

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 128

ARNE G.B. STRÖMBERG

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN

LUDVIKA SO

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

LUDVIKA SO

MED ETT AVSNITT OM GEOFYSIK AV DAN NISCA
WITH A SECTION ON GEOPHYSICAL ASPECTS BY DAN NISCA



UPPSALA 1983

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

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Box 670

751 28 UPPSALA

Telefon 018-17 90 00

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 128

ARNE G.B. STRÖMBERG

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN
LUDVIKA SO**

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
LUDVIKA SO

MED ETT AVSNITT OM GEOFYSIK
AV DAN NISCA

WITH A SECTION ON GEOPHYSICAL ASPECTS
BY DAN NISCA

UPPSALA 1983

ISBN 91-7158-285-1
ISSN 0586-1543

Fig. 5 är ur sekretessynpunkt godkänd för spridning.
Lantmäteriverket 1983-04-12.

INNEHÅLL

METODIK OCH BERGARTSINDELNING. Av Anders Wikström	5
Inledning	5
Metodik	5
Lägesbestämningar	6
Generaliseringar	6
Bergarternas indelning	7
Indelning efter ursprung och bildningsmiljö	7
Djupbergarter	7
Gångbergarter	7
Ytbergarter	9
Vulkaniter	9
Mekaniskt avsatta (epiklastiska) sediment	10
Icke-klastiska sediment	12
Indelning efter omvandlingsgrad och sammansättning	12
Indelning efter ålder	15
Övriga termer	15
Strukturgeologiska kartan	18
Södra Sveriges regionala berggrundsgeologi	19
Litteratur	21
BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN. Av Arne Strömberg	23
Inledning	23
Den geologiska utvecklingen	24
Bergarter	29
Barkengruppen, leptitkomplexet och Larsboformationen	29
Leptitkomplexet	30
Leptit (ospecificerad metavulkanit)	30
Röd leptitporfyr (metaryolit med porfyrisk struktur)	32
Grå leptit (glimmerrik, grå metaryolit med metasediment)	34
Kvartskeratofyr (natronrik metaryolit, vit till grå)	35
Metadacit	37
Hedkärra kalksten (urkalksten)	37
Larsboformationen	38
Issenkonglomerat	41
Kolpebokvarsit	42
Vibberboskiffer (metagråvacka med skikt av glimmerskiffer)	43
Bredtjärnsgnejs (metagråvacka, gnejsomvandlad)	44
Stocktjärnskiffer (mjuk glimmerskiffer med grafit och kis)	46
Stygbergsgråvacka (femisk metagråvacka)	46
Basiska intrusivbergarter	50
Amfibolit	50
Gabbro	52
Diorit	53
Ultrabasiska intrusiv (peridotit)	53
Torraksbergsbreccia (dioritisk breccia med basiska fragment)	55
Primogena granitoider	55
Grå gnejsgranit (tonalit, fragmentförande, grå, starkt gnejsig)	56
Röd gnejsgranit i varierande grovlek (granodiorit till granit, medel- och jämnkornig samt finkornig, röd, gnejsig)	58
Bråtbergsgranit (granit till granodiorit, ögonförande, vitgrå, delvis gnejsig)	60
Syntektoniska amfibolitgångar (metabasitgångar)	62
Serorogena graniter	63
Lexengranit	63

Malingsbogranit med pegmatit	64
Postsvekokarelsk diabas	64
Tektonik	65
Deformationer	65
Tektonisk analys av s-ytter och stängligheter	68
Regionala strukturer	70
Tyngdkraftsfältet	72
Fyndigheter av malm och nyttosten	74
Järnmalmer	75
Sulfidmalmer	78
Mineral och bergarter av ekonomiskt intresse	78
Summary	79
GEOFYSIK. Av Dan Nisca	82
Inledning	82
Bergarternas fysikaliska egenskaper	82
Leptitkomplexet	88
Larsboformationen	88
Basiska intrusivbergarter samt diabas	88
Primorogena granitoider	92
Serorogena graniter	92
Flygmagnetisk tolkning	95
Områden med bandat anomalimönster	95
Områden med oregelbundet anomalimönster	95
Gånglika anomalier	97
Dislokationer	97
Summary	98
Litteratur	98

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

AV

ANDERS WIKSTRÖM

Inledning

Af-seriens berggrundskartor i skala 1: 50 000 visar de olika bergarternas utbredning både i håll (berg i dagen) och under lösa jordlager. Kartan framställs med tanke på att ge en allmängeologisk bild av berggrunden. Kartbilden utgör därigenom grundvalen för fortsatta, mer målinriktade arbeten.

Metodik

De vid karteringen observerade berggrundsytorna kan redovisas på två olika sätt i kartbilden, dels som "häll", dels som "observerad yta av blottat berg". Det första fallet tillämpas, då en jordartskarta i Ae-serien med de "verkliga" hållkonturerna finns tillgänglig. (De på Ae-kartorna redovisade häillytorna kan dock även till en del täckas av ett tunnare jordlager.) I dessa fall överensstämmer alltså hållkonturerna på Af- och Ae-kartorna. När ingen jordartskarta finns tillgänglig, redovisas endast den yta som den karterande berggrundsgeologen undersökt.

Iakttagelser i fält nedtecknas på rekognosceringskartor och i dagböcker. I samband med fältarbetet sker också provtagning av olika bergarter och mineral. Av en del bergartsprover framställs s. k. tunnslip, vilka studeras i mikroskop för närmare bestämning av mineralinnehåll och texturer. Sammansättningen beräknas medelst punkträkning, som innebär att man bestämmer och räknar bergartens mineral i ett visst bestämt rutnät. Kemiska analyser av vissa bergarts- och mineralprover görs även. För att underlätta behandlingen av bergartsanalyserna räknar man ibland om dessa till vissa standardiserade mineral, s. k. normberäkning. Detta kan ske på olika sätt, t. ex. enligt ekvivalentnorm (E)- eller CIPW-norm-modellerna. Bergarternas sammansättning varierar i skiftande grad, varför redovisade analyser kan vara mer eller mindre representativa. Vid sammanställningen av observationerna till en heltäckande karta bidrar resultaten från skilda arbetsmoment till den slutgiltiga bilden. Iakttagelser av strukturer och ytformer i håll och på flygbilder kan nämnas som exempel på några viktiga led i detta arbete. Även resultaten av olika geofysiska undersökningar är av stor betydelse. Detta gäller framför allt i större jordtäckta områden, där meningsfull information

endast kan erhållas med sådana metoder. Genom geofysiska mätningar har man också ibland möjligheter att få ett bättre begrepp om berggrundens tredimensionella uppbyggnad.

För SGU:s kartor i serie Af utförs numera rutinmässigt flygmagnetiska mätningar, vilka redovisas på en särskild karta över den magnetiska totalintensiteten. Andra geofysiska metoder, som gravimetri och seismik, används vanligtvis för speciella problem. I vissa fall bidrar uppgifter från borrhningar till den slutliga kartbilden. Detta gäller framför allt i områden med yngre, fossilförande berggrund. Berggrundskartan är därför en av geologen utförd sammanställning av observationer och tolkningar, baserad på de ovan nämnda metoderna.

Då arbetet med ett kartblad avslutats, arkiveras på SGU primärmaterial i form av kartor, dagböcker, analysprotokoll, bergartsprov, slipprov m. m.

Lägesbestämningar

I beskrivningen till kartan brukar varje lägesbestämning åtföljas av en beteckning (siffra plus bokstav), vilken åsyftar den delruta (det ekonomiska kartblad enligt beteckningarna i marginalen på kartan) där lokalen är belägen. För analyserade prover ges även koordinaterna i rikets nät, varvid nord-sydkoordinaten anges först.

Generaliseringar

Kartan visar en förenklad bild av verkligheten. Detta har bl. a. tekniska orsaker, eftersom bergartskroppar med en yta mindre än 50×50 m (1×1 mm i skala 1: 50 000) inte kan redovisas med konturläggning. Dessutom kommer självfallet berggrundskartan att visa en starkt förenklad bild i områden med dåligt blottad berggrund. Generaliseringarna är särskilt påtagliga i de delar av vårt land, där berggrunden är komplext uppbyggd. Det är här inte ovanligt att man kan finna ett flertal olika bergarter på en liten hällyta. För att i någon mån åskådliggöra denna typ av geologi använder man en serie symboler som överbeteckningar på en grundfärg för den dominerande bergarten. Hit hör exempelvis de tecken, som anger förekomsten av granit- och pegmatitgångar, migmatit-omvandling och brottstycken av äldre berggrund i intrusivbergarter (se

s. 18). Symbolerna visar att företeelsen ifråga är representerad i området. De enskilda tecknens betydelse är alltså inte enbart begränsad till den yta de täcker. Ett undantag från denna regel utgör symbolerna för geologiskt betydelsefulla företeelser i mindre dimensioner, t. ex. tunna konglomerathorisonter, tunna diabasgångar och kalkstensskikt liksom ibland tecknen för gruvor och stenbrott. Dessa har vanligen överdrivna dimensioner, men deras läge och orientering avspeglar i möjligaste mån de verkliga förhållandena. Tekniken med överbeteckningar kan dock endast antyda den variation som finns i verkligheten.

Bergarternas indelning

Ursprung, ålder, sammansättning och eventuell grad av omvandling inverkar på bergarternas utseende och egenskaper. För SGU:s berggrundskartor i södra och mellersta Sverige gäller att ursprunget och åldern vanligen ger grundfärgen på kartan. Variationer i omvandlingsgrad och sammansättning inom de olika bergartsgrupperna redovisas med överbeteckningar.

Indelning efter ursprung och bildningsmiljö

Djupbergarter (bildade på ett visst djup i jordskorpan)

Djupbergarterna utgör den i Sverige kvantitativt mest betydelsefulla gruppen bland de s. k. eruptiva (magmatiska) bergarterna. Indelningen följer huvudsakligen IUGS:s schema från 1973 (se litteraturförteckningen). Schemat förutsätter att bergartens mineralsammansättning är känd. För de sura och intermediära bergarterna (mer eller mindre rika på kiselsyra) avgörs benämningen av förhållandena mellan kvarts, plagioklas och alkalifältspat enligt fig. 1, vilken är en del av IUGS:s schema. De mörka mineralen, som i de flesta fall är underordnade, beaktas sålunda inte vid denna klassificering. Som framgår av teckenförklaringen till kartorna tas dock ibland hänsyn till halten av mörka mineral vid grupperingen av de olika kartenheterna. Det är nämligen i fält ofta svårt att avgöra förhållandet mellan fältspatkomponenterna.

Gångbergarter

Många olika typer av bergarter kan uppträda gångformigt utan att namnet härigenom förändras. Man kan t. ex. tala om "granitgångar", "am-

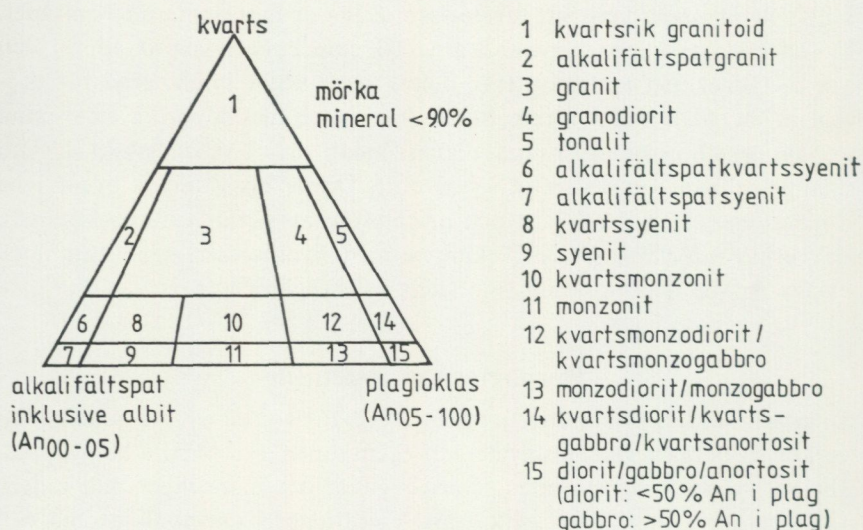


Fig. 1. Indelning av några djupbergarter enligt IUGS 1973.
Classification of some plutonic rocks, according to IUGS 1973.

fibolitgångar” etc. De egentliga gångbergarterna utgör en ganska heterogen grupp med den gemensamma egenskapen att texturen (se s. 17) beror på den för gruppen specifika, relativt ytnära kristallisationsmiljön. Ett gångformigt uppträdande är däremot inte alltid en nödvändig förutsättning.

Några ofta förekommande bergartsnamn i denna grupp är:

- Aplit** Fin- och jämnkornig (sockerkornig) bergart med granitisk sammansättning och obetydlig halt av mörka mineral.
- Aplitgranit** En grövre (medelkornig) variant av aplit associerad med vanlig aplit och pegmatit.
- Diabas** Gångbergart med huvudmineralen plagioklas och pyroxen, vanligen sammanväxta till en s. k. ofitisk textur (se s. 17). Vissa diabaser för även olivin.
- Gångporfyr** Samlingsnamn för kiselsyrorika gångbergarter med en porfyrisk textur (se s. 17), där strökornen omges av en tät till finkornig mellanmassa.

Hyperit, hyperitdiabas	Används för svarta, prekambriskas diabaser (se ovan) i syd- västra och södra Sverige. Färgen betingas av en ymnig pigmentering med mycket små malmkorn.
Pegmatit	Grovkornig bergart med en speciell textur och med de enskilda kornen vanligen större än 1 cm i diameter. När namnet används ospecificerat brukar en granitisk samman- sättning underförstås. Bergarten är i vissa fall anrikad på sällsynta jordartsmetaller, litium, bor, fluor etc.

Ytbergarter (bildade på jordens yta)

Vulkaniter

De vulkaniska bergarterna (vulkaniterna) tillhör gruppen eruptivbergarter (magmatiska bergarter). Klassificeringen bjuder på många svårigheter. Där bergarterna kan studeras i oomvandlat skick (mestadels i yngre vulkanområden), är de ofta finkorniga eller glasiga och mineralproportionerna är därför svåra att beräkna. Detta gör att sådana faktorer som typ av strökorn och färgindex (=halt av mörka mineral) kan påverka namngivningen. När mineralfördelningen är känd, följs dock IUGS:s indelning från 1980. Detta schema är i princip uppbyggt på samma sätt som för djupbergarterna (IUGS 1973). Ett urval av några allmänt förekommande vulkaniter och deras sammansättningar ges i

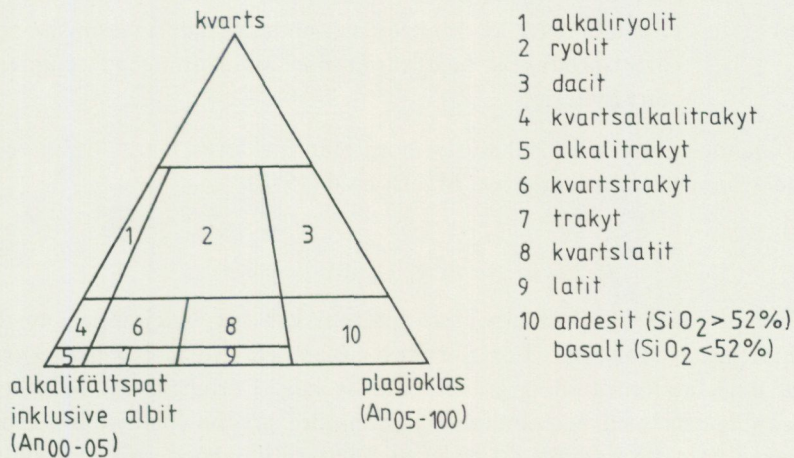


Fig. 2. Indelning av några vulkaniter enligt IUGS 1980.
Classification of some volcanic rocks, according to IUGS 1980.

fig. 2. För en mer detaljerad diskussion om hithörande frågor hänvisas till ovannämnda IUGS-arbeten.

Några vanliga namn med anknytning till vulkaniska processer är:

Agglomerat	Bergart bildad genom konsolidering av bl. a. vulkaniska bomber (explosivt utslungade större lavaklumpar), ofta inbäddade i finkornigt material.
Ignimbrit	Bergart bildad vid en speciell typ av vulkanutbrott (askflöden eller "ash flows"). Den vulkaniska askan har avsatts vid så hög temperatur att den ofta helt eller delvis sammansvetsats till en fast bergart.
Lava	Den smälta som strömmar ut ur vulkaner. Termen används även för den stelnade bergarten.
Porfyr	Allmän term för kiselsyrarika (sura) vulkaniska bergarter med porfyrisk textur (se s. 17). Kan vara lava, tuff eller ignimbrit.
Porfyrit	Som porfyr, men kiselsyrahalten är här lägre. Bergarten är intermediär eller basisk.
Tuff	Bergart bildad genom konsolidering av explosivt utslungad aska.
Tuffit	Blandbergart av vanligen vattenomlagrade vulkaniska utbrottsprodukter med varierande inblandning av sedimentärt material.

Allmänna termer för vulkaniska bergarter förklaras mera ingående i grundläggande läroböcker, t. ex. MacDonald (1972).

Mekaniskt avsatta (epiklastiska) sediment

Pettijohns bok från 1975 utgör ett referensverk för indelningen av de sedimentära bergarterna. För Sveriges metamorfa (se s. 12) berggrund gäller dock att omvandlingsgraden ofta är hög. Detta gör att bergartsbeteckningarna med nödvändighet blir mindre precisa, och de använda termerna har ofta kommit att få en allmännare innebörd än i Pettijohns indelning. Följande namn förekommer allmänt:

- Arenit Samlingsnamn för sandstenar och siltstenar (se nedan).
- Argillit Samlingsnamn för bergarter med lerigt ursprung. *Pelit* används ibland i samma betydelse.
- Arkos Sandsten med ungefär lika proportioner av fältspat och kvarts. Dominerande fältspat är oftast mikroclin.
- Fyllit Metamorf bergart med lerigt ursprung. Glimmermineralen syns vanligen inte för blotta ögat, och skiffrighetsytorna glänser ofta som silke.
- Glimmerskiffer Metamorf bergart med lerigt ursprung, något grövre än fyllit. Glimmermineralen är synliga för blotta ögat och klyvytorna något mer oregelbundna. Termen används även i mera begränsad omfattning för glimmerrika bergarter bildade genom tektonisk nermalning.
- Gråvacka Grå bergart med övervägande sandigt ursprung, en viss lerinblandning och, ibland, bergartsfragment. I omvandlat tillstånd utgörs gråvackan vanligen av en bergart, som domineras av plagioklas, kvarts och biotit.
- Konglomerat Grovkornig bergart bestående av rundade fragment (bollar) (större än 2 mm i diameter) i en finkornigare mellanmassa.
- Kvartsit Metamorf bergart med sandigt ursprung och med mer än 80 vol.-% kvarts. Termen *fältspatkvartsit* används för bergarter med en kvartshalt mellan 50 och 80 vol.-% och med ringa glimmerhalt. Termen kvartsit (malmkvartsit) har även tillämpats på metasomatiska (se s. 18) produkter förknippade med malmbildning.
- Lerskiffer Lerbergart med mer än 75 vol.-% lerigt material och en karakteristisk klyvbarhet parallellt med lagringen.
- Sandsten Bergart där kornen vid avsättningen huvudsakligen haft sand- eller grovmstorlek (0.2—2.0 resp. 0.06—0.2 mm).
- Siltsten Bergart där kornen vid avsättningen dominerats av kornstorlekar i intervallet grovmjäla — finmo (0.006—0.06 mm).

Skiffer Allmänt samlingsnamn för bergarter med perfekt klyvbarhet (skiffrighet). I urberget används termen dock huvudsakligen för bergarter bildade av ett ursprungligen lerigt sediment med låg omvandlingsgrad. När det gäller fjällbergarter har namnet en vidare, huvudsakligen strukturell betydelse.

Svartskiffer Kolhaltig skiffer. Kolet utgörs i urberget vanligen av grafit.

Icke-klastiska sediment

Kalksten Sedimentbergart bildad på organisk eller kemisk väg (gäller väsentligen de prekambrika förekomsterna) och huvudsakligen bestående av mineralet kalcit, CaCO_3 .

Dolomit Bergart bildad på samma sätt som kalksten men med huvudmineralet dolomit, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Indelning efter omvandlingsgrad och sammansättning

För en stor del av vårt land gäller att både äldre djupbergarter och ytbergarter har omvandlats mer eller mindre intensivt. När omvandlingen gått långt kan bergartens ursprung ibland vara svårt eller omöjligt att fastställa.

Kartan anger i princip ursprungsbergartens namn. Detta är av vikt, eftersom bl. a. de stratigrafisk-tektoniska sambanden mellan lågmetamorfa och högmetamorfa berggrundsavsnitt på så sätt kan åskådliggöras i kartbilden. Prefixet "meta" används när man vill markera att det rör sig om en metamorf (omvandlad) bergart, i de fall detta inte framgår på annat sätt. Att helt frångå de mindre specificerade omvandlingsnamnen har dock visat sig ogörligt. Då namnen använts med något olika betydelse av skilda författare kan det här vara på sin plats att man till viss del klargör deras innebörd i kartbladsbeskrivningarna. Det måste dock poängteras att problemställningarna är av sådan art att en viss individuell variation är ofrånkomlig.

Följande omvandlingsbergarter är vanliga:

Amfibolit Regionalmetamorf (se s. 18) bergart med hornblände och plagioklas som dominerande mineral

- Breccia** Bergart med kantiga fragment omgivna av finkornigare material. Breccior kan bildas genom en mängd olika processer, t. ex. sedimentära, vulkaniska eller tektoniska. Dessa namn används som adjektiv när processen är känd.
- Gnejs** Samlingsnamn för omvandlade och deformerade, ofta fältspatrika bergarter. Till skillnad från t. ex. glimmerskiffer spaltar gnejsen upp något grövre, mer oregelbundet.
- Grönsten** Termen har använts i två något skilda betydelser, dels som ett tämligen ospecificerat samlingsnamn för omvandlade basiska bergarter, dels mer specifikt för bergarter med mineral sådana som albit, klorit, aktinolit och epidot. Sistnämnda innebär dock huvudsakligen på förekomster inom fjällkedjan.
- Hornfels** En finkornig bergart bildad genom s. k. kontaktmetamorfos (se metamorfos, s. 18).
- Hälleflinta** Mycket finkornig, kompakt bergart bildad genom omvandling av sura lavar eller askor och med kornstorlek under 0.03—0.05 mm (jfr leptit). Under denna gräns ser bergarten "tät" ut.
- Leptit** Finkornig ytbergart av sur till intermediär vulkanisk sammansättning och med kornstorlek med en undre gräns 0.03—0.05 mm och en övre 0.5—1 mm. Denna definition tillämpas av de flesta geologer i Sverige. Olika restriktioner för namnet har dock införts. Några har ansett att det endast bör beteckna bergarter på en viss stratigrafisk nivå: "leptitfomationen" inom Bergslagen. Även när det gäller betoningen av det eventuella vulkaniska ursprunget har meningarna varit delade. För SGU:s Af-kartor kan rent allmänt sägas att termen leptit i Bergslagen och angränsande områden används för bergarter som har en sammansättning och kornstorlek enligt ovan och dessutom på mer eller mindre starka grunder kan förmodas ha ett vulkaniskt ursprung. Beteckningen leptit omfattar därigenom även bergarter med något oklar genetisk ställning. Att termen lever vidare har delvis historiska orsaker men

beror också på det faktum att några tillfredsställande alternativ inte finns. Bergarterna ifråga är för finkorniga för att kunna kallas gnejser och vanligen för lite skiffriga för att utan vidare kunna benämnas skiffrar. En tendens mot en ökad användning av vulkanitnomenklatur i leptit-områden kan dock spåras.

- Leptitgnejs avser en förgrovd leptit, i vilken den undre gränsen brukar dras vid kornstorlekar 0.5—1 mm. Ursprunget av leptitgnejserna är vanligen ännu mer osäkert än i fråga om de finkornigare leptiterna. Både till utseende och sammansättning kan dessa bergarter ibland likna förgnejsade granitiska djupbergarter. När förgrovningen gått så långt, markeras detta vanligen i kartbilden genom röda likhets-tecken för "granitgnejsomvandling" (kan förekomma också på andra bergartsbeteckningar).
- Metabasit Ospecificerad, omvandlad basisk bergart.
- Migmatit Samlingsnamn för blandbergarter som kan indelas i två huvudbeståndsdelar. Den ena utgörs av gnejser av mer eller mindre blandad karaktär, medan den andra (mobilisatet) kan bestå av granit, pegmatit eller granodiorit. Mobilisatet har oftast uppstått genom partiell uppsmältning av moderbergarten (gnejsen) eller också genom tillskott av material från andra källor. Begreppet används i regional-metamorf miljö. Intrusivbreccior räknas sålunda inte hit.
- Mobilisat Se "migmatit".
- Mylonit En bergart bildad i rörelsezoner genom kraftig nermalning av berggrunden. Mylonit är för det mesta hopläkt och flintliknande.
- Skarn Gammal bergsmansterm för anhopningar av olika silikat-mineral i och kring malmer, ofta i kalkstensmiljö. Vanliga skarnmineral är amfibol, pyroxen och granat.
- Ultrabasit Samlingsnamn för kiselsyrafattiga silikatbergarter, där ofta endast ett mineral dominerar, t. ex. hornblände, olivin eller serpentin.

- Urkalksten Gemensam beteckning för de omvandlade (kristallina) karbonatstenarna inom den svekokarelska (s. 19) bergskedjezonen. Begreppet *marmor* används vanligen synonymt. Detta ges sålunda i många fall inte någon speciell teknisk innebörd.
- Ådergnejs En vanlig form av migmatitstruktur, där det mobiliserade materialet likt blodådror i en kropp genomflätar moderbergarten mer eller mindre parallellt med skiffriheten i denna.

Indelning efter ålder

Observationer av relativa åldersförhållanden mellan olika bergarter ingår som ett led i fältarbetet. Sådana förhållanden kan markeras av brottstycken av äldre berggrund i intrusivbergarter, av överskärande, intrusiva gångar av en bergart i en annan, av åldersförhållanden i en sedimentär lagerföljd, eller av pålagringskontakter etc. Genom sådana observationer och med hjälp av olika radiometriska åldersbestämningsmetoder har man kunnat rekonstruera ett händelseförlopp i berggrundens utveckling, som i vårt land kan följas mer än 2 000 miljoner år bakåt i tiden. Djupbergarternas relativa ålder brukar anges på grundval av deras relationer till bergskedjebildande (orogena) processer. Med denna utgångspunkt får de samlingsnamn som prim- ("tidigt"), syn- ("samtidigt med"), ser- ("sent"), post- ("efter") och an- ("icke") orogena bildningar. Beteckningarna prim- och synorogena har dock, när det gäller den svekokarelska (se s. 19) orogensen, kommit att användas för en och samma bergartsgrupp. Detta beror på olika geologers något varierande tolkningar av utvecklingen. Även namn som urgranitsviten och gnejsgranitsviten förekommer som samlingsbeteckningar för de äldsta djupbergarterna inom denna orogenes. De bör dock undvikas, eftersom de är oegentliga.

Övriga termer

Som komplement till den mineralogiska och genetiska klassificeringen förekommer ett antal beskrivande termer, där de viktigaste utgörs av begreppen struktur, textur, kornstorlek och färg. Dessutom förekommer en del namn med mer allmän innebörd, vilka kan behöva en förklaring.

Strukturtermer beskriver både primära och sekundära företeelser i berggrunden, vilka huvudsakligen kan studeras i hällskala eller över större ytor. Gränsdragningen mot mer småskaliga företeelser hemmahörande under texturbegreppet är dock något flytande.

Några vanliga termer är:

Antiform	Veckad struktur som är konvex uppåt (ryggformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk (överstjälpt).
Antiklinal	Samma struktur som antiform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger ytterst.
Bandning	Används ibland för skiktade bergarter utan särskild genetisk betydelse (jfr lagring).
Lagring	Planstruktur betingad av primära sedimentationsprocesser. Härvid har skikt av olika sammansättning och/eller struktur avsatts på varandra. En del då bildade småstrukturer kan användas vid bestämning av åldersrelationerna i lagerföljden (s. k. lagerföljdsbestämning eller upp- och nedbestämning).
Lineament	En linje i terrängen orsakad av geologiska strukturer och synlig på flyg- och satellitbilder.
Skiffrighet	Planstruktur bildad genom riktat tryck. Betingas vanligen av att skivformade mineralkorn (mest glimmer) ligger parallellorienterade i ett plan.
Synform	Veckad struktur som är konkav uppåt (trågformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk.
Synklinal	Samma struktur som synform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger innerst.
Stänglighet	Allmän linjär struktur. Kallas även lineation. Den vanligaste formen av stänglighet är att långsmala mineralkorn eller mineralaggregat är parallellorienterade i en viss riktning (= stänglighetens riktning).

Veckaxel En tänkt linje kring vilken en planstruktur (lagring eller skiffrighet) har veckats.

Texturtermer anger de enskilda mineralkornens förhållanden till varandra. Följande termer är vanliga:

- Ofitisk** Textur karakteriserad av listformade plagioklaskorn inneslutna i större pyroxenkristaller. Texturen förekommer oftast i diabaser.
- Porfyrisk** Denna textur innebär att större mineralkorn är omgivna av finkornig eller tät mellanmassa. Termen används i samband med såväl vulkaniter som djup- och gångbergarter.
- Porfyroblastisk** Termen används för en omvandlad bergart, där något eller några mineral (t. ex. mikroklin, granat eller andalusit) har växt till större kornstorlek än mellanmassan.
- Poikilitisk** Termen betyder att ett mineral har talrika inneslutningar av något eller några främmande mineral. Har det omslutande mineralet bildats sekundärt, talar man om poikiloblastisk textur.
- Ögonförande** Populärbeteckningen för granitiska bergarter med större strökorn, vanligen av kalifältspat. Något avseende brukar dock inte fästas vid formen, trots att termen ursprungligen har använts för deformerade (pressade), lins- eller ögonformade kristallagregat.

Kornstorlek. Följande klassindelning tillämpas:

< 0.05 mm	tät
0.05—0.5 mm	mycket finkornig
0.5—1 mm	finkornig
1—3 mm	medelkornig
3—5 mm	grovt medelkornig
> 5 mm	grovkornig

Färg. Någon standardisering när det gäller färgbenämningar av bergarter är svår att genomföra. Dels är färgbegreppet som sådant subjektivt, dels kan en bergart vara uppbyggd av flera olikfärgade mineral. Principen i uppbyggnaden av blandfärgsbenämningar ges av exemplet röd—gråröd—rödgrå—grå.

Diverse allmänna termer

Basisk	Anger att en eruptivbergart har mellan 45 och 52 % SiO ₂ .
Intermediär	Anger att en eruptivbergart innehåller mellan 52 och 66 % SiO ₂ .
Intrusion	Sker när en magma tränger in i äldre berggrund (adj. intrusiv).
Metamorfos	Den mineralogiska och strukturella omvandling som fasta bergarter kan genomgå efter sin bildning (innehåller inte vittringsprocesser). <i>Regionalmetamorfos</i> innebär omvandling över ett större område. <i>Kontaktmetamorfos</i> kan ske genom lokal upphettning av berggrunden i gränzonen till en magmaintrusion.
Metasomatos	Termen anger att kemiskt aktiva lösningar eller gaser har passerat genom ett berggrundsavsnitt, som därigenom fått sin sammansättning förändrad.
Sur	Anger att en eruptivbergart innehåller mer än 66 % SiO ₂ .
Ultrabasisk	Anger att en eruptivbergart innehåller mindre än 45 % SiO ₂ .

Strukturgeologiska kartan

På den strukturgeologiska kartan redovisas sprick- och förkastningsmönster, skiffrighets- och stänglighetsmätningar, gångar av diabas och ibland även andra bergarter. Vidare anges eventuella stortektoniska strukturer som syn- och antiformer etc. Sprickorna och förkastningarna har huvudsakligen iakttagits som s. k. lineament (morfologiska linjer) på flygfotografier, men även resultat av fältobservationer brukar ingå i det redovisade materialet. Linjerna har bl. a. dragits där det förekommer raka dalgångar eller raka myrstråk, sjökonturer och "trappsteg" i terrängen.

På grund av jordtäckning kan berggrunden oftast inte observeras under de morfologiska linjerna. Erfarenheter från t. ex. tunnelarbeten tyder dock på att berget under sådana linjer kan vara krossat och sprickigt. Krossning i mer oregelbundna zoner framträder dock inte så väl på flyg-

fotografier. Sådana zoner har dock vanligen en mera begränsad utsträckning.

Förkastningsbeteckning används endast där man kunnat konstatera en förskjutning i höjd- och/eller sidled (morfologiskt eller geologiskt).

Södra Sveriges regionala berggrundsgeologi

Fig. 3 visar den del av jordens utveckling då några olika berggrunds-enheter i Sverige bildades.

I mycket grova drag framgår huvudenheterna i de södra delarna av vårt lands berggrund ur fig. 4. (Svekokarelium är namnet på den bergskedjebildande process eller orogenes, vilken gett upphov till merparten av bergarterna i det avgränsande området på bilden.)

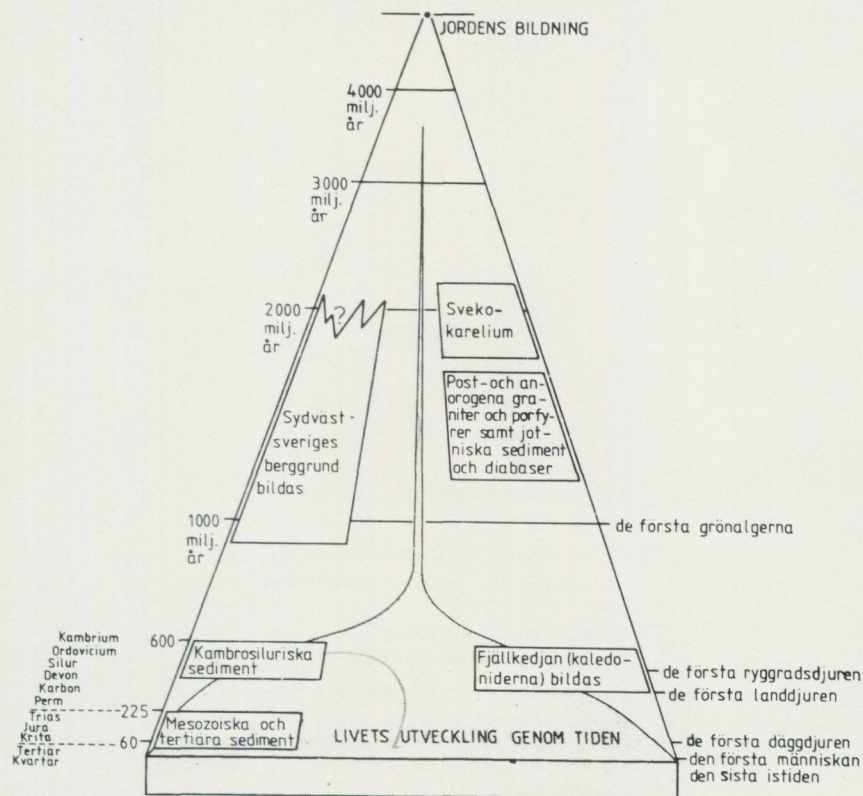
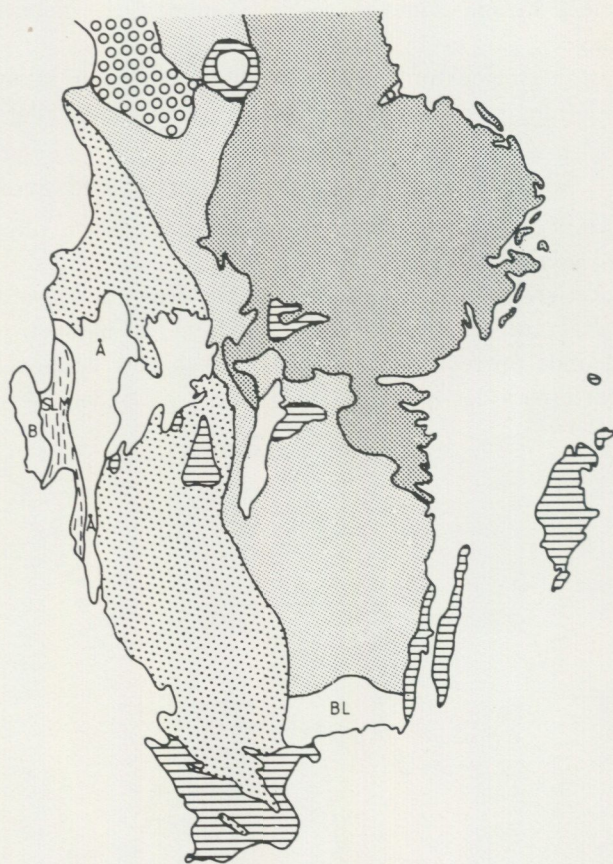


Fig. 3. Några enheter av södra Sveriges berggrund i förhållande till jordens utveckling.

Some bedrock units of southern Sweden.









- | | | |
|---|---|----------------------------------|
|  | Sedimentbergarter (kambrium - tertiär) | |
| B | Bohusgranit | |
|  | Åmålskomplexet och Dalandsgruppen | |
| BL | Blekingeregionens bergarter (Karlshamsgranit, äldre granitoider, "kustgnejs") | |
|  | Sydvästsvenska gnejsregionen | |
| SLM | Stora Le-Marstrandsformationen | |
|  | Jotniska sandstenar och diabaser | |
|  | Smålands-Värmlands-Dalagraniter, Smålands-och Dalaporfyrier samt begränsade områden med äldre och yngre berggrund | } Post- och anorogena bildningar |
|  | Svekokarelium | |

Fig. 4. Indelning i stora drag av södra Sveriges berggrund.
Outline of the bedrock of southern Sweden.

LITTERATUR

SGU=Sveriges geologiska undersökning.

- IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS. 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. — N. Jb. Miner. Mh. 1973, H4, 149—164.
- 1980: Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. — Geologische Rundschau 69, 194—207.
- LOBERG, B., 1980: Geologi. Material, processer och Sveriges berggrund. Andra uppl. — Norstedts.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1980: Stenar i färg. Sjunde uppl. AWE/Gebers.
- LUNDQVIST, J., och LINDSTRÖM, M., 1978: Berg och Jord i Sverige. Femte uppl. — Almqvist och Wiksell läromedel.
- LUNDQVIST, Th., 1979: The Precambrian of Sweden. — SGU C 768.
- MACDONALD, G., 1972: Volcanoes. — Prentice-Hall, New Jersey.
- PETTIJOHN, F. J., 1975: Sedimentary rocks. Tredje uppl. — Harper.
- RITTMANN, A., 1952: Nomenclature of volcanic rocks. — Bulletin Volcanologique H 12, 75—102.

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN

AV

ARNE STRÖMBERG

Inledning

Terrängen är vacker och omväxlande omkring Barkensjöarna som ligger diagonalt över kartområdet Ludvika SO. Namnet Barken kommer troligen av uttrycket för björk på bygdens dialekt. Den dal, som de två stora sjöarna markerar, synes ha utbildats genom selektiv erosion i en serie av nordvästligt strykande sprickor och förkastningar.

Nordost om Barkensjöarna bildar Larsboformationens skiffrar ett låglandsområde med småsjöar och jordbruksbygder, varefter terrängen snabbt höjs upp mot Bråtbergsgranitens höjdområde. Sydväst om Barkensjöarna ligger breda terrasser av glaciala och postglaciala sediment, som till stor del döljer berggrunden. Längre mot sydväst stiger terrängen något, samtidigt som inslaget av Malingsbogranit ökar i berggrunden.

Berggrunden inom kartområdet representerar det samlade resultatet av en fortskridande geologisk utveckling, som pågått i flera miljarder år. Periodvis har de geologiska förloppen varit genomgripande och starkt förändrat berggrunden. Andra, delvis mycket långa perioder, har till synes lämnat föga spår i detta område, även om det samtidigt inträffat mer dramatiska förändringar i andra delar av den fennoskandiska regionen. Den nutida bergytan är en ojämn snittyta som bildats genom erosion under mycket lång tid.

Förlopp, som generellt hör samman med den svekokarelska bergskedjebildningen för nära två miljarder år sedan, har givit upphov till större delen av de inom kartområdet uppträdande bergarterna, och bestämt såväl bergartsfördelningen som berggrundens allmänna strukturbild. De viktigaste karakteristika för denna bergskedjebildning i Mellansverige har sammanfattats av Lundqvist (1979) samt Stålhös (1981). Viktigare geologiska begrepp finns förklarade i avsnittet om metodik och bergartsindelning av Anders Wikström (1981). För en allmän orientering om berggrunden och bergarternas utseende kan vidare hänvisas till Lundegårdh (1978, 1980).

Den beskrivning som följer är avsiktligt kortfattad. En allmän strävan i hela framställningen har varit att i enkel form ge författarens tolkning av

områdets geologi. Om så blir möjligt kommer därför beskrivningen att sammanfattningsvis kompletteras med erfarenheter från pågående kartläggning på intilliggande kartområden (Ludvika SV, NV, NO).

Kartområdet Ludvika SO täcker delar av följande äldre geologiska kartblad: Smedjebacken Aa 181 (Hjelmqvist 1937), Malingsbo Aa 168 (Högbom 1930), Engelsberg Aa 42 (Gumaelius 1871), Avesta Aa 188 (Hjelmqvist 1946).

Kartläggningsarbetet som ligger till grund för berggrundskartan upptogs år 1973. Rekognosceringen har utförts på ekonomiska kartor i skalan 1:10 000. Eftersom dessa kartor tryckts på flygbilder av år 1966, har komplettering skett med flygbilder av senare datum.

Vid fältarbetet har följande extrageologer medverkat under angiven tid: Inger Klingspor 1973–74, Per Hedström 1974, Julius Szanddecki 1974, Felix Ebner 1975–78, Hans Jansson 1975–76, Per Jonasson 1977–78.

Ett bistånd för kartografisk registrering av inmutade malmer har lämnats av förste statsgeolog Erik Åhman, SGU. Geologen Sam Sukotjo har medverkat med analys av spricklineament från flygbildsmaterial. Vid tolkningen av den flygmagnetiska kartan har geofysiker Dan Nisca aktivt medverkat samt bidragit med det geofysiska avsnittet. I några områden har bidrag till den geologiska kartbilden och övrigt värdefullt material erhållits från AB Statsgruvor. En del information har också lämnats av Boliden Gruv AB. De kemiska analyserna har utförts vid SGU:s kemiska laboratorium åren 1974–1977. För dessa och alla insatser som bidragit till kartläggningsresultatet vill förf. varmt tacka alla medarbetare.

Den geologiska utvecklingen

Som redan inledningsvis framhållits, har större delen av kartområdets berggrund bildats för närmare två miljarder år sedan. Den geologiska utveckling, under vilken berggrunden formades till sammansättning och struktur, utspelades under några hundra miljoner år, från omkring 2 100 miljoner år till inemot 1 600 miljoner år före nutid.

Områdets äldsta berggrund utgörs av ytbergarter som från början varit sandiga, leriga eller kalkrika sediment eller bestått av vulkaniska asklager och lavar. Om dessa lager bildats i marin eller kontinental miljö är ännu osäkert. Man vet inte mycket om fördelningen av land och hav på jorden vid denna tid. Havets salthalt bör ha varit lägre än i dag. Atmosfären hade

en annan sammansättning och saknade troligen syre. Kanske var förhållandena i övrigt ganska lika dem man nu finner i vissa havsområden med en rikedom på vulkaner och vulkaniska öar.

De svekofenniska ytbergarterna, som här kallats Barkengruppen, bildades under en ständigt pågående sedimentavsättning, tillfälligt störd av stark vulkanism och tektoniska rörelser. En sådan växelverkan mellan sedimentation och vulkaniska effekter är karakteristisk för orogena zoner, där en bergskedja växer fram.

Larsboformationens lager är till största delen skiktade, gråvackeartade sediment, som innehåller växellagrade, snabbt hopsvämmande sandiga och leriga skikt utan mer långvarig vattentransport. Denna typ av sediment anses vara bildade genom slamströmmar, delvis initierade av tektoniska rörelser nära en orogen zon. Vanligen bildas gråvackesediment i grundhavsområden relativt långt från stränder. Endast kvartsiten vid Kolpebo (Ij) avviker genom sin karaktär av strandnära sediment.

I nära samband med att de suprakrustala lagren först avsattes, inträffade ofta lokala omlagringar samt efterhand en allmän kompaktion av vattenrika, mjuka sedimentmassor. Därvid förstärktes det horisontella lagringsplanet (s_0) i den primära strukturen.

De svekofenniska vulkaniska bergarterna, vilkas sura led här i Fenno-skandia sedan gammalt kallats leptit (Geijer 1944), tycks till största delen bestå av i vatten avlagrade asktuffer. Av allt att döma fanns inom området flera tidiga vulkancentra fördelade i nordostligt strykande sprickzoner. Leptitbergarterna växlar starkt i sammansättning och struktur, vilket beror på att många variabla faktorer medverkat vid dessa bergarters tillkomst. Man kan tänka sig följande variationer i betingelserna. Vulkanismens utbrottsprodukter blir differentierade med avseende på kemi, grovlek och sätt för utbrottet. Avsättningen innebär en uppdelning i olika lager och under avsättningen kan reaktioner ske mellan ett finfördelat vulkaniskt material och vatten. Slutligen kan en rad omvandlingsprocesser ha pågått efter avlagringen.

Järnmalmsbildningens primära processer är nära förbundna med vulkanismen både i de fall malmerna kan betraktas som övervägande sedimentära (kvartsrandmalmer) och då hydrotermala eller metasomatiska processer medverkat (skarnjärnmalmer).

I olika nivåer av leptitkomplexet förekommer kalksten, som har uppkommit genom kemisk, biokemisk eller biogen utfällning. Förekomsten

av stromatoliter (strukturer orsakade av alger) i kalkstenar av analog ålder visar att biogen kalkbildning har skett vid denna tid. De små mängder grafit (kol) som påträffats på några ställen i Larsboformationens skiffrar (2j—3j) tyder också på att organiskt liv förekom i de vatten, där sedimenten avsattes.

Till synes yngst av Larsboformationens sedimentbergarter är lagren vid Styggberget och Uvberget öster och sydost om Korsheden (2h—2i). Dessa sediment avviker från Larsboformationen i övrigt genom förekomsten av en grovt gråvackeartad sandsten med detritus från en dioritisk bergart samt en skiffer med grafit och magnetkis.

Redan under eller nära efter leptitkomplexets avsättning synes lagerkonforma intrusioner av basisk magma ha förekommit. Dessa lagergångar av amfibolit med reglerad rekristallisationsstruktur visar kylda kontakter mot sidostenen. Sådana gångar uppträder framför allt i den västra delen av leptitstråket vid Smedjebacken (2f—4g). Liknande gångar har också iakttagits i Larsboskiffarna norr om Tolvsen (3h—4h). Dessa amfibolitgångar slår igenom Larsboformationens skiffrar och kan förmodas vara yngre än de nämnda lagergångarna i leptitkomplexet.

Efter avsättningen av Barkengruppens ytbergarter förflöt miljontals år, kanske med fortsatt yngre sedimentation och vulkanism samt en successiv petrifiering. Begynnande låg metamorfos i lagerserien avbröts av starka omvandlingar under den svekokarelska bergskedjebildningen för 1 900—1 800 miljoner år sedan (Åberg, Nyström & Strömberg, under bearbetning).

Under bergskedjebildningen tillkom nya bergartskomplex genom stora intrusioner av basiska och sura magmor. De tidigare flacka lagren veckades och fördelades på djupare nivåer i jordskorpan. Högre temperatur och tryck medförde en metamorf rekristallisation av mineralbetändet i bergarterna. Mineralsammansättning och struktur i dessa nu stelnade magmor och i de metamorfoserade ytbergarterna visar att dagens bergyta, frampreparerad under många miljoner år av erosion, representerar ett flera kilometer djupt horisontalsnitt i den svekokarelska berggrunden. I denna nivå uppträder de nämnda stora massiven av intrusivbergarter, mest granit, granodiorit och tonalit (bruna i kartbilden) men även diorit, gabbro och ultrabasisk gabbro (gröna). I ett sent tektoniskt stadium av bergskedjebildningen påverkades alla dessa bergarter av det riktade tryck, som kännetecknar en orogen zon med dess prägel av kollision mellan block i jordskorpan. Slutresultatet av deformationerna blev i hela

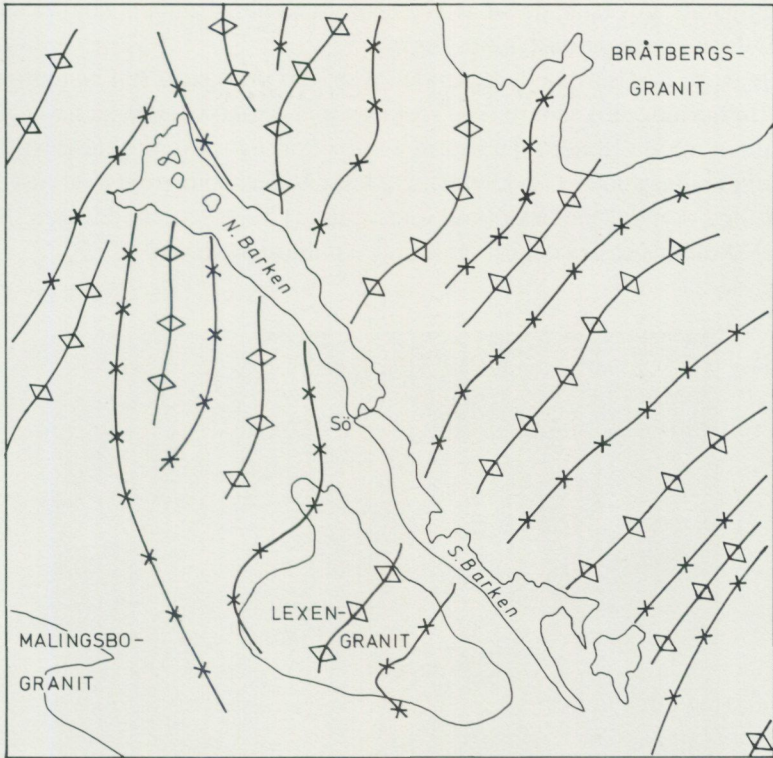


Fig. 5. Ett försök till tektonisk modell för den isoklinala veckningen inom kartområdet. Kryss markerar synklinaler och parallelepipeder antiklinaler. Nordost om Barkensjöarna bildar Larsboformationen synklinaler under det att leptit + gabbro + gnejsgranit uppfattas som antiklinaler. Sydväst om sjösystemet får leptit och gabbro antyda synklinaler medan gnejsgranit antyder antiklinaler.

Tectonic model of isoclinal folding with regional synclinal and anticlinal structures. Crosses indicate synclines and parallelepipeds mark anticlines.

den äldre berggrunden en stänglighet, som i dessa trakter stupar nära 40° mot öster.

Hela den suprakrustala lagerserien förefaller att vara isoklinalt sammanveckad längs nordligt till nordostligt strykande veckaxlar (fig. 5)

Omkring hundra miljoner år senare tillkom nya intrusioner av yngre granitmagmor (dessa graniter är röda i kartbilden). Stora massiv ligger i kartans sydvästra del, men enstaka perifera gångar av samma granit och därtill hörande pegmatit uppträder även i övrigt. De sena graniternas

inträngande försakade stora blockrörelser i berggrunden, som emellertid deformerades endast lokalt (fig. 6)

De stora rörelserna i berggrunden tycks därmed i stort sett ha avstannat i detta område. En senare svag reaktion på tektoniska skeenden i angränsande områden finner man i form av de i nordlig riktning genomsättande branta diabasgångarna (violetter). De har en ålder som grovt överensstämmer med den dalslandiska (svekonorvegiska) bergskedjebildningen i Baltiska Sköldens västra del för omkring en miljard år sedan.



Fig. 6. Lagrade suprakrustalbergarter (a) med gångar av gnejsig och veckad primorogen granit (b) och serorogen, porfyrisk Lexengranit (c) i breda ådror. Dessa klipps av en gång av aplitisk Malingsbogranit (d) med pegmatit. Vägdikey nära Busjön (0h, 665395/148790).

Supracrustal rocks (a) with dikes of gneissose and folded primorogenic granite (b) and serorogenic, porphyritic Lexen granite (c) in broad veins. This bedrock is cut by a dike of aplitic Malingsbo granite (d) with pegmatite. Road ditch near lake Busjön.

Bergarter

Bergarterna beskrives i det följande i den tidsföljd de bildats eller intagit sin plats i berggrunden.

Berggrundskartans beteckningsschema har, enligt geologisk tradition, de äldsta bergarterna längst ner, så som avlagringsföljden är vid sedimentation.

I rubrikerna till bergartsbeskrivningarna har inom parentes angivits den geologiska beteckning som bergarten fått i berggrundskartan.

Barkengruppen, leptitkomplexet och Larsboformationen

Man har kommit överens om att kalla ytbergarterna som ingår i den svekokarelska orogenzonen för svekofenniska (Rankama—Welin 1972). De svekofenniska ytbergarter som uppträder i Barkenområdet kallas här Barkengruppen.

En litostratigrafisk indelning av bergarterna måste framför allt bygga på den mer eller mindre kontinuerliga avlagringen av sedimentära bergarter (Hedberg 1976). Eruptiva bergarter, som är associerade med sedimentära lagerserier, synes tidsmässigt representera förhållandevis korta avsnitt av sedimentationscykeln och varierar vanligen starkt i mäktighet och utbredning.

De eruptiva ytbergarterna i Barkengruppen är övervägande sura vulkaniter. Dessa har stor utbredning i Mellansverige och har sedan lång tid tillbaka sammanfattats under namnet leptit. Inslaget av vulkaniska eruptivbergarter i Barkengruppen benämns därför leptitkomplexet. I leptit-

TABELL 1. Stratigrafi för ytbergarterna i Barkenområdet.
Stratigraphy of the supracrustal rocks in the Barken area.

	Barkengruppen (<i>Barken group</i>)	Uppskattad mäktighet i meter
Larsboformationen	(<i>Larsbo Formation</i>)	
Styggbergsgråvacka	(<i>Styggerget Metagreywacke Member</i>)	100
Stockjärnskiffer	(<i>Stockjärnen Schist Member</i>)	30
Bredtjärnsgnejs	(<i>Bredtjärnen Gneiss Member</i>)	200
Vibberboskiffer	(<i>Vibberbo Schist Member</i>)	1 000
Kolpebokvarst	(<i>Kolpebo Quartzite Member</i>)	100
Issenkonglomerat	(<i>Issen Conglomerate Member</i>)	100
Torraksbergsbreccia	(<i>Torraksberget Breccia Member</i>)	200
Fagersta leptitkomplex	(<i>Fagersta leptite complex</i>)	
Hedkärrakalksten	(<i>Hedkärra Limestone Member</i>)	100
Metavulkaniter		1 000
Metasediment		

komplexet medräknas tills vidare members eller formationer av sedimentär typ, t.ex. kalksten och mindre skifferlager, som ej kunnat fastläggas till sin stratigrafiska nivå.

Inom leptitkomplexet har man sedan gammalt (Geijer 1944) brukat göra en indelning efter kemisk sammansättning, med natronleptiter som äldsta led, följda av kalileptiter och därpå kalksten och bandade leptiter.

De sedimentära lagren i Larsboområdet betecknades av Hjelmqvist (1938) som Larsboserien, vilket med modern nomenklatur (Hedberg 1976) bör ändras till Larsboformationen. Denna har av flera geologer, t.ex. Hjelmqvist (1937), uppfattats som yngre än leptitkomplexet. Den regionala fördelningen av bergarterna liksom strukturerna i kartområdet talar för en sådan tolkning, även om ett omvänt åldersförhållande är fullt möjligt. Dessutom kan en fördelning i sidled med delvis likåldrighet vara stratigrafiskt möjlig, varvid en övergång i sedimentär facies skulle finnas från vulkaniter vid eruptivcentra till gråvackor i omkringliggande bassänger och grundhav. Tektoniska omflyttningar av typ överskjutningar kan också antas ha inträffat och förkortat från början längre avstånd. Tills möjligheter av detta slag kunnat prövas, bör man dock uppfatta Larsboformationen som yngre än leptitkomplexet.

Leptitkomplexet

Leptitkomplexet domineras av vulkaniska bergarter som tillhör de äldsta bergarterna inom området. Dessa vulkaniter innehåller något yngre men samhöriga gångar och massiv av sura och basiska intrusivbergarter. Dessutom förekommer också tydligt sedimentära bergarter såsom kalksten och klastiska eller pyroklastiska bergarter. Indelningen av leptitkomplexets bergarter har skett med hänsyn till bergarternas utseende och sammansättning. Inbördes åldersförhållanden mellan bergartsleden är ännu osäkra.

Leptit

(Ospecificerad metavulkanit)

Termen leptit utan närmare specificering har använts framför allt i de områden, där brist på blottningar medfört att berggrunden är mindre väl känd. Vanligast är finkorniga till täta, ljusa metavulkaniter. Laminering, t.ex. mellan grå och röda skikt, förekommer ibland. I de icke laminerade,

mest spridda formerna kan man i stället makroskopiskt observera en svag tektonisk reglering i bergarten, vilken ändå i stort sett bibehållit sin karaktär av massformig vulkanit. Eftersom en svag parallellorientering undantagsvis uppträder i den finkorniga, normalt ej deformerade Malingsbograniten, kan det ibland vara svårt att avgöra gränsförhållandena mellan finkornig leptit och röd Malingsbogranit. Flera hällar längs vägen mellan Hedbyn och Stora Tolvsbo (0g) illustrerar detta.

TABELL 2. Kemiska analyser av natronrika suprakrustalbergarter med vulkaniskt ursprung.

Chemical analyses (wt.%) of sodium-rich supracrustal rocks of igneous origin.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	78.7	78.9	76.7	73.7	72.9
TiO ₂	0.18	0.09	0.28	0.34	0.10
Al ₂ O ₃	11.8	11.8	12.1	12.6	14.8
Fe ₂ O ₃	0.5	0.7	0.9	1.0	0.5
FeO	0.3	0.7	1.1	0.8	0.5
MnO	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02
CaO	0.6	0.1	1.2	1.6	0.9
MgO	1.14	1.5	0.35	0.45	0.43
Na ₂ O	4.3	4.4	4.6	3.2	6.0
K ₂ O	1.5	1.8	1.8	4.2	2.4
H ₂ O >105°	0.8	0.8	0.4	0.5	0.7
H ₂ O <105°	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02
CO ₂	0.01	0.05	0.03	0.08	0.06
F	0.05	0.08	0.02	0.03	0.02
S	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
BaO	0.02	0.02	0.05	0.22	0.08
	100.13	101.18	99.82	99.0	99.73

730922. Gråvit, kvartsitisk glimmerskiffer. — 300 m söder om den sydöstligaste gården i Torrbo (4g), 667085/148323.
761025. Grå leptitgnejs. — Strandnära håll vid södra änden av Kolarbysjön (1j), 665620/149965.
740711. Röd, fläckig leptitgnejs. — Römossen (0f), 665189/147575.
720505. Röd och grå, bandad leptit. — Våghåll vid Björsjövägen, 500 m väster om korsning E65, (3f), 666800/147680.
730919. Röd leptitgnejs. — Ormbackarna (4h), 666800/147680.

Inom största delen av kartområdet uppträder leptiter med en östligt stupande stänglighet. I det stora leptitområdet i kartans sydvästra hörn finns emellertid en växlande orientering. Detta kan förmodas bero på omställning av axlarna genom en sen veckning. Tecken på en sådan sen deformation visas i fig. 16, delområde 1f.

Basiska lager eller gångar av amfibolit uppträder särskilt rikligt i ett mot nordost riktat stråk från Nedre Göberget över Vilmoren till Stenbäcken (2f—4g). Dessa amfiboliter har en tjocklek, som varierar från 1 m till 20 m. Större förekomster har i kartan markerats som massiv av amfibolit. I detta stråk finns även åtskilliga metabasitgångar.

En del av kartans leptitområden innehåller metavulkaniter med laminerad struktur. Lamineringen kan ha olika karaktär men beror oftast på att bergarten är uppbyggd av omväxlande ljusa och mörka skikt. Olikheten i färg torde till en del bero på skilda oxidationstillstånd för järnet i bergarten. Det kan också finnas klara skillnader i mineralogiskt och kemiskt avseende mellan bergartens skikt. Även i metamorft tillstånd kvarstår primära sammansättningsskillnader i leptiten, varigenom karakteristiskt färgade, pigmenterande, mineral uppträder fläck- eller skiktvis, t.ex. röd finkornig hematit eller grön epidot.

Röd leptitporfyr

(Metaryolit med porfyrisk struktur)

Den röda eller rödgrå leptitporfyren har, i en finkornig mellanmassa, strökorn av kvarts och vanligen också av plagioklas. Bergarten visar i allmänhet en övervägande tektoniskt betingad parallellstruktur men är ej laminerad. Gränsdragningen mellan denna och andra leptitformer är ibland osäker, varför dess totala utbredning varit svår att bedöma.

Två förekomster av leptitporfyr i Furbo—Jobsbo (4f) och Getbro (4g) förefaller att ha hängt samman före intrusionen av gabbro och gnejsgranit. Även gabbropartierna verkar att ha spjälkats upp av den röda gnejsgraniten (4f, 4g).

Den nämnda leptitporfyren vid Furbo—Jobsbo innehåller strökorn av kvarts och oligoklas, båda mineralen i form av aggregat, utdragna eller tillplattade i s-ytans plan med stupning omkring 50° mot öster. Strökornen synes vara deformerade fenokrister, som nu har formen 0.1×1 mm. Båda fenokristmineralen visar deformationsstrukturer vilket är särskilt framträdande hos kvartsen. Denna har stark undulös utsläckning tvärs över

kornen, troligen utbildad efter den första deformationen och efter rekristallisation till kvartsaggregat. Bergartens finkornigare matrixdel håller en kornstorlek av omkring 0.02 mm och består av nästan lika mängder av anhedral kvarts och delvis euhedral albit-oligoklas samt en mindre del mikroklin. Accessoriskt förekommer hematit och finkornig epidot, däremot saknas glimmer nästan helt. Epidotfyllda sprickor genomkorsar bergarten.

En uppblandning med primorogen granit finner man också i Ormbäckarna (4g—4h). Finkristallin röd granit uppträder där i nära samband med den röda leptiten i form av gångar, parallella med ett svagt framträdande spaltplan. Den mest framträdande tektoniska s-ytan i leptitporfyren markeras av en deformativ, gnejsig textur. I denna yta är kloritomvandlad biotit företrädesvis orienterad. Dessutom uppträder en till synes sent kristalliserad muskovit, som i likhet med undulositeten hos den deformerade kvartsen står i brant vinkel mot bergartens skiffriighet, vilket kanske antyder en sen omställning och omreglering i bergarten.

Omkring Knapptjärnberget finns ett annat område med leptitporfyre (4h—4i). På några ställen uppträder den röda leptitporfyren som isolerade relikter i primorogen granit. På Sundsberget (3h) t.ex. ligger leptiten som en hundra meter tjock platta med östlig stupning, omsluten av medelgrov, röd, primorogen granit.

I Fagerstaområdet bildar röd leptitporfyre stora samlade stråk, som ibland har en något osäker utbredning. I ett bergartsprov från Djupadal, söder om Fagersta (0f), har påträffats en äldre generation av grovkristallin muskovit, vilken uppträder i form av deformerade och korroderade kristaller orienterade i ett tidigt s_0 -plan. Av metamorfa mineral förekommer där i mindre omfattning cordierit, sillimanit samt retrograd klorit.

Leptitporfyreerna förefaller att i alkalisammansättning vara intermediära till natrondominanta (jämför tabell 2, analys 5, Ormbäckarna). De röda leptitporfyreerna representerar ett osäkert moment i den stratigrafiska utvecklingen, eftersom det är svårt att avgöra om bergarterna är effusiva eller intrusiva. En kontakt mot grå leptit kan studeras på Semla-berget (1j) men det har inte varit möjligt att där eller i övriga fall bestämma inbördes åldersförhållanden.

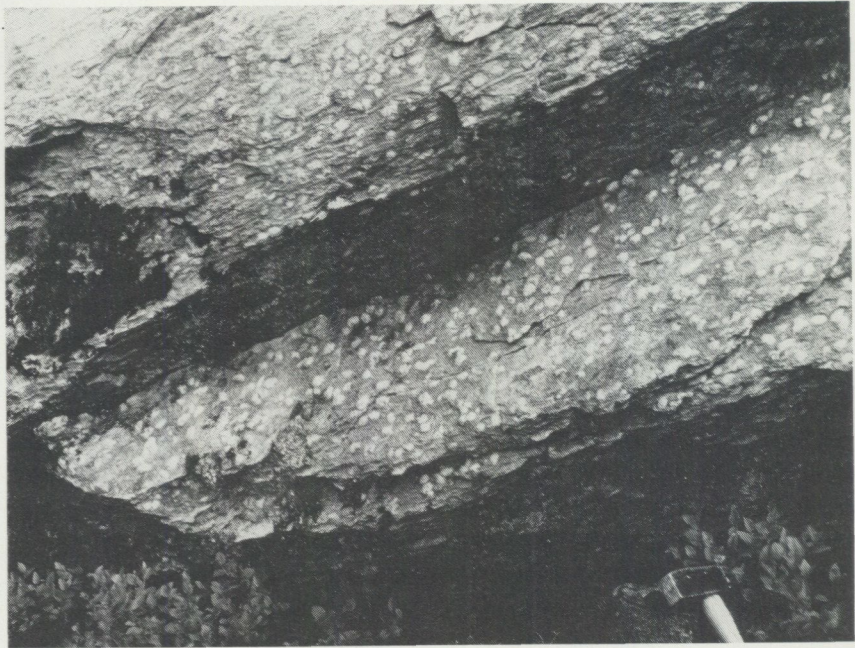


Fig. 7. Cordieritbildning i glimmerrik, grå leptit nära gränzonen mot röd, porfyrisk leptit. 500 m öster om St. Algsjöns norra del (lj).
Cordierite in mica-rich, grey leptite near to the marginal zone to reddish, porphyritic leptite.

Grå leptit

(Glimmerrik, grå metaryolit med metasediment)

De bergarter som här innefattats under en gemensam beteckning varierar rätt mycket till sammansättning och utseende. De grå metaryoliterna är natrondominanta till alkaliintermediära (tabell 2). Bergarternas grovlek varierar, men de grövsta mineralkornen är 0.1–0.4 mm. Dessa större mineralkorn eller aggregat utgörs av plagioklas och kvarts, båda till synes primärt magmatiska. Mindre korn, delvis av samma mineral, är alltför grova, 0.05–0.1 mm, för att man skulle kunna beteckna bergarten som en porfyr.

I den grå leptiten vid Kolarbysjön (lj, tabell 2:2) är texturen närmast finkornigt gnejsig med delvis euhedraala individ av kvarts och fältspat samt biotit och yngre muskovit, båda glimrar väl inregerade i skiffrighetspla-

net. Enda tecknet på en postkristallin påverkan är en viss vågighet i utsläckningen hos biotiten, som ibland är korroderad av fältspat.

Biotit och muskovit är ofta samlade i band, som eventuellt markerar primära skikt av lermineral. Sådana skikt, störda och förflyttade genom senare deformation, är emellanåt makroskopiskt synliga i den grå leptiten. På den glacialslipade övre hällytan i den stora vägs kärningen 1 km öster om Rudgruvan (lj, 665525/149850) finner man sådana sliror och band av glimmerrikt material, troligen härrörande från primär skiktning men nu avklippta och delvis förskjutna till ett spaltplan. Leptitens kornstorlek varierar och mellan denna lokal och ovannämnda leptit vid Kolarbysjön finner man i våghällar vid Norbergsvägen en grå leptit, som är mer homogen och gnejsliknande.

Det förefaller som om huvuddelen av järnmalmerna är knutna till vissa nivåer i den glimmerrika grå leptiten. Järnoxidmineralen kan uppträda i kompakta skikt men är ibland jämnt fördelade i bergarten. En sådan jämn och riklig fördelning av magnetit men utan samlad malm uppträder i den norra delen av Fagersta leptitområde vid Semlaberget (lj) och NNO därom. De större linjalerna av malm kan förmodas vara delvis tektoniskt-hydrotermalt samlade i strukturer som representerar tryckminima.

I Fagerstaområdet ligger stråk av grå metaryolit regionalt växelvis med röd leptitporfyr. Gränsen mellan dessa leptitvarianter är som nämnts skarp på Semlaberget. Nordost därom innehåller den gränsnära delen av den grå leptiten körtlar av cordierit etc. (fig. 7).

Eftersom de grå glimmerrika ytbergarterna är närmast associerade med vulkaniter har de vid kartläggningen som helhet betraktats som eruptivbergarter. De representerar en serie övergångar mellan vulkaniter, sedimentärt omlagrade tuffiter och helt sedimentära glimmerskiffrar.

Kvartskeratofyr

(Natronrik metaryolit, vit till grå)

Den vita kvartskeratofyren (natronleptiten) har sin största utbredning i kartbladets sydöstra hörn (0j). Den uppträder här som en del av ett mäktigt stråk med stor utbredning på intilliggande kartblad från Riddarhyttan i sydväst till Norberg i nordost. Bergarten är vit till gråvit med växlande kristallinitet. På glacialslipad yta liknar den en kvartsit genom att den ljusa plagioklas som dominerar bergarten liknar kvarts makroskopiskt. Vittrad yta blir i allmänhet oregelbunden och skrovlig. I den grov-

TABELL 3. Kemiska analyser av natronleptiter (kvartskeratofyrer).
Chemical analyses (wt. %) of sodium-rich metarhyolites (quartz-keratophyres).

	1	2	3	4	5
SiO ₂	77.2	83.6	77.4	75.1	73.1
TiO ₂	0.16	0.08	0.11	0.09	0.24
Al ₂ O ₃	12.4	9.3	12.3	14.6	13.3
Fe ₂ O ₃	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
FeO	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
CaO	0.5	0.3	0.5	0.41	0.4
MgO	2.7	0.54	0.81	1.08	3.1
Na ₂ O	6.1	5.2	6.3	7.7	6.5
K ₂ O	0.7	0.2	0.3	0.7	0.3
H ₂ O > 105°	0.6	0.3	0.5	0.2	1.2
H ₂ O < 105°	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03
CO ₂	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05
F	0.17	0.01	0.01	0.08	0.06
S	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
BaO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
	101.07	99.96	98.88	100.85	99.2

1. 730919. Vit glimmerskiffer. — Östra sidan av Issens norra ände (4h), 667100/148515.
2. 730919. Gråvit natronryolit. — Stimmerbo, 700 m öster om byn (4h), 667290/148490.
3. 730919. Vit, 1/2 m tjock bank i 2. — Stimmerbo, som ovan.
4. 730804. Gråvit leptitgnejs. — Vid väggkorsning, 500 m norr om Rudtjärnen (4h), 667290/148580.
5. 730804. Gråvit natronryolit. — Björsjövägen, mitt emot Industrivägen (3f), 666800/147680.

kristallina natronleptiten söder om Fagersta kan man makroskopiskt urskilja separata ytor med kvarts respektive vit plagioklas, vilka vid rekristallisationen segregerats i skilda aggregat. Plagioklaskornen har ofta en liten, äldre kärna relativt rik på inneslutningar. Detta ursprungliga korn har sekundärt tillvuxit starkt, vilket torde bero på en tillförsel av natrium till bergarten. Eftersom en så stor del av vulkaniterna visar natriumöver-skott (tabellerna 2 och 3), kan detta eventuellt bero på att natrium tillförts mycket tidigt genom jonbyte med natriumsalterna i havsvattnet.

Mindre förekomster av vit natronleptit har påträffats vid Vilmoren (3f) samt öster om Stimmerbo (4g-4h). De flesta av de nämnda förekomsterna har en natronhalt större än 6 % (tabell 3).

Metadacit

Metadacitiska vulkaniter uppträder i liten omfattning. Ett mindre område med denna bergartstyp har iakttagits mellan Dammtjärnen och Rönningsberget (1f). En del små rester av metavulkanit i primorogen granodiorit förefaller också att vara av metadacitisk typ. Detta är emellertid något osäkert, eftersom granodioriten själv förändras genom assimilation av sidobergart. En granit eller granodiorit som breccierar amfibolit eller gabbro tycks därigenom marginalt gå över i ett slags dioritisk hybridbergart. Små metadacitiska inneslutningar av nämnda typ har iakttagits exempelvis på Standåberget (4f).

Hedkärra kalksten

(Urkalksten)

Enstaka lager av kalksten förekommer tillsammans med leptitkomplexets vulkaniter. Kalkstenen har kristalliserat om till marmor. Lagren är föga uthålliga och varierar i mäktighet. Tunna lager av skarnomvandlad kalksten uppträder något oregelbundet i leptitlagren. En sådan förekomst med spridda noder av kalkskarn i metaryolit har exempelvis observerats på en sydlig udde i Busjön (0h). Det är osäkert om kalkstenarna kan hänföras till en bestämd stratigrafisk nivå inom lagerserien även om de till synes förekommer mest i leptitkomplexets översta del.

Vid Hedkärra har ett 80 m mäktigt kalkstenslager brutits i Svartberget (0j). Denna kalksten har en relativt hög kalkhalt och har framför allt använts industriellt som slaggbildningstillsats vid järnframställning. Två analyser på kalksten från stråket vid Hedkärra (tabell 4, Jernkontoret 1931) visar en halt av kalciumkarbonat av omkring 90 % från brottet vid Hedkärra, medan en förhöjd dolomithalt kännetecknar det gamla kalkstensbrottet vid Jönsbacken intill kartans gräns.

I den NNO-ligt strykande lagerserien finns i skenbart samma zon små kalkstenslinser och kalkskarn även norr om Fagersta, både norr om den västligaste delen av väghällen (665520/149830) och mellan Kolarbysjön och Semla Dammsjön (666600/149900). Ett skarnrikt kalkstenslager finns även väster om Flobo by (0j-lj).

TABELL 4. Kemiska analyser av två ultrabasiska massiv samt tidiga kemiska analyser av kalksten från stråket vid Hedkärra (0j).
Chemical analyses (wt.%) of two ultrabasic rocks and two limestones.

	1	2	3	4
SiO ₂	40.9	39.5	4.27	5.55
TiO ₂	0.35	0.25	-	-
Al ₂ O ₃	9.1	6.4	1.76	1.08
Fe ₂ O ₃	3.5	5.0	2.36	5.97
FeO	8.2	6.9	-	-
MnO	0.18	0.21	-	1.25
CaO	5.5	5.8	46.45	35.30
MgO	25.3	26.8	4.44	13.07
Na ₂ O	0.6	0.5	-	-
K ₂ O	0.1	0.1	-	-
H ₂ O > 105°	4.3	6.7	-	-
H ₂ O < 105°	0.6	0.5	-	-
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.023	-
CO ₂	0.55	0.37	39.40	38.11
F	0.01	0.01	-	-
S	0.03	0.05	0.045	-
BaO	0.01	0.01	-	-
	99.29	99.22	98.75	100.34

1. Peridotit. — Väster om Klockarbo (3h), 669075/148825.
2. Peridotit. — Sydväst om Långsjön (3i), 666970/149250.
3. Hedkärra (Svartberget) 1917 (0j).
4. Jönsbacken 1910 (0j).

Ett mindre, 20 m mäktigt kalkstenslager finns också vid Torrbo (4g). Troligen ligger det tunna kalkstenslager, som påträffats 2 km längre mot NNV (4g), i samma vulkanitstråk. Kalkstenen vid Torrbo har brutits för lokal användning vid de äldre små hyttorna i området.

Larsboformationen

Larsboformationens sedimentbergarter bildar ett oregelbundet synklinorium (komplex depression av synklinaler och antiklinaler) eller möjligen

antiklinorium i den norra delen av kartbladets östra halva. Den sammanlagda mäktigheten torde uppgå till flera tusen meter. Sedimenten består till största delen av metamorfa skiffrar och gråvackeartade mostenar eller sandstenar.

Hjelmqvist (1938) beskrev vad han kallade Larsboserien (Larsboformationen) och diskuterade dess petrografiska och stratigrafiska förhållanden. Han skiljde ut glimmerskvarter, glimmerskiffrar, oligoklasgnejser, basiska inlagringar och grönstenar som tillhöriga Larsboformationen. Han

TABELL 5. Kemiska analyser av metamorfa skiffrar tillhörande Larsboformationen.
Chemical analyses (wt.%) of schists in the Larsbo Formation.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	65.8	67.8	77.4	76.3	79.6
TiO ₂	0.74	0.51	0.37	0.14	0.09
Al ₂ O ₃	16.9	13.4	10.1	11.4	11.9
Fe ₂ O ₃	1.0	1.5	0.7	0.5	0.3
FeO	3.8	4.3	2.4	0.9	0.2
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02
CaO	2.7	1.3	1.1	0.8	1.1
MgO	2.0	1.92	1.12	3.1	0.57
Na ₂ O	3.7	2.1	1.9	2.9	4.7
K ₂ O	1.8	2.4	1.7	1.9	0.9
H ₂ O > 105°	1.1	2.7	1.6	1.3	0.4
H ₂ O < 105°	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2
P ₂ O ₅	0.10	0.13	0.13	0.03	0.02
CO ₂	0.04	0.65	0.57	0.03	0.01
F	0.04	0.06	0.04	0.16	0.03
S	0.03	0.07	0.02	0.02	0.02
BaO	0.05	0.04	0.07	0.07	0.06
	100.2	100.32	99.5	99.87	100.09

1. Glimmerskiffer. — Skogsbilväg, vid korsning 800 m söder om St.Gladtjärnen (4i), 667360/149340.
2. Larsboskiffer, moigt skikt. — Kamhavet, våghäll (3i), 666710/149300.
3. Larsboskiffer, sandigt skikt. — Kamhavet, våghäll (3i), 666710/149300.
4. Glimmerskiffer. — Sjöbergets sydbrant (4g), 667190/148080.
5. Kvarteritisk glimmerskiffer, sandigt skikt. — Sjöbergets sydbrant (4g), 667190/148080.

tycks tveklöst ha ansett Larsboformationen yngre än det omkringliggande leptitkomplexet och därmed fick han en synklinall huvudstruktur för hela Larsboformationen. Samtidigt förmodade han emellertid att Larsboformationen har intagit ett djupare läge i jordskorpan än leptitkomplexet, eftersom migmatitliknande bergarter och eruptivbreccior är vanligare i Larsboformationen. Hjelmqvist förmodade att den undre delen av Larsboformationen skulle ha veckats ner till så stora djup att den blivit smältflytande och sedan stigit upp som migmatit och gnejsgranitmagma (1938, s. 31). Han räknade in de basiska och även de ultrabasiska bergarterna i urgraniternas (de primorogena graniternas) differentiationsserie. Enligt författarens uppfattning är större delen av de basiska bergarterna i Larsboformationens område väsentligt äldre än de primorogena graniterna och de har i allmänhet breccierats av dessa graniter.

Hjelmqvist (1938) uppfattade också den femiska Styggbergsgråvackan som en intrusiv bergart men fann att dess kemiska sammansättning antyder sedimentära drag. Den nu utförda kartläggningen har påvisat en mängd sedimentära strukturdrag i den granatförande bergarten. Geofysiska uppgifter har även avslöjat enskildheter i lagrens inbördes relationer och sammanhängande form. Gränsdragningen mellan vad som betecknas som primorogena graniter och olika former av oligoklasgnejs torde vara en annan bidragande orsak till förändringarna i kartbilden.

Inom Barkenenheten är de stratigrafiska förhållandena ännu osäkra och Larsboformationen skulle även kunna vara äldre än leptitkomplexet. En sådan tektonostratigrafisk modell kan diskuteras, liksom även en tänkbar delvis likåldrighet mellan Larsboformationen och leptitkomplexet. Tills vidare bibehålls ändå den, enligt Högbom (1930) och Hjelmqvist (1937), mest sannolika stratigrafiska bilden med leptitkomplexet som äldsta enhet.

I Larsboformationens breda synklinorium öster om Barkensjöarna kan man extrapolera ett system av synklinaler och antiklinaler (fig. 5), där Larsboformationen bildar synklinalerna under det att antiklinalerna markeras av leptit, gabbro samt amfibolit och gnejsgranit. Väster om Barkensjöarna, där hela bergblocket höjts upp vid Barkenlineamentet, framträder antiklinalerna som leptitstråk under det att gabbromassiv antyder synklinalerna. Den sannolikt högre liggande Larsboformationen är till största delen borteroderad eller ej avsatt och finns endast representerad som enstaka inneslutningar i Malingsbo- och Lexengraniterna.

Man snuddar här vid en viktig princip för en del av de äldre primorogena granitmagmornas inträngande. Deras intrusion tycks framför allt ha skett i lätt tektoniserade gränzoner och mellan enheter, där stora kontraster i tektonisk styvhet (kompetens) förelegat. Den viktigaste gränzon, som erbjudit angreppspunkt för graniten, tycks ha varit grönstenshorisonten mellan leptiterna och Larsboformationen, där möjligen även vulkaniska breccior av grönsten samt Larsboformationens basala konglomeratbildningar funnits.

Issenkonglomerat

Endast en förekomst av konglomeratet är känd. Den finns på berget 1 300 m norr om Vibberbo, öster om sjön Issens södra del (3h). Konglomeratet är delvis genomslaget och avgränsat av röd, medelgrov gnejsgranit, som troligen bildar en lob från intilliggande större massiv. Bollmaterialet i konglomeratet är till synes övervägande ljusa och mörka metavulkaniter. Fragmenten är mer eller mindre ellipsoidala till formen, med en längdaxel som stupar omkring 40° mot öster. Konglomeratbollarnas storlek är 0.2–1 dm i längdaxelns riktning.

Hjelmqvist (1938) har beskrivit ett parti av Issenkonglomeratet, där han påträffat bollar av hornbländeporfyrit och ett underlag av samma bergart. Hornbländeporfyriten skildras som en grå, tämligen grov och gnejsartad bergart med mörka hornbländerika fläckar. Bergarten är helt rekristalliserad med granoblastisk textur. Den består av andesin och blågrönt hornblände med något kvarts, kloritomvandlad biotit samt magnetit och apatit. Bergartens sammansättning tycks närmast motsvara en mörk granodiorit. Hjelmqvist betraktar konglomeratet som en inledning till sedimentationen i Larsboformationen.

Tyvärn har inte någon direkt fortsättning av Issenkonglomeratet iakttagits i strykningsriktningen. Såväl öster som väster därom anträffas endast Larsboformationens vanliga gråvackesediment. Sporadiska förekomster av något grövre klastiska, gnejsiga Larsbosediment har iakttagits även längre norrut, t. ex. väster om Vibberboberget (4h, 667130/148670) samt 500 m sydost om Ektjärnen (4h, 667400/148580). I dessa båda fall är det fråga om isolerade partier av sedimentgnejs, omgivna av gnejsgranit respektive leptit.

Kolpebokvartsit

Enstaka skikt av Larsboformationens metasediment är emellanåt grova och sandstensartade. Ändå finns ren kvartsit endast i ett begränsat område. Bergarten är där tyvärr omgiven av metaryolit och granit utan något säkert stratigrafiskt samband med omgivningen. Kvartsiten bildar ett kilometerlångt stråk vid Kolpebo, norr om sjön Vevungen (li—lj, Högbom 1930). Den är ren, blågrå till grågul och finkornig. Lagringsförhållandena har ej kunnat säkert fastställas i den homogent finkorniga kvartsiten, som är brantställd med nordostlig strykning. Inga mer grovklastiska skikt har observerats. Kvartsiten har en största sammanlagd mäktighet av storleksordningen 100 m. Regionalt ligger den i gränzonen mellan leptitkomplexet och Larsboformationen. Högbom (1930) har beskrivit ett konglomeratiskt lager från Kolpebokvartsitens kontakt mot porfyr i järnvägsskärningen vid en banvaktsstuga. Detta fragmentförande skikt synes emellertid vara mer tektoniskt än sedimentärt betingat och torde få tillskrivas föga bevisvärde.

Kvartsitlagret förefaller att ha en fortsättning längre mot nordost, närmare Norberg, där ett liknande kvartsitstråk beskrivits av Geijer (1936, 1967). Kvartsitens lagringsförhållanden på denna plats har senare undersökts av M. Ambros (pers. medd.), som funnit att sedimentet förefaller vara brantställt med uppåt i lagerföljden mot sydost, stupande in under leptitstråket Fagersta—Norberg. Norbergområdets kvartsit går utan basala lager i direkt kontakt med röd, porfyrisk leptit, vilken kan vara effusiv eller intrusiv. Enligt Hjelmqvist (1946) ligger nordväst om Norberg tre stråk av kvartsit, delvis inneslutna i kvartsporfyrisk kalileptit. Längre mot norr, vid sjön Dräcken, fann han zoner av kvartsit och konglomerat, som synes vara östliga motsvarigheter till de grovklastiska lagren inom det aktuella kartbladets Larsboformation. Bollmaterialet i dessa östligare konglomeratförekomster påminner enligt Hjelmqvist delvis om intilliggande leptitbergarter.

De grövre klastiska lagren av kvartsit och konglomerat uppträder regionalt i de yttre kanterna av det stora området med Larsboformationens sediment. Det är därför rimligt att man även fortsättningsvis i likhet med Högbom (1930), Geijer (1936) och Hjelmqvist (1938) antar att kvartsiten ligger basalt i relation till Larsboformationen, som då måste uppfattas som yngre än leptitkomplexet i Fagerstaområdet.

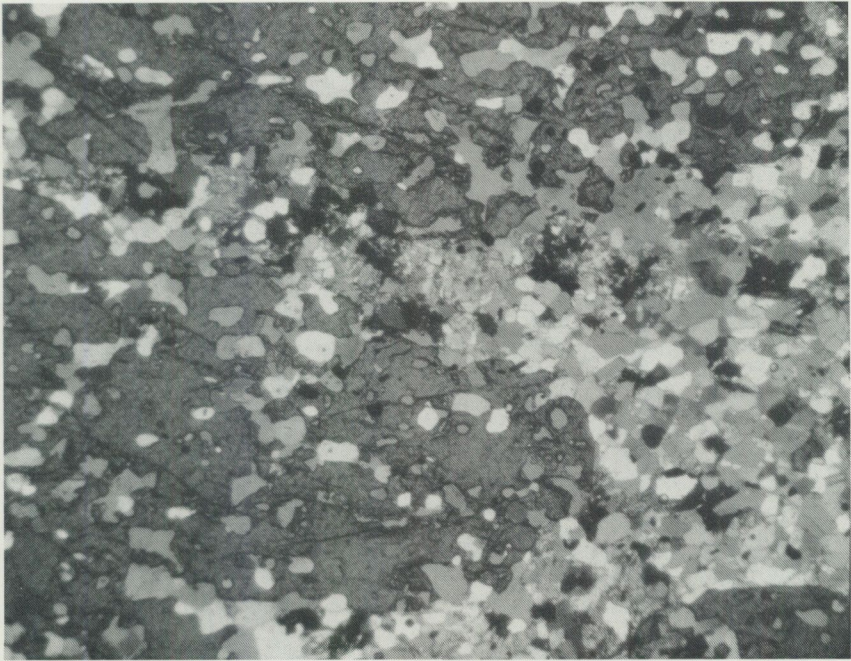


Fig. 8. Vibberboskiffer i kontakt med Bråtbergsgranit. Sen, poikiloblastisk granat med innesluten kvarts. Vid granatkristallernas tillväxt har biotit och plagioklas absorberats i en zon runt omkring granaten. 25 x, delvis + nic., 666940/149350.

Vibberbo schist in contact with Bråtberget granite. Late, poikiloblastic garnet has enclosed quartz and absorbed biotite and plagioclase in a zone around the growing crystal.

Vibberboskiffer

(Metagråvacka med skikt av glimmerskiffer)

Huvuddelen av Larsboformationen utgörs av metamorfa, skiktade sedimentbergarter med en sammansättning som varierar mellan rena lerskiffrar, gråvackor och arkosartade sandstenar (tabell 5). De sedimentära lagrens samlade mäktighet i området mellan Fagersta och Smedjebacken kan uppskattas till tusentals meter (tabell 1). Dessa bergarter har ofta en hög halt av kalcium och uppträder därför i sina vanligaste metamorfa former som plagioklasrika skiffrar och plagioklasgnejser.

Sedimenten har i allmänhet utbildats till en serie av växellagrande sandiga och leriga skikt. De sandiga lagren har en hög halt av finkornigt

matrixmaterial, vanligen rekristalliserat till glimmerrika aggregat. Det primärklastiska materialet i dessa sandiga skikt är finkornigt och oftast kantigt. Grövre korn av plagioklas är i allmänhet zonerade genom sekundär tillväxt av albitrikare plagioklas.

Lagren har alltid deformerats mer eller mindre starkt, dels genom veckning och dels genom en mer spröd deformation, som framkallat förklyftningsprickor och harneskytor. Ett exempel på en sådan komplex sprickdeformation finner man i väghällen (666700/149300, 3i) vid vägen Larsbo—Fragg. Denna håll är belägen intill det öst—västliga lineamentet Larsbosjön—Fraggen. Här är de sandiga lagren fattiga på plagioklas, under det att kvartshalten kan ligga vid 70 %. De skiffriga metasedimentens biotit är ofta lågtemperaturomvandlad till muskovit eller klorit. Även denna sena muskovit kan emellanåt visa deformation, av allt att döma av sent datum. Av metamorfa mineral har andalusit, sillimanit, cordierit och granat iakttagits (jfr fig. 8).

I metasedimenten märker man tecken på följande schematiserade mineralomvandlingar:

1. Rekristallisation av klastisk kvarts, fältspat och lermineral.
2. Biotitbildning ur mellanmassans lermineral.
3. Deformation I.
4. Bildning av granat, andalusit, sillimanit, cordierit.
5. Omvandling av biotit till muskovit under förflyttning av magnesium.
6. Omvandling av biotit etc. till klorit.
7. Deformation II.

Biotitens järn går antingen till epidot, granat etc., eller till magnetit, som ibland samlats längs den sena muskovitens korngränser.

Bredtjärnsgnejs

(Metagråvacka, gnejsomvandlad)

Öster om sjön Jörken, särskilt mellan Segeltjärnen och Bredtjärnen (3i), förekommer en vanligen finkornig metasedimentbergart som Hjelmqvist (1938) benämnt oligoklasgnejs. Metapelitiska skikt saknas nästan helt, men plagioklas, kvarts, biotit och ibland muskovit bildar en kristallinisk gnejsstruktur i vilken en skiktvis fördelning av mineralen och glimmerns orientering markerar skiffrighetsplanen. Den finkorniga, grå gnejsen varierar något till mineralsammansättning och grövlek men är på det hela

TABELL 6. Kemiska analyser av några metamorfa skiffrar och gnejser i Larsboformationen.
Chemical analyses (wt.%) of some schists and gneisses in the Larsbo Formation.

	1	2	3	4
SiO ₂	79.2	63.8	54.2	68.7
TiO ₂	0.39	0.55	1.3	0.44
Al ₂ O ₃	10.5	15.8	17.7	15.6
Fe ₂ O ₃	0.7	3.6	1.4	0.4
FeO	0.6	0.7	11.4	3.0
MnO	0.04	0.04	0.23	0.07
CaO	2.1	0.8	5.1	2.9
MgO	1.14	1.59	3.4	0.89
Na ₂ O	2.7	1.6	1.7	3.9
K ₂ O	1.1	4.5	1.8	2.8
H ₂ O > 105°c	0.4	2.3	1.7	0.8
H ₂ O < 105°c	0.4	0.8	0.3	0.1
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.33	0.19
CO ₂	0.03	0.01	0.03	0.03
F	0.07	0.08	0.06	0.04
S	0.44	0.39	0.19	0.02
BaO	0.03	0.09	0.05	0.08
	99.91	96.71	100.89	99.94

1. Kvartsitisk metamorfit. — 500 m sydost om Stockjärnen (2i), 666390/149295.
2. Glimmerskiffer (Stockjärnskiffer). — 500 m sydost om Stockjärnen, (2i), 666390/149295.
3. Granatgnejs, stänglig (Styggbergsgrävacka). — 500 m nordost om Stockjärnen, 666480/149293.
4. Metagrävacka, gnejsomvandlad Bredtjärnsgnejs. — Latbacken, 300 m öster om Segeltjärnen (3i), 666925/149220.

taget mycket homogen. Lokalt blir bergarten ådrad eller slirig och ibland mer grovkristallin. Fältspathalten är i allmänhet hög, och sammansättningen motsvarar en oligoklasrik bergart av sannolikt sedimentärt ursprung (tabell 6, analys 4). Övergångar mellan metamorfa Vibberboskiffrar med tydlig lagringsstruktur och den beskrivna gnejsen är svåra att fastlägga. Bredtjärnsgnejserna torde därför ha större utbredning än som redovisats i berggrundskartan.

Stockjärnskiffer

(Mjuk glimmerskiffer med grafit och kis)

Stockjärnskiffer är en mjuk pelitisk skiffer, som är starkt rekristalliserad. I terrängen är den dåligt blottad på grund av sin lätteroderade karaktär. Man kan emellertid lätt följa de två parallella skifferstråkens utbredning i den magnetiska kartbilden. Bergarten finns bland annat anstående vid Uvberget (2h), i västra kanten av bergbranten (666150/148945). Den är vanligen starkt skiffrig eller stänglig och innehåller glimmer, kvarts, grafit, limonit och cordierit. Dessutom förekommer magnetkis och kopparkis. Till följd av kisinnehållet uppträder vita och rostfärgade utfällningar på bergytan. Bergartens cordierit kan uppträda i flera generationer, av vilka den sannolikt äldsta innehåller grafit.

Vid Uvberget finns grönstenskroppar med nickelförande magnetkis intill Stockjärnskiffen. Det geologiska sambandet mellan dessa grönstenar och skiffen har inte kunnat fastställas. Flera starka magnetiska anomalier söder om Bråtbergsgraniten (3i) kan antyda en större utbredning av Stockjärnskiffen i Larsboformationen än som angivits i berggrundskartan. För närvarande saknas emellertid mer säkra belägg för detta förmodande.

Styggsbergsgråvacka

(Femisk metagråvacka)

Några kilometer öster om Söderbärke (2h-2i) finner man en gnejsartad bergart rik på 2-5 mm stora granater. Den bildar ett 6 km långt stråk mot nordost. Bergartens lagringsplan står nästan vertikalt. Den är uppbyggd av 0.5-2 m tjocka lager av grov granatrik gnejs, som innehåller sandiga, granatfattigare skikt. Dessa bankar är åtskilda av tunnare skikt av biotit-skiffer, i allmänhet 1-10 cm tjocka. Denna växellagring synes representera ett sediment med grov bankning fördelad på olika delskikt. Beroende på skiktens varierande kemiska sammansättning växlar mineralfördelningen (tabell 7). En uppdelning av sedimentationen i kalksandsten, sandsten och skiffer anses karakteristisk för vad som kallas gråvackesedimentation (fig. 9).

De ursprungligen kalkrika skikten representeras här av de tjocka lagren av granatgnejs. Dessa innehåller upp till 40 % granat (almandin—pyrop) tillsammans med bl. a. plagioklas vars kärna är rik på inneslutningar och sekundärt är mantlad av natronrikare fältspat. Skikten av sandsten eller

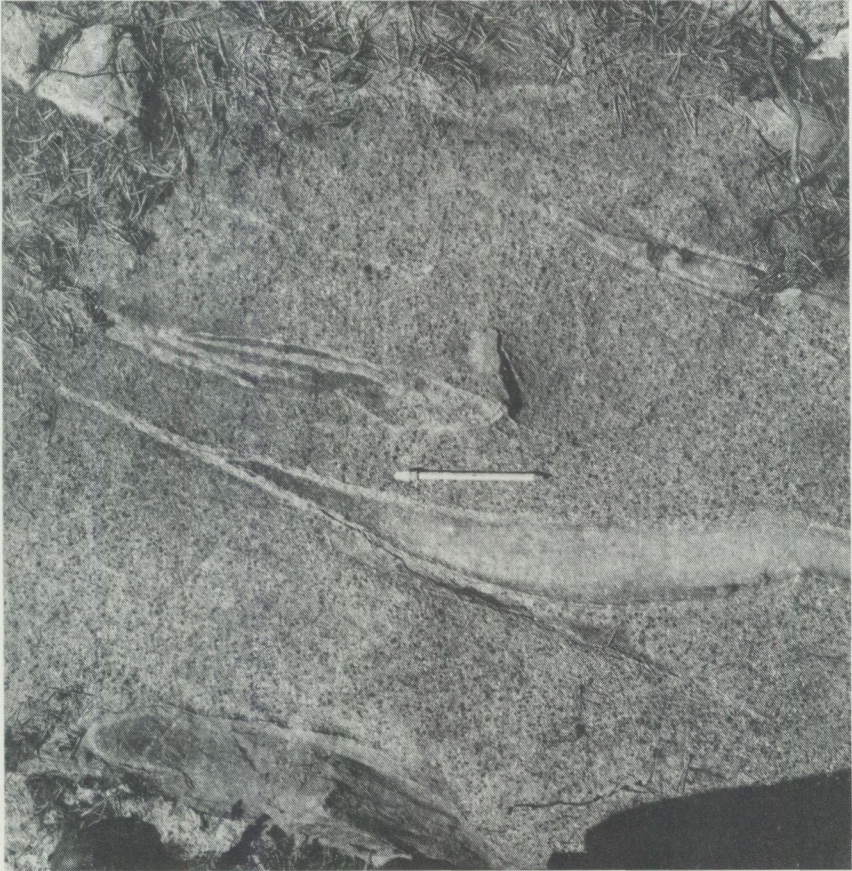


Fig. 9. Deformerade sedimentära strukturer i granatrik Styggbergsgråvacka vid Uvberget, 3 km öster om Söderbärke (2h).

Deformed sedimentary structures in garnet-rich Styggberget greywacke, Mt Uvberget.

mosten saknar granat och innehåller exempelvis i ett slipprov 40 % kvarts, 25 % plagioklas, 27 % biotit, 5 % kalifältspat samt 2 % apatit och malm. Den pelitiska skiffern, slutligen, representeras av de tunna skikten av glimmerskiffer, som innehåller biotit och kvarts samt klinozoisit, plagioklas etc.

I plagioklaskornens kärnor finns inneslutningar av olika slag. I en del korn möter man malm och epidot, i andra nålar av sillimanit, ett mineral

TABELL 7. Kemiska analyser av några olika lager i Styggbergsgrävackan vid Uvberget (2h).
Chemical analyses (wt.%) of some different beds in the Styggberget Greywacke at Mt. Uvberget.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67.4	58.4	62.3	54.9	56.8	56.4
TiO ₂	0.64	0.62	0.85	1.52	1.13	0.99
Al ₂ O ₃	15.3	20.0	16.2	17.6	17.2	15.6
Fe ₂ O ₃	1.2	1.8	1.5	1.5	1.9	1.6
FeO	3.8	4.5	5.9	8.2	9.2	8.6
MnO	0.06	0.07	1.0	0.16	0.21	0.14
CaO	2.8	0.6	2.7	6.9	4.2	5.5
MgO	1.60	2.7	2.1	2.8	3.0	5.8
Na ₂ O	3.6	1.1	3.1	0.9	2.3	1.2
K ₂ O	1.9	4.9	2.4	2.4	1.9	2.3
H ₂ O > 105°	1.3	3.5	1.8	1.6	1.5	1.4
H ₂ O < 105°	0.3	0.7	0.3	0.3	0.3	0.4
P ₂ O ₅	0.19	0.13	0.22	0.71	0.33	0.20
CO ₂	0.04	0.01	0.01	0.05	0.01	0.02
F	0.05	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07
S	0.03	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02
BaO	0.06	0.09		0.04	0.05	0.06
	100.27	99.59	100.46	99.70	100.08	100.27

1. Grävackegnejs, ett något granatförande 20 cm tjockt skikt. — Uvberget, mitt i sydbranten (2h), 666140/148940, lokal för alla analyserna 1–6.
2. Grävacka, moigt skikt. — Uvbergets sydbrant.
3. Grävacka, 1 dm tjockt sandigt skikt. — Uvberget.
4. Grov granatgnejs, 1 m tjockt sandigt skikt. — Uvberget, ovanför sydbranten.
5. Granatgnejs, granatrikt sandigt skikt. — Uvberget.
6. Glimmerskiffer, 1 dm tjockt biotitrikt skikt. — Uvberget.

som i bergarten tycks vara helt begränsat till plagioklaskärnorna. Dessa kärnor i plagioklaskornen kan vara sedimentärt klastiska till sitt ursprung, och marginalzonen av albitrik plagioklas torde i varje fall ha vuxit sekundärt på det primära kornet under bergartens metamorfos.

Vid Uvberget (2h, 666150/148945) kantas stråket av granatrika, grovbankade gråvackor på ömse sidor av den kisrika, pelitiska Stocktjärnskipfern. Strukturen förefaller att utgöra ett isoklinalt veck med brant axialplan. På sydsidan omkring 20 m sydost om stigen upp mot Uvbergets topp finner man ett relativt sent bildat klyvningsplan (s_2) med lokal orientering i NO—SV, med stupning 30° mot SO. Planets lutning mot den branta lagringsytan s_0 tyder på att hela veckstrukturen kan vara en synform i vars östra skänkel lokalen befinner sig.

Veckade kvartsgångar vittnar om en relativt stark deformation när parasitiska veck bildats genom glidning. De tunnare, mindre kompetenta lagren har veckats mest och delvis uppdelats, under det att de upp till metertjocka bankarna av granatrik bergart endast har pressats i varierande grad (fig. 10). (Granaterna finns bara i dessa tjockare skikt med högre

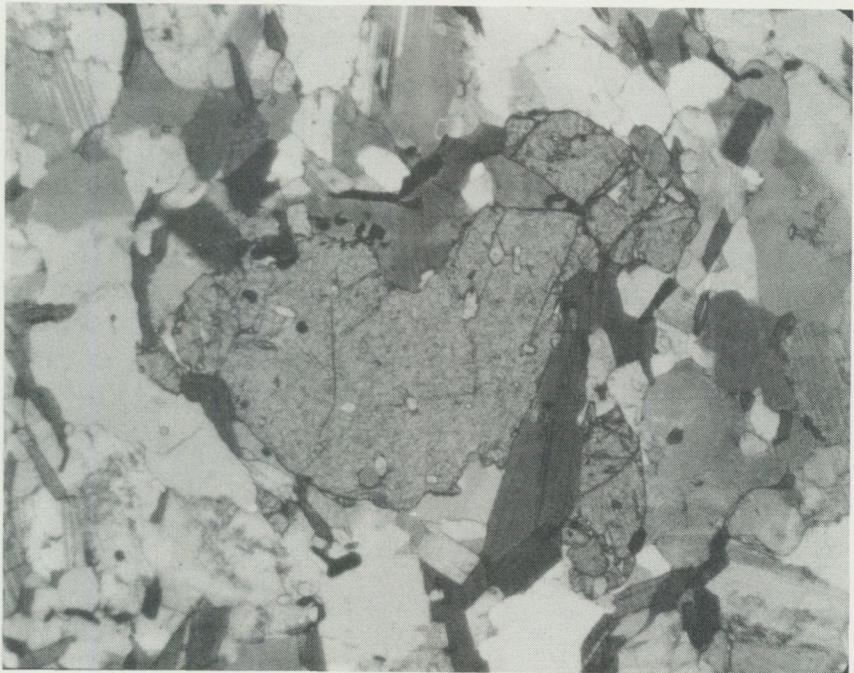


Fig. 10. Styggbergsgråvacka. Kristall av tidig granat, som sprängts isär av senare bildad biotit och kvarts. Fragmenten visar tendens till rotation medsols. 30 x, delvis + nic., 666480/149295.

Styggberget greywacke. The peripheral parts of a broken garnet have been partly moved clockwise, separated by later formed biotite and quartz.

halt av järn-kalcium-magnesium.) I synklinalens mitt, 50 m väster om bergstoppen förekommer ett klyvningsplan s_2 , som krenulerats av en tredje deformation, F_3 . Klyvningsplanet skiffrihet, s_2 , genomsätter en äldre veckning, F_1 , som bl.a. lämnat tidigt veckade kvartsgångar. Den tektoniska utvecklingen beskrivs i tektonikavsnittet samt illustreras av fig. 15.

Den starka F_2 -veckningen är troligen till stor del isoklinal, varför en bestämning av lagringsförhållanden enligt sedimentationsstrukturer torde ha föga relevans. En del granater har vuxit över ett äldre klyvningsplan. Det gäller särskilt stora, men enstaka granater som uppträder i reaktionszonen runt s.k. boudiner av kvartsrika lager.

Väster om Styggjärnsgråvackan möter man på Uvberget sandiga, kvartsitiska lager samt Stockjärnskiffern. Därefter vidtar en jämnkornig, granatfri sedimentgnejs med osäkra lagringsförhållanden, som markeras av svagt utbildade skiffrihetsytor.

Hjelmqvist (1938) kallade den granatrika bergarten för granatgnejs och framhöll att bergartens sammansättning (jfr tabell 7) trots utseendet ej motsvarar en eruptivbergart utan enligt sin kemiska sammansättning liknar ett lerigt vittringssediment.

Basiska intrusivbergarter

Inom kartbladet Ludvika SO märker man en generell olikhet i de basiska bergarternas utbredning mellan kartområdets sydöstra och nordöstra delar. De basiska bergarterna uppträder nästan endast norr om en skiljelinje dragen ungefär vid Söderbärke. En svärm av effusiva och/eller intrusiva amfibolitgångar i leptit förekommer också här. Dessa lagerkonforma gångar eller lager av amfibolit tycks ha bildats i nära samband med de sura vulkaniterna, vilket antyder en möjlig hög ålder för en del av de basiska bergarterna i samma område. Många generationer av basiska intrusivbergarter har iakttagits i områdets berggrund. Helt säkert borde dessa generationer uppdelas ytterligare, men man saknar för närvarande möjlighet att inbördes särskilja fler generationer.

Amfibolit

Amfiboliter uppträder i flera former. Syngenetiska är de lager eller lagerkonforma gångar som finns i den suprakrustala seriens vulkanit. Den

TABELL 8. Kemiska analyser av basiska intrusivbergarter.
Chemical analyses (wt.%) of basic igneous rocks.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46.2	49.1	50.0	47.4	50.2	52.0
TiO ₂	2.4	0.81	1.2	1.0	1.2	2.4
Al ₂ O ₃	13.4	16.6	13.5	16.8	14.5	15.7
Fe ₂ O ₃	4.1	2.2	1.6	2.6	3.6	3.9
FeO	13.5	7.2	9.0	6.7	8.0	6.4
MnO	0.21	0.19	0.23	0.17	0.18	0.15
CaO	10.5	11.4	9.7	11.9	10.1	6.5
MgO	6.3	8.3	9.7	8.2	5.9	4.7
Na ₂ O	1.8	1.9	0.4	2.1	3.1	3.8
K ₂ O	0.6	0.2	1.2	0.5	0.7	1.9
H ₂ O > 105°	1.7	1.9	2.8	2.3	1.8	1.4
H ₂ O < 105°	0.2	0.3	0.5	0.3	0.2	0.5
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.20	0.22	0.28	0.49
CO ₂	0.04	0.08	0.04	0.13	0.06	0.02
F	0.03	0.03	0.10	0.04	0.04	0.08
S	0.42	0.02	0.06	0.06	0.11	0.05
BaO	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.08
	101.57	100.4	100.3	100.5	100.40	100.07

1. Gabbro, relativt grovkristallin. — Skogsbilväg på Issbergets östra sida (4h), 667095/148590.
2. Gabbro med lokalt varierande sammansättning och kristallinitet. — Intill Stora Glad tjärnens södra vik (4i), 667420/149340.
3. Amfibolitgång i Larsboskiffer vid gabbrokontakt. — Söder om Stora Glad tjärnen (4i), 667360/149340.
4. Amfibolitgång i leptit. — 300 m öster om Vilmorens by vid Björsjövägen (3f), 666795/147710.
5. Gång av rekristalliserad amfibolit i tektoniserad gabbro. — Björsjövägen, 100 m sydost om Industrivägen. (3f), 666770/147680.
6. Post-svekokarelsk diabas. — Intill skogsbilväg, 1 km väster om Vålfallstjärnen (0f), 665450/147675.

största förekomsten ligger vid kartbladets västgräns söder om Nedre Göberget (4f). Likartad amfibolitrik leptit har också iakttagits såväl nordost om Smedjebacken, bl.a. blottad vid vägen längs Stenbäcken (4f), som i vägskärningar vid Vilmoren (3f). Tillsammans bildar dessa förekomster ett stråk mot nordost. Amfiboliten i de nämnda lokalerna är finkornig,

svart, ofta stänglig, med 40° stupning mot öster. Bergarten består till största delen av grönt hornblände.

En annan form av amfibolit bildar sammanhängande större massiv i gnejsgranit och synes vara äldre än denna bergart. Vid Saxe (3h) finns en tämligen stor amfibolitförekomst, i vilken påträffats parallellstrukturer som eventuellt representerar en primär skiktning.

En tredje form uppträder som genomslående gångar i Larsboformationens sedimentbergarter och är yngre än dessa. Dock visar en tydlig hornbländereglering i amfiboliten att den är äldre än de yngsta svekoka-relska deformationsfaserna. På Vibberboberget (3h) och söder därom stryker dessa amfibolitgångar nära nord—sydligt i både sedimenten av Larsbotyp och den äldre röda gnejsgraniten.

Gabbro

Ett flertal stora massiv av basiska intrusiv har betecknats som gabbro. De största av dessa kroppar har varit motståndskraftiga mot den selektiva erosionen och sticker nu upp som bergstoppar i landskapsbilden. Gravberget (1f), Vanberget (2g), Kakelugnsberget (3f), Hyttställberget (4g), Sollenön (3g), Issberget (4h), Gladjärnsberget (4i), Rönningberget (4i) och Alviksberget (3h—3i) är de största gabbrobergen. Kemiska analyser har gjorts på prov från några av gabbromassiven (tabell 8).

Bergarten är oftast grovkristallin och homogen men kan ibland bli slirig med variabel sammansättning. I allmänhet är gabbron endast svagt magnetisk och framträder föga i den geofysiska bilden. Deformationen är starkast i gabbromassivens perifera delar men är knappast synlig i massivens inre.

I den mikroskopiska strukturen visar sig bergarten vara helt omvandlad till en amfibolitisk metagabbro, som består av grönt hornblände till ca 60% och metamorf plagioklas till ca 40%. I mindre mängder förekommer titanit, biotit och malmmineral, företrädesvis magnetit. Endast pseudomorfa spår av primärmagmatiska mineral, t.ex. pyroxen, kan urskiljas. Redan makroskopiskt kan man ibland se ett slags ringstruktur av ljus, metamorf plagioklas omkring en mörkare kärna, som utgör en starkt saussuritiserad rest av en magmatiskt kristalliserad kalciumrikare plagioklas. Den äldre plagioklasens prismor är ibland brutna, vilket kan tyda på en tidig deformation före den metamorfa nykristallisationen. Skapolit uppträder ibland, troligen bildad genom sena hydrotermala effekter.

Diorit

Ett basiskt massiv har en från genomsnittet avvikande kemisk och mineralogisk sammansättning. Det ligger i bergshöjden mellan Tullkvarnen och Flyttjärnen (3h). Bergarten kan närmast rubriceras som en diorit, även om sammansättningen varierar. Ljusare, fältspatrika skikt växlar med mörkare och skikten är 0.5—2 dm tjocka. Stupningen är omkring 50° mot öster. Orienteringen av denna parallellstruktur sammanfaller därmed nära med de dominerande s-ytorna i de omkringliggande gnejsgraniterna och suprakrustalbergarterna. Bergarten är relativt rik på apatit och även magnetit. Det senare mineralet förorsakar att en relativt stark magnetisk anomali på den flygmagnetiska kartan sammanfaller med dioritmassivets centrala del. Bergarten är endast svagt metamorfoserad och har alltså bevarat den magmatiska kristallisationsstrukturen. Ingen deformationsstruktur har observerats i de centrala delarna av massivet, som är tillgängliga för observation.

En liknande iakttagelse av lågmetamorf diorit tycks Hjelmqvist ha gjort beträffande ett par förekomster inom kartbladet Avesta (1946), och han understryker dioriternas välbevarade textur.

Ultrabasiska intrusiv

(Peridotit)

Inom kartområdet har påträffats tre förekomster av ultrabasiska bergarter. Det är relativt små massiv, som uppträder i varierande geologisk miljö och utan kända relationer till omgivande berggrund. Alla tre kropparna står till synes brant och har sin största horisontella utbredning i nordlig till NNV-lig riktning.

Den största förekomsten ligger vid Klockarbo (3h) och har beskrivits av Hjelmqvist (1937). Den ligger i en omgivning av rödaktig gnejsgranit och mäter omkring 500 m i nord—sydlig riktning, men förefaller att vara endast något hundratal meter bred. Sammansättningen antyder att bergartens olivin är forsteritisk (tabell 4).

Ultrabasiten innehåller huvudsakligen starkt serpentiniserad olivin och hypersten. Bergarten är något breccierad, och genomskuren av tunna deformationsytor. Magnetit är fördelad längs de genomgående sprickplanen och uppträder även mellan fragmenten i breccierade olivinkorn. Detta kan tyda på en relativt tidig deformation. Spricksystemen genom olivinkristallerna är i övrigt fyllda med serpentin, en omvandlingsprodukt

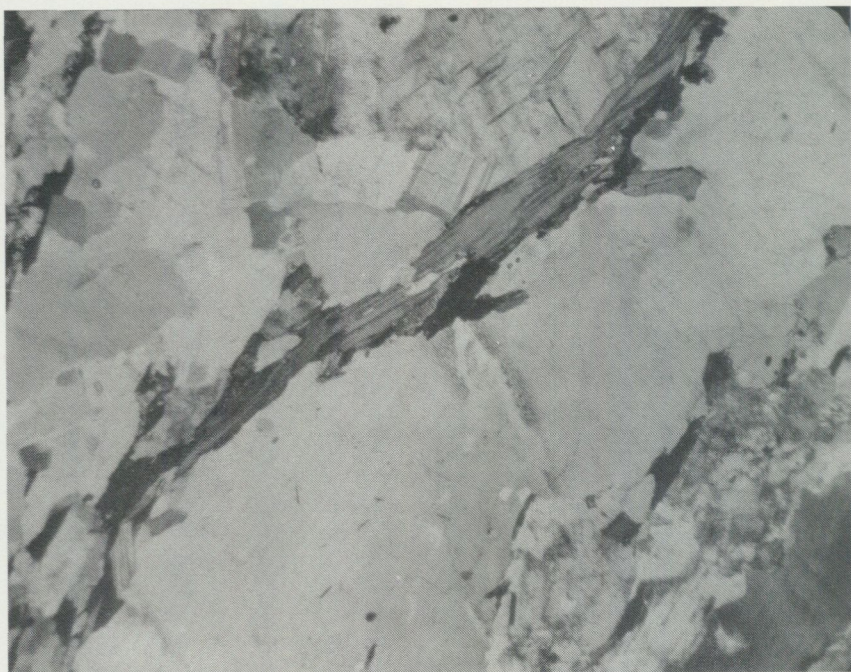


Fig. 11. Grå gnejsgranit av Vadtyp. Slipsnitt parallellt med bergartens stänglighet. Diagonalt i bildens mitt är ett band av utvalsad och rekristalliserad kvarts. Parallellt med detta ligger band av muskovit och delvis kloritomvandlad biotit. 30 x, delvis + nic., 666750/148610.

Grey, prekinematic Vad granite. Thin section parallel to the lineation of the rock. Diagonally is a band of recrystallized "Langquartz". Stripes of muscovite and partly chloritized biotite lie parallel to the quartz.

av olivin. En stor del av magnetiten tycks ha frigjorts vid denna serpentinbildning.

Vid den södra änden av Långsjön (3i—4i) finns nästa ultrabasitkropp. Den är sannolikt något mindre och förefaller att ligga omgiven av och delvis i direkt kontakt med Larsboformationens sedimentbergarter.

Den tredje förekomsten av ultrabasit är dåligt blottad och ligger sydväst om sjön Gäsen (4g). Ultrabasitkroppens storlek är osäker. De tre ultrabasiska massiven ligger inbördes i en triangelformig fördelning. Läget ger inga speciella möjligheter till slutsatser om deras relationer till andra bergarter. Intrusionerna kan ha skett på ett relativt tidigt stadium i den

svkokarelska utvecklingen. Ingen deformationstextur framträder makroskopiskt i bergarterna, men detta beror troligen på en sen rekristallisation med serpentinbildning. Denna rekristallisation, som åtföljs av nybildning av magnetit, kan vara orsak till en från andra anomalier avvikande magnetisk "skuggriktning" (jämför flygmagnetiska kartan).

Torraksbergsbreccia

(Dioritisk breccia med basiska fragment)

Egendomliga, övervägande tektoniska dioritbreccior förekommer i det nordöstra området, ofta i nära anslutning till gnejsgranit. Ett starkt inslag av deformation är i allmänhet tydligt genom en framträdande skiffriighet och stänglighet, som ofta är konform med den regionala deformationen i respektive område. Breccians mellanmassa är dioritisk med övergångar till granodiorit. Fragmenten består till största delen av olika basiska bergarter. Dessa varierar i sammansättning och textur.

Fragmentens form varierar också. Både runda och kantiga former förekommer, men i allmänhet är fragmenten tektoniskt utdragna i den dominerande s-ytans plan och med längdaxeln i stänglighetens riktning. Sammansättningen av mellanmassan förefaller att ha påverkats av fragmentens basiska sammansättning så att ett slags hybridmellanmassa uppkommit.

Grönstensbreccians bildning torde höra nära samman med den röda gnejsgranitens framträngande. Det är emellertid möjligt att primära brecciebildningar existerat, vilka splittrats upp vid granitens intrusion. Det är i detta sammanhang intressant att notera att breccian företrädesvis påträffats vid Larsbosedimentens kontakter mot leptit.

Primorogena granitoider

Kartområdets äldre graniter, granodioriter och tonaliter — i förkortad form generellt betecknade som gnejsgraniter — har alla påverkats av de första svekokarelska deformationsfaserna. Man kan särskilja tre generationer av dessa äldre granitoider, vilka inbördes visar olikheter i fråga om ålder, sammansättning och deformation.

TABELL 9. Kemiska analyser av tre olika typer av primorogena granitoider.
Chemical analyses (wt.%) of three different kinds of primorogenic granitoids.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	68.9	67.5	75.3	77.5	69.1	70.4
TiO ₂	0.52	0.41	0.13	0.08	0.45	0.39
Al ₂ O ₃	14.4	15.3	12.4	12.0	15.6	14.8
Fe ₂ O ₃	1.3	1.0	1.3	0.7	0.9	0.4
FeO	3.2	3.0	0.6	0.6	3.0	2.7
MnO	0.02	0.06	0.05	0.02	0.07	0.05
CaO	1.4	1.0	0.9	0.8	2.0	2.4
MgO	1.33	1.31	0.23	0.09	0.81	0.54
Na ₂ O	2.8	2.4	3.8	3.8	3.6	3.3
K ₂ O	3.5	4.0	4.1	4.1	2.4	3.8
H ₂ O > 105°	2.0	2.0	0.5	0.3	1.4	0.8
H ₂ O < 105°	0.3	0.6	0.3	0.1	0.4	0.1
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.03	0.02	0.11	0.07
CO ₂	0.02	0.22	0.05	0.02	0.01	0.01
F	0.06	0.05	0.02	0.10	0.03	0.06
S	0.06	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
BaO	0.07	0.09	0.11	0.09	0.16	0.19
	100.03	99.11	99.82	100.34	100.0	100.04

1. Grå, stänglig tonalit med xenoliter. — 250 m sydväst om sjön Tolvsen (3h), 666765/148630.
2. Grå, stänglig tonalit med xenoliter. — Sydvästsidan av sjön Säven (3h), 666750/148925.
3. Röd gnejsgranit. — Uvberget, sydväst om skidliften (4f), 667065/147710.
4. Röd gnejsgranit. — Häll vid väg E65, 5 km nordost om Söderbärke (2g), 666275/148520.
5. Porfyrisk, gråvit granit, Bråtbergstyp. — 600 m öster om Dammsjöns norra ände. (4i), 667110/149440.
6. Porfyrisk, gråvit granit, Bråtbergstyp. — 200 m nordost om Hällsjöbo (4j), 667170/149595.

Grå gnejsgranit

(Tonalit, fragmentförande, grå starkt gnejsig)

Den grå gnejsgraniten är en biotitrik tonalit eller granodiorit rik på inneslutningar. Den förefaller att vara den äldsta av gnejsgraniterna och är i allmänhet starkt deformerad. Den finns framför allt i den mellersta delen av kartans östra del (1h—3j). Denna grå gnejsgranit är oftast så rik

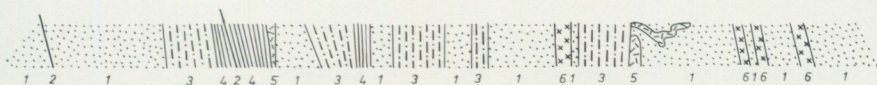


Fig. 12. Den norra väggen till den då nysprängda järnvägsskärningen 900 m nordväst om Vads station karterades av A. Högbom 1929. Profilen som är 100 m lång, visar intrusioner av breda gångar av grå gnejsgranit och smalare gångar av röd gnejsgranit samt deformerade gångar av primorogen pegmatit. 1 = grå, bankad glimmerskiffer (Larsbo), 2 = skölzon, 3 = grå gnejsgranit, 4 = cordierit-sillimanitglimmerskiffer (Larsbo), 5 = pegmatit, 6 = röd gnejsgranit. Efter A. Högbom 1930.

The northern wall in the railway cutting 900 m northwest of Vad railway station, mapped by A. Högbom 1929. The profile is 100 m long and shows intrusions of grey pre-tercenary granite, red pre-tercenary granite and pre-tercenary pegmatite in metasediments of the Larsbo Formation.

på inneslutningar av andra bergarter att det kan betraktas som en konstant egenskap. Bergartsfragmenten är i allmänhet 10 cm stora och har tillplattad ellipsoidisk form. De framträder därför i bergytan som ellipsoidformade fläckar. Ca 2 km sydost om Vad hpl. finns en vägskärning i typisk Vadgranit (1i).

Den grå gnejsgraniten visar ofta en tydlig skiffrighet. I detta skiffrighetsplan har de inneslutna bergartsfragmenten sin längsta axel, vilket antyder en samtidig deformation för granit och fragment. Bollarna utgörs av kristalliniska suprakrustala bergarter av varierande sammansättning. Fragmenten har ofta ett axelförhållande större än 5:1 mellan den längsta och den kortaste axeln.

Den grå gnejsgraniten tycks vara starkare deformerad än de andra gnejsgraniterna, något som kan tyda på en högre ålder. Den grå gnejsgraniten är ibland rikligt granatförande. Detta är särskilt tydligt vid sjön Orgen (3j), och söder därom intill kontakten mot den porfyriska Bråbergsgniten. Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 9.

Ibland innehåller den grå gnejsgraniten hornblände, vilket är särskilt påfallande omkring Garsjön (1i—2i) samt i mindre grad i det breda granitstråket mellan Bråfors och Djupkärra (1j—2j). Densiteten hos den grå gnejsgraniten når sina högsta värden i dessa områden (jfr avsnittet om geofysik av Dan Nisca). Ur mineralogisk synvinkel är den grå gnejsgraniten intressant. Den innehåller ofta både biotit och muskovit. Biotiten är tidig och uppträder regressivt till förmån för framför allt klorit eller muskovit men även kvarts och fältspat. Vid denna biotitomvandling har järn i form av magnetit avsatts vid den krympande biotitens gräns under det att magnesium transporterats bort. Granitens kvartskorn är i allmän-

het utdragna och visar undulös utsläckning (fig. 11—13). Regionalt synes den grå gnejsgraniten motsvara Uppsalagraniten.

Röd gnejsgranit i varierande grovlek

(Granodiorit till granit, medel- och jämnkornig samt finkornig, röd, gnejsig)

Röd gnejsgranit är den vanligaste inom gruppen äldre, prekinematiska graniter. Den förekommer över nästan hela kartområdet både som mindre gångar, penetrerande de äldre bergarterna, och som samlade massiv av växlande bredd. Lokalt varierar graniten något till sin sammansättning till synes påverkad av den äldre berggrund som graniten slagit igenom (jfr tabell 9).

Den röda gnejsgraniten är fattig på mörka mineral. Huvudmineral är

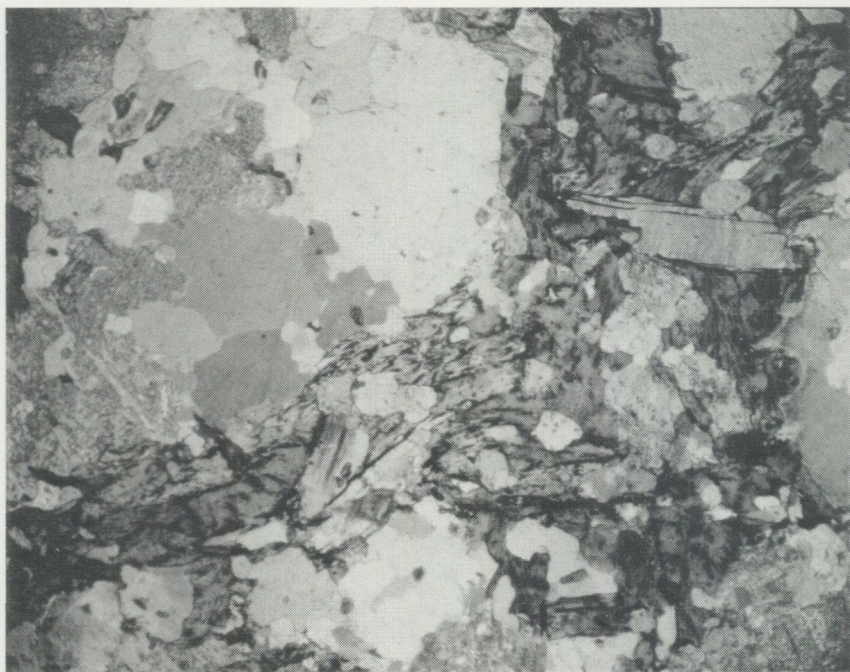


Fig. 13. Grå gnejsgranit. Slipsnitt vinkelrätt mot bergartens stänglighet. Kloritomvandlad biotit och mindre deformerad muskovit omger fält av kvarts, plagioklas och mikroklinperthit. 30 x, delvis + nic. 666765/148630.

Grey, prekinematic granite, cut perpendicular to lineation. Chloritized biotite and less deformed muscovite are surrounding areas with saussuritized plagioclase and microcline perthite.

kvarts, mikroklin och albitrik plagioklas. Därtill kommer små mängder av mörkt grön biotit associerad med epidot och malm. Ofta finner man tecken på rekristallisation, t.ex. genom att inneslutningsfyllda äldre korngränser skär tvärs över kristaller av kvarts och fältspat. Kvartsen bildar ofta långa band i vilka många individ av kvarts med undulös utsläckning ingår. De glesa mörka mineralen ligger ofta samlade i band som påminner om sprickfyllnader eller linjära primära strukturer.

Den röda gnejsgranitens massiva stråk uppträder ofta i gränsen mellan leptit och Larsboformationen. I de stora granitområdena, exempelvis i Uvberget (4f), är deformationen starkast i granitens periferi, där både skiffrihet och stänglighet utbildats. Stängligheten i gnejsgraniten uppstår i skärningslinjen mellan två s-tytor, av vilka båda sällan är lika starkt framträdande samtidigt.

I det stora granitmassivet norr om Smedjebacken har påträffats ett parti av vit medelgrov "leukogranit" omkring 500 m öster om Fängentjärnen (4f).

Den röda graniten varierar något i grovlek. Finkorniga typer uppträder i vissa områden, t.ex. vid Lilla Ålsjön (4f) och omkring Rudtjärnen (4h). Denna finkorniga variant liknar i stort sett normaltypen utom i kristallinitet och i det att den visar en starkare planparallellitet genom separata band av framför allt kvarts och plagioklas. Stråket av finkornig granit vid Lilla Ålsjön kan eventuellt ha ett samband med de finkorniga natronrika bergarter som omnämnts av Hjelmqvist (1943) i form av en övergångszon mot leptit i malmstråket Nybergsgruvorna (Ludvika SV) väster om Uvberget. Denna övergångszon har ej kunnat skarpt avgränsas mot den mer grovkristallina och alkaliintermediära röda gnejsgraniten. I de nu nerlagda gruvorna Nyberget och Kärrgruvan har man även kunnat observera övergångar mellan leptit och den natronrika finkorniga graniten.

I den nämnda östligare förekomsten vid Rudtjärnen öster om Stimmerbo ligger den finkorniga graniten i nära kontakt med och även delvis insprängd som breda gångar i natronrik porfyrisk leptit.

Petrofysiska data tyder på att den röda gnejsgraniten kan indelas i två typer med olika densiteter (Nisca, fig. 22) motsvarande granitisk och granodioritisk sammansättning. Detta kan tyda på att två skilda granit-generationer föreligger, vilka emellertid inte kunnat särskiljas under kartläggningen. En av dessa generationer kan vara äldre än den grå gnejsgraniten (fig. 14).

Bråtbergsgranit

(Granit till granodiorit, ögonförande, vitgrå, delvis gnejsig)

Bråtbergsgraniten, vars typområde ligger vid Bråtberget (4i), är ljusgråvit till gråröd och innehåller kristaller och aggregat av kalifältspat, vilka är något större än övriga mineral. Den porfyriska strukturen varierar något i graniten. Förgnejsningen är svag utom längst ut vid massivets rand och deformationen är på det hela taget svagare än i de andra (äldre) gnejsgraniterna. Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 9.

Det största granitmassivet dominerar kartans nordöstra hörn (4j). Dessutom finns två mindre sidoplutoner, dels Styggsjöberget (4i), dels vid sjön Orgen (3j).

Granitplutonen vid sjön Orgen är endast 500 m bred, men visar intressanta särdrag, såsom en starkt skiffrig, 30 m bred randzon av samma



Fig. 14. Granitkontakter i vägskäring vid Flatenberg (3f). Röd gnejsgranit i hällens mitt innehåller oregelbundna, deformerade kvartsgångar. Grå eller gråröd gnejsgranit utan kvartsgångar och med stark stänglighet uppträder till synes genomslående vid den röda graniten.

Contacts between prekinematic granites at Flatenberg (3f). In this road section a red, gneissose granite with quartz dikes seems to be cut through by a greyish granite with pronounced lineation.

granit. Vid denna randzon uppträder flera något tiotal meter breda kroppar, av en skarnrik grönsten. Det är möjligt att Bråtbergsgraniten vid Orgen markerar en tillförselkanal för granitmassivet. Omkring Orgenplutonen är den äldre grå gnejsgraniten starkt granatförande. En liten förekomst av Bråtbergsgranit finns också på en udde i den sydöstra delen av Orgen (666820/149830). Även här uppträder en randzon med brantställd skiffriighet och grönstenskroppar.

Hjelmqvist (1937) uppfattade det stora massivet av Bråtbergsgranit som en flack platta, delvis liggande ovanpå Larsboformationens skiffrar. Lagrings- och skiffriighetsplanen vid granitkontaktarna är emellertid övervägande branta och konforma med övrig skiffriighet, vilket tyder på ett visst djuggående hos granitmassivet.

Bråtbergsgranitens kontakter är sällan utpräglad genomsättande. Snarare förekommer en tendens till övergångszon med migmatitisk tillväxt av fältspat samt granatbildning, exempelvis vid kontakten mot Larsbobergarter vid foten av Bråtbergets södra brant (se fig. 8). Bråtbergsgranitens magma tycks ha intruderats sent i förhållande till den svekokarelska tektoniska huvudfasen. Dess mineral, både kvarts, fältspat och biotit, är påtagligt friska och visar inte många spår av postkristalliniska effekter. Man skulle därför kunna tveka om Bråtbergsgraniten verkligen är en prekinematisk granit. Den skulle i stället kunna vara serorogen och måhända jämnåldrig med den porfyrisk Lexengraniten (nedan) eller Enkullengraniten söder om Ludvika (Ludvika SV). Båda dessa graniter visar ibland makroskopiskt en viss svag reglering i fördelningen av kvarts och fältspat. De strukturella förhållandena ger emellertid kompletterande uppgifter för problemets lösning.

Den strukturgeologiska kartan visar att den makroskopiska regleringen av skiffriighetsplan och stänglighet i Bråtbergsgraniten i stort sett är konform med strukturerna i omgivande berggrund. Särskilt tydligt framträder detta på Gladjärnsberget (4i), där samma reglering präglar både gabbro och Bråtbergsgranit.

Jämförelsen mellan graniterna ger slutsatsen att steget mellan primorogena och serorogena graniter tycks tendera att krympa. Graniterna förefaller att efter grad av deformation fördela sig sålunda:

Malingsbogranit	svagare
Lexengranit	
(Enkullengranit)	Deformation
Bråtbergsgranit	
Röd gnejsgranit	
Grå gnejsgranit	starkare

Granitoiderna tycks också skilja sig i fråga om intrusionsförhållanden och inneslutningar. Den grå gnejsgraniten är alltid rik på små, jämnt fördelade inneslutningar. Även Enkullengraniten, som hittills ej anträffats inom detta kartområde, innehåller små inneslutningar, vilka emellertid uppträder mera glest. De övriga graniterna omsluter ofta större bergartspartier, men saknar mindre inneslutningar.

Syntektoniska amfibolitgångar

(Metabasitgångar)

En serie av sent tektoniska, lågmetamorfa amfibolitgångar uppträder utströdd i berggrunden. Bredden av dessa brantstående gångar växlar mellan några decimeter och 10 m. Strykningen är vanligen ost till nordost. Gångarna skär igenom bergarter som visar tydliga drag av starkare deformation och rikttningsberoende rekristallisation (reglering).

Metabasitgångarna bör alltså vara yngre än huvudfaserna av svekokarelsk deformation och metamorfos. Bergarten i metabasitgångarna visar ändå en viss grad av svekokarelsk metamorfos, särskilt retrograd, och tycks därför ha tillkommit innan den svekokarelska orogenuvecklingen helt fullbordats.

Olika generationer av metabasitgångar kan föreligga, fastän det hittills varit omöjligt att särskilja dessa. Detsamma gäller även om övriga serier av basiska intrusiv. Troligen kan flera till tiden olika sådana intrusiv föreligga, fastän de geologiska bevisen inte räcker till för en ytterligare uppdelning.

En del gångar visar mikroskopiskt en tydlig parallellstruktur, t.ex. i en väghäll vid Björsjövägen söder om Vilmoren (3f), där gångkontakten (kyld) mot äldre metagabbro inte visar några makroskopiska störningar. I detta fall tycks ändå gångbergarten ha fått en kristallreglering vid omkris-

tallisationen, vilket tyder på att intrusionen inträffat på ett tidigt stadium. Denna bergart är en helt omkristalliserad amfibolit uppbyggd av grön, pleokroitisk amfibol samt plagioklas, båda i segregerade band. Plagioklasen fördelar sig på en äldre, kalciumrikare restfas och en yngre, starkt polysyntetiskt tvillingbildad yngre fas av närmare albitisk sammansättning.

Serorogena graniter

Den svekokarelska bergskedjebildningen avslutades med intrusioner av stora mängder granitmagma. Enstaka gångar av dessa sena graniter och med dem sammanhörande pegmatit finns spridda över hela kartområdet, men är företrädesvis koncentrerade till dess sydvästra del. Granitgångarna tycks vara orienterade i alla riktningar, även om vissa riktningar dominerar i en del områden. I den södra och sydvästra delen av kartområdet uppträder Malingsbogramit dessutom som tämligen sammanhängande massiv, där emellertid stora brottstycken av äldre berggrund regelbundet finns med. Fördelningen av bergarter i detta område är komplicerad genom att även små hållblottningar vanligen innehåller två eller flera bergarter (se fig. 6).

Lexengranit

(Grå, porfyrisk, grov- till medelkornig)

Den porfyrisk postkinematiska Lexengraniten finns endast i kartområdets södra mellersta del (1g—0h). Graniten är grå och medel- till grovkristallin med flera centimeter stora fältspatfenokrister, som ofta är orienterade parallellt med kontakter till äldre berggrund. Denna granit framträder väl på den flygmagnetiska kartan genom att den har en viss, karakteristisk magnetithalt. Hög magnetisk susceptibilitet finns emellertid även hos de bergarter som ligger i kontakt med graniten, exempelvis amfiboliten vid St. Lexen och gnejsgranit söder därom (0h).

Tillkomsten av magnetit i bergarterna, både i Lexengraniten och dess sidobergarter, förefaller att ha inträffat i nära samband med granitens intrusion. Eventuellt kan det röra sig om en omvandling av andra järnhaltiga mineral till magnetit, exempelvis under retrograd metamorfos.

I Lexengraniten finner man spår av en metasomatos genom vilken fältspat, kvarts och muskovit har tillväxt på biotitens bekostnad under

utskiljande av magnetit. Tillförsel av kiselsyrerika lösningar, t.ex. från intrusioner av granit eller pegmatit, kan ha orsakat denna omvandling.

Åldersförhållandet mellan Malingsbograniten och Lexengraniten är något osäkert. Enligt fig. 6 slår en Malingsboliknande gång av granit och pegmatit igenom ett aggregat av Lexengranit och äldre bergarter. Det är möjligt att Lexengraniten utgör en nära förelöpare till Malingsbograniten. Lexengraniten finner man ganska ofta breccierande äldre berggrund i form av relativt smala gångar, som i regel är konforma med en skiffrihetsyta.

Malingsbogranit med pegmatit

Den form av Malingsbogranit som uppträder inom kartområdet är vanligen finkornig och till färgen grå eller ibland gråröd. Den är i de allra flesta fall massformig, men undantag finns i form av svagt reglerad granit. I flera väghållar längs sträckan Hedbyn—Tolvsbo (0f—1g) märker man denna struktur. Mikroskopiskt framträder också en svag reglering genom att biotitkristallerna visar en svag tendens till att vara företrädesvis orienterade i ett bestämt plan.

Aplit och pegmatit uppträder som spridda gångar och är vanligen nära associerade med Malingsbograniten. Ibland dominerar pegmatit helt över både Malingsbogranit och äldre bergarter. Sådana pegmatitkoncentrationer finns söder om Fagersta, exempelvis vid Kroppåsen och Kopängsberget (0j) samt i mindre grad på Bromsberget (0i).

Malingsbograniten har sin största utbredning inom sydligare kartområdet. Den har undersökts inom kartområdet Lindesberg NV av I. Lundström (under utarbetande).

Postsvekokarelsk diabas

Två långa diabasgångar skär igenom berggrunden i NNV-lig riktning. De tillhör ett system av inbördes ungefär parallella gångar med en stor utbredning i hela Bergslagen och övriga Mellansverige. På andra håll i denna regionala gångserie har åtskilliga gångar daterats (Welin 1979). Även om en avsevärd spridning föreligger kan man konstatera att de daterade diabasgångarna är 950—1 000 Ma, alltså i runt tal en miljard år. Det vertikala spricksystem som diabasmagman intruderat löper dessutom i stort sett parallellt med gränsen mot de sydvästsvenska gnejserna, som

undergick en regional upphettning vid ungefär samma tid (den svekonorvegiska regenerationen och bergskedjebildningen).

Diabasgångarna har en medelbredd av omkring 50 m. Vinklade, kylda kontakter och apofyser förekommer.

Diabaserna är i allmänhet mindre sprickgenomsatta än omkringliggande berggrund och gångarna sticker därför ofta upp som mot erosionen mer motståndskraftiga kullar. I kontakten mot sidoberget tycks däremot en viss brecciering ha inträffat, vilket kan förmodas bero på skillnaden i kompetens mellan diabasen och sidoberget. Genom denna brecciering vid kontakterna och den selektivt starkare erosionen där, bildas ibland parallella dalar längs med diabasgången. I undantagsfall förenas dessa till en bred sänka vari blottningar av diabas nästan helt saknas, t.ex. vid diabasgången söder om Fagersta (0j).

I Fagerstagångens nordligare fortsättning förekommer på flera ställen riktningsförändringar och språngvisa kast (4h). Dessa störningar förefaller delvis bero på rörelser vid den nära öst—västliga förkastning, vars mylonitzon observerats vid Mörttjärnen. Förkastningen vid Mörttjärnen avlänkas vid Stimmerbo till det större och äldre lineament som stryker mot sydväst (2e—3f) in på kartområdet Ludvika SV.

Tektonik

Deformationer

Under den svekokarelska orogena utvecklingen har berggrundens deformation av många tecken att döma skett i flera steg. Utvecklingen är svår att särskilja i sina detaljer, och man kan därför endast skissera dess huvuddrag, såsom relationen mellan deformationer och intrusioner samt metamorfa processer. I den följande diskussionen används begreppen F_1 , F_2 , F_3 , för att beteckna skilda deformationsfaser. På samma sätt används enligt vedertaget mönster S_1 , S_2 o.s.v. för de spaltplan som hör samman med deformationerna.

Den stegvis tilltagande deformationen i berggrunden har studerats i ett område med skiffer som ingår i Larsboformationen öster om sjön Jörkens södra ände, där en skogsbilväg går västerut mot sjön (3i, 666820/149250).

Sedan de suprakrustala lagren kompakterats och hårdnat till bergarter tycks de ha utsatts för en svag deformation (F_1). Därvid utbildades ett

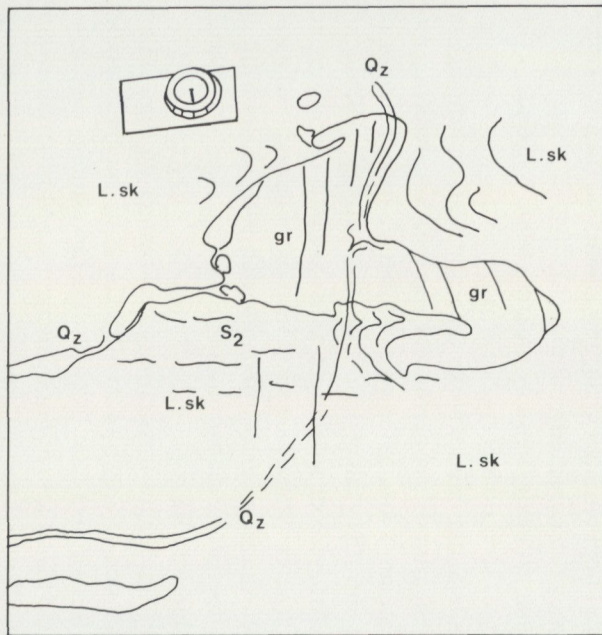
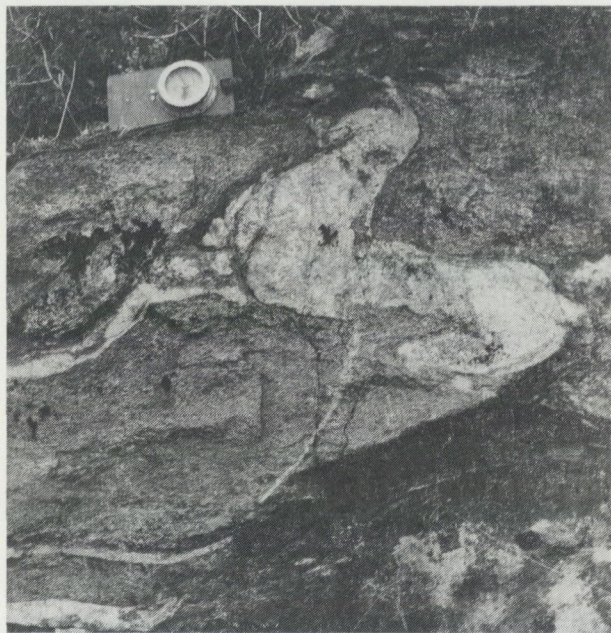


Fig. 15. Den primorogena graniten (gr) har trängt in i en s_1 -yta i Larsboskiffer (L.sk). Granitgången har sedan deformerats i en veckningsfas F_2 , vars klyvningsplan (s_2) bildar axialplan till den veckade granitgången. Kvartergångar (Qz) uppträder bland annat i klyvningsplan från en senare deformationsfas, F_3 . Dessa kvartergångar har slutligen omböjts i en sista deformation, F_4 .

A primorogenic granite dike (gr) in a s_1 surface in Larsbo Formation (L.sk) has been deformed in a folding F_2 , with axial plane cleavage s_2 . Quartz dikes (Qz) appear in a later axial plane cleavage s_3 , and have been somewhat deformed in a last phase, F_4 .

spaltplan S_1 , som nära sammanfaller med det primära lagringsplanet (S_0). I samband med denna deformationsfas tillkom även en del tidiga gångar av amfibolit. Vid en andra, starkare deformationsfas (F_2) skedde en veckning av varierande styrka, som delvis ledde till bildning av isoklinala veck. Tidigt inträffade intrusioner av den äldsta, grå tonaliten bl.a. i F_1 -deformationens axialplan (fig. 15). En rekristallisation tycks också ha skett under utbildning av en s-yta parallell med ett F_2 -spaltplan.

Under en följande deformationsfas (F_3) veckades nämnda F_2 -spaltplan. Samtidigt veckades den grå gnejsgranitens gångar och därmed sammanhörande kvartsgångar (fig. 15, jfr fig. 12) och ett brant spaltplan utvecklades i den yngre veckningens axialplan. Sena kvartsgångar markerar ytterligare detta spaltplan (F_3).

Den allmänna stänglighet med stupning omkring 40° mot öster, som i varierande styrka präglar hela den äldre berggrunden, kan utmärka skärningen mellan dessa två axiella spaltplan från deformationerna F_2 och F_3 . Det är också möjligt att senare deformationer, vilka kan sammanfattas som F_4 och vilka bl.a. försakat kinkveck och lådveck, ytterligare har accentuerat den stängligheten i berggrunden.

I regional skala har berggrundens struktur påverkats av både dessa deformationer och den granittektonik, som blev följden av de stora granitmassornas inträngande. Till intrusionssätt och allmänt uppträdande skiljer sig de primorogena granitoiderna inbördes. Den grå gnejsgraniten är alltid rik på inneslutningar, vilket ej endast karakteriserar bergarten utan också antyder magmans intrusionssätt. Inneslutningarna utgörs av fragment av både sedimentära och vulkaniska bergarter, vilket visar att den grå gnejsgraniten under sin väg uppåt har passerat och spjälkat upp sådana bergartsled. Sättet för dess intrusion tycks vara en brecciering och uppspjälkning av sidoberget genom en granitmagma av låg viskositet.

Även den röda, primorogena graniten spjälkade upp äldre bergartsled, men i form av större fragment. De småfragment som finns i den grå graniten saknas nästan helt. Däremot ligger ofta kilometerlånga kantställda band av leptit, gabbro eller Larsboskiffer inneslutna i den röda graniten. Variationer i den granitiska eller granodioritiska bergartens sammansättning är vanliga och kan tyda på närvaro av absorberade fragment av äldre berggrund. Där exempelvis graniten breccierar en gabbrokropp får granitådrorna ofta dioritisk sammansättning. Även om en sådan brecciering är omfattande hålls vanligen grönstensmassivet fortfarande ihop, kanske

beroende på en relativt hög viskositet i den röda granitens magma. Det är inte helt säkert att det var röd granit som i hybridiserad form inträngde i granitbreccierad gabbro, även om gabbron i övrigt helt omges av röd granit. Breccieringen kan ha skett vid den grå granitens inträngande, varefter den röda graniten inneslutit alltsammans. Dessa primorogena graniter är så lika att det är svårt att fastlägga gränserna. Därför har mindre förekomster av grå granit i den röda granitens område och omvänt inte markerats i kartbilden. Möjligen förekommer även flera generationer av exempelvis den röda graniten (fig. 14).

Den porfyriska graniten från Bråtberget bildar starkt sammanhållna plutoner och skiljer sig därmed i uppträdande från de andra primorogena graniterna. Den saknar också inneslutningar men visar migmatiteffekter i gränzonen mot omgivande Larsboskiffer. Den lilla granitkroppen i sjön Orgen (3j) kan möjligen representera en tillförselkanal för hela granitmagman. Längs kontaktarna mot sidoberget finner man en stark, brant förskiffring som tycks vara konform med gränzonen. I denna förskiffringszon ligger fältspatprismor som porfyroklastar.

Tektonisk analys av s-ytor och stängligheter

För att nå en viss bedömning av den regionala veckningstektoniken inom området, har några delområden med hög blottningsfrekvens undersökts med avseende på stängligheter och s-ytor. Ett ekonomiskt kartblad om 25 km² har därvid betraktats som ett homogenitetsområde (fig. 16).

I området 4f *Furbo*, där orienteringen av 23 stängligheter och 19 s-ytor statistiskt utvärderats, dominerar berggrunden av det stora massivet av röd gnejsgranit vid Uvberget. Graniten är omgiven av leptitstråk med amfibolit och gabbro, och samtliga bergarter visar tecken på deformation. Diagrammet 4f visar en väl samlad koncentration av stängligheter kring riktningen S80°O samt en rotation av s-ytorna omkring en rotationsaxel, som nära sammanfaller med detta stänglighetsmaximum. Stängligheterna framträder tydligt i skärningspunkten mellan flera skiffrighetsytor. Samtidigt finner man ofta i bergarterna en märkbar elongation parallellt med denna axialriktning, vilket antyder att stängligheten till en del uppträder som en tektonisk b-axel.

I området 2h *Saxehammar*, öster om sjön Issen, uppträder en blandad berggrund av leptit, Larsboskiffer, amfibolit och gnejsgranit. Lagrings-

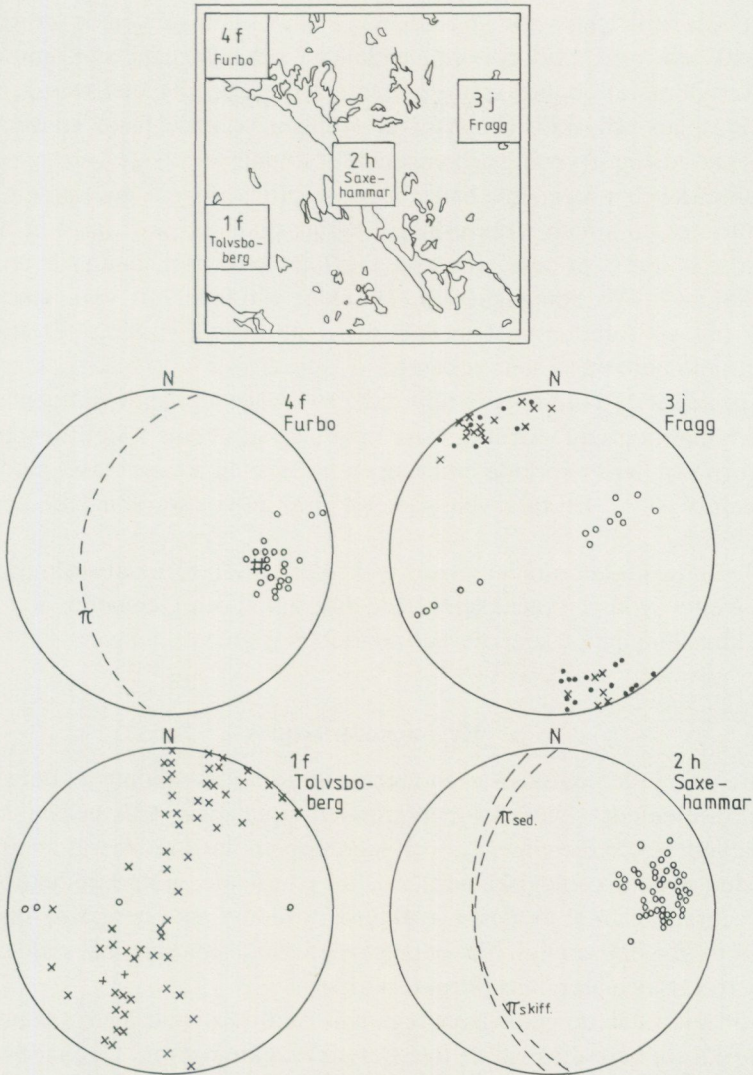


Fig. 16. Uppmätta stängligheter och s-tytor i några tektoniska delområden (kartblad i den ekonomiska kartan 1:10 000) inom kartområdet Ludvika SO. Stereografisk ytrittig projektion. 4f Furbo, 23 stängligheter (ringar) och 19 s-tytor, vilkas normaler är fördelade längs den angivna storcirkeln, π . 3j Fragg, 14 stängligheter (ringar), normaler till 20 lagringsplan (punkter) och 23 skiffrighetsytor (kryss). 1f Tolvsberg, 4 stängligheter (ringar) och normaler till 63 s-tytor (kryss). 2h Saxe-hammar, 49 stängligheter (ringar), 16 lagringsplan och 30 skiffrighetsytor, vilkas normaler fördelas intill storcirklar π_{sed} och π_{skiff} .

Some tectonic semihomogeneous regimes within the map area. Small circles mark lineations and crosses or points indicate normals to s -planes.

plan och skiffrighetsytor är fördelade i nära sammanfallande storcirklar (π skiff och π sed), vilkas normaler faller inom stänglighetsmaximum. Isenkonglomerats bollar är utsträckta i denna stänglighetsriktning. Både lagringsplan och skiffrighetsytor är tydligen veckade längs en veckaxel med nära östlig strykning och ungefär 30° stupning.

Området *3j Fragg*, innehåller Larsboskiffer och grå gnejsgranit. Här framträder en annan strukturbild. Lagringsplan och skiffrighet är brantställda. Polerna för dessa s-ytor visar ett gemensamt maximum i riktningen SSO—NNV. Stängligheterna däremot förefaller att vara omställda omkring en rotationsaxel med närmast nordostlig riktning. Detta kan eventuellt bero på en sen veckning.

I området *1f Tolvsboberg* uppträder övervägande leptit rikt genomsatt av Malingsbogranit. Strukturerna finns nästan enbart i leptitberggrund. S-yornas poler är spridda omkring en horisontell rotationsaxel med riktningen N 60° V. Ett fåtal stängligheter visar en viss spridning med osäker innebörd.

De undersökta områdena visar tecken på en sen regional veckning med ostlig eller sydostlig veckaxel. I både diagram 3j och 1f finner man drag av en äldre stänglighet, som omställts under en yngre veckning.

Regionala strukturer

Den strukturgeologiska kartan återger en sammanställning av flera olika strukturelement. Direkt i berggrunden uppmätta strukturdata såsom stängligheter, skiffrighetsytor och lagringsplan har i reducerat antal förts in i den strukturgeologiska kartan. Efter ytterligare en stark reduktion har ett begränsat antal av dessa strukturdata redovisats i berggrundskartan. Genom flygbildsanalys har berggrundens mönster av små sprickzoner registrerats och återgivits i strukturkartan.

För analys av de geologiska regionalstrukturerna har även använts det material som erhållits vid de flyggeofysiska mätningarna. Det har bearbetats av SGU:s geofysiska avdelning och kartografiskt återgivits på den flygmagnetiska kartan. Vid tolkningen av den flygmagnetiska kartan har jag fått hjälp av Dan Nisca, som dessutom bidragit med avsnittet om geofysik.

Kartområdets regionala prekambrika strukturbild kännetecknas av ett mönster som torde vara äldre än den svekokarelska veckningen. I detta

ingår ett system av regionala lineament med nordostliga och nordvästliga orienteringar. Dessa mycket gamla lineament ligger några tiotal kilometer från varandra och kan förmodas ha utgjort centra för spricklokaliserad vulkanism.

Vulkanitstråket Ridderhyttan—Fagersta—Norberg—Garpenberg respektive Barkenlineamentet ger exempel på dessa äldsta strukturer, som synes ha agivit ramarna för vulkanism och sedimentation.

Yngre lineament följer i viss mån detta gamla mönster under det att bergskedjeveckning och granitintrusioner i sina strukturer återger ett komplex av faktorer, såsom yttre deformationstendenser och inhomogeniteter i berggrunden. Etablerade lineament är endast skenbart sammanvuxna och tycks finnas kvar under yttligare strukturer. Senare rörelser kan därför delvis avlänkas längs dessa mycket gamla ledlinjer (Strömberg 1976).

Hela den suprakrustala lagerserien av tidigvekokarelska sediment och vulkaniter har uppfattats som ett stort öppet synklinorium, vars regionala veckaxel stryker mot nordost och förefaller att stupa flackt i nämnda riktning. Den centrala zonen bildar ett brant stående, isoklinalt, synformalt veck, vars böjda axialplan framträder i kartans mitt (2h—3j).

Den markerade synformen har förkastats på tvären vid tre nordvästligt strykande förkastningar, som framträder på den geofysiska kartan. Det är svårt att bestämma i vilken riktning förskjutningarna skett. Den sydvästligaste av dessa förkastningar har bekräftats av en kvartsläkt och rekristalliserad breccia sydost om Korsheden (2h). Man torde kunna räkna dessa förkastningar som samhöriga med det parallella lineamentet i Barkensjöarna. Längs detta breda komplex av nordvästligt strykande lineament tycks hela den sydvästra delen av kartans område ha förhöjts i förhållande till den nordöstra delen (Strömberg 1978). Denna vertikala rörelse får man endast uppfatta som ett sammanlagt resultat, under det att delrörelserna tycks ha varit mer komplexa. Överhuvud taget har alla förskjutningsrörelser inom kartområdet varit mycket komplicerade, eftersom den nuvarande situationen utgör slutresultat av rörelser vid många tillfällen. Förskjutningarna har skett stegvis i olika lineament i ett variabelt samspel.

En nordostligt strykande kvartsrik breccia (KvB, 3h) nordost om Korsheden tycks hejda eller länka av de tre nordvästförkastningarna. En öst—västlig sprickzon i dalen Larsbosjön—Fraggen (3h—3j) sätter slutgiltigt stopp för dem. Den öst—västliga sprickzonen har osäker ålder men

kan ha medverkat redan vid tillkomsten av veckningsstrukturerna. I sydost slutar de tre förkastningarna mot gränzonerna mellan Larsbosedimenten och grå gnejsgranit. I denna gränzon och i stråket med grå gnejsgranit kan stora förskjutningar ha ägt rum.

Nära kartans nordvästra hörn möter man ett vinklände, troligen gammalt, nordöstligt strykande lineament som har en fortsättning mot sydväst inom det angränsande kartområdet Ludvika SV. Lineamentet kan förmodas ha haft betydelse för den tidiga eruptiva och tektoniska utvecklingen inom området.

Barkenlineamentet med nordvästlig strykning skiljer berggrundsblock som även ur spricktektonisk synpunkt är olikartade, vilket delvis torde bero på en relativt stor vertikal förskjutning. Ett antal lineament i det västra berggrundsblocket har NNV-lig riktning. Flera av dessa lineament framträder geofysiskt, bl.a. genom parallella förskjutningar av läget hos flera korsande sprickstrukturer.

Två av de yngsta lineamenten i kartområdets norra del har riktningen N 80°O (4g—4j och 3i—3j). Vid den nordligare av dessa har en mylonit-zon påträffats intill Mörttjärnen (4h). Här finns också ett kraftigt språng i strykningen av en korsande diabasgång. Denna visar emellertid ej någon tektonisk störning, vilket tyder på att förkastningen kan vara äldre än diabasgången (1 000 miljoner år) och endast påverkat det spricksystem diabasmagman trängt in i.

Tyngdkraftsfältet

Densiteten i de bergarter som ingår i berggrunden bestämmer tyngdkraftfältets lokala styrka. Gravimetrisk kartläggning blir därigenom ett hjälpmedel till att bedöma berggrundens struktur flera kilometer ner i jordskorpan.

Enligt de gravimetriska bestämmningar som utfördes inom projektet "Geotravers genom Bergslagen" (Aaro och Lagmanson 1977) finns en positiv tyngdkraftsanomali i den östra delen av kartområdet (fig. 17). Den grå gnejsgraniten har hög densitet och torde svara för huvuddelen av tyngdkraftsoverskottet i kartområdets nordöstra del. Graniten kan antas ligga som en upp till 10 km tjock skiva, delvis täckt av ytligare lager. Larsboformationen har som helhet ungefär lika hög densitet som den grå gnejsgraniten (Nisca, s. 92), och suprakrustalbergarternas djupgående kan därför inte avgöras.



Fig. 17. Isostatiska anomalier i tyngdkraftfältet inom kartområdet Ludvika SO enligt Aarö-Lagmanson (1977). Gråtonad yta anger positiv anomali och ekvidistansen är 1 mgal.

Isostatic anomalies in the gravity field of the map area.

Det skarpt markerade tyngdkraftsmaximum som framträder i den gravimetriska kartbilden (fig. 17), kan inte förklaras enbart genom närvaron av grå gnejsgranit och Larsboformation i allmänhet. Anomalin kan däremot bero på att flera bergartselement med hög densitet sammanfaller. Ett stråk av basiska bergarter, gabbro m.m. dyker ner under Larsboformationens synform. Den centrala zonen av Larsboformationens synklinorium, med den tunga, femiska Styggbergsgråvackan isoklinalt sammanveckad i mitten ligger just där. Dessutom passerar Fagerstagången av postsvekoka-relsk diabas förbi.

Den gravimetriska kartbilden påverkas sålunda av många olika faktorer. Inslaget av tyngre komponenter kan variera i en och samma bergartsvit och kan därmed påverka medeldensiteten. Ett exempel ger det mot sydväst strykande leptitstråket (4g—2f) vid Smedjebacken. Gabbro och amfibolit uppträder i detta stråk, som därigenom framträder trots avsaknad av grå gnejsgranit. Å andra sidan ger den stora gabbbron i Vanberget (2g) endast en svag anomali, vilket torde bero på att gabbrokroppen är tunn och vilar på berggrund av låg densitet.

Fyndigheter av malm och nyttosten

Bergsbruket runt Barkensjöarna (Björksjöarna) har gamla anor. En del gruvor torde ha börjat brytas redan på medeltiden. Från 1624 omtalas bl.a. Humbobergsgruvan söder om Smedjebacken.

När detta skrevs — sommaren 1981 — förekom inte längre någon gruvdrift inom kartområdet. På kartan har i allmänhet av alla nedlagda gruvor endast markerats de som ännu är inmutade. Många av de äldre gruvorna har varit små och är också nedlagda sedan lång tid. Gruvhålen är oftast vattenfyllda eller delvis igenrasade och övervuxna.

Beskrivningen av fyndigheter och den bergshantering som bedrivits blir med hänsyn till nämnda förhållanden närmast en historisk framställning, varvid tidigare publicerade uppgifter utnyttjats. Redan vid tidpunkten för Hjelmqvists beskrivning till kartbladet Smedjebacken (1937) var många tidigare existerande gruvor nedlagda. Detta har varit en stegvis fortskridande process i takt med växlande konjunkturer och med ökningen av arbetskostnader som medfört krav på högre utbyte per arbetsenhet. Under 1900-talets första decennier har flera tiotal små gruvor lagts ned inom Smedjebackenbladets område.

Allmänt sett kan malmerna hänföras till två grupper, järnmalmer och sulfidmalmer. Under det att järnmalmen är nära förbundna med ytbergarternas bildning och alltså har sedimentärt eller sedimentärt-metamorft ursprung, uppträder sulfidmalmen mer oregelbundet och tycks i sin nuvarande form vara yngre än järnmalmen.

Brytningen av nyttosten har till största delen hört ihop med järnframställningen, varvid exempelvis kalksten och kvarts använts som slaggbildande tillsatser. Sedan järnframställningen upphört förekommer därför numera inte heller någon brytning av dessa råvaror.

Kvartsrandmalmer tycks vara en viktig primär form för järnmalmerna. I sådana bandade malmer ligger malmmineralen magnetit eller hematit växellagrande med kvarts i några millimeter tjocka skikt. Avsättningen av sådana malmer världen över synes vara koncentrerad till prekambrisk tid. Järnmalmsbildningen förekom i många arkeiska lagerserier från äldsta tid men kulminerade för omkring 2 000—1 800 Ma sedan. Den avtog sedan snabbt för att bli sällsynt under senare prekambrium och fanerozoikum. Cloud (1968, 1972) och senare Trendall (1977) förband bildningen av bandade järnmalmer med utvecklingen av vissa tidiga fotosyntetiserande organismer, vilka skulle ha använt järnet som reduktionsmedel vid bortskaffande av överflödigt syre som bildats vid fotosyntesen. Hur den biokemiska mekanismen vid de bandade järnmalmernas bildning fungerat i detalj torde vara svårt att rekonstruera. Kulminationen av järnmalmsbildningen sammanfaller nära i tiden med atmosfärens förändring vid syrets tillkomst på grund av tilltagande organisk fotosyntes. I lagerserier före denna tid skedde ingen oxidation, och då bildades inga röda sediment.

Järnmalmer

De svekofenniska järnmalmerna uppträder alltid lagerformigt. De är nära associerade med leptitkomplexets sura vulkaniter och finns vanligen i de vulkaniter, som visar sedimentärt betingad skiktning. Det får därför anses sannolikt att järnmalmerna primärt avsatts som järnrika kemiska eller biokemiska sediment i en vulkanisk miljö som varit rik på järn, med kalcium, magnesium, kiselsyra och mangan etc. i varierande mängder. Från början kan järnet ha fallit ut som järnhydrat eller järnkarbonat för att senare successivt omvandlas till götit, limonit, hematit och magnetit.

Alltefter järnmalmernas huvudsakliga mineralassociation skiljer man mellan tre huvudgrupper, nämligen skarnjärnmalmer, kalkjärnmalmer och kvartsjärnmalmer. Skarnjärnmalmerna, som är vanligast, innehåller skarnsilikatmineral som bildats genom omsättning med intilliggande sedimentlager rika på kalcium eller magnesium. Till skarnjärnmalmerna räknar man även malmer, som förefaller att ha flyttats eller ansamlats metasomatiskt till andra bergartsled än det ursprungliga lagret. Skarnjärnmalmernas järnmineral är magnetit, som uppträder tillsammans med sådana skarnmineral som pyroxen, hornblände, granat, aktinolit och epidot. Är magnesiumhalten hög förekommer mer magnesiumrika mineral såsom

serpentin, talk, glimmer, cordierit, olivin, antofyllit eller cummingtonit. Vid manganrika skarnjärnmalm uppträder även manganhaltiga skarnmineral, exempelvis rodonit, knebelit etc.

Skarnjärnmalm övergår i kalkjärnmalm om skarnsilikaten minskar samtidigt som karbonatmineral såsom calcit, dolomit, ankerit ökar i mängd. Kvartsjärnmalmerna innehåller framför allt kvarts och hematit eller magnetit. Vanligen är malm och kvarts fördelade skiktvis, och man brukar då tala om kvartsrandmalm.

Järnmalmens brytningen förekom samlad i ett par områden, dels i malmstråket Jobsbo—Malingsbo (4g—0f) och dels i stråket vid Fagersta (0j), som hör samman med leptitstråket Riddarhyttan — Norberg. I båda dessa malmstråk förekommer både skarnmalmer och kvartsmalmer. Mindre mängder järnmalm bröts också i andra områden, t.ex. vid Stimmerbo — Torrbo och i kanten av Nybergsfältet, som med St. Ålsjögruvan tangerar kartområdets nordvästra hörn.

Malmen från Torrbo förädlades vid hyttan i Stimmerbo som nedlades 1920 (4g).

St. Ålsjögruvan (4f) innehåller körtelformiga stockar av svartmalm i pyroxenamfibolskarn. Malmen är delvis innesluten i en röd, porfyrisk och skarnslirig leptit.

Hemgruvan (4g) vid nordspetsen av N. Barken har fört kvartsrandmalm, mest en kvartsig blodsten, som är delvis magnetitomvandlad. Malmen övergår mot norr i en malmförande kvartsitisk bergart som för kloritepidotskarn.

I nästan rakt sydlig riktning från Smedjebacken ligger en rad gruvor i ett sammanhängande leptitstråk, något genomsatt av serorogen granit och pegmatit. Från norr räknat var det Flatenbergsgruvan vid Flatenbergs by (3f), Humbobergsgruvorna (3f), Holängsfältet, Närsjögruvorna (2f) och Tombogruvorna (1f). Vid alla dessa små gruvor finns skarnjärnmalm i nära anslutning till små kalklager. Malmerna ligger vanligtvis i grå, delvis skarnförande leptit rik på plagioklas och glimmer. Ett inslag av kism mineral finns i en del av gruvorna. Det är mest svavelkis, som ofta åtföljs av koppar- och magnetkis. Av skarnmineral förekommer framför allt pyroxen, amfiboler och granat. Mörkt hornblände, som uppträder i strålstensamfibol, uppfattades av Hjelmqvist (1937) som en omvandlingsprodukt av det senare mineralet. Vid dolomitiska kalklinser förekommer diopsid, delvis omvandlad i strålsten, serpentin och talk. En väsentlig del av

skarnbildningen, med mobilisering av skarnmaterialet, kan ha inträffat i samband med den serorogena granitmagmans framträngande.

Väster om sjön St. Flatnan (2f) i Storstensgruvan fann man malm av en annan typ, nämligen en grovkristallinisk, kvartsrandad malm med magnetit och hematit. Även här finns några malmförande skarnskikt av pyroxen och amfibol.

I den sydligare Närsjögruvan har en grovkristallinisk skarnförande svartmalm brutits. Malmen är starkt genomslagen av gångar av pegmatit och serorogen granit, liksom också intilliggande gråröd leptit. Svavelkis och kopparkis förekommer.

Längre mot söder ligger Tombogruvorna (1f), som innehåller mer kalkrika skarnjärnmalmer med skarn av granat, pyroxen, amfibol och glimmer. Malmen innehåller även här små mängder av kismineral, bl.a. molybdenglans (Hjelmqvist 1937). St. Tombogruvans malm stupar flackt mot öster in under en sidosten av skarnrik kalileptit.

Gruvorna i Fagerstaområdet har till största delen drivits i manganfattiga skarnjärnmalmer. En viss manganhalt fann man i kalkmalm i Idagruvan, som ligger nordost om Framtidsgruvan (0i). Högbom (1930) hävdade att järnmalmen alltid är förbundna med leptitkomplexets skiktade, tuffogena led. Han ansåg att granat-pyroxenskarn bildats i samband med en tidig intrusion av urgranit och att skarnet metamorfoserats vidare under granit-intrusionerna, t.ex. hypersten till hornblände, granat och epidot. Cordieritförande glimmerskiffrar i leptitstråket uppfattades av Högbom som metasomatiskt omvandlade leptiter.

De gamla gruvorna i Fagerstaområdet indelades i flera grupper, som tillhörde antingen Semlafältet i ett stråk från Rävberget till Semla Dammsjön (0j—1j) eller det östligare malmstråket från Hedkärra till Kolbäcksån (0j, Tægengren 1912). Av dessa var Stortäktsgruvan i Semlafältet en av de största. Dess kvartsrandade svartmalm står brant, med strykning mot NNO och är veckad med veckaxeln stupande 20° mot NNO. Den intilliggande Rudgruvan (1j) har brutits in i sen tid. Gruvorna förde delvis manganhaltig, kvartsrandad eller kvartsig svartmalm.

Hedkärrafältets malmer (0j) präglas av en viss rikedom på kalk och skarn. Kalkrikedomen i detta område manifesteras ytterligare genom kalkstensstråket i Svartberget och intilliggande kalklinser. Vid de norra kalkförekomsterna ligger flera små gruvor, Saragruvan m.fl., som tycks ha brutits på skarnblandad, delvis kvartsig svartmalm. Öster om kalkstrå-

ket ligger malmstrecket med gruvorna Nya Flint, Augusta, Lövfalls, Kavelbro och Rös. Dessa representerar en nästan kontinuerlig serie av manganhaltiga järnmalmer, anslutna till kalksten (Geijer i Geijer-Magnusson 1944).

Sulfidmalmer

Endast ett par fyndigheter har påträffats inom kartområdet. Dessa har endast i begränsad omfattning utnyttjats för utvinning av malm. Särskilt skall nämnas Sjögruvan vid Barkens norra strand, 3 km norr om Söderbärke (2h), samt Uvbergsgruvan 3 km öster om Söderbärke. Båda innehåller nickelhaltig magnetkis och kopparkis som uppträder i en grönstengång och i dess sidobergarter.

I Västanforsområdets järnmalmsgruvor vid den sydöstra kartgränsen (0j) fann man på flera håll övertvärande, några decimeter breda linser av kopparmalm, som kunde utvinnas genom skrädning (Tegengren 1912). I Stripbergsgruvan inom nämnda fält fann man även ett inslag av molybdenglans. Särskilt tycks Hedkärrafältets östligare gruvor, t.ex. Augustagruvan och Flinthedsgruvan, ha innehållet molybdenglans i skarnbildningar. Denna sporadiska molybdenförekomst uppfattades av Geijer (1944) ha samband med Malingsbogranitens intrusion.

Mineral och bergarter av ekonomiskt intresse

Ingenstädes inom kartområdet har någon mer betydelsefull brytning av nyttosten förekommit. Brytningen har endast tillgodosett lokala behov, främst för järnframställningen, som tidigare bedrevs i många små hyttor. Kalksten har i ett par stenbrott tillvaratagits för att huvudsakligen användas som tillsatsämne vid järnframställning. Det största brottet ligger i Svartberget, norr om Hedkärra (0j). Kalkstenen är mörk, laminerad och veckad. Lagret är brantställt och lokalt mer än 100 m mäktigt. Vid Torbo (4g) finns en liten kalkstenslins, som av allt att döma brutits för lokal användning, i första hand vid den intilliggande gamla hyttan i Stimmerbo. Kalkstenslagret är omkring 20 m mäktigt och stupar 30° mot öster. Dessa kalkstensförekomster tycks innehålla en relativt hög halt av kalciumkarbonat (tabell 4).

Kvarts har också använts vid järnframställningen, dels som tillförsel till

masugnsprocessen som sättmassa och dels för tillverkning av kvartstegel. Kvartsgångar uppträder i de flesta av området bergarter, mest dock i suprakrustalbergarter och i primorogena granitoider. Kvartsgångarna är i allmänhet endast någon meter breda och brotten har därför blivit små. Kvartsläkta breccior förekommer i sprickzoner, t.ex. en bred sådan öster om Korsheden med strykning N60°O (2h—3h) där en rad mindre kvartsbrott anlagts.

Fältspat har brutits på försök i flera små brott vid pegmatitgångar. De största brotten låg några kilometer söder om Tunkarlsbo, delvis intill Tunkarlsbobäcken (0h).

En viss grafithalt förekommer i Larsboformationens glimmerskiffrar. Brytningsförsök har gjorts väster om St. Alten (2j).

Glimmerskiffer i Larsboformationen har i vissa områden använts som ställsten i masugnar (Hjelmqvist 1937).

På några håll inom kartområdet har granit brutits som byggnadssten men endast till lokala behov, såsom grundläggning, vägbankar och väg-stolpar. Ett sådant stenbrott låg i den röda gnejsgraniten på Uvbergets sydsluttning norr om Smedjebacken (4f). Den grå gnejsgraniten har brutits vid Vad (1i). Omkring Malingsbo har man lokalt brutit Malingsbogranit.

SUMMARY

The geology of the map area was investigated in 1973–1979. For reconnaissance mapping the Swedish 1:10 000 economic maps were used. Geophysical investigations and mapping were helpful in constructing the geological and structural maps.

Nearly all rocks of the map area are Svecofennian, formed about two billion years ago. Most of the regional structures were established during the Svecokarelian orogeny. The bedrock forms a broad, complex synclinal structure, the Söderbärke synclinorium. In this synclinorium supracrustal rocks which belong to the Barken group of the Svecofennian supracrustal sequence (Rankama *et al.* 1972), are isoclinally folded with fold axes striking northeast (fig. 5). In the Barken group the leptite complex, comprising mainly volcanic rocks, seems to be the oldest unit (yellow colour in the map). Above it follows the Larsbo Formation (light blue colour), composed mainly of bedded greywackes and shales. Mafic plutonic rocks are shown with green colour. Prekinematic granodiorites and granites (brown) have been forced in between the older rocks and have been deformed during the Svecokarelian movements. During early tectonic phases thin metabasite dikes were intruded (black signs). In a last phase of granitic intrusions late kinematic granites and pegmatites (red) have broken and split up the earlier deformational pattern.

Finally a few post-Svecokarelian dolerite dikes (violet) striking NNW have cut through the area, following a late pattern of joints.

The rocks of the leptite complex are mainly metamorphic rhyolites with some more andesitic varieties and some alkaline, sodium- and potassium-rich rocks. Lamination is common, and sometimes gives clear indication of subaquatic sedimentation. Most of the leptite complex rocks seem to be water-layered ash tuffs. However, some of the porphyritic rhyolites may be intrusives, introduced post-depositionally together with amphibolites into the pile of volcanic rocks. Some layered mica schists interfinger with other rocks of the leptite complex. From the Stripa mine a bedded mica schist with ripple marks has been reported by Lundström-Norlander (1982).

Limestones (dark blue in the map) occur at many levels in the leptite complex, and are best developed in its upper part, where iron ores also generally occur. The iron ores are either quartz-laminated or quartz-rich and locally with calcareous material, more or less metamorphosed to skarn minerals. Ore minerals are haematite or magnetite, in proportions relative to the reduction-oxidation potential in the rock during metamorphism.

No definite indication has been found to show the age relationships between the Larsbo Formation and the surrounding leptite complex. The regional distribution of the rocks and many tectonic features indicate that the Larsbo Formation is the younger, as interpreted by Hjelmqvist (1937) and Geijer (1930). The Larsbo Formation occurs in the eastern and northern part of the map area (2g—4j). The Kolpebo Quartzite Member (1i—1j), described by Högbom (1930), lies in the southeastern margin of the Söderbärke Synclinorium, and is surrounded by granite and porphyritic rhyolite. Near the northwestern margin of this same synclinorium, another coarse sedimentary rock, the Issen Conglomerate (4h), crops out. The main part of the Larsbo Formation is bedded greywackes and shales, the Vibberbo Schist, which altogether forms a sequence of a few thousand metres. Individual beds are 0.01—0.5 m thick, and the coarseness of greywacke units is fairly variable. East of lake Jörken a gneissose, homogeneous metasediment occurs, the Bredtjärn Gneiss (3i), which seems to be a variety of the Vibberbo Schist. The uppermost member of the Larsbo Formation is a garnetiferous bedded rock, the Styggberget Greywacke, which generally has a dioritic composition. There are thin shale layers at 0.1—1 m intervals, some more calcareous layers and some units with discordant lamination. The rock is here interpreted as a coarse-bedded greywacke containing detrital material of gabbroic composition. The graphite- and sulphide-bearing, magnetic Stocktjärn Shale regionally surrounds the Styggberget Greywacke; these two rock units form the innermost isoclinal zone of the Söderbärke Synclinorium (cf. Figs. 8, 9, 10).

The older supracrustal rocks include intrusions of amphibolitic and gabbroic rocks. The gabbroic bodies are large, on a scale of kilometres. Later deformation has affected only the marginal zones of these laccoliths. Many gabbroic bodies were resistant to post-Svecokarelian erosion, and now form marked topographical features. Among other mafic plutonic rocks, there is a diorite with compositional

lamination at Tullkvarn (3h). Small intrusive bodies of ultrabasic rocks occur at Klockarbo (3h), Långsjön (3i—4i) and south of Gäsen (4g). These ultrabasic rock bodies have dimensions of ten to hundred metres and are elongated northwards, roughly parallel to the main structures.

An unusual breccia occurs in the Larsbo area (3h—4i). Most fragments are basic igneous rocks of various composition, set in a dioritic matrix. Moderately strong deformation is characteristic. The breccia is apparently localized to contact zones of primorogenic granite with gabbroic rocks or Larsbo Formation rocks.

In the Svecokareliides there is an early, complex intrusive phase with emplacement of primorogenic granodiorites and granites, which always are to some extent deformed and thus should be characterized as prekinematic. The oldest granite in the map area is the grey Vad tonalite or granodiorite, which characteristically has fragments of Barken Group rocks as inclusions. These xenoliths are evenly distributed, about 0.1 m long, and have been deformed together with surrounding granodiorite. Dikes of grey granodiorite, formed before an early tectonic phase F_2 , have been deformed in a later tectonic phase, F_3 (Fig. 15). The axial planes of F_2 and F_3 together form a general lineation with a mean dip of 40° to the east. Later intrusions of the red Uvberget granodiorite and the white, porphyritic Bråtberget granodiorite or granite produced a complicated pattern of granite tectonics, in which the Barken Group rocks are compressed and dispersed as relics in the granitic rocks.

After the deformations further granites were intruded, such as the Malingsbo granite with pegmatite (Fig. 6). The somewhat earlier, porphyritic Lexen granite (0g—1h) is connected with a remarkable local rise in magnetic susceptibility in the rocks. There are few signs of later deformation although the intrusion of serorogenic granites apparently caused large block displacements.

A few post-Svecokarelian dolerite dikes strike N or NNW. Their age is roughly equivalent to the Dalslandian orogeny in the west of the Baltic Shield, about one billion years ago. Persistence of basement lineaments is reflected as rejuvenation of faults in several later movements and there are mylonites and fault breccias along the lineaments.

GEOFYSIK

Av

DAN NISCA

Inledning

De flyggeofysiska (magnetisk, VLF och radiometrisk) mätningarna över kartområdet Ludvika SO utfördes 1972. För teknisk information om flygmätningar hänvisas till Werner (1963). Regionala tyngdkraftsmätningar utfördes i samband med det av Gruvföreningen initierade projektet Bergslagsgeotraversen (Aaro och Lagmanson 1977).

De petrofysiska egenskaperna densitet, susceptibilitet och remanent magnetisering har mätts på de bergartsprover som insamlats i samband med Bergslagsgeotraversen samt de geologiska och geofysiska karteringarna. Orienterade prover har tagits av diabaser och peridotit för bestämning av den naturliga remanenta magnetiseringen (NRM).

Den flygmagnetiska kartan har tolkats med avseende på anomalistrukturer (bandade, oregelbundna eller gånglika), relativa magnetiseringsnivåer, dislokationer och stupningar.

En slutlig magnetisk tolkningskarta har framställts (fig. 25), där även information från VLF och radiometriska kartor, gravimetrisk karta, petrofysik samt geologisk information har använts.

Bergarternas fysikaliska egenskaper

Petrofysik eller kunskapen om bergarternas fysikaliska egenskaper är grundläggande när man vill sätta geofysik och geologi i relation till varandra. Tolkningen av de geofysiska mätningarna (i detta fall i huvudsak de flygmagnetiska mätningarna) kan göras kvantitativt och blir därmed av värde vid bedömningen av bergarternas ytutbredning samt stupningar av olika berggrundsenheter.

Sammanlagt har 446 bergartsprover insamlats, huvudsakligen i samband med det av Gruvföreningen initierade projektet Bergslagsgeotraversen (Aaro och Lagmanson 1977) samt under den geofysiska och geologiska karteringen av kartområdet Ludvika SO. Provtagningslokalernas lägen framgår av fig. 18.

TABELL 10. Medelvärden och spridning av bergarters fysikaliska egenskaper. Enheter är i cgs. Spridning för densitet är i cgs, för magnetiska egenskaper i dekader. Magnetiska egenskaper representeras av logaritmiska medelvärden.
Mean values and standard deviation for physical properties of rocks.

Bergartsgrupper	Antal	Densitet		Susceptibilitet		Q-värde	
		medelv.	spridn.	medelv.	spridn.	medelv.	spridn.
LEPTITKOMPLEXET							
1. Metavulkanit, leptit	38	2.66	0.06	0.03	1.10	0.47	0.52
2. Metaryolit, leptit-gnejs (rel. glimmerrik)	22	2.67	0.03	0.22	0.97	0.24	0.37
3. Metaryolit, glimmerrik	7	2.70	0.03	0.04	1.34	0.63	0.73
1 + 2 + 3	67	2.67	0.05	0.06	1.14	0.39	0.52
LARSBOFORMATIONEN							
4. Metagråvacka — gnejs-omvandlad metagråvacka	45	2.72	0.06	0.02	0.51	0.62	0.60
5. Metagråvacka, fältspatporfyrisk	5	2.75	0.04	0.03	0.23	0.56	0.76
6. Metagråvacka, femisk	8	2.91	0.04	0.06	0.10	0.37	0.61
4 + 5	50	2.72	0.06	0.02	0.50	0.62	0.61
BASISKA INTRUSIVBERGARTER SAMT DIABAS							
7. Diorit	4	2.82	0.04	0.77	0.91	1.04	0.60
8. Amfibolit	25	3.01	0.09	0.16	0.59	0.39	0.86
9. Gabbro	26	2.98	0.07	0.16	0.80	0.43	0.64
8 + 9	51	2.99	0.08	0.16	0.70	0.41	0.75
10. Peridotit	7	3.01	0.02	2.24	0.39	1.81	0.30
11. Pyroxenit	3	3.03	0.06	0.05	0.05	0.77	0.85
12. Diabas(Of)	8	2.84	0.01	2.74	0.02	1.11	0.05
13. Diabas(3i)	8	2.85	0.01	1.64	0.09	0.77	0.34
PRIMOROGENA GRANITER							
14. Uvbergsgranit	87	2.65	0.03	0.10	0.96	0.27	0.45
15. Urgranit, grano-dioritisk	33	2.70	0.02	0.07	0.86	0.21	0.41
16. Brätbergsgranit	13	2.71	0.03	0.02	0.15	0.31	0.23
17. Vadgranit, dioritisk	35	2.77	0.04	0.05	0.54	0.22	0.24
SEROROGENA GRANITER							
18. Pegmatit	5	2.62	0.04	0.05	1.32	0.49	0.73
19. Granit	23	2.64	0.02	0.20	0.51	0.16	0.35
20. Malingsbogranit	28	2.64	0.01	0.38	0.66	0.13	0.27
19 + 20	51	2.64	0.02	0.28	0.60	0.15	0.31
21. Lexengranit	16	2.70	0.02	1.10	0.70	0.17	0.32

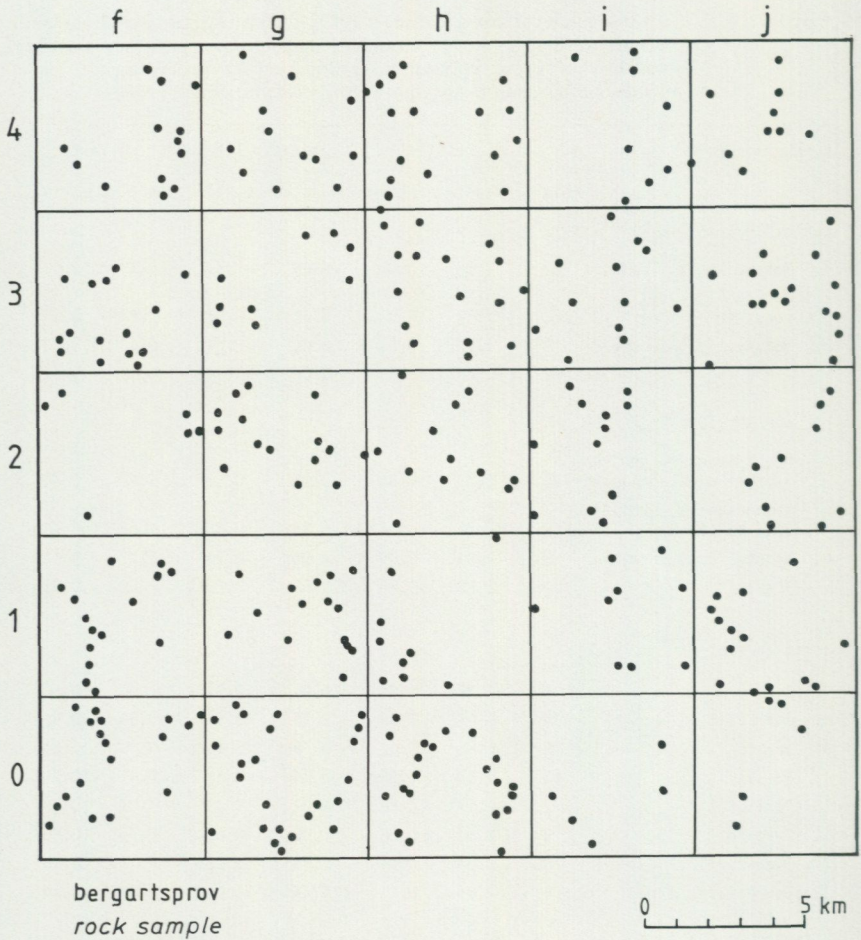


Fig. 18. Lägen av provtagningslokaler.
Positions of rock samples.

Samtliga prover har mätts med avseende på egenskaperna densitet, magnetiserbarhet (susceptibilitet) och egen magnetisering (naturlig remanent magnetisering NRM). 23 orienterade prover har tagits av diabas och peridotit fördelade på tre lokaler för bestämning av riktningen på NRM.

Bergarternas petrofysiska egenskaper redovisas i standarddiagram, för susceptibilitet—densitet och susceptibilitet— q -värde (förhållandet mellan permanent och inducerad magnetisering). I tabell 10 redovisas densitet, susceptibilitet och q -värde för kartområdets bergarter i form av medelvärde och spridning. Parametrarna är givna i cgs-enheter. För omräkning till SI-enheter används faktorerna 4π för susceptibilitet och 10^3 för densitet. De på proverna mätta magnetiska egenskaperna har ett relativt fel av 2 % och en upplösning av ca 3×10^{-6} cgs. Densiteten är mätt med en noggrannhet av 0.01 g/cm^3 .

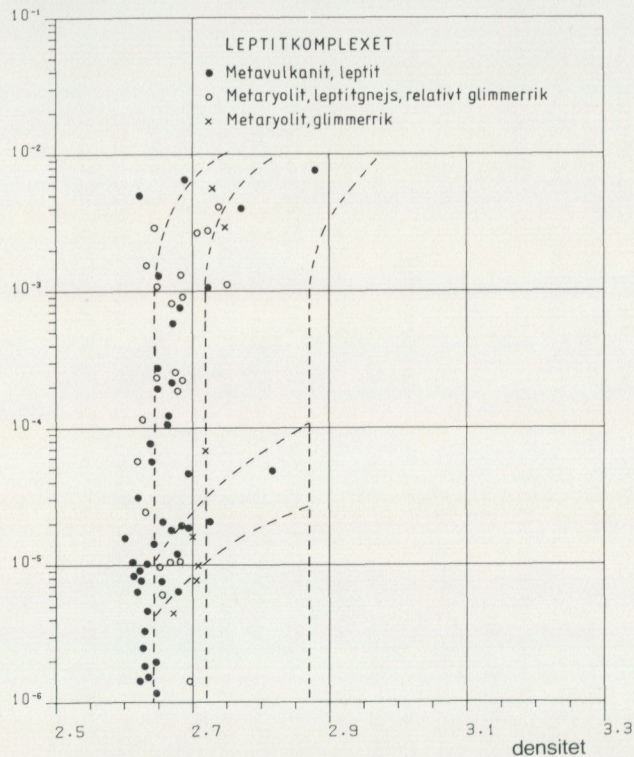
Densiteten är en funktion av de bergartsbildande mineralens volymandelar i bergarten. Om man känner till volymandelen tunga malmmineral i bergarten är densiteten en mycket känslig och effektiv parameter vid klassificering av bergarter. Det vanligaste malmmineralet är magnetit. Varje volymprocent magnetit i en bergart ger en förhöjning av densiteten med ca 0.025 g/cm^3 .

Susceptibilitet (magnetiserbarhet) är en funktion av de magnetiserbara mineralens volymandel i bergarten. De ferromagnetiska mineralen av betydelse är magnetit och magnetkis. Magnetit förekommer företrädesvis i djupbergarter och vulkaniter. Magnetkisens magnetisering har betydelse främst i omvandlade sedimentära bergarter. I diagrammen över susceptibilitet—densitet är en kurvskala inlagd, vilken möjliggör en direkt reducering av magnetithaltens inverkan på densiteten. Den så erhållna silikatdensiteten är en utmärkt indikator på bergartens mineralsammansättning enligt skalan:

silikatdensitet	2.64—2.72 g/cm^3	sur
silikatdensitet	2.72—2.87 g/cm^3	intermediär
silikatdensitet	2.87—3.04 g/cm^3	basisk
silikatdensitet	>3.04 g/cm^3	ultrabasisk

Remanensen (egenmagnetiseringen) NRM förekommer i alla ferromagnetiska mineral. Kornstorleken har stor betydelse för remanensen. Ju mindre korn, desto större remanens i bergarten. Vidare betyder avblandningsfenomen i magnetit mycket för remanensens styrka. Basiska djupbergarter visar generellt höga remanenser med q -värden kring 1.0 eller högre. Rent erfarenhetsmässigt har det visat sig att remanensen i magnetis och hematit i omvandlade sedimentära bergarter ensam kan ge magnetiska anomalier på några tusen gamma.

susceptibilitet



susceptibilitet

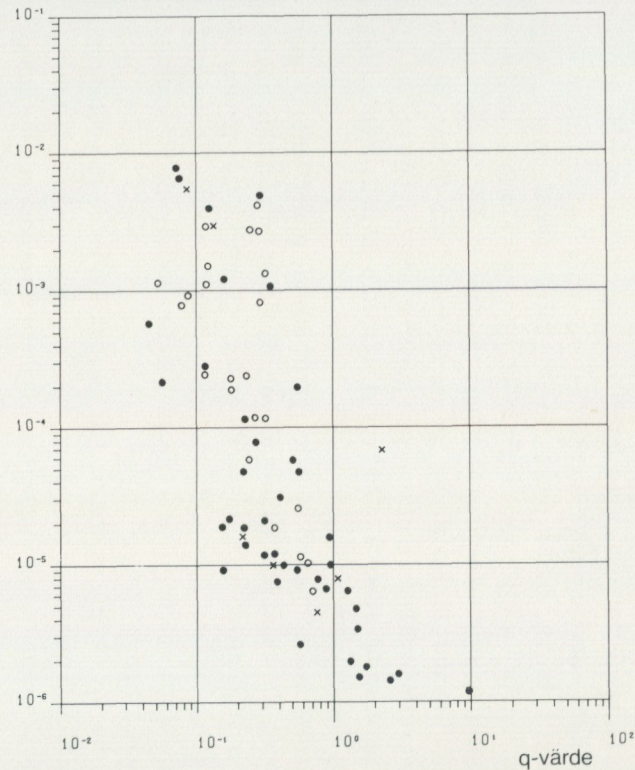
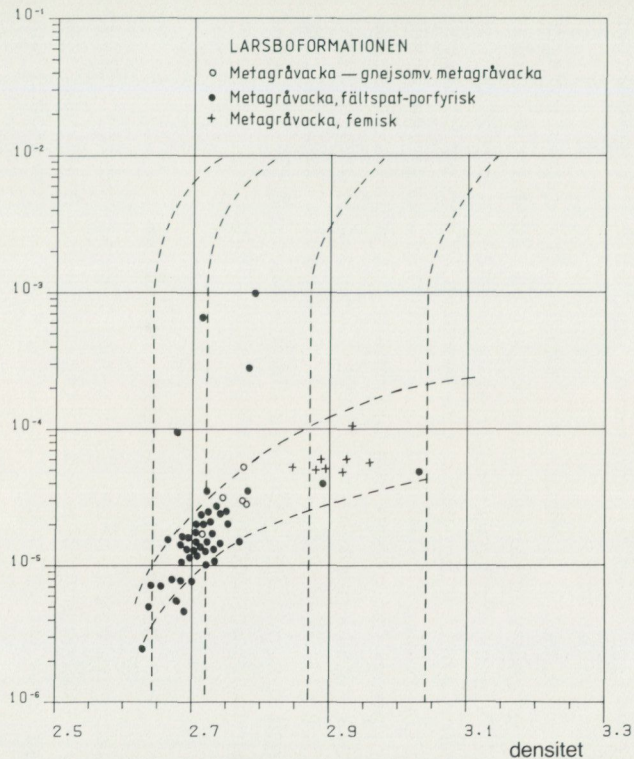


Fig. 19. Susceptibilitet — densitetsdiagram och susceptibilitet — q-värdesdiagram för bergarter inom leptonitkomplexet.
 Susceptibility — density diagram and susceptibility — q-value diagram for rocks of the leptonite complex.

susceptibilitet



susceptibilitet

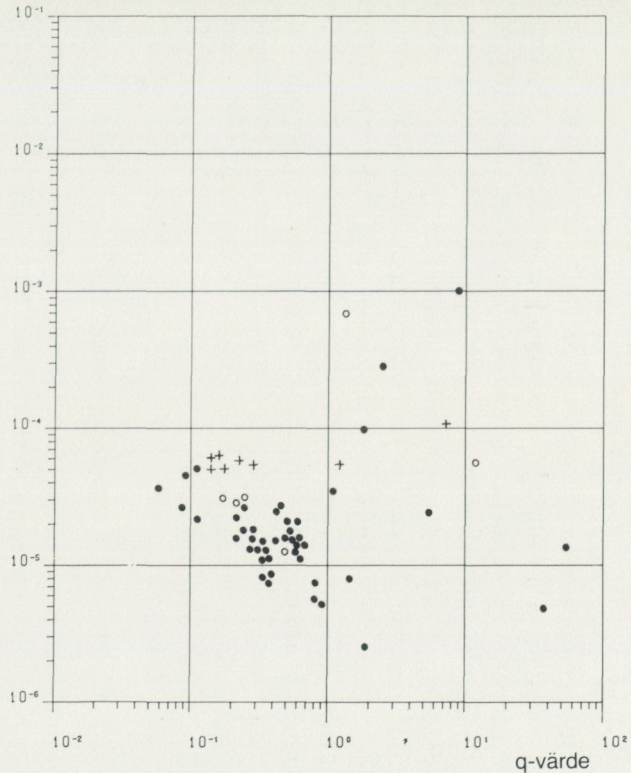


Fig. 20. Susceptibilitet — densitetsdiagram och susceptibilitet — q-värdesdiagram för bergarter inom Larsboformationen.

Susceptibility — density diagram and susceptibility — q-value diagram for rocks of the Larsbo Formation.

Leptitkomplexet

Leptitkomplexet förekommer i kartområdets västra och sydöstra delar. Silikatdensiteten för hela leptitkomplexet varierar från 2.62 till 2.72 g/cm³, se fig. 19. Ett par av proverna har extremt höga densiteter, vilket tyder på närvaro av andra malmineral än magnetit. Leptitkomplexet är uppdelat i tre undergrupper. Undergruppen metavulkaniter har stor spridning i parameterdiagrammet. En relativt stor anhopning av prover faller inom det lågmagnetiska området med en silikatdensitet kring 2.63 g/cm³. Gruppen metaryolit av leptitgnejsstyp visar en högre silikatdensitet kring 2.67 g/cm³ samt en högre magnetisering. Gruppen glimmerrik metaryolit omfattar ett fåtal prover med en silikatdensitet av 2.71 g/cm³ och en susceptibilitet, som växlar mellan låg och mycket hög. Leptitkomplexets medeldensitet är 2.67 ± 0.05 g/cm³.

Larsboformationen

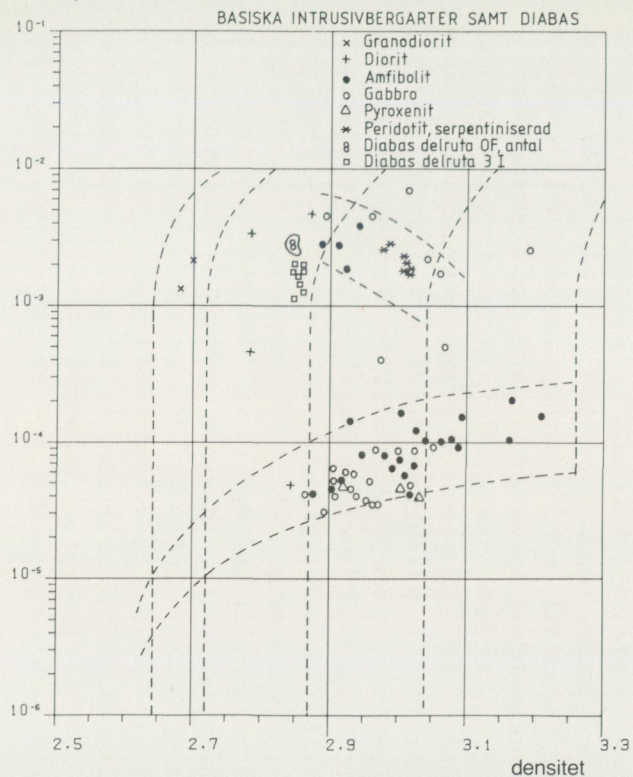
Larsboformationen förekommer i kartområdets nordöstra del. Silikatdensiteten för hela formationen varierar från 2.63 till ca 2.95 g/cm³, (se fig. 20). Proverna samlar sig väl i det paramagnetiska området av diagrammet. Några prover ligger i det ferromagnetiska området, där höga q-värden indikerar magnetkisinnehåll.

Larsboformationen är uppdelad i tre undergrupper. Gruppen metagråvacka och gnejsomvandlad metagråvacka har en silikatdensitet mellan 2.63 och 2.78 g/cm³. Proverna med de lägsta densiteterna är rena kvartsiter. Densitetsökningen återspeglar ofta ökningen av volyminnehållet av biotit och ger därmed ett visst mått på omvandlingsgraden (förgnejsningen). Några prover har klassats som fältspatporfyrisk gråvacka och samlas relativt väl kring silikatdensiteten 2.77 g/cm³. Den tredje gruppen, femisk metagråvacka, avviker tydligt från de förra grupperna både vad gäller densitet och susceptibilitet. Den höga silikatdensiteten 2.85—2.96 g/cm³ återspeglar en hög omvandlingsgrad med granatbildning.

Basiska intrusivbergarter samt diabas

De basiska intrusivbergarterna förekommer i kartområdets nordöstra hörn. De två största grupperna är amfibolit och gabbro. Amfiboliten visar en stor spridning vad gäller silikatdensitet, 2.87—3.20 g/cm³, vilket mot-

susceptibilitet



susceptibilitet

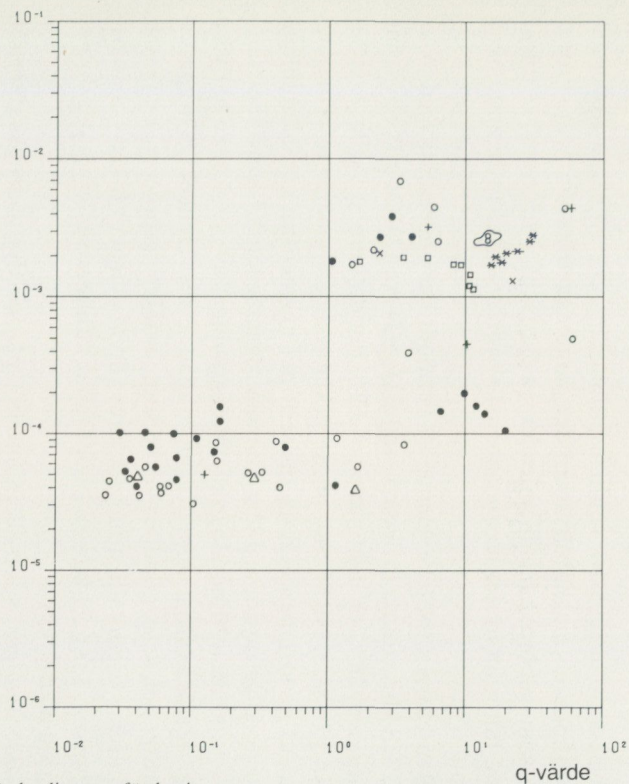


Fig. 21. Susceptibilitet — densitetsdiagram och susceptibilitet — q-värdesdiagram för basiska intrusivbergarter samt diabas.

Susceptibility — density diagram and susceptibility — q-value diagram for basic intrusions and dolerite.

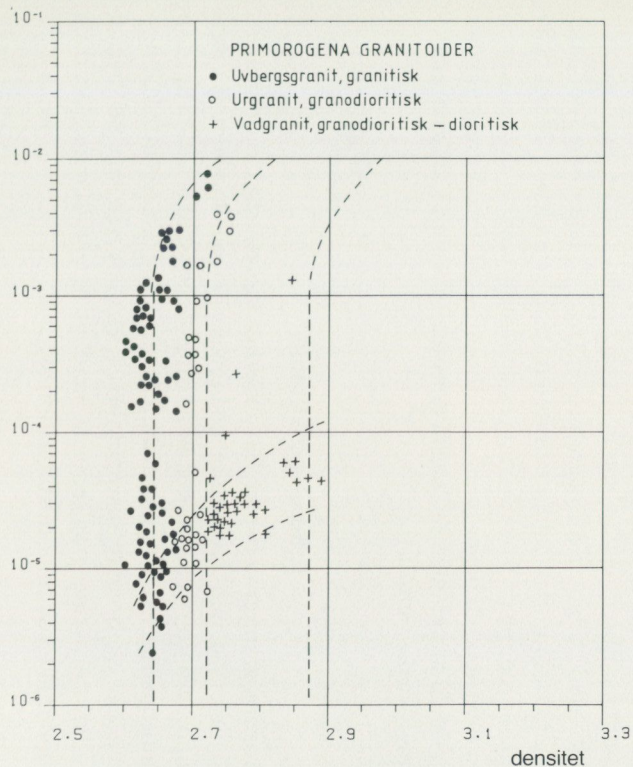
svarar basisk till ultrabasisk sammansättning (fig. 21). På några prover när ligger amfiboliten magnetiskt inom det paramagnetiska området. Prover kodade som gabbro har silikatdensiteten $2.87\text{--}ca\ 3.05\text{ g/cm}^3$. Åtta av proverna faller inom det ferromagnetiska området med varierande magnetisering.

En liten basisk kropp bestående av peridotit har undersökts med avseende på NRM-riktning. Proverna samlas (fig. 24) i en NRM-riktning kring deklinationen 28° och inklinationen 62° . Peridotitens q -värde, som är större än 1.0, samt NRM-riktningen förklarar den flygmagnetiska anomalins orsakad av kroppen och då speciellt det magnetiska kontaktminimumets nordostliga position. Flera liknande flygmagnetiska anomalier finns inom kartområdet. Mineralogiska undersökningar av peridotiten har visat att bergarten är kraftigt serpentinomvandlad. Enligt Henkel (1976) påverkas densitet och susceptibilitet vid en serpentiniseringsprocess. I en ultrabasisk bergart frigörs silikatbundet järn, varvid magnetit bildas och densiteten sjunker. I fig. 21 kan en sådan trend möjligen ses kring peridotiten (markering med streck).

Två diabasgångar, som väl framträder på den flygmagnetiska kartan, har provtagits (0f och 3i) med avseende på NRM-riktningen. Diabasgångarna tillhör en större gångsvärm med NNV-lig orientering och kan tydligt följas på de flygmagnetiska kartorna från 13F Falun NV och NO till 10G Eskilstuna NV och NO. De två diabasgångarnas petrofysiska egenskaper (fig. 21), susceptibilitet, densitet och q -värde avviker något från varandra. Diabasen i kartområdets västra del (0f) har något lägre silikatdensitet, högre susceptibilitet, lägre q -värde och en annan NRM-riktning än diabasgången i kartans östra del (3i). Den östra diabasen (3i) utgör samma gång som beskrivits av Lundegårdh och Nisca (1978). De petrofysiska egenskaperna (fig. 21) samt NRM-riktningen (fig. 24) är mycket lika på dessa två undersökta lokaler fast de ligger cirka 11 mil från varandra.

Den västra diabasgången (0f) har också undersökts inom det angränsande kartområdet 12F Ludvika SV (3e). NRM-riktningarna redovisas i fig. 24. Inklinations stora variation beror på den viskösa komponenten i remanensen. Patchett och Bylund (1977) har undersökt en motsvarande diabasgång i trakten av Falun och efter demagnetisering fått riktningarna för deklination 131.5° och inklination 46° . Detta överensstämmer mycket väl med de NRM-riktningar som har höga q -värden i fig. 24. Diabasgången i Falun har åldersbestämts enligt Rb-Sr-metoden till 966 ± 20 milj. år.

susceptibilitet



susceptibilitet

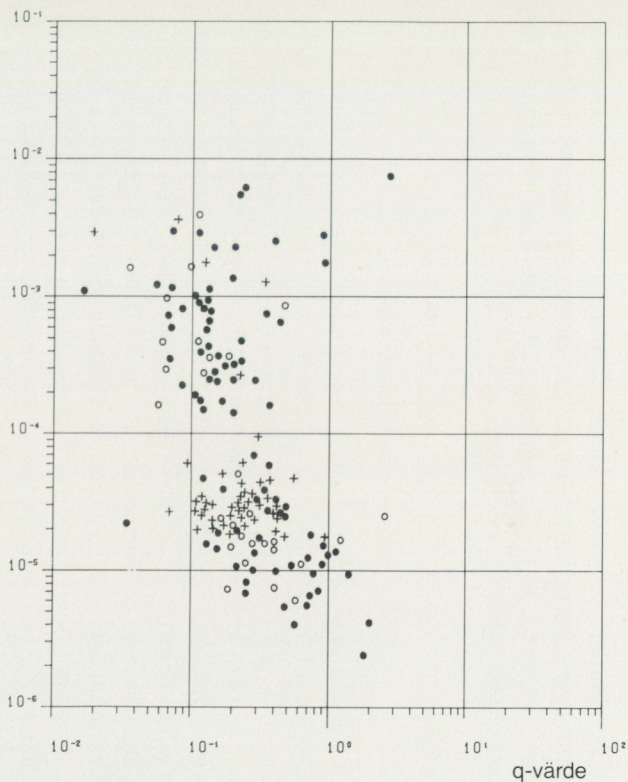


Fig. 22. Susceptibilitet — densitetsdiagram och susceptibilitet — q-värdesdiagram för primorogena graniter.
Susceptibility — density diagram and susceptibility — q-value diagram for granites of primorogenic origin.

Av ovan nämnda data kan man dra slutsatsen att diabaserna tillhör olika gångsviter. Detta kan bero på att de har intruderats vid olika tidpunkter och tillhör olika åldersgrupper eller att diabaserna intruderat samtidigt men nu ligger i olika erosionsnitt.

Primorogena granitoider

De primorogena granitoiderna förekommer inom hela kartområdet. Fig. 22 och 23 visar att de primorogena granitoiderna har en välutvecklad både ferromagnetisk och paramagnetisk del i diagrammet. Uvbergsgranit som förekommer inom kartområdets västra del (väster om Barkenlineamentet) samt inom delrutorna 4g—4h har delvis en leukogranitisk sammansättning med en silikatdensitet under 2.64 g/cm^3 . Susceptibiliteten varierar från mycket låga till mycket höga värden. Granodioritisk röd gnejsgranit med silikatdensiteten $2.68\text{--}2.72 \text{ g/cm}^3$, förekommer mestadels inom 3g—3h samt 1g. Susceptibiliteten varierar från mycket låg till mycket hög. Bråtbergsgraniten (fig. 23) förekommer i kartområdets östra hörn (4i—4j). Den visar en tydlig paramagnetisk trend med silikatdensiteten $2.66\text{--}2.77 \text{ g/cm}^3$.

Vadgranitens utbredning är begränsad till området öster om Barkenlineamentet. Med undantag för några prover (fig. 22) faller bergarten i det paramagnetiska området. Silikatdensiteten varierar mellan 2.72 och 2.89 g/cm^3 , vilket tyder på en stor variation i sammansättningen. Proverna med de högsta densiteterna ligger inom delrutorna 2i—2j. Detta sammanfaller ganska väl med lagren med de högsta densiteterna inom Larsboformationen (metagråvacka, femisk).

Serorogena graniter

De serorogena graniterna har sin huvudsakliga utbredning i kartområdets sydvästra del. Vid den geologiska kodningen har en uppdelning gjorts mellan andra graniter och graniter med tydlig Malingsbokarakter (fig. 23). Båda granityperna har samma silikatdensitet, kring 2.64 g/cm^3 . Malingsbograniten har ett bredare susceptibilitetsspektrum från lågt till mycket högt, medan de övriga graniterna är måttligt magnetiserade. De båda granitgrupperna torde tillhöra samma intrusivvit.

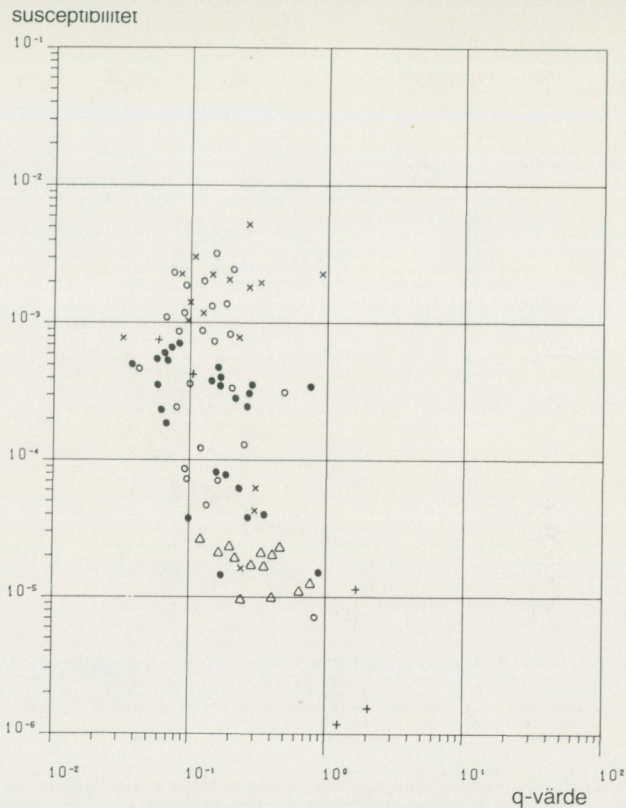
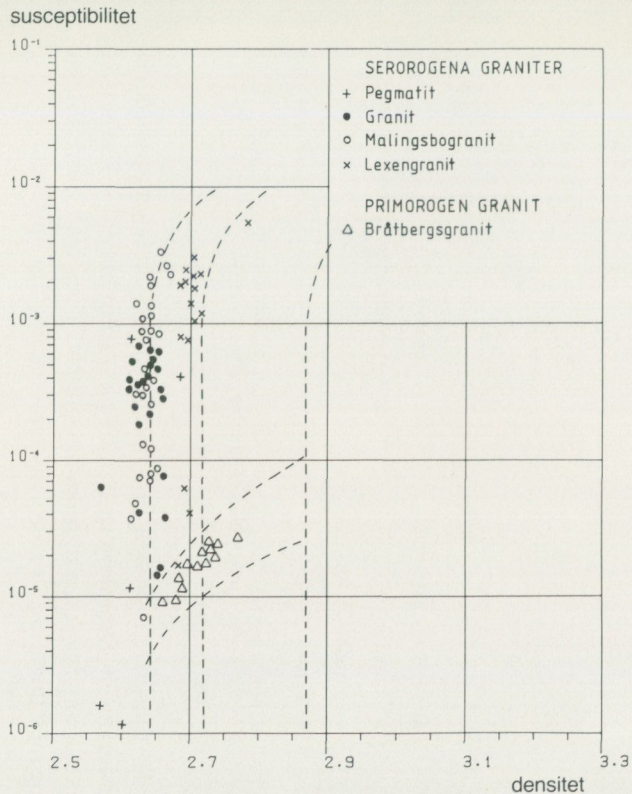


Fig. 23. Susceptibilitet — densitetsdiagram och susceptibilitet — q-värdesdiagram för serorogena graniter och Bråttberggranit.
Susceptibility — density diagram and susceptibility — q-value diagram for granites of serorogenic origin and Bråttberg granite.

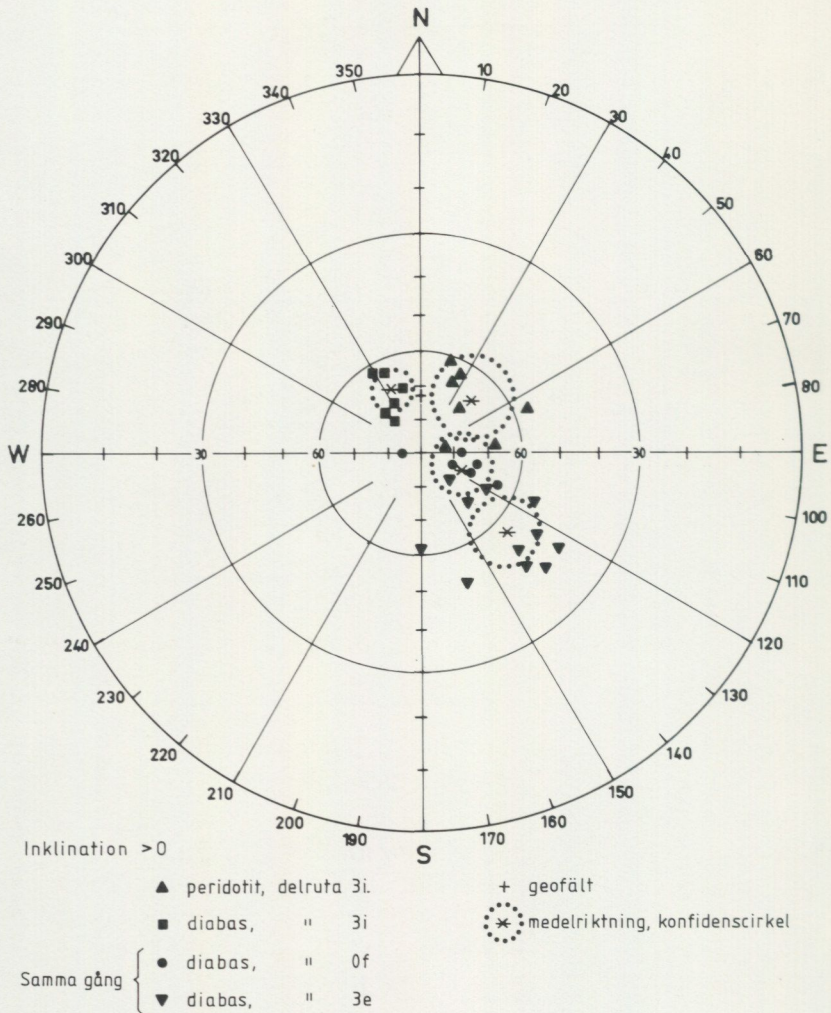


Fig. 24. NRM-riktningar för två diabasgångar och för en peridotitkropp.
NRM directions of two dolerite dikes and of a peridotite body.

Inom delrutorna 0g—0h och 1g—1h förekommer en högmagnetisk granit, Lexengraniten. Den skiljer väl ut sig på susceptibilitet — densitetsdiagrammet. Lexengraniten har silikatdensiteten 2.70 g/cm^3 . Susceptibiliteten är hög med undantag av några prover inom det låga området.

Flygmagnetisk tolkning

I det första preliminära tolkningsarbetet görs en tolkningskarta över ett större område än det aktuella kartområdet. Tolkningen sker med avseende på anomalistrukturer och anomalinivåer. Bandat anomalimönster avser områden med parallella och kontinuerliga anomalier. Oregelbundet anomalimönster avser områden med diffus bandning, icke parallella band, osammanhängande band eller avsaknad av band. Gånglikt anomalimönster avser enstaka uthålliga anomalier med diskordant uppträdande. I tolkningen bestäms även magnetiska kontakter, dislokationer, stupningar och djupanomalier. I vissa fall har relativa laterala rörelsebelopp tolkats för magnetiska dislokationer samt sannolika konnektioner mellan likartade anomalier.

I den slutliga flygmagnetiska tolkningskartan (fig. 25) har även använts information från gravimetriska kartan, VLF och radiometriska kartor, petrofysisk och geologisk kartering.

Områden med bandat anomalimönster

Bandat anomalimönster förekommer företrädesvis inom kartområdets västra del och i kartområdets sydosthorn och korrelerar väl med leptitiska bergarter.

Inom delrutorna 2h—2j och 3h—3j framträder diffusa till distinkta magnetiska band, vilka relativt väl hänger ihop med Larsboformationens kisrika bergartsled. De petrofysiska mätningarna (fig. 20) visar höga remanenser varför stupningsbestämningarna kan vara något osäkra.

Den gravimetriska anomalin (Aaro och Lagmanson 1977) i ovannämnda område är mycket sannolikt orsakad av gnejsgraniter med granodioritisk — kvartsdioritisk sammansättning (Vadgranit) samt Larsboformationens basiska bergartsled. Enligt Aaro och Lagmanson (1977) torde gnejsgranitens underyta ligga på något mindre än 8 km djup och stupa mot öster in under angränsande leptitområde för att i trakten av Norberg ha överytan på cirka 2 km djup.

Områden med oregelbundet anomalimönster

Den södra delen av den magnetiska kartan (0g—0h och 1g—1h) domineeras av en stor högt magnetiserad anomalistruktur (Lexengranit). Petrofy-

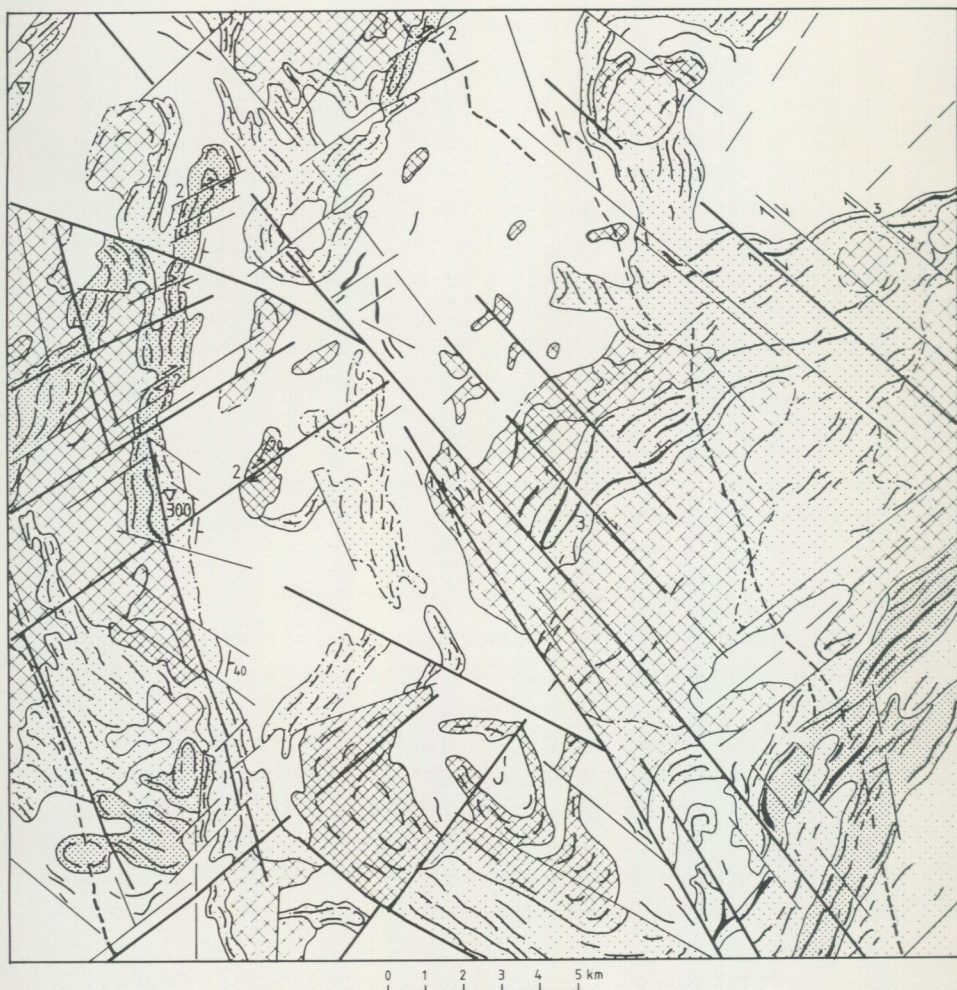



Fig. 25. Slutlig flygmagnetisk tolkningskarta. Dan Nisca 1983.
Aeromagnetic interpretation map.

Bandat anomalimönster
Banded anomaly pattern


Magnetisering
Magnetization


 låg — måttlig
low — intermediate

 hög
high

Oregelbundet anomalimönster
Irregular anomaly pattern

Magnetisering
Magnetization

 mycket låg — låg
very low — low

 låg — måttlig
low — intermediate

 hög
high

siska undersökningar har bekräftat att de ovanligt höga magnetiseringarna i området är orsakade av Lexengranit.

Bråtbergsgraniten (4i—4j) framträder tydligt på den magnetiska kartan som ett homogent lågt magnetiserat område. Speciellt tydlig är den södra kontakten mot Larsboformationen.










Gånglika anomalier

Två distinkta NNV-liga magnetiska gånganomalier (diabas) framträder mycket tydligt på den magnetiska kartan. Norra delen av den östra gången är styckvis uppspjälkad och visar språngvisa öst—västliga kast samt även variationer i strykningsriktning. Förklaringen kan vara sena dislokationer i öst—västlig riktning eller äldre svaghetszoner i berggrunden som gången utnyttjat.

Dislokationer

Förutsättning för tolkning av dislokationer från den magnetiska kartan är magnetiska strukturer såsom bandning, kontakter, gångar och lågmagnetiska zoner (Henkel och Guzmán 1977). Dislokationerna domineras av två huvudriktningar, NNV och NNO. Av mera regional karaktär är Barkenlineamentet, som framträder relativt väl på den magnetiska kartan.

De petrofysiska mätningarna av kartområdets bergarter visar entydigt att densiteten ökar och att susceptibiliteten minskar i väst—östlig riktning. Detta korrelerar väl med de gravimetriska och magnetiska kartorna. En möjlig och sannolik förklaring är vertikala blockrörelser efter NNV-dislokationer (Barkenlineamentet), vilka medför djupare erosionssnitt i kartområdets östra delar.

	tydlig bandning <i>well define banding</i>		Magnetiska dislokationer <i>Magnetic dislocation</i>
	diffus bandning <i>diffuse banding</i>		regional utsträckning <i>regional extension</i>
	gånglikt anomalimönster <i>dike-like anomaly pattern</i>		tydlig <i>well-defined</i>
	do, mindre tydligt <i>diffuse</i>		Magnetiska stupningar <i>Magnetic dips</i>
	300 djupanomalier (i meter) <i>deep anomaly (in metres)</i>		måttlig <i>moderate</i>
	3 lateral rörelse (i 100-tal meter) <i>lateral displacement (in 100 m)</i>		

SUMMARY

The aerogeophysical (magnetic, VLF, and radiometric) measurements of the map-sheet Ludvika SO were carried out in 1972. Technical information concerning the aeromagnetic measurements is given in Werner (1963).

The interpretation of the aeromagnetic map consists mainly of an anomaly pattern analysis, which have been made in two steps. In the first an interpretation has been carried out with respect to structure and pattern of anomalies (banded, irregular or dike-like), relative magnetization levels, dislocations, magnetic contacts and computation of dips.

The final interpretation (Fig. 25) is based also on gravity map, VLF and radiometric maps, petrophysical measurements made on rock samples, and geologic information.

Anomaly structure and patterns. Clearly banded anomaly pattern (leptite) is observed in the western, and in the southeastern parts of the map area. The southern part of the magnetic map, 0g—0h and lg—lh, is dominated by a large magnetic anomaly with irregular anomaly pattern (Lexen granite). Areas with very low and low magnetizations occupy the main part of the map. Two magnetic dike-like anomalies (dolerite) are very clearly indicated on the magnetic map.

Dislocations can be deduced from displacement of magnetic reference structures such as banding, contacts or dikes, and low magnetic zones (Henkel and Guzmán 1977). The dislocations have two dominant directions, viz. NNW and NNE. The largest relative horizontal displacement observed is about 0.3 km.

Petrophysical properties (density, susceptibility and remanent magnetization) have been determined on 446 rock specimens (23 oriented) collected during the geological and the geophysical mapping. Technical information concerning these measurements is given in Henkel and Nisca (1977). The results of these measurements are presented in Figs. 19—24. In Table 10 mean values and standard deviation for density, susceptibility, and q-value are given. All values are given in cgs units, for conversion into SI units the factor 4π should be used for susceptibility and 10^3 for density.

LITTERATUR (geofysik)

- AARO, S., och LAGMANSON, M., 1977: Gravimeterundersökningar inom Bergslagsgeotrasversen. Slutrapport. — STU 75-5084.
- HENKEL, H., and GUZMAN, M., 1977: Magnetic features of fracture zones. — *Geoexploration* 15, 173—181.
- HENKEL, H., och MANNBY, B., 1976: Paramettermätning, instruktion och dokumentation, del II. Rutinmässig paramettermätning i laboratoriet. — SGU, intern rapport.
- HENKEL, H., och NISCA, D., 1977: A rock sample orientation system used by the Geological Survey of Sweden. — SGU C 740.
- LUNDEGARDH, PER H., och NISCA, D., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och geofysiska kartorna Västerås SV. — SGU Af 122.
- PATCHETT, P. J., and BYLUND, G., 1977: Age of Grenville belt magnetisation: Rb-Sr and palaeomagnetic evidence from Swedish part of the Baltic Shield. — *Phys. Earth Planet. Interiors* 12.
- WERNER, S., 1963: Aeromagnetic mapping by the Geological Survey of Sweden. Methods and general considerations. — *Geoexploration* 1, 21—31.

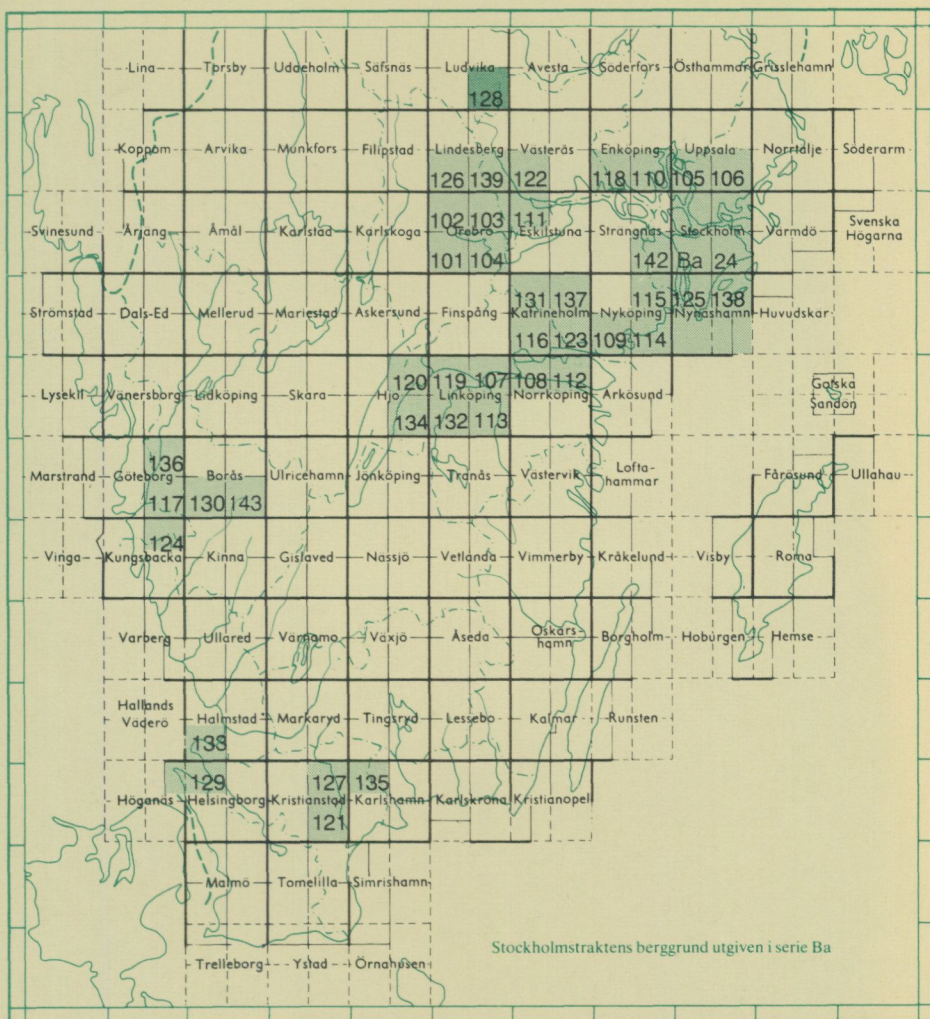
LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

- AARO, S. och LAGMANSON, M., 1977: Gravimeterundersökningar inom Bergslagsgeotraversen. Slutrapport. — STU 75 — 5084.
- CLOUD, P., 1972: A working model of the primitive earth. — *Am. J. Sc.* 272, 537–548.
- GEIJER, P., 1936: Norbergs berggrund och malmfyndigheter. — SGU Ca 24.
- 1944: Omfattningen av termen leptit. — GFF 66, 733–745.
- 1954: De kvartsrandiga järnmalmernas problem. — *K. Sv. Vet. Ak. Årsbok 1954*, 293–305.
- 1967: The Precambrian quartzite in the Norberg district, Central Sweden and its iron-sand bed. — SGU C 619.
- GEIJER, P., MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. — SGU Ca 35.
- GUMÆLIUS, O., 1871: Beskrivning till kartbladet Engelsberg. — SGU Aa 42.
- HEDBERG, H.D. (red.) 1976: International stratigraphic guide by International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy. — J. Wiley & Sons, New York.
- HJELMOVIST, S., 1937: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Smedjebacken. — SGU Aa 181.
- 1938: Über Sedimentgesteine in der Leptitformation Mittelschwedens. — SGU C 413.
- 1943: Die Natronreiche Randzone des Granitmassivs nördlich von Smedjebacken in Dalarna. — SGU C 453.
- 1946: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Avesta. — SGU Aa 188.
- HÖGBOM, A., 1929: Om förekomst av urbergssediment på geologiska kartbladet Malingsbo. — GFF 51, 537–542.
- 1930: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Malingsbo. — SGU Aa 168.
- LOBERG, B., 1979: Geologi-Geologiska material och Sveriges berggrund. Andra uppl. — P.A. Norstedt & Söners förlag, Stockholm.
- LUNDEGARDH, P.H., 1978: Inledning och urberg i Berg och jord i Sverige. Femte uppl. — Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- 1980: Stenar i färg. Sjunde uppl. — Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- LUNDOVIST, Th., 1979: The Precambrian of Sweden. — SGU C 768.
- LUNDSTRÖM, I., (under utarbetande): Beskrivning till berggrundskartan Lindesberg NV. — SGU Af 140.
- RANKAMA, K., WELIN, E., 1972: Commission on Stratigraphy, Subcommittee on Precambrian Stratigraphy, IUGS. — *Geological Newsletter*, Vol. 1972, 265–267.
- SCWARZACHER, W., 1975: Sedimentation models and quantitative stratigraphy in Development in sedimentology 19. — Elsevier, Amsterdam.
- STRÖMBERG, A. G. B., 1976: A pattern of tectonic zones in the western part of the East European Platform. — GFF 98, 227–243.
- 1978: Tectonic zones in the Baltic Shield. — *Precambrian Res.*, 6, 217–222.
- STALHÖS, G., 1981: A tectonic model for the Svecofennian folding in east central Sweden. — GFF 103, 33–46.
- TEGENGREN, F.R., 1912: Järnmalmstillgångarna i mellersta och södra Sverige. — SGU Ca 8.
- 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. — SGU Ca 17.
- TRENDALL, A.F., 1977: Banded iron formation in the Archean. / G. J. H. McCall (red.): *The Archean, Search for the Beginning*, 270–274.
- WELIN, E., 1979: Tabulation of recalculated radiometric ages published 1960–1979 for rocks and minerals in Sweden. — GFF 101, 309–320.
- ÅBERG, G., 1978: A geochronological study of the Precambrian of southeastern Sweden. — GFF 100, 125–154.

Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



Stockholmstraktens berggrund utgiven i serie Ba

PRISKLASS B

Distribution
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 UPPSALA
LiberKartor
162 89 STOCKHOLM

Schmidts Boktryckeri AB, Helsingborg

ISBN 91-7158-285-1
ISSN 0586-1543