

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 105–106

GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTBLADEN
UPPSALA SV OCH SO

SOLID ROCKS OF THE UPPSALA REGION
(MAP-SHEETS UPPSALA SW AND SE)



STOCKHOLM 1972

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH

GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af Nr 105–106

GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTBLADEN

UPPSALA SV OCH SO

Solid rocks of the Uppsala region
(map-sheets Uppsala SW and SE)

STOCKHOLM 1972

ISBN 91-7158-018-2

Redaktör:
Per H. Lundegårdh

C. DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1972

INNEHÅLL

Inledning	5
Metodik	7
Bergarter av sedimentärt ursprung	8
Sedimentbergarternas petrografiska och mineralogiska egenskaper	9
Sedimentbergarternas kemiska egenskaper	37
Konglomerat	49
Bergarter av vulkanogent ursprung	50
Kvartsporfyrer – plagioklasporfyrer	51
Leptiter, basiska leptiter och metabasiter	61
Bandade leptiter, skarnleptiter och glimmerleptiter	68
Kristallina kalkstenar och dolomiter	71
Skarnbergarter	73
Synorogena intrusivbergarter	78
Djupgrönstenar	79
Urgranitsviten (gnejsgraniter och hårtill knutna bergarter)	88
Intraorogena gånger	112
Yngre graniter, apliter och pegmatiter	117
Metamorfos	128
Tektonik och stratigrafi	139
Spricktektonik	146
Diabaser	149
Bergarter och fyndigheter av ekonomisk betydelse	150
Summary: Solid rocks of the Uppsala region (map-sheets Uppsala SW and SE) ..	151
Litteraturförteckning	164

INLEDNING

Berggrunden inom undersökningsområdet kan åldersmässigt helt hänföras till den svekofenniska eller alternativt svekokarelska orogenesen om man bortser från ett fåtal yngre diabasgångar. De yttre åldersgränserna för nämnda orogen har preliminärt fixerats till tiden mellan 2 100 (± 100) och 1 750 (± 50) milj. år i samband med utarbetandet av andra upplagan av den tektoniska Europakartan.

Ytbergarter, mestadels av sedimentursprung (blå), jämte underordnade, vulkanogena bildningar (gula) sådana som kvartsporfyrer, porfyriter och tuffiter utgör områdets äldsta bergarter och upptar tillsammans ca en fjärdedel av den totala undersökningsarealen. Vål hälften av området består av äldre, synorogena (synkinematiska) intrusiv såsom kvartsdioriter, granodioriter och graniter, m. el. m. förskiffrade, jämte anslutna gabbroida led. Återstående fjärdedelen av området domineras huvudsakligen av yngre, serorogena (senkinematiska), massformiga graniter med tillhörande pegmatiter. Mellan nämnda intrusiv av olika ålder uppträder en ur tektonisk synpunkt väl definierad svit av intraorogena, mestadels basiska gångruptiv, vilka är särskilt vanliga inom kartbladet Uppsala SO.

Den äldsta regionala karteringen inom här berörda undersökningsområde ägde rum mellan åren 1863 och 1889 i samband med tillkomsten av kombinerade jordarts- och berggrundskartor i skalan 1:50 000 i Sveriges geologiska undersöknings regi. Icke mindre än sex stycken av dessa gamla kartor berör helt eller delvis utbredningsområdet för de här aktuella kartbladen Uppsala SV och SO, nämligen kartbladen Lindholm, Rydboholm, Sigtuna, Penningby, Fånö och Vaxholm. Av naturliga skäl är, när det gäller berggrunden, dessa kombinerade kartblad ganska svåröverskådliga. Differentieringen i olika bergartsled är dessutom tämligen ofullständig eller direkt felaktig, främst inom kraftigt regionalmetamorfa områden, inom vilka dåtidens karteringar genom frånvaron av tillämpning av genetiska principer helt eller delvis kommit till korta.

En bättre överblick av de geologiska förhållandena ger den av A. E. Törnebohm utgivna, heltäckande berggrundskartan över Mellersta Sveriges Bergslag i skala 1:250 000, inom vars ram det aktuella undersökningsområdet faller (blad nr 6). Kartverket med tillhörande beskrivningar tillkom under åren 1876–1882 och baserar sig dels på äldre kombinerade blad, dels på sex års fältarbeten under Törnebohms ledning.

Denne har satt sin personliga prägel på och samordnat det omfattande materialet. Bland annat har de olika bergartsbeteckningarna i stor utsträckning ordnats efter genetiska principer. Huvuddragen i Törnebohms kartbild kan sägas stämma väl överens med den nu presenterade, ett faktum, som antyder den höga standarden av den Törnebohmska kartan åtminstone inom den speciella typ av berggrund, som delar av Uppland utgör.

Ytterligare ett par arbeten, som berör kartområdet, skall omtalas, nämligen "Studies of some Archean rocks in the neighbourhood of Uppsala, Sweden, and of their geological position" (E. Wiman 1930) och "Den ultrabasiska gabbbron i Roslagen" (P. H. Lundegårdh 1947). I förstnämnda arbete, f. ö. en doktorsavhandling, ingår bl. a. en karta över Vidboområdet i skala 1:50 000, som täcker nordöstra delen av kartbladet Uppsala SV och utgör ca 20 % av dess totala yta. Kartan i fråga är visserligen mera detaljrik än Törnebohms – ett mindre kalkstensstråk i trakten av Vidbo k:a uppmärksammades bl. a. – men f. ö. innebar Wimans nykartering inga väsentliga förändringar av den tidigare kartbild. En betydande mängd data av stort värde från Wimans beskrivning av Vidboområdet har dock i skilda sammanhang kunnat utnyttjas och citeras i det följande. Lundegårdhs arbete berör vad gäller Roslagens gabbromassiv bl. a. de inom kbl Uppsala SO belägna djupgrönstenarna kring Beateberg, Storsjön, Ruggsättra och Fastarby. Nykarteringen av nämnda massiv kom att aktualisera frågan om deras åldersställning till omgivande gnejsgraniter, något som givetvis berör även övriga gabbromassiv i Roslagen. Detta har föranlett ytterligare ett arbete över Roslagens djupgrönstenar, nämligen "Det ultramafiska komplexet i Roslagen" av P. G. Andreasson (i manus), tillkommet på förslag av under-tecknad och delvis bekostat av SGU. Kapitlet om djupgrönstenarna i det följande kommer att vad gäller faktamaterial till väsentlig del stödja sig på Andreassons framställning, medan slutsatserna delvis bygger på mina egna spekulationer.

METODIK

De planimetriska analyserna i diagram 1–9 har företagits med hjälp av point-counter, varvid beroende på kornstorlek och homogenitet i bergarterna mellan 250 och 500 observationer utförts inom varje slipprov.

Elementanalyser, både fullständiga och partiella, har erhållits genom direktbestämningar på emissionsspektrograf av smältisoformerade enkel- och dubbelprov (enl. SGU:s laboratorierutin: smältisoformering B resp. A), de senare använda främst vid undersökningar av mineral och andra viktigare prov. De relativa analysfelen beräknas ligga inom intervallet 1–5 %. Vidare har alkalimetaller bestämts medelst atomabsorption i spektrofotometer, bor medelst spektrografisk upptagning på plåt samt rubidium medelst röntgenfluorescens. Övriga spårelementbestämningar har skett med hjälp av malningsisoformerade prover i emissionspektrograf med en beräknad relativ noggrannhet av 10–30 %.

Mängden av tvåvärt järn har lokalt beräknats med vätkemisk analys (rel. noggrannhet 5–10 %). Vattenbestämningar ($>105^{\circ}\text{C}$ enl. Penfield-metoden) har utförts nästan enbart på relativt glimmerrika bergarter, där större halter kunnat förväntas.

För kontroll och bekräftande av tillförlitligheten hos de planimetriska analyserna har för jämförelsens skull mineralfördelningen i många fall även räknats fram ur tillgängliga kemiska analyser (se tabellerna 1–10) i överensstämmelse med de principer, som gäller för beräkning av ekvivalentnormen enligt Niggli och Burri (se Burri 1959, s. 100 ff) samt Barth (1955, s. 345–355). Särskilt den senare författarens beräkningar av meso- och epinorm har tillämpats (emellanåt har såväl meso- som epimineral¹ framräknats, då enligt slipprouven en blandad mineralfacies har förelegat) och anføres under rubriken ”ekvivalentnorm % (E)” i flertalet diagram vid sidan av vol.-%. Enligt Burri (1959, s. 179) kan ekvivalentnormen med få undantag för vanliga bergartsbildande mineral väl jämföras med den modala (vol.-%) sammansättningen hos en bergart. Vid förekomst av t. ex. större mängd karbonat, grossular, diopsid m. fl. mineral bör däremot ekvivalentnormen korrigeras eller alternativt räknas om till vikts-% (jfr delar av tabell 8 samt fig. 21).

¹ Sammansättningen av de mineralmolekyler av mera komplex natur, som utnyttjats vid beräkningarna (t. ex. hornblände, biotit, zoisit och klorit), finns anförda i Barth (1955, s. 350–351). I de fall där inga speciella Al-överskottsmineral kunnat noteras i slipprouven, har jag till skillnad från Barth fogat eventuellt förekommande Al-överskott till biotiten, dock helt inom ramen för det teoretiskt möjliga.

I flertalet fall visade det sig att den beräknade mineral- eller ekvivalentnormen (%) i de kemiskt analyserade proverna mycket väl stämmer överens med den i samma bergart genom planimeteranalyser beräknade modala sammansättningen (där kemiska analyser föreligger anförs i diagrammen enbart ekvivalentnormen). Detta tyder på att tämligen enkelt utförda planimetriska analyser i allmänhet ger en god bild av en bergarts mineralogiska sammansättning och många gånger väl kan ersätta kemiska analyser.

De partiella kemiska analyser av Na_2O , K_2O och CaO , som anförs i tabellerna 3 och 11 (beträffande lokaler, se motsvarande nr i diagrammen 1–3 och 9), har främst utnyttjats för beräkning av plagioklasernas anortithalt i stället för bestämningar med gängse optiska metoder, vilka senare är svårare att utföra särskilt inom intervallet 10–25 %, där bl. a. flertalet av analyserade graniter faller. K_2O -värdena enligt ovan har i huvudsak använts som ett komplement till de modala analyserna för beräkning av halter av kalifältspat och/eller biotit.

Vidare skall nämnas att såväl röntgenografiska undersökningar som analyser med mikrosond har utförts på SGU:s laboratorium.

Vulkaniter och djupbergarter har genomgående klassificerats på basis av mineralogisk sammansättning i enlighet med principer utarbetade av Streckeisen (1967).

BERGARTER AV SEDIMENTÄRT URSPRUNG

Bergarter, som utgör derivat av normala vittringssediment, upptar ca en fjärdedel av den totala arealen inom vartdera kartbladen Uppsala SV och SO. Bäst bevarade och ägnade för studier är olika typer av glimmerskiffrar och fältspatkvartsiter inom östra, mellersta och norra delen av kartbladet Uppsala SV. Inom övriga delar av undersökningsområdet har sedimentbergarterna omvandlats kraftigt och överförts till ådergnejser och/eller migmatitgnejser. Dessa led, ehuru ofta väl igenkännbara, är som undersökningsobjekt mindre lämpade. Sekundära förändringar av primärsammansättningen torde nämligen ha skett i stor utsträckning i samband med uppkomsten av de oregelmässigt fördelade kvarts-fältspatådrorna, ej minst inom de glimmerrikare leden. Följaktligen baserar sig undersökningen på de bättre bevarade bergarterna men inbegriper

även som ett viktigt komplement en hel del fältspatkvartsitiska led, som trots kraftig omvandling i stor utsträckning förhållit sig strukturellt och kemiskt intakta.

Proportionerna mellan välbevarade glimmerrikare led av argillitursprung och metaarenitiska fältspatkvartsiter inom kbl Uppsala SV varierar kraftigt och är i sedimentstråket genom Odensala k:a samt i trakterna mellan Norrsunda k:a och Halmsjön ca 2:1. I östra delen av det senare stråket från Fysingen mot NO är nämnda proportion den omvända, dvs. ca 1:2, ett förhållande som tycks dominera även inom undersökningsområdets åderförgnejsade delar. Inom den nordvästra delen av kartbladet Uppsala SV överväger slutligen metaareniterna kraftigt med de ungefärliga proportionerna 3:1.

Medan ådror av kvarts och fältspat helt dominerar inom migmatit-områdena (fig. 1 a, b), förekommer nästan uteslutande ådror av enbart kvarts inom bättre bevarade områden (fig. 2). Fördelningen mellan metaarenit och metaargillit liksom graden av omvandling i sedimenten (kvartsådring resp. kvarts-fältspatådring) framgår f. ö. av kartbilden.

SEDIMENTBERGARTERNAS PETROGRAFISKA OCH MINERALOGISKA EGENSKAPER

Den mineralogiska sammansättningen hos sedimentbergarterna har erhållits genom ett stort antal planimetriska analyser (vol. %), vilka senare lokalt kompletterats med hjälp av partiella kemiska analyser av K_2O , Na_2O och CaO (se tab. 3). Vidare har mineralfördelningen i många fall räknats fram ur fullständiga kemiska analyser (ekvivalentnormer, se s. 7).

Beroende på fördelningen av huvudmineralen i de olika sedimentbergarterna har inte mindre än tre skilda variationsdiagram upprättats för att det stora materialet bättre skall kunna överblickas. I diagram 1 och tabell 1 a (kemiska analyser) sammanfattas de biotit-plagioklasdominerade leden av mer eller mindre argillitiskt ursprung i s. k. biotit-plagioklasskiffrar. Diagram 2 och tabell 1 b omfattar de fältspatkvartsitiska eller metaarenitiska leden, här betecknade som plagioklaskvartsiter. Till sist illustrerar diagram 3 och tabell 2 de mest utpräglade metaargilliterna, nämligen muskovit-biotitglimmerskiffrarna.

Den mest utpräglad sedimentära differentiationen inom området representeras av en växellagring mellan bankar av plagioklaskvartsit res-

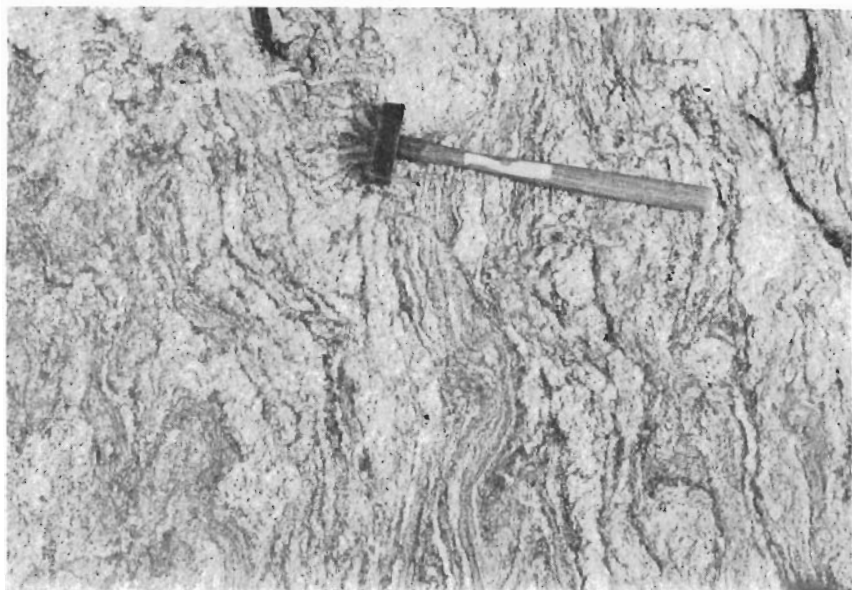


Fig. 1 a.

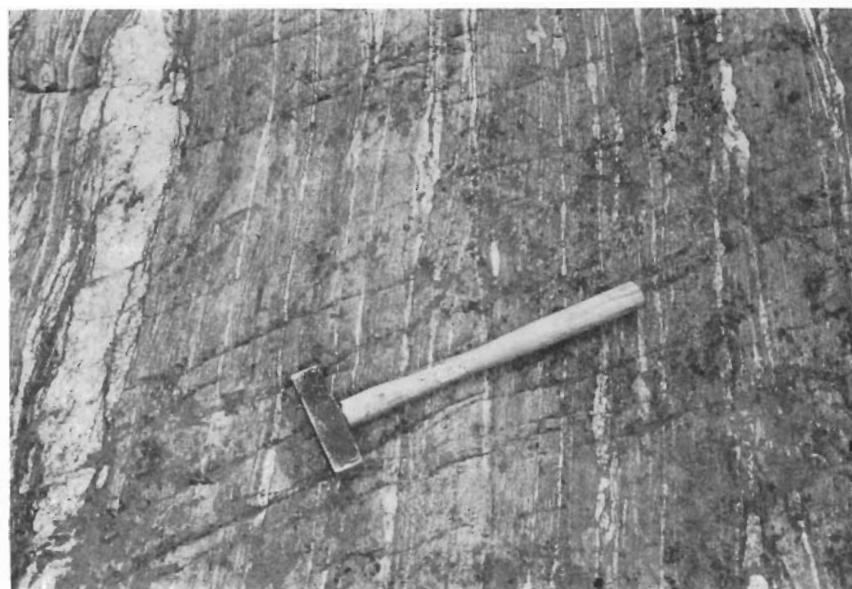


Fig. 1 b.

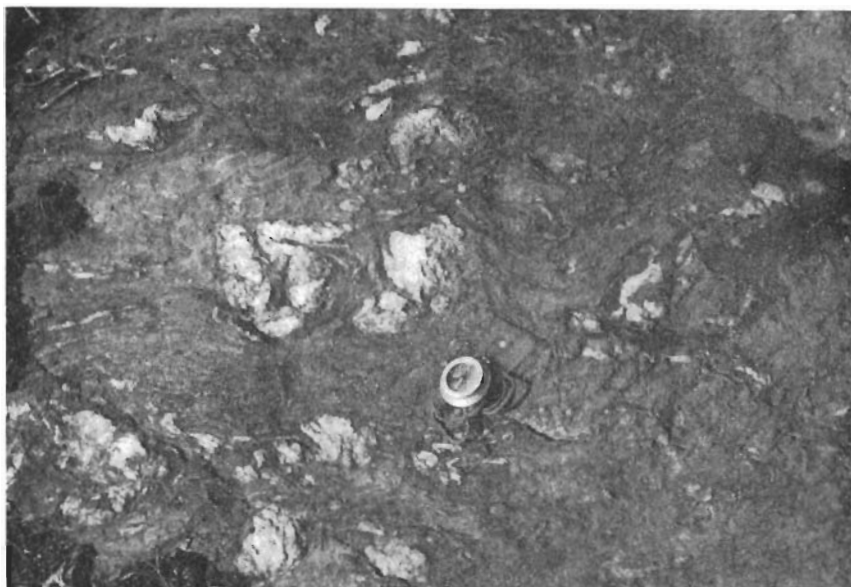


Fig. 2. Välbevarad, kvartsådrad biotit-plagioklasskiffer. Ca 750 m NV om Västerbytorp omkring 2 km NO om Norrsunda k:a (Uppsala SV, 2d). – Foto G. Stålhös.

Well preserved, quartz veined biotite-plagioclase schist.

Fig. 1. a. Typisk ådergnejs bildad ur glimmerrikare sedimentled inom migmatitiserade områden. Lejdet, ca 1 km SV om Marsjön (Uppsala SO, 4i). – Foto G. Stålhös.

Typical veined gneiss of meta-argillitic origin within migmatized areas.

Fig. 1 b. Typisk ådergnejs bildad ur sparsamt glimmerförande metaarenitiska led inom migmatitområden. 2.5 km S om Hätuna (Uppsala SV, 2a). – Foto G. Stålhös.

Typical veined gneiss of meta-arenitic origin within migmatized areas.

- 35 c. Bi-plag-skiffer. – 500 m V om Blackvreten ca 1.5 km N–NNO om Norrsunda k:a, (SV, 2d).
- 6 c. Bi-plag-skiffer med kalifältspat. – 5 km NO om Odensala k:a vid Pukarhagen, (SV, 4d).
- 152 d. Bi-plag-skiffer. – Ca 3 km NNO om Norrsunda k:a vid motorvägen, (SV, 2d).
- 184 d. Bi-plag-skiffer med cummingtonit. – 400 m NO om Odensala k:a, (SV 3d).
40. Bi-plag-skiffer med cordierit + autofyllit. – Torrhäll, ca 1 km SV om Arlanda, (SV, 3e).
52. Bi-plag-skiffer. – Eriksberg, ca 500 m NO om Odensala k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*
58. Bi-plag-skiffer. – Ca 200 m O om Rosersbergs stn, (SV, 1d).
- 90 b'. Bi-plag-skiffer (Matrix i kongl.). – Berga, ca 1 km V om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 19 b. Bi-plag-skiffer. – Slåsta, ca 1.5 km SO om Odensala k:a, (SV, 3d).
3. Bi-plag-skiffer. – Norrsunda k:a, (SV, 2d).
10. Bi-plag-skiffer. – Örelund, ca 2 km V om Vassunda k:a, (SV, 4b).
- 2'. Bi-plag-skiffer. – 200 m V om Borrestaberg, 2.2 km V om Skepptuna k:a, (SO, 4f).
- 4 b. Bi-plag-skiffer. – 500 m N om Odensala k:a, (SV, 3d).
55. Bi-plag-skiffer med cordierit. – Norrsunda k:a, (SV, 2d). – *Kem. anal.*
162. Bi-plag-skiffer. – 2 km S–SSV om Halmsjöns sydända, (SV, 3e).
- 152 b. Bi-plag-skiffer med cordierit. – Ca 3 km NNO om Norrsunda k:a vid motorvägen, (SV, 2d).
- 184 b. Bi-plag-skiffer. – 400 m NO om Odensala k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*
- 84 a. Bi-plag-skiffer med granat. – Höjden 500 m VSV om Brotorp, ca 3 km NNO om Norrsunda k:a, (SV, 2d).
- 8 b. Bi-plag-skiffer. – Vidbo k:a, (SV, 4e).
166. Bi-plag-skiffer med granat. – Slåsta, ca 1.5 km SO om Odensala k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*
- 19 a. Bi-plag-skiffer med granat. – Slåsta, ca 1.5 km SO om Odensala k:a, (SV, 3d).
- 36 b. Bi-plag-skiffer. – 2.3 km N om Norrsunda k:a, (SV, 2d).
- 161 a. Bi-plag-skiffer med andalusit + ngt sillimanit. – 400 m SV om sydstranden av Halmsjön, (SV, 3e). – *Kem. anal.*
- 35 a. Bi-plag-skiffer med cordierit + ngt andalusit. – 500 m V om Blackvreten, ca 1.5 km N–NNO om Norrsunda k:a, (SV, 2d). – *Kem. anal.*
- 152 a. Bi-plag-skiffer med cordierit. – Ca 3 km NNO om Norrsunda k:a, vid motorvägen, (SV, 2d).
172. Bi-plag-skiffer med cordierit. – 250 m NNO om Hanshagen, ca 3 km S om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 184 c. Bi-plag-skiffer med cordierit. – 400 m NO om Odensala k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*

23. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – 250 m NV om Ekskogens stn, (SO, 3h). – *Kem. anal.*
- 153 b. Plag-kvartsit. – 1 km NO om Norrsunda k:a, vid trafikkarusell, (SV, 2d).
- 112 b. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – Lugnet, ca 3.7 km NV–NNV om Bro stn, (SV, 0a). – *Kem. anal.*
205. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – Ca 750 m V om Bensta, 3.5 km ONO om Norrsunda k:a, (SV, 2e).
- 159 b. Plag-kvartsit med kalifältspat. – 500 m S om Svensbol, ca 1.5 km N om Halm-sjön, (SV, 3e).
140. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – 750 m S om Håtuna k:a, (SV, 2a).
- 141 a. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – 500 m SSV om Håtuna k:a, i vägskär-ning, (SV, 2a).
145. Plag-kvartsit. – Höjd 750 m O om Marielund, ca 2 km SSV om Håtuna k:a, (SV, 2a).
- 67 b. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – 250 m N om Kohagen, ca 7.5 km O om Husby-Ärlinghundra k:a, (SV, 3e). – *Kem. anal.*
- 90 b. Plag-kvartsit. – 1.5 km NV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- A. Plag-kvartsit. – Ca 2.5 km V om V. Ryds k:a, (SV, 0b).
- 34 c. Plag-kvartsit. – 1 km NNO om Norrsunda k:a, vid trafikkarusell, (SV, 2d).
- 12'. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – Lövhamborg, ca 1.5 km SSV om När-tuna k:a, (SO, 4g).
- 22 b. Plag-kvartsit. – Lövhagen, ca 1.2 km ONO om Husby-Ärlinghundra k:a, (SV, 3d).
- 34 d. Plag-kvartsit. – 1 km NNO om Norrsunda k:a, vid trafikkarusell, (SV, 2d).
81. Plag-kvartsit. – 750 m NV om Kvarntorp, ca 3.5 km O om Bro stn, (SV, 0b). – *Kem. anal.*
- 113 a. Plag-kvartsit-gnejs med kalifältspat. – 1.5 km N om Skystatorp, ca 4 km NV om Bro stn, (SV, 0a).
- 161 b. Plag-kvartsit. – 400 m SV om sydstranden av Halmsjön, (SV, 3e). – *Kem. anal.*
- 112 a. Plag-kvartsit-gnejs. – Lugnet, ca 3.7 km NV–NNV om Bro stn, (SV, 0a).
- 29 a. Plag-kvartsit. – SV om Åsby (pkt 28.8), ca 2.2 km SV om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
132. Plag-kvartsit-gnejs. – 400 m V om Mariedal, ca 2 km SO om Håbo-Tibble k:a, (SV, 1b).
148. Plag-kvartsit-gnejs. – Ca 1.5 km SV om Håtuna k:a, (SV, 2a).

Tabell 1 a. b. Kemiska analyser av 1 a) biotit-plagioklasskiffrar och 1 b) plagioklasskvarter från kartbladen Uppsala SV och SO

Chemical analyses of 1 a) biotite-plagioclase schists and 1 b) plagioclase quartzites from the map-sheets Uppsala SW and SE.

		(1 a)							(1 b)						
		Biotit-plagioklasskiffrar							Plagioklasskvarter						
Vikt % Wt. %	Prov nr* Specimen No.	52	55	184 b	166	161 a	35 a	184 c	23	112 b	67 b	81	161 b	29 a	
SiO ₂		64.8	65.40	55.50	55.00	63.20	66.30	57.70	85.10	81.80	81.30	78.60	69.00	75.70	
TiO ₂		0.74	0.69	0.79	0.85	0.62	0.65	1.00	0.28	0.32	0.33	0.30	0.63	0.40	
Al ₂ O ₃		14.9	14.40	17.10	17.20	19.10	13.60	20.30	6.20	7.50	8.50	10.90	12.70	10.80	
Fe ₂ O ₃		0.73	0.60	0.90	0.50	1.00	0.60	9.90	2.00	2.10	2.30	2.20	6.10	2.40	
FeO		5.40	5.50	7.10	8.70	4.70	5.60								
MnO		0.06	0.06	0.07	0.14	0.06	0.06	0.12	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.03	
MgO		3.2	3.10	5.40	5.30	2.80	5.60	5.10	0.93	0.83	0.85	0.89	2.20	1.30	
CaO		2.4	1.20	2.50	2.20	0.70	0.60	1.00	0.50	0.70	0.90	2.20	2.40	0.60	
BaO			0.04	0.06	0.06	0.04	0.03	0.06	0.03	0.10	0.06	0.03	0.04	0.03	
Na ₂ O		3.2	2.40	2.80	2.80	1.00	1.10	1.30	1.20	1.20	1.80	2.20	2.20	3.10	
K ₂ O		2.6	2.50	3.20	3.80	3.30	2.20	2.50	1.60	2.40	2.30	1.20	1.80	1.80	
P ₂ O ₅		0.13		0.16	0.18										
H ₂ O > 105°C		2.13	1.50	3.10	2.30	2.50	1.90	0.80	97.86	96.99	98.37	98.55	98.75	96.15	
Σ		100.29	97.38	98.67	99.02	99.01	98.23	99.77							
PPM															
V		270	375	380	380	380	380	225	185	180	195	160	380	210	
B														80	
τ = al-(c + alk)		6	14	8	8	31	20	26	10	9	7	8	7.5	10	
Al-surplus in Niggli values															
Al-(K + Na + Ca)		2.7	6.4	5	5	15	9.6	15	2	1.8	1.7	2.3	3.2	3	
Cation % (Al-surplus)															

* Beträffande lokaler se diagram 1 och 2.
For localities see Diagram 1 and 2.

Tabell 2. Kemiska analyser av muskovit-biotitglimmerskiffrar från kartbladet Uppsala SV

Chemical analyses of muscovite-biotite mica schists from the map-sheet Uppsala SW

Vikt % Wt. %	Prov nr* Specimen No.	113 b	22 c	7 b	141 b	159 a	67 a	34 a	78	186	137	2	38 a
SiO ₂		69.00	62.30	70.10	63.60	66.70	62.30	67.50	59.10	63.00	54.80	61.1	55.00
TiO ₂		0.51	0.53	0.63	0.70	0.48	0.46	0.54	0.64	0.60	0.69	0.46	0.58
Al ₂ O ₃		13.20	17.00	15.6	18.60	16.10	18.90	16.30	22.60	17.10	22.60	21.5	20.70
Fe ₂ O ₃		0.70	1.60	0.90	6.30	3.30	6.00	0.20	0.30	1.20	7.90	0.79	0.50
FeO		4.40	3.20	2.83				3.30	5.40	2.70		3.81	7.00
MnO		0.04	0.04	0.03	0.06	0.27	0.06	0.03	0.05	0.07	0.09	0.05	0.07
MgO		2.10	2.40	2.0	2.50	1.80	2.20	2.20	2.60	2.50	3.40	2.5	4.30
CaO		0.80	0.80	0.3	0.80	0.20	0.50	0.14	0.40	0.80	0.60	0.3	0.20
BaO		0.10	0.06		0.08	0.05	0.10	0.07	0.04	0.07	0.10		0.06
Na ₂ O		1.40	3.10	1.0	1.80	1.30	1.10	0.30	1.50	1.10	1.10	0.9	0.70
K ₂ O		4.30	4.60	3.7	4.20	5.60	4.40	5.00	3.10	6.10	5.50	5.7	5.90
P ₂ O ₅			0.06	0.06				0.11		0.08		0.02	
H ₂ O > 105°C		1.60	2.50	2.3	0.20	3.10		2.50	2.30	3.20	2.90	2.2	2.90
PPM		Σ 98.14	98.19	99.45	98.83	98.89	96.01	98.19	98.03	98.51	99.67	99.33	97.83
V		350	375	175	190	335	375	340	380	345	225	300	375
B		650				350		260	35	1400			
t=al-(c+alk)		14	13	29	23	22	28.5	30	36.5	20	27	31	25
Al-(K+Na+Ca)		5.6	6	11	11	8.7	13	12	18.6	8.4	16	15	15

* Beträffande lokaler se diagram 3.
For localities see Diagram 3.

- 51 a. Bi-mu-gl.skiffer-gnejs med kalifältspat. – Lövhamraberget, ca 1.5 km SSV om Närtuna k:a, (SO, 4g).
- 113 b. Bi-mu-gl.skiffer-gnejs med kalifältspat+sillimanit. – 1.5 km N om Skystatorp, ca 4 km NV om Bro stn, (SV, 0a). – *Kem. anal.*
- 22 c. Bi-mu-gl.skiffer. – Lövhamraberget, ca 1.2 km ONO om Husby-Ärlinghundra k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*
- 90 a. Bi-mu-gl.skiffer. – 1.5 km NV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 7 b. Mu-bi-gl.skiffer. – Vägskäl 1.5 km SV om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
- 29 b. Mu-bi-gl.skiffer. – SV om Asby (pkt 28.8), ca 2.2 km SV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 141 b. Bi-mu-gl.skiffer-gnejs, med kalifältspat+sillimanit. – 500 m SSV om Håtuna k:a i vägskär., (SV, 2a). – *Kem. anal.*
7. Mu-bi-gl.skiffer. – Vägskäl 1.5 km SV om Vidbo k:a (SV, 4e).
- 34 b. Bi-mu-gl.skiffer med andalusit+fibrolit+cordierit. – 1 km NNO om Norrsunda k:a, vid trafikkarusell, (SV, 2d).
- 159 a. Mu-bi-gl.skiffer. – 500 m S om Svensbol, ca 1.5 km N om Halmjön, (SV, 3e). – *Kem. anal.*
- 76 c. Bi-mu-gl.skiffer med cordierit. – Ca 2.5 km N-NNO om Norrsunda k:a, (SV, 2d).
- 67 a. Bi-mu-gl.skiffer med sillimanit. – 250 m N om Kohagen, ca 7.5 km O om Husby-Ärlinghundra, (SV, 3e). – *Kem. anal.*
- 34 a. Mu-bi-gl.skiffer med andalusit. – 1 km NNO om Norrsunda k:a, vid trafikkarusell, (SV, 2d). – *Kem. anal.*
- 153 a. Bi-mu-gl.skiffer. – 1 km NO om Norrsunda k:a, vid trafikkarusell, (SV, 2d).
- 1 a. Bi-mu-gl.skiffer med andalusit. – Mellan stora och lilla Sillvik, östra Utö, (kbl Nynäs NO). – *Kem. anal.*¹
78. Bi-mu-gl.skiffer med andalusit+cordierit. – Värmecentralen, Arlanda flygplats, (SV, 3e). – *Kem. anal.*
186. Mu-bi-gl.skiffer. – 3 km NNO om Norrsunda k:a, vid motorvägen, (SV, 2d). – *Kem. anal.*
137. Bi-mu-gl.skiffer-gnejs med sillimanit+kalifältspat+granat. – Ca 200 m O om Håbo-Tibble k:a, (SV, 1a). – *Kem. anal.*
2. Mu-bi-gl.skiffer med andalusit. – 1.5 km SO om Rosersbergs stn, (SV, 1d). – *Kem. anal.*
39. Bi-mu-gl.skiffer med andalusit+cordierit+sillimanit. – Värmecentralen, Arlanda flygplats, (SV, 3e).
- 38 a. Bi-mu-gl.skiffer med cordierit+andalusit+fibrolit. – 250 m N om Nybygget, 2.7 km SO om Husby-Ärlinghundra k:a, (SV, 2d). – *Kem. anal.*

¹ Se Stålhös Ba 24 1969, tab. 2 analys 2.

Tabell 3. Partiella kemiska analyser på biotit-plagioklasskiffrar, plagioklas-kvartsiter och muskovit-biotitglimmerskiffrar från kartbladen Uppsala SV och SO

Partial chemical analyses of biotite-plagioclase schists, plagioclase quartzites and muscovite-biotite mica schists from the map-sheets Uppsala SW and SE

Biotit-plagioklas-									
Vikt % Wt. %	Prov nr ^o Spec. No.	35 c	6 c	152 d	184 d	40	58	19 b	3
K ₂ O		1.5	3.1	1.5	1.5	1.2	2.1	2.3	1.8
Na ₂ O		3.7	3.6	2.7	3.0	3.4	3.7	3.7	2.7
CaO		3.1	1.3	2.4	4.2	2.2	0.7	1.4	1.4

skiffer						Plagioklas-			
Vikt % Wt. %	Prov nr ^o Spec. No.	10	2'	4 b	19 a	205	159 b	140	141 a
K ₂ O		2.4	2.4	2.4	3.0	1.5	1.2	2.1	2.1
Na ₂ O		2.4	2.4	2.4	3.0	2.0	2.7	2.0	2.0
CaO		2.1	1.7	3.5	2.1	0.9	1.0	0.5	0.8

kvartsit								Mu-bi-gl.sk.	
Vikt % Wt. %	Prov nr ^o Spec. No.	90 b	12'	34 d	112 a	132	148	90 a	29 b
K ₂ O		1.8	2.1	1.2	1.8	1.5	0.9	3.0	3.6
Na ₂ O		1.7	2.0	2.4	2.4	3.0	2.7	2.0	2.4
CaO		0.8	1.0	1.0	1.0	1.3	1.0	0.5	0.6

* Beträffande lokaler se diagram 1, 2 och 3.

For localities see Diagrams 1, 2 and 3.

pektive muskovit-biotitglimmerskiffer (fig. 3). Varje enskild sedimentationscykel inleds med den något grövre kornfraktion som plagioklas-kvartsiterna i allmänhet utgör (mostenar). Via varvighet (graded bedding) övergår dessa successivt i finkornigare muskovit-biotitglimmerskiffrar (lerstenar). Övergången mellan nämnda led sker mycket snabbt inom ett litet sedimentationsintervall, vilket förklarar den distinkta lagringen. Variationen i mineralogisk sammansättning hos plagioklaskvartsiterna och muskovit-biotitglimmerskiffrarna i respektive lager åskådliggörs väl



Fig. 3. Växellagring mellan välbevarade skikt av muskovit-biotitglimmerskiffer och plagioklaskvartsit. Ett konformt inlagrat basiskt skikt syns t. h. i bilden. En mot lagringen övertvårande axialplanförskifring kan också noteras. Kohagen, ca 3 km S om Sigridholmssjön (Uppsala SV, 3e). – Foto G. Stålhös.

Interbedded layers of meta-arenite and meta-argillite. To the right in the picture a conformable bed of basic metavolcanite can be seen. Axial plane cleavage may also be noticed.

av fig. 4. Figuren visar att övergångsformer mellan de båda bergartstyperna tycks vara ovanliga, vilket antyds av en betydande lucka¹ mellan utbredningsfälten för respektive plagioklaskvartsiter och muskovit-biotitglimmerskiffer inom triangeldiagrammet. Vidare är i nämnda diagram plagioklaskvartsiter och muskovit-biotitglimmerskiffer tillhörande en och samma sedimentationscykel sammanbundna med rätta linjer. Riktningen av dessa (parallella med linjen CM) visar med något undantag, att övergången från plagioklaskvartsit till glimmerskiffer väsentligen inneburit ett rent tillskott av lermaterial (M), medan kvartsfältspatförhållandet i stort sett blivit oförändrat.

¹ Det kan inte uteslutas att en viss subjektivitet vid provtagningen kan utgöra en del av förklaringen till varför led i luckan mellan plagioklaskvartsit och glimmerskiffer ej blivit representerade.

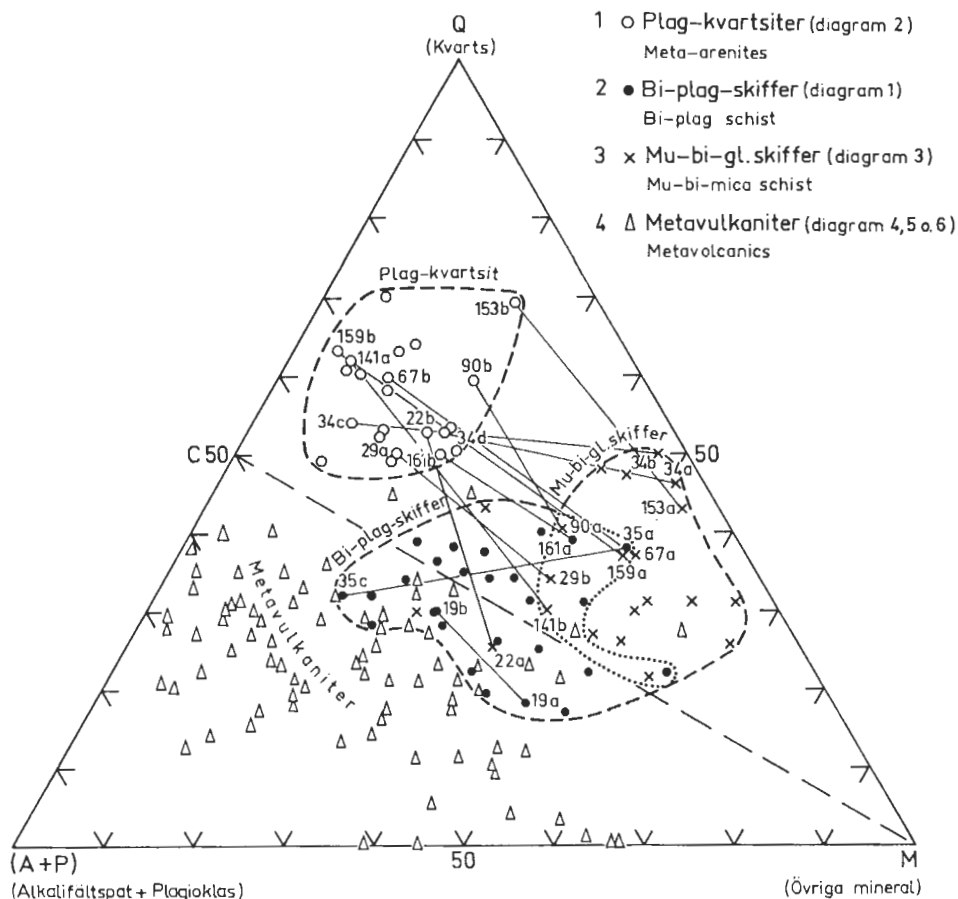


Fig. 4. Den mineralogiska sammansättningen på olika suprakrustalbergarter inom kartbladen Uppsala SV och SO och deras inbördes relationer. Se f. ö. å s. 21 och 50.

1. Plagioklaskvartsiter från diagram 2
Meta-arenites
2. Biotit-plagioklasskiffer från diagram 1
Biotite-plagioclase schists
3. Muskovit-biotitglimmerskiffer från diagram 3
Muscovite-biotite mica schists
4. Metavulkaniter från diagram 4, 5 och 6
Metavolcanics

Modal composition (Q = quartz, A+P = alkalifeldspar + plagioclase, M = all other minerals such as mica, hornblende, epidote etc.) of different supracrustal rocks of the map-areas and their mutual relations. Sedimentary differentiation is indicated by lines joining the field of meta-arenitic rocks with the fields of different mica schists (for instance 67 b-67 a and 161 a-161 b, respectively).

Biotit-plagioklasskiffrarna, åter, tycks representera betydligt sämre differentierade led och är mera undantagsvis kopplade med renodlade plagioklaskvartsiter (enda sammanbindningslinjen i fig. 4 mellan nu nämnda led, dvs. punkterna 161b och 161a, är i överensstämmelse härmed kortare än någon av de övriga).

Ifrågarande skiffrar är enformigt kompakta till naturen, och den inbördes relativa fördelningen mellan kvartsrikare och kvartsfattigare led är svår att fastställa i fält. Differentiationen inom biotit-plagioklasskiffrarna tycks i huvudsak vara begränsad till gradvisa växlingar i mineralogisk sammansättning från glimmerfattiga till glimmerrikare led, huvudsakligen inom ramen för diagram 1. Proven 19a och 19b respektive 35c och 35a, helt belägna inom utbredningsfältet för biotit-plagioklasskiffrar i fig. 4, exemplifierar detta.

De vanligen mörkgrå till gråsvarta biotit-plagioklasskiffrarna dominerar sannolikt något över de ljusare grå muskovit-biotitglimmerskiffrarna. Särskilt gäller detta inom området från Odensala k:a mot öster samt i något mindre grad inom stråket över Norrsunda k:a med fortsättning mot NO. Muskovit-biotitglimmerskiffrarna är speciellt allmänna väster om vulkanitstråket i trakten av Vidbo k:a samt i området från Sigrdsholmssjön (Uppsala SV, 3e) söderut fram mot gränsen till de yngre graniterna.

Mineralfördelningen i biotit-plagioklasskiffrarna kan i korthet sammanfattas enligt följande (diagram 1): biotit + (cordierit > andalusit > granat) $\cong$ plagioklas $\cong$ kvarts. Lokalt tillkommer klorit, muskovit, cummingtonit och antofyllit. Vanliga accessorier är apatit, zirkon, turmalin, grafit, titanit, kis och oxidmalm i nämnd ordning.

Plagioklaskvartsiternas färg växlar från grå till mörkgrå och sammansättningen är vanligen följande (diagram 2): kvarts > plagioklas > biotit $\gg$ muskovit. I kraftigt omvandlade led tillkommer kalifältspat (se s. 28). Klorit förekommer ofta sekundärt bildad efter biotit. Accessoriskt finner man med avtagande frekvens: apatit, zirkon, turmalin, grafit, titanit, prehnit och opakmineral.

Muskovit-biotitglimmerskiffrarna, till sist, karakteriseras av följande mineral (diagram 3): muskovit + (andalusit > cordierit) $\cong$ biotit $\cong$ kvarts > plagioklas. I kraftigt omvandlade led tillkommer lokalt kalifältspat och sillimanit. Klorit förekommer mestadels sekundärt efter biotit. Accessoriska mineral är apatit, zirkon, turmalin, grafit, sillimanit, granat, kis jämte ospecificerade opakmineral.

Kornstorleksvariationer inom olika suprakrustalbergarter från kartbladen Uppsala SV och SO och Stockholmsområdet

Variations in grain size in different supracrustal rocks from the map-areas and the Stockholm region

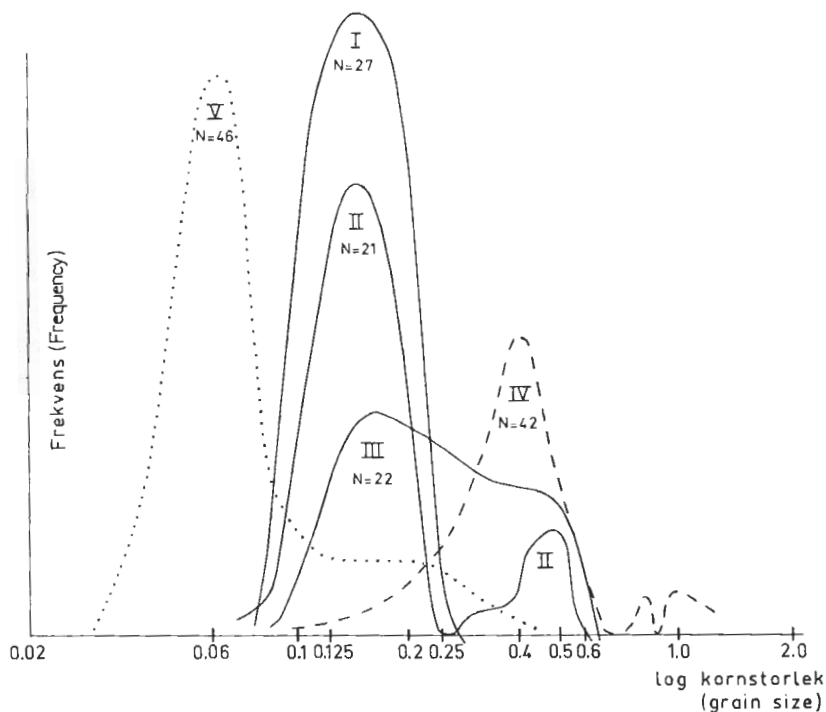


Fig. 5. I. Biotit-plagioklasskiffer (diagram 1)

Biotite-plagioclase schist

II. Muskovit-biotitglimmerskiffer (diagram 3)

Muscovite-biotite mica schist

III. Plagioklaskvartsit (diagram 2)

Plagioclase quartzite

IV. Plagioklaskvartsit från Stockholmsområdet (Stålhös 1962, diagram 4 och 1969, diagram 6)

V. Metavulkaniter (diagram 4 och 6)

Metavolcanics

Kornstorleksfördelningen inom de olika sedimentbergarterna framgår av fig. 5. Mätningarna baserar sig helt på kvarts- och fältspatkornen inom bergarterna. De glimmerrika leden visar ett väldefinierat maximum för kornstorlekar mellan 0.1 och 0.2 mm.

Enda undantag med kornstorlekar upp mot 0.5 mm utgör några för-gnejsade muskovit-biotitglimmerskiffrar från migmatitområdena och från kontaktzonen mot de yngre graniterna i sydöstra delen av kbl. Uppsala SV (se diagram 3, proven 51a, 113b, 141b och 137 respektive 67a och 2).

De kvartsrika leden (plagioklaskvartsiterna) har som väntat i allmänhet något större kornstorlekar än glimmerskiffrarna med en relativt jämn spridning inom intervallet 0.15–0.6 mm. En betydande del av de grövre leden härstammar dock från de migmatitiserade delarna av undersökningsområdet (se diagram 2). Som jämförelse kan nämnas (fig. 5) att de vanligaste kornstorlekarna hos plagioklaskvartsiterna i den kraftigt migmatitiserade Stockholmsregionen ligger inom intervallet 0.3–0.6 mm (Stål-hös 1964 och 1969, diagram 2 och 6). Huvuddelen av plagioklaskvartsiterna inom det aktuella undersökningsområdet är välbevarade och faller inom kornfraktionen under 0.25 mm. Så finkorniga plagioklaskvartsiter är tämligen ovanliga i Stockholmstrakten. Av ovanstående att döma tycks kornförgrovnigen genom rekristallisation i samband med migmatitiseringen i flertalet fall motsvaras av en två- à tredubbling av den kornstorlek, som existerat före nämnda omvandling.

Strukturen hos sedimentbergarterna är genomgående granoblastisk till lepidoblastisk, alltmer av det senare slaget ju högre halten av glimmermineral är. Gränserna mellan kvarts- och plagioklaskornen är vanligen raka eller svagt krökta, medan den sporadiskt uppträdande kalifältspaten har mera flikiga och oregelbundna avgränsningar. Glimmerfjällen är mestadels parallellorienterade och har en längd som vanligen är den dubbla eller flerdubbla jämfört med kvarts-fältspatkornens diametrar.

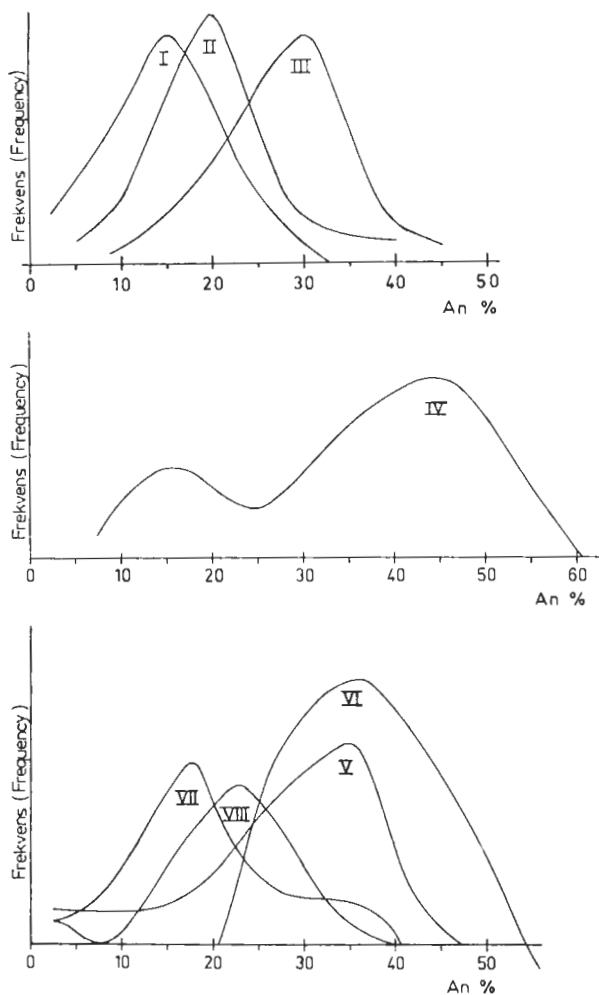
En kortfattad redogörelse för de i sedimentbergarterna ingående mineralen skall nu lämnas.

Kvarts. Detta mineral visar inga anmärkningsvärda egenskaper och förekommer såväl i form av korn med distinkt utsläckning som i form av kraftigt undulösa individ. Små sillimanitnålar har observerats i kvartsen, framför allt inom muskovit-biotitglimmerskiffrarna.

Plagioklas. Mineralen är mestadels glasklart med endast små, oregel-

Variationer i plagioklasens anortitinhåll inom olika bergartsled från kartbladen Uppsala SV och SO samt från Stockholmsområdet

Variations in the An-content of plagioclase of different rocks from the map-areas and from the Stockholm region



bundet inströdda partier av sericit. Inom migmatitområdena är dock sericitiseringen mera framträdande och jämnt fördelad. Tvillingbildning förekommer mycket sällan inom sedimentbergarternas plagioklaser, ett förhållande vars orsaker icke närmare har studerats. Av denna anledning har anortithalten mestadels beräknats med hjälp av totala mängden Na_2O och CaO i respektive bergarter enligt fullständiga eller partiella kemiska analyser (se tab. 1a, b och 2 samt tab. 3).

Variationerna i plagioklasens anortithalt inom olika typer av sedimentbergarter framgår av fig. 6 I, II och III. Den suraste sammansättningen har plagioklasen i muskovit-biotitglimmerskiffrarna (max $\approx 15\%$ An jämfört med ca 20% An i plagioklaskvartsiterna och 30% An inom biotit-plagioklasskiffrarna). Växlingarna i plagioklasens anortit-innehåll hos de enskilda bergartsleden framgår f. ö. av diagrammen 1, 2 och 3.

Kalifältspat. Mineralet förekommer rikligt, främst inom migmatitområdenas glimmerrikare led, vilka på några undantag när ej är representerade bland de planimetriska analyserna (se t. ex. diagram 3, proven

Fig. 6. I. Muskovit-biotitglimmerskiffrar från kartbladen Uppsala SV och SO (beräknad ur 14 kemiska analyser i tabell 2 och 3).

Muscovite-biotite mica schists from the map-areas.

- II. Plagioklaskvartsiter från kartbladen Uppsala SV och SO (beräknad ur 16 kemiska analyser i tabell 1 b och 3).

Plagioclase quartzites from the map-areas.

- III. Biotit-plagioklasskiffrar från kartbladen Uppsala SV och SO (beräknad ur 19 kemiska analyser i tabell 1 a och 3).

Biotite-plagioclase schists from the map-areas.

- IV. Kvartsporfyrer och plagioklasporfyrer från kartbladen Uppsala SV och SO (beräknad ur 6 av de kemiska analyserna i tabell 6 och direktbestämd under mikroskop i 20 slipprov inom ramen för diagram 4).

Quartz porphyries and plagioclase porphyrites from the map-areas.

- V. Gnejsgraniter från kartbladen Uppsala SV och SO (beräknad ur 10 av de kemiska analyserna i tabell 9 samt direktbestämd i 46 slipprov under mikroskop inom ramen för diagram 7).

Synorogenic granites, granodiorites and quartz diorites from the map-areas.

- VI. Gnejsgraniter från Stockholmsområdet (40 direktbestämningar under mikroskop; Stålhös 1969, diagram 14).

Synorogenic granites, granodiorites and quartz diorites from the Stockholm region.

- VII. Yngre graniter från kartbladen Uppsala SV och SO (beräknad ur 23 kemiska analyser från tabellerna 10 och 11).

Serorogenic granites from the present map-areas.

- VIII. Yngre graniter från Stockholmsområdet (beräknad ur 22 kemiska analyser från Sundius 1948, s. 53 och Stålhös 1962, s. 119 analysbilaga).

Serorogenic granites from the Stockholm region.

51a och 113b). Ett mindre inslag av kalifältspat har också noterats inom plagioklaskvartsiterna, i huvudsak där dessa blivit migmatitomvandlade (diagram 2), samt inom kontaktzonen mot yngre graniter och pegmatiter. Mineralet bildar vanligen glasklara individ med flikiga konturer. Lokalt uppträder en ytterst finkornig pigmentering i fältspaten. Särskilt i större individ finns emellanåt en svagt utbildad gitterstruering, som ibland åtföljs av en mycket fintrådig pertit. Inom icke migmatitiserade områden förekommer kalifältspaten endast sporadiskt i form av mm-breda ådror (t. ex. prov 78, diagram 3 från Arlanda). Dessa kan utgöra svaga perifera yttringar av migmatitiseringsprocessen eller hör möjligen ihop med lokalt företrädde pegmatiter i området.

I ett prov taget ca 5 km NO om Odensala k:a förekommer ej obetydligt med kalifältspat i en finkornig biotitglimmerskiffer (jfr. diagram 1, prov 6c) innesluten i kvartsdioritisk urgranit. En särskilt intensiv kontaktomvandling utgående från den senare med åtföljande omvandling av förutvarande muskovit + kvarts till kalifältspat + sillimanit skulle möjligen kunna förklara den till synes nybildade kalifältspaten i detta fall. Den totala frånvaron av sillimanit inom slipprevet gör dock denna tolkning ganska osäker.

Biotit. Pleokroismen i detta mineral är tämligen ensartad och växlar från svagt brun till gulbrun eller gul till rödbrun-brun eller undantagsvis mörkt brun. Lokalt, särskilt inom migmatitområdena, har biotiten omvandlats till pennin. Biotitens kemiska sammansättning framgår av tre analyser i tabell 4. Gemensamt för biotiterna är en extremt låg kalihalt jämsides med en för biotiter inom metamorfa bergarter normalt hög aluminiumhalt (jfr Deer, Howie och Zussman 1965, s. 62–64, analyserna 1–16).

Den låga kalihalten i biotiterna förklarar varför kemiska totalanalyser av här aktuella, biotitförande skiffrar i allmänhet ger lägre kalivärden än man borde vänta sig på grundval av den genom planimetriska analyser beräknade biotithalten i dessa led.

Muskovit. Mineralet är av förhållandevis kalifattig typ (se tab. 4) dock icke i samma grad som biotiten. Såväl syntektoniskt som posttektoniskt kristalliserad muskovit har noterats. Den senare är poikilitiskt utbildad och överskärande.

Andalusit. Mineralet är huvudsakligen knutet till mu-bi-gl.skiffrarna inom icke migmatitiserade områden. Det förekommer ofta anrikat till vissa zoner i form av en till flera centimeter stora, grå eller lätt rosafär-

Tabell 4. Kemiska analyser av olika mineral ur biotit-plagioklasskiffrar och muskovit-biotitglimmerskiffrar från kartbladet Uppsala SV*Chemical analyses of different minerals in biotite-plagioclase schists and muscovite biotite mica schists from the map-sheet Uppsala SW*

	Biotit 010-5718 Prov 186	Biotit 010-5722 Prov 166	Biotit 010-5726 Prov 67 a	Muskovit 010-5726 Prov 67 a	Granat 010-5722 Prov 166	Cordierit 010-5734 Prov 35 a
SiO ₂	34.3	36.5	34.2	47.9	38.4	49.3
TiO ₂	1.7	1.5	1.6	0.4	0.1	0.2
Al ₂ O ₃	20.5	18.4	20.3	34.1	22.0	31.6
Fe ₂ O ₃	2.7	2.2	1.8	0.4	<0.1	1.9
FeO	14.2	17.2	20.0	1.2	33.1	5.9
MnO	0.3	0.05	0.2	0.0	2.1	0.2
MgO	10.9	12.5	7.8	1.0	3.8	7.9
CaO	0.5	0.6	0.1	0.7	1.8	0.2
BaO	<0.1	—	<0.1	0.2	—	—
Na ₂ O	0.5	0.8	0.1	1.0	<0.1	0.2
K ₂ O	7.5	6.7	7.8	8.8	<0.1	0.3
H ₂ O >105°C	5.2	4.3	5.7	4.5	<0.1	—
	98.4	100.75	99.7	100.2	101.3	97.7

Antal joner på basis av 24 (0, OH) resp. 24 (0) och 18 (0).

Number of ions on a basis of 24 (0, OH), 24 (0) and 18 (0) respectively.

	24 (0, OH)			24 (0)		18 (0)	
Si	5.085	5.355	5.073	6.289	6.033	5.088	
Al	2.915	2.645	2.927	1.711	—	0.912	
Al	0.655	0.534	0.615	3.562	4.063	2.926	
Ti	0.187	0.167	0.178	0.039	0.010	0.019	
Fe ⁺	0.302	0.247	0.205	0.039	—	0.149	
Fe ⁺	1.751	2.105	2.474	0.134	4.336	0.508	
Mn	0.040	0.010	0.027	0.032	0.283	0.019	
Mg	2.426	2.757	1.736	0.194	0.896	1.226	
Ca	0.080	0.097	0.018	0.102	0.302	0.025	
Ba	—	—	—	0.016	Alm.	74.6	(—)
Na	0.140	0.229	0.027	0.250	Pyrop	15.4	0.037
K	1.422	1.259	1.477	1.473	Gross.	5.2	0.037
OH	5.138	4.210	5.634	3.940	Spess.	4.8	
						100.0	

Prov 186 Biotit ur muskovit-biotitglimmerskiffer. — 3 km NNO om Norrsunda k:a (SV, 2d).

Prov 166 Biotit ur biotit-plagioklasskiffer. — Slästa, 1.5 km NO om Odensala k:a (SV, 3d).

Prov 67 a Biotit ur biotit-muskovitglimmerskiffer. — 250 m N om Kohagen, 7.5 km O om Husby-Ärlinghundra k:a (SV, 3d).

Prov 67 a Muskovit ur biotit-muskovitglimmerskiffer. — 250 m N om Kohagen, 7.5 km O om Husby-Ärlinghundra k:a (SV, 3d).

Prov 166 Granat ur biotit-plagioklasskiffer. — Slästa, 1.5 km SO om Odensala k:a.

Prov 35 a Cordierit ur biotit-plagioklasskiffer. — 500 m V om Blackvreten, 1.5 km N om Norrsunda k:a.

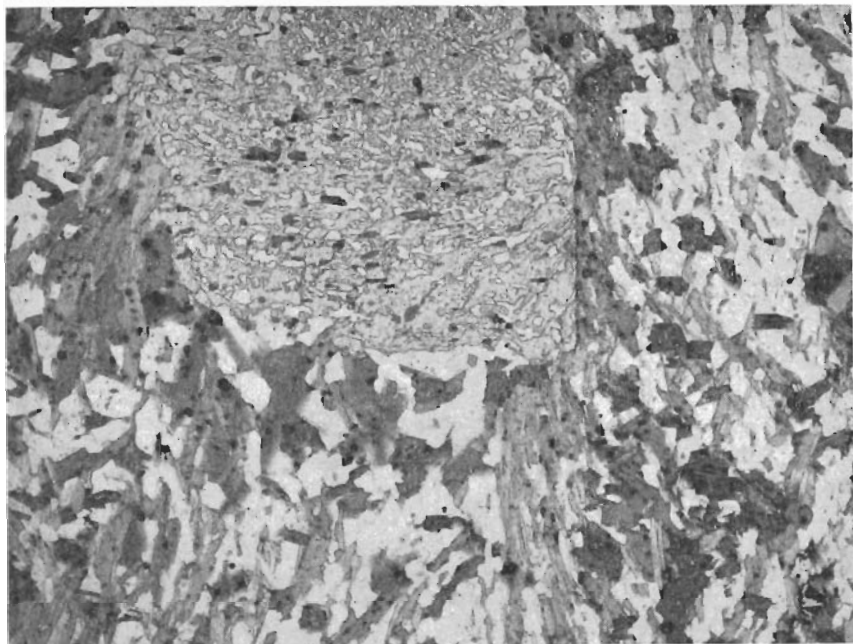


Fig. 7. Andalusitpoikiloblast med "relikt gefüge", roterad ca 90° vid senare tektoniska rörelser under samtidig rekristallisation av omgivande glimmer (prov 39, diagram 3). 1 nic., 22 ggr. Värmecentralen vid Arlanda (Uppsala SV, 3e). – Foto C. Ålinder.

Andalusite poikiloblast with rotation of internal texture about 90° in connection with later tectonic movements and coordinated recrystallization of surrounding micas.

gade porfyroblasterna. De vackraste exemplen härpå finner man strax S om Halmsjön (3e) och vid värmecentralen på Arlanda flygplats. Iakttagna förekomster av andalusit (a), cordierit (c), sillimanit (s) och granat (o) har markerats på kartan. Andalusiten tycks ha kristalliserat i ett förhållandevis tidigt skede av utvecklingen, sannolikt synorogent som följd av en regional temperaturstegring vid urgraniternas intrusion. Porfyroblasterna innesluter nämligen poikilitiskt stora kvantiteter av finkornig kvarts och plagioklas (korndiametrar mellan 0.02–0.05 mm) jämsides med små parallellanordnade biotitfjäll (0.05–0.1 mm). Denna finkorniga interna relikttextur från ett tidigare skede av den orogena utvecklingen, som konserverats inom poikiloblasterna, har sedermera lokalt roterats

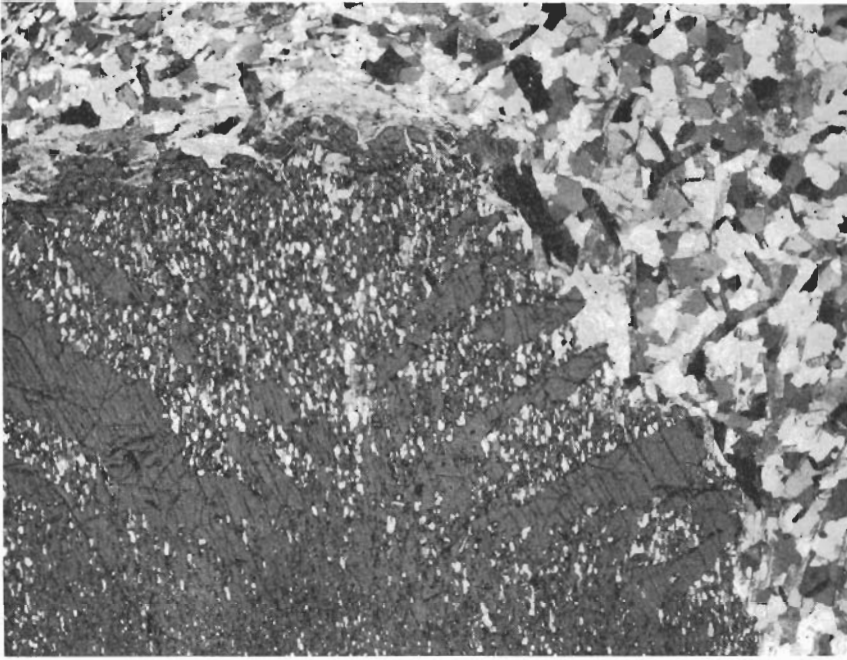


Fig. 8. Synorogent kristalliserad andalusitpoikiloblast i muskovit-biotitglimmerskiffer (prov 34 b, diagram 3). X nic., 20 ggr. Den efterföljande serorogena rekristallisationen har, som framgår av figuren, resulterat i skarpt avgränsade, kompakta fält av andalusit inom den delvis kvarstående poikiloblasten. 1 km NNO om Norrsunda k:a (Uppsala SV). – Foto C. Alinder.

Andalusite poikiloblast of synorogenic age in muscovite-biotite mica schist. Later serorogenic recrystallisation has resulted in fields of compact andalusite inside the early poikiloblast.

upp till 90° i samband med efterföljande tektoniska rörelser och samtidig omkristallisation (fig. 7). Rekristallisationen ifråga har inneburit en kornförgrovnig på 5 å 10 ggr av materialet utanför poikiloblasterna och torde ha inträffat i serorogen tid, dvs. i det skede då migmatitiseringsprocessen nådde sin kulmen inom kringliggande områden. En påtaglig anpassning av större biotitaggregat och nybildade muskovitlameller runt andalusitindividen tycks ha skett i detta sammanhang. Den poikilitiska naturen hos de senare har samtidigt försvunnit lokalt och vissa rätlinjigt avgränsade partier av kompakt andalusit börjar uppträda (fig. 8). I slutfasen av detta skede har andalusiten förträngts mycket tydligt och ersätts här och var av cordierit (se nedan).



Fig. 9. Biotit-plagioklasskiffer med skiktvis uppträdande cordieritporfyroblaster (poikiloblastiska). 500 m V om Blackvreten, ca 1.5 km N–NNO om Norrsunda k:a (Uppsala SV, 2d).

Biotite-plagioclase schist containing numerous porphyroblasts of cordierite.

Cordierit. Mineralen har främst koncentrerats till biotit-plagioklasskifferna och bildar lokalt mäktiga zoner (t. ex. utmed motorvägen från Norrsunda k:a och norrut), där mörkgrå, rundade porfyroblaster från några mm upp till flera cm storlek kan utgöra vid pass en tredjedel av bergartens volym (se diagram 1 och fig. 9). Porfyroblasterna är poikilitiska och liknar dem av andalusit. Relikttexturen är i detta fall än mera framträdande, då det inneslutna, finkorniga kvarts-fältspat-biotitmaterialet ofta utgör väl hälften av poikiloblasterna och cordieriten snarast bildar ett slags matrix (fig. 10). Vid sidan av denna till synes tidigt utbildade (synorogena) cordierit uppträder ett par klart yngre generationer, av vilka den ena torde vara serorogen, syntektonisk den andra posttektonisk. Den syntektoniska cordieriten är väl anpassad till de parallellanordnade grövre biotitfälten och inklämd mellan dessa. Poikilitiskt inneslutet material förekommer tämligen underordnat och är då vanligen grövre än i tidigare bildade cordieriter. Mineralen kan i detta fall utgöra

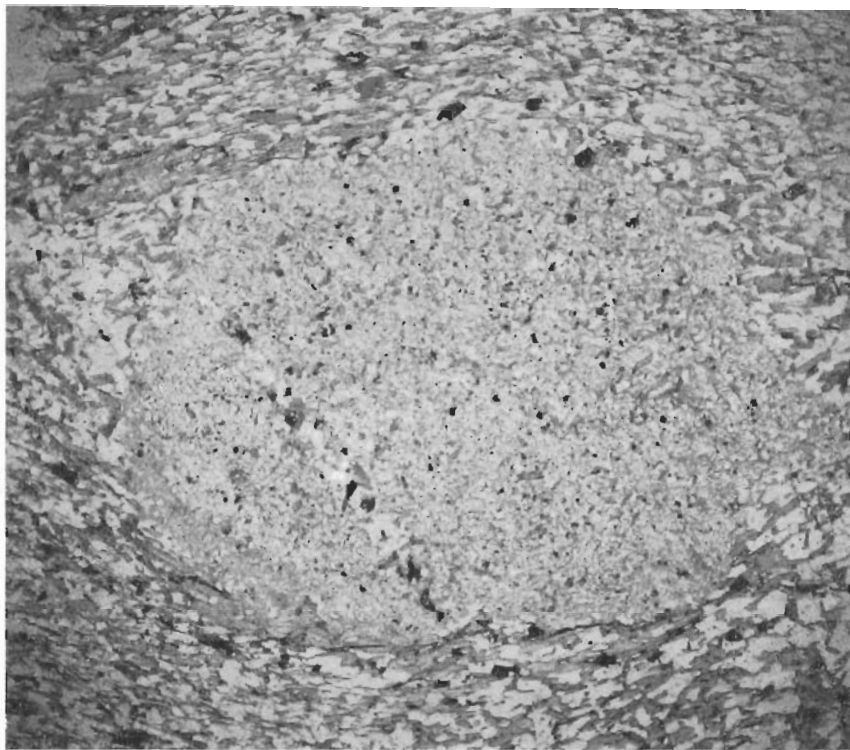


Fig. 10. Synorogent utkristalliserad cordieritpoikiloblast inom en biotit-plagioklasskiffer. 1 nic., 12 ggr. 2.5 km N-NNO om Norrsunda k:a (Uppsala SV). – Foto C. Alinder.

Biotite-plagioclase schist with cordierite poikiloblast of synorogenic age.

granulerade och rekristalliserade äldre cordieriter men representerar sannolikt också helt nybildade individ. Den serorogena posttektoniska cordieriten är genomgående nybildad och uppträder på icke mindre än tre olika sätt, nämligen (prov 38a) 1, som kompakta korn diskordant övertvärande biotit, 2, som nybildade inneslutningsfria zoner kring äldre poikiloblaster och, 3, som oregelbundna pseudomorfoser efter andalusit med inneslutna rester av detta mineral.

Cordieriterna har i betydande utsträckning pinitiserats, vilket speciellt gäller yngre generationer av mineralet. I ett senare skede av denna omvandling bildas små muskovitaggregat (prov 78), som slutligen pseudo-

morft efter cordieriten kristalliserar om till sammanhängande fält av muskovit. Denna omvandling, associerad med en svag kaliinfiltration, torde höra till den serorogena periodens retrograda avklingande skede.

Cordieritens kemiska sammansättning framgår av tabell 4, prov 35 a. Mineralet överensstämmer väl med analyser av cordierit från liknande parageneser i Skottland och Finland (kinzigiter) enligt Deer, Howie och Zussman 1965 (tab. 47, analyserna 12 och 14). Endast halten av trevärt järn är anmärkningsvärt hög, vilket framgår av en jämförelse med analysöversikten i nyssnämnda uppslagsverk.

Granat. Inom icke migmatitiserade områden förekommer granat väsentligen i biotit-plagioklasskiffrarna, ofta i form av vackert idiomorfa, mörkröda kristaller mellan en och tio mm stora (jfr diagram 1, nr 19 a, 84 a och 166). Rikligast företrätt är mineralet nordost och sydost om Odensala k:a samt kring Eke, ca 2 km SV om Vidbo k:a (4e). Inom ett och samma område existerar såväl granat helt fri från inneslutningar (166, diagram 1) som kraftigt poikilitiska individ med 10–30 vol.-% kvarts innesluten i form av små korn (19a). Ett internt reliktegefüge bestående av finkorniga, veckade skikt av ospecificerade opakmineral har i några fall iakttagits inom granaterna (prov 84 a). Liksom ifråga om andalusiten och cordieriten är jag i detta fall benägen att anse granaten synorogent bildad och nyssnämnda gefüge uppkommet i ett tidigt skede av den *orogena* utvecklingen. Den efterföljande serorogena omvandlingen har manifesterat sig dels i en kraftig rekristallisation, bl. a. med en tydlig anpassning av biotit till granatindividen, dels i en framträdande krossning av de senare. Härom vittnar rikligt med kloritfyllda sprickor i granaten, ofta orienterade parallellt med glimnerna. Slutligen kan nämnas att penninitisk klorit ej sällan pseudomorft förtränger granat. Granaten har en för almandiner tämligen normal kemisk sammansättning. Den utgörs av ca 75 % almandin, 15 % pyrop och vardera ca 5 % grossular och spessartin (se tabell 4).

I det mycket begränsade materialet från migmatitområdena har ingen granat påvisats inom ramen för ett slipprov. Mineralet påträffas dock här och var i små kvantiteter som mm-stora kristaller och torde i detta fall sannolikt ha serorogen ålder.

Sillimanit. Mineralet uppträder i större omfattning endast i migmatit-områden eller inom kontaktzonen mot de yngre graniterna och pegmatiterna. I bättre bevarade områden förekommer sillimanit lokalt mycket underordnat och enbart som finprismatiska kristallaggregat av fibrolit-

typ. Biotiter har vanligen utgjort centra för sillimanitbildningen och härvid sönderdelats själva (diagram 3, prov 39 och 113 b). Lokalt har iakttagits muskovitporfyroblastar, som innesluter rikligt med sillimanit (prov 67 a).

Antofyllit. Mineralet har inom biotit-plagioklasskifferna påvisats enbart vid Torrhäll S om Arlanda (prov 40) samt i området ca 3 km norr om Norrsunda k:a. Det bildar posttektoniska, radialstråliga aggregat, som bl. a. skär över poikilitiska cordieriter. Pleokroismen varierar inom ramen för en svag bruntoning. Dubbelbrytningen, 0.025, motsvarar närmast den som utmärker en Mg-antofyllit med ett tiotal mol.-% Fe (Tröger 1956, s. 71).

Cummingtonit. Mineralet har iakttagits i en biotit-plagioklasskiffer från trakten nordost om Odensala k:a (prov 184 d). Det bildar färglösa, polysyntetiskt tvillingbildade individ, ofta med idiomorfa avgränsningar. Utsläkningsvinkeln $c/\gamma = 17^\circ$ tyder på en intermediär sammansättning i cummingtoniten med avseende på mol.-% Mg och Fe.

Klorit. Två slag av klorit tycks förekomma, och båda har bildats under retrograda betingelser. Den ena är av penninitisk typ med karakteristiska, blåviolettera interferensfärger och en pleokroism varierande från färglös till delvis svagt grön. Främst biotit och granat ger vid omvandling upphov till denna klorit. Den andra kloriten, som dominerar kraftigt, är färglös och bildar gärna radialstråliga aggregat. Mineralet, som är posttektoniskt bildat och uppträder diskordant mot övriga komponenter, kan bevisligen inte härledas direkt från omvandlingar av något annat mineral. Den på röntgenografisk väg identifierade kloriten är en Mg-rik klinoklorit med mol.-förhållandet

$$\frac{\text{Fe}_{\text{tot}}}{\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg}} \approx 0.2 \text{ (jfr Deer m. fl. 1965, s. 137).}$$

Grafit. I bättre bevarade led förekommer grafiten som ytterst små, jämnt fördelade korn (prov 55 och 22 c i diagram 1 och 3). Lokalt kan man se hur dessa korn anordnat sig i rader, troligen i samband med förskiffring, och slutligen kristalliserat om till långa kompakta lameller (prov 55). På detta sätt uppträder mestadels grafiten inom migmatitiserade områden (t. ex. prov 112 b, diagram 2). Det är mycket vanligt att lamellerna är inbyggda konformt med spaltytorna i rekristalliserad biotit och muskovit.

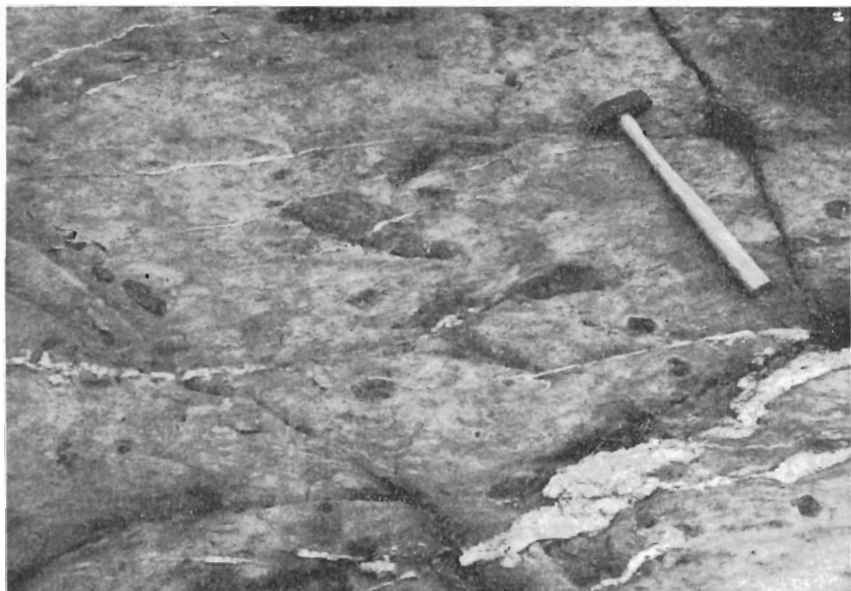


Fig. 11. Veckade och avslitna ådror av turmalin och kvarts i en välbevarad biotit-plagioklasskiffer. De mörka rundade turmalinaggregaten ger bergarten ett pseudokonglomeratiskt utseende. Lägg märke till att kvartsådrorna skär över turmalinen! Karby, ca 1 km SV om Vidbo k:a (Uppsala SV, 4c). – Foto G. Stålhös.

Folded and distorted veins of tourmaline and quartz in well preserved biotite-plagioclase schist. The tourmaline is cut by the quartz veins.

Tourmalin förekommer accessoriskt främst inom muskovit-biotitglimmerskifferna men är även representerad inom övriga led. Kornstorleken hos mineralet är mestadels 0.05–0.1 mm, men lokalt förekommer 0.2–0.3 mm stora individ. Pleokroismen är i flertalet fall färglös till gulgrön. På enstaka platser har noterats en kraftig anrikning av turmalin i form av halvmeterlånga och flera cm breda ådror. Dessa övertvåras skiffrigheten i sedimentbergarterna men har därefter själva genom boudinering slitits isär till friliggande, ofta rundade aggregat med bollliknande utseende (fig. 11). En sådan boll vid Karby ca 1 km SV om Vidbo k:a består av en mosaik mellan lika delar turmalin (kornstorlek 0.1–0.4 mm) och kvarts. Turmalinens pleokroism är i detta fall färglös till blågrön. Slutligen skall nämnas att kvartsådror av den allmänt förekommande typen inom bättre bevarade sedimentbergarter (se s. 9) skär över de nämnda turmalinådrorna.

Opakmineral. Bland opakmineralen ingår förutom svavel- och magnetkis sannolikt även något oxidmalm.

SEDIMENTBERGARTERNAS KEMISKA EGENSKAPER

25 fullständiga och 24 partiella kemiska analyser (vikts-% K_2O , Na_2O och CaO) av sedimentbergarter från undersökningsområdet ingår i tabellerna 1 a, b och 2 resp. tab. 3. Muskovit-biotitglimmerskiffrarna karakteriseras vanligen av katjonfördelningen $K > Mg > Na > Ca$, vilken är typisk för metaargilliter. De metaarenitiska plagioklaskvartsiternas katjonfördelning är i huvudsak $Na > K > Mg > Ca$, dvs. något gråvackebetonad. Samma förhållande gäller för biotit-plagioklasskiffrarna ($Mg > Na > K \approx Ca$), vilka främst beträffande aktuella komponenter skiljer sig från plagioklaskvartsiterna genom en hög Mg-halt härrörande från ett motsvarande högt biotit- och cordieritnehåll. De sistnämnda mineralen förklarar också den höga Fe-halten i biotit-plagioklasskiffrarna.

Till belysningen av fördelningen av K_2O , Na_2O och CaO inom nämnda sedimentbergarter har oxiderna ifråga (mol.-%) förts samman i ett triangeldiagram (fig. 12). Utbredningsfältens belägenhet för muskovit-biotitglimmerskiffrarna respektive plagioklaskvartsiterna¹ visar, att dessa bergartsled utgör resultatet av en väl genomförd sedimentär differentiation, något som tidigare belysts från andra utgångspunkter (se fig. 4). Utbredningsfälten för motsvarande, övervägande högmetamorfa och tydligt differentierade led i Stockholmstrakten har också till jämförelse anförts i fig. 12 (jfr G. Stålhös 1969, diagram 3; granatådergnejser och metaarenitiska plagioklaskvartsiter² – gnejser). Den enda och principiellt viktiga skillnaden mellan Stockholmstraktens och undersökningsområdets sedimentbergarter tycks vara en något lägre kalkhalt i de senare.

Den icke konturlagda gruppen av punkter, som avser biotit-plagioklasskiffrarna i fig. 12, visar betydande spridning. Någon entydig uppdelning inom dessa led i sediment av olika typ, som i just omtalade fall, kan ej utläsas av figuren.

¹ Fyra i samband med migmatitisering starkt kalifältpatiserade plagioklaskvartsiter (jfr diagram 2) inneslutes ej av konturlinjen för plagioklaskvartsiter i fig. 12.

² Tre kalifältpatiserade plagioklaskvartsiter inneslutes ej av konturlinjen för Stockholmsområdets metaarenitiska plagioklaskvartsiter i fig. 12. Även tvenne extremt kalkfattiga metaareniter har icke innefattats av nämnda konturlinje (jfr G. Stålhös 1969, diagram 3).

Fig. 12. Fördelningen av K_2O , Na_2O och CaO (mol.%) inom olika sedimentbergarter från kartbladen Uppsala SV och SO. De relativt lägre metamorfa muskovit-biotitglimmerskiffrarna och plagioklaskvartsiterna inom undersökningsområdet jämföres vidare med motsvarande sannolikt ekvivalenta, övervägande högmetamorfa led i Stockholmsområdet nämligen granatådergnejs respektive meta-arenitisk plagioklaskvartsit.

The distribution of K_2O , Na_2O and CaO (mol.%) within different rocks of sedimentary origin from the present map-areas. The rather well preserved muscovite-biotite mica schists and plagioclase quartzites of this area are compared with their more or less high metamorphic presumed equivalents in the Stockholm region ("granatådergnejs" and "meta-arenitisk plag-kvartsit" respectively).

1. Biotit-plagioklasskiffrar från tabell 1 a och 3.
Biotite-plagioclase schists.
2. Muskovit-biotitglimmerskiffrar från tabell 2.
Muscovite-biotite mica schists.
3. Plagioklaskvartsiter från tabell 1 b och 3.
Plagioclase quartzite (meta-arenite).
4. Skarnbergarter från tabell 7 och 8 samt dito från Stockholmsområdet (förf. 1962, tabell 5).
Skarn-bearing rocks from the map-areas (Table 7 and 8) and from the Stockholm region.
5. Utbredningsfälten för Stockholmsområdets övervägande högmetamorfa granatådergnejs och meta-arenitiska plagioklaskvartsiter (Stålhös 1969, diagram 3).
Inside dotted lines: mostly highmetamorphic veined garnet-gneisses ("granatådergnejs") and meta-arenites ("metaarenitisk plag-kvartsit") from the Stockholm region (Stålhös 1969, Diagram 3).

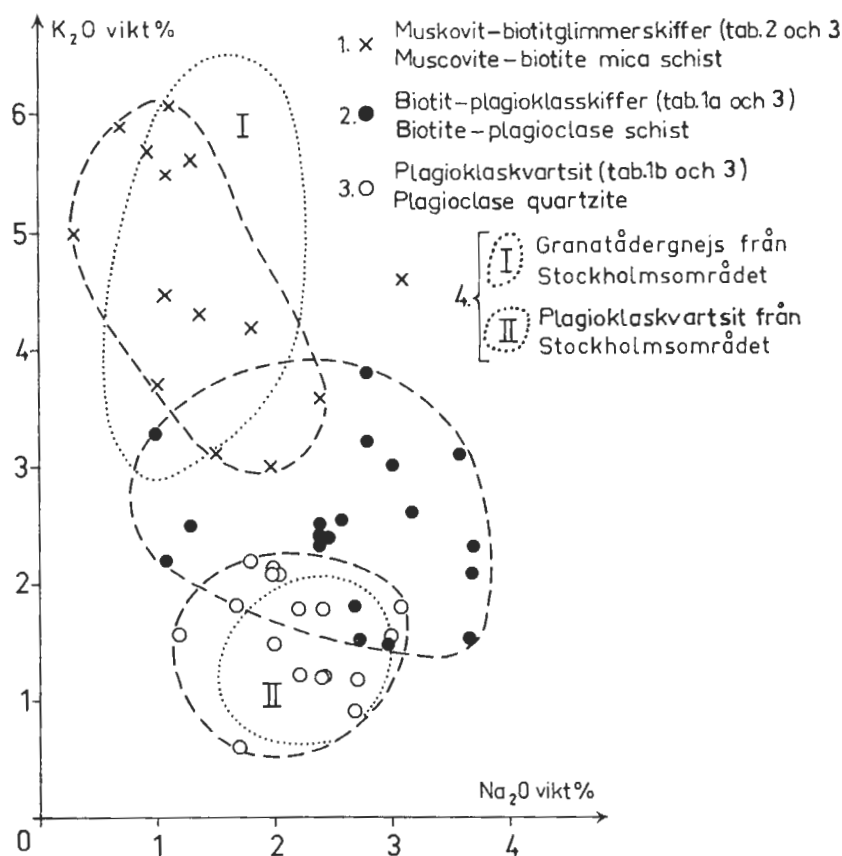


Fig. 13. Relationerna mellan K_2O och Na_2O inom olika sedimentgnejsled från undersökningsområdet. Som en jämförelse anføres också utbredningsfälten för sannolikt ekvivalenta mestadels högmetamorfa sedimentgnejsled från Stockholmsregionen (Stålhös 1969 tabellerna 1, 2, 6 och 7).

Relations between K_2O and Na_2O (% by weight) within different sedimentary rocks of the investigated area. As a comparison the distribution fields (within dotted lines) of high metamorphic equivalents in the Stockholm region are also shown (granatådergnejs = veined garnet-gneiss and plagioklas-kvartsit = plagioclase quartzite respectively).

bellerna 1 a–b och 2 omräknats till Niggli-värden. En grafisk representation av dessa värden framgår av fig. 14 a–f. Mest iögonfallande är de höga och kraftigt spridda si-värdena hos plagioklaskvartsiterna jämfört med motsvarande låga och samlade värden för muskovit-biotitglimmerskiffrarna och biotit-plagioklasskiffrarna. De båda senare glimmerrika leden skiljer sig främst åt beträffande k-värdena, vilka för biotit-plagioklasskiffrarna är låga och nära motsvarar dem hos de gråvackebetonade plagioklaskvartsiterna. Muskovit-biotitglimmerskiffrarnas k-värden är däremot höga, liksom värdena för al och t, något som tillsammans med låga värden för c och alk bekräftar den metaargillitiska prägeln hos dessa led. Biotit-plagioklasskiffrarna bör nog också i huvudsak betraktas som argillitiska derivat (höga värden på fm och lokalt t), med den skillnaden att det relativt höga inslaget av kalkrik plagioklas ofta förlämnar dessa bergarter en viss gråvackeprägel. Till sist visar plagioklaskvartsiterna vid sidan av nyssnämnda höga si-värden tämligen låga Al-överskott (t).

Ännu ett sätt att åskådliggöra uppdelningen inom sedimentbergarterna med hjälp av Niggli-värden framgår av fig. 15 (jfr Simonen 1953, fig. 15 och Stålhös 1969, fig. 4). Summan $t + fm$ ger ett relativt uttryck för lerhalten hos de ursprungliga sedimenten. Här faller såväl muskovit-biotitglimmerskiffrarna som biotit-plagioklasskiffrarna inom ett gemensamt fält för metaargilliter väl avgränsat från utbredningsfältet för metaareniter av plagioklaskvartsittyp (proven 67 a och b är tvenne led inom samma sedimentationscykel).

Ett ytterligare belägg för muskovit-biotitglimmerskiffrarnas genuina argillitprägel är de höga borhalter, som noterats i dem (jfr s. 36 beträffande förekomsten av turmalin). Vidare tyder de inbördes relationerna mellan bor och vanadin (se tab. 2) på att sedimenten i fråga bildats i en marin miljö. Enligt Potter m. fl. (1963) har nämligen en metod utarbetats, medelst vilken man skiljer marina och sötvattenssediment åt på grundval av deras bor- och vanadininnehåll (fig. 16). Som figuren visar, är samtliga analyspunkter belägna inom ramen för de marina argilliternas utbredningsområde. Till jämförelse anföras även i fig. 16 motsvarande bor-vanadinrelationer för en grupp typiska metaargilliter från Los-Hamraområdet i Hälsingland (Th. Lundqvist 1968, fig. 5).

Det för vittringssediment karakteristiska Al-överskottet kan kvantifieras på olika sätt. Vanligast är Niggli-värdet $t = al - (c + alk)$. På grund av det sätt, på vilket t-värdet beräknas, blir detta endast ett relativt mått

Grafiskt åskådliggörande av sammansättningen inom undersökningsområdets olika sedimentbergarter med hjälp av Niggli-värden baserade på kemiska analyser i tabellerna 1 a, b och 2

Graphic representation of different kinds of metasediments from the map-areas on the basis of their Niggli values calculated from the chemical analyses in Tables 1 a, 1 b and 2

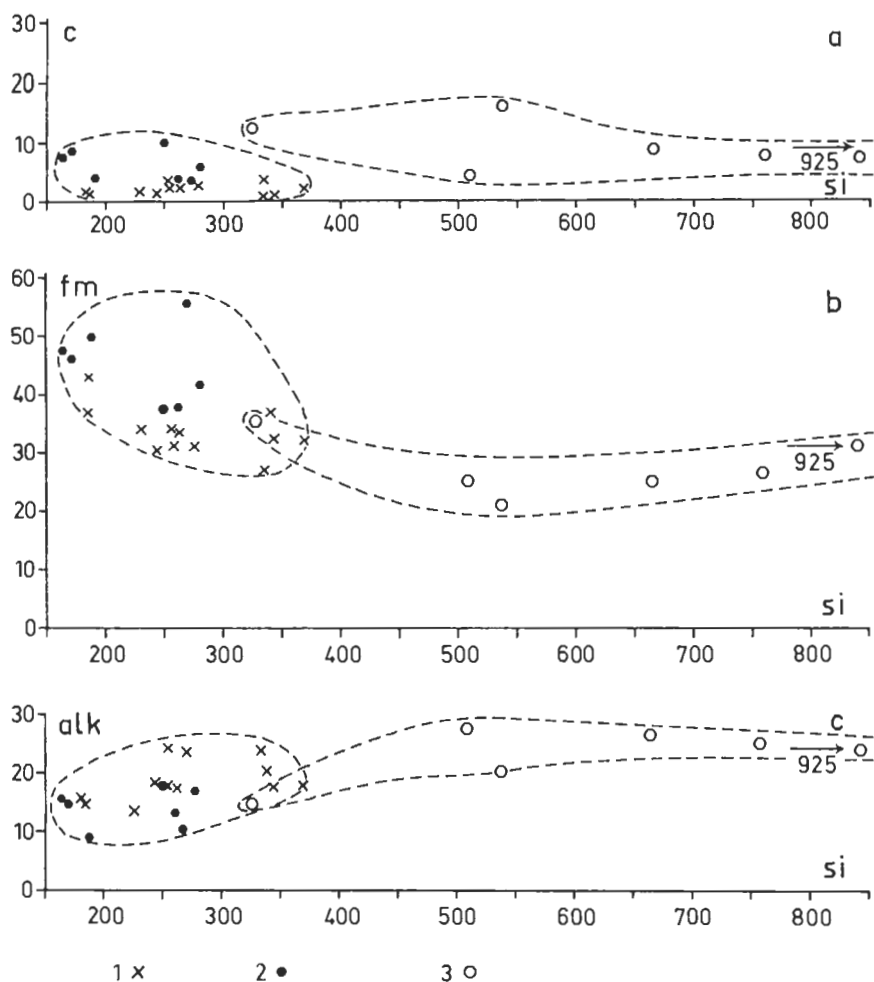


Fig. 14 a-f. 1. 12 muskovit-biotitglimmerskiffrar (tabell 2)

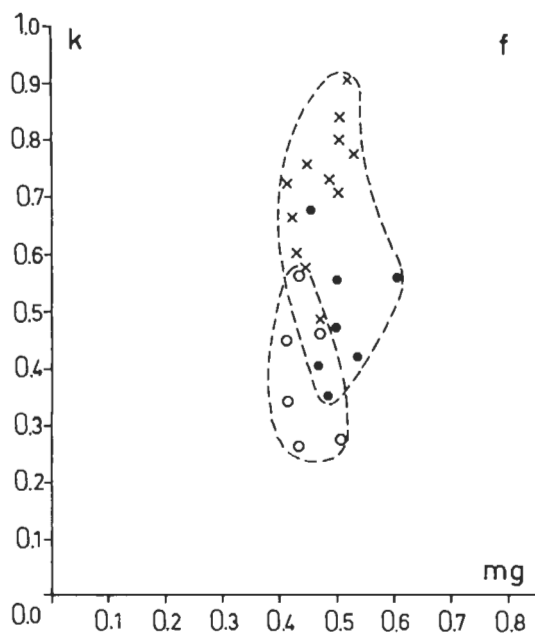
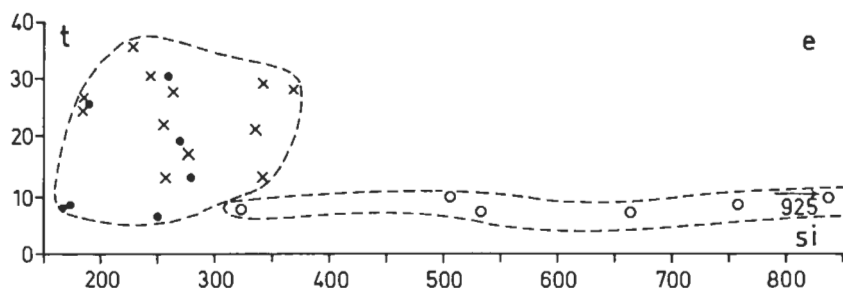
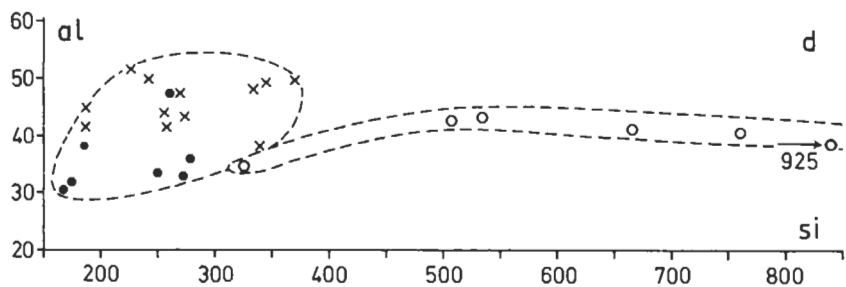
Muscovite-biotite mica schists

2. 7 biotit-plagioklasskiffrar (tabell 1 a)

Biotite-plagioclase schists

3. 6 plagioklaskvartsiter (tabell 1 b)

Plagioclase quartzites



Den karakteristiska sammansättningen på olika suprakrustala led från kartbladen Uppsala SV och SO belyst med hjälp av Niggli-värdena $t + fm$ contra si

Composition of Svecofennian supracrustal rocks from the investigated area illustrated by the Niggli-values $t + fm$ contra si

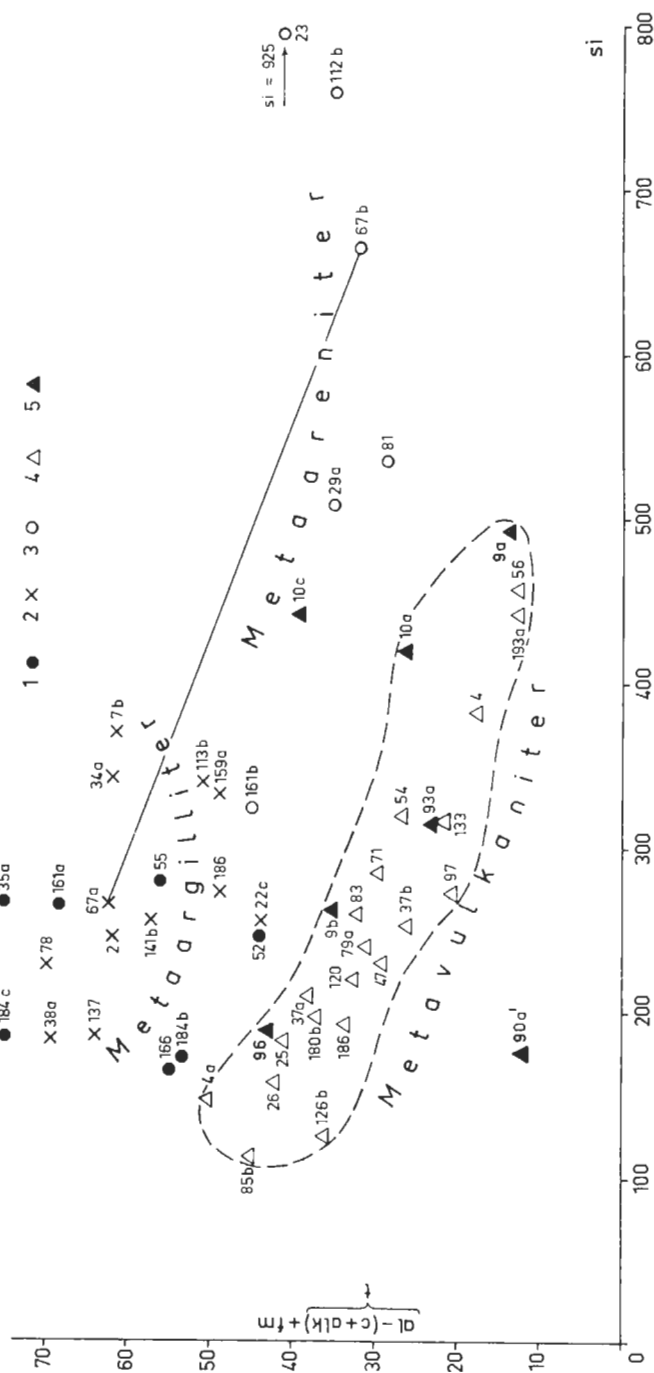


Fig. 15.

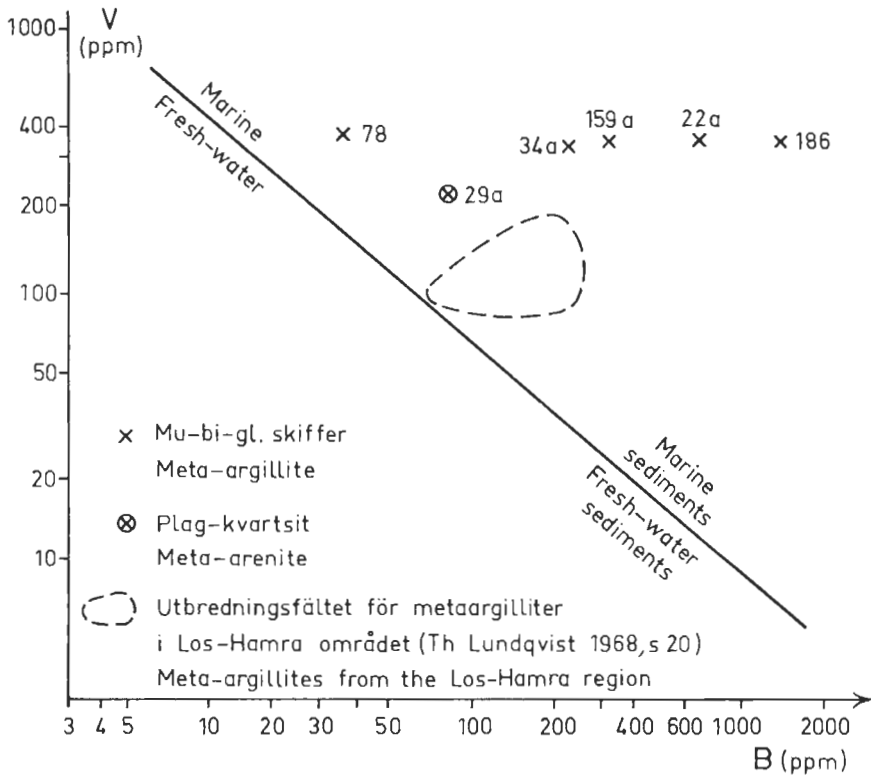


Fig. 16. Relationerna mellan bor och vanadin (logaritmisk skala) inom några meta-sediment från undersökningsområdet (se tabellerna 2 och 1 b). Den diagonalt dragna linjen separerar marina sediment från sötvattenssediment (Potter m. fl. 1963).

Logarithmic plot of vanadium against boron for metasediments from the investigated area. The diagonal line separates marine from fresh-water argillites (Potter et al. 1963).

- | | | |
|----------|--|--|
| Fig. 15. | 1 Biotit-plagioklasskiffer (tabell 1 a)
<i>Biotite-plagioclase schist</i> | } metaargilliter |
| | 2 Muskovit-biotitglimmerskiffer (tabell 2)
<i>Muscovite-biotite mica schist</i> | |
| | 3 Plagioklaskvartsit (tabell 1 b)
<i>Plagioclase quartzite</i> | } metaareniter |
| | 4 Kvartsporfyrer – plagioklasporfyrer (tabell 6)
och leptiter – metabasiter (tabell 7 a)
<i>Quartz porphyry – plagioclase porphyrites and leptites – metabasites</i> | |
| | 5 Bandade leptiter – skarnleptiter – glimmerleptiter (tabell 7 b)
<i>Banded leptites – skarn-bearing leptites – mica-rich leptites</i> | } metavulkaniter
<i>metavolcanics</i> |
| | | |

på det verkliga Al-överskottet. Kvartsrika bergarter ger sålunda förhållandevis högre t-värden än det absoluta Al-överskottet borde betinga. Ett bättre och absolut mått på Al-överskottet ger $Al-(K + Na + Ca)$ uttryckt i katjonprocent. På sistnämnda sätt beräknade Al-överskott och motsvarande t-värden för de kemiska analyserna av sedimentbergarter finns anförda nederst i tabellerna 1 a-b och 2. Av de senare framgår att relationerna mellan t och nämnda Al-överskott växlar från ca 2:1 i de glimmerrikare leden till ca 4:1 inom de kvartsrika plagioklaskvartsiterna. De genomgående låga absoluta Al-överskotten i sistnämnda bergarter härrör nästan uteslutande från biotit och lokalt förekommande små mängder av muskovit. Även i övriga sedimentbergarter spelar biotiten en viktig roll såsom bärare av Al-överskott. Detta förklaras av att mineralet har en ovanligt låg alkalihalt (s. 28) inom undersökningsområdets sedimentbergarter med ekvivalentrelationen 1 alkali ($K +$ underordnat $Na + Ca$) $\approx 2Al$ jämfört med relationen 1 till 1.7 i flertalet metamorfa bergarter enligt Deer, Howie och Zussman (1965, s. 62-64). Även muskoviten har i samma avseende Al-överskott, varvid 1 alkali ekvivalerar $\sim 3 Al$ i stället för den vanligare relationen 1:2.7 (a. a., s. 16-18). Övriga mineral av största betydelse som bärare av Al-överskott i de glimmerrikare sedimentbergarterna är andalusit-sillimanit, cordierit och granat. Härvid kan nämnas att ca 2/3-delar av den totala viktsmängden andalusit-sillimanit i en bergart bildar Al-överskott jämfört med ca 1/3 respektive 1/5 av motsvarande viktsmängder för vartdera mineralen cordierit och granat. De generellt ganska höga absoluta Al-överskotten i muskovit-biotitglimmerskiffrarna är vanligtvis förbundna med en hög halt av muskovit (se diagram 3). Lokala inslag främst av andalusit och/eller sillimanit men även cordierit bidrar kraftigt till att ytterligare höja Al-överskottet i dessa led. Inom biotit-plagioklasskiffrarna är Al-överskottet mera ojämnt fördelat och i högsta grad beroende av ett större eller mindre inslag främst av cordierit (jfr. diagram 1) men lokalt även av granat och andalusit.

I tabell 5 presenteras en sammanfattande jämförelse mellan de kemiska medelvärdena för olika sedimentbergarter inom undersökningsområdet (tab. 1 a, b och 2) och motsvarande medelvärden från sedimentbergarter i Stockholmstrakten. Jämförelsen visar att de metaarenitiska leden liksom motsvarande metaargilliter (kolumn 1 och 2 respektive 3 och 4, tab. 5) i respektive områden är praktiskt taget identiska i kemiskt avseende. I den mån detta förhållande har någon statistisk signifikans

Tabell 5. Kemiska medelvärden för biotit-plagioklasskiffrar, plagioklasskvartsiter och muskovit-biotitglimmerskiffrar från kartbladen Uppsala SV och SO (tab. 1 a, b och 2). Dessa jämförs med motsvarande medelvärden för granatådergnejser och metaareniter i Stockholmsområdet

Chemical mean values for medium-metamorphic biotite-plagioclase schists, plagioclase quartzites and muscovite-biotite schists (Tables 1 a, b and 2) from the map-sheets Uppsala SW and SE. These are compared with corresponding values for high-metamorphic veined garnet-gneisses and meta-arenites from the Stockholm region

Vikt % Wt. %	1 Plagioklass- kvartsiter Uppsala SV o SO	2 Meta- areniter Stockholms- området	3 Muskovit- biotit-glim- merskiffrar Uppsala SV o SO	4 Granatåder- gnejser Stockholms- området	5 Biotit-plagio- klasskiffrar Uppsala SV o SO
SiO ₂	78.6	78.7	62.9	63.7	61.1
TiO ₂	0.4	0.4	0.6	0.7	0.8
Al ₂ O ₃	9.4	10.4	18.4	18.0	16.7
Fe ₂ O ₃	2.9	0.4	2.5	1.1	2.0
FeO		2.5	4.1	5.5	6.2
MnO	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
MgO	1.2	1.1	2.5	2.4	4.4
CaO	1.2	1.7	0.5	0.9	1.5
Na ₂ O	2.0	2.2	1.3	1.6	2.1
K ₂ O	1.9	1.6	4.8	4.4	2.9
t ¹	8.6	7.0	24.9	21.0	16.0
Al-över- ² skott	2.3	2.3	11.7	10.5	8.4
Al ₂ SiO ₅ ³ ..	3.5	3.5	17.5	15.8	12.6

¹ t = al-(c+alk). ² Al-överskott = Al-(K+Na+Ca).
(Al-surplus) (Katjonprocent)

³ Teoretisk mängd Al₂SiO₅ (ekv.prop. ≈ vikt %) motsvarande resp. Al-överskott.

Theoretical quantity of Al₂SiO₅ (≈ % by weight) equivalent to the Al-surplus, respectively.

1. 6 plagioklasskvartsiter från kbl Uppsala SV o SO (tab. 1 b).

Six plagioclase quartzites from the present map-area (medium-metamorphic).

2. 7 metaareniter från Stockholmsområdet (G. Stålhös 1969, tab. 6).

Seven meta-arenites from the Stockholm region (high-metamorphic).

3. 12 muskovit-biotitglimmerskiffrar från kbl Uppsala SV o SO (tab. 2).

Twelve muscovite-biotite mica schists from the present map-area (medium-metamorphic).

4. 25 granatådergnejser från Stockholmsområdet (G. Stålhös 1969, tab. 1).

Twenty-five veined garnet-gneisses from the Stockholm region (high-metamorphic).

5. 7 biotit-plagioklasskiffrar från kbl Uppsala SV o SO (tab. 1 a).

Seven biotite-plagioclase schists from the map-area (medium-metamorphic).

får en tidigare av mig uttryckt förmodan (Stålhös 1969, s. 42) sin bekräftelse, nämligen den att Stockholmstraktens högmetamorfa sedimentådergnejser haft sitt ursprung i vissa typer av sedimentbergarter som finns representerade inom det här aktuella undersökningsområdet. En följdriktig slutsats av detta måste också bli att Stockholmsområdets ådergnejser sedda i ett större sammanhang väsentligen borde ha bildats under isokemiska betingelser. En likartad synpunkt på ådergnejsbildningen i Stockholmsområdet har tidigare hävdats av mig (Stålhös 1962, s. 39–49). I ett sammanfattande arbete över Stockholmstraktens berggrund (Stålhös 1969, s. 35–42 och s. 67) har jag sedermera på skilda grunder framfört en mera modifierad syn på ådergnejsbildningen och det materialutbyte som härvid kan ha ägt rum. Kompletterande undersökningar torde erfordras för en slutgiltig lösning av den mycket viktiga frågan om storleksordningen på och karaktären av det materialutbyte, som otvivelaktigt skett vid åderförgnejsningen såväl inom Stockholmstrakten som i tillämpliga delar av undersökningsområdet.

Biotit-plagioklasskiffrarna i tab. 5, kolumn 5, har som formation betraktat ingen entydig motsvarighet inom Stockholmstrakten. Enstaka stråk av liknande bergarter rubricerade som finkorniga gråvackegnejser har dock noterats, t. ex. vid L. Sickla i Nacka (jfr Stålhös 1962, diagram 1, prov 83). Som tidigare framgått (s. 41) vill jag närmast betrakta de aktuella bergarterna såsom metaargilliter. Till skillnad från muskovit-biotitglimmerskiffrarna, vilka sannolikt utgör nedbrytningsprodukter från surare bergarter, har biotit-plagioklasskiffrarna sitt ursprung i mera basiska led såsom porfyriter och/eller kvartsdioriter, att döma av deras höga halter av särskilt Mg men även Fe jämsides med ett framträdande An-innehåll i plagioklaserna (jfr fig. 6). Medan kaolin-illit-muskovit och underordnade mängder av klorit sannolikt har ingått i muskovit-biotitglimmerskiffrarnas ursprungliga finfraktion, torde den senare hos biotit-plagioklasskiffrarna varit relativt rikare på klorit och/eller primär biotit. Ett visst inslag av montmorillonit kan också ha förekommit bland lermaterialen i sistnämnda fall.

Till sist, nederst i tab. 5 har medeltalet av Al-överskotten för de olika sedimentbergarterna anförts. Vid sidan av t-värden och Al-överskott uttryckta i katjonprocent åskådliggöres de senare med hjälp av den teoretiskt beräknade medelhalten Al_2SiO_5 som respektive Al-överskott skulle motsvara.



Fig. 17. Intraformationellt konglomerat med bollar av porfyr-porfyr it och leptit. Berga, ca 1 km V om Vidbo k:a (SV, 4e). – Foto G. Stålhös.

Intraformational conglomerate with pebbles and cobbles of porphyrites and leptite.

KONGLOMERAT

Det enda konglomerat, som påträffats inom undersökningsområdet, är beläget vid Berga (4e), ca 1 km V om Vidbo k:a. Vålrundade och tätt packade bollar, vanligen från 5 till 20 cm i diameter, utmärker detta konglomerat (se fig. 17), vars omedelbara underlag utgörs av plagioklasporfyr it (diagram 4, prov 188). Samma bergart dominerar bollmaterialet (diagram 4, proverna 180 a, b) tillsammans med underordnade mängder av sannolikt vulkanogena bollar av bandad leptit (diagram 6, prov 90 a'). Den mycket sparsamt förekommande, finkorniga matrixen (diagram 1, prov 90 b') av biotit-plagioklasskiffertyp innehåller enstaka grövre fragment, som antagligen härstammar från strökornen i underliggande porfyr it. Den ovanligt höga An-halten i plagioklasen inom matrixen är direkt jämförbar med motsvarande i flertalet av porfyr it i underlaget (diagram 4). Trots den kraftiga förskiffring, som utmärker zonen inom vilken konglomeratet är beläget, har inga utvalsade bollar

kunnat iakttas. Hornblände och biotit inom de senare är däremot tydligt parallellanordnade, till synes konformt med kringliggande berggrund. Kvartsådror överskär bollarna (fig. 17), och vidare genomsetts konglomeratet av en smal amfibolitgång av Herrängsålder (N. H. Magnusson 1940), något som definitivt ger belägg för konglomeratets tidigsvekokoniska ålder. Konglomeratet är uppskattningsvis ca 5 m mäktigt och kan följas ett tiotal m med NNO-lig strykning i västra delen av en brant bergsida bestående av porfyr. Att döma härav bör uppåt i lagerföljden vara åt väster (se tecken härför på kartan). De i konglomeratet lokalt ingående bollarna av bandad leptit får då också sin förklaring och härrör sannolikt från den stratigrafiskt lägre nivå av bandade leptiter, som är belägen omedelbart V om Vidbo k:a.

BERGARTER AV VULKANOGENT URSPRUNG

Vulkanogena bergarter (gula och delvis gröna på kartan) upptar en mycket ringa del av hela undersökningsområdet. De förekommer dels som lager i sedimentbergarterna, dels som inneslutna partier av mycket växlande storlek i djupbergarterna, främst gnejsgraniterna.

Största utbredningen har en serie av plagioklasporfyrer och med dessa bergarter genetiskt samhöriga kvartsporfyrer, främst belägna inom kartbladet Uppsala SV (se diagram 4).

Bergarter av sannolikt vulkaniskt ursprung men likväl utan säkert identifierbara primärstrukturer har sammanförts under beteckningen leptit-basiska leptiter-metabasiter i diagram 5. Dessa led, vars samhörighet och eventuella inbördes släktskap inte helt kunnat klarläggas, bildar mestadels små spridda förekomster inom hela undersökningsområdet.

Till sist förekommer en från ovannämnda kvartsporfyrer och porfyrer tämligen vagt avgränsad, finbandad, lätt alkalibetonad serie av förmodade tuffiter, vilka (diagram 6) huvudsakligen påträffats inom ett stråk omedelbart V om Vidbo k:a (Uppsala SV, 4e). Enstaka kalkstenshorisonter, liksom skarnbandning och en lokal uppblandning med vitt-ringsmaterial, karakteriserar denna serie.

Den mineralogiska sammansättningen av metavulkaniterna skiljer sig i allmänhet väl från den i metasedimenten inom undersökningsområdet, vilket tydligt framgår av fig. 4. De senare är genomgående relativt rikare på kvarts (faller ovanför linjen CM) än de förra. Undantag utgör dels några av nyssnämnda tuffiter uppblandade med vittringsmaterial (ovan-

för CM-linjen), dels flera relativt kvartsfattiga biotit-plagioklasskiffrar som ligger nedom CM-linjen.

Även den kemiska sammansättningen hos metavulkaniterna är i allmänhet skild från den i metasedimenten. Detta framgår tydligt av fig. 15, som är baserad på Niggli-värderna ($t+fm$ contra si) för samtliga kemiska analyser i tabellerna 1 a, b och 2 respektive tabellerna 6 och 7 a, b. Utbredningsfältet för metavulkaniterna enligt nämnda figur är i huvudsak skilt från motsvarande för metasedimenten. Enda undantag utgör en med glimmer uppblandad leptit där sedimentkaraktären tagit överhanden (jfr prov 10 c, tab. 7 b).

KVARTSPORFYRER - PLAGIOKLASPORFYRITER

De i rubriken anförda bergarternas mineralogiska sammansättning varierar såsom diagram 4 visar. Inom de surare leden dominerar kvarts helt som strökorner men ersätts successivt av plagioklas i riktning mot mera basiska varieteter. Där inslaget av kalifältspat upphör i bergarterna blir plagioklasströkornen i huvudsak allena rådande. Strökornen är vanligtvis från en halv till ca tre mm stora (se diagram 4), och i fallet plagioklas har undantagsvis upp till tio mm noterats (t. ex. 700 m NV om Morsta; Uppsala SO, 2i). Strökornen är i allmänhet sparsamt fördelade, även om exempel på motsatsen förekommer. Kornstorleken inom grundmassan överskrider inte 0.1 mm i två tredjedelar av fallen (se fig. 5, kurva V). Den något grövre grundmassan, från 0.1 till 0.4 mm, i resterande fall (kurvans högra del) hör mestadels samman med kraftigt rekristalliserade led inom migmatitområdena (t. ex. vid sydändan av Lejondalssjön; Uppsala SV, 0b).

Den enda samlade och väl avgränsade förekomsten av kvartsporfyr inom undersökningsområdet är belägen vid Krogsta ca 1 km V om Norrsunda k:a. Den ömsom röda, ömsom vitgrå bergarten torde här vara minst 100 m mäktig. De glest uppträdande kvartsströkornen är svåra att urskilja i fält (jfr prov 57, diagram 4). En liknande kvartsporfyr i form av ett m-brett lager i glimmerskiffrarna har observerats vid en lokal 500 m V om Norrsunda k:a (prov 56).

I fält tydligt iakttagbara kvartsströkor finner man genomgående i de många brottstycken av röd porfyr som förekommer i Åkersbergaområdets monzoniter (t. ex. vid infarten till Österåkers fängelse; Uppsala SO, 0i). Bland flertalet isometriskt utbildade kvartsströkor i nämnda por-

57. Röd kvartsporfyr. – Krogsta, 1 km V om Norrsunda k:a, (SV, 1d).
108. Röd kvarts-plag-porfyr (ryodacit; brottstycke i monzonit). – 1.5 km N om Österåker k:a, (vid fångelset), (SO, 0i).
- 193 a. Ljus kvarts-plag-porfyr (ryodacit). – Berga, 1 km VSV om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
56. Röd kvartsporfyr (ryodacit). – 500 m VSV om Norrsunda, (SV, 1d). – *Kem. anal.*
4. Kvartsporfyr (alkaliryolit). – 500 m V om Bromsta, ca 2.5 km VSV om Oden-sala k:a, (SV, 3c). – *Kem. anal.*
89. Grå förskiffrad kvartsporfyr. – Norrby, 1 km NV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 200 b. Plag-kvartsporfyr. – Hällkana, östra sidan av Lejondalssjön, (SV, 0b).
181. Plag-porfyr. – 1 km V om Vidbo k:a, (SV, 4e).
54. Ljus plag-porfyr (dacit). – 1 km N om Norrsunda k:a, (SV, 2d). – *Kem. anal.*
- 36 a. Förskiffrad kvartsporfyr. – 500 m NO om Plåtbacken, ca 2.3 km N om Norrsunda k:a, (SV, 2d).
71. Kvartsporfyr (dacit). – S om Benstockslund, 3.5 km O–OSO om Husby-Ärling-hundra k:a, (SV, 2c). – *Kem. anal.*
- 37 b. Ljus förskiffrad kvarts-plag-porfyr (dacit). – 1 km V om Brotorp, ca 3 km N–NNO om Norrsunda k:a, (SV, 2d). – *Kem. anal.*
- 79 a. Plag-porfyr med enstaka kvartsströkorn (kvartsandesit). – 2.5 km OSO om V. Ryds k:a, utmed kraftledningsgata, (SV, 0c). – *Kem. anal.*
83. Hornblände-plag-porfyr (meladacit). – 1 km rakt O om L. Tingsviken, södra delen av Lejondalssjön, (SV, 0b). – *Kem. anal.*
47. Plag-porfyr (meladacit). – Charlottenberg, ca 3 km NO om Sigtuna, (SV, 3c). – *Kem. anal.*
- 126 a. Plag-porfyr. – V om Hällkana, östra sidan av Lejondalssjön, (SV, 0b).
120. Plag-porfyr (meladacit). – 750 m SO om Sjötorpet, ca 3.5 km VNV–V om V. Ryds k:a, (SV, 0b). – *Kem. anal.*
- 37 a. Mörk förskiffrad plag-porfyr. – 1 km V om Brotorp, ca 3 km N–NNO om Norrsunda k:a, (SV, 2d). – *Kem. anal.*
- An. Plag-porfyr (kvartsandesit). – 500 m NV om Tärnsund, 2.5 km OSO om V. Ryds k:a, (SV, 0c).
- 127 a. Plag-porfyr. – 1 km OSO om L. Tingsviken, Lejondalssjöns sydspets, (SV, 0b).
91. Plag-porfyr. – 1.5 km NNV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 180 a. Plag-porfyr (boll i konglomerat). – Berga, 1 km V om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 180 b. Plag-porfyr (mela kvartsandesit; (boll i konglomerat). – Berga, 1 km V om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
188. Plag-porfyr (mela kvartsandesit; (underlag till konglomerat). – Berga, 1 km V om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
82. Plag-porfyr. – 1 km rakt O om L. Tingsviken, södra delen av Lejondalssjön, (SV, 0b).
25. Plag-porfyr (mela kvartsandesit). – SO om Åslunda, ca 1 km NO om Oden-sala k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*
- 7 c. Plag-porfyr. – 1.5 km SV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
105. Plag-hornbländeporfyr (0.5 m brett lager i sedimentgnejs). – Ca 2 km NV om Sättra, ca 4.5 km N om Bro stn, (SV, 0a).
134. Plag-porfyr, granatförande. – 1.2 km S om Negelstena, ca 3.7 km OSO om Håbo-Tibble k:a (SV, 1b).
26. Plag-porfyr (mela kvartsandesit med cummingtonit). – SO om Åslunda, ca 1 km NO om Odensala k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*
- 126 b. Plag-porfyr (basalt). – V om Hällkana, östra sidan av Lejondalssjön, (SV, 0b). – *Kem. anal.*

Tabell 6. Kemiska analyser av kvartsporfyrer—plagioklasporfyrer från kartbladen Uppsala SV och SO*Chemical analyses of quartz porphyries—plagioclase porphyrites from the map-sheets Uppsala SW and SE*

Vikt % Wt. %	Prov nr* Spec. No.	193 a	56	4	54	71	37 b	79 a	83
SiO ₂		71.90	73.30	71.80	68.60	66.70	64.6	63.50	65.50
TiO ₂		0.15	0.13	0.18	0.46	0.49	0.49	0.56	0.43
Al ₂ O ₃		13.00	13.20	13.80	14.90	15.50	15.8	15.10	13.60
Fe ₂ O ₃		1.30	1.20	2.50	4.20	4.50	0.79	6.40	4.90
FeO							3.69		
MnO		0.04	0.02	0.06	0.05	0.08	0.06	0.10	0.10
MgO		0.31	0.26	0.74	1.10	1.80	2.1	2.40	3.30
CaO		1.20	1.10	1.00	2.30	3.60	3.4	5.20	4.20
BaO		0.12	0.11	0.09	0.08	0.06		0.05	0.06
Na ₂ O		2.90	3.20	4.60	3.20	2.60	3.3	2.40	1.90
K ₂ O		4.50	4.30	3.40	3.60	3.10	4.1	2.10	3.40
P ₂ O ₅						0.11	0.10		
H ₂ O > 105°C					0.40		1.71 ¹	1.10	
Σ		95.41	96.81	98.16	98.88	98.53	100.1	98.90	97.38

Vikt % Wt. %	Prov nr* Spec. No.	47	120	37 a	180 b	188	25	26	126 b
SiO ₂		63.20	60.90	62.2	58.30	57.90	57.40	53.90	49.10
TiO ₂		0.79	0.62	0.66	0.97	1.10	1.40	1.30	1.20
Al ₂ O ₃		15.60	15.30	16.0	15.80	15.20	15.90	14.40	16.20
Fe ₂ O ₃		6.70	6.30	0.92	8.10	7.90	9.80	11.40	10.40
FeO				5.03					
MnO		0.12	0.12	0.11	0.18	0.15	0.16	0.22	0.23
MgO		2.20	3.10	3.7	3.50	3.60	3.70	5.30	6.30
CaO		4.70	4.80	4.7	4.20	5.60	6.70	7.60	9.00
BaO		0.08	0.08		0.09	0.06	0.05	0.05	0.05
Na ₂ O		2.50	2.10	2.5	2.70	2.70	1.50	1.40	2.00
K ₂ O		3.40	3.10	2.4	2.50	2.20	1.30	1.00	1.90
P ₂ O ₅				0.15			0.25		0.26
H ₂ O > 105°C		1.40		1.91 ¹			1.80		2.10
Σ		100.68	96.41	100.3	96.33	96.40	99.95	96.56	98.73

¹ glödningsförlust

* Beträffande lokaler se diagram 4.

For localities see Diagram 4.

fyr har i några fall hexagonala begränsningsytor noterats. Jämte enstaka strökorn av plagioklas torde också ett flertal större individ av mikroklinpertit i bergarten vara att uppfatta som relikta men rekristalliserade strökorn. Utöver här nämnda förekomster utgör kvartsporfyrer ett betydande inslag i det smala porfyritstråk som kan följas från trakten ca 2 km N om Norrsunda k:a i NNO-lig riktning fram till kartgränsen. Såväl successiva övergångar som skarpa gränser existerar i detta stråk mellan oregelbundet växellagrande bankar av vanligen ljusare grå porfyryr och mörkare porfyriter. Exempel härpå kan studeras i långa vägsärningar utmed Arlandavägen ca 2 km N om Norrsunda k:a. Både fältgeologiska och karttekniska skäl har tyvärr omöjliggjort ett detaljerat utskiljande av kvartsporfyrerna från porfyriterna i aktuella fall. Den just omtalade blandade zonen av porfyryr och porfyriter liksom även porfyriterna ca 2 km OSO om V. Ryds k:a (SV, 0c) är anmärkningsvärt kraftigt tektoniserade (markering genom speciella överbeteckningar på kartan) en omständighet, som ej närmare kunnat klarläggas (se s. 145).

Porfyriternas mäktighet torde av de vertikalt stående stråkens bredd att döma röra sig omkring 400–500 m, varav måhända något hundratal meter upptas av kvartsporfyrerna. Oftare än vad fallet är i fråga om porfyryrerna bildar porfyriterna metertunna inlagringar i sedimentbergarterna (t. ex. prov 105). Dylika lager (gröna streck med P i kartan) har noterats bl. a. i trakten 2 km NV om sjön Uttran (Uppsala SO, 4g), framför Ekskogens gård ca 250 m SSO om Ekskogens stn (SO, 3h) och invid vägen ca 1 km V om Granhammar (SV, 0c).

Nedan följer en kortfattad redogörelse för de viktigaste mineralen, som baserar sig på diagram 4 och ytterligare ett tjugotal tunnslip från den aktuella bergartssviten.

Kvarts. Om man bortser från de som brottstycken uppträdande röda porfyryrerna (s. 51) med välbevarade, lätt undulösa kvartsströkorn, är huvuddelen av de senare i övriga porfyryr fältuppdelade eller lokalt kraftigt granulerade i ovannämnda tektoniska zoner. De vanligen ekvidimensionella eller något rektangulära kvartsströkornen är i det senare fallet utvalsade till 3 å 5 mm långa spolar (t. ex. prov 36 a). Gränsen mellan strökornen och grundmassan är genomgående småflikig.

Kalifältspat. Mineralen utgörs genomgående av en inneslutningsfri mikroklin. Större individ är lokalt pertitiska.

Plagioklas. Variationerna i mineralens sammansättning, väsentligen beräknad i strökornen, framgår av diagram 4. Normalfördelningskur-

van (fig. 6, IV) för An-halten visar maximum vid ca 45 % An, ett vanligt värde för plagioklasporfyriterna. Kvartsporfyrens An-halt torde i allmänhet ligga kring 15 à 20 %. De mestadels rektangulära och i centralzonen kraftigt omvandlade strökornen är ofta zonerade, t. ex. prov 181 från 41 till 27 % An vid randen eller i prov 25 från 55 till 45 % An. Lokalt ersätts de enskilda strökornen av mindre sådana ansamlade till aggregat, varvid en s. k. glomeroporfyritisk struktur erhålls (prov 4 och 193 a). Inom de kraftigt tektoniserade zonerna är plagioklasströkornen endast undantagsvis påtagligt granulerade, men exempel finns bl. a. vid Berga 1 km V om Vidbo k:a, där de senare blivit helt utvalsade till långsmala, småkorniga aggregat. Plagioklasströkornen rekristalliserar inte sällan, varvid vittringsmaterialet i deras centralzoner ofta försvinner. En i samband härmed påpräglad tvillingbildning observeras ofta.

Hornblände. Minalet visar mestadels en pleokroism i nyanser från gulgrönt-grönt till blågrönt. Lokalt uppträder hornbländet i 2–4 mm stora, jämnt fördelade strökornslänkande aggregat inom plagioklasporfyriterna (t. ex. proven 83 och 105). Sannolikt utgör dessa aggregat granulerade och rekristalliserade ursprungliga hornblände- och/eller pyroxenströkorn.

Färglöst *cummingtonitiskt* hornblände har iakttagits i ett flertal slipprov, dock sällan inom ramen för diagram 4 (prov 26). Vid Svensbol N om Arlanda (SV, 3e) har t. o. m. enbart färglöst hornblände iakttagits. Både normala och färglösa hornbländen uppträder dels som med skiffriheten konforma individ av sannolikt serorogen ålder och dels som diskordanta posttektoniskt bildade, lokalt poikilitiska individ. I samband med den starka tektoniseringen inom stråket N om Norrsunda k:a har hornbländet ej sällan delvis separerats ut från övriga mineral till diskreta mm- eller cm-breda konforma skikt, ett till synes utmärkt exempel på metamorf differentiation.

Biotit. Pleokroismen i minalet varierar mestadels från gulbruna till svartbruna färger. Liksom hornbländet är biotiten tydligt parallellanordnad och kraftigt serorogent rekristalliserad, speciellt i de starkt förskiffrade stråken. Lokalt i de senare har biotiten överförts till pennin med inneslutna aggregat av leukoxen.

I några fall har övertvärande kristalloblastar av *klinopyroxen* noterats i vissa basiska porfyrit. Vidare kan nämnas att vackert utbildade 2 à 3 mm stora radialstråliga aggregat av *turmalin* (färgl.-ljusblå) förekommer rikligt i en basisk vulkanit ca 500 m VSV om Brotorp 3 km NNO

om Norrsunda k:a. Minaeralet torde i detta fall vara av metasomatiskt ursprung. Närvaron av små mängder *epidot* i jämvikt med en måttligt kalkförande plagioklas i vissa porfyriter tyder på att förstnämnda mineral har bildats tämligen sent, under retrograda betingelser. Till sist kan nämnas att *granat* lokalt förekommer inom porfyriterna. Främst finner man mineralet i form av cm-stora individ inom porfyritstråket ca 1.5 km N om Lejondalssjöns nordände (prov 134; SV, 1b).

I det följande skall omnämnas ett antal data av allmän karaktär berörande den aktuella bergartssviten. Porfyriterna uppträder emellanåt intrusivt i förhållande till omgivande suprakrustalbergarter. De senare överskärs diskordant och förekommer som brottstycken i porfyriterna, t. ex. i höjden N om Tärnsund ca 2.5 km OSO om V. Ryd k:a (Uppsala SV, 0c). Likaledes penetrerar porfyriterna i området 150 m S om Nibble, ett par km N om Vidbo k:a, den vita, finbandade leptit som utgör vulkaniternas äldsta del i undersökningsområdet (se s. 50). Flera generationer av porfyrit föreligger möjligen i porfyritstråket S om Lejondalssjön (Uppsala SV, 0a), där den ena generationen tycks bilda brottstycken i den andra. I samma trakt vid Hällkana iakttogs också raskt utkilande skikt av porfyrit av växlande surhetsgrad. Likaledes har här påträffats en agglomeratliknande bildning bestående av en ca m-bred bank av små mörka ellipsformade fragment i en ljusare matrix, vilket tyder på att vulkaniska breccior även kan ha ingått i omtalade formation. Slutligen skall nämnas, att kvartsådring av samma slag som i de bättre bevarade sedimentgnejserna förekommer allmänt inom porfyriterna, t. ex. i Vidboområdet.

Enligt de klassifikationsprinciper för eruptivbergarter, som här tillämpas med utgångspunkt från den mineralogiska sammansättningen (s. 8), är kvartsporfyrerna i allmänhet ryodacitiska, medan plagioklasporfyriterna mestadels varierar från daciter till kvartsandesiter eller undantagsvis övergår i basalter (fig. 18 a och b). Korrekta benämningar på ett antal av vulkaniterna i diagram 4 har anförts i texten till samma diagram.

Kemiska analyser av 16 prover av porfyryr och porfyriter från diagram 4 framgår ur tabell 6. Ett alkali-kalkdiagram över nämnda analyser visar (fig. 19) att motsvarande magmor varit kalk-alkalina till sin typ, med ett index på 61. Som jämförelse kan nämnas att kalk-alkaliindex för ett tjugotal vulkaniter från Tammerforsfältet ger värdet 60 (Simonen 1953, fig. 10).

Ett variationsdiagram baserat på Niggli-värdena för ovannämnda ana-

Klassifikation av metavulkaniter från kartbladet Uppsala SV (Streckeisen 1967, s. 161—193)

Classification of metavolcanics from the map-area Uppsala SW (Streckeisen 1967, p. 161—193)

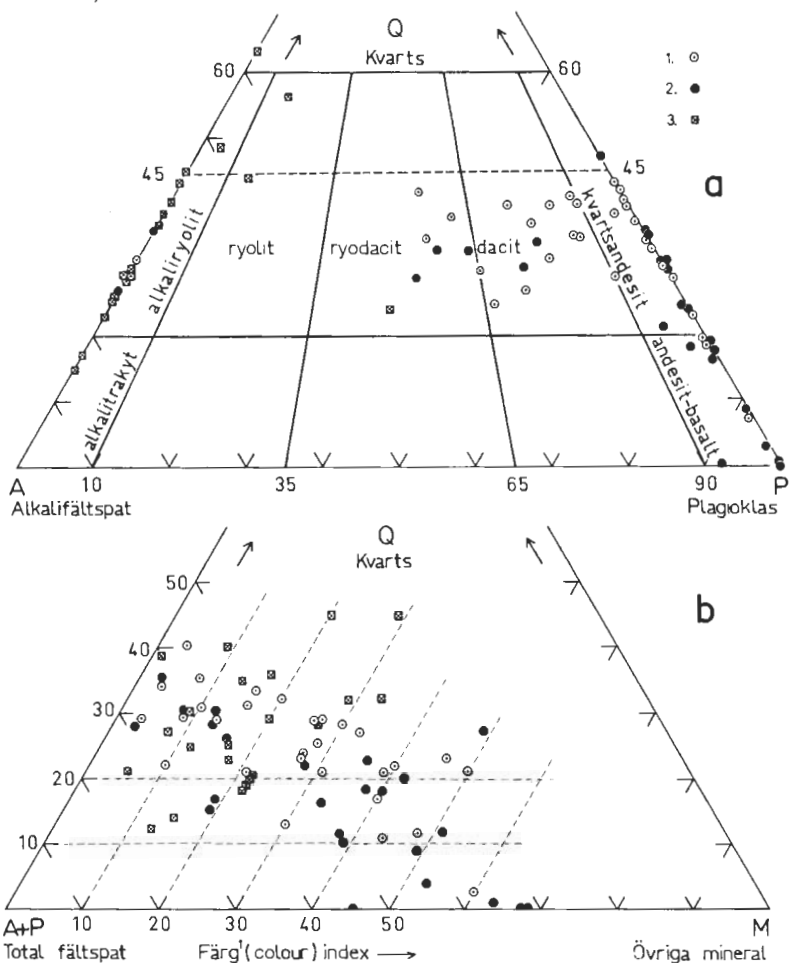


Fig. 18 a, b. Diagrammen baserar sig på följande planimetriska analyser:

- 1 31 kvartsporfyryr – plagioklasporfyryr (diagram 4)
31 modes of quartz porphyry – plagioclase porphyrite
- 2 23 leptiter – metabasiter (diagram 5)
23 modes of leptites – metabasites
- 3 19 bandade leptiter (diagram 6)
19 modes of banded leptites

¹ Ju större inslag av andra mineral än kvarts-fältspat i bergarten desto mörkare blir vanligen denna.

Alkali-kalk index för kvartsporfyrier—plagioklasporfyrier inom kartbladet Uppsala SV
Alkali-lime index for quartz porphyries and plagioclase porphyries from the map-sheet Uppsala SW

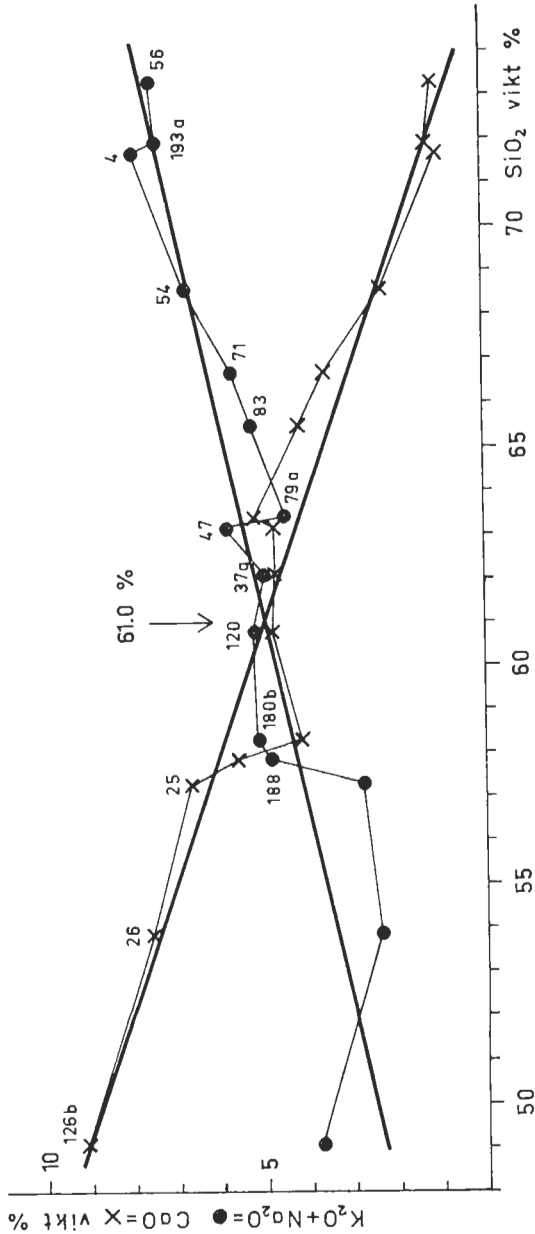


Fig. 19. Alkali-kalk diagram för kvartsporfyrier – plagioklasporfyrier (tabell 6). Abscissa SiO_2 (vikt $\%$). Ordinata $\%$ $CaO = X$ respektive $\%$ $K_2O + Na_2O = \bullet$. Index 61 visar att magmorna varit av kalk-alkalin typ (jfr Turner-Verhoogen 1951, s. 68).
 Alkali-lime diagram for quartz porphyries and plagioclase porphyries from the investigated area (Table 6). Abscissa, percentage SiO_2 ; ordinate, percentage $CaO = X$ or alternatively $K_2O + Na_2O = \bullet$. Index 61 points to a magma of calc-alkalic composition.

Variationsdiagram för metavulkaniter från kartbladet Uppsala SV

Variation diagram for metavolcanics from the map-sheet Uppsala SW

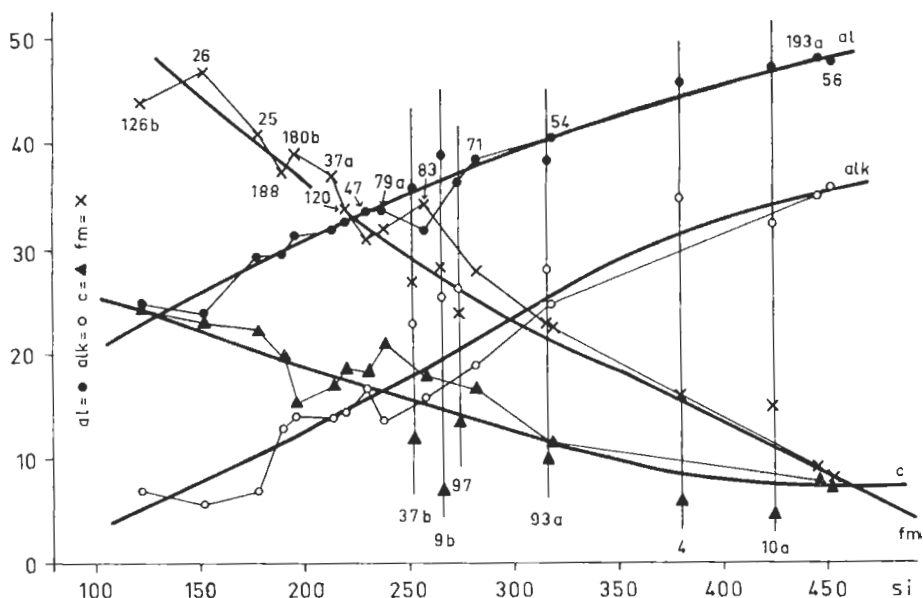


Fig. 20. Variationsdiagram för kvartsporfyrer-plagioklasporfyrer (tabell 6) och bandade leptiter (tabell 7 b) från kartbladet Uppsala SV. Differentiationskurvan är dragen för de kalk-alkalina vulkaniterna. Lätt alkalina vulkaniter, väsentligen bandade leptiter, markerade av vertikala linjer avviker m. el. m. från de dragna kurvorna.

Variation diagram of quartz porphyries-plagioclase porphyrites (Table 6) and banded leptytes (Table 7 b) from the map-sheet Uppsala SW. Differentiation curves are drawn for the calc-alkalic types of volcanics. Somewhat alkaline volcanics deviating from the curve mentioned are marked by means of vertical lines.

lyser framgår ur fig. 20. På något undantag när (analys 4 och 37 b), ansluter sig al, alk, c och fm för de enskilda analyserna tämligen väl till de framextrapolerade differentiationskurvorna. Från differentiationsviten något avvikande är däremot de med vertikala linjer sammanbundna Niggli-värdena för ett antal lätt alkalibetonade leptiter enligt tabell 7 b (se s. 68).

En sammanfattning av de egenskaper, som utmärker den aktuella porfyr-porfyrer-serien, tyder på att denna i huvudsak trängt fram och stelnat på temporära landytter. De senare har emellanåt bestått under avse-

värda tidsrymder varom tidigare nämnda konglomerat med porfyr- och leptitbollar bär vittne. Den totala frånvaron av kuddlave- eller pil-loutbildning inom de basiska porfyriterna utesluter mer eller mindre tanken på att dessa led skulle representera lavacruptioner under havsytan.

I vad mån en del av de inom porfyr-porfyritserien ingående bergarterna skall uppfattas som kristalltuffer och tuffiter har hittills ej kunnat fastställas. Där tunnare lager av porfyr- och växelagrar med sediment torde de förra antingen representera ytnära lagerintrusioner eller konformt inlagrade tuffskikt.

LEPTITER, BASISKA LEPTITER OCH METABASITER

Som nämnts redan i det föregående (s. 50), utgör leptiter och metabasiter bergarter av skiftande men sannolikt vulkanogent ursprung (diagram 5) och låter sig inte direkt korrelera med varandra.

Leptiterna är finkorniga, saliska eller intermediära, röda till grå kvartsfältspatbergarter med måttligt inslag av biotit och sporadisk halt av hornblände. Bergarterna påträffas främst som inneslutningar i gnejsgraniterna, ej minst inom ramen för kartbladet Uppsala SO (0j). Proverna 170 b t. o. m. 133 i vänstra delen av diagram 5 exemplifierar nämnda leptiter. Av dessa är prov 171 något kvartsporfyriskt till sin karaktär medan prov 127 b är lätt hornbländeporfyriskt. På grund av kornstorleken 0.5–1 mm bör prov 170 närmast betecknas som en leptitgnejs. Liknande grova, såväl röda som grå, något problematiska gnejser förekommer öster om Sigtuna. De senare har som helhet erhållit leptiternas gulbeteckning i kartan, trots att både röda och grå småkorniga gnejsgraniter tycks ingå bland dem, inte minst utmed vägen Sigtuna–Märsta. (Tätt lagda bruna streck på gul botten belyser nämnda osäkerhet i bedömningen.)

I de grå eller mörkgrå basiska leptiterna är plagioklasen helt dominerande fältspat och halten av biotit och hornblände ökar (proven 168 c, 52, 63 och 61). De aktuella bergarterna förekommer i ringa omfattning tillsammans med övriga leptiter och är svåra att avgränsa från dessa i fält. Av denna anledning har nämnda led ej skilts ut med särskild beteckning i kartan.

Övriga ej redan anförda bergarter i diagram 5 har sammanförts under beteckningen metabasiter. Dessa är mörkgrå eller gråsvarta, finkorniga plagioklasamfiboliter med växlande inslag av kvarts och biotit. Ej säl-

- 170 b. Röd leptonit. – Skeppsbol, (SO, 0j).
171. Rödgrå kvartsporfyrisk leptonit. – N om Skeppsdal, (SO, 0j).
170. Rödgrå leptonit. – Skeppsbol, (SO, 0j).
- 127 b. Grå intermediär leptonit. – 1 km OSO om L. Tingsviken, Lejondalssjöns sydspets, (SV, 0b).
133. Rödgrå intermediär leptonit. – 250 m V om Uppgårdén, ca 3 km NV om V. Ryds k:a, (SV, 1b). – *Kem. anal.*
- 168 c. Ljus basisk leptonit. – 750 m NV om Vickeby, 2.5 km VSV om Knivsta k:a, (SV, 4c).
115. Metabasit, granatförande något porfyritisk. Större parti i sed.gnejs. – 1.2 km V om Sättra, ca 5 km N om Bro stn, (SV, 1a).
52. Grå basisk leptonitgnejs. – 500 m NO om St. Harsjöns nordspets, 4.5 km O om Össeby-Garn k:a, (SO, 1i).
63. Grå basisk leptonit. – 750 m V om Lövsta, Oxundasjöns sydspets, (SV, 0d).
61. Basisk leptonit (skiva i gnejsgranit). – Björnmyren, ca 2.5 km V-VNV om Upplands-Väsby stn, (SV, 0d).
26. Metabasit, bandad. – 2 km N om Vada k:a, (SO, 2h).
- 22 a. Metabasitlager i sedimentgnejs. – S om Lövhagen, ca 1.5 km NO om Husby-Ärlinghundra k:a, (SV, 3d).
- 4 a. Ljus metabasit, cummingtonitrik. Lager i sed.gnejs. – 500 m N om Odensala k:a, (SV, 3d). – *Kem. anal.*
102. Metabasit bandad. – 500 m NV om Byle hpl, ca 3 km S om Vallentuna k:a, (SO, 0f).
19. Metabasitlager. – Höjden SV om Ekeberga, ca 1.7 km NV om Kårsta stn, (SO, 3h).
72. Metabasit, sekundäromvandlad. – Upprätta, ca 4 km ONO om Vallentuna stn, (SO, 1g).
104. Metabasit, dioritliknande. – Söderbylund, 4 km OSO om Angarns k:a, (SO, 0h).
114. Metabasit granatförande. Lager i sedimentgnejs. – 1.5 km N om Skystatorp, ca 4 km NV om Bro stn, (SV, 0a).
67. Metabasit. Lager i sedimentgnejs. – 250 m NO om Δ -p. 48.0, ca 2 km NO om Vallentuna stn, (SO, 0f).
- 92 b. Metabasit bandad. – 500 m N om Rö k:a, (SO, 4j).
- 168 b. Metabasit. – 750 m NV om Vickeby, 2.5 km VSV om Knivsta k:a, (SV, 4c).
131. Metabasit hornbländerik, granatförande. – Skrämsa, ca 1.5 km VSV om Håbo-Tibble k:a, (SV, 1a).
- 85 b. Metabasit. Lager i sedimentgnejs. – Karby, ca 1 km SV om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*

- C 7. Leptit. – S om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- C 11. Leptit. – Krogsta, (kbl Uppsala NV), ca 1 km N om Nibble, (SV, 4e).
- 92 b. Ljusgrå kalileptit. – Höjdryggen 500 m SSV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- C 12. Leptit. – N om Krogsta, (kbl Uppsala NV), ca 1.3 km N om Nibble, (SV, 4e).
- 177 a. Ljusgrå kalileptit. – 500 m NO om Bistaborg, ca 1 km NNO om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- C 8. Leptit. – S om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- C 10. Leptit (alkalitrakyt). – Krogsta, (kbl Uppsala NV), ca 1 km N om Nibble, (SV, 4e).
- 10 a. Röd kalileptit. – Krogsta, (kbl Uppsala NV), ca 1 km N om Nibble, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
- 10 b. Röd förgrovad kalileptit (alkalitrakyt). – Krogsta, (kbl Uppsala NV), ca 1 km N om Nibble, (SV, 4e).
- 93 a. Grå kalileptit, kvartsporfyrisk? – SV om Velamby, 1.3 km SV-VSV om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
- 91'. Grå kalileptit. – 300 m V om Velamby, 750 m SV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 94 d. Grå Na-leptit. – Bista (södra gården), ca 400 m N om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 9 a. Grå bandad glimmerleptit växelagrad med kalksten. – Bista, ca 400 m N om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
- C 13. Leptit. – N om Krogsta, (kbl Uppsala NV), ca 1.3 km V om Nibble, (SV, 4e).
- C 4. Leptit. – S om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 9 b. Grå alkalileptit. – Bista, ca 400 m N om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
97. Blekröd leptit med plagioklasströkorn. – 1 km SV om Krogsta, (kbl Uppsala NV), V om Vidboän, 2 km N om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
- 93 c. Grå-röd kalileptit, biotitrik, kvartsporfyrisk? – SV om Velamby, 600 m SSV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- C 6. Glimmerleptit. – S om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 10 c. Grå kalileptit, muskovitrik. – Krogsta, (kbl Uppsala NV), ca 1 km N om Nibble, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
- 88 a. Alkalileptit, skarnrik. – Höjd SV om Marieberg, 1 km V om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 93 b. Röd kalileptit, muskovitrik. – SV om Velamby, 1.3 km SV-VSV om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 194 b. Grå leptit, skarnrik. – 100 m O om Nibble, 1.5 km N om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- C 5. Glimmerleptit. – S om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- C 3. Glimmerleptit. – S om Vidbo k:a, (SV, 4e).
- 90 a'. Alkalileptit, skarnrik. Boll i konglomerat. – Berga, ca 1 km V om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*
96. Mörkgrå skarnleptit. – 200 m SO om Solberga, ca 1 km N om Vidbo k:a, (SV, 4e). – *Kem. anal.*

Tabell 7 a. b. Kemiska analyser från kartbladet Uppsala SV a) leptiter och metabasiter
b) bandade leptiter, skarnbandade leptiter och glimmer-leptiter

Chemical analyses from the map-sheet Uppsala SW a) leptites and metabasites
b) banded leptites, skarn-bearing leptites and mica-bearing leptites

Vikt % Wt. %	Prov nr [*] Spec. No.	Leptiter-metabasiter			Bandade leptiter, skarnbandade leptiter och glimmerleptiter									
		133	4 a	85 b	10 a	93 a	9 a	9 b	97	10 c	90 a	96		
SiO ₂		66.20	54.40	47.80	70.80	66.10	76.8	64.00	64.30	70.70	53.80	57.40		
TiO ₂		0.44	1.50	1.00	0.20	0.54	0.08	0.66	0.53	0.19	1.00	1.20		
Al ₂ O ₃		14.50	15.70	15.70	13.60	13.70	12.1	16.10	14.60	13.70	17.60	13.40		
Fe ₂ O ₃		4.30	10.70	12.00	0.90	2.90	0.44	5.30	4.80	1.30	6.30	7.90		
FeO					1.00		1.02			0.80				
MnO		0.09	0.26	0.22	0.05	0.08	0.04	0.12	0.10	0.05	0.13	0.36		
MgO		0.66	7.00	8.30	0.71	1.70	1.5	1.90	1.30	0.96	1.60	4.80		
CaO		7.20	7.50	8.10	0.65	1.90	0.4	1.50	2.90	0.90	7.00	8.20		
BaO		0.30	0.01	0.02	0.14	0.18		0.22	0.13	0.09	0.08	0.04		
Na ₂ O		2.70	1.00	2.00	1.00	0.10	0.4	2.80	3.20	0.20	3.50	0.70		
K ₂ O		4.80	0.30	1.80	7.00	9.20	6.3	5.50	4.80	5.70	4.60	2.40		
P ₂ O ₅					0.04		<0.01			0.04		0.18		
H ₂ O > 105°C					1.20		0.40			1.90		1.30		
Σ		96.18	98.36	96.93	97.28	96.39	99.49	98.09	96.65	96.52	95.60	97.87		

* Beträffande bergart och lokaler se motsvarande nr i diagram 5 och 6.

For type of rock and localities see corresponding numbers in Diagram 5 and 6.

lan tillkommer granat och opakmineral i begränsad omfattning. Epidot och titanit utgör för övrigt de mest karakteristiska småmineralen. Plagioklasen har i allmänhet en måttlig An-halt om ca 40–50 % men når lokalt värden på 60–80 %. Högsta halten, 80 %, visar ett relativt ljust, cummingtonitrikt lager i sedimentgnejsen ca 500 m N om Odensala k:a (prov 4 a). En hög An-halt tycks ofta utmärka cummingtonitrika metabasiter, något som tidigare uppmärksamrats inom Stockholmsområdet (Stålhös 1962, s. 75–76). Hornbländet i metabasiterna är f. ö. grönt av normaltyp, och biotiten visar mättade gulbruna färger i absorptionsläge. Bergarterna är kraftigt rekristalliserade och förgrovade inte minst med avseende på mineralen hornblände och biotit. En extrem förskiffring och sekundär omvandling förekommer lokalt (prov 72) med intensiv kloritbildning och sericitisering inom plagioklasen. Epidoten torde vara ett resultat av denna sena retrograda omvandling. En bevarad hypidiomorf struktur förekommer undantagsvis (prov 104), vilket tyder på att vissa finkorniga dioritiska djuperuptiv troligen ingår bland de aktuella bergarterna. Tre kemiska analyser av leptiter och metabasiter ingår i tabell 7 a (jfr motsvarande ekvivalentnormer i diagram 5).

Flertalet av metabasiterna i diagram 5 härrör från smala lager i sedimentgnejserna med bredder varierande från någon dm till några m. (gröna streck i kartan). Mäktigare lager av metabasit, med något 100-tal m bredd (grönt heltäckande under rubriken metabasit av osäkert ursprung), förekommer ofta inom de centrala delarna av kartbladet Uppsala SO och bildar där till synes kraftigt veckade och isärslitna horisonter. Dessa är ej sällan granatförande och torde representera såväl förgrovade basiska ytbergarter som rekristalliserade dioritiska djuperuptiv.

Bandad metabasit har erhållit en speciell beteckning på kartan. Sådana led förekommer ett par km N om Vada k:a (Uppsala SO, 2h) och invid Rö k:a (SO, 4j). De karakteriseras av en växlande hornbländehalt i olika skikt (prov 26 och 92 b). Lokalt påträffas finskiktade basiska led av sannolikt tuffitiskt ursprung, bl. a. som små inneslutna partier i graniten O om Vallentunasjön.

Enligt tidigare omtalade klassifikationsprinciper (s. 57) har ovan nämnda leptiter av olika slag närmast ryodacitisk och dacitisk sammansättning, medan metabasiterna huvudsakligen tycks vara derivat av kvartsandesiter-andesiter och basalter (se fig. 18 a och b).

Metabasiternas närmaste motsvarighet inom Stockholmstraktens berggrund utgör där likartat uppträdande basiska inlagringar i sedimentgnej-

serna (Stålhös 1959, s. 75–80 och diagram 9). Även dessa led har sitt ursprung i kvartsandesitiska-andesitiska och basaltiska vulkaniter och visar f. ö. stora likheter med de nu beskrivna bergarterna.

BANDADE LEPTITER, SKARNLEPTITER OCH GLIMMERLEPTITER

Dessa bergarter påträffas huvudsakligen i ett nordsydligt stråk V om Vidbo k:a (grå korta streck på gul botten). Leptiterna är mestadels hälleflintslänkande, grå eller svagt rödgrå bergarter med en växlande grad och art av bandning. Mest karakteristisk är en tät skarnbandning i cm-skala, som bäst kan studeras i trakten ca 300 m V om Velamby. Skarnskikten utgörs mestadels av epidot med ett växlande inslag av hornblände. Bredare band och lager förekommer också på denna lokal (dm-till m-bredd). Dessa tycks väsentligen vara betingade av ett växlande inslag av biotit och muskovit i de för övrigt av alkalifältspat och kvarts uppbyggda bergarterna (se diagram 6). Utanför nu nämnda leptitstråk förekommer skarnbandade led främst lokalt i det av porfyryter och porfyriter dominerade vulkanitområdet i väster, mellan Berga och Norrby (Uppsala SV, 4c). Omvänt torde porfyryter och porfyriter ingå helt underordnat i den s. k. bandade leptitzonen.

Urkalkstenar med några meters mäktighet är associerade med de bandade leptiterna och skall beskrivas i följande kapitel.

De bandade leptiterna har en något varierande alkalirik prägel och torde representera ursprungliga tuffer och/eller tuffiter. Primärsammansättningen har förmodligen varit kalifältspat, sur plagioklas och kvarts jämte underordnad glimmer (diagram 6 vänstra delen). En växlande tillblandning av sedimentogent material i nämnda tuffer, främst glimmer, och en samtidig karbonatutfällning torde förklara uppkomsten av de glimmer- och/eller skarnrika leden i diagram 6 (högra delen). De bandade leptiternas förmodat vulkanogena ursprung stöder sig på det faktum att kalifältspat utgör en väsentlig beståndsdel i flertalet av dessa bergarter samtidigt som omgivande, för regionen normala, icke migmatitiserade sediment saknar nämnda fältspat. Endast kraftiga episodiska tillskott av vulkanogent material i form av nedfallande och/eller nedsvämmad aska torde kunna förklara den plötsliga avvikelse från sedimentens normalsammansättning inom området, som den aktuella leptitzonen re-

presenterar. En likartad argumentering har jag tidigare använt för att påvisa den vulkanogena karaktären hos vissa finbandade, välbevarade Na-extrema leptiter på Ornö, vilka liksom här i mineralogiskt avseende väsentligt avviker från omgivande normalsediment (Stålhös 1969, s. 95–96).

Av 27 planimetriskt analyserade prover i diagram 6 härrör 10 (C_3 – C_{13}) från den tidigare nämnda avhandlingen av E. Wiman (1930, s. 63–72), i vilken leptiterna ifråga benämnts ”felsiter”. Till skillnad från övriga analyser är de senare uttryckta i vikts-%, ett förhållande som dock föga påverkar helhetsbilden. Några enstaka kommentarer till de enskilda mineralen inom de nu beskrivna leptiterna följer nedan.

Kalifältspat. Mineralen är genomgående en glasklar och ofta gitterstruerad mikroklin. Sena sprickfyllnader av mikroklin förekommer allmänt.

Plagioklas. Mineralen är mestadels kraftigt sericitomvandlat och sällan tydligt tvillingbildat, varför optiska bestämningar varit svåra eller omöjliga att utföra. De i diagrammet anförda An-halterna i plagioklasserna baserar sig dels på optiska mätningar enligt Wiman (C_3 – C_{13}) och dels, där så varit möjligt, på värden framräknade ur kemiska analyser. I några fall har An-halterna kontrollerats medelst röntgen (proverna 97 och 90 a). Av nämnda mätningar att döma tycks albit eller sur oligoklas vara mest utmärkande för primärt icke karbonatförande, dvs. skarnfria tuffiter, vilkas ursprungliga alkalirika prägel härigenom bekräftas. Där karbonatinblandning förekommit, syns både albitisk och kalkrikare plagioklas uppträda jämsides (97 och 90 a'). Detta skall sannolikt tolkas på så sätt att en viss del av karbonaternas kalcium tagits upp av albiten under bildning av kalkrik plagioklas inom ramen för amfibolitfacies i ett tidigt skede av metamorfosen. En partiell retrograd omvandling av nämnda plagioklas i ett senare metamorfosskede frigjorde åter kalcium med nybildning av albit och epidot som följd (se även s. 57 och fig. 22).

Biotit. Mineralen är pleokroitiskt i ljusgult–mörkbrunt och har ofta omvandlats till pennin med inneslutna leukoxenaggregat.

Muskovit. Mineralen kan i motsats till biotiten i vissa fall ha tektoniskt ursprung och vara bildat genom kraftig lokal förskiffring av kalifältspat. Proverna 10 a och 10 c från Krogsta (diagram 6 och tabell 7 b) utgör möjliga exempel på detta förhållande. Den ursprungliga kalifältspatrika bergarten (10 a) skulle i nämnda fall vid förskiffringen ha för-

lorat kalium (minskning från 7.0 % K_2O till 5.7 %) och samtidigt ha tagit upp vatten (ökning från 1.2 % H_2O till 1.9 %) under bildning av muskovit (10 c). Även posttektonisk bildning av muskovitpoikiloblaster på bekostnad av mikroklin, åtföljd av tydliga förträngningstexturer, har noterats i enstaka fall (prov 10 b).

Hornblände. Minalet är pleokroitiskt i gröna och blågröna nyanser. Det förekommer som dels syntektoniska individ, dels posttektoniska diskordant övertvärande individ med regellös anordning.

Epidot. Minalet är antingen färglöst eller ljusgrönt, järnhaltigt och lokalt zonarbyggt. Det förekommer även som tunna sprickfyllnader.

Turmalin uppträder dels i enskilda korn, dels i lokala, radialstråliga rekristalliserade aggregat. Pleokroismen är i senare fallet färglös-blågrön (t. ex. proverna 93 b, c och 10 c).

Bland övriga mineral kan nämnas hämatit som lokala koncentrationer i prov 93 b (ox = 3). En fint fördelad järnoxidimpregnation har givit upphov till den röda färgen i nämnda prov. En grå bandad leptit vid en närliggande lokal (93 a) för i stället små kuber av svavelkis.

De bandade leptiternas kornstorlekar ligger i allmänhet kring 0.05 mm (se fig. 5, kurva V, och diagram 6). I likhet med undersökningsområdets övriga bättre bevarade suprakrustalled visar de stundom kvartsådring.

De bandade leptiterna är relativt alkalirika i jämförelse med tidigare behandlade kvartsporfyrer-plagioklasporfyrer (se variationsdiagram, fig. 20, för valda analyser ur tabell 7 b). Följaktligen faller värdena på alk och c i allmänhet över respektive under den för kvartsporfyrer-plagioklasporfyrer tillämpliga variationskurvan. Dock skall nämnas att både kvartsporfyrer (4) och plagioklasporfyrer (37 b) med högre halter av alkali förekommer, vilket framgår av fig. 20. Vidare tycks plagioklas (prov 97) och kvartsströkorn (proven 93 a, c) uppträda lokalt bland de bandade leptiterna. Av detta framgår att gränsdragningen mellan nu nämnda vulkanitformationer ej med säkerhet kan anses berättigad. Den tuffitiska karaktären av de bandade leptiterna torde dock vara ställd utom tvivel.

Enligt Streckeisen (1967, s. 161) skall de aktuella leptiterna i huvudsak bedömas såsom alkaliryoliter. (Jfr fig. 18 a och b; de mest skarn- och sedimentkontaminerade leden är ej representerade i QAP-diagrammet.) En viss modifiering vid klassifikationen har dock skett i så motto som att plagioklas upp till An_{15} hänförts till alkalifältspaterna (enl. Streck-

eisen förordas att gränsen läggs vid An_{10}). Detta innebär att alkaliryoliterna från fall till fall kan ha en viss affinitet i riktning mot ryodaciter. Några enstaka alkalitraktyter har också påträffats (C_{10} och 10 b).

KRISTALLINA KALKSTENAR OCH DOLOMITER

Kristallina kalkstenar och dolomiter, vanligen sammanfattade under begreppet urkalkstenar, förekommer inom de bandade leptiterna dels N om Vidbo k:a från Bista ca 500 m i NNO-lig riktning, dels ca 1.5 km SSV om nämnda kyrka, den senare uppgiften enligt E. Wiman (1930, s. 66–67). Urkalkstenen vid Bista varierar i bredd från en halv till ett par meter och kan följas något 10-tal m med västlig brant stupning. Enligt ett prov från nämnda lokal (94 b, tabell 8) är bergarten en finkristallin (korndiametrar ≈ 0.1 – 0.2 mm el. max 0.5 mm), något oren dolomit, där iakttagna skarnmineral främst utgörs av tremolit och klinoklor (färglös). Ur kemisk analys beräknad mineralsammansättning (vikts-%) framgår av tabell 8.

Ett prov från stråkets norra del (179) utgörs till ca $2/3$ av kalcit, vilket framgår av den beräknade mineralsammansättningen i tabell 8. Bergarten, som närmast bör betecknas som en oren magnesiumkalksten (Pettijohn 1949, s. 312) är relativt grovkristallin (korndiametrar ≈ 1 – 2 mm) men innehåller även granulerade partier med kornstorlekar <0.1 mm. Tremolit ingår också. Kalkstenen kan i detta område följas ca 75 m med en ungefärlig bredd av 10 m.

Vid sidan av nämnda mineral har Wiman noterat pyroxen (diopsid), serpentin och vesuvian i urkalkstenarna kring Bista. Urkalkstenen 1.5 km SSV om Vidbo k:a, som ej kunnat återfinnas, innehåller enligt Wiman tremolit, kondrodit, serpentin, flogopit, klorit, epidot, turmalin, pyrit, titanit och apatit.

Mineralparageneserna kalcit-tremolit och dolomit-tremolit inom urkalkstenarna motsvarar närmast grönskifferfacies. En lokal förekomst av diopsid inom dessa (Wiman 1930, s. 66) tyder emellertid på att gränsen grönskifferfacies låg amfibolitfacies måste ha överskridits vid ett eller flera tillfällen, antingen i samband med urgraniternas intrusion eller vid kulmen av den serorogena metamorfosen.

För vidare detaljer beträffande urkalkstenarna i Vidboområdet hänvisas till refererade arbete av Wiman.

Tabell 8. Kemiska analyser av kristallin kalksten, dolomit, skarnkvartsiter och skarnglimmerskiffer från kartbladen Uppsala SV och SO

Chemical analyses of crystalline limestone, dolomite, skarn-bearing quartzites and mica schists from the map-areas

Kristallin kalksten <i>Crystalline limestone</i>	Kristallin dolomit <i>Crystalline dolomite</i>	Skarnkvartsiter <i>Skarn-bearing quartzites</i>	Skarnglimmerskiffrar <i>Skarn-bearing mica schists</i>			
400 m N om Bista ca 1 km N Vidbo k:a	Bista 500 m N om Vidbo k:a	Pukarhagen, 5 km NO om Odensala k:a	1 km N om Norrsunda k:a Eriksberg, 500 m NO om Odensala k:a			
179	94 b	6 a	6 b	6	53	187
SiO ₂	8.20	5.30	54.60	59.10	51.60	62.60
TiO ₂	0.18	0.14	0.53	0.65	0.76	0.55
Al ₂ O ₃	1.20	1.00	10.90	11.30	18.40	16.10
Fe ₂ O ₃ tot	1.70	2.30	5.80	7.30	8.20	4.80
MnO	0.32	0.48	0.32	0.35	0.23	0.13
MgO	3.20	20.80	2.40	2.80	3.10	2.20
CaO	43.80	29.10	24.60	13.80	10.40	5.80
BaO	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.05
Na ₂ O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.40	1.00
K ₂ O	0.10	0.10	0.10	1.80	3.50	3.50
H ₂ O > 105°C					2.80	2.10
Σ	58.80	59.32	99.35	97.23	99.40	98.82
Kalcit	72.0	41.5	Kvarts 3.9	Kvarts 17.9	An-rik 22.4	Kvarts
Magnetit	6.0	41.0	Plag. 16.0	Plag. 4.0	plag. > 16.5	An-rik
Sident	1.5	2.0	(An 94 %)	(An 75 %)	biotit > (An 94 %)	plag. >
Rodonit	0.5	0.5	Diopsid 68.4	Diopsid 32.0	horn- 43.6	biotit >
Tremolit	13.0	9.0	Grossular 3.5	Grossular 44.5	blände > 1.5	horn- >
Titanit	0.5	0.5	Titanit 1.2	Titanit 1.2	kvarts > 16.0	blände
Plagioklas	4.0	3.0	Muskovit 7.0	Muskovit 0.4	musko- 100.0	musko- >
Kalifältspat	1.0	1.0	100.0	100.0	vit > 100.0	vit >
Klinoklorit	1.5	1.5			titanit	titanit
100.0	100.0	100.0				
Beräknad ekvivalentnorm			Beräknad ekvivalentnorm (Approx = vikt %)			Approximativ
Överförd till vikt %			Equivalent norm calculated (≈ % by weight)			mineralsammansättning
Equivalent norm recalculated to weight %						Approximate mineral composition

Approximativ
mineralsammansättning
Approximate
mineral composition

Beräknad ekvivalentnorm (Approx = vikt %)
Equivalent norm calculated (≈ % by weight)

SKARNBERGARTER

Skarnbergarter av tre skilda slag förekommer inom undersökningsområdet. Dessa är i tur och ordning skarnkvartsiter, skarnglimmerskiffrar och tidigare behandlade skarnleptiter (s. 68). Speciellt utmärkande för dessa bergarter är en hög halt av CaO jämfört med K_2O och Na_2O (se fig. 12). Med hjälp av de kemiska analyserna i tabellerna 7 b (90 a' och 96) och 8 kan på några undantag när (prov 53 och 187; se nedan) de olika leden (via omräkning till katjonproportioner, ekvivalentnorm och slutligen vikts-%) approximativt föras tillbaka på ett teoretiskt beräknat ursprungsmaterial av kvarts-fältspatdetritus, karbonater och lermineral i växlande proportioner. Slutresultatet framgår av fig. 21.

Skarnkvartsiterna förekommer i mycket begränsad omfattning främst inom kartbladet Uppsala SV (KV på kartan). Bergarterna är finkorniga (korndiametrar <0.1 eller $0.1-0.2$ mm) och bildar mestadels dm-breda, ljusgrå-gröngrå lager i de ordinära sedimentgnejserna, t. ex. 1.5 km V om Vassunda k:a (SV, 4b) och vid Pukarhagen ca 5 km NO om Odensala k:a (tabell 8, prov 6 a-b). Mineralsammansättningen är i allmänhet följande: diopsid $\geq$ grossular $\geq$ kvarts $\geq$ An-rik plagioklas $>$ muskovit $>$ kalцит $\gg$ titanit. Inom migmatitzoner eller eljest vid kraftig sekundäromvandling främst i bergartens marginella delar tillkommer rikligt av epidot-klinozoisit, sericit och något hornblände. Detta är i stor utsträckning fallet med motsvarande skarnkvartsiter inom Stockholmsområdets starkt åderförgnejsade berggrund. En ingående redogörelse för sistnämnda bergarter har tidigare lämnats i ett par publikationer (Stålhös 1962, s. 69-74 och 1969, s. 68-71) till vilka hänvisas vid behov av kompletterande information.

Kemiska analyser av olika skarnbergarter införda i ACF-diagram enligt Winkler (1967, fig. 33 och 32) framgår av fig. 22 a-b. Diagrammen gäller för respektive cordierit-amfibolitfacies (andalusit-cordierit-muskovitsubfacies) och grönskifferfacies (kvarts-andalusit-plagioklas-kloritsubfacies) inom ramen för metamorfos av lågtrycks- eller Abukuma-typ (Winkler 1967, s. 114). Positionerna i nämnda diagram för skarnkvartsiterna 6 a-b och 6 (tabell 8) från undersökningsområdet (fig. 22 a) antyder mineralparagenesen diopsid-grossular-anortit och en fördelning mellan de aktuella mineralen som helt bekräftas av motsvarande slipprov. Slipprovsgranskningar av likartade kemiskt analyserade skarnkvartsiter från Stockholmstrakten beskrivs av Stålhös (1962, tabell 5). Härav fram-

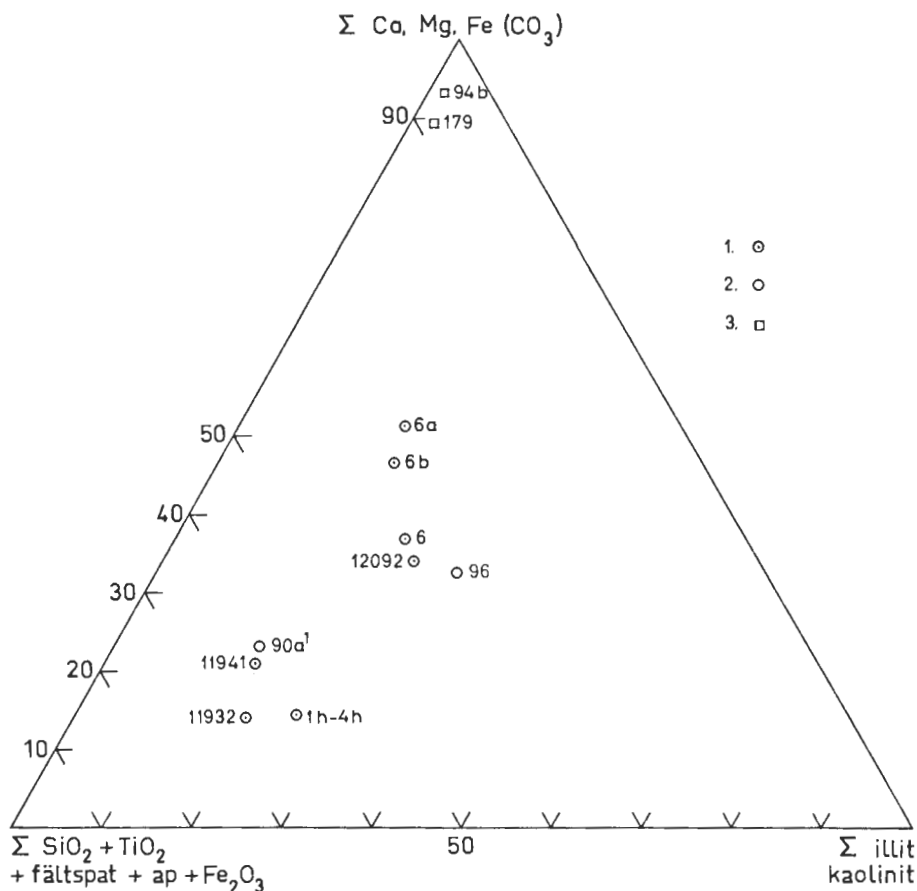


Fig. 21. Teoretiskt beräknad ursprungssammansättning på olika karbonat- och skarnbergarter från Uppsala- och Stockholmsområdena via omräkning av kemiska analyser till katjonproportioner, ekvivalentnorm och slutligen vikt %.

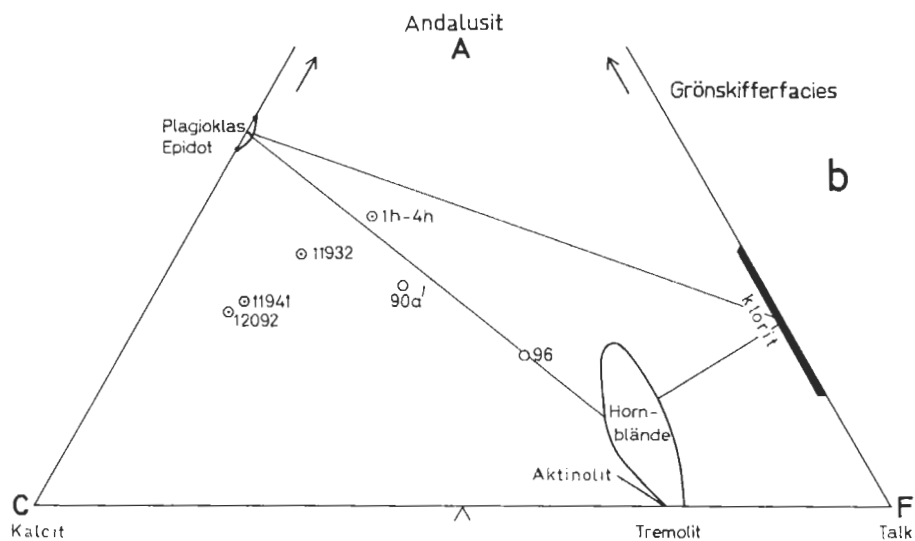
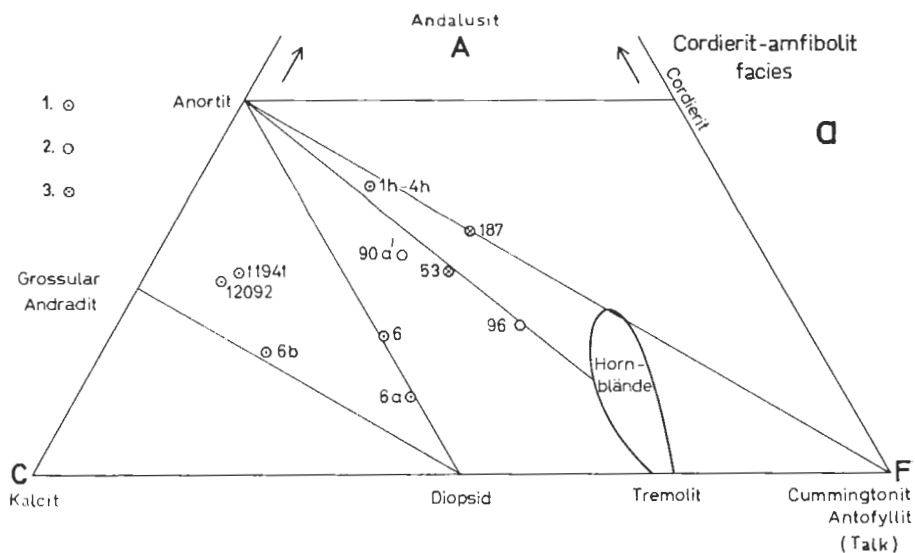
Primary composition of carbonate stones and skarn-bearing rocks from the Uppsala and Stockholm regions theoretically calculated from chemical analyses (via cation proportions, equivalent norms and finally % by weight).

- 3 skarnkvartsiter från tabell 8 (Uppsala SV) och 4 dito från Stockholmsregionen (Stålhös 1962 tabell 5 analyserna 12092, 11941, 11932 och 1h-4h).
Skarn-bearing quartzites from the map-area Uppsala SW and the Stockholm region.
- 2 skarnleptiter från tabell 7 proverna 90a' och 96 (Uppsala SV).
Skarn-bearing leptites from Uppsala SW.
- 2 kristallina kalkstenar och dolomiter från tabell 8 (Uppsala SV).
Crystalline limestone and dolomite from Uppsala SW.

går att dessa led befinner sig i ojämvt på så sätt att icke mindre än två metamorfa stadier är företrädda, varav ett äldre inom amfibolitfacies och ett yngre i grönskifferfacies, det senare tillhörande migmatitiseringsprocessens retrograda skede. Exempel härpå utgör skarnkvartsiterna 11941 (grossular $\approx$ epidot $\triangleright$ diopsid $\triangleright$ kalcit), 12092 (grossular $\triangleright$ diopsid $\triangleright$ anortit $\triangleright$ kalcit) och 1h–4h (anortit $\triangleright$ epidot $\triangleright$ hornblände), medan analys 11932 med paragenesen epidot $\triangleright$ hornblände $\triangleright$ kalcit däremot helt befinner sig inom grönskifferfacies. De nämnda punkternas lägen i diagrammen fig. 22 a och b bekräftar i huvudsak de i slipproven gjorda iakttagelserna.

Skarnkvartsiternas SiO_2 -halt varierar enligt tabell 8 från ca 51 till 59 vikts-%. SiO_2 -rikare led med halter på närmare 75 % förekommer också, vilket beräkningar utgående från planimetriskt analyserade led kunnat visa. Exempel härpå utgör en vitgrå skarnkvartsit från trakten ca 3 km OSO om Håbo-Tibble med följande mineralsammansättning i vol.-%: kvarts 58, plagioklas (An_{80}) 29, diopsid 4, hornblände 2, muskovit 3, biotit 2 och övriga accessorier 2.

Den andra typen av skarnbergarter enligt ovan, nämligen skarnglimmerskiffrar, har iakttagits främst i två områden, dels inom sedimentgnejstråket N om Odensala k:a (bet. s-s-s) i riktning österut och dels i trakten ca 1 km N om Norrsunda k:a. De skarniga horisonterna inom glimmerskiffrarna varierar i tjocklek från en till några tiotal cm. De igenkänns ofta genom makroskopiskt iakttagbara, regellöst anordnade hornbländeprismor från någon upp till ett tiotal mm långa. Anortitrik plagioklas, hornblände och kvarts dominerar de rena skikten, medan ett växlande inslag av biotit och muskovit härrörande från omgivande glimmerskiffrar givit upphov till blandade skikt. Detta är fallet med de kemiskt analyserade proven 53 och 187 (tabell 8), vilkas höga K_2O -halter tyder på ett kraftigt inslag av glimmer, främst biotit, i analysmaterialet (se approx. ekv.-norm nederst i tabell 8). I motsvarande slipprov tagna i de rena skarnskikten saknas biotiten däremot nästan helt. En jämförelse mellan de kemiska analyserna för skarnglimmerskiffrarna och biotit-plagioklasskiffrarna (tabell 1 a) visar att stora likheter existerar mellan dessa led och att endast CaO -halterna tycks vara särskiljande. Att döma härav skulle en tillfälligt stegrad karbonatutfällning i samband med biotit-plagioklasskiffrarnas avsättning vara fullt tillräcklig som förklaring till skarnskiktens uppkomst. Den iakttagna mineralparagenesen kalkrik plagioklas-hornblände motsvarar i grova drag den som kan ut-



läsas av ACF-diagrammet fig. 22 a inom ramen för cordierit-amfibolit-facies. (Analyserna 53 och 187 har ej korrigerats med avseende på biotitnehållet enligt Winkler 1967, s. 48.)

Upprepade decimeterbreda, mycket hornbländerika skarnskikt har noterats inom biotit-plagioklasskiffrarna vid Slåsta, ca 1 km SO om Odensala k:a (se fig. 23). Centimeterbreda skikt av samma typ förekommer vidare 2.5 km V om Skepptuna k:a (Uppsala SO, 4f). Vanligt grönt hornblände och cummingtonit utgör ca 90 vol.-% av bergarten vid Slåsta. Övriga mineral är plagioklas, kvarts, malm m. m. Mineralparagenesen hornblände-cummingtonit $\pm$ Ca-rik plagioklas i detta fall motsvarar närmast en position för en hypotetisk kemisk analys nära F-hörnet i ACF-triangeln (fig. 22 a). En sammansättning av detta slag i upprepade skikt torde närmast ha kommit till stånd genom regelbundet återkommande utfällningar av Mg-Fe- och Ca-karbonater i växlande proportioner inom glimmerskiffrarna.

Utöver hittills anförda data skall nämnas att magnet- och svavelkis utgör huvuddelen av opakmineralen i skarnglimmerskiffrarna, där även smala grafitlameller noterats. Bland övriga mineral kan nämnas titanit samt lokalt uppträdande sekundär epidot och klorit.

Det tredje slaget av skarnbergarter, nämligen tidigare beskrivna skarnleptiter (s. 68), är representerade av två kemiska analyser (tabell 7 b, proverna 90 a' och 96) i triangeldiagrammen fig. 22 a och b. De i slip-

Fig. 22 a, b. Mineralparagenesen inom olika skarnbergarter från kartbladen Uppsala SV och SO samt Stockholmsregionen representerad i enlighet med Winkler 1967 fig. 33 (andalusit-cordierit-muskovit subfacies = a) och fig. 32 (kvarts-andalusit-plagioklas-klorit-subfacies = b) inom ramen för metamorf facies av Abukuma-typ.

The mineral paragenesis of different skarn-bearing rocks of the Uppsala and Stockholm regions represented according to Winkler 1967 Fig 33 (andalusite-cordierite-muscovite subfacies = a) and Fig. 32 (quartz-andalusite-plagioclase-chlorite subfacies = b) both belonging to the metamorphic facies of Abukuma type.

1. Skarnkvartsiter Uppsala SV och SO (tabell 8 nr 6 a, 6 b och 6) Stockholmsregionen (Stålhös 1962, tabell 5, nr 12092, 11941, 11932 och 1h-4h).
Skarn-bearing quartzites
2. Skarnleptiter (tabell 7 b nr 90 a' och 96).
Skarn-bearing leptites
3. Skarnglimmerskiffrar (tabell 8 nr 53 och 187)
Skarn-bearing mica schists



Fig. 23. Mörka skarnskikt med hornblände och cummingtonit i en almandinförande biotit-plagioklasskiffer. Slästa, ca 1.5 km SO om Odensala k:a (Uppsala SV, 3d). – Foto G. Stålhös.

Dark beds of skarn (hornblende and cummingtonite) in almandine-bearing biotite-plagioclase schist.

prov iakttaga mineralparageneserna är hornblände-epidot-plagioklas (albitisk och Ca-rikare jämsides) respektive hornblände-epidot-Ca-rik plagioklas. Positionen av motsvarande kemiska analyser i diagrammen bekräftar de i slipproven gjorda iakttagelserna. Sekundärmineraliseringen torde främst i prov 90 a' dominera kraftigt över den äldre metamorfosen inom amfibolitfacies.

SYNOROGENA INTRUSIVBERGARTER

Synorogena intrusiv upptar väl hälften av undersökningsområdets areal och är fördelade ungefär lika mellan de båda kartbladen Uppsala SV och SO. Kvartsdioritiska och granodioritiska led utgör merparten av dessa. Återstoden, däribland graniter, djupgrönstenar och vissa monzonitbetonade bergarter, finner man huvudsakligen inom östra delarna av kartbladet Uppsala SO.

De aktuella bergarterna bildar en direkt fortsättning på och den södra marginalen av ett stort område med djupintrusiv inom det centrala Uppland. Mot söder i Stockholmsområdet och i Sörmland, överväger supra-krustalbergarter, främst sedimentderivat, medan intrusivbergarter endast bildar underordnade inlagringar i dessa. Mäktigast och följaktligen tektoniskt mest kompetenta tycks de ursprungliga intrusiven ha varit inom kartbladet Uppsala SV, särskilt längst i norr, där bergarterna lokalt är helt massformiga och fria från deformationsstrukturer (de kvartsförande intrusiven benämns sedan gammalt urgraniter). I övriga områden med lägre tektonisk kompetens och mäktighet förekommer en mycket varierande grad av plan- och lineärförskiffring i de till gnejsgraniter omvandlade urgraniterna. De basiska, mera kompetenta, intrusiven tycks till övervägande del ha bibehållit en massformig struktur, vilket inte minst gäller inom kartbladet Uppsala SO.

DJUPGRÖNSTENAR

Merparten av de djupgrönstenar, som är belägna inom östra delarna av kbl Uppsala SO, synes enligt P. G. Andreasson 1970 (ej publ.; se inledn.-kap.) tillhöra det komplex av ultrabasiska grönstenar i Roslagen, som utförligt behandlats av Du Rietz (1929) och Lundegårdh (1943, 1946, 1947). Till detta komplex, karakteriserat av höga kalkhalter i ingående plagioklaser (80–95 % An), har räknats förutom massiven vid Rådmansö, Grovstanäs, Mellingeholm, Lagboda och Sundby även Beatebergs-, Storsjö-, Fastarby- och Ruggsättramassiven, av vilka de fyra senare helt eller delvis faller inom ramen för här aktuella kartblad.

Ytterligare några ultrabasiska massiv har påträffats i samband med karteringen. Främst skall nämnas de smärre massiven vid Rövarberget (Uppsala SO, 1i), Singö (0j) och Sättra-Älgeby (2j).

Bland de ultrabasiska bergarterna inom samtliga nämnda massiv dominerar mer eller mindre hornbländeomvandlade noriter och/eller gabbror med gradvisa övergångar till uralit- och/eller hornbländegabbror. Betydande utbredning har också delvis kraftigt hornblände- och serpentinomvandlade olivinnoriter-gabbror och peridotiter, i kartan sammanlagda under beteckningen (P). Hornbländiter och/eller skillerstenar (Sk) samt anortositer (A) uppträder flerstädes, dock med ringa areell utbredning. Av karttekniska skäl är det ogörligt att redovisa gränser mellan olika typer av bergarter inom ett massiv. Variationen är mycket kraftig. Den

kan vara successiv och ofta svår att fastställa i fält. Nämda bokstavs-överbeteckningar (P, Sk och A) anger i huvudsak att en viss bergart tro-
ligen dominerar eller kan påträffas inom området. Det senare alternati-
vet gäller främst anortositerna, vilka bergarter sällan överväger inom ett
område men likväl är intressanta att notera. Även normala (dvs. icke ult-
rabasiska) gabbror och dioriter påträffas i betydande omfattning, främst
i massivens marginala delar, där också hybrid- eller blandbergarter av
växlande sammansättning kan förekomma.

Som framgår av kartan är mera utpräglad ultramafiska bergarter (P)
huvudsakligen koncentrerade kring Storsjön (Uppsala SO, 2ij) samt
massiven norr och väster därom. Beteckningen (P) vid Storsjön avser
mest olivinnoriter-gabbror exemplifierade av följande lätt amfiboliti-
serade led (vol.-%):

plagioklas	28
olivin	24
serpentin	5
symplektit	3
(se text nedan)	
klinopyroxen	10
ortopyroxen	6
hornblände	20
malm	3
	Σ 99

De mindre massiven vid Fastarby, Gunsarby och Sättra-Älgeby domi-
neras däremot av metaperidotiter, vilkas viktigare beståndsdelar (Gun-
sarby) förutom hornblände är spinell, serpentin och symplektit (kompli-
cerade, sekundära sammanväxningstexturer mellan tvenne mineral). Oli-
vin förekommer huvudsakligen som små, glesa kärnor i omvandlings-
produkterna. Ursprungsbergarten i detta fall kan antas ha varit en lher-
zolit (olivin + ortopyroxen + klinopyroxen).

Anortositen förekommer sällan helt ren utan är mestadels bandartat
bemängd med mörka mineral eller bildar deformerade ljusa lager alter-
nativt brottstycken. Bandningen torde i allmänhet kunna tolkas som en
primär eruptiv lagring till följd av gravitativ rytmisk differentiation av
fast fas inom magman vid dess stelning. Eruptiv lagring förekommer
flerstädes (L), men sällan så tydligt som inom Ruggsättragruppens mas-

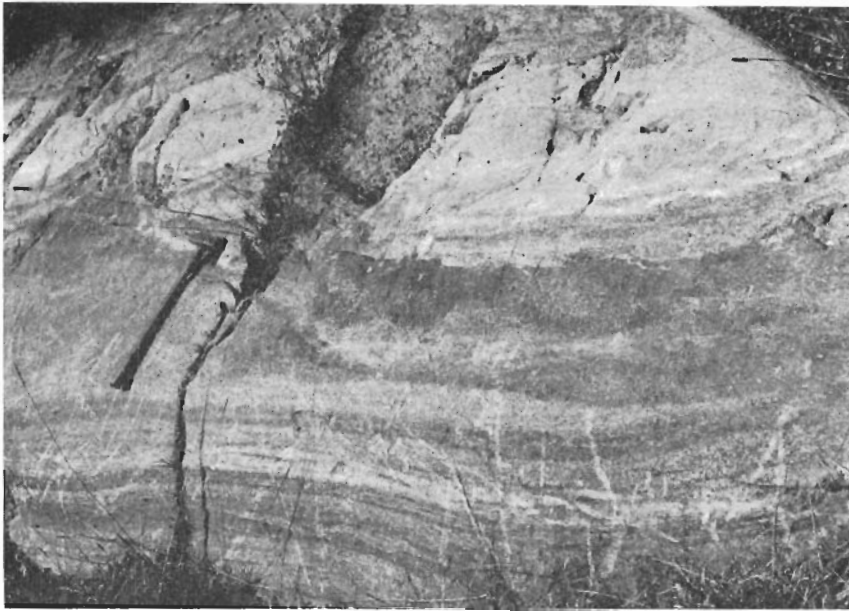


Fig. 24. Eruptiv lagring i ultrabasisk gabbro. Ruggsättragruppens massiv vid Hammaren (Uppsala SO, 0j) N om Långsjön. – Foto P. G. Andreasson.
Igneous layering in ultrabasic gabbro.

siv vid Hammaren (Uppsala SO, 0j) N om Långsjön (fig. 24). Plagioklasen här är påtagligt parallellorienterad (eruptiv laminering). De mörka leden består av färglöst hornblände med rester av ortopyroxen jämte antofyllit. Även inom kartbladet Uppsala SV har en tydlig eruptiv lagring noterats inom ett långsträckt och veckat massiv av ultrabasisk gabbro ($An > 80\%$) med anortositiska utskällningar invid Skråmsta ca 1.5 km VSV om Håbo-Tibble k:a. De viktigaste förekomsterna av anortositer torde för övrigt ligga inom Beatebergsmassivet, på öarna i sjön Viren (3j) samt på Rövarberget ca 3 km O om Össeby Garn k:a. I sistnämnda fall (medelst u-bord och mikrosond) har plagioklasens anortit-halt beräknats ligga i intervallet 88 till 90 mol.-%.

De dominerande noritiska till gabbroida bergarterna inom massiven har, beroende på grad av omvandling, följande huvudsammansättning: plagioklas ($> 80\% An$) $\gg$ hornblände $\approx$ ortopyroxen $\approx$ klinopyroxen $\approx$ malm $>$ olivin, titanit, apatit, serpentin m m.

Hornbländiter och skillerstenar är vanligen grova bergarter med ore-gelbundet uppträdande (Sk). De består huvudsakligen av primärt och/eller sekundärt hornblände med eller utan rester av pyroxen och olivin. Beroende på variationer i sammansättning och genes står bergarterna i fråga ovan nämnda metaperidotiter mer eller mindre nära.

Några petrografiska detaljstudier av kartområdets ultrabasiska grönstenar har inte ansetts erforderliga, då samtliga förekommande bergartstyper redan tidigare ingående behandlats av Lundegårdh (1943) i hans utredning av Grovstanäsmassivet. Bortsett från tidigare beskrivna massiv inom kartområdet, såsom Beatebergs-, Ruggsättra-, Storsjö- och Fastarbymassiven (Lundegårdh 1947), skall ytterligare några i korthet omnämnas. Störst av dessa är Rövarbergsmassivet (Uppsala SO, 1i), dominerat av en hornbländegabbro. Rester av klinopyroxen noteras här i hornbländet. Plagioklasen är lokalt underordnad i form av strökorn (An 85–90 %). Anortosit (se ovan) och små klumpar eller sliror av hornbländit förekommer sporadiskt. Dioriter och amfiboliter är vanliga i söder och vid St Harsjön.

Singögruppens massiv ca 5 km O om Österåker k:a består marginellt och i mindre kroppar huvudsakligen av diorit. Uralitgabbro (An 80–85 %) dominerar de centrala delarna av de större kropparna. Sistnämnda bergart breccieras eller genomslås av gångar (fig. 25) av urgraniter. Massiven har utdragits på sådant sätt, att de påtagligt anpassats till deformationen. Det större, östra massivet är starkt präglat av en stänglighet, som även påpräglats genomslättande äldre apliter och blandade gångar av Herrängsälder (se s. 112).

Massiven i kartbladets sydöstra hörn, kring Hammaren, O om Norrbacka och Dalen, innefattas helt eller delvis i det av Lundegårdh (1947) beskrivna Ruggsättramassivet. Som tidigare framgått, förekommer vid Hammaren vackert lagrade bergarter. Både hornbländegabbro, mer eller mindre anortositisk, norit och metaperidotit ingår i detta massiv, sistnämnda bergart som halvmetermäktiga, kraftigt omvandlade olivinförande horisonter med lagerställningar växlande alltifrån horisontella till vertikala. Olivinkornen omsluts av hornblände kombinerat med en tät fibrös massa av talk, serpentin, calcit, spinell och pyroxenrester. Plagioklasen har en något lägre An-halt (labrador) än den för ultrabasiska gabbror normala, vilket enligt Andreasson bör tillskrivas en sekundär avkalkning.

Hornbländegabbro dominerar sannolikt massivet O om Norrbacka,



Fig. 25. Normal breccia mellan ultrabasisk uralitgabbro och intermediär, ögonförande gnejsgranit. Östra delen av Singögruppens massiv, ca 5 km O om Österåker k:a (Uppsala SO). – Foto P. G. Andreasson.

Porphyritic, synorogenic granodiorite brecciating ultrabasic metagabbro.

Urgraniter breccierar här 500 m O om Norrbacka en bergart bestående av plagioklas ($An \approx 80\%$) och hornblände med rester av pyroxen.

De två små massiven Sätermossen och Norrsjön ca 4 km NO om Össeby Garn k:a uppbyggs väsentligen av hornbländegabbro, där ströckorn av plagioklas kan förekomma. Mineralet är något underordnat och har sammansättningen $An\ 85\text{--}90\%$. Rikligt med dioriter och amfiboliter ingår även.

Det lilla massivet N om Hoven (3i), ca 5 km SV om Beatebergs gård, består av diorit jämte en gabbroid bergart med bytownitisk plagioklas.

Ett mindre massiv vid infarten till Österåkers fängelse, ca 1 km N om kyrkan, uppbyggs huvudsakligen av en finkornig, svart norit med runda skillrande hornbländeögon. Rikligt med hypersten, malm och plagioklas ($An\ 75\text{--}80\%$) ingår. Gabbropegmatit med stora tvillingbildade hornbländen eller aggregat av idiomorfa små korn har också noterats. Plagioklasen är i detta fall kraftigt sericiticerad och förekommer tillsammans med pennin, kalcit och titanit.

Vid Lövhamra, ca 2.5 km NO om Össeby Garn k:a invid Norrtäljevägen, ligger ett litet massiv av hornbländegabbro, hornbländit och gabbropegmatit, den senare med tumslånga hornbländetavlor. Plagioklasen är enligt Andreasson icke tillräckligt anortitrik för att gabbbron skall kunna betecknas som ultrabasisk.

Det stora gabbromassivet vid Vada k:a uppvisar såväl anortositiska som hornbländitiska utskillingar och dessutom lagring. Plagioklasens sammansättning har ej bestämts. Omgivande urgraniter är anmärkningsvärt hornbländerika, sannolikt genom assimilation av grönstensmaterial i den framträngande urgranitmagman.

Det ca 5 km långa och 500 m breda, veckade gabbrolagret inom sedimentgnejserna ca 1 km N om Bro stn (SV, 0a) är intressant så till vida som den ursprungliga sidostenen (den gamla sedimentgnejsen) här finns bevarad, i motsats till vad fallet i allmänhet tycks vara inom hittills beskrivna grönstenar. (Se härom i det följande.) Senare intrusioner av intermediära urgraniter har i aktuella fall väsentligen bromsats upp mot gabbrons undersida i sydväst och brett ut sig i sidled konformt med denna. Någon plagioklasbestämning föreligger tyvärr ej heller från detta massiv.

Till sist skall nämnas de små gabbromassiven 4 respektive 7 km VNV om Sigtuna, N om Håtunaviken, där i båda fallen gabbro- och skillerstenar noterats. I det östra massivet S om Billby torde bergarten vara en ursprunglig olivingabbro, som nu visar sporadiska serpentinpseudomorfoser efter olivin i en huvudmassa av hornblände > plagioklas ($An < 50\%$) > biotit jämte titanit, apatit, kis och prehnit. Plagioklasens låga An-halt torde i detta fall sannolikt bero på en sekundär avkalkning.

Den ultrabasiska gabbrons kemi och differentiation, har behandlats av Andreasson (1970) och skall här endast beröras mycket kortfattat. Den kemiska sammansättningen inom de ultrabasiska massiven motsvarar närmast magmor av tholeitisk typ. I den mån man kan tala om en differentiation för samtliga delmassiv från en gemensam ursprungsmagma tycks denna ha förlöpt i riktning mot en järnanrikning. Fallande kvoter för Ni/Co-förhållandet samt stigande vanadinhalter har också kunnat konstateras under den fortlöpande differentiationen. Det karakteristiska tholeitiska reaktionsförhållandet mellan en Mg-betonad olivin och en dito pyroxen har också noterats inom Roslagens olivinbergarter. Såväl de senare som noriterna och deras amfibolitiserade led visar i allmänhet en tholeitisk norm.

En anmärkningsvärt låg kromhalt har tidigare av Lundegårdh (1943, 1946 och 1947) påvisats inom de ultrabasiska grönstenarna i Roslagen. Ett stort antal nya kromanalysen inom nämnda bergartssvit (Andreasson 1970) visar i motsats härtill värden, som väl faller inom ramen för den normala variationen av kromhalten inom djupgrönstenar. Möjligen kan det betydligt större antalet analyser i den senare undersökningen (ett 60-tal jämfört med 8) ge en viss förklaring till skiljaktigheterna i resultaten, men också användningen av olika analysmetoder kan ha spelat in.

Observationer inom undersökningsområdet tyder på att gravitativ, rytmisk differentiation har förekommit – de växellagrande anortositiska respektive peridotitiska enheterna t. ex. vid Hammarenmassivet (se ovan) kan tas som exempel härpå. Denna mekaniska differentiation kan, när den pågick, ha störts av rörelser (synorogena) och därför blivit mer eller mindre ofullständig. De sliror, avslitna lager och brottstycken, som påträffas av nämnda anortositiska respektive peridotitiska led, tyder på att rutschningar från kanterna in mot centrum av lagringstrågen kan ha skett inom instabila kristallskikt.

Den kontroversiella frågan om den ultrabasiska gabbrons åldersställning i förhållande till omgivande urgraniter skall slutligen uppmärksammas. Lundegårdh antar på skilda grunder (1943, 1946, 1947) Roslagens ultrabasiska gabbro vara yngre än urgraniterna och intruderad senare än dessa under en intraorogen period. En stor tidshiat skulle sålunda föreligga mellan de ordinära, synorogena, svekofenniska djupgrönstenarna å ena sidan och Roslagens ultrabasiska gabbro å den andra. Sedermera, i samband med karteringarna inom kartbladet Uppsala SO och Stockholmsregionen (Stålhös 1969, s. 116: Sundbymassivet), upptäcktes ett flertal lokaler, där gabbron breccierades av urgraniter, vilket synes strida mot de av Lundegårdh antagna åldersförhållandena. Detta gav anledning till de förnyade studier av kontaktrelationerna mellan gabbrokomplexet och urgraniterna, som Andreasson utfört, och som även inbegrep kemiska profilstudier över gränserna mellan nämnda bergartsled. Genom denna undersökning har problemet erhållit en mycket allsidig belysning och flera intressanta resultat har uppnåtts, samtidigt som några frågor dock kvarstår, där fältet är fritt för spekulationer. Att i detalj gå in härpå vore att föregripa Andreassons kommande redogörelse, varför endast de resultat, som jag anser viktigast i sammanhanget, skall belysas och kommenteras.

Avgörande för gabbrobergarternas åldersställning, alla **teoretiska** stu-

dier till trots, torde den korrekta tolkningen av de många eruptivbrecciorna mellan gabbro och urgraniterna vara. I detta avseende går mina och Andreassons åsikter något isär. Medan jag själv är mera benägen att uppfatta de aktuella brecciorna som normala, dvs. innebärande att urgraniterna skulle primärt genomsätta gabbrobergarterna (se fig. 25), anser Andreasson ett flertal av dessa vara reomorfa¹ till sin typ. Denna bedömning kan styrkas av diverse mer eller mindre säkert belagda förekomster av breccior av liknande slag i skilda delar av världen (t. ex. kantiga brottstycken m. m.). Av Andreassons arbete framgår dock klart, att en stor tveksamhet ofta rått när det gällt att tolka de olika brecciorna. Mera påtagliga med avseende på åldersrelationerna är ett antal urgranitgångar som genomslår ultrabasisk gabbro, i vilket fall reomorfa processer knappast torde kunna åberopas, t. ex. vid Singö, Fastarby och Rövarberget. Dessa gångar jämte ett antal breccior, även av Andreasson bedömda såsom normala, ger ett kraftigt belägg för att åtminstone delar av det ultrabasiska komplexet, dvs. vissa ultrabasiska noriter och gabbror, är äldre än urgraniterna. Andreasson säger, direkt citerat, följande . . . "att ett regionalt samband existerar mellan vissa hypersten- och amfiboleukriter (ultrabasiska noriter och gabbror), vilka antas predatera urgraniterna – och de olivinförande ultraintrusioner (olivingabbror och peridotit), vilka visats intrusiva i urgraniterna. Ett större tidsintervall mellan de tidiga och sena ultraintrusionerna är mindre sannolikt. De tillförselvägar, som anlagts av de tidiga intrusionerna och som de senare utnyttjat, skulle ej ha bibehållits intakta under urgraniternas intrusion. Endast ett nära samtidigt intrusionsskede för urgraniterna och den ultrabasiska sviten kan mot denna bakgrund accepteras". Andreasson finner vidare inga belägg för den intraorogena karaktär Lundegårdh tillskriver de ultrabasiska (-mafiska) huvudintrusionerna. Massivens fördelning och anpassning till den regionala tektoniken liksom den i allmänhet stjälpda, eruptiva lagringen inom dessa talar häremot och kontrasterar kraftigt mot de vertikala, ostörda, intraorogena amfibolitgångarna

¹ Urgraniterna antas äldst och sekundärmobiliserade genom kontaktpåverkan från de förmodat senare intruderade djupgrönstenarna. Under sin stelnings har de sistnämnda i sin tur invaderats och breccierats av sålunda uppkomna smältor.

och till dessa sannolikt knutna, gångformigt uppträdande ultramafiska led¹.

Slutsatsen av ovanstående torde bli att det ultrabasiska komplexet skall betecknas som synorogent, trots att delade meningar fortfarande kan råda i enskilda fall beträffande åldersrelationerna² mellan urgraniterna och olika led inom nämnda komplex.

En fråga som återstår att besvara är, hur massivens kraftiga spridning skall förklaras. Har dessa genom senare rörelser, eller genom rörelser i samband med intrusionen separerats från en större intrusivkropp, eller tillhör de en större, under (över) nuvarande ytsnitt befintlig (förut befintlig) sammanhängande lagerintrusion?

Att varje massiv skulle utgöra självständiga intrusioner på nuvarande platser förefaller osannolikt.

Av allt att döma råder ett intimt ursprungligt samband de olika massiven sinsemellan på så sätt att dessa snarast utgör erosionsrester från en eller ett fåtal mäktiga, synorogent intruderade och veckade lagerhorisonter med ett begränsat antal tilloppskanaler³. De äldsta grönstensintrusionerna måste i huvudsak ha skett konformt med lagringen i en pre-existerande suprakrustalformation enligt samma modell som tidigare omtalats från den lagerformade grönstenskroppen N om Bro stn (SV, 0a; se s. 84). Liksom vid Bro har urgraniter sedermera trängt fram underifrån, bromsats upp mot undersidan av djupgrönstenarna och i sid-

¹ De av Lundegårdh beskrivna ultrabasiska gångarna inom Roslagen (1946, s. 86 och 1947, s. 34) bör sannolikt inte kopplas direkt samman med den ultrabasiska gabbbron utan tillhör åldersmässigt snarast Herrängsgångarna, bland vilka ultramafiska led är tämligen vanliga (se t. ex. förf. 1964, s. 55). Även den välbekanta ultrabasiska gången (Lundegårdh 1946, s. 89) på Hornsholmen med inneslutna brottstycken av bandad, ultrabasisk gabbro och gnejsgranit (Hornsholmsbreccian) kan möjligen hänföras till Herrängsgångarna (brottstycken av gnejsgranit uppträder ej sällan inom de senare; se t. ex. fig. 34 j). Hornsholmsbreccian och de ultrabasiska gångarna har hittills utgjort några av de huvudindicierna på vilka Lundegårdh grundar sin uppfattning om de ultrabasiska massivens ålder relativt urgraniterna.

² Ett möjligt exempel på en omvänd intrusionsföljd bland urgraniterna inom kbl Uppsala SO omnämns i det följande (se s. 109). Måhända kan detta utgöra en parallell till och ett argument för den av Lundegårdh och Andreasson antagna intrusionsföljden gabbro – urgranit – gabbro inom Roslagen.

³ Gravimetriska, seismiska och magnetiska mätningar har företagits inom det tidigare av Lundegårdh (1943) undersökta Grovstanäsmassivet (Vogel 1965). Maxima i gravitationsfältet konstaterades härvid över massivets centrum och anomalierna antydde en vidgad utbredning mot djupet. Sannolikt kan detta massiv på grundval härav tolkas som en av flera tilloppskanaler för ovan antydda, mer eller mindre sammanhängande ultrabasiska lagerhorisonter.

led brett ut sig konformt med dessa. Suprakrustalen på grönstenarnas undersida har trängts undan och/eller assimilerats (små suprakrustalrester återstår ännu, t. ex. kring Gunsarbymassivet (2i) och Ö om Norrbacka (0j), samtidigt som normala breccior och gångformiga intrusioner tillkommit. Direkt efter urgraniterna och nära anslutna till dessa inträffade så de av Andreasson förmodade senare djupgrönstensintrusioner, vilka – associerade reomorfa breccior till trots – enligt nämnde författare har ett omedelbart fältsammanhang med de äldre djupgrönstenarna, dock utan att någon avgränsning mot dessa kunnat påvisas.

Till sist skall nämnas att rikligt med pegmatitgångar, delvis mycket grovkristallina, påträffats främst inom massiven kring Beateberg och Rövarberget. På sistnämnda ställe samt i ett mindre massiv N om Vindsjön (ca 4 km NO om Österåker k:a) har några små pegmatitbrott iakttagits.

URGRANITSVITEN (GNEJSGRANITER OCH HÄRTILL KNUTNA BERGARTER)

Kartbladens gnejsgraniter visar betydande mineralogiska och strukturella variationer.

De grå gnejsgraniterna är sålunda antingen granodioritiska (brunt) eller kvartsdioritiska (brunt med gröna prickar), med övervikt för de senare formerna. Huvudsakligen medelkorniga men även finkorniga led ingår bland dessa gnejsgraniter.

De porfyriskt utbildade gnejsgraniterna har vanligen en granodioritisk till granitisk sammansättning (tätt liggande röda punkter). Detta gäller även vissa ljusgrå, gråvita och rödgrå, medelkorniga eller glest porfyrisk gnejsgraniter främst koncentrerade till den centrala delarna av kartbladet Uppsala SV (glesa röda punkter på brunt).

De sura gnejsgraniterna är företrädesvis röda till rödlätta och grovt medelkorniga (svarta punkter på brunt). Ljusgrå eller gråvita varieteter förekommer undantagsvis, så ock porfyrisk led. Apliter och pegmatiter, sannolikt knutna till de sura gnejsgraniterna, uppträder lokalt. Här skall tillfogas, att ett blandområde bestående av små, karttekniskt ej avgränsbara massiv av röd gnejsgranit och kvartsdiorit inom sydöstra delen av kartbladet Uppsala SO har fått sin särskilda beteckning i kartan (svarta och gröna prickar på brunt).

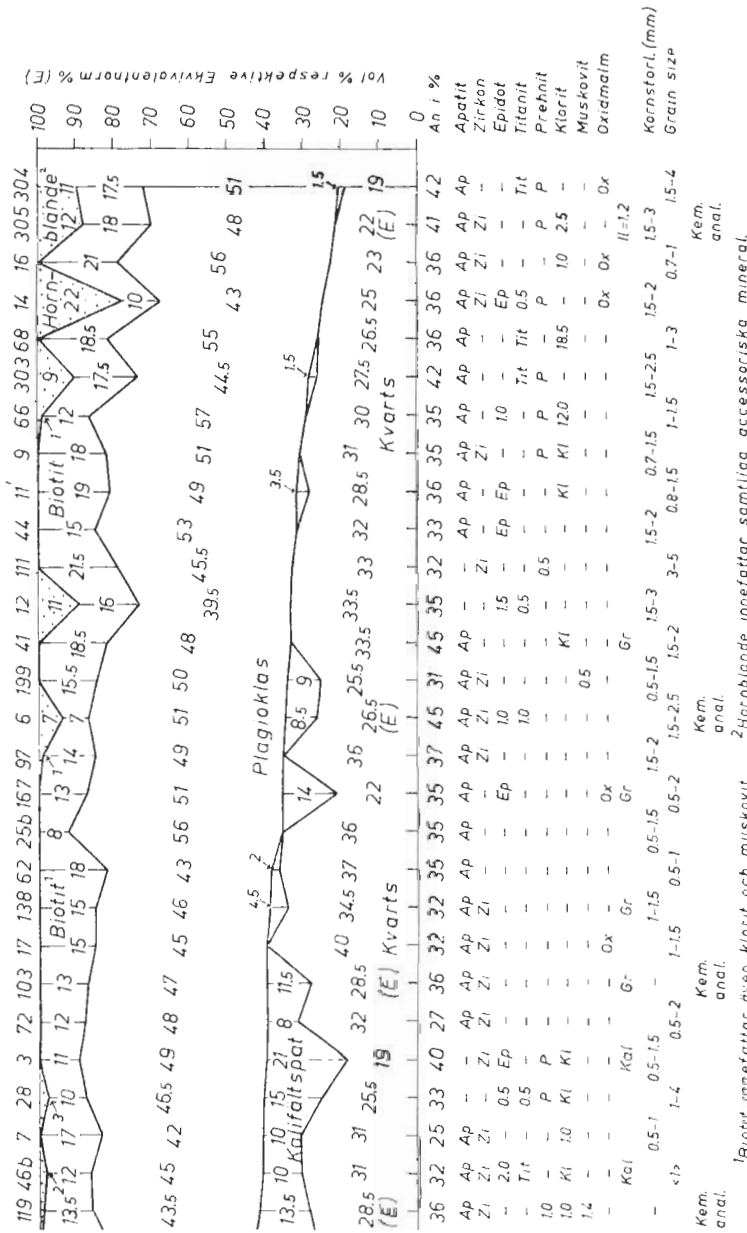
Som sista och yngsta inslag i gnejsgranitsviten uppträder ett välav-

gränsat massiv av porfyrstruerad monzodiorit–monzonit–hornblände-granit (kvartsfattig) i trakten av Österåker k:a (SO, 0i; gröna prickar + röda punkter på brunt).

Diagram 7 åskådliggör den mineralogiska fördelningen inom 57 olika gnejsgraniter, av vilka 33 kan hänföras till gruppen *grå gnejsgraniter av kvartsdioritisk och granodioritisk typ*. Huvudsammansättningen i dessa är: plagioklas (An_{30-15}) > kvarts > biotit $\geq$ hornblände. I granodioriterna tillkommer ett tiotal vol.-% kalifältspat. Granatförande grå gnejsgraniter förekommer allmänt (röda ringar), särskilt inom migmatiserade områden, t. ex. 3 km N om Markim k:a (Uppsala SO, 2f). Finkorniga grå gnejsgraniter påträffas mest som smala lagerintrusioner i suprakrustalen (t. ex. N om Marsjön) eller i kanterna av större massiv (t. ex. 3.5 km NNO om Närtuna k:a; SO, 4g, prov 9 och 11'). Lokalt blir de finkorniga gnejsgraniterna förvillande lika dacitiska metavulkaniter eller kompakta gråvackebetonade plagioklaskvartsiter till plagioklasgnejs. Detta gäller särskilt inom området S om Ekskogen stn (SO, 2h; prov 25 b), där en viss osäkerhet ofta har rått vid bedömningen av sådana bergarters ursprung.

De relativt massformiga och hornbländerika urgraniterna i området mellan Knivsta och Vidbo k:a (Uppsala SV, 4c, d; prov 12 och 14 samt fig. 26), som i detalj studerats av E. Wiman (1930, s. 37–39), har enligt honom sin exakta motsvarighet i Uppsalagraniten, denna ytterst väldokumenterade prototyp för urgraniterna i det centrala Uppland (jfr Törnebohm 1882, Högbohm 1893, Wiman 1930, Lundegårdh 1956 m. fl.). Liksom i Uppsalagraniten förekommer rikligt med små basiska brottstycken, inte minst av porfyr, inom de nu beskrivna kartbladens urgraniter. Vidare har den för Uppsalagraniten typiska blåkvartsen iakttagits här och var i bladområdet. Likartade men förgnejsade urgraniter (fig. 27) påträffas speciellt inom SO-delen av kbl Uppsala SO kring Drängsjön och Messormen (prov 304 och 305 jämte kemisk analys 305 i tabell 9). Extremt förskiffrade bergarter av nu nämnda typ förekommer vidare inom delar av gnejsgranitområdet ca 2 km S om V. Ryds k:a (Uppsala SV, 0c). En annan varietet av de grå gnejsgraniterna är kvartsporfyrisk med avlånga, upp till 1 à 2 cm stora individ av nämnda mineral. Bergarten påträffas ofta dels i området V om Torsätra S om Sigtunafjärden (SV, 1b, c), dels Ö om Skofjärden (SV, 4a) fram mot Haga och Vassunda kyrkor.

Porfyriska gnejsgraniter (se diagram 7 proverna 142, 307, 13, 109 a,



101. Rödlätt, stänglig, finkornig aplitgranit. – 750 m ONO om Lovisedal, ca 2.5 km OSO om Rö k:a, (SO, 4j).
51. Ljusgrå aplitgranit. – 500 m NO om Granskogen, ca 3 km NNV om Rosersbergs slott, (SV, 2c).
306. Röd sur gnejsgranit. – S om Fastarbytorp, N om sjön Hersen, (SO, 2j). – *Kem. anal.*
302. Röd finkornig aplitgranit. – 1 km ONO om Beateberg, N om Gorramossen, (SO, 3j).
2. Röd sur gnejsgranit. – 1 km N om Tärnholm, vid sjön Tärnan, (SO, 1i). – *Kem. anal.*
- 68'. Gråvit gnejsgranit. – 500 m V om Skånela k:a, (SV, 1e).
82. Röd sur gnejsgranit. – Annarby, ca 7.5 km NO-ONO om Österåker k:a, (SO, 1j).
142. Röd sur porfyrisk gnejsgranit. – Udde 500 m NNO om Håttunaholm, (SV, 2a).
124. Röd sur gnejsgranit. – 500 m NNO om Hällkana, ca 4 km V om V. Ryds k:a, (SV, 0b).
63. Rosagrå aplitgranit, skiffrig. – Ca 3 km NO-ONO om Beateberg, (SO, 4j).
200. Ljusgrå gnejsgranit (Arnötyp). – NV om Odensala stn, järnvägsskärning, (SV, 3d). – (*Kem. anal.*, E. Wiman 1930–32, s. 42).
121. Ljusgrå aplitgranit, parallellstruerad. – 1.5 km OSO om Sjötorpet, ca 3 km V om V. Ryds k:a, (SV, 0b).
23. Röd sur gnejsgranit. – 100 m V om Hemtorpet, ca 4 km N om Husby-Ärlinghundra k:a, (SV, 3d).
143. Grå gnejsgranit, granatförande. – 1.5 km S om Håtuna k:a, (SV, 2a).
307. Rödgrå porfyrisk gnejsgranit. – Vägsjärning ca 100 m S om Pettersro, ca 4 km OSO om Kårsta stn, (SO, 3i). – *Kem. anal.*
1. Gråvit gnejsgranit (Arnötyp). – V om sjön Fysingen, ca 3 km NV om Hammarby k:a, (SV, 1d). – *Kem. anal.*
11. Gråvit gnejsgranit, granodioritisk. – Ca 1 km NO om Halmsjön, (SV, 3c). – *Kem. anal.*
- 2'. Ljusgrå gnejsgranit, granodioritisk. – Kristinelund, ca 3.5 km VNV om Märsta stn, (SV, 3c). – *Kem. anal.*
13. Rödgrå gnejsgranit, granodioritisk. – 400 m SO om Gunsarby, S om Längsjön, (SO, 2i).
75. Grå gnejsgranit, mylonitisk. – 1 km SSV om Vada k:a, (SO, 1h).
10. Grå gnejsgranit, granodioritisk. – V om Aspelund, ca 3.5 km NO om Närtuna k:a, (SO, 4g).
301. Grå finkornig gnejsgranit, granodioritisk. – Skeppshol, vid sjön Skiren, (SO, 0j).
- 25 a. Grå gnejsgranit, granodioritisk. – Höjden N om Nystugan, ca 1 km S om Ekskogens stn, (SO, 3h).
183. Grå gnejsgranit, granodioritisk. – Valsta, ca 2 km SV om Märsta stn, (SV, 2d).
59. Ljust rödgrå gnejsgranit, granodioritisk. – 500 m SO om Rosersbergs slott, (SV, 1d). – *Kem. anal.*
31. Ljusgrå gnejsgranit, granulerad. – 1 km NNO om Halmsjön, (SV, 3e).
136. Grå finkornig gnejsgranit, granodioritisk. – 600 m N om Negelstena, 3 km O om Håbo-Tibble k:a, (SV, 1b).
8. Grå finkornig gnejsgranit, granodioritisk. – V om Aspelund, ca 3.5 km NO om Närtuna k:a, (SO, 4g).
- 109 a. Grå-rödgrå porfyrisk gnejsgranit, granodioritisk. – Ca 2 km NV om Sigtuna centrum, (SV, 2b).

119. Rödgrå småporfyrisk gnejsgranit, granodioritisk. – 750 m SV om Sjötorpet, östra sidan av Lejondalssjön, (SV, 0b). – *Kem. anal.*
- 46 b. Grå gnejsgranit, granodioritisk. – 500 m SO om Össeby-Garn k:a, (SO, 1h).
7. Grå finkornig gnejsgranit, granodioritisk. – 2 km NNV om Närtuna k:a, (SO, 4g).
28. Grå gnejsgranit, granodioritisk. – 2.7 km V om Vidbo k:a, (SV, 4c).
3. Grå gnejsgranit något porfyrisk, granodioritisk. – Djurgården, ca 4 km VNV om Märsta stn, (SV, 3c).
72. Grå finkornig gnejsgranit, granodioritisk. – SO om Sigrdsholmssjön, (SV, 3c).
103. Grå porfyrisk gnejsgranit, granodioritisk. – 1.5 km OSO om Sättra, ca 5 km N om Bro stn, (SV, 0a). – *Kem. anal.*
17. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – 750 m VSV om Ekeberga, ca 1.7 km NV om Kårsta stn, (SO, 3h).
138. Grå finkornig gnejsgranit, kvartsdioritisk. – 600 m O om Håbo-Tibble k:a, (SV, 1a).
62. Grå finkornig gnejsgranit, kvartsdioritisk. – 1 km V om Lövsta, vid Oxundasjöns sydspets, (SV, 0d).
- 25 b. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Höjden N om Nystugan, ca 1 km S om Ekskogens stn, (SO, 3h).
167. Grå finkornig gnejsgranit, granodioritisk. – Vikeby, ca 2 km VSV om Knivsta k:a, (SV, 4c).
97. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – N om sjön Huvan, ca 500 m NO om Skogshyddan, (SO, 4j).
6. Grå gnejsgranit (granodiorit-kvartsdiorit). – Örby, ca 1 km SSV om Vassunda k:a, (SV, 4b). – *Kem. anal.*
199. Grå finkornig gnejsgranit, granodioritisk. – 500 m N om Negelstena, ca 3 km O om Håbo-Tibble k:a, (SV, 1b).
41. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk, granatförande. – Vid vägen ca 2.5 km O om Kårsta stn, (SO, 3h).
12. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – 300 m NO om Knivsta k:a, (SV, 4c).
111. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – N om Bärnöudd, 2.2 km NNO om Håttuna k:a, (SV, 2a).
44. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Ca 1.7 km SV om Össeby-Garn k:a, (SO, 1h).
- 11'. Grå finkornig gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Åkersberg, ca 3.5 km NNO om Närtuna k:a, (SO, 4g).
9. Grå finkornig gnejsgranit, kvartsdioritisk. – V om Aspelund, ca 3.5 km NO om Närtuna k:a, (SO, 4g).
66. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Höjd NV om Ubbysjön, ca 3 km NNO om Vallentuna stn, (SO, 1g).
303. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Vägsäl vid Åsättra, N om Långsjön, (SO, 0j).
68. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Gustavslund, ca 2 km ONO om Vallentuna stn, (SO, 0g).
14. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – 650 m N om Matildadal, ca 2.5 km O om Knivsta k:a, (SV, 4d).
16. Grå finkornig gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Nordspetsen av Marsjön, N om Närtunaviken, (SO, 4i).
305. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – Sydstranden av Drängsjön, Österåker k:n, (SO, 0i). – *Kem. anal.*
304. Grå gnejsgranit, kvartsdioritisk. – S om sjön Messormen, Österåker k:n, (SO, 1j).

Tabell 9. Kemiska analyser av urgranit—gnejsgranitvitens bergarter (gnejsgraniter, granodioriter och kvartsdioriter) från kartbladen Uppsala SV och SO

Chemical analyses of synorogenic intrusions (granites—granodiorites—quartz diorites) from the map-sheets Uppsala SW and SE

Prov nr ^a Spec. No.	2	1	306	200	307	11	2'	59	103	119	6	305
Vikt % Wt. %	Röd sur gnejs- granit	Gråvit gnejs- granit (Arnotyp)	Röd sur gnejs- granit	Ljusgrå gnejs- granit (Arnotyp)	Rödgrå porf. gnejs- granit	Gråvit granodiorit (Arnotyp)	Ljusgrå granodiorit (Arnotyp)	Rödgrå granodiorit	Grå porf. granodiorit	Rödgrå småporf. granodiorit	Grå kvarts- diorit	Grå kvarts- diorit
SiO ₂	77.20	76.00	75.50	73.60	73.50	72.60	70.40	69.60	66.50	66.50	65.40	59.50
TiO ₂	0.06	0.01	0.09	0.05	0.16	0.15	0.24	0.21	0.44	0.40	0.39	0.89
Al ₂ O ₃	12.30	13.80	13.50	14.00	14.90	15.20	15.50	15.20	17.00	17.00	18.30	16.80
Fe ₂ O ₃ tot	1.50	1.30	1.20	0.23	2.10	1.80	2.90	0.70	4.80	4.40	3.70	7.80
FeO			1.46					1.90				
MnO	0.03	0.07	0.02	0.08	0.03	0.04	0.04	0.05	0.07	0.06	0.05	0.14
MgO	0.15	0.19	0.33	0.12	0.35	0.40	0.52	0.60	0.75	0.66	0.62	3.00
CaO	0.80	0.70	0.90	1.31	1.60	2.20	2.80	3.00	3.30	3.20	5.60	5.40
BaO	0.14	0.02	0.09		0.11	0.06	0.12		0.13	0.20	0.07	0.05
Na ₂ O	2.50	3.70	2.00	2.78	2.60	2.80	2.20	3.20	3.20	2.90	3.00	3.10
K ₂ O	4.60	3.40	5.80	5.35	3.20	3.70	4.10	4.00	3.10	3.40	2.10	1.40
H ₂ O > 105°C	0.50	0.60	0.60	0.69	0.60	0.90	0.70	0.90	0.80	1.30	0.90	2.30
Σ	99.77	99.78	100.02	99.66	99.14	99.84	99.51	99.36	100.08	100.01	100.12	100.37
ppm												
Cr	—	—	5	—	—	—	5	—	10	5	5	75
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15
V	—	—	10	—	10	20	40	—	65	45	65	200
Sr	140	85	190	—	200	280	340	—	350	335	440	350

* Beträffande lokaler se diagram 7.
For localities see Diagram 7.

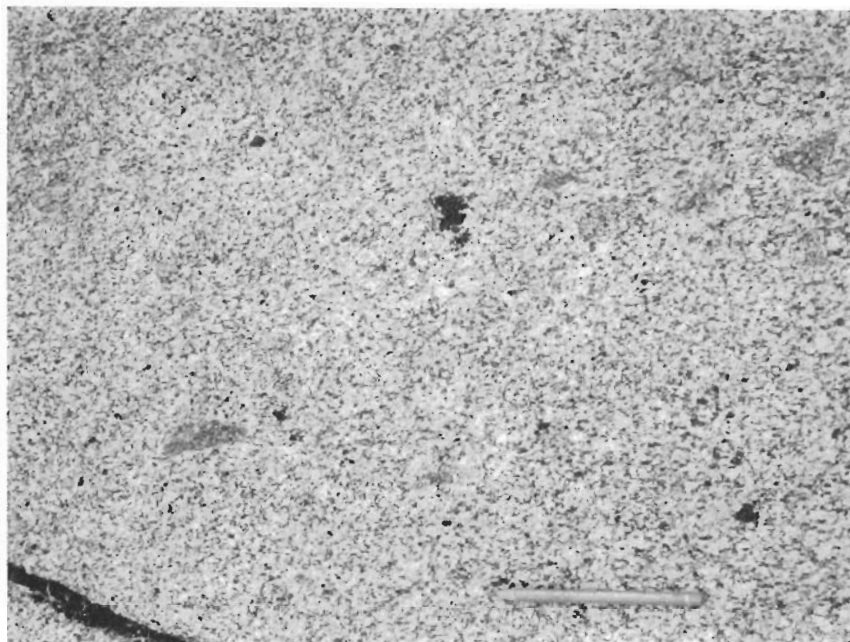


Fig. 26. Massformig, hornbländerik urgranit med små brottstycken av porfyrit. SV om Slåttsjön, ca 3 km NV om Halmsjön (Uppsala SV, 3e). – Foto G. Stålhös.
Massive, quartz diorite of synorogenic age with small inclusions of porphyryrite.

119, 103 och kemiska analyserna 307, 103 och 119 i tabell 9), närmast jämförbara med den s. k. *Vaxholmsgraniten* i Stockholmstrakten, har sin utbredning främst inom östra delarna av kbl Uppsala SO. Utmärkande för dessa bergarter är övervägande röda, 1–3 cm stora ögon av mikroklinpertit. Mineralsammansättningen är i huvudsak följande: plagioklas (20–35 % An) > kvarts > kalifältspat > biotit » hornblände (jfr förf. 1964, s. 42 och Lundegårdh 1946, s. 59–61).

Den andra nyssnämnda varieteten av granodioritiska till granitiska bergarter, inom kbl Uppsala SV har omväxlande medelkornig eller glect porfyrisk struktur. Ljusgrå till gråvita led dominerar, t. ex. i området Haga k:a–Märsta–Halmsjön med fortsättning över kartbladsgränsen till Skepptuna k:a (Uppsala SO, 4f). Bergarter av detta slag har i äldre litteratur vanligen benämnts *Arnögraniter* (Törnebohm 1883, Holmquist 1906), med vilket namn närmast har avsetts grå, mer eller mindre por-



Fig. 27. Grå hornbländeförande kraftigt förskiffrad urgranit (gnejsgranit) genomsatt av vit, granatförande pegmatit och aplit. Ca 2.5 km N om Vada k:a (Uppsala SO, 1h). – Foto G. Stålhös.

Foliated (gneissose) quartz diorite (synorogenic) cut by garnet-bearing pegmatite and aplite.

fyriska, kvartsrika biotitgraniter med sporadiskt inslag av hornblände. En ingående redogörelse för Arnögraniterna inom huvuddelen av undersökningsområdet har tidigare presenterats i ovan anförda arbete av Wi-man (1930, s. 39–43), och skall här ej närmare relateras. Variationerna i mineralogisk sammansättning och kompletterande kemiska analyser för den aktuella bergarten framgår av diagram 7 (proven 68', 200, 1, 11, 2', 31 och 3) och tabell 9 (analyserna 200, 1, 11 och 2'). En rödgrå variant av Arnögraniterna, till det yttre påminnande om sur gnejsgranit ehuru mineralogiskt en granodiorit, har också observerats. Bergarten i fråga, ofta försedd med rosafärgad kvarts, påträffas främst i området söder och öster om Rosersbergs slott (Uppsala SV, 1d; prov 59, diagram 7 och tabell 9) samt i trakten ca 2.5 km NV om Skepptuna k:a (SO, 4f).

Sur, väsentligen röd, grovt medelkornig gnejsgranit, sporadiskt ögon-

förande, uppträder på få undantag när inom kartbladet Uppsala SO främst i Österåker k:n (0, 1, i, j) samt i mindre partier öster om grönstensmassivet kring Beateberg (Uppsala SO, 4j). Lokalt har även vita varieteter noterats. Gnejsgraniten, vars mineralogiska och kemiska variationer framgår av diagram 7 (proven 306, 2, 82, 142, 124, 23) respektive tabell 9 (analys 2 och 306), har följande fördelning mellan de viktigaste mineralen: kvarts (ofta rosafärgad) $\geq$ kalifältspat $\geq$ plagioklas ($An = 10-25 \%$) $\gg$ biotit. Hornblände ingår sporadiskt. Bergarten är extremt salisk, i likhet med den röda sura *Vängegraniten* i centrala Uppland (P. J. Holmquist 1906, s. 188), och påminner för övrigt till alla delar om denna granit. Vissa delar av de sura gnejsgraniterna inom kartbladet Uppsala SO har tidigare innefattats under begreppet *Vätögranit*, en på grund av sina höga strontiumhalt särskild granit, vilken betraktats som något yngre än den sura gnejsgraniten (Lundegårdh 1947 och 1954). De omedelbara fältsammanhangen mellan s. k. Vätögranit och den sura gnejsgraniten inom undersökningsområdet ger ingen som helst grund för antagandet att två till åldern skilda graniter skulle föreligga. Senare utförda undersökningar speciellt inriktade på ifrågavarande problem (P. G. Andreasson 1972, i manuskript) ger starkt stöd för sistnämnda åsikt. Andreasson visar bl. a. att den för graniten utmärkande höga strontiumhalten är av sekundär natur och sannolikt emanerar från närbelägna ultrabasisiska massiv inom Roslagen, vilket också antytts av Lundegårdh 1954. Granitens avstånd till de senare spelar i detta sammanhang en avgörande roll.

För att inget tvivel skall råda om åldersrelationerna mellan sur urgranit och yngre serorogen granit, bör omnämnas en lokal ca 1 km V om sjön Mysslingen (0i), där typisk yngre granit breccierar områdets sura urgraniter (fig. 28).

Gångformiga apliter och pegmatiter antagligen genetiskt samhöriga med den sura gnejsgraniten, har påträffats främst i de senare bergarternas grannskap inom Beatebergsområdet (3j). Apliternas gnejsgranitålder (se även förf. 1964, s. 47) antyds av två omständigheter, nämligen 1, gångarna är kraftigt parallellstruerade (biotitflagor), ej sällan i sned vinkel mot deras utsträckning men likväl konformt med omgivande gnejsgraniter (se fig. 34 l) och 2, amfibolitgångar av Herrängsålder (N. H. Magnusson 1940) genom-sätter nämnda apliter flerstädes i Uppland (dock ej inom kartområdet).

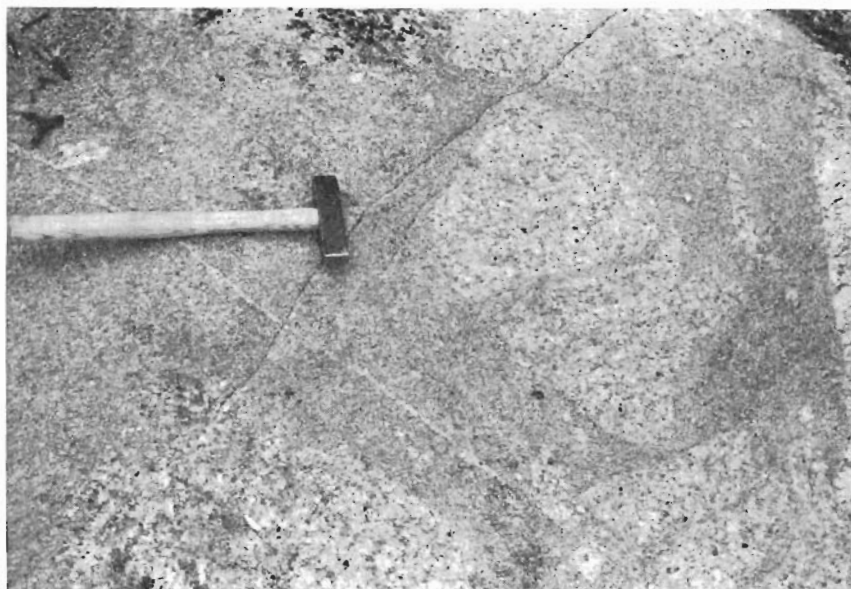


Fig. 28. Sur röd urgranit breccierad av rödgrå yngre granit. 500 m V om sydspetsen av sjön Mysslingen, ca 5 km NO om Österåker k:a (Uppsala SO, 0i). – Foto G. Stålhös.

Red granite (synorogenic) brecciated by serorogenic granite.

Ett flertal exempel, där pegmatiter genomslås av sådana amfibolitgångar (se fig. 34 j, k), har vidare noterats och tidigare beskrivits från trakten av Beateberg (Stålhös 1969, s. 139, och fotnot). När jag skrev detta arbete var jag tveksam beträffande de aktuella pegmatiternas urgranitålder och drog därav slutsatsen att Herrängsgångarna t. o. m. kunde vara intruderade senare än vissa pegmatiter genetiskt samhöriga med de yngre graniterna (jfr a. a. s. 153–159 och s. 175–177). De fortsatta undersökningarna har sedermera gjort mig alltmera övertygad om existensen av en äldre ehuru starkt begränsad generation av apliter och pegmatiter.

Den mineralogiska sammansättningen inom fem olika apliter (diagram 7; apl.) är i huvudsak följande: kvarts $\rightleftharpoons$ kalifältspat $\rightarrow$ plagioklas (An_{4-20}) $\rightarrow$ biotit. Kornstorlekarna varierar mellan 0.3 och 1 mm. Vad pegmatiterna beträffar är dessa oftast röda, ej sällan zonarbyggda med skriftgranitisk utbildning. Någon utseendemässig skillnad gentemot de unga, sensvekofenniska pegmatiterna har ej kunnat påvisas.

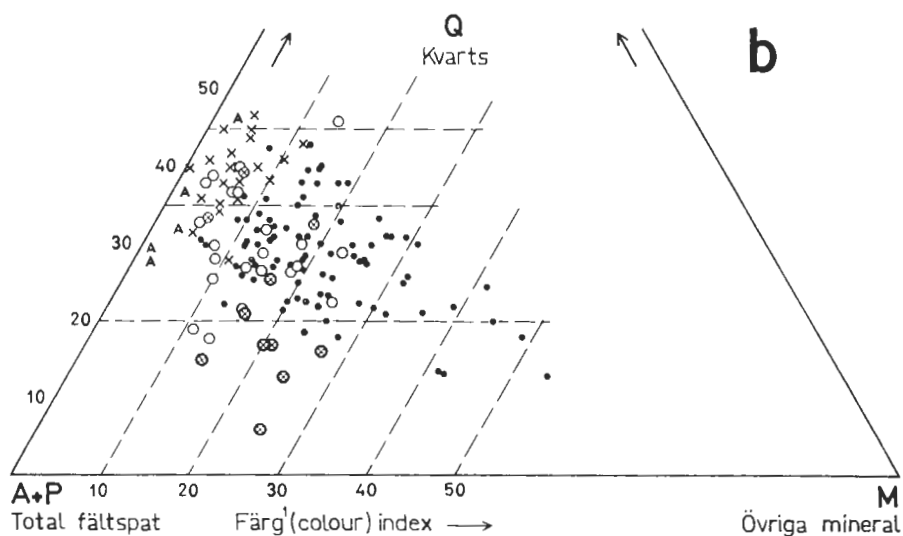
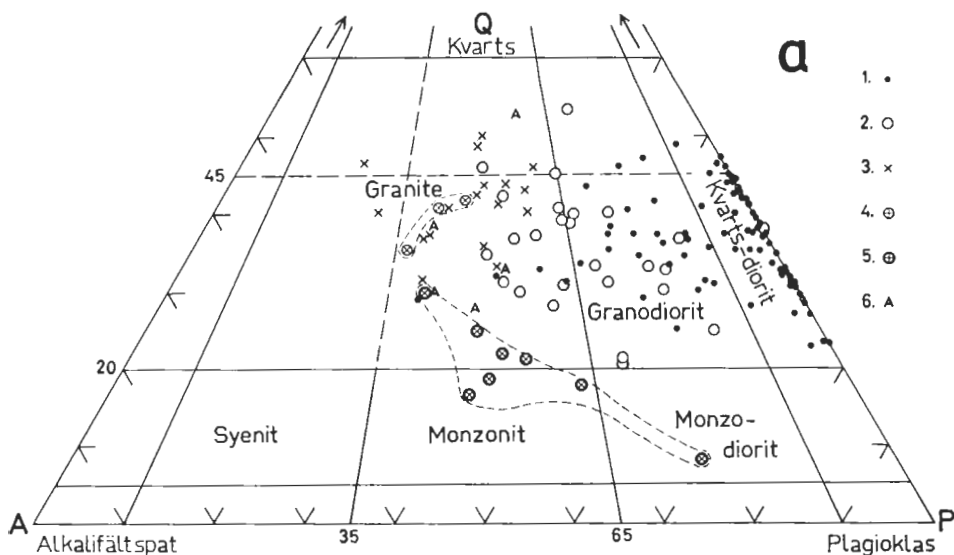
Samtliga till urgranit-gnejsgranitsviten hörande bergarter, dels från undersökningsområdet (65 plan. anal. från respektive diagram 7 och 8) och dels från Stockholmstrakten (Stålhös 1964 och 1969, inalles 73 plan. analyser från respektive diagram 4 och 14) åskådliggörs i fig. 29 a och b enligt här gällande klassifikationsprinciper (Streckeisen 1967, fig. 5 a). Vid införandet av analyspunkterna i triangeldiagrammen framkom, att gnejsgraniterna från båda de nämnda områdena liknade varandra så mycket, att en speciell differentiering dem emellan ej ansågs motiverad. En ytterligare bekräftelse härpå utgör den nästan identiska fördelningen av An-halten i gnejsgraniternas plagioklas från de aktuella områdena (fig. 6). Som tidigare nämnts dominerar kvartsdioritiska led bland de grå gnejsgraniterna (fig. 29 a), medan de porfyriska och/eller fältspatintermediära gnejsgraniterna av Vaxholms- respektive Arnötyp uppvisar såväl granodioritiska som granitiska varianter. De sura gnejsgraniterna och apliterna faller helt inom fältet för graniter. Färgindex (M) enligt fig. 29 b varierar mestadels på följande sätt: apliter (0–5), sura gnejsgraniter (0–10), porfyriska gnejsgraniter av granodioritisk och granitisk sammansättning (5–20) och grå gnejsgraniter av granodioritisk och kvartsdioritisk sammansättning (10–30). I några bergarter från Stockholmstrakten med $M > 40$ (fig. 29 b) skall enligt Streckeisens nomenklatur (a. a. s. 194) gnejsgraniterna benämnas melakvartsdioriter.

Yngst bland de massivbildande gnejsgraniterna är som tidigare nämnts en välavgränsad serie av *monzodioriter till monzoniter och hornbländegraniter*, vilka tillsammans upptar en areal på ca 30 km², varav 5 km² faller inom kbl Uppsala SO (se fig. 29: den nedre inringade punktgruppen). Denna mestadels röda, porfyrstruerade bergartssvit skiljer sig från de sura gnejsgraniterna främst genom en låg kvartshalt ($\sim 5\text{--}25$ vol.-%) och en motsvarande hög halt av biotit + hornblände ($\sim 16\text{--}27$ vol.-%; se diagram 8 samt Q och M i respektive fig. 29 a och b). I en tidigare, utförlig beskrivning av omtalade bergarter¹ (Stålhös 1964 och 1969, s. 47–52 och s. 128–130) drog jag den slutsatsen att de uppkommit vid en hybridisering av en sur urgranitsmäta genom ett ringa tillskott av basaltisk magma, en bedömning som fortfarande gäller. Utöver järnrikt hornblände, cummingtonit, biotit, hypersten och augit (Sundius 1948, s. 40) har i ett fall (prov 106, diagram 8) olivin iakttagits. Bergarten ifråga

¹ Tyvärr har bergarten tidigare mera slentrianmässigt betecknats som kvartssyenit av Åkersbergatyp eller Åkersbergasyenit, vilket i belysning av här förekommande nomenklatur enligt Streckeisen måste anses olämpligt eller direkt felaktigt.

Klassifikation av urgranit—gnejsgranitsvitens bergarter (kvartsdioriter, granodioriter, graniter — apliter och monzoniter) från kartbladen Uppsala SV och SO samt Stockholmsområdet enligt Streckeisen (1967, fig. 5 a)

Classification of synorogenic intermediate and acid intrusions (quartz diorites, granodiorites, granites — aplites and monzonites) from the map-sheets Uppsala SW and SE and the Stockholm region according to Streckeisen (1967, Fig. 5 a)



är en mörkt brungrön, marginalt uppträdande, porfyrisk monzonit, som anstår nära invid Österåkers fängelse, ca 1.5 km N om kyrkan. Enligt en halvkvantitativ bestämning med mikrosond befanns olivinen vara en praktiskt taget ren fayalit (järnolivin). Detta stämmer väl med tidigare iakttagelser, nämligen att olivin i närvaro av kvarts, t. ex. inom vissa gröna, hornbländeförande, marginala rapakivgraniter, genomgående har en järnextrem sammansättning (se bl. a. A. Savolahti 1962, s. 41–45). Såvitt mig bekant är detta första gången som olivin noterats inom synorogena granitoidintrusiv.

Monzonitbergarterna är påtagligt breccierande i förhållande till omgivande berggrund och innehåller rikligt av suprakrustala brottstycken, främst röda och grå kvartsporfyrer (se s. 51), t. ex. vid Österåkers fängelse. Brottstycken av djupgrönsten och sur gnejsgranit har även noterats (jfr Stålhös 1964, fig. 14), vilket ger en åldersgräns för bergarten bakåt i tiden. Rikligt med amfibolitgångar av Herrängsålder genomsätter vidare nämnda intrusiv, varigenom den synorogena åldern av de senare bekräftas.

Av monzonitmassivets form i kartbilden att döma intruderade detta sannolikt som en batolit under ett sedermera genom erosionen avlägsnat, kupolformat tak av sur gnejsgranit. Härpå tyder utbredningen av de sura gnejsgraniterna SV och NO om Österåker k:a, vilka senare an-

Fig. 29 a, b. Diagrammen baseras på följande planimetriska analyser:

65 st från diagram 7 och 8 (Uppsala SV och SO).

73 st från Stockholmstrakten (Stålhös 1964 och 1969 diagram 4 resp. 14).

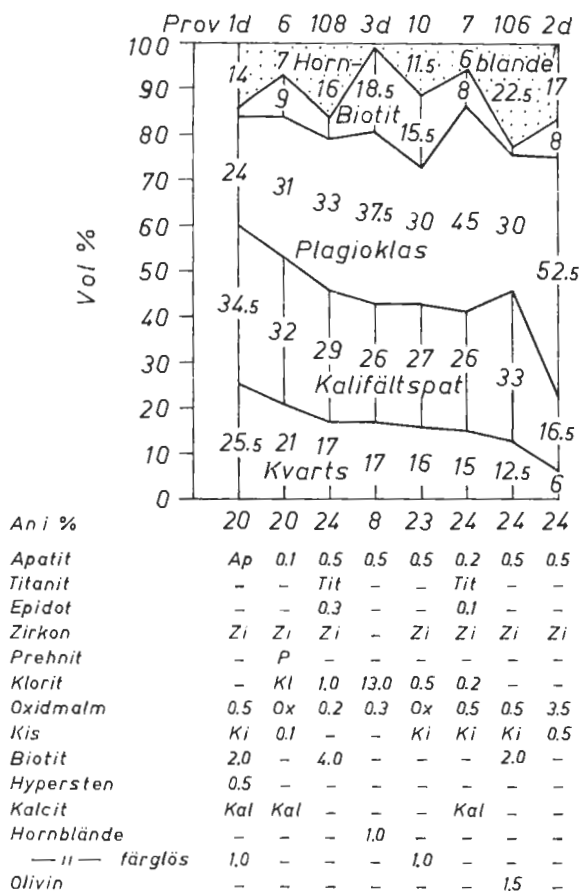
The diagrams are based on 65 modes from map-areas Uppsala SW, SE (Diagrams 7 and 8) and 73 modes from the Stockholm region (Stålhös 1964 and 1969, Diagrams 4 and 14 respectively).

- 1 Grå gnejsgraniter
Grey granodiorites-quartz diorites
- 2 Porfyriska gnejsgraniter
Porphyritic granodiorites-granites
- 3 Sura gnejsgraniter
Red granites
- 4 Hyperstenförande röd gnejsgranit
Red granite, hypersthene-bearing
- 5 Monzonitbetonade gnejsgraniter
Monzonitic rocks
- 6 Aplitgraniter
Aplite granites

¹ Ju större inslag av andra mineral än kvarts-fältspat i bergarten ju mörkare blir vanligen denna.

Diagram 8. Mineralfördelningen inom hornbländegraniter, monzoniter och monzodioriter hörande till urgranit—gnejsgranitsviten inom respektive kartbladen Uppsala SO och Stockholm NO

Mineral composition of synorogenic Svecofennian intrusions such as hornblende-granites, monzonites and monzodiorites from the map-sheets Uppsala SE and Stockholm NE respectively



Småmineralen ingår i hornblände

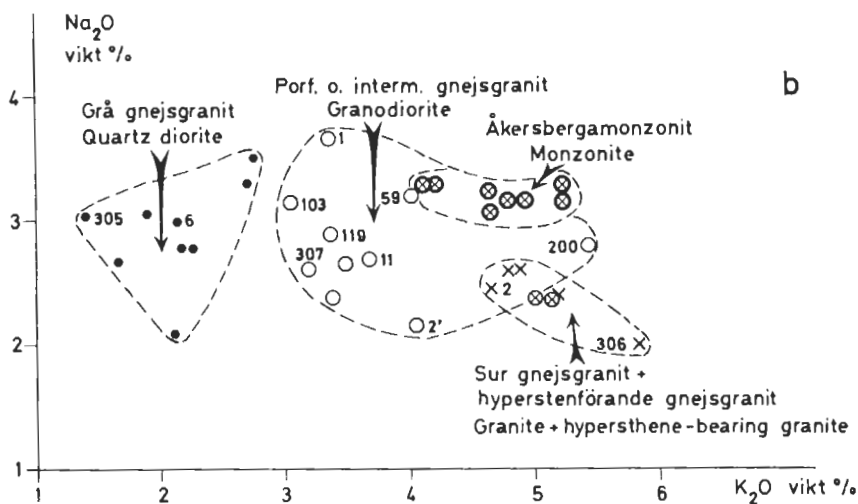
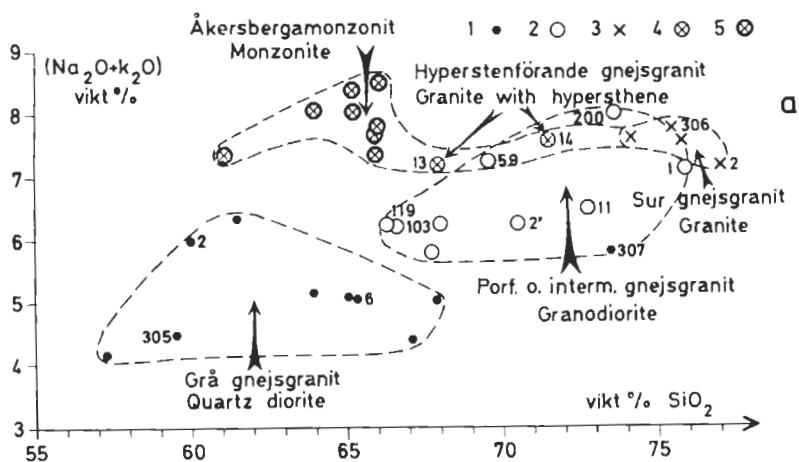
- 1 d. Gräröd, porfyrisk, granit. – 350 m SO om Österskär stn, (Sthlm NO, 9i).
6. Gräröd, porfyrisk, granit. – 1.5 km O om Österåker k:a, (SO, 0i).
108. Gräröd, porfyrisk, melagranit. – 300 m NV om Säby gård, NV om Åkersberga, (Sthlm NO, 9h).
- 3 d. Röd, porfyrisk, monzonit. – 200 m N om Tunagården hpl, Österskär, (Sthlm NO, 9i).
10. Gräröd, porfyrisk, melagranit. – Gustavsberg, ca 1 km N om Österåker k:a, (SO, 0i).
7. Gräröd, porfyrisk, monzonit. – 1.1 km N–NNV om Österåker k:a, (SO, 01).
106. Mörkt brungrön, porfyrisk, monzonit. – 1.5 km N om Österåker k:a, vid fång-elset, (SO, 0i).
- 2 d. Gräröd, porfyrisk, monzodiorit. – Vägskäl vid Valsjöns sydända, 3.5 km SO om Åkersberga stn, (Sthlm NO, 9i).

tagligen varit förbundna med varandra i ett högre snitt av berggrunden. Monzoniternas diskordanta uppträdande i området är också värt att notera. För ytterligare information om de aktuella bergarterna, speciellt avseende petrografiska detaljer, hänvisas till ovan anförda, rikt illustrerade arbeten av författaren.

Rikligt med hornbländeförande, mestadels röda pegmatiter och lokalt även apliter genomsätter monzoniterna i Åkersbergaområdet strax S om kartgränsen. Hornbländekristallerna förekommer ställvis i stor mängd och når undantagsvis dm-storlek. Mineralet visar stark pleokroism i gröngult till mättat grönt eller blågrönt och är av ferrohastingsitisk typ (jfr P. Geijer 1913, s. 147). Tyvärr har åldern av dessa pegmatiter och apliter inte kunnat bestämmas, varför frågan om monzoniternas åldersställning i förhållande till de med gnejsgraniterna samhöriga pegmatiterna och apliterna tills vidare får anses obesvarad.

En med Åkersbergamonzoniten sannolikt besläktad, *hyperstenförande* övergångsform till *sur gnejsgranit*, påträffad inom ett flertal stråk på Södertörn (Stålhös 1969, s. 119 och 130), skall här helt kort omnämnas. Bergarten, av vilken två kemiska och tre planimetriska analyser föreligger (jfr Sundius 1948, s. 38–39 under rubriken kvartssyenitisk gnejsgranit, samt Stålhös 1969, diagram 14 proven 142, 49 och 2), har enligt fig. 29 a (jfr de tre inringade punkterna i granitfältets övre del) en granitisk sammansättning och samtidigt därmed en kraftigt växlande halt av mörka mineral ($M = 5\text{--}20$ i fig. 29 b). Liksom hos Åkersbergamonzoniterna förekommer hornbländeförande pegmatiter bland de aktuella hyperstenförande gnejsgraniterna.

Relationerna mellan SiO_2 -halterna (vikts-%) och Σ alkali i samtliga till gnejsgranitsviten hörande bergarter från undersökningsområdet och Stockholmstrakten framgår av fig. 30 a. De grå gnejsgraniterna kännetecknas av låga SiO_2 -värden, mellan 57 och 68 vikts-%, och likaså låga värden för Σ alkali ($\approx 4\text{--}6$ vikts-%). De ögonförande, övervägande intermediära leden ligger inom SiO_2 -intervallet 66 till 76 vikts-% med Σ alkali från ca 6 till 8 vikts-%. De ljusgrå, intermediära, lokalt porfyriska Arnögraniterna innefattar delvis betydligt surare led (t. ex. analyserna 1 och 200) än motsvarande porfyrisk gnejsgraniter av Vaxholmstyp. Mest intressant i fig. 30 a är utbredningsfältet för Åkersbergamonzoniterna, som via hyperstenförande gnejsgraniter (analys 13 och 14) knutits samman med de ordinära, sura gnejsgraniterna. Medan SiO_2 -halterna i detta fall växlar från 61 till 77 vikts-%, uppvisar Σ alkali mycket små



variationer, från ~ 7 till 8 vikts-%. Detta bekräftar min tidigare tolkning av monzoniterna såsom derivat av sura urgranitmagmor modifierade genom ett ringa tillskott av basaltisk material. I enlighet härmed har vid denna hybridisering alkalihalten i den sura magman huvudsakligen kvarstått oförändrad (se dock nedan), medan SiO_2 -halten gått ned i samband med ett motsvarande tillskott av kalcium och femiska komponenter (Fe, Mg) från den basaltiska smältan.

Förhållandet mellan Na_2O och K_2O (vikts-%) inom gnejsgraniterna framgår av fig. 30 b. En tämligen konstant halt av Na_2O på ca 3 ± 1 vikts-% kännetecknar nämnda bergarter. De sura gnejsgraniterna visar generellt lägre Na_2O -värden än de genetiskt associerade monzoniterna, vilka senare vid sin bildning utöver ovan nämnda element sannolikt även anrikats något på Na_2O från den basaltiska magman. Halten av K_2O är i motsats härtill starkt varierande, från ca 2 vikts-% i de grå gnejsgraniterna till 3–5 % i de porfyriska leden samt 4–6 % i monzoniter och sura gnejsgraniter.

Gnejsgranitsvitens bergarter uppträder till övervägande del konformt med omgivande suprakrustalformationer men breccierar ofta sidostenen och innesluter också i betydande omfattning såväl större partier som mindre brottstycken av suprakrustalbergarterna (fig. 31), vilket framgår av kartbilden (brottstycken av olika typ enligt kartans teckenförklaring). Konforma smala lager (~ 1 till 10 m) främst av grå gnejsgraniter förekommer allmänt inom snprakrustalen, särskilt invid gränsen mot

Fig. 30 a, b. Relationerna mellan a) SiO_2 och $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (vikt %) } inom urgranit-
b) Na_2O och K_2O (vikt %) } gnejsgranitsvitens bergarter från kartbladen Uppsala SV och SO (tabell 9; numrerade punkter i figuren) samt Stockholmsområdet (Stålhös 1964, tab. 5 och 1969, tab. 10).

Relations between a) SiO_2 and $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (weight %) } in synorogenic
b) Na_2O and K_2O (weight %) } intrusions such as quartz diorites, granodiorites, granite aplites and monzonites from the map-sheets Uppsala SW and SE (Table 9) and the Stockholm region (Stålhös 1964 and 1969, Tables 5 and 10 respectively).

- | | |
|--------------------------------------|--|
| 1. Grå gnejsgranit
Quartz diorite | 2. Porfyrisk och intermediär gnejsgranit
Granodiorite |
| 3. Sur gnejsgranit
Granite | 4. Sur gnejsgranit med hypersten
Granite, hypersthene-bearing |
| 5. Åkersbergamonzonit
Monzonite | |



Fig. 31. Grå något ögonförande gnejsgranit, som penetrerat och delvis assimilerat en metaarenitisk sedimentgnejs. 2 km S om Negelstena (Uppsala SV, 1b). – Foto G. Stålhös.

Somewhat porphyritic, synorogenic granodiorite penetrating and partly assimilating a meta-arenitic sediment gneiss.

större intrusivbäddar, t. ex. vid Sundet (Uppsala SO, 4i) N om När-tunaviken, eller i förlängningen av sådana bäddar, t. ex. i området ca 2 km NV om Kårsta k:a (3g; smala bruna streck).

Lokalt, där glimmerrikare sedimentled på ett oregelbundet sätt bladdats upp och partiellt assimilerats av inträngande urgranitmateriel, har om ådergnejsjer påminnande bergarter uppstått, i vilka isärslitna kvart-sitbankar och glimmersliror simmar i ett skenbart mobiliserat av urgranit (fig. 32). Ett flertal exempel härpå kan nämnas, bl. a. från trakterna ca 2.5 km SO om Håbo-Tibble k:a, 1 km ONO om Lövsta (Uppsala SV, 1b), N om Lejondalssjön samt vid Åsby, 1.5 km SV om Vidbo k:a.

Där basisk suprakrustal gränsar mot urgraniterna, har vanligen en mera distinkt ådring utbildats, enär assimilationsföreteelser i detta fall mera sällan gjort sig gällande (fig. 33). Den till urgraniterna knutna åderförgnejsningen inom undersökningsområdet är en helt marginell fö-



Fig. 32. Sedimentgnejs med växlande glimmerhalt, oregelbundet uppbladad och partiellt assimilerad av inträngande granodioritiskt material. Den om ådergnejs påminnande bergarten utgörs av isärslitna kvartsitbankar och glimmersliror dispergerade i en skenbar metatekt av urgranit. 400 m S om Mariedal, ca 2 km SO om Håbo-Tibble k:a (Uppsala SV, 1a). – Foto G. Stålhös.

Mica-rich as well as mica-poor primary sediments split up and partially assimilated by synorogenic magmas of granodioritic composition. The rock reminiscent of veined gneiss is built up by torn-off quartzitic layers and slices of mica dispersed in a granodioritic matrix.

reteelse och till sin omfattning ej att jämföra med den vitt utbredda ser-
orogena åderförgnejsningen.

Gränserna mellan de olika slagen av gnejsgranit är i allmänhet skarpa, utan att man i varje särskilt fall kan avgöra de senares inbördes ålders-
relationer. Ofta alternerar de med varandra, vilket är särskilt vanligt be-
träffande de grå och porfyriska varieteterna. Ett par bland många ex-
empel härpå kan nämnas dels från kraftledningsgatan norrut från St.
Sjudargården ca 2 km VNV om Sigtuna centrum och dels från kanten av
vägen O om L. Harsjön (Uppsala SO, 1i). Inte sällan fingrar de olika
gnejsgraniterna in i varandra, och särskilt den sura graniten penetrerar
övriga led. Exempel på infingrande kontakt mellan sur och porfyrisk
gnejsgranit har noterats bl. a. från området invid kartergränsen ca 3 km
ONO om Beateberg (SO, 3j).



Fig. 33. Ådror av Arnögranit (intermediär urgranit) i en porfyritisk suprakrustalbergart (synorogen, arteritisk åderförgnejsning). Björksäter, ca 3.5 km NV om Märsta stn (Uppsala SV, 3c). – Foto G. Stålhös.

Basic, porphyritic supracrustal rock intruded by veins of synorogenic granodiorite. This synorogenic formation of veined gneisses is very local and strictly confined to the borders of the intrusions mentioned.

Lokala brottstycken av en gnejsgranit i en annan ger i motsats till ovannämnda kontaktrelationer ett klart besked om gnejsgranitintrusionernas inbördes tidsföljd. Iakttagelserna tyder på en avtagande ålder från grå gnejsgranit via porfyrisk och sur granit till aplitgranit. Sålunda finner man brottstycken av grå gnejsgranit i porfyrisk 1.2 km NO om Håtuna k:a och inom området för sommarstugebebyggelsen vid Ekskogen N om Långsjön (Uppsala SO, 2j). Liknande brottstycken i sur gnejsgranit uppträder i höjden 500 m V om Lövhagen (SO, 0j), ca 3 km OSO om Österåker k:a. Även brottstycken av porfyrisk gnejsgranit har iakttagits som inneslutningar i sur gnejsgranit, t. ex. 500 m VSV om Tärnholm (SO, 1i). Åkersbergamonzoniten slutligen innehåller, som redan nämnts, enstaka brottstycken av sur gnejsgranit (s. 101).

De grå och porfyrisk gnejsgraniterna bildar sällan gångar. Några undantag har noterats. 500 m VNV om Singö utmed Norrtäljevägen (Upp-

sala SO, 0i) genomsätts därvarande gabbromassiv av en grå, decimeterbred urgranitgång, som kan följas några meter. Liknande men smalare gångar har observerats inom motsvarande grönstenar nära Fastarby N om sjön Hersen (SO, 1j). En ovanligt massformig och markerat genom-brytande varietet av porfyrisk gnejsgranit (prov 119, diagram 7) O om Lejondalssjöns norra del (SV, 0b) skall här omnämnas. Bergarten, vars uppträdande närmast liknar de yngre graniternas, skär knivskarpt och vinkelrätt över skiffrigheten i ett ca 100 m brett stråk av porfyr it beläget 1.5 km SV om Tranbygge. En snett överskärande, decimeterbred och ca 2 m lång gång av nämnda granit har också noterats inom porfyr-riten.

Gångar av sur gnejsgranit förekommer tämligen allmänt, dels O om Beateberg (Uppsala SO, 3, 4j), vid kartgränsen, dels längst i söder, bl. a. kring Solbergasjön (0j). Gångarna är mestadels decimeterbreda och har en övertvärande förskiffring konformt med de omgivande gnejsgraniternas. Gångar av aplit tillhörande urgranitsviten förekommer även och uppträder i huvudsak på liknande sätt som de sura urgranitgångarna (se fig. 34 I). Åkersbergamonzoniten, till sist, bildar också gångar in i den omgivande berggrunden, vilket observerats främst inom grönstensmassivet kring Valsjön (förf. 1969, s. 129). Ej tidigare beskrivna monzonitgångar genom den sura gnejsgraniten har också iakttagits i trakten av Lervik, inom norra delen av kartbladet Stockholm NO.

Gnejsgraniternas förskiffring skär ofta diskordant över gränserna mellan de olika leden, vilket särskilt tydligt kan studeras i området ca 250 m SV om Karlberg, 1.7 km ONO om Österåker k:a. Gränserna mellan grå och sur gnejsgranit samt mellan grå gnejsgranit och Åkersbergamonzonit överskärs på denna lokal vinkelrätt av skiffrigheten. Detta tyder på att en överpräglade deformation under alla omständigheter har ägt rum i nära samband med eller efter konsolideringen av samtliga till gnejsgranitsviten hörande led.

En i belysning av ovan antagna åldersrelationer gnejsgraniterna sinsemellan problematisk och något motsägelsefull iakttagelse skall i korthet omtalas från en lokal belägen ca 500 m S om Vallersvik, inom en nyuppförd sommarstugebebyggelse nära sydöstra hörnet av kbl Uppsala SO. Här iakttoqs vad som syntes vara två parallella gångar av grå gnejsgranit genomslående en porfyrisk dito, varav den ena, decimeterbred, kunde följas ca 10 m och den andra, 2 cm bred, var synlig omkring 3 m. En skarp gräns mellan grå och porfyrisk gnejsgranit kunde också stude-

ras på samma lokal, där den grå gnejsgraniten inom en ca meterbred kontaktzon uppvisade inte mindre än tre med kontakten parallella anrikningszoner av biotit och hornblände. Denna typ av zoner i den grå gnejsgraniten, som ofta förekommer i gränsen mellan magma och sidobergart, skulle i likhet med gångarna tyda på en lägre ålder för bergarten ifråga i förhållande till den porfyriska gnejsgraniten. Iakttagelsen är unik och svårtolkad. Möjligen är gnejsgranitens olika led varandra så närstående i tiden att lokala omkastningar av intrusionföljden är tänkbara, ett förhållande som också kan påverka bedömningen av de komplicerade åldersrelationerna mellan gnejsgraniterna och med dem associerade djupgrönstenar (s. 87).

En kraftig migmatitisering med ty åtföljande substansutbyte och rekristallisation inom gnejsgraniterna har främst ägt rum inom en syd-väst-nordostlig zon genom de centrala delarna av kbl Uppsala SO. Ett mindre område av liknande slag har även påträffats inom SV-bladet, närmare bestämt ca 2 km SV om Håtuna k:a. Processen tycks i främsta rummet ha inneburit en nedbrytning av det i gnejsgraniterna ingående hornbländet jämsides med en kalifältspatbildning som ofta nog varit ytterst obetydlig men likväl lokalt förändrat bergarten i riktning mot en granitisk sammansättning. Den samtidiga rekristallisationen har vanligen givit gnejsgraniterna en ljusare, småkornig vittringshud starkt påminnande om den i jämnkorniga yngre graniter. En från gnejsgraniterna nedärvd ehuru starkt nedtonad parallellstruktur kvarstår dock i dessa bergarter. Särskilt inom en 1 à 2 km bred zon, som sträcker sig från Vada k:a (Uppsala SO, 1h) ca 5 km åt NO har det visat sig nästan omöjligt att i detalj skilja nu nämnda omvandlingsbergarter dels från grå gnejsgraniter, dels från mera renodlade yngre graniter.

Några ytterligare data beträffande gnejsgraniternas egenskaper skall här tillfogas. Bergarternas textur är till övervägande del hypidiomorf med väl bibehållna, regellöst anordnade plagioklastavlor. Särskilt i de basiska leden är de senare vackert zonerade, t. ex. i ett fall med 55 % An i centralzonen och 35 % i marginalen (prov 6). Centralzonen är ofta kraftigt sericitomvandlad medan periferin är fri från inneslutningar. En senare rekristallisation med ty åtföljande tvillingbildning inom ramen för de enskilda plagioklastavlorna maskerar ofta zonarbyggnaden i dessa. Porfyroblasterna av kalifältspat i de ögonförande leden utgörs mestadels av välbevarade och/eller rekristalliserade poikiloblaster av mikroklinperit. Tunna ådror av kalifältspat, troligen samhöriga med ögonbildningen

inom gnejsgraniterna i trakten av Mösundet N om St. Harsjön (SO, 1i), överskärs i nämnda område av en serie små amfibolitgångar av Herrängsålder. Detta ger en antydning om att ögonen åtminstone delvis kan ha en synorogen ålder och sannolikt kristalliserat ut från de lågtempererade, kaliumrika, sura restlösningarna, vilka bildades i slutstadiet av de granitiska smältornas stelning. Att ögonbildningen inom undersökningsområdet i mycket ringa grad hör samman med migmatitiseringen och de yngre graniterna antyds av att ögonförande gnejsgraniter påträffas främst inom de områden, som minst berörts av nämnda företeelser (se f. ö. Stålhös 1964, s. 42–43 och 1969, s. 178).

Biotit är ständigt närvarande i gnejsgraniterna och visar pleokroism i ljusgula till svartbruna nyanser. Endast undantagsvis är mineralet kloritiserat. Hornbländet i gnejsgraniterna visar huvudsakligen en kraftig pleokroism i gulgröna till mörkgröna färger. Vad övriga mineral beträffar kan bl. a. nämnas förekomsten av zonarbyggd zirkon, epidotmantlad allanit samt inom de surare leden sent kristalliserad, överskärande muskovit. Flusspat slutligen har iakttagits i en rödgrå varietet av Arnögranit V om Skepptuna k:a.

Tilltagande grad av förskiffring inom gnejsgraniterna kännetecknas till en början av måttlig granulering av fältspatkornens perifera delar jämsides med en kraftig fältuppdelning och granulering av kvartsen. Längre än till detta stadium av uppkrossning når sällan gnejsgraniterna inom undersökningsområdet. Undantag utgör dock kraftigt förskiffrade gnejsgraniter inom tektoniska zoner (särskild överbeteckning i kartan). En sådan genomdrar vitgrå Arnögranit i nordostlig riktning förbi Halm-sjön. Kvarts och fältspater har i detta fall nedkrossats till kornstorlekar mindre än 0.5 mm (prov 31). En rekristallisation av förstnämnda mineral till långsträckta spolar eller sammanhängande fält har samtidigt ägt rum. Ett exempel på en ytterst extrem förskiffring av Arnögraniterna inom en brantstående, ca meterbred zon vid Skråmsta 1.5 km N om Haga k:a (Uppsala SV, 3, 4b) skall också nämnas. Slutresultatet av krossningen är i detta fall en glimmerskifferliknande bergart bestående av stora rundade, rekristalliserade kvartsfält omgivna av fingryniga kvarts-fältspataggregat rikligt uppblandade med muskovit och klorit. En planimetrisk analys visar att kvartshalten kvarstått oförändrad i samband med krossningen medan kalifältspaten minskat kraftigt och biotiten helt försvunnit ur den ursprungliga gnejsgraniten. En riklig nybildning av muskovit och klorit har tydligen ägt rum inom nämnda zon på bekostnad av sistnäm-

da två mineral, en omvandling betingad genom urlakning av alkali ur fältspat och biotit under samtidigt tillskott av vatten.

Slutligen skall nämnas att grusvittring uppträder inom decimeterbredda skikt i en röd sur gnejsgranit vid Skeppartorp i ett där befintligt tunnelpåslag ca 2 km SO om Rosersbergs slott (Uppsala SV, 1d).

INTRAOROGENA GÅNGAR

Efter urgraniternas konsolidering men före de yngre graniternas och pegmatiternas bildning uppkom sprickor inom stora delar av den svekofenniska berggrunden, bl. a. det aktuella undersökningsområdet. Sprickorna fylldes med basisk magma. Så uppkom de gångbergarter, som är särskilt vanliga i Herrängstrakten i östra Uppland (N. H. Magnusson 1940). Bergarterna är genomgående amfibolitiserade. De har en växlande basisk sammansättning och är lokalt porfyritiska (specialbeteckning å kartan). Jämsides med de basiska gångarna förekommer också sura, porfyry- och/eller aplitliknande gångar med granitisk sammansättning mycket sparsamt, främst inom grönstensmassivet vid Singö (Uppsala SO, 0j; ej utskilda å kartan). På sistnämnda lokal uppträder de sura och basiska eruptiven ofta skarpt avgränsade från varandra i en och samma spricka och bildar då s. k. blandade gångar (jfr Lundegårdh 1946 och Stålhös 1969, s. 135). En utpräglad och tämligen brant stänglighet iaktas i de senare.

Smala apofyser utgår emellanåt i sidled från amfibolitgångarna, vilkas intrusiva natur härigenom bekräftas. Ett lika viktigt indicium i detta avseende är de finkorniga marginala avkylningskontakter, som då och då skiljer gångarna från den omgivande berggrunden. Vidare har upprepad sprickbildning med åtföljande intrusioner resulterat i flera varandra överskärande, till åldern sannolikt närstående gånggenerationer.

De mestadels nematoblastiskt utbildade, finkorniga amfibolitgångarna (korndiametrar ≈ 0.05 – 0.2 mm) består i huvudsak av hornblände, plagioklas (andesin), biotit–klorit och kvarts i nämnd ordning. Accessoriska mineral är titanit, opakmineral och apatit. Lokalt tillkommer i porfyriterna vittrade plagioklasströkorn från 2 till 5 mm stora. Ultrafaiska gångar med hornbländitisk sammansättning uppträder ställvis. Hornbländet inom dessa bildar emellanåt 2 å 3 mm stora aggregat, vilka sannolikt utgör granulerade och rekristalliserade ursprungliga strökorn.

En ingående och mera generellt hållen redogörelse för de intraorogena

gångerruptiven med tonvikten lagd på deras tektoniska relationer har tidigare presenterats i min beskrivning av Stockholmstraktens berggrund (Stålhös 1969, s. 134–144, 158–159 och s. 176). Här inkluderades också material och erfarenheter från motsvarande gångar inom det aktuella kartområdet, varför blott en del kompletterande uppgifter och synpunkter kommer att ges i det följande under hänvisning till arbetet ifråga.

Hundratala amfibolitgångar har iakttagits inom undersökningsområdet. Av dessa har dock endast ett urval införts i kartbilden. Flertalet gångar är en eller annan dm breda, men variationer i detta avseende förekommer alltifrån någon cm upp till 1 à 2 m. Största gångfrekvensen finner man inom djupgrönstenarna och gnejsgraniterna, i vilka led tendensen till sprickbildning varit störst. Förekomsten av långa, raka, välavgränsade gångar tyder på att intrusionerna åtminstone delvis skett i tensionssprickor i berggrunden, vilka kommit till utbildning under en tektoniskt sett relativt lugn period av den orogena utvecklingen (se Stålhös 1969, fig. 29). Andra mera oregelbundna, böjda, utspetsade eller avsnörda gångar kan vara syntektoniska till sin karaktär i den mån nämnda gångkonfigurationer kan anses representera primära intrusionsformer. Gångarna påminner i sistnämnda fall starkt om vissa i detalj beskrivna och ymnigt förekommande gångar på Sydgrönland, vilka tolkats som syntektoniska (J. H. Allaart 1967, s. 25–42). Nämnas skall dock att ett likartat utseende kan uppkomma bland anorogent intruderade gångar i samband med senare deformationer (se Allaart 1967, s. 39 och Watterson 1965, fig. 39).

Några exempel på amfibolitgångar från kartområdet och deras relationer till omgivande gnejsgraniter ges i fig. 34 a–k. Skiffrigheten i gnejsgraniterna torde i flertalet fall vara äldre än gångintrusionerna men syn- och/eller postintrusiva rörelser har bevisligen också ägt rum, som förstärkt och/eller förskjutit nämnda förskiffringsytor.

Gångarnas intraorogena karaktär är tydlig, som framgår av figurerna. En omfattande tektonisering och rekristallisation har skett inom berggrunden både före och efter deras intrusion. Gångarna överskär nämligen både veckade och brantställda suprakrustaller (Stålhös 1969, fig. 24) och/eller skiffriga gnejsgraniter (Stålhös 1969, fig. 25 och fig. 34 a–k). Av de senare har i ett fall observerats roterade brottstycken inneslutna i gångbergarten (se fig. 34 j). Den postintrusiva deformationen av gångarna är mest påtaglig där dessa blivit intensivt plastiskt veckade (Stålhös 1962, fig. 4 och 1965, fig. 4) och/eller avslitna samt plastiskt intrudera-

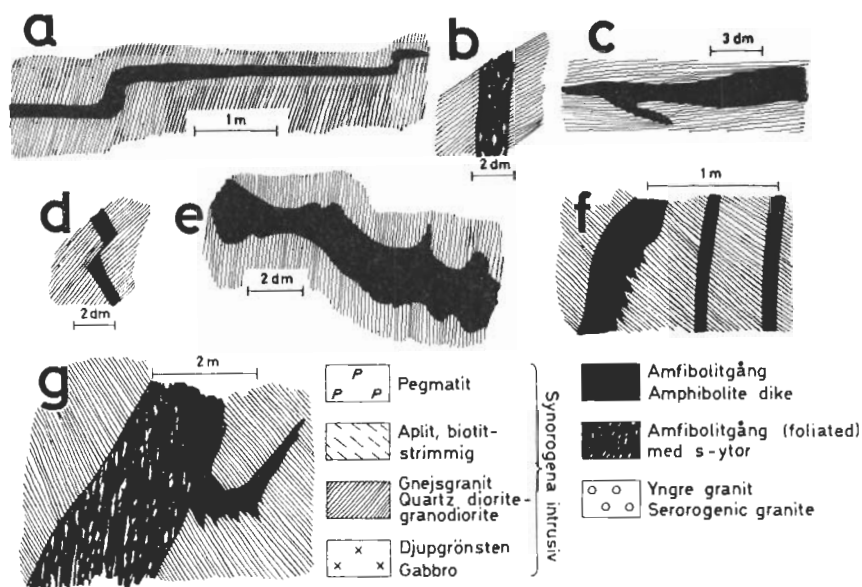
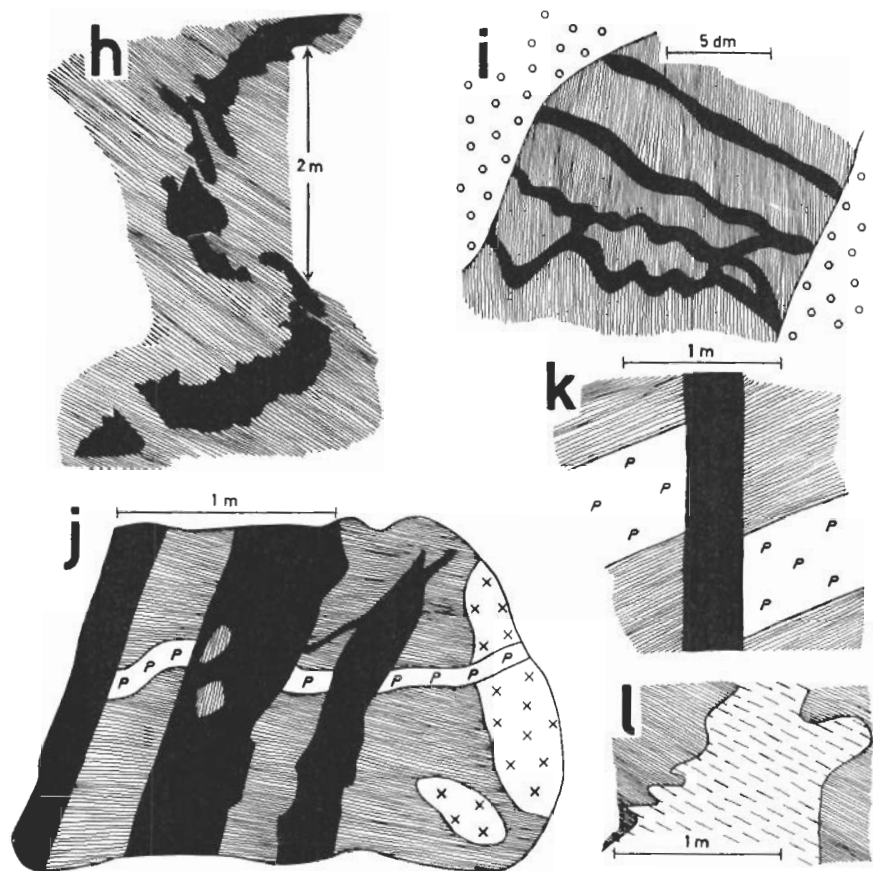


Fig. 34 a-l. Typexempel på de intraorogena amfibolitgångarnas något växlande relationer till omgivande skiffriga gnejsgraniter inom undersökningsområdet (se f. ö. text å s. 113). Relationen mellan gångarna och äldre pegmatiter framgår också (j, k). Beträffande l jämför även text å s. 97.

Common features of tectonic relations between amphibolite dikes and foliated, synorogenic intrusions within the map-areas. The basic magmas which form the dikes have been intruded between two phases of deformation and therefore have an intraorogenic character. This is clearly shown by some pictures (h and j).

- NV om Djupvik, ca 2 km SO om Sigtuna k:a (SV, 2c).
- 150 m SV om Ösbylund, ca 4 km ONO om Sigtuna k:a (SV, 2c).
- Rysstorpet, ca 4.5 km OSO om Haga k:a (SV, 3c).
- 2.5 km NO om Vada k:a (SO, 2h).
- SO om Åby, ca 1.5 km S om Drängsjön (SO, 0i).
- 500 m N om St Harsjön (SO, 1i).
- Långsjöns ostspets (SO, 0j), strax öster om kartbladsgränsen.
- Holmstugan, N om sjön Viren (SO, 3j). Ritning efter förf. 1969 fig. 28.
- 250 m SO om Gillberga, ca 1 km O om Össeby-Garn k:a (SO, 1h).
- Ca 2.5 km ONO om Beateberg (SO, 3j), N om vägen.
- 750 m S om Beateberg (SO, 3j).
- 1.3 km ONO om Beateberg (SO, 3j), S om vägen.



de av den omgivande bergarten (fig. 34 i och h, samt Stålhös 1964, fig. 20 och 1969, fig. 27, 28).

De intraorogena gångarnas framträngande strax före eller alternativt nära efter kulminationen av den svekofenniska regionalmetamorfosen (Stålhös 1969, fig. 36 och tabell 12 i detta arbete) talar för en ganska hög temperatur, sannolikt inemot 400–500°C inom det nuvarande snittet av berggrunden vid tidpunkterna ifråga. De förut omnämnda marginala avkylningskontakterna i vissa gångar kan tyckas tala emot detta. Waterson (1965, s. 126) framhåller emellertid att kontaktförtätning i allmänhet ej säger något om sidobergarternas absoluta temperatur i samband med gångintrusioner utan endast antyder en relativ temperatur-

skillnad på ca 500°C mellan inträngande smälta och sidosten, en i föreliggande fall högst sannolik siffra.

Gångarna bildades förmodligen i de tidsskeden under orogenesen då sprickor lättast kunde uppkomma, dvs. i samband med tillfälligt sjunkande geo-isotermer, avtagande stress och därigenom minskad plasticitet inom berggrunden. Betingelser av detta slag kan antas ha förelegat främst vid två tillfällen, dels omedelbart efter gnejsgraniternas stelning, med den tillfälliga konsolidering i tektoniskt avseende som detta innebar inom sedimentationskomplexen före regionalmetamorfosens kulmen, dels i tiden efter sistnämnda metamorfos innan de orogena rörelserna helt förklingat. Det förstnämnda intrusionsalternativet tycks av vad som ovan sagts beträffande gångarnas intensiva tektonisering mest sannolikt (se dock nedan). Likväl finns båda möjligheterna antydda i tabell 12 a, b.

Om det tidigare intrusionsalternativet skulle antas gälla för amfibolitgångarna, borde dessa främst inom suprakrustalområdena ha omvandlats under betingelser motsvarande högsta subfacies av cordierit-amfibolitfacies inom ramen för en metamorfos av Abukuma-typ (se s. 134). Den ursprungliga mineralparagenesen i gångarna, plagioklas och eventuellt hornblände (primärt hornblände utkristalliserade möjligen från basalterna, som anrikats på H_2O vid passagen genom sedimenten), skulle att döma härav ha förhållit sig stabil vid nämnda metamorfos (högt P_{H_2O}) och enbart rekristalliserat (se Winkler 1967, s. 121).

Granat, sannolikt almandin, har lokalt iakttagits i amfibolitgångar inom Ljusteröområdet (jfr Th. Lundqvist 1962, s. 78) men har eljest icke med säkerhet konstaterats i några diskordanta gångar, vare sig inom kartbladsområdet eller inom Stockholmstrakten. Konforma, sannolikt äldre metabasitlager med varierande granathalt (almandin?) förekommer däremot rätt allmänt inom suprakrustalen i sistnämnda område. Av dessa lager kan möjligen en del hänföras till det aktuella gångsystemet. Den kemiska sammansättningen av de basiska lagren, särskilt halterna av Al, Fe, Mg och Mn, har sannolikt spelat en avgörande roll för uppkomsten av granat i de enskilda fallen.

Den tanken kan inte uteslutas att amfibolitgångarna representerar flera till tiden vitt skilda intrusioner, som likväl inom gnejsgranitområden alltid är yngre än dessa bergarter men f. ö. genomgående äldre¹ än de

¹ I nämnda hänseende utgör gångarna ett viktigt kriterium när det inom Mellansverige gäller att skilja vissa massformiga urgraniter från snarlika serorogena graniter.

serorogena graniterna och pegmatiterna. Enligt nya undersökningar inom den svekofenniska regionen i Västervikstrakten har nämligen amfibolitgångar, till uppträddandet snarlika de här omtalade, bedömts såväl pre- som postdeformativt intruderade (F. J. Elbers 1971, s. 46–49). Denna åsikt, som dock inte helt kunnat verifieras, bygger bl. a. på den tämligen djärva hypotesen, att det tektoniska skeendet i området inleddes först efter urgraniternas intrusion och konsolidering med ty åtföljande intrusioner av basiska gångar. I ett föredrag i Stockholm våren 1965, har jag själv gjort mig till tolk för en liknande uppfattning. Under följande sommar framkom dock fältdata avseende de intraorogena gångarnas betecknande och tektoniska förhållanden, som medförde att uppfattningen övergavs.

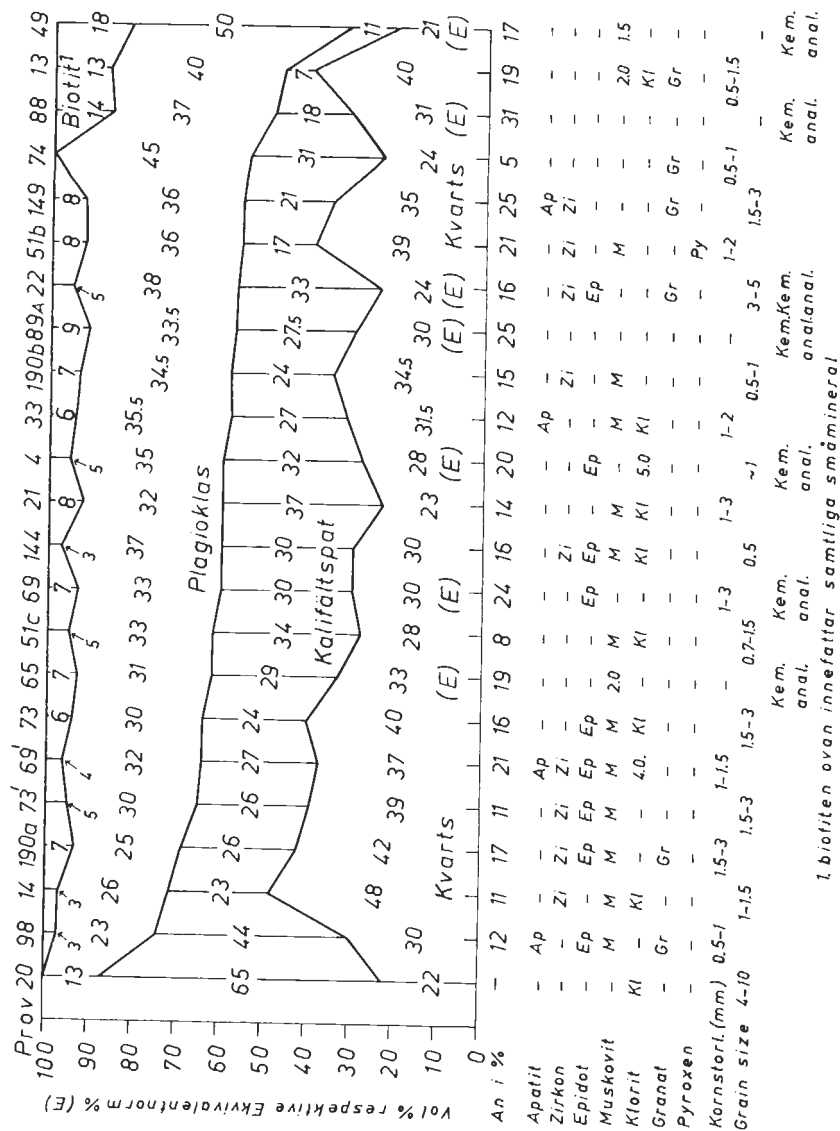
YNGRE GRANITER, APLITER OCH PEGMATITER

Serorogena bergarter, främst graniter, upptar ca en fjärdedel av kartbladens areal. Utbildningen hos de senare växlar från finkorniga eller fint medelkorniga till medelkorniga eller småporfyriska led. De grövre graniterna är mestadels gråröda till rödgrå, medan grå färger överväger bland de jämn- och finkornigare sorterna (se f. ö. kartan). Graniterna ifråga är identiska med och ansluter i sydlig riktning direkt till motsvarande bergarter inom Stockholmsområdet, vilka tidigare behandlats ingående (Stålhös 1962, s. 84–102, 1964, s. 55–60 och 1969, s. 161–170). Av sistnämnda skäl kommer under hänvisning till nämnda arbeten de aktuella bergarterna i det följande att redovisas tämligen summariskt.

Mineralsammansättningen i graniter och apliter av olika slag från undersökningsområdet framgår av diagram 9. Detta omfattar dels planimetriska analyser, vanligen modifierade med hänsyn till analysvärden för K_2O , Na_2O och CaO (jfr tabell 11), dels ekvivalentnormen beräknad ur de kemiska analyserna enligt tabell 10.

Kvarts, kalifältspat och plagioklas (oligoklas) uppträder med få undantag i ungefär liknande kvantiteter tillsammans med lokalt kloritiserad biotit i halter vanligen under något tiotal vol.-%. Accessoriska mineral är muskovit, epidot, granat, zirkon och apatit. Förekomsten av granat är väsentligen knuten till de grå granittyperna, t. ex. V om Frösunda stn (Uppsala SO, 2g), och antyder lokala Al-överskott sannolikt uppkomna genom assimilation av inneslutna och delvis ännu identifierbara sedimentgnejspartier (fig. 35). Granaten torde i detta fall vara primärt utkristalliserad ur de granitiska smältorna (jfr Hsu 1968, s. 76–77).

Diagram 9. Mineralfördelningen i yngre graniter, migmatitgraniter och apliter från kartbladen Uppsala SV och SO
Mineral composition of serogenic Svecofennian granites, migmatite granites and aplites from the map-sheets Uppsala SW and SE.



20. Grå grovkornig pegmatitgranit. – Höjden O om Berga, S om Närtunaviken, ca 3.5 km N om Kårsta stn, (SO, 4h).
98. Grå aplitgranit, (gång). – 250 m O om Gällövsta, 3 km NO om V. Ryds k:a, (SV, 1c).
14. Grå migmatitgranit. – Lövhamrabergr, 1.5 km SSV om Närtuna k:a, (SO, 4g).
- 190 a. Grå granit, granatförande. – Tureberg, 1 km NO om Skånela k:a, (SV, 1e).
- 73'. Grå medelkornig lätt skiffrig granit. – Örsta, 1.3 km N om Markim k:a, (SO, 2f).
- 69'. Grå migmatitgranit. – Gustavslund, ca 2 km ONO om Vallentuna stn, (SO, 0g).
73. Grå medelkornig lätt skiffrig granit. – SV om Kohagen, ca 8.5 km NO om Norrsunda k:a, (SV, 2e).
65. Grå medelkornig granit, granatförande. – 1.2 km NO om Skånela k:a, (SV, 1e). – *Kem. anal.*
- 51 c. Grå migmatitgranit. – Lövhamrabergr, 1.5 km SSV om Närtuna k:a, (SO, 4g).
69. Grå småporfyrisk medelkornig granit, lätt skiffrig. – Stenhagen, 4.5 km NO om Norrsunda k:a, (SV, 2e). – *Kem. anal.*
144. Grå finkornig migmatitgranit. – 250 m NO om Marielund, 2 km SV om Håttuna k:a, (SV, 2a).
21. Grå medelkornig granit. – 500 m SSV om Berga, ca 3.5 km N om Kårsta stn, (SO, 4h).
4. Grå finkornig granit. – 500 m SV om Ockelsta, 2.5 km SV om Skepptuna k:a, (SO, 4f). – *Kem. anal.*
33. Grå migmatitgranit. – 5 km rakt N om Össeby-Garn k:a, (SO, 2h).
- 190 b. Grå aplitgranit. – Tureberg, 1 km NO om Skånela k:a, (SV, 1e).
- 89 A. Grå-röd småporfyrisk granit. – Stenbrott N om Lövsättra, ca 4.5 km SO om Vallentuna stn, (SO, 0g). – *Kem. anal.*
22. Grå granit, granatförande. – Nyby, ca 2.5 km V om Kårsta k:a, (SO, 3g). – *Kem. anal.*
- 51 b. Grå migmatitgranit. – Lövhamrabergr, 1.5 km SSV om Närtuna k:a, (SO, 4g).
149. Grå medelkornig migmatitgranit, granatförande. – 2 km SV om Håttuna k:a, (SV, 2a).
74. Rosa aplitgranit (gång). – Höjd vid vägen ca 1 km V om Venngarns slott, (SV, 3b).
88. Röd finkornig granit. – Uthamra, 3 km SV om Vallentuna k:a, (SO, 0f). – *Kem. anal.*
13. Grå migmatitgranit-gnejs, granatförande. – Lövhamrabergr, 1.5 km SSV om Närtuna k:a (SO, 4g).
49. Gråvit medelkornig-småporfyrisk granit. – 2.5 km O om Angarns k:a, utmed Norrtäljevägen, (SO, 0h). – *Kem. anal.*

Tabell 10. Kemiska analyser av yngre graniter från kartbladen Uppsala SV och SO*Chemical analyses of serorogenic granites from the present map-areas*

Vikt % Wt. %	Prov nr* Spec. No.	65	69	4	89 a	22	88	49
SiO ₂		71.20	70.90	69.60	69.50	70.40	67.20	64.60
TiO ₂		0.14	0.23	0.27	0.26	0.10	0.57	0.45
Al ₂ O ₃		13.20	14.00	14.00	13.80	13.40	14.20	16.70
Fe ₂ O ₃ tot		1.10	1.80	1.50	2.20	1.50	3.80	3.10
MnO		0.05	0.05	0.04	0.06	0.15	0.07	0.12
MgO		0.30	0.40	0.60	0.61	0.58	0.97	1.80
CaO		1.10	1.50	1.30	1.60	1.20	2.20	1.70
BaO		0.06	0.08	0.15	0.09	0.11	0.15	0.14
Na ₂ O		2.60	2.70	3.00	2.70	3.50	2.70	4.50
K ₂ O		5.30	5.50	5.20	5.20	6.00	4.30	3.70
	Σ	95.04	97.15	95.65	96.01	96.93	96.15	96.80
PPM								
Rb		190	200	130	150	110	140	190
Sr		190	270	375	260	360	365	180

* Beträffande lokaler se diagram 9.

*For localities see Diagram 9.***Tabell 11. Partiella kemiska analyser av yngre graniter, migmatitgraniter och apliter från kartbladen Uppsala SV och SO***Partial chemical analyses of serorogenic granites, migmatite granites and aplites from the present map-areas*

Vikt % Wt. %	Spec. No. Prov nr ^b	98	14	190 a	73'	69'	13	73	51 c
K ₂ O		7.7	4.2	5.1	4.8	4.6	2.4	4.5	4.2
Na ₂ O		2.4	2.7	2.1	3.2	3.0	4.0	3.0	2.7
CaO		0.6	0.6	0.6	0.7	1.4	1.4	1.0	0.4
Vikt %		144	21	33	190 b	51 b	149	74	
K ₂ O		4.5	3.6	4.8	4.8	3.6	4.3	5.3	
Na ₂ O		2.4	2.7	3.7	3.5	3.4	3.2	5.1	
CaO		0.8	0.8	0.9	1.1	1.6	1.9	0.5	

* Beträffande lokaler se diagram 9.

For localities see Diagram 9.



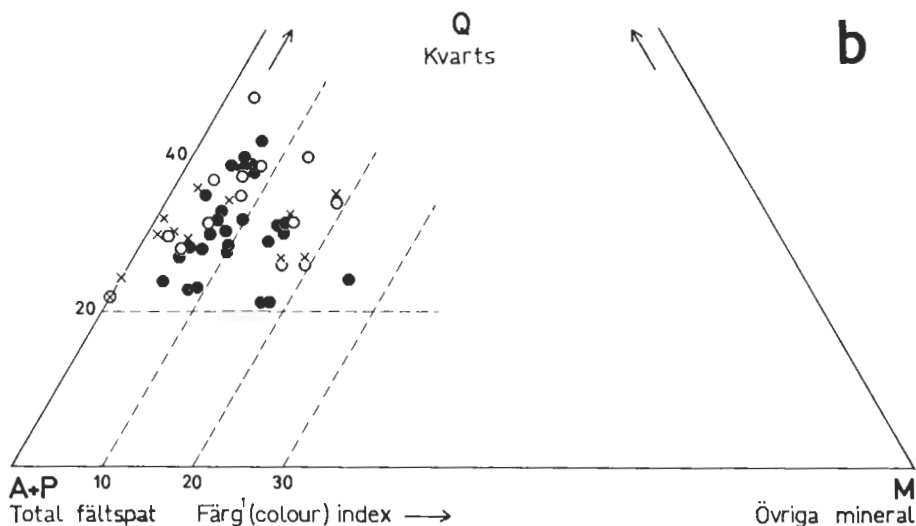
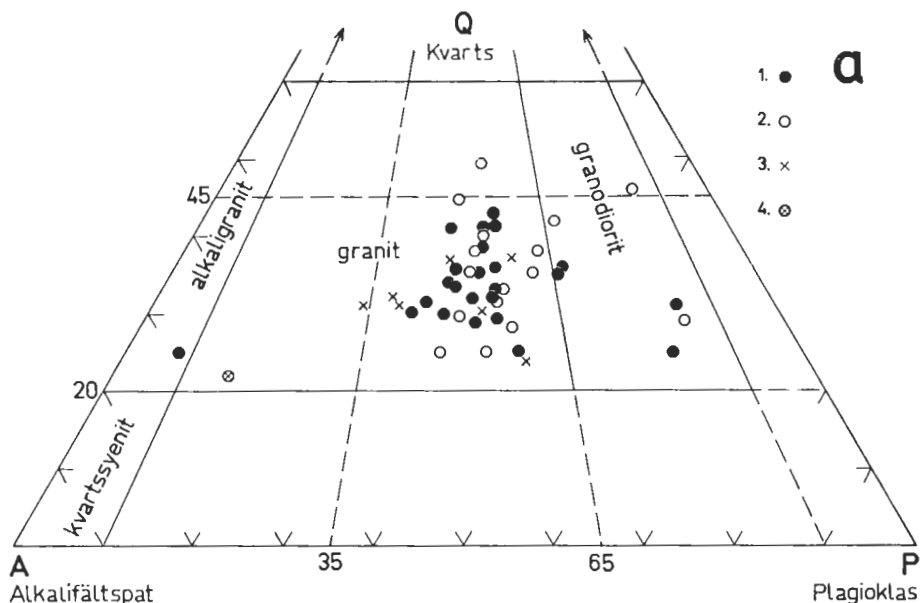
Fig. 35. Rikligt granatförande yngre granit. Assimilerade partier av sedimentgnejs antas ha frambringat det för granatbildningen erforderliga Al-överskottet. Ca 3 km NNO om Frösunda k:a, strax N om Lingsberg (Uppsala SO, 3g). – Foto G. Stålhös.

Serorogenic granite with numerous patches of garnet. Assimilated sediments probably caused the Al surplus necessary for the garnets.

Enligt här tillämpade klassifikationsprinciper (Streckeisen 1967, s. 160 och 167) är de aktuella bergarterna, liksom deras motsvarigheter inom Stockholmsområdet, graniter av allmänt förekommande typ (se fig. 36 a, b). Migmatitgraniterna, som utgör graniter i vardande med inneslutna, relikta partier av suprakrustalbergarter, är som väntat i allmänhet något rikare på plagioklas (P) och kvarts (Q) än de helt homogena graniterna. Ett undantag från denna regel vad gäller de sistnämnda utgör inom undersökningsområdet prov 49 i diagram 9, som har en rent grano-dioritisk sammansättning. Denna homogena, småporfyrisk bergart, som uppträder i en stor vägsränning utmed Norrtäljevägen ca 2.5 km O om Angarn k:a, torde med stor sannolikhet kunna hänföras till de sensveco-fenniska graniterna, vilket visar att dessa emellanåt kan vara anmärkningsvärt plagioklasrika.

Klassifikation av yngre graniter, migmatitgraniter och apliter från kartbladen Uppsala SV och SO samt Stockholmsområdet enligt Streckeisen (1967, s. 160—167)

Classification of serorogenic granites, migmatite granites and aplites from the map-areas (23 modes) and from the Stockholm region (24 modes) according to Streckeisen (1967, p. 160—167)



En pegmatitgranit och en aplitgranit (diagram 9 och fig. 36 a i vänstra delen av granitfältet) utgör exempel på kalirikare led bland de nu beskrivna bergarterna. Från Stockholmsområdet härrör en alkaligranit (fig. 36 a och Stålhös 1964, s. 57) tidigare benämnd kvartssyenit.

Relationerna mellan Σ alkali och SiO_2 (vikts-%) för graniterna i Uppsala- (jfr tabell 10) och Stockholmsområdena framgår av fig. 37 a. Σ alkali ligger vanligen inom intervallet 7–9 vikts-%, medan SiO_2 -halten på få undantag när pendlar från 69 till 74 vikts-%.

Relationerna mellan K_2O och Na_2O (vikts-%) för samma bergarter kompletterade med ytterligare 16 partiellt analyserade graniter från undersökningsområdet (tabell 11¹) framgår av fig. 37 b. Halterna av Na_2O varierar i huvudsak från 2 till 4 vikts-% och motsvarande intervall är för K_2O 4 till 6 %. Kraftigt avvikande är endast tvenne gångformigt uppträdande aplitgraniter (74 och 98; A) samt nyssnämnda prov 49 (tabell 10) med granodioritisk sammansättning.

En jämförelse mellan plagioklasernas anortithalt i yngre graniter dels från kartbladsområdet och dels från Stockholmsområdet, framgår av fig. 6 VII och VIII. Fördelningskurvorna tyder på att anortithalten i Stockholmstraktens graniter, med maximala frekvensen kring 22.5 % An, i allmänhet tycks vara ca 5 enheter högre än i graniterna från kartområdet, som grupperar sig kring 17.5 % An. I vilken utsträckning denna skillnad har en reell innebörd har hittills inte undersökts närmare.

En lätt parallellstruktur (stänglighet) gör sig ofta märkbar inte minst i de grövre granitvarieteterna. Detta tyder på att svaga tektoniska rörelser

¹ Då provmängderna till dessa analyser varit mycket små, är tillförlitligheten betydligt mindre än vad gäller de fullständiga kemiska analyserna.

Fig. 36 a, b. Diagrammen baseras på följande planimetriska analyser:

- | | |
|--|--------------|
| 19 graniter och migmatitgraniter från kbl Uppsala SV och SO (diagr. 9) | |
| 3 apliter + 1 pegmatit från kbl Uppsala SV och SO (diagr. 9) | |
| 15 graniter från Stockholmsområdet (Stålhös 1962 diagram 9 och 10) | |
| 4 aplitgraniter från Stockholmsområdet (Stålhös 1962 diagram 9) | |
| 5 migmatitgraniter (Stålhös 1962 diagram 7, "grå granitoida gnejser"). | |
| 1 Graniter | 3 Apliter |
| Granites | Aplites |
| 2 Migmatitgraniter | 4 Pegmatiter |
| Migmatite granites | Pegmatites |

¹ Ju större inslag av andra mineral än kvarts-fältspat i bergarten desto mörkare blir vanligen denna.

Yngre graniter från kartbladen Uppsala SV, SO och Stockholmsområdet

Serorogenic granites from the map-sheets Uppsala SW, SE and the Stockholm region

Relationerna mellan a) SiO_2 och $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

b) Na_2O och K_2O

Relations between a) SiO_2 and $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (weight %)

b) Na_2O and K_2O (weight %)

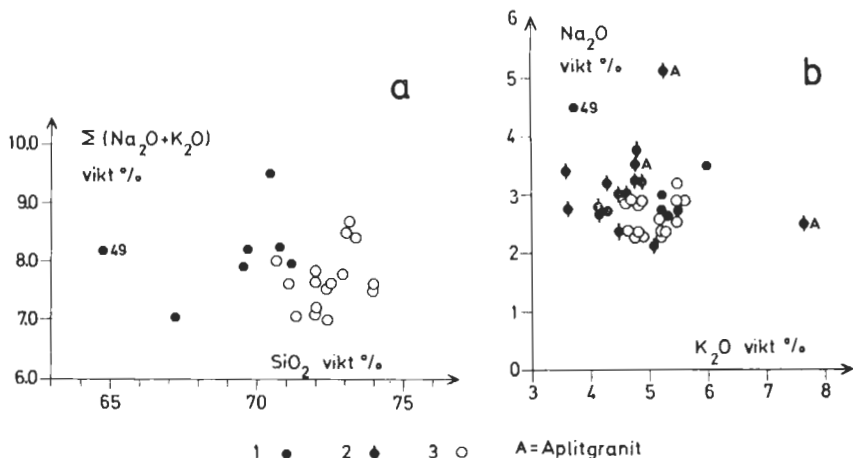


Fig. 37 a, b. 1. 7 kemiska analyser av yngre graniter från tabell 10.

Chemical analyses of serorogenic granites from the map-areas.

2. 15 partiella analyser (K_2O , Na_2O , CaO) av yngre graniter (tabell 11).

Partial chemical analyses (K_2O , Na_2O , CaO) of serorogenic granites from the map-areas

3. 16 kemiska analyser av yngre graniter från Stockholmsområdet (Stålhös 1962 analysbilaga).

Chemical analyses of serorogenic granites from the Stockholm region.

fortfarande ägde rum i det sena skede av orogenesisen, då ifrågavarande graniter konsoliderades (Stålhös 1969, s. 164).

En helt annan typ av parallellanordning representerar den relikta strukturen, som kan tillskrivas i graniterna och pegmatiterna inneslutna, mer eller mindre assimilerade och/eller granitiserade partier av den äldre berggrunden. Exempelen härpå kan mångfaldigas och gäller både där den tidigare bergarten varit en grå gnejsgranit (fig. 38) och en typisk sedimentgnejs (fig. 39). Sådana strukturer påträffas främst kring och inom gnejsgranitområdet S om Markim k:a (Uppsala SO, 2f), utmed vägen mot norr NO om Skånela k:a samt i Vallentunatrakten (SO, 0f). Avgörande



Fig. 38. Yngre granit (ljus) med partiellt assimilerade och/eller granitiserade, nebulitiska partier av gnejsgranit (grå). Den kvarstående relikta gnejsgraniten är mörkgrå. 200 m V om Domarången, O om Lingonsjön (Uppsala SO, 4h). – Foto G. Stålhös.

Synorogenic quartz diorite (dark), partly assimilated and granitized (grey) by light serorogenic granite.

för granitiseringsprocessen tycks de i samband med graniternas framträngande och stelning frigjorda, sannolikt kalirika lösningarna ha varit. Dessa har även givit upphov till de många och stora pegmatiterna inom kartområdet. Lösningarna i fråga har tydligen kanaliserats till lokala stråk, varpå tyder dels den ojämna fördelningen av pegmatiterna, dels den mycket varierande grad av kemisk påverkan från graniterna som omgivningen rönt. Där lösningarna trängt fram i begränsade zoner parallellt med skiffriheten i den äldre berggrunden har en in situ-granitiserings emellanåt skett i denna och givit upphov till grå relikstruerade granitoider. Som ett bland många exempel härpå kan nämnas en ca $1\frac{1}{2}$ m bred zon av grå migmatitgranit i en kvartsdiorit vid Gustavslund O om Vallentuna (prov 69', diagram 9). I överensstämmelse med vad som tidigare framhållits (s. 110) har granitiserings i huvudsak inneburit en nybildning av kalifältspat och en samtidig nedbrytning av det i kvartsdio-



riterna ingående hornbländet. Samma tendens, främst med en anrikning av kalifältspat, kan noteras vid granitisering av plagioklasbetonade sedimentgnejs till migmatitgraniter, såsom vid Lövhamraberg 1.5 km SSV om Närtuna k:a (diagram 9, proverna 13 respektive 51 b och 14).

De olika granittyperna kan ha växlande ålder, men oftast tycks de småkorniga leden brecciera de grövre (märk dock Stålhös 1964, fig. 18) som t. ex. gäller ifråga om den småkorniga röda graniten vid Uthamra ca 2 km SV om Vallentuna, vilken innehåller brottstycken av grov granit med pegmatit. Graniternas intrusiva och breccierande karaktär är f. ö. väl dokumenterad, och hela området från Upplands-Väsby i SV till nordöstra hörnet av SO-bladet kan betraktas som en enda stor makrobreccia, i vilken mer eller mindre omvandlade och assimilerade skivor, brottstycken och lager av äldre bergarter påträffas i växlande omfattning. Hela nämnda zon torde ur tektonisk synpunkt kunna uppfattas som en antiform och representerar ett något djupare snitt av berggrunden än kringliggande områden. Speciellt i kontakten mot de bättre bevarade sedimentbergarterna mellan sjön Fysingen (1d) och norrut mot gränsen till SO-bladet visar graniterna en tydlig omvandlingsaureol på ca 500 m, där såväl ådror av kvarts och fältspat som sillimanit kommit till utbildning. Lokalt framgår att ådrorna snarast är arteritiska till sin typ och direkt anknyter till pegmatiterna i området, vilka på ett mycket entydigt sätt penetrerar de glimmerförande sedimentens s-tytor, t. ex. vid Vålsta ca 1 km NV om Skepptuna k:a (Uppsala SO, 4f). Särskilt inom SO-bladet, där åderförgnejsning generellt förekommer inom sedimentbergarterna, är det omöjligt att bedöma i vad mån åderbildningen inom de senare i främsta rummet skall tillskrivas den något äldre serorogena metamorfosen inom området eller de yngre graniternas kontaktpåverkan.

Endast i undantagsfall förekommer exempel på att graniterna själva med bibehållen struktur spaltar upp suprakrustalbergarterna och bildar ådror. Som enda exempel härpå kan nämnas en vacker lokal med breda vindlande ådror av finkornig grå granit i en sedimentgnejs invid vägen ca 500 m SV om Bärmö, 1 km N om Håtunaviken (Uppsala SV, 3a).

Pegmatiterna är främst koncentrerade till graniternas marginala områ-

Fig. 39. Metaarenitisk sedimentgnejs, in situ granitiserad och/eller partiellt assimilerad av grå yngre granit. Björkby, ca 1 km VNV om Vallentuna k:a (Uppsala SO, 0f). – Foto G. Stålhös.

Meta-arenitic gneiss granitized and/or partially assimilated by grey serorogenic granite.

den N och V om sjön Fysingen samt i gränserna mot inneslutna större partier av den äldre berggrunden i trakterna N och O om Vallentuna. Pegmatiterna är omväxlande vita, grå, rödlätta eller gröngrå. Skriftgranitisk utbildning förekommer allmänt. Vit albitisk plagioklas, rosa mikroklin, biotit och/eller muskovit är de viktigaste förekommande mineralen. Inom icke migmatitiska områden förekommer dessutom ett rikligt inslag av turmalin (t å kartan), dels i pegmatiten, dels i kvartsådror associerade med denna. Muskovit brukar då utgöra det viktigaste glimmermineralet. Dendritisk utbildning av turmalinen har iakttagits lokalt i en decimeterbred kvartsgång invid motorvägen ca 2.5 km N om Norrsunda k:a, där även små korn av blå indigolitisk turmalin förekommer. Beryll i form av 5–10 cm långa och centimeterbreda hexagonala prismor har med säkerhet noterats i en pegmatit invid vägen ca 2.5 km V om Skepptuna k:a och vidare tillsammans med turmalin som små kristaller i en smal pegmatit utmed samma väg ca 2.5 km NV om nämnda kyrka. Ett flertal mera osäkra fall, där beryll tycks förekomma inom pegmatiterna, har uppmärksamats inom SO-bladet men skall icke uppräknas här.

Det stora pegmatitmassivet kring Järnberget ca 4 km N om Skånela k:a består huvudsakligen av rödlätt fältspat, kvarts och underordnad biotit. Skriftgranitisk utbildning samt en betydande granathalt har noterats lokalt. Pegmatiten 2 km NO om Håbo-Tibble k:a (Uppsala SV, 1b) är vit med mycket sparsamt inslag av muskovit. Medelkorniga granitiska partier ingår i pegmatiterna i såväl det förra som det senare exemplet. Hämatitkorn har iakttagits i en pegmatit ca 2 km ONO om Beateberg, magnetit och något magnetkis nära sjön Mysslingen (SO, 0j). Pegmatiterna i sistnämnda område innehåller samma violetteröda kvarts som ofta utmärker de omgivande sura gnejsgraniterna (se s. 97). Vidare ingår granat. Här liksom när det gäller de hornbländerika pegmatiterna kring Österåker k:a (se s. 103) kan det röra sig om pegmatiter av urgranit-ålder.

METAMORFOS

Icke mindre än tre till tiden skilda, kulminerande metamorfa faser har kunnat spåras inom de centrala och östra delarna av kartbladet Uppsala SV. Den tidigaste av dessa är knuten till de synorogena intrusiven och deras omedelbara omgivning.

Den andra metamorfosen har regional karaktär och hör samman med den inom Stockholmstrakten (Stålhös 1969, s. 171–177) och Södermanland (Magnusson 1936, Lundegårdh 1959 m. fl.) välbekanta, serorogena ådergnejsomvandlingen, som enligt min mening utgör metamorfosens kulmination inom detta område och vars verkningar med avtagande styrka gjort sig gällande bl. a. norrut, in i det aktuella undersökningsområdet.

Den tredje metamorfosen, till sist, är intimt förknippad med de yngre graniterna och kan främst studeras utmed en smal nord-sydlig kontaktzon mellan de senare och angränsande glimmerskiffrar norr om sjön Fysingen.

Den förstnämnda, synorogena metamorfosen ger sig främst tillkänna genom en riklig förekomst av cordierit-, andalusit- och granatpoikiloblaster inom områden helt omgivna av eller nära anslutna till urgraniterna. Dessa tidigare i detalj beskrivna poikiloblaster (se s. 28–34) tycks speciellt vara kännetecknande för mineralen cordierit och andalusit, som kristalliserat i nära anslutning till djuperuptiv och har noterats från såväl andra av urgraniter kontaktpåverkade områden (Th. Lundqvist 1968, s. 17) som områden påverkade av yngre graniter (N. H. Magnusson 1940, s. 38). Den förhållandevis snabba utkristallisationen av mineral, som äger rum invid eruptivkontakter, har sannolikt skapat de nödvändiga betingelserna för uppkomsten av dessa poikiloblaster med sina inneslutna, delvis konserverade partier av den ursprungliga finkorniga sedimentgrundmassan. Vid lugnare temperaturstegringar av den art, som utmärker regionala omvandlingar, hinner i allmänhet den rekristallisations- och utstötningsmekanism, som verkar samtidigt med porfyroblastbildningen, att i större utsträckning göra sig gällande. I sådana fall bör följaktligen inneslutningsfria, kompakta individ uppstå. En bekräftelse härpå ger cordieriten inom Stockholmstraktens regionalmetamorfa berggrund, av vilket mineral där hittills enbart kompakta individ utan minsta tendens till poikilitisk utbildning påträffats. Vid den sydöstliga begränsningen av Stockholmsområdet, på Utö, kan emellertid poikiloblastutbildning återigen noteras, invid den gräns som där finns mot urgraniterna. Detta gäller såväl andalusit (Stålhös 1962, s. 64) som cordierit (muntligen enl. Th. Lundqvist).

De aktuella aluminiumrika sedimentens mineralparagenes: cordierit, andalusit och en något manganhaltig almandin ligger helt inom ramen för cordierit-amfibolitfacies av Abukumatyp på gränsen mellan dess

lägsta och näst lägsta subfacies, dvs. andalusit-cordierit-muskovitsubfacies respektive sillimanit-cordierit-muskovit-almandinsubfacies (Winkler 1967, s. 118–119). Medan förekomsten av almandin pekar i riktning mot ovannämnda något högre subfacies, antyder närvaron av andalusit en motsatt tendens. En liten fingervisning om metamorfosens intensitet ger fördelningen av Fe och Mg mellan mineralen granat och biotit inom en granatförande biotit-plagioklasskiffer helt innesluten av urgraniter i trakten sydost om Odensala k:a (tab. 4, prov 166). Koefficienten för denna fördelning beräknad enligt formeln $K_{D \text{ Fe tot}}^{\text{Gt-Bi}} =$

$$\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} (1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}})}{(1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}) \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}}}, \text{ där } X \text{ avser } \frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe}} \text{ för resp. biotit } (X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}}) \text{ och granat}$$

$(X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})$, ger värdet 5.7. Detta motsvarar närmast enligt Saxena (1969, s. 211) och Gorbatshev (1968, s. 68) respektive epidot-amfibolitfacies och "låg regionalomvandling", båda alternativen att hänföra till lägre amfibolitfacies.

Om enbart den förmodat synorogena mineralparagenesen inom områdets skarnbergarter betraktas, ger dessa till skillnad från motsvarande Al-sedimentparagenesen ingen som helst upplysning om eventuell subfacies inom ramen för cordierit-amfibolitfacies, då alla tillämpliga faciesdiagram i huvudsak är likartade. Åskådliggörandet av analyspunkterna för nämnda led har dock valts i överensstämmelse med rådande facies inom Al-sedimenten (se ovan och fig. 22 a). Endast när det gäller analyspunkterna från det centrala Stockholmsområdet (analys 12092 o. s. v. i fig. 22 a) kan man anta (se följ.) att den f. ö. identiska mineralparagenesen bildats serorogent inom högsta subfacies (cord.-amf.). Som framgår av fig. 22 a innefattar skarnkvartsiternas paragenes två eller tre av mineralen diopsid, anortit och grossular, medan skarnleptiterna och skarnglimmerskifferna innehåller hornblände och anortit (i verkligheten plagioklas, då Na finns tillgängligt). Extremt Mg-rika skarnskikt uppbyggda av hornblände och cummingtonit har tidigare omnämnts (se s. 77) och skulle, om kemiska analyser förelegat, ha fallit inom faciesdiagrammets nedre högra, av cummingtonit och hornblände avgränsade triangel.

Paragenesen inom urkalkstenarna omfattar slutligen bl. a. mineralen kalcit, diopsid, tremolit och dolomit, vilket som tidigare nämnts mot-

svarar en metamorfos omkring gränsen mellan grönskifferfacies och låg amfibolitfacies.

Betingelserna för den synorogena metamorfosen i kartbladsområdet torde i huvudsak bestämmas av följande tre faktorer, nämligen, 1, uppträdandet av cordierit och manganhaltig almandin i Al-paragenesen, 2, den sannolika frånvaron av sillimanit och, 3, närvaron av diopsid och grossular i skarnparagenesen. Diopsiden bildas vid ca 560°C och 3 kb ($P_f = P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2}$) enligt Winkler (1965, s. 26) medan grossular kan erhållas något under 600°C vid tryck mellan 2 och 4 kb $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (Winkler 1967, s. 178). Dessa värden kan gälla som minimitemperaturer för den aktuella metamorfosen.

Enligt Hirschberg och Winkler (1968, s. 30–40 och fig. 1), som studerat jämvikten almandin–cordierit under varierande P , T -betingelser, uppträder almandin inom temperaturintervallet 575 – 600°C först vid tryck mellan 4.5 och 5 kb. Nämnade tryck sjunker emellertid vid ökad tillblandning av mangan i almandinmolekylen. Tyvärr saknas ännu exakta värden på storleken av denna manganets trycknedsättande effekt. Ett ungefärligt mått härpå kan dock erhållas från de regionalmetamorfa bergarterna på den centrala Abukumaplatån i Japan (Miyashiro 1958), där manganrika granater (ca 13 mol.-% spessartin) i jämvikt med cordierit bildats vid ett tryck av 3–3.5 kb enligt Winklers bedömning (1967, s. 124). För en spessartinhalt på 5 mol.-% (jfr tabell 4) i här aktuella fall skulle enligt ovan ett tryck av ca 3.5–4 kb kunna förmodas. Frånvaron av sillimanit i paragenesen (se ovan) vid ett antaget tryck kring 4 kb ger oss till sist en övre temperaturgräns på ca 625°C för metamorfosen ifråga. (Se gräns andalusit–sillimanit enligt Winkler 1967, s. 180.) Sammanfattningsvis torde temperaturen under den synorogena metamorfosen ha legat kring 600°C vid ett samtidigt tryck av 3.5 à 4 kb. Utgående från detta tryck måste ett relativt stort intrusionsdjup, ca 12 km, antas för områdets urgraniter, vilket på intet sätt är anmärkningsvärt (vanliga intrusionsdjup är ca 3–8 km). Som jämförelse kan nämnas Donegalgraniten i England (Naggar och Atherton 1970), vars intrusionsdjup kan uppskattas till ca 18 km.

Exempel där urgraniternas kontaktinfluens varit betydligt större än i nyssnämnda fall med sluttemperaturer kring 600°C kan nämnas från Falutrakten i Dalarna (Hjelmqvist 1966, s. 22; Rostberg SO om Rogsjön), där wollastonit bildats i kalkstenar inneslutna i urgraniter. I detta fall kan temperaturer på väl 700°C ha uppnåtts, delvis beroende på gra-

nitens intrusionsdjup och därmed sammanhängande variationer i totala vätsketrycket P_f eller förändringar i koldioxidens partialtryck P_{CO_2} relativt P_{H_2O} (Winkler 1965, s. 28–31).

Den synorogena metamorfosen är vanligen helt utplånad av senare omvandlingar eller omöjlig att skilja från sådana, om man bortser från de just behandlade delarna av kbl Uppsala SV. Där urgraniter helt dominerar, bör denna metamorfos rimligtvis ha varit framträdande, så t. ex. inom östra delen av kbl Uppsala SO. Tyvärr har detta inte kunnat verifieras i brist på inneslutna suprakrustalbergarter av lämplig sammansättning inom området (Al-sediment), i vilka för metamorfosgraden typiska indexmineral kunnat utbildas.

Den andra inom Stockholmsområdet kraftigt företrädde regionala metamorfosen av serorogen ålder låter sig, vad Al-sedimenten beträffar, för de aktuella urgranitpåverkade delarna av undersökningsområdet urskilja genom en växlande grad av rekristallisation och homogenisering inom förutvarande cordierit- och andalusitpoikiloblaster under såväl syn- som posttektoniska betingelser (för detaljer se s. 28–34).

En ytterst obetydlig, lokalt uppträdande sillimanitmineralisering i form av små fibrolitaggregat inom glimmerskiffrarna torde också höra samman med denna metamorfos.

Den syntektoniska rekristallisationen märks främst genom en strängt reglerad kristalltillväxt inom skiktartat uppbyggda mineral såsom glimmer och grafit men ger sig även tillkänna i kvarts och fältspat, där f. ö. en tredubbling av de tidigare existerande, synorogent bildade kornstorlekarna kunnat noteras (s. 25 och fig. 5).

Den posttektoniska kristallisationen av serorogen ålder manifesterar sig bl. a. genom lokal förekomst såväl av radialstrålig antofyllit som idiomorf cummingtonit. Även övertvärande cordierit och en del andra former av detta mineral tycks vara av samma natur (se s. 33). Radialstråligt anordnade aggregat av klinoklor bildade under senare, retrograda betingelser torde också höra hit.

Inom kalk-skarnbergarterna har den serorogena omvandlingen knappast förändrat den synorogent påpräglade mineralparagenesen, då betingelserna i stort sett varit tämligen likartade.

I basiska bergarter av typen plagioklasporfyriter har däremot en kraftig tektonisering och rekristallisation kunnat påvisas, främst av hornbländen och biotit inom stråket Norrsunda k:a–Vidbo k:a (s. 56). Posttektonisk rekristallisation har också skett inom dessa bergarter med

utbildning av överskärande hornblände-, cummingtonit- och undantagsvis klinopyroxenkristaller (s. 56). Radialstråliga, lokalt uppträdande turmalinaggregat av metasomatiskt ursprung i porfyriterna skall möjligen också räknas hit.

Uppkomsten av epidot tillsammans med plagioklas av växlande Anhalt inom såväl porfyriterna (s. 57) som skarnleptiterna (s. 69) i Norrsunda-Vidbostråket skall sannolikt tillskrivas den aktuella metamorfosens retrograda skede.

Den serorogena metamorfosens betingelser inom just omtalade, av urgraniterna tidigare påverkade och omvandlade berggrund torde basera sig på följande förutsättningar, nämligen dels ett sannolikt förhärskande tryck av 4–5 kb, ungefär motsvarande betingelserna inom den närbelägna centrala Stockholmsregionen (se s. 129), dels närvaron av antofyllit och sillimanit (fibrolit) inom paragenesen. Av betydelse är också att muskoviten förhållit sig stabil i närvaro av kvarts. Antofylliten bildas vid ca 580° och 4 kb PH_2O enligt Winkler (1967, s. 177). Detta ger en absolut minimitemperatur för metamorfosen ifråga. Vidare har gränsen andalusit-sillimanit överskridits vid ca 4.5 kb, ungefär motsvarande en temperatur på ca 620°C (Winkler 1967, s. 180). Då i huvudsak enbart fibrolit kommit till utbildning, torde maximumtemperaturen vid metamorfosen ej väsentligt ha överskridit nämnda gränsvärde. Muskovitens stabilitet i närvaro av kvarts och vad detta innebär med avseende på metamorfosbetingelserna i aktuella fall skall till sist omnämnas. Temperaturen för reaktionen muskovit + kvarts $\rightleftharpoons$ kalifältspat + sillimanit går mot höger vid högre temperaturer och är relativt okänslig för förändringar av belastningstrycket P_{total} . Den är desto känsligare för ändringar av PH_2O på så vis att omvandlingstemperaturen ökar med stigande PH_2O . Experimentella data med varierande tryck P_{total} contra PH_2O visar enligt Althaus (1968, s. 301–305) en ungefärlig ökning av ovannämnda omvandlingstemperatur med 50°C för varje kb PH_2O . Vid $P_{\text{total}} = 4.5$ kb och $\text{PH}_2\text{O} = 2$ kb ligger omvandlingspunkten enligt Althaus på ca 615°C . Under här rådande betingelser (625°C , 4.5 kb) med 2 kb PH_2O skulle nämnda omvandlingspunkt ha överskridits. Detta har inte skett och ger följaktligen belägg för att PH_2O i området med största sannolikhet varit större än 2 kb.

Mestadels antas $P_{\text{total}} \text{ vara } = \text{PH}_2\text{O}$. Inom polymetamorfa områden, däremot, torde relationen $P_{\text{total}} > \text{PH}_2\text{O}$ vanligen gälla med för varje omvandlingsfas successivt avtagande PH_2O . Även inom det aktuella, av ur-

graniterna tidigare påverkade området av otvetydigt polymetamorf natur torde man få räkna med att en viss reduktion av PH_2O ägt rum, dock som nämnts ej till värden understigande 2 kb.

Den tredje metamorfosen inom det aktuella området är direkt samhörig med de yngre graniterna. Denna kan tillskrivas följande verkningar inom en ca 500 m bred vertikalstående gränsszon av glimmerskiffrar, nämligen dels kalifältspatisering via granitens restlösningar under samtidig utbildning av arteritiska kvartsfältspatådror, dels sillimanitbildning. Senare under retrograda betingelser bildade muskovitporfyroblastar med inneslutna sillimanitnålar hör också till bilden. Mera perifert räknat från graniten kan möjligen en utmed sprickor försiggående turmalinmineralisering skyllas på graniterna och med den samhöriga pegmatiter. Även en samtidig eller något senare kvartsådring (se s. 36) inom bättre bevarade suprakrustalbergarter kan höra samman med de senare. Osäkerheten är i detta fall mycket stor. Kvartsådring av ytterligare en ålder tycks förekomma och påträffas även där urgraniter dominerar, till synes långt utom de yngre graniternas verkningsområde, vilket talar för en tidig- eller synorogen ålder av dessa ådror. Detta bekräftas åtminstone i ett fall, där kvartsådror inom plagioklasporfyriterna vid kartgränsen ca 3.5 km SV om V. Ryd k:a (0b) av allt att döma genomsettes av Herrängsgångar.

Betingelserna för metamorfosen inom gränssonen till de yngre graniterna torde approximativt svara mot en minimitemperatur av ca 640°C vid ett beräknat tryck kring 3 kb PH_2O (Winkler 1967, s. 180; gräns andalusit-sillimanit). En hypotetisk sänkning av det förhärskande trycket från ca 4.5 kb under den serorogena fasens kulmination till ovannämnda tryck kring 3 kb vid graniternas intrusion torde vara tämligen realistisk med hänsyn till de allmänt uppåtriktade rörelser, som mestadels kännetecknar slutskedet av en orogenes.

I motsats till den polymetamorfa utveckling, som kännetecknar ovannämnda av djuperuptiv kraftigt influerade berggrund, är den serorogent kulminerande omvandling inom övriga områden väsentligen av monometamorf natur. Denna kännetecknas inom de aluminiumrika sedimenten i huvudsak av mineralparagenesen cordierit, sillimanit, almandin och kalifältspat motsvarande högsta subfacies inom cordieritamfibolitfacies (sill.-cord.-orthocl.-almandin enligt Winkler 1967, s. 120; se även Stålhös 1969, s. 173). Åderförgrening förekommer allmänt. Inom förutvarande glimmerrika led (metaargilliter) domineras ådrorna av kalifältspat och kvarts (Stålhös 1969, s. 176), medan kvarts och plagioklas är mera utmär-

kande för ådrorna inom de gråvackebetonade metaareniterna (Stålhös 1969, s. 67). En upplösning av äldre strukturer, främst inom gnejsgraniterna, med åtföljande regeneration av de senare har inträffat lokalt inom det centrala Stockholmsområdet (Stålhös 1969, s. 48) och bekräftar den höga metamorfosen här. Palingen uppsmältning med granitbildning som följd har samtidigt ägt rum på djupare nivåer.

Den granat, som ofta förekommer inom gnejsgraniterna ehuru med avtagande tendens norrut från det centrala Stockholmsområdet räknat, torde med största sannolikhet tillhöra det aktuella metamorfoskedet. Även uppkomsten av grossular-diopsid-anortit-paragenesen inom kalkskarnskikten hör hit (fig. 22 a). En serorogen retrograd omvandling gör sig ofta påmind inom de perifera delarna av de senare, där rikligt med epidot samt något hornblände iakttagits (fig. 22 b). Muskovit-sericit och klorit m. fl. sekundärmineral har samtidigt bildats inom de aluminiumrika sedimenten.

Betingelserna för den monometamorfa, serorogena omvandlingen bestäms tämligen entydigt av samexistensen mellan almandin och cordierit å ena sidan och bildningen av kalifältspat + sillimanit ur muskovit + kvarts å den andra. Den senare reaktionen ger oss minimitemperaturen $680\text{--}690^{\circ}\text{C}$ vid 4 kb enligt Winkler (1967, s. 181), medan det gemensamma uppträdandet av cordierit och almandin (i detta fall manganfattig) vid nämnda temperatur är begränsat till tryckintervallet 4 till 6 kb ($P_{\text{total}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$) enligt Hirschberg och Winkler (1968, s. 30). Sammanfattningsvis antas temperaturer mellan 680° och 720°C varit rådande i detta skede vid tryck på 4 à 5 kb.

Minst infiltrerat av djuperuptiv och följaktligen mest påminnande om det centrala Stockholmsområdet i metamorfoshänseende (enligt ovan) är de sydvästra delarna av kbl Uppsala SV och norra delarna av Uppsala SO. Till skillnad från Stockholmsområdet kvarstår dock här en betydande del av muskoviten inom sedimentgnejserna (se diagram 3, nr 141 b och 137) trots en viss kalifältspathalt i ådror eller matrix (nr 51 a och 113 b). Detta visar att temperaturen inom nämnda områden endast lokalt överskridit gränsen för reaktionen muskovit + kvarts $\rightarrow$ kalifältspat + sillimanit och bekräftar den mot norr avtagande intensitet i metamorfoshänseende, som kännetecknar det serorogena skedet.

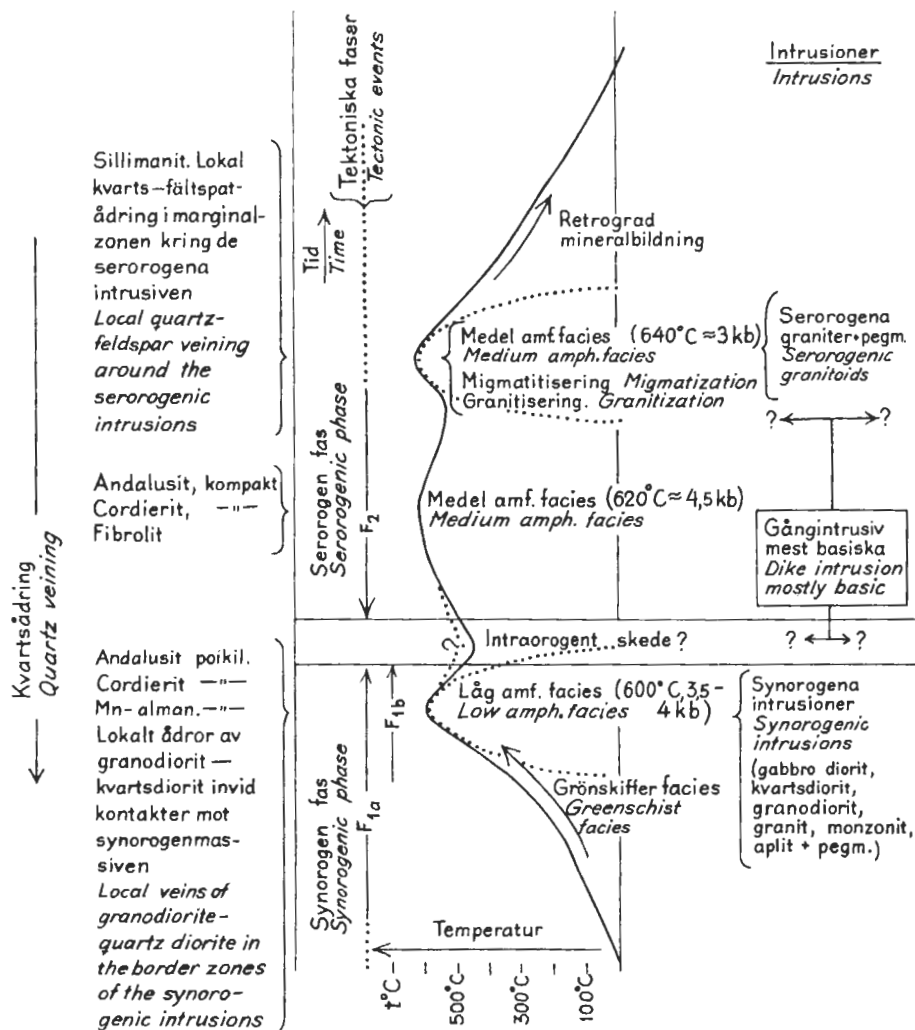
Inom det av yngre graniter berörda område, som i en bred zon sträcker sig diagonalt över hela kbl Uppsala SO, är det mycket svårt att avgöra i vilken utsträckning där förekommande mineral såsom granat och sil-

Tabell 12 a, b. Den svekofenniska utvecklingen inom skilda områden

The Svecofennian evolution in different areas

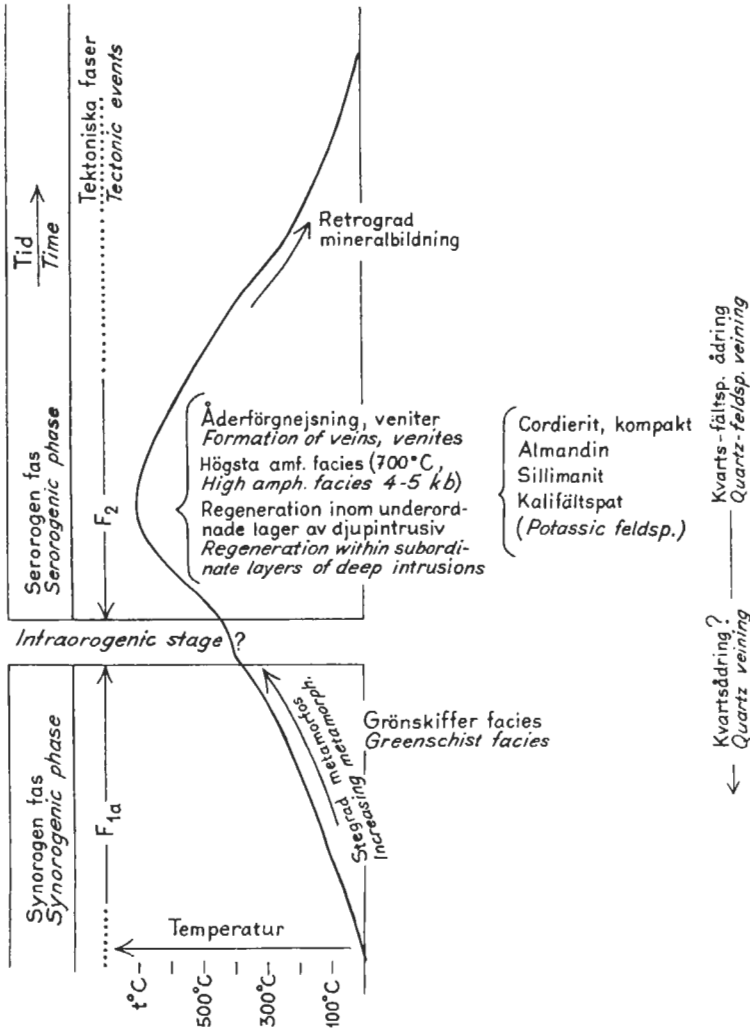
- a) Metamorfosen inom områden dominerade av djupintrusiv exemplifierad från centrala och östra delen av kbl. Uppsala SV.

Metamorphism in areas dominated by deep-seated intrusions, exemplified by the central and eastern parts of the map-sheet Uppsala SW.



- b) Metamorfosen inom områden ej väsentligt påverkade av djupintrusiv exemplifierad från centrala Stockholmsområdet.

Metamorphism in areas not significantly influenced by deep-seated intrusions, such as the central Stockholm region.



limanit, jämte ådror av kalifältspat inom sedimentgnejserna, skall tillskrivas de serorogena omvandlingarna eller direkt härledas från graniterna. Något entydigt svar på denna fråga har hittills inte kunnat erhållas. Jämsides med att de breccierar den äldre berggrunden såväl i större skala som i detalj, penetrerar nämnda graniter och tillhörande pegmatiter gångformigt hela området. Omfattande och parallellt förlöpande assimilations- och granitiseringsföreteelser utmärker f. ö., som tidigare framgått, hela denna av granitoider genomvävda berggrund.

Utifrån tidigare redovisade tryck- och temperaturuppgifter gällande för den svekofenniska metamorfosens olika skeden inom regionen kan till sist en approximativ uppfattning erhållas om den geotermiska gradientens växlingar med orogenesens förlopp. Under det synorogena skedet med tryck mellan 3.5 och 4 kb vid 600°C torde mycket grovt uppskattat åtminstone en tredjedel av nämnda temperatur vara att tillskriva den från eruptiven utgående värmefronten (Winkler 1967, s. 79), medan återstoden, ca 400°C, sannolikt härrör från det via tryckuppgifterna beräknade djupläget på ca 12 km. Den härur beräknade geotermiska gradienten för det synorogena skedet, värmetillskott från eventuella intrusioner sålunda frånräknade, skulle enligt ovan ge det approximativa värdet 30–35° C/km, en tämligen normal gradient.

Ett tilltagande djupläge och en därav följande temperaturökning med en kulmination i serorogen tid kännetecknar i växlande utsträckning hela orogenzonen. Ett tryck inemot 5 kb motsvarande i runt tal 17.5 km:s djup och temperaturer kring 700°C torde ha förhärskat inom de av synorogeneruptiv oberörda delarna av Stockholmsregionen, motsvarande en beräknad geotermisk gradient på ca 40°C/km. Denna relativt höga gradient förklaras av att totaltemperaturen i aktuella fall helt måste tillskrivas rådande djupläge inom orogenzonen och ej influerats av närliggande intrusiv. Den tilltagande geotermiska gradienten under orogenesens fortskridande kan möjligen skyllas på en kontinuerlig ökning av den från djupet kommande värmeströmningen till följd av sialsiktets gradvisa uttunning. De genom veckningen uppkomna, brantstående strukturerna speciellt inom suprakrustalbergarterna torde också ha underlättat en intensifierad värmeströmning från djupet, ett förhållande, som studerats av Wenk (1970, s. 48). Enligt honom är värmeströmningen ibland dubbelt så stor parallellt med som vinkelrätt mot skiffriheten.

En schematisk sammanfattning av metamorfosen och med denna relaterade tektoniska faser inom Uppsala-Stockholmsregionen lämnas i tabell 12 a, b.

TEKTONIK OCH STRATIGRAFI

Tolkningen av tektoniken inom undersökningsområdet går i allt väsentligt tillbaka på en tidigare mera detaljerad framställning av tektoniken inom Stockholmstraktens berggrund (Stålhös 1969, s. 144–161).

En äldre synorogen veckningsfas F_{1a} , huvudsakligen kännetecknad av axialplansriktningar mellan NNO och NO delvis uppkomna genom isoklinala överstjälpningar mot NV, antogs föregå och skiljas från en senare utpräglad plastisk deformation utmed öst-västliga axlar (F_2) genom en intraorogen period¹ av obestämbart varaktighet. Inom områden dominerade av äldre djupintrusiv förutsattes vidare en deformation F_{1b} , knuten till de senares intrusion, i tiden omedelbart före den intraorogena perioden.

Nämnda tektoniska mönster överfört till här aktuella område åskådliggörs av tabell 12 a, b (något modifierad och påbyggd framställning efter figurerna 36 I och II från år 1969). Tabell 12 b avser utvecklingen inom områden ej speciellt berörda av djupintrusiv, medan tabell 12 a däremot åskådliggör skeendet inom regioner där djupintrusiv spelat en stor och påvisbar roll, t. ex. inom delar av kbl Uppsala SV.

Med hänsyn till tektoniken kan undersökningsområdet i grova drag särdeles i trenne regioner, nämligen dels en central nordost-sydvästlig antiformal huvudsakligen omfattande en av yngre graniter infiltrerad zon, dels två på ömse sidor härom belägna synformer väsentligen uppbyggda av urgraniter. Från den centrala antiformen stupar berggrundens skiffrihet och/eller lagring brant till medelbrant utåt i nordvästlig respektive sydöstlig riktning (se principskiss fig. 40). Antiformens nordöstliga strykning inom området utgör möjligen en parallell till och en fortsättning av de sannolikt äldre strukturdrag med liknande orientering (F_{1ab}), som man återfinner både inom Södertörn och i ytterskärgården (jfr Stålhös 1969, fig. 30). Den möjligheten kan ej heller uteslutas att antiformen i fråga delvis kan vara ett direkt resultat av de yngre graniternas intrusion med åtföljande domartad uppvälkning inom berggrunden.

¹ Som tidigare nämnts, föreligger (s. 115–116) en viss tvekan beträffande tidpunkten för de s. k. intraorogena gångarnas intrusion (se tabell 12 a, b). En utförlig redogörelse för olika alternativ i detta avseende framgår av mitt arbete från år 1969 (Stålhös 1969, s. 153–159). Där diskuteras bl. a. i vad mån tektonikens uppdelning i två huvudfaser F_{1ab} och F_2 kan anses meningsfull om den tilltänkta intraorogena fasen mellan nämnda deformationsperioder helt bortfaller.

Principskiss för tektoniken inom undersökningsområdet

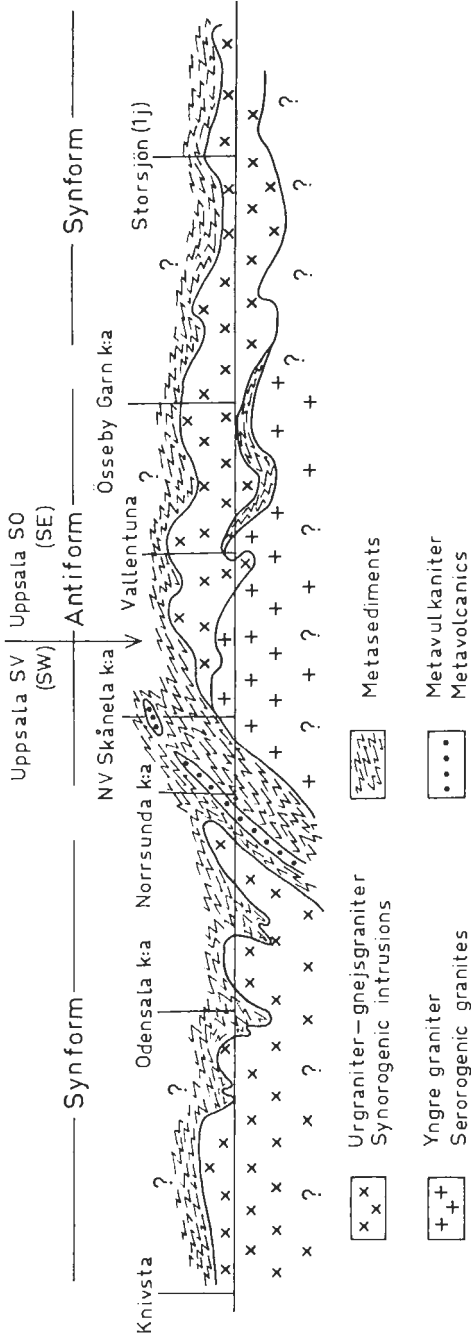


Fig. 40. Schematic section showing the main tectonic features of the investigated area.

Äldre och yngre deformationsstrukturer är vanligen svåra eller omöjliga att med säkerhet skilja från varandra, speciellt inom de kompakta områdena av gnejsgranit. Särskilt entydiga i detta avseende är däremot lokalt vissa tunnare gnejsgranitlager inom Stockholmsregionen (t. ex. O om sjön Flaten i Nacka), där plastiskt veckade äldre s-ylor liksom tektoniken i stort inom denna region tyder på ett par varandra övertvärande deformationer. De intraorogena gångarna utgör, som tidigare nämnts, också ett kriterium på existensen av tvenne deformationer (se t. ex. fig. 34 j och h), även om fastläggandet av tidpunkten för deras intrusion knappast kan anses vara utredd (se Stålhös 1969, s. 159).

Inom de högplastiska delarna av ådergnejserna i Stockholmsområdet torde penetrerande yngre öst-väsliga s-ylor ofta dominera, medan norrut med avtagande plasticitet inom berggrunden äldre s-ylor sannolikt torde spela en allt större roll.

Stängligheten inom berggrunden tycks vara bäst utvecklad i området med en kraftig, serorogen, tektonisk överprägling (F_2) av äldre välutvecklade s-ylor och har sannolikt bildats utmed de senares skärningslinjer med de yngre s-ylorna. Även en måttlig, ej penetrerande, serorogen förskiffring, dvs. en förskiffring ej resulterande i makroskopiskt iakttagbara s-ylor, kan på likartat sätt ge upphov till en markerad stänglighet inom en av äldre s-ylor starkt präglad berggrund. Detta tycks vara fallet såväl inom den östra synformen av urgraniter (gnejsgraniter) som inom antiformens relikta partier av urgranit (gnejsgranit) och suprakrustal. Synoptiska diagram över stängligheterna och veckaxlarna inom dessa områden (= hela kbl Uppsala SO) framgår av fig. 41 a och b. De förra utmärks av en väldefinierad, medelbrant östlig stupning på ca 50° ($N = 536$), medan de fåtaliga veckaxlarna ($N = 89$), vilka ej motiverat någon statistisk utvärdering, i huvudsak ansluter sig till stängligheterna trots en något starkare punktbesättning i detta fall inom projektionens NO-sektor.

Likartade synoptiska diagram över stängligheter och veckaxlar inom det söderut belägna Stockholmsområdet (Stålhös 1969, fig. 34 och 35, kbl Stockholm NO, SO och SV) motsvarar praktiskt taget till identitet de ovan anförda. Detta visar på det hela taget att samtliga nämnda områden med avseende på kompetensen reagerat tämligen likartat och låtit sig inordnas i den av öst-väsliga axlar kännetecknade serorogena deformationen (F_2). Liksom inom Stockholmsområdet med sina relativt tunna gnejsgranitinlagringar av ringa betydelse för områdets tektoniska

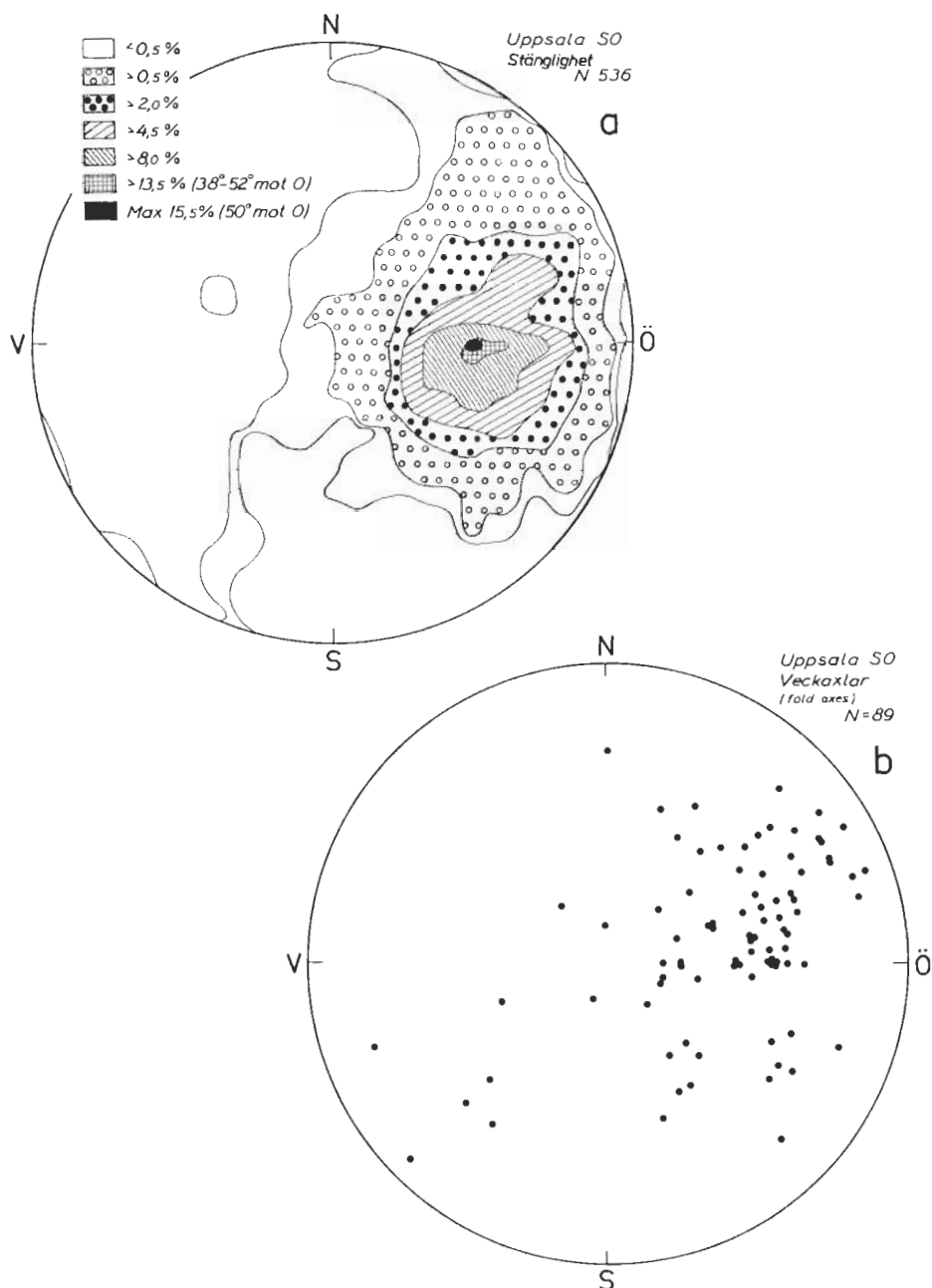
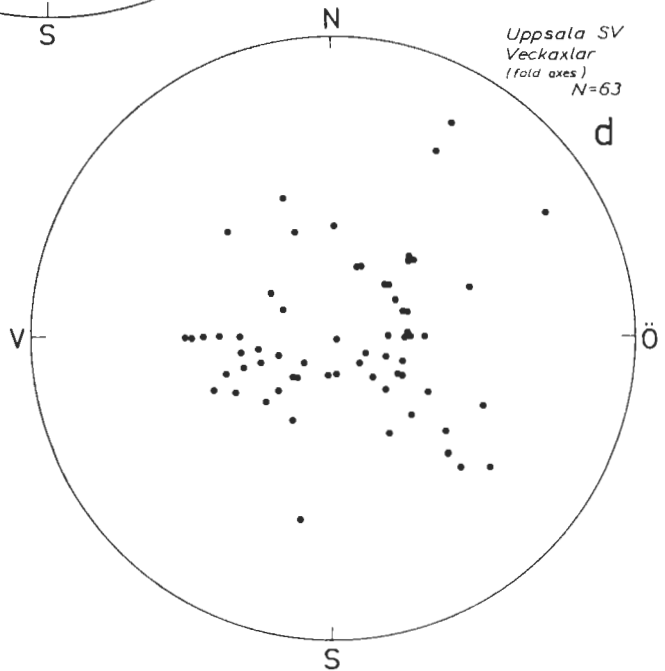
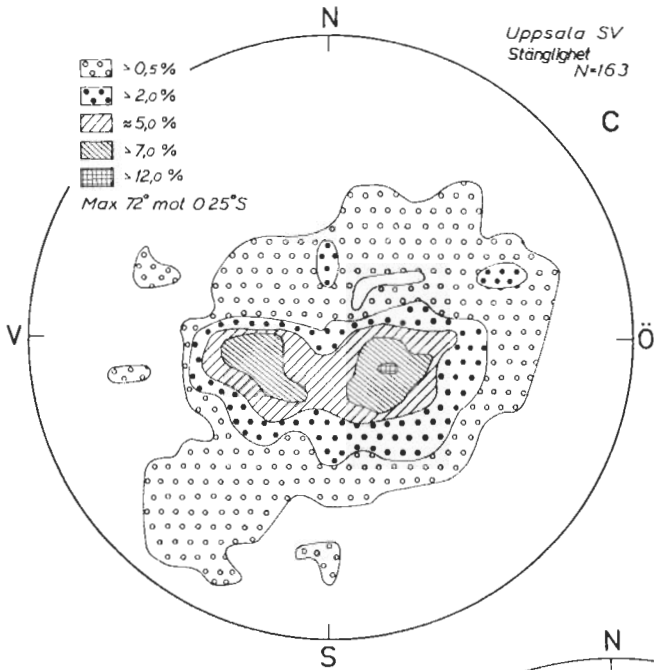


Fig. 41 a, b, c, d. Stängligheter och veckaxlar inom kbl. Uppsala SV och SO. (Schmidt-nät, undre halvsfären).



Lineations and fold axes within the map-sheets Uppsala SW and SE.
(Schmidt's net, lower hemisphere).

kompetens torde att döma av ovanstående även gnejsgraniterna inom kbl Uppsala SO betytt relativt litet i kompetensavseende, varav följer att någon större mäktighet hos dessa bergarter ej heller kan förmodas (se profil fig. 40). Stängligheternas och veckaxlarnas östliga stupning torde här liksom i Stockholmområdet avspegla de äldre s-yornas orientering, uppkommen genom överstjälpningar av berggrunden mot väster och nordväst (Stålhös 1969, s. 146–148).

Slutligen skall framhållas att amfibolitgångarna inom nu nämnda områden ofta är kraftigt deformerade, veckade och/eller avslitna. En mineralstänglighet mer eller mindre konform med omgivningens utmärker också dessa gångar. Ifrågavarande stänglighet torde i första hand vara ett uttryck för den relativt kraftiga serorogena deformationen inom området, som även inneburit förnyade rörelser efter de gamla s-yorna i gångarnas omgivning med därav följande överpräglings på de senare av nämnda s-ylor.

Ett helt annat tektoniskt mönster uppvisar de stora urgranitområdena inom den västra synformen (se profil, fig. 40), närmast motsvarande berggrunden inom kartbladet Uppsala SV. Stängligheterna och veckaxlarna här är mera brantstående än i tidigare fall ($\approx 70^\circ$), utan deciderade stupningsriktningar, vilket framgår av de synoptiska diagrammen av stängligheter ($N = 163$) och veckaxlar ($N = 63$) inom aktuella områden (fig. 41 c och d). Här tycks de från djupet uppträngande urgraniterna på grund av stor mäktighet haft ett relativt självständigt uppträdande och därigenom spelat en tektoniskt aktiv roll (F_{1b}), vilket kan ha bidragit till att utforma det av vertikala strukturer kännetecknade veckmönstret inom området (jfr P. Geijer 1916). Minsta påverkan från såväl äldre som yngre deformationer torde urgraniterna ha varit utsatta för inom områden, där deras mäktighet kan antas ha varit som störst, t. ex. inom triangeln Kuivsta–Odensala k:a–Vidbo k:a, där strukturerna är tämligen svagt utvecklade. Samma förhållande gäller också inom området V om Skarven SSO om Sigtuna. Längre norrut mot Uppsala tilltar urgraniternas mäktighet sannolikt ytterligare och där påträffas lokalt helt massformiga led.

Sålunda utbildade, äldre, mer eller mindre vertikalt orienterade s-ylor i både suprakrustal och urgraniter inom den västliga synformen (= kbl Uppsala SV) torde sedermera i växlande omfattning ha överpräglats av serorogena, likaledes vertikala eller subvertikala s-ylor i makro- och/eller mikroskala. Skärningslinjerna mellan de båda s-systemen kom här-

vid sannolikt att bilda den för området kännetecknande, tämligen brantställda stängligheten.

Den relativt moderata, serorogena överpräglingen inom aktuella område antyds bl. a. av amfibolitgångarna, vilka i ringa utsträckning blivit märkbart tektoniserade samtidigt som de genom rekristallisationen utbildade stängligheterna inom gångarna är ytterst svaga. Här ligger en väsentlig skillnad mot amfibolitgångarnas generella beteende inom den östliga urgranitsynformen (se ovan).

Den i allmänhet brantstående lagringen och skiffrigheten inom de bättre bevarade glimmerskifferstråken kring Norrsunda och Odensala kyrkor visar åtminstone skenbart nära parallellitet med obetydliga vinkelskillnader sinsemellan. Dock tycks skiffrigheten, som strukturelement betraktad, vanligen dominera över lagringen inom undersökningsområdet (se kartorna). Stora vinklar mellan lagrings- och förskiffringsplan påträffas emellanåt, bl. a. i området NO om Norrsunda k:a och SO om Odensala k:a.

En mot den veckade lagringen vinkelrätt orienterad axialplanskiffrighet har vidare noterats lokalt, t. ex. i området 3 km S om Sigridsholmssjön (Uppsala SV, 3e) och vid Örelund, 2 km V om Vassunda k:a (4b). Komplicerade veckade lagringsplan, bl. a. med utspetsande, vertikalstående, omböjda skikt här och var, torde vara ett resultat av tvenne övertvärande deformationer.

Den i kartan anförda, kraftiga förskiffringen inom porfyriter (se tidigare s. 55) och gnejsgraniter (s. 111) i stråket Norrsunda k:a–Vidbo k:a torde ha serorogen ålder, vilket dels framgår av den kraftiga rekristallisationen efter förskiffringen inom nämnda område och dels antyds genom förekomsten av odeformerade pegmatiter som övertvårar zonen ifråga.

Till sist skall nämnas något om områdets stratigrafi. Framställningen grundar sig helt på observationer inom kbl Uppsala SV. Att döma av upp- och nedbestämningar (något osäkra) utförda på varvighet (graded bedding) inom sedimentstråket NO om Norrsunda k:a tycks uppåt peka mot NV. Samma förhållande antyds av ett intraformationellt, brantstående konglomerat med porfyrit- och leptitbollar (se s. 50), beläget på västra sidan av vulkanitstråket ca 1 km V om Vidbo k:a. Bollmaterialet härstammar nämligen i detta fall entydigt från området med porfyriter och bandade leptiter öster om konglomeratet. Det ca 1 km breda vulkanitstråket torde av ovanstående att döma bilda en monoklinalt upprest lagerföljd

som sannolikt en gång, före urgraniternas intrusion, haft sammanhang med vulkaniterna S om Halmsjön (3e) i riktning mot Norrsunda k:a. Möjligen utgör också porfyriterna SO om V. Ryd k:a en tidigare fortsättning av detta stråk. Lagerföljden vid Vidbo k:a torde vara följande:

uppåt	Glimmerskiffer	Okänd mäktighet
up	<i>Mica schist</i>	<i>Thickness unknown</i>
	Konglomerat med vulkanitbollar	< 5 m?
	<i>Conglomerate with boulders of meta-volcanics</i>	
	Porfyrit + porfyr	700 m
	<i>Porphyry and porphyrite</i>	
	Bandad leptit med karbonatstenshorisont(er?) (ca 10 m bred)	300 m
	<i>Thin-bedded leptite with layers of marble (about 10 m thick)</i>	
	Glimmerskiffer	Okänd mäktighet
	<i>Mica schist</i>	<i>Thickness unknown</i>

Den bandade formationen med karbonatstenar tycks kila ut mot söder, där enbart porfyrit och porfyr anträffats med avtagande mäktigheter.

En lagerföljd icke olik den nu nämnda har av P. H. Lundegårdh (1956) beskrivits från det närliggande Uppsalaområdet, där en kalkinlagrad alikalirisk serie, lokalt bandad, (a. a. s. 24 och 27), antas underlagra såväl porfyryer som porfyriter med inslag av vulkaniska konglomerat. Överst i lagerserien i Uppsalaområdet följer enligt Lundegårdh en sedimentgnejs med sparsamma tuffitinlagringar. Något underlag till vulkaniterna i nämnda område har ej kunnat fastställas.

SPRICKTEKTONIK

En redovisning av spricktektoniken inom kartbladen Uppsala SV och SO ges på särskilda kartor i skala 1:50 000. Såväl den topografiska kartan i skala 1:50 000 som flygfotobilder¹ (höghöjdsbilder i skala 1:66 000) har kommit till användning vid utarbetandet av nämnda kartor.

De mest uthålliga spricklinjerna ger sig morfologiskt tillkänna som

¹ En väsentlig del av arbetet i samband med sprickkartornas tillkomst har utförts av geolog Carl-Fredrik Müllern.

långa, genom erosionens verkningar utmejslade dalstråk, lokalt även accentuerade genom förekomsten av långsträckta sjöar, t. ex. den östvästliga linjen genom Närtunaviken–Sparren–Rösjön–Huvan i norra delen av kbl Uppsala SO. Denna spricklinje är en bland de mera framträdande inom hela undersökningsområdet och åtföljs av såväl breccior, bl. a. en 10-tals m bred kvartsläkt sådan S om Näs, som ett fåtal gångar av diabas. De basaltiska lättflytande smältor, som bildat diabaserna, har ej sällan i samband med intrusionen trängt upp utmed äldre sprickplan, främst öppna sådana av tånjningstyp. Dessa sprickplan eller sprickzoner kännetecknas ofta av en riklig vattenföring och är av den anledningen viktiga att lokalisera, dels när det gäller att spåra vattentäcker, dels vid tunneldrivning i berg. Man bör i det senare fallet om möjligt undvika dylika zoner.

De uthålligaste spricklinjerna inom undersökningsområdet grupperar sig kring riktningarna NO till ONO, NV till VNV samt V–O. Vad gäller riktningen hos de kortare spricklinjerna, kan ingen klar tendens noteras med undantag för att även N–S-liga riktningar gör sig gällande här.

En till synes låg sprickfrekvens förekommer inom vissa delar av undersökningsområdet, ett förhållande som snarare är skenbart än verkligt. Sådana områden sammanfaller nämligen i huvudsak med öppna slättområden, där det varit mer eller mindre omöjligt att med avseende på riktningen följa upp eventuella spricklinjer, vilka senare av denna anledning här kan ha blivit starkt underrepresenterade.

En viss osäkerhet råder emellanåt om var den ena eller den andra spricklinjen skall antas upphöra eller var eljest den eventuella fortsättningen skall sökas. Detta måste man beakta då sprickkartorna utnyttjas i praktiskt syfte. Endast direkta fältkontroller kan ge svar på sådana frågor och bör företas i varje enskilt fall, där kartorna antyder att sprickzonerna plötsligt upphör i en viss riktning. Vidare måste man ha klart för sig att de i kartorna anförda spricklinjerna endast utgör ett representativt urval av samtliga förekommande, varför vid praktiskt arbete inom speciella områden kompletterande och mera detaljerade studier måste företas.

Gnuggningar och rörelser i såväl horisontell som vertikal led har under utvecklingens gång vid upprepade tillfällen ägt rum mellan bergblocken på ömse sidor om sprickplanen. Detta har ofta resulterat i uppkomsten av såväl öppna krosszoner som senare rekristalliserade, nu täta krossbergarter, dvs. myloniter och breccior.

Rörelsernas storlek har inom undersökningsområdet varit så begränsade att några egentliga förkastningar eller avsevärda förskjutningar i sidled ej kunnat konstateras inom det nuvarande ytsnittet av berggrunden.

Några speciella försök till analys av de enskilda spricklinjernas varierande karaktär och sannolika genes skall ej göras i detta arbete. Härför krävs nämligen en detaljerad uppföljning i fält av de olika spricksystemen, en uppgift, som av ekonomiska skäl denna kartläggning ej har kunnat inrymma. Vad gäller meningsfulla analyser av de större spricklinjerna torde vidare den regionala överblicken inom ramen för några få kartblad ej vara tillfyllest.

En något utförligare redogörelse för förkastnings- och sprickzoner inom Stockholmstraktens berggrund ger ytterligare en del data som torde vara tillämpliga även inom här aktuella undersökningsområde (Stålhös 1969, s. 179–80).

Några enskilda exempel på mera framträdande krosszoner och till dessa knutna breccior och myloniter skall nu omnämnas.

Inom den kraftigt förskiffrade zonen av metavulkaniter mellan Norrsunda och Vidbo kyrkor antar bergarterna då och då ett rent mylonitiskt utseende. Sålunda uppträder t. ex. omedelbart NO om Granslätt (ca 3 km SSV om Vidbo k:a) en några meter bred zon av hårdskifferliknande, bandad mylonit av porfyritursprung. Ca 1 km N därom (250 m N om Uppäng) är en tidigare leptit intensivt småveckad samtidigt som en riklig nybildning av muskovit tycks ha skett i bergarten på bekostnad av förutvarande kalifältspat. En intensiv utsöndring av kvarts i form av ådror och körtlar torde höra samman med denna omvandling. Vidare förekommer flerstädes, t. ex. vid Uppäng, en vacker genom kraftiga differentialrörelser uppkommen metamorf bandning, där speciellt hornblände ansamlat sig till tunna monomikta band.

V om Eds k:a, fortfarande inom kbl Uppsala SV, löper en markerad, brantställd rörelsezona i NNV-lig riktning. De uppkrossade och mylonitiserade bergarterna inom denna zon är kraftigt sekundärt rödfärgade och hopläkta med smala kvartsådror orienterade vinkelrätt mot zonens strykning.

Ca 3 km NV om Odensala k:a, nära järnvägen, förekommer en mindre breccia läkt av såväl kalkspat som kvarts. Läkning med kalkspat tycks annars vara ovanlig inom kartområdet.

De viktigaste av de dislokationszoner inom kbl Uppsala SO, som ej berörts tidigare (s. 147), skall nu omnämnas.

SV om Vivelstasjön, ca 2 km S om Markim k:a, går en ca 100 m bred, mycket vackert utvecklad brecciezon, som kan följas ca 750 m åt SV. Breccian är sekundärt rödfärgad, kvartsläkt, med kantiga fragment av växlande storlek bestående av yngre granit och urgranit. Sprickzonen är framträdande och kan följas i NO-lig till ONO-lig riktning från sjön Fysingen i V fram mot Frösunda k:a.

En andra sprickzon rikligt åtföljd av breccior och myloniter kan följas från södra kartgränsen öster om Vallentuna via Angarnssjöängarna i NNO-lig riktning till Kårstaviken och Sparren. Brecciorna längst i söder vid Kvarnbäcken (3 km O om Vallentuna k:a) består av en ca 100 m bred zon av krossade yngre graniter med kvartsläktad ådror i riktningen N 10° – 20° V, dvs. ungefärligen svarande mot ordinära skjuvningsriktningar i förhållande till zonens NNO-liga sträckning. Strax NO om Angarnssjöängarna noteras enbart breda zoner av mylonitisk karaktär inom berggrunden. Även fortsättningsvis norrut har enbart krossbergarter av mylonittyp iakttagits.

En tredje mycket markerad rörelsezon är den från Vallentunasjön i ONO-lig riktning utgående spricklinjen över Angarnssjöängarna med fortsättning förbi Långsjön. Ett flertal myloniter följer denna linje, av vilka främst en 10 à 20 m bred sådan skall nämnas från Långsjöns sydspets.

Rika inslag av mylonit karakteriserar också sprickzonerna inom kartans SO-hörn.

DIABASER

Diabaser, som sannolikt har subjotnisk eller jotnisk ålder, förekommer sparsamt inom undersökningsområdet. Blott tre diabaslokaler har iakttagits inom kbl Uppsala SV, dels V om Knivsta (4b) samt S om Haknäs (4b), dels 2.5 km V om Sättra (0a). Gången vid Haknäs är ett par dm bred med 2–3 mm långa plagioklaslister ($An \approx 35\%$) i en tät ofitisk grundmassa av 0.1 mm stora plagioklaslister med mellanliggande isotrop matrix.

Sättragången har enstaka lister >2 mm ($An \approx 65\%$), medan huvudmassan av de ofitiskt struerade plagioklaslisterna är ca 0.3 mm långa och inbäddade i en grymig oidentifierbar grundmassa.

Gången V om Knivsta är ca 2 dm bred och ej närmare undersökt.

Inom kartbladet Uppsala SO har sex diabaslokaler noterats. S om Näs

vid sjön Sparren (4i) uppträder en ca 4 dm bred gång med tät randzon nära invid en breccia. Rätt västerut inom samma öst-västliga sprickzon, ca 2 km OSO om Närtuna k:a, iakttogs ytterligare en gång ca 2 dm bred, vilken liksom flertalet av tidigare omtalade är något porfyritisk, med 2–3 mm långa plagioklaslister ($An \approx 60\%$) i en finkornig ofitisk matrix (0.1–0.2 mm) med klinopyroxen inklämd mellan de små plagioklaslisterna.

Av tre parallella diabaser 250 m N om L. Sundtorp, ca 1 km NV om Österåker k:a, är en ca 3 m bred och förkastad i olika riktningar. Övriga gångar är halvmeterbredda. Apofyser förekommer rikligt.

Vid Sjökarby ca 2 km OSO om Österåker k:a uppträder en diabassvärm med gångbredder mellan 1 m och 2 dm. Gångarna är något förkastade och finkorniga.

Ca 1 km S om Angarns k:a förekommer till sist en finkornig diabas med varierande bredd från 0.5 till 2 m.

BERGARTER OCH FYNDIGHETER AV EKONOMISK BETYDELSE

Några stenbrott i drift har inte påträffats inom undersökningsområdet. Ett fåtal mindre, nedlagda sådana förekommer dock, främst inom de yngre graniterna, t. ex. S om Lindö, ca 5 km SO om Skånela k:a samt i Kvarnberget, ca 5 km O om Täby. Obetydliga, nu nedlagda pegmatitbrott har också noterats, bl. a. 3.5 km NO om Österåker k:a och 3.5 km O om Össeby-Garn k:a, i båda fallen inom massiv av djupgrönsten.

En mindre förekomst av grafit är sedan gammalt känd vid Skälsta, ca 1 km SV om Håtuna k:a (Uppsala SV, 2a; jfr Tegengren 1924 och R. Norin 1943). Grafiten bildar en några meter bred, vertikal zon i en lätt granatförande metaarenitisk gnejs och kan följas ett 50-tal meter. Medelhalten av grafit i malmzonen är enligt Tegengren 20–26 vikts-%. Ca 200 ton anrikningsmalm uttogs år 1917. På grund av en hög kishalt visade sig malmen vara svåranrikad. Grafit- och kisförande pegmatiter genom-sätter f. ö. den senare. En planimetrisk analys på ett slumpvis valt grafit-rikt prov från varpen invid gruvan gav följande sammansättning (vol-%): grafit 49, magnetkis 24, kvarts 7, plagioklas 4, muskovit 13 och biotit 3. Accessoriska mineral är kalifältspat, svavelkis och apatit (rikligt i form av 2–3 mm långa stavar). Muskoviten bildar 3–4 mm stora porfyroblastar.

**SUMMARY: SOLID ROCKS OF THE SOUTHERN PART
OF THE UPPSALA REGION (MAP-SHEETS
UPPSALA SW AND SE)**

The southern boundary of the present map-areas is situated about 20 km to the north of Stockholm, the capital of Sweden. The bedrock of these areas forms part of the old Svecofennian orogenic belt with its principal extension in Middle and Northern Sweden as well as in Southern and Central Finland. The age of the Svecofennian orogenic activity seems to fall within the interval 2100–1750 million years.

The dominating supracrustal rocks of the region are metasediments mostly built up of interbedded layers of meta-argillite and meta-arenite in varying proportions (blue in the map). Well preserved quartz-veined mica schists of different kinds and plagioclase quartzites (meta-arenites) of low amphibolite facies are thus met with in the main part of map-sheet Uppsala SW, with the exception of its south-western part. In the last-mentioned area, as well as in the map-sheet Uppsala SE, quartz-feldspar veined sillimanite-garnet gneisses of high amphibolite facies predominate.

Volcanic supracrustal rocks are less frequent (yellow and green partly), such as quartz porphyries, plagioclase porphyrites and alkalic tuffites. The latter are here and there interbedded with limestones and dolomites. An intraformational conglomerate resting upon porphyrites and containing pebbles of this material has also been noticed (Fig. 17).

During the main phase of folding, synorogenic (= synkinematic) intrusions of different composition were introduced (gabbros, diorites, quartz diorites, granodiorites, granites and monzonites – green and brown in the map). These rocks form the principal part of the rock floor within the map-areas. They have intruded partly as layers in the supracrustal series, but also to a great extent as huge penetrating massifs which probably forced their way up by means of stoping. A synchronous metamorphism in areas influenced by these intrusions seems to have taken place. The intrusions mentioned are now more or less schistose (planar and/or linear) and differ in that respect from the serorogenic (= late-kinematic) granites with associated pegmatites (red in the map) which have a considerable extension in the central part of the investigated area. These latter granites may be deep-seated products of similar processes which at somewhat higher levels, during the culmination of the regional

serorogenic phase of metamorphism, turned the metasediments into quartz-feldspar veined gneisses of different kinds.

After the consolidation of the synorogenic intrusions, but before the formation of the serorogenic granites, joints and fissures were opened and filled with basaltic magmas. The dike-rocks formed during this intraorogenic stage are now found as fine-grained amphibolites with a more or less pronounced lineation.

A general view of the Svecofennian tectonic and metamorphic evolution in the Uppsala-Stockholm region is shown in Table 12 a, b. A stratigraphic column of the investigated area is further seen on page 146. A few doleritic dikes (Db), probably of Subjotnian or Jotnian age, are younger than the Svecofennian rocks of the area.

A short description of the different rocks, their relations and behaviour will now be given. A large number of planimetric analyses are summarized in Diagrams 1–9. Numerous chemical analyses, complete or partial, (Tables 1–3 and 6–11) are also offered, most of the complete ones being recalculated to equivalent norms (Burri 1959 and Barth 1955) and presented in the diagrams mentioned under the head of (E). As for nomenclature of igneous rocks the recommendations of Streckeisen 1967 have been followed.

Two types of mica schists have been noticed within the well preserved metasediments of map-sheet Uppsala SW, viz. *muscovite-biotite mica schist* (Diagram 3) and *biotite-plagioclase schist* (Diagram 1). The muscovite-biotite mica schist is usually interbedded (Fig. 3) with *meta-arenitic layers* (plagioclase quartzites; see Diagram 2) whereas the biotite-plagioclase schists have a more compact (Fig. 2), undifferentiated appearance (Fig. 4).

The chemical compositions of the metasediments (Tables 1 a, b and 2) are further graphically represented on the basis of their Niggli values (Fig. 14 a–f) and are also compared with corresponding values of the metavolcanics (Fig. 15). The content of boron contra vanadium in muscovite-biotite mica schists is shown in Fig. 16. The An-content in plagioclases of different rocks is summarized in Fig. 6 (I, II and III for metasediments). The plagioclases of the biotite-plagioclase schists are more calcareous than those of other metasediments. These schists thus may derive from rocks of rather basic composition.

The grain sizes of supracrustal rocks from the map-areas and the adjacent highmetamorphic Stockholm region (G. Stålhös 1969) may be

studied in Fig. 5. The grain sizes of highmetamorphic metasediments (see plagioclase quartzites from the Stockholm region as well as some plagioclase quartzites and mica-gneisses from the present area in the right part of II and III) seem to be about three times those of well preserved low amphibolite rocks. Grain sizes of metavolcanics are even smaller than those of the mica schists.

A varying Al-surplus is a normal feature of the metasediments and is listed in Tables 1 a, b and 2 (expressed in Niggli-value t as well as in a real quantitative way by means of cation % $\text{Al}-(\text{K} + \text{Na} + \text{Ca})$).

In Table 4 some analyses of minerals from the metasediments are presented. The biotites and muscovite are rather poor in potassium. The garnet is a Mn-almandine with about 5 % of the spessartine molecule indicating a rather moderate temperature of formation.

Two different generations of cordierite, andalusite and almandine are believed to occur in the metasediments: one early, poikiloblastic generation with relict texture, and one later without inclusions (Figs 7–10). This important fact points to one earlier crystallisation connected with the synorogenic intrusions and one later recrystallisation during the culmination of the regional metamorphism of the area (serorogenic metamorphism; see Table 12 a, b). In the regions not influenced by synorogenic intrusions only one generation of crystals without inclusions has so far been noticed, for instance among the cordierites.

The content of potassic feldspar in the metasediments needs further comment. The mineral mentioned is probably not a primary constituent of the sediment (mostly lacking in well preserved metasediments or an inferior constituent). In areas of high amphibolite facies, however, substantial quantities of potassic feldspar are found mostly within the quartz-feldspar veins of the rock. This is the case in big parts of the present area (see above and Figs 1 a, b) as well as in the whole adjacent Stockholm region, the best known reference area for this type of metamorphism (G. Stålhös 1969). There seem to remain only two possibilities to explain the content of potassic feldspar in the metasediments. These are 1) a metasomatic addition of potassium or, 2) an internal decomposition of mica (muscovite and biotite) in the presence of quartz during the metamorphism. Probably both processes have been at work. However, the similarity between well preserved metasediments of the present area and their presumed, highmetamorphic counterparts in the Stockholm region

(Figs 12, 13 and Table 5) speaks to a certain extent in favour of isochemical transformations during metamorphism.

The mineralogical and chemical composition of the *metavolcanics* usually differs from that of the metasediments as shown by Figs 4 and 15. Only some tuffitic rocks mixed with normal sediments as well as a number of biotite-plagioclase schists poor in quartz deviate from this rule.

A differentiated series of *quartz porphyries* – *plagioclase porphyrites* represents the most important part of the metavolcanics of the area (see Diagram 4 and Table 6). The rocks derive from calc-alkalic magmas of rhyodacitic to quartz andesitic composition (Figs 18 a, b, 19 and 20). The phenocrysts are quartz and/or plagioclase and the matrix very fine-grained (Fig 5, V). The series forms an almost vertical, monoclinical bed, about 500 m thick, within the map-area Uppsala SW. The bed is partly disrupted, strongly schistose and surrounded by mica schist. The An-content of the plagioclases of the rocks is summarized in Fig. 6, IV.

Rocks without preserved primary structures but still supposed to be of metavolcanic origin are put together under the heading "*leptites, basic leptites and metabasites*" (Diagram 5 and Table 7 a). The leptitic rocks are often found as inclusions of different sizes in the synorogenic massifs, while the metabasites for the most part appear as thin beds in the metasediments. The metabasites have a rather basic composition ranging from quartz andesitic to basaltic (Fig. 18 a, b).

Finally, *thin-bedded, very fine-grained leptites* (Fig. 5, V) of *alkalic composition* interlayered with crystalline carbonate stones are met with in the north-eastern corner of map-sheet Uppsala SW (Fig. 18 a, b; Diagram 6 and Table 7 b). The supposedly primary ashes rich in alkali constituting the base of these rocks seem to have been locally intermingled with clay and carbonaceous matter in varying proportions. This fact will explain the skarnic and/or mica-rich composition of some of these rocks (Diagram 6, specimens 90 a', 96 and C₇, C₈ respectively).

Skarnic rocks of three different kinds may be discerned in the area viz. *skarnic leptites* (see above), *skarnic quartzites* and *skarnic mica schists* (Table 8).

The *skarnic quartzites* (KV) are light-coloured, thin (1/2–1 dm), meta-arenitic layers appearing here and there in the ordinary metasediments. Originally the rock may have been a quartz-rich, marly sediment (Fig. 21) now transformed into fine and even grained granoblastic quartzites

rich in Ca-bearing minerals such as anortite, diopside and grossular. Secondary retrograde reactions in the marginal zones of the rock, very frequent in the Stockholm region, gave rise to considerable amounts of epidote and hornblende.

Lastly, *skarnic mica schists* (s-s-s) owe their origin to mica schists mixed with carbonaceous matter of different composition and concentration. Evenly distributed, but irregularly orientated, tiny crystals of hornblende are typical of the repeated, rather thin beds of skarnic mica schists of calcareous affinity. Increasing amounts of Mg- and Fe-carbonates may result in skarnic layers of ultrafemic composition with hornblende and cummingtonite as main constituents (Fig. 23).

The observed mineral parageneses of the skarnic rocks are in very good accordance with the parageneses calculated from chemical analyses when plotted into ACF diagrams of cordierite-amphibolite facies according to Winkler (Fig. 22 a). A later retrograde mineral paragenesis in greenschist facies, just mentioned above, is shown in Fig. 22 b.

As earlier stated, *synorogenic intrusions* make up considerable parts of the rock-floor within the map-areas. Basic members of this suite such as peridotites-hornblendites, anorthosites, gabbros, norites and diorites are rather frequent, especially within the map-area of Uppsala SE. These basic rocks, well-known because of their ultrabasic composition (An in plagioclases 80–95 %), have been considered as younger than surrounding synorogenic intermediate and acid intrusions (P.H. Lundegårdh 1947). Until now the present author has found no evidence in the field to support this view. On the contrary, the basic massifs are penetrated and brecciated by the more acid intrusions throughout the area (Fig. 25). However, recent investigations focussed on these age relations (P. G. Andreasson 1970) have aroused new aspects to this question. According to Andreasson the contact breccias between the more acid and basic magmas may be normal as well as reomorphic, thus leaving the possibility open for some ultrabasic intrusions to be older and some of them to be younger than the granitoid magmas. For various reasons he states, which is very important, that the intrusions must be very closely connected in time and thus all of synorogenic origin.

The most common varieties among *the ultrabasic rocks* are medium-grained hornblende-gabbros (norites). Olivin-norites-gabbros (cf. p. 80) and peridotites with more or less hornblenditic and serpentinitic products of transformation are also very important and are put together under the

heading (P). Hornblendites (Sk) and anorthosites (A) are less common.

Igneous layering (L; Fig. 24) with extremely well preserved lamination of plagioclases is found in several places. This layering, now mostly tilted by tectonic movements, probably formed owing to gravitational, rhythmic differentiation of crystals during the consolidation of the magma.

According to chemical analyses (Andreasson 1970) the composition of the primary magmas is tholeiitic with a falling Ni/Co ratio and a rising content of iron and vanadium during the course of differentiation. The chromium content, earlier believed to be extremely low in the ultrabasic gabbros of Roslagen (Lundegårdh 1947), seems to be within normal range of variation for deep seated basic intrusions according to numerous new analyses by Andreasson. The reason for this discrepancy between old and new analyses is not yet quite clear.

An overwhelming part of the basic intrusions of the map-areas should be classed as ultrabasic though there are gabbros and diorites with quite normal calcium-contents. However, a complete separation between more and less calcareous basic intrusions, a very difficult and time-consuming task, has not yet been fulfilled. A lot of garnet-bearing dioritic layers within the map-area Uppsala SE probably exemplify deep-seated intrusions of calcium-poor composition, but a supracrustal origin for these **rocks cannot be excluded**.

Synorogenic intrusions of acid and intermediate composition, more or less schistose, such as *quartz diorites*, *granodiorites* and *granites* are usually designated as gneiss-granites according to Swedish nomenclature. The composition of these widely distributed rocks within the map-areas is shown in Diagram 7 and Table 9.

Most common are *grey gneiss-granites* (Figs. 26 and 27) with a composition varying between quartz diorite and granodiorite (Figs. 29 a, b). Large areas of *porphyritic granodiorites* and *granites* are also met with. These rocks vary in colour between greyish-white (Uppsala SW) and greyish-red (Uppsala SE). *Red acid gneiss-granites* are found mostly within map-area Uppsala SE (Fig. 28). The An-content of the plagioclases from all gneiss-granites is summarized in Fig. 6, V and VI.

A special type of red, acid gneiss-granite viz. *the Vätö granite*, known for its high content of strontium (Lundegårdh 1954), was formerly distinguished from the acid gneiss-granite proper (Vänge granite). Small outlayers of Vätö granite should be represented within the map-sheet Uppsala SE according to Lundegårdh (1947). However, no observations

in the field support this distinction between two generations of acid granites. New investigations by Andreasson (1972) support this opinion. According to him the high strontium content in some acid granites probably emanates from adjacent massifs of ultrabasic rocks and thus seems to be due to the proximity of these rocks, which has also been earlier suggested by Lundegårdh (1954).

The youngest member of the synorogenic intrusions is a clan of *monzonitic rocks in the Åkersberga area* (Uppsala SE; see Diagram 8 and Figs 29 a, b). The compositions of these rocks are as follows: plagioclase (10–25 % An) $\geq$ potassic feldspar > quartz (15–25 % by vol.) $\geq$ hornblende ($\approx$ 15 % by vol.) > biotite – chlorite. Small quantities of ortho- and clinopyroxene have also been noticed. Oxidic ores and apatite are highly frequent as accessory minerals. Olivine with Fe-extreme fayalitic composition has been found in one specimen (spec. 106, Diagram 8) in a greenish-grey, marginal porphyritic monzonite. This seems to be the first time olivine has been reported from synorogenic, Svecofennian intrusions resembling granites in composition. Fayalitic olivine is well known, however, in some greenish hornblende-bearing marginal granites of Rapakivi type according to Savolahti (1962).

The monzonitic rocks are believed to have been formed at a deep level through some kind of hybridisation between acid synorogenic magmas and inferior amounts of basaltic material from the sima.

Relations such as Σ alkali contra SiO_2 and Na_2O contra K_2O among the different varieties of gneiss-granites are shown in Figs 30 a, b. As a possible link between the monzonites mentioned above and the acid gneiss-granites some hypersthene-bearing, acid gneiss-granites from the Stockholm region have also been plotted.

Lastly, fine-grained, more or less schistose *aplitic rocks* (Fig. 34 l) as well as inferior amounts of *pegmatite* (Fig. 34 j, k) seem to be connected with the acid gneiss-granites.

The primary intrusive character of the synorogenic rocks of the map-area is quite evident. Intrusive breccias and inclusions of supracrustal fragments are rather common. Leptitic rocks dominated by quartz-feldspar, quartz-rich meta-arenites and/or basic rocks have in many cases resisted assimilation by the surrounding intrusions (Fig. 31). The micaceous sediments, however, seem to be more easily absorbed, giving rise to a certain excess of aluminium indicated by garnets in some intrusions. Incomplete assimilation of metasediments in marginal parts of the in-

intrusions is the cause of some mixed, unhomogeneous rocks, in places reminiscent of veined gneisses (Fig. 32). This is also the case where basic supracrustal rocks have been conformably split up and injected by synorogenic veins of granodioritic composition and texture (Fig. 33). These old veined gneisses of injection-character should not be confused with the more widely distributed veined gneisses connected with the serorogenic phase of metamorphism (see Table 12 b).

Various kinds of veining are met with in the synorogenic massifs. Thin, white veins of plagioclase and quartz, for instance, appear in quartz dioritic and granodioritic rocks and seem to be the result of internal metamorphic differentiation during the culmination of the serorogenic metamorphism. Another type of vein rich in potassic feldspar probably needed an external supply of potassium in order to form. These veins are to a certain extent closely connected with the serorogenic (late-kinematic) granites and pegmatites but may be of earlier origin. Hornblende is locally noticed in the veins of the synorogenic massifs.

After the consolidation of the synorogenic intrusions, but before the formation of the serorogenic granites, joints and fissures were opened and filled by basaltic magmas. The dikes thus formed are discordant to older tectonic structures (Fig. 34) but have themselves been folded and disrupted to a varying extent during a later phase of deformation (Fig. 34 h, i). The *intraorogenic* character of the *dikes* mentioned is thus quite evident. Locally, however, the dikes seem to be extremely well preserved and no macroscopic signs of deformation are visible (Fig. 34 j, k).

The rocks forming these dikes are usually fine-grained amphibolites, but locally medium-grained ultrafemic hornblendites occur. Plagioclase porphyritic varieties are also met with. Most of the dikes have a thickness of only one or a few decimeters but some of them widen to a couple of meters. Chilled margins are very rare. This suggests that the intrusions probably took place in a rather hot milieu and at a deep level of the crust. Most of the dikes are localized to areas built up of infracrustal rocks. A high frequency of jointing thus occurred here. Within the supracrustal series, however, the basic intrusions are mainly parallel with the bedding planes. In this case it is not always possible to separate the intrusions from those metabasitic layers of older age already dealt with (p. 154).

Planar schistosity is seldom observed in the amphibolitic dikes. Linear schistosity, on the contrary, is quite common and coincides with that of

the surrounding rocks. Owing to the fact that only linear schistosity has developed, the last deformation seem to have been rather moderate.

It is not quite clear whether the dikes intruded before or after the main serorogenic phase of metamorphism (Table 12 a, b). Still more work is needed to settle this question.

There are two principal types of *serorogenic (late-kinematic) granites* in the area with almost the same mineralogical and chemical composition (Diagram 9 and Tables 10, 11). Both are potassium-rich biotite granites. One of them (the Stockholm granite proper) is an even, medium- to fine-grained rock (grey or red) and the other dominating one a greyish-red, medium-grained to porphyritic rock. Abundant pegmatites and aplites are associated with both granites.

Classification of the rocks according to Streckeisen's nomenclature (including material from the adjacent Stockholm region) is shown in Fig. 36 a, b, indicating a granitic composition. Chemical relations focussed on Na_2O , K_2O and SiO_2 are shown in Fig. 37 a, b. The An-content of plagioclases is summarized in Fig. 6, VII and VIII.

Several generations of these granites and associated pegmatites have been noted. The brecciating nature of the rocks is also unquestionable (Fig. 28). A distinct hiatus exists between the mentioned granitic intrusions and the main serorogenic formation of veined gneisses (clear cross-cutting between the granites and the veined gneiss). In spite of this the time-gap between granites and the veined gneisses cannot have been great. This, however, is a problem that has not yet been solved.

A more local and later formation of veined gneisses, on the other hand, is due to potassium-rich solutions associated with the granitic intrusions and restricted to a narrow zone around them (see to the north of lake Fysingen, Uppsala SW). These solutions probably caused granitization *in situ* of surrounding rocks as well. Palimpsest structures and relict banding in some granites support this opinion (Figs 38 and 39). Otherwise the overwhelming part of the serorogenic granites is almost without any traces of deformation. The only exception is a very weak lineation locally met with in the porphyritic granites and a faint schistosity noticed in some granitic and aplitic dikes.

Owing to complete assimilation of metasediments rich in aluminium, garnet-bearing granites have been formed in some places (Fig. 35).

The pegmatites of the investigated area are white, grey or reddish.

Graphic structure is rather common. White albitic plagioclase, pink microcline, biotite and/or muscovite are the most important minerals. Tourmaline (t) is often met with in non-migmatitic areas, also a few finds of beryl. In these cases muscovite is the dominant mica. In highmetamorphic regions, however, biotite dominates. Garnet, hornblende, hematite, magnetite, pyrite and pyrrhotite are found locally as minor constituents.

Three different culminations of *metamorphism* have been discerned within central and eastern part of map-area Uppsala SW (Table 12 a). The earliest one is due to the heat from the synorogenic intrusions. Cordierite, andalusite and Mn-almandine poikiloblasts were formed in existing quartz-veined metasediments of greenschist facies. In the border zones of the synorogenic intrusions, mixed rocks due to assimilation as well as veined gneisses (veins of granodiorite and quartz diorite) may also be noticed. The actual metamorphic conditions during this stage of evolution correspond to cordierite-amphibolitefacies of Abukuma type (Winkler 1967; somewhere between and.-cord.-musc. subfacies and sill.-cord.-musc.-alman. subfacies $\approx 600^{\circ}\text{C}$ and 3.5–4 kb). Not only aluminous metasediments but also skarnic rocks satisfy the demands on the facies mentioned (Fig. 22 a).

The second metamorphic culmination is considered to be of regional character (serorogenic) and most easily recognized within areas not significantly influenced by deep-seated intrusions (Table 12 b). During optimal conditions, as in the Stockholm region (Stålhös 1969, p. 171–177), formation of quartz-feldspar veined gneisses (p. 153; involving decay of micas in the presence of quartz) and local regeneration of subordinate layers of synorogenic intrusions took place. The mineral paragenesis in this case is cordierite (only compact), almandine, sillimanite and potassic feldspar (sill.-cord.-orthocl.-alman. subfacies according to Winkler 1967). The temperatures may have reached about 700°C (4–5 kb) with continuously decreasing intensity towards the north i. e. about 620°C (4.5 kb) in the central and eastern part of Uppsala SW. No quartz-feldspar veining is found in this area, but a strong and distinct recrystallisation of andalusite (Fig. 8) and cordierite to compact grains did occur (Table 12 a and b).

Finally migmatization combined with local quartz-feldspar veining and/or granitization are met with in the marginal zones of the serorogenic intrusions (Table 12 a). Sillimanite was also formed and the metamorphic conditions may be estimated at 640°C (3 kb).

From the estimated temperature and pressure conditions given above some idea may be gained concerning the geothermal gradient and its variation during the course of orogenesis.

During the synorogenic stage at a depth of about 12 km ($= 3.5\text{--}4$ kb) and a temperature of 600°C some of the heat must be ascribed to the adjacent hot intrusions (about 200°C according to a very rough estimate; Winkler 1967, p. 79). The remaining temperature ($\approx 400^{\circ}\text{C}$) must have been due to the regional geothermal gradient and the depth, in this case 12 km. The calculated gradient approximates to $30\text{--}35^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Increasing depth (≈ 17.5 km) and temperature ($\approx 700^{\circ}\text{C}$) during the culmination of the orogenic phase of metamorphism – all heating being of regional character in this case (i. e. no adjacent intrusions; Table 12 b) – speaks for a rather high geothermal gradient at this stage of evolution, the calculated value reaching about $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Some notes about the *tectonic evolution* of the region will now be given.

At least three different, more or less hypothetical phases of deformation probably occurred during the course of the orogenic evolution of the area (Table 12, F_{1a} , F_{1b} and F_2). F_{1a} is believed to be the main phase of folding. This phase was in action before as well as simultaneously with, and perhaps still somewhat after, the period of synorogenic intrusions. Intensely folded supracrustal rocks locally included in non-schistose, synorogenic massifs e. g. in the vicinity of Uppsala (P. H. Lundegårdh 1956) indicate the existence of a preintrusive phase of the F_{1a} deformation. Schistose synorogenic intrusions on the other hand, which are discordantly cut by intraorogenic dikes (Fig. 34), are evidence of a syn- and/or postintrusive F_{1a} phase if an intraorogenic stage does really exist in this chronological position (two possibilities in Table 12). In view of these dikes having been intruded later, the separation between F_{1a} and F_2 as seen in the table is not justified, which means that the two phases of deformation then grade into each other.

In areas dominated by synorogenic intrusions we have to consider additional forces of deformation during the orogenic evolution. While intruding, the huge plastic magmas probably played an active part from a tectonic point of view (F_{1b}), contributing to the final shape of the fold-pattern. It is very hard to prove the existence of such a magma tectonic process, that is to distinguish between what is really due to deformations connected with F_{1a} and F_{1b} respectively. Extensive axial culminations

as well as depressions within regions of synorogenic intrusions, however, suggest that this type of tectonics probably has been very important.

The existence of a later deformative phase F_2 , whenever this may be fixed in time scale, is best manifested by tectonization and folding of the intraorogenic dikes (Fig. 34). The deformation F_2 seems to have been a rather moderate one, but in spite of this a considerable effect was probably reached in areas of low competence. Plastic small-scale folding (probably connected with formation of veined gneisses), or shear folding, may partly have given rise to the east-west oriented lineations and axes of minor folds shown in Figs 41 a and b. However, a thorough mimetic recrystallisation of older structures may also explain these linear elements to a certain extent.

The main tectonic features of the region may be seen in Fig. 40. One central antiform of serorogenic granites oriented NE–SW is surrounded by two parallel synforms dominated by synorogenic intrusions. A few graded beddings and the position of a conglomerate to the west of Vidbo church conform with this picture, as the stratigraphical "upwards" direction here points to the NW.

Lineations and fold axes of the eastern synform as well as the antiform (Figs 41 a, b) mostly plunge towards the east ($\approx 50^\circ$), just in the same way as in the highly incompetent Stockholm region to the south, which is mostly built up of supracrustal rocks (Stålhös 1969, Figs 34 and 35). Thus the area considered here, although dominated by rather competent synorogenic intrusives, did in fact behave very incompetently. The explanation may be that the primary old intrusions in the synform to the east were rather thin (Fig. 40).

The lineations and fold axes plunging to the east probably formed along lines of intersection between planes of schistosity of later folding (directed east-west) and supposed older inverted s-planes dipping to the east (Stålhös 1969, p. 18).

In the western synform (Fig. 40) the picture is different. Lineations and fold axes here are fairly steep ($\approx 70^\circ$) without any preferred orientation (Figs 41 c, d) and the rocks are characterized by a rather faint schistosity. The synorogenic intrusions, in part probably huge batholiths, seem to have been tectonically active (F_{1b}) thus explaining the vertical orientation of linear elements and the lack of preferred orientation among them. Later tectonic movements in this area have since been pre-

vented or retarded by the great competency of the supposedly huge batholithes.

Lastly, *postorogenic tectonic movements* causing numerous lines (planes) of fracture as well as breccias (B) and mylonites (M) are shown in two separate maps.

LITTERATURFÖRTECKNING

SGU = Sveriges geologiska undersökning.

GFF = Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar.

BGIU = Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala.

Följande kartor nr SGU:s ser. Aa täcker delar av undersökningsområdet nämligen: Lindholmen 13, Rydboholm 44, Sigtuna 16, Penningby 100, Fånö 8 och Vaxholm 88.

ALLAART, JAN H., 1967: Basic and intermediate igneous activity and its relationships to the evolution of the Julianehåb granite, South Greenland. *Medd. Grønland*; bd 175.

ANDREASSON, P. G., 1970: Det ultramafiska komplexet i Roslagen (i manuskript).

– 1972: Nya synpunkter på Vätögranitens fältrelationer och kemi (i manuskript).

ALTHAUS, EGON, 1968: Der Einfluss des Wassers auf metamorphe Mineralreaktionen. *N. Jb. Miner. Mh.* 1/2, s. 289–306.

BARTII, TOM F. W., 1955: Presentation of rock analyses. *Journ.-Geol.* 63, 4.

BURRI, C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag; Basel.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. och ZUSSMAN, J., 1965: *Rock Forming Minerals* Vol. 1–5. Longmans, London.

DU RIETZ, T., 1929: Studies on the Rocks of Rådmansö. GFF 51.

GEIJER, P., 1913: Zur Petrographie des Stockholm-Granites. GFF 35.

– 1916: On the intrusion mechanism of the Archean granites of Central Sweden. BGIU, vol. 15.

GORBATSCHIEV, ROLAND, 1968: Distribution of Elements between Cordierite, Biotite, and Garnet. *N. Jb. Miner. Abh.* 110, 1, s. 57–80.

HIRSCHBERG, A. och WINKLER, HELMUT G. F., 1968: Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contr. Mineral. and Petrol.* 18, s. 17–42.

HJELMQVIST, SVEN, 1966: Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län. SGU, Ca 40.

HOLMQUIST, P. J., 1906: Studien über die Granite von Schweden. BGIU, vol. 7.

Hsu, L. C., 1968: Selected Phase Relationships in the System Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for Garnet Equilibria. *Journ. Petrology* 9, s. 40–83.

HÖGBOM, A. G., 1893: Om de s. k. urgraniterna i Upland. SGU, C 132.

LUNDEGÅRDH, PER H., 1943: The Grovstanäs region. BGIU, vol. 29.

– 1946: Rock composition and development in Central Roslagen. *K. Vetensk. akad.:s Arkiv för kemi etc.*, 23 A:9.

– 1947: Den ultrabasiska gabbroen i Roslagen. SGU, C 484.

– 1954: Vätögraniten. SGU, C 534.

– 1956: Petrology of the Uppsala region, eastern Sweden. SGU, C 544.

– 1959: Beskrivning till kartbladet Eskilstuna (berggrunden). SGU, Aa 200.

LUNDQVIST, TH., 1962: Det svekofenniska suprakrustalstråket mellan Ljusterö och Rödlöga i Stockholms norra skärgård. SGU, C 585.

– 1968: Precambrian geology of the Los-Hamra region Central Sweden. SGU, Ba 23.

MAGNUSSON, N. H., 1936: Berggrunden inom Kantorpis malmitrakt. SGU, C 401.

– 1940a: Ljusnarsbergs malmitrakt. SGU, Ca 30.

– 1940b: Herrängsfältet och dess järnmalmer. SGU, C 431.

MİYASHIRO, A., 1958: Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokio, Sci. II* 11, s. 219–271.

NAGGAR, M. H. och ATHERTON, M. P., 1970: The Composition and Metamorphic History of some Aluminium Silicate-bearing Rocks from the Aureoles of the Donegal Granites. *Journ. Petrology* 11, nr 3.

NORIN, ROLF, 1943: Några data rörande grafitfyndigheten vid Skälsta i Håtuna s:n. GFF, 65, s. 421–426.

- PETTIJOHN, F. J., 1949: *Sedimentary Rocks*. Harper & Bros., New York.
- POTTER, P. E., SHIMP, N. F. och WITTERS, I., 1963: Trace elements in marine and freshwater argillaceous sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 27: s. 669–694.
- SAVOLAHITI, ANTTI, 1962: The Rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. *Bull. Comm. géol. Finl.* 204.
- SAXENA, S. K. och HOLLANDER, N. B., 1969: Distribution of iron and magnesium in coexisting biotite, garnet, and cordierite. *Amer. Journ. Science*, 267, s. 210–216.
- SIMONEN, A., 1953: Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archaean supracrustal rocks in Southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finl.* 160.
- STRECKEISEN, A. L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, s. 144–240.
- STÅLHÖS, GÖRAN, 1962: Nya synpunkter på sömrlandsgnejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. *SGU, C 587*.
- 1964: Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NO. *SGU, Ae 1*.
- 1969: Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund. *SGU, Ba 24*.
- SUNDIUS, N., 1948: Beskrivning till berggrundskarta över Stockholmstrakten. *SGU, Ba 13*.
- TEGNGREN, F. R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *SGU, Ca 17*, s. 302–303.
- TRÖGER, W. E., 1956: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Stuttgart.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1882: Beskrifning till blad n:o 6 af geol. öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag.
- TURNER, F. J. och VERHOOGEN, J., 1951: *Igneous and Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill. New York.
- WATTERSON, J., 1965: Plutonic development of the Ilordleq area, South Greenland, Part I. Chronology, and the occurrence and recognition of metamorphosed basic dykes. *Medd. Grönland*, bd 172.
- WENK, EDUARD, 1970: Zur Regionlmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Miner.* 47, s. 34–51.
- WIMAN, E., 1930: Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Uppsala, Sweden, and of their geological position. *BGIU*, vol. 23.
- 1942: Studies of the morpho-tectonics of the Mälars depression, Sweden. *BGIU*, vol. 29.
- WINKLER, G. F., 1965: *Petrogeneses of metamorphic rocks*. Springer Verlag. Berlin. Heidelberg. New York.
- 1967: *Die genese der metamorphen Gesteine*. Springer Verlag. Berlin. Heidelberg. New York.
- VOGEL, A., 1965: Über die Ausdehnung basischer Gesteinskomplexe bei Almunge und Penningby auf Grund geophysikalischer Untersuchungen. *BGIU*, vol. 42.

ETT KARTBLAD MED BESKRIVNING PRISKLASS H
TVÅ KARTBLAD MED BESKRIVNING PRISKLASS L

Distribution
SVENSKA REPRODUKTIONS AB
FACK VÄLLINGBY 1

Växjö 1972 C. Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden

ISBN 91-7158-018-2