

# **Två svekofenniska graniter i Bottniska bassängen; utbredning, U-Pb zirkondatering och test av olika abrasionstekniker**

***Johan Olsson***

Examensarbeten i Geologi vid  
Lunds universitet - Berggrundsgeologi, nr. 209



Geologiska institutionen  
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap  
Lunds universitet  
2007

# **Två svekofenniska graniter i Bottniska bassängen; utbredning, U-Pb zirkondatering och test av olika abrasionstekniker**

Examensarbete

Johan Olsson

Geologiska Institutionen  
Lunds universitet  
2007

# Innehåll

<b>1 Inledning .....</b>	<b>5</b>
<b>2 Regionalgeologiskt perspektiv .....</b>	<b>5</b>
2.1 Allmänt .....	5
2.2 Den svenska delprovinsen .....	6
2.3 Lokal geologi och geokronologi i Bottniska bassängen .....	6
2.3.1 Den Bottniska mikrokontinenten .....	6
2.3.2 Bergartsbeskrivning .....	7
2.3.2.1 Metagråvacka och metaargillit .....	7
2.3.2.3 Tidigsvekofenniska granitoider .....	7
2.3.2.4 Sensvekofenniska granitoider .....	8
<b>3 Granitmassivet utanför Örnsköldsvik .....</b>	<b>8</b>
3.1 Relativ kronologi .....	8
3.2 Ursprungsmaterial och termal modellering .....	9
<b>4 Fältarbete .....</b>	<b>9</b>
4.1 Metod .....	9
4.2 Bergartsbeskrivning .....	9
4.2.1 Själevadgranit .....	9
4.2.2 Bergomgranit .....	11
4.2.3 Sörbölegranit .....	11
4.2.4 Paddalgranit .....	11
4.2.5 Billsjögranit .....	13
4.2.6 Metasediment av gråvacke- och argillittyp .....	13
4.2.7 Migmatit .....	13
4.2.8 Pegmatit .....	14
<b>5 Zirkonstudie.....</b>	<b>14</b>
5.1 Provtagning och separering av zirkoner .....	14
5.2 Zirkonmorfologi .....	14
5.2.1 Bergomgranit (0448) .....	14
5.2.2 Själevadgranit (0449) .....	14
5.2.3 Paddalgranit (8804) .....	14
5.3 Preparering av zirkoner för ökad konkordans .....	15
5.3.1 Fysisk abrasion ("Krogh-metoden") .....	15
5.3.2 Kemisk abrasion .....	15
5.3.3 Icke-abraderade zirkoner .....	16
5.4 Analytisk procedur .....	16
5.5 Resultat .....	16
5.5.1 Själevadgranit .....	16
5.5.2 Bergomgranit .....	17
<b>6 Diskussion .....</b>	<b>20</b>
6.1 Korrelation mellan kartering, bergartsanalyser och geofysisk karta .....	20
6.2 Zirkondatering .....	21
6.3 Test av olika preparationstekniker av zirkoner .....	22
6.4 Granitmassivet ur en regionalgeologisk synvinkel .....	22
<b>7 Slutsatser .....</b>	<b>23</b>
<b>8 Tack .....</b>	<b>23</b>
<b>9 Referenser .....</b>	<b>24</b>
Appendix I.....	26
Appendix II.....	29
Appendix III .....	30

# Två svekofenniska graniter i Bottniska bassängen; utbredning, U-Pb zirkondatering och test av olika abrasionstekniker

Johan Olsson

Olsson, J., 2007: Två svekofenniska graniter i Bottniska bassängen; utbredning, U-Pb zirkondatering och test av olika abrasionstekniker. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 209, 31 sid. 20 poäng.

**Sammanfattning:** I Bottniska bassängen i östra delen av centrala Sverige, finns ett antal intrusioner av tidig- och sensvekofenniska granitoider. Det aktuella undersökningsområdet består av ett sensvekofenniskt granitmassiv, beläget ca fyra km väster om Örnsköldsvik. Förutom de bergarter som tidigare definierats: själevadgranit, bergomgranit och paddalgranit, förekommer även sörbölegranit och billsjögranit. Sörbölegranit uppträder i zonen mellan själevadgranit och bergomgranit och ser närmast ut som ett mellanting av dessa bergarter. Billsjögranit återfinns i den nordvästra delen av massivet där den gränsar till paddalgranit. Den är svagt folierad och innehåller mer biotit än paddalgranit. Själevadgranit och bergomgranit är I-graniter som bildats genom uppsmältning av tidigsvekofenniska granitoider, medan paddalgranit är en typisk S-granit vars ursprungsmaterial är områdets metasediment. Dessa tre dominerande bergarter är odeformerade och associerade med rikliga mängder pegmatit. Fältobservationer visar tydligt att paddalgranit är yngre än både själevad- och bergomgranit.

Examensarbetet syftar till att datera själevadgranit och bergomgranit med ID TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry) zirkondatering. Sensvekofenniska S-graniter har antagits ha en minimiålder av  $1822 \pm 5$  Ma. Själevadgranit har dock vid tidigare karteringar ansetts tillhöra en tidig fas av de sensvekofenniska graniterna. Dateringen av själevadgranit ger  $1880,4 \pm 5,6$  Ma och bergomgranitens ålder är  $1880,5 \pm 2,3$  Ma – bergarterna bör alltså ses som samtida.

Vid prepareringen av zirkoner för ökad konkordans, testades både fysisk abrasion och kemisk abrasion. Resultaten visar att zirkoner preparerade med någon av dessa tekniker ger en signifikant ökad konkordans och att kemisk abrasion ger något bättre resultat än de som abraderats fysiskt. Detta tyder på att den kemiska abrasionen varit mer effektiv på att eliminera regioner i zirkoner som påverkats av blyförlust. Den metod som testades i Lund kan utvecklas ytterligare för att uppnå bättre resultat.

Nyckelord: Sensvekofenniska graniter, zirkon, U/Pb-datering, abrasionsmetoder, Bottniska bassängen, Örnsköldsvik.

Johan Olsson, Geologiska Institutionen, Centrum för GeoBiosfärvetenskap, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: [mornarp@hotmail.com](mailto:mornarp@hotmail.com)

# Two Svecofennian granites in the Bothnian Basin; distribution, U-Pb zircon dating and test of different abrasion techniques

Johan Olsson

Olsson, J., 2007: Two Svecofennian granites in the Bothnian Basin; distribution, U-Pb zircon dating and test of different abrasion techniques. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 209, 31 pp. 20 poäng.

**Abstract:** In the Bothnian Basin, east-central Sweden, a number of intrusions of Early- and Late Svecofennian granitoids occurs. A series of Late Svecofennian granite intrusions makes up the investigation area. This is situated approximately four kilometres to the west of Örnköldsvik. Apart from the granites earlier defined: the Själevad, Bergom and Paddal granites, Sörböle and Billsjö granites occur. The Sörböle granite is situated in a narrow zone between the Själevad and Bergom granites. It looks as a hybrid between these two granites. The Billsjö granite occurs in the north-western part of the massif where it borders on Paddal granite. The Billsjö granite is weakly foliated and contains more biotite than the Paddal granite. The Själevad and Bergom granites are I-type granites derived from melting of Early Svecofennian granitoids, while the Paddal granite is a typical S-granite derived from melting of metasediments occurring in the area. These three dominating rocks are all undeformed and associated with abundant pegmatite. Field observations clearly show that the Paddal granite is younger than Själevad and Bergom granites.

The aim of this master thesis is to date the Själevad and Bergom granites using U/Pb-zircon techniques. The minimum age of Late Svecofennian, S-type granites, has been assumed to be  $1822 \pm 5$  Ma. Based on results from earlier mapping, the Själevad granite has been suggested to belong to an early phase of the Late Svecofennian granites. The dating of the two rocks results in identical ages: the Själevad granite  $1880.4 \pm 5.6$  Ma and the Bergom granite  $1880.5 \pm 2.3$  Ma.

For increasing concordance, both air and chemical abrasion were tested on zircons from the Själevad and Bergom granites. The results show that abrasion yields more concordant data than untreated zircons, and that chemically abraded zircons are slightly more concordant than air abraded zircons. Clearly, the chemical abrasion is more effective on eliminating regions affected by lead-loss in the zircons. The method used in Lund can be further developed to obtain even better results.

**Keywords:** Svecofennian granites, zircon, U/Pb dating, abrasion methods, Bothnian Basin. Örnköldsvik

Johan Olsson, Department of Geology, GeoBiosphere Science Centre, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: mornarp@hotmail.com

# 1 Inledning

Cirka fyra km väster om Örnsköldsvik uppträder ett granitmassiv i den omgivande Härnöformationens metasediment och migmatiter (Fig. 1). Granitmassivet är ca 15 x 15 km stort och är uppbyggt av ett flertal odeformerade graniter (Lundqvist et al 1990). Massivet består av fem bergarter, varav de tre dominerande är; porfyritisk själevadgranit av granitisk och granodioritisk sammansättning, jämnkornig, nästintill leukokratis bergomgranit och medel - finkornig, muskovitförande paddalgranit. Lindgren (2004) och Lindh (2005) kallade paddalgraniten för härnögranit. Härnögranit är emellertid en allmän term som används för att klassificera norrländska muskovitförande graniter. Idag används termen även för graniter med biotit som enda glimmerfas (Lundqvist et al. 1990). Den bör därför inte användas i denna inskränkta betydelse. Sörbølegranit och billsjögranit är ytterligare bergarter som definierats under karteringen av massivet (se 4.2 *Bergartsbeskrivning*). Själevadgranit och bergomgranit är typiska I-graniter, medan paddalgraniten är en S-granit (Lindh 2005). Själevadgranit återfinns främst i västra och i centrala massivet. Bergomgranit dominerar södra delen och paddalgranit utbreder sig i de norra och östra delarna av massivet. Söder om granitmassivet består berggrunden av relativt lågmetamorfa metasediment (främst metagråvackor och metaargilliter), medan den norr om massivet domineras av mer högmetamorfa ådergnejser och migmatiter (Lundqvist et al 1990).

Tidigare karteringar pekar på att själevadgranit är äldre än paddalgranit som bland annat uppträder som gångar i den förra. Gångar av paddalgranit har även observerats i bergomgranit. Inga relativa åldersindikationer mellan själevadgranit och bergomgranit har kunnat observeras i fält (Lindgren 2004). Bergarternas odeformerade karaktär har tidigare tolkats som att de

tillhör de sensvekofenniska intrusivbergarterna (Lundqvist et al. 1990). Själevadgranit skiljer sig dock kemiskt från de sensvekofenniska graniterna och har inte kunnat placeras i något riktigt bra tidsintervall i den svekofenniska utvecklingen (Lindh 2005, Lundqvist et al. 1990).

Termal modellering visar att graniterna kan ha bildats i en förtjockad jordskorpa. Geokemiska undersökningar tyder på att det funnits två olika källor för graniterna i massivet. Själevadgranit och bergomgranit verkar ha bildats av uppsmältning av tidigsvekofenniska granitoider, medan paddalgranitens källa är metasediment. Själevadgranit och bergomgranit skiljer sig kemiskt från varandra och en tänkbar förklaring är att själevadgranit har bildats från en mer mafisk bergart djupare ned i jordskorpan (Lindh 2005).

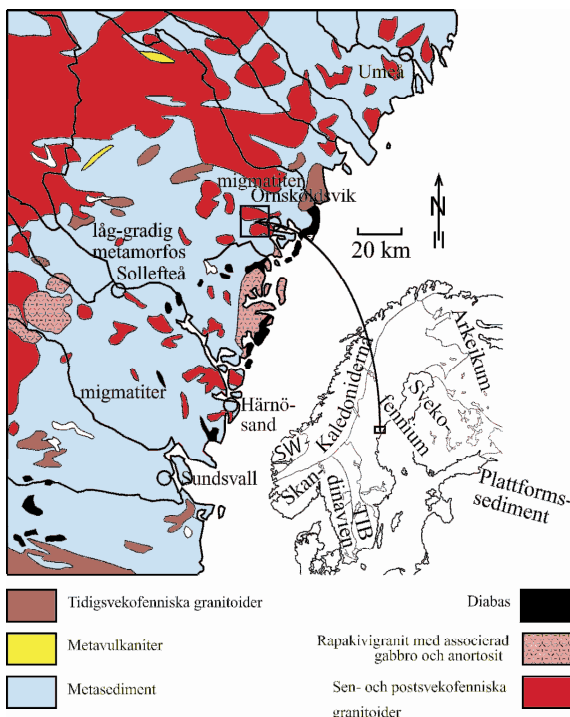
Målet för examensarbetet var:

1. att med hjälp av konventionell åldersdatering ID TIMS (isotope dilution thermal ionization mass spectrometry) på zirkoner datera själevadgranit och bergomgranit för att bestämma var i den svekofenniska utvecklingen dessa I-graniter hör hemma.
2. att fortsätta den detaljerade karteringen som Lindgren påbörjade 2004, för att studera uppbyggnaden av granitmassivet.
3. Ett mer underordnat mål som uppkom under tiden som arbetet pågick, var att jämföra resultat från zirkoner som abraderats fysiskt enligt Krogh (1982), med zirkoner som abraderats kemiskt enligt Mattinson (2005) och Mundil (2004).

## 2 Regionalgeologiskt perspektiv

### 2.1 Allmänt

Svekofennium upptar de centrala delarna av den Baltiska skölden och gränsar till den arkeiska Karelska provinsen i öst, Kaledoniderna i nordväst och till Transskandinaviska magmatiska bältet i väst (Fig. 1). Baltiska sköldens bergarter blir gradvis yngre mot sydväst (Gaál och Gorbatshev 1987). Svekofennium bygger upp huvuddelen av berggrunden i södra och centrala Finland samt norra och centrala Sverige. I Finland delas området in i tre terrängar beroende på bildningstid. Dessa områden är Savoterrängen (1930-1870 Ma), den Centralfinländska terrängen (1900-1870 Ma) och den Sydfinländska terrängen (1900-1820 Ma) (Korja och Heikkinen 2005). På svenska sidan sträcker sig Svekofennium från Norrbottens län i norr, till Västervik i söder (Lundqvist i Lindström et



Figur 1. Berggrundsgeologisk karta över östra delen av centrala Sverige. Den mindre figuren visar en skiss av de olika krustala segment som bygger upp den Baltiska skölden. Den lilla ramen markerar det ungefärliga läget för det aktuella undersökningsområdet. Notera att denna indelning av Baltiska skölden skiljer sig från indelningen av Lathtinen et al. (2005), se Fig. 2. *Modifierad från Lindh (2005) och publicerad med författarens medgivande.*

al. 2000). Svekofennium delas vidare in i en nordlig och en sydlig vulkanisk provins. Det mellanliggande området utgörs av den Bottniska bassängens metasedimentära bergarter (Gaál och Gorbatshev 1987).

Metamorfosgraden varierar, men är i huvudsak av lågtryckstyp både i Finland och Sverige (Nironen 1997). Bergarter visar lokalt metamorfos i grönskifferfacies och granulitomvandlade bergarter återfinns i centrala Norrland och i Södermaland. Ett vanligt inslag i den annars lågmetamorfa terrängen är talrika områden med migmatitomvandlade bergarter (Claesson och Lundqvist 1995).

Den Palaeoproterozoiska tektoniska utvecklingen av Baltiska skölden har beskrivits av Lahtinen et al. (2005) som fem orogener vilka inträffade i tidsintervallet 1920-1790 Ma. Uppsprickning av den nuvarande västra delen av den Karelska kratonen skapade en marginalbassäng för 2060 miljoner år sedan. Under den tektoniska utvecklingens gång var denna västra rand en svaghetszon i kratonen. Tillväxten av Baltiska skölden har sedan skett genom att den Karelska kratonen vid ett flertal tillfällen kolliderat med olika mikrokontinenter och öbågekomplex (Lahtinen et al. 2005). Terrängerna visas i figur 2. Sammanfattningsvis ser den tektoniska utvecklingen ut enligt följande: Tillväxt av mikrokontinenter på den Baltiska skölden skedde för 1920-1870 miljoner år sedan. Detta följdes av en kontinental extension som varade under tiden 1860-1840 Ma. Extensionen orsakade förtunning av jordskorpan i Bergslagen och Bottniska bassängen, vilket i sin tur orsakade en hastig temperaturökning i jordskorpan. Detta tolkas av Lahtinen et al. (2005) som värme-källan till migmatiter och graniter. För 1840-1790 miljoner år sedan skedde en period av kontinent-kontinent kollision i skölden som följdes utav en kollaps av orogenerna under 1790-1770 Ma (Lahtinen et al. 2005).

## 2.2 Den svenska delprovinsen

Den sydliga vulkaniska provinsen (Bergslagenområdet) består till största delen av sura vulkaniter, medan mafiska och intermediära vulkaniter dominerar den norra vulkaniska provinsen (Skellefteområdet). Båda provinserna bildades under en relativt kort period mellan 1900-1870 Ma sedan (Gaál och Gorbatshev 1987). Bottniska bassängen domineras av metasedimentära bergarter (Gaál och Gorbatshev 1987). Dessa består främst av metagråvackor och metaargilliter, vilka sammanfattas som Härnöformationen. Denna formation når på sina platser mäktigheter uppemot tio km. Ytterligare sedimentära bergarter i den svenska delen av Svekofennium utgörs av kvartsiter, arkoser och konglomerat (Lundqvist 1987).

Ett stort antal granitoidmassiv återfinns intruderande i ytbergarterna. Granitoider som bildats vid ca 1950-1840 Ma är tidigsvekofenniska granitoider och består i huvudsak av kalkalkalina tonaliter, granodioriter och graniter (Lundqvist et al. 1990; Lundqvist et al. 1998). De tidigsvekofenniska granitoiderna är ofta starkt förgnejsade eller migmatitiserade, men deformationsgraden varierar. Vissa tidigsvekofenniska massiv är

endast svagt förgnejsade och en förklaring kan vara att stora massiv har verkat som resistensblock under metamorfosen (Lundqvist et al. 1990).

Granitoider bildade för 1840-1770 miljoner år sedan, benämns sen- och postsvekofenniska. Sensvekofenniska granitoider är pegmatitrika bergarter som inte påverkats av regionalmetamorfosen i särskilt stor utsträckning. Det finns dock exempel på starkt folierade sensvekofenniska graniter. I dessa fall förstärks ofta foliationen av parallellorienterade megakrister av mikroklin (Lundqvist et al. 1990). Värt att notera är att det i norra och nordöstra delen av provinsen kan finnas sensvekofenniska graniter med maximialdrar på 1880 Ma, eftersom den svekofenniska orogenerna nådde sin kulmen tidigare där. Postsvekofenniska granitoider är yngre än den svekofenniska orogenerna och är inte i lika hög grad associerade med pegmatit som de sensvekofenniska (Claesson och Lundqvist 1995).

Anorogena rapakivgraniter med associerade basiska djupbergarter och diabaser, återfinns i provinsen. Dessa bergarter bildades för mellan 1650 och 1470 miljoner år sedan. Ett av flera rapakivmassiv är massivet vid Nordingrå (Lundqvist i Lindström et al. 2000).

## 2.3 Lokal geologi och geokronologi i Bottniska bassängen

### 2.3.1 Den Bottniska mikrokontinenten

Undersökningsområdet är lokaliserat strax väster om Örnsköldsvik (Fig. 1) i den Bottniska bassängen (Gaál och Gorbatshev 1987). Lahtinen et al. (2005) föreslår att det finns en mikrokontinent under de metasedimentära bergarterna i Bottniska bassängen. Den Bottniska mikrokontinenten utgör ett block av högre Bougeranomali som i norr avgränsas med ett östnordöst-västsydväst lineament och i söder av Hasselaskjuvzonen (HSZ). Geofysiska mätningar i Bottniska viken



Figur 2. Den Baltiska sköldens indelning i olika geologiska terrängerna enligt Lahtinen et al. (2005).

visar på existensen av en mafisk bergartskropp på djupet i berggrunden. Denna bergartskropp har tolkats som den mafiska kärnan i en öbåge som sitter fast i mikrokontinenten (Korja och Heikkinen 2005; Lahtinen et al. 2005). Den Bottniska mikrokontinenten Fig. 2) lades till skölden för 1900 miljoner år sedan (kallad *Lapland-Savo orogen*) då den kolliderade med två andra mikrokontinenter. Under den fenniska orogensen (1890-1870 Ma) inträffade den största kontinentala tillväxten i centrala Baltiska skölden med subduktionsrelaterad vulkanism under den norra delen av Bottniska mikrokontinenten och avsättning av stora mängder sediment bland annat i Bottniska bassängen (Lahtinen et al. 2005). Jordskorpan förtjockades som resultat av denna massiva tillväxt och kom att kollapsa vid 1870-1850 Ma (Korja och Heikkinen 2005). I norr gränsar Bottniska mikrokontinenten till Umeåalloktonen, ett migmatitkomplex som transporterats till sin nuvarande position för 1830-1810 miljoner år sedan enligt Lahtinen et al. (2005).

### 2.3.2 Bergartsbeskrivning

Vulkaniter är starkt underordnade de andra bergarterna i området, varför de inte ges något utrymme här. En metaryolit som växellagrar med metasediment i Bottniska bassängen har en monazitålder på  $1870 \pm 2$  Ma (Lundqvist et al. 1998). Anorogena graniter, såsom Nordingrågraniten, ges inte heller något utrymme då de inte är relevanta för examensarbetet.

#### 2.3.2.1 *Metagråvacka och metaargilit*

Härnöformationens mäktiga lager av sedimentära bergarter dominerar den Bottniska bassängen. Formationen består till största delen av metagråvackor med lerigt matrix och hög andel fältspater. Argillitiska horisonter är ett vanligt inslag i metagråvackorna och kan ibland utgöra mellan 10 och 25 % av bergarten. Det är även ibland möjligt att urskilja primära strukturer såsom korsskiktning, rutschningar och belastningsmärken. Utdragna skarnlinser med diametrar mellan 10 och 50 cm är vanligt förekommande (Lundqvist et al. 1990).

Metagråvackorna har med all sannolikhet bildats vid erosion av vulkaniska och intrusiva bergarter, som inte är mycket äldre än metagråvackorna själva. Deponeeringen av metagråvackorna började före 1950 Ma och pågick under minst 80 Ma (Lundqvist et al. 1998). Datering av detritala zirkoner i ett flertal metagråvackor visar att huvuddelen av dessa är 1900-2000 miljoner år. Däremot är en tredjedel av de ingående zirkonerna mellan 2600 och 2900 miljoner år gamla. Vid Bjästa, ca fem km söder om granitmassivet, finns en metagråvacka där de yngsta zirkonerna är  $1884 \pm 6$  Ma. Denna ålder bör ses som en övre gräns för sedimentationen i området (Claesson et al. 1993).

#### 2.3.2.2 *Migmatit och ådergnejs*

Metagråvackorna har inom stora områden migmatitiserats och utgör nu ådergnejsar och migmatiter. Migmatitseringen har producerat två olika bergartstyper.

Skillnaden ligger i halten av ingående granitiskt material. Om bergarten består av mindre än 50 % granitmaterial klassas den som ådergnejs med pegmatitiska och aplitgranitiska ådror (Lundqvist et al. 1990). Kvarts, fältspat och i viss mån biotit är de viktigaste mineralen. I vad som förut var argillitiskt kan almandin, sillimanit och cordierit finnas. Om mer än 50 % av bergarten består av granitmaterial kallar man den för Schollenmigmatit (Lundqvist et al. 1990). Karaktäristiskt för dessa är stora sjok av gnejsrester omslutna av granitmaterial, biotitrika strimmar och porfyroblaster av mikroklin. Dominerande mineral är kvarts, plagioklas och biotit (Lundqvist et al. 1990).

De högmetamorfa bergarterna ingår även i Härnöformationen, då de visar gradvisa övergångar mot metagråvackorna, och då de liksom dessa innehåller skarnlinser (Lundqvist et al. 1990). Lundqvist et al. (1990) diskuterar tre steg i migmatitseringen, varav det första består av åderbildning i de argillitiska leden. Därefter bildades granodioritiska mobilisatet som breccierade ådergnejsarna, vilket skapade Schollenmigmatiter. Den tredje och yngsta fasen inträffade då sensvekofenniska graniter och pegmatiter intruderade berggrunden. Inträngning av granitmaterial i ådergnejsarna och assimilering av gnejsenklaver i graniterna är produkterna av denna fas. Högdahl et al. (2006) daterade migmatiterna vid Ljusdalsbatoliten i centrala Hälsningland med U-Pb SIMS (*Secondary Ion Mass Spectrometry*). Deras resultat visar att migmatiter norr och öster om HSZ är mellan 1860 och 1840 miljoner år gamla och därmed samtida med Ljusdalsbatoliten. Migmatiter söder om HSZ visar åldrar på 1820 Ma. Vidare urskiljer Högdahl et al. (2006) tre veckfaser som påverkat områdets bergarter. Den äldsta veckfasen ( $F_1$ ) är äldre än  $1859 \pm 3$  Ma enligt datering av en migmatit med  $F_1$  fabric. Den andra veckfasen ( $F_2$ ) är yngre än 1860 Ma, men äldre än 1820 Ma enligt Ljusdalsbatolitens och migmatiternas åldrar. Den yngsta veckfasen ( $F_3$ ) som påverkat bergarterna inträffade för mellan 1820 och 1779 miljoner år sedan (Högdahl et al. 2006).

#### 2.3.2.3 *Tidigsvekofenniska granitoider*

De tidigsvekofenniska granitoiderna består av ultramafit, gabbro, diorit, tonalit, granodiorit och granit. De basiska djupbergarterna är associerade med de surare ändleden genom kvartsdioritiska övergångar. De amfibolitgångar som kan observeras i metagråvackorna är troligtvis utlöpare från de basiska massiven (Lundqvist et al. 1990).

De tidigsvekofenniska granitoiderna i Bottniska bassängen domineras av tonalit, granodiorit och granit. Karaktäristiskt för granitoiderna är förekomsten av stora mikroklinmegakrister. Megakristerna är vanligen mellan en och fem cm stora, men storlekar på tio cm är inte ovanligt. Megakristerna kan lokalt utgöra ca 25 % av granitoiden. Under regionalmetamorfosen har en del av mikroklinmegakristerna ombildats och fått en sekundär tillväxt (Lundqvist et al. 1990). De tidigsvekofenniska granitoiderna är alla mer eller mindre förg-



nejsade eller migmatitiserade, men som tidigare nämnts kan förgnejsningen vara mindre påtaglig i större massiv. Tonaliterna är gråsvarta, medelkorniga och har ofta en svag gnejsighet, medan de rödgrå granodioriterna ibland är starkt migmatitiserade. Ett vanligt inslag i granodioriterna är isolerade skivor av gråvackegnejs. De rödgrå, ibland gråvita medel till grovt medelkorniga graniterna är underordnade i området. De utgör ofta pegmatit- aplitgranitliriga migmatiter vilka är av annan typ än migmatiter av gråvackor och granodioriter (Lundqvist et al. 1990). Ett litet tidigsvekofenniskt granitoidmassiv är lokaliserat inuti det aktuella massivet (Fig. 3 kartdel A). Den biotitrika fint medelkorniga bergarten är tydligt folierad (Lindgren 2004).

En tidigsvekofennisk granodiorit vid Husum, ca 1,5 km nordöst om Örnköldsvik ger två åldersgrupper; 1930 Ma och 1885 Ma (Lundqvist et al. 1998). Lundqvist et al. (1998) föreslår ett mindre tillskott av arkeiskt material i granodioriten vid Husum. Claesson och Lundqvist (1995) har daterat en tidigsvekofennisk tonalit utanför Sollefteå (jmf Fig. 1) till  $1877 \pm 6$  Ma. Lundqvist et al. (1998) rapporterar om en granodiorit med åldern  $1931 \pm 11$  Ma vid Seltjärn, ca åtta mil väster om Örnköldsvik.

#### 2.3.2.4 Sensvekofenniska granitoider

Det finns många sensvekofenniska granitmassiv i den Bottniska bassängen och det massiv som nu är aktuellt har klassificerats som ett sådant. De sensvekofenniska graniterna skiljer sig från de tidigsvekofenniska granitoiderna genom att de generellt sett är opåverkade av migmatitiseringen. De saknar med andra ord utvecklad skiffriighet och stänglighet. Den andra skillnaden är att sensvekofenniska graniter är associerade med mer pegmatit än de tidigsvekofenniska granitoiderna. Ett sensvekofenniskt massiv i området kring Liden – Stor-Laxsjön i Västernorrlands län, lär innehålla en av de största förekomsterna av pegmatit i landet (Lundqvist et al. 1990). De fint medelkorniga graniterna består av både jämnkorniga och småporfyriska varianter. De är oftast gråvita till färgen, även om rödfärgade graniter inte är ovanligt. Graniterna innehåller ofta talrika inneslutningar av metagråvacka och granitoider. De sensvekofenniska graniterna utgörs av en stor mängd S-graniter, men även I-graniter är representerade i området. Muskovitrika S-graniter i Bottniska bassängen (härnögraniter) visar ibland svag skiffriighet (Lundqvist et al. 1990).

Det finns inte många dateringar av sensvekofenniska graniter i det aktuella området i Bottniska bassängen. Claesson & Lundqvist (1995) publicerade en datering av en härnögranit provtagen i östra delen av det aktuella granitmassivet. Provtagningen har skett i det område som nu skiljs ut som paddalgranit. Dateringen utfördes med ID TIMS-metoden på monazit och gav starkt diskordanta åldrar. En härnögranit provtagen utanför Sundsvall (jmf Fig. 1) visade sig ha två fraktioner av mindre diskordanta monaziter. De gav inte några meningsfulla åldrar. Fyra fraktioner bestående av mörka monaziter gav dock alla mer eller mindre

konkordanta åldrar. En regression resulterade i en övre interceptålder på  $1822 \pm 5$  Ma, som kom att tolkas som minimiålder för härnögranit i Bottniska bassängen (Claesson & Lundqvist, 1995). Högdahl et al. (2006) rapporterar högre åldrar på härnögraniter från Härnösandsområdet norr om HSZ (jmf Fig. 1). Tre zirkoner analyserade med U/Pb SIMS-metoden ger konkordanta åldrar på  $1870 \pm 7$  Ma. Den analyserade härnögraniten är en leukokratisk, folierad granit med heterogena zirkoner. Datering med samma slags teknik på en granodiorit söder om den daterade härnögraniten ger två åldersdata;  $1868 \pm 4$  Ma och  $1849 \pm 4$  Ma (Högdahl et al. 2006).

### 3 Granitmassivet utanför Örnköldsvik

Granitmassivet utanför Örnköldsvik karterades av Lundqvist et al (1990). På grund av karteringens skala särskiljde man inte de aktuella bergarterna åt, utan man klassificerade dem som sensvekofenniska härnögraniter (Lundqvist et al. 1990). Själevadgraniten i sydvästra delen av massivet uppmärksammades dock och man underströk att den borde särskiljas från de övriga graniterna. Dess bitvis ganska SiO<sub>2</sub>-fattiga karaktär skiljer den ifrån övriga sensvekofenniska graniter. Samtidigt är graniten odeformerad, vilket är ovanligt för tidigsvekofenniska granitoider. På grund av ovanstående skillnader föreslog man att själevadgraniten tillhörde en tidig fas av de sensvekofenniska graniterna (Lundqvist et al 1990).

#### 3.1 Relativ kronologi

Lindgren (2004) karterade området sydöst om Överhörnäs (Fig. 3 kartdel A) och delade in det i tre olika graniter beroende på textur och sammansättning. Lindgren (2004) uppfattade själevadgranit som äldre än paddalgranit. Denna slutsats bygger Lindgren (2004) på observationen av gångar av muskovitförande granit i själevadgraniten och en enklav av själevadgranit i paddalgranit. Vidare fann Lindgren (2004) att paddalgranit ofta har ett finkornigare randfacies i kontaktzonerna mot själevadgranit. Studier av pegmatit som förekommer i båda bergarterna, pekar på att själevadgraniten var mer avkyld än paddalgraniten när pegmatiten intruderade (Lindgren 2004). Paddalgranit verkar även vara yngre än bergomgranit enligt Lindgren (2004). Detta antagande bygger Lindgren (2004) på existensen av paddalgranitens finkornigare randfacies mot bergomgraniten och att det i bergomgranit förekommer en mängd muskovitförande gångar som Lindgren tolkat som paddalgranit. Själevadgranitens och Bergomgranitens inbördes åldersrelation lämnades öppen då inga klara kontakter observerades dem emellan (Lindgren 2004).

## 3.2 Ursprungsmaterial och termal modellering

Lindh (2005) diskuterade två olika källor för massivets graniter och baserade detta på data från spårelement- och huvudelementkemi samt neodymisotopgeokemi ( $\epsilon_{Nd}$ ). I ett normativt diagram för fältspatssammansättning, plottar själeuvadgranit i den övre delen av granitfältet, nära granodioritfältet, medan både bergom- och paddalgranit plottar längre ner i samma fält. Vad som markant skiljer graniternas huvudelementkemi åt är paddalgranitens höga  $Al_2O_3$ -halt, medan både själevad- och bergomgranit endast är svagt peraluminösa. En annan skillnad är att  $K_2O$  är lägre i själevadgranit vid samma  $SiO_2$ -halt som de båda andra graniterna.

Spårelementkemin avslöjar att paddalgranit skiljer sig ifrån de övriga graniterna. I ett Rb-Ba-Sr diagram, hamnar paddalgranit i fältet för ”evoluerade graniter” med högt Rb/Ba förhållande, medan de övriga graniterna hamnar i fältet för ”normala graniter”. Analys av Hf, Zr och  $SiO_2$  visar att själevadgranit har högst halt av Hf och Zr, medan paddalgraniten har lägst halt. Bergomgranit har halter som ligger emellan de andra graniterna, trots sin höga  $SiO_2$ -halt. Denna observation, menar Lindh (2005), återspeglar graniternas olika källmaterial och kan inte förklaras med hjälp av magmafraktionering eller olika uppsmältningsgrad.

Själevadgranit skiljer sig även ifrån tidigsvekofenniska granitoider genom en mycket högre halt av Ba, K, Hf, Zr, Ta, Nb och LREE än tidigsvekofenniska granitoider. Geokemiska data styrker alltså antagandet att själevadgranit tillhör de sensvekofenniska graniterna (Lundqvist et al, 1990; Lindh 2005). Själevad- och bergomgranitens källmaterial anses av Lindh (2005) ha varit felsiska tidigsvekofenniska granitoider. Själevadgranit har dock bildats från uppsmältning av en mer mafisk bergart. Paddalgranit har uppkommit genom uppsmältning av områdets metasedimentära bergarter. Dessa resultat styrker tidigare analyser av härnögranit (Claesson & Lundqvist, 1995).

Med hjälp av termal modellering gav Lindh (2005) ett förslag på hur den tektoniska miljön kan ha sett ut då massivets graniter bildades. Vid modelleringen antogs åldersskillnaden mellan graniterna vara liten. Paddal- och bergomgranit, visade enligt Lindh (2005) inga större temperaturskillnader och borde ha bildats på samma djup i jordskorpan om deras källor hade en tillräckligt hög andel vattenhaltiga mineral. Själevadgranit skiljer sig från paddal- och bergomgranit genom sin mer mafiska karaktär. Problemet består då i hur en bergart med högre smältpunkt kan smälta först. Detta förklarar Lindh (2005) genom att föreslå en djupare position i jordskorpan för smältprocessen som genererade själevadgranit, än för de övriga graniterna.

## 4 Fältarbete

### 4.1 Metod

Fältarbetet genomfördes under perioden 22 augusti – 1 september, 2006. Som karteringsunderlag användes

främst terrängkartan i skala 1:50 000 och fastighetskartan i skala 1:12 500. Karteringen inriktades till höjdområdena eftersom det är dessa som erbjuder bäst blottningsgrad. Sänkorna emellan höjderna har oftast visat sig vara dåliga ur karteringssynpunkt. En första kartering av området genomfördes under sommaren 2003 av Paula Lindgren som ett led i hennes examensarbete. Lindgrens arbete var att fokusera på kontakterna mellan graniterna och genomföra en specialstudie av enklaver av främst metasedimentärt material. Kartdel A i figur 3, är en något uppdaterad version av Lindgrens berggrundskarta. Karteringen 2006 inriktades på att utvidga undersökningsområdet mot norr, väst och nordväst.

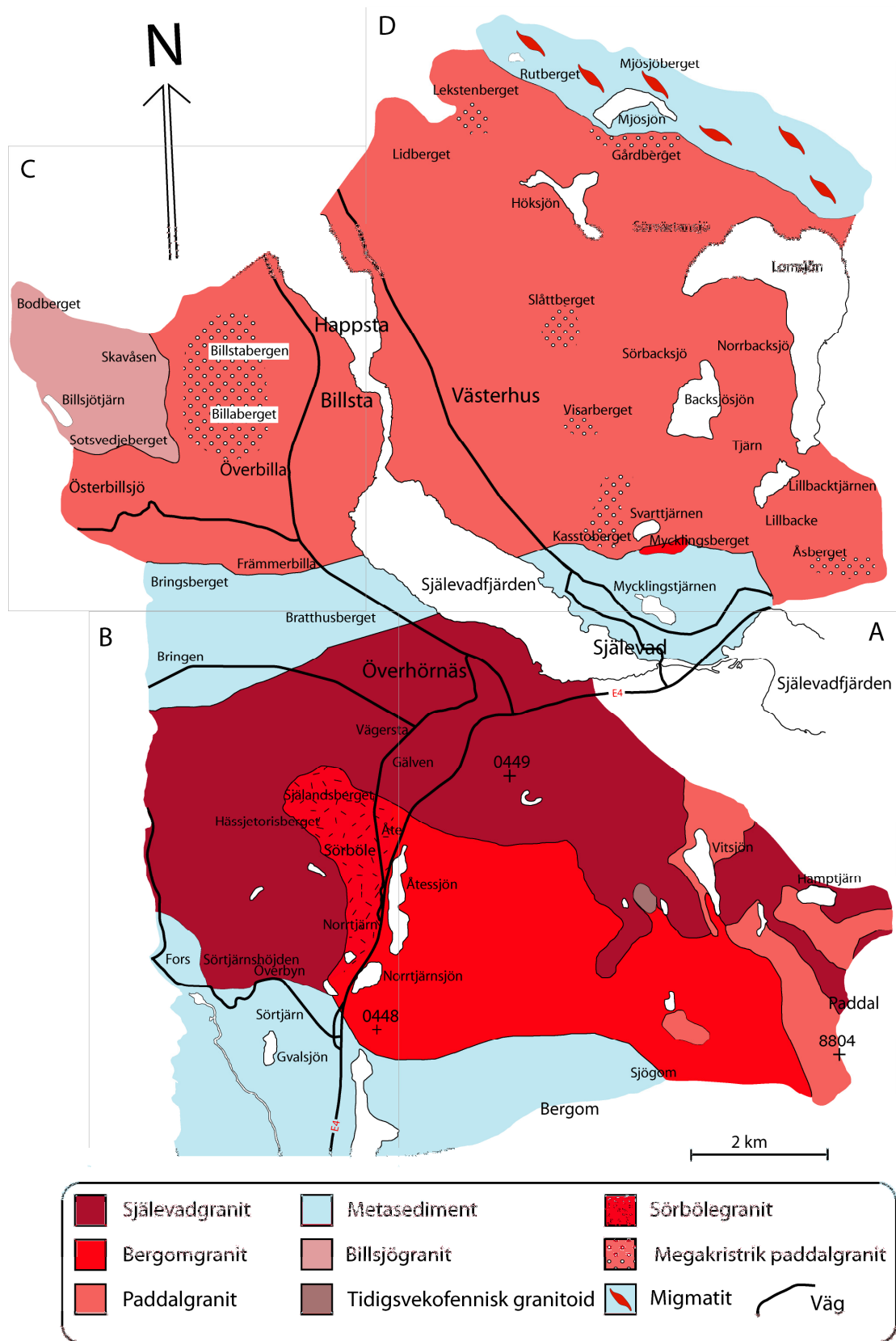
## 4.2 Bergartsbeskrivning

### 4.2.1 Själevadgranit

Själevadgranit är en bergart med en sammansättning som varierar mellan granit och granodiorit (Lindh 2005). Den karaktäriseras av rektangulära megakrister av vit eller ljusröd fältspat (Fig. 4 A). Megakristerna är mellan en och tre cm långa. Stora megakrister består av gallertvillingbildad mikroklin som ofta är pertitisk. Plagioklas är ofta albittvillingbildad. Själevadgranitens matrix är medelkornigt och består till största delen av plagioklas, mikroklin, kvarts och biotit. Normalt är bergarten massformig, men Lindgren (2004) noterade svag orientering av både megakrister och biotitflak. Biotit är ofta kloritömvandlad och i den granodioritiska varianten uppträder hornblände. Själevadgranit innehåller talrika enklaver av främst meta-gråvacka och amfiboliter. Både enklaver med välavgränsade kontakter och enklaver av mer ”spöklik” karaktär finns i bergarten. I det sistnämnda fallet utgörs enklaverna av en blandning mellan granitmaterial och meta-gråvacka, vilket tolkas som att enklaverna delvis lösts upp i den kristalliserande magman. Spöklika enklaver har endast observerats i själevadgranit (Lindgren 2004).

Själevadgranitens främsta utbredningsområde är norra delen av det centrala massivets (Fig. 3 kartdel A) och i västra delen (Fig. 3 kartdel B). Berggrunden i kontaktområdet mot metasedimenten i söder kan studeras vid Sörtjärnshöjden (kartdel B) som består av en granitisk själevadgranit med hög frekvens av orienterade enklavmaterial. Dessa enklaver består av meta-gråvacka. Den södra gränsen mot metasedimentet har sedan dragits enligt länskartans gränsdragning (Lundqvist et al. 1990).

Själevadgranitens kontaktrelationer mot bergomgranit i öst utgörs av en smal zon av en megakristförande kvartsrik granit som närmast kan beskrivas som ett mellanting mellan själevadgranit och bergomgranit. Denna bergart beskrivs närmare under *sörbölegranit*. Gränsdragningen mellan själevadgranit och sörbölegranit är komplicerad då bergarterna starkt påminner om varandra. Det är möjligt att dessa graniter har förväxlats i fält.



Figur 3. Berggrundskarta i skala 1:50 000. Provtagningslokaler för själevadgranit (0449), bergomgranit (0448) och paddalgranit (8804) är markerade på kartan. Kartdel A är en uppdaterad version av berggrundskartan i Lindgren (2004). Notera att berggrundskartans utsnitt är något mindre än Fig. 10 och 11 A och B.

Invid Själandsberget (Fig. 3 B) finns själeuvadgranit av mer granodioritisk sammansättning med små, orienterade enklaver av metagråvacka. I nära anslutning finns en granitisk själeuvadgranit med sjok av metasediment som är flera m<sup>2</sup> stora. Sjokens foliation stryker nästan rakt österut. Motsvarande orienteringar förekommer även i sjok av metasediment i paddalgranit vid Billaberget (Fig. 3 kartdel C).

Den norra förekomsten av själeuvadgranit i kartdel B gränsar till ett stråk av metasediment. Kontakten som är dragen på kartan är dock spekulativ på grund av områdets dåliga blottningsgrad och har i stora drag följt länskartans gränsdragning (Lundqvist et al. 1990). Strax söder om Bratthusberget (Fig. 3 kartdel B) återfinns själeuvadgranit. En gång av muskovitrik granit, som tolkas som paddalgranit, skär genom själeuvadgraniten i denna håll. I nära anslutning finner man en håll av endast paddalgranit med stora enklaver av metasediment. Geologin i detta område är med andra ord komplicerad och graniter av både själeuvad- och paddaldaltyp med enklaver av metasediment existerar. Det är dock oklart om paddalgraniten är massivbildande eller endast intruderar den omgivande berggrunden som gångar.

#### 4.2.2 Bergomgranit

Bergomgranit är en jämnkornig, odeformerad bergart som är grovt medelkornig till grovkornig och nära associerad med pegmatit. Den är övervägande röd till färgen, men grå varianter är inte ovanliga (Fig. 4 B). Bergomgranit består av sericitiserad plagioklas med tunna albittvillingar, pertitisk mikroklin, kvarts och kloritomvandlad biotit. Biotiten förekommer som agglomererande kluster i bergarten vilket ger graniten dess speciella textur. Välvgränsade enklaver av metasediment är vanligt förekommande i bergomgranit.

Bergomgraniten dominerar den mellersta och södra delen av massivet (Fig. 3 kartdel A). Bergomgranit med växlande röda och vita megakrister kan observeras på Mycklingsberget (Fig. 3 kartdel D). Bergomgraniten dominerar den södra delen av berget medan den norra delen består till stor del av paddalgranit. Det är dock svårt att fastställa exakt läget på kontakterna på grund av graniternas oregelbundna gränser. En ca 10 - 15 m bred diabasgång med nordsydlig riktning skär igenom bergomgraniten vid östra delen av Mycklingsberget. Diabasgången är djupvitträd och har en brant blockfylld slutning. Invid väg E 4 vid södra Norrtjärnssjön, finns bergomgranit i vägskärningarna.

#### 4.2.3 Sörbölegranit

Den västra gränsen emot själeuvadgranit utgörs av en smal zon av en avvikande granit. Denna granits textur påminner om ett mellanting av själeuvadgranit och bergomgranit (Fig. 4 C). Denna granit har observerats både som vit och som röd. På kartdel B (Fig. 3) har graniten givits namnet sörbölegranit, vilket varit dess arbetsnamn under fältarbetet. Den har lagts med samma bottenfärg som bergomgranit eftersom det är svåra-

re att urskilja gränsen mot bergomgranit i öster än mot själeuvadgranit i väster. I fält får man intrycket att bergomgraniten gradvis övergår till sörbölegranit.

Sörbölegraniten består av kvarts, alltifrån stora korn till små rekristalliserade aggregat, megakrister av fältspat och kluster av biotit, som liknar dem i bergomgranit, samt mindre mängd muskovit. Megakristerna är inte så rektangulära som i själeuvadgranit, utan påminner mer om fältspater i bergomgranit. Megakristerna har oregelbunden form, ibland mer runda än kvadratiska och består av pertitisk kalifältspat och sericitiserad plagioklas. De är mellan en och tre cm stora. Graniten skiljer sig dock från bergomgranit genom sin porfyrisk karaktär med bimodal fältspatskornstorlek, vilket bergomgranit normalt inte har.

#### 4.2.4 Paddalgranit

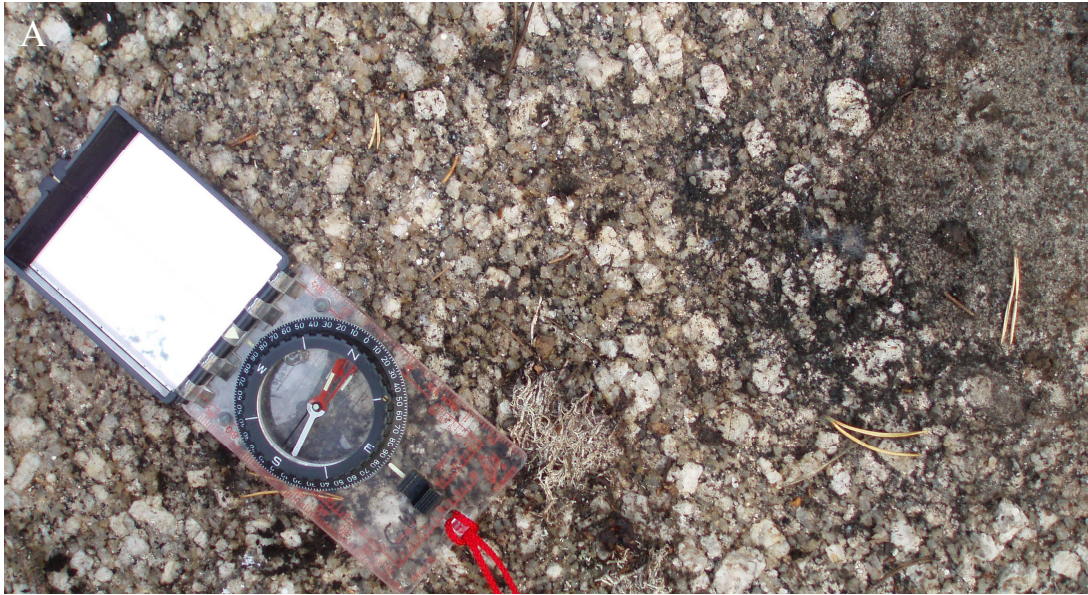
Paddalgranit dominerar den norra delen av massivet (Fig. 3 kartdel C; D) och uppträder även i den sydöstra delen av kartdel A.

Paddalgranit är en muskovitförande, fin- medelkornig, huvudsakligen odeformerad granit som ibland har smala megakrister av fältspat och då får ett småporfyriskt utseende (Fig. 4 D). Det finns både rödaktiga och grå färgvarianter av paddalgranit i området. Paddalgranit består av starkt pertitisk kalifältspat, sericitiserad plagioklas, rekristalliserad kvarts och kloritomvandlad biotit. Paddalgranit innehåller deformerad muskovit och biotitflaken visar ofta svag orientering.

I norra delen av kartan förekommer ofta paddalgranit tillsammans med en mer medelkornig (ibland grovt medelkornig) variant med smala fältspatsmegakrister. Vid Visarberget och Slåttberget (Fig. 3 kartdel D) förekommer den ”vanliga” paddalgraniten på flankerna av bergen, medan topparna domineras av graniten med smala megakrister. Lokalt kan dessa megakrister vara orienterade. Vid jämförelser av tunnslip kan det konstateras att dessa bergarter påminner mycket om varandra mineralogiskt och att de förmodligen är samma bergart.

Välvgränsade enklaver av metasediment är vanligt förekommande även i paddalgranit. De är alltifrån några cm upp till hålldominerande. Billaberget (Fig. 3 kartdel C) består av en megakristförande paddalgranit med orienterade sjok av metasediment. Sjoken ligger orienterade så att foliationen stryker i östlig till sydöstlig riktning. Kontakterna är skarpa mellan de olika bergarterna och ibland är paddalgraniten mer finkornig i kontakten mot metasedimentet. Alternerande granit och metasediment är inte ovanligt i det norra massivet utan kan observeras på ett flertal lokaler där paddalgranit förekommer. Förutom Billaberget visar även Billstaberget (Fig. 3 kartdel C) och Slåttberget (Fig. 3 kartdel D) öst-sydöstligt orienterade sjok av sediment i paddalgraniten.

Paddalgranitens norra utbredning gränsar mot migmatiter och kontakten är mer eller mindre tydlig och ligger på en linje från Rutberget till strax norr om Lomsjön (Fig. 3 kartdel D). Gränsen dras vid Gårdsberget, som består av megakristförande paddalgranit



*Figur 4. A visar själevadgranit av granitisk sammansättning vid Sörtjärnshöjden (Fig. 3 kartdel B). B visar bergomgranit vid södra Norrtjärnssjön (Fig. 3 kartdel B). C är en sörbölegranit från Sörböle (Fig. 3 kartdel B). Notera sörbölegranitens likhet med A och B. D visar en megakristrik paddalgranit fotograferad vid Visarberget (Fig.3 kartdel D). Foto: Johan Olsson.*

och större enklaver av metasediment. Vid Lekstensberget har mindre enklaver av både metasediment och migmatit observerats. Gränsen mellan paddalgranit och migmatit har inte studerats i håll, utan antas ligga i sänkan mellan Rutberget och Lekstensberget. Muskovitförande gångar av granit i de nordliga migmatiterna har observerats. Dessa granitgångar kan bestå av paddalgranit.

#### 4.2.5 Billsjögranit

I nordvästra delen av kartdel C finns en svagt folierad, finkornig granit som givits namnet billsjögranit och som på flera sätt skiljer sig från massivets paddalgranit. Billsjögranit skiljer sig från paddalgranit främst genom att den innehåller en större mängd biotit och en mindre mängd muskovit. De båda glimmermineralerna verkar vara intimt förknippade och växer ofta i kontakt med varandra. Radioaktiva fläckar är ett vanligt fenomen på biotitens yta och muskoviten ser deformerad ut. Vidare är muskovitflaken generellt sett mindre än i paddalgranit. I övrigt består graniten av kvarts i ett flertal storlekar och som ibland är rekristalliserad. Det finns enstaka större korn av kalifältspat vilka ofta är pertitiska. De plagioklaskorn som undersökts är sericitiserade i mindre grad än de som kan observeras i paddalgranit.

Den svagt folierade billsjögraniten gränsar till megakristförande paddalgranit i nordvästra delen av massivets (Fig. 3 kartdel C). Inga klara kontakter mellan dessa bergarter har kunnat konstateras i fält. Det är inte ovanligt att man finner enklaver av metasedimentärt material, varav några enklaver når ansevärliga storlekar på ett par m<sup>2</sup>. Strukturerna på Skaväsberget och Bodberget har liknande utseende, som de som kan observeras på Billaberget med alternerande granit och sjök av metasediment. Sjoken är inte enhetligt oriente-

rade som vid Billaberget. Billsjögranitens norra och västra utbredning är inte till fullo karterat, men enligt länskartan bör det finnas metasediment strax norr och väster om graniten (Lundqvist et al. 1990).

#### 4.2.6 Metasediment av gråvacke- och argillittyp

Metasedimentet i området har genomgått metamorfos i övre grönskiffer- till lägre amfibolitfacies. Detta leder till att det ibland är möjligt att urskilja primärstrukturer såsom korskiktning i metasedimentet (Lundqvist et al. 1990). Metasedimentet är finkornigt och kvartsrikt med väl utvecklad foliation bestående av orienterade biotitflak (Fig. 5 A). Mikroskopering av enklavmaterial från Gårdberget (Fig. 3 kartdel D) visar även stora korn av muskovit orienterad i biotitflakens riktning. Förutom kvarts och glimmer består metasedimentet av små korn av mikroklin och plagioklas, det sistnämnda ibland med svagt utbildade albittvillingar. Mikroklin och plagioklas är endast svagt omvandlade.

Metasediment har observerats vid Sörtjärnhöjden, Bringsberget och Bratthusberget på kartdel B. Huruvida metasedimentet är av gråvacke- eller argillittyp, har inte urskiljts under fältarbetet. Generellt sett är metasedimentet svagt deformerat, men lokalt har gnejsiga strukturer observerats. Vid Bringsberget har skarnlinser och boudinerade pegmatitgångar observerats (Fig. 5 B). Vid Bratthusberget intruderas metasedimentet av en fin- medelkornig, muskovitförande granit som i fält har tolkats som paddalgranit. Pegmatitgångar är även vanliga i detta metasediment.

#### 4.2.7 Migmatit

Migmatit har observerats, gränsande mot paddalgranit i norr (Fig. 3 kartdel D). En ljus, finkornig muskovit-



Figur 5. A visar metasedimentet vid Bratthusberget (Fig. 3 kartdel B). B visar en skarnlins i metasediment vid Bringsberget (Fig. 3 kartdel C). Foto: Johan Olsson.

förande granit intruderar migmatiterna. Som tidigare nämnts kan dessa gångar vara paddalgranit.

#### 4.2.8 Pegmatit

Pegmatit är ett vanligt inslag i områdets bergarter. Pegmatiterna är förhållandevis grovkorniga där kristallerna kan överstiga fem cm i diameter, men finkornigare gångar är inte ovanligt. De finkorniga gångarnas kristaller är mellan två och tre cm i diameter och därmed kan det vara svårt att skilja sådan pegmatit från bergomgranit. Det är svårt att fastställa hur många generationer av pegmatit som intruderar i granitmassivet.

## 5 Zirkonstudie

### 5.1 Provtagning och separering av zirkoner

De båda bergarterna som daterades, bergomgranit (prov 0448) och själevadgranit (prov 0449), provtogs 2004 av Anders Lindh. Även paddalgranit (prov 8804), vilken inte har varit aktuell för datering i detta arbete, provtogs 2004 av Anders Lindh. Samtliga prover bestod av ca fem kg provmaterial. Provtagningslokalerna anges i figur 3.

Bergartsproverna krossades och zirkoner separerades i Lund 2004 av Lina Åberg och Ann-Sofie Sidgren. För att utföra en datering med ID TIMS måste man välja ut de mest lämpade zirkonerna. Det är viktigt att undvika zirkoner med metamiktta ("strålskadade") domäner, kristaller med utpräglade spricksystem och kristaller med "kärnor" av äldre material (Parrish och Noble 2003).

Transparanta, prismatiska och nålformade zirkoner valdes ut för datering. För var och en av proverna 0448 och 0449 plockades ca fyrtio stycken prismatiska zirkoner. Uppenbart brunfärgade och "smutsiga" zirkoner undveks samt kristaller med betydande sprickbildningar.

Efter att kristallerna behandlats för ökad konkordans (se nedan) delades prov 0448 och prov 0449 upp i olika fraktioner och överfördes till teflonkapslar. De olika fraktionerna fotograferades genom ett optiskt mikroskop. Ingen vägning av zirkonfraktionerna gjordes – detta för att minimera risken att förlora kristaller.

### 5.2 Zirkonmorfologi

Zirkoner valdes ut för att studera eventuella magmatiska zonerings, metamiktta domäner och metamorfa strukturer. För en representativ beskrivning av zirkonmorfologier var inte utplockningen lika selektiv som för de zirkoner som skulle dateras. Zirkonerna blev ingjutna i epoxi på *NORDSIM* (*Nordic Secondary Ion Mass Spectrometry*) i Stockholm för att senare studeras i SEM i Lund. Det instrument som används i Lund är ett Hitachi S 3400 N.

#### 5.2.1 Bergomgranit (0448)

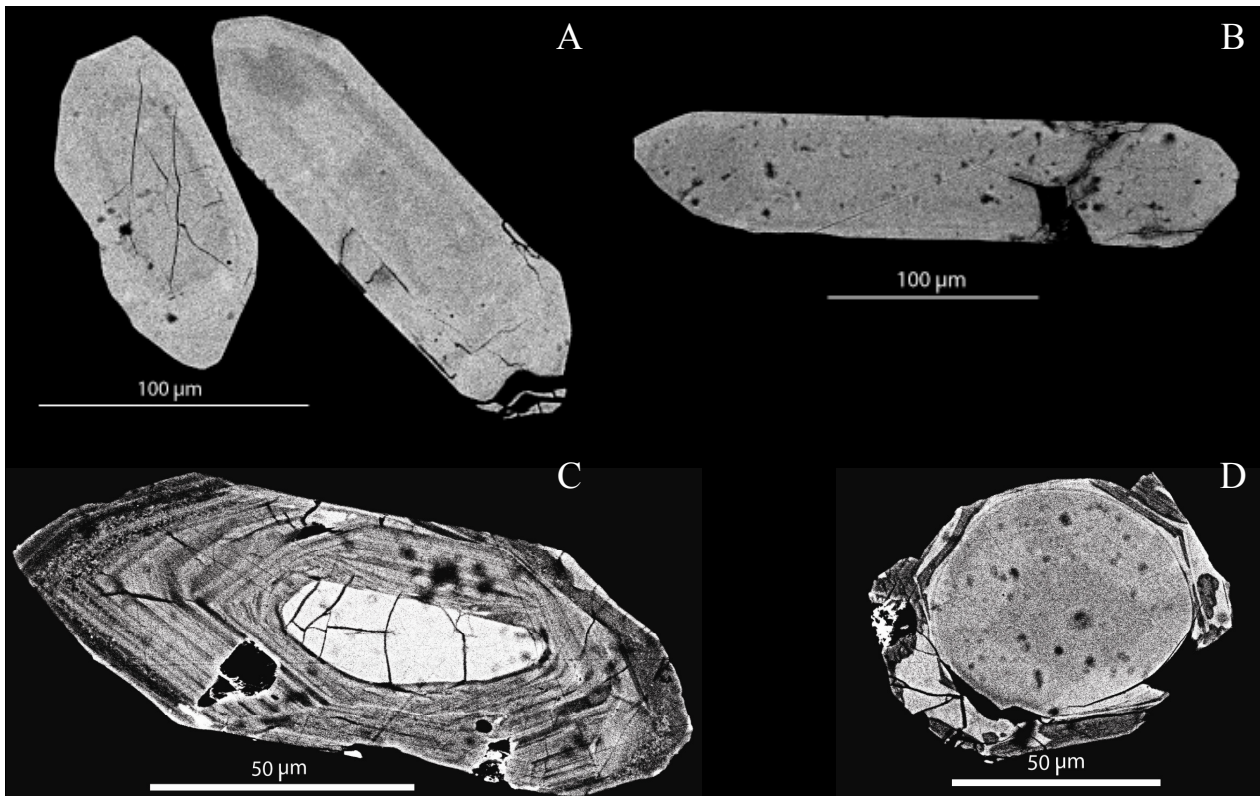
Zirkonerna i bergomgranit är diffust magmatiskt zonerade, mer framträdande för långsmala zirkoner än kvadratiska (Fig. 6 A). Zirkonerna uppvisar oftast primatiska former med pyramidformade avslutningar. Det är mer ovanligt med kristaller med rundade hörn. Kristaller med längd- breddförhållanden på 3:1 är vanligast, men 4:1-förhållanden förekommer också. Zirkonerna har en medellängd på 140  $\mu\text{m}$  och en medelbredd på 45  $\mu\text{m}$ . Förutom sprickor som uppstått då zirkonerna preparerats, finns det naturligt bildade spricksystem. Sprickorna är ofta orienterade parallellt med zirkonens längdaxel och många av sprickorna kantas av mörka band i BSE-bilder (back-scatterelektronbilder). Zirkoner i bergomgranit har genomgående en klart ljus färg i optiskt mikroskop, men svagt bruna till honungsfärgade zirkoner har observerats. Det är vanligt att zirkonens ytterkanter har en ljusare färg än resten av kristallen i BSE-bilder. Svarta fläckar som uppträder på zirkonens yta i BSE kan antingen vara små hål i mineralet eller inklusioner av okända mineral. Ofta utgår radiella sprickor ifrån sådana fläckar. Ett fåtal misstänkta kärnor upptäcktes både i optiskt mikroskop och i SEM; de är dock sällsynta.

#### 5.2.2 Själevadgranit (0449)

Själevadgranitens zirkoner har en medellängd på 200  $\mu\text{m}$  och en medelbredd på 50  $\mu\text{m}$ . Längd- breddförhållanden varierar mellan 3:1 och 4:1, men i vissa extremfall är förhållandet 9:1. Kristallerna är överlag prismatiska med pyramidformade avslutningar, men det finns även mer runda former. Själevadgranitens zirkoner har något mer avrundade kanter än bergomgranitens zirkoner. Zirkoner i själevadgranit har överlag mindre utpräglad magmatisk zonerings än bergomgranitens zirkoner (Fig. 6 B). Långsmala former är vanliga i själevadgranit, även om mer kvadratiska och rektangulära former också förekommer. Själevadgranitens zirkoner är klart ljusa i optiskt mikroskop. Primära spricksystem är vanligt förekommande och sprickorna har ofta mörka skuggor i kanterna i BSE. Små svarta fläckar framträder i BSE (inklusioner eller hål) i större utsträckning än i bergomgranit. De små fläckarna verkar vara mer ytliga än de större mörkare varianterna. Kärnor har inte observerats i zirkoner från själevadgranit.

#### 5.2.3 Paddalgranit (8804)

Kristaller från paddalgranit visar ofta pyramidformade ändar, men det är inte ovanligt att de är väl avrundade. Paddalgranitens zirkoner har väl utvecklade magmatisk zonerings i BSE-bilder (Fig. 6 C). Zirkoner i paddalgranit har ett flertal olika former, men avlånga kristaller med svagt avrundade hörn, verkar dominera. Längd- breddförhållanden är dominerande 3:1, med en medellängd på 150  $\mu\text{m}$  och medelbredd på 45  $\mu\text{m}$ . Spricksystemens karaktär skiljer sig inte så mycket ifrån zirkonerna från de andra två graniterna.



Figur 6. BSE-bilder på zirkoner. A visar de distinkt magmatiska morfologierna hos bergomgranitens zirkoner. B visar en prismatisk zirkon från själevadgranit. C är en komplext uppbyggd zirkon från paddalgranit. Notera den tydliga magmatiska zone-ringen och den ljusa inre "kärnan". D visar en "kärna" från paddalgranit. Kärnan kantas av rester av yngre zirkonmaterial. Arbetsavståndet är 9,5 mm och accelerationsspänningen är 18,0 kV.

Zirkonerna är ofta komplexa och innehåller kärnor som är synliga både i optiskt mikroskop och i BSE. Dessa kärnor är ofta ljusa i BSE-bilder. Kärnornas storlek varierar, den största uppmätta visade sig vara 50 µm i diameter (Fig. 6 D). Zirkonernas komplexitet och närvaron av stora kärnor, vilket är typiskt för S-graniter, gör att dessa inte lämpar sig för datering med ID TIMS.

### 5.3 Preparering av zirkoner för ökad konkordans

Pb/U isotopförhållandet i en zirkon som undgått blyförlust kommer ge kristallens ålder, eller vara konkordant. Detta är dessvärre relativt sällsynt och de flesta zirkoner påverkas ofta av någon form av blyförlust under dess geologiska historia. Analys av zirkoner som förlorat bly ger diskordanta åldrar (se appendix I för detaljer). Det finns många modeller för hur och varför blyförlusten sker. Blyförlusten kan härstamma både genom diffusion från metamikta domäner i kristallstrukturen och genom diffusion via vätskefyllda sprickor. Ytterkanterna av en zirkon visar sig ofta bestå av uranrika domäner, varifrån recent blyförlust inte är ovanligt. Zirkoner som förlorat bly vid flera tillfällen (gammal + recent blyförlust) tenderar att ge falska åldrar. Det är därför av absolut vikt att analyserna begränsas till zirkoner där blyförlusten är minimal eller obefintlig. Det finns numera i huvudsak två tekniker

för att uppnå detta: fysisk (Krogh 1982) och kemisk abrasion (Mattinson 2005).

#### 5.3.1 Fysisk abrasion ("Krogh-metoden")

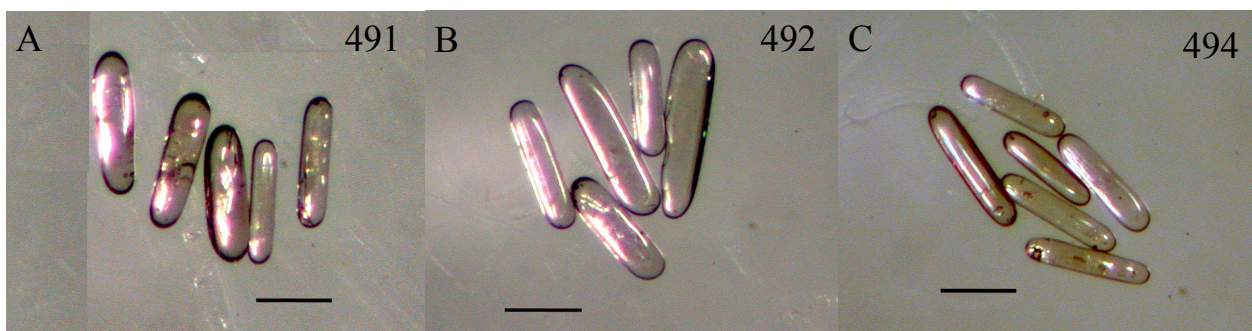
Zirkonerna som plockades ut för datering (prov 0448 och prov 0449) abraderades fysiskt. Som slipmedel användes pyrit i storleksordningen 106-150 µm. Zirkonerna överfördes i ett stälkärl tillsammans med pyrit. Luft leddes in igenom stälkärllets toppventil vilket får kristallerna att snurra runt varvid de yttre delarna slipas bort. Effekten av abrasionen kontrollerades med jämna mellanrum i optiskt mikroskop tills önskat resultat uppnåddes. Många av zirkonerna i prov 0448 förlorades under abrasionen på grund av deras ringa storlek (filtrets maskvidd=20 µm). Detta problem orsakade att endast ett tjugotal prismatiska zirkoner återstod. Abrasionen av prov 0449 resulterade i ca fyrtio stycken välabraderade, prismatiska zirkonkristaller. De fysiskt abraderade zirkonfraktionerna visas i figur 7 A-C och 8 A-C.

#### 5.3.2 Kemisk abrasion

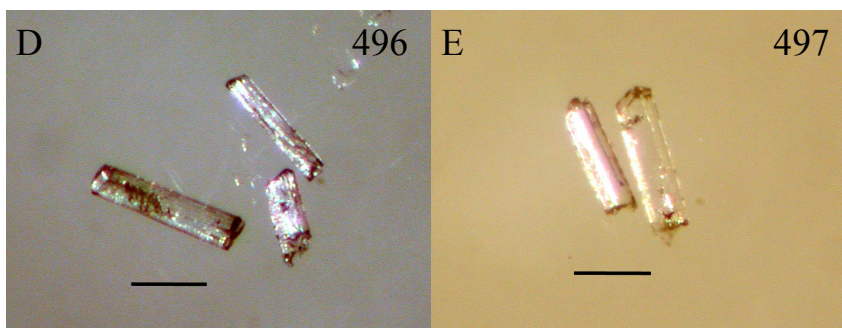
Fyra zirkoner från prov 0448 (Fig. 8 D) och fem zirkoner från prov 0449 (Fig. 7 D-E) behandlades enligt den nyligen påfunna kemiska abrasionsmetoden. Zirkoner valdes ut enligt samma kriterier som användes vid valet av de zirkoner som abraderades fysiskt. Zirkoner från prov 0448 lades i ett keramikårl och värmdes



## Själevadgranit, fysisk abrasion



## Själevadgranit, kemisk abrasion



Figur 7. Foton av zirkonerna från själevadgranit som abraderats fysiskt och kemiskt. Zirkonerna som abraderats kemiskt (D-E) skiljer sig utseendemässigt från de som abraderats fysiskt (A-C). Skalstrecken är 100  $\mu\text{m}$ . Foto: Johan Olsson.

upp till 1000 °C under fyrtioåtta timmar. Därefter överfördes zirkonerna till en teflonkapsel och tolv droppar HF (fluorväte) tillsattes. Teflonkapseln skruvades fast i en provhållare av stål (stålbomb) och sattes in i ugn i 160 °C under sexton timmar.

Zirkoner från prov 0449 lades i ett keramikväska och sattes in i 1000 °C under fyrtio timmar. Sedan fördes zirkonerna över till en teflonkapsel och tolv droppar HF tillsattes. Teflonkapseln skruvades fast i en stål-bomb och sattes in i ugn vid 200 °C under sexton timmar.

### 5.3.3 Icke-abraderade zirkoner

Fem klara, prismetiska zirkoner valdes ut från prov 0448 för datering (Fig. 8 E). Syftet att datera dessa icke-abraderade zirkoner var att påvisa skillnaden i konkordans mellan zirkoner som behandlats och de som inte behandlats.

## 5.4 Analytisk procedur

Korrigerade isotopsammansättningar och Pb/U-förhållanden beräknades i ett program skrivet i Excel av Per-Olof Persson på Naturhistoriska Riksmuseet i Stockholm. Isoplot version 3.00 av Ludwig (2003) användes för att beräkna interceptåldrarna. Korrektion för initialt Pb genomfördes enligt Stacey och Kramers (1975) och de sönderfallskonstanter som användes är

de som rekommenderats av Steiger och Jäger (1977). Data har korrigerats för massfraktionering med 0,1 procent/a.m.u. (*atomic mass unit*). Isotopsammansättningen för blank Pb är enligt följande:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,4 (\pm 2 \%)$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,6 (\pm 0,2 \%$  felvärde) och  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,5 (\pm 0 \%)$ . Initiala blyisotopsammansättningar vid 1880 Ma enligt Stacey och Kramers (1975) är följande:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,40$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,25$  och  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35,04$ . Se appendix III för en mer detaljerad beskrivning av den analytiska procedu-ren.

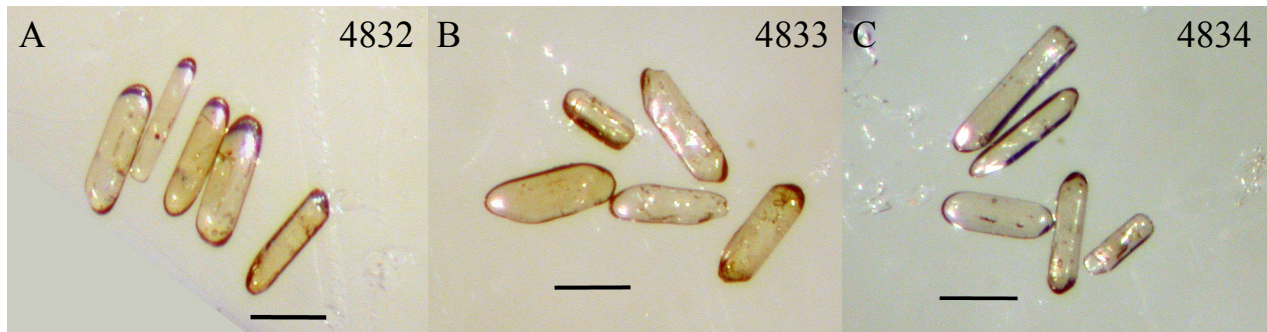
## 5.5 Resultat

U-Pb data presenteras i tabell 1 och i konkordiadiagram för själevadgranit och bergomgranit visas i figur 9 A och B.

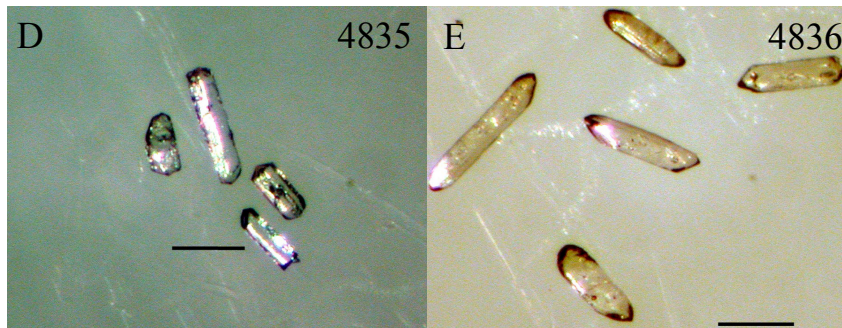
### 5.5.1 Själevadgranit

De fyra zirkonfraktionerna definierar en precis diskordia med en övre interceptålder på  $1880,4 \pm 5,6$  Ma; MSWD = 0,72 (Fig. 9 A). Det nedre interceptet låstes vid  $190 \pm 200$  Ma. Fraktion 491 presenteras i konkordiadiagrammet, men är utesluten i åldersberäkningen (se diskussion för detaljer). Pb-blankvärdena är fyra respektive tre picogram för 492 och 494. De kemiskt abraderade 496 och 497 har Pb-blankvärden på tre respektive två picogram. Noterbart är att de två ke-

## Bergomgranit, fysisk abrasion



## Bergomgranit, kemisk abrasion och opreparerade zirkoner



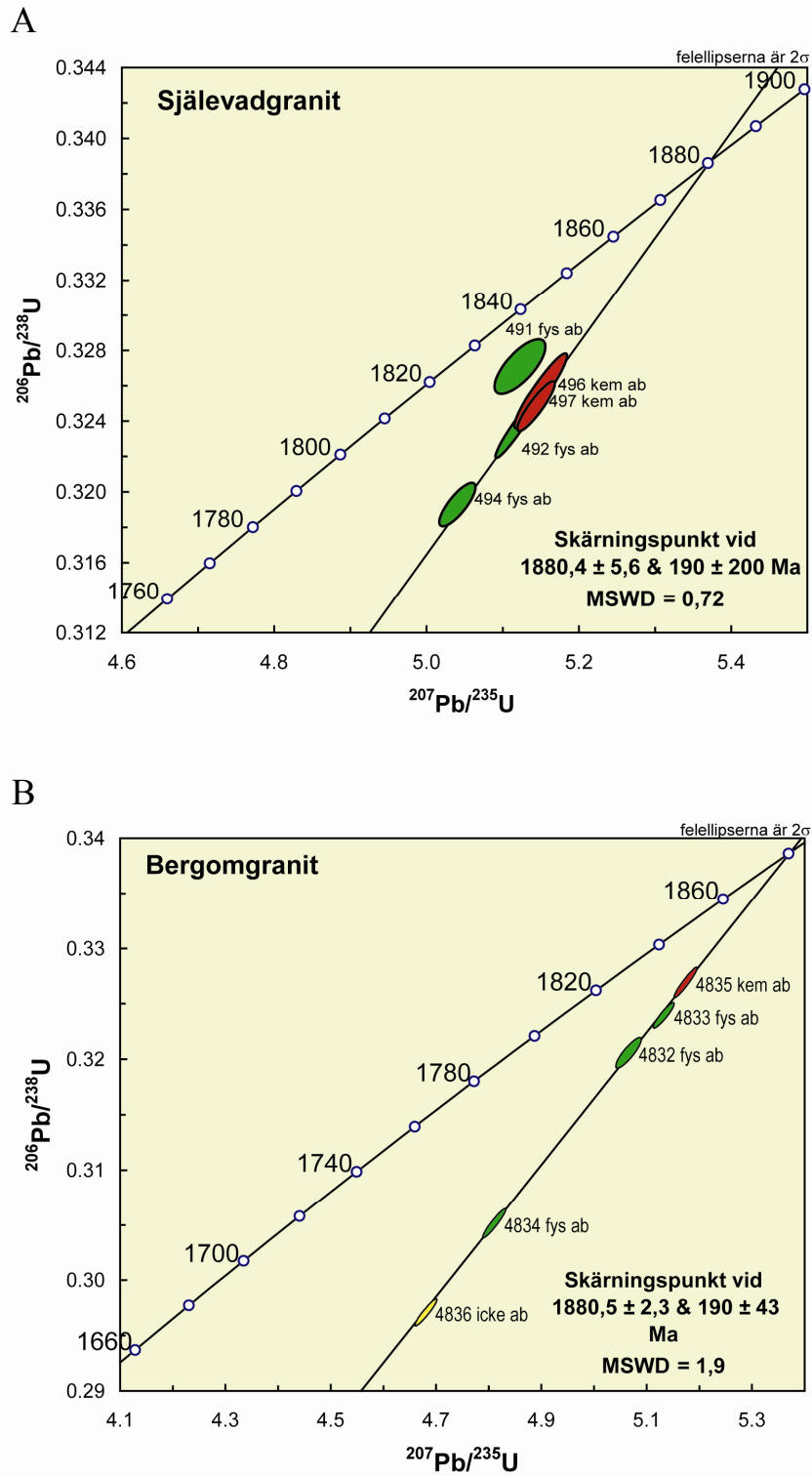
Figur 8. Foton av zirkoner från bergomgranit som abraderats fysiskt (A-C) och kemiskt (D) och en opreparerad zirkonfraktion (E). Notera de skarpa kanter som fraktion 4834 (C) fortfarande uppvisar efter abrasionen. Skallstrecken är 100  $\mu\text{m}$ . Foto: Johan Olsson.

miskt abraderade fraktionerna, 496 och 497, är något mindre diskordanta än de fysiskt abraderade zirkonerna (tabell 1).

### 5.5.2 Bergomgranit

Den beräknade åldern (övre interceptet) för bergomgranit är  $1880,5 \pm 2,2$  Ma med ett undre intercept på 190 Ma. MSWD för regressionen är 1,9 (Fig. 9 B). Pb-blankvärdena för de fysiskt abraderade fraktionerna ligger mellan tre och fem pg. Den kemiskt abraderade fraktionen 4835 visade två pg blank Pb, medan den icke abraderade fraktionen 4836 visade sex pg.

Även i fallet med bergomgranit visar den kemiskt abraderade fraktionen (4835) minst diskordans (konkordans = 96,8 %, tabell 1). Den icke-abraderade fraktionen 4836 är mer diskordant än någon av de övriga abraderade fraktionerna. Av de fysiskt abraderade fraktionerna skiljer sig fraktion 4834 markant ifrån de andra genom att den är ca fem procent mer diskordant (konkordans = 90,8 %, tabell 1).



Figur 9. Konkordiadiagram för själevadgranit (A) och bergomgranit (B). Notera att fraktion 491 är inlagd i konkordiadiagrammet (A), men är inte inkluderad i beräkningen av bergartens ålder. Båda åldrarna är beräknade med Isoplot version 3,00 (Ludwig 2003).

Tabell 1. U-Pb data för själevadgranit och bergomgranit.

Prov och fraktionsnr.	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (Ma)	Konkordans %
<i>Själevadgranit</i>													
491 fys ab (z = 5)	2,92	1053	0,32745	0,38	5,13031	0,53	0,11363	0,36	1826,0	1841,1	1858,3 ± 6,6		97,0
492 fys ab (z = 5)	2,35	1063	0,32400	0,43	5,12596	0,44	0,11474	0,13	1809,2	1840,4	1875,9 ± 2,4		95,0
494 fys ab (z = 6)	2,49	3734	0,31961	0,32	5,04836	0,39	0,11456	0,23	1787,8	1827,5	1873,0 ± 4,2		94,8
496 kem ab (z = 2)	2,00	1949	0,32607	0,53	5,15798	0,54	0,11473	0,19	1819,3	1845,7	1875,6 ± 3,4		96,6
497 kem ab (z = 3)	2,04	3092	0,32521	0,36	5,15132	0,39	0,11488	0,17	1815,1	1844,6	1878,1 ± 3,0		96,1
<i>Bergomgranit</i>													
4832 fys ab (z = 5)	3,27	1806	0,32067	0,35	5,06992	0,4	0,11467	0,19	1793,0	1831,1	1874,7 ± 3,5		94,7
4833 fys ab (z = 5)	3,07	4392	0,32399	0,29	5,13181	0,31	0,11488	0,12	1809,2	1841,4	1878,0 ± 2,2		95,8
4834 fys ab (z = 5)	4,19	3966	0,30520	0,35	4,80945	0,37	0,11429	0,12	1717,0	1786,6	1868,7 ± 2,2		90,8
4835 kem ab (z = 4)	2,74	2831	0,32696	0,34	5,17338	0,35	0,11476	0,11	1823,6	1848,2	1876,1 ± 2,0		96,8
4836 icke ab (z = 5)	3,75	760	0,29701	0,47	4,67640	0,48	0,11419	0,15	1676,5	1763,0	1867,2 ± 2,2		87,4

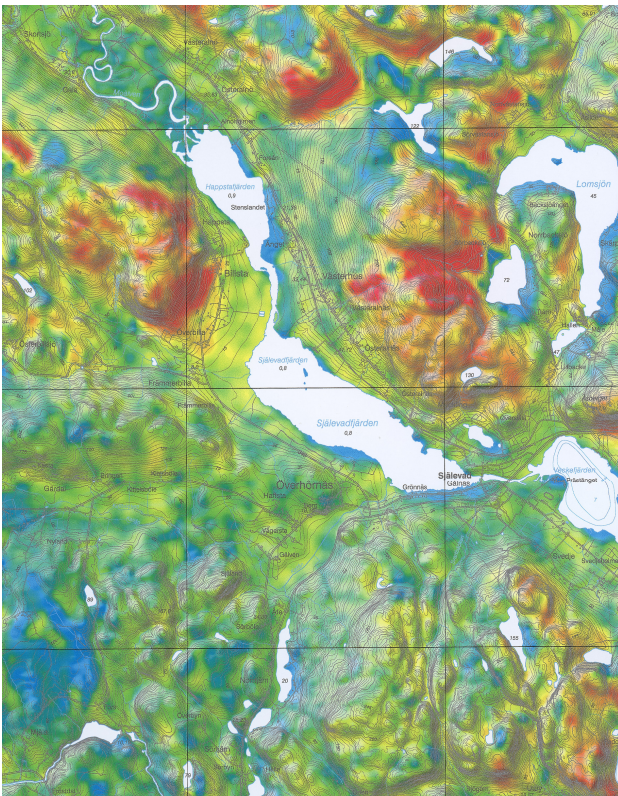
Fys ab = fysiskt abraderad, kem ab = kemiskt abraderad, icke ab = icke abraderad, z = antal kristaller. Pb-U isotopkvoter är korrigerade för massfraktionering, spike, blank och initial Pb.

## 6 Diskussion

### 6.1 Korrelation mellan kartering, bergartsanalyser och geofysisk data

Karteringen som genomfördes under augusti 2006 visar att granitmassivet är komplext uppbyggt av fem olika graniter. Nedan följer en diskussion rörande dessa graniters utbredning i massivet.

Paddalgranit bygger upp hela den norra delen av massivet, men skiljer sig samtidigt från sydliga förekomster genom övergångar mot megakristrika varianter. Megakristrik paddalgranit återfinns oftast på höjderna av de berg som karterats. De sjok av metasediment som upptäckts på Billaberget (Fig. 3 kartdel C) korrelerar ganska väl med partier där berggrunden enligt länskartan består till minst femtio procent av metasedimentfragment (Lundqvist et al. 1990). Liknande sjok kan även observeras på Slättberget (Fig. 3 kartdel D), men denna förekomst kan inte korreleras med länskartan (Lundqvist et al. 1990). När paddalgranit intruderade följde den i första hand de gamla kontakterna mellan äldre graniter och metasedimentet (Lindgren 2004). De sjok av metasediment som upptäckts i paddalgraniten tyder på att graniten intruderat längs med gnejsens foliation. Detta är en sannolik tolkning, då foliationen utgör en svaghetsrikt-



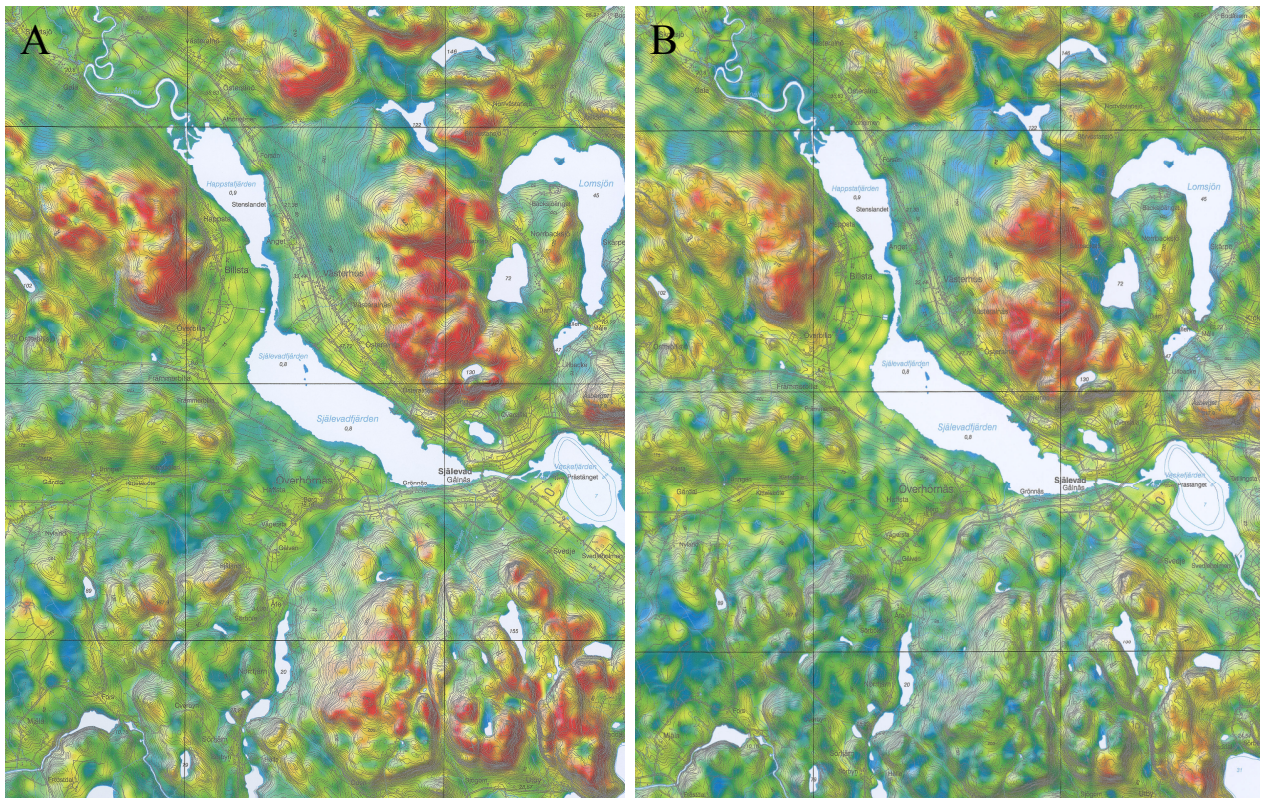
Figur 10.  $\gamma$ -strålningskarta för torium. Röd färg indikerar hög strålning medan blå färg indikerar låg strålning. Notera att kartutsnittet är något större än Fig. 3. Från gammastrålningsdatabasen torium. © Sveriges geologiska undersökning (SGU). Medgivande: 30-132/2007.

ning i bergarten. Metasedimentets foliation har öst-sydöstliga riktningar vid Bringsberget och Bratthusberget (Fig. 3 kartdel B). Den öst-sydöstliga foliationen är tydlig även i metasedimentsjok både på Billaberget och på Slättberget. Ett liknande sjok av metasediment upptäcktes i själevadgranit vid området norr om Själandsberget (Fig. 3 kartdel B). Även här visade foliationen öst-sydöstliga riktningar.

Paddalgranit innehåller 16-48 ppm torium (Lindh 2005). Dessa halter är tillräckligt höga för att ge upphov till en förhöjd  $\gamma$ -strålning (Fig. 10). Den nordliga paddalgraniten syns som en homogen kropp i massivet. Paddalgranitens  $K_2O$ -halt på 5,2-6,2 viktprocent (Lindh 2005) ger ett tydligt utslag på  $\gamma$ -strålningskartan för K (Fig. 11 A). Paddalgranit skiljer sig inte lika mycket från bakgrunden på  $\gamma$ -strålningskartan uran. Det är dock tillräckligt för att den norra delen av massivet ska kunna urskiljas (Fig. 11 B). Detta är i överensstämmelse med de lägre uranhaltarna (3-12 ppm) som Lindh (2005) rapporterar.

Själevadgranit fortsätter västerut i massivet (Fig. 3 kartdel B). Området omkring Överhörns är dåligt blottat, varför det är svårt att med säkerhet veta att själevadgranit finns där. Den har dock observerats strax sydost om Bratthusberget och det mest naturliga är att binda ihop själevadgranit från kartdel A med denna lokal. Massivets västliga gräns mot metasedimentet nåddes aldrig under karteringen. Den västliga förekomsten av själevadgranit är fattigare på enkavmaterial än i den centrala delen av massivet. Lindgren (2004) diskuterade möjligheten att den höga enkavfrekvensen kan bero på att den blottade själevadgraniten utgör takregionen av granitkroppen. Om denna tolkning är riktig, har massivet eroderats djupare i väst än i de centrala delarna. Eftersom själevadgranit uppvisar låga toriumhalter (5-15 ppm), låga uranhalter (2-3 ppm) och slutligen även innehåller en mindre mängd  $K_2O$  än de andra graniterna (Lindh 2005), skiljer den inte nämnvärt ut sig från bakgrunden på  $\gamma$ -strålningskartorna (Fig. 10 och Fig. 11 A och B).

Bergomgranit har observerats i väghällar vid Norrtjärnsjön (Fig. 3, kartdel B) i nära anslutning till sörbölegranit. Någon klar kontakt mellan graniterna har inte kunnat lokaliseras. Bergomgranit återfinns även på Mycklingsberget, där klara kontakter mot paddalgranit observerades (Fig. 3 kartdel D). Det är möjligt att det finns fler förekomster av bergomgranit i massivets norra del då det är lätt att förväxla megakristrik paddalgranit med bergomgranit. Detta gäller särskilt om det finns pegmatit i nära anslutning. Bergomgranit i kartdel A är synlig på  $\gamma$ -strålningskartan kalium (Fig. 11 A). Den bildar inte någon homogen kropp utan uppträder mer fläckvis. Analyser visar 3,9-7,1 viktprocent  $K_2O$  i bergomgraniten (Lindh 2005). Vidare redovisar Lindh (2005) 9-24 ppm torium och 2-12 ppm uran i bergomgraniten. Dessa låga värden bidrar till att man inte kan korrelera granitens



Figur 11. A visar  $\gamma$ -strålningskartan för kalium, medan B visar  $\gamma$ -strålningskartan för uran. Röd färg indikerar hög strålning, medan blå färg indikerar låg strålning. Notera att kartutsnittet är något större än Fig. 3. Från gammastrålningsdatabasen kalium och uran. © Sveriges geologiska undersökning (SGU). Medgivande: 30-132/2007.

utbredning med  $\gamma$ -strålningskartorna för torium och uran (Fig. 10 och Fig. 11 B).

Den utökade karteringen av granitmassivet väster om Örnsköldsvik resulterade i upptäckten av två ”nya” graniter; sörbölegranit och billsjögranit. Sörbölegranit uppträder inom en snäv zon mellan själevadgranit i väst och bergomgranit i öst (Fig. 3 kartdel B). Inga klara kontakter har kunnat lokaliseras. Sörbölegraniten är svår att skilja i fält från själevadgranit och bergomgranit och det är möjligt att feltolkningar har gjorts. Det är möjligt att sörbölegranit är en variant av antingen själevadgranit eller bergomgranit, men då inga kontakter observerats är det svårt att dra några slutsatser beträffande sörbölegranitens relation till de andra graniterna. Sörbölegraniten utmärker sig inte på  $\gamma$ -strålningskartorna (Fig. 10, Fig. 11 A och B).

Billsjögranit gränsar till megakristrik paddalgranit i massivets nordvästra hörn (Fig. 3 kartdel C). Någon kontakt mellan dessa bergarter har inte observerats. Billsjögranitens mer mafiska sammansättning, samt dess svaga foliation, gör det enkelt att skilja den från paddalgranit. Vid Skavåsberget och Bodberget finner man sjök av metagråvacka i graniten. Foliationen i dessa metasedimentskivor avviker från den tydliga öst-sydöstliga riktning som metasedimentsjoken i paddalgranit vid Billaberget uppvisar (Fig. 3 kartdel C). De sjök av metasediment som uppträder i billsjö-

granit verkar därför vara stora enklaver. Billsjögranit syns fläckvis på  $\gamma$ -strålningskartorna för torium och kalium. Den utgör inte en lika tydlig och homogen kropp som den angränsande paddalgraniten i öster (Fig. 10 och Fig. 11 A).

## 6.2 Zirkondatering

Bergarternas odeformerade karaktär och zirkonernas distinkt magmatiska morfologier indikerar att de åldrar som beräknats representerar tidpunkterna för respektive granits kristallisation. Den diskordans som zirkonerna uppvisar orsakas av relativt recent blyförlust vilket indikeras vid regression av icke-låsta nedre intercept relativt nära 0 Ma. Valet att låsa nedre interceptet på  $190 \pm 200$  Ma för själevadgranit baseras på fri regression för analyserna i bergomgraniten. Det nedre interceptet låstes för att sänka felmarginalen för dateringen (felmarginalen sänktes från  $\pm 14$  Ma till  $\pm 5,6$  Ma). Dateringen av de båda graniterna visar att dessa är inom felgränserna likåldriga och kristalliserade för ca 1880 miljoner år sedan.

Fraktion 491 avviker från de övriga fraktionerna i konkordiadiagrammet (Fig. 9 A). Den har en lägre  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ -ålder och felellipsen ligger till vänster om diskordialinjen. Vid masspektrometeranalys gav denna fraktion svaga intensiteter.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -förhållandet för denna fraktion är också det lägsta av samtliga analyserade fraktioner (tabell 1). Det låga värdet tyder på låga

halter av radiogent  $^{206}\text{Pb}$  i förhållande till common-Pb.  $^{206}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$  indikerar förhållandet mellan radiogent och spikat Pb ( $^{205}\text{Pb}$  finns endast i spiken). För fraktion 491 är denna kvot 8,32 - det högsta värdet av alla fraktioner i själeuvadgranit, vilket indikerar att den låga intensiteten ej beror på liten provmängd i förhållande till spiken. Den låga intensiteten måste därför istället bero på att en avsevärd del av provet har förlorats efter homogenisering av radiogent och spikat Pb. Provförlusten kan ha inträffat under påläggningen på filamentet eller under uppvärmningen i masspektrometern. Dessa brister i analysen förklarar dock inte varför fraktionen hamnar utanför diskordialinjen. Det höga MSWD-värdet som erhålls då fraktion 491 inkluderas i regressionen (MSWD höjs från 0,72 till 10,5) indikerar att dess låga  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ -ålder inte enbart kan förklaras som ett lågt värde i en normalfördelad statistisk fördelning. Vissa masspektrometrar uppvisar interferens på massa 204 vid låga filamenttemperaturer (U. Söderlund, pers. komm. 2006). Då detta prov visade svaga intensiteter analyserades provet "försiktigt" på låg filamenttemperatur vilket är den sannolikaste förklaringen till varför fraktion 491 avviker och ligger till vänster om diskordian.

Den fysiskt abraderade fraktionen 4834 i bergomgranit (Fig. 9 B) är endast 3 % mindre diskordant än den icke-abraderade fraktionen 4836 (tabell 1). En del av kristallerna i fraktion 4834 har skarpa kanter (Fig. 8 C). Tydligt har abrasionen av fraktion 4834 varit ofullständig och lämnat kvar material som påverkats av blyförlust.

### 6.3 Test av olika preparatstekniker av zirkoner

Tabell 1 och figurerna 9 A och B visar resultaten av de preparatstekniker som användes i denna studie. De kemiskt abraderade fraktionerna uppvisar alla mer än 96 % konkordans, varav 4835 är mest konkordant (96,8 %). Fysiskt abraderade zirkoner gav endast måttlig diskordans men uppvisar generellt ett något sämre resultat (konkordans mellan 90,7 till 95,8 %). Konkordansen för den enda obehandlade zirkonfraktionen var endast 87,4 % (Fraktion 4836 för bergomgranit, tabell 1). Det framgår tydligt av dessa resultat att förbehandling av zirkoner påverkar graden av diskordans och således ger mer pålitlig och precis åldersdata.

De zirkoner som abraderades kemiskt fick ett helt annat utseende än de som abraderades fysiskt. Efter den kemiska abrasionen hade ett flertal sprickor utvecklats och zirkonerna uppvisade "frostiga" kristalltyper. Zirkonernas ytterkanter hade inte avrundats nämnvärt såsom är fallet vid fysisk abrasion, utan ytterkanterna förblev skarpa. Zirkonerna hade även en benägenhet att spricka längs c-axelparallella sprickor. Detta betraktas som naturligt (Jim Mattinson och Roland Mundil pers. komm. 2006) och bekräftar att HF kan penetrera visuellt sprickfria zirko-

ner och kvantitativt lösa ut U och Pb från de delar som påverkats av metamiktisering och blyförlust.

Trots att den kemiska abrasionen verkar ha kommit åt även de metamikta delarna av zirkonerna har proceduren inte genererat helt konkordanta åldrar. Detta kan bero på att olika zirkoner kräver olika lång tid vad gäller uppvärmnings- och/eller syrabehandling. Vidare skulle man kunna testa olika HF-koncentrationers inverkan på resultatet. Proceduren vid behandlingen av fraktion 4835 skiljde sig något från proceduren vid behandlingen av fraktion 496 och 497. Fraktion 4835 är 0,2 % mer konkordant än de övriga fraktionerna. Den lilla skillnaden i konkordans mellan fraktionerna och faktumet att endast tre fraktioner preparerats, är dock otillräcklig för att göra definitiva slutsatser.

### 6.4 Granitmassivet ur en regionalgeologisk synvinkel

Enligt resultat ifrån detta examensarbete bildades granitmassivet väster om Örnsköldsvik för ca 1880 miljoner år sedan. Denna ålder bygger på zirkondateringar av själeuvadgranit ( $1880,4 \pm 5,6$  Ma) och bergomgranit ( $1880,5 \pm 2,3$  Ma). Enligt den klassiska tidsindelningen av svekofenniska plutoniska bergarter hör dessa graniter hemma bland de tidigsvekofenniska granitoiderna (Claesson och Lundqvist 1995). Bergartsanalyser styrker dock att graniterna tillhör den sensvekofenniska gruppen (Lindh 2005). Graniterna är även associerade med pegmatit, vilket inte är vanligt bland tidigsvekofenniska granitoider och vidare har både själeuvadgranit och bergomgranit undgått den deformation som andra tidigsvekofenniska granitoider i regionen visar (Lundqvist et al. 1990; Lindgren 2004). Rapporter om de sensvekofenniska graniternas åldrar i området är sparsamma och åldersuppfattningen bygger på en härnögranit utanför Sundsvall, daterad till  $1822 \pm 5$  Ma (Claesson och Lundqvist 1995). Dateringarna av själeuvadgranit och bergomgranit visar dock att de sensvekofenniska graniterna är ca sextio miljoner år äldre än vad som rapporterats av Claesson och Lundqvist (1995). En leukokratisk deformerad S-granit vid Härnösand, daterad till  $1870 \pm 7$  Ma av Högdahl et al. (2006), stödjer denna slutsats.

Graniterna i massivet utanför Örnsköldsvik är i princip helt odeformerade. Billsjögraniten i massivets nordvästra hörn (Fig. 3 kartdel C) är den enda granit som visar en svag foliation definierad av orienterade biotitflak. Metamorfosen har alltså påverkat granitmassivets nordvästra ytterkant, medan övriga delar förblivit intakta. Någon deformation av paddalgranit vid granitmassivets norra gräns mot migmatiterna, har inte observerats i fält. Ett litet tidigsvekofenniskt granitoidmassiv bestående av en fint medelkornig, biotitrik bergart, finns beläget inuti den södra delen av granitmassivet (Lindgren 2004). Det finns inga åldrar redovisade för denna bergart, men att döma av dateringen av själeuvad- och bergomgraniten är det lilla massivet äldre än 1880 Ma. Det tidigsvekofenniska massivets relation till områdets metasediment har inte klargjorts. Högdahl et al.

(2006) föreslår att den centrala delen av Svekofennium har utsatts för tre veckfaser och två faser av migmatitbildning. Den första veckfasen (äldre än  $1859 \pm 3$  Ma) borde ha påverkat områdets metasediment ( $1884 \pm 6$  Ma enligt Claesson et al. 1993) och det tidigsvekofenniska granitoidmassivet inuti det aktuella granitmassivet. Den andra veckfasen ( $<1860 \geq 1820$  Ma) är förknippad med ca 1860-1840 Ma gamla migmatiter (Högdahl et al. 2006). Uppsmältningen av S-graniten vid Härnösand ( $1870 \pm 7$  Ma) och deformationen av migmatiterna föreslås, enligt observationer i fält, vara samtida (Högdahl et al. 2006). 1820 miljoner år gamla migmatiter och förekomsten av en samtida härnögranit utanför Sundsvall (Claesson och Lundqvist 1995), leder Högdahl et al. (2006) till att föreslå en andra fas av migmatitisering och veckbildning vid  $<1820 \geq 1810-1790$  Ma.

Paddalgranit är en typisk S-granit, bildad från uppsmältning av metasediment (Lindh 2005) och har antagits vara minst  $1822 \pm 5$  Ma (Claesson och Lundqvist 1995). Det finns inga tvivel om att paddalgranit är yngre än själeuvadgranit och bergomgranit. De resultat som rapporteras från Högdahl et al. (2006) ger ytterligare ett alternativ till paddalgranitens ålder. Det finns dock en distinkt skillnad mellan paddalgranit och den S-granit som Högdahl et al. (2006) daterade. Paddalgraniten är i princip odeformerad. Det är därmed tveksamt om paddalgraniten bör korreleras med den granit som daterades till  $1870 \pm 7$  Ma (Högdahl et al. 2006). En förmodad migmatitenklav i paddalgranit på Lekstensberget (Fig. 3 kartdel D) och förekomsten av en muskovitförande, grå fin- medelkornig granit som gångar i migmatiten, indikerar att paddalgranit är yngre än den nordliga migmatiten. Detta är högst spekulativt då det inte är säkert att de granitgångar som observerats i migmatiten verkligen är paddalgranit. Högdahl et al. (2006) redovisar migmatiter med åldrar på 1860 Ma norr om Hasselaskjuvzonen. Om migmatiterna norr om granitmassivet utanför Örnsköldsvik är lika gamla som dessa, är alltså paddalgraniten yngre än 1860 Ma.

Om paddalgraniten ska dateras måste den göras det med U-Pb SIMS. Undersökningar i SEM i samband med detta examensarbete, har visat hur heterogena paddalgranitens zirkoner är (Fig. 6 C och D). Sådana zirkoner bör inte dateras med ID TIMS då de kommer att ge kraftigt diskordanta åldrar, vilket inträffade då Claesson och Lundqvist (1995) daterade paddalgraniten.

För 1890-1870 miljoner år sedan ska en påbörjad kollaps av en orogen zon vid den arkeisk-proterozoiska gränsen i norr ha motverkats av den fenniska orogensen i söder (Lahtinen et al. 2005). Den påbörjade kollapsen orsakade stor magmatisk aktivitet, samtidigt som den motverkande fenniska orogensen producerade en tjock jordskorpa i de centrala delarna av Baltiska skölden. Resultat från Lindh (2005) visar att granitmassivet utanför Örnsköldsvik kan ha bildats i en förtjockad jordskorpa.

## 7 Slutsatser

- Själeuvadgranit dominerar den norra och västra delen av det centrala massivet, medan bergomgranitens främsta utbredning är den södra delen av massivet. Paddalgranit återfinns främst i den norra och den östra delen av massivet. I norr uppträder den även som en megakristrik variant. I en zon mellan själeuvadgranit och bergomgranit återfinns sörbölegranit, som närmast kan beskrivas som ett mellanting av själeuvad- och bergomgranit. I nordvästra delen av massivet återfinns bill-sjögranit som skiljer sig från paddalgranit genom sin svaga foliation och att den är mer biotitrik.
- Själeuvadgranitens ålder har med U/Pb-datering på zirkoner bestämts till  $1880,4 \pm 5,6$  Ma. Denna ålder är i överensstämmelse med tidigare uppfattningar om att graniten tillhör en tidig fas av de sensvekofenniska graniterna. Bergomgranitens ålder,  $1880,5 \pm 2,3$  Ma, är identisk med själeuvadgranitens.
- Resultat från detta examensarbete visar att granitmassivet utanför Örnsköldsvik tillhör samma åldersgrupp som många tidigsvekofenniska granitoidmassiv i Bottniska bassängen. De undersökta graniternas åldrar, tillsammans med åldersdata från Högdahl et al. (2006), tyder på att sensvekofenniska granitoider bildades mellan 1880-1870 Ma i Bottniska bassängen – ca 60 miljoner år tidigare än vad som förut föreslagits.
- Resultaten från analyserna av zirkonfraktionerna visar hur viktigt det är att zirkoner abraderas innan datering genomförs. Även om utplockningen av zirkoner är selektiv och noggrann finns det alltid risk att små domäner i kristallerna har påverkats av recent blyförlust. Fraktion 4836 (bergomgranit), som till synes består av kristaller av bra kvalitet, är endast till 87,4 % konkordant.
- Resultaten från dateringen av själeuvadgranit och bergomgranit visar att kemisk abrasion eliminerar kristalldelar som drabbats av blyförlust mer effektivt än fysisk abrasion. Den kemiska abrasionsmetoden är ännu inte beprövad och en utveckling av metoden kommer att generera ännu bättre resultat.

## 8 Tack

Först och främst vill jag rikta ett stort tack till mina handledare Anders Lindh och Ulf Söderlund för möjligheten att genomföra detta examensarbete. Det har varit en spännande och lärorik tid, alltifrån karteringen i Ångermanland till zirkondateringen uppe i Stockholm. Tack för allt som ni hjälpt mig med under resans gång.

Tack Per-Olof Persson på Naturhistoriska Riksmuseet för all hjälp i laboratoriet och vid masspektrometern. Tack för att du tog hand om en novis som jag. Tiden i Stockholm, som blev längre än vi först beräknat, kommer jag att minnas med glädje. Jag vill även passa på att tacka dig för att du tog med mig



och Ulf till ditt stamställe i staden. Jag vill passa på att tacka Karin Högdahl för många intressanta diskussioner och för utlåning av relevanta artiklar.

Ett stort tack till dig Pelle och din son Liam för att ni öppnade dörren till ert hem under mina vistelser i den kungliga huvudstaden. Tack för alla kvällar med gitarspel och whisky uppe på Minneberg. Jag glömmer aldrig de lågsniffande flygplanen från Bromma tidigt på morgonkvisten.

Jag vill även tacka Pia Söderlund för hjälp med foto-grafering och andra småsaker under min första tid som examensarbetare. Tack Leif Johansson för att du lånade ut din kamera. Ett välförtjänt tack till Rickard Anehus som gjorde tunnslipen.

Ett stort tack till studiekamrater, doktorander och lärare som jag lärt känna under tiden på institutionen i Lund. Ni är många till antalet och skulle jag nämna er alla vid namn skulle tackordet bli på tok för långt. Ingen är nämnd, men ingen är heller glömd.

Tack Malin för allt stöd du gett mig under min utbildning och särskilt nu under examensarbetet. Sist men inte minst vill jag tacka mina föräldrar, mina syskon och deras familjer för att ni alltid uppmuntrat mig i mina studier, men även för att ni visat mig att livet är mer än bara mineraler och bergarter.

*The time is gone the song is over, thought I'd something more to say*

Pink Floyd 1973

## 9 Referenser

- Cherniak, D.J. & Watson, E.B., 2003: Diffusion in zircon. I: Hanchar, J.M. & Hoskin, W.O. (red.) *Zircon. Reviews in mineralogy & geochemistry volume 53*, 113-143.
- Claesson, S., Huhma, H., Kinny, P.D., Williams, I.S., 1993: Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research 64*, 109-130.
- Claesson, S. & Lundqvist, T., 1995: Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos 36*, 115-140.
- Davis, D.W., Williams, I. S., Krogh, T. E., 2003: Historical development of zircon geochronology. I: Hanchar, J.M. & Hoskin, W.O. (red.) *Zircon. Reviews in mineralogy & geochemistry volume 53*, 145-181.
- Dickin, A. P., 1995: *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 452 s.
- Faure, G., 1995: *Principles of isotope geology second edition*. John Wiley & Sons. 589 s.
- Gaál, G. & Gorbatshev, R., 1987: An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research 35*, 15-52.
- Goldich, S. S. & Mudrey, M. G. (1972): Dilatancy model for discordant U-Pb zircon ages. I: Tugarinov, A.I. (red.) *Contributions to Recent Geochemistry and Analytical Chemistry (A. P. Vinograd volume)* 415-418.
- Högdahl, K., Sjöström, H., Andersson, U. B., 2006: Tectonic units and correlation problematics in the central Svecofennian domain. In press.
- Korja, A. & Heikkinen, P., 2005: The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles. *Precambrian Research 136*, 241-268.
- Krogh, T. E., 1973: A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta vol. 37*, 485-494.
- Krogh, T. E., 1982: Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta vol. 46*, 637-649.
- Lahtinen, R., Korja, A., Nironen, M., 2005: Palaeoproterozoic tectonic evolution. I: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (red.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V., Amsterdam*, 481-532.
- Lindgren, P., 2004: Tre sensvecofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver. *Examensarbete i geologi vid Lunds universitet*, nr 172.
- Lindh, A., 2005: Origin of chemically distinct granites in a composite intrusion in east-central Sweden: geochemical and geothermal constraints. *Lithos 80*, 249-266.
- Lindström, M., Lundqvist, J., Lundqvist, T., 2000: Sveriges geologi från urtid till nutid. *Studentlitteratur Lund*, 532 s.
- Ludwig, K.R., 2003: Isoplot 3.00; A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkely Geochronological Center Publication No. 4*.
- Lundqvist, T., 1987: Early Svecofennian Stratigraphy of Southern and Central Norrland, Sweden, and the Possible Existence of an Archean Basement West of the Svecokareliides. *Precambrian Research 35*, 343-352.
- Lundqvist, T., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, L., Kresten, P., 1990: Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län. *Sveriges Geologiska Undersökning. Ba 31*.
- Lundqvist, T., Vaasjoki, M., Persson, P.-O., 1998: U-Pb ages of plutonic and volcanic rocks in the Svecofennian Bothnian Basin, central Sweden, and their implications for the Palaeoproterozoic evolution of the Basin. *GFF 120*, 321-384.
- Mattinson, J.M., 2005: Zircon U-Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology 220*, 47-66.
- Mundil, R., Ludwig, K. R., Metcalfe, I., Renne, P.R., 2004: Age and timing of the Permian mass ex-

- tinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science* vol. 305, 1760-1763.
- Nironen, M., 1997: The Svecofennian orogen: a tectonic model. *Precambrian Research* 86, 21-44.
- Parrish, R.R. & Noble, S.R., 2003: Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution – thermal ionization mass spectrometry (ID TIMS). I: Hanchar, J.M. & Hoskin, W.O. (red.) Zircon. *Reviews in mineralogy & geochemistry volume 53*, 183-213.
- Stacey, J. S. & Kramers, J.D., 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207-221.
- Steiger, R.H. & Jäger, E., 1977: Subcommittee of geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letter* 36, 359-362.
- Stern, T. W., Goldich, S. S., Newell, M. F., 1966: Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton Gneiss, Minnesota. *Earth and Planetary Science Letters* 1, 369-371.
- Söderlund, U., 1996: Conventional U-Pb dating versus single-grain Pb evaporation dating of complex zircons from a pegmatite in the high-grade gneisses of southwestern Sweden. *Lithos* 38, 93-105.
- Tilton, G. R., 1960: Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal of Geophysical Research* 65, 2933-2945.
- Wetherill, G. W., 1956: Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union.* 37, 320-326.

## Appendix I

### U-Pb datering - teori

#### Inledning

Vid datering av kiselrika magmatiska och metamorfa bergarter är U-Pb ett av de mest användbara och robusta isotopsystemen. Detta har sin förklaring i att U (och Th) koncentreras i smältor vid partiell uppsmältning och fraktionering av magmor. Smältorna är i sin tur intimt förknippade med just kiselrika produkter som under jordens historia lett till att den kontinentala krustan anrikats på U och Th jämfört med den övre manteln. I kiselrika bergarter anrikas U och Th främst i accessoriska mineral såsom uraninit, thorianit, zirkon, thorit, allanit, monazit, apatit, xenotim och blyglans (Faure 1995). Anledningen till att zirkon, framför andra mineral, är intressant ur dateringssynpunkt är bland annat att zirkon är vanligt förekommande i magmatiska bergarter. Zirkon har också förmågan att överleva metamorfa, magmatiska och sekundära (t.ex. vittring) processer. Det betyder dock inte att zirkon helt undgår påverkan av ovanstående processer. De kan till exempel förlora en del av sitt radiogena Pb (se *modeller för blyförlust*) eller erhålla påväxter av zirkon. En annan viktig aspekt är att zirkoner endast innehåller små mängder Pb då de bildas eftersom  $Pb^{2+}$  inte är kompatibelt med zirkonstrukturen. Med andra ord så kännetecknas zirkoner av höga U/Pb- och Th/Pb-förhållanden då de bildas, vilket betyder att det Pb som analyseras vid datering till stor del är radiogent (Faure 1995).

Det finns ett flertal dateringsmetoder som analyserar U/Pb-förhållandet i bergarter. Den för examensarbetet aktuella dateringsmetoden är ID TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry). Enligt ID TIMS löser man upp en fraktion zirkoner genom diverse steg och analyserar den resulterande lösningen i en masspektrometer (se *Appendix III analytisk procedur ID TIMS*). Därefter behandlar man sina resultat för korrigering av initialt Pb, blank Pb och massfraktionering av isotoper.

#### Sönderfall av U och Th till stabilt Pb

U och Th är radioaktiva grundämnen som sönderfaller till stabila blyisotoper enligt lagen om radioaktivt sönderfall. Denna lag kan uttryckas:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad [1]$$

där D är antalet radiogena isotoper,  $D_0$  är antalet radiogena isotoper vid  $t = 0$ , N är antalet radioaktiva moderisotoper,  $\lambda$  är den aktuella isotopens sönderfallskonstant och t är tiden sedan mineralet slutits för U och Th och alla intermediära sönderfallsprodukter (Dickin 1995; Faure 1995).

De radioaktiva isotoperna  $^{238}U$ ,  $^{235}U$  och  $^{232}Th$  sönderfaller i en komplex sönderfallsserie för att slutligen bilda stabila blyisotoper:  $^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb$  respektive  $^{208}Pb$ .

De radioaktiva isotoperna  $^{238}U$ ,  $^{235}U$  och  $^{232}Th$  har olika sönderfallshastigheter, vilket utnyttjas vid dateringen genom att applicera ekvation [1], vilket då ger följande ekvationer:

$$^{206}Pb_p = ^{206}Pb_i + ^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [2]$$

$$^{207}Pb_p = ^{207}Pb_i + ^{235}U(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [3]$$

$$^{208}Pb_p = ^{208}Pb_i + ^{232}Th(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad [4]$$

där  $Pb_p$  anger hur mycket av den aktuella radiogena isotopen som finns idag och  $Pb_i$  anger hur mycket av den aktuella radiogena isotopen som fanns initialt i mineralet. Uttrycket  $U(e^{\lambda t} - 1)$  är den mängd Pb som bildats genom radioaktivt sönderfall. Den icke-radiogena isotopen  $^{204}Pb$  används som en stabil referensisotop, och för att uppskatta mängden s.k. "common lead" (initialt Pb + blank Pb). Detta ger följande ekvationer:

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_p = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_i + \frac{^{238}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [5]$$

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_p = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_i + \frac{^{235}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [6]$$

$$\left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_p = \left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_i + \frac{^{232}Th}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad [7]$$

Isotopsammansättningen av Pb och U mäts med en masspektrometer: De absoluta koncentrationerna av U, Pb och Th mäts med isotoputspädning, genom att en lösning anrikad av en isotop med låg halt i provet tillsätts (se *Appendix III Analytisk procedur ID TIMS*). Då de relativa koncentrationerna av Pb och U isotoperna är kända kan t beräknas enligt:

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_p - \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_i}{\frac{^{238}U}{^{204}Pb}} + 1 \right) \quad [8]$$

#### Konkordiadiagram

Ekvationerna [2] och [3] kan omformas och ge följande ekvationer:

$$\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} = e^{\lambda_{238}t} - 1 \quad [9]$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1 \quad [10]$$

där

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = \frac{\frac{{}^{206}\text{Pb}}{204\text{Pb}} - \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{204\text{Pb}}\right)_i}{{}^{238}\text{U}} = \frac{\frac{{}^{206}\text{Pb}}{204\text{Pb}}}{\frac{{}^{204}\text{Pb}}{204\text{Pb}}}$$

och

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = \frac{\frac{{}^{207}\text{Pb}}{204\text{Pb}} - \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{204\text{Pb}}\right)_i}{{}^{238}\text{U}} = \frac{\frac{{}^{207}\text{Pb}}{204\text{Pb}}}{\frac{{}^{204}\text{Pb}}{204\text{Pb}}}$$

Pb\* betyder här radiogent Pb

Ett konkordiadiagram (Wetherill 1956) skapas genom att man plottar  ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  och  ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$ , för olika värden på t och resulterar i en böjd kurva som kallas *konkordia* (Fig. 13 a-b). Denna kurva visar hur en zirkons Pb/U isotopförhållande förändras med tiden.  ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  och  ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  i en zirkon som kristalliserade för x Ma år sedan är 0 då den bildas (origo i diagrammet). Därefter förändras Pb/U kvoterna enligt konkordiakurvan under förutsättning att zirkonen var ett slutet system med avseende på U och Pb. Analys av en sådan zirkon ger en konkordant ålder, och kommer ha samma  ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  och  ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  åldrar.

Om mätningarna resulterar i olika åldrar för  ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  och  ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  indikerar detta oftast att zirkonen vid något tillfälle förlorat en del av sitt radiogena Pb. Den kommer då att falla under konkordian och ge en diskordant ålder.

Det är vanligt att zirkoner är diskordanta. Det är även vanligt att olika zirkonfraktioner från samma bergart uppvisar olika grad av diskordans, dvs. att zirkonerna förlorat olika mycket av sitt radiogena bly. Med hjälp av enkel regressionsanalys skapas en linje genom punkterna där det övre interceptet ger zirkonens ursprungliga ålder. Linjen kallas för *diskordia* och skär konkordian vid två punkter (Faure 1995). Diskordians övre intercept med konkordiakurvan indikerar tiden då mineralet bildades, förutsatt att endast en episodisk blyförlust inträffat. Det undre interceptet tolkas som den tid som förflutit sedan systemet utsattes för blyförlust. Om flera episoder av blyförlust skett kommer intercepten ge falska åldrar (se Fig. 6 i Söderlund 1996). Det finns ett flertal modeller som beskriver hur och varför zirkoner förlorar en del av sin blybudget och hur man ska tolka den nedre interceptåldern. Därför är det viktigt att ha fristående bevis på det undre interceptets betydelse (Dickin 1995; Söderlund 1996).

Förhållandet mellan  $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})^*$  (förhållandet mellan radiogent  ${}^{207}\text{Pb}$  och radiogent  ${}^{206}\text{Pb}$ ) och tid beräknas genom att man dividerar ekvationerna [9] och [10] med varandra, vilket då ger ekvationen:

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{206\text{Pb}}\right)^* = \frac{{}^{235}\text{U}}{238\text{U}} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}\right) \quad [11]$$

Isotopförhållandet mellan  ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$  har bestämts till 1/137,88. Därmed kan man beräkna förhållandet mellan  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$  utan att veta koncentrationen av U i provet (Faure 1995). I ett konkordiadiagram representerar denna kvot en linjes lutning genom origo.  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ -åldern för zirkoner som enbart förlorat bly under recent tid kommer ge zirkonernas faktiska ålder. Normalt diskordanta punkter (dvs. punkter som ligger under konkordiakurvan) genererar  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ -åldrar som i de flesta fall kan betraktas som minimiåldrar (Dickin 1995).

## Processer som genererar diskordanta U/Pb-åldrar

För att en ålder ska vara konkordant krävs det att det mineral som analyseras har utgjort ett slutet system och inte förlorat U eller Pb eller några av de intermediära dotterisotoperna. Vidare måste de värden som används för initiala blyammansättningar och sönderfallskonstanter hos U och Th, vara korrekta (Dickin 1995).

## Modeller för blyförlust

I teorin är det möjligt för zirkoner att mista både Pb och U. Förlust av Pb är dock vanligast vilket, som sagts, genererar diskordanta åldrar. Processer som orsakar blyförlust i zirkoner har länge varit debatterat bland geokronologer. Wetherill (1956) konstaterade att blyförlust sker i episoder, vid metamorfa händelser. Det nedre interceptet tolkas då som tidpunkten för metamorfosen. Tilton (1960) föreslog en annan förklaring på hur blyförlust uppstår i zirkoner. Tilton menade att uranrika mineral påverkas av kontinuerlig diffusion av Pb, att Pb diffunderar ut från kristallen beroende på elementets diffusionskoefficient, den effektiva radien och koncentrationsgradienten. Därmed menade han att det undre interceptet bör betraktas som en fiktiv ålder (Faure 1995). Experiment har visat hur långsamt Pb diffunderar från kristallina zirkoner. Det är inte troligt att zirkoner kan förlora signifikanta mängder Pb genom denna modell vid rimliga geologiska förhållanden (Cherniak och Watson 2003). Läckage av Pb i zirkoner med metamikta domäner verkar ske fortare än den volymdiffusion som Tilton (1960) föreslog. Även om blyförlusten hos metamikta zirkoner kan ske under en kort tidsrymd, krävs det lång tid för en zirkon att bli tillräckligt skadad av radioaktivitet för att den ska bli metamikt (Cherniak och Watson 2003). Den kritiska tem-

peraturen då zirkonen skadas är beroende av uranhalt och tid. För en zirkon med 1000 ppm U är den kritiska temperaturen ca 360 °C (Cherniak och Watson 2003). Vid lägre temperaturer kan metamikta skador uppstå, men det kräver långa tidsrymder överstigande en miljard år. Vid högre temperaturer hindrar den geologiska härdningseffekten (*annealing*) att metamikta skador uppstår i zirkonen (Cherniak och Watson 2003). Blyförlusten i zirkoner är en komplex process som kan skilja sig mellan olika kristaller i samma bergart och även mellan olika domäner i samma kristall (Cherniak och Watson 2003).

Goldich & Mudrey (1972) pekade på en helt annan modell för blyförlust. De visade att uranrika mineral ofta har skador som uppstått på grund av radioaktiv strålning. Sådan strålning skapar mikrokapillära system (s.k. metamikta domäner) i kristallen. Vätskor kan därmed ledas in i mineralet och tillåta Pb att diffundera ut i vätskan. Vätskan är dock starkt bundet inne i mineralet, förutsatt att det inte utsätts för fysiska påfrestningar. Om det uranrika mineralet påverkas fysiskt vid upplyftning och erosion av berggrunden, kan vätskan i kristallens spricksystem frigöras från mineralet. Därmed försvinner även det radiogena Pb som diffunderats från zirkonen. Detta skulle förklara varför nedre interceptåldrar ofta ligger nära 0 Ma i konkordiadiagrammet. I samband med ovanstående modell för blyförlust måste man även ta i beaktning att berggrunden har varit utsatt för kemisk vittring en längre tid och att sådana processer mycket väl har kunnat påverka förhållandet mellan dotter- och moderisotoper. Denna modell utvecklades av Stern (1966) som genom att undersöka zirkoner från kemiskt vittrade leror, fann att de hade förlorat upp till 85 % av sitt radiogena Pb.

ID TIMS är en kraftfull metod då det gäller datering av rena magmatiska zirkoner, men metoden fungerar mindre bra när zirkonerna innehåller äldre strukturer. Zirkoner överlever, på grund av sina fysiska egenskaper, ofta partiell uppsmältning av jordskorpan och innesluts av nya tillväxter av zirkonmaterial. Sådana komplexa inneslutningar resulterar i zirkoner med multipla åldrar, vilket gör ID TIMS-dateringen svårare, om inte omöjlig, att utföra och resultaten mer svårtolkade (Dickin 1995). I examensarbetet urskiljdes flera zirkoner med uppenbart metamorfa komponenter i paddalgraniten (se *zirkonmorfologi*), varför en datering med ID TIMS inte genomfördes på denna granit.

## Appendix II

### Prepareringstekniker för ökad konkordans

#### Fysisk abrasion ("Krogh-metoden")

Metoden, som utvecklats av Krogh (1982), innebär att man överför zirkonerna i ett litet stålkärl tillsammans med pyrit. Pyriten fungerar som slipmedel och förhindrar dessutom att zirkonerna krossas. Stålkäret är konstruerat så att luft leds in genom toppen och sprids i innandömet. Lufttrycket får zirkonkristallerna och slipmedlet att börja röra på sig och zirkonkristallernas kanter abraderas genom upprepade kollisioner mellan kornen. Luften som leds in i kvarnen passerar sedan ett filter och går ut genom kvarnens ovandel. Krogh (1982) visade att man med hjälp av fysisk abrasion kombinerat med paramagnetisk separation kan eliminera mellan 90 och 100 % av diskordansen. Fysisk abrasion räknas som en av de viktigaste teknikutvecklingarna inom ID TIMS (Davis et al. 2003). Den tid som zirkonerna behöver abraderas för att uppnå ett tillräckligt bra resultat beror mycket på deras utseende. Långsmala prismatiska kristaller kan lätt brytas sönder om man abraderar dessa för länge.

#### Kemisk abrasion

Enligt den kemiska abrasionen (CA TIMS; *Chemical Abrasion Thermal Ionization Mass Spectrometry*) som Mattinson utvecklade (2005), värms zirkonkristallerna upp (annealing) till 850 °C eller 1100 °C under 48 timmar. Därefter tillsätts en  $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  "spike" och proven lämnas att successivt lösas upp i en blandning bestående

av 10 delar 50 % HF och 1 del 8M HNO<sub>3</sub>. Mattinson hettade upp proverna till 150 – 240 °C under 12 – 24 timmar. Därefter analyserades den uttagna lösningen. Proceduren upprepades tills analysresultaten bildade en åldersplatå, vilket tolkades som att zirkonens konkordanta ålder hade nåtts (Mattinson 2005). CA TIMS visade sig vara mer effektiv än Kroghs fysiska metod för att eliminera områden i zirkoner som påverkats av blyförlust. Då Kroghs metod endast tar bort material som sitter i kanterna på zirkonen och inte de domäner som finns i kristallens interna struktur, kommer resultaten fortfarande att bli diskordanta (Mattinson 2005). Härdningssteget, då zirkonen hettas upp till 850 °C eller 1100 °C under 48 timmar, tar bort domäner som utsatts för medel till lättare radioaktiva skador. Det är inte någon risk att härdningen skulle kunna skada isotopsystemet med tanke på zirkoners höga blockeringstemperatur (Mattinson 2005). Eftersom syran inte arbetar från kanterna till kärnan, utan leds in i zirkonen via mikrosprickor, kan syran lösa upp skadade domäner som sitter djupt inne i kristallen. Detta konstaterades även av Mundil et al. (2004) som använde sig av en förenklad kemisk abrasionsmetod.

Det valda härdningssteget och den kemiska behandlingen som användes i detta examensarbete är snarlik den som rapporterades av Mundil et al. (2004). Mundil et al. (2004) härdade zirkoner i 850 °C under 36 timmar för att sedan tillsätta HF i 220 °C under 16 timmar. Resultaten visade, precis som Mattinson (2005), att man med hjälp av kemisk abrasion kan ta bort skadade domäner som sitter djupt inne i kristallen och på så vis erhålla mer konkordanta åldrar (Mundil et al. 2004).

## Appendix III

### Analytisk procedur ID TIMS

#### Tvättning av teflonkapslar

Innan man påbörjar en datering är det viktigt att man ser till att de teflonkapslar som används är rena. Därför genomförs en tvättningsprocedur som börjar med tillförande av trettio droppar 6 N HCl i teflonkapslarna, varpå de skruvas fast i en stålbomb och sätts in i ugn i 205 °C under två dygn. Därefter töms kapslarna och man tillsätter femton droppar HF och femton droppar 7 N HNO<sub>3</sub>. Teflonkapslarna skruvas åter fast i en stålbomb under två dygn i 205 °C. Denna procedur upprepas i ytterligare två steg med successivt starkare syra. Det tredje steget innebär tjugo droppar HF och tio droppar 7 N HNO<sub>3</sub>. Vid det fjärde och sista steget tillsätts tjugofem droppar HF och fem droppar 7 N HNO<sub>3</sub>. Då man för sista gången tar ut proverna från ugnen och låter dem svalna, tillsätts 15 – 20 droppar H<sub>2</sub>O i teflonkapslarna.

#### Tvättning och upplösning av zirkoner

Efter att fraktionerna överförts i etanol till teflonkapslarna, tas etanolen bort genom tillsats av aceton och sedan vatten som sugs upp med en pipett. Etanolen är en kontaminationskälla som måste avlägsnas från provet. Därefter tillsätts lika mycket HNO<sub>3</sub> som det finns vätska kvar i provet. Till de teflonkapslar som innehöll zirkoner som abraderats kemiskt, tillsattes mer HNO<sub>3</sub> för att tvättningen skulle bli mer effektiv. Efter denna procedur ställs teflonkapslarna på en värmeplatta vid ca 150 °C under trettio minuter. När teflonkapslarna har värmts upp spås HNO<sub>3</sub> ut genom upprepad vattenspädning och kontroll med hjälp av lackmuspapper. Så mycket av vattnet som möjligt sugas sedan upp. Därefter tillsätts 2 droppar (ca 0,02 – 0,03 g) lösning ("spike") anrikad på <sup>205</sup>Pb och <sup>233+236</sup>U (se *isotoputspädning*) och teflonkapslarna lämnas på en värmeplatta för att indunsta. Efter indunstningen tillsätts tio droppar HF, teflonkapslarna förseglas och skruvas fast i en stålbomb för att placeras i en ugn vid 205 °C under ca tre och ett halvt dygn.

#### Isotoputspädning ("spike")

För att bestämma koncentrationen av ett element med hjälp av masspektrometern är det nödvändigt att tillföra en lösning av konstgjord isotopisk sammansättning vars koncentrationen är känd; så kallad "spike". Genom att väga "spiken" och provet för sig kan man sedan enkelt beräkna mängden av ett visst element i provet. "Spikens" sammansättning ska bestå av isotoper som inte förekommer naturligt och därmed inte kan fraktioneras. På laboratoriet i Stockholm används en "spike" anrikad på <sup>205</sup>Pb och <sup>233+236</sup>U.

#### Jonbyte

Jonbytet sker i U/Pb-kolonner fyllda med organisk jonbytarmassa (Krogh 1973). Kolonnerna tvättas grundligt enligt schema med H<sub>2</sub>O och 6 N HCl. Därefter tillsätts 3,1 N HCl till proverna i teflonkapslarna. Efter att proven överförts till kolonnerna, tillsätts 3,1 N HCl i flera steg för att på så vis tvätta bort Zr och Si. För att sedan separera U och Pb ifrån det organiska materialet, tvättas kolonnerna med H<sub>2</sub>O i flera steg varpå vätskan åter samlas upp i teflonkapslarna. Slutligen tillsätts två droppar H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> innan proverna i teflonkapslarna indunstar på en värmeplatta. Det sista steget utförs för att inte all vätska ska indunsta utan lämnar en synlig droppe prov kvar så att påläggningen på filamenten kan genomföras.

#### Filament

Vid filamentpåläggningen blandas proverna med en droppe kiselgel. Denna gel förhindrar att Pb förångas okontrollerat under arbetet med masspektrometern (Dickin, 1995). Proverna förds över på Re-filament och monteras på en provhållare som förds in i masspektrometern.

#### Masspektrometer

Provet som torkat in till ett salt på filamentet, sätts in i masspektrometern och värms upp elektriskt tills förgasningstemperaturen för det element som är av intresse uppnås. Vid denna höga temperatur joniseras provet och den resulterande jonstrålen accelereras genom ett magnetfält. Genom att korrigera magnetfältets styrka eller den accelererande spänningen, kan man styra vilka isotoper som ska detekteras. Jonstrålen fortsätter genom en analysator och samlas upp i Faradaykoppor (Faure 1995).

Vid Naturhistoriska Riksmuseet används en Finnigan MAT 651 masspektrometer, med möjlighet att växla mellan Faradaykoppor och en multiplikator. Multiplikatorn är en slags förstärkare som gör det möjligt att detektera svaga signaler.

#### Databehandling

Masspektrometern ger värden för <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb/<sup>205</sup>Pb och <sup>233</sup>U/<sup>238</sup>U. Det är viktigt att inse att den mängd Pb som mäts i provet inte endast består av radiogena produkter, utan även innehåller initialt Pb samt Pb som tillkommit vid laboratoriearbetet (blank Pb). Vid uppvärmningen av filamentet sker fraktionering av U och Pb och det är av stor vikt att korrigera för sådana processer.

#### Massfraktionering

Problemet med massfraktionering av U kan man korrigera för genom att tillsätta en "spike" anrikad på <sup>205</sup>Pb och <sup>233+236</sup>U till provet (se *isotoputspädning*). Eftersom man vet "spikens" initiala sammansättning kan man beräkna hur mycket U som fraktionerats under körning-

en genom att korrigera sina mätvärden med ”spikens” sammansättning. För att korrigera för massfraktionering av Pb, använder man sig av redan bestämda standardvärden.

### **Korrektion av blank Pb**

Blank Pb är den mängd Pb som tillförts provet genom kontamination vid laboriearbetet. För att korrigera blank Pb använder man sig av uppmätta värden för laboratoriets blank Pb. Det kan vara aktuellt att korrigera värdet i efterhand om resultaten visar uppenbara fel.

### **Korrektion av initialt Pb**

För att få ut kvoten av radiogent Pb måste man subtrahera bort det initiala Pb som fanns i zirkonen när den bildades. Värden för initialt Pb hämtas från Stacey & Kramers (1975) som uppskattade hur initialt Pb har förändrats under jordens historia med en tvåstegsmodell. Trots att det finns bergarter som inte passar in i denna modell, är modellen dock den bästa som finns tillgänglig.



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

160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på gruvsand – en mineralogisk och texturrell undersökning.
161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierggaväggeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia: interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbriterhetererna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
164. Näsström, Helena, 2003: Klotdioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolitkomplex i Sylarna och Kebnekaise.
170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell föroreningsspridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
171. Ekestubbe, Jonas, 2004:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.
173. Janson, Charlotta, 2004. A petrographical and geochemical study of granitoids from the south-eastern part of the Linderödsåsen Horst, Skåne.
174. Jonsson, Sara, 2004: Structural control of fine-grained granite dykes at the Äspö Hard Rock Laboratory, north of Oskarshamn, Sweden.
175. Ljungberg, Carina, 2004: Belemnites stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse.
176. Oster, Jessica, 2004: A stratigraphic study of a coastal section through a Late Weichselian kettle hole basin at Ålabodarna, western Skåne, Sweden.
177. Einarsson, Elisabeth, 2004: Morphological and functional differences between rhamphorhynchoid and pterodactylid pterosaurs with emphasis on flight.
178. Anell, Ingrid, 2004: Subsidence in rift zones; Analyzing results from repeated precision leveling of the Vogar Profile on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland.
179. Wall, Torbjörn, 2004: Magnetic grain-size analyses of Holocene sediments in the North Atlantic and Norwegian Sea – palaeoceanographic applications.
180. Mellgren, Johanna, S., 2005: A model of reconstruction for the oral apparatus of the Ordovician conodont genus *Protospanderodus* Lindström, 1971.
181. Jansson, Cecilia, 2005: Krossbergskvalitet och petrografi i den kambriska Hardebergasandstenen i Skåne.
182. Öst, Jan-Olof, 2005: En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen.
183. Bragée, Petra, 2005: A palaeoecological study of Holocene lake sediments above the highest shoreline in the province of Västerbotten, northeast Sweden.
184. Larsson, Peter, 2005: Palynofacies och mineralogi över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark.
185. Åberg, Lina, 2005: Metamorphic study of metasediment from the Kangilinaaq Peninsula, West Greenland.
186. Sidgren, Ann-Sofie, 2005:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi i det Rinkiska bältet, västra Grönland.
187. Gustavsson, Lena, 2005: The Late Silurian Lau Event and brachiopods from Gotland, Sweden.

188. Nilsson, Eva K., 2005: Extinctions and faunal turnovers of early vertebrates during the Late Silurian Lau Event, Gotland, Sweden.
189. Czarniecka, Ursula, 2005: Investigations of infiltration basins at the Vomb Water Plant – a study of possible causes of reduced infiltration capacity.
190. Gowacka, Małgorzata, 2005: Soil and groundwater contamination with gasoline and diesel oil. Assessment of subsurface hydrocarbon contamination resulting from a fuel release from an underground storage tank in Vanstad, Skåne, Sweden.
191. Wennerberg, Hans, 2005: A study of early Holocene climate changes in Småland, Sweden, with focus on the '8.2 kyr event'.
192. Nolvi, Maria & Thorelli, Gunilla, 2006: Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kondenserade sediment.
193. Nilsson, Andreas, 2006: Palaeomagnetic secular variations in the varved sediments of Lake Gołczyńskie, Poland: testing the stability of the natural remanent magnetization and validity of relative palaeointensity estimates.
194. Nilsson, Anders, 2006: Limnological responses to late Holocene permafrost dynamics at the Stordalen mire, Abisko, northern Sweden.
195. Nilsson, Susanne, 2006: Sedimentary facies and fauna of the Late Silurian Bjärsjölagård Limestone Member (Klinta Formation), Skåne, Sweden.
196. Sköld, Eva, 2006: Kulturlandskapets förändringar inom röjningsröseområdet Yttra Berg, Halland - en pollenanalytisk undersökning av de senaste 5000 åren.
197. Göransson, Ammy, 2006: Lokala miljöförändringar i samband med en plötslig havsyteförändring ca 8200 år före nutid vid Kalvöviken i centrala Blekinge.
198. Brunzell, Anna, 2006: Geofysiska mätningar och visualisering för bedömning av heterogenitetens utbredning i en isälvsvilgring med betydelse för grundvattenflöde.
199. Erlfeldt, Åsa, 2006: Brachiopod faunal dynamics during the Silurian Ireviken Event, Gotland, Sweden.
200. Vollert, Victoria, 2006: Petrografisk och geokemisk karaktärisering av metabasiter i Herrestadsområdet, Småland.
201. Rasmussen, Karin, 2006: En provenansstudie av Kågerödformationen i NV Skåne – tungmineral och petrografi.
202. Karlsson, Jonnina, P., 2006: An investigation of the Felsic Ramiane Pluton, in the Monapo Structure, Northern Mozambique.
203. Jansson, Ida-Maria, 2006: An Early Jurassic conifer-dominated assemblage of the Clarence-Moreton Basin, eastern Australia.
204. Striberger, Johan, 2006: En lito- och biostratigrafisk studie av senglaciala sediment från Skuremåla, Blekinge.
205. Bergelin, Ingemar, 2006:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of basalts in Scania, S Sweden: evidence for two pulses at 191-178 Ma and 110 Ma, and their relation to the break-up of Pangea.
206. Edvarsson, Johannes, 2006: Dendrokronologisk undersökning av tallbestånds etablering, tillväxtdynamik och degenerering orsakat av klimatrelaterade hydrologiska variationer på Viss mosse och Åbuamossen, Skåne, södra Sverige, 7300-3200 cal. BP.
207. Stenfeldt, Fredrik, 2006: Litostratigrafiska studier av en plåtformad sand- och grusavlagring i Skuremåla, Blekinge.
208. Dahlenborg, Lars, 2007: A Rock Magnetic Study of the Åkerberg Gold Deposit, Northern Sweden.
209. Olsson, Johan, 2007: Två svekofenniska graniter i Bottniska bassängen; utbredning, U-Pb zirkondatering och test av olika abrasionstekniker.



## LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen  
 Centrum för GeoBiosfärvetenskap  
 Sölvegatan 12, 223 62 Lund