84 A4/A3
brap 82032

...OGISKA UNDERSÖKNING
Berggrundsbyrån
Uppdragsgivare: Anslag
Peter Åker

Pro gradu-avhandling vid
Åbo Akademis geologisk-
mineralogiska institution

BRAP 82032

Arkivexemplar
Utlånas ej

KONTAKTZONEN MELLAN REVSUNDSGRANIT OCH MIGMATIT, SAMT KATAKLASTISK DEFORMATION I STORUMAN K:N, VÄSTERBOTTEN, SVERIGE

© Sveriges geologiska undersökning (SGU)
(Geological Survey of Sweden)

KONTAKTZONEN MELLAN REVSUNDSGRANIT OCH MIGMATIT, SAMT KATAKLASTISK DEFORMATION I STORUMAN K:N, VÄSTERBOTTEN, SVERIGE

ÅBO AKADEMI

Geologisk-mineralogiska institutionen

Åker, Peter: KONTAKTZONEN MELLAN REVSUNDSGRANIT OCH MIGMATIT, SAMT KATAKLASTISK DEFORMATION I STORUMAN K:N, VÄSTERBOTTEN, SVERIGE

Pro gradu-avhandling, 79 s., 44 bilder, 12 tabeller och 3 bilagor

Geologi och mineralogi

Oktober 1981

Referat

Migmatitbergarterna domineras av en synorogen migmatitgranit. Dessa bergarter har intruderats av Revsundsgranit. Kontakterna är skarpa, antingen rakt skärande eller breccierande.

I Revsundsgraniten förekommer i olika grad assimilerade xenoliter. Assimilationen har lokalt gett upphov till smärre mineralogiska variationer samt till hybridgraniter. Samma process har även gett upphov till välutvecklade, rytmiskt återkommande mafiska schlieren, som ligger orienterade parallellt med kontakterna.

Två generationer av gångbergarter yngre än Revsundsgranit har observerats. Den tidiga generationen gångar har intruderat i ett skede då Revsundsgraniten fortfarande var plastisk, medan den senare intruderat i helt stelnad granit. Till den senare generationen hör även en alkaligranitisk, porfyrisk bergart, som intruderat explosivt och gett upphov till en "pipe-breccia".

Olika typer av förkastningsbergarter är allmänna i Umeälvens fåra och denna utgör en primär svaghetszon. Längs denna finns rikligt med sekundära förkastnings- och kataklasitzoner. Som en direkt följd av kataklasen har en metasomatisk omvandling av Revsundsgranit ställvis ägt rum och gett upphov till sk. kataklastisk Revsundsgranit.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

	sida
INLEDNING	4
GEOLOGISK ÖVERSIKT	6
MIGMATIT	7
Ådergnejs	8
Metadiorit	9
Migmatitgranit	10
Remobiliserad migmatit	14
REVSUNDSGRANIT	21
Petrografisk beskrivning av Revsundsgranit	23
Xenoliter	28
Assimilation	30
Hybridgranit	35
Nockolds' teori	36
Schlieren	37
GÅNGBERGARTER	44
Tidiga gångar	45
Granodioritgångar	45
Mikrogranitgångar	49
Porfyrisk alkaligranit	50
Sekretionspegmatit	53
Sena gångar	54
KALIFÄLTSPAT	55
APATIT	57
KATAKLASTISK DEFORMATION	58
Deformationens inverkan på olika bergarter	60
Kataklasitzoner	65
Petrografi	69
Kataklastisk Revsundsgranit	71

DISKUSSION 75

LITTERATURFÖRTECKNING 77

BILAGOR

1:A Berggrundskarta

1:B Schlieren och fragment i Revsundsgranit

2:A Gångbergarter

2:B Sprickor och kataklasitzoner

3 Detaljskiss över migmatitområdet

INLEDNING

Sommaren 1977 utfördes i Sveriges geologiska undersöknings regi kartering och markmätningar med gamma-spektrometer i Storumanområdet, Västerbotten. Mätresultaten har redovisats av Hålenius (1978). Undersökningen initierades av att tidigare utförda flygradiometermätningar med uppföljande markmätningar visat att Revsundsgraniten norr och söder om sjön Storuman är anomalt radioaktiv (Lindén och Åkerblom 1976). Blockletning i området hade även resulterat i att flera blocksvansar med i olika grad mineraliserade block av kataklastiskt deformerad Revsundsgranit påträffats.

Syftet med karteringen var att finna en förklaring till variationerna i strålningsintensitet. Eftersom det från tidigare var känt att block av kataklastiskt deformerad granit är anomala lades speciell vikt vid att undersöka denna typ av deformation.

Området är relativt dåligt blottat, men i samband med karteringsarbetet besökte undertecknad den p.g.a. vattenreglering nära på torrlagda Umeälvens fåra. Denna visade sig utgöra en naturlig och välblottad profil genom kontaktzonen mellan Revsundsgranit och angränsande migmatitbergarter. Här var det möjligt att förutom kontaktförhållanden även studera assimilation av xenoliter och flytstrukturer i Revsundsgranit samt kataklastisk deformation av olika bergarter.

Föreliggande arbete behandlar geologin i den del av älvfåran som ligger på kartblad 23 H Stensele 4b och 3b, dvs. från sjön Storumans SE spets sex kilometer nedströms. Området är inritat på Bild 1. Undersökningen baserar sig på studier av 59 tunnslip och på fältiakttagelser. Den mineralogiska sammansättningen har

bestämts med "punkträknare". I allmänhet har 1000 punkter räknats per tunnslip, men i några prov av de viktigaste bergarterna har 2000 - 3000 punkter räknats. Avsikten med detta var att få en viss kontroll av halterna accessoriska mineral. Plagioklasernas sammansättning har bestämts med Michel-Lévy metoden (Shelley 1975 s. 186). De undersökta bergarternas mineralfördelning presenteras i tabellform. Emedan förhållandet längd till bredd i apatit anses ha samband med bergartens ursprung (Mehnert 1968 s. 116), har detta noterats. Röntgendiffraktogram på kalifältspat har körts för att utreda huruvida det finns variationer i triklinicitet mellan fältspat från olika bergarter. De modala värdena för kvarts, fältspat

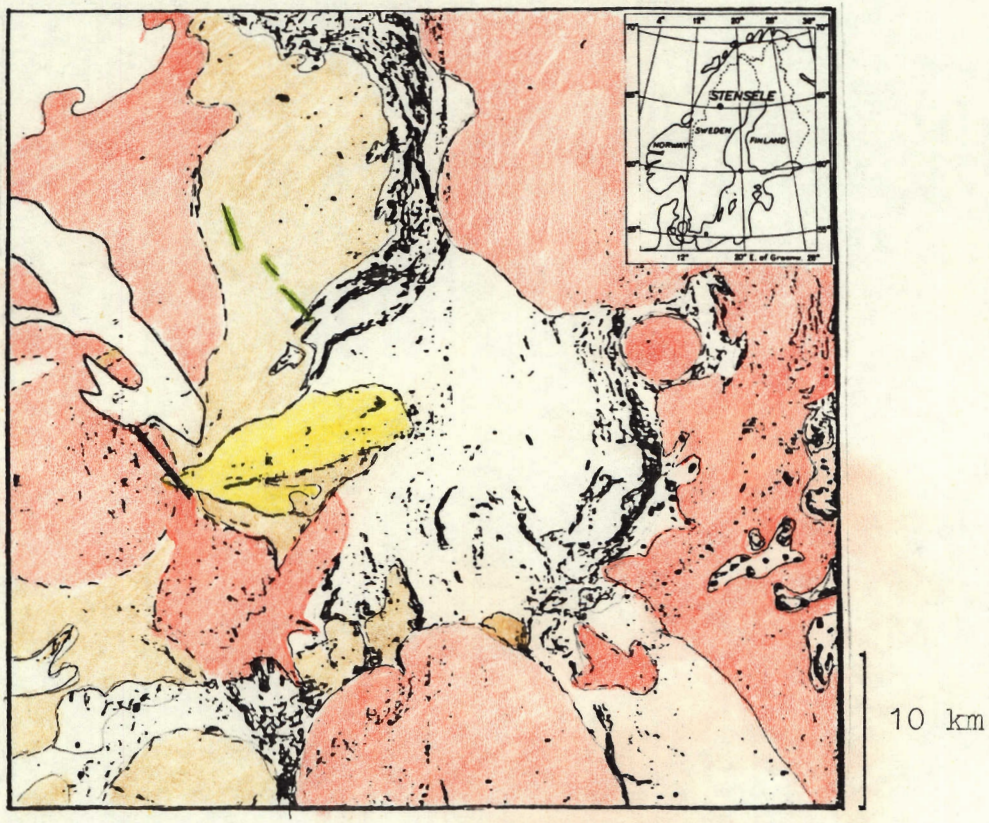


Bild 1. Det undersökta områdets läge (• ,). Aeromagnetisk karta över Stenseleområdet. Grovt porfyrisk Revsundsgranit (rött), jämnkornig granit (brunt), migmatit (gult) och diabas (grönt). Förenklad bild efter C. Löfgrens tolkning.

och mafiska mineral har plottats i Q,A,P och Q,A+P,M diagram enligt Streckeisen (1976). Dessa diagram har ej använts endast i syfte att klassificera plutoniter utan även för att visa omvandlingstrender, varför även metamorfa bergarter plottats i dylika diagram.

Termen Revsundsgranit har använts i vidsträckt bemärkelse för att beteckna intrusionen som helhet.

Tidigare undersökningar som berör området är, förutom de redan nämnda, Gavelins (1955) beskrivning till berggrundskartan över Västerbottens län och Lindroos (1968 och 1970) beskrivningar över geologin i Stenseleområdet. Beskrivningar av Revsundsgranit från andra områden har presenterats av bl.a. Svensson (1970), Gorbatschev (1972) och Persson (1978).

Jag vill tacka professor Nils Edelman för goda råd och kritik och Sveriges geologiska undersökning för uppgiften samt för all hjälp jag fått. Jag vill även framföra mitt tack till FM Kai Pääkkönen, som hjälpt mig med XRF-undersökningen och alla som på sätt eller annat bistått mig.

GEOLOGISK ÖVERSIKT

Den prekambriska berggrunden i Stenseleområdet är en del av svekofenniderna. De äldsta bergarterna består av i marin miljö avsatta ytbergarter, främst gråvackor och basalter. Under den svekokarelska orogenin veckades och metamorfoserades dessa i olika grad, samt intruderades av synorogena djupbergarter. I slutskedet av orogenin intruderade Revsundsgraniterna, som anses vara sen- till postorogena (Welin 1970 och Adamek och Wilson 1977). Den svekokarelska orogenin har tolkats utgående från den plattek-

toniska modellen av bl.a. Rickard och Zweifel (1975) och Adamek och Wilson (1977).

I Stenseleområdet dominerar Revsundsgranit över övriga bergarter. Mönstret med runda granitdiapirer och mellanliggande äldre bergarter framträder tydligt på den aeromagnetiska kartan (Bild 1). Det undersökta området utgör en sned profil genom kontaktzonen mellan en Revsundsgranitdiapir och migmatitbergarter. Dessa ligger som en flik inne i Revsundsgraniten (Bilaga 1) och består övervägande av migmatitgranit. Gångar eller apofyser av Revsundsgranit skär igenom migmatitbergarterna.

MIGMATIT

I älvfåran förekommer i den SE delen partier av ett migmatitområde, som sträcker sig c. 15 km mot NE. Enligt Lindroos (1968 s. 13) består området av ådergnejs med granit- och pegmatitutsöndringar, och konformt liggande amfibolitstråk. I denna yttersta flik av migmatitområdet har migmatitiseringen varit intensivare. I de bättre bevarade partierna finner man ådergnejs med boudinerade eller i "pinch and swell" utdragna pegmatitiska stråk, samt ett lager eller en lagergång av en mafisk bergart. Konformt med dessa ligger stråk av m.e.m. slirig migmatitgranit, från vilka skärande gångar ställvis trängt ut.(Bild 3 s. 11).

Mer allmänt är att migmatitgraniten gett upphov till migmatiter med raft- eller schlierenstrukturer (Mehnert 1968 s. 10-11). Även homogena, dock skiffriga, granitpartier förekommer.

Ådergnejs

Ådergnejsen består av en mörkgrå, skiffrig paleosom och av pegmatitisk neosom. Paleosomen har en kornstorlek mellan 0.5-1.0 mm och består av plagioklas, kvarts och biotit.

Plagioklasen (An 20-25 %) uppträder som anhedrala ofta rundade korn, men även enstaka subhedrala korn förekommer. Plagioklasen är svagt sericitiserad och albittvillingar är allmänna. Inneslutna mineral är biotit, droppkvarts och accessorier. I kontakt mot kvarts har plagioklasen i vissa fall en reaktionsbård där albittvillingarna visar omvänd utsläckning (Augustithis 1973 s. 31). Tecken på att bergarten i viss mån utsatts för kataklastisk deformation är böjda albitlameller och omkristalliserad, euhedral kvarts utan tryckeffekter. Ej omkristalliserad kvarts har undulerande utsläckning och saknar kristallform. Biotiten är pleokroisk i färglöst till ljusbrunt. Kloritomvandling har ägt rum i varierande grad och i samband med omvandlingen har järn utfallit. Biotit- eller kloritflagorna är vanligen böjda eller kinkbandade. Av de accessoriska mineralen ligger zirkon och allanit företrädelsevis i biotit medan apatit främst förekommer i kvarts och plagioklas. Neosomen består av kvarts och plagioklas med enstaka biotitplattor.

Vissa av de i raftmigmatiten liggande ådergnejsfragmenten är ljusare till färgen och har en mer diffus skiffrighet. Detta beror på att en omkristallisation och framförallt en blastisk tillväxt av plagioklasen ägt rum (Mehnert 1968 s. 44). Jämfört med den oomvandlade ådergnejsen är kornstorleken större ($\leq$ 3 mm) och en drastisk sänkning av An-halten i plagioklasen har skett (An 4-8 %). Kvartsen har omkristalliserat och förekommer allmänt som sub- till

euhedrala korn i plagioklas. Jämfört med den bättre bevarade ådergnejsen för denna mer apatit, opaka, epidot och allanit. Accessoriskt finns även poikilitisk mikroklin.

Den mineralogiska sammansättningen visas i Tabell 1, och de modala värdena finns plottade i diagram Bild 4 s. 12. I Q,A+P,M diagrammet har gråvackefältet ritats in i enlighet med det av Krumbein och Sloss (1951 s. 130) givna diagrammet för sedimentbergarter.

Metadiorit

Konformt med ådergnejsen ligger ett fem meter brett i linser utdraget lager eller en lagergång av en mafisk bergart (Bild 2). Bergarten är fin- och jämnkornig med granoblastisk textur. Plagioklasen (An 0-10 %) för partiella och/eller helt inneslutna albittvillingar med varierande bredd (Spry 1969 s. 69). Kloriten uppträder som, sfärulitlika, radiella aggregat antingen

Tabell 1. Mineralfördelningen i ådergnejs och metadiorit (vol. %).

	1	2	3
Plagioklas	38.6	46.8	58.9
An %	20-25	4-8	0-10
Mikroklin	-	0.2	-
Kvarts	24.4	24.3	1.1
Biotit	13.9	0.2	-
Klorit	22.0	23.7	29.3
Apatit	0.1	1.3	2.8
l/b	5/1	5/1	8/1
Zirkon	+	0.2	-
Allanit	+	0.3	+
Opaka	1.0	2.7	4.8
Epidot	+	0.3	3.1

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

1	7784:845	Ådergnejs, paleosom.
2	-"- :999	-"- fragment i raftmigmatit.
3	-"- :854	Metadiorit.



Bild 2. Metadioritlinser i slirig migmatitgranit.

mellan plagioklaskornen eller innelutna i dessa. Epidot förekommer som sub- till euhedrala korn såväl i plagioklas som i matrix. Apatiten har god kristallform och finns företrädelsevis i klorit. Underordnat uppträder xenomorf kvarts och accessoriskt kalcit och allanit (Tabell 1). Den modala sammansättningen är dioritisk (Bild 4 s. 12) men p.g.a. den fullständiga omkristallisationen är det omöjligt att säga något om bergartens ursprung.

Migmatitgranit

Migmatitgraniterna är relativt jämnkorniga och kornstorleken varierar från fin- till grovkornig. Ställvis förekommer rikligt med biotitrika sliror eller sliriga rester av ådergnejs (Bild 2). Ställvis är bergarten helt homogen. Bild 3 visar en homogen variant, som dels ligger konformt med ådergnejsen dels skär denna. Där migmatitgraniten gett upphov till raftmigmatiter, består



Bild 3. Ådergnejs med konformt liggande stråk av migmatitgranit. I förgrunden finns en skärande gång av homogen migmatitgranit.

fragmenten såväl av ådergnejs som av hårt migmatitiserade och mörka, biotitrika bergarter. Liknande bergarter förekommer ej i omgivningen. Detta tyder på att dessa transporterats upp från större djup där omvandlingen varit intensivare. Underordnat uppträder även en granitvariant med fältspatögon som är tillplattade i skiffrighetsriktningen.

Mineralogiskt kan bergarten indelas i tre grupper. Allmännast är en ljusgrå granit med ungefär lika proportioner plagioklas, kalifältspat och kvarts. Underordnat förekommer en grå plagioklasdominerad variant med granodioritsammansättning och en ljusgrå, grovkornig variant med kvartssyenitsammansättning (Tabell 2). I Bild 4 s. 12 kan man se att punkterna för den ljusgrå graniten ligger väl samlade. Granodioriten avviker ej mycket från graniterna medan kvartssyeniten ligger helt separat i båda diagrammen.

Texturen är allotriomorf och färgen varierar med varierande sammansättning, som ovan nämndes. Plagioklasen (An 5-15 %) är an-

Tabell 2. Mineralfördelningen i migmatitgranit (vol. %).

	4	5	6	7	8	9	10	11
Plagioklas	32.60	29.20	26.5	25.5	27.6	34.95	34.35	29.3
An %	5-10	5-10	5-10	5-10	10-15	10-15	10-15	5-10
Mikroklin	31.25	31.20	26.2	38.4	34.0	24.40	16.90	59.9
Kvarts	29.20	33.20	36.6	31.8	30.4	30.05	36.40	6.4
Biotit	0.55	-	8.0	0.5	6.6	8.60	3.70	-
Klorit	4.65	4.95	0.5	0.8	0.8	0.80	4.25	1.4
Apatit	0.15	0.35	0.4	0.1	0.2	0.30	0.35	2.0
l/b	5/1	5/1	3/1	2/1	10/1	3/1	4/1	3/1
Zirkon	0.10	0.25	-	-	+	0.05	+	+
Allanit	-	+	+	-	-	-	-	-
Opaka	1.00	0.65	1.1	0.8	0.3	0.40	1.30	+
Epidot	0.50	0.20	0.4	+	-	-	0.25	0.1
Prehnit	+	-	+	-	+	-	-	-
Muskovit	-	-	0.3	2.1	0.1	0.45	2.50	0.9
Sillimanit	-	-	-	-	+	+	-	-

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

4. 7784:844 Finkornig migmatitgranit.
5. -"- :855 Medelkornig -"-
6. -"- :983 -"-
7. -"- :994 -"-
8. 7780:358 Raftmigmatitbildande migmatitgranit.
9. 7784:989 Migmatitgranit med mikroklinögon.
10. -"- :986 Grå, medelkornig migmatitgranit (granodiorit).
11. -"- :873 Grovkornig migmatitgranit (kvartssyenit).

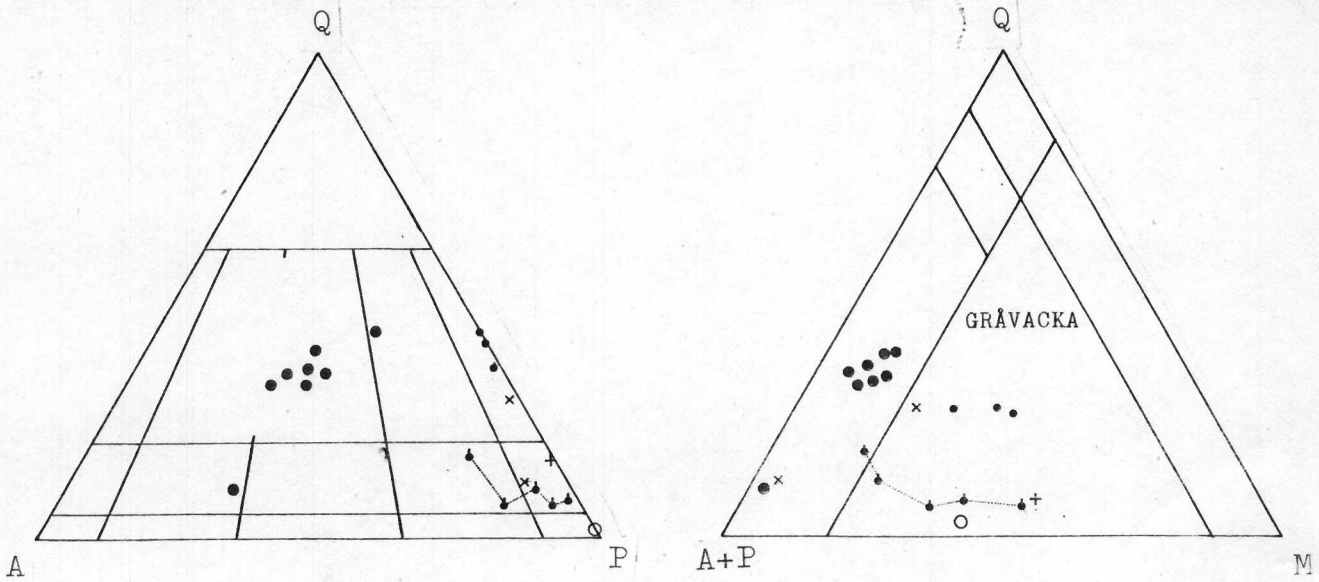


Bild 4. Streckeisendiagram. I Q,A+P,M diagrammet har gråvackefältet ritats in enligt Krumbein och Sloss (1951 s. 130). Ådergnejspaleosomen (•) ligger inom detta fält. Metadiorit (o), migmatitgranit (●), remobiliserad migmatit (×), ådergnejsfragment i remobiliserad migmatit (•), biotitrik reaktionsbård (+)

hedral och har korroderats kraftigt av kvarts och mikroklin. Albittvillingar och fläckantipertit förekommer. Sericit finns sparsamt och inneslutna mineral är biotit, accessorier och droppsamt euhedral kvarts. Plagioklasen har dels skjutit biotiten åt sidan, dels assimilerat den. Mot mikroklin finns antingen en smal pigmentfri, albitisk bård eller myrmekit. Denna förekommer antingen som en bård runt plagioklasen eller som vårtlika bildningar (Jfr Phillips 1974 s. 183). Böjda tvillinglameller är allmänna. I vissa fall där kinkband förekommer har mikroklin kristalliserat längs dessa.

Kalifältspaten är m.e.m. pertitisk mikroklin med välutvecklad gallerstruktur. Flam-, sträng- och/eller filmpertit finns i de flesta kornen medan grov gång- och/eller fläckpertit ej är lika allmän. Mikroklinet har kristalliserat sent och ses korrodera och omsluta alla övriga mineral. Förhållandet mellan mikroklin och kvarts är däremot ej entydigt, utan kvarts ses även korrodera mikroklin. De i mikroklin inneslutna mineralen är ofta rundade och ligger rätt väl ordnade, antingen i ett eller flere koncentriska band. Kvartsen är undulerande eller polygoniserad och ställvis helt omkristalliserad. Biotiten är kraftigt korroderad, ofta blekt eller kloritiserad. Den är pleokroisk i ljusbrunt till brunt, men vanligt är att den är blekare med pleokroism från färglöst till ljusbrunt. De blekta och kloritiserade varianterna för rikligt med järnpigment längs korngränserna. Accessoriskt förekommer apatit, zonerade zirkonkorn (≤ 20 zoner), opaka, epidot och muskovit.

Den grå granodioritiska varianten skiljer sig från den granitiska endast vad gäller förhållandet plagioklas till mikroklin. Kvartssyeniten avviker däremot i högre grad från de övriga. Mikroklin dominerar klart över plagioklas och kvarts. Glimmer

och opaka förekommer i mindre kvantitet medan halten apatit är avsevärt högre. Apatiten uppträder som stora (≤ 2 mm) euhedrala korn eller grupper av korn, som tydligt går att urskilja även i stuff.

Remobiliserad migmatit

I två separata områden har remobilisation av raftmigmatit ägt rum. I båda fallen har detta skett intill kontakten mot Revsundsgranit (Bilaga 1). Det förefaller dock som om detta var en ren slump. Om Revsundsgraniten förorsakat omvandlingen borde skarpa kontakter ej förekomma. Detta är dock fallet och Revsundsgraniten ses även brecciera den remobiliserade migmatiten, vilket knappast kan ha ägt rum om den breccierade bergarten ej varit kristallin. Sannolikt är, att migmatiten remobiliserats i samband med veckning innan Revsundsgraniten intruderat.

Det mindre området täcker endast 100 m^2. Raftmigmatiten intill det remobiliserade partiet för kantiga fragment av en mörk, biotit- och plagioklasrik bergart. Remobilisationen har lett till att migmatitgraniten nästan helt smälts upp och fragmenten delvis assimilerats. Resultatet är en grovporfyrisk bergart med tonalitisk, medelkornig matrix. Strökornen består av upp till 20 cm stora rundade eller rektangulära mikroklinkorn och upp till 10 cm stora aggregat av biotit. Intill mikroklinströkornen finns ibland biotitrika bårder (Bild 5 s. 15). Detta tyder på porfyroblastisk tillväxt. De mörka fragmenten har rundade former som tecken på att assimilation ägt rum, men i övrigt är de helt opåverkade. Även små osmälta rester av migmatitgraniten finns ställvis bevarade.

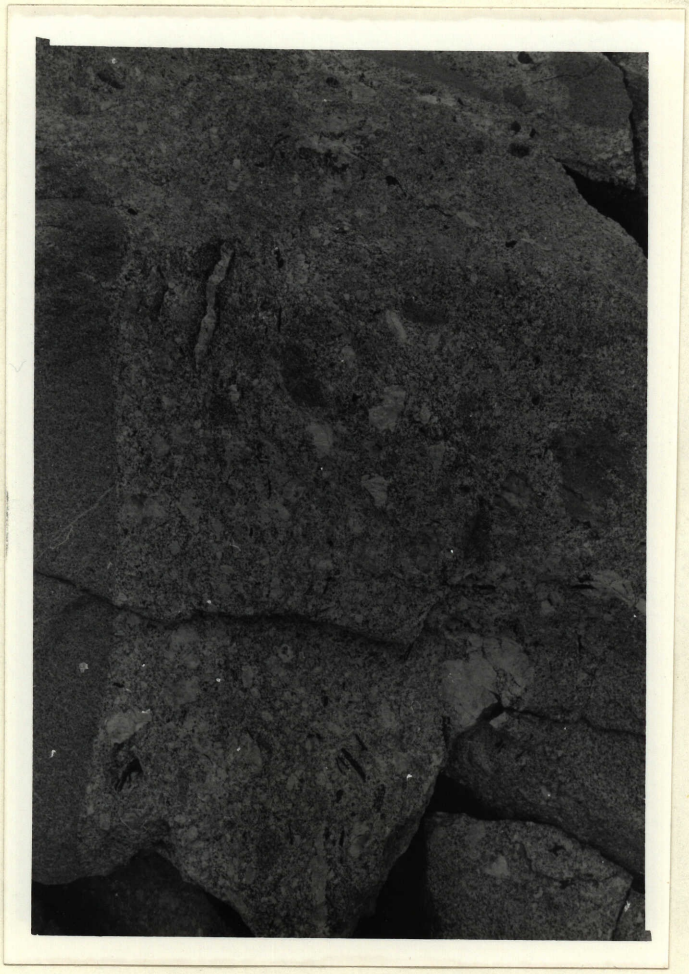


Bild 5. Remobiliserad migmatit. Grovporfyrisk granodiorit med rundade mörka xenoliter.

| 10 cm

Den mineralogiska sammansättningen i Tabell 3 s. 19 gäller för matrix. Halten kalifältspat i bergarten är uppskattningsvis 20 % och sammansättningen granodioritisk. Matrix är medelkornig med hypidiomorf textur. Plagioklasen (An 10-15 %) är euhedral med oskillerande zonering. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer, likaså fläckantipertit. Saussurit, sericit, epidot och muskovit är omvandlingsprodukter av plagioklas. Albitlamellerna är vanligen böjda eller kinkbandade. Inneslutna mineral är biotit, apatit, zirkon och opaka. Kvarts och mikroklin uppträder poikilitiskt och kvarts förekommer även som anhedrala strökorn (≤ 4 mm). Biotiten är an- till euhedral med pleokroism i ljus- till rödbrunt. Apatit och zirkon ligger inneslutna i biotit och runt dessa finns pleokroiska bårder. I plagioklasen finns nålformig apatit medan den i biotit förekommande är kortprismatisk. Zirkon ses även innesluten i apatit. Underordnat finns opaka

mineral och accessoriskt allanit, epidot, muskovit och fibrolit. Fibrolit finns i biotit och då det ligger vid korngränserna ses nålarna även tränga in i angränsande mineral (Bild 9 s. 20). Fibroliten är tydligen det senast bildade mineralet. En ingående diskussion om detta mineral och dess bildningssätt ges av Vernon (1979).

Det andra området med remobiliserad migmatit är mer komplext, och täcker c. 2500 m^2. Raftmigmatiten i omgivningen för fragment av ådergnejs, olika migmatitbergarter och metadiorit. Vid remobilisationen har fragmenten påverkats i olika grad, beroende på skillnaderna i sammansättning. Ådergnejsfragmenten har tydligen delvis upplösts och förekommer som plastiskt deformerade partier vilka ses övergå i schlierenlika band (Bild 6 s. 17). Metadioritfragmenten är helt opåverkade och kantiga. Runt migmatitfragmenten har biotitrika bårder bildats (Bild 7 s. 17). Dessa är troligen restiter, som uppkommit i samband med att ljusa komponenter i migmatitfragmenten läkts ut. Där omvandlingen varit intensiv kan man ej längre finna några spår av migmatitgraniten. I detta fall har remobilisationen gett upphov till en raftmigmatit med nebulitisk migmatit mellan fragmenten. Ett slip av denna nebulitiska bergart har undersökts (Tabell 3 s. 19). Den modala sammansättningen är kvartsdioritisk (Bild 4 s. 12). Texturen är densamma som i den ovan beskrivna remobiliserade migmatiten med granodioritsammansättning, men i detta fall har ej några fältspatströkorn bildats och biotiten är anhedral med pleokroism i ljusbrunt till brunt.

De bäst bevarade partierna av ådergnejsfragmenten är rätt lika dem i raftmigmatit (jfr s. 8). Kornstorleken är i detta fall ≤ 4 mm. Plagioklasen är i vissa fall svagt zonerad och för partiella

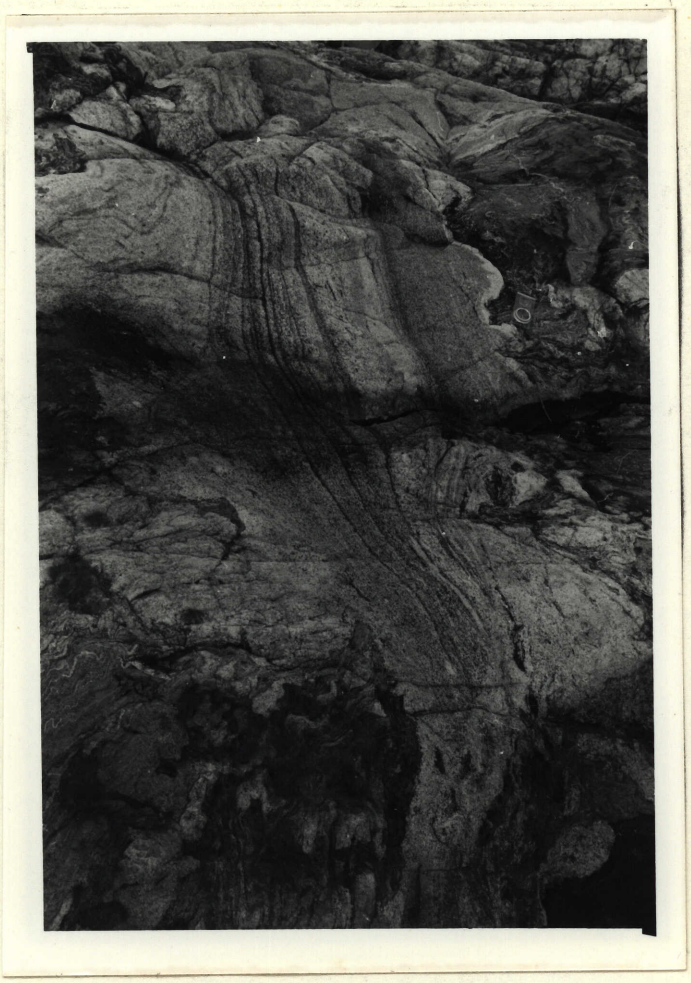


Bild 6. Schlierenlika rester av ådergnejsfragment i remobiliserad migmatit.

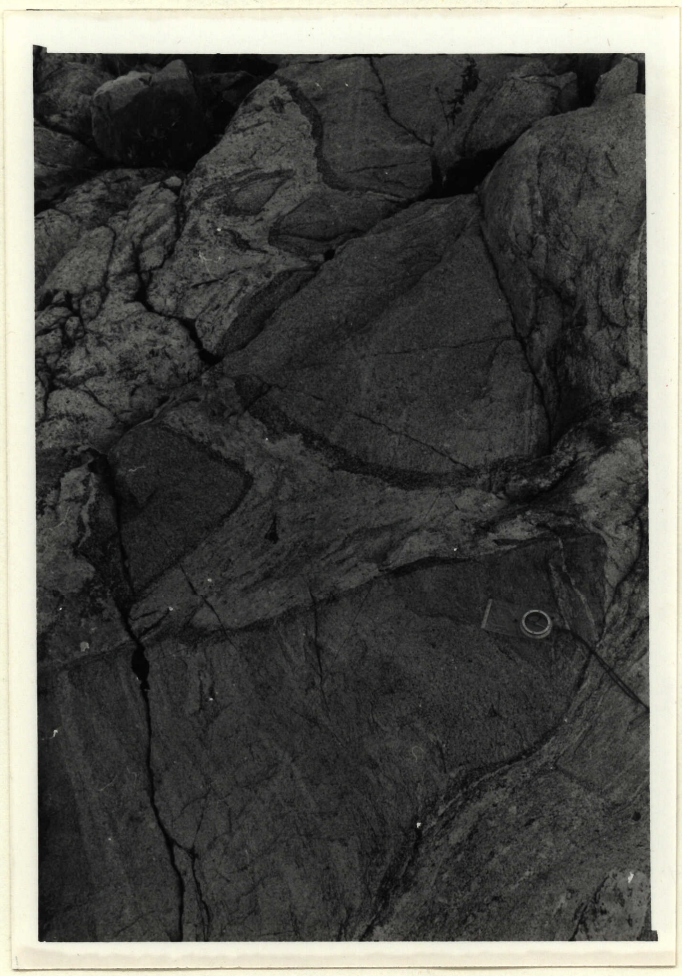


Bild 7. Migmatitfragment med biotitrika bårder i i nebulitisk migmatit.

albittvillingar. Den väsentligaste skillnaden är att matrix nästan enbart består av apatit (Bild 8). I ett av slipen är apatithalten 27.7 % (Tabell 3 s. 19). Apatit förekommer även i plagioklas som grova nålar eller långsmala prismor. Förhållandet mellan längd och bredd i apatit i matrix är ≤ 7:1 mot ≤ 50:1 för den i plagioklas. Att apatithalten är så hög beror sannolikt på att ådergnejsfragmenten varit med om flere omvandlingsprocesser. Då man jämför i olika grad omvandlade ådergnejser finner man att kornstorlek och apatithalt ökar med ökande omvandling. Enligt Mehnert (1968 s. 48) finns det ett direkt samband mellan blastisk tillväxt, dvs. ökande kornstorlek och halten volatiler.

Då böjda eller kinkbandade biotiter för fibrolit, har detta mineral ej påverkats av deformationen, vilket visar att fibrolit bildats sent. Mikroklinet för flampertit och uppträder likt kvarts poikilitiskt i matrix.

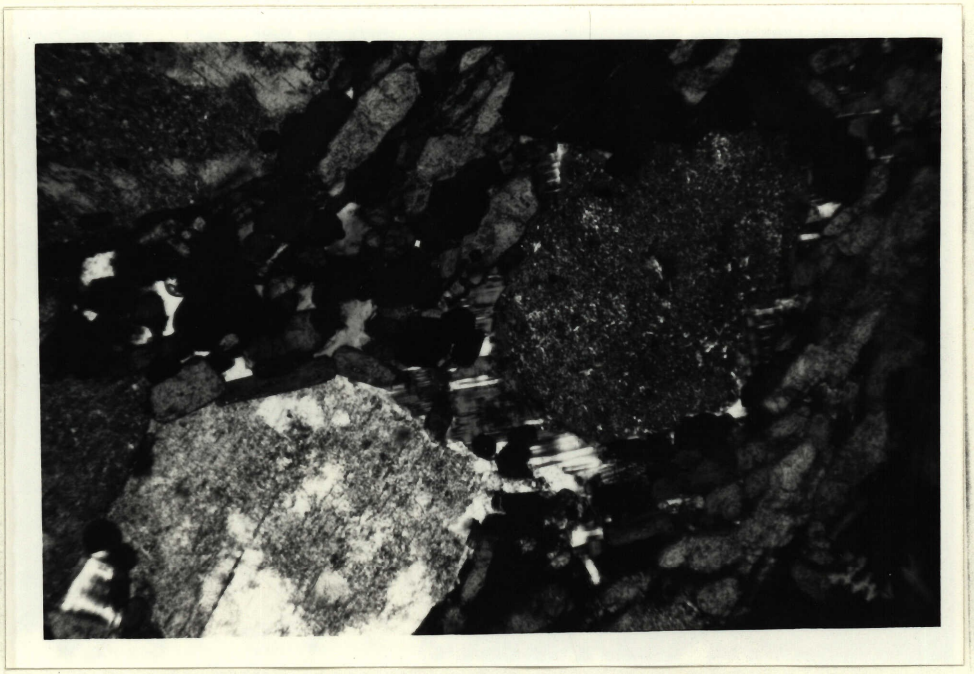


Bild 8. Apatitrik matrix i ådergnejsfragment. De stora rundade kornen är plagioklas, i matrix enbart apatit, som ligger poikilitiskt innesluten i mikroklin.

Tabell 3. Mineralfördelningen i remobiliserad migmatit (vol %).

	12	13	14	15	16	17	18	19
Plagioklas	52.7	75.80	56.5	64.3	58.5	42.5	53.3	39.4
An %	10-15	20-25	0-10	0-10	0-10	0-10	0-10	20-25
Mikroklin	1.4	8.30	0.6	4.8	10.0	2.7	9.6	-
Kvarts	24.8	7.55	3.7	6.7	13.7	2.7	1.7	6.75
Biotit	17.5	3.45	0.2	12.3	0.3	25.9	1.6	34.25
Klorit	0.3	1.25	10.5	3.6	7.0	0.4	3.8	7.55
Apatit	1.0	2.15	8.5	2.9	6.2	21.7	27.7	2.00
l/b	50/1	15/1	10/1	7/1	25/1	5/1	50/1	3/1
Zirkon	0.2	+	0.2	0.5	0.5	0.2	+	0.15
Allanit	+	+	+	0.3	0.4	-	-	+
Opaka	1.4	0.10	0.8	3.2	0.9	2.6	0.7	2.25
Epidot	0.2	0.25	13.6	0.5	2.2	0.2	0.6	3.30
Prehnit	-	-	-	-	-	-	+	-
Muskovit	-	1.15	5.6	0.9	0.3	1.1	1.0	4.15
Sillimanit	+	+	-	+	+	+	-	+
Fluorit	-	-	-	-	-	-	-	+

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

12. 7780:356 Porfyrisk granodiorit med tonalitisk matrix.
13. - Kvartsdiorit.
14. 7780:350 Schlieren efter ådergnejs i remobiliserad migmatit
15. -"- :352 -"-
16. -"- :354 -"-
17. -"- :351 Ådergnejsfragment i remobiliserad migmatit.
18. -"- :353 -"-
19. - Biotitrik reaktionsbård.

Där fragmenten dragits ut i schlieren är apatit- och mikroklinhalterna lägre, medan kvarts-, glimmer- och zirkonhalterna är högre. Zirkon förekommer som stora (≤ 1 mm) välzonerade kristaller. Dessa visar tecken på sen tillväxt - biotit ses böja undan för zirkon. I Bild 4 s. 12 kan omvandlingstrenderna från ådergnejsfragment till schlierenrester i remobiliserad migmatit följas.

Reaktionsbårderna runt migmatitfragmenten består huvudsakligen av biotit och plagioklas. Kornstorleken är ≤ 1 mm, men enstaka plagioklaskorn kan vara ≤ 4 mm. Biotiten ligger rätt väl ordnad och ger bården en skiffrighet, som följer fragmentens konturer. Jämfört med biotiten i den omgivande nebulitiska migmatiten är biotiten i reaktionsbården väl bevarad och sannolikt har denna omkristalliserat i samband med bildningen av bården. Biotiten ses böja undan för plagioklas, men i vissa fall ser man även plagioklas, som ligger innesluten i biotit. Tydligen har kristallisation



Bild 9. Fibrolit längs korngränsen mellan biotit och plagioklas. I övre vänstra hörnet finns muskovit och opaka. Prov 19, 1 nic..

eller omkristallisation av dessa mineral skett samtidigt. Biotiten är an- till euhedral med pleokroism i färglöst till ljusbrunt. Opaka mineral finns anrikade längs korngränserna och omvandling till muskovit och/eller klorit har ställvis ägt rum, och sent bildad fibrolit förekommer (Bild 9).

Plagioklasen (An 20-25 %) är sub- till anhedral och sericitiserad. Albit- och Karlsbadtvillingar är allmänna och kornen är svagt zonerade. Fläckantipertit är ej ovanligt. Apatit förekommer företrädelsevis i biotit.

REVSUNDSGRANIT

Flera cirkelrunda Revsundsgranitmassiv framträder på den aeromagnetiska kartan över Stenseleområdet (Bild 1 s. 5). Av massivens form att döma har intrusionen varit diapirlik. Den undersökta delen av älvfåran är en sned profil genom en dylik diapirs kontaktzon. Diapiren har en diameter på c. 10 km. I Bilaga 1 kan man se att Revsundsgranit även intruderat migmatitbergarterna som gångar eller apofyser.

Makroskopiska karakteristika för Revsundsgraniten är att den är grovt porfyrisk med grov- till medelkornig matrix. Färgen är ljusgrå, men i samband med kataklastisk deformation och sprickor förekommer även röda varianter. Mikroklinströkornen som ger bergarten dess porfyriska karaktär är rektangulära, vanligen c. 3 cm långa. Lokala variationer såväl vad gäller strökornens storlek som antal förekommer. Någon förklaring till dessa variationer stod ej att finna, men det är dock uppenbart att något samband med kontakterna ej föreligger. Undantagsvis förekommer även runda mikroklinströkorn och enstaka med plagioklasmantel. Mantlade strökorn nämns även av Gavelin (1955 s. 7), Gorbatschev (1972 s. 214) och Persson (1978 s. 7). I älvfåran förekommer mantlade och rundade strökorn mer allmänt i hybridgraniter, som uppkommit i samband med assimilation av xenoliter. Enligt Didier (1973 s. 214) förekommer mantlade fältspater - även kallade rapakivifältspat - underordnat i merparten porfyriska graniter och speciellt vanliga är de i och intill xenoliter.

Kontakterna mot migmatitbergarterna är skarpa, antingen rakt skärande eller breccierande. I samband med de rakt skärande kontakterna finner man vanligen en smal (≤ 7 cm) diffus zon i Revsundsgraniten. I zonen, som tydligen är en form av flytstruktur

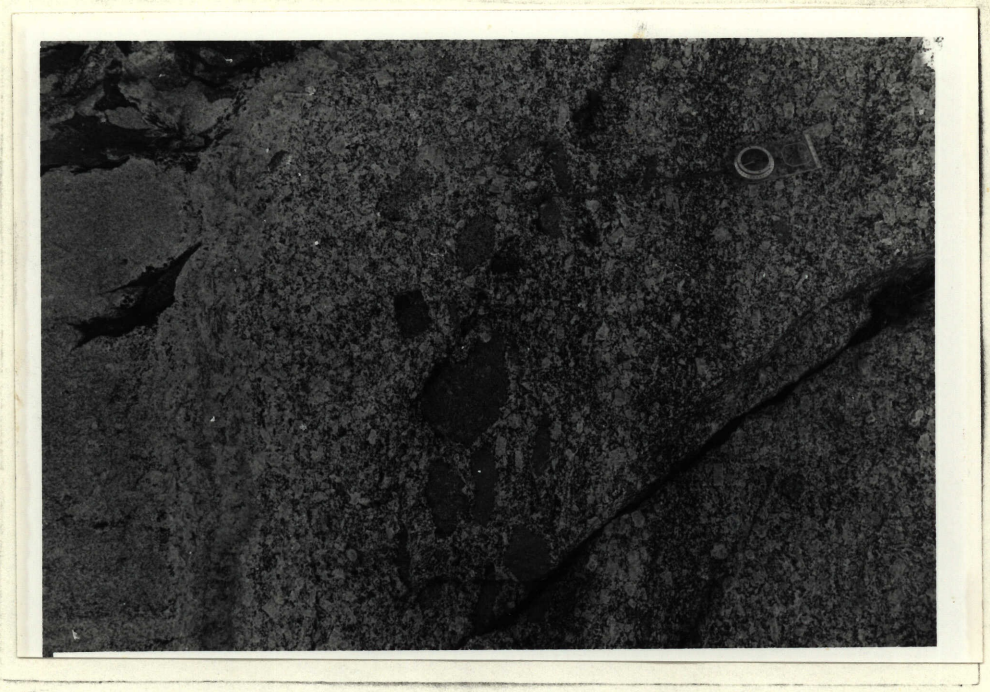


Bild 10. Rakt skärande kontakt mellan Revsundsgranit och migmatit.

finns med kontakten parallellt liggande mikroklinkorn. Lindroos (1968 s. 10) beskriver liknande kontaktförhållanden. Innanför denna zon finns vanligen smala biotitrika schlieren och ofta även små (≤ 20 cm) ovala fragment (Bild 10). Såväl fragment som schlieren ligger riktade parallellt med kontakten, detta gäller även för många av mikroklinströkornen. I samband med de breccierande kontakterna förekommer ej flytstrukturer, men ställvis finns mafiska mineral anrikade vid själva kontakten.

Flera gångar av den grovporfyriska Revsundsgraniten skär migmatiten. Gångarna varierar i bredd från 30 cm till 20 m. Texturen och kornstorleken varierar ej nämnvärt. Gångarna är brant stående men rester av nästan helt borteroderade flacka gångar finns (Bilaga 3). I gångarna finns kantiga eller svagt kantrundade fragment av de omgivande migmatitbergarterna. I Revsundsgranitdiapiren förekommer endast rundade eller linsformiga fragment av en mörk, biotit- och plagioklasrik bergart. Då de linsformiga fragmenten ligger vertikalt finner man att de ligger

riktade parallellt med kontakterna. Vanligen ligger fragmenten utspridda men ställvis förekommer svärmar av tätt intill varandra liggande fragment (Bilaga 1).

Petrografisk beskrivning av Revsundsgranit.

Emedan kalifältspat nästan enbart uppträder som stora strökorn, är det ej möjligt att i slip exakt bestämma halten av detta mineral. De modala värdena varierar mellan 2.2 % och 31.3 %. En grov makroskopisk uppskattning av halten kalifältspat i Revsundsgranit är 20 % till 35 %.

I Streckeisendiagram (Bild 11 s. 24) varierar den modala sammansättningen från granit till tonalit och från granit till kvartsmonzonit. Om man beaktar det ovan sagda, torde tonalitsammansättningen representera endast matrix medan bergarten som helhet troligen är granodioritisk. En provtagen Revsundsgranitgång visade sig ha kvartsmonzonitisk sammansättning. Persson (1978 s. 6) nämner variationer i sammansättning från granit till kvartsmonzonit och kvartsmonzodiorit.

Anortithalten i plagioklas varierar mellan 10 % och 15 %, men i den ovannämnda gången är halten 20 % till 25 %. Texturella skillnader mellan de olika varianterna av Revsundsgranit finns ej, alla är ojämnkorniga och hypidiomorfa.

Plagioklasen är euhedral, men där kornen är korroderade finner man även sub- och anhedrala korn. Plagioklasen är oscillerande zonerad och synneusis textur, dvs. flera korn sammanvuxna i aggregat, förekommer. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar samt antifläckpertit är allmänna. Plagioklasen är saussuriti-

Tabell 4. Mineralfördelningen i Revsundsgranit (vol. %).

	20	21	22	23	24	25
Plagioklas	26.7	39.4	36.25	43.8	50.20	32.90
An %	10-15	10-15	10-15	0-20	20-25	20-25
Mikroklin	22.0	2.2	19.50	29.5	29.20	28.60
Kvarts	36.9	22.6	33.15	12.2	9.05	27.80
Biotit	12.7	16.3	9.25	-	6.90	7.20
Klorit	-	-	0.45	11.0	1.25	1.00
Amfibol	-	14.8	-	-	+	-
Apatit	0.7	1.6	0.50	1.0	1.15	0.80
l/b	15/1	10/1	3/1	10/1	4/1	5/1
Zirkon	0.3	0.7	+	0.3	0.25	0.05
Allanit	+	-	+	0.2	0.25	0.10
Opaka	0.7	0.4	0.4	1.5	0.4	0.65
Epidot	+	0.2	0.5	0.3	0.05	+
Titanit	+	1.5	+	0.1	1.30	0.70
Prehnit	-	0.3	-	-	-	0.20
Muskovit	-	-	-	-	-	-
Sillimanit	-	+	-	-	-	-
Fluorit	+	-	+	-	-	-
Kalcit	-	+	-	-	-	-
Lawsonit	-	+	-	-	-	-

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

20. 7780:357 Revsundsgranit.
21. -"- :355 -"-
22. - -"- intill 30. 7784: 998.
23. 7784:862 -"- gång i migmatit.
24. -"- :987 -"- -"-
25. -"- :988 -"- -"-

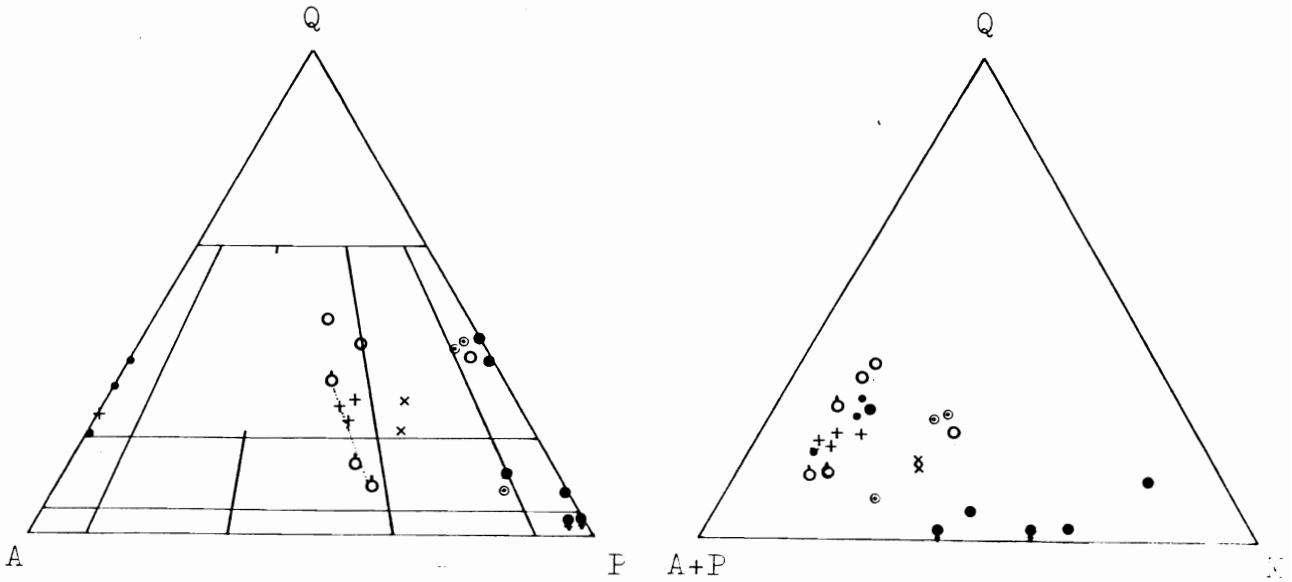


Bild 11. Streckeisendiagram. Revsundsgranit (o), Revsundsgranitgång (ȯ), hybridgranit (⊙), schlieren (●), Xenolit (♀), granodioritgång (×), mikrogranitgång (+) och porfyrisk alkaligranit (•).

serad och sericitiserad och ses assimilera samt skjuta undan biotit. Inneslutna mineral är biotit, apatit, zirkon, opaka och konkavkvarts. Kvartsen förekommer ofta innesluten mellan de enskilda kornen i synneusis texturen. Ofta kan man se apatit och zirkon, som delvis ligger i biotit och delvis i plagioklas. Pigmentfria reaktionsbårder och myrmekit är ej allmänna.

Makroskopiskt har mikroklin välutvecklad kristallform och inneslutna mineral ses ofta ligga zonärt ordnade. I mikroskop finner man an- till subhedrala former. Zoner med inneslutna mineral antyder en tidigare kristallform, medan senare tillväxt gett xenomorfa yttre zoner. Kalifältspaten ses korrodera och omvandla plagioklas. Olika stadier av omvandling kan observeras. Sålunda förekommer plagioklas med små fläckar av mikroklin, mellanformer med varierande halter mikroklin och slutligen mikroklin med inneslutna rester av plagioklas. Denna omvandling resulterar i vissa fall i mantlade mikroklinkorn. I sådana korn består manteln av ett och samma korn och inne i mikroklinkornet finns även rester av samma plagioklaskorn. All plagioklas är i sådana fall kristallografiskt ensriktad (Bild 12 s. 26). Omvandlingen ses även ge upphov till grov gång- och/eller fläckpertit i mikroklin. I Bild 13 s. 26 kan man se hur fläckpertiten börjar i ett inneslutet plagioklaskorn. Det inneslutna kornet och pertiten är kristallografiskt ensriktat, detta gäller även film- och strängpertit i samma mikroklinkorn. Enligt Byerly och Vogel (1973) är reaktioner vid korngränser framförallt beroende av kornens inbördes kristallografiska riktningar. Följaktligen bildas grov gång- eller fläckpertit endast i sådana fall då plagioklasen som omvandlas råkar ha samma kristallografiska orientering som mikropertiten i kalifältspaten.

Biotiten är eu- till anhedral och pleokroisk i ljusbrunt till

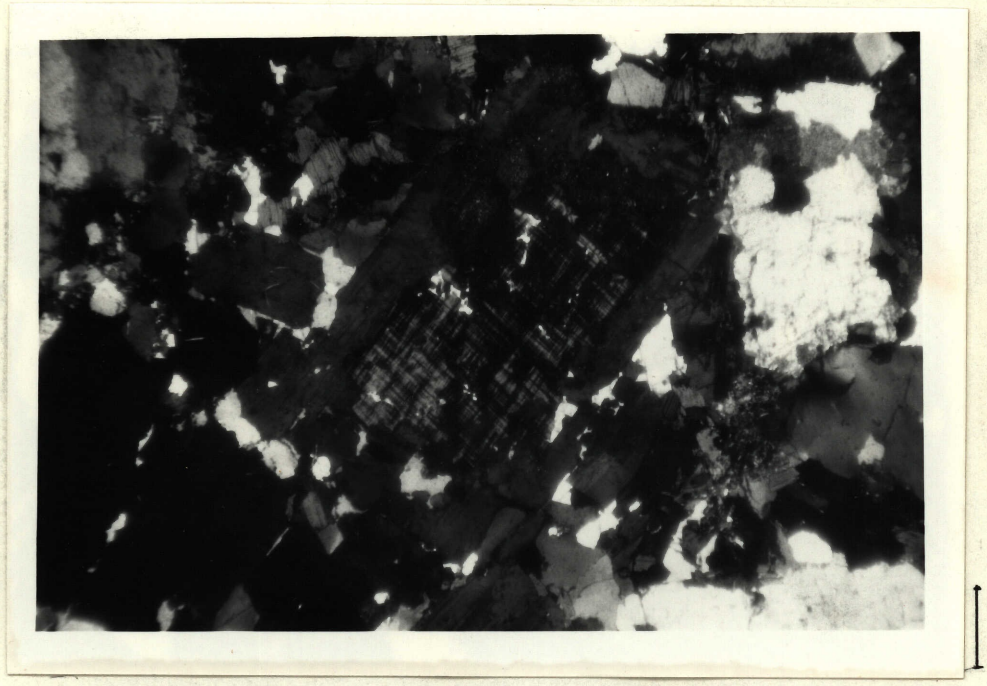


Bild 12. Mantlad mikroklin i Revsundsgranit. Prov 24, 2 nic..

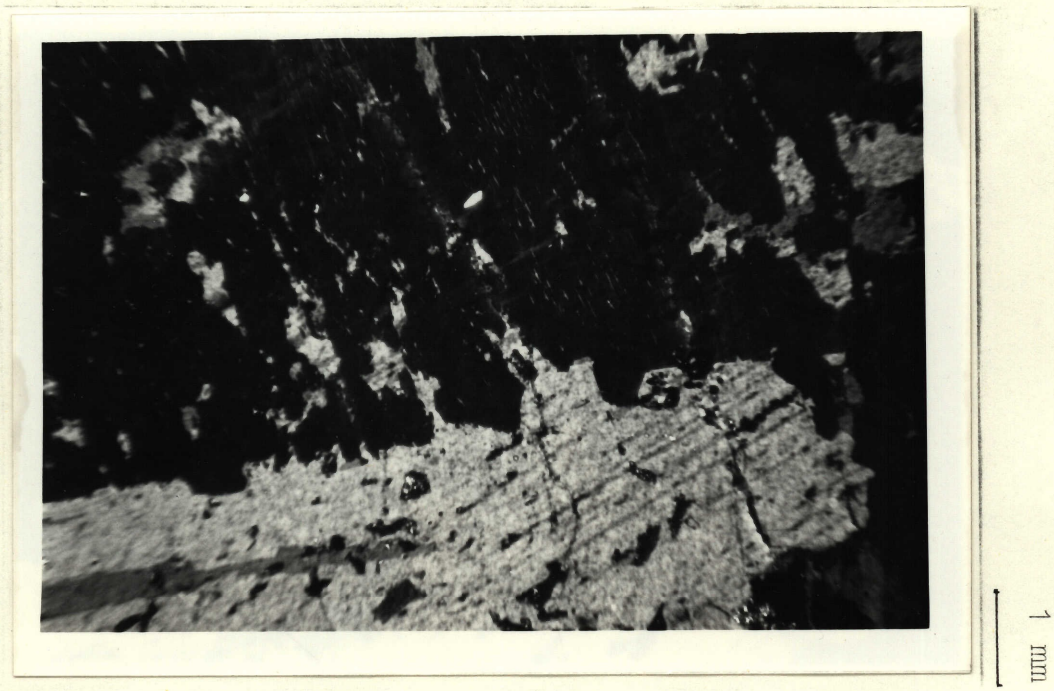


Bild 13. Grov fläckpertit som ses börja i ett korroderat plagioklaskorn. Prov 23, 2 nic..

rödbrunt. Mineralet ligger ej jämnt fördelat i bergarten utan uppträder i grupper. Längs korngränserna finns ofta sekundära, euhedrala titanitkorn och i kloritiserade varianter även opaka mineral. I enstaka korn finns även fibrolit och små eu- till anhedrala kristaller av ett färglöst, glasklart mineral med aningen högre brytningsindex än biotit, och med låga interferensfärger. Troligen är detta lawsonit. Framförallt i hornblände-förande varianter är det allmänt att sekundär prehnit förekommer sammanvuxen med biotit. Att prehniten finns i hornbländeförande varianter behöver ej betyda att det skulle föreligga något direkt samband med omvandling av amfibol till biotit. Emedan amfibol-förande varianter av Revsundsgranit torde vara Ca-rikare är det naturligt att prehnit bildats i dessa. Persson (1978 s. 24) nämner detta mineral och Phillips och Rickwood (1975) ger en närmare beskrivning av sekundär prehnit. Kvartsen uppträder poikilitiskt eller xenomorft mellan euhedrala plagioklaskorn och andra mineral, även enstaka anhedrala korn förekommer. Utsläckningen är undulerande och polygoniserade samt omkristalliserade korn med suturerade korngränser är allmänna.

Hornblände förekommer i vissa varianter. Väl utvecklade kristallformer är allmänna men även aggregat av anhedrala korn sammanvuxna med biotit förekommer. Förhållandet mellan biotit och hornblände är komplext och det förefaller som om omvandling såväl från biotit till hornblände som hornblände till biotit ägt rum. Hornblände ses även korrodera hornblände. Där reaktioner mellan dessa mineral skett, finns längs korngränserna en turkos variant av hornblände. Frisk hornblände är pleokroisk i ljusbrunt till grönbrunt eller brunt ($Z\wedge c = 22°-25°$). Där biotit och hornblände står i kontakt med varandra förekommer ofta stora sekundära, xenomorfa och i vissa fall subhedrala titanitkorn.

Enligt Mehnert (1968 s. 53) är biotit i allmänhet titanrikare än hornblände, varför sekundär titanit bildas i samband med omvandling från biotit till hornblände.

Apatit förekommer som korta prismor i de mafiska mineralen och p.g.a. korrosion även i andra mineral. I plagioklas finns även nålformig apatit. Runt apatit i de mafiska mineralen finns pleokroiska bårder. Zirkon och allanit är zonerade och euhedrala. Mikrosprickor förekommer och är läkta med epidot, klorit, kalcit eller av värdmineralen .

Xenoliter

I Revsundsgraniten finns rikligt med mörka, biotit- och plagioklasrika fragment.Dessa är rundade och har linsform, medan liknande fragment i raftmigmatit är kantiga. Fragmenten i Revsundsgranit ligger riktade parallellt med kontakterna. Intill riktade fragment finner man även parallellställda mikroklinströkorn. Parallellstrueringen är en följd av rörelser i magman - en flytstruktur. Mot NW, dvs. längre in i Revsundsgranitdiapiren (Bilaga 1) avtar xenoliterna till antal och storlek. Nära kontakten mot migmatitområdet finns stora (≤ 10 m) xenoliter, som spruckit upp antingen p.g.a. snabb temperaturförhöjning eller rent mekaniskt (Didier 1973). Granitiskt material har trängt in i sprickorna och assimilation har ägt rum i olika grad. Där konvektioner ej stört kan xenoliternas ursprungligen kantiga former fortfarande skönjas (Bild 14 s. 29). Där konvektioner förekommit i magman har dessa xenolitsvärmar dragits ut i långa stråk parallellt med kontakterna. Mellan de parallellställda fragmenten i sådana stråk finns mafiska mineral ordnade i schlieren (Bild 15 s. 29).



Bild 14. Xenolitsvärm i Revsundsgranit. Svärmens ursprungligen kantiga form kan skönjas.



Bild 15. Del av en 10 m lång utdragen xenolitsvärm med mafiska schlieren.

Assimilation

I de xenoliter som ligger utspridda en och en finns ej andra tecken på assimilation än de rundade formerna. I xenolitsvärmarna kan man se hur granit trängt in i sprickor. I detta granitmaterial har rikligt med mafiska mineral utkristalliserat. Iögonenfallande är de stora (≤ 1 cm) hornbländekristallerna. Dessa har även vuxit igenom xenolitkontakterna och i mer assimilerade xenoliter har hornbländet förmått tränga längre in. De bäst bevarade fragmenten är biotitrika och skiffriga medan hårt assimilerade fragment får en allt mer granoblastisk textur. Med ökande grad av assimilation ökar halten mikroklin. Till följd härav finns kalifältspatrika partier i Revsundsgranit. Vid närmare studium av dessa märkliga, pegmatitlika partier finner man små rester av xenoliter mellan mikroklinkornen. Bild 16 s. 31 visar en mellanform med relativt mycket mikroklin, men tydligt skönjbara fragment, och Bild 17 är en närbild av samma fragmentsvärm. I den senare bilden syns även kvartskorn med mörk bård av hornblände och titanit. Sådana porfyroblaster kan vara ≤ 2 cm och förekommer rätt allmänt i kraftigt assimilerade xenoliter. I de ovannämnda exemplen av assimilation har konvektioner ej förekommit och fragmentens ursprungliga former finns bevarade. Där assimilationen är långt fortskriden, är det hybridgranitens gränser mot den omgivande Revsundsgraniten som visar formen.

Där konvektioner förekommit har svärmarna dragits ut i långsmala stråk parallellt med kontakterna. De tidigt utkristalliserade mineralen har ordnats parallellt i samma riktning. Mafiska schlieren har uppkommit. Dessa är symmetriska, dvs. såväl den övre som den undre kontakten mot omgivande granit är lika skarp eller diffus. Bredden varierar mellan 3 cm och 10 cm.

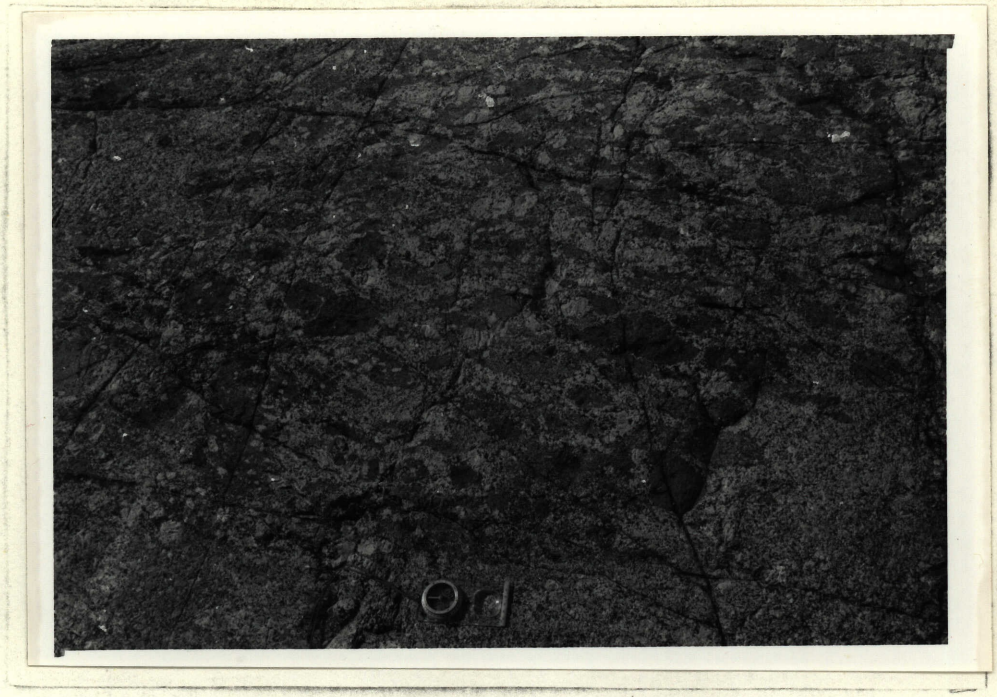


Bild 16. Xenolitsvärm med relativt kraftigt assimilerade fragment, i Revsundsgranit.



Bild 17. Detalj av föregående bild. I en av xenolitresterna finns en kvartsporfyroblast med mörk bård.

Tydligen är konvektionerna en direkt följd av assimilationen. Detta förefaller sannolikt eftersom graniten i övrigt är helt massformig, men i samband med xenoliter och schlieren är mikroklinströkornen parallellställda med dessa bildningar. Att flytstrukturerna ligger parallellt med kontakterna är helt naturligt. I en diapir bör trycket vara störst vinkelrätt mot kontakterna och tryckminima parallellt med dessa. Konvektionsströmmar följer säkert minsta motståndets lag och rörelsen sker följaktligen parallellt med kontakterna. Bild 18 visar konjugerade förkastningar i schlierenförande Revsundsgranit. Enligt Anderson (1951 s. 16) bör den spetsiga vinkeln vid dylika förkastningar öppna sig mot huvudtryckriktningen. I detta fall är riktningen E-W, dvs. vinkelrätt mot schlierenbildningen och kontakten. Exemplet visar att det ovan antagna trycket faktiskt existerat, och detta ännu långt efter det att graniten helt kristalliserat.

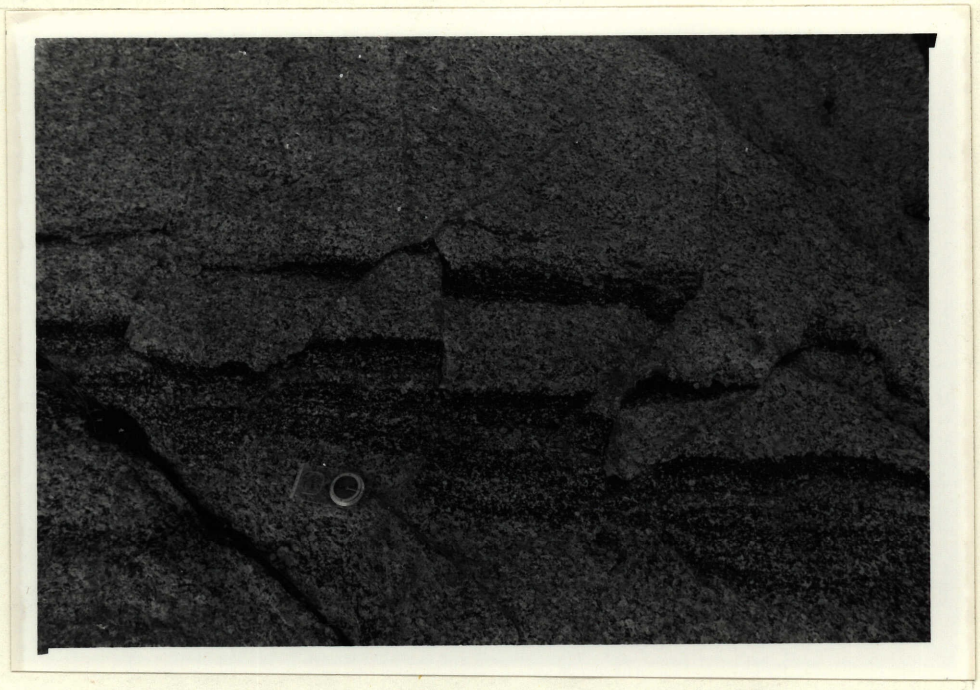


Bild 18. Konjugerade förkastningar av schlieren i Revsundsgranit.

Beroende på konvektionernas "styrka" kan olika strukturer tänkas uppkomma:

- Fragmentsvärmar med schlieren
- Separat förekommande fragment och schlieren
- Asymmetriska schlieren
- Deformerade schlieren
- Homogenisering

I samband med de två sistnämnda fallen skulle lokala variationer i granitsammansättningen uppkomma. Detta är tydligen förklaringen till de mineralogiska variationerna i Revsundsgraniten. Varianter med högre halter mafiska- och accessoriska mineral samt högre anortithalt än "normalt" är troligen kontaminerade i samband med assimilation.

Väl bevarade fragment är skiffriga med kornstorlek ≤ 0.5 mm. Biotit är huvudmineral och pleokroiskt i ljusbrunt till rödbrunt. Kloritisering har ägt rum i varierande utsträckning. I biotiten finns fibrolit och sekundär titanit. Plagioklas finns ofta innesluten och visar stundom kristallformer mot biotiten. Vanligen är plagioklasen dock anhedral och zonering är ej allmän. Albit- och periklintvillingar förekommer och sericit- och saussurit-omvandling har ägt rum. Anortithalten varierar från fall till fall (Tabell 5 s. 34). Karakteristiskt för plagioklasen i xenoliterna är de nålformiga inneslutningarna av apatit (Bild 19 s. 34). Apatit förekommer även som nålar och korta prismor i biotit. Titaniten är xenomorf och förekommer förutom i biotit alltid runt de opaka mineralen.

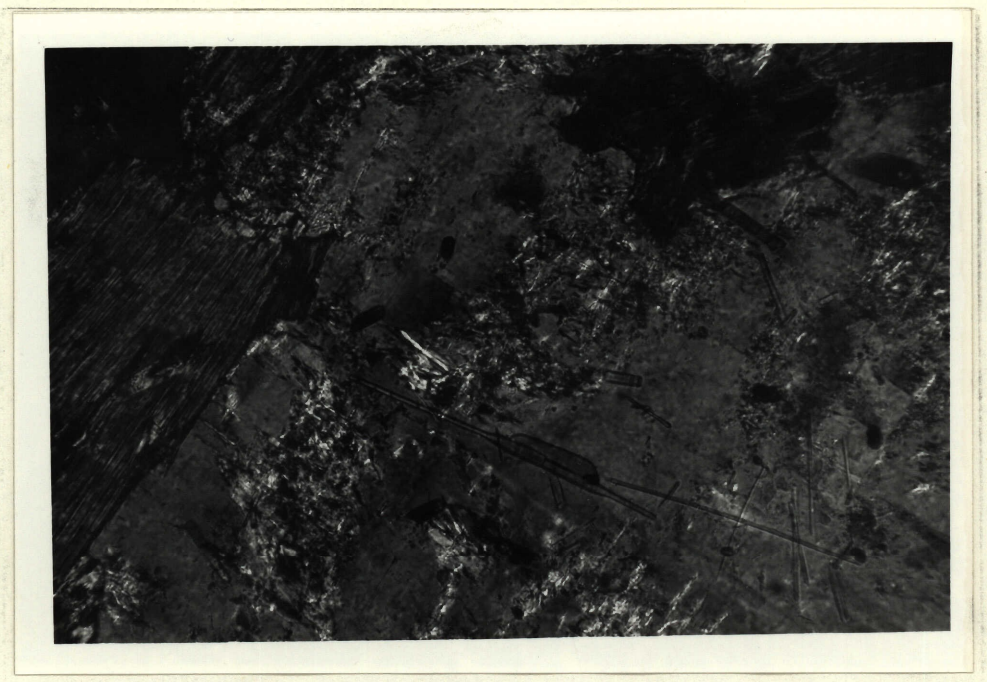
Mer omvandlade fragment har granoblastisk textur men kornstorleken är oförändrad. Plagioklasen är anhedral och för partiella och helt inneslutna albittvillingar. Apatitnålar förekommer, men ej i lika hög grad som i de bättre bevarade fragmenten. Biotiten

Tabell 5. Mineralfördelningen i xenoliter och hybridgraniter (vol. %).

	26	27	28	29	30
Plagioklas	40.2	55.20	58.25	41.3	36.8
An %	8-16	24-26	20-25	5-15	5-12
Mikroklin	-	1.50	7.65	3.8	2.6
Kvarts	1.6	1.10	7.10	27.3	26.8
Biotit	47.8	28.90	11.65	22.0	-
Klorit	1.3	-	0.85	0.4	17.4
Amfibol	-	3.40	9.55	-	6.3
Apatit	5.1	4.85	1.95	1.5	1.9
l/b	30/1	25/1	10/1	10/1	6/1
Zirkon	0.4	0.10	0.10	0.3	0.2
Allanit	-	-	+	-	-
Opaka	0.9	1.70	0.35	0.6	1.0
Epidot	0.2	-	-	0.1	0.9
Titanit	2.5	3.25	1.55	2.7	4.3
Prehnit	-	-	-	-	1.1
Sillimanit	+	-	-	+	+
Fluorit	-	-	-	-	0.7
Lawsonit	+	-	-	-	-

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

26. 7784:997 "Välbevarad" xenolit.
27. -"- :985 Omvandlad -"-
28. -"- :-"- Hybridgranit.
29. -"- :997 -"-
30. -"- :998 -"-



0.5 mm

Bild 19. Apatitnålar i plagioklas. Prov 26, 2 nic..

är omkristalliserad och pleokroisk i ljusbrunt till brunt. Den förekommer ofta sammanvuxen med hornblände, som är pleokroiskt i ljusbrunt till brunt eller grönbrunt ($Z \wedge c \simeq 25°$). Anhedrala former är vanliga men även enstaka små euhedrala hornbländekorn förekommer. I biotit finns symplektisk kvarts och sekundär titanit. Troligen har såväl omvandling från biotit till hornblände som hornblände till biotit ägt rum. Titanit finns även som bårdar runt opaka mineral.

Hybridgranit

I samband med assimilation har hybridgranit bildats. Den skiljer sig makroskopiskt från den omgivande Revsundsgraniten främst vad gäller halten mafiska mineral, och rundade samt mantlade mikroklinströkorn är mer allmänna. Mikroskopiskt avviker den i följande avseenden: Pigmentfria reaktionsbårder i plagioklas är allmänna och väl utvecklade. Dessa finns ej endast vid korngränserna mellan plagioklas och mikroklin utan även mellan plagioklas och plagioklas. Mot kvarts visar plagioklasen omvänd utsläckning och myrmekit är rätt allmänt. Myrmekit finns även i plagioklas omgiven av enbart plagioklas (Bild 20 s. 36). Anortithalten står i relation till den i xenoliterna (Tabell 5 s. 34).

Hybridgraniterna för rikligt med biotit och hornblände. Det sistnämnda mineralet är vanligen euhedralt ($\leq$ 1 cm), men även aggregat av anhedrala korn sammanvuxna med biotit förekommer. Hybridgraniterna är även rikare på apatit, prehnit och titanit än "normal" Revsundsgranit. Kloritiserad biotit med fibrolit, plagioklas med nålformig apatit och aggregat av hornblände och biotit kan vara rudiment efter xenoliter sk. xenokristaller



Bild 20. Väl utvecklade reaktionsbårder i plagioklas samt myrmekit i hybridgranit. Prov 28, 2 nic..

(Didier 1973 s. 5).

Nockolds teori

Enligt Nockolds (1932 och 1933) är assimilation av xenoliter intimt förknippad med volatiler. Dessa sänker viskositeten och möjliggör härmed utbyte av element mellan xenoliter och den omgivande magman. Ca, Mg och Fe tenderar diffundera ut från xenoliterna medan K och Na anrikas i dessa. I samband med dessa omvända reaktioner modifieras mineralsammansättningen såväl i xenoliterna som i den omgivande magman. Samtidigt med dessa kemiska processer sker även en rent mekanisk sönderdelning av xenoliterna, dvs. mineral växer igenom kontakterna och tränger allt längre in samtidigt som xenolitmineralen skjuts isär. Slutresultatet av assimilationsprocessen är spridda xenokristaller i den omgivande graniten.

Denna teori som här presenterats i yttersta korthet, förefaller

att mycket väl förklara assimilation av xenoliter i ifrågavarande fall. Utgående från den kan följande händelseförlopp uppskisseras: Volatiler från magman och eventuellt även från xenoliterna sänker viskositeten. Emedan plagioklasen i xenoliterna är Ca-rikare än den i omgivande granit är det detta mineral som dikterar det fortsatta händelseförloppet. Enligt Bowens (1928 s. 221) reaktionsprincip kan en direkt uppsmältning eller upplösning av xenoliterna ej ske i detta fall. Omvandlingen sker genom kemiska reaktioner, som strävar att bilda mineral i jämvikt. I samband med dessa reaktioner kristalliserar hornblände och plagioklas vars An-halt står i relation till den i xenoliterna. I detta skede sker troligen även omvandling från biotit till hornblände. Plagioklasen i xenoliterna blir allt Ca-fattigare och med sjunkande temperatur kristalliserar mineral allt lägre i Bowens serie. Om nedkylningen av magman varit alltför snabb har processen ej hunnit fullbordas. Detta är fallet nära kontaken där rester av delvis assimilerade fragment är allmänt förekommande.

Efter att dessa processer avstannat har ytterligare deuteriska omvandlingar ägt rum, såväl i fragment, hybridgranit som i omgivande granit. I samband med dessa reaktioner har omvandling från hornblände till biotit och klorit skett, och reaktionsbårder, myrmekit och diverse sekundära mineral har bildats (jfr Pitcher och Berger 1972 s. 119 och 334).

Schlieren

I kapitlet om assimilation beskrevs sambandet mellan schlieren - eller minerallagring (Harry och Emeleus 1960) - och assimilation (s. 30) och sambandet med konvektioner i

magman p.g.a. lokal sänkning av viskositeten (s. 33).

På kartan i Bilaga 1 är de i området observerade schlierenbildningarna inritade. Alla schlieren ligger väl riktade parallellt med kontakterna. Vanligen finner man flere med varandra parallella eller subparallella lager av schlieren (Bild 18 s. 32). I Revsundsgranitgången med kvartsmonzonitisk sammansättning (s. 23) finns 20 rytmiskt återkommande lager. De flesta är asymmetriska, dvs. de har en skarp undre kontakt medan den övre är diffus. I Bild 21 och 22 (s. 39) som visar schlieren i gången kan man se att de trågbandade lagren är asymmetriska och hur de enskilda lagren tunnar ut. Bredden i dessa varierar mellan 1 cm och 20 cm och enskilda lager är vanligen kortare än 10 m. Mellan lagren finns "normal granit". Mikroklinströkornen i dessa mellanlager ligger rätt väl ordnade parallellt med de övriga strukturerna. Detta gäller i än högre grad de enstaka strökorn, som ligger i schlieren. I den omgivande graniten ligger strökornen slumpmässigt ordnade.

Liknande bildningar har beskrivits av Harry och Emeleus (1960), Emeleus (1963) och Ehlers (1974). Persson (1978 s. 11) nämner att schlieren observerats i Revsundskvartsmonzodiorit.

Harry och Emeleus (1960) fann strukturella likheter mellan schlieren i graniter och magmatiska lager i basiska bergarter och drog därför slutsatsen att dessa bildningar uppkommit på samma sätt: Tidigt utkristalliserade mineral separeras p.g.a. skillnader i densitet antingen rent gravitativt eller i samband med konvektioner. Förutsättningen för att separation kan ske är att magman har låg viskositet. Didier (1973 s. 353) ger en lång referenslista på forskare, som beskrivit schlieren vilka uppkommit genom direkt utvalsning av xenoliter. Detta gäller dock närmast schlieren i migmatiter och ett liknande fall har behand-

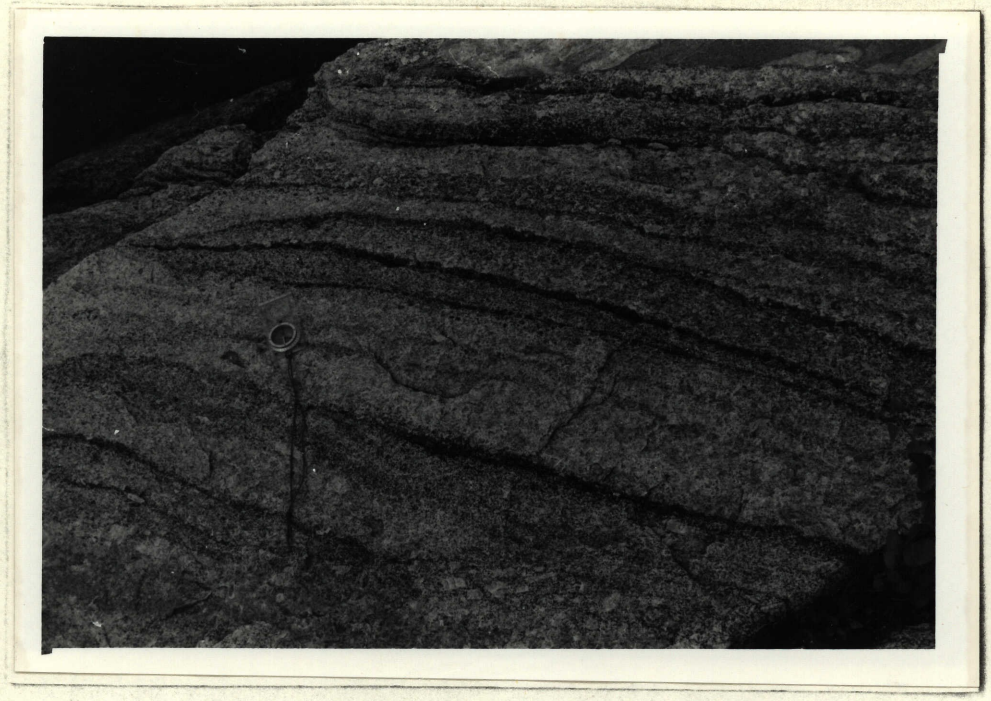


Bild 21. Trågbandade schlieren i Revsundsgranitgång.

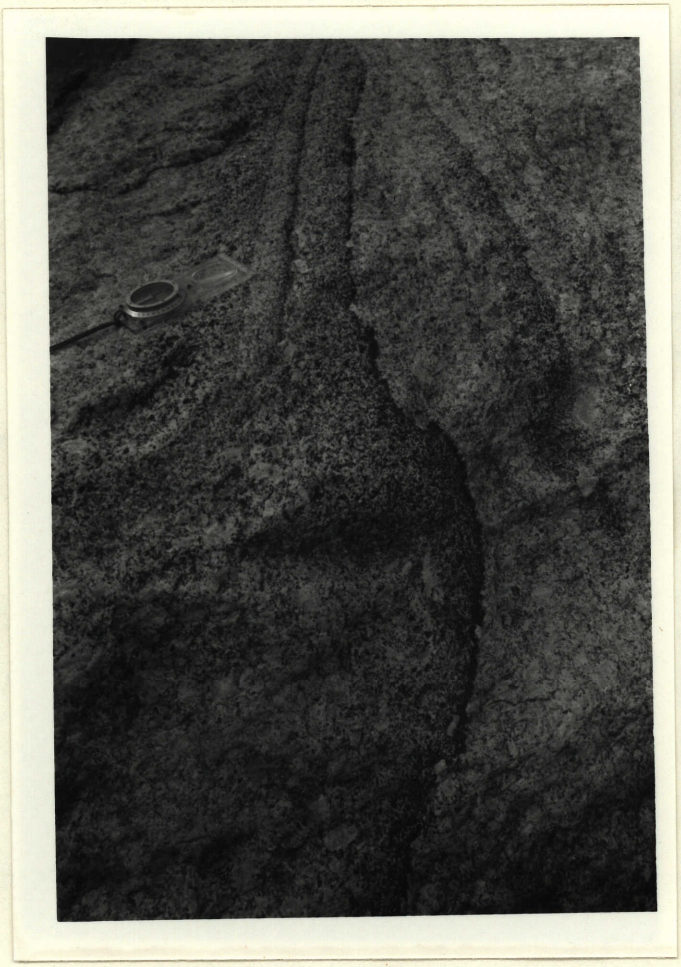


Bild 22. Asymmetriska schlieren.

lats på s. 16.

Schlierenbildningarna i graniter på Grönland anses ej ha något samband med xenoliter, trots att i olika grad assimilerade fragment av biotitdiorit förekommer allmänt (Harry och Emeleus 1960 s. 173). I ifrågavarande fall kan ett samband mellan assimilation av xenoliter och schlierenbildning ej uteslutas. Sambandet förefaller helt naturligt, och ger även en logisk förklaring till bildningarna. Vid assimilation sjunker viskositeten lokalt, rikligt med mafiska mineral utkristalliserar och p.g.a. den lägre viskositeten sker konvektioner som leder till separation.

Fyra tunnslip av schlieren har undersökts. Två av slipen representerar schlieren i Revsundsgranitdiapiren och två i den kvartsmonzonitiska gången. Ett av proven i vardera fallet är taget av breda schlieren medan det andra provet är taget av smala bildningar där även mellanliggande "granit" finns med i slipen.

Schlieren i diapiren: I det breda lagret dominerar mafiska mineral och av dessa förekommer hornblände rikligast. Stora euhedrala korn samt aggregat av anhedrala korn sammanvuxna med biotit förekommer. I aggregaten sammanvuxna mineral är apatit, zirkon, allanit, opaka och enstaka euhedrala hornbländekorn. De euhedrala kornen är bruna ($Z \wedge c = 25°$) och de anhedrala grönbruna ($Z \wedge c = 22°$). Plagioklasen (An 12-17 %) uppträder som anhedrala välzonerade korn, ofta sammanvuxna i grupper. Kvarts förekommer främst som konkava inneslutningar mellan plagioklaskornen. Allanit finns inneslutet i alla övriga mineral, och i plagioklasen ligger mineralet zonärt ordnat. Allaniten är nästan helt metamikt, sprickbildning och omvandlingar finns runt den i värdmineralen. Tecken på kataklastisk deformation är böjda och kinkade mineral samt mikrosprickor. Allaniten synes delvis förekomma i dessa

Tabell 6. Mineralfördelningen i schlieren (vol. %).

	31	32	33	34
Plagioklas	16.4	44.4	32.10	55.03
An %	12-17	12-17	20-25	20-25
Mikroklin	-	5.1	-	0.33
Kvarts	11.1	6.3	2.90	28.33
Biotit	17.0	19.4	37.55	13.88
Klorit	0.2	-	-	0.55
Amfibol	39.8	8.6	9.60	-
Pyroxen	-	-	9.45	-
Apatit	3.3	0.9	2.80	0.83
l/b	50/1	30/1	30/1	15/1
Zirkon	0.7	0.3	1.15	0.33
Allanit	2.3	2.3	0.80	0.16
Opaka	7.7	12.0	1.00	0.23
Epidot	-	-	+	+
Titanit	1.5	0.7	2.65	0.33
Fluorit	-	-	+	-
Kalcit	-	-	+	-

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

31. 7784:992 Mafiska schlieren i Revsundsgranit.
32. -"- :-"- -"- -"- plus mellanliggande granit.
33. -"- :980 -"- -"- i Revsundsgranitgång.
34. -"- :981 -"- -"- plus mellanliggande "granit".

sprickor. Deformationen har troligen samband med de konjugerade förkastningarna (Bild 18 s. 32).

Även i det andra provet finns liknande tecken på deformation. I detta slip dominerar plagioklas, som förekommer som stora euhedrala korn eller grupper av korn. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar är allmänna. Mot mikroklin visar plagioklasen välutvecklade reaktionsbårder och/eller myrmekit. Mot alla övriga mineral visar plagioklas omvänd utsläckning, även mot andra plagioklaskorn. Biotit dominerar över hornblände. Båda mineralen uppträder som euhedrala korn(≤ 4 mm) eller grupper av anhedrala korn. Apatit förekommer som korta prismor i de mafiska mineralen och som nålar i plagioklas. Övriga mineral är titanit, zirkon, opaka, epidot och kalcit. I Tabell 6 finns mineralsammansättningarna för schlieren angivna.

I gången med kvartsmonzonitsammansättning ligger ett 20 cm brett symmetriskt lager underst i schlierenformationen. I detta lager dominerar biotit. Mineralet är pleokroiskt i ljusbrunt till brunt och visar såväl euhedrala som anhedrala former. Längs korngränserna finns rikligt med sekundär, euhedral titanit. Även opaka mineral och epidot uppträder på detta sätt. Hornblände och pyroxen finns i lika mängd. Pyroxenen är färglös, såväl ortosom klinopyroxen förekommer. I den sistnämnda varianten är diallagklyvbarhet allmän och där enkla tvillingar föreligger ger denna upphov till fiskbensstruktur. Formen är vanligen anhedral men klinopyroxen visar stundom subhedrala former. Utsläckningsvinkeln är 52°, vilket tyder på att klinopyroxenen är augit. Omvandling från orto- till klinopyroxen har skett och amfibolen är tydligen även delvis en omvandlingsprodukt av klinopyroxen. (Bild 23). Hornbländet är eu- till anhedralt och pleokroiskt i ljusbrunt till brunt ($Z \wedge c = 25°$). I kontakt mot biotit finns turkosa varianter. Omvandling från hornblände till biotit har



Bild 23. Bilden visar ett subhedralt klinopyroxenkorn (i utsläckningsläge) som omvandlats till hornblände (ljust) som tydligen omvandlats till biotit.

sannolikt ägt rum. I klinopyroxen, hornblände och biotit finns ibland symplektisk kvarts, vilket kan ha samband med omvandlingarna.

Mellan de mafiska mineralen finns grupper av anhedrala, välzonerade korn av plagioklas (An 20-25 %). Apatit, allanit och opaka förekommer i större mängd än i den omgivande bergarten. Kvarts uppträder underordnat, som konkav kvarts i plagioklas eller mellan plagioklaskornen. I slipet finns även ett runt parti (1 cm Ø) bestående av hornblände och plagioklas. Kornstorleken är avsevärt mindre än i omgivningen och texturen granoblastisk. Troligen är detta ett rudiment efter en xenolit.

Pyroxen har ej observerats i andra bergarter i omgivningen. Mineralet har troligen bildats i samband med omvända reaktioner vid assimilation. Att pyroxen ej bildats i samband med dessa processer överlag, kan bero på små variationer i sammansättning eller på temperatur- och tryckskillnader.

I det smala lagret finns varken pyroxen eller amfibol. Slipet består av "normal granit" med smala biotitrika band.

Gången där dessa schlieren förekommer är tydligt differentierad. På övre sidan av lagringen är sammansättningen granitisk, medan den är kvartsmonzonitisk under lagringen. Ett prov av samma gång på ett ställe där schlieren ej är lika väl utvecklade visade sig även ha kvartsmonzonitsammansättning. Sannolikt är detta den ursprungliga sammansättningen medan granitsammansättning ovan lagringen är en följd av differentiation. I Bild 11 s. 24 finns schlieren plottade, och differentiationstrenden i gången framgår tydligt.

GÅNGBERGARTER

I älvfåran har flera olika typer och generationer av gångbergarter observerats. Oregelbundna massor och gångar av pegmatit är allmänna i migmatitområdet. Dessa pegmatiter har bildats senare än migmatitgraniten, men breccierats i samband med remobilisationen och klart skurits av Revsundsgraniten. Pegmatiterna består av fältspat och kvarts. Då biotit förekommer har mineralet vanligen vuxit ut vinkelrätt från kontakterna.

De gångbergarter som intruderat senare än Revsundsgranit kan indelas i tidiga och sena gångar. De förstnämnda har intruderat i ett skede då Revsundsgraniten fortfarande var plastiskt deformerbar, och deuteriska omvandlingar ännu ägde rum. Detta återspeglas på gångarnas utseende. Kontakterna är skarpa men strykningarna är vindlande och bredden i de enskilda gångarna varierar kraftigt. I enstaka fall har även mikroklinströkorn i den omgivande Revsundsgraniten delvis vuxit över kontakterna. I Tabell

Tabell 7. Gångbergarter bildade senare än Revsundsgranit i hypotetisk kronologisk ordning.

Sena gångar	Apliter och pegmatiter
	Aplitgraniter
	Sekretionspegmatiter
	Porfyrisk alkaligranit
Tidiga gångar	Mikrogranitgångar
	Granodioritgångar

7 är de gångbergarter, som intruderat senare än Revsundsgranit uppräknade. Den kronologiska ordningen är hypotetisk och sekretionspegmatiten samt den porfyriska alkaligraniten har placerats separat för att pointera dessa bergarters särart. I samband med beskrivningarna av de olika gångbergarterna ges en närmare förklaring till kronologin. De observerade gångarna är inritade på kartan i Bilaga 2, mineralfördelningarna är uppräknade i Tabell 8 s. 50 och de modala värdena är plottade i Bild 11 s. 24.

Tidiga gångar

Karakteristiskt för denna generation gångar är att strykningarna vindlar och bredden i en och samma gång varierar. Två mineralogiskt avvikande typer har observerats. En mörkgrå med granodioritsammansättningen och en ljusgrå med granit- till alkaligranitsammansättning. Gångarnas inbördes åldersförhållande kan ej direkt observeras i fält. Undertecknad har antagit att en differentiation från mafiska till sura gångar ägt rum och följaktligen ansett den granodioritiska bergarten vara tidigare.

Granodioritgångar

Gångarna är brant stående och skär såväl migmatitbergarter som Revsundsgranit. Bredden varierar från 0.4 m till 2 m. I den bredaste gången finns fragment av Revsundsgranit. Runt dessa, tillsynes plastiskt deformerade fragment finns ofta en smal (≤ 1 cm) bård av mafiska mineral (Bild 24 s. 46).

Granodioritgångarna är porfyriska och har hypidiomorf textur.

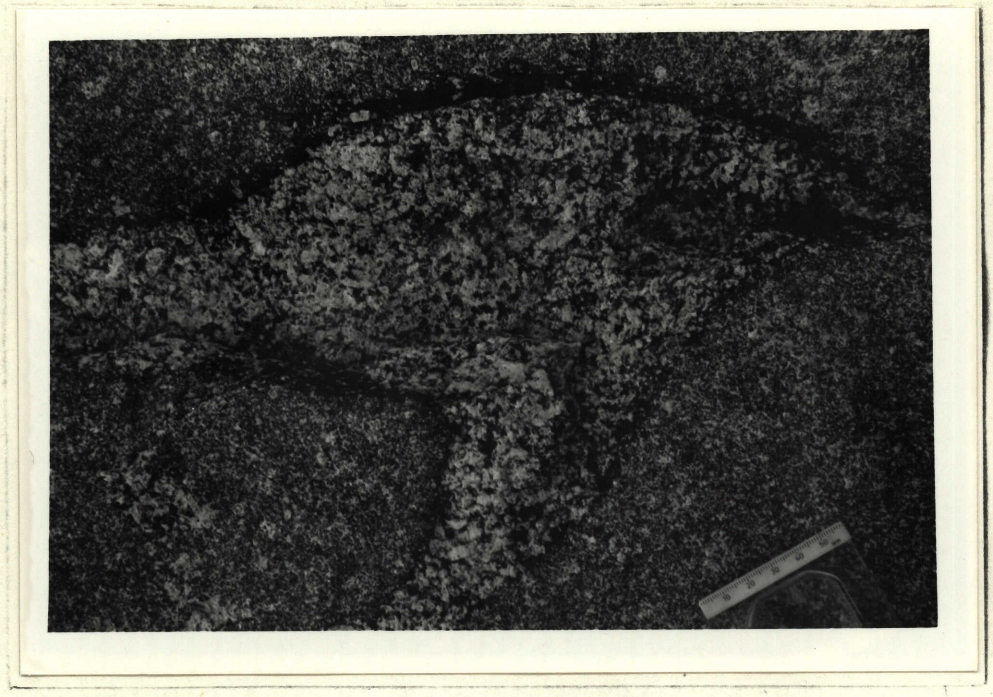
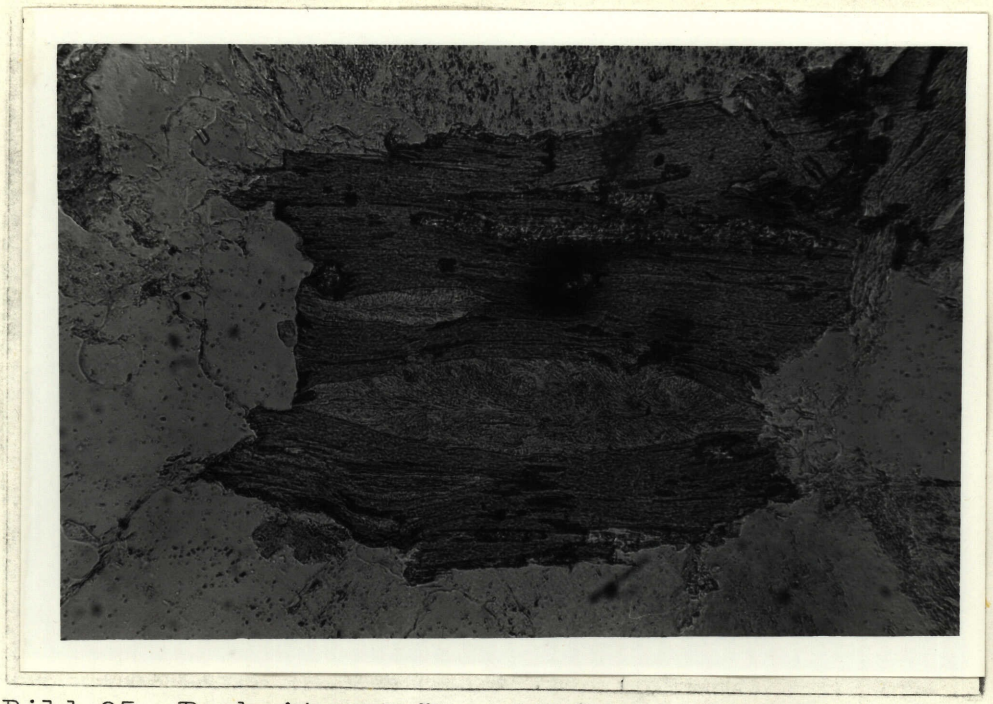


Bild 24. Fragment av Revsundsgranit i granodiorit-gång. Fragmentet omges av en mafisk bård.

Strökornen utgörs av plagioklas (≤ 1 cm), mikroklin (≤ 1 cm) och kvarts (≤ 0.5 cm). Kornstorleken i matrix är ≤ 0.7 mm.

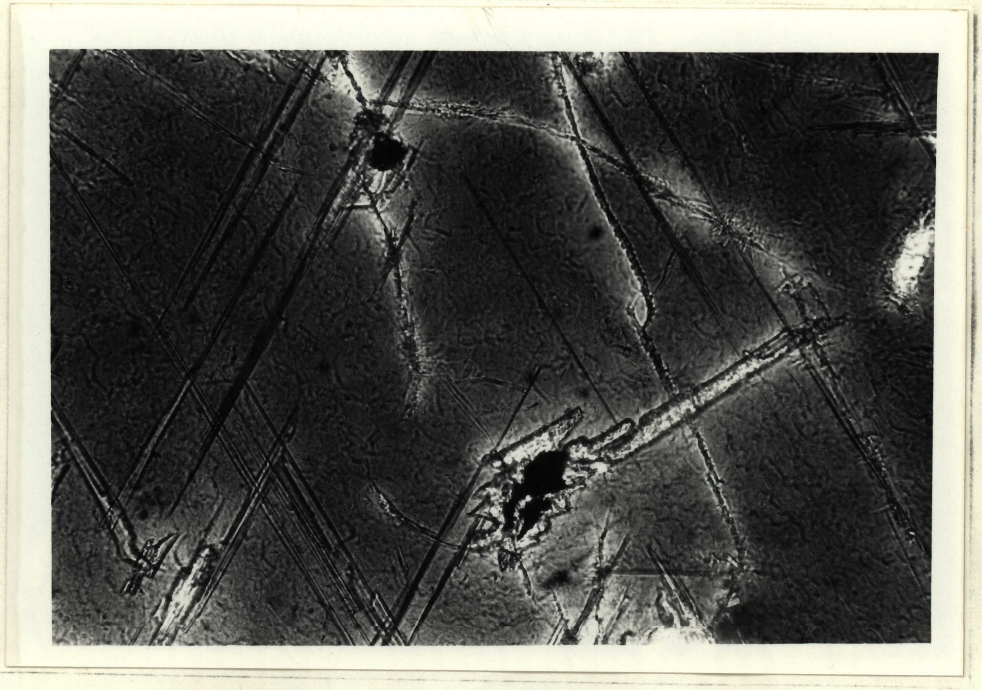
Plagioklasen (An 20-35 %) är oscillerande zonerad, eu- till subhedral och synneusis textur är allmän. Konkav kvarts finns mellan de enskilda plagioklaskornen eller i dessa. Hornblände, biotit och accessorier ses inneslutna. Saussuritisering har ägt rum och fläckantipertit är allmän. I kontakt mot mikroklin finns ofta vårtlika myrmekitbildningar.

Biotiten är anhedral med pleokroism från ljusbrunt till gul-brunt. Mineralet förekommer antingen separat eller sammanvuxet med hornblände. Längs korngränserna finns sekundär titanit, och sekundär prehnit finns ofta sammanvuxen med biotit (Bild 25 s. 47). I några av biotitflagorna kan man även på (001) planet se nålar och små anhedrala korn av samma glasklara mineral, som observerats i Revsundsgranit och antogs vara lawsonit (s. 27). Nålarna ligger väl ordnade och står - likt sagenit - i 60° vinkel mot varandra (Bild 26 s. 47). Hornbländet förekommer som aggregat av an- till subhedrala korn med eller utan biotit. Pleokroismen är från färg-



0.5 mm

Bild 25. Prehnit med "bow tie" struktur i biotit. I biotiten finns även zirkon, med pleokroiska bårder och epidot. Prov 35, 1 nic..



0.5 mm

Bild 26. Lawsonit som uppträder likt sagenit i biotit. Runt de opaka kornen finns sekundär titanit. Prov 35, 1 nic..

löst till ljusgrönt, men även helt färglösa varianter finns. Utsläckningsvinkeln varierar mellan 20° och 18°. Enkla tvillingar är allmänna men även polysyntetiska förekommer. I aggregaten med biotit och hornblände finns vanligen även titanit, och enstaka plagioklaskorn ses ligga inneslutna.

Kalifältspaten är eu- till anhedral och har välutvecklad gallerstruktur. Sträng- och flampertit har observerats i alla korn medan grov gångpertit observerats endast i större strökorn. Mikroklin ses korrodera plagioklas, som inneslutningar finns alla i bergarten förekommande primära mineral. Runt kvartsströkornen finns i vissa fall mörka bårder av hornblände och titanit. Kornen kan vara porfyroblaster likt dem i xenoliterna (s. 30). På s. 45 nämndes att det finns mörka bårder runt xenoliter av Revsundsgranit. Eventuellt kan dessa bildningar vara relaterade med dem runt kvartskornen, vilket skulle betyda att kvartskornen bör anses vara xenokristaller. Kvartskorn med mörka bårder i rapakivigraniter har av Savolahti (1962 s. 75) tolkats som kvartsfyllda miarolitiska kaviteter.

Underordnat förekommer apatit, vanligen inneslutet i mafiska mineral och accessoriska mineral är zirkon, opaka, epidot, allanit, prehnit, kalcit och lawsonit. Matrix består främst av mikroklin och kvarts. Tecken på kataklas är av fältspat läkta mikrosprickor, och suturerade korngränser mellan kvarts och mikroklin.

Mikrogranitgångar

Mikrogranitgångarna är vanligen relativt brant stupande men även en flackt liggande gång observerades (Bild 27). Bredden varierar från 4 cm till 4 m. Av fyra provtagna gångar visade sig tre vara amfibolförande. En av dessa är alkaligranitisk medan de övriga är granitiska (Bild 11 s. 24).

Mikrogranitgångarna är porfyriska i olika grad. Strökornen är vanligen rundade (≤ 1 cm) och utgörs av mikroklin, plagioklas och kvarts. Matrix är finkornig (0.7 mm - 0.4 mm) med allotriomorf textur. Enstaka stora mikroklinströkorn för grov gång- eller fläckpertit medan kornen i övrigt antingen saknar pertit eller för film-, sträng- och/eller flampertit. I plagioklas förekommer myrmekit rätt allmänt i kontakt mot mikroklin, och i enstaka fall visar plagioklasen omvänd utsläckning. Albit- och, underordnat, Karlsbadtvillingar förekommer. Synneusis textur har ej observerats



Bild 27. Flackt liggande mikrogranitgång i Revsundsgranit.

Tabell 8. Mineralfördelningen i gångbergarter (vol. %).

	35	36	37	38	39	40	41	42
Plagioklas	39.80	35.2	35.4	37.7	24.7	27.8	23.8	20.04
An %	20-35	5-15	5-10	8-12	0-5	0-5	0-5	0-5
Mikroklin	13.05	24.6	28.4	28.6	43.3	30.3	47.3	31.0
Kvarts	17.30	23.0	22.6	20.1	20.4	27.9	17.5	29.85
Biotit	13.35	11.4	10.1	5.3	4.5	8.3	7.3	6.95
Klorit	3.40	0.8	1.0	0.9	0.6	3.1	1.4	2.30
Amfibol	7.80	2.3	-	4.7	4.5	-	-	-
Apatit	1.25	0.7	0.9	0.3	0.3	+	1.4	+
l/b	10/1	7/1	7/1	7/1	4/1	2/1	2/1	2/1
Zirkon	0.45	0.4	0.2	0.1	0.2	-	0.3	0.05
Opaka	0.40	0.1	0.3	0.5	0.3	1.1	0.9	1.15
Allanit	+	0.5	0.3	+	0.4	-	+	-
Epidot	+	0.5	0.1	0.7	0.1	+	0.2	-
Titanit	2.90	0.5	0.7	1.1	1.0	-	-	-
Prehnit	0.30	-	-	-	-	-	-	-
Muskovit	-	+	+	-	-	4.5	0.1	4.65
Kalcit	+	-	+	-	-	-	-	-
Lawsonit	+	-	-	-	-	-	-	-

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

35. 7784:848 Granodioritgång - medelvärden av två tunnslip.
36. -"- :991 Mikrogranitgång - 0.5 cm bred gång.
37. -"- :995 -"- - 10 cm till 40 cm bred gång.
38. -"- :990 -"- - 5 -"- 20 -"- flack gång.
39. -"- :993 -"- - 5 cm bred, alkaligranitisk.
40. -"- :872 Porfyrisk alkaligranit.
41. -"- :982 -"-
42. -"- :984 -"-

ej heller konkavkvarts. Fibrig ljusgrön amfibol med utsläckningsvinkeln lika med 20° förekommer förutom an- till subhedral hornblände. I övrigt gäller den petrografiska beskrivningen av Revsundsgraniten även för dessa gångbergarter.

Porfyrisk alkaligranit

I migmatitområdet finns en "pipe-breccialik" bildning av porfyrisk alkaligranit. Pipen ligger vid kontakten mellan Revsundsgranitgången och omgivande bergarter (Bilaga 3). Intrusionen

har varit explosiv, emedan en "pipe-breccia" bildats (Bild 28). Fragment av Revsundsgranit och migmatitgranit i pipen är vanligen rundade, medan ådergnejsfragmenten är trasiga och genomsyrade av alkaligraniten. Resterna av ådergnejs ger upphov till flytstrukturer. Bild 29 s. 52 visar kontakten mellan migmatitgranit och den porfyriska alkaligraniten.

Utbredningen begränsar sig till pipen och dess omedelbara närhet. Inom en radie på c. 50 m från denna finns enstaka smala (≤ 5 cm), ytterst oregelbundna gångar av den porfyriska alkaligraniten. Dessa följer vanligen kontakterna mellan olika bergarter. Den porfyriska alkaligraniten har, i motsats till de tidiga gångbergarterna, kylkontakter, vilket tyder på en senare intrusion. Texturen är den samma som i mikrogranitgångarna, men matrix är afanitisk och mineralogiskt avviker den från de tidiga gångarna i det att titanit och amfibol saknas.

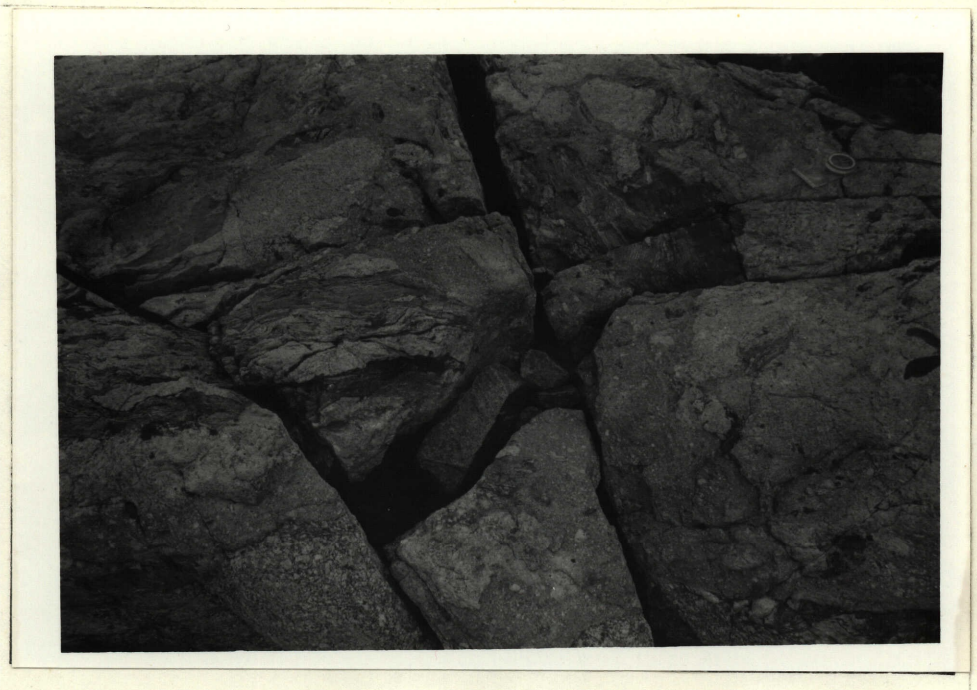


Bild 28. "Pipe-breccia" med rundade och sliriga fragment.

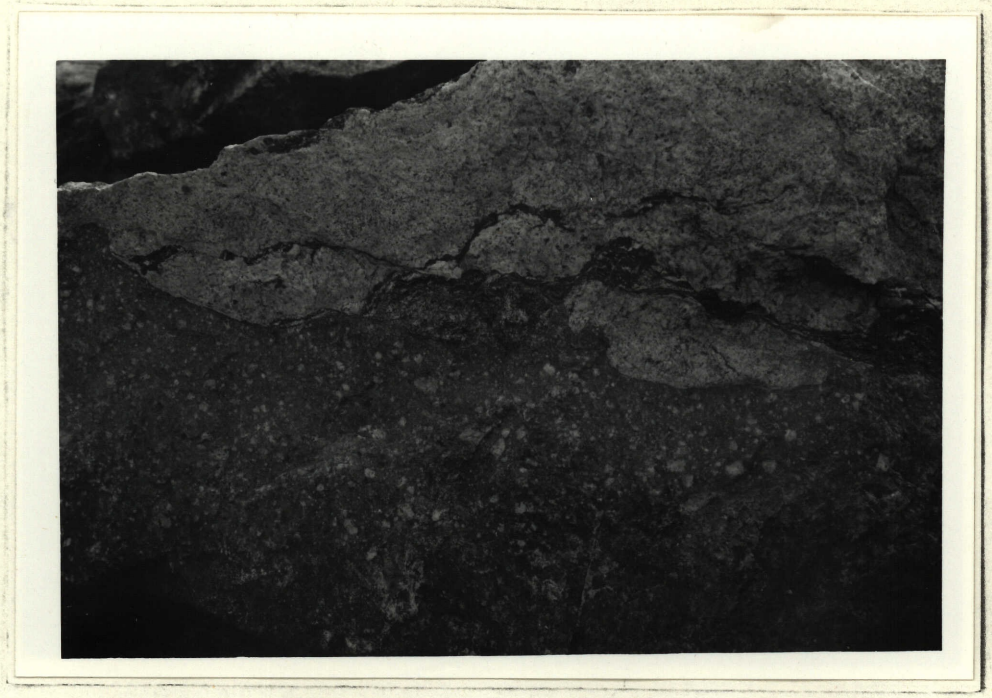


Bild 29. Kontakt mellan porfyrisk alkaligranit och migmatitgranit.

Kvarts, mikroklin och plagioklas uppträder som porfyrkorn. Dessa är vanligen 0.1 cm till 1 cm stora men enstaka större korn förekommer. Matrix är afanitisk (≤ 0.1 mm) och kornstorleken i denna avtar ut mot kontakterna, detta gäller även strökornen.

Strökornen är vanligen rundade och i mikroskop ser man att de har xenomorfa korngränser, vilket tyder på sen tillväxt. Enstaka euhedrala strökorn har observerats och i vissa av de rundade kornen finns väl ordnade inneslutningar, som antyder en tidigare kristallform (Bild 30 s. 53). Kvartsströkornen är de allmännaste och utsläckningen är svagt undulerande, i enstaka fall är kornen även svagt polygoniserade. Inneslutningar är ej allmänna, men i vissa korn finns bl.a. små euhedrala biotitflagor inneslutna.

De största och makroskopiskt mest iögonenfallande strökornen utgörs av mikroklin. I stora korn är gallerstrukturen väl utvecklad och såväl grov fläck- som fin film- eller strängpertit förekommer. Mindre strökorn för endast mikropertit och gallerstrukturen är ofta endast partiell. Inneslutna förekommer kvarts, biotit, plagioklas och apatit, men vanligen saknas inneslutningar.

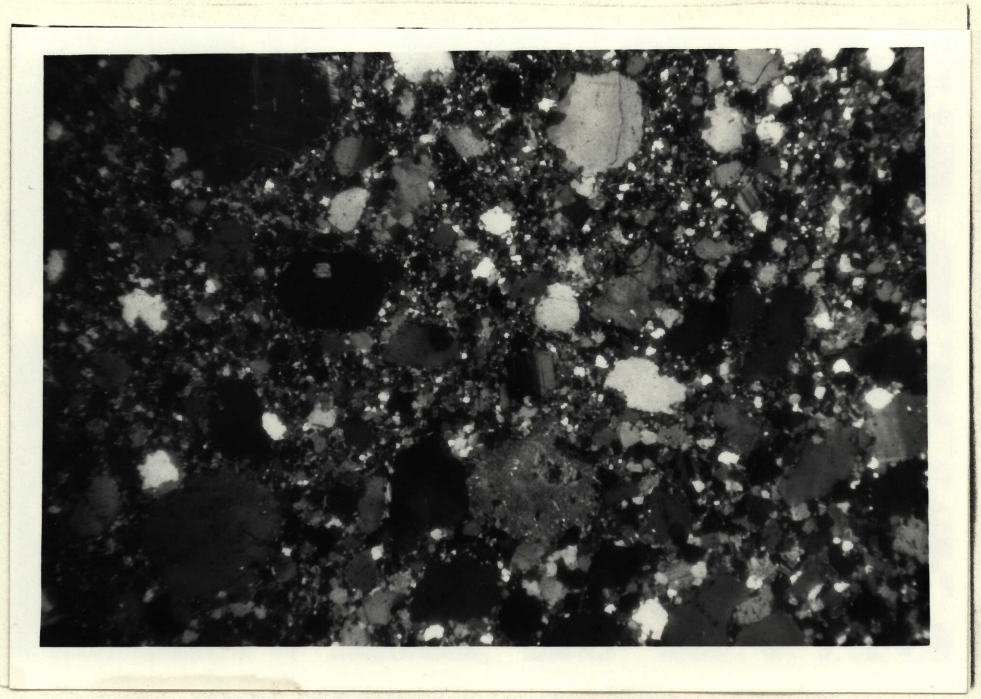


Bild 30. Mikrobild av porfyrisk alkaligranit.
Prov 41, 2 nic..

Plagioklasströkornen är ≤ 0.5 mm, de för albittvillingar och är sericitiserade. Inneslutna mineral är konkavkvarts, biotit och apatit. Biotiten ligger vanligen jämnt fördelad i bergarten men enstaka anhopningar av biotit plus allanit och opaka förekommer. Biotiten är anhedral med undantag av enstaka euhedrala korn som ligger inneslutna i strökorn. Klorit- och/eller muskovitomvandling är ej ovanlig, frisk biotit är pleokroisk i ljus- till gulbrunt. Jämfört med övriga gångbergarter förekommer opaka mineral och sekundär muskovit mer allmänt. Accessoriskt uppträder rundade apatitkorn, allanit, epidot och zirkon.

Sekretionspegmatiter

Lins- eller ellipsformade pegmatiter förekommer inom ett begränsat område i Revsundsgraniten, där även rikligt med xenoliter observerats (Bilaga 2). Pegmatiterna är zonerade och

består av en yttre zon av mikroklinpertit plus en aning glimmer och kiser. Den centrala delen består av ren mjölkkvarts, som har exakt samma form som pegmatiten i sin helhet. Linserna har längsriktningar i E-W $\pm$ 20°, vilket tillsammans med formen tyder på att pegmatiterna bildats i tensionssprickor. Den största linsen (längd= 10 m) är en aning böjd vilket tyder på deformation. Detta samt den relativt begränsade utbredningen indikerar att dessa pegmatiter bildats i ett rätt tidigt skede efter Revsundsgranitintrusionen. Pegmatitlinserna ses tunna ut vertikalt och förefaller att sakna tilloppskanaler.

Sena gångar

Alla sena gångar är raka och jämnbreda. Till sviten hör granitapliter, apliter och pegmatiter. En aplitgång har observerats skära en mikrogranitgång. Längs mikrogranitgångens kontakter mot omgivande Revsundsgranit finns smala pegmatitgångar, vilka sannolikt är yngre än mikrogranitgången. Emedan pegmatitgångarna skärs av apliten finns det följaktligen pegmatiter, som är äldre än apliterna. Det är ej någon ovanlig företeelse att pegmatiter trängt upp längs de tidiga gångarnas kontakter. Att dessa pegmatiter är yngre indikeras av att de vanligen ses fortsätta rakt oberoende av de äldre gångarnas vindlande strykning. Gavelin (1955 s. 37) har beskrivit gångbergarter tillhörande denna svit.

KALIFÄLTSPAT

Tio direkt från stuffer skrapade prover av kalifältspat har undersökts med röntgen. Diffraktogram i intervallet 2 θ 29° till 32° kördes på det pulveriserade materialet med goniometerhastigheten 1°/min (40 KV, 20 mA). Tre typer av diffraktogram erhölls (Bild 31). Upplösningen mellan 131 och $1\bar{3}1$ pikarna är god i alla dessa. Triklinisiteten (△) räknad enligt den av Goldsmith och Laves (1954 s. 5) givna ekvationen $-\triangle = 12.5(d_{131} - d_{1\bar{3}1})$ - ger maximala värden för alla prover. Eventuellt hade en lägre goniometerhastighet gett värden som avviker en aningen från de maximala. Resultatet är dock helt entydigt; alla undersökta kalifältspater är triklina.

Varpå variationerna i diffraktogrammens utseende beror har förblivit en gåta. Eventuellt beror skillnade mellan Typ 1 och Typ 3 endast på variationer i pulvrets kornstorlek eller på att provet som gett diffraktogram av Typ 3 innehållit även plagioklas.

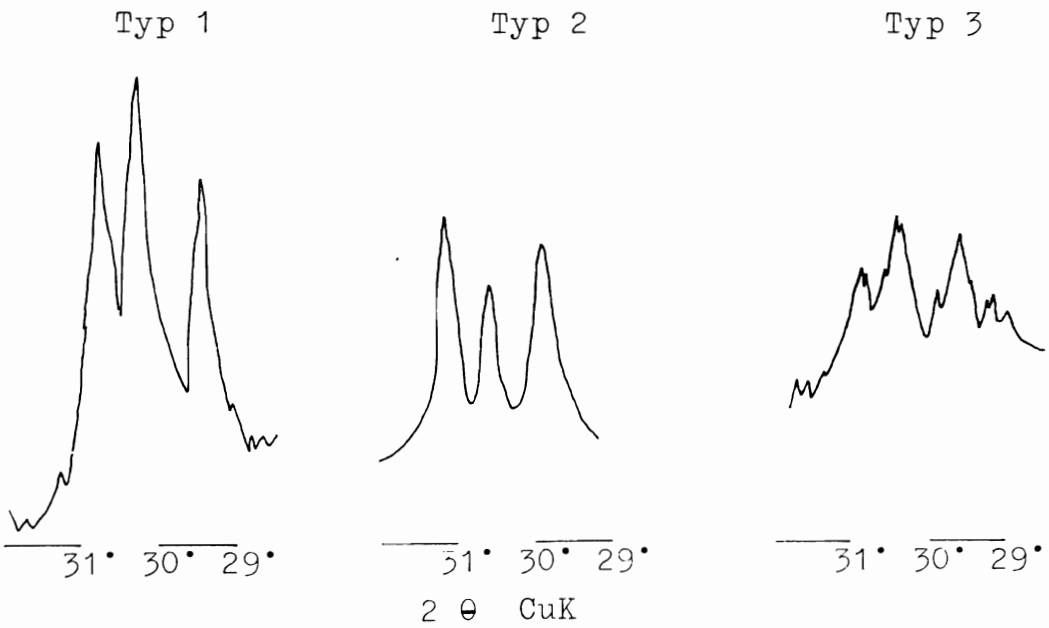


Bild 31. Olika typer av diffraktogram.

Alla kalifältspatprover av Revsundsgranit gav diffraktogram av Typ 1. Samma typ har även erhållits av Gorbatschev (1968 s. 224) för kalifältspat i grå Revsundsgranit. En röd kalifältspat ur kataklastisk Revsundsgranit gav diffraktogram av Typ 2. Lundqvist (1973 s. 16) erhöll denna typ för kalifältspat i Nordingrågranit.

Tabell 9. Fördelningen av kalifältspat från olika bergarter i förhållande till olika typer av diffraktogram. Provens nummer inom parentes.

Typ 1	Revsundsgranit (23, 24) Kataklastiskt deformerad Revsundsgranit (46, 48) Porfyrisk alkaligranit (41) Mikrogranitgång (36) Remobiliserad migmatit (12) Migmatitgranit (6)
Typ 2	Kataklastisk Revsundsgranit (49)
Typ 3	Migmatitgranit (9) Granodioritgång (35)

Eftersom kalifältspaten i migmatitgraniten är triklin synes ingen termal aureol förekomma runt Revsundsgraniten. Vissa mineralogiska skillnader mellan Revsundsgranit och migmatitgranit antyder dock att"metamorfosgraden"är högre i den senare. I Revsundsgraniten är grov gång- eller fläckpertit mer allmän och ett direkt samband mellan pertiten och omvandling av plagioklas kan ses (s. 25). I migmatitgraniten kan ett dylikt samband ej ses, viket kan bero på att en del av pertiten migrerat och bildat pigmentfria, albitiska bårder runt plagioklaskornen. Pigmentfria reaktionsbårder runt plagioklas och myrmekit är mer allmänna i migmatitgraniten än i Revsundsgraniten. Enligt Byerly och Vogel (1973) finns det ett direkt samband mellan metamorfosgrad och bildning av reaktionsbårder. Karakteristiskt för övre grönskifferfacies är att reaktionsbårder finns mellan plagioklaskorn. I lägre amfibolitfacies finns förutom dessa även bårder mellan plagioklas

och mikroklin, biotit och kvarts. Högre amfibolitfacies karakteriseras av att reaktionsbårder enbart förekommer vid korngränser mellan plagioklas och mikroklin. Karakteristiskt är även att myrmekit är allmänt och att plagioklasen är kemiskt homogen. Utgående från detta skulle migmatitgraniten följaktligen ligga i högre amfibolitfacies medan Revsundsgraniten skulle ligga i grönskifferfacies. I hybridgraniter är reaktionsbårder mellan plagioklaskorn allmänna och dessa bergarter ligger följaktligen i högre grönskifferfacies.

APATIT

Förhållandet mellan längd och bredd i apatit anses vara beroende av bildningstemperaturen. Ju högre bildningstemperatur dess större förhållande (Mehnert 1968 s. 113). Wyllie m.fl. (1962) har experimentellt visat att detta gäller, och även att ett samband med snabb nedkylning föreligger.

Emedan apatit är ett rätt allmänt mineral i alla undersökta bergarter och förhållandet längd till bredd varierar stort föll det sig naturligt att pröva denna teori. Det maximala uppmätta förhållandet i varje slip har angetts i samband med mineralfördelningarna för de olika bergarterna. Resultatet har sammanställts i Tabell 10 s. 58. Det ovan antagna förhållandet synes gälla endast för gångbergarterna medan resultatet i övrigt antyder ett samband mellan olika typer av omvandlingar och variationer i förhållandet. Detta är stort i remobiliserade migmatiter, xenoliter och schlieren. Att förhållandet är större i kataklastiskt deformerade bergarter än i odeformerade kan ej bero på annat än omkristallisation. Variationer i förhållandet längd till bredd i

apatit synes bero på många olika faktorer, varför detta ej går att använda som ett mått på bildningsteperatur.

Tabell 10. Förhållandet längd till bredd i apatit i olika bergarter.

	Min.	Max.	Medel.
Ådergnejs	5/1	5/1	5/1
Metadiorit	8/1	8/1	8/1
Migmatitgranit	2/1	10/1	4/1
Remobiliserad migmatit	3/1	50/1	21/1
Revsundsgranit	3/1	15/1	8/1
Hybridgranit	6/1	10/1	8/1
Xenoliter	25/1	30/1	28/1
Schlieren	15/1	50/1	31/1
Gångbergarter			
Granodioritgångar	10/1	10/1	10/1
Mikrogranitgångar	4/1	7/1	6/1
Porfyrisk alkaligranit	2/1	2/1	2/1
Kataklastiskt deformerade bergarter			
Ådergnejs	7/1	7/1	7/1
Migmatitgranit	3/1	6/1	5/1
Revsundsgranit	15/1	15/1	15/1
Kataklastisk Revsundsgranit	10/1	10/1	10/1

KATAKLASTISK DEFORMATION

I älvfåran är kataklastiskt deformerade bergarter allmänna. Alla beskrivna bergarter har i mikroskop visat tecken på deformation, trots att proven tagits där bergarterna makroskopiskt tett sig odeformerade. Älvfåran i sin helhet är en svaghetszon.

Lindroos (1968 s. 25) nämner förkastningar parallellt med älven längre österut, samt förkastningar parallellt med sjöar i Stenseleområdet. Vattendragen och bergsryggarna i området har i allmänhet längsriktningar i NW-SE. Detta beror på att stora svaghetszoner i området har samma strykning. Emedan isrörelseriktningen råkat sammanfalla med svaghetszonernas längsriktningar har erosionen av dessa varit kraftig. Till följd härav är det naturligt



Bild 32. Spricktektonisk tolkning över Stenseleområdet. Primära svaghetszoner (———), sekundära bildningar av kataklastisk Revsundsgranit (|||||).

att vattendragen i hög grad följer dessa svaghetszoner. I Bild 32 ges en tolkning av spricktektoniken i stort. Vattendragen har ritats som svaghetszoner och med hjälp av höjdkurvorna har eventuella bildningar av kataklastisk Revsundsgranit inritats. P.g.a. ovannämnda orsaker kan man ej i fält direkt observera de primära svaghetszonerna. De sekundära sprickorna, förkastningarna och kataklasitzonerna som stått i vinkel mot isrörelseriktningen är ej i lika hög grad eroderade och därför lättare att observera.

I älvfåran är brant stående kataklasitzoner med strykning i N-S $\pm$ 10° och N 20°-30° E allmänna, mer underordnat finns även zoner i N 40° E och N 20°-30° W. Där det varit möjligt att observera rörelseriktningar har det framkommit att zonerna representerar "strike slip" förkastningar. De enskilda zonerna är $\leq$ 100 m långa och den maximala observerade rörelsen i

sidled är 3 m. Sprickriktningarna är N 0°-40° E och N 20° W. Sprickorna är ofta fyllda med något eller flera av följande mineral i olika kombinationer: kvarts, kalcit, flusspat, epidot eller grafit.

Förutom kataklasitzoner finns även linsformade partier av kataklastisk Revsundsgranit. Linserna har längsriktningar som i stort sammanfaller med de primära zonernas strykning. Trots detta är linserna sekundära bildningar vilka uppkommit som en direkt följd av förkastningar längs kataklasitzonerna. Den största linsen i älvfåran är 300 m lång och ≤ 100 m bred. Även dessa sekundära bildningar har synbarligen bidragit till topografin i området. I älvfåran kan man flerstädes se hur is och vatten gröpt ur dessa linser av kataklastisk Revsundsgranit.

Deformationens inverkan på olika bergarter

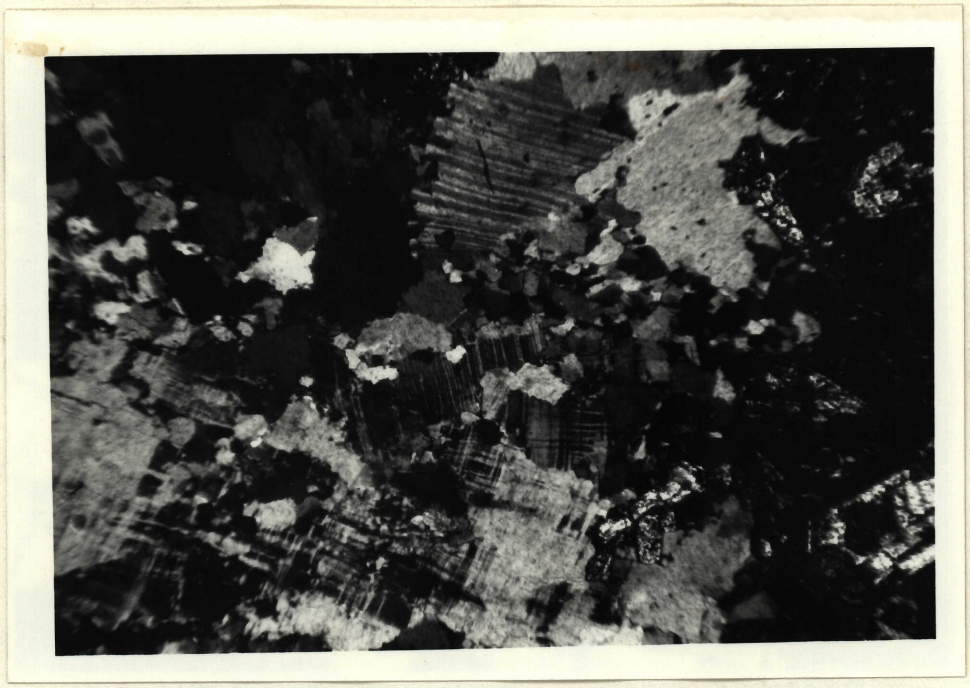
I migmatitområdet finns en c. 70 m lång kataklasitzon (Bilaga 3), som skär såväl migmatitbergarter som den kvarts-monzonitiska Revsundsgranitgången. Detta har gjort det möjligt att närmare jämföra deformationens inverkan på de olika berörda bergarterna.

Intill kataklasitzonen har ådergnejsen omkristalliserat fullständigt (Bild 40 s.70). Omvandlingen har varit plastisk, några spår av uppkrossning finns ej. I samband med omkristallisationen har alla tryckeffekter, som kunde ses i den "odeformerade" ådergnejsen försvunnit. Kornstorleken har minskat från 0.5-1 mm till 0.1-0.5 mm och An-halten från 20-25 % till 0-15 %. Kloritiseringen av biotiten har varit s.g.s. fullständig och till följd härav kan en förhöjning av halten opaka noteras. Även en svag förhöj-

ning av halterna apatit och zirkon kan observeras. I övrigt är mineralsammansättningen oförändrad. I Bild 35 s. 65 kan man se att någon förskjutning i den modala sammansättningen ej skett. Det bör påpekas att omvandlingen, möjligen, delvis även kan tillskrivas en tidigare veckning. Där provet är taget råkar ett släpveck föreligga. Det är dock alldeles klart att deformationen varit plastisk oberoende av i vilken mån veckningen påverkat bergarten.

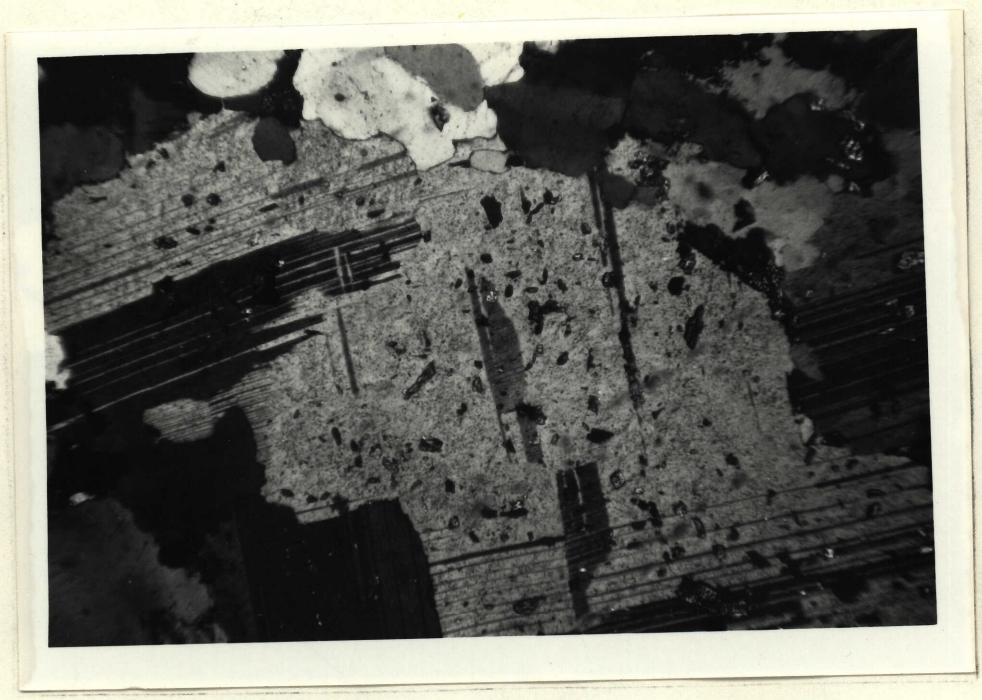
Migmatitgraniten har reagerat på ett helt avvikande sätt. Två slipprov har studerats: ett av den grå varianten taget 0.5 m från kataklasitzonen, och ett av den ljusgrå varianten taget intill zonen. Bergarten har krossats hårt och det malda materialet har omkristalliserat och gett upphov till mortarstrukturer runt bevarade porfyroklaster av plagioklas (Bild 33 s. 62). Plagioklas dominerar i båda proverna och har uppenbarligen motstått deformationen bättre än de övriga mineralen. Plagioklasporfyroklasterna har dock delvis kristalliserat om, men ej i så hög grad att kinkband och andra tecken på deformationen suddats ut helt (Bild 34 s. 62). Däremot har kornen renats från saussurit, som tydligen diffunderat och kristalliserat som små epidotkorn i plagioklasen. I den mer deformerade bergarten där plagioklas omvandlats i högre grad återspeglas detta i halten epidot. I denna finns 21.7 % epidot mot 5.0 % i den lindrigare deformerade migmatitgraniten (Tabell 11 s. 64). Biotiten har helt omvandlats till klorit. Omvandlingen har varit så kraftig att pseudomorfa former efter biotitflagorna ej bevarats. Kloriten uppträder som radiella aggregat. Mikroklin- och framförallt kvartshalterna har sjunkit drastiskt. Kvarts förekommer s.g.s. enbart i form av nätkvarts i fältspat.

De mineralogiska omvandlingarna återspeglas i de modala sam-



2 mm

Bild 33. Kataklastiskt deformerad migmatitgranit med mortarstruktur. Porfyroklaster av plagioklas och mikroklin finns bevarade. Prov 44, 2 nic..



1 mm

Bild 34. Omkristalliserad plagioklas. Spår efter kinkband finns bevarade, saussuriten har omkristalliserat och bildat små epidot-kristaller. Prov 46, 2 nic..

mansättningarna (Bild 35 s. 65). Omvandlingstrenderna går mot monzodiorit.

Revsundsgraniten förefaller att omvandlas mycket lättare än migmatitgraniten. I ett prov taget 2 m från kataklasitzonen har omvandlingar lika dem i migmatitgraniten ägt rum, dock med den skillnaden att mikroklin motstått deformationen bättre än övriga mineral. Mikroklinpertitströkornen finns bevarade och i dessa är gallerstrukturen deformerad i olika grad. Där mikroklinet har omkristalliserat saknas pertit och gallerstrukturen är partiell eller saknas helt. Någon omvandlingstrend kan i detta fall ej anges emedan provet är taget från en apofys, av Revsundsgranit, som i sin helhet omvandlats. Den modala sammansättningen är monzonitisk, vilket troligen beror på kontamination i samband med assimilation. I apofysen finns fragment med dioritisk sammansättning.

I den sydliga delen av kataklasitzonen skärs den kvartsmonzonitiska gången (Bilaga 3). Intill zonen har en intensiv uppsprickning skett men bergarten har kvar sina makroskopiska karakteristika. Färgen skiftar i grönt beroende på kloritomvandling. Mortarstruktur saknas och bergarten är rik på kvarts, som uppträder i stora polygoniserade eller omkristalliserade korn. I mikroklin finns euhedrala eller droppformiga inneslutningar av kvarts, som stundom ses övergå i nätkvarts eller i en "blomkålslik" variant av nätkvarts. Kvartshalten är distinkt högre än i odeformerad kvartsmonzonitisk Revsundsgranit. Plagioklasen har omkristalliserat och i hög grad omvandlats till epidot. Denna omvandling kan delvis ha bidragit till den höga kvartshalten, men troligen har kvarts i samband med deformationen migrerat från de nu kvartsfattiga ställena till dessa kvartsrika beroende på variationer i tryck. An-halten har sjunkit från 20-25 % till 0-10 %.

Tabell 11. Mineralfördelningen i kataklastiskt deformerade bergarter (vol %).

	43	44	45	46	47	48	49
Plagioklas	36.7	45.8	63.1	35.4	11.4	47.1	-
An %	0-15	5-10	5-15	0-10	0-10	0-10	-
Mikroklin	-	22.8	12.8	18.1	30.6	31.3	12.3
Kvarts	23.3	0.1	1.5	28.6	27.5	0.4	20.3
Biotit	0.4	-	-	-	-	-	-
Klorit	33.7	6.3	14.0	8.8	6.4	7.6	16.1
Apatit	0.6	0.8	1.6	0.5	1.8	1.2	1.0
l/b	7/1	3/1	6/1	15/1	15/1	15/1	10/1
Zirkon	0.2	-	0.1	0.1	0.4	-	-
Allanit	+	-	+	+	+	-	-
Opaka	5.1	2.5	2.7	0.2	0.7	1.0	5.0
Epidot	+	21.7	5.0	8.2	21.2	11.4	37.6
Titanit	-	-	-	+	-	-	+
Muskovit	-	+	-	0.1	-	-	7.7
Kalcit	-	-	-	-	-	-	+
Lawsonit	-	-	-	-	-	-	+

l/b = förhållandet längd till bredd i apatit.

43. 7784:846 Kataklastiskt deformerad ådergnejs.
44. -"- :850 -"- ljusgrå migmatitgranit.
45. -"- :859 -"- grå -"-
46. -"- :860 Revsundsgranitgång.
47. -"- :861 -"-
48. -"- :856 -"-
49. - Kataklastisk Revsundsgranit.

Nätkvarts förekommer allmänt i plagioklas. Klorit uppträder såväl som radiella aggregat som flagor med pseudomorfa biotitformer. Halten epidot står i relation till graden av plagioklasomvandling. Apatit, zirkon och titanit förekommer i mindre kvantiteter än i oomvandlad kvartsmonzonitisk Revsundsgranit.

I diagrammen (Bild 35 s. 65) kan man se att trenderna i detta fall är helt motsatta dem för migmatitgraniten. Trenderna går från kvartsmonzonit till granit och granodiorit beroende på omvandlingsgrad. Att trenderna för migmatitgraniten och Revsundsgraniten är olika kan bero på variationer i tryck- eller andra förhållanden längs kataklasitzonen. Men som kommer att framgå i fortsättningen är det ej ovanligt att kataklastiskt deformerad Revsundsgranit är kvartsrik. Detta tyder på att bergarterna i fråga reagerar olika vid kataklas. Kanske detta helt enkelt beror

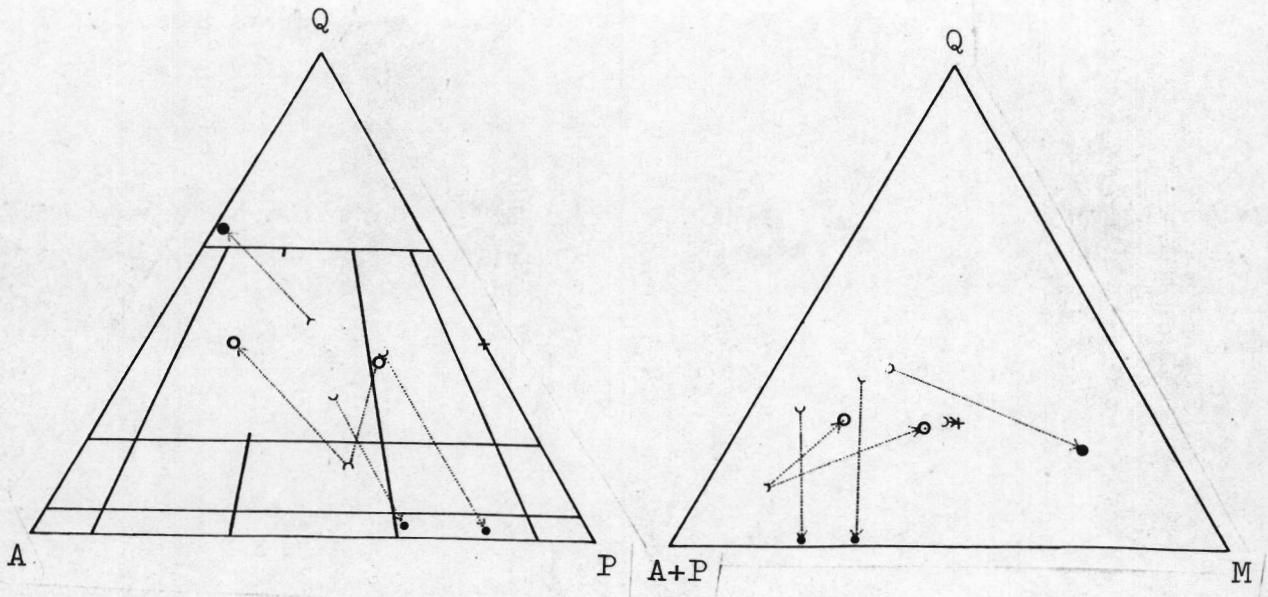


Bild 35. Streckeisendiagram. Kataklastiskt deformerad Revsundsgranitgång (o), kataklastiskt deformerad migmatitgranit (•), kataklastiskt deformerad ådergnejs (+) och kataklastisk Revsundsgranit (●). Pilarna visar trenderna från oomvandlad till omvandlad bergart.

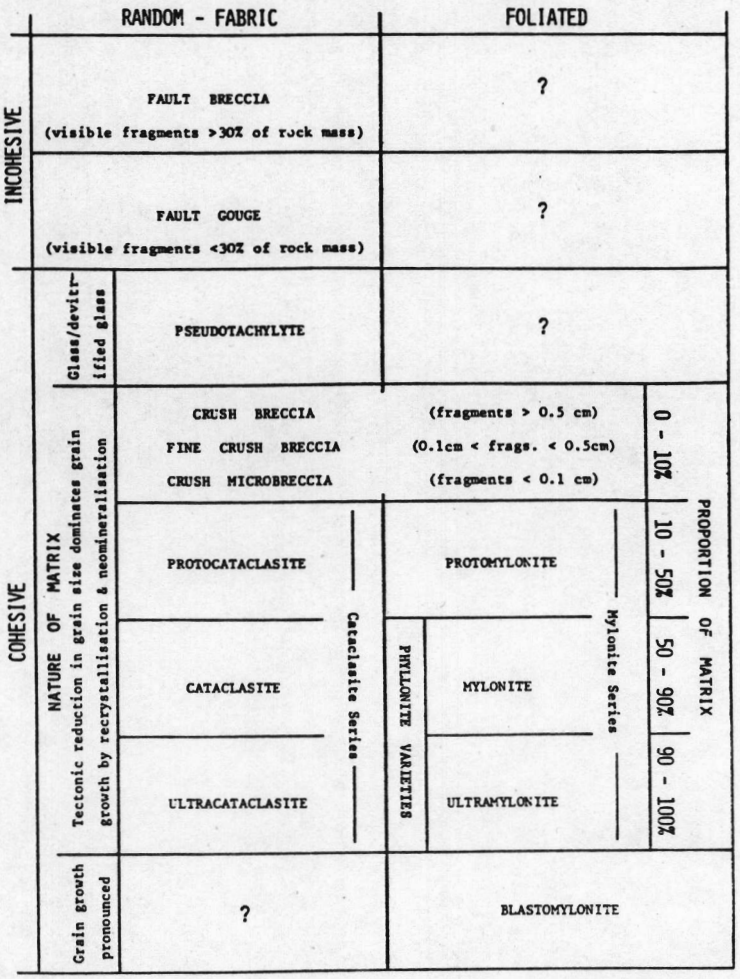
på skillnaden i kornstorlek och textur.

Kataklasitzoner

I Bilaga 2 är kataklasitzonernas huvudriktningar inritade. Den texturella indelningen följer Sibsons klassificering av förkastningsbergarter (Sibson 1977) Tabell 12 s. 66.

Den nämnda kataklasitzonen i migmatitområdet har provtagits flerstädes, ändamålet var att utröna om texturella skillnader uppkommit beroende på vilken bergart som omvandlats. Zonen har N-S strykning och står brant. Bredden varierar från 3 cm till 50 cm och zonen utgörs av en bred eller flera smala zoner. Kataklasen har ej gett upphov till en texturellt enhetlig zon. Variationer från protokataklasit till ultrakataklasit kan observeras och förutom dessa finns även mylonit underordnat. Makroskopiskt är protokataklasiterna mörkgrå och rika på porfyroklaster medan ultrakataklasiterna är täta, nästan glasartade, kolsvarta berg-

Tabell 12. Klassificering av förkastnings-bergarter enligt Sibson (1977 Tabell 1 s. 198).



arter. Även i dessa finns stundom porfyroklaster eller bergarts-fragment. Ultrakataklasiterna har ställvis gett upphov till pseudotachylitlika bildningar. Enligt definitionen på pseudo-tachyliter uppkommer dessa vid uppsmältning av det krossade materialet p.g.a. friktionsvärme (Higgins 1971 s. 21). Bild 36 och 37 s. 67 visar dylika bildningar. I mikroskop har glas ej observerats, varför prefixet -lik bifogats. Bildningarna har intrusiv karaktär. Troligen har det ytterst finkorniga materialet pressats ut i sprickor eller sugits in i nybildade sprickor p.g.a. vakuum.

Kataklasitzonerna i Revsundsgranitdiapiren varierar i bredd från 3 cm till 1 m. De breda zonerna är vanligen protokataklasiter

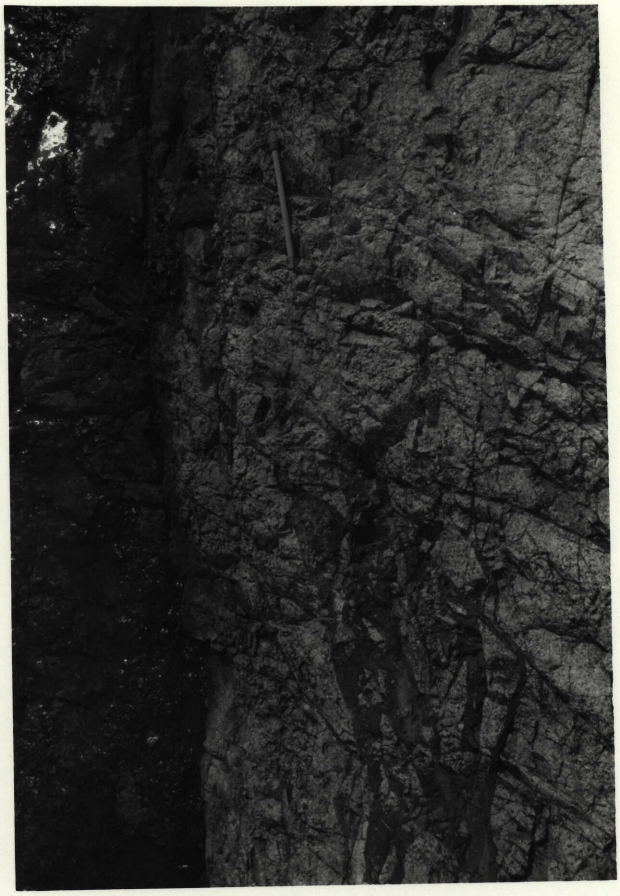


Bild 36. Ultrakataklasit som injekterats längs sprickor och gett upphov till en pseudotachylitlik bildning.

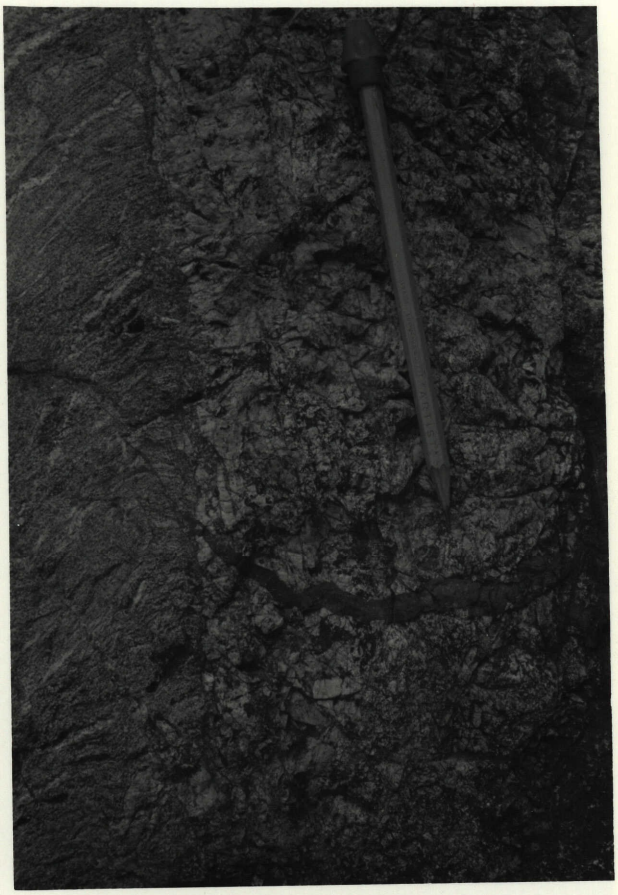


Bild 37. Pseudotachylitlik bildning.

och de smala ultrakataklasiter, men undantag från denna regel finns. Ultrakataklasiterna förefaller ofta att ha intrusiv karaktär, dvs. de är pseudotachylitlika. Bild 38 visar en gånglik ultrakataklasit. Revsundsgraniten intill denna är helt odeformerad, detta skulle knappast vara fallet om kataklasen skett in situ. Än svårare är det att tänka sig bildning in situ i sådana fall där zonerna delar på sig för att åter stråla samman, och då omsluta ett linsformat parti av odeformerad Revsundsgranit.

I de fall där sidostenen deformerats intill en zon kan man däremot anta bildning in situ. För protokataklasiter är detta alltid fallet. Bild 39 s. 69 visar en dylik, intill vilken Revsundsgraniten omvandlats till en s.k. kataklastisk Revsundsgranit. Förkastningen längs zonen är vänsterhänt och förskjutningen i sidled är 0.5 m. I den omvandlade Revsundsgraniten har mikroklin omkristalliserat och kornen ligger rätt väl riktade i N-S.

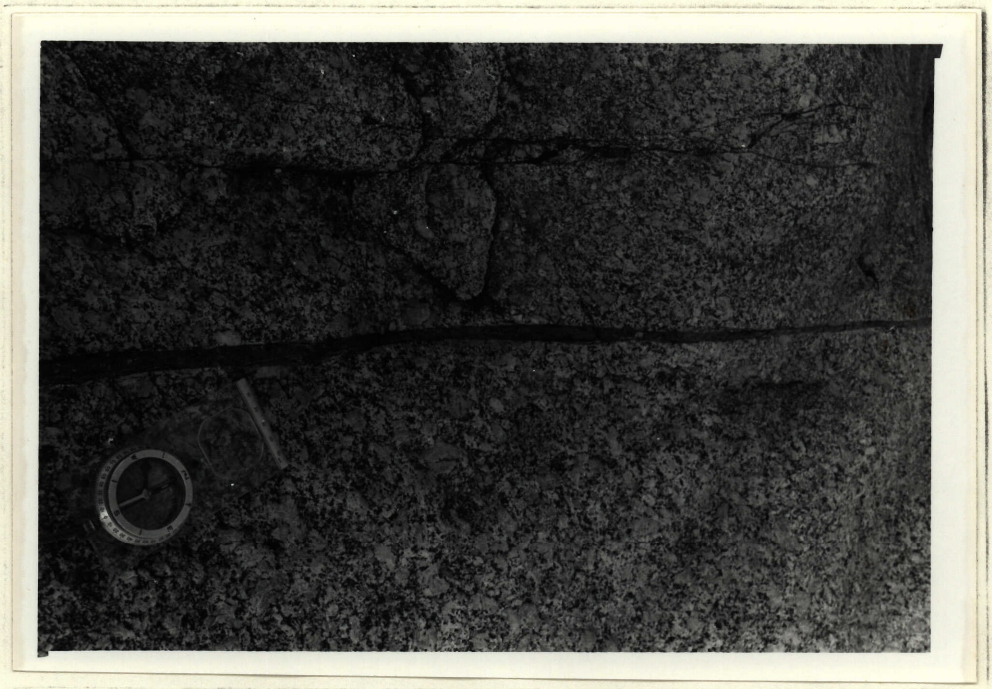


Bild 38. Ultrakataklasitzon i Revsundsgranit.

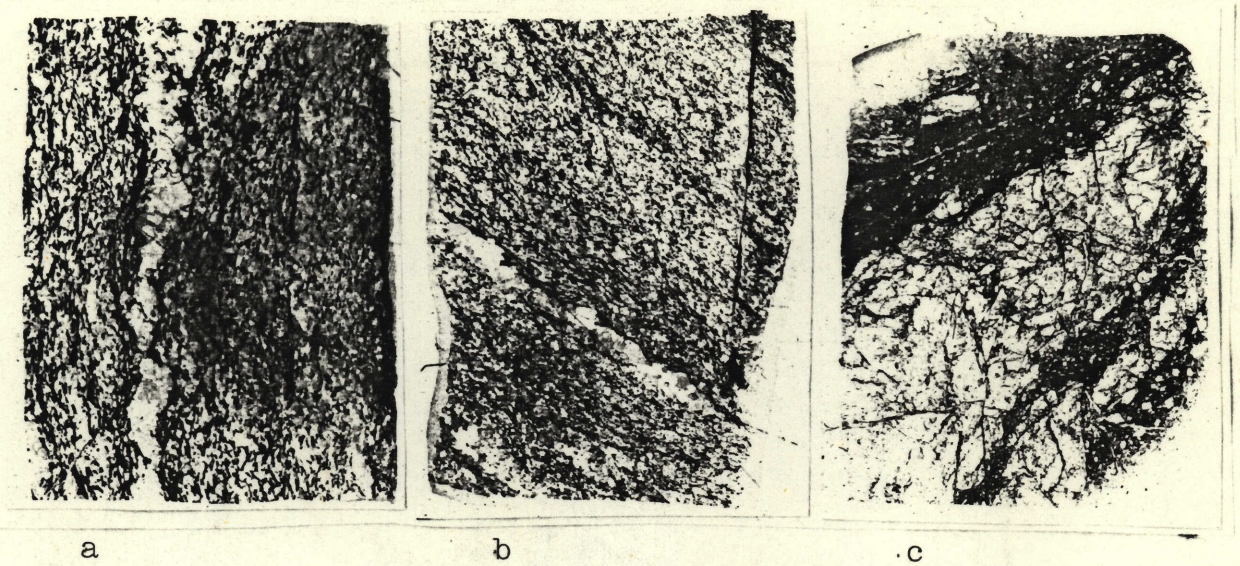


Bild 39. Protokataklasitzon intill vilken en intensiv deformation av Revsundsgraniten ägt rum.

Petrografi

Bildserien (Bild 40 s. 70) visar i olika grad deformerad ådergnejs. Bild b visar den plastiskt omvandlade bergarten, som skiljer sig från den "odeformerade" ådergnejsen endast i det att kornstorleken är mindre och att de ljusa mineralen i högre grad är tillplattade i skiffrighetsriktningen. Ytterligare deformation har gett mylonit med färgbandning (Higgins 1971 s. 72). De mörkgrå och svarta partierna (Bild c) består av en submikroskopisk massa av klorit plus epidot, och i denna små nybildade kvartskorn. I denna matrix finns porfyroklaster av plagioklas. Det breda ljusa bandet mitt i bilden är troligen migmatitgranit. Bandet består av krossade plagioklas- och mikroklinkorn.

Intensiv kataklas av migmatitgranit och Revsundsgranit har gett proto- till ultrakataklasiter. I protokataklasiterna finns



a b c

Bild 40. Serien visar i olika grad deformerad ådergnejs.
a: Ådergnejs (1)
b: Plastiskt deformerad ådergnejs (43)
c: Mylonit (7784:847)
Fotograferade tunnslip, 3 gånger naturlig storlek.

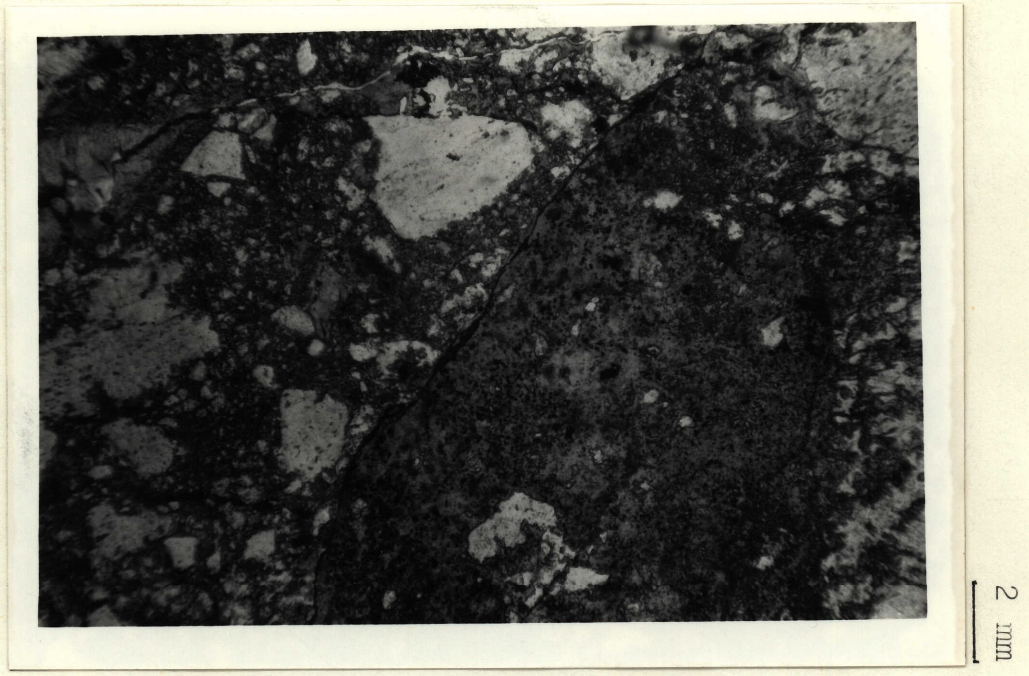


Bild 41. Mikrobild av kataklasit. Det mörkgrå, täta kilformiga partiet är troligen en pseudotachylitlik bildning. Prov 7784:863, 1 nic..

rikligt med plagioklasporfyroklaster och brottstycken av kataklastiskt deformerad granit. Matrix är likt mylonitens, men någon bandning kan ej observeras. Kataklasiter och ultrakataklasiter skiljer sig från protokataklasiterna endast i det att halten matrix ökar. Kvartskornen i matrix visar ofta perfekta kristallformer. Mikrosprickor fyllda med epidot, kvarts och gulbrun klorit kan observeras här och var. I kataklasiterna finns även täta partier som kan vara pseudotachylitlika bildningar (Bild 41 s. 70). Någon skillnad i textur eller mineralsammansättning mellan kataklasiter efter Revsundsgranit och migmatitgranit föreligger ej.

En smal kataklasitzon i Revsundsgranit, som makroskopiskt tedde sig som en protokataklasit visade sig i mikroskop, i mycket hög grad, vara omkristalliserad. Bergarten är även kvartsrik. Kvarts finns som stora zonerade eu- till subhedrala korn utan tryckeffekter. Även porfyroklaster av klorit med pseudomorfa biotitformer och euhedrala lawsonitkorn i dessa finns bevarade.

Kataklastisk Revsundsgranit

Kataklastisk Revsundsgranit är en ytterst säregen typ av omvandlad granit. Omvandlingen har snarare varit metasomatisk än kataklastisk, men eftersom den startat p.g.a. kataklastisk deformation har den ursprungligen för fältbruk lanserade termen bibehållits. I indelningen av förkastningsbergarter (Tabell 12 s. 66) hör denna hemma i nedre, högra hörnet där Sibson placerat ett frågetecken. Rutan har reserverats för bergarter i vilka om- och neokristallisation dominerar framom kataklas.

I häll kan man se att kataklastisk Revsundsgranit bildas på

minst fyra olika men relaterade sätt. I Bild 42 är dessa skisserade. I fall a. har en intensiv brecciering av Revsundsgranit ägt rum där två kataklasitzoner möts. Omvandlingen har i detta fall ej varit fullständig. I fall b. har fullständig omkristallisation ägt rum intill en kataklasitzon (Bild 39 s. 69). Detta bildningssätt är ej ovanligt men ger upphov endast till små linser av kataklastisk Revsundsgranit. Fall c. är av samma typ som b., men i detta fall finns flera parallella kataklasitzoner och omvandling har skett mellan dessa. I samband med denna typ finner man även rödfärgade varianter av Revsundsgranit. Denna variant av graniten är tydligen en lindrigare omvandlad kataklastisk granit. Skiss d. visar hur stora linser av kataklastisk Revsundsgranit bildas. Bildningssättet kan ej direkt observeras i fält men skissen visar undertecknads uppfattning. Följande händelseförlopp har antagits: I ett granitblock, mellan två kataklasitzoner med lika förkastningsriktningar, har rotation skett med påföljande sprickbildning. Efter detta skede har troligen trycket längs förkastningarna byggts upp ånyo. I och med detta har ett tryckminimum uppkommit, och i detta är permeabili-

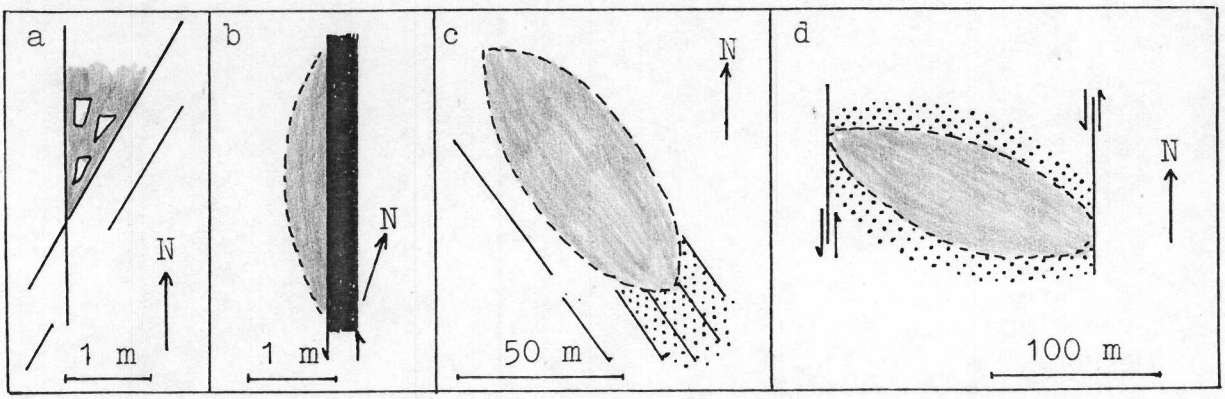


Bild 42. Bildserien visar sambandet mellan kataklastisk Revsundsgranit (grått) och kataklasitzoner (svart). Revsundsgranit (ofärgat) och röd Revsundsgranit (prickar).

teten hög tack vare de tidigare uppkomna sprickorna. Dessa kanske rentav hålls öppna p.g.a. trycket längs förkastningarna. Om- och neokristallisation äger rum i tryckminimet beroende på trycksänkningen och den ökade permeabiliteten samtidigt som mobila element strömmar till från sidorna, av samma orsaker. En metasomatisk omvandling i kombination med om- och neokristallisation äger följaktligen rum. Spektrometermätningar och analyser av Revsundsgranit och denna kataklastiska variant visar även en avsevärd ökning av bl.a. K och U i de senare (opubl. data.).

Makroskopiskt kan bergarten karakteriseras som en grovt porfyrartad bergart med tät, svart matrix. Strökornen utgörs av ljusgrå eller röd mikroklin, formen är rektangulär eller oregelbunden och kornen är $\leq$ 4 cm. I mikroskop finner man att matrix består av kvarts och mikroklin som poikilitiskt innesluter epidot och klorit (Bild 43). Plagioklas finns ej bevarad men har troligen funnits

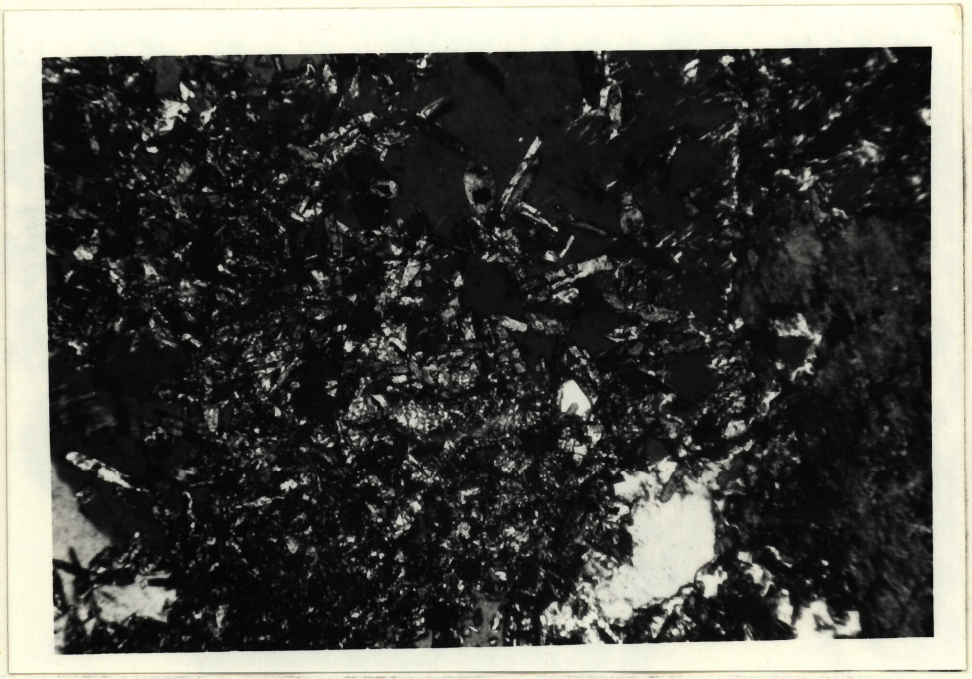


Bild 43. Kataklastisk Revsundsgranit. Epidotkristaller i kvarts. Prov 49, 2 nic..

där man nu endast finner täta aggregat av epidot. Klorit uppträder som radiella aggregat, och korngränserna mellan kvarts och mikroklin är suturerade. Kvartsen är vanligen helt fri från tryckeffekter, men även undulerande och polygoniserade korn förekommer. Mikroklinen saknar pertit men gallerstrukturen är väl utvecklad. Kalcitinneslutningar i mikroklin är rätt allmänna. Mikroklin och kvarts för rikligt med ytterst små inneslutningar. Troligen är det dessa som ger den röda färgen i mikroklin. Att bergarten ej kataklaserats hårt understryks av att porfyroklaster av klorit och titanit med inneslutningar av apatit finns bevarade.

Mineralfördelningen är angiven i Tabell 11 s. 64 och Bild 35 s. 65 visar omvandlingstrenden från Revsundsgranit till kataklastisk Revsundsgranit.

Om man utgår från att Sibsons modell (Bild 44) gäller torde kataklasen ha skett på c. 10 km djup, emedan såväl mylonit som kataklasiter bildats. Deformationen har ägt rum efter att de nämnda gångbergarterna intruderat och innan diabaserna i området intruderat. Diabaserna är troligen jotniska (Gavelin 1955 s. 63).

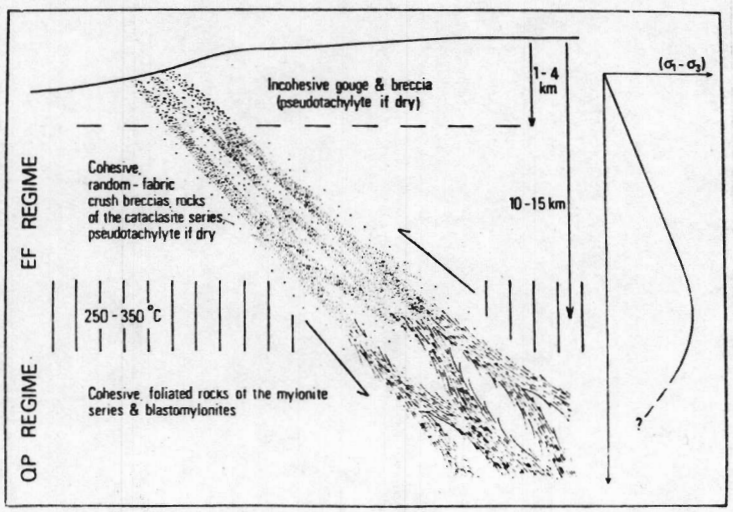


Bild 44. Sibsons modell (Sibson 1977 Fig. 8 s. 208).

Det är ej möjligt att på grundval av denna undersökning närmare ange tidpunkten för det skedda.

DISKUSSION

Gavelins (1955 s. 37 och 47..) beskrivning av migmatitbildande Revsundsgranit överenstämmer i mångt och mycket med migmatitgraniten i det undersökta området. Denna undersökning har dock gett vid handen att migmatitgraniten ej är en Revsundsgranit utan en synorogen granit, som varit med om minst två veckningar. I samband med den tidigare veckningen utvecklades en skiffrighet, som veckats i samband med den senare veckningen. I samband med denna ägde även remobilisation av migmatiten rum. Det bör även påpekas att någon form av granitisation av sidoberget ej skett varken vid intrusion av migmatit- eller Revsundsgranit. Migmatitgraniten har klart intrusiv karaktär mot ådergnejsen och har sannolikt bildats p.g.a. anatexis. De mörka, biotitrika fragmenten i raftmigmatit kan mycket väl vara restiter, som uppkommit i samband med denna process.

I Storumanområdet finns förutom grovt porfyrisk Revsundsgranit även relativt jämnkorniga, vanligen medelkorniga och m.e.m. skiffriga graniter (Bild 1 s. 5). Av dessa finns två typer; en biotit- och en tvåglimmergranit. Dessa har klassats som kontaktvarianter av den grovt porfyriska Revsundsgraniten. De företer dock många makroskopiska likheter med migmatitgraniten varför en närmare undersökning vore av nöden.

Den grovt porfyriska Revsundsgraniten är postorgen och har skarpa kontakter mot omgivande bergarter. Intressant är att man även i Revsundsgranit finner mafiska schlieren av samma typ som

observerats i andra postorogena graniter. I Stenseleområdet har mafiska schlieren även observerats i ett annat Revsundsgranitmassiv, i Grundfors c. 30 km SE om sjön Storuman.

Harry och Emeleus (1960) fann att mineralen i schlieren är identiska med dem i omgivande granit. Troligen var det just denna observation som föranledde dem att utesluta allt samband mellan schlierenbildning och xenoliter. Undertecknad anser däremot att ett samband föreligger. Assimilation av xenoliter ger förutom anrikning av mafiska mineral, som med enstaka undantag är identiska med dem i omgivande granit, även en miljö med sänkt viskositet, vilket är en av förutsättningarna för schlierenbildning. Att schlieren, som i grund och botten är flytstrukturer bildats i samband med lokala viskositetsänkningar framgår av det faktum att den omgivande graniten alltid är massformig.

Vid en jämförelse av kataklastiskt deformerade varianter av olika bergarter finner man att ådergnejs reagerat distinkt avvikande från övriga bergarter, vilket beror på strukturella skillnader. Migmatit- och Revsundsgranit har i stort reagerat lika, men den sistnämnda synes deformeras lättare och omkristalliserar i högre grad. Att så är fallet beror kanske enbart på skillnaden i kornstorlek. Kataklas av Revsundsgranit har indirekt gett upphov till sk. kataklastisk Revsundsgranit, som visat sig var en metasomatisk omvandlingsprodukt.

LITTERARATURFÖRTECKNING

Adamek, P. M. och Wilson, M. R. (1977) Recognition of a new uranium province from the Precambrian of Sweden. S. 199...215 ur Recognition and evaluation of uraniferous areas. International Atomic Energy Agency, Vienna.

Anderson, E. M. (1951) The dynamics of faulting. Oliver & Boyd, Edinburgh. 206 s.

Augustithis, S. S. (1973) Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier, Amsterdam. 378 s.

Bowen, N. L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton, London. 334 s.

Byerley, G. R. och Vogel, T. A. (1973) Grain boundary processes and development of metamorphic plagioklas. Lithos 6, 183...202.

Didier, J. (1973) Granites and their enclaves. Elsevier, Amsterdam. 393 s.

Ehlers, C. (1974) Layering in rapakivi granite, SW Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 46, 145...149.

Emeleus, C. H. (1963) Structural and petrographic observations on layered granites from southern Greenland. Min. Soc. Am., Special Paper 1, 22...29.

Gavelin, S. (1955) Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. SGU, Ca 37, 1...99.

Goldsmith, J. R. och Laves, F. (1954) The microcline-sanidine stability relations. Geochim. Cosmochim. Acta 5, 8, 1...19.

Gorbatschev, R. (1972) The X-ray obliquity of potassic feldspar in the granites of Jämtland, northern central Sweden. GFF 94, 213...229.

Harry, W. T. och Emeleus, C. H. (1960) Mineral layering in some granite intrusions of SW Greenland. Int. Congr. Norden XIV,

172...181.

Higgins, M. W. (1971) Cataclastic rocks. Geol. Survey Prof. Paper 687. 97 s.

Hålenius, U. (1978) Delrapport över berggrundskartering och gamma-spektrometriska markmätningar på kartbladet 23 H Stensele NV. 16 s. Opublicerad intern rapport. SGU.

Krumbein, W. C. och Sloss, L. L. (1951) Stratigraphy and sedimentation. Freeman, San Fransisco. 497 s.

Lindén, A. H. och Åkerblom, G. (1976) Method of detecting small or indistinct radioactive sources by airborne gamma-ray spectrometry. S. 113...120 ur Geology, mining and extractive processing of uranium. Institution of Mining and Metallurgy.

Lindroos, H. (1968) Geologin inom Stenselefältet, Västerbotten. 35 s. Opublicerad pro gradu-avhandling. Åbo Akademi.

-"- (1970) The geology of the Stensele area, Västerbotten county, Sweden. 37 s. Opublicerad lic. avhandling. Stockholms Universitet.

Lundqvist, T. (1973) Potash feldspar megacrysts of a granite at Skagsudde, central Sweden.

Mehnert, K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam. 393 s.

Nockolds, S. R. (1932) The contaminated granite of Bibette Head, Alderney. Geol. Mag. 69, 433...452.

-"- (1933) Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. J. Geol. 41, 561...589.

Persson, L. (1978) The Revsund-Sörvik granites in the western parts of the province of Ångermanland central Sweden. SGU, C 741. 59 s.

Phillips, E. R. (1974) Myrmekite-one hundred years later. Lithos 7, 181...194.

Phillips, E. R. och Rickwood, P. C. (1975) The biotite-prehnite association. Lithos 8, 273...281.

Pitcher, W. S. och Berger, A.R. (1972) The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing. John Wiley & Sons, Inc., New York. 435 s.

Rickard, D. T. och Zweifel, H. (1975) Genesis of the Precambrian sulphide ores, Skellefte district, Sweden. Econ. Geol. 70, 255...274.

Savolahti, A. (1962) The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. Bull. Comm. géol. Finlande 204, 33...111.

Shelley, D. (1975) Manual of optical mineralogy. Elsevier, Amsterdam. 239 s.

Sibson, R. H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. London 133, 191...213.

Spry, A. (1969) Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford. 350 s.

Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci. Rev. 12, 1...33.

Svensson, U. (1970) Geochemical investigation of the principal pre-Cambrian rocks of the Västerbotten county, Sweden. SGU, C 652. 73 s.

Vernon, R. H. (1979) Formation of late sillimanit by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses. Lithos 12, 143...152.

Welin, E. (1970) Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige - en preliminär diskussion. GFF 92, 433...451.

Wyllie, P. J., Cox, K. G. och Biggar, G. M. (1962) The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. Petrol. 3, 238...243.

Umeälvens fåra
kartblad 23 H 4-3 b

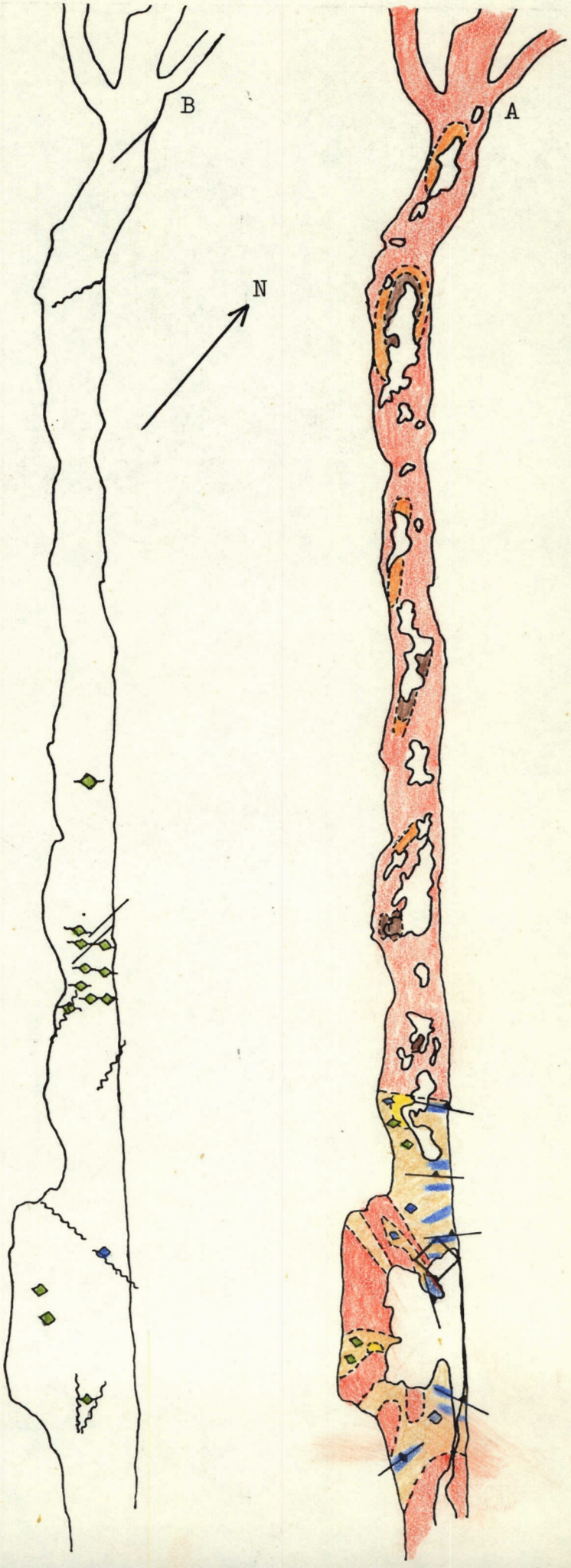
A: Berggrundskarta

B: Schlieren och fragment i Revsundsgranit

0 500 1000 m

1:20000

- Ådergnejs
- Migmatitgranit
- Remobiliserad migmatit
- Revsundsgranit
- Röd -"-
- Kataklastisk -"-
- Fragment
- Fragmentsvärm
- Riktade fragment
- Schlieren
- Skiffrighet
- Bilaga 3



Umeälvens fåra
kartblad 23 H 4-3 b

A: Gångbergarter

B: Sprickor och
kataklasitzoner

0 500 1000 m

1:20000

Pegmatit, äldre än Revsundsgranit

Granodiorit

Mikrogranit

Porfyrisk alkali-granit

Sekretionspegmatit

Aplitgranit

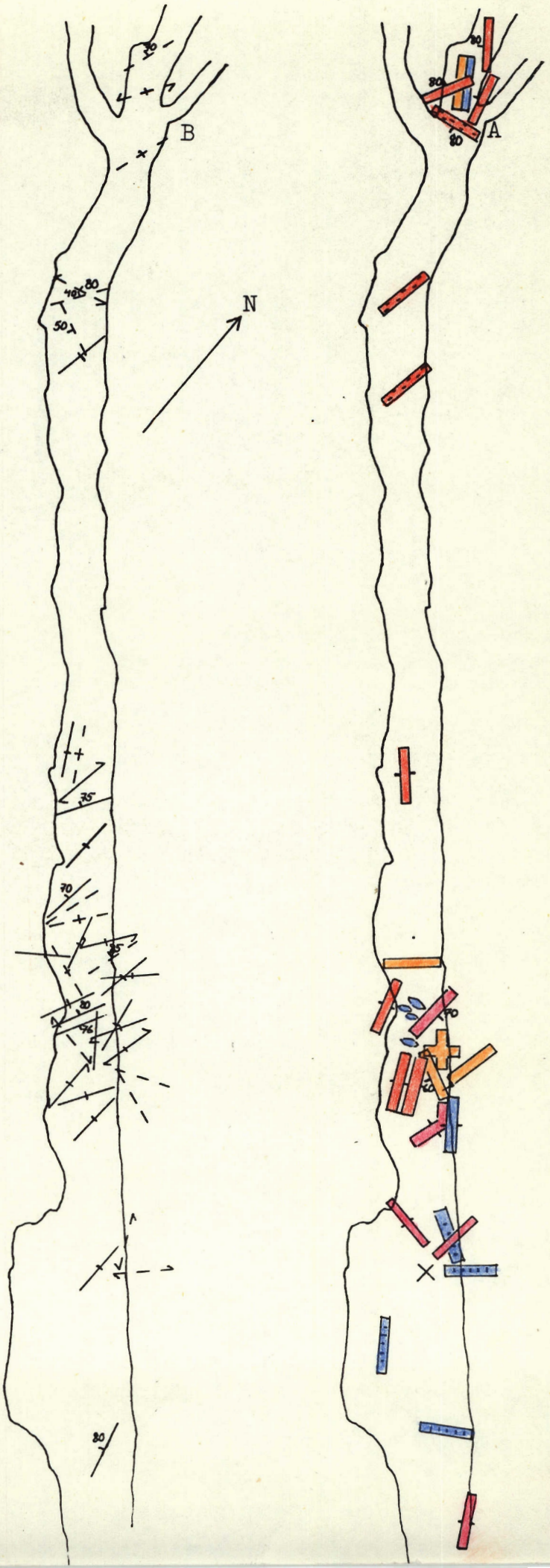
Aplit

Pegmatit

Flack gång

Kataklasitzon

Spricka
högerhandsförkastning



DETALJSKISS ÖVER MIGMATITOMRÅDET

Läge insatt på Bilaga 1



0 10 20 m

- Ådergnejs
- Metadiorit
- Migmatitgranit
- Pegmatit
- Revsundsgranit
- Granodioritgång
- Porfyrisk alkaligranit
- Fragment
- Block
- Prov taget
- Kataklasit
- Spricka
- Kontaktens strykning och stupning
- Flack kontakt
- Skiffrighet
- Schlieren