

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

Mineralogi och petrologi

---



Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige

Mattias Lundmark

*Per*

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600694092

---

Lund 2001

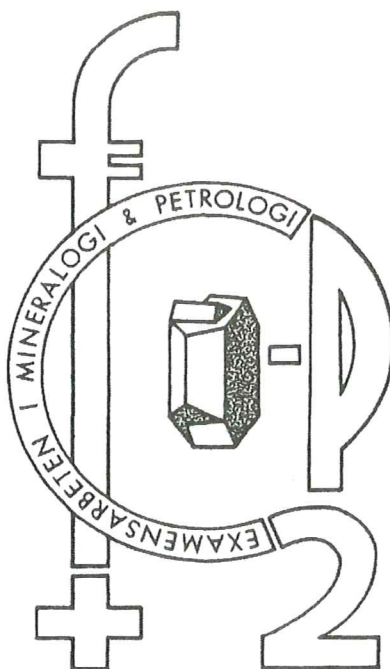
Examensarbete, 20 p  
Geologiska Institutionen, Lunds Universitet

Nr 136

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA



Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige

Mattias Lundmark

# Innehållsförteckning

<b>1 Inledning, syfte och metoder</b>	<b>3</b>
<b>2 Geologisk översikt</b>	<b>3</b>
2.1 <i>Regionalgeologi</i>	3
2.2 <i>Norra Hortens geologi</i>	4
2.3 <i>Tolkning av bergarternas historia</i>	6
<b>3 Karaktärisering av zirkoner i Norra Hortens bergarter</b>	<b>6</b>
3.1 <i>Zirkoner i amfibolit</i>	6
3.2 <i>Zirkoner i diorit</i>	7
3.3 <i>Zirkoner i gnejs</i>	7
3.4 <i>Zirkoner i pegmatitisk diorit</i>	8
3.5 <i>Zirkoner i pegmatit</i>	9
3.6 <i>Små, runda zirkoner</i>	9
<b>4 Dateringar</b>	<b>10</b>
4.1 <i>Metod</i>	10
4.2 <i>Urval och resultat</i>	11
<b>5 Spårelementkemi</b>	<b>12</b>
5.1 <i>Metod</i>	12
5.2 <i>Urval och resultat</i>	12
<b>6 Diskussion</b>	<b>14</b>
6.1 <i>Magmatiska zirkoner i mafiska bergarter</i>	14
6.2 <i>Zirkoner i mobilisat</i>	14
6.3 <i>Zirkoner i sidoberg och i gnejsinneslutningar</i>	15
6.4 <i>Zirkoner i metamorf miljö</i>	15
6.5 <i>Regionalgeologiska aspekter</i>	16
<b>7 Slutsatser</b>	<b>16</b>
<b>Tack</b>	<b>17</b>
<b>Appendix: Mineralstrukturer i elektronmikroskop; BSE och CL</b>	<b>18</b>
<b>Referenser</b>	<b>19</b>

# Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige

MATTIAS LUNDMARK

Lundmark, M., 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet. 20p. Nr 136, s. 1-20.

I denna undersökning studeras zirkoner från en mafisk intrusion samt ett kraftigt deformerat granitiskt sidoberg med hjälp av katodluminescence, svepelektronmikroskopi och laser ablation ICPMS. Bergarterna är exponerade på ön Norra Horten utanför Varberg, SV Sverige. Intrusionen utgörs av ett amfibolitiskt kumulat samt olika typer av metadiorit. Många zirkoner i de mafiska bergarterna har en prismatisk form, är mycket stora samt har breda tillväxtband vilket visar att de inte är ärvda utan kristalliserade från de mafiska bergarterna. I pegmatiter bildade av uppsmält sidoberg finns både zirkoner bildade vid intrusionen och zirkoner ärvda från sidoberget. I samtliga bergarter finns magmatiska zirkoner som genom partiell resorption och/eller påväxt mist sin prismatiska form. Några kan från sin yttre morfologi inte skiljas från metamorft nybildade små, runda, transparenta zirkoner i de amfiboliserade bergarterna. Bildandet av metamorf zirkon hänger troligen samman med frigörandet av zirkonium under omvandlingen av pyroxen till amfibol. Norra Horten är belägen i Mylonitzonen, en av Sveriges mest framträdande litologiska och metamorfa gränser och har tidigare tolkats tillhöra det Västra Segmentet. Pb-Pb evaporationsdatering av magmatiska zirkoner från den strukturellt yngsta metadioriten ger en kristallisationsålder av  $1646 \pm 12$  Ma. Zirkoner från sidoberget ger en minimiålder av  $1665 \pm 11$  Ma. Åldrarna visar att Norra Horten tillhör det Östra Segmentet och att ön utgör en tektonisk lins omgiven av ca 1.0 Ga svekonorvegiskt deformerade bergarter.

*Nyckelord:* Zirkon, datering, katodluminescence, Norra Horten, Mylonitzonen, Östra Segmentet, Västra Segmentet.

*Mattias Lundmark, Geologiska Institutionen, Avdelningen för Mineralogi och Petrologi, Sölvegatan 13, 223 62 Lund, e-mail: mattias.lundmark@morotsmedia.se*



# A zircon study of the rocks of Norra Horten, SW Sweden

MATTIAS LUNDMARK

Lundmark, M., 2001: A zircon study of the rocks of Norra Horten, SW Sweden. M.Sc. thesis in geology at Lund University. 20 points. No. 136, p. 1-20.

Zircon crystals from mafic intrusive rocks and surrounding gneisses were studied using back-scattered electron and cathodoluminescence imaging and laser ablation ICPMS. The rocks are exposed on the island of Norra Horten northwest of Varberg off the western coast of Sweden. The intrusion is mainly made up of amphibolite and metadiorite. Most zircons in the mafic rocks have prismatic external morphologies, are very large and have broad oscillating growth bands which shows that they are magmatic and crystallized in situ. Pegmatites formed by back-veining of melted granitic host rock contain inherited zircons as well as magmatic zircons crystallized in situ. All rock samples contain magmatic zircons modified by partial resorption and/or overgrowths. Some cannot from their external morphologies be distinguished from metamorphic, small, round, transparent zircons formed in amphibolitized rocks. The formation of metamorphic zircon is probably linked to the release of zirconium as pyroxene was replaced by amphibole. Norra Horten is situated in the Mylonite zone, a Sveconorwegian deformation zone and one of the most prominent lithological and metamorphic boundaries in Sweden. The island has previously been interpreted to belong to the Western Segment. Magmatic zircons from the structurally youngest metadiorite yield a crystallization age of  $1646 \pm 12$  Ma. Zircons from a gneiss sample yield a minimum age of  $1665 \pm 11$  Ma. The ages show that the rocks of Norra Horten belong to the Eastern Segment and that the island is a tectonic lens surrounded by rocks deformed during the ca 1.0 Ga Sveconorwegian orogeny.

*Keywords:* Zircon, dating, cathodoluminescence, Norra Horten, Mylonite zone, Eastern Segment, SW Sweden.

*Mattias Lundmark, Department of Mineralogy and Petrology, Lund University, Sölvegatan 13, SE-223 62 Lund, Sweden, e-mail: mattias.lundmark@morotsmedia.se*

# 1 Inledning, syfte och metoder

Numera är mätning av uran- och blyisotoper i mineralet zirkon den viktigaste och mest utvecklade metoden för åldersbestämning av geologiska processer som är äldre än några 100 miljoner år. Beräkning av en zirkons ålder baseras på att uran sönderfaller till bly med känd hastighet. Diffusion av uran och bly i kristallin zirkon kan i princip negligeras även under mycket höga temperaturer (~1200K; Lee, 1997) vilket ger zirkoner en hög potential att bevara sin "radiometriska" ålder. Zirkon är vanligt förekommande i de flesta bergarter och kan dessutom nybildas eller omkristallisera under metamorfos och deformation. Detta medför att man i metamorfa bergarter ofta finner zirkoner som är komplexa, d v s uppbyggda av tillväxtzoner med olika åldrar. Numera finns det tekniker där man kan datera inte bara enstaka kristaller utan mycket små volymer ( $<10^{-6}$  mm<sup>3</sup>) av en kristall. Detta ställer ökade krav på förståelsen av hur inre strukturer hos zirkoner relaterar till geologiska processer.

Denna studie omfattar Norra Horten, en östrax norr om Varberg, SV Sverige, som huvudsakligen består av metamorfoserade mafiska till ultramafiska bergarter. Bergarterna är väl exponerade och utifrån fältrelationer är det tydligt att mafiska magmor intruderat och delvis smält upp ett granitiskt sidoberg, numera en kraftigt deformerad gnejs. Ön reser sig högre över havet än omkringliggande öar och stupar under havsytan brant ner till ca 20 m djup vilket tyder på att erosionen mejslat ut den mafiska kroppen.

Norra Horten är strategiskt belägen i Mylonitzonen, en av Sveriges mest framträdande tektoniska rörelsezoner. Mylonitzonen har föreslagits utgöra en sutur mellan det Östra och det Västra Segmentet och var senast aktiv i samband med en kontinent-kontinent kollision, den ca 1200-900 Ma Svekonorvegiska orogenesisen (Romer och Smeds, 1996). Då Mylonitzonens betydelse fortfarande inte är helt utredd är en studie av öns geologi och en datering av dess bergarter intressant också ur ett regionalgeologiskt perspektiv.

Zirkoner i de mafiska bergarterna och i gnejsen på Norra Horten, samt i de gångbergarter och mobilisat som man finner i kontakter dem emellan, har studerats med svepelektronmikroskopi (BSE; "back-scatter electron microscopy") samt katodluminescensmikroskopi (CL; "cathodoluminescence"). Från studier av bergarternas inbördes relationer, BSE/CL-studier, dateringar av

zirkoner från några av bergarterna samt undersökning av spårelement i enstaka zirkoner, har det varit möjligt att korrelera zirkoners inre och yttre morfologier till geologiska processer. Denna studies huvudsakliga syften har varit:

- att inventera zirkonpopulationerna i Norra Hortens bergarter
- att undersöka hur zirkoner påverkas av magmatiska och metamorfa processer
- att utreda den lokala geologin på Norra Horten
- att om möjligt datera bergarterna och tolka erhållna data utifrån ett regionalgeologiskt perspektiv

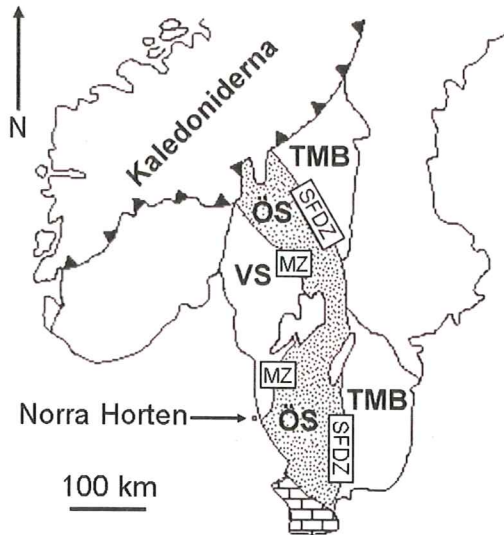
## 2 Geologisk översikt

### 2.1 Regionalgeologi

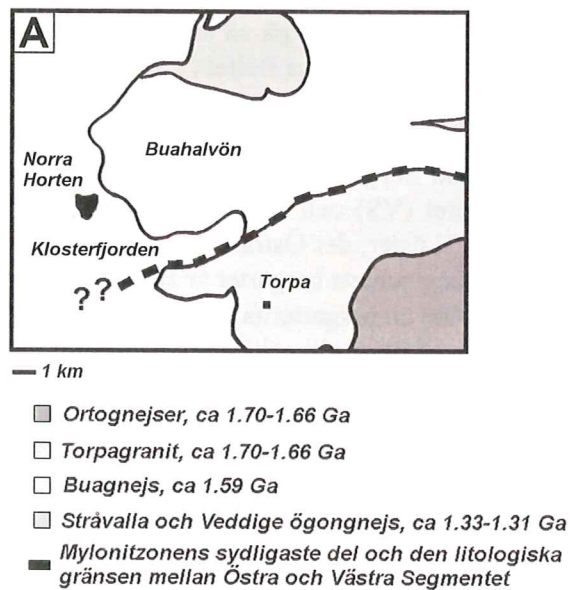
Under den Svekonorvegiska orogenesisen för ca 1.20-0.90 Ga sedan kolliderade Laurentia (Nordamerika) med vår kontinentplatta, Baltika. Alloktona enheter trycktes upp över Baltikas dåvarande västra kant som deformerades och metamorfoserades (Romer och Smeds, 1996; Stephens *et al.* 1994; Söderlund, 1999). Den Svekonorvegiska deformationsfronten (SFDZ; Wahlgren *et al.* 1994) utgör den östligaste gränsen för omarbetade bergarter och skiljer på så sätt det Transskandinaviska Magmatiska Bältet (TMB) från gnejsberggrunden i sydvästra Sverige (Fig. 1). Mylonitzonen (MZ) utgör gränsen mellan den alloktona berggrunden i väster, det Västra Segmentet (VS) och den para-autoktona berggrunden i öster, det Östra Segmentet (ÖS). Det Västra Segmentets bergarter är signifikant yngre ( $<1.64$  Ga) än bergarterna i det Östra Segmentet (ca 1.81-1.66 Ga) vilka till stor del tolkats utgöras av omarbetade TMB-bergarter (Connelly *et al.* 1996; Persson *et al.* 1995; Söderlund *et al.* 1999). Söder om Väneren är Mylonitzonen också en gräns mellan högmetamorfa bergarter (bl a eklogiter och granuliter) i öster och bergarter metamorfoserade under lägre grad i väster (Möller, 1998). Liknande högtrycksbergarter har även beskrivits av Hegardt (2000). Detta indikerar att södra delen av Mylonitzonen efter den kompressionella fasen reaktiverades i samband med upplyftningen av det Östra Segmentet (Möller, 1998). De sydligaste delarna av Mylonitzonen består av ett antal mer



eller mindre parallellt orienterade diskreta deformationszoner (Andersson *et al.* insänt). Den sydligaste av dessa tektoniska zoner, och den som anses utgöra den litologiska gränsen mellan Västra och Östra Segmentet mynnar ut i Klosterfjorden strax norr om Varberg (se streckad linje i Fig. 2A). I detta område separerar Mylonitzonen ca 1.59 Ga Buagnejs tillhörande Västra Segmentet



Figur 1. Regionalgeologisk översikt. Se i texten för förklaringar till figuren. VS och ÖS utgör tillsammans gnejsberggrunden i sydvästra Sverige. Även södra Norge utgör en del av den svekonorvegiskt omvandlade berggrunden.

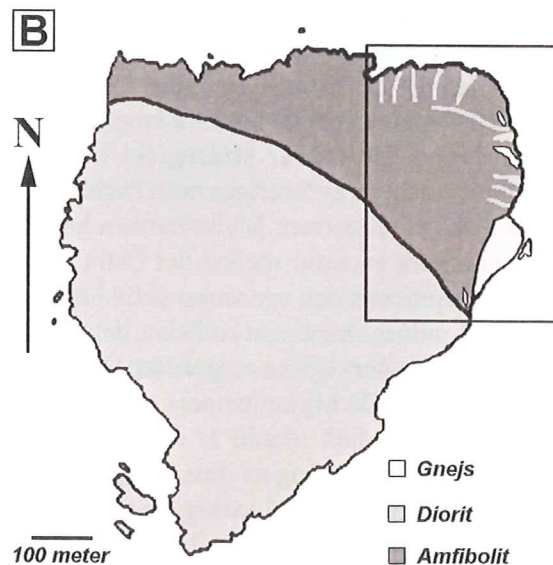


från den delvis migmatitiserade 1.38 Ga Torpagraniten i det Östra Segmentet (Åhäll *et al.* 1997; Andersson *et al.* insänt).

## 2.2 Norra Hortens geologi

Norra Horten är en ca 1\*1 km stor ö belägen utanför Buahalvön, ca 15 km nordväst om Varberg (Fig. 2A). Norra Hortens mafiska bergarter har tolkats tillhöra det Västra Segmentet (Fig. 2A) och vara genetiskt relaterade till en grupp 1460-1360 Ma graniter där bl a Askim- och Stigfjorden-graniterna ingår (Sveriges Geologiska Undersökning, 1997).

De södra och centrala delarna av ön (Fig. 2B) utgörs av massformig, medelkornig (meta-) diorit bestående av plagioklas (andesin), hornblände, accessorisk biotit, kvarts och anhedral granat. I det nordöstra området finner man massformig grov- till medelkornig amfibolit (Fig. 3A) som huvudsakligen utgörs av hornblände (ca 70%) och uralitiserad salitisk pyroxen ("Ca-rik augit") med accessorisk kvarts, granat, zirkon, apatit, biotit och oxider. Längs kuststräckan i detta område förekommer dioriten som dm-breda gångar i amfiboliten. I vissa områden är dioritgångarna talrika och smala (s k "netveining"). Bredare dioritgångar smalnar snabbt av mot öns inre. Vissa innehåller stora mängder mafiskt xenolitmaterial vilket ger dem karaktären av intrusionsbreccior (Fig. 3B). I några dioritgångar



Figur 2A. Översikt över området runt Buahalvön, modifierad från Andersson *et al.* (insänt). Aldern på Stråvalla och Veddige är hämtade från Andersson *et al.* (insänt). Figur 2B. Schematisk översikt över Norra Horten. Gränsen mellan diorit och amfibolit är dåligt blottad på öns centrala delar och därför ungefärligt dragen. Mindre förekomster av amfibolit finns utspridda på ön. Undersökningen förlades till öns nordöstra del (markerad med ram) där relationer mellan de intrusiva magmatiska bergarterna och sidoberget kan studeras.



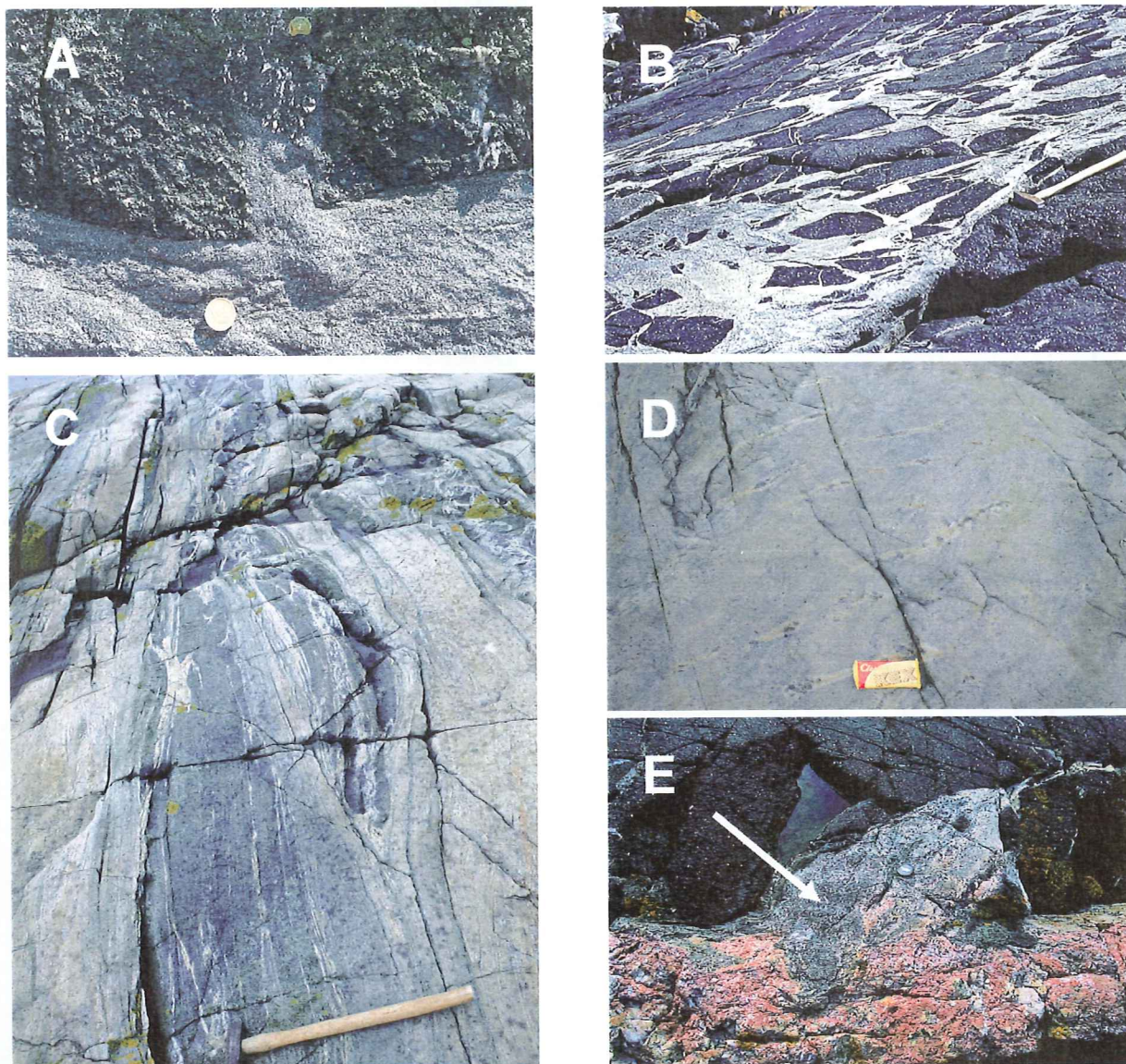
förekommer magmatiska flytstrukturer.

Förutom denna typ av gångdiorit förekommer två strukturellt yngre varianter av diorit, en finkornig/aplitisk variant, samt en grov- till medelkornig variant som är den strukturellt yngsta av metadioriterna. Den senare uppträder i fält som cm- till dm-breda gångar med körtlar av grovkornigt material. Den består av plagioklas (andesin) och biotit, samt accessorisk kalifältspat, hornblände (något järnrikare än den som dominerar övriga dioriter), skapolit och kvarts.

Sidoberget, som endast är exponerat längs kusten på den nordöstra delen av ön (Fig. 2B), utgörs av en kraftigt deformerad granitisk bandad gnejs (Fig. 3C). Den saknar posttektoniskt bildade amfibolkristaller men är i övrigt mycket lik Buagnejsen på fastlandet. Parallellt med, och norr

om gnejsen finner man ett antal inneslutningar av granitisk gnejs i amfiboliten. Den största är ca 20\*20 m (Fig. 3D) medan övriga inneslutningar är mindre och har en mer utsträckt form. Gnejsinneslutningarna skiljer sig från den bandade gnejsen genom att de har en mindre distinkt gnejsighet, är helt omkristalliserade och har en näst intill granoblastisk polygonal textur.

Granitiska pegmatitgångar kan följas från kusten in mot öns centrala delar. En del av gångarna är kraftigt påverkade av deformation. Denna typ av pre-tektonisk pegmatit kan lokalt kontinuerligt övergå i den grov- till medelkorniga, yngsta dioriten (Fig. 3E). En yngre generation av smala odeformerade pegmatiter slår igenom alla andra bergarter och strukturer.



Figur 3. (A) Kontakt mellan amfibolit (mörk) och diorit (ljus). (B) Intrusionsbreccia av diorit i amfiboliten. De mycket skarpa kontakterna mellan bergarterna visar att amfiboliten var helt kristalliserad då dioriten intruderade. (C) Bandad gnejs med mafiska sliror. (D) Bild från den största av gnejsinneslutningarna. (E) Pegmatitgång i amfibolit. Pegmatiten har blandats med diorit (pil).



### 2.3 Tolkning av bergarternas historia

Dioriten och amfiboliten anses vara genetiskt relaterade. De kan ha kristalliserat från samma magma även om fältrelationer tydligt visar att amfiboliten är strukturellt äldre än dioriten (Fig. 3A, B). Amfiboliten är ett kumulat, sannolikt bildat genom anrikning av klinopyroxen.

I den grov- till medelkorniga, strukturellt yngsta dioriten förefaller biotiten textuellt vara primärt bildad. Bergarten anses utgöra den sista fluidrika fasen av dioritisk magma, hädanefter refererad till som "pegmatitisk diorit".

De pre-tektoniska granitiska pegmatitgångarna, hädanefter refererade till som enbart "pegmatit" utgör mobilisat som bildades vid intrusionstillfället genom uppsmältning av sidoberget. Denna tolkning är baserad på observationer av en kontinuerlig övergång mellan den pegmatitiska dioriten och pegmatit, som visar att granitisk och dioritisk smälta förekom samtidigt (Fig. 3E).

Norra Hortens bergarter har genomgått en metamorf händelse under åtminstone amfibolit-facies, vilket bl a granat och amfibolitiserings visar. Bergarterna har även utsatts för kraftig deformation, eventuellt samtidigt med metamorfosen. Deformationen upptogs i huvudsak av det granitiska sidoberget (Fig. 3C). Sliror och boudiner av mafiskt material i gnejsen utgör rester av gångar som vid intrusionstillfället trängit in i sidoberget. I de mafiska bergarterna är deformationen preferentiellt lokaliserad till kontakter mellan bergarterna och till diorit- och pegmatitgångar i amfiboliten, som under deformationen uppträdde helt kompetent.

## 3 Karaktärisering av zirkoner i Norra Hortens bergarter

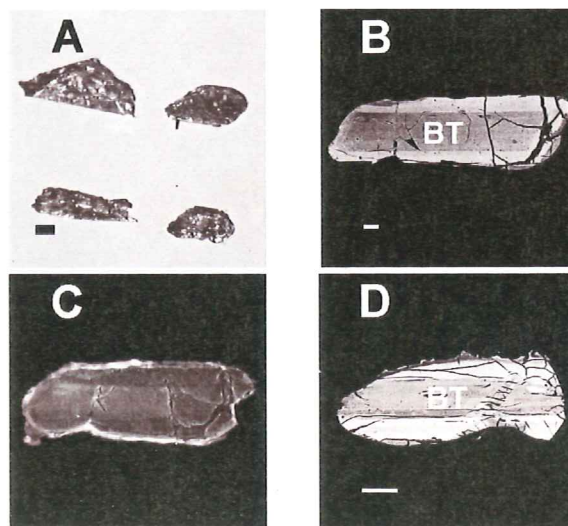
Zirkoner från följande bergarter har studerats: amfibolit, diorit, gnejs, pegmatitisk diorit och pegmatit. Indelningen av zirkonerna i olika typer är baserad på såväl yttre som inre morfologi. I samtliga bergarter utom pegmatiten förekommer en population av små runda, transparenta zirkoner som från början tolkades vara metamorft bildade, dessa behandlas sist i kapitlet. Under rubriken "Zirkoner i gnejs" behandlas zirkoner både från den bandade gnejsen och en gnejsinneslutning. I fotografierna är olika strukturer markerade med

pilar och förkortninga: BT=breda tillväxtband, OZ=oscillerande zoner, SZ=sektorzonering, PV=påväxt, RH=resorptionshorisont, M=metamiktisering, OK=omkristallisering, FR=front FZ=fir-treezonering, ÄK=ärvda kärnor. Skallstreck är i alla optiska avbildningar 100 µm och i BSE/CL-bilder 20 µm. Efter varje optisk avbildning följer BSE/CL-bilder från zirkoner av den avbildade typen.

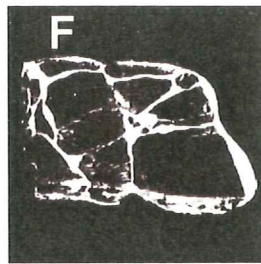
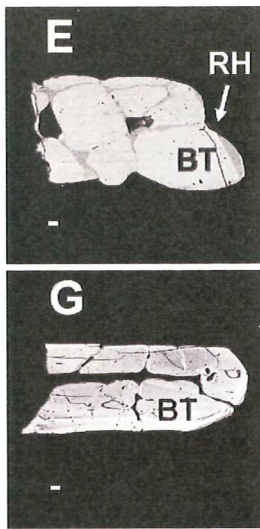
Zirkonerna separerades från två-kilos prov med standardmetoder, d v s krossning, siktning, våtskabbord, magnetseparation samt tungvätskeseparation. Därefter indelades zirkonerna utifrån deras yttre morfologi i olika populationer med hjälp av optisk mikroskopering. Slutligen göts zirkonerna in i epoxy och slipades vid Naturhistoriska Riksmuseet i Stockholm. För att studera zirkonernas inre morfologi användes ett JEOL JSM 6400 svepelektronmikroskop för s k "back-scatter electron"-avbildningar samt en monokromatisk katodluminiscencedetektor kopplad till ett Zeiss DMS 940 svepelektronmikroskop för katodluminiscence. I nedanstående bildsekvenser är zirkoner som studerats med både BSE och CL monterade direkt efter varandra.

### 3.1 Zirkoner i amfibolit

Zirkonerna i amfiboliten utgör en homogen grupp. De består huvudsakligen av extremt stora, 400 till 800 µm fragment som ursprungligen måste ha utgjort millimeterstora kristaller (Fig. 4A). Fragmenten är gulbruna, opaka och sprickrika. I BSE/CL-bilder kännetecknas zirkonerna av breda, internt homogena tillväxtband (Fig. 4B-G). I några zirkoner finns läkta sprickor som är mycket CL-ljusa och som ibland uppträder tillsammans med CL-ljusa kanter (Fig. 4F). De större zirkonerna är generellt CL-ljusare än de mindre.





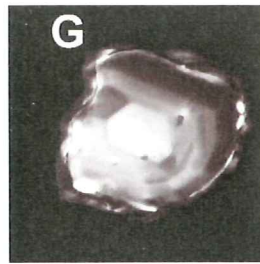
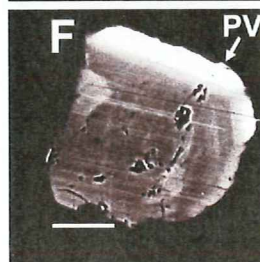
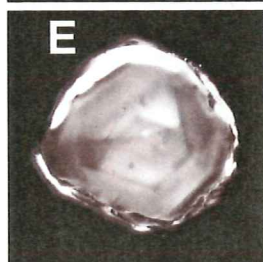
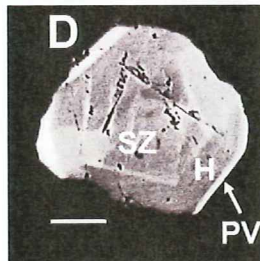
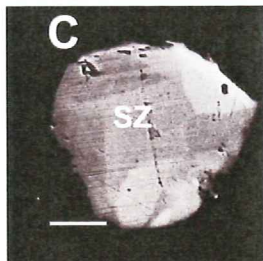
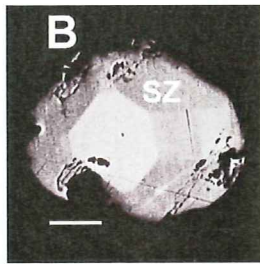
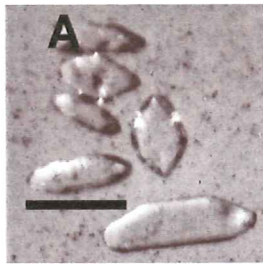


Figur 4. Zirkoner i amfiboliten. Optisk avbildning (A). I såväl BSE-bilder (B, D, E, G) som CL-bilder (C, F) framträder tydligt breda tillväxtband. Några zirkoner är kraftigt resorberade, i (E, F) är det

yttre tillväxtbandet nästan borta. Denna zirkon är även betydligt CL-starkare än de övriga zirkonerna. De läkta sprickorna i denna zirkon samt i (G) är sannolikt sen-magmatiska.

### 3.2 Zirkoner i diorit

Zirkonerna är subprismatiska till ovala, 50-150  $\mu\text{m}$  stora och transparenta, ibland något gulaktiga (Fig. 5A). I BSE-fotografier är de flesta zirkonerna sektorzonerade (Fig. 5B-G). I CL framträder sektorzonering ibland tydligare än i BSE (Fig. 5D-E, F-G). Många av zirkonerna har en tunn BSE-ljus/CL-mörk yttre kant (Fig. 5D-G).



Figur 5. Zirkoner i dioriten. Optisk avbildning (A). I såväl BSE (B, C, D, F) som CL (E, G) kan sektorzonering urskiljas. Flera zirkoner har BSE-ljusa/CL-mörka påväxter (D-G). Den kraftiga katodluminescensen från vissa

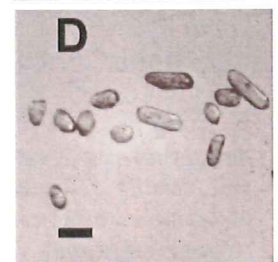
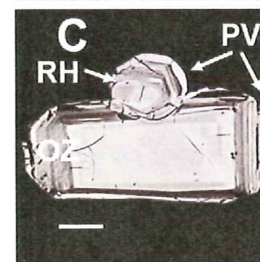
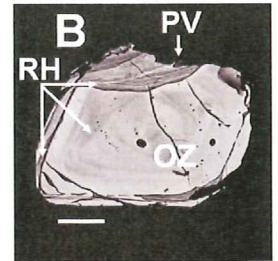
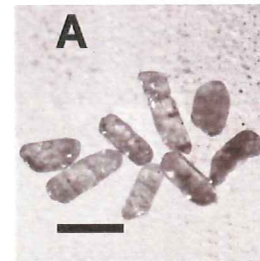
partier, främst längs kanterna, är ett laddningsfenomen som huvudsakligen beror av den något grova slipningen.

### 3.3 Zirkoner i gnejs

I såväl den bandade gnejsen som gnejsinneslutningen indelades zirkonerna i två typer; ca 150  $\mu\text{m}$  långa, subprismatiska, sprickiga, svagt gula, transparenta zirkoner (Fig. 6A-C, H-I), samt något mindre, avlånga prismatiska till runda zirkoner som har färre sprickor, är klarare och har mer markerade kanter än de större zirkonerna (Fig. 6D-G, J-N).

I BSE/CL visar sig skillnaderna mellan typerna vara små. Samtliga studerade zirkoner har täta oscillerande tillväxtband (oscillerande zonering), ibland med resorptionshorisonter mellan banden som återspeglar skiftande förhållanden i magmakammaren under zirkonernas tillväxt. Många zirkoner är partiellt resorberade. I ett flertal zirkoner finns BSE-ljusa partier som saknar oscillerande zonering. De är i huvudsak CL-mörka, men ibland framträder en yttre, CL-ljus kant. I en zirkon förekommer ärvda kärnor (Fig. 6I).

Zirkonerna som provtogs från gnejsinneslutningen skiljer sig från zirkonerna i den bandade gnejsen i två avseenden, de är mindre sprickiga och de BSE-ljusa delarna utgör en större andel av zirkonerna.





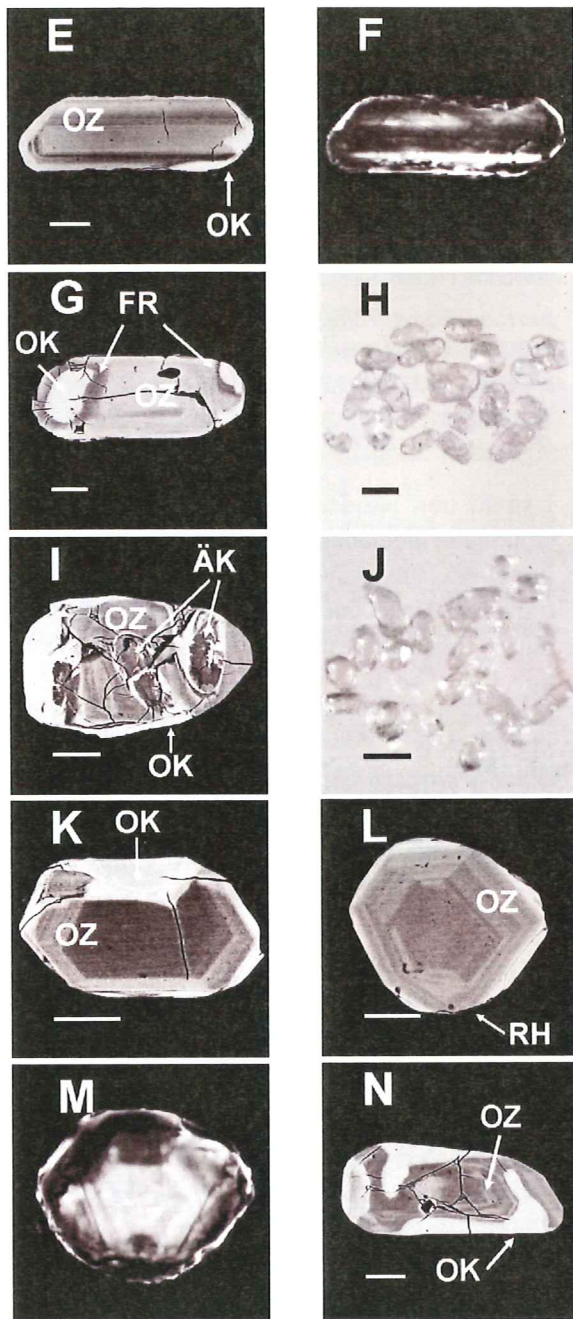
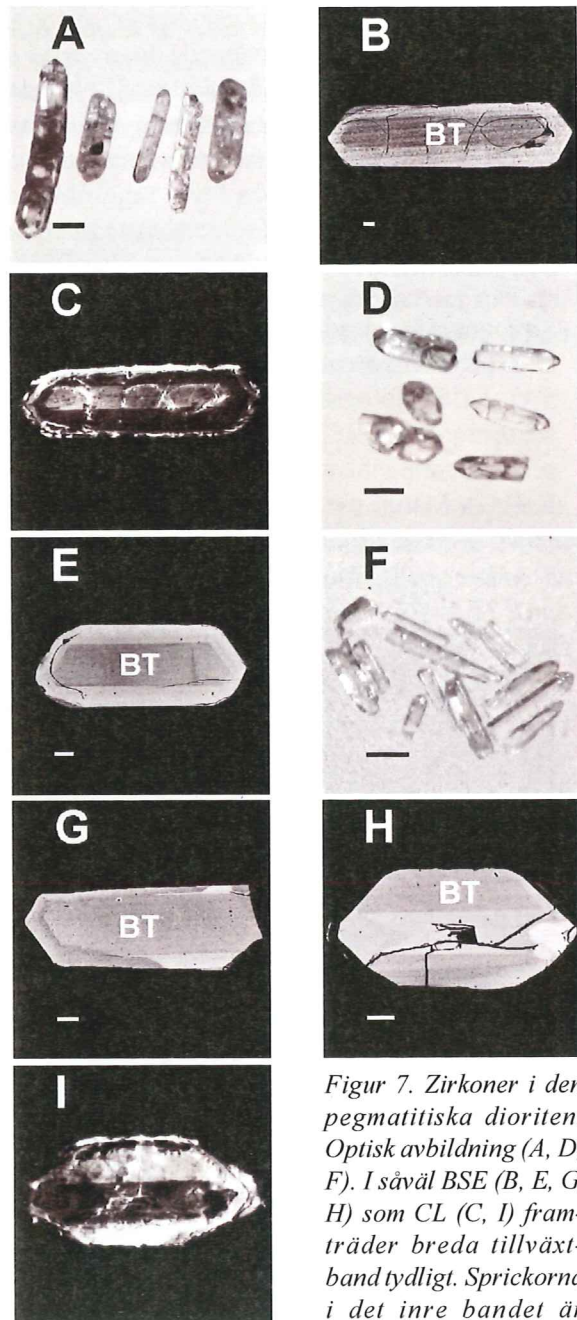


Fig. 6. Zirkoner i den bandade gnejsen (A-G) och gnejsinneslutningen (H-N). Efter varje optisk avbildning (A, D, H, J) följer BSE/CL-bilder av zirkoner tillhörande respektive typ. Samtliga zirkoner uppvisar karaktäristisk oscillerande zonerung. Några av zirkonerna har påväxter (B, C), andra är partiellt omkristalliserade (E-G, I, K, N). Runt de om-kristalliserade partierna kan ibland en BSE-mörk front av föroreningar ses (G, N). Ärvda kärnor med ett typiskt avrundat yttre och homogent inre förekommer i en zirkon (I). En rektangulär inre oscillerande zonerung är typisk för många zirkoner (C). Radiellt uppspruckna påväxter kan bero på partiell metamiktisering och gitterexpansion i de inre, äldre delarna av zirkonen (C). Resorptionshorisonter speglar skiftande förhållanden vid zirkonernas kristallisation (t ex B).

### 3.4 Zirkoner i pegmatitisk diorit

Zirkonernas yttre morfologi är mycket varierande varför de från början indelades i ett flertal typer. BSE/CL-bilder visar emellertid att de utgör en homogen population som kännetecknas av breda tillväxtband (Fig. 7B, C, E, G-I). Generellt har de större zirkonerna, ca 500  $\mu\text{m}$ , mer sprickor och är mer opaka än de mindre, <300  $\mu\text{m}$  kristallerna (Fig. 7A, D, F). Utmärkande för många av zirkonerna är plana kristallytor som avgränsas av mycket skarpa kanter (Fig. 7F-I). Ett tunt yttersta tillväxtband syns bäst i CL (Fig. 7C, I).



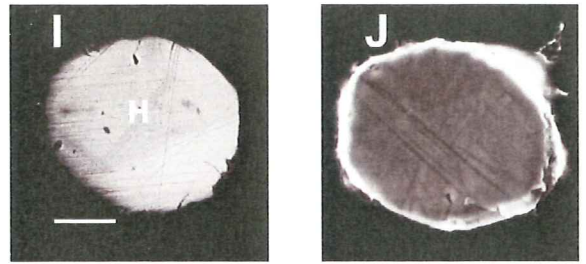
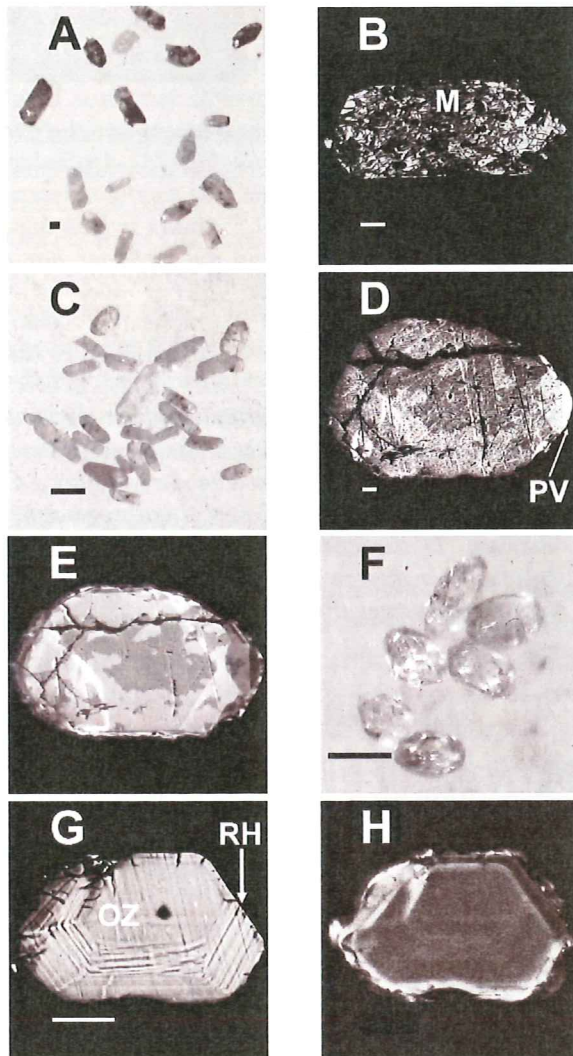
Figur 7. Zirkoner i den pegmatitiska dioriten. Optisk avbildning (A, D, F). I såväl BSE (B, E, G, H) som CL (C, I) framträder breda tillväxtband tydligt. Sprickorna i det inre bandet är typiska för de största zirkonerna (B, C). Ett yttre tillväxtband syns tydligare i CL än i BSE (B-C, H-I). Många zirkoner har mycket skarpa kanter mellan kristallytorna (F-I).



### 3.5 Zirkoner i pegmatit

Zirkonerna utgörs till stor del av ca 500  $\mu\text{m}$  stora fragment som är mörka, opaka och sprickiga (Fig. 8A). Det förekommer även subprismatiska, ca 200  $\mu\text{m}$  långa opaka zirkoner (Fig. 8C) samt avrundade, subprismatiska till ovala, transparenta, <100  $\mu\text{m}$  långa zirkoner (Fig. 8F).

De större prismatiska zirkonerna har ett metamikt inre och saknar ofta tydlig oscillerande zonerung, många har en yttre BSE-ljus, CL-mörk kant (Fig. 8B, D, E). Bland de transparenta zirkonerna har vissa spår av oscillerande zonerung och resorption, på bilderna framträder zonerungen i BSE men inte i CL (Fig. 8G, H). En del av de transparenta zirkonerna är helt homogena (Fig. 8I, J).



Figur 8. Zirkoner i pegmatiten. Optisk avbildning (A). De största zirkonerna är ofta mycket metamikt och saknar urskiljbara inre strukturer (B). Många av zirkonerna har BSE-ljusa/CL-mörka påväxter (D, E). En grupp zirkoner är partiellt resorberade och har spår av oscillerande zonerung eller är homogena (F-J).

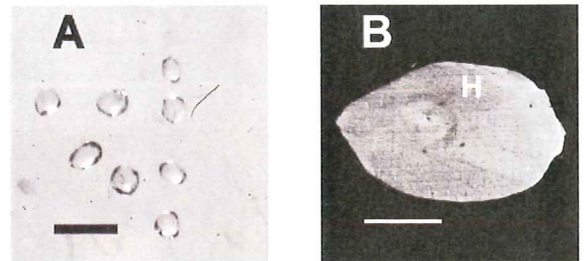
### 3.6 Små, runda zirkoner.

De små, ca 50  $\mu\text{m}$  i diameter, runda, transparenta zirkoner som förekommer i de flesta bergartsproven kan utifrån sin yttre morfologi antas vara metamorft bildade, alternativt kan de erhållit sin runda form genom resorption och/eller påväxter.

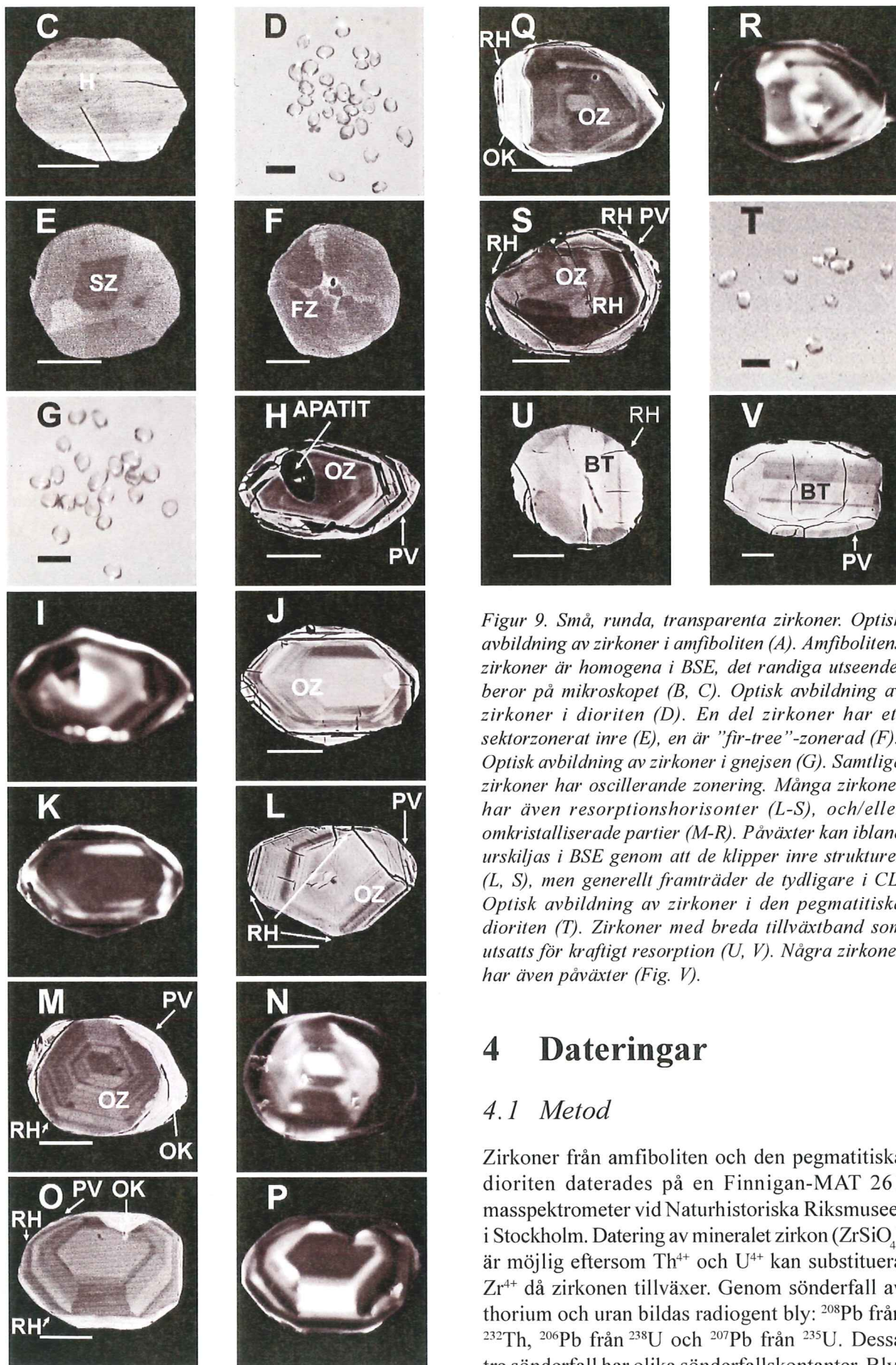
Zirkonerna i amfiboliten (Fig. 9A-C) och dioriten (Fig. 9D-F) tolkas vara metamorfa. De utmärks av ett BSE-homogent inre. Vissa zirkoner i dioriten är dock sektorzonerade och en zirkon är "fir-tree"-zonerad (Fig. 9F).

Gnejsens zirkoner är magmatiska. De har samtliga oscillerande tillväxtband (Fig. 9G-S) och är ofta partiellt resorberade. Kanter som är BSE-ljusa kan i CL ofta indelas i en inre mörk och en tunn yttre ljus del (Fig. 9H-I, M-N, Q-R). Även de små zirkonerna från den bandade gnejsen (Fig. 9H-L) och gnejsinneslutningen (Fig. 9M-S) skiljer sig tydligt åt vad gäller sprickighet och andel omkristallisation.

De små runda zirkonerna i den grovkorniga dioriten (Fig. 9T-V) består av partiellt resorberade magmatiska zirkoner, men det finns även zirkoner med ett otydligt inre vars ursprung inte går att avgöra.







Figur 9. Små, runda, transparenta zirkoner. Optisk avbildning av zirkoner i amfiboliten (A). Amfibolitens zirkoner är homogena i BSE, det randiga utseendet beror på mikroskopet (B, C). Optisk avbildning av zirkoner i dioriten (D). En del zirkoner har ett sektorzonerat inre (E), en är "fir-tree"-zonerad (F). Optisk avbildning av zirkoner i gnejsen (G). Samtliga zirkoner har oscillerande zoner. Många zirkoner har även resorptionshorisonter (L-S), och/eller omkristalliserade partier (M-R). Påväxter kan ibland urskiljas i BSE genom att de klipper inre strukturer (L, S), men generellt framträder de tydligare i CL. Optisk avbildning av zirkoner i den pegmatitiska dioriten (T). Zirkoner med breda tillväxtband som utsatts för kraftigt resorption (U, V). Några zirkoner har även påväxter (Fig. V).

## 4 Datering

### 4.1 Metod

Zirkoner från amfiboliten och den pegmatitiska dioriten daterades på en Finnigan-MAT 261 masspektrometer vid Naturhistoriska Riksmuseet i Stockholm. Datering av mineralet zirkon ( $ZrSiO_4$ ) är möjlig eftersom  $Th^{4+}$  och  $U^{4+}$  kan substituera  $Zr^{4+}$  då zirkonen tillväxer. Genom sönderfall av thorium och uran bildas radiogent bly:  $^{208}Pb$  från  $^{232}Th$ ,  $^{206}Pb$  från  $^{238}U$  och  $^{207}Pb$  från  $^{235}U$ . Dessa tre sönderfall har olika sönderfallskonstanter. Blyisotopförhållandet i en zirkon beror på andelen thorium och uran som zirkonen tog upp då den



bildades samt den tid som förflutit sedan dess. Det uppmätta  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  förhållandet i en zirkon är en funktion av zirkonens ålder eftersom kvoten  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  utgör ett känt (dock ej konstant) värde under jordens existens. Denna ålder är reell enbart under förutsättning att zirkonen utgjort ett slutet system med avseende på bly och uran. Korrigering för den mängd bly som inkorporerades i zirkonen då den bildades (initialt bly) kan utföras genom mätning av den enda förekommande icke-radiogena blyisotopen,  $^{204}\text{Pb}$ .

Datering med Pb-Pb evaporationsmetoden bygger på att enskilda zirkoner genom stegvis upphettning bryts ned till zirkoniumdioxid (Kober, 1986). Blyet i zirkonen frigörs då som joner vars isotopförhållande direkt kan analyseras i en masspektrometer. Strålskadade (metamakta) och sprickiga delar av zirkoner tenderar att ha förlorat en del av sitt radiogena bly samtidigt som en del bly från omgivningen kan ha inkorporerats. Under den stegvisa upphettningen kommer de metamakta volymerna i zirkonen att brytas ned först. Efterhand som mer opåverkade, kristallina delar av zirkonen avger sitt bly uppmäts normalt en stigande ålder eftersom tidigare förluster av radiogent bly innebär en partiell nollställning av isotopklockan. Om det finns zirkonvolymmer som helt undgått blyförlust kommer de uppmätta åldrarna så småningom att sluta förändras. För att erhålla en trovärdig ålder krävs statistiskt identiska  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ -åldrar från ett antal evaporationssteg och zirkonkristaller. Den uppmätta  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -kvoten är proportionell mot det ursprungliga Th/U-förhållandet.

## 4.2 Urval och resultat

För att åldersbestämma intrusionen av basiska smältor på Norra Horten daterades zirkoner från amfiboliten och den pegmatitiska, strukturellt yngsta dioriten. Från amfiboliten daterades två stora sprickiga och gulbruna zirkonfragment (Fig. 4A) medan tre transparenta, prismatiska zirkoner med mycket skarpa kanter valdes från den pegmatitiska dioriten (Fig. 7F). Den pegmatitiska dioritens zirkoner är av hög kvalitet och visar inga spår av omvandlingar, kärnor eller påväxter. För att kontrollera om gnejsens ålder är typisk för Västra Segmentet (<1.64 Ga) eller Östra Segmentet (>1.66 Ga) daterades två prismatiska, något sprickiga, transparenta zirkoner (Fig. 6D, J) från gnejsen.

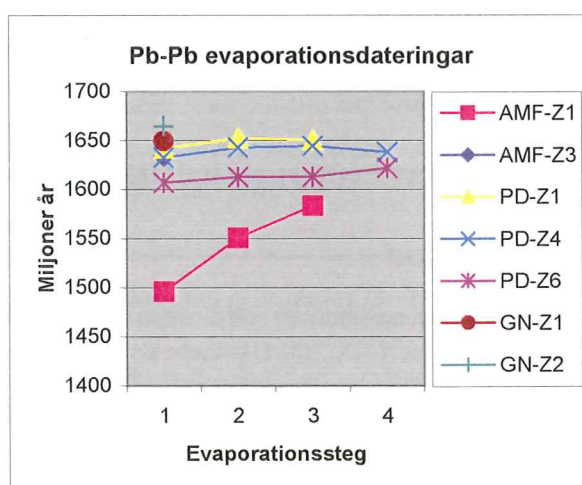
Amfibolitens zirkoner, AMF-Z1 och AMF-Z3 gav tre respektive ett analyssteg (Fig. 10). De generellt höga  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -kvoterna indikerar negligerbara mängder initialt bly och låg grad av

metamiktisering (Tab. 1). Den stigande åldern reflekterar därför troligen mixing mellan zirkonvolymmer av olika åldrar. Detta indikerar att kristallen antingen hade påväxter eller volymer som genom omkristallisation förlorat bly. Det sista evaporationssteget för AMF-Z1 ger  $1583 \pm 10$  Ma medan det enda evaporationssteget för AMF-Z3 ger  $1634 \pm 8$  Ma. Dessa två åldrar representerar minimiåldrar för zirkonernas kristallisation.

Den pegmatitiska dioritens zirkoner, PD-Z1, PD-Z4 och PD-Z6 gav var för sig tre respektive fyra analyssteg. Lägst andel initialt bly uppvisar PD-Z1 vars tre evaporationssteg ger identiska åldrar och en högsta ålder på  $1653 \pm 10$  Ma. Andelen initialt bly i PD-Z6 ökar med varje evaporationssteg vilket gör att åldern  $1622 \pm 7$  Ma endast kan betraktas som en minimiålder. En relativt liten åldersskillnad mellan zirkonerna tyder på att endast små mängder radiogent bly har förlorats till omgivningen. Ett aritmetiskt medelvärde för evaporationssteg 2 och 3 för PD-Z1 och steg 2-4 för PD-Z4 ger åldern  $1646 \pm 12$  Ma vilket tolkas utgöra zirkonernas kristallisationsålder.

Gnejsens zirkoner, GN-Z1 och GN-Z2 togs från gnejsinneslutningen respektive den bandade gnejsen. Ingen av zirkonerna gav mer än ett analyssteg varför de erhållna åldrarna  $1650 \pm 14$  Ma respektive  $1665 \pm 11$  Ma endast utgör minimiåldrar för respektive kristall.

Zirkoner från amfiboliten och den pegmatitiska dioriten har  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -kvoter mellan 0.23 och 0.4 vilket motsvarar Th/U-förhållanden i samma storleksordning. Zirkonen från gnejsinneslutningen ger en  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -kvot på 0.2 och den bandade gnejsens zirkon har kvoten 0.16. Magmatiska zirkoner har typiskt Th/U-kvoter över-



Figur. 10. Åldersdiagram. Den första markeringen för PD-Z4 sammanfaller med och täcker delvis markeringen för AMF-Z3.

Kristall	Evaporations steg	Antal mätningar	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - kvot	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - kvot	Ålder (Ma)	$\pm 2$ sigma
AMF-Z1	1	20	0,09355	100000	1496	11
	2	20	0,09649	47000	1551	14
	3	10	0,0980	100000	1584	10
AMF-Z2	1	30	0,1016	13000	1634	8
PD-Z1	1	30	0,1013	43000	1642	9
	2*	10	0,1017	100000	1653	10
	3*	40	0,1016	100000	1651	16
PD-Z4	1	20	0,1008	46000	1633	5
	2*	10	0,1014	40000	1643	9
	3*	30	0,1015	39000	1645	14
	4*	40	0,1011	44000	1639	12
PD-Z6	1	20	0,0992	100000	1607	7
	2	10	0,0995	88000	1613	3
	3	30	0,0997	60000	1613	10
	4	20	0,1007	16400	1622	7
GN-Z1	1	10	0,1017	50000	1650	14
GN-Z11	1	40	0,1042	6850	1665	11

Tabell 1. Data från Pb-Pb evaporationsmätningarna. \*=evaporationssteg som tolkas representera analyser av zirkonvolymmer som undgått Pb-förlust och används för bestämning av den pegmatitiska dioritens kristallisationsålder.

stigande 0.2 (tex Vavra, 1996; Hoskins och Black, 2000), metamorfa zirkoners Th/U-kvot är vanligtvis lägre än 0.1 (Williams och Claesson, 1987; Schaltegger *et al.* 1999; Rubatto och Gebauer, 2000).

Zirkonåldrarna är helt förenliga med bergarternas inbördes fältrelationer.

## 5 Spårelementkemi

### 5.1 Metod

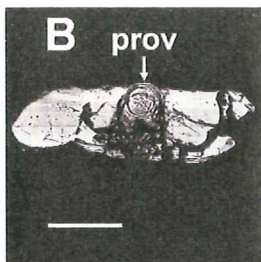
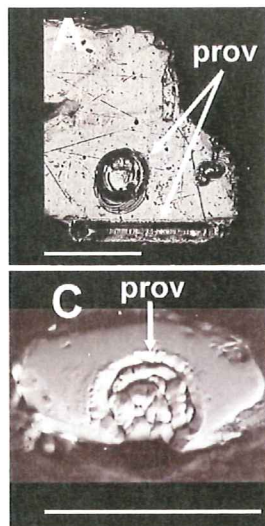
Zirkoner från amfiboliten och dioriten analyserades med en Cetac LSX 200 UV-laser kopplad till en HP4500 ICP masspektrometer (LA-ICPMS) vid Geologiska institutionen vid Göteborgs universitet. Vid analysen abraderas/evaporeras en liten del av zirkonen av en pulslaser (ca 30\*30  $\mu\text{m}$ ). Därefter joniseras zirkonmaterialet och analyseras i en masspektrometer. Varje analys består av tre mätningar.

Zirkoner har en stark preferens för tunga REE-element. Dessa passar bättre in i zirkonens gitterstruktur eftersom de har något mindre jonstorlek än av de lätta REE-elementen. På denna trend överlagras variationer i REE-halterna som beror på de specifika kemiska förhållanden som råder då zirkonen bildas. Eftersom Ce är det enda av REE-elementen som liksom de båda katjonerna i zirkon,  $\text{Si}^{4+}$  och  $\text{Zr}^{4+}$ , kan förekomma som fyrvärd jon uppkommer ofta en positiv Ce-anomali i magmatiska zirkoner (Maas *et al.* 1992; Sutherland *et al.* 1998). Då endast ett fåtal analyser kunde utföras inom ramen för arbetet måste försiktighet iaktas vid tolkningen av resultaten.

### 5.2 Urval och resultat

För att avgöra om zirkonerna i amfiboliten och dioriten har magmatiska spårelementsignaturer analyserades två stora, gulbruna zirkoner från amfiboliten, AMF-Z20 (Fig. 4B,C, 11B) och AMF-Z22 (Bild 4E, F, 11A) samt en subprismatisk,





Figur 11. Översiktsbilder. Skalstreckat representerar 100  $\mu\text{m}$ . Zirkonerna AMF-Z22, AMF-Z20 och DI-Z10. De två första är tagna i BSE, den sista bilden visar zirkonens topografi. Analysen av AMF-

Z22 skedde i centrum av en icke omvandlad eller zonerad del av zirkonen samt en kraftigt CL-luminescent kant.

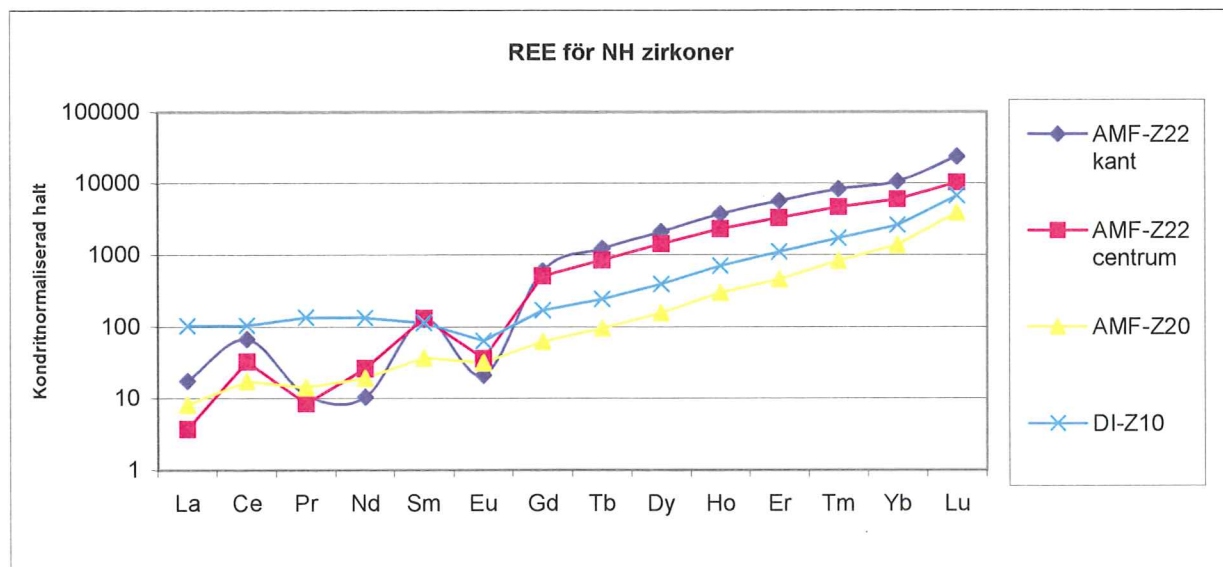
transparent zirkon från dioriten, DI-Z10 (Fig. 11C). För att avgöra om CL-starka kanter på amfibolitens zirkoner utgör metamorf påväxt eller har magmatiskt ursprung analyserades centrum och en kraftigt CL-luminescent kant på den CL-starka zirkonen AMF-Z22. För att avgöra om skillnader i CL-styrka går att korrelera till skillnader i spårelementkemi jämfördes slutligen ovanstående

analyser med zirkonernas CL-luminescence.

De två analyserna av centrum och kant på AMF-Z22 ger i det närmaste identiska REE-signaturer (Fig. 12). Zirkonen har en positiv Ce-anomali och en negativ Eu-anomali. Mönstret är typiskt för zirkoner av magmatiskt ursprung (t ex Bea, 1996; Hoskin *et al.* 2000). En jämförelse med den markant CL-svagare AMF-Z20 visar att denna med undantag av Pr har lägre halter av REE. Ce- och Eu-anomalierna är tydliga om än mindre markanta än i AMF-Z22. Båda zirkonerna har magmatiska, mycket höga Th/U-kvoter, 1.82 respektive 1.77 (Tab 2). Skillnaden jämfört med Th/U-kvoter uppmätta med Pb-Pb evaporationsmetoden tolkas bero på variationer i zirkonpopulationen.

Den zirkon som analyserades från dioriten, DI-Z10 liknar de övriga analyserna med avseende på tyngre REE, men för de lättare är skillnaden markant. Avsaknaden av en positiv Ce-anomali kan tyda på att förhållandena under kristallisationen av den dioritiska magman var relativt reducerande. En annan möjlighet är att zirkonen har ett metamorft ursprung, detta motsäges dock av den typiskt magmatiska Th/U-kvoten på 1.47.

Inga tydliga samband mellan CL-styrka och uppmätta spårelementhalter går att påvisa.



Figur 12. Spårelementkemi. Kondritnormaliserade REE-halter (efter Evenson *et al.* 1978) för AMF-Z22, AMF-Z20 och DI-Z10.

	$^{178}\text{Hf}$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$	Th/U
AMF-Z22 kant	66138	307	248	1,24
AMF-Z22 centrum	21326	146	80	1,82
AMF-Z20	13037	513	290	1,77
DI-Z10	19114	159	108	1,47

Tabell 2. Spårelementkemi. Analys av Hf, Th och U samt Th/U-kvoter från LA-ICPMS-mätningar av zirkonerna AMF-Z22, AMF-Z20 samt DI-Z10. Samtliga halter är kiselnormaliserade och uttrycks som "ppm element"/Si. Amfibolitens zirkoner är ordnade efter avtagande CL-styrka, dioritens zirkon hamnar mellan AMF-Z22 centrum och AMF-Z20 i CL-styrka.



## 6 Diskussion

De tydliga fältrelationerna på Norra Horten gör att det går att urskilja tre olika händelser under vilka zirkoner kan ha bildats eller påverkats: vid intrusionen av mafisk magma, vid partiell uppsmältning av sidoberg samt vid metamorfos.

### 6.1 Magmatiska zirkoner i mafiska bergarter

Zirkonium är ett vanligt element i jordskorpan. Det ingår som huvudelement i ett eget mineral i de flesta magmatiska bergarter. I felsiska bergarter bildas zirkon, i mafiska och ultramafiska bergarter bildas istället ofta baddelyit ( $ZrO_2$ ) p g a den låga kiselhalten. Norra Hortens amfibolit är mineralogiskt ultramafisk, trots det förekommer stora, gulbruna zirkoner. De tolkas ha bildats vid intrusionen och inte vara metamorfa eller ärvda från sidoberget.

Om uppluckade zirkoner överlever i smältor beror främst på temperatur, fluidhalt, tid, aktivitet av zirkonium och kisel samt storlek på de uppluckade zirkonerna (Watson, 1996). En (ultra-)mafisk magma har normalt en hög temperatur och är oftast undermåttad på såväl kisel som zirkonium under en stor del av smältfasen. Uppluckade zirkoner från omgivande bergarter borde således ha en hög benägenhet att resorberas. Eventuellt överlevande kristaller borde vara små och avrundade (jämför med ärvda zirkoner i Fig. 6I samt ärvda zirkoner i pegmatiten i Fig. 8F-J).

Att de stora zirkonerna i amfiboliten är magmatiska och bildade då den mafiska smältan kristalliserade visas av att:

- 1) Zirkonerna utgörs av mycket stora kristaller med en prismatisk till subprismatisk form.
- 2) Zirkonerna har ett karaktäristiskt inre som visar att de utgör en homogen population. De breda tillväxtbanden är en form av oscillerande zoner och indikerar ett magmatiskt ursprung (Vavra, 1990; Hanchar och Miller, 1993).
- 3) Zirkonerna har höga, typiskt magmatiska Th/U-kvoter.
- 4) Zirkonerna har typiskt magmatiska REE-profiler.

Dioritens subprismatiska zirkoner tolkas bildade då bergarten kristalliserade. De är inte lika stora som zirkonerna i de grovkorniga bergarterna, men förekommer i relativt stora mängder. De har ett karaktäristiskt inre som utesluter ett ursprung från gnejsen samt en typiskt magmatisk Th/U-kvot. Sektorzonering kan förekomma i

såväl magmatiskt som metamorft bildade zirkoner (Hanchar och Miller, 1993 samt referenser däri; Watson och Liang, 1995), inte heller REE-kemin är tydligt magmatisk eller metamorf.

Även den pegmatitiska dioritensprismatiska till subprismatiska zirkoner bildades då bergarten kristalliserade. Resonemangen i 1) till 3) ovan gäller även för dessa zirkoner. De skarpa kanterna mellan många zirkoners kristallytor visar tydligt att zirkonerna inte är partiellt resorberade och är en mycket stark indikation på att de bildades i dioritmagman.

Amfibolitens och den pegmatitiska dioritens magmatiska zirkoner har mycket karakteristiska breda tillväxtband. Detta skiljer dem markant från zirkonerna i gnejsen, men också generellt från magmatiska zirkoner bildade i felsiska bergarter. Normalt dominerar dessa av täta oscillerande band (t ex Schalteregger *et al.* 1999; Hoskin and Black, 2000). Det är ovanligt med stora magmatiska zirkoner bildade i mafiska/ultramafiska bergarter och det uppkommer få tillfällen att studera sådana. Därför är det intressant att spekulera i att de breda tillväxtbanden kan vara diagnostiska för zirkoner kristalliserade från (grovkorniga) mafiska bergarter.

### 6.2 Zirkoner i mobilisat

Pegmatiten har bildats genom partiell uppsmältning av det granitiska sidoberget. Felsiska smältor har jämfört med mafiska lägre temperatur, högre kiselhalt och är sannolikt inte lika undermåttade på zirkonium (normalt innehåller felsiska bergarter mer zirkonium än mafiska bergarter). Uppluckade zirkoner har därmed bättre möjligheter att överleva.

De stora, opaka, prismatiska till subprismatiska zirkonerna (Fig. 8A-E) bildades då mobilisatet kristalliserade. Detta visas av zirkonernas yttre morfologi, avsaknaden av resorptionsytor hos många av dem och storleken som väsentligt överstiger den hos gnejsens zirkoner. I en del av zirkonerna finns oscillerande zoner bevarad trots att zirkonerna är mycket metamiktiska. Den höga graden av metamiktisering är förenlig med det höga U-innehåll som ofta utmärker zirkoner bildade i pegmatiter (Johansson, L, pers. komm.).

Några zirkoner är kraftigt resorberade och runda till ovala (Fig 8F-J). De är homogena eller har vad som förefaller vara en delvis utsuddad oscillerande zoner som enbart framträder i BSE. Dessa zirkoner tolkas vara ärvda från gnejsen.



### 6.3 Zirkoner i sidoberg och i gnejsinneslutningar

Det går inte att utifrån fältdata bestämma gnejsens ursprung. Bandningen i gnejsinneslutningen kan vara pre-, syn-, eller möjligen postmagmatisk, eller bero på en primär bandning i bergarten.

De subprismatiska zirkonerna i den bandade gnejsen och gnejsinneslutningen är dock magmatiska vilket visas av den yttre morfologin, den oscillerande zonerings och den magmatiska Th/U-kvoten. Zirkoner från ett prov taget i den bandade gnejsen 1 m från kontakten med amfiboliten skiljer sig inte från zirkoner i ett prov taget 25 m från kontakten.

Zirkoner från gnejsinneslutningen är mindre sprickiga än zirkonerna i den bandade gnejsen vilket tolkas bero på att de undgått deformation sedan intrusionstillfället. Gnejsinneslutningens zirkoner är också klarare och har en större andel BSE-ljusa, CL-mörka områden (jämför Fig. 6A, D med 6H, J). Partiellt metamikt och förorenade zirkoner kan vid upphettning omkristallisera varvid primära inre zonerings helt eller delvis suddas ut och zirkonerna klarnar. Zirkonernas BSE-ljusa, CL-mörka partier tolkas vara omkristalliserade. Att de i högre grad förekommer i gnejsinneslutningen är förenligt med att denna under intrusionen hettades upp till en högre temperatur än den bandade gnejsen. En ökning av uraninnehåll i omkristalliserade delar av zirkoner har noterats bl a av Hoskin och Black (2000), Hartmann *et al.* (2001) och Söderlund *et al.* (accepterad). Förhöjda halter av uran i omkristalliserade delar av zirkonerna skulle förklara både den höga BSE-intensiteten och den låga CL-intensiteten, då uran tenderar att minska CL-luminiscence. Pidgeon (1992) och Pidgeon *et al.* (1998) har tolkat liknande CL-mörka lobformade strukturer som omkristalliserade volymer utarmade på spårelement.

### 6.4 Zirkoner i metamorf miljö

De provtagna bergarterna på Norra Horten har genomgått metamorfos under åtminstone amfibolitfacies. Förutom att ny zirkon kan bildas under metamorfa förhållanden kan redan existerande zirkoner (partiellt) resorberas, växa till och/eller omkristallisera.

Amfibolitens stora, gulbruna zirkoner är i många fall partiellt resorberade vilket ger dem en subprismatisk form. De små runda, transparenta zirkoner som uppträder i bergarten tolkas vara metamorft bildade pga sin yttre morfologi och sitt

i BSE homogena inre som är typiskt för metamorfa zirkoner (Watson och Liang, 1995).

Dioritens magmatiska zirkoner har ofta BSE-ljusa, CL-mörka kanter som tolkas utgöra påväxter, vilket är förenligt med zirkonernas subprismatiska yttre morfologi. Att inga tydligt diskordanta relationer med andra strukturer i zirkonerna identifierats beror sannolikt på att zirkonerna undslupit resorption. Tolkningen baseras huvudsakligen på strukturskillnaden mellan zirkonernas sektorzonerade inre och de homogena yttre kanterna/påväxterna. Dioritens små runda zirkoner tolkas vara metamorft bildade. Fir-tree zonerings har beskrivits hos metamorft nybildade zirkoner (t ex Vavra, 1999).

Den pegmatitiska dioritens magmatiska zirkoner har sällan resorptionshorisonter och förefaller generellt relativt opåverkade av metamorfos. Bland de små, runda, transparenta zirkonerna finns dock en population av resorberade magmatiska zirkoner (Fig. 9U, V).

Många av pegmatitens zirkoner har BSE-ljusa kanter som tolkas utgöra metamorfa påväxter. De är liksom påväxter i dioriten CL-mörka.

Gnejsens magmatiska zirkoner har både påväxter, resorptionshorisonter och omkristalliserade områden. Runt de omkristalliserade områdena syns ibland en BSE-mörk front (Fig. 6G). Liknande strukturer som noterats i CL av Hoskin och Black (2000) har hypotetiserats bestå av spårelementanrikade fronter som skjuts framför de omkristalliserande områdena. Texturer i gnejsens zirkoner stödjer denna hypotes. De små, runda, transparenta zirkonerna i gnejsen har inre strukturer förenliga med ett magmatiskt ursprung. Den yttre morfologin har modifierats genom partiell resorption och tunna påväxter. Påväxter är till skillnad från omkristalliserade områden både BSE- och CL-ljusa. I såväl den pegmatitiska dioriten som i gnejsen förefaller de små, runda zirkonerna varit relativt små redan innan de partiellt resorberades.

Undersökningen av de små, runda, transparenta zirkonerna visar att det inte är möjligt att från deras yttre morfologi avgöra om de har ett magmatiskt eller metamorft ursprung.

Om zirkoner nybildas eller inte beror sannolikt på tillgången av zirkonium. I amfiboliten och dioriten frigörs troligen zirkonium då pyroxen omvandlas till amfibol, vilket knyter bildandet av metamorf zirkon till hydreringen av amfibolitens protolitbergart. I de övriga bergarterna förefaller ingen betydande omvandling av zirkoniumrika mineral skett. Zirkonium till påväxter i gnejsen och



pegmatiten kommer troligen från resorberad magmatisk zirkon. Påväxter på gnejsens zirkoner skiljer sig genom sin starka CL-luminescence från påväxter på dioritens och pegmatitens zirkoner. Detta kan bero på att de inte härstammar från samma tillfälle, i vilket fall gnejsens påväxter bör härstamma från intrusionstillfället, medan de övriga påväxterna troligen uppkom under senare metamorfos. Avsaknaden av CL-mörka påväxter på gnejsens zirkoner beror då troligen på att allt tillgängligt zirkonium mobiliserades vid intrusionen.

### 6.5 Regionalgeologiska aspekter

Med undantag av en dacit i trakten av Horred som daterats till 1.64 Ga (Åhäll *et al.* 1995) saknas dateringar som gett >1.62 Ga i Västra Segmentet. Kristallisationsåldern på  $1646 \pm 12$  Ma för den pegmatitiska dioriten, den strukturellt yngsta av de undersökta mafiska bergarterna, samt minimiåldern  $1665 \pm 11$  Ma för zirkoner i gnejsen visar att Norra Horten litologiskt tillhör det Östra Segmentet. Åldrarna utesluter även ett genetiskt samband med 1460-1360 Ma graniter i Sydväst-sverige. Andra mafiska intrusiv i Östra Segmentet inkluderar en 1.67 Ga hornbländit utanför Borås bildad genom fraktionerad kristallisation och därefter metamorfos i amfibolitfacies (Scherstén *et al.* 2000). Dateringen utfördes med hjälp av nybildade zirkoner i mobiliserat sidoberg.

Den bandade gnejsen på Norra Horten är mycket lik 1.59 Ga Buagnejsen (Västra Segmentet) på fastlandet. Dateringen (ca 1.67 Ga) visar att likheten inte beror på ett gemensamt ursprung utan på den kraftiga deformation som bergarterna utsatts för. Gnejsen i Östra Segmentet söder om Väneren har generellt gett åldrar runt 1.70-1.66 Ga och utgörs mestadels av metamorfoserade och deformerade TMB-graniter (Connelly *et al.* 1996; Söderlund *et al.* accepterad). Norra Hortens gnejs utgör sannolikt en av dessa.

Två regionala metamorfa händelser har gett metamorf zirkonbildning i Östra Segmentet. Dels vid 1.46-1.42 Ga (Cristoffel *et al.* 1999; Söderlund *et al.* accepterad), dels vid den Svekonorvegiska orogenesen som daterats till 0.97 Ga i Torpagraniten (Andersson *et al.* under arbete) och ca 0.98 Ga i Buagnejsen (Andersson *et al.* insänt). För att avgöra vid vilken händelse de metamorfa zirkonerna i Norra Hortens bergarter bildades krävs att de dateras. Det är ännu osäkert om 1.46-1.42 Ga händelsen är associerad med regional deformation (Cristoffel *et al.* 1999; Söderlund *et al.* accepterad). Då Mylonitzonen

är en Svekonorvegisk deformationszon kan Norra Hortens bergarter antas ha deformerats under denna orogenes. Norra Horten tolkas bestå av Östra Segmentet-bergarter som tektoniskt transporterats i Mylonitzonen.

## 7 Slutsatser

- Norra Horten består huvudsakligen av meta-diorit och amfibolitiskt kumulat. De mafiska bergarterna har intruderat ett granitiskt, numera kraftigt deformerat sidoberg. Granitiska pegmatiter bildades av sidoberg som smälte upp vid intrusionen. Öns bergarter har genomgått metamorfos under åtminstone amfibolitfacies.
- Magmatiska zirkoner bildades vid intrusionstillfället i samtliga undersökta mafiska intrusiv-bergarter. I den granitiska pegmatiten finns både magmatiska zirkoner bildade vid intrusionstillfället och zirkoner ärvda från sidoberget.
- Magmatiska zirkoner i samtliga undersökta bergarter har modifierats genom resorption och/eller påväxter.
- Omkristalliserade och partiellt resorberade magmatiska zirkoner i gnejsen och den pegmatitiska dioriten kan inte från sin yttre morfologi skiljas från metamorft nybildade små, runda, transparenta zirkoner i amfiboliten och dioriten.
- Metamorfa zirkoner har endast bildats i amfibolitiserade bergarter. Troligen har zirkonium frigjorts under omvandlingen av pyroxen till amfibol.
- Datering av Norra Hortens amfibolit ger minimiåldern  $1634 \pm 8$  Ma. Kristallisationsåldern för den strukturellt yngsta av öns mafiska bergarter, en grov- till medelkornig gångdiorit, bestämdes till  $1646 \pm 12$  Ma. Granitisk gnejs daterades till en minimiålder av  $1665 \pm 11$  Ma.
- Norra Horten har tidigare hänförs till det Västra Segmentet. Nya åldersdata visar att öns bergarter tillhör det Östra Segmentet.

## Tack

Många har hjälpt till att göra uppsatsskrivandet spännande och intressant (och möjligt): exjobbar-kollegorna på Sölve 8, David Cornell och William Meurer i Götet - stort tack för hjälp och tips!, tack till Stefan Claesson och övriga på isotop-lab i Stockholm, Minik Rosing i Köpenhamn (fast det inte blev några resultat den här gången), "Kapten" Erland Andersson i Bua, den alltid lika positiva Takeshi, och sist men absolut inte minst, Leif Johansson och Ulf Söderlund, mina handledare som med stort tålamod avstyrt många tokigheter! Tack allesammans, och tack till alla andra som hjälpt till på olika sätt under arbetets gång, ingen glömd!



## Appendix: Mineralstrukturer i elektronmikroskop; BSE och CL

I ett svepelektronmikroskop (SEM) accelereras elektroner i ett elektriskt fält och fokuseras på ett prov. Då de träffar provet reflekteras en del av dem, s k "Back Scatter Electrons", BSE. Då antalet reflekterade zirkoner är en funktion av provets densitet framträder i BSE skillnader i kemisk sammansättning eller gitterstruktur som ger upphov till densitetsskillnader.

Elektronstrålen exciterar också elektroner i provet som avger elektromagnetisk strålning. Katodluminiscence (CL) uppkommer då ett elektronbombardemang stimulerar elektronövergångar som ger upphov till synligt ljus. Det finns två möjliga källor till CL i mineral. Den första är elektronövergångar som sker mellan energinivåer i kristallstrukturen (s k "intrinsic luminiscence"). Övergångarna sker då mellan elektronorbitaler som är gemensamma för hela kristallen, bildade genom att enskilda atomers/joners orbitaler "överlappar". I silikat är dessa övergångar förknippade med så höga energier att de inte ger upphov till synligt ljus. För att CL ska uppkomma krävs det därför oregelbundenheter i kristallstrukturen som påverkar energinivåerna.

Den andra möjliga källan till CL är att joner med "rätt" energiövergångar finns i mineralet, dessa kallas då aktivatorer. Övergångarna kan ske internt i aktivatorn eller involvera övergångar mellan energinivåer i kristallstrukturen. Ibland krävs närvaron av flera specifika aktivatorer för att rätt energiövergångar ska ske. Vissa joner, inhibitorer, reducerar CL genom att i sin tur förändra energinivåerna eller ge nya vägar för elektronerna att falla tillbaka på. Aktivatorer (och i vissa sammanhang inhibitorer) är övergångsmetaller, REE och actinider.

Katodluminiscence kan ge en snabb och tydlig uppfattning om hur gitterdefekter och aktivatorer fördelar sig i ett mineral, däremot går det inte alltid att använda sig av CL för identifiering av aktivatorerna eller kvantifiering av dem. Det komplexa samspelet mellan kristallstruktur och aktivatorer/inhibitorer gör att man inte får ett enkelt samband mellan uppmätt CL och kvantitet av defekter/föroreningar.

När man applicerar CL på zirkoner är man särskilt intresserad av REE eftersom dessa inkor-

poreras i relativt stora mängder i naturlig zirkon. För REE gäller att de alla har elektronkonfigurationen  $6s^2, 5p^6$  utanför ett inre  $4f^x$  skal som därmed skärmas av från det yttre kristallfältets påverkan. Kristallfältteori säger att det kommer att finnas olika energinivåer inom f-skalet. Övergångar mellan dessa nivåer ger relativt väl avgränsade emissionslinjer tack vare den skärmade effekten av de yttre skalerna, m a o kan man via spektralanalys ofta identifiera enskilda REE. Då en zirkon växer och eventuellt får påväxter under metamorfa händelser kommer halten av REE att variera med förändringar i magmakemi. Detta ger upphov till skillnader i CL hos de olika delarna av zirkonen som därmed kan separeras från varandra.

Upphovet till BSE respektive CL i ett mineral skiljer sig åt, men i zirkoner visar de två metoderna ofta samma strukturer (förutom den extra information som ligger i de skilda färgerna i CL). Detta beror på att skillnader i densitet beror på kemiska skillnader som i sin tur ofta ger upphov till ökning eller minskning av CL-intensiteten, samt att förändringar i gitterstrukturen vid t ex metamiktisering spelar en stor roll för såväl BSE som CL. Ofta är BSE-ljusa områden CL-mörka och vice versa (Remond *et al.* 1992).

## Referenser

- Andersson, J., Möller, C., Johansson, L., insänt. Zircon geochronology of migmatite gneisses along the southern Mylonite Zone: a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic shield.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th, and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37, 521-552
- Connelly, J.N., Berglund, J., Larson, S.A., 1996. Thermotectonic evolution of the Eastern Segment of southwestern Sweden: tectonic constraints from U-Pb geochronology. *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region*, 112, 297-313
- Cristoffel, C.A., Connelly, J.N., Åhäll, K-I, 1999. Timing and characterization of recurrent pre-Sveconorwegian metamorphism and deformation in the Varberg-Halmstad region of SW Sweden. *Precambrian Research*, 98, 173-195
- Evenson, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212
- Hanchar, J.M., Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images – implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical geology* 110, (1-3) 1-13 Nov 25
- Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., 1999. Fine euhedral banding in zircon; metamorphic enhancement of igneous structure. *Pesquisas - Instituto de Geociencias. Universidade Federal do Rio Grande do Sul*. 26, 1, 67-78
- Hegardt, E.A., 2000. A Sveconorwegian crustal subduction and exhumation model for the Eastern Segment, southwestern Sweden. *Earth Science Center, Göteborgs Universitet*, B220
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 423-439
- Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappell, B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology*, 41, 9, 1365-1396
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineral Petrology*, 93, 482-90
- Lee, J.K.W., Williams, L.S., Ellis, D.J., 1997. U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390(6656), 159-162
- Johansson, L., 2001. Geochronology of eclogite facies metamorphism in the Sveconorwegian Province of SW Sweden. *Precambrian Research*, 106, 261-275
- Maas, R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Compston, W., 1992. The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900-4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1281-1300
- Möller, C., 1998. Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (-Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrology and tectonic implications. *Journal of Metamorphic geology*, 16, 641-656
- Persson, P.-O., Lindh, A., Schoeberg, H., Hansen, B.T., Lagerblad, B., 1995. A comparison of the geochronology and geochemistry of plagioclase-dominated granitoids across a major terrane boundary in the SW Baltic Shield. *Precambrian Research*, 74, 1-2, 57-72
- Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 463-472
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A., and Hitchen, G.J., 1998. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 288-299
- Remond, G., Cesbron, F., Chapoulié, R., Ohnenstetter, D., Roques-Carnes, C., Schvoerer, M., 1992. Cathodoluminescence applied to the micro-characterization of mineral materials: a present status in experimentation and interpretation.
- Romer, R.L., och Smeds, S.-A., 1996. U-Pb colombite ages of pegmatites from Sveconorwegian terranes in southwestern Sweden. *Precambrian Research*, 76, 15-30
- Rubatto, D., Gebauer, D., 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe; some examples from the Western Alps. *Cathodoluminescence in geosciences*, 373-400



- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Gunther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineral Petrology*, 134, 186-201
- Scherstén, A., Årebäck, H., Cornell, D., Hoskin, P., Åberg, A., Armstrong, R., 2000. Dating mafic-ultramafic intrusions by ion-microprobing contact-melt zircon: examples from SW Sweden. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1), 115-125
- Stephens, M.B., Wahlgren, C.-H., Weijermars, R., Cruden, A.R., 1996. Left-lateral transpressive deformation and its tectonic implications, Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, south-western Sweden. *Precambrian Research*, 94, 29-48
- Sutherland, F.L., Hoskin, P.W.O., Fanning, C.M., Coenraads, R.R., 1998. Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, (4) 356-372 Dec
- Sveriges Geologiska Undersökning, 1997, Serie Af, Bergrundsgeologiska och geofysiska kartblad skala 1:50000, Kungsbacka NO
- Söderlund, U., Jarl, L.-G., Persson, P.-O., Stephens, M.B., Wahlgren, C.-H., 1999. Protolith ages and timing of deformation in the eastern, marginal part of the Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. *Precambrian Research* 94, 29-48
- Söderlund, U., Möller, C., Andersson, J., Johansson, L., Whitehouse, M., accepterad 2001. Zircon geochronology in polymetamorphic gneisses in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden: ion microprobe evidence for 1.46-1.42 and 0.98-0.96 Ga reworking. Accepterat av *Precambrian Research*.
- Vavra, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance – a cathodoluminescence study. *Contribution to Mineral Petrology*, 106, (1)90-99
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122/4, 337-358
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, (4) 380-404 Mar
- Wahlgren, C.-H., Cruden, A.R. och Stephens, M.B., 1994. Kinematics of a major fan-like structure in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, south-central Sweden. *Precambrian Research*, 92, 319-339
- Watson, E.B., Liang, Y., 1995. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals; implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, 80, 1179-1187
- Watson, E.B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Earth Sciences*, 87, 43-56
- Williams, I.S., Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Seve nappes, Scandinavian caledonides. *Contribution to mineral petrology* 97, (2) 205-217
- Åhäll, K.-I., Persson, P.-O., Skiöld, T., 1995. Westward accretion of the Baltic Shield; implications from the 1.6 Ga Amal-Horred Belt, SW Sweden. *Precambrian Research*, 70, 3-4, 235-251
- Åhäll, K.-I., Samuelsson, L., Persson, P.-O., 1997. Geochronology and structural setting of the 1.38 Ga Torpa granite; implications for charnockite formation in SW Sweden. *GFF*, 119/1, 37-43

2001-06-08

2001-06-08



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

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 ramphoprionid 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 kulait.
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 manganminerall 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 ledtrådar till bildningsmiljön för Bølets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geokemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.
88. Gunnemyr, Lisa, 1997: Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten - en geologisk och hydrogeologisk studie av Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland.
89. Antonsson, Christina, 1997: Inventering, hydrologisk klassificering samt bedömning av hydrogeologisk påverkan av våtmarksområden i samband med järnvägstunnelbyggnation genom Hallandsåsen, NV Skåne.
90. Nordborg, Fredrik, 1997: Granens markpåverkan - en studie av markkemi, jordmänsbildning och lermineralogi i gran- och lövskogsbestånd i södra Småland.
91. Dobos, Felicia, 1997: Pollen-stratigraphic position of the last Baltic Ice Lake drainage.
92. Nilsson, Johan, 1997: The Brennvinnsfjorden Group of southern Botniahalvöya, Nordaustlandet, Svalbard - structure, stratigraphy and depositional environment.
93. Tagesson, Esbjörn, 1998: Hydrogeologisk studie av grundvattnets kloridhalter på östra Listerlandet, Blekinge.
94. Eriksson, Saskia, 1998: Morängenetiska undersökningar i klintar vid Greifswalder Bodden södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaur (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *Aodus deltatus* Lindström.
97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden - chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.



101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk-paleohydrologisk undersökning av våtmarkskomplexet Rolands hav, Blekinge.
102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. Eyjafjallajökull volcano, South Iceland.
104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av strombolikaraktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagarföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvage-Luotatalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.
114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetationsutveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.
116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granatamfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimatoscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söderåsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidigholocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige