

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOPHYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af - Nr 103

ROLAND GORBATSHEV
BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTBLADET
ÖREBRO NO

DESCRIPTION OF THE PETROLOGICAL MAP ÖREBRO NO



STOCKHOLM 1972

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

I SKALA 1:50 000

Serie Af • Nr 103

ROLAND GORBATSHEV

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTBLADET
ÖREBRO NO**

Description of the petrological map Örebro NO



STOCKHOLM 1972

ISBN 91-7158-009-3

Textkartorna är för spridning godkända i rikets allmänna kartverk den 4.5.1972

INNEHÅLL

Inledning	5
Berggrundens allmänna indelning	8
Den svekofenniska berggrunden	8
Allmän översikt	8
Leptit och leptitgnejs	11
Skiffer	15
Kvartsit och konglomerat	18
Marmor	20
Gnejsgranit	23
Grönstenar	28
Lagerföljden i den äldre berggrunden	32
Yngre granit och migmatit	35
Berggrundens metamorfos	40
Diabas	42
Paleozoiska bergarter	44
Malm och nyttosten	45
Tektonik	49
Grunddragen	49
Veckningar och tidiga tektoniska rörelseplan	50
Förkastningar och sprickor	53
Berggrunden, topografin och morfologin	60
Kort karakteristik av kartbladets olika delområden	63
Summary: Solid-rock geology	66
Litteratur	70

Inledning

Kartbladet Örebro NO är ett av de första i SGU's nya Af-serie, som grundar sig på Topografiska kartan över Sverige. Det berggrundsgeologiska kartbladet åtföljs av kartor över flygmagnetisk totalintensitet och berggrundens tektonik, båda i huvudkartans skala. Bladområdet täcker delar av de gamla geologiska kartbladen "Arboga", "Köping", "Linde" och "Örebro" (SGU, Serie Aa nr 2, 11, 47 och 48). Det geologiska rekognosceringsarbetet utfördes under åren 1965—68 med ursprunglig avsikt att trycka berggrundskartan i skala 1:100 000. Kartbildens detaljrikedom anpassades under revisionsarbetet 1968—69 i möjligaste mån till den då slutgiltigt bestämda publiceringsskalan 1:50 000. En något starkare schematisering än vad som svarar mot denna skala har likväl inte kunnat undvikas i vissa delar av bladområdet.

Lokalangivelserna i beskrivningen preciseras med siffer- och bokstavs-beteckningar på ekonomiska kartblad enligt den bladindelning, som finns angiven i berggrundskartans yttre ram. Berggrundskartans hållmarkeringar har övertagits från den kombinerade geologiska kartan i SGU's serie Ae. Kartbilden bygger dock dessutom på ett stort antal observationer av småhällar, som inte redovisas med speciella hållbeteckningar, samt i viss mån även på blockobservationer och flygmagnetiska mätningar. De flygmagnetiska observationerna, som skulle ha kunnat bidra till att ytterligare precisera kartbilden, blev dock på grund av medelbrist tillgängliga först efter det att berggrundskartans reproduktion hade påbörjats. Full hänsyn till dessa mätningar har därför kunnat tas endast vid markeringen av diabasgångarnas sträckning. Berggrundens blottningsgrad är hög inom stora delar av bladområdet, och denna i och för sig beklagliga brist på koordination innebär därför i detta fall inga särskilt stora nackdelar. Kartbildens extrapolation inom hållfattiga och hållfria områden har utförts med ledning av tillgängliga observationer, men konturdragningen innebär i dessa fall naturligtvis väsentliga schematiseringar. Ett konkret exempel på detta är gränsen mellan gnejsgranit och leptit i bladområdets södra del. Den har med all sannolikhet i hela sin sträckning samma småtaggiga förlopp som i det välblottade området norr om sjön Tjurlången (7 j), där den har kunnat följas i detalj.

Vissa kritiska berggrundsområden, som är helt täckta av jordarter, har lämnats utan beteckning. Dessa områden utgörs av (1) ett bälte utmed kartbladets södra kant, där förloppet av gränsen mellan prekambrisk berggrund

och eventuellt anstånde kambrisk sandsten är helt osäkert, (2) ett område söder om Fellingsbro (7 h), där det är oklart huruvida granit finns även söder om den efterordoviciska förkastningsbranten, och där Sjöoområdets sediment går in under ett täcke av kvartära jordarter och möjligen ändrar strykningsriktning, samt (3) ett mindre område vid Arbogaån söder om Ringaby (7 g), där leptit eventuellt uppträder i den sulfidmineraliserade amfibolitens utbredningsområde.

Kartans skala och reproduktionstekniska skäl nödvändiggör allmänt en viss förenkling av berggrundsindelningen och schematisering av berggrunds-enheternas gränser. Leptiternas färg- och sammansättningsvariationer anges således endast i stora drag och utan beaktande av enskilda smärre lager. Vissa tunna, men principiellt betydelsefulla berggrundsenheter, t ex konglomeratlager och diabasgångar, har dock angivits med överdriven mäktighet. Graduella kontakter och övergångar har inte kunnat markeras med speciella beteckningar. Flytande övergångar förekommer framför allt mellan vissa yngre graniter och omgivande berggrund och uppträder t ex i trakten av Väringen (7 f) och i kartbladets södra del (jfr fig. 9). De innebär i det senare fallet att mer eller mindre sammanhängande granitområden graduellt går över i aureoler av gångar, ådror och småmassiv.

Rena symbolbeteckningar har använts för att markera förekomsten av företeelser med små dimensioner, t ex pegmatitgångar och fältspatögon. Sättet att beteckna amfibolitgångar är en kompromiss mellan symbolbeteckning och markering av berggrundsensheters verkliga storlek och läge. Detta beteckningssätt avser att ge en mera detaljerad framställning av amfibolitgångarnas relativa frekvens och storlek än vad som är möjligt med en ren symbolbeteckning, t ex i form av grön kråkspark. Det bör dock påpekas, att amfibolitgångarna oftast är smalare och talrikare än vad som kunnat anges på kartan. Smärre lager av amfibolit i leptit och leptit i amfibolit har inte kunnat beaktas.

Berggrunds-beteckningarna och berggrundens indelning och nomenklatur följer i stort sett det schema, som i framtiden kommer att användas vid SGU's kartbyrå. Schemat var emellertid inte fastställt i detalj vid berggrundskartans tryckning och smärre avvikelser mellan här föreliggande och angränsande kartblad har därför inte kunnat undvikas. Grovkornig sensvekofennisk granit av sk Fellingsbrotyp betecknas således med röd grundfärg och vit kråksparksbeteckning på bladet Örebro NO men med vittprickat rött på bladet Örebro NV.

Den tektoniska kartan utgör en allsidig översikt över de strukturella

egenskaperna hos områdets berggrund och över förhållandet mellan vecknings-, intrusions- och förkastningstektoniken. Den upptar endast klart markerade större förkastnings- och spricklinjer och utgör ingen fullständig förteckning över alla tänkbara längre sprickindikationer.

Beskrivningen avser att ge en allmän översikt över berggrundens beskaffenhet. Den försöker medvetet vara koncis, inte alltför specialiserad och "vetenskaplig", men förutsätter trots detta förtrogenhet med elementär geologisk terminologi och allmänna geologiska tankegångar. Ordlistor och begreppförklaringar kan av kostnads- och utrymmesskäl inte fogas till bladbeskrivningen, men finns i lättillgängliga, populära geologiska handledningar, som t ex den med utgångspunkt från svenska förhållanden skrivna boken "Stenar i färg" (Lundegårdh 1970).

Genetiska diskussioner och speciella geologiska frågeställningar behandlas mycket summariskt och huvudsakligen endast i sådan utsträckning som detta är nödvändigt för att ge framställningen en allmän bakgrund eller i den mån som bladområdet illustrerar särskilda företeelser och synpunkter, som inte gärna kan behandlas i annat sammanhang. Bladbeskrivningen går således inte in på spekulationer om t ex förhållandet mellan de olika fasererna i den svekofenniska bergskedjeveckningen. Den refererar inte heller debatten om huruvida flertalet gnejsgraniter har bildats på platsen eller har intruderat utifrån och berör inte frågan om utsträckningen och karaktären av eventuell uppsmältning i berggrunden. Dessa och andra geologiska problem, som inte är specifika för bladområdet, avhandlas i en omfattande litteratur, vilken bör konsulteras av specialintresserade läsare. Litteraturhänvisningarna i slutet av bladbeskrivningen ger härvidlag en första fingervisning.

Beskrivningarna av de enskilda bergarterna framhåller dessas strukturella och texturcella huvudegenskaper och de väsentligaste ingående mineralen. Småmineral omnämns endast i den mån de avviker från bergartstypens normala sammansättningsvariation eller belyser särskilt behandlade synpunkter. Hit hör t ex utbredningen av viktiga metamorfa mineral men däremot inte företeelser, som är ointressanta för icke-specialisten och samtidigt banala för fackmannen, t ex den omständigheten att små mängder zirkon och apatit är vanliga i normal granitisk berggrund.

Tektoniken och praktiskt-geologiska synpunkter behandlas något utförligare än vad som vanligen varit fallet i SGU's tidigare bladbeskrivningar.

Kemiska analyser av bladområdets bergarter finns i beskrivningarna till de inledningsvis omnämnda äldre geologiska kartbladen. De återges inte

ånyo, vilket huvudsakligen beror på att såväl analysvärden som bergartstilhörigheten i flera fall är synnerligen osäkra. Hänvisningar finns dock på motsvarande ställen i bladbeskrivningens text.

En ytterst kortfattad sammanfattning av de absolut väsentligaste huvudragen hos berggrunden i kartbladets olika delområden finns sist i den svenskspråkiga delen av bladbeskrivningen.

Berggrundens allmänna indelning

Berggrunden inom kartbladet Örebro NO utgörs till övervägande del av bergarter, som populärt sammanfattas under benämningen "urberg". Termen "urberg" används som beteckning för äldre, magmatiska och metamorfoserade bergarter i motsats till senare intrusioner och yngre sediment. I "urberget" ingår vulkaniskt och sedimentärt material (ytbergarter) samt bergarter, som bildats djupt i jordskorpans inre (djupbergarter). "Urberget" i Örebroområdet har fått sin slutliga gestaltning under de höga tryck och temperaturer, som rådde i undre delarna av den för mer än tusen miljoner år sedan nedbrutna veckade svekofenniska bergskedjan. Radiometrisk åldersbestämningar visar, att den svekofenniska bergskedjeveckningen skedde för ungefär 1800—2000 miljoner år sedan. Yngre än denna äldsta "urberggrund" är skivformiga diabasgångar, som bildats i sprickor ur där inträngd smälta. Ännu senare är i havet avlagrade sedimentära bergarter, som uppkommit under kambrium och ordovicium. Dessa två tidsperioder ingår i den tidigare delen av eran paleozoikum, och de kambriska och ordoviciska bergarterna betecknas därför även som paleozoiska. Deras ålder är ungefär 450—600 milj. år. De paleozoiska bergarterna har helt undgått kraftig veckning och andra mera genomgripande förändringar. De har aldrig blivit nedsänkta till stora djup.

Tabell 1 ger ett sammanfattande åldersschema.

Den svekofenniska berggrunden

ALLMÄN ÖVERSIKT

Den svekofenniska berggrunden inom kartbladet Örebro NO utgör en del av det stora svekofenniska området, som innefattar den övervägande delen av "urberget" i mellersta och norra Sverige samt i södra, västra och mel-

Tabell 1. Den geologiska utvecklingen inom bladområdet Örebro NO

Ungefärlig datering:	Geologiskt förlopp:
10 000 år	Den senaste landisen drar sig tillbaka
~ 1—2 milj. år	De kvartära istiderna börjar Erosion av de paleozoiska bergarterna Sprickbildning, förkastningar
~ 450—600 milj. år	Fortsatt kambrisk och ordovicisk (paleozoisk) sedimentation
~ 600 milj. år	Underkambrisk sandsten avlagras i havet, som inträngt över den nedbrutna och avplanade äldre berggrunden Berggrunden avplanas till en jämn yta (det subkambriska peneplanet). Sprickbildning
~ 1200 milj. år(?)	S. k. jotniska diabasgångar bildas ur smälta, som intränger i nordnordvästliga och västnordvästliga sprickzoner Nedbrytning av den svekofenniska bergskedjan. Förkastningar
~ 1800 milj. år	I bladområdets sydöstra del åder- och slirbildning i den äldre svekofenniska berggrunden. I sydväst och i bladområdets mellersta delar intränger massor av granitmälta, som bildar sensvekofenniska Fellingsbro och Örebrograniter. Pegmatitgångar. Metamorfos. Veckning Svekofenniska gånggrönstenar bildas
~ 1900 milj. år	Bildning av äldre svekofenniska djupbergarter (graniter, dioriter och gabbro, som senare omvandlats till gnejsiga djupbergarter = gnejsgraniter). Veckning av de svekofenniska ytbergarterna
~ 2000 milj. år	Avlagring på jordytan av svekofenniska sediment (skifferar, sandstenar, kalkstenar) och vulkaniska bergarter (lavaströmmar och askbäddar, som senare omvandlats till leptit och leptitgnejs)

lersta Finland. Den svekofenniska geologiska utvecklingen i Mellansverige inleddes med avsättning av vittringssediment och samtidig vulkanisk verksamhet. De sedimentära bergarternas beskaffenhet varierar något mellan olika delområden. Skifferar och i andra hand kalkstenar och kvartsiter har stor betydelse i nordvästra Bergslagen, medan mäktiga varviga gråvackesediment, som växelvis består av moigt-sandiga och leriga skikt, spelar en stor roll i tex mellersta Sörmland och ut mot Stockholms skärgård. Den

vulkaniska verksamheten resulterade i bildning av lavaströmmar och askbäddar och indirekt i omlagrade vulkanogena sediment, som uppkom vid lavabergarternas nedbrytning och askbäddarnas omflyttning. Man finner i vissa områden i Mellansverige, t ex i Filipstads bergslag, att de vulkaniska bergarterna bildar en mer eller mindre klart avgränsad äldre avdelning bland de svekofenniska ytbergarterna, medan sedimenten utgör en yngre lagerföljd, som vilar på den förra. Inom andra områden finner man däremot en intim växellagring mellan sediment och vulkaniter. Den fortsatta utvecklingen innebär bl a att de från början lösa, på jordens yta bildade yt- eller suprakrustalbergarterna blev sammanpackade och omkristalliserade. Lerlager omvandlades därvid till skiffer, grus- och sandbäddar till konglomerat och kvartsiter, kalkavlagringar till marmor och de vulkaniska bergarterna samt deras omlagringsprodukter till bergarter, som allt efter kornstorlek betecknas med termerna "hälleflinta" (extremt finkornig), "leptit" (finkornig) och "leptitgnejs" (fin- till medelkornig). Leptiterna är på kartan lagda med gult, övriga ytbergarter med blått. De på jordytan bildade bergarterna blev under den följande utvecklingen starkt omvandlade (metamorfoserade) och delvis t o m uppsmälta. Denna bergskedjebildande utveckling (orogenes), som började med ytbergarternas nedveckning och nedsänkning, kan i Mellansverige indelas i två huvudavsnitt, som båda karakteriseras av bildningen av djupbergarter med huvudsakligen granitisk eller graniterna närstående sammansättning. Det första av dessa avsnitt kallas den äldre eller tidigt svekofenniska, primorogena, synorogena eller tidigt kinematiska utvecklingsfasen. De djupbergarter, som uppkom under den äldre svekofenniska utvecklingsfasen, bildar en differentierad serie, dvs de varierar från järn-, magnesium- och kalciumrika "djupgrönstenar" (gabbro och diorit) till natrium- och kalirika bergarter (graniter). En tidig veckning och metamorfos av berggrunden skedde i samband med detta utvecklingsförlopp. Den äldre, primorogena, svekofenniska fasens djupbergarter drabbades av senare förskiffring och veckning. De är därför gnejsiga och kallas även "gnejsgranitgruppen". En vanlig populärbeteckning för de äldre svekofenniska djupbergarterna är "urgraniter". Gnejsgranitgruppen betecknas på kartan med brun grundfärg. Gnejsgranitgruppens djupgrönstenar har dock lagts med svartprickat grönt.

Det äldre svekofenniska utvecklingskedet i Mellansverige skils från nästa granitbildande utvecklingsfas av en period med intensiv uppsprickning i berggrunden. Sprickorna fylldes av inträngande basisk smälta, som vid stelnandet bildade talrika diabasgångar. Dessa diabasgångar omvand-

lades under den fortsatta utvecklingen till gångamfiboliter (gröna streck på kartan).

Den följande yngre, sensvekofenniska, serorogena eller senkinematiska utvecklingsfasen utgör den svekofenniska bergskedjeveckningens kulmen. De djupbergarter i Mellansverige, som bildats under detta tidsavsnitt, har en relativt enkel granitisk sammansättning. De åtföljs av mycket finkorniga (aplitiska) och grovkorniga (pegmatiska) gångbergarter. De sensvekofenniska graniterna är praktiskt taget helt massformiga och fria från förskiffring. Den äldre berggrunden undergick under detta skede en genomgripande omvandling under förhållandevis högt tryck och hög temperatur. Yt- och djupbergarterna omvandlades till gnejser och gnejsgraniter, som utmärks av riktade strukturer. Bergarternas ljusa och mörka beståndsdelar har ställvis separerat till särskilda band, och ljust granitmaterial har trängt in utmed de lagrade bergarternas skiktplan. Gnejser, som kännetecknas av omväxlande ljusa och mörka band eller annan uppdelning i ljusa och mörka partier, kallas ådergnejser eller migmatiter. Bergarternas äldre mineralbestånd omkristalliserade till nya mineraluppsättningar, som var anpassade till de under metamorfosen rådande trycken och temperaturerna. Den sensvekofenniska omvandlingen med åtföljande granitintrusioner utgör den svekofenniska utvecklingens sista bergartsbildande fas inom kartbladsområdet. En sammanfattande, detaljrik översikt över den svekofenniska berggrundens utveckling ges av Magnusson (1962) i beskrivningen till den geologiska kartan över Sverige.

LEPTIT OCH LEPTITGNEJS

Leptitbergarterna har, såsom redan omtalats, bildats antingen direkt ur vulkaniska bergarter eller genom omlagring av vulkaniska utbrottsprodukter. De har oftast en sammansättning, som står graniterna nära, dvs. kvartshalter på 20—40 %, 50—60 % fältspat och resten huvudsakligen mörka mineral, framför allt mörk glimmer (biotit). Förhållandevis mera underordnade är basiska kvartsfattigare, hornbländerika leptiter, som till sin sammansättning svarar mot djupbergarterna granodiorit och kvartsdiorit. Det yttersta basiska ledet i den vulkaniska bergartsgruppen utgörs av suprakrustala amfiboliter. De suprakrustala amfiboliterna är mörka bergarter, som huvudsakligen består av hornblände och relativt kalciumrik fältspat. De vanliga leptiternas färg varierar mellan grått och rött eller brunt, varvid de mera basiska, mot kvartsdiorit svarande leptiterna alltid har grå

Tabell 2. Mineralsammansättningar (i %) hos några av bladområdets vanligaste leptittyper. Övergångstyper förekommer/Mineral composition of some common leptite types. Transitional types exist

	kvarts	mikro- klin	plagio- klas	anortit- halt i plagio- klasen	musko- vit	biotit och klorit	horn- blände
Alkaliintermediära leptiter	25—35	15—25	25—30	5—20	0—10	5—15	0—2
Kalileptiter	30—50	20—40	0—10	2—5	5—15	5—15	0
Intermediära-basiska leptitbergarter	<20	<20	40—50	15—40	0	5—10	10—30
Flertalet bandade leptitartade bergarter	30—50	0—20	25—40	<10	0—10	3—15	0—2

färg. Natriumrika leptiter är oftast vitgrå till grå. Röda leptiter är gärna kalirika eller alkaliintermediära. Kalileptiterna är dock långt ifrån alltid röda. Leptiterna uppträder oftast lagerartat och kan vara bandade eller skiktade. Lagren är ofta ganska tjocka, och enskilda homogena leptitbäddar kan nå mäktigheter på något hundratal meter. Finbandade leptitiska bergarter har fått en särskild beteckning på kartan. De förekommer företrädesvis i vissa bestämda horisonter och representerar med säkerhet transporterat material, som kan ha bestått av vulkanisk aska eller av vulkaniska bergarters finkorniga fältspatrika nedbrytningsprodukter, som möjligen kan vara blandade med annat vittringsmaterial.

En stor del av bladområdets leptiter är porfyriska, ojämnkorniga bergarter, som innehåller strökorn av kvarts och/eller fältspat. Glimmerrika leptiter med 20—25 % glimmer torde oftast vara omlagrade bergarter, i vilka det vulkaniska materialet blandats med leriga vittringsprodukter. Tunna glimmerlager och skifferbankar är ganska vanliga i bladområdets leptiterräng. De ligger gärna längs gränsen mellan leptitskikt med något olika sammansättning. Glimmerrika leptiter kan dock även bildas genom partiell urlakning av kalium och natrium, vilket framför allt sker vid kraftig tektonisering med förskiffring som följd. Glimmerrika och relativt glimmerrika leptiter, med glimmerhalter kring 15 % och däröver, har en särdeles god spaltbarhet i skiffrighetens riktning. Glimmerrika leptitbergarter har markerats med särskild överbeteckning på leptiternas gula grundfärg. Fragmentbergarter med leptitbitar i fältspatrik leptitisk grundmassa är



Fig. 1. Bladområdets leptiter och leptitgnejsjer är starkt omkristalliserade bergarter, som ofta har välutbildad skiffrighet, stänglighet och gnejsig textur. Bilden visar grå alkaliintermediär leptitgnejs med små vita fältspatögon och svarta glimmerstrimmor. Ljussmätarens diameter är 33 mm. Vägskärning SV om Lindhagen (5 g).

synnerligen vanliga i kartbladets leptitområden. En del av dessa bergarter torde ha bildats direkt vid vulkanutbrott (agglomerat), andra åter genom omlagring av vulkaniska utbrottsprodukter. Leptitbergarternas fragmentbergarter har i motsats till de egentliga sedimentära konglomeraten oftast kantiga bergartsbitar. De enskilda fragmentbergartsbäddarna är vanligen ganska tunna (någon decimeter till någon meter), men uppträder gärna svärmvis i horisonter, som kan följas 1—2 km. Ett mäktigt sammanhängande lager uppträder mellan Ringstorp och Alhambrastugan (6—7 g). Denna bergart består av röd, delvis kvartsporfyrisk leptit med kantiga leptitbrottstycken och ett relativt fåtal välrundade kvartsitbollar, som kan nå storlekar på 20—30 cm.

Leptitbergarternas kornstorlek varierar från finkornig (leptiter) till medelkornig (leptitgnejsjer). En förgrovnig av kornstorleken kan iaktas i närheten av större massiv av sensvekofennisk granit (tex i bladområdets yttersta sydvästhörn) och speciellt i och i närheten av migmatitområdet i kartbladets sydöstra del. Skillnader i kornstorlek mellan olika leptitlager svarar dock ofta mot ursprungliga, primära olikheter, vilket framgår särskilt väl i tunnskiktade bergarter. Egentlig hälleflinta förekommer i och i

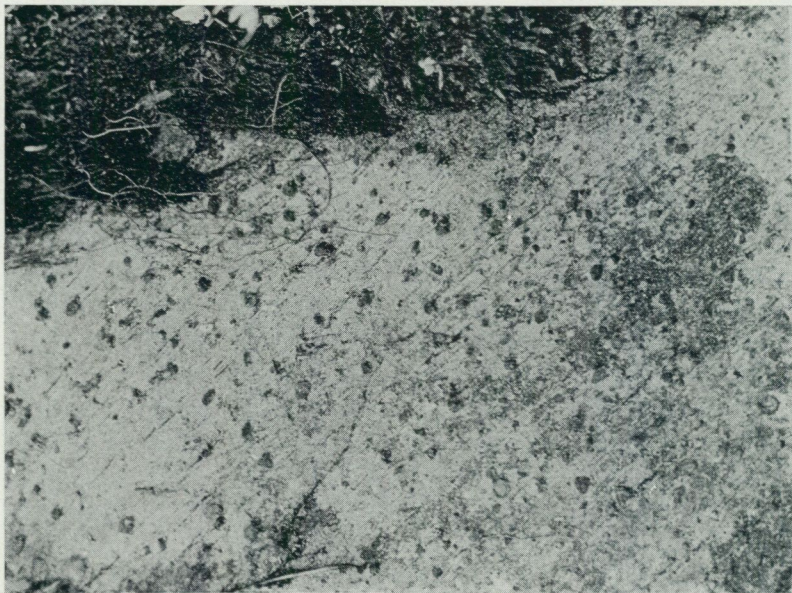


Fig. 2. Kvarcporfyriska leptiter är synnerligen vanliga. Bilden visar rödgrå kaliextrem leptit med kvarts- och underordnat mikroklinögon. De största kvartsögonen når 6 mm i tvärsnitt. Sjölunda vid Hjälmaren (5 g).

omedelbar anslutning till marmorstråken, där den skyddats av den plastiskt flytande marmorn. Hälleflintorna i marmorn är dock ofta rätt kiselrika och alkalifattiga och utgör sannolikt en blandning av vulkanisk aska (tuff) och flintartade kemiskt-sedimentära kiseloxidutfällningar.

Markerad kemisk stratigrafi förekommer på många håll i Bergslagen, där en undre avdelning av natriumrika leptiter överlagras av en övre, extremt kalirik grupp. Mycket kalirika, natriumfattiga leptiter bildar ett brett bälte intill marmorn i bladområdets sydvästra och södra delar, men förekommer även i andra stratigrafiska lägen. Natriumrika leptiter finns på olika håll i leptiterrängen, men är, såvitt man vet, på det hela taget rätt fåtaliga. De finbandade leptiterna i marmor-skifferområdet och även på andra håll inom kartbladet är dock alkaliintermediära till utpräglad natriumdominanta och har ställvis extremt låga halter av kalium. Större delen av bladområdets leptiter är alkaliintermediära, vilket innebär, att de är rika på såväl kalium som natrium. Leptiternas metamorfos och migmatisering berörs i ett senare avsnitt. Frågan om leptiternas bildnings-sätt har behandlats utförligt i en särskild uppsats (Gorbatshev 1969), som

även lämnar ytterligare uppgifter om leptiternas lagerföljd och beskaffenhet. Spörsmålet om huruvida leptiterna kan tänkas innehålla större mängder icke-vulkaniskt, arkosartat vittringsmaterial har tilldragit sig en viss uppmärksamhet. Slutsatsen för bladområdets del blir, att en del av leptiterna visserligen består av omlagrat material, men att detta material till större delen är korttransporterat och vulkaniskt, och att det i nuvarande metamorfa tillstånd inte föreligger någon grundläggande skillnad mellan omlagrade och förmodligen direkt vid vulkanutbrott bildade bergarter. Såväl sedimentära som vulkanogena strukturer har iakttagits i välbevarad hälleflinta och leptit (Sundius 1923, Gorbatshev 1969). Dessa strukturer blir dock oftast oigenkännliga redan vid måttlig metamorf omkristallisation. Entydiga besked om bildningsförloppets detaljer kan därför inte lämnas för många leptiter och kvarts-fältspat-gnejser. Alla leptiter bildar dock sammansättningsmässigt en ganska enhetlig, fältspatrik bergartsgrupp.

Ett antal kemiska bestämningar av alkalihalter i bladområdets leptiter och av leptiternas modala sammansättning återfinns i Gorbatschevs o nämnda uppsats. Beskrivningarna till kartbladen "Linde" och "Örebro" (Hummel 1873, Gumaelius 1873) innehåller några kemiska analyser. Det framgår dock inte helt klart, vilka av de där anförda bergarterna som verkligen tillhör leptitgruppen.

Uppgifter om leptiternas mineralsammansättning finns i tabell 2.

SKIFFER

Glimmerskiffer intar ett stort triangulärt område i kartbladets sydvästra del och förekommer dessutom flerstädes i kartbladets leptiterräng. De flesta av de skifferlager, som växellagrar med leptiter, är ganska små och föga uthålliga. Skifferförekomster med avsevärd mäktighet har dock noterats vid Karsjön (6 f), mellan Urvalla (7 i) och Älholmen (7 j) samt flerstädes i den fragmentbergartsrika horisont, som kan följas över hela bladområdet och som på den tektoniska kartan urskilts som "huvudkonglomeratet". Ljus- och mörkgrå andalusitskiffer är den dominerande bergarten i kartbladets sydvästra del och i flertalet av de medelstora förekomsterna. Den grå skiffern är oftast tämligen starkt småveckad. Småveckningen och stora genomväxande andalusitkristaller förstör de gamla skikt- och spaltbarhetsplanen och gör skiffern ganska kompakt och seg. God spaltbarhet förekommer dock i tunna skifferlager, som är inklämda mellan bankar av styv leptit eller kvartsit. Den grå skiffers huvudmi-



Fig. 3. Den grå skifferns lagring och spaltbarhet förstörs av småveckning och genomväxande stora andalusitkristaller. Mellan Kumla och Prästtorp i skifferområdet vid Glanshammar (5 f). Foto Erik Vessby.

neral är kvarts, andalusit samt ljus och mörk glimmer. Plagioklas förekommer i små mängder. Dessutom finns varierande halter av grafit, magnetit och kismineral samt understundom kalcit och cordierit. Cordieriten är dock ovanlig och saknas nästan helt i det stora skifferområdet vid Glanshammar. Granat saknas som regel i skiffern, men förekommer tillsammans med epidot och/eller strålsten i skarnklumpar, tunna skarnbankar eller i skarnband utmed tunna lager av kalksten (marmor), som finns ställvis i skifferområdet i kartbladets sydvästra del. Marmorlagren är centimeter- till decimetertjocka och mycket fåtaliga. I anslutning till Glanshammarstraktens skiffer förekommer även bankar av kvartsit och glimmerkvartsit samt obetydliga lager av massiva, plagioklasrika, natriumbetonade leptitbergarter. Skiffern hade ursprungligen en fin bandning, som bestod av millimeter- till halvcentimetertjocka omväxlande kvartsrika och lerrika lameller. Bandningen torde ha varit av samma slag som den, som kan ses i de förhållandevis välbevarade skiffra i t ex Grythytte-Hälleforsstrakten i Bergslagen. I Glanshammarskiffern är det dock aldrig fråga

Tabell 3. Kemiska analyser av Glanshammarskiffer/Chemical analyses of schist from the Glanshammar area

Vikts %	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60.2	59.4	59.8	61.6	65.5	67.0
TiO ₂	0.7	0.7	0.7	0.5	0.3	0.5
Al ₂ O ₃	19.8	20.3	21.0	17.2	10.8	13.9
Fe ₂ O ₃	1.1	1.1	0.4	1.9	4.6	0.8
FeO	6.4	6.6	6.9	5.4	6.3	4.3
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	3.0	3.0	2.8	2.7	2.6	1.9
CaO	1.0	0.9	0.8	0.3	0.7	3.3
Na ₂ O	1.6	1.7	1.4	0.7	1.2	1.5
K ₂ O	2.9	3.6	3.9	4.0	2.7	2.4
H ₂ O> ^{105°}	1.9	2.0	1.4	3.7	1.9	2.1
S	0.2	0.1	0.0	0.5	2.7	0.3
CO ₂	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.8
C (grafit)	0.0	0.0	0.0	0.9	0.4	0.5

1—3 grå skiffer/gray schist

4—6 svart skiffer/black schist

1. Kumla (5 f)

2. Krogesta (5 f)

3. Flaken (5 f)

4—6. Björka (5 f)

om någon regelbunden varvig gråvackestruktur. Egentliga moigt-sandiga lager saknas nästan helt utom i form av separata kvartsitbankar. Skiffrens ursprungliga bandning har blivit så starkt störd av omkristallisation, att den inte längre kan användas som indikator för stratigrafiska lagerföljdsbestämningar. Den markeras dock ofta av sammanhängande andalusitband eller glimmer-andalusitskikt. Glanshammarskiffrens kemiska sammansättning är typisk för skiffrar i Mellansveriges svekofenniska berggrund (tabell 3). Glanshammarskiffern har stor kemisk likhet med den bekanta Grythytteskiffern (Sundius 1923). Det som skiljer Glanshammarskiffern från Grythytteskiffern är den förras grövre kornstorlek, högre grad av omvandling och småveckning och en mineralsammansättning, som är typisk för högre temperaturer. Klorit är ett av Grythytteskiffrens huvudmineral, men förekommer knappast i Glanshammarskiffern. Den senare är rik på andalusit, vilket mineral som regel saknas i Grythyttefältet.

Band av svartskiffer förekommer i området mellan marmorn och den grå skiffern. Svartskifferhorisonten längs det södra marmorstråket vid Glanshammar är dock rätt tunn. Dess mäktighet överstiger vanligen inte något tiotal meter, och den verkar ställvis saknas helt. Svartskifferhorisonten söder om det norra marmorstråket, mellan Berga och Björka (5—6 f),

varierar i tjocklek mellan 50 och drygt 200 meter. Svartskifferns mörka färg beror väsentligen på dess grafithalt (tabell 3). Växellagring mellan grå och svart skiffer förekommer i gränsområdet mellan de två skifferarterna, och lager av svart skiffer finns även i de kvartsitiska och bandade natriumrika leptitiska bergarterna. Svartskifferhorisonten innehåller stundom tunna band av basiska vulkaniter, och enstaka skikt av svartskiffern är fattiga på aluminium och för rikligt med biotit, hornblände och ortoamfibol. Svartskifferns ställvis relativt höga halter av kalcium gör den till en utpräglad granatrik bergart. De enskilda granatkornen är sprickiga men har ofta vackra yttre kristallformer och kan nå storlekar av 2—3 cm. Låga halter av kismineral förekommer regelbundet och förorsakar rostbruna vittringsfärger. Svartskiffern är oftast en ganska hård, starkt förkislad bergart och innehåller flerstädes tunna kvartsband, som förmodligen består både av utvalsade kvartskonkretioner och ursprungligen flintartade kemiska sediment. De sammanhängande kvartslagren har avslitits vid områdets deformation och bildar nu platta, skivformiga kvartslinser, som vid ytligt påseende liknar bollarna i ett pressat konglomerat. Liknande kvartsbollar och kvartslager förekommer även annorstädes i Bergslagens svartskifferar (Sundius 1923). Den höga kvartshalten gör svartskiffern till en betydligt sprödare bergart än gråskiffern. Plastisk småveckning är därför relativt ovanlig, men välmarkerad medelbrant-brant ostlig stänglighet förekommer ofta.

Tunna lager av muskovitskiffer finns lokalt i anslutning till marmorstråket vid Jädersbruk (7 j) och i Glanshammarsmarmorns fortsättning SV om Furuskallen (5 h—i).

KVARTSIT OCH KONGLOMERAT

Metamorfoserad sandsten, kvartsit, bildar i likhet med glimmerskiffer ett stort antal smärre lager i områdets leptiterräng. Det rör sig oftast om tunna, föga uthålliga kvartsitlinser. De största kvartsitbankarna når dock mäktigheter på inemot 100 m och kan följas flera kilometer. Kvartsiterna är ljusa, hårda, spröda bergarter, vanligen med rätt litet muskovit och fältspat, men förhållandevis mycket zirkon och magnetit. Många kvartsiter framträder på den flygmagnetiska kartan på grund av sina höga magnetithalter. Fältspatkvartsiter och glimmerkvartsiter bildar underordnade tunna lager, som växellagrar med leptit.

Kartbladets konglomeratbergarter är koncentrerade till den 200—300 m



Fig. 4. Bladområdets konglomerat består av rundade men utvalsade bollar av sedimentära och vulkaniska ytbergarter. Kvartsitbollar har bevarat sin form bäst. Huvudkonglomerathorisonten SSO om Kolartorp (7 f). Foto Erik Vessby.

måktiga lagerföljd i leptiterrängen, som kallas "huvudkonglomeratet" på den tektoniska kartan. Konglomeraten består av någon centimeter till flera decimeter stora bollar av den inom bladområdet vanliga suprakrustalberggrunden. Bollarna är kantrundade och ligger i en sammanbindande mellanmassa med ursprungligen sandigt grusig till sandig-lerig sammansättning. De bergarter, som bildar bollar i konglomeraten, är framför allt leptit och kvartsit, samt i andra hand basiska vulkaniska bergarter och skiffer. Däremot förekommer inga bollar av granit eller andra djupbergarter.

Huvudkonglomeratets lagerföljd omfattar förutom flera 10—50 m mäktiga konglomeratskikt även lager av kvartsit, leptit, skiffer och amfibolit. Leptiterna i huvudkonglomeratet är ofta utbildade som fragmentbergarter med bitar av leptit i en leptitisk mellanmassa. De skiljer sig från de egentliga konglomeraten genom grundmassans beskaffenhet och genom bergartsbitarnas kantiga former. Finbandade, omlagrade leptitbergarter är vanliga i huvudkonglomeratet, men bergarter av klart sedimentärt ursprung dominerar lagerföljden. Huvudkonglomerathorisonten kan i bladområdets södra del följas tvärs över hela kartbladet. Den fortsätter in på bladet Örebro NV, böjer om och kommer åter in på Örebro NO i området

VSV om Väringens sydspets. Dess fortsatta förlopp är stört av förkastningar, men kan ändå följas en bit in på Kägslans höjdområde (6—7 f—g), där huvudkonglomeratet försvinner i en terräng med låg blottningsgrad och småveckad berggrund. På Kägslan finns även konglomeratlager och en mycket tjock agglomeratlins, som sannolikt ligger utanför huvudkonglomerat-horisonten. En mäktig, sedimentärt betonad lagerföljd med bl.a. konglomerat- och agglomeratlager uppträder vidare i trakten av Sjömo och Orrkilen (7 h). Den kan endast följas en kort sträcka och döljs sedan av de stora svallgrusmassorna, som täcker slutningen av höjdområdet mellan Frötuna och Krämlinge. Dess stratigrafiska ställning är osäker. Lager av kvartsit, skiffer och regelbundet finbandade hälleflint-leptitbergarter finns även söder om Glanshammartraktens marmor-skifferområde, där de intar en stratigrafisk nivå, som svarar mot huvudkonglomeratet längre i norr. Lagerföljden söder om Glanshammar omfattar dock, såvitt känt, inga mera betydande förekomster av fragmentbergarter.

Även fragmentbergarter av ett helt annat, icke-sedimentärt, tektoniskt ursprung är vanliga på bladet Örebro NO. De liknar delvis konglomerat och kan då betecknas som "pseudokonglomerat". Pseudokonglomeraten omfattar dels större, gamla rörelsezoner med bollar av hårda bergarter — främst kvartsit och gångkvarts — i en mylonitartad, tektoniskt krossad, ofta färgbandad mellanmassa, dels bergarter som uppstått i områden, där spröda kvartsiter och leptiter växellagrar med plastiskt deformerbar skiffer. De spröda bergarterna i sådana sammansatta lagerföljder spricker sönder vid veckning och skjuvrörelser och bildar bitar i en mellanmassa av skiffer. Är deformationen kraftig, blir bitarna rundade och liknar då bollar i ett konglomerat. Sådana pseudokonglomerat skiljer sig från verkliga konglomerat därigenom, att "bollarna" bara består av en enda bergart, vanligen kvartsit, och även genom att mellanmassan är utpräglat skiffrig och glimmerrik. Även pseudokonglomeraten ingår gärna i huvudkonglomerat-horisonten, där växellagringen mellan sediment av olika art skapat gynnsamma förutsättningar för deras bildning.

MARMOR

Termen marmor är en beteckning på omkristalliserade karbonatsediment. Marmor indelas i Ca-Mg-marmor (dolomit) och Ca-marmor ("urkalksten"). Bladområdets marmorförekomster utgörs av två mäktiga lager i kartbladets sydvästra del och av marmorn intill Arbogaån vid Jädersbruk.



Fig. 5. Kalkstenen i det östra marmorstråket vid Arbogaån är småveckad och rik på tunna band av leptit och skarn. Häll i Arbogaåns fåra SO om Jädersbruk (7 j).

Marmorn vid Jädersbruk fortsätter in på det angränsande kartbladet Eskilstuna NV. Marmorlagren i bladområdets sydvästra del omger skifferområdet vid Glanshammar och utgör med all sannolikhet utgåenden av ett enda veckat marmorskikt. De båda marmorstråken går nära ihop i trakten OSO om Lillkyrka (5 g). De ostligaste blottningarna är en liten holme 1 km öster om Östergrund (5 h) och ett grund mellan Bengtsön och Lövön (5 h). Marmor anstår, av blockfynd att döma, även på udden vid Almbacken (5 h—i). Sidenbladh (1862) omtalar vidare en förekomst av skarnig urkalksten i åsen på Lungersudden. Denna lokal överensstämmer väl med sträckningen hos de magnetiska anomalier, som åtföljer marmorlagren. Området är dåligt blottat men utgör möjligen ett dubbelveck. Marmorn verkar sedan försvinna från den nuvarande jordytan, men sannolikt samma marmorlager återkommer längre österut i trakten NO om Hjälmare sund. Urkalkstenen vid Jädersbruk (7 j) upphör tvärt NNO om Lövtorp. Den kan här möjligen vara störd av en förkastning. Det förefaller dock sannolikare, att kalkstenen upphör på grund av en växling i sedimentens facies, vilket styrks av förekomsten av skiffer, glimmerrik leptit och skarnskikt i leptiten mellan Röfors och Gålsjön (6—7 j).



Fig. 6. Dolomiten i det norra marmorstråket vid Glanshammar tillhör ett bergsgrundsområde med genomgående brant till medelbrant nordlig stupning. Björka stenbrott (5 f).

Glanshammarstraktens marmor är en ganska ren karbonatbergart och för endast obetydliga mängder av tremolit- och flogopitskarn, hälleflinta och leptit. Avskilda tjocka leptitbankar uppträder dock ställvis, speciellt i det norra marmorstråket vid Skala och Skogsberg (6 f). Granat-epidotskarn förekommer vid kontakterna med leptit och kring genomsättande ådror av sensvekofennisk pegmatit nära kartbladets västkant. Serpentin-skölar finns i några få rörelsezoner. Marmorn vid Jädersbruk är betydligt skarnrikare. I den brokiga skarnmineralfloran ingår tremolit-aktinolit, granat, pyroxen, glimmer, vesuvian, spinell, kondrodit, serpentin och humitmineral. Tunna, delvis skarnomvandlade leptitskikt är rätt vanliga och förekommer med täta mellanrum.

Den i Glanshammarstrakten brutna Ekebergsmarmorn är för det mesta en nästan ren dolomitsten. Dolomit dominerar även de övriga blottade marmorhällarna i detta område, men här finns även kalkblandad dolomit och dolomitblandad kalksten. Kalcit uppträder särskilt i närheten av rörelsezoner och i anslutning till skarnlager. Äldre marmoranalyser finns hos Blomberg och Holm (1902) och i beskrivningen till kartbladet "Örebro" (Gumaelius 1873). Analyserna i kartbladsbeskrivningen är inte representativa för den nu brutna stenen. Sidenbladhs (1862) marmoranalys från trak-

ten av Jädersbruk visar mycket låg dolomithalt, men dolomit förekommer längre österut i samma marmorstråk (Sidenblad 1862).

GNEJSGRANIT

Termen "urgranit" används av gammalt som namn på äldre svekofenniska djupbergarter, som intruderat under den primorogena utvecklingsfasen. Dessa bergarter kännetecknas inom bladområdet, liksom även i övriga Mellansverige, av svag till medelstark gnejsighet, som uppkommit under den senare delen av det svekofenniska utvecklingsförloppet. De äldre svekofenniska djupbergarterna är således gnejsgraniter. Termen gnejsgranit är i sig själv kronologiskt neutral, men används på SGU's kartblad traditionellt som specifik beteckning för de äldre svekofenniska granitoida djupbergarterna.

Kartbladets dominerande gnejsgraniter är medelkorniga, jämnkorniga, grå till rödgrå bergarter med granodioritisk till natriumrik granitisk sammansättning. Kvartshalterna ligger här mellan 25 och drygt 35 procent, genomsnittligen något högre i graniterna än i granodioriterna. Röda till gråröda alkaliintermediära granitbergarter har också jämförelsevis stor utbredning och förekommer i gnejsgranitområdet vid Götlunda ("Götlundastråket" på den tektoniska kartan), i bladområdets yttersta nordosthörn och som större mer eller mindre sammanhängande områden i trakten kring Väringsens södra del (7 f). De röda bergarterna är som regel kvartsrika, med kvartshalter kring eller över 30 % och skiljer sig från granodioriterna och de natriumbetonade graniterna genom högre halter av kalifältspat (en tredjedel av den totala fältspatmängden eller mera). Mörkgrå hornbländeförande eller hornbländerika gnejsgraniter med kvartsdioritisk till dioritisk sammansättning är koncentrerade till gnejsgranitområdet norr om Frövi (9 f). Dessa bergarter är rätt svagt företrädda på bladet Örebro NO. Låga halter av hornblände förekommer dock sporadiskt även i andra typer av gnejsgranit, där biotit är det dominerande mörka mineralet. Den sammanlagda halten av mörka mineral varierar vanligen kring 10—15 % i granodioriter och graniter. Lägre halter förekommer i områdets röda och ljusgrå kvartsrika gnejsgraniter. Man finner i den äldre svekofenniska berggrunden ofta samstämmighet mellan färg och sammansättning på så sätt, att de röda bergarterna har den högsta halten av kvarts och kalifältspat, den lägsta halten av mörka mineral och den lägsta halten av kalcium i plagioklas (albit-oligoklas mot oligoklas-andesin i de grå granodioriter-

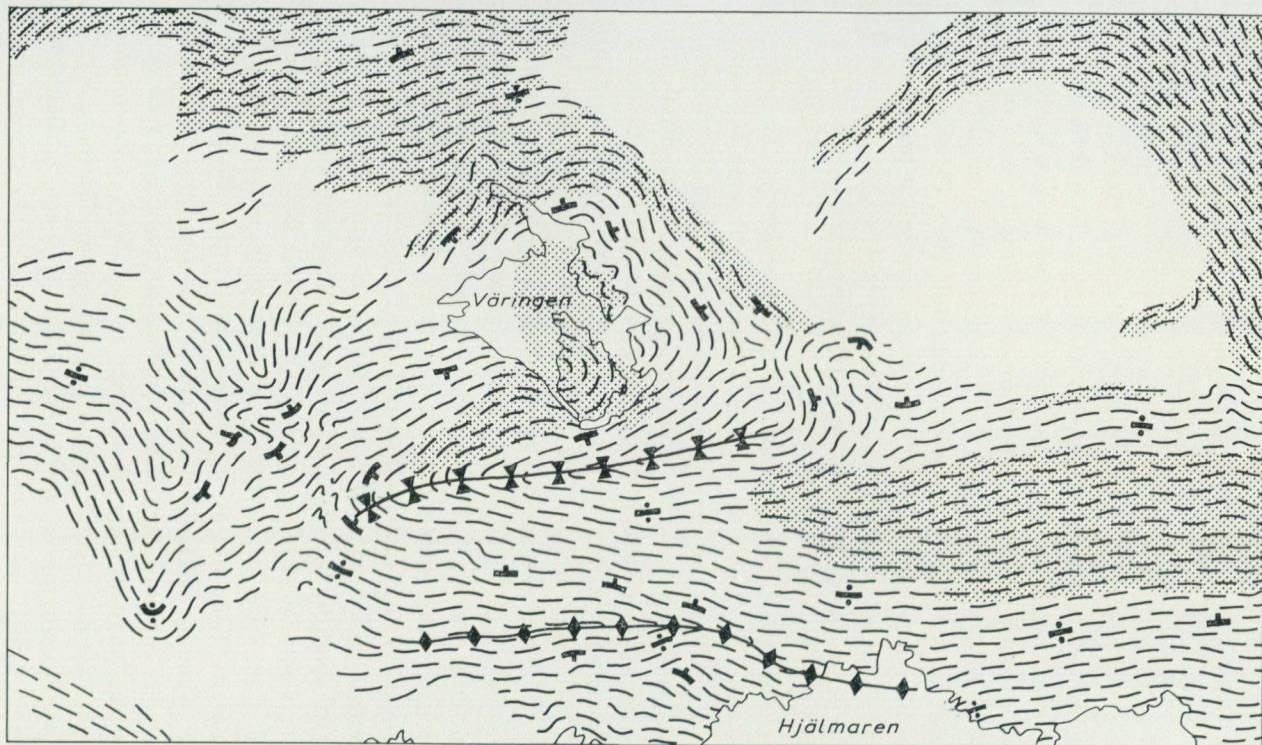


Fig. 7. Veckningsmönster och gnejsgranitområden på bl. Örebro NO och angränsande delar av bl. Örebro NV. Veckningen är ost-västlig i områdets södra delar och mera oregelbunden i norr. De tjockare tvärstreckade linjerna anger det ungefärliga läget för veckomböjningarna i Glanshammarsantiformen och Käglansynformen. Gnejsgraniterna (skuggade områden på kartan) bildar inget uppenbart antiklinalbatolitmönster. Kartskissens höjdkant motsvarar 25 km. Stryknings- och stupnings-tecken enligt den tektoniska kartans teckenförklaring.

na). Avvikelser från detta normalmönster för sammansättningens variation är dock ingalunda ovanliga, vilket fö framgår av tabell 4, där den grå bergarten (1) är kvartsrikare än flertalet röda graniter, bergarterna (2) och (4) har relativt höga halter av både kalcium och kalium, och bergart (5) är kvartsfattig trots ganska hög kaliumhalt och låg anortitandel i plagioklasen. Dessa avvikelser kan möjligen delvis skyllas på sensvekofennisk alkalimetasomatos (analys 2), men torde oftare ingå i den normala variationsbredden. Specifikt kvartsfattiga men alkalirika gnejsgraniter, av typ (5) i tabell 4, är koncentrerade till ett ost-västligt bälte vid Götlunda och kännetecknas ibland av ansatser till fältspatögonbildning.

Gnejsgraniterna inom bladområdet är på det hela taget natriumdominanta och plagioklas överväger över kalifältspat i många röda, utpräglad kvartsrika bergarter. De anknyter i detta avseende till en trend, som även finns i andra delar av den äldre svekofenniska berggrunden i Mellansverige (Gorbatshev 1971). Beträffande analyserna i tabell 4 bör nämnas, att en stor del av den normativa kalifältspaten i själva verket ingår i biotit.

Ögonförande typer av gnejsgranit är tämligen ovanliga, om man bortser från de aureoler av stora, skära, friska, okrossade ögon av pertitisk kalifältspat, som uppträder i markant anslutning till sensvekofenniska graniter. Sporadiska ansatser till bildning av fältspatögon förekommer flerstädes, men egentliga homogena, ögonförande gnejsgraniter uppträder endast i trakten norr om Frövi (9 f). Fältspatögonen i dessa gnejsgraniter är gråvita till färgen och varierar i storlek mellan $\frac{1}{2}$ och $1\frac{1}{2}$ cm. De består av starkt pertitisk kalifältspat och mera sällan av oligoklas och är något granulerade, dvs de stora kornen kan delvis vara uppdelade i grupper av intill varandra liggande småkorn.

Åldersföljden i gnejsgranitgruppen följer det i differentierade bergarts-serier vanliga mönstret, med djupgrönstenarna och dioriterna som äldsta och graniterna som yngsta led. Granodioriterna intar en mellanställning. Graduella typvariationer är vanliga, vilket speciellt gäller övergången från kvartsdiorit till granodiorit och vidare till granit. Röda graniter har dock ofta ett mera självständigt uppträdande, och djupgrönstenarna är som regel välavgränsade samt breccieras av intilliggande gnejsgraniter. Gnejsgraniterna i Mellansverige uppträder ofta som antiklinalbatoliter, vilket innebär, att de bildar kärnor i uppdrivna veck. Ett entydigt antiklinalbatolitmönster kan inte härledas av bergartsfördelningen inom bladområdet Örebro NO. Götlundastråket ligger visserligen sannolikt i veckomböjningen

Tabell 4. Kemiska analyser av gnejsgraniter/Chemical analyses of early Svecofennian plutonics

Vikts %	1	2	3	4	5
SiO ₂	76.2	70.2	69.7	68.9	65.1
TiO ₂	0.13	0.47	0.38	0.43	0.08
Al ₂ O ₃	12.6	14.0	14.4	14.1	19.1
Fe _{tot} =Fe ₂ O ₃	1.7	3.6	3.2	4.4	1.6
MnO	0.03	0.04	0.07	0.07	0.04
MgO	0.40	0.95	0.80	0.73	0.27
CaO	1.2	1.7	2.5	2.5	1.4
Na ₂ O	3.5	2.7	3.5	3.0	5.6
K ₂ O	3.4	4.0	2.7	3.7	5.8
BaO	0.05	0.08	0.09	0.14	0.03
normativa mineral (vikts %):					
kvarts	39	32	31	29	6
K-fältspat	20	24	16	22	34
albit	29	23	29	25	47
anortit	6	9	13	13	7
Jonförhållanden:					
K/K+Na	0.39	0.49	0.34	0.45	0.41
Ca/Ca+Na	0.16	0.26	0.28	0.32	0.12

Alla analyserade bergarter har normativ korund och är biotitgranitoider/All analyzed specimens have normative corundum and are biotite-granitoids

1. Grå jämnkornig gnejsgranit, Haglöt (6 h)/Gray equigranular granite-gneiss
2. Grå starkt skiffrig gnejsgranit med ögonansatser, Silverdal (8 j). Bergarten ligger i en zon med sensvekofennisk ögonbildning/Gray schistose granite-gneiss with rudimentary feldspar megacrysts. The specimen is from a belt with late Svecofennian porphyroblasts
3. Mellangrå jämnkornig gnejsgranit, SO Alphyddan (6 h). Områdets vanliga granodiorittyp/Medium-gray equigranular granite-gneiss. The common granodiorite of the area
4. Gråröd-rödgrå jämnkornig gnejsgranit, Karlsdal (8 j)/Reddish-grayish equigranular granite-gneiss
5. Rödgrå-grå gnejsgranit med ögonansatser, Götlunda (6 i)/Reddish-gray granite-gneiss with rudimentary feldspar megacrysts

till ett storveck, som dock inte med säkerhet kan identifieras som antiklinal. Det bör även noteras, att om Götlundastråket är en antiklinalbatolit, så kan gnejsgraniten mellan Rölfors och Torpstång (7 i—j) knappast ha denna intrusionstektoniska ställning och omvänt. Liknande synpunkter kan även anläggas på förhållandet mellan gnejsgraniten vid Ödeby (7 f) och gnejsgranitbältet från Frövi (8 f) till Rynningetorp (7 g). Gnejsgraniternas ställning i förhållande till veckningstektonikens stora drag visas i fig. 7.

Götlundastråket är ett sammansatt gnejsgranitområde med stor typvariation. Däri ingår kvartsrika granitiska, kvartsfattiga alkaliska, grå grano-

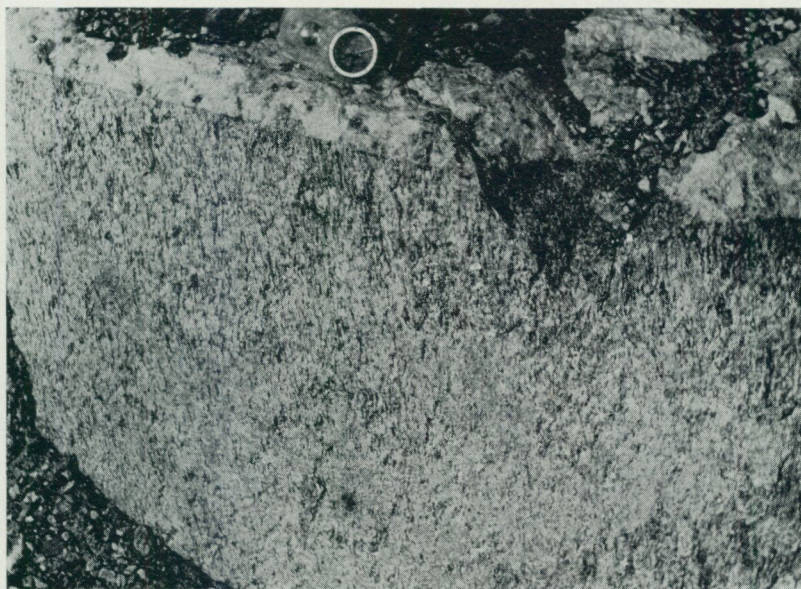


Fig. 8. Gnejsigheten hos de äldre svekofenniska gnejsgraniterna kontrasterar mot massiviteten hos sensvekofenniska intrusivbergarter. Grå granodioritisk gnejsgranit skuren av sensvekofennisk pegmatitgång överst i bilden. Myggbo nära östra bladgränsen (8 j).

dioritiska och mörkgrå kvartsdioritiska bergartstyper. Hela detta gnejsgranitkomplex har inte desto mindre en enkel yttre kontur och har således synbarligen uppträtt som en enhet gentemot leptiterna. Gränslinjen mot leptit är skarp, och inneslutningar av leptit i gnejsgranit har iakttagits i välblottade kontaktavsnitt. Kontaktlinjens riktning anpassar sig dock i stort sett till leptiternas skiktställning och egentliga intrusivbreccior är sällsynta. Leptitfragmenten är oftast skivformiga. Kemisk och textuell kontaktpåverkan kan knappast spåras i leptiterna, vilket emellertid helt eller delvis kan bero på, att såväl leptiter som gnejsgraniter drabbats av senare metamorfos. Man lägger likväl märke till, att de leptitskivor, som finns inneslutna i Götlundastråkets centrala delar, alls inte tycks ha blivit utsatta för samma hornfelsomvandling som leptitskivorna längs gränsen mellan de sensvekofenniska Blixterboda- och Fellingsbromassiven. Okomplicerade kontakter mellan leptitskivor och gnejsgranit uppträder även i bladområdets nordöstra del. Gnejsgranitkontakten mellan Rynninge (7—8 g) och Vanneboda är dåligt blottad.

Diffusa och svårtydda relationer mellan gnejsgranit och suprakrustalbergarter kännetecknar området från Frövi norrut mot Högstaboda (9 f). Hela berggrunden är här starkt gnejsig, och isoklinal veckning med veckamplituder av storleksordningen 2—3 m förekommer både i gnejsgraniten och i leptitgnejsen, dock framför allt i den senare. Området genomdras av amfibolitstråk, av vilka de flesta har skarpa gränser mot omgivningen och synbarligen utgör gångar. De dominerande leptiterna är grå bergarter med sammansättningar, som svarar mot granodiorit och kvartsdiorit. De är ofta hornbländeförande och går över i basiska amfibolitaktiga leptitlager. Sur kvartsrik, ljusgrå leptit är tämligen underordnad. Urgraniten i området innehåller delvis plagioklasögon, som även griper över på leptiterna. Urgranit-leptitterrängen norr om Frövi ligger delvis i det sensvekofenniska Blixterbodamassivets ögonareol, och inte mindre än tre generationer av fältspatögon finns i vissa kvarts-fältspatporfyriska stråk av leptit. De äldsta små kvarts- och fältspatögonen kan vara krossade och linsformigt utdragna. Större albit-oligoklasögon, som sannolikt hör samman med gnejsgraniten, är hela eller delvis granulerade. Stora röda eller skära mikroklinögon, som tillhör den senaste ögongenerationen, är helt friska. De förekommer gärna stråkvis i skiffrihetens riktning och associerar ofta med småådror av röd pegmatit. Leptiternas kornstorlek är oftast avsevärt för grovad, och oskarpt avgränsade lager av gnejsgranitkaraktär omväxlar med entydiga leptitgnejsjer. De iaktagna geologiska förhållandena kan tydas som en genomsaftning av ytbergarterna med gnejsgranitmaterial och absorption av leptitberggrunden i gnejsgranit. Leptiterna synes dock dessutom genom omkristallisation till medelgrovt kornstorlek direkt övergå till gnejsgranitartade bergarter, som är svåra att skilja från den till sin sammansättning mycket likartade, av kontaktförhållandena att döma intrusiva gnejsgraniten. En viss del av gnejsgranitmassivet norr om Frövi synes därför bestå av icke-intrusivt suprakrustalmaterial, som omkristalliserat på platsen. Det finns emellertid ingen anledning att utsträcka denna tolkning till hela gnejsgranitområdet norr om Frövi.

Gnejsgranitens förhållande till sensvekofennisk omvandling och sensvekofenniska djupbergarter behandlas i senare avsnitt.

GRÖNSTENAR

Bladområdets grönstenar, som på kartan alla markeras med grön grundfärg, kan indelas i tre huvudgrupper med sinsemellan något olika egenska-

per. Medelkorniga och mera sällan nästan grovkorniga djupgrönstenar uppträder i gnejsgraniterrängen och utgör gnejsgranitgruppens mest basiska led. Det finns ingen skarp sammansättningsgräns mellan dessa grönstenar och de mest basiska kvartsdioritiskt-dioritiska bergarterna bland de egentliga gnejsgraniterna, men bladområdets viktigaste massiv av djupgrönsten uppträder som välavgränsade enheter. Djupgrönstenarna är avsevärt omkristalliserade och liknar till sin sammansättning och även till kornstorleken de grövsta bland bladområdets amfibolitiska gångbergarter, från vilka de inte alltid entydigt kan skiljas. Den åldersmässiga olikheten består i att djupgrönstenarna är äldre än gnejsgraniterna, till vilken grupp de dock själva hör, alltmedan gånggrönstenarna klart skär över gnejsgraniten och således är senare än denna. Åldersförhållandena och grupp-tillhörigheten kan alltså inte avgöras entydigt, om grönstenarna inte befinner sig i kontakt med gnejsgranit. Gnejsgranitgruppens djupgrönstenar är emellertid ofta något grövre än gånggrönstenarna och uppträder mera sällan i form av skivor.

Bladområdets viktigaste massiv av djupgrönsten finns vid Björkebo (9 j), Vidalsåsen (9 j), Gällingen och Marieberg (8—9 f) samt Sörbybacke på Ödebyhalvön i Väringen (7 f). Grupptillhörigheten är inte helt säker för en del av de mindre grönstensförekomsterna vid Gällingen, som är indragna i förskiffrings- och krosszoner utmed Blixterbodamassivets gräns. Grönstenen vid Gäddeby (5 f) synes övergå i gångamfibolit och tillhör således sannolikt den yngre, gångamfibolitiska grönstensgruppen. Djupgrönstenarnas huvudmineral är hornblände och kalciumrik plagioklas. Plagioklasen är ofta delvis omvandlad till epidot. Pyroxen har iakttagits i grönstensområdena vid Björkebo och på Ödebyhalvön, där den gärna bildar delvis omvandlade kristallrester, som är invuxna i nybildade stora hornbländekorn. Dessa når ibland avsevärd storlek (1—2 cm) och framträder då på hållytorna som svarta glänsande fläckar. Grönsten med stora svarta pyroxen- och hornbländekorn, som har glänsande spaltbarhetsytor, kallas "skillersten". Grönstensmassiven vid Björkebo och Vidalsåsen breccieras av gnejsgranit, men breccieringen inskränker sig i regel till massivens yttersta delar. Djupgrönstenarna utgjorde i allmänhet resistensblock under områdets deformation, och de inre delarna av djupgrönstensområden är vanligen nästan helt massformiga. Mera omfattande breccior, delvis även breccior i yngre granit, förekommer vid Marieberg (8 f). Mycket kraftig växelverkan mellan grönsten och omgivande berggrund kan iakttagas på Ödebyhalvön, som ligger inom ett av sensvekofennisk granit starkt påverkat område.

Sannolikt primära grönstensstrukturer med bla divergentstrålig plagioklas uppträder i massivets centrala delar, som har basisk gabbrosammansättning (äldre analys hos Gumaelius, 1873). Stora delar av detta grönstensmassiv är genomslagna av gångar av pegmatit och sensvekofennisk granit, som förutom brecciering även förorsakar viss hybridisering av grönstenen. Monzonitartade kvartsfria och kvartsförande bergarter med höga halter av kalifältpat, divergentstråliga hornbländekrystaller och plagioklas uppträder i grönstensområdets perifera delar. I likhet med blandbergarterna längs granitgångarnas kontakter utgörs monzoniterna sannolikt av grönstens-granithybrider. Det största området med något inhomogent sammansatt monzonitartad berggrund ligger SV om Tomtviken och är tämligen dåligt blottat, varför monzonitbergarternas relation till omgivningen inte kan iaktas tydligt.

Gånggrönstenarna (gångamfiboliter, metabasiter) har till helt övervägande del bildats under den tidsperiod, som avdelar den äldre svekofenniska gnejsgranitfasen från det sensvekofenniska granitbildande stadiet. Några få grönstensgångar tillhör möjligen leptitgruppen, där de utgör ytbergarternas tillförselkanaler. Sådana gångar har iakttagits på andra håll i Mellansverige. Gånggrönstenar uppbygger på sina håll 10—20 % av berggrunden och utgörs till övervägande del av 1—30 m mäktiga, tätliggande skivor framför allt i leptitberggrunden. De största gånggrönstenarna når dock mäktigheter på över 100 m. Gånggrönstenarna har bildats ur basisk smälta, som inträngt i berggrundens sprickor och företrädesvis följt leptiternas skikt- eller skiffrihetsplan. Överskärande kontakter förekommer, men gångarnas orientering anpassar sig på det hela taget utomordentligt väl till den allmänna stryknings- och stupningsriktningen. Gångarnas orientering i leptit och gnejsgranit är helt likartad, varav man kan dra slutsatsen, att leptiternas skiktplan till sin riktning sammanföll med sprickzoner, som även uppträdde i gnejsgraniten. Dessa sprick- och svaghetszoner förorsakades således av en gemensam deformationspåverkan. Den basiska smälta, som inträngde i sprickorna, bildade av allt att döma ursprungligen bergarter, som liknade de nuvarande diabaserna. De tidiga diabaserna omvandlades dock under den sensvekofenniska veckningen och förskiffringen till amfiboliter med starkt riktad orientering hos bergartens mineral Korn. Relikter av divergentstrålig diabastextur har iakttagits i några få gångamfiboliter. Gångamfiboliternas mineralsammansättning domineras av hornblände och plagioklas (vanligen andesin). Epidot och biotit är väsentliga beståndsdelar; biotiten kan dock ibland saknas helt. Klorit

förekommer mera sparsamt som omvandlingsprodukt efter biotit och hornblände. Gånggrönstenarnas kornstorlek är oftast fin- till fint medelkornig, men blir utpräglat medelkornig i de största grönstengångarnas centrala delar.

Gånggrönstenarna i leptiterrängen kan lätt förväxlas med de mest basiska leden i leptitserien, vilka har en praktiskt taget identisk uppsättning av huvudmineral, men om möjligt en något större sammansättningsvariation med sporadiska halter av kvarts och kalifältspat. Leptiternas ytgrönstensled är naturligtvis helt konkordanta med leptiternas lagring, men äldre, sannolikt till leptiternas bildningstid hörande gångbergarter har, som redan nämnts, iakttagits på andra håll i Mellansverige. Det är därför omöjligt att i varje enskilt fall avgöra, huruvida en amfibolitskiva tillhör ytbergarts- eller gånggrönstengenerationen. Denna osäkerhet gäller to m bladområdets största amfibolitförekomst vid Ringaby, som uppträder som en relativt flackt liggande, i stort sett konkordant tjock lins i leptiterrängen. Ringabyamfiboliten är en finkornig till fint medelkornig, grönsvart till blåsvart bergart med amfiboliternas normala mineralsammansättning. Den är massformig i vissa av amfibolitområdets delar, men oftare dock rätt starkt förskiffrad och genomdragen av malmförande krosszoner, varom mera i avsnittet "Malm och nyttosten".

En amfibolitgång, som till sitt utseende skiljer sig från kartbladets övriga gångamfiboliter, finns på Bläsåsberget vid stranden av Väringen (8 f). Bergarten är svart, finkornig till fint medelkornig. Den för karakteristiska 1—1½ cm långa divergentstråligt anordnade plagioklaslister. Gångens bredd är ungefär 2 m. Amfibolitgången kan följas en sträcka av ett par hundra meter och ligger i medelgrov sensvekofennisk granit, som dock kan ha ett hybridiskt, gnejsgranitderiverat ursprung. Den basiska gången bryts sönder av granitmaterial och är uppdelad i bitar, som är något förskjutna i förhållande till varandra. Dessa kontaktrelationer antyder, att amfiboliten bildar en något uppsprucken skiva, som antingen legat i gnejsgranit eller blivit förd till platsen av den yngre graniten och således i båda fallen skulle vara äldre än de sensvekofenniska graniterna. Förhållandena på Bläsåsberget kompliceras emellertid av en strax intill liggande, av allt att döma mycket kraftig nordvästlig till nordnordvästlig tektonisk zon, som till sin riktning sammanfaller med relativt tidiga rörelseplan, t ex impregnationsplanen för Gästatraktens sulfidmalmer. Det kan således inte helt uteslutas, att graniten på platsen deformerats och omkristalliserat någon tid efter sin bildning, och att den basiska gången på Bläsåsberget kan ha

en annan åldersställning än de vanliga gångamfiboliterna. Lokalen har inte blivit undersökt i detalj. Granatrik amfibolit (betecknad med GA på kartan) förekommer lokalt i området söder om Björntorp (6—7 g).

LAGERFÖLJDEN I DEN ÄLDRE BERGGRUNDEN

Den äldre svekofenniska berggrunden har inom stora delar av Bergslagen en förhållandevis enhetlig lagerföljd. I det välbevarade och av Sundius (1923) i detalj undersökta Hällefors-Grythytteområdet finner man underst ett mäktigt komplex av vulkaniska bergarter (hälleflinta och leptit). Detta vulkaniska komplex, leptitformationen i ordets egentliga betydelse, indelas i sin tur i två kemiskt olika underavdelningar. Äldst är natriumrika, yngst kaliumrika leptiter och hälleflintor. De enda egentliga sedimentära bergarterna i leptitformationen är dolomit och kalksten. En mäktig kalkstenshorisont intar ett högt stratigrafiskt läge i leptitformationen och befinner sig nära övergången till den äldre svekofenniska berggrundens sedimentära övre komplex, som i Hällefors-Grythytteområdet består av gråvacka underst, därefter svartskiffer och slutligen grå skiffer. Lagerföljden avslutas enligt Sundius av ett mäktigt konglomerat, som ligger diskordant på den äldre berggrunden. Den svekofenniska ytberggrundens sedimentära komplex innehåller i sina lägre delar basiska lavabergarter. Högre upp saknas vulkaniska bergarter dock så gott som helt, vilket speciellt gäller sura vulkaniter med sammansättningar som svarar mot granit.

Lagerföljder, som på det hela taget ansluter sig till Hällefors-Grythytteområdets stratigrafi, kännetecknar även stora delar av det övriga Bergslagen (Magnusson 1962). Avvikelser betingas framför allt därav, att alkaliintermediära leptiter lokalt kan ha stor utbredning och att enstaka, som regel ganska små lager av kvartsit uppträder i den vulkaniska egentliga leptitformationen. Sedimentens beskaffenhet varierar och sandigt-leriga sediment finns såväl i Bergslagen (Larsboserien) som i Sörmland (Mälarserien).

Den svekofenniska suprakrustalberggrunden i Örebroområdet har undergått intensiv deformation. De huvudsakliga veckstrukturerna framgår av den tektoniska kartan och av skissen, fig. 7. Termerna antiform och synform används här för att beteckna antiklinal- och synklinalliknande strukturer, som dock även kan vara inverterade eller deformerade synklinaler resp. antiklinaler. Entydig identifikation försvaras därav, att flertalet av

de primära avlagringsstrukturerna, som skulle ha kunnat användas för att bestämma lagerföljden, har blivit förstörda under den svekofenniska deformationen. Valet av beteckningarna antiformal resp. synform för Kägla- och Glanshammarstrukturerna baseras på berggrundens skiktorientering och innebär, att skiktningen i synformen på det hela taget stupar brant inåt mot, och i antiformalen brant utåt från strukturens mitt. Strömsskiktning har observerats i ett av kvartsitlagren i huvudkonglomeratet SV om Väringen (7 f) och tyder på att Kägla-synformen är en synklinial. Lokal veckning i mindre skala med skittupprepnig kan emellertid förekomma i detta område och minskar värdet av den i sig själv rätt entydiga observationen. Bladområdets övriga förekomster av sedimentbergarter har inga strukturer, som skulle kunna utnyttjas för stratigrafiska topp-bottenbestämningar. De bandade leptitiska bergarterna, som förekommer i anslutning till marmorn vid Glanshammar, i huvudkonglomeratet och på andra håll i suprakrustalberggrunden, har endast sällan egentlig varvighet. De existerande varvliknande bandstrukturerna är inte helt entydiga. "Varven" ansluter sig visserligen oftast till den lagerföljd, som observerats i kvartsiten, men bandningen representerar sannolikt inte alltid regelbundna avlagringscykler och erbjuder dessutom genom sitt osäkra ursprung möjlighet till alternativa tolkningar (Gorbatshev 1969).

Stratigrafin i bladområdet påminner till sina huvuddrag om Hällefors-Grythyttfältets lagerföljd. Vi finner således, att sekvensen grå skiffer-svartskiffer-bandade omlagrade bergarter-marmor-kalileptit i stora drag överensstämmer med bergartsföljden i Hällefors-Grythytteområdet. De väsentligaste olikheterna består i att de basiska vulkaniterna i stort sett har olika stratigrafiska lägen, och att betydande inslag av sedimentära bergarter finns i Örebroområdets leptiterräng. En tektonisk tolkning, som baseras på stratigrafisk analogi med Hällefors-Grythytteområdets lagerföljd, måste innebära, att Glanshammarsantiformalen är en synklinial och Kägla-synformen en antiklinial. Götlundastråkets gnejsgranit kan då tydas som en antiklinalkärna. Denna helhetsbild skulle även innebära, att nästan hela området söder om Arbogaån har inverterad skiktställning, där de äldre lagren ligger överst i den lokala lagerföljden. Sammanfattningsvis måste fastslås, att karteringen inom bladområdet inte frambragt entydiga bevis för riktigheten av någondera av de två möjliga tydingarna av områdets veckningstektonik. Problemet slutliga lösning måste således grundas på synpunkter, som hämtats från områden utanför kartbladet.

Bladområdets ytbergartsföljd har en mäktighet av minst 4 à 5 km. Berg-

arter av sedimentärt och vulkaniskt ursprung förekommer nära tillsammans. Denna växellagring skiljer sig i grund från de förhållanden, som anses karakterisera stora delar av mellersta och västra Bergslagen eller tom större delen av det mellansvenska svekofennium. Man kan visserligen på det hela taget genomföra en grov uppdelning av lagerföljden i en del, som domineras av skiffer-marmor och en annan, som domineras av leptit, men sedimentinslaget är betydande även i leptiterna. Det blir än mera beaktansvärt, om man tar hänsyn till, att en del av leptiterna med all sannolikhet är omlagrade, om än korttransporterade bergarter (Gorbatshev 1969). Sedimentationen har således pågått mer eller mindre kontinuerligt även under den vulkaniska verksamhetens kulmen. Sedimenten i leptiterrängen utgörs såväl av skifferar som av grövre sandiga och grusigtsteniga bergarter och markerar således en tektonisk-topografisk oro, som är naturlig i en av intensiv vulkanisk verksamhet präglad miljö. Uthålliga konglomerathorisonter, som tex bladområdets "huvudkonglomerat" vittnar om tektoniska episoder av regional betydelse. Gränserna mellan de olika linsformiga ytbergartsenheter innebär naturligtvis ibland små skiftningar i lagrens orientering, men bladområdets ytbergartsterräng saknar igenkännbara primära vinkeldiskordanser med mer än lokal utbredning. Ett avbrott eller en hastig ändring i skiktorienteringen förekommer längs södra randen av marmorstråket vid Glanshammar-Lillkyrka, där ost-nordostlig vertikal lagring i marmorn och dess omedelbara omgivning efterträds av nordvästliga branta till medelbranta planstrukturer i leptiterna längre i söder (jfr tektoniska kartbladet). Terrängen söder om Glanshammar är dåligt blottad, och övergångens karaktär kan inte närmare utredas. Den tektoniska störningen kan bero på deformation, som förorsakats av de talrika sensvekofenniska granitintrusionerna söder om marmor-skifferområdet och vidare mot Örebro. En sådan tolkning stöds av god lagringskonkordans mellan marmorn och leptiterna i området norr om marmor-skifferstråket, dvs utmed Glanshammarsantiformens norra flank. Det är dock tänkbart, att avsevärda förändringar i lagerföljdens mäktighet förekommer i det kalileptitsråk, som befinner sig mellan marmorn och den sedimentärt betonade horisont, som benämns "huvudkonglomeratet" på den tektoniska kartan. Diskordanser har observerats även i Käglsans höjdområde, speciellt i anslutning till det stora lagret av fragmentförande, agglomeratisk leptit. Dessa lokala diskordanser påverkar dock inte den generella stratigrafiskt-tektoniska bilden, som präglas av allmän skikt-konkordans.

YNGRE GRANIT OCH MIGMATIT

De yngre, "serorogena", sensvekofenniska bergarternas utbredning och klassifikation framgår av fig. 9. Man kan skilja mellan följande huvudsakliga förekomsttyper:

(1) Välavgränsade massiv av röd grovkornig till medelkornig granit med mer eller mindre väl markerad utbildning av fältspatströkorn (Fellingsbro- och Örebrogranittyp). (2) Relativt välavgränsade smärre intrusioner av finkornig till medelkornig jämnkornig röd eller grå granit (Stockholmsgranittyp). (3) Diffust avgränsade, inhomogena stråk av medelkornig till finkornig granit med talrika inneslutningar av bitar och sliror av äldre berggrund. Dessa förekomster ansluter sig gärna till berggrundens allmänna strykningsriktning och övergår i (4), aureoler av pegmatit- (grovkornig granitisk bergart), granit- och aplitgångar (finkornig granitisk bergart). Vidare uppträder: (5) samlade större pegmatitförekomster, (6) kvartsgångar och (7) migmatitbergarter.

Bladområdets samtliga sensvekofenniska granitbergarter är mer eller mindre massformiga, dvs de saknar som regel gnejsiga riktade strukturer och måste därför ha intruderat vid slutet av eller efter den svekofenniska veckningen. Bladområdets Fellingsbro-Örebrograniter uppträder i två utåt välavgränsade, men sinsemellan sammanhängande stora massiv samt bildar dessutom ett antal mindre förekomster, som ansluter sig till granitmassiv vilka till största delen ligger utanför bladområdet. De båda stora massiven (Fellingsbro- och Blixterbodamassiven enligt den tektoniska kartan) har okomplicerade, nära cirkulära ytterkonturer med skarpa kontakter och relativt obetydliga gångareureoler men har gett upphov till rikligt med nybildade stora mikroklinporfyroblaster ("ögon") i den omgivande berggrund. Mikroklinporfyroblasterna kan stundom vara något krossade, men är i allmänhet senare än kontaktförskiffringen kring granitmassiven. De ligger ofta med sina längdaxlar i förskiffringsplanens riktning eller i skärningslinjerna mellan äldre planstrukturer och senare, med granitkontakten parallella förskiffringsplan och markerar på så sätt en stänglig struktur. Grundlig omkristallisation av gnejsgraniter, som gränsar mot granitkontakterna, förekommer även. Ett tredje massiv i Fellingsbrogruppen ansluter sig till Blixterbodamassivets nordöstra del, men ligger nästan helt utanför bladområdet. Utlöpare uppträder nära kartbladets nordostkant (Kärrmossen-Vidalsåsen 9 i—j). Grovkorniga och medelkorniga graniter med direkt anslutning till större massiv av sensvekofennisk granit förekommer även kring sjön Varingen ("Ödebykupolen", 7—8 f) och i



MASSIV AV FELLINGSBROTYP MED UTLÖPARE
(HUVUDSAKLIGEN GROVKÖRNIG GRANIT)



MASSIV AV MEDEL- TILL FINKÖRNIG GRANIT



KONTAKTAUREOLER MED FÄLTSPATÖGON



MIGMATITERRÄNG



GRANIT-PEGMATITSTRÅK MED RESTER AV ÄLDRE BERGGRUND

P

STÖRRE PEGMATITER

Fig. 9. Bladområdets sensvekofenniska bergarter.



Fig. 10. Fellingsbrograniten är en grovkornig röd till gråröd massformig bergart. Den porfyriska strukturen är vanligen föga framträdande. Medåker (8 j).

kartbladets yttersta sydvästhorn ("Örebrogranit"). De grova graniterna har normal granitisk sammansättning med tämligen måttliga halter av mörka mineral. Fältspatögonen består av pertitisk mikroklin med, eller oftare utan albit- och myrmekitränder. Den porfyriska strukturen är vanligen inte särskilt utpräglad, och strökornen ("ögonen") skiljer sig ofta endast obetydligt från grundmassans grövsta korn. Helt jämnkorniga graniter uppträder på sina håll i Fellingsbro- och Blixterbodamassiven och ingår i bergartstypens normala variation. Äldre kemiska analyser av Fellingsbro- och Örebrogranit finns i beskrivningarna till bladen "Örebro" och "Linde" (Hummel 1873, Gumaelius 1873). De är av allt att döma mycket opålitliga, speciellt vad gäller förhållandet mellan Na och K, men visar på det hela taget, att de grovkorniga graniterna inte är utpräglade kaligranitiska bergarter.

Fellingsbromassivet tväras av ett välavgränsat stråk med medelkornig till finkornig röd jämnkornig granit, som i sin västra sträckning ansluter till ett band av kvartsläkt breccia. Denna granit är senare än den egentliga grovkorniga Fellingsbrograniten. Smärre välavgränsade intrusioner av fintill medelkornig röd eller grå granit finns även på sina håll i Fellingsbro- och Örebrobromassivets omgivning.

Samlade större pegmatitförekomster finns vid Björka (mellan Vanneboda och Ullersätter, 8 f), mellan Ullersätter och Gåsta (8 f—g), vid Ringsborg (7 g) och öster om Gränsjö (5 f). Flertalet övriga på kartbladet markerade pegmatitförekomster är pegmatitrika sliriga blandningar med granit och rester av äldre berggrund och ingår som delar i de pegmatit-granitstråk, som i förteckningen ovan betecknats som förekomsttyp (3). Pegmatiterna är i hög grad selektivt hållbildande, varför pegmatitfrekvensen i sådana blandområden, speciellt i den dåligt blottade terrängen i bladets SO-hörn, sannolikt blivit överdriven. Granit-pegmatitstråken ansluter oftast till sin form till berggrundens skiktstruktur och förekommer i närheten av migmatiterrängen i bladområdets sydöstra del samt för övrigt utmed Hjälmarsstranden fram till trakten av Örebro. Pegmatit-granitstråkens ytterkonturer har på kartbladet av reproduktionstekniska skäl ritats skarpare än vad som svarar mot de verkliga förhållandena. Gränsen mot omgivningen är i själva verket oskarp och innebär, att de enskilda mera sammanhängande, men alltid inneslutningsrika granit-pegmatitstråken går över i nätverk av småmassiv och gångar samt slutligen i glesare gångareoler av pegmatit och granit. De enskilda gångarna ansluter inte särskilt väl till berggrundens planstrukturer. Överskärande pegmatit- och granitgångar förekommer även i migmatitområdet. Enstaka gångar och ådror av granit och pegmatit är vitt spridda, med undantag dock för ett stort område i kartbladets västra del, där gångarna i stället består av kvarts, ibland med tillblandning av pyrit (fig. 9).

Sen, postkinematisk omkristallisation av gnejsgranit förekommer ställvis i Götlundastråket och innebär bl a, att inneslutningsrika omvandlade plagioklaskristaller omkristalliserar till större, välavgränsade korn av muskovit, epidot och oligoklas. Omkristallisationen gör att gnejsgraniten blir mera massformig. Områden med påfallande omkristallisation har markerats med dubbel röd kråksparksbeteckning. Viss metasomatisk påverkan är tänkbar men kan inte påvisas med säkerhet utan ingående kemiska undersökningar. Gränserna mellan yngre granit och regenererad gnejsgranit blir diffusa i områden, där omkristallisationen drabbat gnejsgranitgruppens surare kalifältspat- och kvartsrika led. Mycket diffusa övergångar mellan gnejsgranit och yngre granit finns i Ödebykupolen vid Varingen, där berggrundens karaktär av primorogen gnejsgranit dock framgår av förhållandet till gånggrönstenarna. Dessa är visserligen sönderslitna, boudinerade och intruderade av granitmaterial, men bildar dock i allmänhet långa, lätt följbara stråk.



Fig. 11. Gnejsgranitens skiffrighet förstörs av mikroklinögon, som uppträder i Fellingsbrogranitens kontaktzon. Vägskärning N om Ödesberga vid vägen Medåker—Himmeta (8 j).

Sur till intermediär röd-gråröd gnejsgranit anstår kring Raboda, SO om Väringen. De norra delarna av detta gnejsgranitområde är tydligt gnejsiga. Bergarten blir mot söder alltmer massformig och övergår slutligen i ett inneslutningsrikt bälte av pegmatitlirig röd granit av medelkornig, massformig "sensvekofennisk" typ, som betar sig skarpt aggressivt mot den omgivande leptiterrängen. Dessa förhållanden beror sannolikt därpå, att Ödebykupolen utgör taket till ett stort diapiroiskt granitmassiv av samma slag som Fellingsbromassivet. Den grova graniten bryter endast ställvis fram till den nuvarande jordytan. Generellt kan sägas, att kartbladets indelning i yngre granit och gnejsgranit är mycket schematisk inom detta område.

Migmatiter är bergarter med från varandra åtskilda, omväxlande ljusa och mörka partier, vilka uppträder som band, ådror eller mera oregelbundna bildningar. Migmatiter har mycket stor utbredning i södra delen av Mälar-Hjälmarbäckenet. Migmatiter uppkommer genom av metamorfos framkallad uppdelning av bergarterna i ljusa och mörka beståndsdelar,

genom begynnande uppsmältning och genom tillblandning av utifrån kommande granitiskt material. Bladområdets enda egentliga migmatiterräng finns i kartbladets sydöstra del, söder om sjön Tjurlången (6 j). Begränsade migmatitförekomster uppträder dock även lokalt i anslutning till granitmassiv, t ex söder om Fellingsbro och NV om Sticklinge (7 g), öster om Väringen. Migmatiten vid Sticklinge har regelbunden ådring ("ådergnejs").

Det stora migmatitområdet vid Tjurlången består av starkt omkristalliserade, sliriga, medelkorniga granit- och pegmatitgenomsatta bergarter med ganska oregelbunden ådring. Migmatitområdet ligger på ömse sidor om gränsen mellan Götlundastråkets gnejsgranit och leptit, men berggrundens omvandling är så kraftig, att distinktionen mellan migmatiter med olika ursprungsmaterial blir mycket otydlig. Berggrundsbeteckningarna följer ett genetiskt schema och anger ursprungsbergartens beskaffenhet, men det förtjänar att framhållas, att kartbladets olika migmatitdel i strukturellt och bergmekaniskt avseende skiljer sig mindre från varandra än från bladområdets övriga, omigmatitiserade berggrund.

BERGGRUNDENS METAMORFOS

Den omvandling, som berggrunden genomgått under den svekofenniska bergskedjeveckningen, innebär, att de mineralsammansättningar och strukturella egenskaper, som bergarterna fått vid sin uppkomst ur lösa sediment och smältor, har blivit förändrade. Bergarternas kornstorlek ökar i allmänhet under metamorfosen. Undantag är vissa av de fall, då bergarterna blivit utsatta för krossning eller stark förskiffring. Rekristallisation under riktat tryck innebär även, att berggrunden får nya riktade strukturer, under det att äldre, t ex sedimentära avlagringsstrukturer blir utplånade eller otydliga.

Kornstorlekens variation i bladområdets ytberggrund står i uppenbar relation till fördelningen av sensvekofenniska intrusiva och migmatitiska bergarter. Detta förhållande och utbildningen av metamorfa, riktade texturer även i gångamfiboliterna tyder på att berggrundens nuvarande texturrella utbildning väsentligen är av sensvekofennisk ålder. Kornstorleken i ytbergarterna ökar i allmänhet in mot sensvekofenniska granitkontakter och mot migmatitområdet i kartbladets sydöstra del. De enda bergarter, som nu har extremt finkornig hälleflintartad kornstorlek, finns i eller i omedelbar närhet av marmorstråken. Förhållanden i välbevarade ytberg-

artsområden tyder på, att många men sannolikt långt ifrån alla leptitbergarter från början haft mycket fin kornstorlek. Primära skillnader i kornstorlek återspeglas dock fortfarande i ytberggrundens lagrade och bandade led och i generella olikheter mellan leptit och gnejsgranit vad beträffar kornstorleken. Leptiterna består nu huvudsakligen av en jämnkornig mosaikartad massa av kvarts och fältspat med eller utan inströdda större individ, som dels är strökorn i porfyriska bergarter, dels nybildade metamorfa "ögon". Sandiga och grusiga sediment har i allmänhet i viss utsträckning bevarat sin ursprungliga kornstorlek, men de enskilda kornen har utsatts för formförändringar och blivit starkt tillplattade och utdragna. Skifferna och marmorn är helt rekristalliserade. Kraftig omkristallisation har även drabbat gnejsgraniterna. Endast rester återstår av gångamfiboliternas en gång divergentstråliga plagioklasliter. De bergarter, som relativt väl bibehållit sin primära utbildning, är nästan alla sen- eller efter-svekofenniska. Hit hör sensvekofenniska graniter och pegmatiter, jotnisk diabas och kambrisk sandsten.

Förändringen av berggrundens ursprungliga beskaffenhet har gått längst i migmatiterna. Kemiska sammansättningsförändringar under metamorfosen (metasomatos) förekommer med säkerhet på sina håll och har lett till såväl återbildning och utbyte av material mellan olika lager som mera regionala kemiska omvandlingar, vilka dock inom bladområdet vanligen inte i grund förändrat berggrundens beskaffenhet. De olika ytbergartsledens kemiska karaktär svarar i stort sett mot sammansättningen hos motsvarande oförändrade bergarter. Ett mycket påtagligt och illustrativt exempel på metasomatos är den bildning av fältspatögon, som förekommer främst i gnejsgraniten utmed Fellingsbromassivets yttergräns. Man finner dock, att "ögonen" i en stor del av gnejsgraniterna innehåller hela eller nästan hela bergartens halt av kalifältspat. Detta tyder på, att ögonbildningen inte bara beror på metasomatos utan till stor del innebär en lokal omfördelning av fältspatbeståndsdelar, som redan fanns i bergarten.

Bladområdets kännetecknande metamorfa mineral tillhör vad man kallar epidot-amfibolit- och amfibolitfacies, vilket tyder på att temperaturen varierat mellan något hundratal grader under bergarternas lägsta smältpunkt och smältpunktens närhet. Epidot förekommer tämligen allmänt, klorit är däremot av underordnad betydelse men förekommer dock i kalifattiga bergarter och i närheten av sena rörelsezoner samt vid en del granitkontakter. Bladområdet kännetecknas för övrigt av att biotit och muskovit uppträder tillsammans. Cordierit är sällsynt och förekommer endast

i aluminiumrika, extremt magnesiumrika eller högoxiderade bergarter. Små halter av granat börjar uppträda i migmatitområdet. Förekomsten av granat inom resten av bladområdet är inskränkt till kalciumrika bergartsled, som t ex skarn i marmorn, Ca-rika delar av svartskiffern och granat-amfiboliten vid Björntorp (7 g). Granat och cordierit förekommer även helt lokalt i omedelbar närhet av granitmassiv och granitgångar, vilket för övrigt även gäller sillimanit. Andalusit är det aluminosilikat, som under metamorfofen var stabilt inom nästan hela det övriga bladområdet. Berggrundens mineral antyder i allmänhet, att temperaturen under det senvekofenniska metamorfoskedet ökade mot syd och sydost.

Diabas

Bladområdet Örebro NO tväras av ett tiotal västnordvästliga diabasgångar, eller rättare sagt gångstråk, som omfattar grupper av smärre efter och bredvid varandra stående enskilda gångar. Den flygmagnetiska kartan visar dessutom ett antal västnordvästliga anomalier, som delvis ligger i jordtäckt terräng och kan tänkas indikera ytterligare gångar av diabas. Diabaser med nordnordvästlig orientering uppträder i den norra fortsättningen av de båda nordnordvästliga flygmagnetiska anomalier, vilka markerats med grov bruten linje på den tektoniska kartan. Förekomsten av nordnordvästliga diabaser är dock inte direkt belagd inom bladområdet. Avvikelser från den allmänna västnordvästliga diabasorienteringen förekommer endast i markerade tektoniska zoner samt hos apofysartade gångförgreningar och sprickfyllande småådror med några få centimeters mäktighet, som bl a finns i bergen kring Fiskartorpsviken (7 f). Den stora västnordvästliga diabasgång, som bl a anstår i vägskärningen på väg E 3/E 18 mellan Lillkyrka och Kärsta (5 f—g), svänger 400 m VSV om Kärsta tvärt mot SSO och följer en parallellspricka till den förkastning, som går från ön Uddgarn mot NNV. Denna förkastning tillhör ett omfattande system av nordvästliga till nordnordvästliga rörelsezoner, som finns i området mellan Hjälmaran och Väringen. Diabasgångar uppträder sannolikt även annorstädes i denna tektoniska zon. De är dock inte blottade, med eventuellt undantag för en mycket hårt krossad epidot-klorit-malmomvandlad grönsten V om Strömsvik (6 g), som möjligen utgör en tektoniserad diabas. Diabasgångarnas mäktighet varierar vanligen mellan 1—2 och 30 m. De

båda största gångarna (vid Lillkyrka, 5 f—g och Nannberga, 5 j) torde dock ha maximala mäktigheter mellan 50 och 100 meter.

Diabaserna är helt massformiga gråsvarta bergarter, som gärna visar rostbrun vittringsyta. De kännetecknas av väl synliga divergentstråliga plagioklaskrystaller (s k ofitisk textur). Bladområdets diabaser omfattar såväl jämnkorniga som plagioklasporfyritiska typer, vilka ofta uppträder i samma gång. Kornstorleken är finkornig i de smala, medelkornig i de breda gångarna. Plagioklasströkornen i porfyritiska diabaser kan nå storlekar på 4—5 cm. Diabasernas huvudmineral är plagioklas (andesin till labrador), pyroxen, malm och stundom olivin.

Bladområdets diabaser tillhör en ost-västlig till västnordvästlig gånggrupp, som har stor utbredning i Sörmland och Närke. Till denna grupp hör även två av landets största diabasgångar, efter vilka hela gruppen kallas Hällefors-Brevengångarna. De båda stora gångarna, som inte är helt representativa för de i gånggruppen vanligaste diabastyperna, har beskrivits av Krokström (1932, 1936). Sörmland-Närkes vanliga ost-västliga till nordvästliga diabasgångar behandlas tämligen utförligt i en uppsats om Eskilstunaområdets diabaser, vilka till typ och variation är helt lika diabaserna i Örebrotrakten (Gorbatshev 1961).

Diabaserna i Hällefors-Brevensvärmen anses i likhet med flertalet andra svenska diabaser vara av jotnisk ålder — en tidsbeteckning, som i det aktuella fallet har en något obestämd innebörd. Hällefors-Brevengångarna är naturligtvis klart yngre än den svekofenniska berggrundens bildning och även yngre än uppkomsten av bladområdets stora nordvästliga rörelsezon. Diabaserna är å andra sidan äldre än de kambriska bergarterna på Närkeslätten, som inte skärs av diabas. Dessa åldersgränser innesluter likväl ett tidsintervall på inte mindre än ungefär en miljard år. Jotniska diabaser på andra håll i Fennoskandia har daterats till mellan 1100 och 1400 miljoner år. Det finns dock även diabaser, som sannolikt har en ålder på 800—900 milj. år. Mellansveriges nordnordvästliga gångar tillhör för det mesta den s k Åsbytypen med en sannolik ålder i det förstnämnda tidsintervallet. Hällefors-Brevengångarnas ålder i relation till andra gånggrupper och speciellt i förhållande till Åsbydiabaserna är dock inte känd med säkerhet.

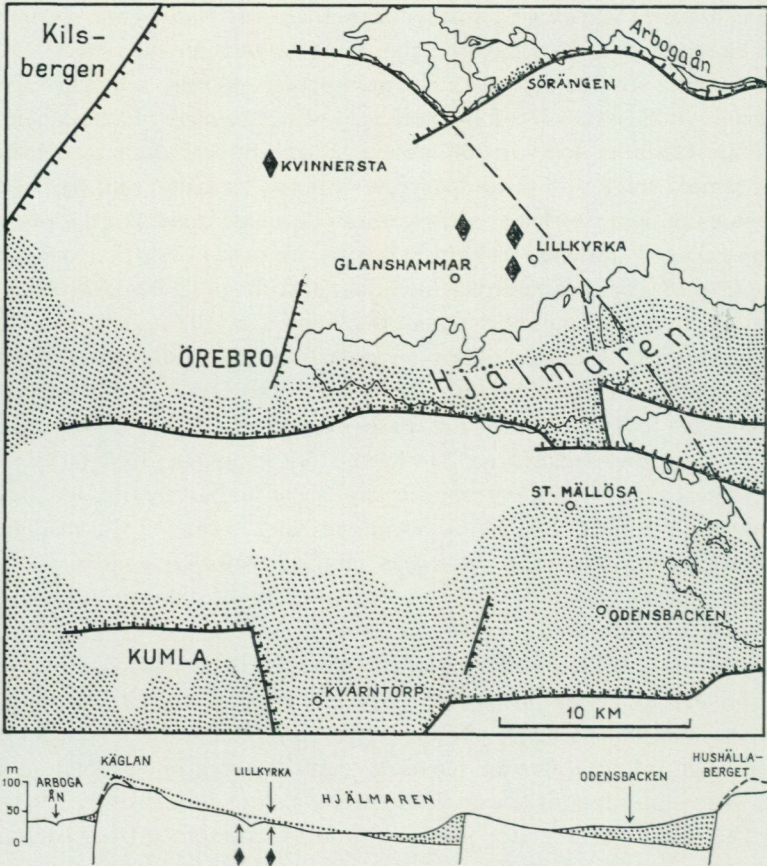


Fig. 12. Efterordoviciska förkastningar uppdelar berggrunden i svagt mot söder lutande block. Den nutida berggrundsytan sammanfaller nära med det subkambriska peneplanet. Vitt: urberg, prickat: paleozoiska bergarter, svarta romber: sprickfyllnader av kambrisk sandsten. Efterordoviciska förkastningar anges med taggiga linjer på kartskissen och med heldragna linjer i profilen. Kartskissens brutna linje anger läget för den prekambriiska rörelsezonen mellan Väringen och Hjälmaren. Profilens prickade linje markerar det subkambriska peneplanets ungefärliga läge.

Paleozoiska bergarter

Bladområdets enda blottning av lagrade paleozoiska sediment finns i ett litet stenbrott NO om Sörängen (7 g). Den nu blottade lagerföljden är ca 2 m mäktig och består bl a av grå glaukonitförande oren sandsten, som

sannolikt tillhör allra understa mellankambrium (L. Karis, muntligt meddelande). Underkambrisk sandsten anstår således med all sannolikhet under Kåglans förkastningsbrant i området mellan Väringen och Arbogaåns dalgång vid Bjurshäll. Sprickfyllnader av grå, hård sandsten förekommer dessutom norr om Skala, i Björka stenbrott (6 f—g) och i Ekebergsbrotten (5 g) V om Lillkyrka. I Björka stenbrott hittades dessutom en något större, karstrumslignande, fickartat utvidgad spricka med fyllnad av glaukonitrik gröngrå lös sandsten, som lätt vittrar till en mjuk lerig-sandig massa.

Kambrisk sandsten uppträder sannolikt även längs kartbladets södra kant (Eklund 1961), men går ingenstans i dagen. En sammanfattande översikt över de paleozoiska sedimenten och deras stratigrafi finns i beskrivningen till berggrundsbladet Örebro SV (Fromm 1971).

Malm och nyttosten

Bladområdets kända malmtillgångar är förhållandevis obetydliga. Silvermalm har brutits i marmorstråken i kartbladets sydvästra del och kopparmalm i Gåsta gruva, två kilometer söder om Ullersätters station (8 g). Gåsta gruva ligger i gränsområdet mellan leptit och det stora amfibolitområdet vid Ringaby. Vid gruvan och i dess omgivning finns flera impregnationszoner med svavelkis och magnetkis. Impregnationszonen i gruvan innehöll dessutom även kopparkis och var enligt Tegengren (1924) över 50 m lång och ungefär en halv meter bred. Malmen i denna zon uppträdde som ränder, vars bredd varierade mellan 1 och 15 cm. Den hade, enligt J. Eklunds av Tegengren återgivna uppgifter, uppkommit genom förträngning av leptit under bildning av malmkvartsit samt omvandling av amfiboliten till kisförande diopsid-hornblände aggregat. Malmförekomsten är känd sedan gammalt. Den egentliga Gåsta koppargruva bröts i tre omgångar, dels vid mitten av artonhundratalet, dels vid sekelskiftet och senast under första världskriget. Den malm, som bröts i början av 1900-talet, innehöll enligt Tegengrens anförda arbete 5.14 % koppar samt dessutom 2 g guld och 39 g silver per ton. Malmhalten i det brutna berget var ungefär 20 %. Den brutna malmmängden var under brytningstiden vid sekelskiftet några hundra ton och sammanlagt vid pass 1 640 ton under åren 1916—1918. Stråken med malmimpregnation uppträder i brantstående skiffrika rörelsezoner, som har nord-nordvästlig strykning. Berget i dessa zoner är omvandlat till kvarts-sericitskiffer och impregnerat med kismine-

ral, huvudsakligen svavelkis. De i amfiboliterrängen belägna, relativt små malmanrikningarna har föranlett ett antal skärpningar och provsprängningar. De större av de malmförande rörelsezonerna vittrar lätt och har betydelse för den lokala topografin. De påverkar sålunda sträckningen av Arbogaåns fåra i den dubbla åkröken söder om Gåsta. Utanför deformationszonerna förekommer även smärre oregelbundna malmförande sprickor. Amfiboliten längs dessa sprickor har omvandlats till blekta kvartsitaktiga ränder av någon centimeters bredd. Malmbildningsprocessen har således inneburit, att särskilt natrium och kalcium urlakats ur amfiboliten. De malmförande förskjutningszonerna är mycket markant lokaliserade till Ringabyamfiboliten och dess omedelbara grannskap, där amfibolit växelagrar med leptit och glimmerrikare, eventuellt sedimentära, leptitartade bergarter. Malmen i amfibolitområdet kan ha bildats antingen genom anrikning av sulfidmineral ur den regelbundet kisleförande amfiboliten och de omgivande, med amfibolit växelagrande leptiterna, eller genom att amfiboliten under malmbildningsperioden var sprödare och mera sprickbenägen än sin omgivning. Utifrån tillförda malmmineral kan sedan ha avsatts i sprickzoner och längs gränserna mellan amfibolit och omgivande leptiter. Vilket av dessa två alternativ, som är det riktiga, kan inte avgöras utan mera ingående undersökningar. Det förefaller emellertid som om amfiboliten inte är påtagligt omvandlad eller kemiskt differentierad utanför de malmförande förskjutningszonernas omedelbara grannskap. Denna omständighet talar för att det var amfibolitens mekaniska egenskaper snarare än dess kemiska sammansättning, som var avgörande för malmens lokalisering.

Malmerna i marmorstråken vid Glanshammar (5—6 f, 5—6 g) utgörs av vitt spridda, men oftast helt obetydliga ådror, körtlar och impregnationer av framför allt blyglans. Därjämte uppträder även zinkblände, arsenikkis, mycket små mängder pyrit, kopparkis och fahlerts, samt som gångmineral kvarts, kalkspat, tremolit och skölar av serpentin. Blyglansådrorna uppträder dels i ren marmor och dels i de i marmorn förekommande banden av hälleflinta och skarn. De koncentreras gärna längs tektoniska rörelsezoner, t ex serpentinbelagda släppor. Malmbrytningen, som skedde på silverhaltig blyglans, har medeltida anor och är belagd under 1500-talet, 1700-talet och senast som provbrytning utan positivt resultat åren 1846—1848 (Tegengren 1924). Antalet småskärpningar och jordavröjningar är stort såväl i det södra som framför allt i det norra marmorstråket. De mest betydande gruvorna var den 1754 upptagna Evighetsgruvan på ber-

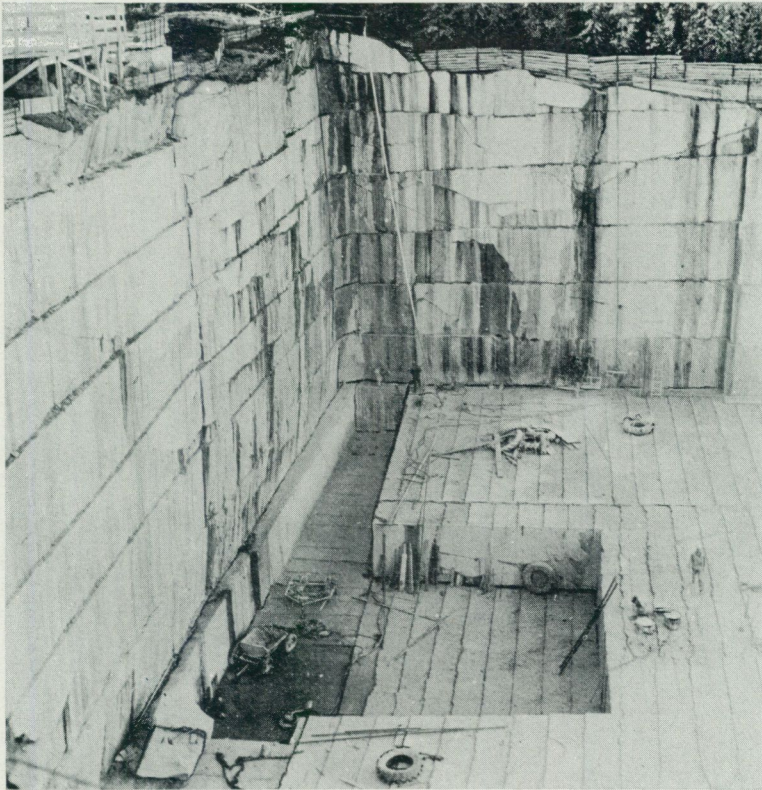


Fig. 13. Brytning av monumentsten i ett av marmorbrotten mellan Skölv och Löre (Skölvbrotten) öster om Glanshammar k:a. Foto P. H. Lundegårdh.

get NO om Skala, vilken efter fem års brytning nådde ett djup av 28.5 meter, och Gamla gruvan intill Glanshammars kyrka. Gamla gruvan hade ett djup av över 50 meter. Blyglans-zinkbländeådror av samma typ som i Glanshammarsområdet förekommer även nära kartbladets östra kant i Arbogaåns dalgång vid Jädersbruk. Dessa bröts under första hälften av 1800-talet i området väster om Storängstorp (Sidenbladh 1862). Malmförekomsten är fattig, och det är därför inte förvånande, att dessa arbeten nedlades, som det heter i den gamla bladbeskrivningen, ”genom egarnes iråkade obestånd”.

I Glanshammarstraktens skiffer, speciellt i svartskifferlagren, förekommer ställvis rikligt med gnistor av svavelkis, magnetkis och ibland även kopparkis, som lokalt anrikats på sprickor eller i skiktplanen och i stäng-

lighetens riktning. Dessa förekomster har på sina håll gett anledning till små provsprängningar. Malmhalten är här i allmänhet låg, och stora områden av den grå skiffren är helt sulfidfria. Områden där skiffer-marmor-terrängen korsas av äldre deformationszoner utgör dock potentiella malm-indikationer. Anrikningar av kismineral har iakttagits i några småstråk med stark förskiffring. Andra förskiffringszoner för stora kristaller av magnetit och hematit samt magnesiumrik cordierit, som bildats på bekostnad av ursprungligen förekommande biotit. Det är inte helt klarlagt huruvida sådana äldre, huvudsakligen mot NV strykande förskjutningszoner står i någon relation till de stora, likaledes nordvästliga rörelsezoner, som förkastar bl a marmorn i Glanshammarstrakten. Dessa stora, på kartan utmärkta rörelsezoner, är påtagligen äldre än de förmodligen jotniska diabaser som stryker VNV, men deras nordvästliga orientering behöver inte nödvändigtvis innebära, att de anlagts samtidigt med de malmförande förskjutningarna i t ex Gåstatrakten.

Stenbrytning i stor skala har sedan 1800-talets slut bedrivits i marmorstråken i trakten av Glanshammar (5—6 f, 5—6 g). Monumentstensbrotten i det södra marmorstråket omfattar fyra grupper, nämligen brotten vid Skölv och Löre, 1—1½ km öster om Glanshammar k:a, Ekebergsbrotten 1—1.3 km VSV om Lillkyrka, Älteruds brott VNV om Lillkyrka och Kärstabrottet 400 m NO om Lillkyrka k:a. Smärre nedlagda stenbrott finns även NO och ONO om Glanshammar. Stenen, som bryts i Glanshammarstrakten, bär varubeteckningen Ekebergsmarmor efter Ekebergs herrgård vid Hjälmarens, där marmorn tidigare utskleppades. Det är en vit till gråvit eller blåaktig, ren, hård dolomitsten. Råblock för monument-stenstillverkning har även brutits i det norra marmorstråket i en rad stenbrott mellan Nytinge i väster och Björka i öster. Marmorbrottet vid Björka ligger emellertid i ett område, där marmorn påverkats av deformation i närheten av de stora nordvästliga rörelsezoner, som genomkorsar marmorområdets östra del. Förklyftningen är därför ogynnsam, och spillet vid blockbrytning blev stort. Brytningen av monumentsten har därför upphört. Den brutna stenen krossas numera till flis, som till största delen mals. Underjordsbrytning bedrivs sedan 1966.

Bergarten i marmorstråken vid Glanshammar är till övervägande del dolomitbetonad och varierar från ren dolomitmarmor till sten med approximativt lika mängder dolomit och kalkspat. Ytterligare uppgifter om marmorbrytningen i trakten av Glanshammar återfinns i boken "Nyttosten i Sverige" (Lundegårdh 1971).



Fig. 14. Underjordsbrytning av marmor pågår i Björkabrottet NV om Lillkyrka (5 f).

Marmorbrytning i mindre skala har även förekommit i urkalkstensstråket söder om Jädersbruk (7 j), där det finns ett par sedan länge nedlagda stenbrott. Marmorn i detta stråk är avsevärt orenare, mera skarnbemängd än stenen i kartbladets sydvästliga del. Kalkspat dominerar bland karbonatmineralen.

Grovkornig röd Fellingsbrogranit har brutits i ett litet stenbrott mellan Vretlunda och Ålsäng, OSO om Fellingsbro (7 i).

Det lilla stenbrottet i kambrisk sandsten vid Sörängen OSO om Sticklinge (7 g) är nedlagt och igenvuxet.

Tektonik

GRUNDDRAGEN

Bladområdet Örebro NO ligger i västra delen av det stora mellansvenska område, som kännetecknas av tämligen regelbunden och oftast intensiv veckning. Veckaxlarna stryker i stort sett i ost-västlig riktning. Denna region omfattar större delen av Sörmland och angränsande delar av Östergötland, södra och östra Närke, södra Västmanland och sydvästliga Upp-

land. Den avlöses i väst och nordväst av en tektoniskt sett nästan lika enhetlig region med i allmänhet nordostliga till nord-nordostliga veckaxlar. Övergången från ost-västlig till nordostlig veckningstektonik sker huvudsakligen inom bladen Örebro NV och Lindesberg SV, vilka kännetecknas av komplicerade veckstrukturer. Den nordostliga tektoniken förhärskar i trakten av Karlskoga och i ett bälte därifrån mot Nora och vidare mot Norberg, Ludvika och Hedemora. Dessa två veckningsbälten omramar tillsammans ett stort område i Uppland och Västmanland, vilket domineras av äldre svekofenniska granitoida bergarter ("urgraniter"). Detta urgranitområde kännetecknas av veck, som är mera oregelbundna till sin riktning. Det skiljer sig även till sin sammansättning från de omgivande, mera regelbundna veckningsbältena, som har en jämförelsevis större andel av suprakrustala, på jordens yta bildade bergarter.

Bladområdet tillhör förkastningstektoniskt sett Mälarenregionen, som i likhet med den söderut angränsande trakten kännetecknas av väl markerade, huvudsakligen nordvästliga och nordsydliga sprickdalar och sena, postordoviciska blockförkastningar med höga ost-västliga branter.

VECKNINGAR OCH TIDIGA TEKTONISKA RÖRELSEPLAN

Bladområdet Örebro NO kan inom ramen för den allmänna ost-västliga veckningstektoniken uppdelas i två något olika delområden. Den ost-västliga tektoniken är så gott som allena rådande i området söder om Arbogaåns dalgång, men avlöses norr därom av veckstrukturer, som är mera oregelbundna till sin riktning. I det norra området uppträder även störningar, som förorsakats av stora sammanhängande massiv av grovkornig sensvekofennisk Fellingsbrogranit. Strykningsriktningarna i den äldre svekofenniska berggrunden följer här gärna granitmassivens konturer, och sjok av tidigt svekofenniska bergarter har blivit inklämda mellan två stora massiv av granit.

De lagrade bergarterna i bladets södra delområde är starkt deformerade, och skikten stupar oftast mellan 70 och 90°. Veckningstypen närmar sig således den isoklinala, med i det närmaste parallellstående veckskänklar. Grundelementet i veckningstektoniken utgörs av stora veck kring relativt flackt liggande veckaxlar. Veckens våglängd är av storleksordningen 10 km eller mera och veckamplituden sannolikt mycket stor. Veck av mindre storlek är underordnade det allmänna grundmönstret. De påverkar enstaka lagerföljder eller förekommer inom enskilda skikt av den lagrade supra-

krustalberggrunden. Avslitningar av vecken med åtföljande skollbildning kan förekomma, men är svåra att entydigt påvisa och torde vara mindre vanliga i Örebrotrakten än längre österut. Småveckningen kan vara intensiv. Den uppträder t ex i trakten norr om Frövi och fö speciellt i bergarter med förhållandevis hög plasticitet, t ex skiffra i Glanshammar-Lillkyrkatrakten och de av migmatitiserings påverkade områdena i kartbladets sydvästra del. Marmor reagerar däremot på påfrestningarna genom intensiv omkristallisation, och veckstrukturerna blir därför otydliga. Marmorlagren som helhet är inklämda mellan styva leptitbankar och har bevarat sin form väl. Den enda kraftiga störningen i den eljest regelbundna tektoniken söder om Arbogaån uppträder mellan Krämplinge och Frötuna (7 g—h) och består av ett område med veckning kring medelbranta till brantstående axlar. Förskiffringen i veckens axelplan kan vara kraftig och markeras av glimmerbelagda glidytor. Berggrundens skiffrihet är på det hela taget stark. Den är särskilt väl utbildad i bälten kring de stora granitmassiven i bladets mellersta och norra del, samt i områden, där leptiterna blivit inklämda mellan massiv av äldre svekofennisk "urgranit". Urgraniterna har under veckningen uppträtt som i stort sett enhetliga resistensblock. De har ofta en mycket mindre utpräglad parallellstruktur än angränsande suprakrustalbergarter.

Området norr om Arbogaån uppvisar endast längst i nordväst en utpräglad ost-västlig vecknings- och förskiffringstektonik, som är jämförbar med den som råder söder om åns dalsänka. Omgivningen av sjön Väringen (7—8 f) upptas av en bred och något oregelbunden veckbåge kring en medelbrant, mot ONO stupande, lokal veckaxel. Skiktningen och förskiffringen i berggrunden öster om Väringen stupar därför radiellt utåt, mot sydost, ost och nordost till nord. Denna berggrund genomsetts av sensvekofenniska graniter, vilka ytterligare betonat och uppdrivit veckbågen, som nu i sin helhet utgör en mot väster delvis oregelbundet öppen kupolbildning ("Ödebykupolen"). Denna struktur genombryts NV om Väringen, inne på bl. Örebro NV, av ett sammanhängande massiv av grovkornig sensvekofennisk ögongranit. Ödebykupolen utgör sannolikt ett relativt ytligt snitt genom ett granitmassiv av samma typ som Fellingsbro- och Blixterbodamassiven i bladets mellersta och nordvästra delar. Fellingsbromassivet har ett cirkulärt tvärsnitt och är i sina centrala delar helt fritt från rester av äldre berggrund. Graniten mitt i massivet är i det närmaste helt massformig, medan en tämligen svag parallellorientering av mineralkornen, särskilt då av de stora fältspatkristallerna, gör sig gällande i massivets

perifera delar. Denna riktade kornorientering förlöper i stort sett parallellt med massivets yttergräns och markeras på berggrundskartan genom orientering av den vita kråksparksbeteckningen.

Fellingsbromassivet omges av ett brett bälte med kraftigt förskiffrad äldre berggrund. Förskiffringen kulminerar på sina håll i total nedkrossning av de äldre bergarternas mineralkorn. Lokalt mycket intensiv bildning av fältspatögon förstör dock delvis åter de plana förskiffringsytorna. Fältspatögon uppträder dels i Fellingsbromassivets omedelbara grannskap, dels i ett bälte något längre utåt, mellan Silverdal (8 j) och Fillingetorp (9 j). Likaledes mycket starkt nedkrossade, förskiffrade och omkristalliserade skivor av äldre berggrund markerar gränsen mellan Fellingsbromassivet och det närmast i nordväst anslutande Blixterbodamassivet, som också består av Fellingsbrogranit. Förskiffringsstrukturerna utmed Fellingsbromassivets nordöstra kontakt ansluter sig till ett större område med nordvästlig strykning, som går in på det angränsande bladet Eskilstuna NV. Förskiffringszoner uppträder även utmed Blixterbodamassivets gränser i områden, där den grova graniten skär tvärs över äldre veck- och förskiffringsstrukturer. Förskiffringszonen i ett sådant område i kartbladets nordvästra del är dock ganska smal. Det är således påtagligt, att skiffrigheten utbildats bäst, där de äldre riktade strukturerna kommit att ligga parallellt med granitmassivets gränser.

Stängligheten har inom större delen av bladområdet en relativt enhetlig medelbrant östlig stupning. Stänglighet, som direkt kan hänföras till lokala veck eller till vecktektonikens huvudstrukturer, kan med säkerhet påvisas endast i trakten kring sjön Väringen. Transportstänglighet finns lokalt i leptiterna samt i förskiffringsbältet kring Fellingsbromassivet. Den allmänna, medelbrant till brant mot öster stupande stängligheten präglar mycket stora delar av östra Mellansverige och kan inom bladområdet inte knytas till de enskilda storveckens axelriktningar. Bergartsfördelningen antyder, att storveckens axlar ligger ganska flackt i hela området kring Hjälmaren och i södra delen av Mälarbäckenet. Stängligheten är således ofta klart senare än bildningen av de stora veckstrukturerna. Den beror sannolikt på flyttrörelser och tvärveckning längs branta axlar i samband med migmatitiseringen. Allt detta gör det svårt att entydigt identifiera de på den tektoniska kartan urskilda strukturerna ("Glanshammarsantiformen" och "Käglan-synformen") som antiklinaler eller synklinaler. Dessa frågor har berörts i det tidigare avsnittet om lagerföljden i den äldre svekofenniska berggrunden.

De intraorogena amfibolitgångarna stryker i stort sett parallellt med vecken och är starkt förskiffrade. Härav kan man dra slutsatsen, att en stor del av veckningstektoniken är senare än amfiboliternas intrusion och således sensvekofennisk. Det är dock sannolikt, att många av de vecknings-tektoniska grunddragen har en äldre, tidigt svekofennisk ålder. Boskillnaden mellan veck av olika ålder är dock inte helt klar inom kartbladets område.

Uppsprickning av berggrunden och förskjutningar längs plana rörelse-tytor har pågått kontinuerligt under områdets geologiska utveckling. En stor del av de äldsta rörelseplanen har emellertid så gott som helt utplånats under följande perioder av plastisk deformation. Hit hör tex de sprickor, som måste ha öppnats, när de sk intraorogena amfibolitgångarna trängde fram. Andra gamla rörelseplan kan kännas igen i helt utläkta breccior, pseudokonglomerat och myloniter, som inte längre utgör svaghetszoner i berggrunden och därför heller inte påverkar områdets topografi. Till de äldsta krossbergarterna hör ett mäktigt bälte av kvartsläkt breccia, vilket kan följas från sjön Gällingen till Fellingsbro. Breccian utgör den direkta fortsättningen av en långsmal, lagerartad intrusion av fintill medelkornig sensvekofennisk granit och måste således ha bildats innan de sensvekofenniska magmaintrusionerna helt hade upphört. Sensvekofenniska gångar och ådror av pegmatit uppträder i övergångsområdet mellan finkornig granit och breccia. Här finns även några större klumpar av pegmatit- och brecciekvarts. En av dessa kvartsförekomster omnämns av Hummel (1873) i beskrivningen till det gamla geologiska kartbladet "Linde". Den ligger ca $1\frac{1}{2}$ km NO om Fellingsbro centrum. Senare förskjutningar i berggrunden har i någon mån följt breccians sträckning, men sambandet mellan breccian och den nuvarande topografin är på det hela taget svagt. Breccian återfinns således både i nuvarande dalar och i det markerade skogklädda höjdområdet NV om Fellingsbro.

Till de äldre förskjutningsplanen hör även de impregnationszoner, som omnämnts i samband med malmförekomsterna i trakten kring Gåsta gruva.

FÖRKASTNINGAR OCH SPRICKOR

De genomgripande rörelser, som förorsakat berggrundens plastiska deformation, upphörde i och med den svekofenniska bergskedjeveckningen. Senare tektoniska påfrestningar har yttrat sig i bristningar och blockför-

skjutningar, som utlösts av spänningar i jordskorpan. Har rörelserna varit kraftiga, har berggrunden blivit starkt nedkrossad. Krossprodukterna kan därefter ha blivit sammankittade av kvarts eller kalkspat och bildar då krossbergarterna breccia (bitar av krossade bergarter hopläkta av kvarts och kalkspat) och mylonit (till bergmjöl nedmalda och därefter genom sammankittning och kvartsutfällning åter hårdnade bergarter). Vid glid-rörelser mellan blocken och samtidig urlakning av berggrundens ljusa beståndsdelar uppkommer s. k. skölar, som väsentligen består av bladsilika-ten klorit och biotit. Nedkrossningen åtföljs ibland av upoxidation av berggrundens järn och markeras då av rödfärgade omvandlingszoner, som kan uppträda flera meter utanför de egentliga krossbergarterna. Helt ut-läta krosszoner, som t ex den ovan nämnda stora kvartsbreccian mellan Fellingsbro och Gällingen, skiljer sig inte till sin hårdhet och motstånds-kraft från den omgivande berggrunden. Krosszoner är emellertid ofta helt eller delvis oläta och föga motståndskraftiga mot erosion och ger då upp-hov till långsträckt, mer eller mindre väl markerade dalar. Oläta, öppna krosszoner är lätt genomsläppliga för cirkulerande vatten, vilket kan leda till mineralomvandlingar, t ex upkomsten av djupvittrade zoner med hög halt av lermineral. Berggrunden i rörelsezoner kan därigenom ytterli-gare försvagas. Har en rörelse- eller sprickzon en gång uppstått, utgör den i fortsättningen ett avbrott, en inhomogenitet i berggrunden. Senare spän-ningar kan därför utlösa förnyade rörelser längs gamla krosszoner, vilket händer även i de fall då det nya spänningsfältet till sin riktning inte helt svarar mot krosszonens sträckning.

Ett system av väl markerade och uthålliga, väsentligen nordvästliga rö-relsezoner uppträder inom hela det svekofenniska berggrundsområdet i Sverige och Finland. Dessa rörelsezoner har stor betydelse för topografin i bla Mälarbäckenet. Denna markerade nordvästliga spricktopografi upp-hör småningom nära den geologiska gränsen mot Västsverige och ersätts där av en annan uppsättning av kross- och rörelsezoner. Örebroområdet ligger i den västligaste delen av den nordvästliga spricktopografins utbred-ningsområde. De äldsta av de topografiskt väl markerade nordvästliga rörelsezonerna har mycket hög ålder (Asklund 1923) och är delvis to m äldre än Smålandsgraniternas intrusion (Gorbatshev 1971), vilken skedde kort efter den egentliga svekofenniska bergskedjeveckningens slut. Rörel-ser längs nordvästliga spricksystem har utlösts gång på gång, t ex både före och efter intrusionen av de diabaser, som tillhör Hällefors-Breven svärmen (Krokström 1936, Gorbatshev 1961). Den nordvästliga sprick-

tektoniken är väl representerad inom kartbladsområdet och har gett upphov till många av områdets bäst utbildade krosszoner och sprickdalgångar. Betydande rörelser har förekommit längs förkastningar i denna riktning. Horisontalförskjutningar på över en kilometer har noterats i den dalgång, som sammanbinder Väringens sydspets med Kärstaområdet vid Hjälmaren. Kraftiga rörelser har även förekommit kring Glanshammar, i östra delen av Väringen, längs Blixterboda- och Fellingsbromassivens västgräns mellan Gällingen och Arbogaån m fl ställen. De nordvästliga rörelsezonerna åtföljs av breda stråk av krossad berggrund och utgör trots partiell hopläkning fortfarande utpräglade svaghetszoner i berggrunden.

Rörelser i förkastningssystemet mellan Väringen och Kärsta har även utlösts längs sprickor som går i nordnordvästlig riktning. Två mycket stora nordnordvästliga förkastningslinjer kan urskiljas som anomalibälten på den flygmagnetiska kartan. Den ena av dessa linjer går från Götarsvik vid Hjälmaren (5 h) över Djupadal (7 g) och Gillberga till Steneby och Stensta (9 f—g). Linjen framträder topografiskt även i Fellingsbrogranit, men kan inte följas flygmagnetiskt genom graniten, som har en relativt hög magnetisk totalintensitet. Den andra berör kartbladets yttersta nordosthörn och markeras där av den djupa dalen vid Brandfors (9 j). Båda dessa linjer kan följas tvärs igenom hela Sörmland och vidare mot NNO, till dess att de försvinner i Dalarnas porfyr-sandstensområde. De sammanfaller i sin norra sträckning med stora, raka, nordnordostliga diabasgångar. Eftersom berggrunden inte är blottad i förkastningszonernas centrala delar kan man inte med säkerhet avgöra, om de båda stora nordnordostliga zonerna innehåller diabas även inom bladområdet Örebro NO. De båda stora såväl topografiskt som flygmagnetiskt markerade linjerna sammanfaller till sin riktning, om än möjligen inte till sin ålder, med sprickor, som tillhör en inom bladområdet vitt spridd och topografiskt betydelsefull sprickgrupp med nordnordvästlig till nordnordostlig strykning. Det är här fråga om ut hålliga, ibland av kvartsläkt breccia markerade sprickor. Av bergartsfördelningen att döma har emellertid inga stora horisontalförskjutningar förekommit i denna riktning. Sprickor med nordnordvästlig till nordnordostlig orientering är utpräglat dalbildande. Detta beror delvis på att denna riktning sammanfaller med landisens huvudsakliga rörelseriktning inom bladområdet. Den nordnordostliga till nordnordvästliga topografin betonas därför ytterligare av isens skulpterande verksamhet och av den i området förekommande drumlin-topografin, till vars goda utbildning de av sprickgruppen bestämda hällkonturerna i sin tur torde ha bidragit. Sprickorna i

den nordnordvästliga till nordnordostliga gruppen har ofta ett något slingrande förlopp. De grenar sig gärna och övergår delvis i sprickor som tillhör andra spricksystem. Detta sker t ex i den välmarkerade dalen mellan Fellingsbro och Valmossen (9 h), som bl a innehåller krossbergarter med pegmatitliror och nybildade stora fältspatkristaller. Den markerar därför sannolikt en rörelsezon, vars ursprung går tillbaka till sensvekofennisk tid. Det är därför inte lätt att avgöra, huruvida vi här har att göra med ett enda spricksystem eller med två eller flera olika nära sammanfallande sprickorienteringar, som alla till slut utmärkts av samma rörelsekaraktär. Distinkta nordnordvästliga och nordnordostliga sprickorienteringar förekommer enligt Müllern (1971) på bladet Örebro SV. Nordnordostligt strykande rörelseplan har stor betydelse i Vättertrakten och fortsätter därifrån mot NNO. De gör sig av allt att döma fortfarande gällande på bladen Örebro SV och NV, men har ringa betydelse på bladet Örebro NO.

Större sprickzoner med nordostlig orientering är förhållandevis svagt representerade inom bladområdet. De har ställvis i likhet med de nordvästliga sprickorna fungerat som skjuvzoner och tolkas därför av Lundegårdh (1971) som den andra shearytan i en tektonisk deformationsellipsoid. Förskjutningarna längs nordostliga rörelsezoner är på bl. Örebro NO till sin verkan på intet sätt jämförbara med rörelser i nordvästlig riktning och har en ganska ringa topografisk effekt.

Müllern (1971) hänför områdets sprickor till två tektoniska deformationsellipsoider med en eller flera prekambrika och en permisk spricktektonisk fas. De nordnordvästliga sprickorna är enligt detta betraktelsesätt den prekambrika deformationsriktningens tensionssprickor, medan en västnordvästlig riktning spelar samma roll i den permiska deformationsellipsoiden. Båda dessa sprickriktningar markeras av diabasgångar, som emellertid i båda fallen torde vara jotniska. De övriga sprickriktningarna kan sedan betraktas som den prekambrika, respektive permiska deformationsellipsoidens skjuvriktningar. Att ställa upp deformationsellipsoider kan ofta vara en givande utgångspunkt för tektonisk analys. Detta förfaringssätt tar emellertid vanligen inte hänsyn till andra än tangentiellt, dvs i jordytans plan verkande krafter och förutsätter vidare, att relationerna mellan de olika rörelseplanen och deras ålder är kända i detalj. Det finns skäl att anta, att den geologiska utvecklingen i det förhållandevis sena, dalslandiska rörelseområdet i Västsverige har spelat en stor roll för Örebrotraktens förkastnings- och spricktektonik. Brottlinjer med samma orientering har under tidernas lopp omväxlande fungerat som skjuvzoner

och som tensionssprickor. Man finner sålunda, att plan med nordnordvästlig orientering uppträdde som skjuvzoner under Gåstamalmernas deformation, som tensionssprickor under de nordnordvästliga jotniska diabasernas intrusion, som skjuvzoner i förkastningssystemet i trakten av Kärsta och Lillkyrka och sannolikt åter som tensionssprickor under den nordnordvästliga till nordnordostliga dalbildande spricktopografins utbildning. Liknande synpunkter kan även anföras beträffande de övriga sprickorienteringarna. En brottzon, som tillhör förskjuvningszonen mellan Väringen och Kärsta, har senare, under den efterordoviciska, möjligen permiska, deformationsperioden fungerat som förkastningsbildande tensionsspricka längs Väringens raka sydväststrand. Nordvästliga brottlinjer med påvisbara skjuvrörelser utnyttjades även ofta vid intrusionen av sådana jotniska diabaser, som tillhör Hällefors-Brevensvärmen. Man finner således, att de spänningar, som rådde vid de olika spricksystemens bildning, sedan dess väsentligt förändrats, och att varje påvisad sprickriktning nu kan tänkas vara öppen. Likartade förhållanden råder även på de angränsande kartbladen (Müllern 1971).

Den flygmagnetiska kartan visar ett större antal långsmala västnordvästliga anomalier. Dessa anomalier uppträder gärna svärmvis och sammanfaller ofta, dock inte alltid, med diabasgångar, som tillhör den ostvästliga Hällefors-Brevengruppen. Undersöker man diabaserna i detalj, finner man, att deras väsentligen västnordvästliga sträckning ofta sammanställs av kortare ostvästliga och nordvästliga avsnitt. Sprickbildningen under diabasernas intrusion har således påtagligen följt tidigare förefintliga ostvästliga och nordvästliga svaghetszoner. Den västnordvästliga sprickriktningen har påfallande svag topografisk inverkan. I fält finner man ofta, att de med diabaser associerade västnordvästliga sprickorna är helt utläkta. En sen västnordvästlig sprickriktning förekommer dock i de kambro-ordoviciska bergarterna på Närkeslätten (Larsson enl. Müllern 1971). Den kan även vara företrädd inom bladområdet Örebro NO.

Mer eller mindre ostvästliga rörelseplan har spelat en viktig roll under områdets tidiga geologiska utveckling. De sammanfaller med den regionala veckaxelriktningen och med berggrundens allmänna strykning och har därför verkat som glidplan redan under de svekofenniska bergarternas veckning. Riktningen har stor betydelse som avlossningsyta i de skiktade suprakrustala bergarterna, som gärna spaltas längs glimmerbelagda gamla glidplan. Berggrundens ostvästliga strykning påverkar hållgruppernas och de enskilda hållarnas detaljkonturer i området söder om Arbogaån. Dock

rör det sig här snarare om skillnader i vittringsmotstånd, som beror på de enskilda skiktens olika kornstorlek och sammansättning, än om påverkan från en enhetlig ostvästlig sprickteknik. Någon välutbildad allmän ostvästlig topografi förekommer inte inom bladområdet, vilket delvis beror på, att det faktiskt på få undantag när saknas större outläkta ostvästliga sprickzoner, och delvis på att den ostvästliga riktningen är ungefär vinkelrät mot landisens rörelseriktning. Ostvästliga bergribbor har därför blivit nedbrutna och ostvästliga dalar igenfyllda med glaciala avlagringar. En bidragande orsak torde även vara, att den efterordoviciska förkastningstektoniken uppdelat området i stora, svagt mot söder lutande block, vilket gynnat en nordsydlig erosionstopografi.

Den efterordoviciska förkastningstektoniken har stor betydelse för hela Mellansveriges topografi och för de paleozoiska bergarternas nuvarande utbredning på Närkeslätten. De kambriska bergarterna ligger på en mycket jämn urbergsyta. Detta jämna plan, det subkambriska peneplanet, utbildades under en lång nedbrytningsperiod, som föregick det underkambriska havets transgression. Det subkambriska peneplanet kan följas som toppnivån för de högsta hållarna även i områden, där kambriska bergarter numera saknas. Sprick- och karstrumsfyllnader av sandsten i marmorstråken vid Glanshammar utgör direkta belägg för ett nära samband mellan detta område, Kägslans höjdplatå och det prekambrika peneplanet. Den jämna, av flackt liggande paleozoiska bergarter täckta urbergsytan sönderstyckades sedermera av stora blockförkastningar, som dels bildar Kilsbergens brant mot Närkeslätten, och dels de något oregelbundna, i stort sett ostvästliga förkastningsbranter, som genomkorsar hela Hjälmars och Mälarbäckenet. Förkastningsbranternas i detalj oregelbundna förlopp beror på att brottplanen i stor utsträckning följt tidigare, prekambrika, svaghetszoner och rörelseplan. De efterordoviciska förkastningsrörelsernas exakta ålder är osäker, men vissa, av J. Eklund (1961) närmare behandlade omständigheter talar för en väsentlig rörelseperiod under permisk tid. Såväl tidigare som senare rörelser kan dock ha förekommit (Fromm 1971).

De stora efterordoviciska brottzonerna representeras på bl. Örebro NO av den höga förkastningsbrant, som sträcker sig tvärs över hela bladområdet och begränsar Arbogaåns dalgång mot söder. Förkastningsbranten sammanfaller i sin västliga del med den stora nordvästliga skjuvzon, som sammanbinder Väringen med Kärstaområdet. Den kan på andra håll uppdelas i raka ostvästliga, nordvästliga och nordostliga delavsnitt, som följer äldre, prekambrika brottlinjer. Till den efterordoviciska förkastningstek-

toniken hör sannolikt även välutbildade förkastningsbranter SSO och V om Medåkers kyrka. Nästa stora ostvästliga efterordoviciska förkastningszon återfinns först långt söderut, vid Hjälmarens södra strand. Hela området mellan Arbogaån och Hjälmarens sydstrand har således betett sig som ett enhetligt block, som fått en svag sydlig lutning (profil, fig. 12). Längs Arbogaån går gränsen mot grannblocket i norr, som likaledes slutar mot söder. Rörelserna i förkastningszonen längs Arbogaån har således inneburit, att det södra blocket höjts i förhållande till det norra. Den kambriska sandstenen vid Sörängen har bevarats vid förkastningsbrantens fot. Förkastningens språnghöjd kan uppskattas med ledning av det prekambrika peneplanets läge på Käglan och den kambriska sandstenens sannolika mäktighet. Den uppgår till 85 ± 15 meter. Själva förkastningsbranten är starkt eroderad och täckt av morän och kvartärt svallgrus, vilket gör det omöjligt att direkt iaktta rörelseytorna och uppskatta deras stupning. Små, med förkastningsbranten parallella rörelselinjer har oftast brant nordliga stupningar. Dessa stupningar överensstämmer med den allmänna bild, som erhållits vid uppborrning och detaljerade seismiska undersökningar av några av de stora postordoviciska brottzonerna på Närkeslätten och på andra håll i Mellansverige. Det rör sig här oftast om flerdubbla brottytor i sönderbrutna flexuromböjningar med nedglidning av det sänkta blocket (Fromm 1971).

Alla de ovan behandlade rörelse- och brottzonerna har, såvitt känt, mer eller mindre brant stupning. Rörelser längs flacka plan och flackt stupande större brottlinjer har inte iakttagits med säkerhet. Fellingsbro- och Blixterbodamassivens södra kontaktzoner verkar emellertid vara avklippta, vilket kan tyda på att flackt eller medelbrant mot syd stupande rörelseplan kan förekomma inom detta område.

Alla de på den tektoniska kartan markerade förkastningarna och sprickplanen utgör potentiella svaghetszoner i berggrunden. Förkastningsbranten längs Arbogaån och de större nordvästliga rörelsezonererna åtföljs med säkerhet av breda zoner med småsprickigt och "ruttet" berg. Stora delar av kartbladsområdet är täckta av morän och lera, och de enskilda mindre spricklinjernas exakta sträckning kan därför vara i detalj något osäker. Det kvartära jordtäcket gör även att de iakttagna och av flygbilder framtolkade sprickzonernas frekvens varierar mellan kartbladets olika delområden. Sprickornas orientering har i fält uppmätts på flera lokaler. Det visar sig då, att de mindre sprickornas orientering och frekvens varierar starkt och påtagligen beror på bl a skiffrihetens och lagringens lokala orientering.

Det går således inte att lämna en enhetlig, för hela området giltig sammanfattning, och varje ur teknisk synpunkt intressant terrängavsnitt bör undersökas för sig. Sprickbilden varierar t o m mellan närliggande lokaler, och tolkningen erfordrar i varje enskilt fall en ingående geologisk bedömning. De enskilda lokala sprickdiagrammen publiceras därför inte i samband med föreliggande beskrivning. Generellt kan dock sägas att berggrundens skiffrihetsplan alltid utgör potentiella avlossningsytor och att, för övrigt, de markanta nordvästliga och nordnordvästliga till nordnordostliga spricktektoniska riktningarna påverkar berget inom bladets alla delområden.

Berggrunden, topografin och morfologin

Bladområdets topografiska grunddrag bestäms av den stora efterordoviciska brottzon, som uppdelar berggrunden i ett nordligt och ett sydligt block. Brottzonen markeras av en 20 till 40 m hög, något nederoderad förkastningsbrant. Att förkastningsbranten överhuvudtaget framträder som ett topografiskt betydelsefullt element beror på att den fram till relativt sen tid var täckt av ett skyddande täcke av lätteroderade paleozoiska bergarter. Tektoniska rörelser under tertiär tid kan möjligen ha bidragit till att ytterligare framhäva förkastningsbranten. De äldre, prekambrika förkastningsbranterna, som av allt att döma måste ha funnits inom området, är däremot helt nederoderade. En mindre, sannolikt efterordovicisk förkastningslinje går i en båge från området norr om Jädersbruk (7 j) förbi Medåker och vidare västerut mot Ekeby och Nyckelby. Smärre avbrott i det subkambrika peneplanets toppkonstans antyder, att mindre betydelsefulla efterordoviciska rörelser även skett längs andra av bladets spricklinjer, t ex i dalgången från Ullersätter (8 f) över Ringaby, Kägleborg och Munkaboda till Hjälmaren öster om Götarsvik. Den svaga sydliga lutning, som bladområdets två delblock fått under den postordoviciska rörelseperioden, gör att avrinningen i de båda blocken går från norr till söder. Blockens norra delar utgör höjdområden, medan de södra delarna upptas av sjöarna Väringen och Hjälmaren samt av relativt stora sammanhängande lerslätter vid Ringaby-Fellingsbro och längs Hjälmarens norra strand. Den postordoviciska förkastningsbranten avgör även Arbogaåns sträckning i stort. Åvindlingarna mellan Medinge och Frötuna bestäms däremot av de väl

markerade nordvästliga och nordnordvästliga rörelselinjer, som behandlats i föregående avsnitt. De topografiska detaljerna inom bladområdets båda stora delblock påverkas främst av den i stort sett nord-sydliga, mellan nordnordost och nordnordväst svängande spricktektoniken, och i andra hand av större sprickdalar i nordvästlig och nordnordvästlig riktning. Den nord-sydliga till nordvästliga allmänriktningen accentueras ytterligare av kvartärtidens morfologi, där de båda stora nord-sydliga glacifluviala åsarna framträder som kraftigt utbildade formelement. Kartbladsområdets småbrutna terräng gör att moränrygg-topografin är betydligt sämre utbildad än på Närkeslätten längre i sydväst. Den i stort nord-sydliga orienteringen hos många sprickbegränsade berghällar kongruerar dock även här med isens formbildande verksamhet.

Berggrundens veckningstektonik och bergarternas art spelar en i jämförelse med spricktektoniken underordnad topografisk roll. Bladområdet kan därför på det hela taget karakteriseras som en typisk förkastnings- och sprickterräng. Berggrundens beskaffenhet har dock en viss topografisk och morfologisk betydelse. Större medelkorniga grönstenar bildar gärna markerade höjder, som t ex Vidalsåsen (9 j) och kullarna mellan Björkebo och Hörarängen (9 j), samt små, uppstickande hållgrupper i leptiterrängen söder om Arbogaån. De stora granitmassiven vid Fellingsbro och Blixterboda är på det hela taget något mer eroderade och åkerrika än omgivande leptit- och gnejsgranitområden. Granitberggrunden är visserligen i sig själv rätt hård, men spaltbarheten i de större fältspatkornen och den grova kornstorleken erbjuder dock relativt goda angreppsmöjligheter för frost- och solsprängning. Detta yttrar sig i benägenhet för grusvittring. Granitens riktade egenstruktur är svag och klåven glesa och raka. Isen har därför gärna brutit upp graniten i stora, regelbundna block. Graniterrängen utgör bladets bästa exempel på ren spricktopografi med ganska stora, av branta sidor begränsade hållar och hållkomplex.

Skillnaden mellan gnejsgranit- och leptiterrängerna är inte särskilt stor. De bandade och ofta starkt skiffrika leptitbergarterna danar dock gärna en något mera småbruten, på små hållar och sänkor rikare topografi än gnejsgraniterna. Iserosionen i terrängen söder om Arbogaån, där leptitberggrundens branta planstruktur stryker vinkelrätt mot isens rörelseriktning, skedde ibland genom att hela skivor av leptit bröts av på hållarnas läsidor. De större hållarnas läsidor och kanter har därför ofta en brant och småtaggig detaljmorfologi. Skifferområdet i kartbladets sydvästra del är på det hela taget föga motståndskraftigt mot erosion och bildar en åkerrik dal-



Fig. 15. Förskiffringen i leptiterna sammanfaller nära med leptiternas lagring. De glimmerklädda förskiffringsytorna utgör spaltbarhets- och avlossningsplan. Sprängd vägskäring SV om Lindhagen (5 g).

slätt. Dolomitmarmorn är en i jämförelse med skiffern seg och sprickfattig bergart och uppbygger därför markanta höjdstråk mellan Glanshammar och Lillkyrka samt mellan Björka stenbrott och Skogsberg. Smådalarna och sänkorna ligger här gärna i berggrundens strykningsriktning och följer framför allt de närmast marmorn anstående, finbandade, finkorniga leptiterna. Dessa leptiter är visserligen i sig själva mycket hårdare och motståndskraftigare än skiffern och marmorn, men samtidigt är de sprödare och har en mycket sämre förmåga till utläkning av äldre sprickor. De uppvisar därför en tät, helt oläkt småsprickighet, som erbjuder goda angreppsmöjligheter åt erosionen. Skillnaden mellan de olika bergartslagren försvinner i trakten av Kärsta och neråt Hjälmarsstranden, där även marmorn krossats av sen sprickighet i den stora nordvästliga till nordnordvästliga förkastningszonen.

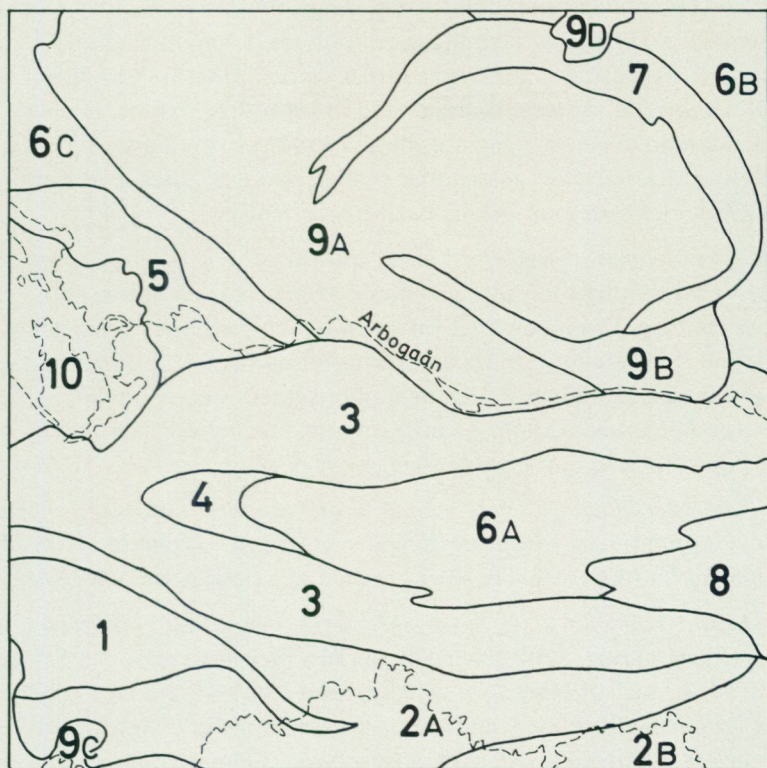


Fig. 16. Kartbladets delområden.

Kort karakteristik av kartbladets olika delområden

Bladområdet har i fig. 16 indelats i relativt homogena delavsnitt:

1. *Marmor-skifferområdet vid Glanshammar*. De flesta bergarterna i detta område är förhållandevis mjuka. De bandade leptiterna utgör dock ett undantag. Den grå andalusitkiffern är en bergart, som genom omkristallisation och småveckning blivit seg och kompakt samt föga spaltbar längs skiffrighetsplanen. Den skiljer sig i detta avseende från andra vanliga skifferbergarter. Den höga glimmerhalten gör dock, att den sannolikt är föga motståndskraftig mot belastning. Denna synpunkt gäller även svartkiffern, som dock är något hårdare, mindre småveckad och lättare spaltbar i skiffrighetsplanens riktning. Sulfidimpregnerade partier vittrar täm-

ligen lätt. De bandade leptiterna är finkorniga, mycket hårda bergarter utan spaltbarhet i lagringens riktning men ofta med välutbildad oläkt småsprickighet, åtminstone i jordytans närhet. Sprickfrekvensen är lägst i marmorn och den grå skiffern. Talrika band av leptit förekommer ställvis i det norra marmorstråket och utgör goda avlossningsytor. Områdets östra del (trakten av Kärsta, 5 g) genomdras av flera stora rörelsezoner, där berggrundens sprickighet ökar och hållfastheten är nedsatt.

2a. *Tjockbankade, sega, fint medelkorniga eller finkorniga porfyriska leptiter* med måttliga till låga glimmerhalter och få avlossningsytor i lagringens riktning. Dessa bergarter bildar en på det hela taget homogen, stark berggrund. Större rörelsezoner utgör svaghetsområden. Området är fattigt på amfibolitstråk. Huvudkonglomerathorisonten längs områdets norra gräns (jfr berggrundskartan) är dock mycket inhomogen och delvis tunnbandad, med bl a framträdande inslag av svaga skifferlager.

2b. *Området liknar 2a ovan, men är starkt gensatt av granit och pegmatit*, som uppträder i form av gångar och diffust avgränsade stråk. Ren granitberggrund finns ställvis, men graniten är tämligen inhomogen.

3. *Leptiterräng med delvis mycket starkt förskiffrade bergarter* med nära vertikal lagring. Skiffriheten är starkast mellan Urvala och Storängstorp (7 i—j), mellan Ringstorp och Karltorp (6—7 f—g) och i trakten av Tjugestasjon. Rikligt med amfibolitlager förekommer. Utpräglad avlossning iaktas längs skikt- och skiffrihetsplanen. Glimmerrika leptiter utgör områdets svagaste, röda porfyriska leptiter områdets mest homogena och starkaste delar. Lokala zoner med krossat berg uppträder längs NV- och NNV-förkastningar. Svag berggrund finns i och nedanför den förkastningsbrant, som begränsar området mot norr.

4. *Leptiterräng med mera homogen, finkornigare, mindre skiffrig och på det hela taget starkare berggrund än delområde 3.*

5. *Oenhetlig ytbergartsberggrund* med medelbranta till branta stupningar ut från Väringen. Frekvensen av pegmatitgångar är måttlig, men några större pegmatitklumpar finns. Relativt sega, motståndskraftiga leptitbergarter dominerar i norr och finkornig hård amfibolit i söder. Dessa bergarter genomdras dock av starkt sulfidimpregnerade, ”ruttna”, lättvittrade zoner.

6a, b och c. *Rätt homogen gnejsgraniterräng* med måttlig skiffrihet. Skiffriheten är dock stark i en bred zon längs gränsen mellan delområden

6c och 9a, där berggrunden är krossad och delvis svag. Skiffriheten är förhållandevis stark även i NV-delen av område 6c, där ställvis markant tendens till uppsprickning iaktas i skiffrihetens riktning. Leptit- och amfibolitstråken är få (jfr berggrundskartan).

7. *Starkt skiffrig zon i gnejsgraniten utmed Fellingsbromassivets gräns*, med gångar av granit. Skiffriheten upplöses delvis av stora fältspatögon, men de riktade strukturerna är på det hela taget mer utpräglade än i områdena 6a—c.

8. *Migmatitisk*, delvis småveckad, delvis ådrig, ganska seg och i stort sett enhetlig *berggrund* med riktad struktur, men utan leptiterrängens (område 3) utpräglade skiffrihet och spaltbarhet. Förhållandevis stark granitådring förekommer.

9a. *Fellingsbro- och Blixterbodamassiven*. Dessa visar en nästan helt massformig, grovkornig röd granit. Berggrunden är mycket enhetlig och homogen med glesa klåv men lokal grusvittring. "Ruttet berg" uppträder längs större dalstråk, som vanligen stryker i NV och NS.

9b. *Medel- till finkornig, ganska homogen röd granit*, som utgör en stark berggrund. En förkastning bildar områdets östgräns.

9c. *Blandområde mellan granit och ofta förgrovd leptit*, på det hela taget utan leptitområdets skiffrihet. Berggrunden är oftast massformig, frisk och stark.

9d. *Granit med inslag av gnejsgranit*.

10. "Ödebykupolen", som utgör ett mycket inhomogent område med olika gnejser, gnejsgraniter, graniter och grönstenar. Flertalet bergarter är starkt omkristalliserade, vilket ger denna terräng en trots allt rätt enhetlig bergmekanisk prägel utan särskilt markanta riktade strukturer och mera framträdande skiffrihet. Stora rörelsezoner och förkastningar finns utmed eller i närheten av Väringsens stränder. Mellan Väringen och område 3 är en del av urberget täckt av kambrisk sandsten.

Vackra mineralkrystaller, som kan intressera samlare, finns i Glanshammarområdets svartskiffer (granat), i den grå skiffern (andalusit), i pegmatiter (glimmer och fältspat), i den gamla Glanshammarsgruvans varp (sulfidmineral, serpentin och kvartsdruser) samt i övergivna gamla stenbrott och skärpningar, särskilt inom det östra marmorstråket vid Arboga (skarnmineral).

Summary: Solid-rock geology

The rocks of the quadrangle area Örebro NO are mainly Svecofennian metamorphics and magmatics. Their age, which can be estimated by analogy with radiometrically dated equivalents in adjoining parts of the country, is approximately 1 800—2 000 m.y.s. Later periods are represented by a swarm of dolerite dikes and minor occurrences of Cambrian sandstone.

The Svecofennian rocks can be subdivided into several groupings, which include supracrustals, two suites of granitoid plutonics, and a set of hypabyssal metabasic dikes.

The supracrustals are the earliest preserved lithological units and comprise sediments as well as predominantly acid metavolcanics. Substantial parts of central Sweden have a rather uncomplicated supracrustal stratigraphy, which, allowing for some simplification, can be described as a dualism of lower metavolcanics (so called "leptites") and upper clayey-sandy sediments (Sundius 1923). The rocks of the quadrangle Örebro NO do not, however, quite conform with this "classical" pattern. There are, to be sure, areas dominated by schist-marble and leptite respectively, but the segregation is by no means clean-cut and the lithological association is characterized by rather close interbedding of sediments with rocks of definite or probable volcanic provenience.

The leptites are fine-grained recrystallized rocks, which usually have simple polygonal honeycomb fabrics, sometimes modified by orientated gneissic texture. Quartz- and feldspar-porphyritic types are rather common. The overall composition is granitoid, but intermediate and still more basic varieties exist and pass into supracrustal amphibolites. As different from conditions in some other parts of the central Swedish Svecofennian, most of the leptites appear to be alkali-intermediate with Na/K ionic ratios between 0.5 and 2. Potassic leptites are, however, prominent in places, which is particularly true of the area between the principal beds of marble and the "Main Conglomerate Unit" (KGL in the tectonic map) in the southern part of the quadrangle area.

Fragment-bearing agglomeratoid rocks are fairly common. As has been argued by Gorbatshev (1969), most leptites are volcanics or short-transported redeposited volcanics, but admixtures of orthosedimentary material occur particularly in micaceous leptites and in finely laminated leptitoid rocks, which usually are sodic and restricted to certain stratigraphical levels.

Sediments proper comprise carbonate rocks and clastics, which range from schists to conglomerates. Regional graded graywackes are not represented in the area, but some argillites show faint relics of graded bedding. The principal metaargillite area is in the southwestern part of the quadrangle. It comprises gray andalusite-mica schist and black graphite-bearing slate/schist with minor quartzite, leptite, and skarn interbeds. Further occurrences of mica schist are found throughout the leptite terrains. Some of these units reach more than 100 meters in thickness, but the majority are thin laminae interspersed between leptite beds. Metasandstones, "quartzites", occur throughout the stratigraphical column and sometimes pass into rudite units. The principal gravelly-stony

rocks are in the Main Conglomerate Unit ("Huvudkonglomeratet"), which traverses the quadrangle area and is repeated by folding. While conglomerates are important at this stratigraphical level, they do not comprise more than 20—30 % of the Main Conglomerate Unit, the rest of its component rocks being quartzites, schists, and laminated and massive leptytes, which commonly have agglomeratoid, fragment-bearing development.

Carbonate rocks occur in the easternmost and southwestern parts of the quadrangle area. The rock in the southwest is predominantly a rather pure dolomite marble. The carbonate rock in the east is richer in calcite and abounds in skarn silicates.

The supracrustal rocks of the Örebro area are commonly isoclinally folded and moderately to strongly schistose. Recrystallization makes it difficult to identify the individual folds as anticlines and synclines and establish the stratigraphical top-bottom relations. There are some general features which remind of the classical Svecofennian stratigraphy of Sundius (1923), but actual observations of relic cross-bedding and grading do not quite support an interpretation on these lines and the problem of stratigraphical succession could not be solved unambiguously.

The supracrustal rocks of the quadrangle and adjoining areas have been considered in greater detail in another context (Gorbatshev 1969). Chemical analyses and some mineral compositions are given in Tables 2 through 4.

The earliest Svecofennian plutonics form a differentiated sequence, which ranges from subordinate gabbro (oldest), through predominant granodiorites to late granites. This whole sequence has a trondheimitic calcalkalic compositional trend and throughout moderately high Na/K ratios. The early Svecofennian plutonics have been affected by subsequent Svecofennian folding and foliation and are all moderately to distinctly gneissic. This occasions their Swedish denomination of "gnejsgranit", which roughly corresponds to the term "granite-gneiss" of international usage. There are also actual gneiss-granites, i.e. rocks derived from the recrystallization of gneisses, but these are not very common in the area, at least not as far as local, in-situ origin is concerned.

The early Svecofennian plutonics are separated from the late Svecofennian granites by one or several generations of amphibolite-metabasite dikes (originally dolerites). Hypabyssal metabasites are common in the Örebro area and usually conform with the direction of foliation in the supracrustals and older plutonics. It is thus customary to subdivide the Svecofennian plutonic intrusion activity into two periods, an early one which is termed "primorogenic" and a late "serorogenic", separated by what is considered to be a period of intra-orogenic quiescence, fracturing, and basic hypabyssal intrusions. It can be established clearly that the early plutonics break up the supracrustals. The massif boundaries, however, conform essentially with the fold shapes and the bedding and foliation directions of the supracrustal rocks. It is also clear, that the basic hypabyssals cut both early plutonics and supracrustals, but do not penetrate the late Svecofennian granites. Further interpretation of the events

and causes of course depends on the adopted philosophy of orogenic evolution and will not be considered further in this context.

The late Svecofennian orogenic plutonics have simple granitic overall compositions and, as different from the early plutonics, associate with numerous pegmatites and extensive veining and migmatitization. This has been interpreted to suggest derivation by anatectic remelting of the earlier Svecofennian rocks. Some migmatites are local contact phenomena, the greater part, however, belongs to regional developments, which affect substantial parts of the central Swedish Svecofennian. The quadrangle area Örebro NO is at the northwestern fringe of a large migmatitization area in the Mälaren-Hjälmaren basin. Actual regional migmatites, which are not tied up with individual granite intrusions, occur only in the southeastern part of the map area.

The late Svecofennian plutonics can be subdivided into several types of occurrence, which differ in their pattern of intrusion tectonics. Two large diapiric massifs of coarse, somewhat porphyritic granite (Fellingsbro- and Blixterboda massifs in the tectonic map) occur in the central and northern parts of the area. A third one touches on the northern fringe of the quadrangle. Still another appears to occur below the area described as the Ödeby cupola ("Ödebykupolen") in the tectonic map. In that area there is some migmatitization, extensive rock hybridization, and occurrences of fine- to medium-grained granites, but only subordinate bodies of throughbreaking coarse-grained granite.

Fine- to medium-grained granites form some coherent bodies, as for instance in the coarse-grained massif around Fellingsbro. These granites, however, occur most commonly as unsharply delimited inclusion-rich belts, which pass into aureoles of networks of pegmatite, granite, and aplite dikes. This mode of occurrence is general in the southern part of the quadrangle area.

The facies of metamorphism is epidote-amphibolitic to amphibolitic. The highest grades are found towards the southeast and also, locally, in the vicinity of late Svecofennian granite bodies. Muscovite and biotite normally occur together, the development of cordierite being restricted to a few highly oxidized rock units. Garnet occurs sporadically in the southeastern migmatite area, but otherwise only in rather Ca-rich rocks (skarns etc). Epidote is common. The normal aluminosilicate is andalusite. The present mineral associations are usually postdeformational and thus late Svecofennian.

The pattern of folding strikes east-west and is nearly isoclinal in the southern part of the quadrangle, but more fortuitous in the north, where there is considerable disturbance due to diapiric massifs of late Svecofennian granite. The basic pattern of isoclinal folding has wavelengths of an order of magnitude of 10 kilometers and very large amplitudes. The folding axes dip gently. Concomitant or superimposed is local folding on a minor scale. The direction of the minor folds either coincides with that of the larger ones or implies folding around axes plunging more or less steeply towards the east.

The earliest identifiable faults are marked by wholly healed quartz-breccias, which associate with bodies of late Svecofennian granite (e.g. the zone between

Lake Gällingen and Fellingsbro). They have thus obviously been formed during the late stages of the orogenic development.

Later than the Svecofennian are so called Jotnian dolerites, which form swarms of WNW—ESE-trending dikes. The chronology term "Jotnian" is in this particular case somewhat indefinite and covers an extensive lapse of time between the end of the Svecofennian orogenic evolution and the onset of the Paleozoic.

Paleozoic rocks comprise one single outcrop of Middle Cambrian sandstone and some fissure-filling "sandstone dikes" in the dolomite of the southwestern part of the quadrangle. It is feasible that coherent Lower Cambrian sandstone occurs below the waters of Lake Hjalmaren along the southern margin of the map area.

The basic pattern of topography is determined by sub-Cambrian peneplanation and Postordovician fault escarpments, which in general strike east-west and subdivide the region into blocks tilted gently towards the south. The Postordovician faulting commonly utilizes older, Precambrian, faults. The principal sets of Precambrian faults and fractures trend northwest and north-northwest to north-northeast. There is considerable horizontal displacement along, particularly, the northwesterly faults.

The quadrangle area contains no substantial occurrences of iron ore. Mining has been restricted to cupriferous pyrites occurring in zones of foliation and dislocation in an amphibolite-leptite terrain in the west central part of the quadrangle area (Gåsta mine) and to argentiferous galena-arsenopyrite veins in marbles, particularly in the Glanshammar area in the southwest. These mineral resources are rather insignificant. Mining in the Glanshammar area has medieval traditions, but has been abandoned since the middle nineteenth century. The largest mine was just to the northwest of Glanshammar church. The Gåsta copper mine was abandoned after World War I. Large-scale marble quarrying is in progress in the two belts of dolomite in the Glanshammar area. The quarried stone is used either for building and ornamental purposes or is being crushed. Subterranean quarrying has been conducted since 1966. In all the occurrences of carbonate rock in the quadrangle area there are numerous abandoned old quarries, which are suitable for the collection of skarn minerals. Skarn minerals are particularly abundant and diversified in the east, close to Arboga town just outside of the map area. Sulphides and other vein minerals can be found in the waste heaps of Glanshammar mine. The pyrites in the waste of Gåsta mine are strongly weathered and not very spectacular.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges Geologiska Undersökning

- ASKLUND, B., 1923. Bruchspaltenbildningen i sydöstlichen Östergötland nebst einer Übersicht der geologischen Stellung der Bruchspalten Südostschweden. GFF, 45, 249—285.
- BLOMBERG, A. och HOLM, G., 1902: Geologisk beskrifning öfver Nerike och Karlskoga bergslag samt Fellingsbro härad. SGU Ca 2.
- EKLUND, J., 1961: Kumlabygden, del I. — Kumla.
- FROMM, E., 1971: Den kambro-ordoviciska berggrunden i Beskrivning till berggrundsbladet Örebro SV. SGU Af 101.
- GORBATSCHEV, R., 1961: Dolerites of the Eskilstuna region, eastern central Sweden. SGU C 580.
- GORBATSCHEV, R., 1969: A study of Svecofennian supracrustal rocks in central Sweden: Lithological association, stratigraphy, and petrology in the northwestern part of the Mälaren-Hjälmaren basin. GFF, 91, 479—535.
- GORBATSCHEV, R., 1971: Age relations and rocks of the Svecofennian-Gothian boundary, Linköping, south central Sweden. SGU C 664.
- GUMAEIUS, O., 1873: Beskrifning till kartbladet "Örebro". SGU Aa 48.
- HUMMEL, D., 1873: Beskrifning till kartbladet "Linde" SGU Aa 47.
- KROKSTRÖM, T., 1932: The Breven dolerite dike. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 23, 242—330.
- KROKSTRÖM, T., 1936: The Hällefors dolerite dike and some problems of basaltic rocks. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 26, 113—263.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1970: Stenar i färg. Sjätte uppl. Stockholm.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1971a: Den prekambrika berggrunden i Beskrivning till berggrundsbladet Örebro SV. SGU Af 101.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1971b: Nyttosten i Sverige. Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- MAGNUSSON, N. H., 1962: De prekambrika bergarterna utanför fjällkedjan. I Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. SGU Ba 16.
- MÜLLERN, C. F., 1971: Berggrunden i Beskrivning till hydrogeologiska kartbladet Örebro SV. SGU Ag 1.
- SIDENBLADH, E., 1862: Några ord till upplysning om bladet "Arboga". SGU Aa 2.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. SGU C 312.
- TEGENGREN, F. R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. SGU Ca 17.

KARTBLAD MED BESKRIVNING PRISKLASS 6

Distribueras genom
SVENSKA REPRODUKTIONS AB
FACK, 162 10 VÄLLINGBY 1