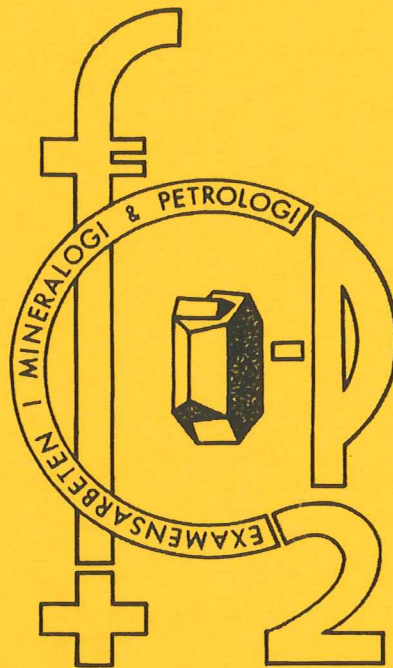


# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

## Mineralogi och petrologi

---



**En petrografisk och geokemisk undersökning av  
inneslutningar i Nordingrågraniten**

**Thomas Mårtensson**

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600503634

---

Lund 1997

Examensarbete, 20 p  
Geologiska Institutionen, Lunds Universitet

Nr 87

## Abstract

Fine grained inclusions in the 1578 Ma Nordingrå rapakivi massif have been studied with respect to petrography, geochemistry and zircon age in order to see whether they belong to the same intrusion event as the granite, and whether they are different in mineral compositions or geochemical characteristics compared to the host granite. Such differences could indicate that fractionation processes have played an important role in the evolution of the Nordingrå magma or that another magma with a composition different from the granite has intruded the surrounding rocks. The Nordingrå massif is in all evidence anorogenic, in relation to the Svecofennian orogeny. It is bimodal and consists of leucogabbro, anorthosite, gabbro and granite which have intruded rocks (metagreywackes and I-type granites) of Svecofennian age (> 1.95- 1.8 Ga).

The inclusions are brownish red and fine grained (often very fine grained). All of them, except for the most fine grained varieties, contain some larger phenocrysts of potash feldspar and quartz.

The granites at the two localities differ slightly from each other in their chemical composition. The first granite contains less silica, slightly more plagioclase and has more pyroxene among its mafic minerals than the granite at the second locality, which contains more amphibole and less pyroxene. These relations between the granites are also mirrored in the inclusions. However, the inclusions have different compositions compared to the granites at each locality; they all have higher contents of  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , MgO,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and lower contents of  $\text{SiO}_2$  compared with the granites.

One of the hypotheses discussed in the paper is that a heterogenous quartz-syenitic magma could have been derived from different amounts of partial melting of an Archean rock in the lower crust. This is indicated by significantly lower, but also more varying,  $\epsilon_{\text{Nd}}$ - values in analysed inclusions than samples from the granite. However, difficulties in separating pure material from the inclusions makes the chemical analyses a little bit unsure.

Two analysed zircons from the inclusions and one from the granite all result in an age of 1578 Ma, the same age as obtained from a previous U/Pb- dating (Welin and Lundqvist 1984). The intrusion age of the massif thus seems to be verified.

## Examensarbetets mål

Avsikten med detta arbete har varit att petrografiskt och geokemiskt beskriva finkorniga inneslutningar belägna i den anorogena Nordingrågraniten, för att om möjligt kunna bidra med information om granitens utveckling i övre jordskorpan. Inneslutningarna har zirkondaterats med kobermetoden för att se om de ger samma ålder som graniten. Sm/ Nd-analyser ("whole rock") har utförts för att jämföra  $\epsilon_{Nd}$ -värdena med dem i graniten och i den omkringliggande gabbbron och som graniten intruderat.

Huvud- och spårelementanalyser har gjorts för att se om inneslutningarna, vilka förmodligen representerar mycket tidiga kristalliserat av granitmagman, skiljer sig kemiskt från graniten. En sådan skillnad kan ge indikationer på att fraktioneringsprocesser har haft en stor roll i Nordingråmagmans utveckling.

## 1. Rapakivgraniter

### 1.1 Allmänna fakta

Rapakivgraniter och associerade bergarter finns på alla kontinenter i världen. De flesta massiven är proterozoiska (huvudsakligen 1.75 till 1.0 Ga), men även arkeiska (2.8 Ga), senproterozoiska (0.57 till 0.59 Ga) och fanerozoiska (0.05 till 0.4 Ga) massiv existerar. I sydöstra delen av den baltiska skölden och längs den västra sidan av den ryska plattformen förekommer ett flertal proterozoiska rapakivkomplex. Deras ålder varierar mellan 1.77 Ga i Ukraina (Korosten- och Korsun-Novomirgorodkomplexen) till 1.54 Ga i sydvästra Finland (Laitilamassivet) och Ryssland (Salmimassivet). Typiskt för de finska och ryska rapakivkomplexen är den stora andelen av kiselrika bergarter. Komplex i Ukraina och i Sverige består emellertid dessutom av avsevärda andelar basiska bergarter (Rämö och Haapala 1995).

I Nordamerika och Grönland förekommer rapakivbergarter längs en nästan linjär zon från södra Grönland, genom Labrador ner till södra Kalifornien. Monzoniter med rapakivtextur och associerade noriter från södra Grönland är 1.74 till 1.76 Ga gamla. I centrala Labrador ligger åldern på granit/anortositkomplexen mellan 1.29 och 1.46 Ga. Rapakiviliknande bergarter väster om Hudson Bay i centrala Kanada ger en ålder på 1.76 Ga (Loveridge et al., 1987; Windley 1993). Dessa bergarter är emellertid inte geokemiskt undersökta i detalj.

Geokemiskt är rapakivgraniterna metaluminösa till lätt peraluminösa. De karaktäriseras av högre halter av Fe/Mg, F, K, Zn, Ga, Rb, Zr, Hf, Th, U och REE (utom Eu), och lägre halter av Ca, Mg, Al, P och Sr än vad graniter i allmänhet har. I olika diskrimineringsdiagram plottar de som A-graniter och "within plate"-graniter.

Fe/ (Fe+Mg)-förhållandet i rapakivgraniter är vanligen extremt hög (ofta > 0.90, ibland nästan 1).

### 1.2. De finska rapakivmassiven

De finska massiven med rapakivbergarter utgör fyra stora massiv (Wiborg, Laitila, Vehmaa och Åland) och ett antal mindre massiv och stockar. De intruderar alla svekofennisk skorpa som har en ålder av 1.9 till 1.87 Ga. Denna skorpa består huvudsakligen av tidigsvekofenniska metasediment samt tholeiitiska och kalkalkalina vulkaniter och plutoniska bergarter. Dessa har intruderats av sensvekofenniska S-graniter med en ålder på ungefär 1.83 Ga. Nuvarande erosionsnivå verkar representera övre delen av rapakiviintrusionerna (Rämö och Haapala

1995). Mafiska och felsiska vulkaniter av rapakiviålder (delvis samman-minglade) finns på ön Suursaari i Wiborgbatolitens södra ände och i takrester i nordöstra delen av batoliten (Vorma 1975). Enligt Vorma utgjorde förmodligen vulkaniska och subvulkaniska bergarter av rapakiviålder det mesta av taket hos Wiborgbatoliten. Dessutom är ofta subvulkaniska kvartsfältspatsporfyrrer såväl som svärmar med tholeiitiska diabasgångar (Laitakari, 1969; Ehlers och Ehlers, 1977; Rämö, 1991) knutna till massiven.

Enligt geofysiska data är rapakivibatoliterna subhorisontella skivliknande kroppar (laccoliter) med en största tjocklek på ungefär 10 kilometer (Laurén, 1970; Korja och Elo, 1990; Haapala och Rämö, 1992). Cirkulära strukturer, synliga på topografiska kartor och flygfoton (Bergman, 1986) kan vara relaterade till kalderakollapser.

Bergartstyperna i de finska rapakiviplutonerna sträcker sig från hornbländegräniter med subsolvuskaraktär till leucocratiska, topasförande, mikroklin-albitgraniter. Kvartsfattiga bergarter som syenit och monzonit är sällsynta. Granittyperna som anses tillhöra tidig- och huvudintrusivfaserna innehåller oftast hornblände (hastingsit, hastingsitiskt hornblände), järnrik biotit, fayalit och ibland också ferroaugit, ortoferrosilit och pigeonit som mafiska mineral.

En mindre grupp med biotitgraniter förekommer. Alkalifältspaten är en mikropertitisk ortoklas i de mest mafiska graniterna, och utvecklas mot ökande ordning, högre avblandningsgrad och minskande kaliumhalt allteftersom bergarterna blir mer kiselrika (Vorma, 1971; Haapala 1977). Alkalifältspat är det mest förekommande mineralet (runt 50 %) och uppträder vanligtvis som euhedra till subhedra kristaller. Subsolvusgraniter är ovanliga; endast i ett par hornbländegräniter förekommer plagioklas rikligt som fria euhedra kristaller med välutbildade ytor gentemot alkalifältspaterna (Wahl, 1925; Vorm, 1971; Haapala, 1977). Plagioklasen är vanligen oligoklas till andesin.

Vanligtvis förekommer de mafiska silikaten i mellanrummen mellan tidigkristalliserad kalifältspat, plagioklas och kvarts. Accessoriska mineral i tidig- och huvudintrusiven innefattar flusspat, zirkon, apatit, ilmenit, magnetit, anatas och allanit (monazit i biotitgraniter). Mantlade oovider av kalifältspat är vanliga i de större plutonerna, medan de är sällsynta eller saknas i de mindre (Rämö och Haapala 1995 och referenser däri).

Skarpa intrusiva kontakter visar att de yngsta faserna hos de finska rapakivigraniterna är felsiska, porfyritiska eller jämnkorniga mikroklin-albitgraniter som ofta innehåller topas och/eller är associerade med mineraliseringar (Sn, Be, W, Zn, Pb) av greisentyp (Haapala 1977, 1985, 1995; Edén 1991). Huvudmineralen i dessa graniter är kvarts, mikroklinpertit, albit och mörk glimmer (siderofyllit eller fluorrik siderofyllit). Karaktäristiska accessoriska mineral är fluorit, monazit, bastnaesit (ceriumfosfat vilket också innehåller kol), ilmenit, cassiterit, columbit och thorit. Zirkon, apatit och magnetit är sällsynta. Miarolitiska hålrum är vanliga i dessa sena graniter.

### 1.3. Svenska rapakivimassiv

De svenska rapakivimassiven är belägna i den botteniska bassängen, vilket är ett område som består av >1.95-1.87 Ga gamla metasediment (främst gråvackor och argilliter) med inlagrade framförallt mafiska vulkaniter. Dessa metagråvackor intruderades av huvudsakligen 1.89-1.87 Ga tidigsvekofenniska plutoniska bergarter (tonalit, granodiorit med mindre mängder gabbro, delvis ultramafisk, diorit och granit), varefter hela området veckades och metamorfoserades till medelhög eller hög grad under den svekofenniska orogenesen runt 1.84-1.80 Ga. Metamorfosen var av lågtryckstyp, och avsevärda mängder migmatit bildades. Senorogena graniter med relaterade pegmatiter, med en ålder mellan 1.82 och 1.80 Ga, intruderade därefter

området. Stora volymer av granit med I- till A-signatur (Revsundsgraniten) intruderade något senare (1.80-1.78 Ga) i de västra och norra delarna.

De två största komplexen med rapakivibergarter i Sverige är Nordingrå- och Ragundamassiven. Båda dessa massiv innehåller avsevärda mängder gabbro. Inga av de båda massiven uppvisar mantlade oovider, såsom i Wiborgmassivet; istället är kalifältspatfenokristerna oftast subhedrala till anhedrala med viss förekomst av albitmantling.

### 1.3.1 Ragundamassivet

De felsiska bergarterna i Ragundamassivet består av amfibol-biotitgranit och ren biotitgranit (Kornfält 1976; Persson submit.). Amfibol-biotitgraniten kan delas upp i en A-typ och en B-typ (Persson submit.); A-typen innehåller antingen fayalit eller nedbrytningsprodukter efter fayalit. Plagioklas förekommer nästan uteslutande som pertit (hypersolvuskaraktär). B-typen innehåller ingen fayalit eller sekundära mineral efter olivin; plagioklas förekommer som en egen fas. I de mest primitiva varianterna är kvartshalten markant lägre än i A-typen.

Ragundakomplexet skärs av ett antal mafiska och felsiska gångar. Majoriteten av de felsiska gångarna är kvarts- fältspatporfyrier. Endast ett par aplitiska gångar har observerats i graniten. Inga pegmatitgångar har upptäckts i komplexet.

Ragundamassivet innehåller dessutom syenit och kvartssyenit. Syeniten består av små mängder kvarts (i vissa prov mindre än 1%), pertitisk ortoklas, mycket små mängder plagioklas, klinopyroxen (ferroaugit), amfibol och fayalit.

Enligt Persson (1996) visar geokemiska analyser som utförts på graniten och syeniten att den senare inte är en bergart som bildats genom mixing-processer mellan granit- och gabbromagma. Kornfält (1976) föreslog att syeniten och biotitgraniten i Ragundakomplexet representerar två separata intrusionspulser, där den syenitiska magman utvecklades till hornbländegranit och slutligen till peralkalina residualsältor, medan biotitgraniten associerades med de sena kvartsporfyrgångarna. Det är omöjligt att från fältrelationer bestämma om syeniten har bildats genom ansamling av tidiga fältspatskristaller i en mer SiO<sub>2</sub>-rik magma eller härrör från en magma med samma sammansättning som den kristalliserade bergarten. Om blandning hade ägt rum skulle syeniten plotta på en rät linje mellan granit och gabbro i element- elementdiagram. Detta är inte fallet; syeniten har för höga halter av TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba och Eu och för låga halter av MgO, CaO och Sr för att kunna förklaras med blandning. Det finns emellertid hybridbergarter i massivet, och de plottar på räta linjer i element- elementdiagram. Dessa hybridbergarter är mycket lokala och uppkommer i kontakten mellan granit och gabbro i ett "net-veining"- mönster.

På en flygmagnetisk karta över området framträder Ragundamassivet som en klar magnetisk anomali (Persson 1996). Tre olika intrusionsområden kan separeras: det västra, det centrala och det östra området. Det västra komplexet består av mer eller mindre cirkulära intrusioner av gabbro, syenit och granit vilka succesivt skär över varandra och blir yngre från väst mot öst. Det verkar som om det centrala komplexet består av granitkroppar vilka intruderat i varandra utan att bilda någon linjär trend (Persson 1996).

Geokemiskt har graniterna i Ragundakomplexet höga halter av SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, F, Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U, Zn och REE (utom Eu) såväl som höga K/Na- kvoter och höga Fe/(Fe+Mg)- och Ga/Al- kvoter samt låga halter av CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> och Sr. Syeniterna skiljer sig från graniterna förutom sin lägre SiO<sub>2</sub>- halt genom att ha högre halter av Al, Na, Ti, P, Mn och Fe. Spårelementen F, Rb, Th och Hf är lägre och Ba, Sc och Eu högre än i graniterna. En distinkt

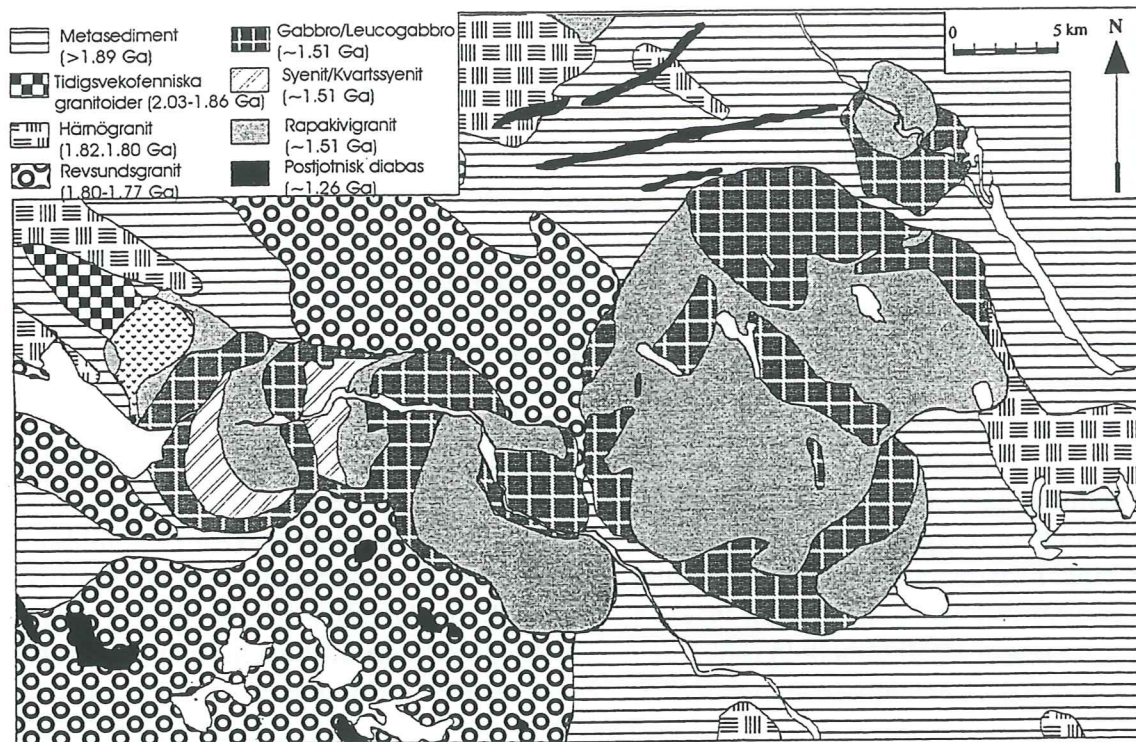


Fig. 1: Berggrundsgeologisk karta över Ragundamassivet (förenklad efter Persson 1996).

skillnad från graniterna är att syeniterna har en utpräglad positiv Eu- anomali. Kvartssyeniterna har endast en svagt positiv Eu- anomali eller saknar anomali.

De geokemiska trenderna visar att syeniten inte är en hybridbergart, bildad genom blandprocesser mellan basiska och sura magmor (Persson 1996).

De gabbroida bergarterna har  $\text{SiO}_2$ -halter mellan 50.4% och 54.9%. Magnesiumtalet ( $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$ ) varierar mellan 0.62 och 0.66 hos gabbron och mellan 0.62 och 0.66 hos leucogabbron. CaO- halten i gabbron varierar mellan 7.36% och 8.86%, och mellan 10.27% och 11.03% i leucogabbron. Kaliumhalten är hög i båda bergarterna (i medeltal 1.62 % hos gabbro och 0.96 % hos leucogabbro). Kondritnormaliserade mönster hos de sällsynta jordartsmetallerna (REE) för gabbron visar en lätt anrikning av lätta sällsynta jordartsmetaller (LREE). De uppvisar ingen Eu- anomali, vilket leucogabbron gör (positiv).  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ -kvoten varierar mellan 7.01 och 15 i gabbron och mellan 7.01 och 9.28 i leucogabbron (Persson 1996).

### 1.3.2. Rödömassivet

Ett mindre massiv med rapakivgranit finns på Rödön utanför Sundsvall. Graniten är röd, porfyritisk och har stora (upp till 3 cm) ovoidala kalifältspatmegakrister samt rundade (upp till 1 cm) kvartskorn (Andersson 1996). Det förekommer både mantlade och omantlade megakrister, men mantlade korn är vanligast. Förekomsten av dessa mantlade ovoidala korn gör att graniten klassificeras som wiborgit enligt finsk terminologi (Vorma 1976), den enda i Sverige. Kalifältspat och kvarts dominerar även mellanmassan, och kalifältspat förekommer således i två generationer. Graniten är miarolitisk, och hålrummen innehåller fältspat, kvarts,

kalцит och emellanåt flusspat (Andersson 1996). Storleken på hålrummen varierar och är upp till cirka 15 cm i diameter.

På nuvarande erosionsnivå finns det inga gabbroida bergarter i Rödömassivet. Graniten och omkringliggande metasediment skärs emellertid av ett mycket stort antal gånger (> 100 st). Dessa gånger kan delas upp i tre huvudkategorier; i) kvarts- fältspatporfyrier, vilka innehåller fenokrister av kvarts, kalifältspat och mer sällan plagioklas, ii) diabaser, vilka är mer eller mindre kontaminerade av felsiskt material, vanligen kvarts och fältspatsfenokrister och iii) hybridporfyrier, vilka är blandningar av de två ovannämnda gångtyperna i olika proportioner (Andersson 1996). Förutom dessa gånger skärs graniten även av ett antal aplitiska gånger, vilka varierar i tjocklek mellan ett par centimeter till ungefär två decimeter. Dessutom finns det kuddlika inneslutningar av porfyrganit. Dessa har ett mer grovkornigt matrix än kvarts- fältspatporfyrierna, men innehåller samma typ av megakrister.

I De la Roche:s klassificeringsdiagram (De la Roche 1980) plottar graniten som syeno- eller monzogranit. Det finns en monzonitisk trend, likartad den som förekommer hos rapakivigraniterna på Åland. Inga peralkalina bergarter finns i Rödösviten, men graniten är metaluminös till svagt peraluminös (Andersson 1996). Spårelementsdiagram indikerar en anorogen karaktär hos graniten. Vissa av kvarts- fältspatporfyrierna har emellertid lägre halter av Ce (LREE) och Zr, vilket gör att dessa plottar i fältet för orogena graniter. I Pearce's tektoniska diagram med Rb mot Nb+Y (Pearce et al. 1984) plottar de flesta kvarts- fältspatporfyrierna i "within plate"- fältet, medan de flesta graniterna plottar i "volcanic arc"- fältet (Andersson 1996).

Rödödiabaserna uppvisar en relativt distinkt kemisk karaktär vad gäller spårelementsdiagrammen. Enligt Pearce's och Cann's klassificeringsdiagram (Pearce et al., Cann) är de "within plate"- basalter med anomalt hög halt av Zr. Det senare anses vara en effekt av kontamination från rapakivimagmorna. Graniten, porfyrganiten och de flesta kvarts- fältspatporfyrierna uppvisar typisk rapakivikemi med låga halter av t. ex MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> och Sr, men höga halter av K<sub>2</sub>O (vanligtvis mellan 5 och 6 %), Rb, F, Ga, Zr, Hf, Th, U och REE. FeO\*/(FeO\*+MgO)- kvoten är hög (> 0.85), vilket är typiskt för rapakivigraniter. En del av kvarts- fältspatporfyrierna har emellertid en lägre kvot (ned till 0.69). Diabaserna har vanligtvis låga halter av TiO<sub>2</sub>, Cr, V, Ni, och Sc och höga halter av NaO, K<sub>2</sub>O, Ba, Cs och Eu. De har en FeO\*/(FeO\*+MgO)-kvot mellan 0.6 och 0.7, men vissa prover uppvisar högre värden (upp till 0.93).

Vad gäller spårelement är graniterna anrikade på LREE, med en distinkt negativ Eu-anomali. Flertalet av kvarts- fältspatporfyrierna har nästan likadana spårelementmönster som graniten; de är något mindre anrikade i LREE. En liten grupp uppvisar stora skillnader gentemot graniterna, och har starkt negativa Eu-anomalier samt är anrikade på HREE i stället för LREE. Apliterna uppvisar flacka REE-mönster med distinkta negativa Eu-anomalier. Flertalet av diabaserna är anrikade på LREE utan någon Eu-anomali. Deras REE-mönster är något flackare än granitens (Andersson 1996).

Den geokemiska spridningen i de kiselrika bergarterna i Rödömassivet visar att fraktionering har ägt rum i de kiselrika magmorna (Andersson 1996). Denna fraktionering är delvis likartad med "klassiska" trender i rapakivimassiv med bland annat ökande Na<sub>2</sub>O och Na/K -kvot (särskilt i apliterna). De spårelement som uppför sig mest inkompatibelt med höga halter i vissa prover är Cs, Rb, Nb, Ga, Y, Pb, U, Th, Li, Be, F och HREE. Kompatibla element är förutom de "mafiska" elementen också P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Zr, LREE, MREE, Eu och till viss grad också F, Y, Be och Li. Vissa av kvarts- fältspatporfyrierna och apliterna är extremt differentierade med mycket höga halter av de inkompatibla elementen, vilket innebär att inga

mineral med höga fördelningskoefficienter för dessa element har kristalliserat och sedan fraktionerats, t.ex. biotit (Rb,Cs), columbit (Nb, Ta) och xenotim (HREE).

Plagioklas, kalifältspat och kvarts verkar vara de huvudsakliga fraktionerade mineralen, eftersom de förekommer rikligt som fenokrister i gångarna. Amfibol, och kanske klinopyroxen, kan ha fraktionerats i mindre mängder, men har antagligen inte ingått som ett viktigt fraktioneringsmineral på grund av de höga halterna av Y och HREE i de mest utvecklade graniterna (Andersson 1996).

### 1.3.3. Strömsbromassivet

Ytterligare ett mindre massiv med rapakivgranit finns i Strömsbro (Högbom 1893, Andersson 1996). Massivets södra del begränsas av en förkastningssänka (graben) fylld med jotnisk sandsten, Gävlesänkan. Denna sänka har intruderats av postjotniska gångar och lagergångar. Graniten innehåller megakrister av starkt pertitisk kalifältspat. Dessa är ofta utsträckta och rundade, ofta med oregelbunden form. De är aldrig mantlade med albit. Med avseende på texturen klassificeras bergarten enligt finsk rapakivterminologi som ett mellanting mellan pyterlit (wiborgit med omantlade kalifältspatoovider) och porfyritisk rapakivgranit. Graniten liknar mest Nordingrå- och Ragundavarianterna, men är något mer porfyrisk. Större kvartskorn (< 0.5 cm) är emellanåt halvt avrundade. I vissa varianter uppvisar kalifältspaten mikroklintvillingar, i andra inte. Grundmassan är vanligtvis jämnkornig och innehåller kvarts, kalifältspat, plagioklas och klorit. I små mängder finns granofyrisk sammanvuxen kvarts och kalifältspat. Kalifältspaten är starkt pigmenterad och brun i tunnslip. Klorit som pseudomorfer efter framförallt biotit, utgör det enda mafiska mineralet (Andersson 1996).

Geokemiskt är Strömsbrograniten metaluminös och plottar som monzo- och syenogranit i De la Roche:s diagram (De la Roche et al. 1980). Den uppvisar också typisk A- och "within plate"- signatur i många spårelementsdiagram (Whalen et al. 1987; Pearce et al. 1984). I dessa diagram ser Strömsbrograniten ut att mest likna Rödöbergarterna. I spiderdiagram har Strömsbrograniten samma trender som andra fennoskandiska rapakivgraniter. Den skiljer sig emellertid genom att ha lägre halter av Ce och Li, och högre halter av Th, U och HREE jämfört med andra svenska rapakivmassiv (Andersson 1996).

De högre halterna av HREE utesluter granat och zirkon som residualfaser efter uppsmältning av Strömsbromagman, antagligen också klinopyroxen (Andersson 1996). Att plagioklas lämnats kvar som en residualfas indikeras av de utpräglade Eu- anomalier i proven. De mest utvecklade granitvarianterna i Strömsbromassivet är lätt anrikade på alla REE (utom Eu) relativt de andra graniterna, vilket indikerar att inga REE- kompatibla faser, såsom zirkon, apatit och klinopyroxen, har separerats under denna utveckling (Andersson 1996).

Zirkoner ifrån Strömsbrograniten ger en diskordia som har en övre interceptålder på 1500 +/- 19 Ma. Den undre interceptåldern är 239 +/- 88 Ma, och kan inte ges någon geologiskt acceptabel förklaring (Andersson 1997).

### 1.4. Uppkomsten av mantlad kalifältspat

Nordingrågraniten uppvisar inga ovoidala kalifältspater och nästan aldrig albitmantlade kalifältspater. Uppkomsten av denna mantling är kontroversiell. Wiborgmassivet innehåller delvis graniter (wiborgit) med stora ovoidala kalifältspatkorn. Många kalifältspatkorn är helt mantlade med plagioklas (albit till oligoklas), men vissa är omantlade eller endast delvis



mantlade. Det förekommer även graniter där ovoidala kalifältspatskorn omantlade av plagioklas dominerar (pyterlit). Opaka mineral inuti kalifältspatooviderna verkar emellanåt definiera en gammal korngräns, även denna elliptisk i formen. Utanför korngränsen finns endast kalifältspat, vilken sedan är mer eller mindre mantlad med plagioklas. En hel del mellanstore oovider har knappt några inneslutningar av opaka mineral alls. Kalifältspater vilka har en perfekt ovoidal form förekommer men i liten utsträckning i förhållande till andra former. Oftast är kalifältspaterna halvovidala med oregelbundna kanter gentemot manteln.

Enligt Nekvasil (1993) kan plagioklasmantling uppstå i vissa typer av granitiska magmor där kalifältspat kristalliserar tidigt genom att trycket i magman faller samtidigt som temperaturen är mer eller mindre konstant. I sådana fall överskrider stabilitetsfältet för kalifältspat och kvarts, vilka löses upp samtidigt som plagioklas kristalliserar. Ett annat sätt att förklara mantlingen är att den uppstått genom avblandningsprocesser mellan kalifältspat och albit i subsolvusstadiet (Dempster et al. 1994 och referenser däri). Det är emellertid svårt att förklara varför oligoklas skulle avblandas hos kalifältspat (Dempster et al. 1994 och referenser däri). Ett tredje sätt att generera mantling med plagioklas är blandning av sura och basiska magmor (t.ex. Hibbard 1981, Bussy 1990, Stimac och Wark 1992). Detta kan vara en huvudprocess i mindre kiselrika och mer Ca-rika wiborgiter men är sannolikt inte orsaken till mantling i surare granit typer med lägre Ca-halt (Dempster et al. 1994).

Kalifältspaterna kan ha utvecklat sin ovoidala form primärt i kristallisationsstadiet. De många inneslutningarna av opaka mineral, emellanåt ringformade (Dempster et al. 1994 och referenser däri), indikerar detta. Plagioklas mantlingen borde rimligtvis ha påbörjats innan hela magman kristalliserat färdigt; detta indikeras genom att den andra generationen av fältspater och kvarts (och amfibol) ofta har kristalliserat utanpå manteln.

En egenskap hos kristallerna som används av Dempster et al. (1994) som ett huvudargument för att avblandningsmekanismen skulle vara riktig är att avblandad albit inuti kalifältspatooviderna är optiskt kontinuerlig med inre albitrika delar av manteln, vilket antyder att avblandningsprocesser med mantling som resultat kan äga rum. Tidigkristalliserad plagioklas är dessutom inte mantlad med albit vilket gör avblandningsmodellen mer trovärdig. Det går inte alls att förkasta modellen som en förklaring till mantlingen. Nyckelfrågan i problemet är hur kalifältspatooviderna har utvecklat sin form och de ringformade inklusionerna inuti dem, eftersom de av Dempster et al. (1994) antas ha bildats genom transport av oligoklas ut till ytterkanten av en från början anhedral till euhedral kristall, medan ren kalifältspat rört sig inåt. Denna process skulle ha anrikat de opaka mineralen till ringformade inklusioner.

## 2. Nordingråområdets geologi

Nordingråmassivet är beläget i ett område med icke migmatitiserade, finkorniga metasediment (Fig. 2). Dessa är metamorfoserade från övre grönskifferfacies upp till lägre amfibolitfacies. Lokalt finns primära sedimentära strukturer bevarade. Andra bergarter som förekommer i området är tidig- och sensvekofenniska graniter, men enligt Lundqvist et al. (1990) har rapakivibergarterna ingen kontakt med de sensvekofenniska graniterna, och har endast en kilometerlång kontakt mot de tidigsvekofenniska granitoiderna. Den östra delen av massivet är emellertid täckt av Bottenhavet, vilket gör att kontaktrelationerna inte är fullständigt kända.

Rapakivimassivet i och runt Nordingrå är bimodalt. Det domineras av granitiska och gabbroida bergarter; nästan inga intermediära bergarter förekommer. Specifikt för Nordingråmassivet är stora mängder av leucogabbro och anortosit. De gabbroida bergarterna

dominerar helt i den södra delen av massivet; anortosit finns i den östra delen. Gabbro förekommer också i en smal remsa längs den västra delen av massivet. Lundqvist et al. (1990) refererar till gravimetriska undersökningar utförda av Sveriges geologisk undersökning (SGU), vilka visar en starkt positiv anomali under Nordingrågraniten. Modellering, utförd på SGU, visar att graniten sannolikt bildar en tunn skiva, endast en kilometer tjock, vilken överlagrar en fem kilometer mäktig gabbrokropp. Endast ett par, mycket små pegmatitiska linser har observerats i graniten. Rapakivibergarterna har, åtminstone delvis, varit täckta av grovkorniga, arkosiska sandstenar, de flesta med ett lokalt materialursprung. En flackt stupande diabasgång (lagergång) täcker delvis massivet och har bevarat upp till tio meter stora mäktigheter av sandstenen (Lundqvist et al. 1990). Nära kontakten mellan rapakivigraniten och de äldre, intruderade bergarterna kan den normalt röda graniten gradvis förlora sin färg och bli rödgrå, medan sidoberget kan se fläckigt ut. Kontaktzonen mellan rapakivigraniten och gabbbron är karaktäriserad av småskalig "mingling" med granitiska och gabbroida komponenter. Små granitgångar penetrerar gabbbron, och fragment och rundade inklusioner av gabbro i ett granitiskt matrix förekommer frekvent. Detta matrix förlorar ofta sin röda färg. På vissa ställen är graniten mer finkornig precis i kontakten mot gabbbron. Gångar av rapakivigranit är vanliga i de gabbroida bergarterna; xenoliter av anortosit och gabbro förekommer i graniten (Lundqvist et al. 1990, Lindh och Johannson 1996). I kontaktzonen mellan gabbbron och graniten förekommer också bergarter vilka ser ut att vara intermediära (inga kemiska analyser har utförts på dem). De verkar ha bildats genom mingling- och mixingprocesser mellan granitmagman och gabbbron.

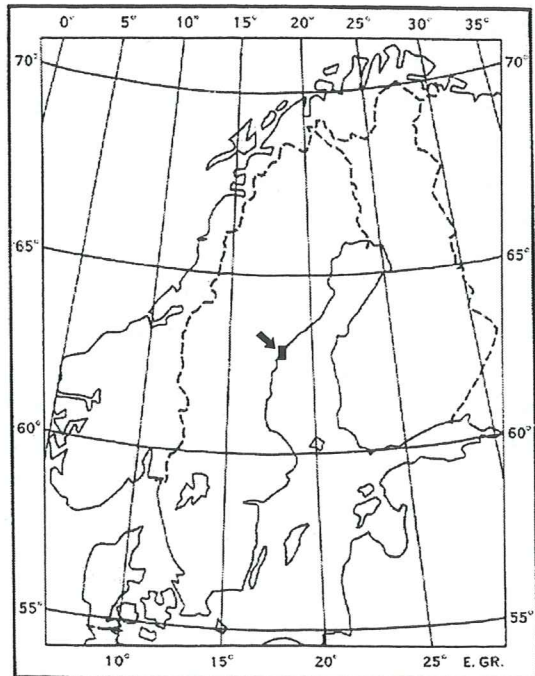


Fig. 2: Översiktskarta över Nordingråområdets geografiska läge.

Plagioklasmegakrister har observerats i små granitiska gångar och i graniten nära kontakten mot anortositen. Små, oregelbundna, röda fläckar kan ses i anortositen. Dessa röda fläckar förekommer inte bara i områden nära granitkontakten. De verkar emellertid vara vanligare i de områden där granitiska gångar penetrerar anortositen. Fläckarna består av starkt pigmenterad

kalifältspat; lokalt kan även mikrogranit observeras mellan anortositens plagioklasmegakrister (Lindh och Johansson 1996, Lundqvist 1990). Nordingrågraniten har daterats med tre olika metoder; U-Pb-datering med zirkon, Rb-Sr-datering ("whole rock" och separerade mineral) för att få fram intrusionsåldern och K-Ar-datering (Welin och Lundqvist 1984). U-Pb-dateringen ger åldern 1578 $\pm$ 19 Ma, medan Rb/Sr-dateringen ger en avsevärt lägre ålder. Welin och Lundqvist refererar till Mosshagaplutonen i sydvästra Finland (Welin et al. 1983) i sin diskussion, och menar att hydrotermala fluider kan ha påverkat isotopsystemen. Nordingrågraniten uppvisar emellertid inga tecken på någon omfattande hydrotermal påverkan vad gäller dess mineral.

### 3. Petrografisk beskrivning av Nordingrågraniten

Nordingrågraniten är en röd, eller mer sällan, grårod bergart. Den uppvisar inte den typiska rapakivitexturen, såsom i Wiborgmassivet; stora megakrister av ortoklas mantlad med albit eller oligoklas. Makroskopiskt kan den delas in i en fläckig och en icke fläckig variant (Lindh och Johansson 1996). I den fläckiga varianten är de mörka mineralen samlade i små aggregat med en ungefärlig storlek på 0.5 cm<sup>2</sup>. I dessa aggregat finns det dessutom små, mörkfärgade kvartskorn. Den icke fläckiga varianten är fattigare på mörka mineral och har en högre SiO<sub>2</sub>-halt än den andra varianten. Emellanåt ser det ut att vara en gradvis övergång mellan dem, men gånger av den icke fläckade varianten kan ses i den fläckade. Inneslutningar av den fläckade granitvarianten förekommer dessutom i den ofläckade. Skarpa kontakter mellan olika typer av rapakivgranit kan observeras på en del ställen i granitmassivet, och dessutom i flyttblock. På de ställen där ett åldersförhållande kan fastläggas, är den icke fläckade, mer SiO<sub>2</sub>-rika varianten den yngre (Lindh och Johansson 1996).

Det dominerande mineralet är en starkt pigmenterad, subhedral till lätt rundad kalifältspat. Den saknar nästan helt mikroklintvillinger. Den röda färgen hos bergarten beror på pigmentet. Ofullständig kvartsmantling kan ofta observeras; små runda kvartskorn utgör ofta en gammal korngrens inne i kalifältspaten, men nära dess yta (Lindh och Johansson 1996).

Förutom de stora kornen förekommer en andra generation kalifältspat som små korn, ofta granofyriskt sammanvuxna med kvarts. Plagioklas med albittvillinger och karlsbadertvillinger förekommer i små mängder. Den är sericitiserad och förekommer som oregelbundna inklusioner i kalifältspaten eller som fria korn, ibland sammanvuxen med kvarts till en skeletliknande struktur. Mer sällan är den sammanvuxen med en ljusgrön amfibol. Plagioklasens sammansättning är heterogen. Det finns skarpa gränser mellan olika domäner inuti kornet. Kvarts förekommer nästan alltid som små droppformade kristaller. Den varierar i storlek men är alltid mindre än kalifältspatkristallerna. Kvarts verkar ha börjat kristallisera efter fältspaterna; mycket kvarts förekommer i en finkornig granofyrisk symplektit tillsammans med kalifältspat (Lindh och Johansson 1996).

Det dominerande mafiska mineralet är ett olivgrönt till lätt brunaktigt hornblände. Det förekommer i alla granityper förutom i sena granitgångar. Den karaktäriseras av edenitiska och, i mindre mängd, pargasitiska substitutioner (Lindh och Johansson 1996). Det näst viktigaste mafiska mineralet är en ljusgrön klinopyroxen. Mineralsammansättningen är ungefär Ca<sub>0.9</sub>Fe<sub>1.0</sub>Mg<sub>0.1</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Mineralet har en låg halt av Mn, Na och Al. Det finns många exempel på en reaktion mellan klinopyroxen och amfibol. Eftersom graniten har intruderat ett par hundra miljoner år efter den senaste metamorfa episoden måste detta bero på en inkongruent kristallisationsreaktion, orsakad av en ökad volatilihalt i smältan (Lindh och Johansson 1996).

En blågrön ferroaktinolitisk amfibol finns som en yttre påväxning på en del av hornbländekristallerna, och runt vissa pyroxenkorn. I polarisationsmikroskopet syns en skarp gräns mellan de båda. Den blågröna amfibolen är Ti-, K- och Na-fattig; A-positionen är nästan alltid vakant. Små mängder av en kalciumfattig, extremt järnrik amfibol (grunerit) förekommer, antagligen som en nedbrytningsprodukt.

Fayalitisk olivin kan också observeras. Kemiskt är den sammansatt av 95 % fayalit. Anledningen till att olivin inte har reagerat bort med kvarts och bildat pyroxen beror på att graniten är extremt järnrik. Biotit är sällsynt, förutom i mycket SiO<sub>2</sub>-rika, finkorniga sena granittyper (vilket inkluderar granitiska gångar).

Zirkon, titanit och opaka faser är de dominerande accessoriska mineralen. Ilmenit och titanit är de huvudsakliga Ti-förande mineralen tillsammans med hornblände. Apatit förekommer i små mängder. Fluspat är ett relativt vanligt förekommande accessoriskt mineral. Även allanit kan observeras. Den har Th-halter fullt detekterbara med EDX-system och höga halter av lätta REE (sällsynta jordartsmetaller). I vissa slip förekommer dessutom kalcit i accessoriska mängder.

#### 4. Fältbeskrivning av de provtagna inneslutningarna

De inneslutningar som har undersökts i detta arbete provtogs på två olika lokaler; kustremsan precis nordost om Norrfällsviken och väster om Käxed (fig. 3).

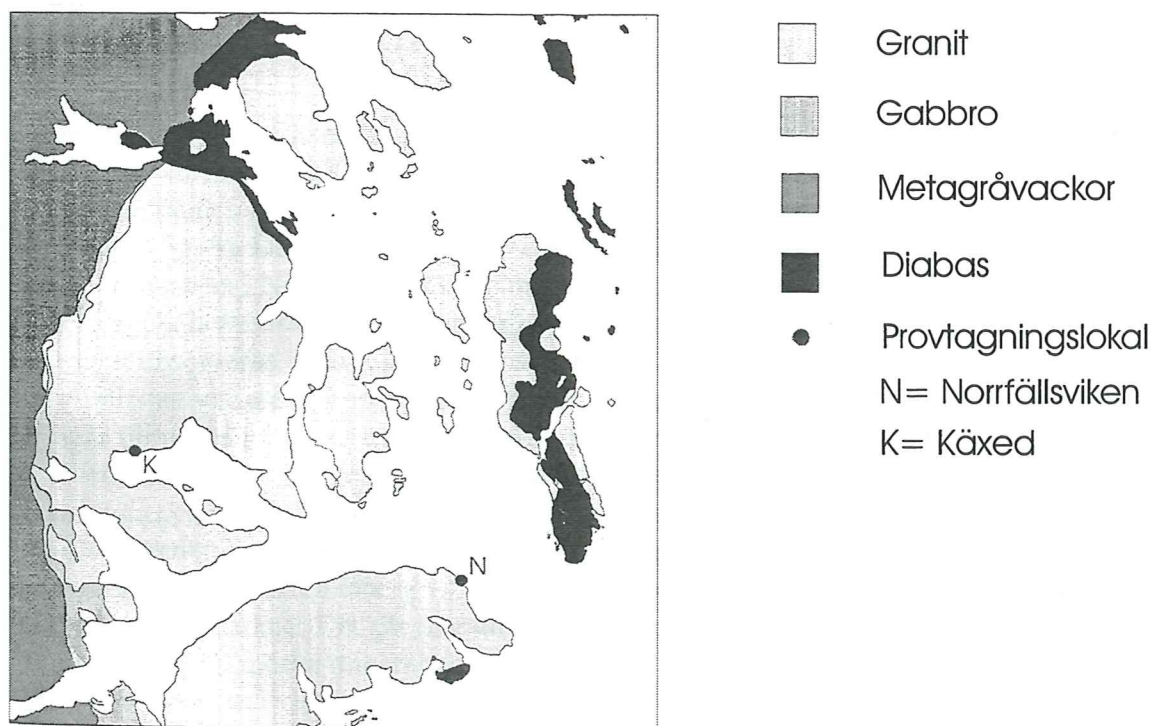


Fig. 3: Översiktsskarta över Nordingråområdet med markerade provtagningslokaler.

##### 4.1. Norrfällsviken

Inneslutningarna i Norrfällsviken ligger i en kvartsrik, mycket starkt rödpigmenterad granittyp, vilken är av den icke fläckiga typen (Lindh och Johansson 1996). Kvarts ligger som

små, mörka och runda korn upp till ungefär en millimeter i diameter. Graniten är fattig på plagioklas, och är dessutom något fattigare på mörka mineral än den vid den andra provtagningslokalen.

Inneslutningarnas storlek varierar mellan ett par centimeter och två decimeter i diameter (Fig. 4). En större inneslutning, cirka en halv meter i diameter, hittades och provtogs. Inneslutningarna är rödbruna till färgen (ingen färgvariation). Kornstorleken varierar från extremt finkorniga varianter till finkorniga, vilket gör en makroskopisk identifiering av ingående mineralfaser ofullständig. Emellanåt uppträder större fenokrister av både kvarts och kalifältspat. En del av xenoliterna verkar vara mycket kontaminerade av material härrörande från graniten; det ligger stora kalifältspater, mörka mineral och rundade kvartskorn i ett finkornigt matrix i och nära kontaktzonen. Matrix ser remobiliserat ut i sågade stuffer på så sätt att finkornigare partier, vilka ser ut att vara fattigare på mörka mineral, växlar med grovkornigare. Alla inneslutningarna har emellertid inte dessa variationer i kornstorlek; ett par av dem har endast mycket små kristaller medan andra nästan helt saknar de finkorniga stråken. Det finns inget samband mellan storleken på xenoliterna och kornstorleksvariationen i de provtagna inneslutningarna. En av inneslutningarna har en klart finkornigare, ungefär 0.5 cm bred, zon i kontakten mot graniten.

Själva kontakten mellan graniten och inneslutningarna är skarp. Det ser inte ut att finnas några mineral som är ett resultat av en reaktion mellan graniten och inneslutningarna. Inte heller syns några pyroklastiska fragment, flödesstrukturer eller några andra tecken på att de är extrusiva bergarter.

#### 4.2. Käxed

Inneslutningarna i Käxed ligger i en fläckig granitvariant, vilken inte är lika rödpigmenterad som den i Norrfällsviken. Den är dessutom något rikare på mörka mineral. Inneslutningarna är större än på den andra lokalen, och varierar i storlek från cirka en decimeter till ända upp till en meter (Fig. 5). De har en något brunare färg och är betydligt grovkornigare än inneslutningarna i Norrfällsviken. De mörka mineralen ligger spridda relativt jämnt i bergarten, och varierar från cirka en till fyra millimeter i storlek. Relativt frekvent kan aggregat observeras, i storleksordningen fem till sju millimeter.

Kalifältspat varierar i storlek från under en millimeter till cirka fyra millimeter. Enstaka korn uppgår till ungefär en centimeter i storlek. Dessa större kalifältspater verkar inte vara deriverade från graniten, eftersom de i de största inneslutningarna ligger flera decimeter från granitkontakten, och i ett homogent matrix vilket verkar vara ostört. Enstaka plagioklaskristaller och kvartskristaller upp till två millimeter i diameter har också observerats. I kontakten med graniten kan i sågade stuffer ses en mörkare rand, vilket antas vara en reaktionsrand. Det går inte att se om materialet är finornigare inuti denna. Kvartskristaller, mörka mineral och fältspater från graniten kan ses inuti inneslutningarna (upp till 1 decimeter in i vissa inneslutningar), vars kontakter mot graniten varierar ifrån att vara skarpa (majoriteten) till diffusa (enstaka inneslutningar).

Även inuti inneslutningarna, såväl på flera decimeters avstånd som nära kontakten mot graniten, kan i sågade stuffer observeras mörkare stråk inuti inneslutningarna.

## 5. Polarisationsmikroskopering

### 5.1. Käxedslip

Det viktigaste mafiska mineralet i slipen är hornblände. De största kristallerna som finns i slipen utgörs av detta, tillsammans med större kalifältspater och plagioklaskorn. Hornbländet är olivgrönt till brunaktigt och bildar ofta stora kristaller med välutbildad romboedrisk spaltning. Det finns också mindre mängder av en annan amfibol med blågrön färg.

Den gröna till bruna amfibolen dominerar mängdmässigt sett. Båda amfibolerna uppträder både som nedbrytningsprodukter från pyroxenen och som till synes primära magmatiska kristaller utan pyroxenkärnor. Vad gäller den andra amfibolen varierar blåfärgningen inom kristallerna; oftast är de mer blåfärgade delarna fläckartade i utseendet, vilket antyder att det kan finnas två avblandade faser i amfibolen. Emellanåt kan båda amfiboltyperna observeras tillsammans med en korngräns gemensam. Små kristaller av den blågröna amfibolen kan dessutom observeras som flikar i utkanten på vissa korn av hornbländet.

Förutom amfibol finns det dessutom avsevärda mängder med pyroxen i slipen från Käxed. Alla kristaller ser ut att vara klinopyroxen; eventuellt finns ortopyroxen närvarande. Mängden pyroxen varierar; i ett av slipen (slip med inneslutning och kontakt mot granit) utgörs nästan 20 % av mineralen av pyroxen. I de andra slipen finns mindre mängder.

I övrigt är huvudmineralen i bergarten pertitisk kalifältspat, plagioklas och kvarts. Dessa mineralfaser bildar anhedrala till subhedrala kristaller i ett "interlocking"-mönster. Plagioklasen ser oftast ut att vara påväxt med pertitisk kalifältspat, vilket ger utseendet av ett stort kalifältspatkorn med en plagioklaskärna. Kalifältspatens triklicinitetsgrad är osäker eftersom nästan alla kristaller är täckta med en brun omvandlingsyta. I princip all plagioklas förekommer på detta sätt. Ingen mikroskopisk zonerings finns i plagioklasen. Kvarts förekommer som en mellanmassa mellan fältspaterna; ingen myrmekit eller granofyrisk textur har observerats i slipen. Ofta släcker stora ytor med kvarts ut på samma gång, vilket antyder att större kvartskorn innesluter övriga mineral i slipen.

Övriga mineralfaser som kan identifieras är titanit, zirkon, apatit, och flusspat. Titanit och zirkon förekommer i mest mängd av dessa, apatit och flusspat endast som mycket små korn i mycket små mängder. Sekundärt, som en nedbrytningsprodukt från den mörkgröna amfibolen, finns små mängder med brunröd biotit. De mörka stråken som kan ses i sågade stuffer syns i slip som områden med mindre sekundärt omvandlade mineral i (Fig. 6). I dessa områden finns mindre mängder mörka mineral (framförallt amfibol) och lite mindre plagioklas än omkringliggande ytor, samt mer kvarts och kalifältspat. En del av kalifältspaterna i stråken triklicinitet vilket syns genom ofullständigt utbildade mikroklintvillingar.

Övergången från inneslutningarna till graniten ser i slip skarp ut. Det finns inga finkornigare partier med omkristalliserat material.

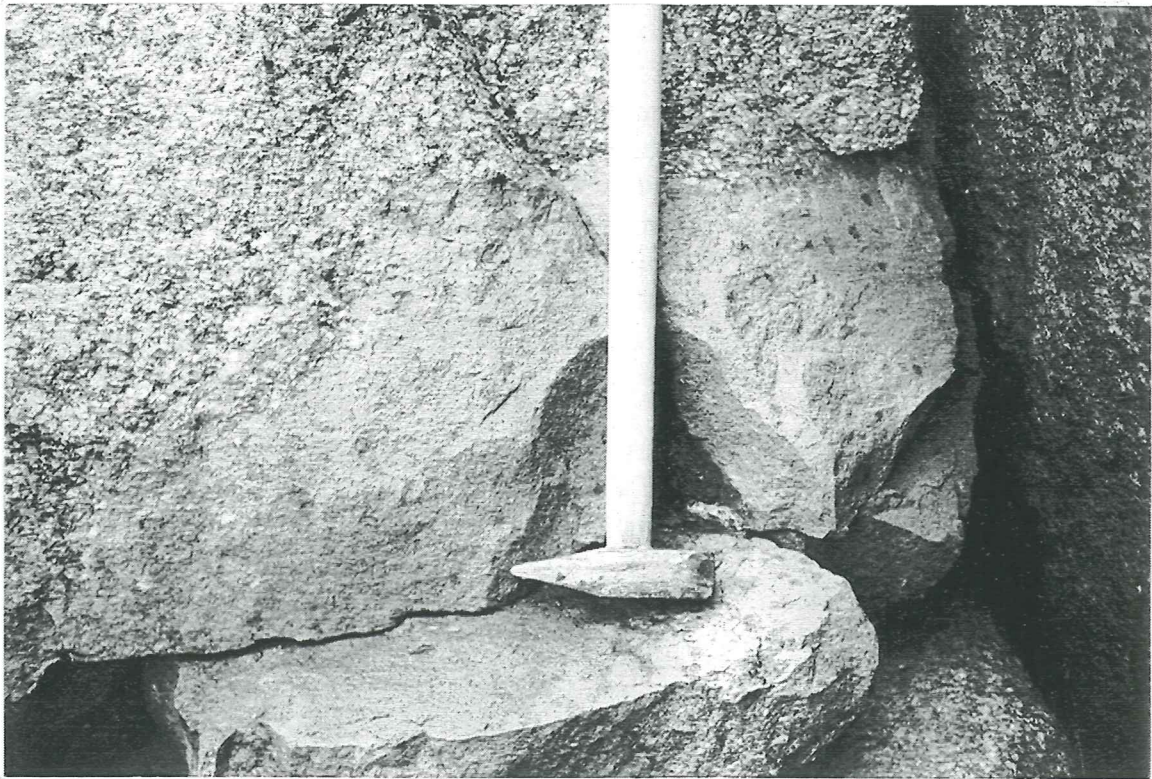
Ingen albitmantling av kalifältspaterna finns i slipen. Inte heller finns det två generationer av plagioklas, kvarts eller kalifältspat.

### 5.2 Slip från Norrfällsviken

Huvudmineralen i slipen från Norrfällsviken är amfibol, pertitisk kalifältspat, plagioklas och kvarts. De två typerna av amfibol som observerats i Käxedslipen återfinns även här. Den blågröna varianten är mer sällsynt. Den olivgröna amfibolen har oftast välutbildad spaltning. Utseendet och storleken hos den blågröna amfibolen varierar; ofta uppträder den som små långsträckta kristaller med ett trådlikt utseende. Den bildar också större kristaller. De båda



*Fig. 4: Finkornig inneslutning ifrån lokalen vid Norrfällsviken.*



*Fig. 5: Inneslutning ifrån lokalen vid Käxed och dess kontakt med graniten.*

amfibolerna uppträder oftast för sig själva; emellanåt har de ett par korngränser gemensamma med varandra.

I övrigt upptas slipen huvudsakligen av peritisk kalifältspat, plagioklas och kvarts, med varierande kornstorlek. I de mer grovkorniga varianterna uppträder stråk med finkornigare material alternerande med mer grovkornigt. Dessa partier innehåller inte lika mycket amfibol som de senare. Det går inte att se om kalifältspatens ordningsgrad varierar, eftersom alla kristaller är täckta av en brun omvandlingsyta. Kvarts är beläget som kantiga fragment runt övriga mineral, främst mellan fältspaterna. Ingen myrmekeit eller granofyrisk textur finns. Även här släcker stora domäner ut samtidigt (Fig. 7), vilket ger ett intryck av stora strainfria kvartskorn (samma kristallografiska orientering). Plagioklasen ser inte ut att vara mikroskopiskt zonerad. Inga större pyroxenkorn finns i slipen; eventuellt finns små rester inuti en del blågröna amfiboler. Sekundära mineral är dels amfibolderiverad biotit, dels ett brungult mineral som är mest förekommande i de mest finkorniga inneslutningarna. Det uppträder i association med opaka mineral och den blågröna amfibolen. Raka spaltytor kan observeras emellanåt; det ger låga summor med EDX-analys och innehåller Si, Fe och Mg som huvudkattjoner.

Sekundära mineral är framförallt titanit, zirkon och opaka mineral. Även apatit och eventuellt små flusspatkorn förekommer. I en av de mer grovkorniga inneslutningarna finns dessutom en fenokrist bestående av karbonat.

Kornstorleken varierar mellan slipen och även inuti dem. Kontakten mot graniten är skarp och innebär endast ett succesivt ökande av mängdförhållandet mellan stora och små kristaller. Inte heller i slipen från Norrfällsviken finns det någon albitmantling runt kalifältspater eller någon distinkt generationsskillnad hos kvarts, kalifältspat eller plagioklas.

### 5.3. Slip från granitprover

Slip som tagits från samma typer av graniter som inneslutningarna ligger i har undersökts för att se om det finns några likheter och skillnader i mineralsammansättningen, dels granittyperna sinsemellan, dels mellan inneslutningarna och granitvarianten ifråga.

I granitlip ifrån och nära Norrfällsviken är mängden pyroxen låg. I några slip finns det inte någon mikroskopiskt synlig pyroxen alls. Hornblände är det dominerande mafiska mineralet. Pyroxenen är delvis omvandlad till amfibol. Små mängder av den blågröna amfibolen finns också närvarande. Plagioklas förekommer mest som inneslutningar inuti ortoklas, och som perit. Stora områden i slipen upptas av en granofyrisk sammanväxning av kvarts och kalifältspat.

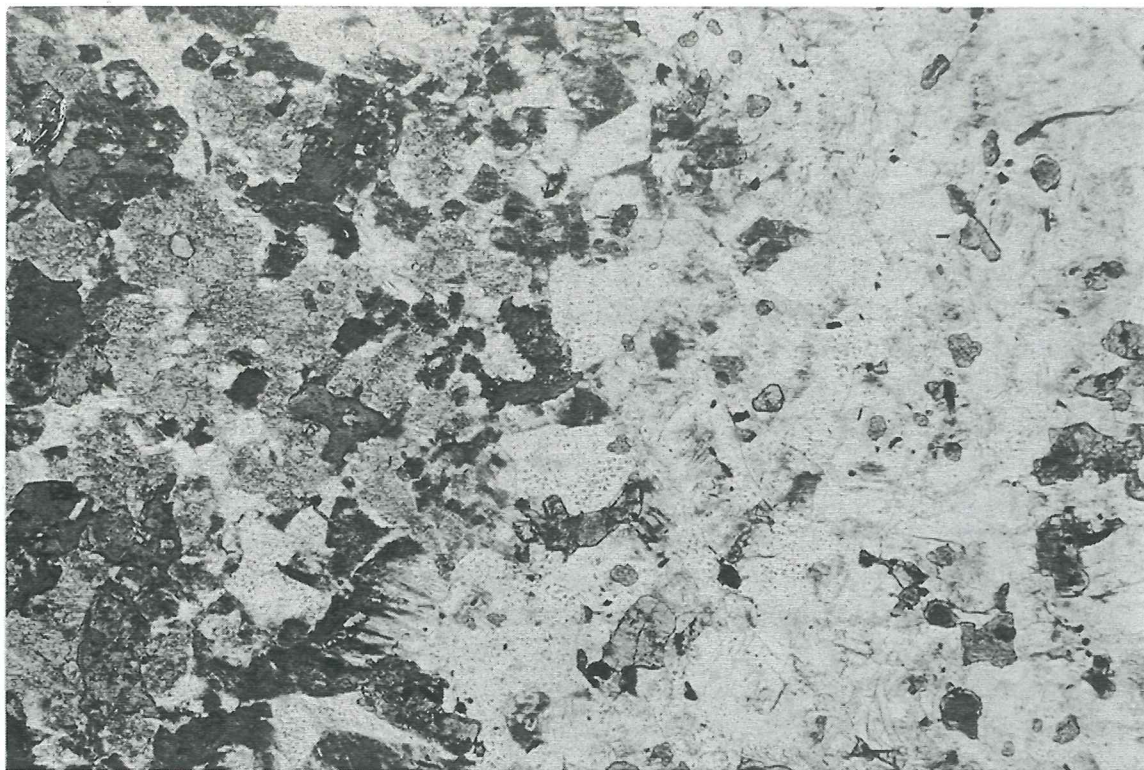
Granitvarianten från Käxed uppvisar betydligt högre halter av pyroxen (upp till hälften mängdmässigt av de mörka mineralen). Plagioklas förekommer nästan uteslutande som inneslutningar inuti ortoklas. Gemensamma karaktäristika är att kvarts ofta definierar en gammal korngräns inuti ortoklas.

Inneslutningarnas mineralsammansättning verkar således petrografiskt återspeglas av den granittyp som de ligger i vad gäller förekomsten av hornblände och pyroxen.

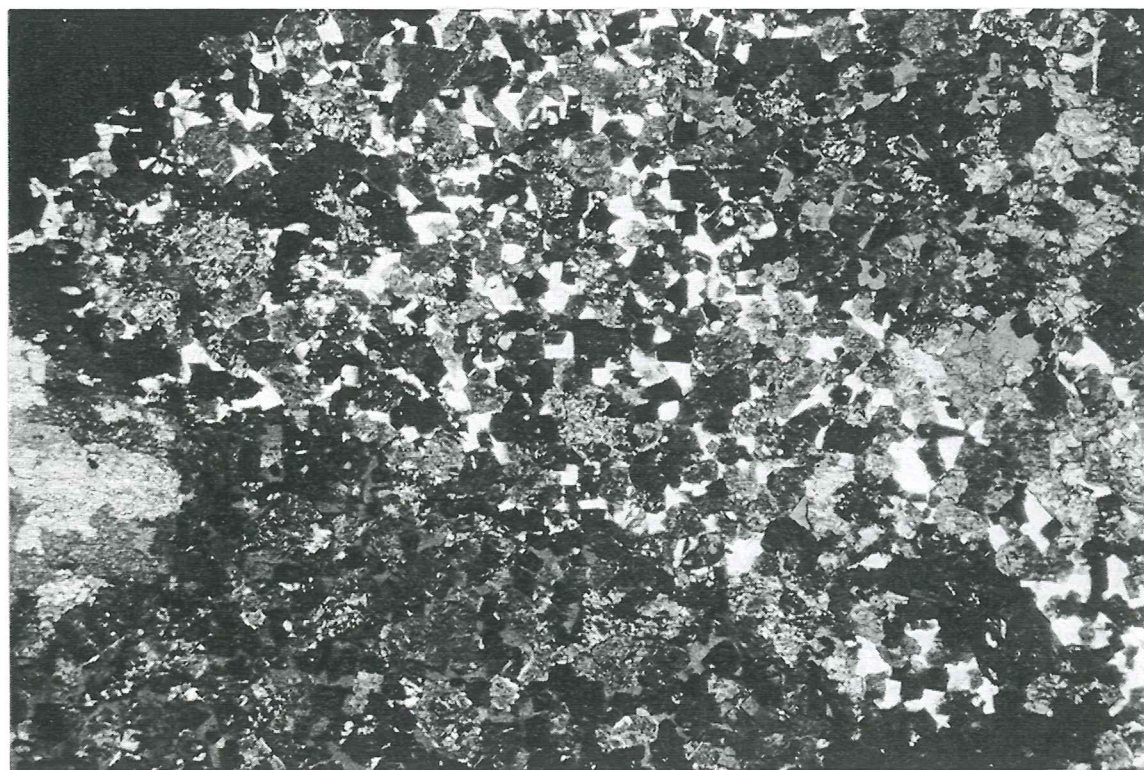
## 6. EDX-analys

Slip från de båda lokalerna undersöktes med hjälp av institutionens elektronmikroskop, för att klargöra huvudelementkemin hos de viktigaste mineralen. De opaka mineral som har analyserats med EDX har varit nästan övervägande ilmenit, med en sammansättning på





*Fig. 6: Amphibolfria och amphibolrika ytor i ett slip från Käxed. Förutom amphibol syns kalifältspat (täckta med en brun yta) och kvarts, samt mindre kristaller av titanit och zirkon (5 x förstoring).*



*Fig. 7: Stora domäner med kvarts (grå ytor), vilka omger andra mineral och släcker ut på samma gång, i ett slip ifrån Norrfällsviken I bilden syns även en stor karbonatfenokrist (5x förstoring).*

ungefär hälften av katjonerna Ti och hälften Fe. Andra accessoriska faser är flusspat, apatit och pyrit.

Vad gäller de analyserade pyroxenerna visar de en tydlig variation i sammansättning beroende på vilket slip, och därmed inneslutning, som analyserats (Fig.8).  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ -kvoten för tre analyserade slip ligger i medeltal på 0.68, 0.72 och 0.84. Pyroxenerna med den högsta  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ -kvoten innehåller mer kalcium (i medeltal 0.94 på M2) än pyroxenerna med lägre kvot (0.88 på M2). Alla pyroxenerna innehåller nästan försumbara mängder av Ti och Mn ( $< 0.01$  på M1-M2-positionen). Vad gäller amfibolernas Fe- respektive Mg-halt varierar den från amfibol till amfibol inom varje enskilt slip. Samma trender som syns tydligt i Fe-halten och Mg-halten hos pyroxener verkar inte finnas hos amfibolerna. De blågröna amfiboler som analyserats har lägre Na- och K-halter (mellan 0.15-0.20 Na och 0.05-0.10 K på A-positionen) än den andra typen av amfibol (mellan 0.50-0.55 Na och 0.24-0.29 K på A-positionen). Mg-halten varierar också mellan olika amfibolkorn. Lägre Fe-halt medför högre Mg-halt. I medeltal är Fe-halten något högre och Mg-halten något lägre i amfibolerna från Käxed jämfört med Norrfällsvikenprover.

Kalifältspat har också analyserats, för att få ett mått på hur långt subsolidusreaktionerna nått. Det visade sig emellertid vara omöjligt att få en konsekvent analysserie. Na- och K- värdena varierar på små avstånd. Backscatterdetektorn visar att det finns domäner med varierande sammansättningar mellan väldefinierade pertitfläckar och ortoklas. Beräknade värden för amfiboler och pyroxener ifrån olika de två lokalerna finns i appendix.

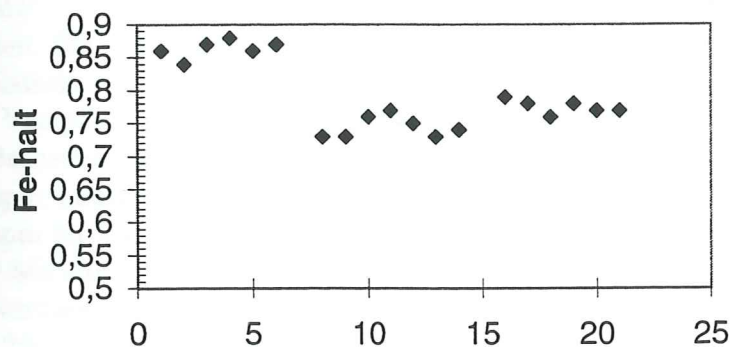


Fig. 8 : Fe-halten i pyroxener (normerat till 60) från inneslutningar i Käxed. Tre huvudgrupper kan urskiljas. De representerar olika slip som analyserats med EDX-analys.

## 7. Koberdatering av inneslutningarna

Material från inneslutningarna krossades samt separerades på ett vattenskakbord av Wilfleytyp. Zirkoner handplockades sedan under mikroskop. Materialet från de båda lokalerna hanterades var för sig, eftersom zirkonerna eventuellt kunde ge olika resultat. Koberdateringen (analys av successivt evaporerade singelzirkoner inkapslade i rheniumfilament) utfördes på laboratoriet för isotopgeologi, Naturhistoriska museet i Stockholm, med hjälp av en Finnigan MAT 261-masspektrometer. Som referens analyserades en zirkon från graniten i Norrfällsviken. Zirkonerna från inneslutningarna är oftast små (runt 100  $\mu\text{m}$  på längden) med euhedrala kristallytor utbildade. Nästan alltid innehåller de metamikta domäner; inga helt klara zirkoner har observerats. De mer grovkorniga inneslutningarna från Käxed innehåller också större zirkoner ( $< 600 \mu\text{m}$  på längden). Zirkoner från graniten varierar i storlek, men är ofta längre än 500  $\mu\text{m}$ . Enstaka zirkoner är upp till 1 mm långa och ett par av dem uppvisar

magmatisk zonerung. Inga kärnor med äldre zirkoner har observerats vare sig i granit- eller i inneslutningsfraktionerna. Sammanlagt tre zirkoner gav användbara resultat; en från Norrfällsviken, en från Käxed och en zirkon från graniten i Norrfällsviken. I Fig. 9 visas analysresultaten. De beräknade åldersvärdena är plottade med 95%-iga konfidensintervall inlagda.

## 8. Kemiska analyser

### 8.1. Kemin hos inneslutningarna och graniterna

Sammanlagt 10 kemiska analyser, varav 6 från Käxed och 4 från Norrfällsviken, har utförts på laboratoriet i Lund. Proverna har i möjligaste mån sågats rena från vittringsytor och ytor i kontakt med graniten för att kontamination från den sistnämnda skulle kunna undvikas. De sågade proverna har malts i ett malfat av wolframkarbid. 50-60 g av varje inneslutning homogeniserades. Tabell 1 nedan visar huvud- och spårelementskemin. Tabell 2 visar kemiska analyser utförda på graniterna (Lindh och Johansson 1996).

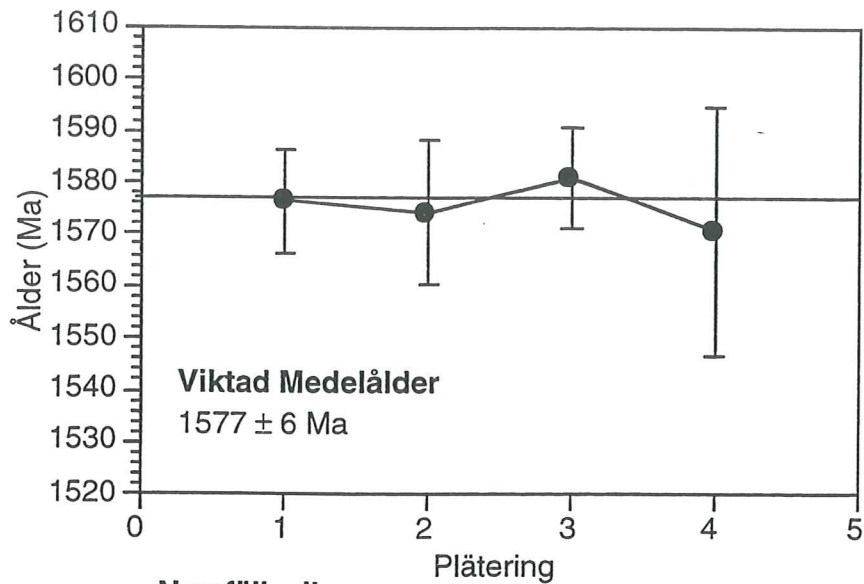
Ett antal av huvudelementen skiljer sig åt mängdmässigt mellan de båda lokalerna.  $\text{SiO}_2$ -halten är högre i inneslutningarna från Norrfällsviken än i de från Käxed.  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$  och  $\text{P}_2\text{O}_5$  uppvisar däremot signifikant lägre halter i prover från Norrfällsviken.  $\text{K}_2\text{O}$ -halten verkar vara något lägre i prover från Norrfällsviken (lägsta värdet 7.01, högsta värdet 7.41 %) än Käxedprover (lägsta värdet 7.38 %, högsta värdet 7.72 %).  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -halten och  $\text{MgO}$ -halten skiljer sig inte signifikant, även om prover från Käxed verkar ha en högre  $\text{MgO}$ -halt. Det statistiska underlaget är för litet (10 prover, varav fyra från Norrfällsviken) för att en distinkt skillnad ska kunna urskiljas.

Vad gäller spårelementen har Norrfällsvikeninneslutningarna lägre halter av Sr, Zr och Nb. Ba-halten verkar också att vara lägre, även om ett visst överlapp existerar (lägsta värdet 802 ppm, högsta värdet 1275 ppm för NFV-prover; lägsta värdet 1008 ppm, högsta värdet 1674 ppm för Käxedprover).  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ -kvoten är ungefär lika hög i alla proverna (cirka 0.86) utom i ett prov i från Norrfällsviken som har kvoten 0.80. Dessa kvoter är lägre än Nordingrågraniternas, vilkas värden varierar mellan 0.90 och 0.98 (Lindh och Johansson 1996). Jämfört med Nordingrågraniterna skiljer sig inneslutningarna genom att alla prover har högre halt av  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  och lägre halter av  $\text{SiO}_2$ . Nordingrågraniternas  $\text{SiO}_2$ -halt varierar mellan cirka 66-74% (tabell 2). Det granitprov som har tagits närmast lokalen i Käxed uppvisar den lägsta  $\text{SiO}_2$ -halten (65.7%). Det är också detta prov som plottar precis på gränsen till "kvartssyenit"-fältet i Fig. 9 nedan.  $\text{K}_2\text{O}$ -halten för graniterna varierar mellan 5.51 och 6.21%; graniten i Käxed har  $\text{K}_2\text{O}$ -halten 5.91%, graniten i Norrfällsviken 6.21%.  $\text{TiO}_2$ -,  $\text{MnO}_2$ - och  $\text{CaO}$ -halten hos graniten i Käxed är högre än hos graniten i Norrfällsviken. Dessa skillnader återspeglas i inneslutningarnas kemi, vilket kan ses i tabell 1.

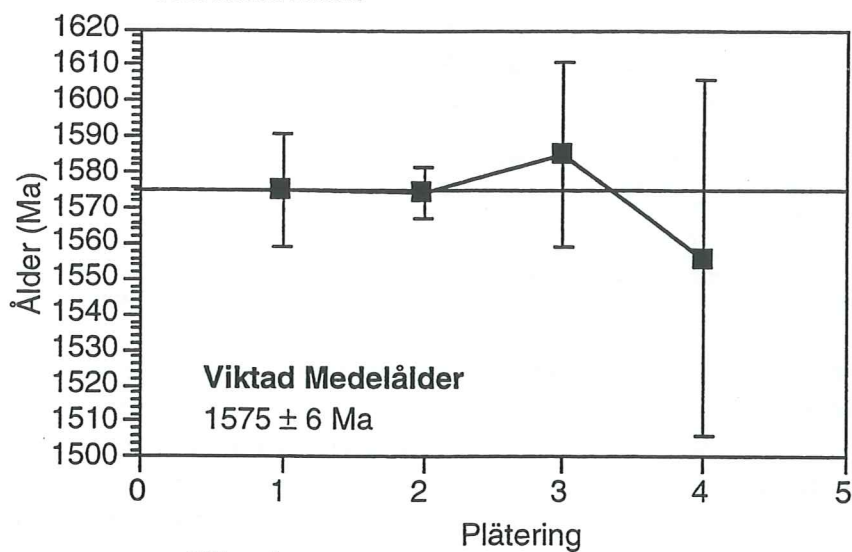
### 8.2. Huvudelementdiagram och spårelementdiagram

Enligt Irvines och Baragars TAS- diagram (Irvine och Baragar 1971) har Käxedproven en lätt alkalisk karaktär (Fig. 10-a). Prover från Norrfällsviken plottar precis på eller under linjen som skiljer subalkalina och alkaliska bergarter. I QP- diagrammet (Debon och Le Fort 1983) plottar alla prover utom två i fält nummer 5, vilket står för kvartssyenit (Fig. 10-b). Två av proverna plottar precis över granitfältet. I tektoniska diagram av Pearce et al. (1987), vilka innefattar Y, Nb och Rb plottar proverna från båda lokalerna som within plate- graniter (fig. 11 a-b). I

### Nordingrågranit



### Norrällsviken



### Käxed

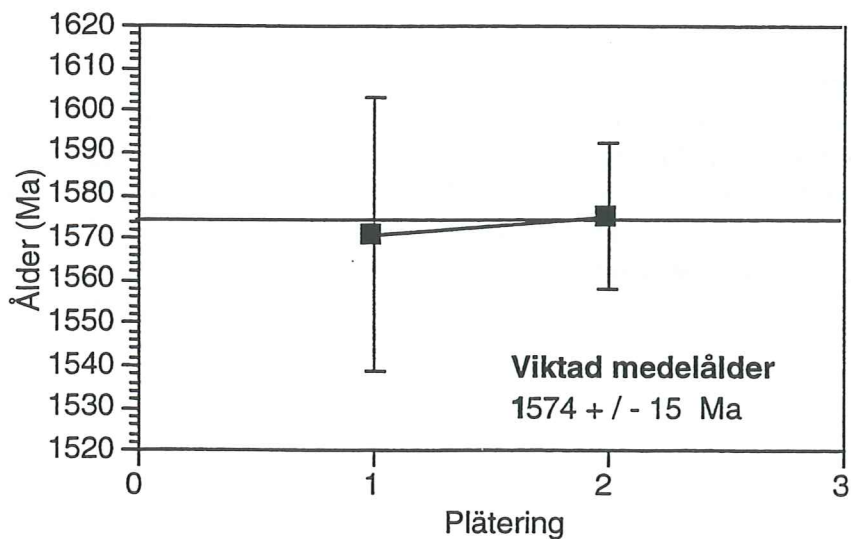


Fig. 9: Resultat av zirkonanalyser med kobbermetoden ifrån Nordingrågranit och inneslutningar. Alla värden är plottade med 95%-iga konfidensintervall angivna.

diagrammet med Rb som ordinata och Y+ Nb som abscisa plottar de nedanför linjen som skiljer "within plate"- graniter från "anomalous ridge"-graniter. I diagram av Whalen et al. (1987) plottar alla proverna utom ett i fältet för anorogena bergarter (Fig. 11 c-d). Ett prov hamnar precis inom FG ("felsic granite") - fältet. Diagram 11-e (Batchelor och Bowden 1985) är medtaget endast för att visa riskerna med att dra alltför stora slutsatser ifrån de tektoniska diagrammen. Nästan alla datapunkter för inneslutningarna och graniterna plottar i fälten för senorogena graniter och "syn collision"-graniter.

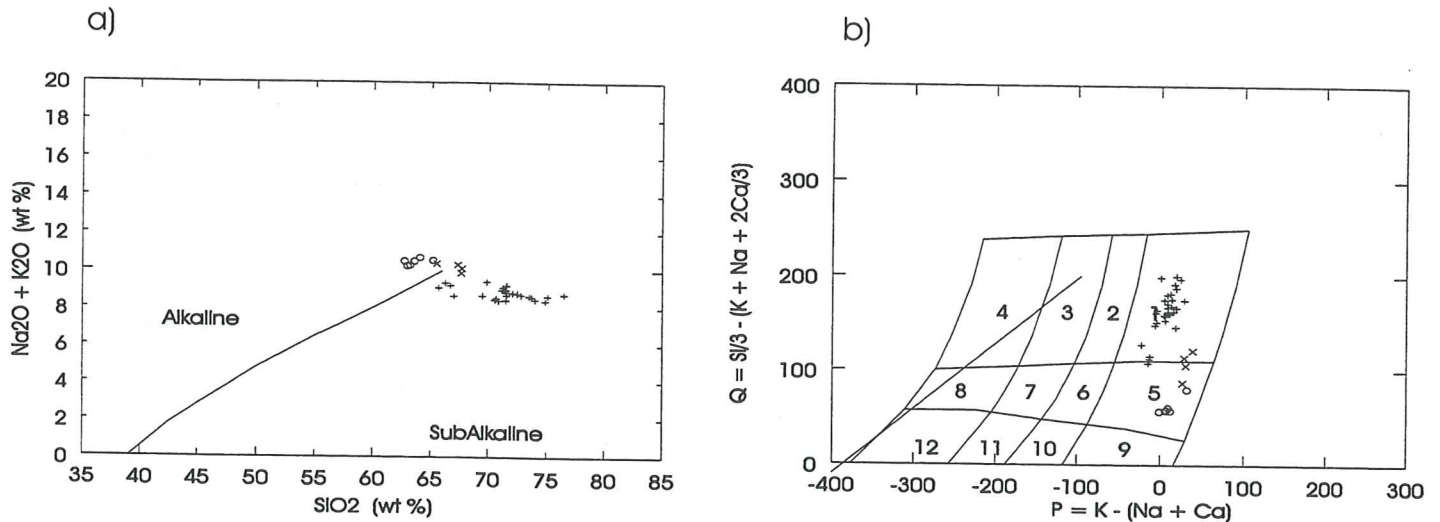


Fig. 10: Diskrimineringsdiagram av a) Irvine och Baragar (1971) och b) Debon och Le Fort (1983). Ofyllda ringar representerar prover från Käxed, kryss prover från Norrfällsviken och kors granitprover. Teckenförklaring till diagram b): 1=granit, 2=adamellit, 3=granodiorit, 4=fonolit, 5=kvartssyenit, 6=kvartsmonzonit, 7=kvartsmonzodiorit, 8=kvartsdiorit, 9=syenit, 10=monzonit, 11=monzodiorit, 12=diorit/gabbro

## 9. Sm/Nd-analyser

Sex prover av inneslutningarna har analyserats med avseende på Sm-Nd-isotoper på Mineralogisk- Geologisk Museum i Oslo. Alla analyserna är "whole rock"-analyser. Fem av proverna gav beräkningsbara resultat. För att beräkna  $\epsilon_{Nd}$ - värden och modellåldrar för separation ifrån mantel har kondritvärdena  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$  och  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  använts. Dessa värden har också använts till att beräkna värden för analyser ifrån Nordingrågranit (Lindh och Johansson 1996). Tabell 3 visar beräknade värden för analyserade prover samt tidigare analyser på graniterna.

**Tabell 1:** Huvud- och spårelementkemi hos provtagna inneslutningar från Käxed och Norrfällsviken (NFV). Huvudelementen är angivna i viktprocent, spårelementen i ppm.

Prov	Käxed 1	Käxed 2	Käxed 3	Käxed 4	Käxed 5	Käxed 6
SiO <sub>2</sub>	64.07	65.21	62.96	63.57	62.73	63.21
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.89	0.98	0.94	1.03	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.55	13.65	13.4	13.68	13.99	13.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6.16	5.84	6.83	6.22	6.48	6.63
MnO	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09
MgO	1.01	0.89	1.18	1.02	1.25	1.2
CaO	3.04	2.29	3.65	3.33	2.93	3.5
Na <sub>2</sub> O	3.09	2.82	2.87	2.94	2.97	2.74
K <sub>2</sub> O	7.61	7.72	7.38	7.57	7.54	7.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.3	0.34	0.34	0.36	0.36
<b>Spårelement</b>						
Ba	1153	1008	1674	1435	1211	1600
Ga	20	19	18	21	17	20
Rb	232	197	233	256	216	225
Sr	71	115	81	96	102	89
Y	84	52	66	106	53	64
Zr	306	482	399	383	410	407
Nb	24	24	37	33	23	23
FeO/(FeO+MgO)	0.86	0.87	0.85	0.86	0.84	0.85

Prov	NFV 1	NFV 2	NFV 3	NFV 4
SiO <sub>2</sub>	67,65	67,71	65,54	67,36
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,62	0,81	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	13,77	14,06	13,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	4,89	4,59	5,07	4,64
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06
MgO	0,84	0,68	1,24	0,68
CaO	1,11	1,14	1,96	1,28
Na <sub>2</sub> O	2,83	3,09	2,97	3,1
K <sub>2</sub> O	7,05	7,01	7,41	7,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,22	0,28	0,22
<b>Spårelement</b>				
Ba	1275	854	978	802
Ga	22	20	21	20
Rb	265	258	238	249
Sr	57	44	69	57
Y	94	50	53	55
Zr	216	307	294	307
Nb	21	16	20	16
FeO/(FeO+MgO)	0.85	0.87	0.80	0.87

Prov	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	F	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Ba	Ga
9314	71.60	0.30	13.8	0.4	1.8	0.03	0.5	1.07	3.39	5.83	0.16	1.08	n.d.	7	275	31	99	237	579	21
9128	69.50	0.53	13.8	1.5	2.7	0.06	0.28	1.67	3.01	5.67	0.06	0.98	350	18	522	64	99	184	1995	23
9130	67.00	0.61	13.8	1.3	4.5	0.1	0.21	2.18	3.14	5.51	0.06	1.11	930	23	651	74	133	183	2175	26
9131	71.40	0.36	13.8	1.1	2.3	0.05	0.26	1.04	3	5.96	0.02	1.01	1080	23	551	83	66	229	1274	26
9132	73.70	0.34	13.1	1.9	0.9	0.03	0.13	0.61	2.86	5.75	0.02	0.78	320	19	441	70	58	253	989	25
9133	71.20	0.38	12.5	2	1.8	0.05	0.32	0.68	03:04	5.94	0.03	01:06	410	24	598	83	66	233	1324	27
9134	74.00	0.36	13.3	1.4	1.3	0.03	0.23	0.67	2.81	5.66	0.03	0.7	840	13	386	63	55	243	935	22
9136	73.50	0.38	12.4	1.7	1.3	0.04	0.15	0.83	2.93	5.73	0.02	0.55	1230	21	443	79	51	254	961	25
9137	69.90	0.39	12.5	3.7	0.5	0.05	0.39	0.59	3.19	6.21	0.03	0.92	240	24	597	80	59	241	1189	26
9138	73.50	0.34	13.8	1.3	1.7	0.04	0.08	0.99	2.94	5.69	0.02	0.55	1330	18	461	79	52	259	946	24
9139	70.70	0.46	12.4	0.8	3.4	0.07	0.2	1.61	2.68	5.85	0.04	0.86	890	22	490	80	67	242	1300	25
9142	71.50	0.44	12.9	0.8	3.2	0.07	0.3	0.98	2.76	5.67	0.04	1.13	520	24	578	84	51	267	1112	24
9143	71.60	0.42	12.7	0.8	3	0.06	0.27	1.04	2.86	5.84	0.03	0.97	930	22	496	73	75	256	1276	25
9144	71.50	0.36	12.9	1	2.4	0.05	0.07	1.25	3.05	5.88	0.02	0.77	1260	21	512	75	68	244	1305	27
9145	66.70	0.55	13.3	1.3	4.2	0.09	0.2	2.04	3.21	6	0.06	0.96	1050	29	876	86	104	215	1781	28
9146	75.10	0.29	14.3	1.4	1	0.03	0.1	0.44	2.82	5.81	0.02	0.56	1050	20	391	79	28	270	498	24
9147	65.70	0.63	12	1.6	4.4	0.1	0.39	2.05	3.18	5.91	0.07	1.18	990	30	933	83	105	197	1762	27
9148	71.30	0.35	14.4	0.8	2.5	0.05	0.08	1.23	3.1	6.01	0.02	0.75	1170	22	501	69	76	261	1447	26
9149	66.30	0.58	13.4	1.2	4.5	0.09	0.2	2.19	3.26	6.08	0.06	0.9	790	29	907	74	106	189	1906	27
9150	71.50	0.36	14.4	0.9	2.4	0.05	0.14	1.13	3.09	5.91	0.02	0.83	1320	21	501	64	79	234	1493	25
9151	72.10	0.37	13.2	0.8	2	0.05	0.19	0.64	2.75	6.07	0.02	1	390	30	523	72	75	249	1347	26
9152	71.60	0.4	13	1.3	2.7	0.06	0.17	0.98	2.83	6.01	0.03	0.9	990	23	565	87	67	264	1295	25
9153	72.50	0.33	12.9	1	2.2	0.04	0.16	0.94	3.02	5.77	0.02	0.83	2110	24	446	84	53	306	1015	26
9154	70.60	0.46	12.8	0.1	3.3	0.07	0.16	1.56	2.94	5.52	0.04	0.93	1260	23	526	84	76	238	1251	25
9155	70.90	0.47	12.8	1	3.3	0.07	0.14	1.56	2.9	5.51	0.04	0.82	1360	25	523	86	77	247	1163	26
9157	72.10	0.37	12.8	1.8	2.7	0.06	0.13	1.16	2.94	5.86	0.02	0.73	1120	27	624	94	56	227	942	26
9159	74.90	0.3	12.2	1.9	1.4	0.03	0.19	0.57	2.78	5.61	0.03	0.55	1080	19	366	83	32	285	467	24

LOI= Loss of ignition; n.d.= not determined

Tabell 2: Kemiska analyser från Nordingrågraniterna (Lindh och Johansson 1996). Granitprov nr. 9137 har provtagits närmast lokalen vid Norrfällsviken och granitprov nr. 9149 närmast lokalen vid Käxed.

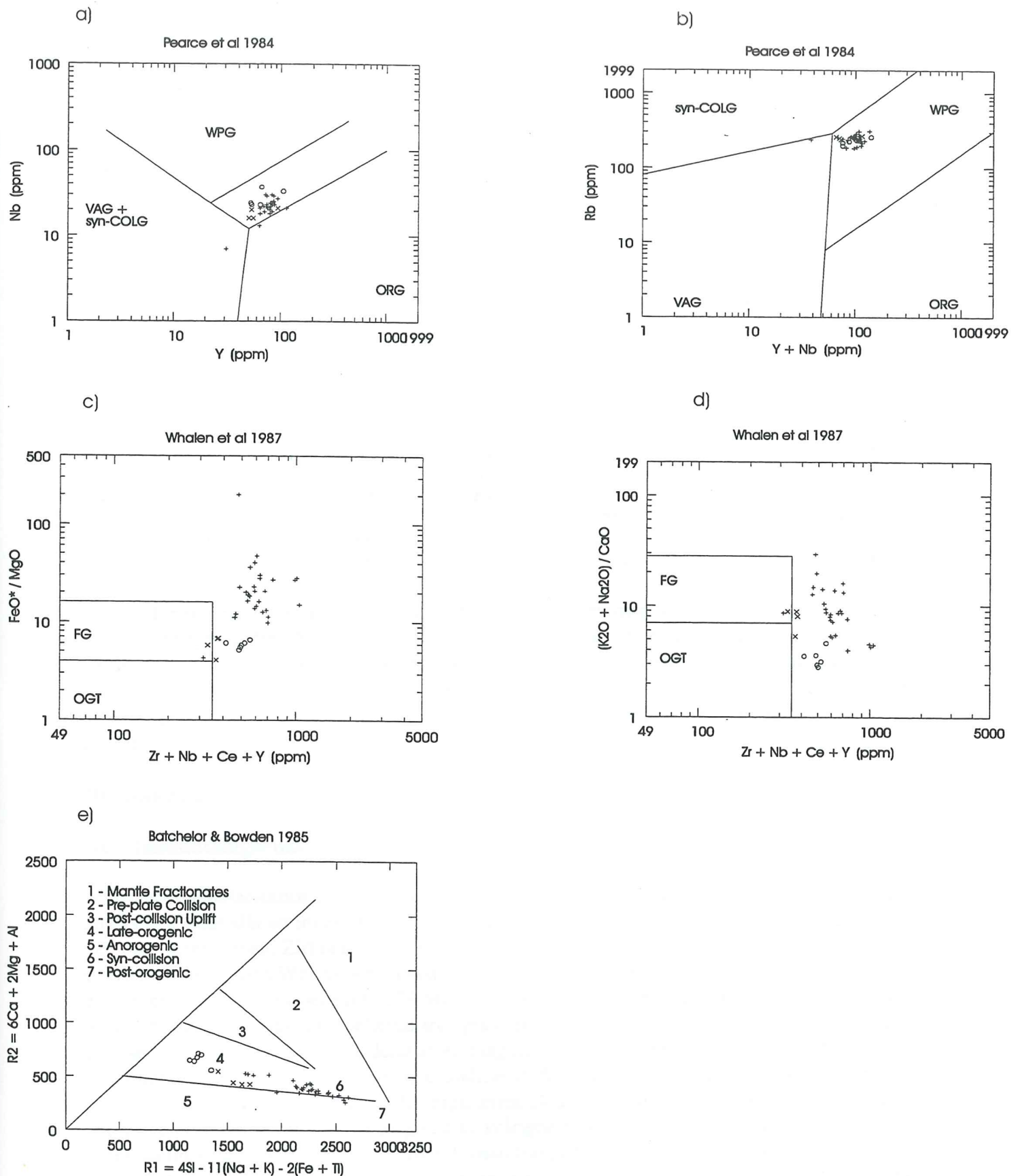


Fig. 11: Tektoniska diagram av a) och b) Pearce et al. (1987), c) och d) Whalen et al. (1987), e) Batchelor & Bowden (1985). Ofyllda ringar symboliserar Käxedprover, kryss prover från Norrfällsviken och kors granitprover. Förkortningar: FG = felsic granite, OGT= orogenic granite type, ORG = oceanic ridge granite, syn COLG = syncollision granite, VAG = volcanic arc granite, WPG = within plate granite. Fältet utan symbol i diagrammen av Whalen et al. (1987) är området för anorogena bergarter.



**Tabell 3:** Resultat ifrån Sm-Nd-isotopanalyser samt resultat ifrån tidigare analyser av Nordingrågranit (Lindh och Johansson 1996)

Prov	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$ (1578 Ma)	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
T2	13.6326	66.7987	0.1243	0.511800	-1.723	2.11
NFX-2	12.7739	63.9762	0.1216	0.511606	-4.974	2.37
FV-1	13.3602	69.1821	0.1176	0.511689	-2.536	2.14
FV-5	16.3506	78.8317	0.1263	0.511731	-3.481	2.28
Käxed 16	15.7397	74.1244	0.1293	0.511739	-3.934	2.35
Nordingrå-						
granit						
9144	13.7792	63.1311	0.1319	0.511834	-2.601	2.25
9145	15.9167	71.9735	0.1337	0.511856	-2.536	2.26
9146	14.9426	71.4600	0.1264	0.511456	-3.012	2.25
9147	16.1714	72.0441	0.1357	0.511865	-2.766	2.31
9154	15.4930	71.5834	0.1308	0.511827	-2.515	2.24
9157	20.3927	103.3453	0.1193	0.511705	-2.568	2.16

Jämfört med granitprover uppvisar inneslutningarna en betydligt större spridning av  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -värdena. Proverna ifrån Norrfällsviken (T2 och NFX-2) har t.ex. både de lägsta och högsta värdena av analyserna. Dessa prover ger naturligtvis också den lägsta respektive högsta modellåldern (Ga och Ga). Tre av proverna ger betydligt lägre beräknade  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -värden än något av granitproven, och ger således en högre modellålder, medan två av dem ger en lägre modellålder.

## 10. Diskussion

### 10.1. Inneslutningarnas ursprung

Resultat från polarisationsmikroskoperingen,  $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ -dateringar av zirkon och kemiska analysdata visar alla att inneslutningarna är nära relaterade till Nordingrågranitens intrusion i den övre jordskorpan. Zirkoner som analyserades från graniten och dess inneslutningar överensstämmer med Welins och Lundqvists datering (Welin och Lundqvist 1984), vilket gör en beräknad intrusionsålder runt 1579 Ma än mer säker. Den kemiska sammansättningen hos inneslutningarna skiljer sig emellertid från graniten. Detta kan förklaras på minst tre olika sätt; antingen representerar proverna delar av en magma som ursprungligen skiljde sig åt från Nordingråmagman, eller har proverna kristalliserat ifrån samma magma som graniten, och blivit kontaminerad av de intruderade bergarterna. Den tredje förklaringen är att de kemiska analyserna blivit orepresentativa på grund av svårigheter att skilja större kristaller hos inneslutningarna från granitens kristaller. Inneslutningarna måste också ha påverkats termalt av att ha hamnat i en senare magmapuls; det är omöjligt att avgöra i hur stor utsträckning detta har påverkat den kemiska sammansättningen och isotopjämvikter.

Graniten i Norrfällsviken är fattig på pyroxen och rik på amfibol. Den har också en högre  $\text{SiO}_2$ -halt än graniten i Käxed, vilken är rik på pyroxen. Dessa egenskaper återspeglas också i inneslutningarnas mineralogi och kemi, vilket gör att hypotesen om att inneslutningarna skulle vara snabbt avkyld granitmagma som sedan återinkorporerats i graniten, inte kan uteslutas helt. Det finns emellertid inte någon känd bergart i området som kan förklara deras kemi genom kontamination. Om en bergart med en sammansättning likartad metagråvackorna i

området skulle kontaminerat magman, borde blandbergarten bli mer kvartsrik än graniten. Inneslutningarnas snabba avkylning underlättar dessutom inte en blandningsprocess.

Svårigheten att separera materialet så att kontamination från graniten, framförallt från dess mörka mineral, undvikits i kombination med den ringa materialmängden (cirka 50g) för varje inneslutning kan till en viss utsträckning ha orsakat att materialet blivit orepresentativt. De större kvartskornen från graniten är lättast att skilja, eftersom de är har en rundad form, medan kalifältspat- och amfibolkristaller ser likadana ut i inneslutningarna och i graniterna.

EDX- analyser utförda på pyroxener och amfiboler indikerar en kemisk ojämvikt. Detta kan antingen bero på att inneslutningarna har kristalliserat så snabbt att mineraljämvikter inte har hunnit ställa in sig, eller att mineralen har störts på grund av påverkan från granitmagman.

Kvarts som finns i inneslutningarna ser ut att omsluta övriga mineral i ett mönster, där större domäner av kvarts släcker ut samtidigt under polarisationsmikroskopet. Detta kan bero på att värmegradienten mot den intruderade bergarten i en smal zon blivit gradvis mindre när magman värmt upp den, så att kvarts har kristalliserat något långsammare än övriga mineral.

Sm/Nd- analyserna ger värden för inneslutningarna som i tre prov av fem är betydligt lägre än alla sex granitanalyserna. Detta indikerar, tillsammans med de geokemiska analyserna, att det verkar ha funnits en magma med en kvartssyenitisk sammansättning som smält upp ifrån en protolit med en ej oväsentlig presvekofennisk komponent. Anledningen till att graniten har högre  $\epsilon_{Nd}$ - värden kan förklaras genom att den har smält upp från en högre andel av en/flera svekofenniska/a bergart/er. Inneslutningarnas varierande värden kan också förklaras genom olika andelar uppsmält protolit. Det är emellertid svårt att geometriskt tänka sig hur denna magma skulle ha kommit till och uppfört sig i förhållande till granitmagman. Den kvartssyenitiska magman måste i så fall ha haft samma kemiska variationer som granitmagmorna i de områden där graniterna nu är belägna, för att man ska kunna förklara inneslutningarnas petrografiska och geokemiska likheter med graniterna. Dessutom är det svårt att tänka sig en magma med så varierande Sm/Nd-förhållanden ( $\epsilon_{Nd}$ = 1.7 och -4.9 i prover ifrån samma lokal).

Gabbron i Nordingråmassivet uppvisar så låga  $\epsilon_{Nd}$ -värden att det inte går att förklara dem på annat sätt än att gabbron har blivit kontaminerad av en eller flera presvekofenniska krustala bergarter (Anders Lindh, pers. comm.).  $\epsilon_{Nd}$ -värden för Strömsbrograniten (4 prov) varierar mellan -5.71 och -5.06 (Andersson 1997). Dessa värden, kopplade med låga  $\epsilon_{Nd}$ -värden för likåldriga diabaser, indikerar att både granitmagmorna och (framförallt) diabasmagmorna har haft en arkeisk bergartskomponent i protoliten (Andersson 1997).

Även protoliten till Ragundagraniterna och Rödömassivet anses ha en komponent som är äldre än de svekofenniska bergarterna (Persson 1996; Andersson 1996);  $\epsilon_{Nd}$ -värdena hos Ragundagraniterna varierar mellan -6.20 och -7.61 (Persson 1996) och hos Rödögraniterna mellan -7.4 och -4.8 (Andersson 1996).

Sm/Nd-analyser ifrån Nordingrågraniten (Lindh och Johansson 1996) ger emellertid högre  $\epsilon_{Nd}$ -värden (-2.5 till -3.0) än för övriga svenska massiv, vilket innebär att protoliten till granitmagman sannolikt inte haft någon betydande arkeisk komponent.  $\epsilon_{Nd}$ -värdena för de inneslutningar som analyserats tillsammans med geokemiska analyser verkar däremot peka på att denna komponent finns.

Mineralkemin ifrån mikrosondanalyserna tillsammans med inneslutningarnas varierande "whole rock"-kemi samt deras varierande finkornighet indikerar att de inte har kristalliserat under jämvikt. Dessutom har de påverkats av att ha hamnat i granitmagman. För att Sm/Nd-systemen i inneslutningarna ska påverkas krävs emellertid att de fraktioneras i förhållande till varandra vid en uppsmältningprocess. Utsträckningen av granitens termala påverkan på inneslutningarna är dessvärre okvantifierbar. Det finns inga slipobservationer som antyder att

amfibol eller pyroxen (de huvudsakliga Sm/Nd-bärande mineralen) har påverkats av granitmagman.

Fraktioneringsprocesser som förklaring till skillnaderna i geokemi mellan inneslutningarna och graniterna är inte sannolikt, eftersom de förstnämnda har en högre halt av  $MgO, FeO_{tot}, TiO_2$  och  $K_2O$  samt lägre  $SiO_2$ -halter jämfört med graniterna.

Sammanfattningsvis finns det inget hundraprocentigt tillförlitligt svar på varför inneslutningarna är geokemiskt olika Nordingrågraniterna. Magman som de har kristalliserat ifrån kan ha haft en annan sammansättning än granitmagmornas, men hur de är genetiskt relaterade förblir i så fall ett stort frågetecken.

## 10.2. Uppkomsten av rapakivimagmor

Nordingråmassivet och övriga rapakivimassiv i den Baltiska skölden har, som nämnts i början av arbetet, intruderat bergarter som bildades i den svekofenniska orogenesisen. Ragundakomplexet har daterats till ungefär 1510 Ma (Persson 1996). Rapakivimassiven i sydöstra Finland och norra Estland är de äldsta i Baltiska skölden med åldrar i intervallet 1.65-1.61 Ga (Andersson 1996 och referenser däri), medan Salmimassivet har en ålder på 1.54-1.56 Ga. En nord-sydligt strykande linje med rapakivimassiv väster om de ovannämnda massiven har en ålder mellan 1.59-1.56 Ga. Väster om dessa massiv finns de yngsta av rapakivibergarterna (Andersson 1996 och referenser däri). Fig. 12 (Andersson 1996) visar åldersfördelningen mellan kända rapakivimassiv i den Baltiska skölden.

Det finns inga rapakiviliknade bergarter som är svekofenniska. Inte heller finns det några kända rapakivimassiv i det transskandinaviska granit- porfyrbältet (TIB), beläget som ett brett SSV-NNV- strykande magmatiskt bälte med en ålder mellan ungefär 1.78 och 1.65 Ga (Gaal och Gorbatshev 1987 och referenser däri), vilket avgränsar det svekofenniska området söderut och västerut. Rapakivimassivens relationer till det transskandinaviska bältet och det senares förhållande till de svekofenniska bergarterna är inte fullständigt klarlagda.

Ett sätt att förklara rapakivimagmornas uppkomst är att de är belägna i områden med en extra tjock jordskorpa, vilket totalt med avseende på tryck och temperatur ökar den geotermala gradienten (personligt meddelande från I. Haapala till Anders Lindh). Detta innebär att temperaturen lättare överstiger solidustemperaturen i den undre jordskorpan och den övre manteln och därmed alstrar en partiell smälta. Rapakivimassivens geografiska läge och förekomsten av diabassvärmar med samma ålder som massiven (Laitakari, 1969; Ehlers och Ehlers, 1977; Rämö, 1991) antyder emellertid att de är extensionsrelaterade i samband med en begynnande kontinental riftning (Rämö och Haapala 1995 och ref. däri).

De parametrar som påverkar alstrandet av rapakivimagmor i den undre jordskorpan är, förutom protoliten ursprungssammansättning, framförallt tryck, temperatur och tillgången av fluida faser. Sammansättningen av protoliten till Nordingrågraniten kan modelleras som om den motsvarande de tidigsvekofenniska I-graniterna i området (Lindh och Johansson 1996). REE-mönster för Nordingrågraniten (Lindh och Johansson 1996) är flacka, med en anrikning av lätta REE i förhållande till tunga. En distinkt negativ Eu-anomali visar att plagioklas har lämnats kvar i residualen. Halten tunga REE antyder att granat inte är ett betydande mineral i residualbergarten. I övrigt antyder de flacka mönstren endast att lättare mineral såsom kalifältspat, kvarts och plagioklas har smält upp mer än tunga mineral såsom pyroxener och opaka mineral.

Uppsmältningsjämvikterna påverkas dessutom markant av det rådande trycket. Smältexperiment av Patiño Douce och Beard (1995) för en syntetisk biotitgnejs, SBG (biotit-plagioklas-kvarts-ilmenit med  $Mg\#=55$ ) under vattenfria förhållanden visar ökande Ab/Or-

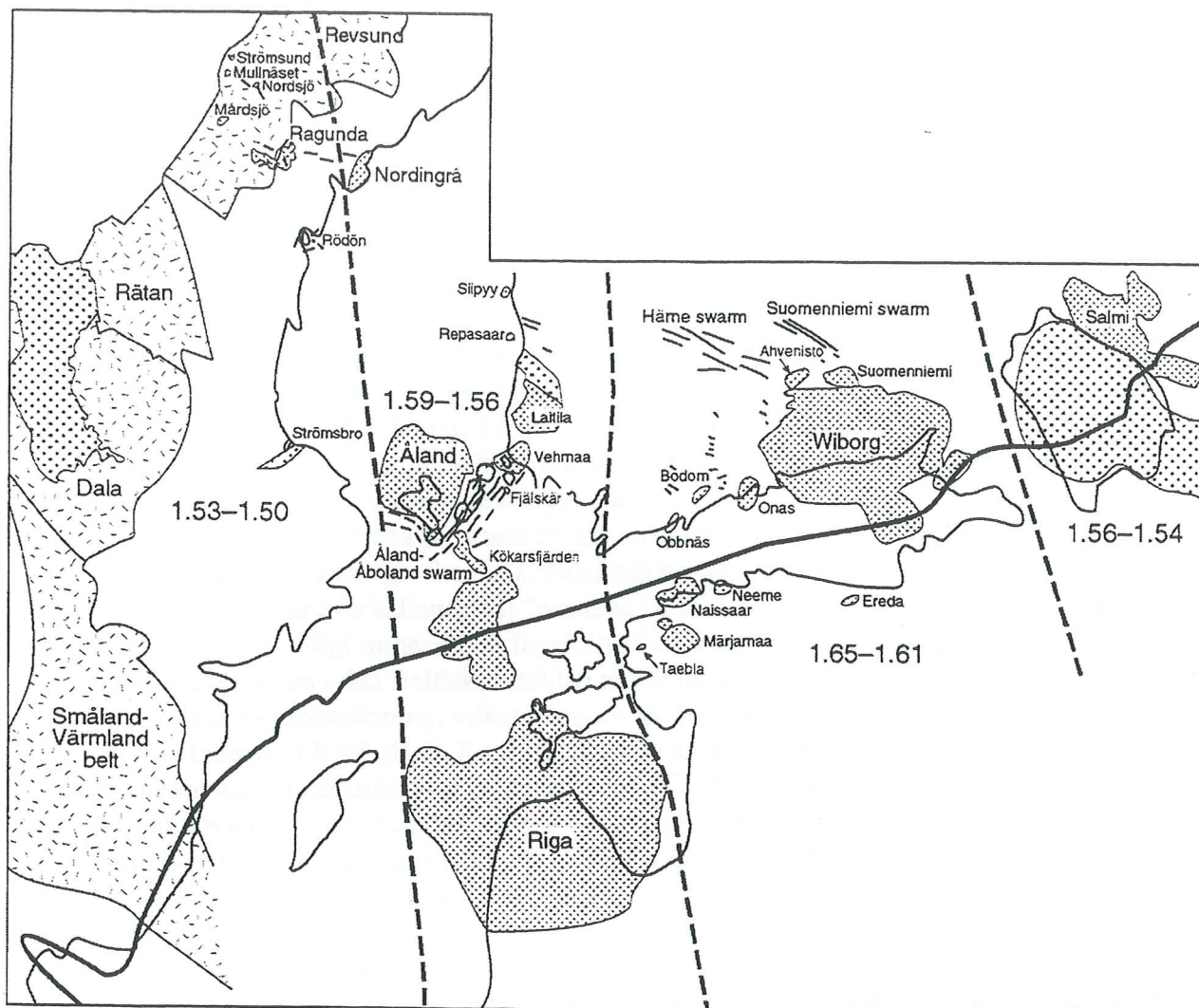


Fig.12: Rapakivimassiv i den Baltiska skölden och deras inbördes åldersrelationer.

förhållanden i smältan med ökande tryck (från  $Ab/Or = 0.35/0.65$  vid 7 kbar till  $Ab/Or = 0.6/0.4$  vid 15 kbar). Ökande tryck medför enligt experimentella data sammanställda av (ref) dessutom att  $(Ab+Or)/Qz$ -förhållandet ökar i granitiska smältor, vilket innebär en syenitisk trend hos smältorna med ökande djup. Lösligheten av Fe och Mg i smältor ökar med stigande temperatur (Patiño Douce 1996). Ett antal experimentella studier visar emellertid att i starkt vattenundermättade felsiska smältor, vilka samexisterar med mafiska faser, förblir koncentrationen av Fe och Mg låg (cirka 1-5%), även vid temperaturer på cirka 1000°C och över (Patiño Douce 1996 och ref. däri).

För att kunna förstå bildandet av rapakivimagmor måste också inverkan av fluida faser tas i beaktning. Bergarten/erna som Nordingrågraniten smält upp ifrån måste ha varit vattenfattig; detta indikeras av graniternas mineralogi och geokemiska data. Nordingrågraniten är mycket fattig på biotit och andra mineral som bär mycket vatten. Amfibolerna innehåller inte speciellt mycket vatten. Att magman är vattenfattig innebär att dess temperatur är högre än en magma som har smält upp ifrån en vattenrik bergart, eftersom smälttemperaturen för ingående vattenfria mineral sjunker vid ökat vattentryck.

I slip ifrån Nordingrågraniten kan emellanåt fenokristerna av karbonat med varierande storlek observeras. Fenokristernas ursprung är inte klarlagt, men antas av författaren till detta arbete härröra ifrån magman. Koldioxid påverkar smältjämvikter på samma sätt som vatten när den är löst i smältan, det vill säga sänker smälttemperaturen hos närvarande mineral, men i mindre

utsträckning än vatten. Koldioxid kan möjligtvis ha spelat en större roll vid uppsmältningssprocessen, men i den synmagmatiska gabbbron finns inga synbara mängder av kolbärande mineral.

Sammanfattningsvis kan man modellera rapakivimagmorna som att vara deriverade ifrån vattenfattiga krustala bergarter belägna i den undre jordskorpan, vilka har smält upp på grund av ett ökat värmefflöde underifrån (Rämö och Haapala 1995 och referenser däri). Temperaturen och trycket på dessa djup kopplat med en vattenfattig miljö har gett upphov till att bergarterna smält upp partiellt när värme tillförts underifrån, vilket indikeras av höga halter av Fe/Mg, F, K, Zn, Ga, Rb, Zr, Hf, Th, U och REE (utom Eu), och lägre halter av Ca, Mg, Al, P och Sr (Rämö och Haapala 1995). Temperaturen hos de alstrade magmorna har antagligen, trots den partiella uppsmältningen, varit högre än för till exempel de tidigsvekofenniska I-graniterna på grund av att uppsmältningssmiljön har varit vattenfattig. Den kemiska sammansättningen hos t.ex. Nordingråmagman har resulterat i termodynamiska jämviktsförskjutningar i förhållande till "normala" graniter, vilket innebär att kalifältspat kristalliserat som ett tidigt mineral och fayalit har bevarats i de kristalliserade magmorna. De olika rapakivmassiven i den Baltiska skölden måste ha smält upp från krustala bergarter med något olika sammansättning, vilket visas av att de inte är helt geokemiskt lika varandra (Rämö och Haapala och ref. däri). Runt Nordingråmassivet förekommer både sensvekofenniska, anatektiska S-graniter och tidigsvekofenniska I-graniter, vilket indikerar att jordskorpan undertill förmodligen är mycket heterogen; hela området har legat över en subduktionszon med alstring av smältor på djupet. Vilka bergarter som de öbågerelaterade gråvackorna sedimenterat på under subduktionsprocessen är okänt, men är förmodligen en blandning av både tidigproterozoiska bergarter (sediment?) och arkeiska bergarter. Således finns det ingenting som pekar på att rapakivimagmorna är deriverade ifrån en homogen jordskorpa; deras kemiska sammansättning kan återspegla den allmänna bristen på vatten i den undre jordskorpan.

De fysikaliska betingelser som styrat rapakivimagmornas bildande och som sammanfattats av Rämö och Haapala (1995), anses av författaren till detta arbete vara tillräckliga för att förklara Nordingrågranitens uppkomst; en mycket vattenfattig protolit (granitisk till intermediär gnejs innehållande betydande mängder av kvarts, kalifältspat, plagioklas, zirkon, pyroxen och amfibol), hög temperatur vid uppsmältningen och en tensionsmiljö i vilken magman flyttats i från residualen snabbt.

Anledningen till att det inte finns rapakivibergarter i det transskandinaviska bältet och det svekofenniska området kan bero på ett flertal viktiga skillnader i de kriterier som styrat uppsmältningen och utvecklingen av magmorna i subduktionszonen.

De viktigaste borde vara:

- vattentillgång (bundet i bergarterna och i sprickzoner)
- graden av uppsmältning av protoliterna kopplat med ett långvarigt och högt värmefflöde underifrån.
- blandning av olika magmatyper på djupet.
- tiden som magmorna stannar kvar på djupet innan de kristalliserar.

## 11. Slutsatser

- Zirkonanalyser av Nordingrågraniten och inneslutningarna ger en perfekt överensstämmelse med tidigare dateringar (Welin och Lundqvist 1984). Intrusionsåldern 1578 Ma anses därför vara bekräftad.
- Geokemiska analyser pekar på att det har funnits en magma med annorlunda sammansättning än och Sm/Nd-förhållanden än vad graniterna har. Denna magma har i sådant fall haft en presvekofennisk komponent i protoliten. Fältobservationer samt petrografiska och geokemiska likheter mellan inneslutningarna och graniterna på respektive provlokal ger inget stöd för denna hypotes.

### Tack till

Min handledare Anders Lindh för hjälp med allt möjligt under arbetets gång.

Fredrik Hellman för mycket hjälp med koberdateringen och med diverse problem som dykt upp då och då.

Maria Mannerstrand för hjälp med bl.a. elektronmikroskopet och fotografering.

Richard Anehus för tillverkning av tunnslipen.

Zoltan Solyom och Ingrid Johansson för de geokemiska analyserna.

Alla övriga på institutionen som har hjälpt mig under arbetet.

## Referenser

- Andersson, U. B. 1996: The Rödö rapakivi complex. Rapakivi granites and related rocks in central Sweden, IGCP project 315; exkursionsguide, s. 89-105.
- Andersson, U. B. 1996: The Strömsbro complex. Rapakivi granites and related rocks in central Sweden, IGCP project 315; exkursionsguide, s. 107-110.
- Andersson, U. B. 1996: The classical fennoscandian rapakivi granite complexes. Rapakivi granites and related rocks in central Sweden, IGCP project 315; exkursionsguide, s.
- Andersson, U. B. 1997: The sub-Jotnian Strömsbro granite complex at Gävle, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar* vol.119, s. 159-167.
- Batchelor, R. A. och Bowden, P. 1985: Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48., s. 43-55
- Bussy, F. 1990: The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallisation process? *Geological Journal* 25, s.319-324.
- Debon, F. och Le Fort, P. 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 73:3, s.135-149.
- Dempster, T. J., Jenkin, G. R. T., Rogers, G. 1994: The origin of rapakivi. *Journal of petrology* vol. 35, s.963-981.
- De la Roche, H. 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 and R2-diagram and major-element analysis, its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29; 3-4, s.183-210.
- Edén, P. 1991: A specialized topaz-bearing rapakivi granite and associated mineralized greisen in the Ahvenisto Complex; SE Finland. *Bull. Geol. Society of Finland* 63;1, s. 25-40.
- Ehlers, C., Ehlers M. 1977: Shearing and multiple intrusion in the diabases of Åland Archipelago, southwest Finland. *Geol. Survey of Finland, Bull.* 289, s.31.
- Gaal, G. och Gorbatshev, R. 1987: An outline of the precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian research*, 35, s.15-52.
- Haapala, I. 1977: Petrography and geochemistry of the Eurojari stock, a rapakivi-granite complex with type mineralization in southwestern Finland. *Geol. Survey Finl., Bull.* vol 286, 128 pp.
- Haapala, I. 1985: Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. Granite-related mineral deposits; geology, petrogenesis and tectonic setting; extended abstracts of papers presented at the CIM conference. *CIM Geol. Div. Halifax, NS, Canada*, s.123-131.
- Haapala, I. 1995: Metallogeny of the Rapakivi granites. *Mineralogy and Petrology* vol.54, s.149-160
- Haapala, I. och Rämö, O.T., 1992: Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* vol 83, s.165-171.
- Hibbard, M.J. 1981: The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* vol.76, s.158-170.
- Högbom, A.G. 1893: Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. *Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar* v.15, s.209-240.
- Elo, S. och Korja, A 1993: Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southeastern Finland. *Precambrian Research* 64; 1-4, s.273-288.
- Irvine, T.N. och Baragar, W.R. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8:5, s.523-548.
- Kornfält, K.A. 1976: Petrology of the Ragunda rapakivi massif, central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning, C725: 1-111.*
- Laitakari, I. 1969: On the set of olivine diabase dykes in Haeme, Finland. *Bulletin de la Commission Geologique de Finlande* 241, s.65.
- Laurén, L. 1970: An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the jotnian sandstone in southern Finland. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar*, vol.114, s.21-34.
- Lindh, A. och Johansson, I. 1996: Rapakivi granites of the Baltic shield: The Nordingrå granite, its chemical variation and Sm-Nd isotope composition. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, s. 291-312.
- Loveridge, W.D., Ermanovics, I.F., Sullivan, R.W. 1987: U-Pb ages on zirkon from the Maggo Gneiss, the Kanairikot plutonic suite and the Island Harbour plutonic suite, coast of Labrador, Newfoundland. *Geological Survey of Canada. vol. 87:2*, s.59-65.
- Lundqvist, Th., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, L. och Kresten, P. 1990: Beskrivning till karta över berggrunden i Västernorrlands län. *Sveriges geologiska undersökning, Ba 31*, s.429 pp.
- Lundqvist, Th., Lindh, A., Andersson U.B., Fröjdö, S. och Claesson, S. 1996: The Nordingrå massif. Rapakivi granites and related rocks in central Sweden, ICGP project 315; exkursionsguide, s. 77-88.

- Nekvasil, H. 1991: Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. *American Mineralogist* v.76, s.1279-1290.
- Patiño Douce, A.E. 1996: Effects of pressure and H<sub>2</sub>O content on the compositions of primary crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.* 87, s. 11-21
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. och Tindle, A.G., 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petr.* 25, s. 956-983.
- Persson, A.I. 1996: The Ragunda rapakivi complexes. Rapakivi granites and related rocks in central Sweden, ICGP project 315; *exkursionsguide*, s.62-75.
- Persson, A.I. 1997 (submit): Absolute (U/Pb) and relative ages of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden. *Precambrian Research*.
- Rämö, O.T., 1991: Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. *Geol. Survey of Finland. Bull.* 355, s. 161 pp.
- Rämö, O.T. och Haapala, I. 1995: One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, vol. 52, s.129-185.
- Stimac, J.A. och Wark, D.A. 1992: Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California: Implications for the origin of rapakivi texture. *Geological Society of America Bull.* vol 104, s. 728-744.
- Vorma, A. 1971: Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland. *Bull. Comm. Geol. Finland* 246, s. 72 pp.
- Vorma, A. 1975: On two roof pendants in the Wiborg rapakivi massif, southeastern Finland. *Geol. Survey Finland, Bull.* 285, s. 86 pp.
- Vorma, A. 1976: On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. *Geol. Survey Finland, Bull.* 285, s.1-98.
- Wahl, W. 1925: Die gesteine des Wiborger Rapakivgebietes. *Fennia* 45, 20, s.1-127.
- Welin, E., Vaasjoki, M., Suominen, V. 1983: Age differences between Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon ages of syn- and postorogenic Svecocarelian granitoids in Sottunga, SW Finland. *Lithos* 16;4 s.297-305.
- Welin, E. och Lundqvist, Th. 1984: Isotopic investigations of the Nordingrå rapakivi massif, north central Sweden. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar*, vol.115, s.41-49.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., och Chappell, B.W. 1987: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, s. 407-419.
- Windley, B.F. 1983: Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Geological Society of London.* 150, part 1; s.39-50.



## Appendix

### Amfiboler och pyroxener analyserade med EDX-analys

#### Amfiboler ifrån Norrfällsviken

T2P								
	Ring1				Ring4		Ring5	
	amf	amf 1:1	amf 1:2	amf 1:3	amf 1:1	amf 1:2	amf 1:1	amf 1:2
Si	6,72	6,7	6,73	6,67	6,9	6,89	6,69	6,74
Al (IV)	1,28	1,3	1,27	1,33	1,1	1,11	1,31	1,26
Al (VI)	0,11	0,17	0,17	0,14	0,16	0,14	0,11	0,13
Mg (M1-M3)	1,21	0,84	0,76	0,79	1,39	1,36	1,13	1,13
Fe (M1-M3)	3,47	3,81	3,87	3,86	3,29	3,35	3,56	3,54
Fe (M4)	0,04	0,02	0,02	0,01	0,06	0,03	0,06	0,07
Mn (M4)	0,03	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03
Ti (M1-M3)	0,21	0,18	0,2	0,21	0,16	0,15	0,2	0,2
Ca (M4)	1,85	1,89	1,87	1,92	1,8	1,86	1,88	1,85
Na (M4)	0,08	0,05	0,06	0,03	0,12	0,07	0,02	0,05
Na (A)	0,58	0,53	0,49	0,52	0,53	0,52	0,56	0,54
K (A)	0,25	0,28	0,27	0,27	0,22	0,23	0,27	0,26

T1P								
		Ring 1						
	amf 1	amf 1:1	amf 1:2	amf 1:3	amf 2	amf 3	amf 4	amf 5
Si	6,66	6,78	6,76	6,75	6,81	6,88	6,66	6,85
Al (IV)	1,34	1,22	1,24	1,25	1,19	1,12	1,34	1,15
Al (VI)	0,18	0,21	0,21	0,18	0,21	0,2	0,16	0,15
Mg (M1-M3)	0,57	0,62	0,58	0,56	0,61	0,65	0,53	0,65
Fe (M1-M3)	4,07	4,06	4,1	4,09	4,07	4,06	4,16	4,06
Fe (M4)	0,07	0,1	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08
Mn (M4)	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,045
Ti (M1-M3)	0,18	0,11	0,11	0,17	0,11	0,09	0,15	0,14
Ca (M4)	1,86	1,86	1,9	1,84	1,88	1,85	1,87	1,85
Na (M4)	0,02			0,06	0,01	0,04		0,05
Na (A)	0,57	0,53	0,5	0,5	0,5	0,52	0,58	0,495
K (A)	0,25	0,25	0,25	0,24	0,24	0,22	0,28	0,235

T2PU	Ring 1			Ring 2			Ring 3		
	amf 1:1	amf 1:2	amf 1:3	amf1:1	amf1:2	amf 2	amf 1:1	amf 1:2	
Si	6,78	6,79	6,72	6,8	6,82	6,77	6,76	6,79	
Al (IV)	1,22	1,21	1,28	1,2	1,18	1,23	1,24	1,21	
Al (VI)	0,15	0,12	0,22	0,12	0,13	0,18	0,11	0,17	
Mg (M1-M3)	0,87	0,88	0,99	0,89	0,77	0,64	1,22	1,14	
Fe (M1-M3)	3,81	3,81	3,58	3,79	3,92	3,96	3,48	3,49	
Fe (M4)	0,02						0,05	0,06	
Mn (M1-M3)									
Mn (M4)									
Ti (M1-M3)	0,17	0,19	0,21	0,19	0,18	0,2	0,19	0,2	
Ca (M4)	1,9	1,94	1,88	1,91	1,89	1,91	1,84	1,81	
Na (M4)	0,03	0,04	0,08	0,05	0,05	0,06	0,07	0,1	
Na (A)	0,51	0,52	0,45	0,51	0,51	0,47	0,54	0,54	
K (A)	0,23	0,23	0,27	0,25	0,24	0,25	0,26	0,24	

T3P	Ring 1
Si	6,67
Al (IV)	1,33
Al (VI)	0,14
Mg (M1-M3)	0,79
Fe (M1-M3)	3,86
Fe (M4)	0,01
Mn (M4)	0,04
Ti (M1-M3)	0,21
Ca (M4)	1,92
Na (M4)	0,03
Na (A)	0,52
K (A)	0,27

Amfiboler ifrån Käxed

T8P	Ring 1							
Kommentar	Mamf 1:1	Mamf 1:2	Mamf 1:3	Amf 2	amf 2:1	amf 2:2	amf 2:3	amf 3:1
							blågrön	
Si	6,66	6,63	6,66	6,925	6,79	7,06	7,22	7,07
Al (IV)	1,34	1,37	1,34	1,075	1,21	0,94	0,78	0,93
Al (VI)	0,14	0,13	0,14	0,165	0,18	0,15	0,14	0,14
Mg (M1-M3)	0,77	0,75	0,74	0,67	0,74	0,6	0,73	0,63
Fe (M1-M3)	3,87	3,89	3,91	4,045	3,93	4,16	4,08	4,14
Fe (M4)	0,06	0,04	0,04	0,035	0,05	0,02	0,08	0,05
Mn (M4)	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05
Ti (M1-M3)	0,22	0,23	0,02	0,12	0,15	0,09	0,05	0,09
Ca (M4)	1,87	1,88	1,89	1,91	1,9	1,92	1,85	1,89
Na (M4)	0,03	0,05	0,03	0,015	0,02	0,01	0,04	0,01
Na (A)	0,55	0,54	0,54	0,465	0,5	0,43	0,39	0,47
K (A)	0,28	0,27	0,29	0,22	0,24	0,2	0,14	0,18

Ring 3	
blågrön	blågrön
amf 1:2	amf 1:4
7,61	7,4
0,39	0,6
0,13	0,12
0,84	0,56
4	4,29
0	0,01
0,06	0,06
0,03	0,03
1,89	1,93
0,05	0,02
0,17	0,29
0,08	0,09

							Ring 4	
	amf 2:1	amf 2:2	amf3:1	amf 4:1	amf 5:1	amf 6:1	amf 1:1	amf 1:2
Si	6,83	7,04	7,2	6,72	7,08	6,78	6,88	6,88
Al (IV)	1,17	0,96	0,8	1,22	0,92	1,22	1,12	1,12
Al (VI)	0,16	0,12	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13	0,12
Mg (M1-M3)	0,7	0,61	0,7	0,69	0,65	0,7	0,81	0,73
Fe (M1-M3)	3,98	4,17	4,1	3,99	4,12	4	3,92	3,99
Fe (M4)	0,03		0,04	0,02	0,02	0,06	0,01	0,06
Mn (M4)	0,05	0,07	0,08	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05
Ti (M1-M3)	0,16	0,1	0,07	0,18	0,09	0,17	0,14	0,16
Ca (M4)	1,89	1,93	1,88	1,91	1,91	1,89	1,9	1,89
Na (M4)	0,03				0,01		0,04	
Na (A)	0,5	0,5	0,39	0,57	0,44	0,53	0,51	0,47
K (A)	0,21	0,2	0,15		0,18	0,23	0,24	0,2

					blågrön a.			
	amf 1:3	amf 2:1	amf 2:2	amf 2:3	amf 2:4	amf 2:5	amf 3:1	blågrön a.
Si	6,87	7,18	6,91	6,88	7,14	7,1	6,81	7,69
Al (IV)	1,13	0,82	1,09	1,12	0,86	0,9	1,19	0,31
Al (VI)	0,17	0,18	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,07
Mg (M1-M3)	0,77	0,7	0,73	0,72	0,68	0,69	0,68	0,79
Fe (M1-M3)	3,9	4,03	3,98	3,97	4,07	4,06	3,96	4,12
Fe (M4)			0,01	0,05		0,03		0,06
Mn (M4)	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,07
Ti (M1-M3)	0,16	0,09	0,14	0,15	0,09	0,09	0,19	0,02
Ca (M4)	1,89	1,9	1,89	1,88	1,89	1,88	1,91	1,87
Na (M4)	0,06	0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	
Na (A)	0,46	0,34	0,46	0,47	0,37	0,4	0,51	0,18
K (A)	0,25	0,17	0,2	0,2	0,17	0,18	0,22	0,07

T22									
Amfibol nr	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9
Si	6.99	6.99	7.01	6.85	7.31	6.84	6.77	6.89	6.94
Al (IV)	1.01	1.01	0.99	1.15	0.69	1.16	1.23	1.11	1.06
Al (VI)	0.15	0.18	0.20	0.09	0.02	0.12	0.07	0.19	0.25
Mg (M1-M3)	1.21	1.11	1.20	1.17	1.53	1.09	1.29	1.24	1.04
Fe (M1-M3)	3,58	3,63	3,53	3,59	3,37	3,6	3,41	3,51	3,68
Fe (M4)	0.07	0.05	0.04	0.06	0.09	0.02		0.21	0.15
Mn (M4)	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03
Ti (M1-M3)	0.06	0.08	0.07	0.15	0.08	0.19	0.23	0.06	0.03
Ca (M4)	1.89	1.90	1.91	1.89	1.82	1.89	1.91	1.75	1.82
Na (M4)			0.02		0.05	0.04	0.04		
Na (A)	0.54	0.50	0.48	0.54	0.39	0.46	0.47	0.51	0.52
K (A)	0.19	0.21	0.21	0.22	0.16	0.24	0.29	0.21	0.23

### Pyroxener ifrån Käxed

T8P	pxn 1:1	pxn 1:2	pxn 2:1	pxn 3	pxn 4:1	pxn 4:2
Si (T)	1,99	1,99	1,99	1,99	1,98	1,98
Al (T)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Al (M1-M2)	0,01					
Fe (M1-M2)	0,86	0,86	0,84	0,85	0,88	0,86
Mg (M1-M2)	0,15	0,14	0,13	0,14	0,17	0,18
Ti (M1-M2)	0	0	0	0	0	0
Mn (M1-M2)	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
Ca (M2)	0,96	0,96	0,99	0,95	0,9	0,92
Na (M2)	0,02	0,02	0,01	0,025	0,03	0,02

T11P	pxn1:1	pxn 1:2	pxn 2:1	pxn 2:2	pxn 3:1	pxn 3:2
Si (T)	1,99	1,97	1,99	1,98	1,99	1,98
Al (T)	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
Al (M1-M2)	0,02	0,01			0,02	0,01
Fe (M1-M2)	0,73	0,73	0,76	0,77	0,75	0,73
Mg (M1-M2)	0,35	0,37	0,34	0,33	0,31	0,35
Ti (M1-M2)	0	0,01	0	0	0	0,01
Mn (M1-M2)	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Ca (M2)	0,87	0,87	0,87	0,89	0,9	0,86
Na (M2)	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03

T 22	pxn 1	pxn 2	pxn 3	pxn 4	pxn 5	pxn 6
Si (T)	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,99
Al (T)	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Al (M1-M2)		0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe (M1-M2)	0,79	0,78	0,76	0,78	0,77	0,77
Mg (M1-M2)	0,31	0,3	0,29	0,3	0,31	0,32
Ti (M1-M2)	0	0,01	0,01	0,01	0,06	0
Mn (M1-M2)	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Ca (M2)	0,88	0,87	0,9	0,87	0,88	0,84
Na (M2)	0,01	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04

**Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":**

15. Thuning, Bengt & Linderson, Hans, 1986: Stratigrafi och överplöjning i Bussjö-området, Ystad.
16. Bergstedt, Erik & Lööf, Arne I., 1986: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun.
17. Elg, Anette, 1987: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden.
18. Andrésdóttir, Aaudur, 1987: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saubauer Area, west Iceland.
19. Eken, Karin, 1987: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg.
20. Kockum, Kajsa, 1987: Alkalisering vid konstgjord infiltration: En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland.
21. Wedding, Bengt, 1987: Granatförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie.
22. Utgå.
23. Hammarlund, Dan, 1988: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne.
24. Jansson, Caroline, 1988: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd.
25. Jerre, Fredrik, 1988: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland.
26. Svensson, Erik, 1989: Upper Triassic depositional environments at Lunnom, northwest Scania.
27. Vajda, Vivi, 1988: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne.
28. Persson, Arne, 1988: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbata-kalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland.
29. Regnell, Mats, 1988: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie.
30. Siverson, Mikael, 1989: Palaeosporinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden.
31. Mathiasson, Lena, 1989: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet.
32. Månsson, Agneta, 1990: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides.
33. Lagerås, Per, 1991: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne.
34. Rundgren, Mats, 1991: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland.
35. Björkman, Leif, 1991: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland.
36. Holmström, Patrich, Möller, Per, & Svensson, Mats, 1991: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe.
37. Barnekow, Lena, 1991: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafmetoderna för kornstorleksanalyser.
38. Ask, Rikard, 1992: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden.
39. Leander, Per & Persson, Charlotte, 1992: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg.
40. Mannerstrand, Maria, 1992: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifaltspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige.
41. Johansson, Per, 1992: Moränstratigrafisk undersökning i kustklingtar, NV Polen.
42. Hagin, Lena, 1992: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna.
43. Nilsson, Patrik, 1992: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides.
44. Nilsson, Pia, 1992: Lateritiserings - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias.
45. Jacobsson, Mikael, 1993: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden.
46. Christodoulou, Gina, 1993: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden.
47. Söderlund, Ulf, 1993: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland.
48. Remelin, Mika, 1993: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur.
49. Gedda, Björn, 1993: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Äleklinta, Öland, Sweden.
50. Månsson, Kristina, 1993: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania.
51. Carlsson, Patric, 1993: A Petrographic and Geochemical Study of the Early Proterozoic, Bangenhuk Granitoid Rocks of Ny Friesland, Svalbard.
52. Holmqvist, Björn.H., 1993: Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko.

53. Zander, Mia, 1993: Sedimentologisk undersökning av en kvartär deltaavlagring vid övre Jyllandselv, Jameson Land, Östgrönland.
54. Albrecht, Joachim, 1993: Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit "Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany.
55. Magnusson, Martin, 1994: Sedimentologisk och morfologisk undersökning av Gyllebo-Baskemöllafältet, östra Skåne.
56. Holmqvist, Johan, 1994: Vittring i en moränjord vid Farabol, NV Blekinge.
57. Andersson, Torbjörn, 1994: A sedimentological study of glacial deposits in the upper Sjølandselv area, Jameson Land, East Greenland.
58. Hellman, Fredrik, 1994: Basement - cover relationships in the Harkerbreen Group of the northern Ny Friesland Caledonides, Svalbard.
59. Friberg, Magnus, 1994: Structures and PT determination of the Caledonian metamorphism of the lower part of the Planetfjella Group in the area around Mosseldalen, northern Ny Friesland, Svalbard.
60. Remelin, Mika, 1994: Palaeogeographic and sedimentation models for the Whitehill-Irati sea during the Permian of South America and southern Africa.
61. Hagman, Mats, 1994: Bevattning med avloppsvatten - en hydrogeologisk studie.
62. Sandström, Olof, 1994: Petrology and depositional history of the Campanian strata at Maltesholm, Scania, southern Sweden.
63. Pålsson, Christian, 1995: Middle-Upper Ordovician trilobites and stratigraphy along the Kyrkbäcken rivulet in the Röstånga area, southern Sweden.
64. Gustafson, Lars, 1995: Senkvartär stratigrafi och utveckling i Örseryd, mellersta Blekinge.
65. Gichina, Boniface M., 1995: Early Holocene water level changes as recorded on the island of Senoren, eastern Blekinge, southeastern Sweden.
66. Nilson, Tomas, 1996: Process- och miljötolkning av sedimentationen i en subglacial läsideskavitet, Järnavik, S. Blekinge.
67. Andersson, Jenny, 1996: Sveconorwegian influence on the ca. 1.36 Ga old Tjärnesjö granite, and associated pyroxene bearing quartz-monzonites in southwestern Sweden.
68. Olsson, Ingela, 1996: Sedimentology of the Bajocian Fuglunda Member at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
69. Calner, Hanna, 1996: Trace fossils from the Paleocene-Middle Eocene Monte Sporno flysch complex, Northern Apennines, Italy.
70. Calner, Mikael, 1996: Sedimentary structures and facies of fine grained deep-water carbonate turbidites in a Paleocene-Middle Eocene flysch complex, Monte Sporno, Northern Apennines, Italy.
71. Hesbøl, Ros-Mari, 1996: Retrograded eclogites of the Richarddalen Complex, NW Svalbard - Petrology and P/T-conditions.
72. Eriksson, Mats, 1996: Lower Silurian polychaetaspid and ramphoprioid polychaetes from Gotland: aspects on taxonomy and palaeoecology.
73. Larsson, Daniel, 1996: Proterozoic hydrothermal alteration and mineralization along the Protogine Zone in southern Sweden.
74. Rees, Jan, 1996: A new hybodont shark fauna from the Upper Jurassic Vitabäck Clays at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
75. Bengtsson, Fredrik, 1996: Paleomagnetisk undersökning av senpaleozoiska gångbergarter i Skåne; Kongadiabas, melafyr och kullait.
76. Björngreen, Maria, 1996: Kontrollprogram vid avfallsupplag - en utvärdering.
77. Hansson, Anders, 1996: Adaptations and evolution in terrestrial carnivores.
78. Book, Jenny, 1996: A Light Microscopy and Scanning Electron Microscopy study of coccoliths from two bore holes along the City Tunnel Line in Malmö, Sweden.
79. Broström, Anna, 1996: The openness of the present-day landscape reflected in pollen assemblages from surface sediments in lakes - a first step towards a quantitative approach for the reconstruction of ancient cultural landscapes in south Sweden.
80. Paulsson, Oskar, 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
81. Sandelin, Stefan, 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
82. Meyerson, Jacob, 1997: Uppermost Lower Cambrian - Middle Cambrian stratigraphy and sedimentary petrography of the Almbacken drill-core, Scania, southern Sweden.
83. Åkesson, Mats, 1997: Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av postglacialt bildade järn- och manganmineral i en drumlinformad rygg.
84. Ahlgren, Charlotte, 1997: Late Ordovician communities from North America.
85. Strömberg, Caroline, 1997: The conodont genus *Ctenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden.
86. Borgenlöv, Camilla, 1997: Vätskeinklusioner som ledrådar till bildningsmiljön för Bölets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geochemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.