subordinate glacial erosion of hard, fresh rocks occurred.

Holocene erosion has consisted in weathering as well as talus formation. The ultrabasic rocks have weathered stronger than the gneisses, and the former rocks may locally be covered by a thin cap of soil, which can be suspected to contain weathered materials.

Some rocks contain abnormal amounts of the valuable elements chromium, vanadium, and uranium.

Certain acid gneisses as well as pegmatites are rather rich in potassic feldspar, and have a potential value as raw materials.

Only a minor part of the gneisses of the region can be used for the production of macadam with good technical quality. The geological conditions for such a production are described in the Swedish text.

Some types of gneiss have long been used as masonry.

The frequency distribution of densities of the rocks has a marked maximum at 2.64 g/cm^3 . Thus, light rocks predominate in the map area. Gneisses with minera-

logical composition according to the regional metamorphism have revealed a clear connection between maximal susceptibility and low density. Light gneissic rocks, with densities between 2.58 and 2.70 g/cm³, may have a susceptibility corresponding to an amount of magnetite between 1.0 and 4%. Intermediate gneisses contain 0.1% of magnetite as a maximum.

The geophysical properties are related to the chemical compositions of the rocks. The bulk chemistry of each rock defines the highest quantity of magnetite permitted to be formed by the metamorphic conditions. All rocks may have amounts of magnetite falling between this maximum and nil. The content of magnetite actually present correlates with the oxidation ratio of the rocks.

As the geophysical properties of the rocks are known from field and laboratory investigations, the aeromagnetic map allows a detailed interpretation of their distribution. Units of uniform magnetic level display elongated bands in the aeromagnetic map. The bands are on the whole gently folded. At various places they have been cut by faults, however. In some parts of the map area, the faults are represented by broad zones of low magnetic intensity. This may be due to decomposition of magnetite in the (probably oxidizing) chemical milieu of the fracture zones.

Gravimetric measurements are presented. The observations from the investigated area fit into a general trend of the region. A profile stretching from Göteborg to Stråken thus shows an increasing mass deficit eastwards. There occur, however, small-scaled deviations at various places. The local gravimetric pattern is clearly related to the local lithology. The regional pattern is not truly understood, however. Acid and light granitoid gneisses may be more frequent eastwards, but the sharp limit in the Stråken valley is surprising. East of this lithological boundary, acid granites with low densities form a major part of the bedrock (so-called Småland-Värmland granites). The gravimetric pattern described may be linked to deep-seated inhomogeneities of the crust.

Basic geophysical data have been collected as aeromagnetic registrations and as laboratory measurements on samples of rocks. Besides regional gravity measurements were carried out with a station spacing of roughly 4 km. The technical details concerning the aeromagnetic registrations have been given by Werner (1963). Measurements of physical properties of rocks such as density, magnetic susceptibility and remanence were made on 462 samples (Figs. 14 and 15). 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, cannot possibly be made without sufficient knowledge of the above-mentioned parameters.

The density distribution of the granitoids in the area (Fig. 14) is shewed to the right with a density maximum at 2.64 g/cm³. Only 4% of the samples have densities below 2.60 g/cm³ and 8% above 2.85 g/cm³. The picture of the density distribution is almost identical with the one of the adjacent map 7C Borås SV (Søndergaard 1980).

The susceptibility of the rocks varies from 3×10^{-6} to 4×10^{-3} cgs-units. The most

extreme values, highest as well as lowest, are reached by very acid rock types with low densities (Fig. 16).

The important correlation between susceptibility and density discovered on the map 7C Borås SV (Søndergaard 1980) has been confirmed by parameter measurements on samples from the present map area. The correlation implies that the maximal obtainable susceptibility decreases with increasing density as far as the granitoids are concerned (Fig. 16). The basic rocks have low to medium susceptibility due to different compositions and different degree of alteration.

Furthermore very strong remanence has been registered in samples from certain areas of the map (Fig. 15). The remanence is most pronounced in rocks with low density and high susceptibility but can also be found in rocks with high density, though to a lesser extent. On the other hand, rocks with intermediate density do not display significant remanence (Fig. 17). Among rocks with high Q -values only the ones showing high susceptibility values may have a remanence strong enough to affect the picture of the aeromagnetic measurements to such a degree that the interpretation of the aeromagnetic measurements will be able to provide a knowledge of direction and strength of the remanence.

It is, however, obvious that rocks with susceptibility above 10^{-3} cgs-emu and Q -values above 1.0 will add considerably to the magnetic picture provided that the volume of these rocks is sufficient.

The interpretation of the aeromagnetic map is founded on the knowledge of the petrophysical properties of the rocks. The map shows the demarcation of different magnetic patterns (banded, irregular or dike-like) and relative levels of magnetization. Furthermore, dislocations and contacts between rocks of different magnetization and dip of contact are identified on the aeromagnetic map. An interpretation is given in Fig. 18.

The patterns of the magnetic anomalies can be characterized as generally banded, although sometimes vague. The pattern of magnetic banding reveals the changes in rock magnetization all through the map area. The measurements of the rock parameters indicate that the bands with the highest magnetization preferentially contain rocks with low to very low density (acid rocks) whereas the bands with very low magnetization level might consist of any kind of rock.

The direction of the elongated anomalies show the strike of the rocks. Large scale tectonic structures such as folding are revealed by the geographic orientation of the magnetic anomalies. In general the folds are open to the east, and there seems to be a comparatively intense folding in the area with a tendency to more easily recognizable folds in the eastern part of the map area.

A very important feature is visible in the south-eastern part of the map. Distinct anomaly bands of negative intensity form part of the fold pattern. From the parameter measurements we know that most of the rocks with strong remanence occur in this area. It can therefore be concluded that the pronounced negative anomalies are due to the occurrence of rocks with very low density (acid, alkali-granitic rocks with a reversed remanent magnetic field). Unfortunately the direction of the measured remanent magnetic field has not been derived, because the orientations of the samples are not known. However, this is the only possible explanation of the very outstanding negative anomalies.

Reverse magnetic field components of considerable strength are very rare in metamorphic acid rocks. Further investigations of this feature might thus give information of principal significance.

In the southwestern part of the map area we find the easternmost part of a positive anomaly interpreted to be due to a deep-seated structure at Bredared on the map 7C Borås SV.

Dislocations have only been observed along boundaries between rocks showing significant differences of magnetization levels. A number of dislocations have been identified on the map. Some of these can also be identified in the field.

The interpretation of the aeromagnetic map based on the knowledge of the physical parameters of the rocks gives a more generalized view of the geology as compared to the information gained merely by geological mapping.

Förord

En geologisk kartbladsbeskrivning vänder sig till en bred publik. De geologiska facktermer, som används för att ge framställningen en sakligt riktig utformning, kan därigenom samtidigt utgöra ett problem. Fast termerna är till för att göra framställningen klar, kan de få en rakt motsatt effekt: texten blir tung och svårtydd för den läsare, som inte är van vid dem. I denna situation är ändamålsenliga ordlistor ett nödvändigt komplement till den beskrivande texten. Ordlistor och termförklaringar är under utarbetande inom SGU. Tills detta material blir tillgängligt, hänvisas till översiktslitteratur, såsom Lundegårdh 1978, Lundqvist 1979 och Loberg 1980.

Materialet till det berggrundsgeologiska kartblad $\dot{e}$ t Borås SO redovisas dels i en geologisk, en spricktektisk (strukturegeologisk) och en flygmagnetisk karta, dels i 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 geofysiskt analysmaterial återges här endast i sammanfattning men återfinns i sin helhet i SGU:s arkiv.

Kartläggningen skedde under tiden 1977 till 1979 under ledning av Stellan Ahlin. Fältarbetet utfördes av Ahlin med biträde av extrageologerna J. Brouzell och D. Karlsson. Karteringsproblem och bergartsklassificeringar diskuterades med P. H. Lundegårdh, Th. Lundqvist och L. Samuelsson. A. Shaikh bidrog med synpunkter på ekonomiska bergarter och mineral. C.-F. Müllern granskade avsnittet om berggrundens vattenföring. De flygmagnetiska mätningarna utfördes av SGU:s flygmättningsdivision under ledning av B. Karlemo. De gravimetriska mätningarna gjordes av B. Angehed, M. Lagmansson, Birgitta Nilsson och V. Søndergaard. J. Claréus bidrog med bearbetning av det geofysiska grundmaterialet. H. Henkel har gett synpunkter på samtliga delar av det geofysiska avsnittet. Manuskriptet till föreliggande beskrivning har genomgått och reviderats av P. H. Lundegårdh.

Sammanfattning

Det undersökta området utgör en del av en större gnejsregion (jfr fig. 1). Undersökningsområdet domineras av sura gnejser. Detta betyder att bergarterna har hög halt av kiseldioxid, SiO_2 , och som en konsekvens härav visar höga halter av sura mineral. De innehåller 20–30% kvarts, 30–35% plagioklas (An 20–30), 30–50% rödaktig kalifältspat, mikroklin, samt 0–10% mörka mineral. De sistnämnda utgörs av biotit samt hornblände och/eller magnetit. Accessoriska mineral är epidot, apatit m.fl. De sura gnejserna har ljusa färger: starkare eller svagare rosa toner med inslag av grått. De har låg densitet (täthet). På kartan har de markerats med ljusbrun färg.

En något underordnad grupp bildar de gnejser, som har intermediär sammansättning. De innehåller 80–90% ljusa mineral, men andelen av mikroklin är avsevärt lägre än i de sura gnejserna. I övrigt är mineralsammansättningen snarlik den hos de sura gnejserna, men plagioklasens sammansättning är mera enhetlig, An=30 (oligoklasandesin). De intermediära gnejserna har utmärkts med mörkbrun färg på kartan.

Mineralsammansättningen i de sura och intermediära gnejserna är närbesläktad. Skillnaderna består endast i olika proportioner mellan ingående mineral. Gnejsernas kemiska sammansättning är också tämligen uniform. Proportionerna växlar mellan ingående element, men variationerna följer strikt den kalkalkalina differentiationstrenden.

Av flera skäl tolkas de sura och intermediära gnejserna som förgnejsade granitbergarter. Ett skäl är deras nära inbördes släktskap i kemiskt avseende, ett annat bergarternas textur. Bergarternas nuvarande kornstorlek är till stor del sekundär, men i en del fall förekommer rester av en äldre textur. Denna är då massformig och grovkristallin samt svagt porfyritisk. Sådana strukturer saknas som ger anledning till slutsatser om ytnära bildningsmiljö, alltså vulkanisk eller sedimentär.

En efterföljande plastisk deformation har åstadkommit att de från början massformiga granitoiderna, eller bergarterna med granitisk utbildning, visar en utknådad karaktär. Detta innebär att de uppdelats i stråk, som kan vara åtskilliga kilometer långa men endast några få hundratal meter breda. Vid den plastiska deformationen reagerade de basiska

bergarterna på ett annat sätt: de bröts sönder i kroppar som saknar markerad längsutsträckning. I några områden är gnejserna mineralogiskt omvandlade och uppvisar lägre halt av fältspat än annars, medan där-
emot ljus glimmer, muskovit, uppträder i riklig mängd.

Förutom de gnejser, som utgör förgnejsade granitoider, förekommer inneslutningar av finkorniga, suprakrustala gnejser. Dessa klassificeras som subgråvacka, varmed avses en bergart, som bildats ur ett ursprungligen sandigt-lerigt sediment (förstavelsen sub- anger att i detta fall föreligger en dominans av sandmaterial i det ursprungliga sedimentet). I ytbergartsgnejserna förekommer linser av epidotrikt material.

Basiska bergarter utgör ungefär 5% av berggrunden. Åtminstone två grupper kan särskiljas. Den geologiskt äldsta gruppen är tämligen heterogen. Den består av gabbroiska bergarter samt flera former av ofta grovkorniga amfiboliter. Hornbländitiska och pyroxenitiska bergarter förekommer, liksom peridotit och anortosit. Samtliga dessa bergarter bär spår av att ha undergått migmatitisering samtidigt med berggrunden i övrigt. Mineraluppsättningen är metamorf. På grund av bergarternas kemiska sammansättning har de dock inte alltid så kraftigt utvecklade migmatitstrukturer. Ibland rikligt, i andra fall knappt skönjbart, förekommer ådror av venitisk typ eller andra slags ansamlingar av upplöst och på nytt kristalliserat bergartsmaterial (neosom). Detta material består av kvarts och plagioklas. De nu behandlade basiska bergarterna är geologiskt tidiga och har markerats med mörkgrön färg på kartan.

Det förekommer också en form av gabbro, som inte har blivit migmatitiserad. Centralt visar kroppar av denna bergart en ursprunglig textur och dessutom delvis en ursprunglig mineralsammansättning. I perifera delar av gabbrokropparna är dock bergarten amfibolitiserad. Det samma gäller partier i anslutning till yngre, genomskärande pegmatit.

När bergartsrelationerna kan härledas, är pegmatit alltid det yngsta ledet i kartområdets berggrund. Bergarten uppträder än som större eller mindre kroppar, än som centimetersmala gångar. De senare men där-
emot aldrig de förra kan vara zonerade. Större kroppar består av en blandning av grovkristallin kvarts, albit och mikroklin, vilka är blandade tämligen likformigt. I några fall kan dock skilda delar av en och samma kropp visa varierande proportioner mellan fältspaterna. Detta gäller endast stora eller utdragna kroppar.

Det geologiska händelseförlopp som kunnat härledas började med att sedimentära bergarter av subgråvackatyp bildades. Vad som ursprungli-

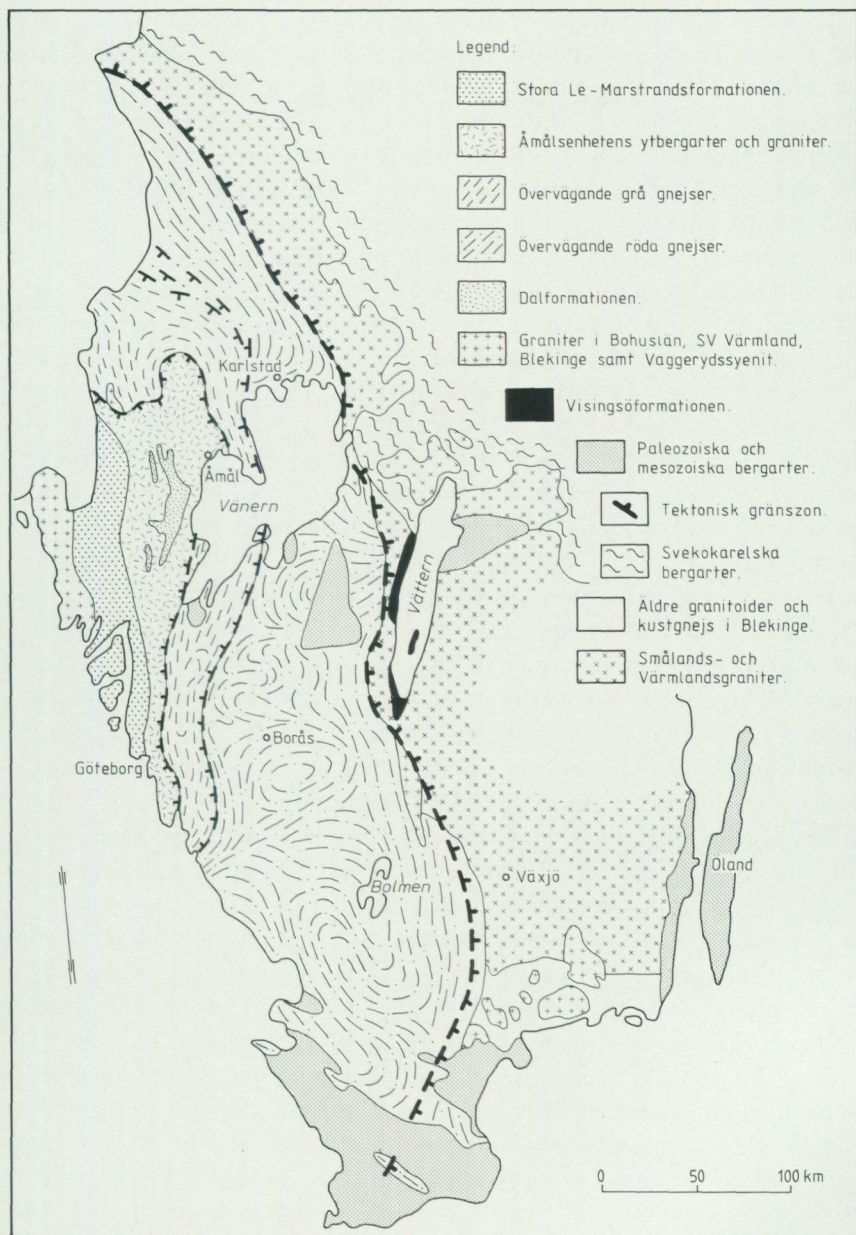


Fig. 1. Berggrundsgeologiska regioner i Sydvästsverige. Efter Samuelsson 1982.
Petrographic units in south-western Sweden.

gen kan ha utgjort karbonatrika konkretioner kom att framträda i form av kalkiga linser i suprakrustalgnejserna. De suprakrustala gnejserna nedveckades till stort djup. Där skedde intrusion av magma, som kristalliserade till gabbro och ultrabasisiska bergarter. De sistnämnda utgör den klart dominerande gruppen. Den första generationen av intrusiva bergarter representerade en dominerande volym i förhållande till sitt sidoberg. Samma förhållande gällde nästa generation av djupmagmatiska bergarter: granit och granitoider. Dessa utgör nu det huvudsakliga materialet i berggrunden. Granitoidernas magma differentierade enligt en kalkkalin trend. En del av dessa bergarter har hög oxidationsgrad, andra har låg (jfr s. 48), oavsett kemisk sammansättning i övrigt.

Skillnaden i oxidationsgrad förelåg tidigt. Den kan vara en primär företeelse, som uppkommit i samband med den magmatiska differentiationen. Flera stadier av deformation och migmatitisering har troligen funnits, men omvandlingarna avslutades genom inträdet av en större, dominerande epok omfattande regional metamorfos och utbredd, ofta genomgripande migmatitisering. De ådror, ögon etc., som bildades under denna epok, är yngre än alla regionala deformationer av plastisk karaktär. Mineralsammansättning samt jämvikter mellan mineralen är likartade i paleosom (bevarade delar av de ursprungliga bergarterna) och neosom. Gnejsernas mineralsammansättning motsvarar intermediär metamorf grad. Elementfördelningen mellan samexisterande mineral indikerar metamorfa betingelser av omkring 600°C och 7–9 kb, motsvarande en ursprunglig bildningsmiljö på 25–30 km djup.

Det förekommer dock åtminstone ett mineral, som inte ansluter sig till jämviktsparageneserna, nämligen magnetit. Detta mineral uppträder ofta i ett texturellt sammanhang, som visar att det har bildats senare än den regionala deformationen, kanske senare än den regionala metamorfosen. Kornen av magnetit mäter 1–3 mm, är ungefär likstora i alla riktningar och omges av blekzoner. En sådan zon har ungefär dubbla volymen jämfört med magnetitindividen. Blekzonerna är utarmade på biotit och framträder följaktligen ofta tydligt på grund av en färgskillnad gentemot omgivningen. De synes ha uppkommit genom att magnetiten för sin bildning använt allt järn i biotiten, som därvid sönderdelats, men mekanismen för denna process är ofullständigt klarlagd. Så t.ex., frigörs också mangan och magnesium vid en nedbrytning av biotit, men det saknas ännu nöjaktiga anvisningar på vilket eller vilka mineral som uppstår dessa ämnen.

Den yngre formen av gabbro synes ha en åldersställning, som ligger mellan migmatitiseringen å ena sidan och pegmatitbildningen å den andra. Detta åldersintervall kan tyckas snävt. Även om pegmatiten i området är tämligen likformig, vet vi inte säkert om all pegmatit är likåldrig.

Det finns inga åldersbestämningar från undersökningsområdet, men jämförelser med andra områden ger anvisningar om bergarternas ålder. Granitoidernas magma intruderade senast för omkring 1 600 miljoner år sedan. Den allmänna migmatitiseringen och bildningen av pegmatit skedde för 1 250 miljoner år sedan, eller ännu tidigare.

Den yngsta kristallina bergarten är pegmatit. Sedan den bildades, har berggrunden deformerats flera gånger med sprickbildning som följd. En uppsättning sprickor följer de plastiska strukturerna. Sprickor av likartad typ går också vinkelrätt mot de plastiska strukturerna. Dessa sprickor uppvisar ingen eller nästan ingen sidoförskjutning av de angränsande berggrundsblocken. Förutom denna typ av sprickor förekommer förkastningar av flera slag. Prekambriska förkastningar kan spåras och dessa visar förkastningsbelopp av flera tusen meter. De ger kartbilden en speciell karaktär. De är företrädesvis orienterade i NNÖ-SSV. Vidare har förkastningar uppkommit efter den kambriska perioden, då berggrundens relief var utjämnad till ett peneplan. Dessa förkastningar hänförs ofta till permperioden men kan också vara yngre.

Den berggrund, som idag utgör marknivå, låg en gång på mycket stort djup. Den utgjorde de djupaste avsnitten av en stor bergskedja. Redan för 570 miljoner år sedan hade nedbrytningen i stort sett nått till dagens nivå. Så tidigt var alltså berggrunden nedvittrad till en nästan plan yta, en slättliknande terräng. Under långa perioder därefter skyddade hav och pålagrade sediment berggrunden mot ytterligare nedbrytning.

Vittring i nämnvärd skala började åter att ske först 100–70 miljoner år från våra dagar räknat, under sen kritperiod, eller i vart fall från tertiärtidens början. Vittringen försiggick under dessa tidsåldrar i ett torrare och varmare klimat än nu. Berggrunden vittrade kraftigt, särskilt i sprickzoner, men bortförseln av material skedde inte lika snabbt. En del yngre förkastningar hade skapat höjdskillnader i terrängen, och det visar sig i vissa fall tydligt att gångna tidsåldrars vittring haft helt andra förutsättningar att arbeta i högtliggande partier av berggrunden än i nedsänkta.

Kartområdets topografi är kullig. Sprickzonerna har kraftigt urholkats till dalar. Utbildningen av denna landskapstyp har försiggått i två steg: först en utvittring av särskilt svaga partier i berggrunden, därefter en

bortförsel av det lösgjorda bergmaterialet. Den senare processen skedde under vår egen geologiska epok, kvartärtiden, genom inlandsisarnas arbete. En ibland debatterad fråga är vilken omformning av hållrelief och landskapsmorfologi, som inlandsisarnas nötande rörelser egentligen medförde. Enligt erfarenheterna från det nu slutförda kartarbetet har isarna främst medverkat till att redan lossvittrat material förts bort. Mindre element i landskapsbilden, t.ex. konturen av enskilda hållar, kan dock någon gång bära spår av att helt ha formats genom isarnas påverkan.

Nutida erosion av berggrunden utgör dels talusbildning, som ibland kan få betydande omfattning, dels vittring. Den senare är underordnad i hållar av sura till intermediära bergarter, men kan få större omfattning på ultrabasiska bergarter.

En del bergarter innehåller jämförelsevis höga halter av värdefulla ämnen, såsom krom, vanadin och uran.

En del fältspatrika gnejser, liksom ibland även pegmatit, innehåller tämligen ren fältspat, vilken kan ha värde som industriråvara.

Endast en mindre del av gnejserna kan bearbetas till makadam av god kvalitet. De geologiska förutsättningarna för sådan framställning redovisas i texten.

Några former av gnejs har länge haft betydelse som nyttosten: kant-huggen sten och dekorationssten.

Bergarternas densitetsfördelning visar ett markerat maximum vid 2.64 g/cm^3 , motsvarande de sura gnejser, som dominerar ytmässigt. I de fall, då gnejserna har ordinär mineralsammansättning och ej undergått retrogradomvandling eller dylikt, föreligger en klar samstämmighet mellan densitet och maximal susceptibilitet. Lätta gnejsbergarter med densiteter mellan 2.58 och 2.70 g/cm^3 kan uppnå en susceptibilitet, som motsvarar 1–4% magnetit. Intermediära gnejser kan maximalt innehålla 0.1% magnetit.

De geofysiska egenskaper, som nu nämnts, är ett uttryck för sambandet mellan mineralogisk och kemisk sammansättning. Den totalkemiska sammansättningen av en granitoid bergart ger förutsättningarna för vilken mängd av magnetit, som kan bildas under vissa givna metamorfa betingelser. Varje förekommande typ av bergartssammansättning kan innehålla en mängd av magnetit, som ligger mellan ett visst maximivärde och noll. Vilken mängd av magnetit, som verkligen bildats inom det möjligas gränser, tycks vara styrt av bergartens oxidationsgrad.

Den flygmagnetiska kartan medger en detaljerad tolkning av bergarternas lägen. Tolkningen är underbyggd med bl.a. omfattande undersökningar av bergarternas geofysiska egenskaper i fält och laboratorium. Bergartskroppar med enhetlig magnetisk nivå kan på kartan följas som långa, ofta mjukt veckade band. I en del fall har dessa kroppar dock drabbats av spröd deformation i form av förkastningar. På en del ställen är förkastningarna representerade av zoner med låg magnetisk fältstyrka. Detta kan återspegla att magnetiten här har omvandlats till följd av sprickornas speciella kemiska miljö (som kan ha varit oxiderande).

Tyngdkraftsmätningar redovisas. Mätresultaten illustrerar den allmänna regionala trenden: från Göteborg och österut föreligger ett successivt svagt avtagande gravimetriskt fält, alltså ett gradvis ökande massunderskott. Mönstret bryts tvärt i Stråkendalen, 60 km öster om undersökningsområdets mittpunkt. Det är inte klarlagt, vad som orsakar denna speciella gravimetriska bild. Det tycks visserligen som om sura och lätta gnejser är än mer frekventa österut fram till denna gränslinje, men det uppmätta massunderskottet är likväl svårt att förklara nöjaktigt. Den gravimetriska gradienten i Stråkendalen är också påfallande (mot öster ligger en region med Smålands-Värmlandsgraniter, alltså tämligen lätta bergarter). Det gravimetriska mönstret kan delvis vara ett uttryck för djupliggande inhomogeniteter i jordskorpan (jfr fig. 19).

Grundläggande geofysiska data utgörs av flygmagnetiska samt laborativa mätningar på insamlade bergartsprover. Dessutom har regionalgravimetriska mätningar utförts, med ett genomsnittligt avstånd mellan mät-punkterna av omkring 4 km. Tekniken för de flygmagnetiska mätningarna har beskrivits av Werner (1963). Laborativa mätningar utfördes på 462 prover, och avsåg densitet, magnetisk susceptibilitet och remanent magnetisering (fig. 14 och 15).

Var och en av dessa parametrar hos bergarterna påverkar ett kraftfält (tyngdkraftfältet, osv) vilket kan mätas på avstånd. Omvänt karaktäriserar dessa kraftfält berggrundens material. Tolkningen av det gravimetriska eller det jordmagnetiska fältet i området måste baseras på kunskap om de förekommande bergarternas grundläggande geofysiska egenskaper.

Kurvan för densitetsfördelningen hos granitoiderna i området (fig. 14) är asymmetriskt utdragen åt höger. Densitetsmaximum ligger vid 2.64 g/cm^3 . Endast 4% av de mätta proverna har densitet lägre än 2.60 g/cm^3 och 8% hade högre än 2.85 g/cm^3 . Bilden av densitetsfördelningen är

nästan identisk med den, som framkommit vid undersökningar på kartbladet Borås SV (Søndergaard 1980).

Susceptibiliteten hos bergarterna varierar från 3×10^{-6} till 4×10^{-3} cgs-enheter. Extremvärdena, såväl höga som låga, uppvisas av mycket lätta och alltså sura bergartstyper. Diagrammet för samvariationen mellan densitet och susceptibilitet (fig. 16) visar för sura och intermediära bergarter en jämn minskning av susceptibilitet med ökande densitet. Basiska bergarter uppvisar låg till intermediär susceptibilitet, beroende på växlande kemisk totalsammansättning men också på omfattningen av mineralomvandlingar. Resultaten sammanfaller med dem från ett angränsande undersökningsområde, Borås SV (jfr Søndergaard 1980).

Några av de uppmätta proverna uppvisar en karakteristisk egenskap, nämligen en mycket stark remanent magnetisering (jfr fig. 15 och 17). Sådana magnetiska egenskaper är mest framträdande i bergarter med låg densitet och hög susceptibilitet, men förekommer också, om än i mindre utsträckning, i bergarter med hög densitet. Bergarter med intermediär densitet uppvisar i undersökningsmaterialet inte nämnvärd remanent magnetisering (fig. 17). Bland bergarter med höga Q-värden har endast de med hög susceptibilitet så hög remanent magnetisering, att de indikeras på den flygmagnetiska kartan. I sådana fall kan dock den flygmagnetiska bilden anvisa riktning och styrka hos den remanenta magnetiseringen. Det är dock tydligt, att bergarter med susceptibilitet högre än omkring 10^{-3} cgs-emu och Q-värden högre än 1.0, avsevärt påverkar den magnetiska kartbilden, i de fall då de förekommer i någorlunda stora volymer.

Tolkningen av den flygmagnetiska kartan baseras på kunskaper om bergarternas grundläggande petrofysiska egenskaper. Kartan anvisar områden med skilda magnetisk fältstyrka. Dessa kan uppvisa sinsemellan olika magnetiska mönster (bandade, oregelbundna, eller linjära stråk). Dessutom framkommer dislokationer, kontakter mellan bergarter med olika magnetisk fältstyrka. Kontakternas orientering och stupning framgår genom undersökningar av kartbilden. En tolkning redovisas i fig. 18.

Mönstret av magnetiska anomalier kan generellt karaktäriseras som bandformat, men uppdelningen i stråk eller band är i en del fall svag. Bandningen visar mönstret av skilda nivåer för bergarternas magnetisering. Mätningarna av bergarternas parametrar indikerar, att band med starkast magnetisering med mycket stor sannolikhet består av bergarter med låg till mycket låg densitet (sura bergarter), medan band med svag

magnetisering kan bestå av vilken som helst av de i området förekommande bergarterna. Då magnetiseringen är svag kan alltså ingen som helst förutsägelse göras om den aktuella bergartstypen.

Anomaliernas riktning anvisar bergarternas strykning. De storskaliga tektoniska strukturerna, så som veck, anvisas av mönstret av magnetiska anomalier. Generellt är vecken öppna mot öster, och det förekommer en ganska omfattande veckning i området, med en tendens hos dessa strukturer att framgå mer tydligt i den magnetiska kartbilden i områdets östra del.

I den sydöstra delen av undersökningsområdet förekommer markerade band med negativa magnetiska nivåer. Banden följer veckstrukturerna. I detta område, och främst här, förekommer bergarter med stark remanent magnetisering. Slutsatsen förefaller ytterst sannolik, att de markerade negativa anomalierna beror på förekomst av bergarter med omkastad riktning hos det remanenta magnetiska fältet. Enligt erfarenhet från de laborativa mätningarna bör dessa bergartstyper ha extremt låg densitet, och vara extremt sura. Eftersom provtagningen inte skett med orientering av proverna, har inte riktningen hos den remanenta magnetiseringen kunnat härledas. Den beskrivna tolkningen som alltså inte förts till bevis tycks likväl vara det enda möjliga alternativet. Förekomsten av en relativt ursprunglig remanent magnetisk fältkomponent av sådan magnitud förekommer sällan i sura bergarter, och ytterligare undersökningar av denna företeelse skulle ha principiellt intresse.

Den sydvästra delen av undersökningsområdet uppvisar en djupstruktur, vars västliga del förekommer i den sydöstliga delen av kartbladet Borås SV (jfr Söndergaard 1980).

Dislokationer kan endast observeras i anslutning till bergarter med tillräckligt stora skillnader i magnetisk fältstyrka. Av detta skäl måste referensstrukturer (som alltså uppvisar avbrott eller förskjutningar) förekomma, för att förkastningar skall kunna identifieras.

Ett antal dislokationer har identifierats i den flygmagnetiska kartbilden. Av dem är en del kända från den geologiska kartan.

Vid den geologiska kartläggningen förekommer i stor utsträckning problem med generalisering i områden med låg blottningsgrad och, så som ofta är fallet, växlingsrik berggrund. Generaliseringar kan i sådana fall göras säkrare med stöd av den geofysiska kartbilden.

Hur man läser den geologiska kartan

Kartläggningens huvudmål har varit att urskilja de bergarter, som förekommer i berggrunden, samt att beskriva bergarterna var för sig och som ett sammanhang.

Bergarterna har delats in i huvudgrupper, och varje sådan har betecknats med särskild grundfärg. Huvudgrupperna (jfr bergartsbeskrivningarna) är: ytbergartsgnejs, metagabbro av äldre typ, granit och likartade bergarter (granitoider), metagabbro av yngre typ samt pegmatit. Inom en huvudgrupp finns ofta flera former, vilka markerats medelst överbeteckningar eller, ifråga om olika granitliknande bergarter, genom grundfärg av växlande mörkhetsgrad. Variationerna är geologiskt sett primära, ursprungliga hos bergarterna. Brottstycken av en bergart i en annan utgör en annan primär företeelse, som betecknas på särskilt sätt.

Det finns dessutom variationer i bergarterna, vilka är sekundära, alltså påpräglade. Exempel är olika slags migmatitiseringar och deformationer, vilka drabbat berggrunden. Dessa anges medelst överbeteckningar på en grundmarkering, ett sätt att beskriva berggrunden som återspeglar det faktiska händelseförloppet, nämligen att ett grundmaterial har omformats och delvis fått nya egenskaper.

Generaliseringen av kartbilden innebär att den ytmässigt dominerande bergartstypen markerats först i varje särskilt område. Det är t.ex. vanligt att olika petrografiska varianter av gnejs uppträder sida vid sida, eller att olika slags migmatit finns på samma lokal. I sådana fall har endast den dominerande typen markerats. För sådana former av underordnade bergartsled, som brottstycken eller gångar, finns dock särskilda symboler på kartan.

Berggrunden har utmärkts i hela kartområdet utom under vattendragen, som utgör områden där observationer inte kan göras eftersom hållar saknas. Men detta gäller också i många andra fall, t.ex. i fråga om mossar och stora fält av morän eller sedimentjordar. Den kartografiska regel som tillämpats innebär dock att fast mark alltid får bergartsbeteckningar. Detta innebär givetvis inte att berggrund under vattendrag skulle vara svårare att ge beteckningar än annan dold berggrund. Den information, som kartan ger i sin nuvarande form, kan följaktligen användas för att komplettera dessa ytor, i fall man så önskar.

När områden saknar hållar men ändå markerats i kartbilden, har generalisering skett från tillgänglig information. Härmed avses i första hand

observationer i omgivningen, med särskilt beaktande av bergarternas orientering och strukturella uppbyggnad. Vidare har stor hänsyn tagits till information från de geofysiska kartorna. Men hur säkra är dessa generaliseringar? Man har i allmänhet anledning att anta att de stämmer väl. Då en tolkning skulle bli uppenbart osäker, finns möjlighet att markera detta i kartbilden, en utväg som man dock inte behövt använda inom kartområdet Borås SO. Det bör dock påpekas att vissa bergarter, såsom pegmatit och amfibolit, inte kan avslöjas genom magnetiska mätningar och normalt uppträder i form av ganska små, oregelbundna kroppar. Sådana förekommer säkert i något fall under jordtäckta områden, och kartbilden blir då alltså något ofullständig. Vidare är förkastningar en vanlig företeelse (s. 57) som skapar oregelbundenheter i kartbilden. Förutsättningarna för att fastlägga och förstå förkastningarna och deras effekt är visserligen goda. Men någon gång kan en kombination av ogynnsamma omständigheter medföra att en förkastning undgår upptäckt.

Bergarternas praktiska användbarhet har inte beaktats i kartbilden utan beskrivs enbart i texten. Den allmänna petrografiska indelning, som tillämpats i kartbilden ger också en god uppdelning med avseende på bergarternas användbarhet i olika avseenden (jfr s. 66). Exempelvis kan bergtekniskt prima material återfinnas med ledning av kartan, där det representeras av bergarter med viss sammansättning och viss typ av migmatitisering.

Kartans hållbild

De hållkonturer, som redovisas i kartbilden, är i huvudsak uppritade vid kartläggningen av jordarterna i området (Hilldén, SGU Ae 58). En viss komplettering av dessa har dock gjorts. I några fall har en håll markerats på berggrundskartan, om den gett underlag för en användbar observation, även om den vid jordartskartläggningen ansetts vara för liten för att markeras separat.

Då berggrundskarteringen utfördes, fanns ännu inte något underlag i form av modern jordartskartläggning. Äldre geologiskt kartmaterial, moderna topografiska och ekonomiska kartor, samt flygbilder, fick därför tjäna som underlag. Sedan berggrundskarteringen slutförts under dessa förutsättningar, skedde jämförelse med jordartskartan samt komplettering av fältobservationer.

Hällarnas konturer återges med den utformning, som är rittekniskt möjligt i skalan 1:50 000. Då en observerad håll varit för liten för att markeras som hållområde har den markerats med enbart ett struktursecken.

Bergartsbeskrivningar

Ytbergartsgnejs

De gnejser, som bildats ur ytbergarter, sediment eller vulkaniter, utgör en försvinnande liten andel av berggrunden. Inom kartområdena Borås SV och SO förekommer blott några få kvadratmeter av ytbergartsgnejs i berggrund, som tillhör den östra gnejsregionen.

Endast ytbergartsgnejs som uppkommit ur sedimentbergarter har identifierats. Den vanligaste typen är en grå, fint medelkornig gnejs, som frånsatt kornstorleken liknar en granodioritisk till tonalitisk 'gnejsgranit'. Detta synes svara mot en metagråvacka, alltså en bergart som uppkommit ur ett sediment bestående av sand, lera och ovittrat fingrus. Vissa variationer förekommer dessutom. I det angränsande kartområdet västerut (Ahlin 1980) förekommer partier med högre kvartshalt, vilket svarar mot högre kvartshalt i det ursprungliga sedimentet (subgråvacka). Inom det nu behandlade området är det dock främst de kalkrika linserna vid en lokal med koordinaterna 64249/13386, som utgör exempel på en mer särpräglad sammansättning. Här finner man epidotrika band och skikt, samt dessutom ett parti av ganska ren epidotfels. Liknande varianter av ytbergartsgnejs har beskrivits från olika områden i Västsverige (Gorbatshev 1980). De kalkrika varianterna kan ha betingats av utfällningar i form av horisonter, eller konkretioner svarande mot exempelvis marlekor i nutida avlagringar (jfr G. Lundqvist 1963). Vilken form av bildning, som förelegat, kan inte avgöras med ledning av nu kända bergartsförekomster. Några kemiska analyser av ytbergartsgnejs presenteras och diskuteras i beskrivningen till det angränsande kartområdet Borås SV (Ahlin 1980).

Identifikationen av ytbergartsgnejserna har skett på grundval av iakttagelser om kornstorlek och kemisk sammansättning. Även om rekristallisationen av områdets bergarter varit omfattande, är det troligt att ytbergartsgnejserna vanligen går att känna igen. De torde följaktligen vara så sällsynta, som här angivits.

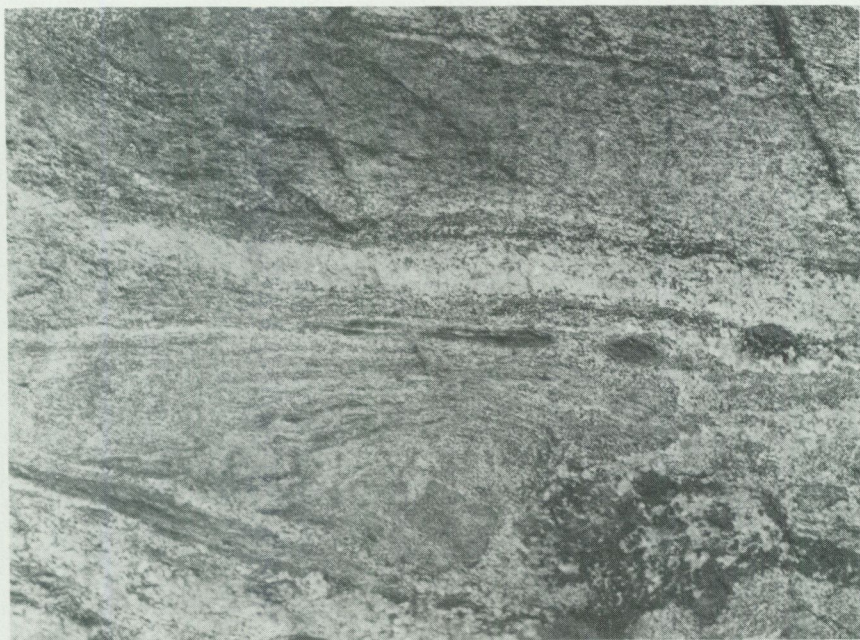


Fig. 2. Finkornig suprakrustal gnejs med epidotrika sliror och band, skala 1:4. Älgsjö (4h).
Fine-grained supracrustal gneiss with bands rich in epidote. Reduction 1:4.

Gabbro, ultrabasit och anortosit

Basiska och ultrabasiska bergarter förekommer i form av underordnade men vitt spridda bergartsled. De är således representerade i nästan alla delar av kartområdet även om kropparna ofta är små. Bakgrunden till detta förhållande diskuteras närmare nedan (s. 37).

Ofta föreligger fält samband mellan de här beskrivna typerna av basiter, alltså gabbro, hornbländit, pyroxenit, peridotit och anortosit. Så kan till exempel en kropp av gabbro innehålla brottstycken av ultrabasit, eller successivt övergå i denna bergart. En pyroxenit kan innehålla flottar av anortosit osv.

Detta fältuppträdande illustrerar bergarternas bildningsmekanism. Från en ursprungligen mer enhetlig gabbromagma har differentiation skett genom att tidigare bildade kristaller sjunkit eller flutit upp, beroen-



Fig. 3. Migmatitiserad ultrabasit. Bredaremossen (3c, kartbladet 7C SV). Förminskad 1:3.
Migmatized, partly veined ultrabasic rock. Reduction 1:3.

de på att de haft en densitet som avvikit från magmans. Anortositiska led har varit lättare och ultramafiska led tyngre än gabbromagman. Processen avstannade successivt allt efter som magman blev mera trögflytande och slutligen kristalliserade i sin helhet. Några säkra tecken på magmatisk lagring har inte observerats. Vid en lokal med koordinaterna 640275/133105 finns dock strukturer, som starkt påminner om sådan lagring.

Gabbro (referenslokal 640275/133105) är i väl bevarat skick en massformig, grovt medelkornig bergart med ljusa lister av plagioklas i huller-ombuller-blandning med bergartens mörka mineral. Ljusa mineral upptar ungefär lika stor del av bergarten som mörka. Mineralen uppvisar nu helt eller delvis en metamorf dräkt. Sålunda är plagioklasen omvandlad, och i den uppträder sekundära mineral som klintozoisit. Dessa har bildats vid avkalkning av plagioklasen. En ursprungligen kalkrik plagioklas har då omkristalliserats till en kalkfattigare, varvid samtidigt bildats kalkrika,

sekundära mineral. De mörka mineralen är nu till största delen biotit och hornblände, medan den primära mineraluppsättningen kan ha omfattat såväl pyroxen som olivin. Säkra observationer av *primär* pyroxen eller olivin har dock varit svåra att belägga.

Diorit finns tillsammans med gabbbron. Den har lägre kalkhalt än gabbbron, men likheterna mellan de båda bergarterna är i övrigt så stora att de inte kan skiljas åt i fält.

Hornbländit, pyroxenit och peridotit utgör ultrabasiska led, som i ursprungligt skick varit massformiga och ibland mycket grovkorniga. Vid en referenslokal (640285/133125) är hornbländeindividen mer än 5 cm i diameter. Peridotitiska bergartstyper uppvisar särpräglade geofysiska egenskaper, vilka kan sättas i samband med omvandlingen av olivin till magnetit och andra mineral. Riktningen av det remanenta magnetiska fältet (jfr s. 48 och 78) är i denna magnetit en annan än i gnejserna.

Anortosit representerar en annan 'gren' av differentiationen än hornbländit, pyroxenit och peridotit. Jämfört med dessa bergarter utgör anortositens volym i berggrunden endast några få procent. Denna uppskattning baseras på iakttagelser i såväl det nu undersökta kartområdet som det i väster angränsande kartområdet Borås SV (Ahlin 1980).

Bergartsformen utgörs av grova kristaller eller kristallaggregat av en ursprungligen kalkrik plagioklas. Andelen mörka mineral är låg. Ofta bildar plagioklasen 'flottar' i en mellanmassa, som har ungefär gabbrosammansättning. Proportionerna mellan de två komponenterna växlar, så att verklig anortosit föreligger först när plagioklaskomponenten dominerar starkt. Uppträdandet återspeglar bildningsmekanismen för anortositen. Då gabbromagman förelåg som en smälta, flöt kristaller av plagioklasen uppåt, eftersom de var lättare. Då denna process gick till fullbordan, uppstod verklig anortosit, medan det i andra fall endast bildades anortositisk gabbro.

I nu föreliggande tillstånd är anortositen omvandlad, med en mer eller mindre metamorf mineralassociation. Den kalkrika plagioklasen har avkalkats. En andesin återstår av den ursprungligen troligen bytownitiska plagioklasen. Sekundära mineral är klintozoisit och sericit.

Geokemiskt visar bergarterna släktskap och kontinuerliga trender för vissa element. (Se avsnittet 'Geokemi', s. 51). Kontinuiteten mellan de här beskrivna basiska bergarterna synes alltså väl belagd i olika avseen-

den. Tidigare har förf. (Ahlin 1980) framhållit möjligheten att det föreligger mer än *en* gruppering av migmatitiserade basiska-ultrabasiska bergarter. (Man skulle t.ex. kunna tänka sig att en del amfiboliter ursprungligen varit suprakrustala bergarter.) Med den ökande kännedomen om dessa bergarter tycks det dock kunna resas allt färre invändningar mot att de utgör led i en och samma magmatiska differentiation.

Gabbro-ultrabasitsvitens bergarter har utsatts för flera faser av omfattande deformationer. Detta har medfört att kropparna delats upp och nu snarast bör betraktas som brottstycken i gnejserna. Deras fältuppträdande har ofta denna karaktär. Det typiska uppträdandet är alltså en spolformad kropp, som är utdragen längs berggrundens förskiffringsplan. Med ledning av dessa iakttagelser kan man sluta sig till att djupgåendet av kropparna har en liknande utsträckning som deras bredd. Det finns ingen anledning att anta att de är formade som gångar, 'pipes', eller dylikt.

Att bergartskropparna har karaktär av brottstycken framgår bl.a. av att den differentiation, som förekommer inom en kropp, måste ha skett i en betydligt större magmakammare. Den senare bör ha haft en volym kring 10 km^3 , medan bergartskropparnas volym utgör en hundra- eller tusendel därav.

De här beskrivna basiska bergarterna är ofta tektoniskt och metamorft så överpräglade att det ursprungliga utseendet helt plånats ut. I sin nuvarande dräkt är bergarterna ofta hornbländedominerade, med ljusa, närmast vita stråk av klintozoisit och avkalkad plagioklas. De ljusa mineralen kan vara mer eller mindre väl samlade till stråk eller band. Utbildningen av dessa till neosom har skett gradvis, så att bergarten i sin mest omvandlade form är bandad och ådrad. Ibland har också material tillförts utifrån. Sådant material bildar då ådror och körtlar, som ansluter till och gradvis övergår i bergartens eget neosommaterial. Omfattningen och arten av omvandlingen står inte alltid klar i sådana fall som nu beskrivits, om lokalen betraktas isolerad.

Men ännu starkare omvandlingar kan ha förekommit. Den basiska bergarten kan ha splittrats upp så att den bildar band i en bandgnejs. I några fall har också hybridbergarter mellan gnejs och basit uppkommit (s. 54).

Granit, granodiorit och tonalit

De dominerande bergarterna inom kartområdet är granit, granodiorit och tonalit. Dessa magmatiska bergarter upptar omkring 80% av berg-

grunden. Särskilt fältspatrik granit med mer än 40% kalifältspat, behandlas separat (s. 28).

Bergarterna är vanligen ganska kraftigt omvandlade och förgnejsade. Tektoniska och metamorfa processer har överpräglat den ursprungliga texturen. Denna kan dock ibland ännu anas, och någon gång har enstaka partier av olika skäl skyddats mot kraftigare deformation. I sådana fall (jfr s. 37) föreligger en massformig bergart med grovt medelkornig till medelkornig textur av kvarts, fältspat och biotit i ungefär lika stora kristallaggregat. De mest välbevarade formerna har vanligen granodioritisk till tonalitisk sammansättning. Att dessa bergarter bevarats bäst beror på att de är relativt fattiga på mikroklin. Detta mineral kristalliserar nämligen om relativt lätt, och mikroklinrikare former av granitoiderna har följaktligen nästan alltid förlorat sin ursprungliga textur. Mineralen i granitoiderna (s. 42) förefaller alltid att vara av metamorf typ och att representera jämviktsparageneser (s. 55). Vanligen är dock granitoiderna migmatitiserade i större eller mindre grad. De olika typerna av migmatit beskrivs närmare på s. 29. Bergarterna bildar i migmatitiserat skick vanligen ådergnejser. Ibland har dock i stället uppstått diffust rekristalliserade, nebulitiska migmatiter. De mer fältspatrika formerna av granitoiderna får ofta, på grund av mikroklinens starka benägenhet att kristallisera om, en massformig utformning efter rekristallisationen (jfr s. 29 och 66).

Geokemiskt grupperar sig granitoiderna efter kalk-alkalitrenden, jfr Ahlin 1980 fig. 19 och 20. En karakteristisk uppdelning i partier med hög respektive låg oxidationsgrad föreligger dessutom. Denna uppdelning är tydligast hos de surare formerna. Stråk av sådana (t.ex. normal eller fältspatrik granit) uppvisar vanligen intermediär susceptibilitet, vilket svarar mot en magnetithalt på upp till 4%. Enligt undersökningar av Ahlin och Söndergaard i ett angränsande område (Ahlin 1980) återspeglar detta en högre oxidationsgrad av det i bergarten kemiskt bundna järnet. Andra stråk av i övrigt helt likartad bergart saknar magnetit. Detta kan lätt konstateras med geofysiska mätningar, och den flygmagnetiska kartan ger här en god överblick över det karakteristiska förhållandet. I de fall, då magnetit saknas beror detta på en låg oxidationsgrad hos bergartens kemiskt bundna järn.

Halterna av olika ämnen i granitoiderna framgår av tabell 1 och har också beskrivits av Ahlin 1980. Halten av strontium har konstaterats

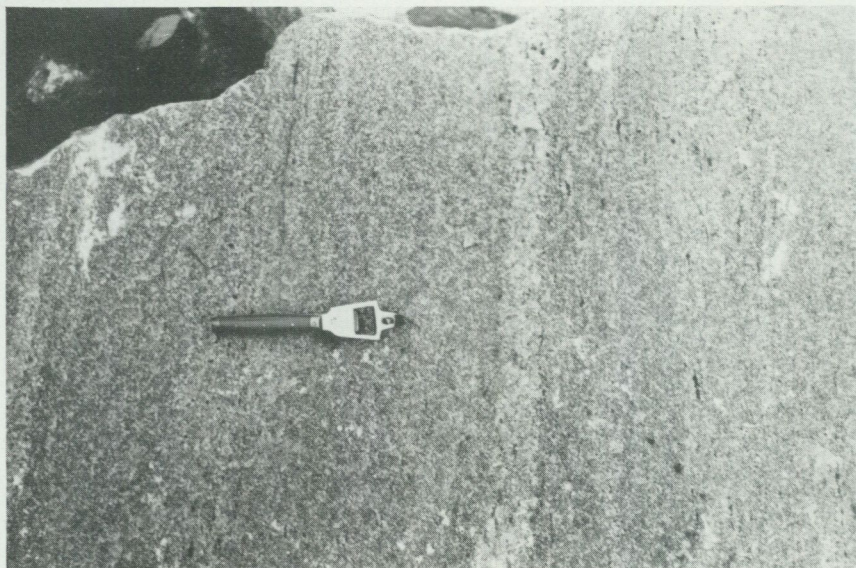


Fig. 4. Fältspatrik, svagt ådrad granit. Vänga (3f).

Feldspar-rich granite with slight veining.

ligga klart högre än vad som är typiskt för motsvarande bergarter i den mot väster angränsande berggrundsregionen (jfr fig. 1).

Fältspatrik granit

Vissa former av granit är extremt rika på fältspat, främst kalifältspat, mikroklin. Då halten av mikroklin överstiger 40%, har bergarten betecknats som 'fältspatrik granit'. När sammansättningen blir så kiselsyrarik är halten av mörka mineral vanligen så låg som 5%. Gränsen 40% har satts för att särskilja en bergartstyp, som i många avseenden skiljer sig från annan gnejsgranit.

Den fältspatrika graniten är vanligen starkt förgnejsad och har därefter blivit kraftigt rekristalliserad. Den har således en mer eller mindre massformig, granitisk utbildning. Rester av äldre migmatitstrukturer i form av flammor och nebulitisk migmatit återfinns dock vanligen. Till färgen är bergarten mer eller mindre röd, eftersom mikroklinen oftast har denna

färg i kartområdets berggrund. Färgskiftningar i benvita (av albit) eller grå toner (stråk av svart biotit eller hornblände) förekommer ofta, liksom blygrå, runda kristallindivider av magnetit. När kvartsen är kraftigt förgrovd har den vanligen rökgrå färg.

Vissa former av den fältspatrika graniten är så extremt differentierade att de överhuvud taget inte innehåller några mörka mineral. Graniten är alltså en ren kvartsfältspatbergart, med stark dominans av mikroklin. En referenslokal har koordinaterna 64066/13497.

Den fältspatrika graniten har särpräglade geokemiska (s. 51), geofysiska (s. 77) och mekaniska (s. 69) egenskaper. Bergarten kan ha ett visst ekonomiskt värde, dels för användning som nyttosten (s. 66), dels som råvara för separation av industrimineral (s. 68).

Migmatiter

Med migmatit avses en blandbergart, som består av två led, ett äldre och ett yngre. Det senare har uppkommit ur det förra. Det äldre ledet är oftast gnejsigt eller strukturerat på annat sätt. Grytet är medelkornigt eller finare. Det yngre ledet uppträder som ådror, sliror eller andra strukturer. Det är ofta massformigt och grovt medelkornigt eller grövre. Bergarter migmatitiseras genom att de vid ganska hög temperatur (500 till 700°C) skiljer ut de mest lätttrörliga komponenterna, som kristalliserar om till små ansamlingar. Dessa bildar nu ådror, ögon etc.

Så som tidigare beskrivits, har de flesta bergartsled i kartområdet utsatts för migmatitisering. Samtidigt uppvisar de ofta partier med mer ursprungliga drag, så att man kan tala om migmatitiserad granit osv. På kartan redovisas också migmatiterna med överbeteckningar och inte som självständiga bergarter. Om migmatitiseringen gått mycket långt, kan den gamla bergartens karaktär ha suddats ut fullständigt. Då betecknas detta med en annan grundfärg.

Rekristallisationen av de fältspatrika gnejserna har ofta gått långt och kommer ibland nära den gräns, där man kan tala om en helt ny bergart. Det finns till och med enstaka partier, som skulle betecknas på detta sätt, om inte sammanhanget med äldre bergarter gavs av observationerna från ett större område.



Fig. 5. Ådergnejs. Foto Katrin Bjerrome.

Veined gneiss.

Inom kartområdet finns följande typer av migmatit:

Ådergnejs är den vanligaste typen av migmatit, se fig. 5. Ådror av ljus, fältspatrikt material ligger parallella med skiffrigheten i själva gnejsen. Ådrorna är ganska jämbreda, 1–5 cm, och har längden från en halv till flera meter. På grund av mineralinnehållet är de alltid ljusare än sidoberget. De har benvit till rosa färg, beroende på vilken fältspat som dominerar (jfr s. 42). Materialet i ådrorna är grovt medelkornigt och massformigt. Vid gränsen till det gnejsiga materialet förekommer i en del fall en mörk bård av biotit.

Också basiterna kan vara ådrade. Det ljusa, förgrovade materialet i ådrorna innehåller då kvarts och plagioklas men också mindre mängder av biotit, hornblände och någon gång pyroxen.

Ögongnejs är en ganska ovanlig typ av migmatit, som främst uppträder i veckomböjningar. I sådana har bergarten lokalt blivit stängligt deformationerad. Migmatiten har anpassats till denna typ av struktur, så att neosomet uppträder som stänglar eller ögon. Plant skiffrig deformation har därmed givit upphov till ådergnejs (jfr ovan).

Ögonen är några centimeter stora, ibland runda, ibland ovalt utdragna i stänglighetsriktningen. De är ljusa och grovt medelkorniga.

Stark migmatisering. Migmatiseringen betecknas som stark, om den innebär en kraftigare omvandling än vad som ovan beskrivits. Bergarten har i detta fall varit plastisk, vilket yttrar sig i att paleosomet bildar talrika omböjda, 'omrörda' och strukturupplösta sliror 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.

Omkrystallisation till aplitgranit. 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 har rekristallisationen 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. Jfr fig. 9, s. 67.

Gabbro med diabastextur, utan migmatisering

En typ av gabbro har en delvis primär textur och mineralogi. Den är inte migmatitiserad och uppträder med volymmässigt ganska begränsade kroppar, vilka förekommer tämligen väl spridda. Typiskt är, att bergarten i centrala delar av en kropp uppvisar diabastextur, och är ljust brun till färgen. Den är i dessa delar helt massformig. De kroppar, som observerats inom kartområdet, är samtliga tämligen enhetligt medelkorniga. Variationer i kornstorlek har observerats på en lokal på det angränsande kartområdet Borås SV (Ahlin 1980).

Bergarten uppvisar listformade individ av andesinplagioklas, vilka är föga omvandlade. Mellan dessa ligger delvis primära, delvis omvandlade mörka mineral, såsom pyroxen, hornblände, granat och biotit.

I perifera delar av en bergartskropp, eller i anslutning till en genomslående pegmatitgång, är bergarten däremot amfibolitiserad. Eftersom hornblände i sådana partier är det dominerande mineralet, är bergarten



Fig. 6. Gabbro med diabastextur, utan migmatitisering. Hästasaberg (3f).
Metagabbro of post-migmatite formation displaying doleritic texture.

till färgen mörk, närmast svart. Utöver hornblände kan mindre aggregat av klnozoisit förekomma. Också amfibolitiserade partier av bergarten kan vara massformiga, men särskilt i anslutning till sidoberg är den ofta något förskiffrad.

Med ledning av ovanstående beskrivning framgår, att mindre kroppar av bergarten inte alltid kan identifieras på enbart fältindikationerna.

Geokemiskt är bergartstypen ultrabasisisk, jfr Ahlin 1980, tabell 5:19.

Kropparna av bergarten genomslås på flera håll av pegmatit, vilken tycks tillhöra den regionalt uppträdande typen. Denna har av fältindikationer att döma bildats i slutskedet av den regionala migmatitiseringsprocessen.

Pegmatit

Pegmatit utgör ett underordnat bergartsled, som av yttre kännetecken att döma alltid synes vara av samma typ inom kartområdet. Bergarten är i



Fig. 7. Pegmatitgångar i amfibolit. Hultasjön (0g). Foto Katrin Bjerrome.
Pegmatite vein or dike.

normala fall ozonerad och består av ett fåtal mineral, nämligen kvarts, albit och mikroklin. Fältspaterna dominerar starkt. Mindre mängder av biotit kan förekomma. Någon gång uppträder magnetit eller hornblände.

Bergarten bildar mindre kroppar eller gångar av växlande bredd. De åldersrelationer mellan bergarter, som kan härledas i fält, innebär att pegmatiten alltid är den yngsta bergarten och nästan alltid är yngre än iakttagna deformationer av plastisk karaktär.

Frekvensen av pegmatit är tydligt lägre än inom det angränsande kartbladet i väster (Ahlin 1980), där bergarten kan uppta 5–10% av berggrunden. Den siffra, några tiondels procent, som gäller det nu kartlagda området, är däremot mera typisk för Västsverige.

Pegmatit har värde som råvara för utvinning av industrimineral, i detta fall mikroklin eller en mikroklinominerad blandning av alkalifältspater. Användningsområdet beskrivs närmare på s. 68.

Brotzen (1961) har föreslagit en klassifikation av pegmatit i Västsverige. Grundmaterialet för undersökningen har delvis beskrivits mera detaljerat av Sundius (1951). Man kan urskilja två huvudtyper av bergarten. En grupp utmärks av att kropparna är ozonerade och orienterade utan tydlig dominans för något bestämt läge. De innehåller få mineral. Utöver kvarts, albit och mikroklin kan små mängder av biotit, magnetit eller hornblände förekomma. Undersökningsområdets förekomster av pegmatit är representativa för denna grupp.

En annan typ av pegmatit utmärks av en ofta utpräglad zonering. Förekomsterna är vanligen orienterade i Ö-V. Utöver kvarts, albit, mikroklin och mindre mängder av glimmer, hornblände och magnetit innehåller de åtskilliga småmineral. Beryll, molybdenglans, svavelkis och flusspat förekommer ofta, liksom mineral med halt av sällsynta jordartsmetaller eller radioaktiva element. Den här beskrivna typen av pegmatit har i några fall blivit radiometriskt daterad (Welin och Blomkvist 1964, Welin 1979), och har då visat sig ha en ålder av 910 miljoner år (jfr kapitlet 'Stratigrafi').

Muskovitrik gnejs

I de fall, då muskovit förekommer i någon bergart, markeras detta särskilt på kartan. Nämnvärd mängd muskovit förekommer endast i vissa gnejser.

Förekomst av muskovit i gnejser synes ha samband med retrograd mineralomvandling. Undersökning av mineralförbandet i muskovitförande gnejser visar nämligen, att biotit kan vara helt eller delvis ersatt av muskovit, och i en del fall har dessutom fältspaterna omvandlats mer eller mindre fullständigt. De har då ersatts av muskovit och mindre mängder andra mineral.

Kornstorleken i bergarten påverkas inte särskilt mycket av omvandlingen. Den ursprungliga kornuppbyggnaden framträder fortfarande tämligen väl i också fullständigt omvandlade gnejser. I de fall, då migmatitiserad gnejs omvandlats, framträder uppdelningen i paleosom och neosom tydligt.

Muskovitiseringen uppträder till synes helt oregelbundet. Den är sålunda inte knuten till någon speciell geokemisk typ av gnejs, och inte heller följer den stråk i kartbilden. Förekomsterna av muskovitiserad gnejs ligger som spridda, ofta enstaka lokaler.

De muskovitiserade gnejserna tycks inte skilja sig från andra gnejser, vad gäller deras geofysiska egenskaper. Detta skulle annars tyckas sannolikt med tanke på de stora skillnaderna i mineralogiskt avseende.

Kvartsläkt mylonit

Kvartsläkt mylonit förekommer i ett stråk av några hundra meters längd (64094/13398). Bergarten består av skarpkantade partier av tektoniskt starkt utvalsad gnejs, vilka är sönderbrutna och därefter blivit sammanlänkta av kvarts. I vissa partier är kvartsen utbildad som bergkristall, alltså fritt kristalliserad kvarts.

En undersökning ger till resultat följande rekonstruktion av händelseförloppet vid bergartens bildning. Kraftiga rörelser i berggrunden har i ett stråk gett upphov till kornförminskning i gnejsen. Den har blivit finkornig till tät och kraftigt parallellstrukturerad. Mylonit har uppkommit, en bergart med karakteristisk kornfogning (Bell m.fl. 1973). Den flintaktigt täta myloniten har förkislats, alltså erhållit ett tillskott av fri kvarts. Eventuellt har också metasomatisk bortförsel av annat material skett. Efter denna förkislning har åter en kraftig deformation drabbat berggrunden, och brutit upp gnejsen i skarpa brottstycken. Dessa har ånyo bundits samman av kvarts, som dock inte kristalliserat ända in till stråkets centrum. Följaktligen uppvisar sprickorna ofta en central zon, mot vilken bergkristaller vuxit från båda sidorna.

Stråket av mylonit kan inte följas längre än några få hundra meter. Det är dock rimligt att vänta sig att det är betydligt längre än så. Den begränsade blottningsgraden i området är den troliga orsaken till den skenbart korta sträckningen.

Stråken av den nu beskrivna bergarten antyder alltså en tektonisk zon, men denna har inte utformats som en sprickzon. Det skall påpekas att man kan påträffa block av liknande bergarter på andra håll i Västsverige. De förekommer i anslutning till sprickzoner, sådana som Nissans dalgång, eller i Göta Älvs dalgång.

Spår av bergarter från "jordens medeltid"

All blottad berggrund i undersökningsområdet är så kallat urberg, alltså kristallint berg av geologiskt hög ålder (äldre än 600 miljoner år). Vissa tecken tyder på att det kan finnas små rester i dalgångar och på liknande ställen av sådana lagrade bergarter som kalksten, skiffer och sandsten. Dessa härstammar i så fall från 'jordens medeltid', alltså tiden mellan 570 och 65 miljoner år från våra dagar räknat (jfr s. 64).

Dalgången Ärtingen-Varnum har anlagts för lång tid sedan. De förkastningar, som gett upphov till denna långsträckt sänka, är antagligen av permisk ålder (285–250 miljoner år). Man har starka skäl att anta att det då fanns sandsten, skiffer och kalksten över urberget i kartområdet. Det är fullt möjligt att mindre partier av de lagrade bergarterna förkastades till dalgångens djupaste delar och delvis ännu finns kvar där. Vissa observationer tyder på detta. Så t.ex. har talrika block av sandsten påträffats i terrängen sydväst om sjön Tolken. En del brunnar i dalgången har hårt vatten, vilket här beror på hög halt av i vattnet löst kalk. Det förekommer också kalkrika sediment, som är yngre än den senaste istiden (samtliga observationer av Arne Hilldén, enligt muntligt meddelande). De kalkrika sedimenten har uppkommit genom att ett kalkrikt material vittrat. Urberget, liksom urbergsmoränen, är utpräglad kalkfattig (jfr s. 42 och 65).

De gjorda observationerna kan antingen tolkas så, att inlandsisen förde med sig det aktuella materialet från t.ex. Falbygden, eller att det faktiskt förekommer små mängder av de aktuella bergarterna inom kartområdet. Borrningar och liknande undersökningar kan komma att ge svaret.

Om det verkligen finns restpartier av lagrade bergarter i undersökningsområdet, har detta en del konsekvenser. Det skulle nämligen visa att vår nuvarande bild av förekomsten av sådana bergarter i denna del av landet är förenklad (jfr Högbom 1931, s. 30 och Samuelsson 1975). Småförekomster kan finnas på fler håll och ha effekter på jordarterna och deras sammansättning. Inslag av kalksten och skiffer i t.ex. morän befrämjar jordmånen och gör att marken mindre lätt försuras.

Genetisk tolkning av gnejserna

Frågan om bergarternas ursprung är ofta ett svårt problem vid bergsgrundsgeologisk kartläggning och klassificering. Svårighetsgraden ökar med graden av sekundär omvandling och överpräglning, eftersom de ursprungliga dragen då tenderar att plånas ut vare sig de är texturella, mineralogiska eller geokemiska. Av ovanstående resonemang framgår att undersökningsområdets bergarter erbjuder problem vid klassificeringen.

För det angränsande kartbladet i väster har Ahlin (1980) beskrivit ej blott fältkriterier utan även geokemiska karakteristika, som belyser gnejsernas ursprung. Resonemanget kan tillämpas också för det nu undersökta området. Gnejsernas egenskaper talar starkt för att de utgör förgnejsade magmatiska bergarter (alltså graniter i vid bemärkelse). Att så verkligt är fallet kan i gynnsamma fall konstateras i fält, och även om undantag har påvisats är dessa uppenbarligen få. Grå och rödgrå gnejser är i allt väsentligt förgnejsade djupmagmatiska bergarter, och för de röda gnejserna tycks detta gälla i full utsträckning.

Så som beskrivits på s. 22, är de sällsynta identifierade suprakrustala gnejserna intermediära med kalkiga eller kvartsrikare led. De uppvisar finkorniga partier, men kornstorleksskillnaden gentemot de förgnejsade granitoiderna är inte alltid markant. Det är främst bergarternas geokemiska sammansättning som ger argumenten för att de skall tolkas som ytbergartsgnejser. Som en konsekvens av denna omständighet kan man konstatera att klassificeringar säkrast bör grundas på bergarternas sammansättning, medan kornstorleksskillnaderna enbart är mera svårtolkade.

Den muskovitiserade gnejs, som beskrivs på s. 34, har en tydlig karaktär av omvandlad bergart. Förekomsten av ljus glimmer beror alltså inte på någon härstamning från skiffer eller dylikt.

Den geologiska händelseutvecklingen

Berggrundens nuvarande utformning är ett resultat av många olika processer. Dessa har haft helt olika karaktär under olika tidsepoker. Den geologiska händelseutvecklingen låter sig i viss utsträckning rekonstrueras. En naturlig komplikation består dock i att yngre processer delvis plånar ut spåren efter äldre.

De första bergartsbildande processerna skedde för mycket lång tid sedan, mer än 1 600 miljoner år tillbaka i tiden. Det äldsta bergartsled, som kan spåras, utgör gnejser av sedimentärt ursprung, i detta fall havs-avlagringar. Sedimenten utgjorde en blandning av lera, sand och fingrus. Om ett sådant sediment hårdnar till sten, bildas bergarten gråvacka. Ibland var andelen av kvartssand större, vilket motsvarar bergarten subgråvacka. Kalkrika led förekommer i gnejsen som sliror och körtlar rika på mineralet epidot. De kan ha utgjort kalkiga lager i de ursprungliga sedimenten, men minst lika troligt är att de fanns i form av bollar, konkretioner i sedimenten, så som marlekor i nutida sediment (jfr G. Lundqvist 1963). Liknande sedimentgnejser har från Göteborgstrakten beskrivits av Samuelsson (1978). Stratigrafiska synpunkter på suprakrustalbergarter i Västsverige har diskuterats av Gorbatshev (1977).

Nästa geologiska händelse, som tydligt kan spåras, bestod i stora intrusioner av smält, basiskt bergartsmaterial. Den bakomliggande orsaken till intrusionerna bör ha varit att djupgående sprickzoner i gråvackeberggrunden fylldes med smälta. Djupmagmatiska bergarter från detta tillfälle känns igen på sin grova textur när de inte omvandlats alltför kraftigt. Gabbro, pyroxenit och peridotit kan ännu identifieras, liksom små mängder av anortosit (se s. 23). Det är mycket möjligt, att en del av bergartsmältan trängde upp till ytliga lager i form av lava, men några lavabergarter har inte kunnat identifieras.

Den basiska magmatismen avlöstes av en sur. Med 'sur magma' avses här sådan som kristalliserar till granit och granitliknande bergarter. Denna magma bestod av uppsmält och nytillfört material. Dess storlek var enorm i förhållande till volymen av de tidigare bergarterna, som kom att bilda små, närmast obetydliga fragment när de slets sönder av den framvällande granitoidmagman. Nu återfinns därför de äldre bergarterna i form av brottstycken i granitbergarter. En förutsättning för denna geologiska utveckling måste ha varit att jordskorpan tänjdes samtidigt med magmans intrusion, så att tillräckligt utrymme skapades för de nya bergarterna.

Granitoidmagman delades redan under intrusionen upp i partier av olika sammansättning, den differentierades. Dessa skilda delar fick olika proportioner av mineral: en uppdelning i tonalitiska, granodioritiska och granitiska former skedde. Så olika former har olika densitet och något varierande mekaniska egenskaper i uppsmält tillstånd. Utöver denna dif-

ferentiation skedde också en uppdelning i partier med olika oxidationsgrad, se s. 26.

Den berggrunds nivå som bildar dagens bergyta låg vid detta tillfälle på ett djup av många km. På sådana djup är berggrunden flera hundra grader varm. Också efter det att granitoidmagman stelnat, var temperaturen ganska hög. Med variationer under olika tidsintervall kan vi anta att temperaturen låg mellan 400° och 650°C. Bergmaterialet var plastiskt och böjligt. Det utsattes för krafter, som åstadkom rörelser och deformationer. Eftersom det var formbart, gav deformationerna upphov till mjuka, utdragna strukturer. Vi skall minnas att sådana deformationer är ganska långsamma processer som kräver god tid för att ge resultat. Men basiska bergarter är styvare och stelare än granitmaterial. Kropparna av basiskt bergmaterial slets därför sönder ytterligare genom de nämnda deformationerna.

Räckan av uppvärmningar och deformationer avslutades med den migmatitiseringsfas, som ännu kännetecknar berggrunden. Lättsmält material skildes ut. Resultatet av denna process blev att migmatiter av olika slag bildades, främst ådergnejs. Vanligen blev bergarterna fullständigt omkristalliserade. Mineralens sammansättningar bestämdes av de då rådande tryck- och temperaturbetingelserna i berggrunden. Efter vad man idag vet genom undersökningar, svarar mineralsammansättningarna och deras jämvikter mot en temperatur kring 600°C och ett tryck av 7–9 kb. Detta tryck kräver ett bildningsdjup av 25–30 km. Kristallisationen av gnejsernas magnetit kan ha skett i samband med den nu skildrade omvandlingen (se s. 48).

Intrusion av gabbromagma skedde också i ett sent skede, troligen under den avslutande migmatitiseringen. Gabbbron (s. 31) bildar kroppar, som endast omvandlats marginalt. Andelen av denna bergart är liten, men den tycks vara ganska spridd. Andra områden i Sydvästsverige uppvisar liknande gabbro- eller diabaskroppar, och släktskap råder rimligen i många fall med kartområdets gabbro.

Muskovitomvandlingen av gnejser har skett i ett geologiskt sent skede (se s. 34).

Lättsmält bergartsmaterial, alltså albit, mikroklin och kvarts, avskildes inte bara i form av sliror, ådror och körtlar. Det uppstod också gångformade bergartskroppar av sådant material, i form av pegmatit. Denna bergart är den yngsta kristallina bergarten inom kartområdet.

Tidpunkten för de yngsta kristallina bergarternas bildning har inte med säkerhet kunnat fastställas. Den ligger dock troligen så långt tillbaka som 1 250 miljoner år. Enstaka pegmatiter kan ha dalslandisk ålder, alltså 910 miljoner år (Welin 1979). Under ungefär en miljard år har berggrunden således legat tämligen stilla. Endast små förändringar har skett. Dessa har främst bestått i sprickbildning (se s. 57). En viktig förändring under denna tid har bestått i att det ursprungligen djupliggande berggrundssnittet höjts. Det ovanförliggande bergartsmaterialet har successivt vittrat och förts bort under långa tidsperioder. Denna avlastning av bergmaterial har medfört att en höjning av jordskorpan kunnat ske. På så sätt har det ursprungligen djupt liggande berggrundssnitt, som utgör vår nuvarande bergyta så sakta förts upp till ytan.

Yngre perioders erosion har åt hållar eller hela terrängavsnitt givit former, som ännu kvarstår eller åtminstone kan härledas. Dessa karakteristiska erosionsprocesser och den därav följande ytgestaltningen beskrivs under 'Topografi och landskapsutveckling', s. 61.

Den östra gnejsregionen i förhållande till andra områden i Västsverige

Den östra gnejsregionen (fig. 1) skiljer sig i vissa avseenden från andra områden i Västsverige. Nedan diskuteras vad skillnaderna består i och vad de kan bero på.

De suprakrustala formerna av gnejs är mycket underordnade i kartområdet, medan andra delar av den västsvenska gnejsberggrunden till stor eller övervägande del är suprakrustala. De suprakrustala gnejserna inom kartområdet tycks också beträffande sin sammansättning skilja sig från jämförbara bergarter på annat håll. Kalkhaltiga och arenitiska (kvartsrika) led synes proportionsvis vara vanligare här, men förmodandet är inte baserat på större undersökningsområde än två geologiska kartblad (Bo-rås SV och SO). I exempelvis Stora Le-Marstrand-gnejserna är en intermediär sammansättning av förmodat gråvackeursprung vanlig.

Beträffande granitoiderna är proportionerna mellan olika typer en annan i den östra gnejsregionen jämfört med t.ex. den västra gnejsregionen (jfr kartbladen Göteborg SO och Kungsbacka NO, Samuelsson 1978 och

1982 samt Borås SV, Ahlin 1980). I den östra gnejsregionen är sura led vanligare än i den västra gnejsregionen. Denna iakttagelse tycks inte enbart gälla de karterade områdena. I angränsande områden åt öster och sydöst är tendensen snarast ännu mera utpräglad. Fördelningen av olika typer av granitoider illustreras av frekvensdiagrammet för bergarternas densitet (fig. 14). Den höga frekvensen av jämförelsevis lätta bergarter inom kartområdet kan utgöra en del av orsaken till det 'massunderskott' i den gravimetriska bilden, som blir allt större åt öster (jfr fig. 19).

Det föreligger vissa skillnader i granitoidernas geokemiska sammansättning mellan den västra och den östra gnejsregionen. Skillnaderna består i något olika förhållanden mellan kisel och aluminium samt en högre halt av strontium i den östra gnejsregionen.

Vissa skillnader kan alltså fastställas mellan de båda gnejsregionerna, men vad beror dessa på? Zachrisson m.fl. (1979) har liksom Ronge och Stigh (1980) föreslagit att den östra gnejsregionen skulle vara äldre än angränsande gnejsregioner och utgöra underlag (*basement*) till dem. Fältobservationer i gränsområdena saknar dock ofta något större bevisvärde. Gränserna är mer eller mindre tektoniska, och ett flertal sekundära processer har präglat berggrunden. Detta gör att den s.k. Sederholmseffekten uppträder, vilken innebär att bergarter genom sekundära processer fått omkastad äldre-yngre-relation. Det kan ifrågasättas, om det nu berörda problemet över huvud taget låter sig lösas i fält. Radiometriska åldersbestämningar blir troligen nödvändiga, om frågan skall kunna utredas.

De belagda skillnaderna mellan de två gnejsblocken kan tolkas på flera olika sätt. De innebär ingalunda att en åldersskillnad föreligger. De olika regionerna skulle kunna utgöra olika snitt (exponeringar av olika nivåer) i en och samma komplexa massa av gnejsbergarter. De olika regionerna skils ju också åt av tektoniska zoner.

Gorbatshev och Welin (1980) har diskuterat möjligheten för existensen av ett underlag (*basement*) i en del av den östra gnejsregionen.

Konglomerat förekommer här och var i Västsverige (Lundegårdh 1953, 1958 och 1977, Gorbatshev 1979, Wahlgren 1981). Bollarna i ett konglomerat visar hur den berggrund var beskaffad, som bröts ner och gav material till konglomeratet. Bollmaterialet i de beskrivna konglomeraten är i vissa fall av helt annan typ än den östra gnejsregionens bergarter (jfr Gorbatshev, *op cit*).

Mineralogi

Mineral i gnejser

Gnejserna innehåller i allmänhet ganska få mineralfaser. Detta beror på att de representerar mineralparageneser, som kristalliserat i jämvikt. Det huvudsakliga mineralinnehållet är kvarts + plagioklas + mikroklin + biotit $\pm$ hornblände + epidot (se fig. 12 eller Ahlin 1980, fig. 13 och 14). Underordnade eller accessoriska mineral är apatit, magnetit, zirkon m.fl. Någon gång kan granat förekomma.

Textur. Gnejsernas kornfogning, eller textur, utmärks i huvudsak av en måttlig grad av sammanväxning mellan tämligen likstora korn. Texturen är alltså hypidiomorf. En förenklad framställning ges i fig. 10 b, s. 70.

En del undantag förekommer från vad som ovan beskrivits. Någon gång kan sålunda plagioklasindividen vara grövre och förefaller då att vara rester av strökorn. I sitt nuvarande tillstånd har dock strörkornen omvandlats genom avkalkning betingad av att en metamorf jämvikt föreligger i kornförbandet. Kornen är fältuppdelade och företer dessutom inlagringar av sekundära kalciumförande mineral, t.ex. epidot. Mörka mineral visar en generell tendens att uppträda i anslutning till varandra.

Det förekommer avblandnings- och sammanväxningstexturer mellan de ljusa mineralen, alltså kvarts, plagioklas och mikroklin. Sådana texturer är pertit, antipertit och myrmekit.

Kring magnetitkornen förekommer reaktionszoner (jfr s. 48), vilka är begränsade och troligen bara representerar lokala jämviktstillstånd.

Slutligen förekommer retrograda omvandlingar av mineralen i gnejserna, så som muskovitisering (jfr s. 34) och ibland kloritisering av biotiten. Den senare omvandlingen kan vara partiell eller fullständig.

Kvarts. Mineralen visar oftast undulös utsläckning samt en kornform och kornfogning, som helt anpassar sig till och underordnar sig omgivningen. Normalt förekommer i varje individ några mycket små, sannolikt vätskefyllda bubblor ('fluid inclusions'). I vissa mindre individ, ofta utan undulös utsläckning, kan sådana inneslutningar saknas. Dessa individ är underordnade i antal och kan ha kristalliserat senare än huvuddelen av bergartens innehåll av kvarts. Ibland har enstaka kvartskorn intensivt rödfärgats vilket beror på hämatitimpregnering. Dessa kvartsindivider kan

på så sätt få en viss likhet med granat. I stoff är annars kvartsen normalt rökgrå.

Plagioklas. Detta mineral har vanligen kristalliserat till tvillingar, främst av albittyp. En viss sericitisering förekommer ibland men blir aldrig kraftig. Svag zonerings uppträder mindre ofta. Detta gäller för både paleosom och neosom i migmatitiserade gnejser. Antipertitisk utbildning av plagioklasen är ganska vanlig, vilket innebär en regelbundet uppträdande 'inlagring' av tunna stråk av mikroklin i plagioklasen. Mineralets anortit-halt växlar mellan 20% och 30%, beroende på gnejsens surhetsgrad. Starkt sura gnejser har plagioklas med ännu lägre halt av anortit, 15–20%.

Mikroklin. Mineralet kännetecknas i regel av T-tvillingar och få eller inga inneslutningar. Strängpertitiska strukturer 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 av 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.

Biotit. I gnejserna är biotit vanligen det dominerande mafiska mineralet. Det uppträder normalt i form av bladpackar, som är parallellorienterade efter gnejsens förskiffringsplan. Mineralet har brun egenfärg. De optiska egenskaperna är typiska (Deer m.fl. 1962) för biotit med låg halt av titan och ett Fe:Mg-förhållande mellan 1:1 och 3:1. Jämförelser av mineralets totalkemiska sammansättning, frekvens och andra förhållanden av betydelse ger också vid handen, att biotitens sammansättning generellt är den ovan beskrivna. Beträffande oxidationsgraden av mineralets järn kan på nuvarande ståndpunkt endast allmänna synpunkter ges. Oxidationsgraden ($\text{Fe}^{3+}:\text{Fe}^{2+}$) i bergarterna antar vanligen värden mellan 1:3 och 1:4 (jfr Ahlin 1980, s. 42). Då större mängder av Fe^{3+} föreligger, finns i allmänhet magnetit i kvantiteter upp till 4%. Om hänsyn tas till de järnhaltiga mineralens sammansättningar och proportionerna dem emellan blir slutsatsen den, att järnets oxidationsgrad, $\text{Fe}^{3+}:\text{Fe}^{2+}$, i biotiten oftast ligger kring 1:4.

Biotiten kan visa retrograda omvandlingar så som kloritisering och därmed sammanhängande avblandning av titankomponenten i form av

rutilnålar. Zeolitbildning i anslutning till biotit berörs på s. 49. Zirkon-individ omgivna av biotit utmärks genom vissa radioaktivt betingade omvandlingar närmast mineralet ('omvandlingshalo', se s. 45). Delar av vissa biotitindivider har ersatts med ett sammansatt material, i vilket mikroklin kunnat identifieras (jfr s. 48).

Klorit har ibland bildats genom retrograd omvandling av biotit men förekommer sällan som homogena individer. Vid retrogradomvandlingen har biotitens innehåll av titan avblandats och ligger i kloriten som nålar av rutil, oftast väl orienterade efter kloritindividens kristallitor.

Epidot påträffas som individ med idiomorf till hypidiomorf form. Mineralet 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 stuff 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 gnejserna. Bergartens geokemiska sammansättning är i sådana fall onormal, beroende på assimilering av basiskt material (se s. 54). Sammansättningen är den för granat i västsvenska gnejser typiska, en almandin med ganska höga halter av kalcium och mangan (jfr Ahlin 1976). Mineralet har vinröd egenfärg och uppvisar mikrosprickor.

Hornblände finns i mindre mängd i många gnejser och är ibland det dominerande mafiska mineralet. Hornblände och magnetit tycks i viss mån utesluta varandra i gnejsernas mineralassociationer. Detta kan återspeglas av de olika lägen i diagram $Mg^{2+}Fe^{2+}Fe^{3+}$ (Ahlin 1980, fig. 20), som gnejserna intar. Förslagsvis kan bildningen av hornblände antas ha underlättats av en låg oxidationsgrad, medan magnetitbildningen uppenbarligen gynnats av en högre oxidationsgrad i bergarten. En analys av hornblände från undersökningsområdet redovisas av Ahlin (1980). Mineralets sammansättning är ganska typisk för metamorft hornblände, med ett Fe:Mg-förhållande kring 3:2.

Texturellt har hornbländet vanligen hypidiomorf utbildning. Poikilitisk

textur kan förekomma i något enstaka fall, och visar att hornbländet då är genomgående och bildats sekundärt.

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

Zirkon finns i form av enstaka korn, ofta i anslutning till mafiska mineral, oftast biotit. Då ett zirkonkorn gränsar mot ett biotitindivider finns i det senare vanligen en 'halo' dvs. en zon av omvandlat och färgförändrat material i den del av biotitindividen som gränsar till zirkonen. Effekten beror på zirkonindividens halt av uran och andra radioaktiva ämnen, vilkas strålning stört kristallgittret i biotitindividen med fysikaliska förändringar som följd.

Magnetit uppträder som vanligen sent kristalliserade, blygrå, runda mineralindivider. Dessa har oftast en diameter av 1–3 mm. Ibland är de större, undantagsvis betydligt större, upp till centimeterstorlek. De är alltså ofta lite grövre än bergartens övriga mineral. Magnetiten omges vanligen av en blekzon. Mineralet beskrivs mer utförligt nedan (s. 48).

Rutil finns ibland som når i kloritiserad biotit.

Apatit uppträder accessoriskt som stav- eller nålformade individer, oftast i anslutning till mafiska mineral.

Karbonatmineral förekommer som små, ofta infingrande aggregat, ibland som tvillingar. Sammansättningen har inte bestämts. Rimligen dominerar kalcit, men ett inslag av magnesiumkarbonat kan tänkas förekomma (jfr s. 48). Texturellt anpassar sig karbonaten till de andra mineralens form. Om detta beror på att karbonatmineralen bildats avsevärt senare än mineralförbandet i övrigt är dock inte klarlagt.

Svavelkis ingår ibland i gnejserna, oftast som fint medelkorniga individer. Förgrova svavelkis finns i neosomen i migmatitiserad gnejs. I en del fall visar sig mineralet ha tillförts sent i den geologiska händelseutvecklingen. I andra fall framgår däremot inte när mineralet bildats.

Mineral i metabasiter

Mineralen i metabasiterna är i allmänhet helt omvandlade. Ett undantag utgör den yngre formen av gabbro (jfr s. 31). En fullständig omvandling av de ursprungliga mineralen har i allmänhet skett i de övriga basiterna. Den nuvarande paragenesen utmärks här av ganska få mineral, som vanligen är ozonerade.

Textur. Kornförbandet har hypidiomorf kornfogning, och coronor saknas vanligen. Undantag finns men beror då på en retrograd omvandling av ett metamorft mineral. Som exempel kan nämnas serpentinisering av olivin i ultrabasit (jfr Ahlin 1980, fig. 18).

Kvarts uppträder underordnat i en del basiter. Mineralen visar undulös utsläckning. Ibland kan det likna granat, då det på grund av hämatitimpregnering fått samma vinröda färg som detta mineral.

Plagioklasen är i metabasiterna ofta sericitiserad och uppträder vanligen i form av tvillingar. Mineralen har en växlande sammansättning. En svag zonering kan ibland observeras.

Klinozoisit förekommer ofta accessoriskt i metabasiterna. Mineralen har hypidiomorf till idiomorf habitus och växer ofta genom andra mineral. Till sin sammansättning är mineralet järnfattigt. Zonerings eller inneslutningar saknas som regel.

Hornblände uppträder i form av hypidiomorfa, ofta förgrovade individ och aggregat av individ i metabasiterna. Poikilitisk textur kan förekomma. Zonerings eller avblandningar saknas däremot vanligen.

Granat finns sporadiskt i metabasiterna. Magnesiumrika basiter till ultrabasiter kan innehålla ganska höga halter (20% eller däröver) av mineralet, men det kan också saknas. Granaten är i allmänhet av almandintyp, med den för västsvenska granater typiska sammansättningen. Denna innebär jämförelsevis höga halter av kalcium och mangan i en almandin-granat med halt av pyropkomponent, dvs. magnesiumgranat (jfr Ahlin 1976). Granatens mineralogiska sammansättning är alltså ganska kompli-

cerad. Granatindividen är ofta runda, utan antydan till utbildning av kristallytor. De har talrika småsprickor. En retrograd omvandling av granat iakttas ofta. Den består i en karakteristisk omvandling av granaten från periferin mot mitten. De röda granaterna är då omgivna av en blekzon, i vilken främst ljus klinozoisit ersätter mineralet (förutom klinozoisit märks underordnat hornblände). Reaktionen kan ha varit partiell eller fullständig, ofta med variationer inom en ganska begränsad yta, några få kvadratdecimeter.

Biotit är ofta en underordnad beståndsdel i basiterna. Ibland kan dock biotiten utgöra ett huvudmineral. Kalium och vatten torde då ha tillförts. Så kan ultrabasiter på detta sätt ha utformats till biotitskölar. Mineralet har en annan sammansättning än den biotit, som finns i gnejserna. Bl.a. har biotiter i basiterna en högre halt av magnesium. Den har brun färg och saknar vanligen inneslutningar.

Titanit utgör en underordnad till accessorisk beståndsdel i basiterna. Mineralet har hypidiomorf utbildning och saknar vanligen zonering.

Pyroxen förekommer ibland i basiterna, delvis i migmatitiserade partier, såväl paleosom som neosom. Att döma av de optiska egenskaperna skall pyroxenen klassificeras som en klinopyroxen, kanske en diopsid. Den har hypidiomorf habitus och har i likhet med hornbländet ofta förgrovats.

Olivin påträffas i några fall i ultrabasiter. Mineralet är ofta omvandlat på ett karakteristiskt sätt, bl.a. till serpentin och små individ av magnetit (jfr Ahlin 1980, fig. 18). Olivinen visar koncentrisk, posttektoniska omvandlingsstrukturer. Dessa uppfattas så, att mineralet i ett sent skede av den geologiska utvecklingen utsatts för en omvandlingsreaktion. Tillförsel av vatten och syre har skett, 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 förekomma i metabasiterna (jfr s. 49). Enligt de geofysiska mätningarna är detta dock mindre vanligt. Då högre halt av magnetit

förekommer, beror detta på att olivin omvandlats, varigenom bl.a. magnetit bildats (se ovan, under olivin). Mineralet behandlas mer utförligt nedan.

Svavelkis förekommer ofta som accessoriskt mineral. Kemiska analyser visar ibland mindre mängder av kemiskt bundet svavel, som väsentligen tycks finnas i svavelkis. Någon gång kan dock kopparkis iakttagas.

Magnetit

Magnetit, Fe_3O_4 , är kemiskt sett ett av de enklast sammansatta mineralen i områdets berggrund. Ändå är dess uppträdande mycket oregelbundet och styrt av komplicerade samband. Mineralets förekomst har haft viktiga konsekvenser för karteringsarbetet, bl.a. genom den effekt mineralet utövar på berggrundens magnetiska egenskaper, vilka är en viktig geofysisk parameter. Mineralet har av dessa skäl ägnats en särskild undersökning (jfr avsnittet 'Geofysik', s. 77, Ahlin 1980, s. 66 samt Søndergaard 1980, s. 90).

Undersökningarna har syftat till att utreda vilka bergarter som innehåller mineralet, i vilka mängder det förekommer och vilka faktorer, som styr dess oftast så oregelbundna fördelning. Två andra viktiga frågeställningar är: i vilket skede fick vissa bergarter en förutsättning, disposition, för att senare bilda magnetit, och när kristalliserade den magnetit, som nu finns i bergarterna?

Mellan olika stråk av gnejsbergarter föreligger tydliga skillnader i halten av magnetit. I grov skala kan sådana stråk synas likformiga vad gäller halten av magnetit. Vid observationer eller mätningar på en håll visar sig dock fördelningen vara oregelbunden. De bästa bestämningsmetoderna är geofysiska, i laboratorium eller i fält.

Den kemiska reaktion, som givit upphov till mineralet, synes vara en nedbrytning av biotit, men detaljerna av detta förlopp är inte klarlagda. Vid nedbrytning av biotit med sådan sammansättning, som föreligger i gnejserna, bildas magnetit, kalifältspat och titanit, men dessutom frigörs också magnesium och mangan. De senare båda ämnena deltar i reaktionen men saknas i reaktionsförbandet magnetit + blekzon. Det är inte klarlagt vilken nybildning av Mg-Mn-förande mineral, som i stället skett.

Bergarternas benägenhet att bilda magnetit är knuten till deras totalkemiska sammansättning. Varje stadium i den kalk-alkalina differentiationstrenden har ett visst maximivärde för möjlig mängd magnetit (jfr fig. 16). Den geokemiska sammansättningen kan ställas i relation till densiteten, jfr Ahlin 1980, fig. 28.

Vilken mängd av magnetit, som verkligen bildats inom det möjliga intervallet mellan maximivärde och noll, beror på bergartens oxidationsgrad. Denna parameter har tidigt fått sitt slutliga värde. Bergartspartier med olika oxidationsgrad förelåg tidigare än under den senaste stora veckningsfasen. Uppdelningen kan till och med vara ursprunglig och föras tillbaka till den magmatiska differentiationen (men den kan också återspegla äldre metamorfa processer, som i övrigt är överpräglade). I ett sent skede gav sig den nedärvda kemiska karaktären till känna genom att magnetit kristalliserade i vissa bergarter. De betingelser av tryck och temperatur, som vid detta tillfälle kännetecknade berggrunden, var troligen likformiga. Någon metamorf zonerings har inte kunnat urskiljas, trots att mer än 1 000 km² undersökts i den aktuella regionen.

I basiska bergarter uppträder magnetit mindre ofta. Mineralet har i dessa bergarter inte heller den textur eller övriga uppträdande, som utmärker mineralet i gnejserna. Bland basiterna är det främst olivinförande ultramafiter, som innehåller magnetit (jfr Ahlin 1980, fig. 18 samt s. 68). Det remanenta magnetiska fältet i magnetiten hos dessa bergarter har en annan riktning än i gnejserna. Det är av detta skäl tänkbart att mineralet har bildats vid olika tillfällen i de två bergartstyperna. I pegmatit uppträder magnetit sporadiskt, men då utan någon som helst omvandlingstextur eller annan zonerings. Här kan mineralet bilda individ, som undantagsvis är större än 10 cm³.

Mineral av retrograd typ

Vissa mineral uppträder som retrograda omvandlingar av normala och typiska beståndsdelar i bergarterna. Det är främst biotit, som givit upphov till sådana retrograda mineral. Här rör det sig vanligen om klorit.

En form av retrograda omvandlingsmineral utgörs av små, ofta tydligt kristalliserade aggregat, vilka synes bestå bl.a. av prehnit och pumpellyit. Dessa mineral har vid olika tillfällen observerats i bergarter från Västsverige (jfr t.ex. Zeck m.fl. 1971). Zeck (1971) har föreslagit att de observe-

rade mineralen skulle indikera en metamorf epok med speciella metamorfa tryck- och temperaturbetingelser (jfr också Nyström och Levi 1980). Om en sådan tolkning låter sig göra med utgångspunkt från de redovisade observationerna, får dock fortfarande anses vara en öppen fråga (jfr Ahlin 1980).

Sprickfyllnadsmineral

I berggrundens sprickor är uppsättningen av mineral särpräglad. Dels förekommer omvandling av sprickornas väggar, liksom av lösa fragment av bergmaterialet. Dels uppträder mineral, som är mer eller mindre karakteristiska för själva sprickan och inte alls eller endast helt underordnat förekommer i den omgivande bergarten.

Omvandlingarna av bergmaterialet består i att järnutfällningar trängt in i mikrosprickor, kornfogar och liknande (t.ex. längs spaltplan i fältspater). Retrograda omvandlingar har skett av plagioklas och mörka mineral. Biotit och hornblände har omvandlats, delvis till klorit. Magnetit har brutits ner. Enligt de indirekta men likväl säkert utslagsgivande geofysiska mätningarna har magnetit brutits ner i breda zoner längs de stora, prekambriska förkastningarna (jfr s. 58 och 83).

Utöver ovan nämnda omvandlingsmineral är kalkspat, svavelkis och zeoliter helt eller delvis bundna till sprickorna. Förekomsten av dessa mineral är svår att förutsäga, och den effekt de har på t.ex. grundvattnets kvalitet är oregelbunden (jfr s. 74). Som allmän iakttagelse gäller dock, att de förekommer i rikligare mängd i anslutning till basiska bergarter än till gnejserna. Lokalt kan ganska stora klumpar av de nämnda mineralen påträffas. Prehnit, pumpellyit och heulandit har identifierats som sprickfyllnadsmineral. Tillsammans med svavelkis kan också mindre mängder av koppar- och molybdensulfid påträffas.

Sprickmineralogiska specialundersökningar har inte utförts i Västsverige, men sådana har dock rönt ett större intresse under senare år. I Öst-sverige har bl.a. Erik Wiman (1943) arbetat inom detta område.

Flusspat har endast observerats någon enstaka gång. Uppträdandet av detta mineral har diskuterats av Ahlin (1980) mot bakgrund av att grundvattnet från en del större sprickzoner innehåller kraftigt förhöjda halter av fluorid. Det kan dock påpekas att bergarterna innehåller låga men inte oväsentliga halter av fluor, som tydligen är bundna till hydrosilikaterna,

främst biotit och hornblände (jfr s. 53). De ganska kraftiga, lokala förhöjningarna av fluorid i grundvattnet synes dock med största sannolikhet bero på närvaron av flusspat.

Geokemi

Provtagning, analys. Bergarterna har provtagits genom att ett representativt material om ett par kilogram per prov uttagits från några kvadratmeters yta. Analyserna har utförts i SGU:s laboratorium i Luleå. Bestämningarnas tillförlitlighet framgår av antalet siffror i analysvärdena. De spårämnen, som redovisas i g/ton, har preparerats genom malisoformering, och bestämningen har en noggrannhet av 10%. Analysvärdena för vanadin och krom är endast ungefärliga.

Homogenitet i de provtagna bergarterna. I en terräng med migmatitiserade bergarter försvåras provtagningen av att bergarterna är ganska inhomogena (jfr Ahlin 1980, s. 53). Provtagningen har därför styrts till åderfattiga, någorlunda homogena och så vitt man kunnat bedöma representativa partier av bergarterna.

Granit, granodiorit och tonalit – granitoider med en kalk-alkalin differentiationstrend. Granitoiderna visar i stora drag likheter och släktskap i kemiskt hänseende (tabell 1, analys nr 1, 3, 4, 5, 6, 8 och 9). De har dock inte identiskt samma sammansättning utan uppvisar en trendmässig variation i proportionerna mellan ingående komponenter, så som illustreras av fig. 19, Ahlin 1980. Regelbundenhet föreligger alltså, men däremot inte total likformighet.

Granitoidernas sammansättningar beskrivs genom en differentiations-trend, som framgår bättre ju större antalet analyser är (jfr Ahlin 1980, s. 53).

Differentiationstrenden inom kartbladet är kalk-alkalin. Härmed avses att proportionerna mellan kisel, natrium + kalium och kalcium ligger inom vissa bestämda intervall (jfr Ahlin 1980, s. 52).

Granitoidernas halt av spårämnen ligger inom de intervall, som är typiska för dessa bergarter (jfr Goldschmidt 1954). Ett undantag är fluor, som behandlas nedan. Ytterligare ett svårtolkat undantag föreligger, nämligen barium. Halten av tenn överskrider någon gång analysgränsen, som är 5 ppm.

TABELL 1 Kemiska analyser för granit och granodiorit samt basiska bergarter. Provtagningsdata i tabell 2.
Chemical analyses of granite, granodiorite and basic rocks. Sampling data in Table 2.

Analys nr Analysis No.		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Vikt% Weight%	SiO ₂	72.1	47.0	72.6	70.8	63.2	75.4	47.5	76.0	66.3
	TiO ₂	0.41	0.84	0.37	0.40	0.71	0.10	0.99	0.11	0.47
	Al ₂ O ₃	14.4	11.8	13.1	13.6	16.1	12.6	11.7	12.5	16.6
	Fe ₂ O ₃	1.5	4.2	0.8	0.9	1.1	0.5	5.0	0.6	1.2
	FeO	0.4	9.1	0.9	1.1	4.0	0.5	8.9	0.4	2.2
	MnO	0.05	0.21	0.07	0.08	0.09	0.05	0.22	0.05	0.08
	MgO	0.57	11.6	0.35	0.45	2.6	0.13	12.0	0.2	1.2
	CaO	0.8	9.9	0.8	1.2	3.6	0.4	10.1	0.3	2.5
	BaO	0.17	<0.01	0.10	0.15	0.09	0.02	0.02	0.02	0.23
	Na ₂ O	4.3	1.2	3.6	4.2	3.6	4.4	1.3	4.4	4.5
	K ₂ O	4.9	0.8	5.4	4.8	2.9	4.5	0.9	4.3	3.9
	H ₂ O>105°C	0.4	2.1	0.2	0.2	1.3	0.2	2.2	0.2	0.7
	H ₂ O<105°C	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.3	0.1	0.2
	P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.06	0.10	0.22	0.02	0.12	0.02	0.17
	CO ₂	0.06	0.03	0.06	0.04	0.03	0.06	0.03	0.02	0.05
	F	0.03	0.03	0.07	0.13	0.08	0.09	0.05	0.03	0.05
	S	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	0.08	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Summa Total		100.16	98.93	98.45	98.10	99.65	98.93	101.01	99.14	100.13
Spårelement (g/ton) Trace element (ppm)	Ni	—	70	—	—	20	—	75	—	—
	Cr	—	300	—	—	50	—	270	—	—
	V	50	450	25	35	170	15	500	—	90
	Sr	200	600	100	200	450	80	550	70	550
	Sn	—	—	—	—	—	7	—	6	—
	Cu	40	110	20	25	35	15	150	15	35
	Pb	40	25	25	25	20	30	25	25	25
	Zn	40	80	40	50	40	50	80	25	40

Oxidationsgrad. Granitoidernas kemiska sammansättning visar stor spridning i ett avseende, nämligen oxidationsgraden. I allt väsentligt är det endast ett element, som här kan variera i bergarterna, nämligen järn. Den stora variation av oxidationsgraden, som förekommer diskuteras i avsnittet om stratigrafi (s. 37) och i avsnittet om mineralet magnetit (s. 48). Ahlin (1980) och Søndergaard (appendix i Ahlin 1980) har jämfört oxidationsgraden med de geofysiska egenskaperna i bergarter inom ett angränsande kartområde. Bergarternas varierande oxidationsgrad har en praktiskt mycket viktig konsekvens, nämligen att uppträdandet av det magnetiska mineralet magnetit styrs av oxidationsgraden i samverkan med den geokemiska sammansättningen i övrigt.

Basiter med gabbroisk och ultrabasisk sammansättning. Den äldre typ av basiska bergarter, som förekommer inom kartområdet, består huvudsakligen av omvandlingsmineral. Den kemiska sammansättningen har dock troligen inte i nämnvärd grad ändrats genom omvandlingen. Viktiga undantag i detta avseende är de lätttrörliga elementen fluor och svavel, samt vatten. Halterna av de nu nämnda komponenterna är troligen högre än i de ursprungliga bergarterna (jfr nedan betr. fluor).

De basiska bergarterna inom kartområdet ansluter sig i fråga om sammansättningen till vad som framkommit vid en mer omfattande undersökning i ett angränsande kartområde (Ahlin 1980, s. 52). De är gabbroiska, delvis ultrabasiska, med dragning mot toleittisk sammansättning (jfr Carmichael m. fl. 1974).

Den yngre typen av gabbro, som saknar migmatitisering, har också analyserats i ett angränsande kartområde (Ahlin 1980, tabell 5). Dess kemiska karaktär är ultrabasisk.

Fluor. Samtliga bergarter innehåller mindre mängder av fluor, troligen bundet till biotit och hornblände. Flusspat har endast undantagsvis observerats i fält eller i preparat. De ganska små mängderna av fluor är dock högre än vad som gäller för verkligt fluorfattiga bergarter av liknande karaktär (Mason 1966). Detta medför bl.a. att det finns viss förutsättning för att grundvattnet får ett tillskott av fluoridjoner genom vittring och urlakning av bergmaterialet längs sprickor (jfr s. 75).

Halterna av fluor i basiterna är jämförbara med dem i granitoiderna. Detta kan tydas som ett sekundärt fenomen: det vid metamorfos o. dyl.

rörliga elementet fluor har i samband med sekundära omvandlingar fixerats i de från början fluorfattiga basiterna. Dessa innehåller nämligen betydande mängder av mineral vilka lätt binder ämnet (hydrosilikaten biotit och hornblände).

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, varvid den nya bergarten fått en sammansättning av ungefär 40% hornblände, 40% mikroklin, 10% plagioklas och 10% kvarts. Den kemiska sammansättningen påverkas i motsvarande grad: de kalk-alkalina sammansättningarna förskjuts mot övervägande alkalina.

Ett tydligt och väl exponerat exempel på hybridisering förekommer i lokal 64220/13362. En ultrabasit ligger där som mindre kroppar och brottstycken i en förgnejsad, intermediär granitoid. Vid rekristallisationen har en invandring av surt material ägt rum till den basiska bergarten. Invandringen har inte – som vanligen är fallet – skett genom att surt material bildat körtlar eller gångar i basiten. I stället har det sura materialet tagits upp så som när en lösning dränker in ett material och påverkar dess sammansättning (metasomatos).

I de fall då gnejs assimilerat basiskt material, uppträder granat i bergarten. Omvänt gäller, att granat i huvudsak uppträder i de gnejser där sådan assimilation skett (jfr s. 44).

TABELL 2. Provtagningsdata för de kemiska analyserna i tabell 1.
Sampling data for the chemical analyses in Table 1.

Analys nr <i>Analysis No.</i>	Koordinater <i>Coordinates</i>
1	64016/13297
2	64028/13313
3	64042/13326
4	64042/13326
5	64041/13274
6	64006/13333
7	64028/13312
8	64007/13336

Metamorf grad

Berggrundens mineral kristalliserade tillsammans under vissa bestämda kemisk-fysikaliska betingelser. I kartområdet var dessa kristallisationsförhållanden ganska konstanta vad gällde såväl tryck som temperatur. De mineralsammansättningar och jämvikter som uppkommit, kan alltså användas för att klassificera berggrundens kristallisationsbetingelser, dess 'metamorfa grad'.

Vid kristallisationen av berggrundens mineral uppnåddes i allmänhet jämvikt (enligt Vernons kriterier, Vernon 1976, s. 40). Mineraluppbyggnad och kornfogning ger flera skäl för denna tolkning. Förekommande mineralfaser är få till antalet, och zonering i mineral liksom zonerade texturer uppträder endast undantagsvis. Varje mineralfas kan gränsa till alla andra förekommande (undantag från denna huvudregel beskrivs nedan).

Huvuddelen av berggrundens mineralinnehåll bildar jämviktsparageneser, som i gnejser utmärks av mineralfaserna kvarts+mikroklin+plagioklas (An₃₀)+biotit+epidot±hornblände, samt accessoriska faser (jfr s. 42). Detta svarar mot en metamorf grad tillhörande epidot-amfibolitfacies (Winkler 1967), eller intermediär metamorf grad ('medium stage' enligt Winkler 1970, s. 197). Denna metamorfa grad synes ha krävt temperaturer kring 400–650°C och tryckbelopp om 5–10 kb (Vernon 1976, s. 21). Detta motsvarar ett bildningsdjup av 15–35 km. De slutsatser, vilka kan baseras på identifikationen av mineral, blir alltså ganska allmänna. Mer detaljerade uppskattningar kan baseras på särskilt utslagsgivande mineral, men sådana (t.ex. aluminiumsilikat) saknas. En specialstudie har därför gjorts på samexisterande granat-hornblände-plagioklas. Den provtagna bergarten (koord. 64211/13252) är en migmatitiserad, intermediär gnejs, av vilken neosommaterial analyserats (jfr Ahlin 1980, s. 64 samt tabell 3, s. 47). Elementfördelningarna mellan de samexisterande mineralen indikerar att den metamorfa temperaturen var 600°C och trycket 7–9 kb. Det senare svarar mot ett bildningsdjup av 25–30 km. De metamorfa betingelserna är likartade dem i Göteborgstrakten (Ahlin 1976).

En del mineral uppträder på ett sätt som antyder att de inte kristalliserat vid full jämvikt med bergarten i övrigt. De viktigaste exemplen härpå

beskrivs nedan. Även om dessa mineral ofta är volymmässigt starkt underordnade, kan de, så som magnetit, vara viktiga vid den geologiska undersökningen.

I de flesta bergarter inom kartområdet förekommer helt underordnade mängder av mineral, som kan indikera mycket lägre tryck- och temperaturförhållanden än som gällt för bergarten i dess helhet. De aktuella typerna av mineral beskrivs på s. 49 och utgör små, ofta oklara och oskarpt avgränsade aggregat. De uppträder på ett likartat sätt som de av Zeck m. fl. (1971) beskrivna mineralfaserna. Dessa har av Zeck (1971) tolkats som en indikation på en speciell metamorf epok tillhörande prehnit-pumpellyitfacies (jfr Nyström och Levi 1980). Betingelserna för denna metamorfa grad består av låga temperaturer (150–200°C) och låga tryck (1–3 kb), svarande mot ett bildningsdjup av några få km (Vernon 1976, s. 21). Hur förekomsten av dessa mineralfaser skall tolkas, står fortfarande under diskussion (jfr Ahlin 1980).

Magnetit uppträder i gnejser (s. 48) och basiter (s. 49) på ett sätt som ofta antyder ofullständig jämvikt. Mineralen kan ha bildats senare och under andra och lägre metamorfa betingelser än huvuddelen av bergartens kornförband. Frågeställningen har diskuterats av Ahlin (1980). Mineralen kan ha bildats betydligt senare än huvuddelen av bergartens mineral. Man bör vidare notera, att magnetit i gnejser liksom även basiter kan vara av olika typ och av olika ålder. De geofysiska egenskaperna hos mineralen skiljer sig i de två bergartstyperna (jfr s. 48 och 78, samt Ahlin 1980, s. 66). Riktningen av det remanenta magnetiska fältet är särpräglad för den senare gruppen av bergarter (jfr även Samuelsson 1978, s. 80).

En retrograd omvandling av gnejsernas mineralassociation förekommer i ganska stor omfattning i ett avsnitt av kartområdet. Omvandlingen, som har skett ganska sent, beskrivs på s. 34, under rubriken 'Muskovitrik gnejs'.

Vecktekonik

Kartområdets berggrund är ganska enhetlig, vilket försvårar strukturgeologiska studier. Horisonter av suprakrustalgnejser saknas t.ex. helt och hållet. Vid petrografisk kartering framträder de förgnejsade granitoiderna tämligen likartat, visserligen med en differentiation och uppdelning till olika led men utan att denna uppdelning medger detaljstudier.

Den flygmagnetiska kartan ger en värdefull överblick i denna situation. Enligt noggranna undersökningar i ett angränsande område (Søndergaard 1980) har olika stråk av eljest tämligen likartad förgnejsad granitoid ofta helt olika magnetiska egenskaper. Dessa stråk framträder alltså väl i den flygmagnetiska bilden. Ett led med relativt högre magnetism kan följas till ganska stort djup ifall det överlagras av lågmagnetiska bergarter. En 'magnetisk ledhorisont' kan då sägas föreligga. (Den flygmagnetiska kartan måste samtidigt i vissa fall tolkas med försiktighet, enär förkastningar kan störa och fördunkla grundmönstret, jfr 'Tolkningen av den flygmagnetiska kartan', s. 83).

Storregionalt präglas berggrunden av ett omfattande, ganska flackt veck med veckaxelstupning mot OSO. Särskilt längs flankerna av detta veck är bergartsleden starkt utvalsade och kan bilda några hundra meter breda men fem till tio kilometer långa stråk. Åt sydväst övergår vecket successivt i en domformad struktur, som utanför kartområdet (jfr Ahlin 1980) kulminerar i en flack dom. Åt nordväst övergår det stora vecket i en mer komplicerad struktur, liknande ett släpveck. Detta avsnitt är dessutom kraftigt sönderstyckat av förkastningar, men bilden förtydligas av den i väster angränsande kartbilden (Ahlin 1980).

Den storregionala strukturbilden har i huvudsak formats under en och samma veckningsfas, vilken efterföljdes av den regionala migmatitiseringen. Tidigare plastiska deformationsfaser är ofta blott antydda och har överpräglats av den senaste kraftiga fasen av deformation och migmatitisering. Denna är i sin tur någon gång överpräglad, men då av spröd deformation. Mellan dessa deformationer har magnetit bildats i gnejserna. Följaktligen är magnetiten i de berörda bergarterna vanligen otektoniserad, med ett lågt värde för susceptibilitetens anisotropi (jfr Søndergaard 1980, s. 93).

Spröd tektonik

Spröd tektonik avser sådan deformation av berggrunden, som skett i form av sprickbildning och uppkrossning. Rörelser i berggrunden har ägt rum genom att stela block längs sprickytor rört sig i förhållande till varandra. Berggrunden har haft de mekaniska egenskaper, som man i allmänhet tillskriver bergartsmaterial, hård men i vissa avseenden spröd. Berggrundens egenskaper är beroende av temperatur och tryck. Om

materialet är ytnära har det de ovan nämnda egenskaperna. Med ytnära avses i detta sammanhang ett djup av högst två kilometer.

Berggrunden i kartområdet har under åtminstone 1 miljard år legat nära jordytan. De förkastningar, vilka uppkommit under denna tid, kan delas upp i två grupper, en äldre och en yngre än kambrium, dvs. tiden mellan 570 och 500 miljoner år.

Äldre (prekambriska) förkastningar

De förkastningar, som är äldre än c:a 600 miljoner år, visar inte längre någon höjdskillnad mellan de båda sidorna. Detta beror på att berggrunden eroderades fram till denna tidpunkt och att alla höjdskillnader därför utjämnades (Rudberg 1954). Förkastningar, som skett före denna tidpunkt, markeras följaktligen endast genom språngartade förskjutningar i berggrundens olika strukturer. Förskjutningarna kan härledas genom såväl geologisk kartläggning som t.ex. geofysiska metoder. Den flygmagnetiska kartan visar mycket tydligt lägena av några sådana förkastningar. På grund av den tämligen variationsfattiga berggrunden, ger den petrografiska kartbilden en sämre indikation i detta hänseende. Själva sprickzonen är dock ofta urgröpt genom yngre erosion (se avsnittet 'Topografi och landskapsutveckling'). Denna yngre erosion kan i vissa fall ha gett upphov till en kraftig dalgång men i andra åstadkommit endast en svag fördjupning.

Förkastningarna har orsakat förskjutningar av bergarternas strukturer. De senare ger upplysningar om förkastningarnas språnghöjd och rörelseriktning. Man kan beräkna att förkastningarna uppgått till flera tusen meter och att de varit i det närmaste vertikala (se s. 85, jfr Ahlin 1982).

Yngre (postkambriska) förkastningar

Vissa förkastningar har skett i, geologiskt sett, så sen tid, att höjdskillnaden mellan de uppbrutna berggrundspartierna ännu kvarstår. Dessa förkastningar har således skett senare än den utjämning av berggrundsytan, som avslutades för ungefär 600 miljoner år sedan.

I terrängen kan förkastningarna säkrast identifieras i de fall, då höjdskillnaden mellan blocken är relativt stor (jfr t.ex. Ahlin 1980, fig. 24, s.

76). En tydlig uppbrytning av peneplanet har skett i sådana fall. Större förkastningszoner är ofta markerade som dalar med ena sidan avsevärt högre än den andra, men de kan också ge sig till känna som trappstegsformade hak i terrängen. Identifikationen av förkastningarna är alltså beroende av terrängens former i övrigt. Av denna förutsättning följer att mindre förkastningar vanligen inte kan identifieras med full säkerhet (jfr t.ex. den ojämna terrängen i Boråstrakten, fig. 8). Att också små förkastningar förekommer är dock uppenbart. Så t.ex. kan en förkastning vara väl markerad längs avsevärda sträckor, vanligen som en skarp brant, men i ett parti vara uppdelad i små, stegvisa förkastningar längs en zon, vars totala belopp utgör förkastningsbeloppet.

Såväl undersökningsområdet som snart sagt hela Västsverige är uppstyckat av förkastningar av denna typ. Berggrunden liknar ett slags mosaik av bitar, vilka brutits upp. Kartområdet har hög frekvens av större postkambriska förkastningar. Vätternsänkan kan dock nämnas som ett område med ännu högre frekvens av sådana förkastningar.

Den exakta geologiska åldern av de postkambriska förkastningarna är ännu inte känd. Alla dessa förkastningar behöver för övrigt inte vara likåldriga, även om det är troligt att de i huvudsak är det. Den permiska perioden (285–250 miljoner år) innebar en kraftig tektonisk aktivitet i framför allt Osloområdet, i samband med bl.a. vulkanism, men också i Västsverige och Vätternsänkan kan man anta att större och mindre förkastningar skedde under denna period. Förkastningar av permisk ålder har företrädesvis en orientering i NNÖ-SSV, medan yngre förkastningar oftare visar riktningen NV-SÖ. Förkastningarnas orientering återspeglar i någon mån spänningsfältet i berggrunden vid bildningstillfället, men de plastiska strukturerna, liksom äldre spricksystem, är viktiga faktorer, som kan länka en förkastning mot andra riktningar eller ge den komplicerade mönster.

Sprickor i berggrunden

Den spricktektoniska kartan avser att ge en överblick över större sprickzoner i berggrunden. Vid läsning av en sådan karta måste man dock beakta att vad som har markerats är lineament, vilka uttolkats från flygbilder i stereoprojektion. Lineament i berggrunden indikerar i och för sig oftast sprickor eller sprickzoner. Att sprickorna framträder i topografin beror dock på en efterföljande erosion, som ofta gröpt ur och fördjupat dem (förkastningsbranter utgör ett undantag från denna huvudregel).

Distinktionen mellan spricka och lineament bör alltid stå klar vid arbete med detta slags frågeställning. Dels finns det viktiga sprickzoner, som är dolda under avlagringar av morän eller torv eller drar fram under sjöar, vilket medför att de inte framträder som lineament. Dels kan det förekomma sprickor, som inte fördjupats av någon erosion och alltså saknar uttryck i topografin. Det senare slaget av sprickor är uppenbarligen underordnat inom kartområdet men har intresse t.ex. när man jämför sprickfrekvensen i områden med olika geografisk utveckling (jfr Ahlin 1982).

Medelst en grov indelning kan man skilja mellan sådana sprickor i berggrunden som saknar makroskopiskt förskjutningsbelopp (och ofta ansluter till berggrundens plastiska strukturer) och sådana som visar förskjutningar genom förkastningar (jfr s. 57). Sprickor av det förra slaget ansluter sig till, eller relaterar sig åtminstone till berggrundens plastiska strukturer och har en historia uppdelad i åtminstone två steg: anläggning och uppspräckning. Själva anläggningen är lika gammal som processerna i varmt, plastiskt tillstånd, alltså mer än 1 miljard år. Uppspräckningen till nuvarande spaltning är yngre, ibland betydligt yngre. Många gånger har säkert sprickor öppnats, sedan helt eller delvis läkts och till sist reaktiverats på nytt. Ibland kan den slutliga fasen av reaktivering ha inträffat i samband med de kvartära nedisningarna, vid vilka berggrunden utsattes för upprepad belastning och avlastning. En annan geologisk aktivitetsperiod har varit perm, då troligen många av de postkambriska förkastningarna skedde. Under en period som denna, med så omfattande spänningar i berggrunden, aktiverades sannolikt också många småsprickor.

Ingemar Larsson (1970) har sammanfattat ett system för indelning av sådana sprickor som har samband med berggrundens plastiska strukturer. Dels finns sprickor som öppnats längs med bergartens förskiffring, dels förekommer två system av mot varandra och mot förskiffringen vinkelräta sprickor. Indelningen har använts för lokalisering av sprickor med rik vattenföring.

Topografi och landskapsutveckling

Landskapet i kartområdet präglas av kullar och höjdområden, mellan vilka sprickdalar är nedskurna. Höjdskillnaden mellan låglänt och högre liggande terräng är sällan mer än 75 m. Större höjdparter är vanligen platåliknande. Dalgångarna kan ha starkt varierande bredd. De kan vara smala och ha branta sidor, eller vara så breda att de kan liknas vid ett litet slättland. Sjöarna ligger vanligen i dalar och är ofta små. Några större sjöar förekommer dock också.

Den nu beskrivna topografin återspeglar i allt väsentligt formerna i själva berggrunden. I vissa mindre områden förlämnar jordarterna dock landskapet en egenform, som innebär att större eller mindre ryggar och höjder i terrängen utgörs enbart av jordartsmaterial (t.ex. en ås eller en drumlin). I flera dalgångar har jordlagren betydande maktighet, och dessa bidrar då till att minska nivåskillnaderna, jämna ut topografin. Även om regeln är den, att områdets topografi återspeglar berggrundens ytform och relief, finns det alltså flera väsentliga undantag.

Större, någorlunda obrutna bergsplåtar visar s.k. toppkonstans, varmed menas att de högsta partierna alltid når samma nivå. I sådana områden förhärskar ofta en alldeles speciell terrängtyp. Den består av hållmark med jämn och flack form. Vegetationen är mager och karg, mossarna talrika. Det var denna terrängtyp som redan Linné (1747) utpekade som speciell för detta området. Han karakteriserade terrängen med beteckningen 'Westgöta fjällar', 'emedan det alldeles liknar fjäll till stengrund, bärg, däldar,... sterilité och brantheter. Högderne... bestod av wida och flacka bärg. Skogen som stod emellan bärgen i djupaste dälder, war af höga och tätt vuxna Granar, så att Solen på wissa ställen näppeli-gen kunde en enda minut koxa in...' (dagbok för 6 juli 1746).

I en del fall föreligger toppkonstansen också i ganska ojämn terräng. Talrika smådalar är utskurna i berget, och ibland när de korsas, är landskapet närmast småkulligt.

Dalgångarna är ofta skarpt utskurna, med en symmetrisk V-form. Ibland kan de uppnå betydande bredd. I några fall är de däremot inte symmetriska utan har endast *en* brant sida, medan den andra utgör en flack slänt som inte når samma nivå som motsidan. Delar av dalgången mellan sjön Färgen (i väster) och Varnum (i öster) visar t.ex. detta möns-

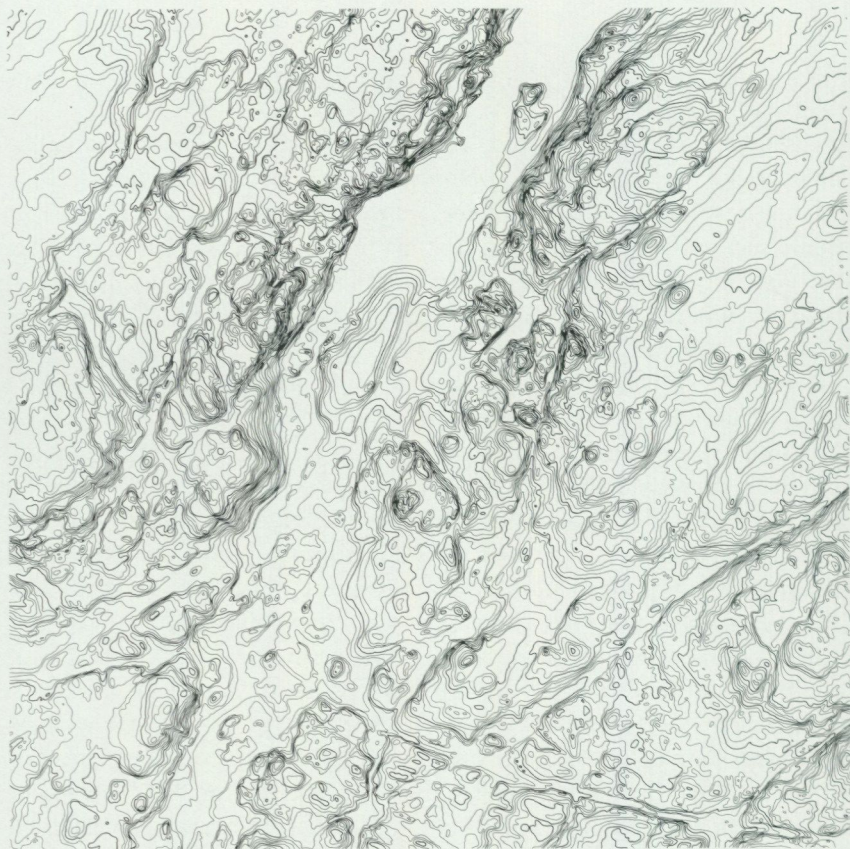


Fig. 8. Boråstraktens topografi. Linjerna är 5-meters ekvidanser hämtade från den topografiska kartan. Sydvästhörnet sammanfaller med den topografiska kartans sydvästhörn, nordösthörnet har koordinaterna 64112/13362. Landskapets topografi återspeglar berggrundens relief utom i dalens lägsta partier, vid Öresjö, samt vid en moränackumulation sydväst om Öresjö. Jämför den senare bildningens jämna former med berggrundens sprickdalsmönster.

Topography of the Borås area. The contour lines mark each five meter. The topography of the terrain reflects the topography of the bedrock, except for the lowest parts of the valley, the lake and the drumlin SW of the lake. Compare the smooth contours of the latter with the fracture pattern of the bedrock.

ter. Här finns ofta en brant sydsida och en flack nordsida. Sedd i ett större perspektiv är denna typ av dalgång platsen för en (i höjddled) språngartad förskjutning av det ovan beskrivna peneplanet.

De processer, som tillsammans gestaltat berggrundens yta, eller utbildat dess morfologi kan uppdelas på två huvudtyper. Dels rör det sig om inre, endogena processer, som skett i berggrunden, dels yttre, exogena processer, som inneburit vittring och erosion. Berggrunden är dock i huvudsak utpräglad motståndskraftig mot vittring av olika slag. Detta gäller framför allt gnejserna och är en följd av deras mineralinnehåll och kornfogning. Basiterna är i en del fall mer benägna för vittring. Detta gäller främst ultrabasiterna, medan däremot massformiga amfiboliter ofta ligger högt i terrängen.

Deformationer i form av plastisk tektonik (s. 56) eller förkastningar (s. 57) har skapat berggrundens svaghetszoner. Dessa har sedan angripits väsentligt hårdare än omgivningen vid senare vittring och erosion. Det är framför allt de nu nämnda, äldre deformationerna, som anvisat de delar av berggrunden där de yttre, nedbrytande krafterna skulle få en kraftig effekt.

Nedan beskrivs processer, vilka skett i yngre geologiska tidsskeden, och haft stor betydelse för uppkomsten av nuvarande topografi. Processerna har nästan uteslutande bestått av vittring och erosion, alltså yttre, nedbrytande processer.

Peneplanering äldre än 600 miljoner år (subkambrisk peneplanering)

Begreppet 'peneplan' beskriver resultatet av en långt gången vittringsprocess, genom vilken erosionen kan sägas ha nått ett slutstadium. I ett peneplan utgör berggrunden en plan eller svagt undulerande slätt av åtminstone 1 000 km² storlek. Så utjämnad var berggrunden i stora delar av Skandinavien för ca 600 miljoner år sedan (Rudberg 1954, 1970). Denna landyta kan ännu spåras i vissa områden. Terrängen visar där s.k. toppkonstans, vilket innebär att berggrundens högsta partier ligger på en och samma, väl definierade nivå. Som framgår nedan, har dock en del senare processer påverkat och ibland brutit upp detta urgamla peneplan. Inom kartområdet är dessa effekter mer utpräglade än i angränsande terräng åt väster och norr.

Postkambrisk peneplanering

Efter den subkambriska peneplaneringen (se ovan) har peneplanering upprepade gånger skett i Syd- och Mellansverige. Bergström och Lidmar-Bergström (1980) har givit en kortfattad och tillgänglig beskrivning av dessa peneplaneringar, särskilt med avseende på förhållandena i Halland, där de kan härledas bättre än på andra håll. En av dessa peneplaneringar kan ha omfattat några höga terrängpartier i kartområdets östra del.

Landskapsreliefens förstärkning genom vittring och erosion

Under flera olika geologiska perioder har terrängen liksom nu legat över havets nivå, utan att fördenskull utjämning och peneplanering hunnit ske. Då erosionen angriper spricksystemen men inte förmår bryta ned det sprickfattiga berget i någon större utsträckning, uppstår den landskapstyp vi har idag. Angreppet på bergets svaghetszoner har skett i flera etapper och under olika klimatologiska förhållanden.

Tertiärtidens klimat var varmt och torrt. Vegetationstypen svarade mot savannens. Djupvittring skedde i sprickzoner, men material fördes sannolikt bort i ganska begränsad omfattning.

Kvartärtiden med dess nedisningar medförde helt andra klimatbetingelser. Ett kallare och fuktigare klimat, liknande det som råder i vår tid, avlöstes flera gånger av nedisningar (glaciationer). Inlandsisarna förde bort rösberg och löst vittringsmaterial. Den totala omfattningen av denna transport var antagligen betydande men angreppet på det fasta berget avsevärt mindre. Den genomsnittliga siffran för den senare erosionen tycks ligga kring 10 m (jfr Flint 1971, s. 86). I sprickfattigare områden är siffran lägre och i sprickzoner o. dyl. högre, ibland betydligt högre. Här är det dock betydligt svårare att dra gränsen mellan fast berg å ena sidan och rösberg å den andra.

Förutom att nedisningarna åstadkommit borttransport av material har hållar och bergknallar i viss mån avplanats. Denna glaciala omformning är dock ganska underordnad bland de landskapsformande processerna.

Förkastningar

I avsnittet om deformationerna i berggrunden beskrivs också förkastningarna (s. 57). Då sådana skett senare än den subkambriska peneplaneringen, har de givit upphov till oregelbundenheter i terrängen. Dessa

består i att någon del av berggrunden står upp över eller ligger lägre än peneplanets nivå. Förkastningarna har gett den effekten att peneplanet blivit trappstegsformigt uppdelat.

I fält framträder förkastningarna ofta som branter eller branta sluttningar. De tydligaste exemplen finns i terrängen väster om Öresjö, och söder om sjön Färgen.

Förkastningarnas ålder skulle kunna härledas översiktligt, om man satte dem i relation till de andra landskapsformande processerna.

Berggrundens inverkan på jordarterna

Jordarterna i området är till stor del präglade av berggrunden och dess olika egenskaper. Sådana jordarter som morän och isälvsavlagringar utgör krossmaterial av berggrunden. De förra är osorterade, de senare sorterade. Även torv och andra organiska jordarter, som inte innehåller material av mineraljordskaraktär, präglas i stor utsträckning av den allmänna kemiska miljö, som mineraljordarna ger upphov till.

Medelsammansättningen av berggrunden i området är granitisk-granodioritisk. Den ovittrade moränen bör genomsnittligt ha samma sammansättning. De viktigare lokala variationerna från detta grundmönster finns i områden med större inslag av ultrabasiska bergarter. Dessa bergarter är relativt lättvittrade samt rika på kalcium och magnesium. En eventuell inverkan från lokal kalksten kan finnas i dalgången Ärtingen-Varnum (jfr s. 36 och nedan).

I mineraljordarterna förekommer kalk i mindre utsträckning (Gillberg 1955). Dels har ett underordnat tillskott av kalciumkarbonat kommit från urbergsmaterial (jfr s. 45), dels finns ett inslag av kalksten från Billingen-Falbygdenområdet. Detta har åstadkommit genom långväga transport av inlandsisen. Lokalt kan dessutom kalksten förekomma i dalgången Ärtingen-Varnum. Denna skulle i så fall ha bidragit till uppträdandet av kalkhaltiga jordarter i nämnda område.

I urberget är andelen av karbonatmineral alltid mycket låg. Lokala koncentrationer finns i sprickzoner, men dessa förekomster representerar totalt sett obetydliga mängder av material.

Moränen i området är genomsnittligt sandig till moig (Gillberg 1955). Kornstorlekssammansättningen av moränmaterialet återspeglar utgångsmaterialets mekaniska egenskaper, vilka i sin tur är starkt knutna till

kornfogning och kornstorlek. De fint medelkorniga till medelkorniga gnejserna med sina jämförelsevis svagt sammanfogade korn (jfr fig. 10 b och c) har i stor utsträckning givit upphov till mo och sand vid krossningen. Block av de mer massformigt rekristalliserade gnejstyperna (främst den fältspatrika gnejsen) har stått emot isens nedkrossning något bättre än vad som gäller för andra bergartstyper. Pegmatit och basiska bergarter krossades särskilt lätt av isen. Dessa bergarter är således jämförelsevis underrepresenterade i blockmaterial i moränen.

Vissa vittringsjordarter bildas alltså. En typ av sådant material är talus, som finns vid en del bergbranter (Ahlin 1980). Frostsprängning har troligen medverkat till uppkomsten av denna jordart. Det verkar dock troligt, att grundförutsättningen för uppkomsten av talus är korsande och tät sprickighet i brantens bergarter. Uppspräckningen (eller reaktivering- en av äldre sprickor) kan ha skett i sen tid, delvis kanske i samband med isavsmältningen.

Berghällar av ultrabasit är ibland täckta av en jordart som har bildats genom kemisk vittring av själva hällen. Variationer i bergmaterialet, t.ex. körtlar av kvarts, kan i sådana fall spåras också i det ovanliggande jordtäcket. Jordarten är lerig och rik på kalk. Vegetationen präglas av en flora med relativt höga krav på näring. Den vittring av gnejshällarna som skett efter istiden är däremot i allmänhet obetydlig. Kvartskörtlar i hällar visar ibland den ursprungliga ytan, eftersom kvarts är motståndskraftig mot kemisk vittring i vårt klimat. Skillnaden mellan den sålunda markerade, ursprungliga ytan och den som nu föreligger är några millimeter, sällan upp till 1 cm.

Praktiska synpunkter på kartområdets berggrund

Nyttosten

Undersökningsområdets bergarter kan i vissa fall användas som nyttosten, såsom kanthuggen sten och gatsten. Gatstenen i Borås tätort är vanligen av lokalt ursprung. Någon gång kommer den dock från Blekinge eller Bohuslän. De starkt omkristalliserade gnejserna lämpar sig för huggning, eftersom de har en ganska massformig textur och därmed granitliknande egenskaper. Följaktligen är det främst i denna typ av gnejs som stenbrott anlagts. Bergarten har också ett dekorativt utseende,



Fig. 9. Fältspatrik granit som kristalliserat om till aplitgranit. Brämhult (0g).
Feldspar-rich granite which has recrystallized to aplitic habitus.

med ljust röd färg och mjuka, flammiga strukturer. Mindre, övergivna stenbrott förekommer på ett flertal platser, främst i närheten av Borås tätort.

För lokalt bruk, till husgrunder och liknande, har man bearbetat moränblock. Dessa utgjorde förr ett mera lättillgängligt material än block från brott. Vänga kyrka erbjuder ett åskådligt exempel på den förr högt utvecklade tekniken att ta vara på lämpliga moränblock. Kyrkan är upp-

förd i röd, granitliknande gnejsgranit av lokalt ursprung. Stenbrott saknas dock i omgivningarna. I moränterrängen förekommer däremot ofta rester av block av den bergart som använts. En grop som kantas av sidostycken av utkilad röd gnejs återstår där man bearbetat ett råblock. En stor del av byggnadsmaterialet till kyrkan lär ha hämtats från ett enda stort block vid gården Stommen.

Lämpliga platser för utvinning av nyttosten anvisas i viss mån av äldre brott. Men dessa begränsas i fråga om sin lokalisering av de förr rådande förhållandena beträffande transporter och transportekonomi. Förekomsten av användbara bergarter framgår av berggrundskartan. Strukturriktningen (se också tektoniska kartan) anvisar var kläv och slag kan ha lämplig orientering. Dessa bör nämligen vara så flacka som möjligt så att bekväm pallbrytning kan ske.

Dessa strukturelement bör också anvisa tre mot varandra vinkelräta plan längs vilka hanterliga block kan kilas ut. I övrigt skall dock frekvensen av sprickor vara låg. Så mycket som en tjugondel av kartans områden med fältspatrik granit uppfyller de grundläggande kraven för bearbetning till nyttosten. Asklund (1947) har beskrivit geologiska och andra förutsättningar för nyttostenstäcker.

Pegmatiter och fältspatrika graniter

Inom kartområdet förekommer bergarter, vilka har ett potentiellt värde som råvara för keramisk industri. Fältspat, särskilt ren kalifältspat, är en sådan råvara. Här gäller dock högt ställda krav på åtkomlighet, renhet, volym, etc. Kartområdets förekomster har i detta hänseende mindre goda egenskaper men motiverar ändå en kortare beskrivning.

Den fältspatrika graniten kan ha mycket låga halter av mörka mineral, i detta fall vanligen magnetit och biotit som relativt lätt kan bortskiljas vid teknisk bearbetning av ett krossat material. Halten av främmande bergartsmaterial är dessutom ofta låg. I mindre partier av bergarten saknas mörka mineral helt och hållet så som vid koordinaterna 64066/13497. Bergarten består då enbart av de ljusa mineralen mikroklin, albit och kvarts. Dessa har proportionerna 50:35:15. Mindre partier av bergarten kan visserligen uppvisa högre halter av mikroklin, den mest värdefulla komponenten, men för de genomsnittliga sammansättningar som är in-

tressanta i detta sammanhang gäller att halten av mikroklin inte överskrider 50%. Av material med nu nämnd sammansättning finns stora, enhetliga volymer inom kartområdet.

Mikroklinrik pegmatit bildar mindre kroppar. Inom kartområdet finns inte någon blottad förekomst av sådan bergart, vilken överskrider 1 000 m³. Av pegmatiter som i sammansättning motsvarar blandspat, ofta med viss inblandning av kvarts, förekommer dock större volymer. En vanlig sammansättning är mikroklin, albit och kvarts i proportionerna 40:40:20.

Centralkvarts saknas i områdets pegmatiter.

Bergarternas tekniska egenskaper

Med de tekniska egenskaperna avses här bergmaterialets lämplighet till krossning och produktens kvalitet. Ändamålet med krossning av bergmaterial är att man skall få en produkt som är lämpad för vägbyggnadsändamål, som betong- och asfaltballast, som sandningssand mm. Dessa användningsområden ställer ganska olika krav på materialet, och man delar därför in grus- och krossmaterial efter styrkegradsgrupper. En sådan indelning kan dock kritiseras av en rad skäl, kanske främst det att flisighetstalet är starkt beroende av krossningsförfarandet. Samma material kan ge varierande värden med olika utrustning eller metod vid krossningen. Under arbetet med en beskrivning av gnejzers bergtekniska egenskaper (Ahlin och Thorén 1978), föreslog Håkan Thorén (Statens vägverk) att kvalitetsklassningen skulle göras enbart efter sprödhetstalet. Flisighetstalet hölls då vid ett konstant belopp, 1.36. Denna siffra valdes därför att de flesta bergarter med någon lämplig krossningsteknik (eventuellt med efterföljande siktning) kan uppnå just ifrågavarande flisighetstal. Man kan alltså lätt få jämförbara material genom att flisighetstalet hålls konstant. På detta sätt undviker man att i bedömningen föra in den ganska inexakta och vilseledande mätningen av flisighetstalet. Beträffande definitionen av sprödhetstal, flisighetstal, styrkegrad och sliptal hänvisas till Ahlin (1980) eller Höbeda och Thorén (1975).

Ahlin och Thorén (1978) har visat att huvuddelen av gnejserna i det karterade området har låg kvalitet och visar dåliga värden vid mätningar. En mindre del, kanske en tiondel av hela områdets areal, har gnejser som visar goda mätvärden och kan ge ett gott material vid krossning. Dessa bergarter förekommer bland intermediära (tonalitiska till granodioriti-

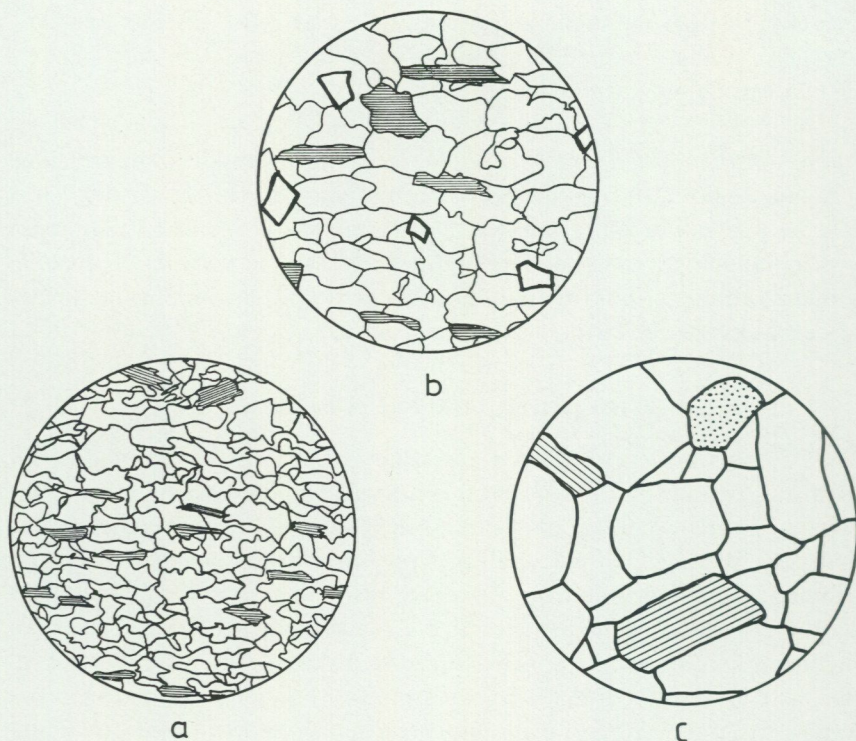


Fig. 10. Textur i gnejser framställd schematiskt för att visa sambandet mellan textur och hållfasthet.

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.

ska) gnejser, som är ganska hårt tektoniskt utvalsade. Fig. 10a visar hur därvid en högre grad av sammanfogning mellan mineralkornen har uppstått.

Beträffande basiterna råder något annorlunda förhållanden än för gnejserna. Graden av sammanväxning i t.ex. en metagabbro är högst, då bergarten är relativt massformig. Fig. 11b avser att illustrera hur mineralkornen i sådana fall ger sammanhållning på ett sätt, som kan skänka bergarten goda tekniska egenskaper (styrkegrad 1, sprödhetstal 40–45).

Vid tektonisk utvalsning får basiterna i motsats till gnejserna försämrade bergtekniska egenskaper. Fig. 11a illustrerar det bakomliggande textuella förhållandet. Flera förekomster av massformig gabbro finns inom kartområdet.

Bergarternas sliptal kan inte enkelt korreleras med deras halt av hårda mineral, t.ex. kvarts. Vid provtagningar har det tvärtom ofta framkommit att detta samband är dåligt markerat. Givetvis kan inte en bergart med enbart mjuka mineral uppvisa lågt (alltså gynnsamt) sliptal, men i övrigt kan förhållandena växla. Det tycks som om en viktig, och många gånger avgörande faktor också här är bergartens textur. Man kan nämligen tänka sig texturen som en 'infästning' av de enskilda kornen. Är denna god och bergarten innehåller en del hårda korn, kan dessa ta emot påkänningen på bergarten. Saknas den goda infästningen, är det till ingen nytta att vissa korn har hög hårdhet – de sitter ju ändå inte fast. Som en följd av de här beskrivna förhållandena kan man konstatera, att gnejser med goda tekniska egenskaper i övrigt (tektoniskt utvalsade, intermediära gnejser) högst sannolikt har tillräckligt bra sliptal för kvalificerad användning. Massformiga gabbrobergarter (jfr fig. 11b), särskilt med någon halt av kvarts (5% kan vara fullt tillräckligt) kan ha ett tillräckligt lågt sliptal för att vara användbart för de flesta ändamål.

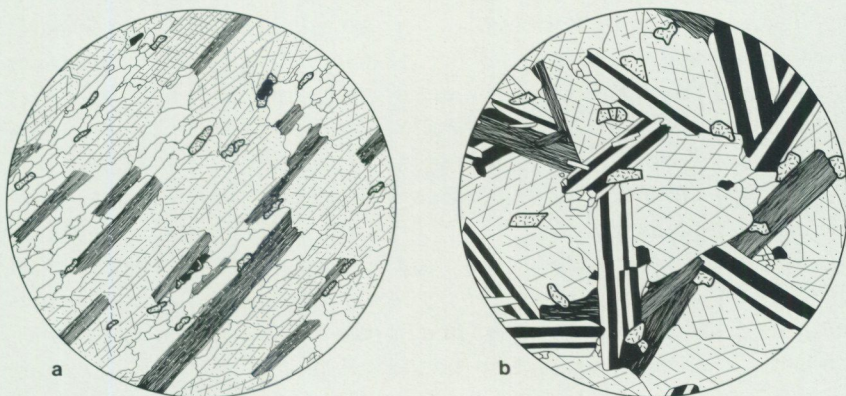


Fig. 11. Textur i metabasiter framställd schematiskt för att visa sambandet mellan textur och hållfasthet.

a=amfibolit med parallellställd struktur och dåliga bergmekaniska egenskaper,
b=massformig gabbro med goda bergmekaniska egenskaper.

Sketches of textures in metabasites with different technical properties.

*a=amphibolite with poor,
b=metagabbro with good mechanical properties.*

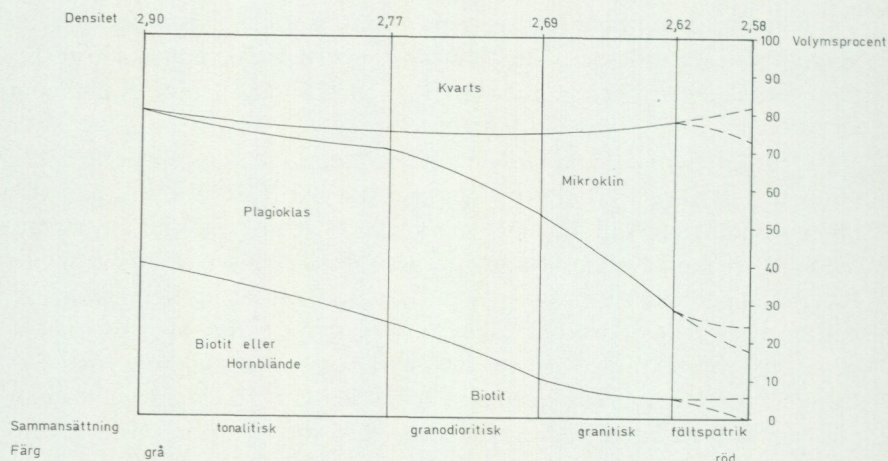


Fig. 12. Schematisk framställning av gnejsernas mineralsammansättning.

Scheme of the modal composition of the gneisses.

Glimmer i bergarter har ibland en starkt försämrande inverkan på de tekniska egenskaperna. Effekten av 5–10% glimmer bestäms dock i stor utsträckning av de texturrella förhållandena. Om glimvern, så som i gnejser, ligger strikt parallellorienterad, ger detta dåliga egenskaper åt bergarten. Glimvern bladar upp och ger ett mycket flisigt material, som lätt spricker upp ytterligare längs glimvernens spaltplan (vid belastning av det färdiga materialet, t.ex. hård trafik på väg). Kornstorleken spelar in här: ju grövre kornförband desto sämre tekniska egenskaper, om andra faktorer hålls konstanta. En grov, glimmerrik gnejs kan således ge ett exceptionellt dåligt material.

Å andra sidan har glimmer vissa goda tekniska egenskaper. I motsats till vad som gäller för många andra mineral (och i motsvarande grad bergarter), har glimmer hög draghållfasthet. I vissa bergarter kommer denna goda egenskap fram. Om sålunda glimvern ligger helt regellöst orienterad och är medelkornig eller finare, blir förhållandet ett helt annat än det ovan beskrivna. Glimmerbladen kan då kraftigt bidra till att hålla samman materialet. Konsekvensen blir i detta fall att bergarten får goda tekniska egenskaper. Det är främst i gabbro och andra massformiga basiter som glimmer (biotit) ofta har dessa positiva egenskaper. Därvid har en högre grad av sammanfogning uppstått, så som fig. 11b visar.

Gnejserna saknar vanligen lättvittrade mineral, men svavelkis kan förekomma i något fall (se s. 45). Detta mineral är däremot tämligen vanligt i basiterna.

Berggrundens vattenföring

Områdets bergarter är praktiskt taget täta och ogenomträngliga för vatten utom längs sprickorna. Bergets vattenföring återspeglar alltså sprickornas beskaffenhet, frekvens och samverkan.

Vattnet från de bergborrade brunnarna kommer från de sprickor, som genomskurits av borrhålet. Den vattenföring, som ett typiskt borrhål i gnejs ger i undersökningsområdet, är 200–500 liter per timme. Denna mängd räcker i allmänhet väl för ett hushåll. Knutsson och Morfeldt (1973) anger den genomsnittliga förbrukningen per person och dygn i medelstora tätorter till 260 liter. Om det krävs större mängder vatten än 500 l/timme, får vanligen speciella åtgärder vidtas. En möjlighet är att man lokaliserar en större sprickzon, vilken sedan genomskärs på lämpligt djup, 60–80 m. Sprickzonen kan lokaliseras från den spricktektoniska kartan eller genom detaljerade undersökningar i fält eller på flygbilder. I vissa fall kan användning av geofysiska undersökningsmetoder vara nödvändig. En stor sprickzon kan ha en vattenföring kring 10 000 timliter.

Det finns huvudsakligen två metoder att öka vattenföringen i en bergborrade brunn: sprängning eller hydraulisk uppspräckning. Bägge syftar till att åstadkomma sönderspräckning av bergmaterialet. Det senare tillvägagångssättet är här mest effektivt. Metoden kan dock ha den uppenbara nackdelen att en allmän ökning av bergets genomsläpplighet också resulterar i en snabbare infiltration av orent ytvatten. Man kan åstadkomma en hög vattenföring genom en mer välplanerad borrarbete och kan då undvika de negativa effekterna av en sönderspräckning.

Inom kartområdet har de flesta bergarterna, såsom gnejser av olika typ samt pegmatit, likartad vattenföring. De enda bergarter som avviker är basiterna. De har lägre vattenföring och ofta sämre vattenkvalitet (jfr fig. 13 och Ahlin 1980, s. 83).

Olika slag av berggrund har olika vattenföring. Inom en viss typ av berggrund varierar naturligtvis vattenföringen betydligt från plats till plats (jfr ovanstående resonemang), men medianvärdena uppvisar en tydlig skillnad mellan olika regioner. För undersökningsområdet är medi-



Fig. 13. Kraftigt uppsprucken berggrund nära en förkastning. Gnejsen har spruckit upp i betydligt större utsträckning än den mörka basiska bergarten. Ramnaslätt (0e).

Bedrock situated close to a fault and therefore rich in joints. These are by far more frequent in the gneiss than in the metabasite.

anvärdet omkring 300 l/timme. Detta värde är klart lägre än vad som gäller för t.ex. delar av östra Sverige (jfr Müllern m.fl. 1981).

Grundvattnet i kartområdet innehåller ganska ofta ämnen som nedsätter dess kvalitet. De vanligaste exemplen på sådana ämnen är järn och mangan, mer sällan kalcium eller fluorider. Uppträdandet av järn och mangan i grundvattnet är ofta svårt att förutsäga. Visserligen är vattnet från sprickor i grönstensberggrund ofta järnhaltigt, men också gnejsteräng kan visa samma typ av kvalitetsnedsättning. I det senare fallet är det sprickmineral, t.ex. svavelkis, som givit ett tillskott av järn till vattnet. Så som beskrivits i avsnittet om sprickmineral, uppträder svavelkis i sprickor på ett oregelbundet sätt. Sprickan återspeglar inte alltid den omgivande

bergarten. Den kan i stället utgöra en självständig kemisk miljö. Av detta skäl kan vattnet också i gnejsterräng vara rostigt och sekunda.

I kartområdets västra del förekommer ibland i grundvattnet fluorider i halter upp mot 1.0 mg/l. I den östra delen av kartområdet är halterna av fluor som regel lägre än analysnoggrannheten, 0.1 mg/l. (Analyserna har välvilligt ställts till förfogande av Borås och Ulricehamns kommuner.) Kalcium förekommer i grundvattnet i bl.a. Fristad-Varnumdalen. Främst gäller detta dock för grundvattnet från grävda brunnar (jfr avsnittet 'Spår av bergarter från jordens medeltid').

Mineraliseringar

Malmliknande bergarter finns lokalt i små ansamlingar. Med nu rådande förutsättningar räcker mängderna inte till för lönsam utvinning. Beskrivningarna kan dock ha ett värde, eftersom de illustrerar vilka mineraliseringar som förekommer i denna typ av gnejsterräng (jfr också Ahlin 1980).

Krom förekommer i ultrabasiska bergarter till en halt av några tusen ppm (jfr s. 51). Sådana bergarter bildar vanligen mindre kroppar, men det största gabbro-ultrabasitmassivet är dock ca 1 km långt (jfr s. 23).

Vanadin ingår i gabbro och metagabbro med en halt, som kan närma sig 1 000 ppm (jfr ovan, om krom, samt Ahlin 1980).

Fluor uppträder i grundvattnet på ett sådant sätt att man kan misstänka mineraliseringar av flusspat (s. 53 och Ahlin 1980). Kring Vättern finns flusspatmineraliseringar i samband med anrikningar av mangan och barium (Magnusson 1973). De eventuella mineraliseringarna i Boråstrakten är inte närmare kända på grund av att de aktuella sprick- och förkastningszonerna är jordtäckta.

Uran kan förekomma i mindre mängder i fältspatrik granit (s. 28). I ett område (6406/1349) avger denna bergartstyp radioaktiv strålning, som beror på en förhöjd halt av uran. Strålningen har en intensitet av som mest några hundra $\mu\text{R}/\text{tim}$.

Sulfidmineraliseringar ger som mest några tiotals procent kis i moderbergarten. Den dominerande sulfiden är svavelkis. Endast obetydliga mängder av mer värdefull, kopparhaltig kis har observerats. På en enda lokal strax utanför undersökningsområdet har molybdenglans påträffats (koord. 64038/13247).

GEOFYSIK

AV

VERNER SØNDERGAARD

Inledning

De flygmagnetiska mätningarna utgör grundstommen för det geofysiska undersöknings- och tolkningsarbetet. Som komplement till dessa mätningar föreligger också mätningar på insamlade bergartsprover. Egenskaperna densitet, susceptibilitet och remanens har bestämts. Sammanlagt har 480 prover behandlats. Några mätningar in situ av susceptibilitet har företagits, för att klargöra samband mellan bergartstyp och anomalier i den flygmagnetiska bilden. 38 tyngdkraftsmätningar har utförts, vilket motsvarar 1 mätning per 16 km^2 .

Bergarternas petrofysiska egenskaper

De petrofysiska undersökningarna har bedrivits först och främst med målsättningen att ge underlag för tolkningen av den flygmagnetiska kartan. Undersökningarna har dock också intresse i den regionala bilden, vid jämförelser med andra undersökningsområden i Västsverige. De laborativa undersökningarna har gjorts på ett rikhaltigt underlagsmaterial. Provtagningen (jfr fig. 15) har gjorts med strävan att erhålla en jämnt fördelad provrepresentation.

Densitet

Ett frekvensdiagram (fig. 14) över densitetsfördelningen i områdets bergarter visar ett markerat maximum vid 2.64 g/cm^3 . Omkring 4% av materialet har densitet lägre än 2.60 g/cm^3 . 8% har densitet högre än 2.85 g/cm^3 . Densitetsfördelningen i områdets bergarter är av allt att döma helt likartad den som framkommit för det angränsande kartområdet, Borås SV (Søndergaard 1980).

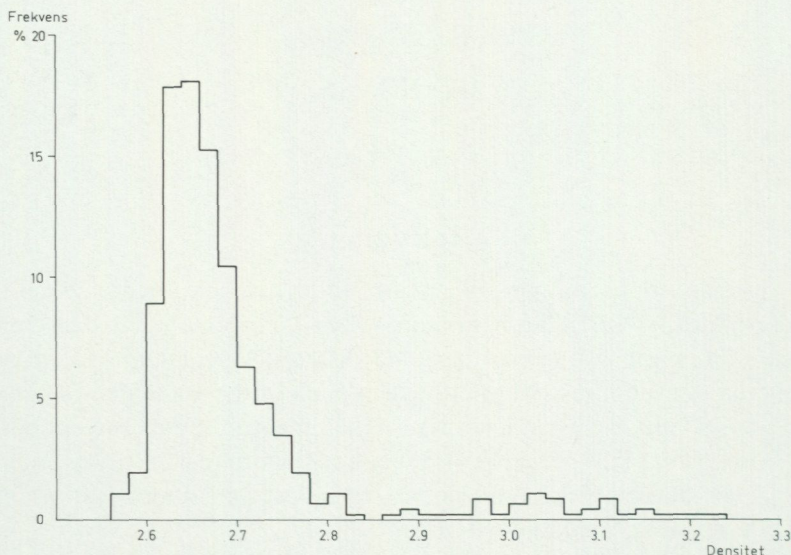
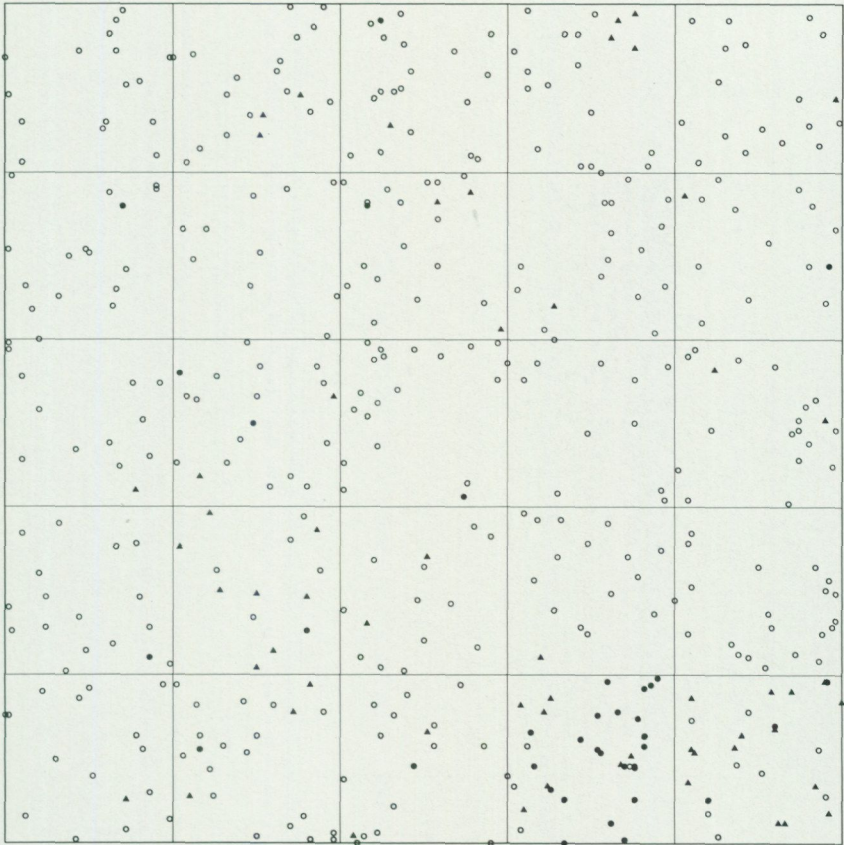


Fig. 14. Densitetens fördelning i kartområdets bergarter. 462 prover är representerade. Provtagningspunkternas lägen framgår av fig. 15.

Distribution of density in rocks from the map area. 462 samples have been investigated. The sample localities will be found in Fig. 15.

Magnetiska egenskaper

De magnetiska egenskaper, som nu skall behandlas, är bergarternas susceptibilitet eller magnetiserbarhet samt deras remanenta eller permanenta magnetisering (fig. 15). Förhållandet mellan remanent (R) och inducerad (I) magnetisering kallas Q-värde enligt formeln $Q=R/I$. Det förekommer i en del fall inom undersökningsområdet, att Q-värdet är större än 1. I sådana fall dominerar alltså den remanenta magnetiseringen, och detta medför att motsvarande anomalier på den flygmagnetiska kartan är svårtolkade. Det är nämligen så, att riktningen hos den remanenta magnetiseringen påverkar anomalins intensitet. I det fall att riktningen hos den remanenta magnetiseringen är likartad med det jordmagnetiska fältet sker en förstärkning av anomalibilden, i det omvända fallet sker en försvagning.



- Q-värde ≥ 1.0 och $\text{susc.} \geq 5.0 \times 10^{-4}$.
- ▲ Q-värde ≥ 1.0 och $1.0 \times 10^{-4} \leq \text{susc.} < 5.0 \times 10^{-4}$,
 $0.5 \leq \text{Q-värde} < 1.0$ och $\text{susc.} \geq 1.0 \times 10^{-4}$.
- Q-värde < 0.5 och $1.0 \times 10^{-6} \leq \text{susc.} < 1.0 \times 10^{-2}$,
Q-värde ≥ 0.5 och $\text{susc.} < 1.0 \times 10^{-4}$.

Fig. 15. Susceptibilitets- och remanensnivåer i kartområdets bergarter.

Susceptibility and remanens in rocks from the map area.

Uppmätta susceptibilitetsvärden ligger i intervallet $3 \cdot 10^{-6}$ till $4 \cdot 10^{-3}$ emu/cm³ (fig. 16). Lägre nivåer kan bero på effekten från paramagnetiska mineral, medan högre nivåer endast kan nås genom effekten från ferromagnetiska mineral (jfr Søndergaard 1980). Dessa är nästan alltid magnetit.

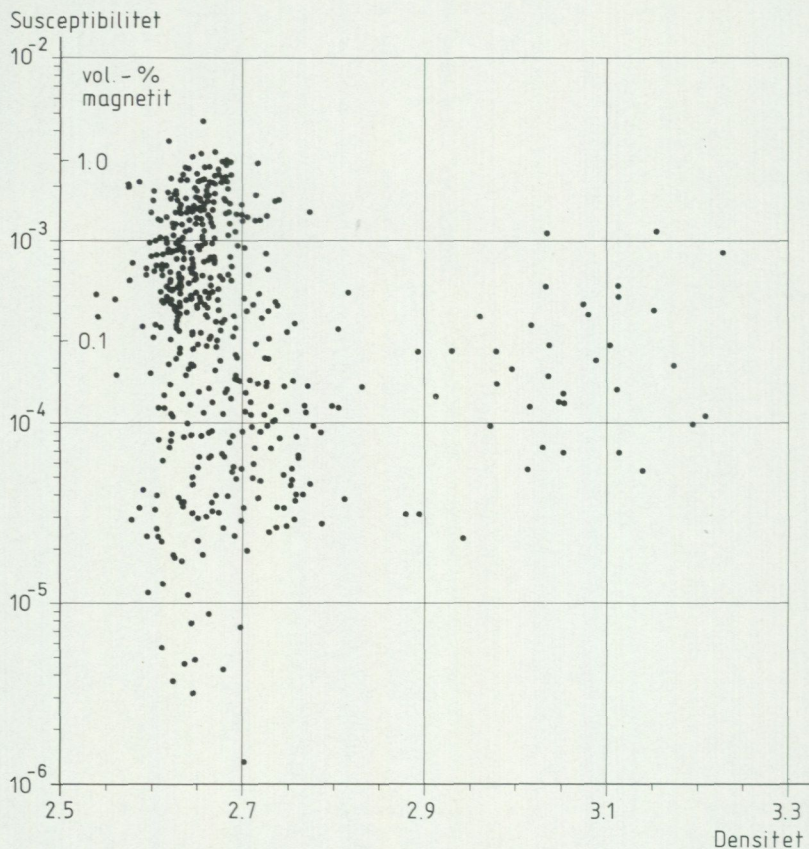


Fig. 16. Susceptibilitetens variation med densiteten i kartområdets bergarter.

Susceptibility versus density in rocks from the map area.

Så som framkommit också för angränsande kartområde, Borås SV (jfr Søndergaard 1980), förekommer de högsta susceptibiliteterna i bergarter med låga densiteter. Remanent magnetisering visar jämförelsevis höga värden i bergarter med utpräglat låg respektive hög densitet. I mellanliggande, breda densitetsintervall är däremot den remanenta magnetiseringen låg (jfr fig. 17).

I det lägsta densitetsintervallet (fig. 17, densitet lägre än 2.68 g/cm^3) har bergarterna ofta hög susceptibilitet, men det förekommer också i viss utsträckning att susceptibiliteten är så låg, att den bör härledas från

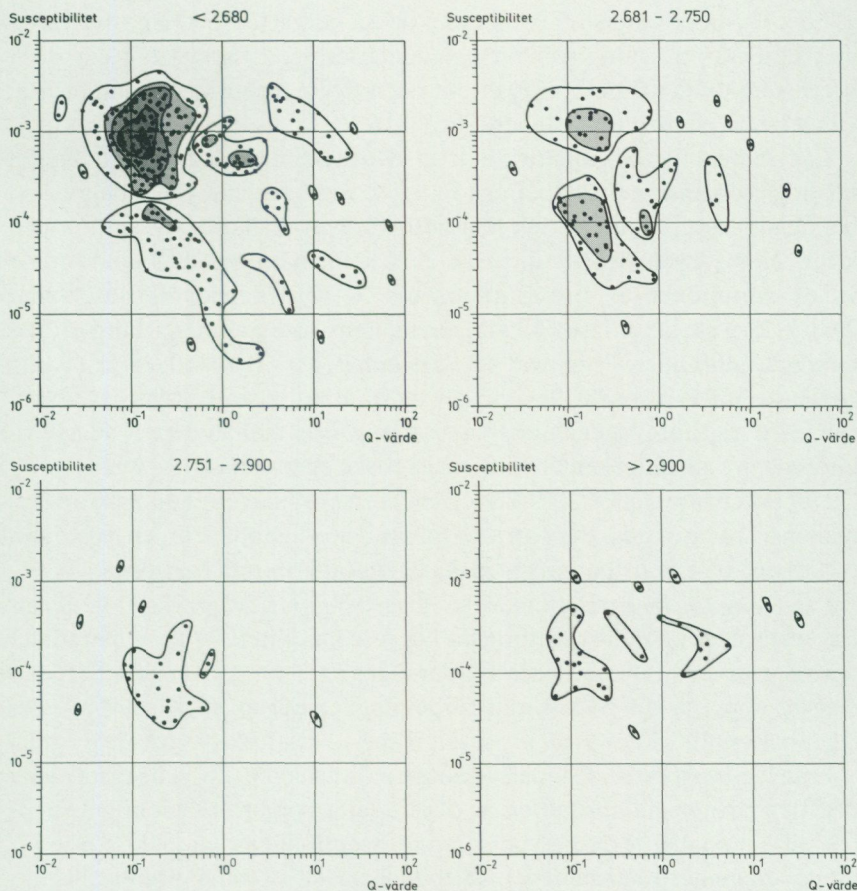


Fig. 17. Susceptibilitet i förhållande till Q-värdet. Uppdelning har skett till fyra densitetsintervall, <2.680, 2.681-2.750, 2.751-2.900 och >2.900.

Susceptibility versus Q-value. A division has been made into four intervals of density, <2.680, 2.681-2.750, 2.751-2.900 and >2.900.

paramagnetiska mineral. I detta intervall förekommer två ackumulationer, i vilka bergarterna uppvisar hög susceptibilitet och hög remanens. Den remanenta magnetiseringen är så hög som 10 gånger den inducerade magnetiseringen, ändå är susceptibiliteten hög, med mätvärden upp till 10^{-3} cgs-enheter. Bergarter med nu beskrivna magnetiska egenskaper ger upphov till kraftiga anomalier i den flygmagnetiska bilden. Riktningen hos den remanenta magnetiseringen har dock stor betydelse för anomalins utseende.

I det lägsta densitetsintervallet kan också bergarter med låg susceptibilitet uppvisa en kraftig remanent magnetisering. I sådana fall ger dock bergarterna inte någon kraftig effekt i den flygmagnetiska anomalibilden, vilket beror på magnetiseringens låga nivå.

Låg remanens förekommer i detta densitetsintervall antingen knutet till hög (ferromagnetiskt betingad), eller utpräglat låg (paramagnetiskt betingad) susceptibilitet. Man kan observera att mellanliggande intervall, kring 2.10^{-4} cgs-enheter, uppvisar endast få mätpunkter. Fig. 17 visar vidare variationen av susceptibilitet mot Q-värdet i densitetsintervallet 2.68–2.75 g/cm³. Endast obetydlig remanens förekommer i bergarterna med susceptibilitetsvärden vid 10^{-3} cgs-enheter. Förhållandet står i tydlig kontrast mot vad som gäller för det lägsta densitetsintervallet (<2.68 g/cm³). I övrigt föreligger flera gemensamma drag mellan de två densitetsintervallen vad gäller undersökta magnetiska egenskaper.

I densitetsintervallet 2.75–2.90 g/cm³ är såväl susceptibilitets- som remanensvärdena låga. De förra är nästan uteslutande av den typ, som tycks bero på enbart paramagnetiska egenskaper hos bergarterna.

I det högsta densitetsintervallet, alltså bergarter tyngre än 2.90 g/cm³ har materialet i huvudsak utpräglat låg susceptibilitet. 90% av materialet uppvisar susceptibilitetsvärden som är lägre än 5.10^{-4} cgs-enheter. Remanensen uppvisar en polariserad fördelning: antingen höga belopp, eller låga, nära noll.

Från de petrofysiska undersökningarna kan man dra slutsatsen, att i den flygmagnetiska kartbilden är det de lätta bergarterna som gett upphov till anomalier. (Endast dessa har susceptibilitet som är hög nog för att ge anomalier i kartbilden.) Kartbildens hela 'stomme' utgörs alltså av dessa bergarter, stråk av dem markerar de plastiska strukturerna.

Vidare framgår det, att vissa negativa anomalier beror på sådan kraftigt utvecklad remanent magnetisering, som endast kan förekomma hos lätta bergarter (negativa anomalier kan också, på vanligt sätt, bero på kanteffekt vid en positiv anomali i en bergart med hög susceptibilitet).

Den remanenta magnetiseringen är endast översiktligt känd vad gäller förekomst och storleksordning. Riktningen hos det remanenta magnetiska fältet är inte känd (någon undersökning av orienterade prover har inte företagits).

Anomalibilden i det sydöstra hörnet av den flygmagnetiska kartan tyder på, att de negativa anomalierna här beror på att sura bergarter har en revers remanent magnetisering. Det är i denna typ av terräng synnerli-

gen ovanligt, att finna en sådan riktning bevarad i sura bergarter. Där-
emot förekommer det att basiska, framför allt ultrabasiska bergarter
uppvisar en revers remanent magnetisering (jfr Söndergaard 1980).
Emellertid har revers magnetisering också konstaterats hos vissa syenit-
bergarter i Sydsveriges urberg (Herbert Henkel, muntligt meddelande).

In-situmätningar av susceptibilitet har utförts på håll i N-S-ligt orien-
terade profiler. Dessa skär alltså tvärs över de långsträckta, negativa ano-
malierna. Bergarterna uppvisar generellt låga mätvärden (materialet
finns tillgängligt i SGU:s arkiv). Den remanenta magnetiseringen i mät-
profilernas bergarter är dock inte närmare känd (jfr ovan).

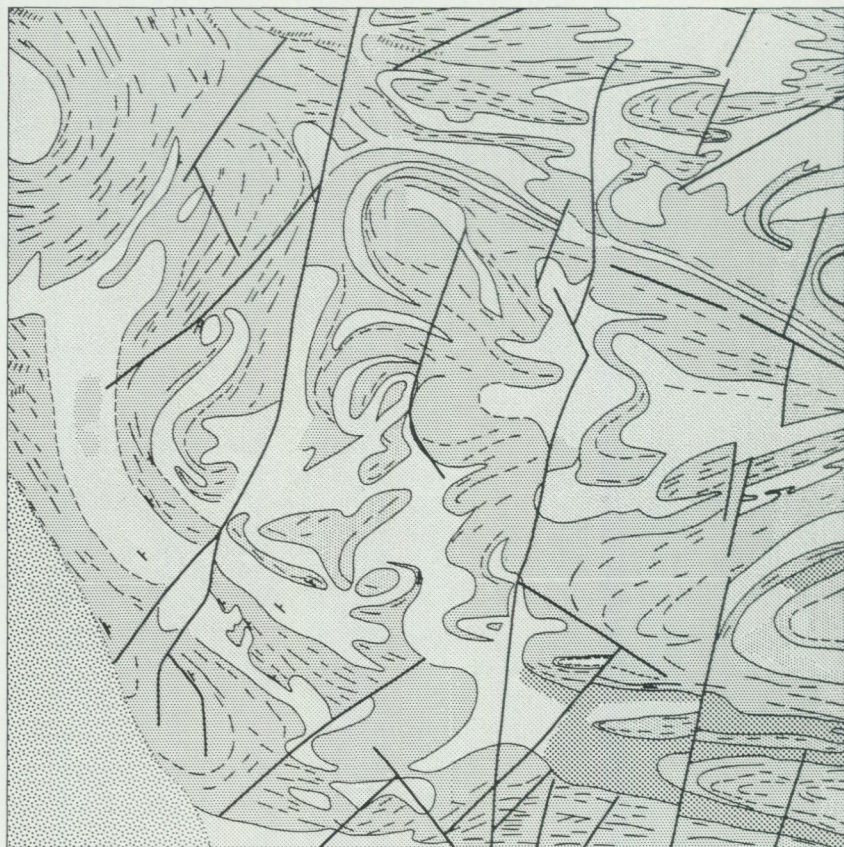
Tolkningen av den flygmagnetiska kartan

Den flygmagnetiska kartan baseras på ett grundmaterial av mätningar
från flygplan. Mätprofilerna orienterades i detta fall i N-S, med 200 m
lucka. Längs profilerna skedde en mätning vid var 40:e m. Mätkroppens
höjd över marken var 30 m. Antalet mätningar inom undersökningsom-
rådet uppgår till omkring 78 000.

Det jämförelsevis marknära mätutförandet och den stora mängden
mätpunkter ger förutsättningar för detaljerade studier av variationer i
bergarternas magnetiska egenskaper. Den teoretiska och tekniska bak-
grunden till de flygmagnetiska mätningarna har beskrivits av Werner
(1963).

Anomalimönstret på den flygmagnetiska kartan Borås SO har upprä-
tats med utgångspunkt från ett normalvärde för området av 49.400 nT.
Således kommer högre mätvärden att anges som positiva anomalier och
vice versa. Man kan dock konstatera, att detta normalvärde för magnet-
fältets styrka i undersökningsområdet är högt i förhållande till de flesta
mätvärden. Detta medför att det föreligger en kraftig dominans av nega-
tiva anomalier på den flygmagnetiska kartan.

Vid tolkningsarbetet har kartan producerats också i andra versioner,
med annat tekniskt utförande, än den publicerade kartan. Normalvärdet
har lagts lägre i en sådan kartversion, nämligen vid 49.200 nT, och upp-
lösningen har ökats: så små variationer som endast 20 nT anges. De
beskrivna justeringarna medför, att förhållandevis svaga anomalier fram-
träder tydligare, och kan studeras i närmare detalj.



Djupanomalistruktur
Anomaly from deep-seated structure



Lågmagnetiska områden,
sannolikt med revers
magnetisering
*Low-magnetic areas,
probably with reverse
magnetization*



Sammanhängande låg-
magnetiska stråk, lokalt
med revers magnetisering
*Coherent low-magnetic
bands, locally with reverse
magnetization*



Stråk med intermediär
magnetisering
*Bands of intermediate
magnetization*



Anomalimönster med
lineation
*Anomaly pattern with
lineation*



Magnetisk dislokation
(sprickzon)
*Magnetic dislocation
(fracture zone)*

Den flygmagnetiska kartan uppvisar flera drag, som är karakteristiska för också angränsande kartblad. Först och främst är anomaliernas intensiteter jämförelsevis låga. De flesta anomalier uppgår till några få hundratal nT. Detta medför att kartbilden blir jämförelsevis lugn.

Den rikliga förekomsten av negativa anomalier i kartbilden är delvis en konsekvens av den tekniska bearbetningen av grundmaterialet (jfr ovanstående resonemang). Det förekommer dock några markanta negativa anomalier, som tycks bero på remanent magnetiserade bergarter med låg densitet (antagandet bestyrks av de petrofysiska undersökningarna, jfr s. 78).

Anomalierna uppvisar ett visst orienteringsmönster, som av allt att döma återger bergarternas orientering och alltså strukturläge. Kartbilden illustrerar det plastiska struktur- och deformationsmönstret, med stora och små veck. Ö-V-liga veck- och deformationsaxlar dominerar, så som också framkommer på andra kartblad i området. Ett karakteristiskt drag är vidare, att området är genomsatt av långsträckta, väldefinierade magnetiska dislokationer, som i en del fall beledsagas av magnetiska minima. Dislokationerna är främst orienterade i NNO-SSV eller VNV-OSO. Den förstnämnda typen av dislokation framträder tydligt, då riktningen ofta är nära vinkelrät mot de plastiska strukturerna.

I kartans sydvästra del framträder en djupanomali, vilken utgör samma struktur, som också förekommer inom kartområdet Borås SV (jfr Söndergaard 1980). Också andra anomalier inom undersökningsområdet är

 Strykning och stupning av magnetisk anomali <i>Strike and dip of magne- tic anomaly</i>	 Gräns mellan områden med djupanomaliområde och område med ytnära anomalier <i>Border between areas with deep-seated and shallow anomalies</i>	 Smalt, markant stråk med låg magnetisk nivå <i>Narrow and pronounced band with low magnetic level</i>
--	--	--

Frånvaro av begränsningslinje mellan två fält med olika magnetiseringsnivå markerar att denna övergång är kontinuerlig.

Absence of border-line between two areas with different magnetic level marks a continuous transition.

Fig. 18. Flygmagnetisk tolkningskarta.

Map showing the interpretation of aeromagnetic measurements.

djupanomalier i den meningen, att den bergart som orsakar anomalin, inte alltid föreligger i utgående i berggrundsreliefen. Den komplexa bergbyggnaden kan t.ex. innebära att en högmagnetisk bergart överlagras av en lågmagnetisk, vilken alltså är den som återfinns på platsen där en anomali på den flygmagnetiska kartan anger hög magnetisk fältstyrka. Det är dock ovedersägligt, att där en anomali förekommer orsakas den av en bergart med hög susceptibilitet och/eller remanent magnetisering. Sådana bergarter är i allt väsentligt sura, lätta bergarter. Däremot kanske inte denna bergart alltid återfinnes på platsen för en anomali, av ovan givet skäl, eller också helt enkelt på grund av otillräcklig mängd hållblottningar. Så t.ex. är det helt klart, att de kraftiga negativa anomalierna i undersökningsområdets sydöstra hörn beror på bergarter med densitet lägre än 2.68 g/cm^3 . Endast sådana bergarter kan nämligen uppvisa tillräckligt hög remanens och susceptibilitet för att orsaka så kraftiga anomalier. I fig. 15 framgår läget för prover med hög remanent magnetisering. Vid jämförelse med den flygmagnetiska kartan framgår, att prover med hög remanent magnetisering antingen motsvarar positiva eller negativa anomalier. I det första fallet svarar detta mot att den remanenta magnetiseringen har samma riktning som det jordmagnetiska fältet, och vid negativa anomalier alltså det omvända förhållandet.

En flygmagnetisk tolkningskarta redovisas i fig. 18.

Gravimetri

Översiktliga undersökningar av tyngdkraftsfältet inom undersökningsområdet har gjorts i samband med upprättandet av en gravimetrisk profil från Göteborg till Jönköping (fig. 19). 38 punktmätningar har gjorts inom området, motsvarande 1 mätning per 16 km^2 . Detta glesa nät av mätpunkter medger inte någon detaljerad tolkning av den lokala berggrundens påverkan på det gravimetriska fältet. Ett försök har dock gjorts, att sammanställa en mycket förenklad bild av residualfältet (fig. 20). Detta uppvisar två minima och ett maximum. Ett minimum föreligger i områdets sydvästra del, i anslutning till en djupstruktur, som i huvudsak föreligger inom kartområdet Borås SV, och som har beskrivits i samband med kartläggningen av detta område (Søndergaard 1980). Ett annat minimum förekommer i undersökningsområdets centrala del. Detta tycks bero på dominans av lätta bergarter. I undersökningsområdets sydöstra

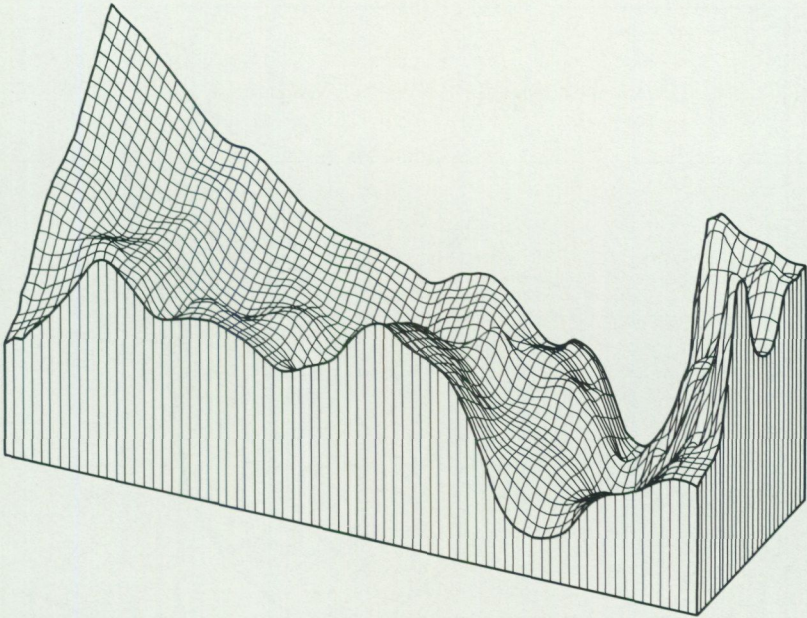


Fig. 19. Gravimetrisk profil över kartbladen Borås SO, Ulricehamn SV och SO.
Gravimetric profile over the map-sheets Borås SO, Ulricehamn SV and SO.

del förekommer ett maximum i residualfältet, och denna variation kan sättas i samband med den rikliga förekomsten av tunga, basiska bergarter (amfiboliter) i detta område. Tolkningarna är dock, med nuvarande punkttäthet vad gäller mätningarna, att betrakta som preliminära.

TABELL 3. Gravimetriska mätningar i undersökningsområdet.
Gravimetric measurements in the investigated area.

mgal	Koord. Coord.	mgal	Koord. Coord.	mgal	Koord. Coord.
- 7.04	642370/132830	-12.01	640675/133370	-14.95	641320/134175
- 9.80	641850/132940	-13.28	640380/133310	-15.20	641175/134345
-10.58	641340/132830	-11.42	642105/133740	-15.02	641120/134140
-10.52	641290/132725	-12.67	641460/133650	-14.67	640665/134390
-10.93	641265/132730	-12.51	641460/133780	-14.48	642085/134790
-14.50	640290/132930	-13.63	641450/133995	-14.93	641700/134845
- 9.74	642170/133270	-12.97	640510/133660	-14.70	641210/134590
-12.11	641780/133420	-14.87	640465/133925	-14.72	641210/134745
-12.54	641370/133190	-11.13	640010/133670	-15.07	641105/134720
-10.58	641310/133070	-11.91	642200/134110	-14.14	641225/134930
-12.88	641170/133360	-14.18	641975/134370	-15.78	640950/134675
-12.60	640860/133465	-14.90	641480/134230	-12.54	640320/134530

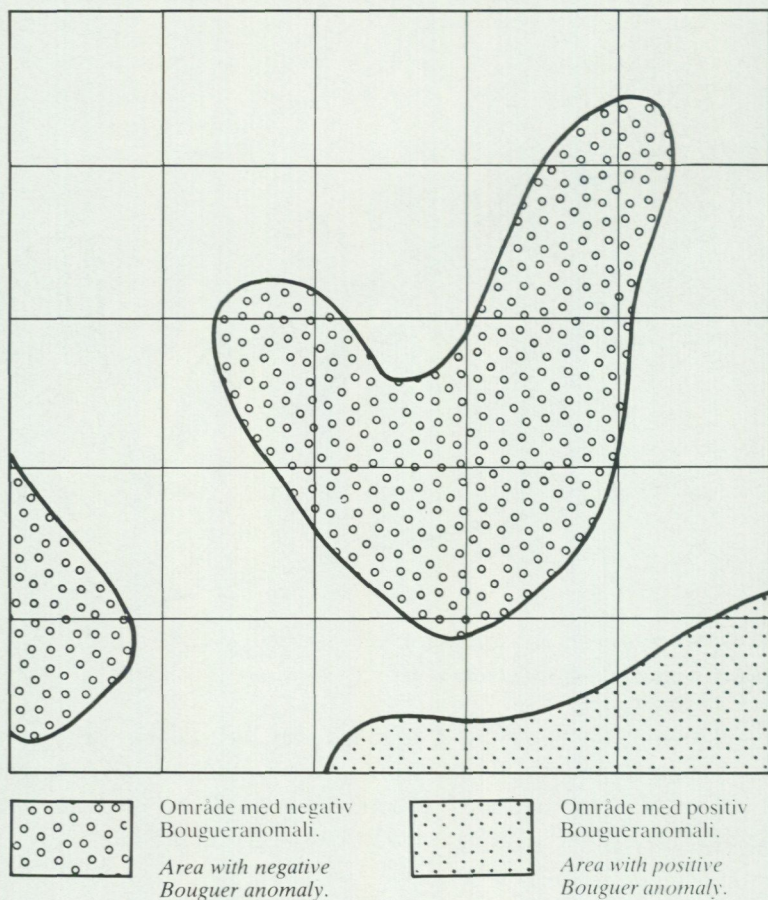


Fig. 20. Residual Bougueranomalikarta.
Map showing residual Bouguer anomalies.

Slutsatser av de geofysiska undersökningarna

1. Densiteten hos bergarterna uppvisar en statistisk fördelning med ett markant maximum vid 2.64 g/cm^3 .
2. Susceptibiliteten hos bergarterna varierar starkt. Ett grundläggande samband föreligger mellan maximal susceptibilitet och låg 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 detta kan hänföras till enbart paramagnetiska mineral. För de fältspatrika granierna är detta dock mindre vanligt.

3. Något enkelt samband mellan susceptibilitet och bergartstyp föreligger inte (jfr ovan), men hög susceptibilitet indikerar vanligen en lätt bergart. Omvänt gäller, att en lätt bergart inte nödvändigtvis har hög susceptibilitet.
4. Remanent magnetisering kan vara kraftig i bergarter med låg densitet. Susceptibiliteten i dessa bergarter är i sådana fall antingen utpräglat hög eller låg.
5. De magnetiska egenskaperna varierar starkt (jfr ovan) mellan olika bergartsstråk. Anomaliernas form indikerar följaktligen utsträckning och strukturellt läge hos bergartstyper med olika magnetiska egenskaper.
6. Med ledning av den flygmagnetiska kartan kan större sprickzoner och förkastningar påvisas, och förkastningsbelopp kan i vissa fall beräknas.

Exkursionslokaler

Några lokaler kan rekommenderas för studier av bergarter och speciella petrologiska företeelser. De ges nedan med korta beskrivningar.

Häståsaberget (64168.5/13284). Gabbro som är ometamorfoserad i centrala partier. En pegmatitgång skär gabbro, som i anslutning till pegmatiten, liksom i kroppens marginalzoner är amfibolitiserad (s. 31).

Vänga kyrka (64185.5/13294). Materialet till byggnaden är fältspatrik granit av lokalt ursprung, brutet enbart från moränblock (s. 66).

Fänneslunda (64220/13362). Hybridiserad gnejs. Ultrabasit har blandats in i gnejsen, och en helt ny bergartstyp har uppstått (s. 54).

Älgsjö (64249/13386). Suprakrustal gnejs. Oregelbundna band och linser av epidot i fint medelkornig–finkornig gnejs (s. 22).

Ormåsa (64094/13398). Tektonisk zon med kvarts som sprickfyllnad. I vissa sprickor är kvartsen utbildad till bergkristall (s. 35).

Änga (64136/13494). Utsikt mot NNO till Mösseberg, dit avståndet är 45 km. Änga 295 m ö.h., Mösseberg 320 m ö.h. Urberget som bildar underlaget till Mösseberg ligger omkring 130 m ö.h. Nivåskillnaden hos urberget i de två områdena beror främst på förkastningar (s. 58).

Brossered (64060/13497). Partier av den fältspatrika graniten, som lokalt är helt fri från mörka mineral (s. 28 och 68).

Bokeskogen (64030/13469). Muskovitrik gnejs (s. 34).

Öster om Hultasjön (64029/13311.5). Ultrabasit med grova hornblände-individ (s. 23).

Sydväst om Hultasjön (64028/13310). Gabbro med partier av ultrabasit (s. 23).

Brämhult (64041/13356). Utsikten åt väster visar peneplanerade områden med olika nivåer. De skiljs av en förkastning (jfr Ahlin 1980, fig. 24).

LITTERATUR

GFF=Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

LMV=Lantmäteriverket

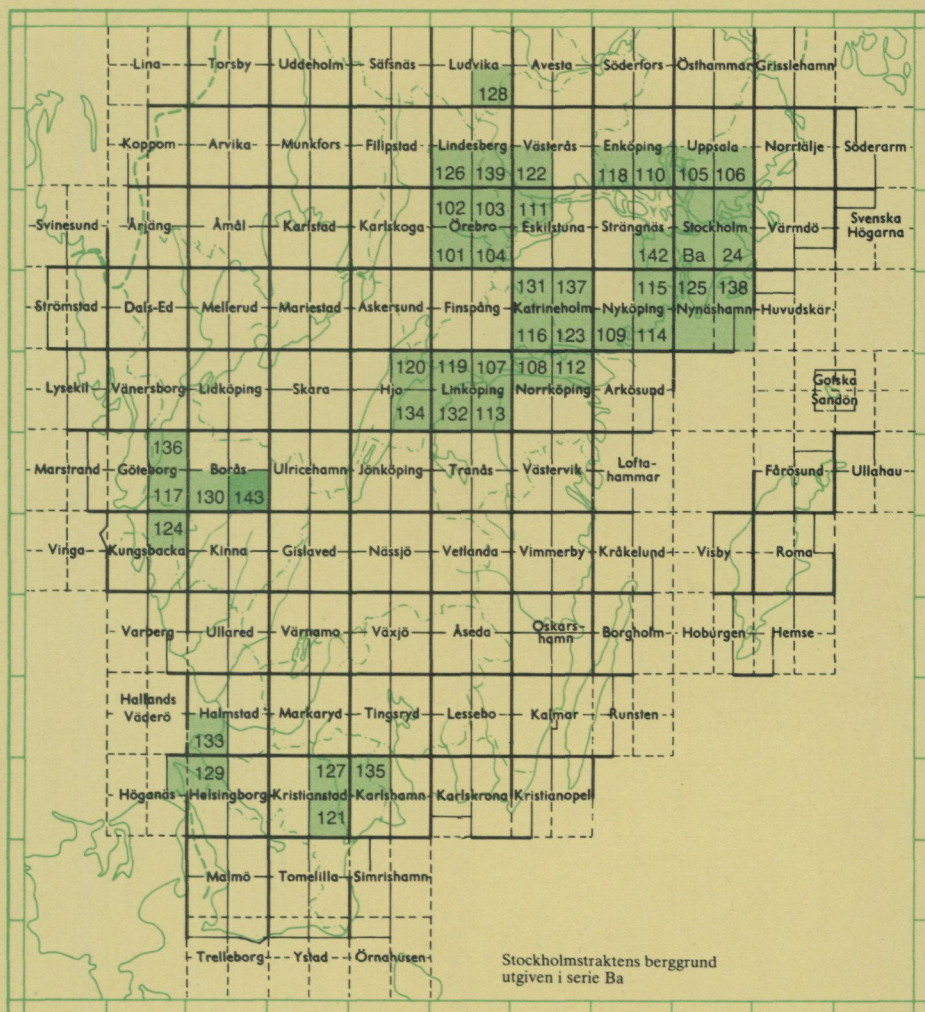
SGU=Sveriges geologiska undersökning

VTI=Statens Väg- och Trafikinstitut

- AHLBOM, K., AHLIN, S., ERIKSSON, L. & SAMUELSSON, L., 1980: Berggrundsgelogiska, tektoniska och geofysiska studier på Kynnefjäll. – Programrådet för radioaktivt avfall, Rapport 4.16.
- 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.
- AHLIN, S., 1980: Beskrivning till berggrundskartan Borås SV. – SGU Af 130.
- AHLIN, S., 1982: NNE–SSW striking Precambrian faults of south-western Sweden. – GFF 104, 182–185.
- AHLIN, S. & THORÉN, H., 1978: Bergtekniska egenskaper hos gnejser. – Byggnadsindustrin 39, 23–25.
- ASKLUND, B., 1947: Svenska stenindustriområden 1–2. – SGU C 479.
- BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A., 1973: Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. – Lithos 6, 337–348.
- BERGSTRÖM, J. & LIDMAR-BERGSTRÖM, KARNA, 1980: Arvet från krittiden. – Hallands Natur 2, 15–20.
- BROTZEN, O., 1961: On some age relations in the Precambrian of southwestern Sweden. – GFF 83, 227–252.
- CARMICHAEL, I. S. E., TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J., 1974: Igneous Petrology. – McGraw-Hill, New York.
- DEER, W. A., HOWIE, A. A. & ZUSSMAN, J., 1962–1963: Rock forming minerals. – Longmans, London.
- FLINT, R. F., 1971: Glacial and Quaternary Geology. – John Wiley & Sons Inc., New York.
- GORBATSCHEV, R., 1971: Aspects and Problems of Precambrian Geology in western Sweden. – SGU C 650.
- GORBATSCHEV, R., 1977: Correlation of Precambrian supracrustal complexes in southwestern Sweden and the sequence of regional deformation events in the Åmål tectonic mega-unit. – GFF 99, 336–346.
- GORBATSCHEV, R., 1979: The basement of the Åmål supracrustals, south-western Sweden. – GFF 101, 71–73.
- GORBATSCHEV, R. & WELIN, E., 1980: The Rb-Sr age of the Varberg charnokite, Sweden: a reply and discussion of the regional contexts. – GFF 102, 43–48.
- HILLDÉN, A., i manuskript: Beskrivning till jordartskartan Borås SO. – SGU Ae 58.
- HUBBARD, F. H., 1978: Geochemistry of the Varberg granite gneisses. – GFF 100, 31–38.
- HÖBEDA, P. & THORÉN, H., 1975: Berggrundens vägbyggnadstekniska egenskaper. – VTI Interimsrapport 221.
- HÖGBOM, A., 1931: I LUNDQVIST, G., HÖGBOM, A. & WESTERGÅRD, A. H.: Beskrivning till kartbladet Lugnås. – SGU Aa 172.
- JACKS, G., CARLSSON, E. & BRANTHEIM, T., 1973: Fluorite and fluorine in water. – GFF 95, 135–138.
- KNUTSSON, G. & MORFELDT, C.-O., 1973: Vatten i jord och berg. – Ingenjörskörlaget, Stockholm.
- LARSSON, I., 1970: Grundvatten i urberg i södra Sverige. – I Grundvatten. Norstedts, Stockholm.
- LINNÉ, C. VON, 1747: Westgöta resa. – Lars Salvius, Stockholm.
- LOBERG, B., 1980: Geologi. Material, processer och Sveriges berggrund. – Norstedts, Stockholm.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1953: Petrology of the Mölndal–Styrsö–Vallda region in the vicinity of Gothenburg. – SGU C 531.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1958: Göteborgstraktens berggrund. – SGU C 553.

- LUNDEGÅRDH, P. H., 1971: Nyttosten i Sverige. – Almqvist & Wiksell, Uppsala.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1977: The Gråsmårk formation in western central Sweden. – SGU C 732.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1978: Urberget. / LUNDEGÅRDH, P. H., LUNDOVIST, J. & LINDSTRÖM, M.: Berg och jord i Sverige. Femte upplagan. – Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- LUNDOVIST, G., 1963: De kvartära bildningarna. / MAGNUSSON, N. H., REGNELL, G. & LUNDOVIST, G.: Sveriges Geologi. – Norstedts, Stockholm.
- LUNDOVIST, Th., 1979: The Precambrian of Sweden. – SGU C 768.
- MAGNUSSON, N. H., 1973: Malm i Sverige. Del 1. Mellersta och södra Sverige. – Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- MASON, B., 1966: Principles of geochemistry. – New York.
- MÜLLERN, C.-F., POUSSETTE, J. & ENQVIST, P., 1981: Hydrogeologisk karta över Kalmar län. – SGU A 1.
- NYLUND, B., 1978: Regional gravity surveys in northern Sweden. – SGU C 746.
- NYSTRÖM, J. O. & LEWIS, B., 1980: Pumpellyite-bearing Precambrian rocks and post-Svecocarelian regional metamorphism in central Sweden. – GFF 102, 37–39.
- PETERSSON, L., 1967: The Swedish first order gravity network. – LMV A 35.
- RONGE, B. & STIGH, J., 1980: A tentative model for the bedrock in north central Västergötland, Sweden. – GFF 102, 145–149.
- RUDBERG, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av preglaciala erosionsgenerationer i Sverige. – Geographica 25.
- RUDBERG, S., 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.
- SAMUELSSON, L., 1978: Beskrivning till berggrundskartan Göteborg SO. – SGU Af 117.
- SAMUELSSON, L., 1982: Beskrivning till berggrundskartan Kungälv NO. – SGU Af 124.
- SAMUELSSON, L. & AHLIN, S., 1978: Zircon morphology of the polymetamorphic rocks of southwestern Sweden. – SGU C 737.
- SUNDIUS, N., 1951: Kvarts, fältspat och glimmer samt förekomster därav i Sverige. – SGU C 520.
- SÖNDERGAARD, V., 1980: Geofysik. / AHLIN, S.: Beskrivning till berggrundskartan Borås SV. – SGU Af 130.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1866: Några ord till upplysning om bladet 'Ulricehamn'. – SGU Aa 21.
- WAHLGREN, C.-H., 1981: The Stora Busjön Conglomerate. / Lindh, A. (red.): Contributions to the Proterozoic Geology of southern Värmland south-western Sweden. – SGU C 781.
- WELIN, E., 1979: Tabulation of recalculated radiometric ages published 1960–1979 for rocks and minerals in Sweden. – GFF 101, 309–320.
- WELIN, E. & BLOMQUIST, G., 1964: Age measurements on radioactive minerals from Sweden. – GFF 86, 33–50.
- WERNER, S., 1963: Aeromagnetic mapping by the geological survey of Sweden. Methods and general considerations. – Geoexpl. 1, 21–31.
- WIMAN, E., 1943: Studies on morpho-tectonics of the Mälars depression, Sweden. – Bull. Geol. Inst., Uppsala 29, 287–303.
- ZACHRISSON, E. (red.), ERIKSSON, B., LUNDEGÅRDH, P. H., GORBATSCHEV, R., LUNDOVIST, Th., COLLINI, B. & SKOGLUND, R., 1981: The Precambrian of Sweden, its platform cover and platform magmatism. Explanatory note to the International Tectonic map of Europe.
- 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. & LEONARSEN, 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

Sveriges geologiska undersökning

Box 670

751 28 UPPSALA

LiberKartor

162 89 STOCKHOLM

ISBN 91-7158-279-7

ISSN 0586-1543