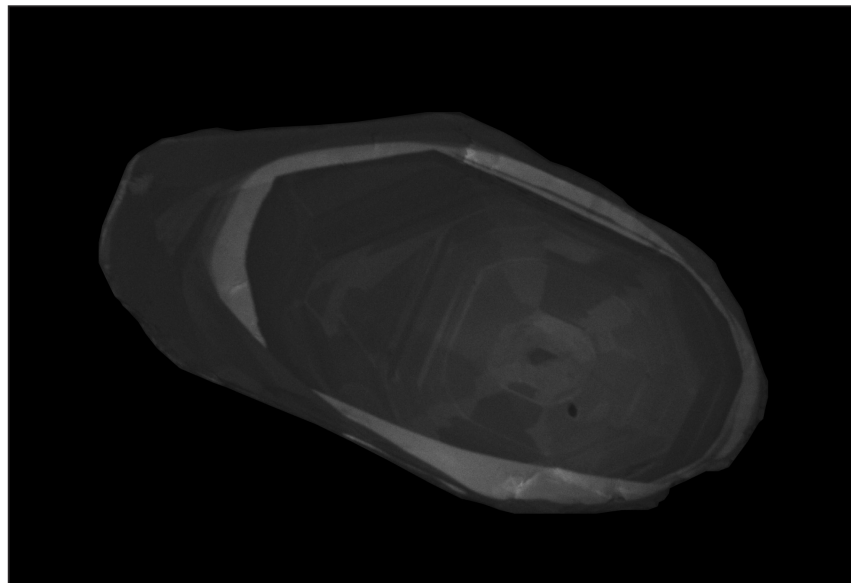


U-Pb datering av zirkon från migmatitisk gnejs i Delsjöområdet, Idefjordenterrängen

Mimmi Ingered

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 512
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2017

U-Pb datering av zirkon från migmatitisk gnejs i Delsjöområdet, Idefjordenterrängen

Kandidatarbete
Mimmi Ingered

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2017

Innehåll

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introduktion | 7 |
| 2 | Bakgrund | 7 |
| 2.1 | Regionalgeologi | 7 |
| 2.1.1 | Svekonorvegiska orogenen | 7 |
| 2.1.2 | Östra Segmentet | 7 |
| 2.1.3 | Idefjordenterrängen | 7 |
| 2.1.4 | Bamble- och Kongsberg terrängerna | 8 |
| 2.1.5 | Telemarkia terrängen | 8 |
| 2.1.6 | Metamorfose i fyra faser | 8 |
| 2.1.7 | Indelning av Idefjordenterrängen | 9 |
| 2.1.8 | Sydöstra Göteborg | 9 |
| 2.2 | Migmatit | 9 |
| 3 | Metod | 10 |
| 3.1 | Förberedelse och extraktion av zirkon | 10 |
| 3.2 | Petrografi | 11 |
| 3.3 | Svepelektronmikroskop (SEM) | 11 |
| 3.4 | Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) | 12 |
| 3.5 | U-Pb data | 12 |
| 4 | Resultat | 12 |
| 4.1 | Petrografi | 12 |
| 4.2 | Zirkonernas textur | 13 |
| 4.2.1 | ASSE 16-01a Melanosom | 13 |
| 4.2.2 | ASSE 16-01a Selvedge | 13 |
| 4.2.3 | ASSE 16-01a Leucosom A | 13 |
| 4.2.4 | ASSE 16-01b Leucosom B | 13 |
| 4.3 | U-Pb data | 13 |
| 4.3.1 | Åldersgrupper | 13 |
| 4.3.2 | Th/U | 13 |
| 5 | Diskussion | 20 |
| 5.1 | Geometri av skottpunkter | 20 |
| 5.2 | Petrografisk tolkning | 20 |
| 5.3 | Tolkning av zirkonernas textur | 21 |
| 5.4 | Ålderspopulationer | 21 |
| 5.4.1 | Protolit | 21 |
| 5.4.2 | Hallandisk ålder | 21 |
| 5.4.3 | Svekonorvegisk ålder | 21 |
| 5.5 | Blyförlust och blandning av ålderspopulationer | 21 |
| 6 | Slutsats | 22 |
| 7 | Förslag på vidare undersökningar | 22 |
| 8 | Tackord | 22 |
| 9 | Referenser | 22 |
| | Appendix | 24 |

Omslagsbild: Bild av zirkon 23 från leucosom B tagen i svepelektronmikroskop med katodluminiscens. Foto av Mimmi Ingered.

U-Pb datering av zirkon från migmatitisk gnejs i Delsjöområdet, Idefjordenterrängen

MIMMI INGERED

Ingered, M., 2017: U-Pb datering av zirkon från migmatitisk gnejs i Delsjöområdet, Idefjordenterrängen. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 512, 35 sid. 15 hp.

Sammanfattning: Under den Svekonorvegiska orogenesisen omkristalliserade stora delar av sydvästra Sverige och bildade metamorfa migmatitiska gnejser. I Idefjordenterrängen, väster om Mylonitzonen, har migmatiterna inte daterats och då kunskapen om de metamorfa processerna i området brister kan migmatiterna ge en bättre bild av när metamorfosen skedde. En migmatitisk gnejs från Delsjöområdet i östra Göteborg har daterats för att undersöka om migmatitbildningen i Idefjordenterrängen är av Svekonorvegisk ålder. U-Pb datering på zirkon från migmatiten har utförts med *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS) och skottpunkter bestämdes i förhand i svepelektronmikroskop (SEM) med katodluminiscens (CL) och *backscattered electron imaging* (BSE). I CL kunde komplexa kärnor och tydliga tillväxtzoner urskiljas i zirkonkristallerna som har olika dateringar och Th/U. Viktade medelvärden för konkordanta data ger $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1598 \pm 6,6$ Ma (MSWD = 0,89) för magmatiskt zonerade kärnor med Th/U > 0,2 respektive 1002 ± 9 Ma (MSWD = 0,09) för tillväxtzoner och enskilda korn från leucosom. Den yngre populationen har Th/U < 0,01 och antas ha ett metamorft ursprung. Den äldre populationen tolkas som protolitens magmatiska kristallisationsålder och den yngre populationen som åldern på migmatitbildning i samband med den Svekonorvegiska orogenesisen. Ett par zirkoner ger dateringar upp mot 1700 Ma, vilket kan utgöra ärvda komponenter.

Nyckelord: Svekonorvegiska orogenesisen, Idefjordenterrängen, U-Pb, Migmatit, Zirkon, LA-ICP-MS

Handledare: Anders Scherstén

Ämnesinriktning: Berggrundsgeologi

Mimmi Ingered, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige.

E-post: mimmi.ingered@gmail.com

U-Pb zircon dating of migmatitic gneiss in the Delsjö area, Idefjorden terrane

MIMMI INGERED

Ingered, M., 2017: U-Pb zircon dating of migmatitic gneiss in the Delsjö area, Idefjorden terrane. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 512, 35 pp. 15 hp (15 ECTS credits).

Abstract: During the Sveconorwegian orogenesis, parts of southwestern Sweden was recrystallized and formed metamorphic migmatites. In the Idefjorden terrane, west of the Mylonite zone, the migmatites have not been dated and since knowledge of the metamorphic processes in the area is lacking, the migmatites can provide better constraints of when metamorphism occurred. A migmatitic gneiss from the Delsjö area in eastern Gothenburg has been dated to investigate whether migmatite formation in the Idefjorden terrane is of Sveconorwegian age. U-Pb dating of zircon from the migmatite has been done with Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) after selecting points for analyses in scanning electron microscopy (SEM) with cathodoluminescence (CL) and backscattered electron imaging (BSE). In CL, complex cores and clear growth zones could be distinguished in the zircon crystals, which have different dates and Th/U ratios. Weighted mean values for concordant data yield $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1598 \pm 6.6$ Ma (MSWD = 0.89) for magmatically zoned cores with Th/U > 0.2 and 1002 ± 9 Ma (MSWD = 0.09) for rims as well as for individual grains from leucosome. The younger population zircon has Th/U < 0.01 and is interpreted to have a metamorphic origin. The old population is interpreted as the magmatic crystallization age of the protolith and the younger populations as the age of migmatization in conjunction with the Sveconorwegian orogenesis. A few zircons yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates of 1700 Ma and may represent inherited cores.

Keywords: Sveconorwegian orogen, Idefjorden terrane, U-Pb, Migmatite, Zircon, LA-ICP-MS

Supervisor: Anders Scher stén

Subject: Bedrock Geology

*Mimmi Ingered, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden.
E-mail: mimmi.ingered@gmail.com*

1 Introduktion

I slutet av Mesoproterozoikum (1600-1000 Ma) omkristalliserade stora delar av sydvästra Fennoskandia i den Svekonorvegiska orogenesisen, vilken utgör den Skandinaviska förlängningen av Grenville. Grenville (i Nordamerika) är en global orogen som bildades genom amalgamerande kontinentalplattor under tillväxten av superkontinenten Rodinia (Bingen et al. 2005; Li et al. 2008). Den Svekonorvegiska orogenen i sydvästra Skandinavien delas in i olika terränger som karaktäriseras av olika grad av metamorfos och/eller deformationsmönster. I den svenska delen utgörs den Svekonorvegiska orogenen av Idefjordenterrängen i väster och Östra Segmentet i öster, där Idefjordenterrängen huvudsakligen består av granitiska gnejser och granitoider (Åhäll & Connelly 2008). De metamorfa processerna i Idefjordenterrängen är generellt dåligt beskrivna, även om det är fastlagt att metamorf omkristallisation ägde rum mellan 1050 och 980 Ma, och att metamorfosgraden varierar mellan grönskiffer- och amfibolitfacies (Bingen et al. 2008b; Bingen et al. 2008a).

Migmatiter är bergarter som bildas genom partiell uppsmältning, huvudsakligen i samband med orogenes och kan ge viktig information om hur metamorfosen av ursprungsbergarten gått till. I denna studie undersöker jag en migmatitisk gnejs från östra Göteborg, där fältobservationer indikerar att migmatitbildningen skett i samband med den senaste deformationshändelsen av gnejsen. Min hypotes är att deformationen troligen är kopplad till den Svekonorvegiska orogenesen för cirka 1000 Ma sedan. Syftet med denna studie är att (1) datera migmatitbildningen med U-Pb-metoden på zirkon från migmatiten i Delsjöområdet, östra Göteborg samt att (2) göra en petrografisk beskrivning av bergarten.

2 Bakgrund

2.1 Regionalgeologi

2.1.1 Svekonorvegiska orogenen

Det Svekonorvegiska bältet är en orogen i den sydvästra delen av Fennoskandia och sträcker sig från södra Norge genom sydvästra Sverige och anses vara motsvarigheten till Grenville-orogenen i Nordamerika (Bingen et al. 2008b; Andersson et al. 1999). Det råder tvetydighet kring hur den Svekonorvegiska orogenen bildats, den klassiska teorin bygger på en kontinentkontinentkollision mellan Fennoskandia och en annan kontinent, möjligen Amazonia under Mesoproterozoikum (Brewer et al. 2002; Bingen et al. 2005; Bingen et al. 2008a). Den andra teorin är att den Svekonorvegiska orogenen är en subduktionsrelaterad akkretionsorogen (Slagstad et al. 2012; Roberts & Slagstad 2014). Orogenen delas in i fem enheter (Fig. 1), från öst till väst; Östra Segmentet, Idefjorden, Kongsberg, Bamble och Telemarkia (Bingen et al. 2005; Bingen et al. 2008b; Bingen et al. 2011).

2.1.2 Östra Segmentet

Östra Segmentet ligger mellan Mylonitzonen (MZ) i väst och den Svekonorvegiska Deformationszonen i öster (SFDZ) som angränsar till det Fennoskandiska

förländet (Wahlgren et al. 1994; Söderlund et al. 1999; Bingen et al. 2008a; Bingen et al. 2008b). Östra Segmentet består huvudsakligen av 1800-1640 Ma gnej-siga granitoider och segmentet är enligt Söderlund et al. (1999) parautoktont, det vill säga bildat av material som inte transporterats särskilt långt (Söderlund et al. 1999; Söderlund et al. 2002; Möller et al. 2007). Bergarterna som utgör Östra Segmentet kristalliserade i samband med kontinuerlig juvenil tillväxt av Fennoskandia mellan cirka 1800 och 1640 Ma men har inslag av omarbetade delar av Transskandinaviska magmatiska bältet (TIB) (Söderlund et al. 1999; Bingen et al. 2008a; Bingen et al. 2008b).

Östra Segmentet har påverkats av den Hallandiska orogenesen för 1470-1380 Ma sedan (Christoffel et al. 1999; Brander & Söderlund 2009; Roberts & Slagstad 2014; Ulmius et al. 2015). Denna händelse kallas också för *Hallandian-Danopolonian* av Roberts & Slagstad (2014) men i denna uppsats kommer den tidigare benämningen att användas. Den Hallandiska orogenesen karakteriseras av magmatism, regional metamorfos och migmatisering (Christoffel et al. 1999; Möller et al. 2007; Bingen et al. 2008a). Metamorfofen av Östra Segmentet är begränsad till södra halvan av terrängen och stora delar av Östra Segmentet har blivit omarbetade i den senare Svekonorvegiska orogenesen (Brander & Söderlund 2009; Ulmius et al. 2015). Kunskapen om den Hallandiska orogenesen är därför bristande.

2.1.3 Idefjordenterrängen

Idefjordenterrängen, väster om mylonitzonen, utgörs främst av 1660-1520 Ma kalk-alkalina plutoniska och vulkaniska granitiska gnejser och granitoider (Bingen et al. 2001; Åhäll & Connelly 2008). En teori är att Idefjordenterrängen bildades genom den Gotiska ack-

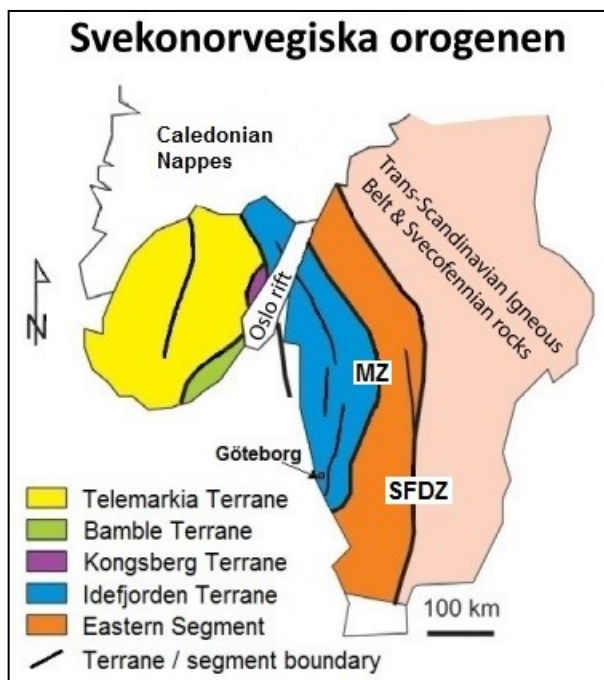


Fig. 1. Indelning av Svekonorvegiska orogenen. MZ = Mylonitzonen, SFDZ = Svekonorvegiska deformationszonen. Migmatiten har provtagits precis öster om Göta-Älv zonen, vilken illustreras av linjen öster om Göteborg. Modifierad efter Bingen et al. 2008b.

retionsorogenen 1660-1520 Ma sedan (Roberts & Slagstad 2014; Petersson et al. 2015). Det är dock inte fastlagt om Idefjordenterrängen och Östra Segmentet är relaterade till varandra eller om de bildats som två helt separata terrängar skilda av Mylonitzonen. Andersson et al. (2002) och Austin Hegardt (2010) menar att det inte finns några överlappande litologiska enheter mellan terrängerna och att de även skiljer sig strukturellt. Idefjordenterrängen kan därför ses som en exotisk terräng (Bingen et al. 2005). Åhäll & Connelly (2008) hävdar att terrängerna istället är autoktona och att både Östra Segmentet och Idefjordenterrängen ackreterats till Fennoskandia under flera faser mellan 1850 och 1520 Ma sedan. Detta stöd av zirkoner i Stora Le-Marstrand formationen med dateringar äldre än 1660 Ma, vilket korrelerar med bergarter i Östra Segmentet (Åhäll & Connelly 2008).

Det är fortfarande omdebatterat om den Hallandiska orogensen även påverkat Idefjordenterrängen. Inga tecken på regional metamorfos har påträffats i Idefjordenterrängen av denna ålder och endast en grupp diabasgångar vid Orust kan ge stöd åt Hallandisk orogensen. Diabasgångarna har daterats till 1457 ± 6 Ma av Åhäll & Connelly (1998). Brander & Söderlund (2009) daterade Jönköpings anorthositen i Östra Segmentet till 1455 ± 6 Ma och menar att då Hallandisk magmatism förekommer i båda terrängerna så borde Idefjordenterrängen ha ackreterats till Fennoskandia innan den Hallandiska orogensen inträffade.

2.1.4 Bamble- och Kongsberg terrängerna
Bamble och Kongsberg består av 1570-1460 Ma kalkalkalina plutoniska bergarter och bildar två kilar som

ligger ovanpå Telemarkia terrängen (Andersson et al. 1996; Knudsen et al. 1997; Andersen et al. 2004). Hur Bamble och Kongsberg formats är omdebatterat men Bingen et al. (2008b) spekulerar att terrängerna bildats under tidig Svekonorvegisk orogensen (1140-1080 Ma), genom kollision av Idefjorden och Telemarkia.

2.1.5 Telemarkia terrängen
Den femte enheten Telemarkia karakteriseras av kontinental tillväxt mellan 1520 och 1480 Ma sedan, och består av vulkaniska och plutoniska bergarter (Bingen et al. 2001; Bingen et al. 2008a). Bingen et al. (2005) presenterar två alternativa och möjliga modeller för hur Telemarkia terrängen kan ha bildats. Antingen är Telemarkia en allohton terräng som tillhört en exotisk kontinent och ackreterats till Fennoskandia under tidig Svekonorvegisk orogensen, eller så är Telemarkia en autokton terräng, d.v.s. en inhemsk del av Fennoskandia (Fig. 12; Bingen et al. 2005; Roberts & Slagstad 2014).

2.1.6 Metamorfos i fyra faser
Den Svekonorvegiska orogensen delas upp i fyra faser vilka fått sina namn efter de områden som väl representerar fasen (Fig. 2). Den inledande fasen Arendal ägde rum för 1140 till 1080 Ma sedan till följd av en kollision mellan Idefjorden och Telemarkia (Bingen et al. 2008b). Interaktionen mellan dessa gav troligen upphov till Bamble och Kongsberg terrängerna då de innehåller litologiska enheter från både Idefjorden och Telemarkia (Andersson et al. 1996). Arendal-fasen karakteriseras av granulitfacies-förhållanden där granuliter bildats lokalt i både Bamble- och Kongsberg

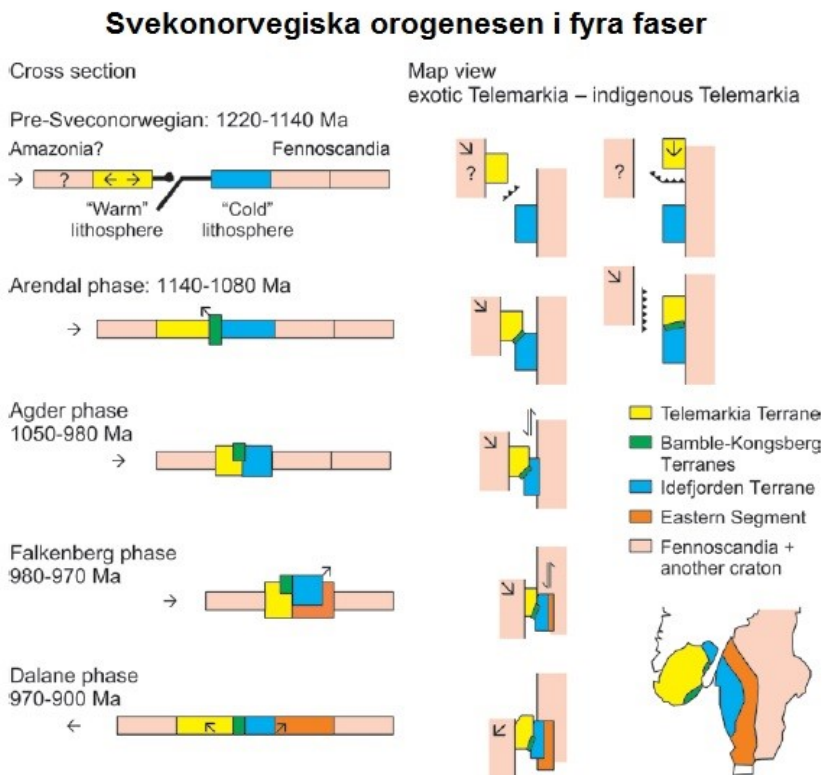


Fig. 2. Principiell modell av de fyra faserna av metamorfos för den Svekonorvegiska orogensen. Visas i tvärsnitt till vänster och kartvy till höger. Modifierad efter Bingen et al. 2008b.

terrängerna (Bingen et al. 2008b).

Den huvudsakliga Svekonorvegiska metamorfosen, kallad Agder fasen, inleddes 1050 Ma och sträckte sig till 980 Ma. Agder fasen är troligen resultatet av en kontinent-kontinent kollision mellan Fennoskandia och en annan kontinent där Idefjorden blev begrävd till ett djup av minst 35 km (Bingen et al. 2008b). Övre amfibolitfacies till granulitfacies dominerar under Agder-fasen och omfattande deformation påverkade både Telemarkia och Idefjorden (Bingen et al. 2008b; Bogdanova et al. 2008). Snart efter Telemarkia-terrängen trycktes ihop vid 1035 Ma, lyftes Idefjorden upp vilket betyder att Idefjorden exponerades under konvergenta förhållanden (Bingen et al. 2008b).

De yngre åldrarna för granulit- till eklogitfaciesmetamorfos och migmatisering från cirka 990 till 970 Ma i Östra Segmentet antyder att imbrikationen av jordskorpan propagerade österut (Andersson et al. 2002; Bingen et al. 2006; Bingen et al. 2008b; Möller et al. 2015). Denna fas kallas Falkenbergfasen och fragment av eklogit i Östra Segmentet tyder på att sydvästra Fennoskandia begravdes till ett djup av minst 50 km (Bingen et al. 2008b; Möller et al. 2015). Inga tydliga

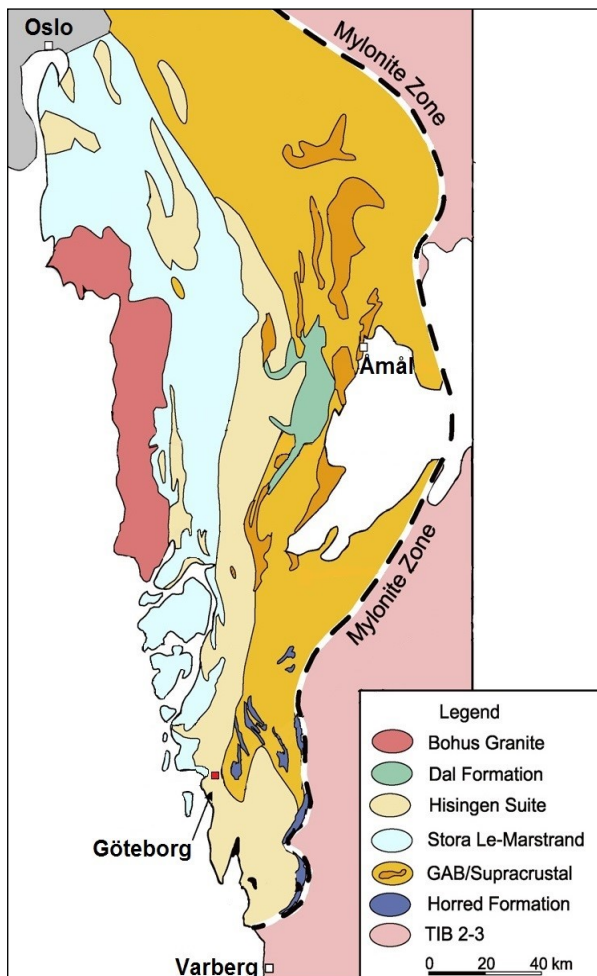


Fig. 3. Indelning av Idefjordenterrängen. Migmatiten provtogs precis öster om Göteborg i övergången mellan Göteborg-Åmål-bältet (GAB) och Horred formationen. Göta Älv zonen utgör södra gränsen mellan Hisingssviten och Göteborg-Åmål-bältet (GAB). Modifierad efter Åhäll & Connelly 2008.

bevis på Svekonorvegisk metamorfos äldre än 988 Ma har hittats i Östra Segmentet (Möller et al. 2015).

För 970-900 Ma sedan dominerar det Svekonorvegiska bältet av gravitationell kollaps och relaxation till följd av extension. Fasen kallas Dalane och karakteriseras av omfattande magmatism och formation av domkomplex när sydvästra Fennoskandia långsamt började lyftas upp och svalna av (Bingen et al. 2006; Bingen et al. 2008b; Bogdanova et al. 2008).

2.1.7 Indelning av Idefjordenterrängen

Idefjorden delas in i sex sektioner (Fig. 3); Bohusgraniten, Dal formationen, Hisingssviten Stora Le-Marstrand, Göteborg-Åmål-bältet och Horred formationen. Dessa avgränsas av Mylonitzonen i öster och Oslosänkan i nordväst. Den äldsta sektionen är Horred formationen som består av cirka 1660 Ma felsiska och mafiska vulkaniska bergarter. Göteborg-Åmål-bältet utgörs av 1630-1590 Ma vulkaniska och sedimentära bergarter (Åhäll & Connelly 2008). Metasedimentära bergarter och basiska vulkaniska bergarter (ca 1600 Ma) bildar Stora Le-Marstrand väster om Göta Älv zonen (Fig. 1; Åhäll & Connelly 1998; Åhäll & Connelly 2008). Hisingssviten (1588-1522 Ma) består både av mafiska och av felsiska bergarter men utgör främst granitoider som intruderat Stora Le-Marstrand i väster och Horredformationen samt Göteborg-Åmål-bältet i öster (Åhäll & Connelly 2008). Dal formationen (1150 Ma) har bildats under tidigt Svekonorvegisk tid och den post-Svekonorvegiska Bohusgraniten intruderade Stora Le-Marstrand cirka 920 Ma (Eliasson & Schöberg 1991; Åhäll & Connelly 1998). De äldre enheterna har ackreterats till Fennoskandia som en kontinental öbåge i en subduktionsrelaterad miljö (Åhäll & Connelly 2008).

2.1.8 Sydöstra Göteborg

Öster om centrala Göteborg (Fig. 4) ligger Delsjöområdet där en migmatitisk gnejs har provtagits (Fig. 5). Naturområdet domineras av deformerade bergarter som växelverkar i NNW-SSO-lig riktning och tillhör Göteborg-Åmål-bältet (Fig. 3). Bergarterna har en generell stupningsriktning mot öster och utgörs främst av gnejs och ögongnejs med mindre områden av gnej-sig granit, granodiorit, amfibolit samt pegmatit (Samuelsson 1978). I gnejsen och granodioriten finns det rikligt med uppsmält material som Samuelsson (1978) kallar för ådergnejs.

2.2 Migmatit

Migmatiter kan uppvisa många olika former som beror av ursprungsbergartens egenskaper, temperatur, deformationsgrad och inte minst tid (Sawyer 2008). Migmatit kommer från det grekiska ordet *migma* som betyder "mixing" eller blandning och är en bergart som bildas vid regional metamorfos av en ursprungsbergart, även kallad protolit (Sawyer 2008; protolit, migma; Klein & Philpotts 2013). Migmatiten bildas vid intermediär till hög grad av metamorfos och består av minst två petrografiskt skilda delar varav en måste ha bildats genom partiell uppsmältning. Smältan kan segregera till ljusare partier som är kvarts- och fältspatsrika och mörkare partier av mafiska mineral som biotit, hornblende och pyroxen (Sawyer 2008). I denna uppsats kommer terminologin av Sawyer (2008) användas där migmatiter delas in i följande (Fig. 6):



Fig. 4. Karta över Delsjöområdet som ligger sydost om centrala Göteborg. ASSE 16-01, cirka 1 km norr om Stora Delsjön, markerar var den migmatitiska gnejsen har provtagits. Notera de nord-sydliga strukturerna i landskapet vilket utgörs av bergsryggar (Kartdata @ 2017 Google Earth).



Fig. 5. Fotografi av den provtagna migmatitiska gnejsen. Finkornigt melanosom utgör de mörkare delarna och grovkornigt leucosom de ljusa ådrorna. Foto av Mimmi Ingered.

- *Paleosom*: den del av migmatiten som inte blivit uppsmält och där protolitens struktur och textur är bevarad.
- *Neosom*: nybildning eller omvandling av protolit genom partiell uppsmältning, kan ha segregerat från restidelen.
- *Residuum*: den fasta delen av neosomet som segregerat från smältfraktionen, kan uppvisa viss indikation på partiell uppsmältning. Kan domineras både av ljusa och mörka mineral.
- *Melanosom*: de mörkare partierna av neosomet som generellt ej blivit uppsmält (residuum), främst av biotit, hornblende, pyroxen och olivin.
- *Leucosom*: De ljusare partierna av neosomet som blivit uppsmält, domineras av kvarts och fältspat. Runt leucosomet i migmatiter finns ofta en kant som skiljer sig från ursprungsbergarten med avseende på komposition, mineralogi och textur. Denna kant är varken del av paleosom eller residuum utan kallas för *selvedge*. Selvedges kan bestå av både mörka och ljusa mineral men det vanligaste är en tunn biotitkant som då kallas för en mafisk selvedge (Sawyer 2008).

3 Metod

3.1 Förberedelse och extraktion av zirkon

Studien baseras på ett bergartsprov taget cirka en kilometer norr om Stora Delsjön i östra Göteborg (Fig. 4 och 5). Provet sågades itu till mindre delprov av melanosom, selvedge och två olika leucosom (Fig. 7 och 8). Bitarna krossades sedan för hand med hammare på en stålplatta. Krossfragmenten maldes i ett malfat av kromstål och pulvret vaskades för att separera tungmineral i en petriskål. Magnetiska mineral avlägsnades med en handmagnet. 30-50 zirkoner handplockades från varje delprov. Zirkoner av olika storlek extraherades för att få en bra representation av data. Zirkonerna monterades på dubbelhäftande tejp och göts sedan in i epoxi. När epoxin härdats slipades den ned tills ett tvärsnitt genom zirkonerna uppnått. Ingjutningen slipades först med 10 μm sandpapper och polerades slutligen med 3 μm och 1 μm polerskiva med diamantpasta i syfte att skapa en jämn yta på zirkonerna. En

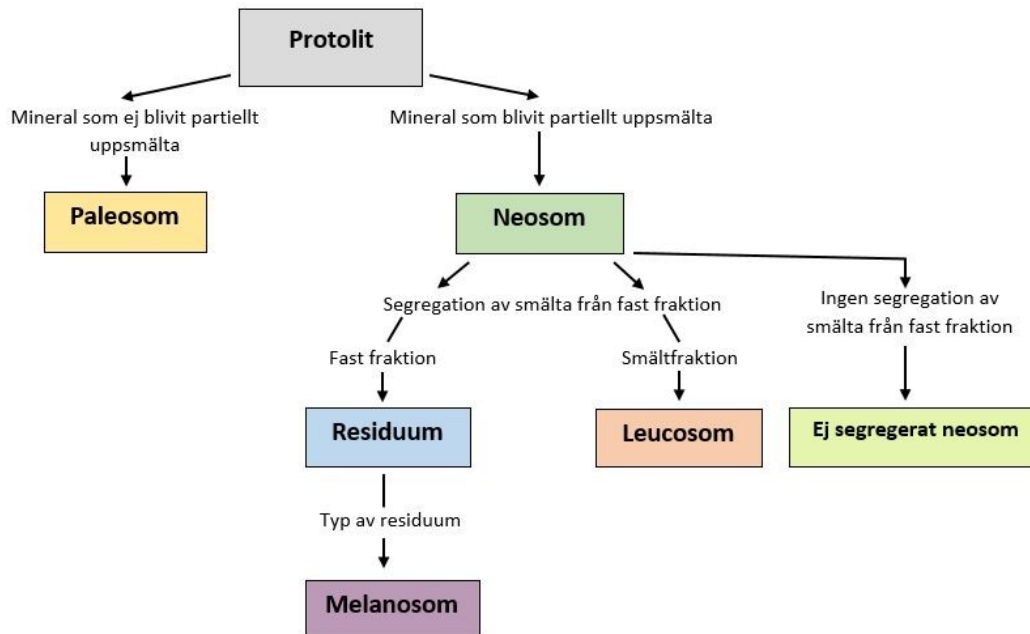


Fig. 6. Schematisk illustration av migmatiters uppbyggnad. Modifierad efter Sawyer 2008.

jämn yta är önskvärd för att ge en bra katodluminescensbild i svepelektronmikroskopet.

3.2 Petrografi

För petrografisk beskrivning av migmatiten har fem tunnslip från bergartsprovet tillverkats och analyserats i polarisationsmikroskop (Fig. 7 och 8). Mineralsammansättning, textur och struktur har dokumenterats.

3.3 Svepelektronmikroskop (SEM)

SvepelektronMikroskop (SEM) av modell TESCAN Mira3 vid Geologiska Institutionen, Lunds Universitet, användes för att identifiera och avbilda interna strukturer i zirkonkristallerna med avsikt att bestämma vilka domäner som skall dateras i det fortsatta analysarbetet. Fokus lades på kärnor och tillväxtzoner där sådana kunde urskiljas medan sprickor och inklusioner undveks. Den polerade epoxyngjutningen kolbelades först med en Cressington Carbon Coater 108Carbon/A och en bit koltejp monterades på provet innan analys för att förhindra att statisk elektricitet uppstod.



Fig. 7. Separat prov av leucosom B där tunnslip E tillverkats ifrån. Foto av Anders Scherstén.

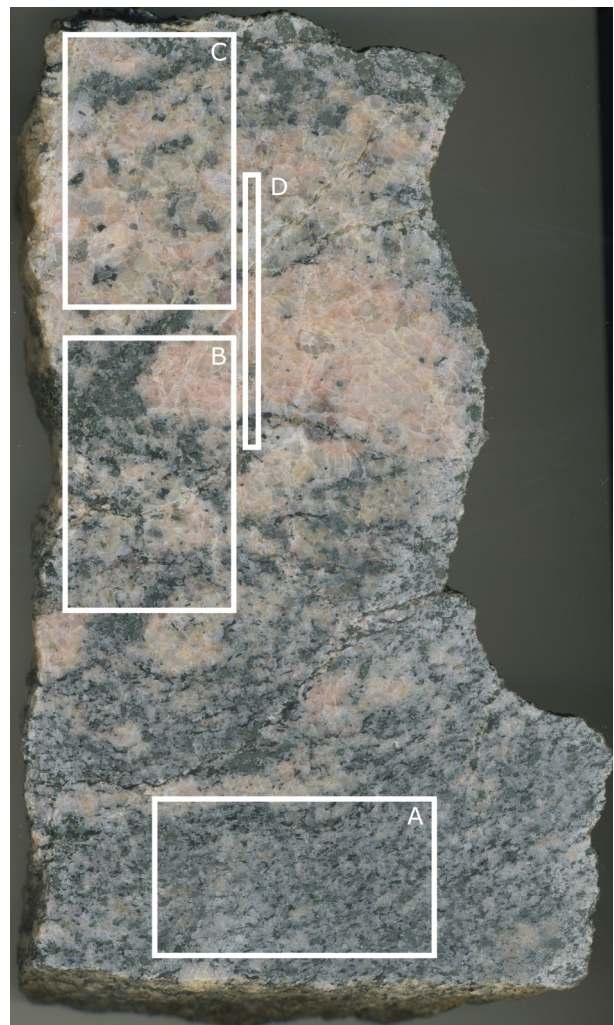


Fig. 8. Provt av migmatiten där delprov sågats ut och tunnslip tillverkats ifrån. A = melanosom, B = selvedge, C & D = leucosom. Foto av Anders Scherstén.

Backscattered electron imaging (BSE) och katodluminiscens (CL) är de två analystekniker som utfördes med svepelektronmikroskopet.

Vid BSE-analys reflekteras elektroner tillbaka från provet och tyngre element framstår ljusare än lättare element och därav framträder alltså en kontrast på grund av variationer i kemisk sammansättning av materialet (Egerton 2016; Petersson 2010). Vid CL-analys bestrålas provet med elektroner som i sin tur exciterar elektroner inom atomerna i provet. När de "faller" tillbaka till sitt normaltillstånd avges röntgenstrålar i form av ljus, där ljusintensiteten är en funktion av den kemiska sammansättningen i provet. Med CL kan interna strukturer som kärnor och tillväxtzoner urskiljas (Hanchar & Miller 1993; Egerton 2016). De inställningar som användes för analyserna var följande; accelerationsspänningen var 10 kV, strålintensiteten var 18 nA och arbetsavståndet 15 mm. Utifrån de erhållna bilderna tolkades texturella skillnader inom zirkonkristallerna med avseende på olika generationer av zirkon och eventuella omvandlingsprocesser.

3.4 Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)

Efter skottpunkter bestämts med svepelektronmikroskopet utfördes en LA-ICP-MS analys på zirkonerna för att göra en åldersbestämning. Laser ablations-systemet som användes vid Geologiska Institutionen på Lunds Universitet, var av modell Teledyne Photon Machines Analyte G2 och ICP-MS instrumentet av modell Bruker Aurora M90.

LA-ICP-MS är en kostnadseffektiv metod för datering med kort analysid. Instrumentet består av två delar, ett laser ablations-system och ett ICP-MS instrument (Schoene 2014; Olsson 2016). Ingjutningen placerades i en ablationscell tillsammans med referenzzirkoner. Lasern, med våglängden 193 nm, 10 Hz och 3.5 J/cm², finfördelade en del av provet. De pulveriserade partiklarna blandades med heliumgas samt mindre koncentrationer av argon-och kvävgas och transporterades vidare till ICP instrumentet. Plasman, bildad av en separat argongas med en temperatur upp mot 10 000°K, joniserade partiklarna. De joniserade partiklarna fördes sedan in i masspektrometern där isotoperna ²⁰²Hg, ²⁰⁴Hg, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th och ²³⁸U analyserades (Tabell 1 i Appendix för vidare inställningar).

Skottpunkter lades i kärnor och i tillväxtzoner, och analysområdena var 20 x 20 µm men där geometrin på skottpunkterna kunde varieras efter behov. Där det var lämpligt lades rektangulära skottpunkter, exempelvis i smala tillväxtzoner. Primär referenzzirkon GJ1 och sekundär referenzzirkon 91500 med kända åldrar användes för kalibrering respektive kvalitetskontroll under analysen.

3.5 U-Pb data

Datan från LA-ICP-MS analysen reducerades och filterades i programmet Iolite. En baslinjekorrigerig gjordes för att filtrera bort bakgrundsstrålning och bristfälliga data reducerades. Den bristfälliga datan utgjordes av de första sekunderna i en mätning samt de sista sekunderna där signalen klingar av. Datan behandlades sedan i Microsoft Office Excel 2003 med

tillägget Isoplot R (Vermeesch 2017) för att skapa U-Pb konkordia-diagram. Programmet Iqpet 2014 användes också för att göra histogram av åldersgrupperna samt diagram utav Th/U-kvoterna. Tera-Wasserburg konkordia-diagram har använts för att illustrera kvoterna mellan ²³⁸U/²⁰⁶Pb och ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb med ellipser som motsvarar 1σ standardfel. Om ellipserna överlappar med konkordia-kurvan är datan signifikant konkordant, d.v.s. åldrarna är rimliga. Om ellipsen däremot plottar utanför kurvan är datan signifikant diskordant. Diskordant data beror främst på blyförlust eller på en blandning av åldersdomäner (Schoene 2014). Ett mått på hur väl datan stämmer överens med den statistiska modellen kan beskrivas med Mean Square of Weighted Deviates (MSWD). MSWD värdet bör ligga nära eller vara lika med 1, då stämmer datan bra överens med modellen. Om MSWD >> 1 sprider sig datapunkterna för mycket och osäkerheten har underskattats. Det kan bero på analytiska fel men också på geologisk spridning orsakad av blyförlust och blandning av ålderspopulationer. Är MSWD värdet <<1 kan osäkerheten ha överskattats (Ludwig 2012; Schoene 2014).

4 Resultat

4.1 Petrografi

Tunnslip ASSE 16-01a A representerar melanosom, B representerar selvedge, C & D samt ASSE 16-01b E representerar leucosom (Fig. 8). Tunnslip E kommer från separat stuff av leucosom (Fig. 7).

Bergarten är en medel till- grovkornig migmatitisk gnejs som domineras av kvarts, alkali-fältspat, biotit, hornblände och muskovit tillsammans med plagioklas och sericit (Fig. 9). Accessoriska mineral är zirkon, apatit och titanit. Generellt är kvarts och alkali-fältspat anhedrala till subhedrala och alkali-fältspaterna har pertitisk textur. Plagioklas är subhedrala till anhedrala och har tydliga albit-tvillingar. Biotit och muskovit utgör euhedrala till anhedrala platta korn, dock är mus-

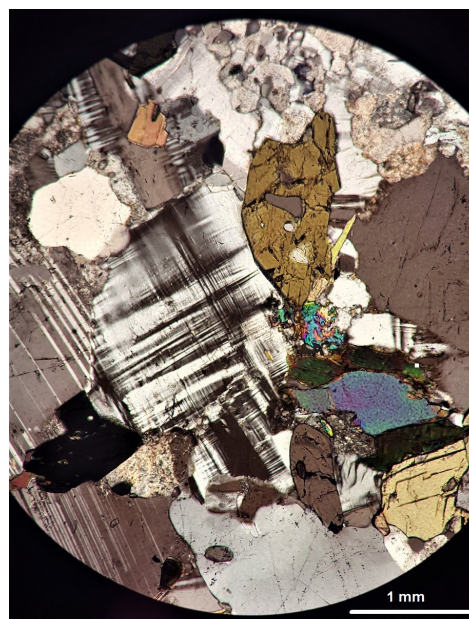


Fig. 9. Bild av selvedge (tunnslip B) i planpolariserat ljus, tagen med polarisationsmikroskop. Foto av Mimmi Ingered.

koviten troligen sekundärt bildad. Hornblände förekommer i olika storlek och kornen varierar i form från euhedraala till anhedraala. Zirkon i samtliga tunnslip är euhedraala till subhedraala.

Leucosomet är grovkornigt och domineras av stora, något uppspruckna, korn av kvarts, plagioklas och alkali-fältspat med mindre mängd mafiska mineral. Melanosomet är medelkornigt och domineras av biotit, som utgör en tydlig foliation, samt hornblände med mindre korn av felsiska mineral. I stoff kunde även granat och plagioklasomvandlad epidot hittas om än sällsynt.

4.2 Zirkonernas textur

4.2.1 ASSE 16-01a Melanosom

Zirkon i melanosomet är subhedraala till anhedraala, färglösa och spruckna längs c-axeln (Fig. 12; Fig. 20 i Appendix). De varierar i storlek från 50 till 150 μm och 5 till 20 μm stora inklusioner är vanligt förekommande. I CL kan distinkta kärnor urskiljas med komplexa strukturer. Kärnorna är CL-mörka med koncentrisk zonerings men ungefär hälften av kornen har oregelbunden zonerings och några korn saknar helt zonerings. En zirkon uppvisar sektor zonerings (korn 7 i Fig. 12). I BSE är zirkonerna homogena med undantag för CL-mörka kärnor som uppstår något ljusare i BSE. Zirkonerna har CL-ljusa <5 μm tunna oregelbundna kanter.

4.2.2 ASSE 16-01a Selvedge

Zirkonerna från selvedge provet är 50 till 150 μm långa, färglösa och delvis uppspruckna (Fig. 13; Fig. 21A, 21B och 21C i Appendix). Majoriteten är subprismatiska och inklusioner är vanligt förekommande. I CL syns komplexa koncentriskt zonerade kärnor men de flesta zonerings är oregelbundna eller otydliga. Ett par korn uppvisar sektor zonerings i CL men alla korn är relativt homogena i BSE. Kornen har CL-mörka överväxter av varierande tjocklek mellan 5 till 25 μm , främst lokaliserade i ändarna av kornen. Hälften av zirkonkristallerna har även en inre tunn CL-ljus kant som blivit avskuren av de CL-mörka överväxterna (korn 10 i Fig. 13).

4.2.3 ASSE 16-01a Leucosom A

I leucosom A är zirkonerna färglösa, anhedraala eller subprismatiska och delvis spruckna (Fig. 14; Fig. 22A och 22B i Appendix). De är 50 till 150 μm långa men de flesta är små och det finns inklusioner i dem som är 5 till 15 μm i diameter. Mycket få zirkoner uppvisar koncentrisk zonerings, de flesta korn har istället oregelbunden eller ingen zonerings, vare sig i BSE eller CL. Ett par zirkoner uppvisar sektor zonerings. Majoriteten av zirkonkristallerna har en inre CL-ljus tillväxtzon, av varierande tjocklek, runt kärnan och en yttre CL-mörk överväxt. De flesta kornen har tjocka (10 till 30 μm) CL-mörka överväxter men vissa korn har även CL-ljusa överväxter. Några få korn är homogena både i BSE och CL vilket kan tyda på zirkon med endast en generation.

4.2.4 ASSE 16-01b Leucosom B

Leucosom B innehåller färglösa zirkoner som är 80 till 200 μm långa och subprismatiska (Fig. 15; Fig. 23A

och 23B i Appendix). Kornen är något spruckna och innehåller små inklusioner, cirka 5 till 10 μm i diameter. I BSE är kornen huvudsakligen homogena. I CL kan man urskilja komplexa kärnor som har koncentrisk zonerings, men de flesta har en otydlig och oregelbunden zonerings eller så saknas zonerings helt. Ett fåtal zirkoner är dock sektor zonerade (korn 23 i Fig. 15). Kornen har både CL-mörka och CL-ljusa överväxter som varierar i tjocklek från 5 till 30 μm . Ett fåtal korn utgörs troligen bara av en generation av zirkon eftersom de är homogena i både BSE och CL.

4.3 U-Pb-Th data

4.3.1 Åldersgrupper

131 mätningar gjordes fördelat på 84 korn (Tabell 2 i Appendix). Av dessa 131 mätningar gav 31 skottpunkter signifikant konkordant data (Fig. 10). De första beräkningarna gav 36 konkordanta punkter och dessa finns med i figur 12, 13, 14 och 15. Endast de senare 31 mätningarna har använts för att beräkna viktade medelvärden. Analyserna av proverna ASSE 16.01a - melanosom, selvedge, leucosom A och leucosom B gav två huvudsakliga ålderspopulationer vid ca 1600 Ma och 1000 Ma (Fig. 10). Ett par konkordanta mätningar i leucosomet gav daterings som var signifikant äldre, ca 1700 Ma (spot 31 i Fig. 14; spot 43 och 73 i Fig. 15). Några diskordanta mätningar i samtliga prov gav även yngre daterings mellan 1350 och 1450 Ma (Tabell 2 i Appendix).

Daterings av melanosomet ligger koncentrerade vid 1600 Ma med undantag för ett par yngre datapunkter, 7 av totalt 15 mätningar gav signifikant konkordanta data och en punkt var reverst diskordant (Fig. 11 och 12). Mätningar från selvedge ligger främst vid 1600 Ma, men något färre punkter vid 1000 Ma samt ett par punkter däremellan. 12 av 41 punkter var signifikant konkordanta (Fig. 11 och 13). Leucosom A ger en stor spridning av daterings men koncentreras främst kring 1600 Ma och 1000 Ma. 10 mätningar utav 40 gav signifikant konkordant data (Fig. 11 och 14). Daterings av leucosom B ligger också vid 1600 Ma och 1000 Ma förutom några punkter emellan, endast 7 av 35 mätningar var signifikant konkordanta och två punkter var reverst diskordanta (Fig. 11 och 15). Det viktade medelvärdet av dateringarna beräknades endast på signifikant konkordanta mätningar och de diskordanta datan bortsågs ifrån (Fig. 16). Resultatet av $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringarna blev $1598 \pm 6,6 \text{ Ma} (\pm 2\sigma; \text{MSWD} = 0,89)$ respektive $1002 \pm 9 \text{ Ma} (\pm 2\sigma; \text{MSWD} = 0,09)$.

Histogrammen illustrerar $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ daterings och hur all data sprider sig respektive hur den konkordanta datan sprider sig (Fig. 17). Båda histogrammen visar distinkta pika vid 1000 Ma och 1600 Ma med undantag för ett par punkter vid 1700 Ma som utgörs av leucosom. Melanosom (blått) representeras endast i den äldre åldersgruppen medan leucosom (rött) och selvedge (grönt) både representeras i den äldre och den yngre åldersgruppen.

4.3.2 Th/U

Th/U skiljer sig mellan den äldre åldersdomänen och den yngre (Fig. 18; Tabell 2 i Appendix). Utifrån alla datapunkter har den äldre gruppen, 1600 Ma, Th/U mellan 0,23 och 1,24. Konkordanta data för 1600 Ma-

generationen ger Th/U på 0,37 till 1,13. U halten för 1600 Ma är betydligt högre i selvedge provet än i de andra proverna, oftast > 1,0. I både selvedge och leucosom B finns zirkoner som uppvisar mycket höga U- och Th halter, ≥ 800 ppm för U och ≥ 300 ppm för Th. Dessa halter sammanfaller med zirkoner som alla har CL-mörka kärnor eller överväxter. (spot 13 i Fig. 12; spot 1 och 18 i Fig. 13; spot 28 i Fig. 14; spot 43 i Fig. 15). Två korn i leucosom A från 1600 Ma domänen hade lägre kvoter Th/U; 0,049 respektive 0,095 och dessa korn hade båda CL-ljusa överväxter (spot 25 och 49 i Fig. 14). Th/U för den yngre generationen, 1000 Ma, ligger mellan 0,001 - 0,009 och är densamma för enbart signifikant konkordant data. Kvoten är alltså lägre för den yngre ålderspopulationen och Th halterna är generellt låga (< 4 ppm) och U halterna är höga (400 ppm).

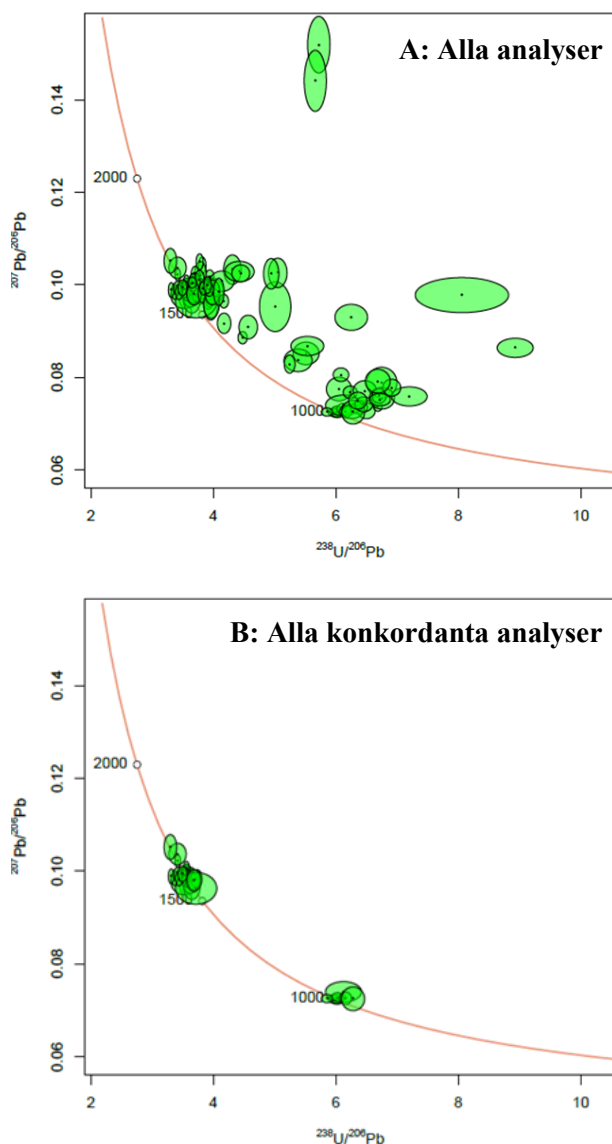


Fig. 10. Tera-Wasserburg konkordia-diagram baserat på LA-ICP-MS data. Ålder i Ma visas på konkordia-kurvan och gröna ellipser motsvarar 1σ standardfel. A: Visar alla 131 datapunkter. B: Visar endast signifikant konkordanta data. Datan sprider något mer bland de äldre kornen vid 1600 Ma med vissa kristaller som är upp till 1700 Ma.

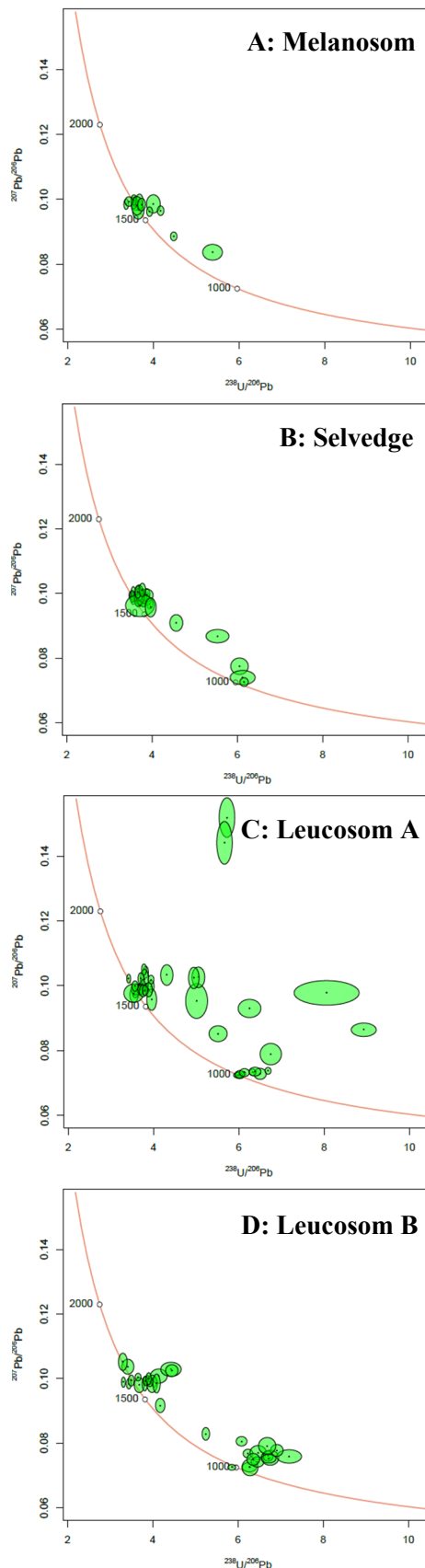


Fig. 11. Tera-Wasserburg konkordia-diagram baserat på LA-ICP-MS data. Ålder i Ma visas på konkordia-kurvan och gröna ellipser motsvarar 1σ standardfel. A: Alla datapunkter från melanosom. B: Alla datapunkter från selvedge. C: Alla datapunkter från leucosom A. D: Alla datapunkter från leucosom B.

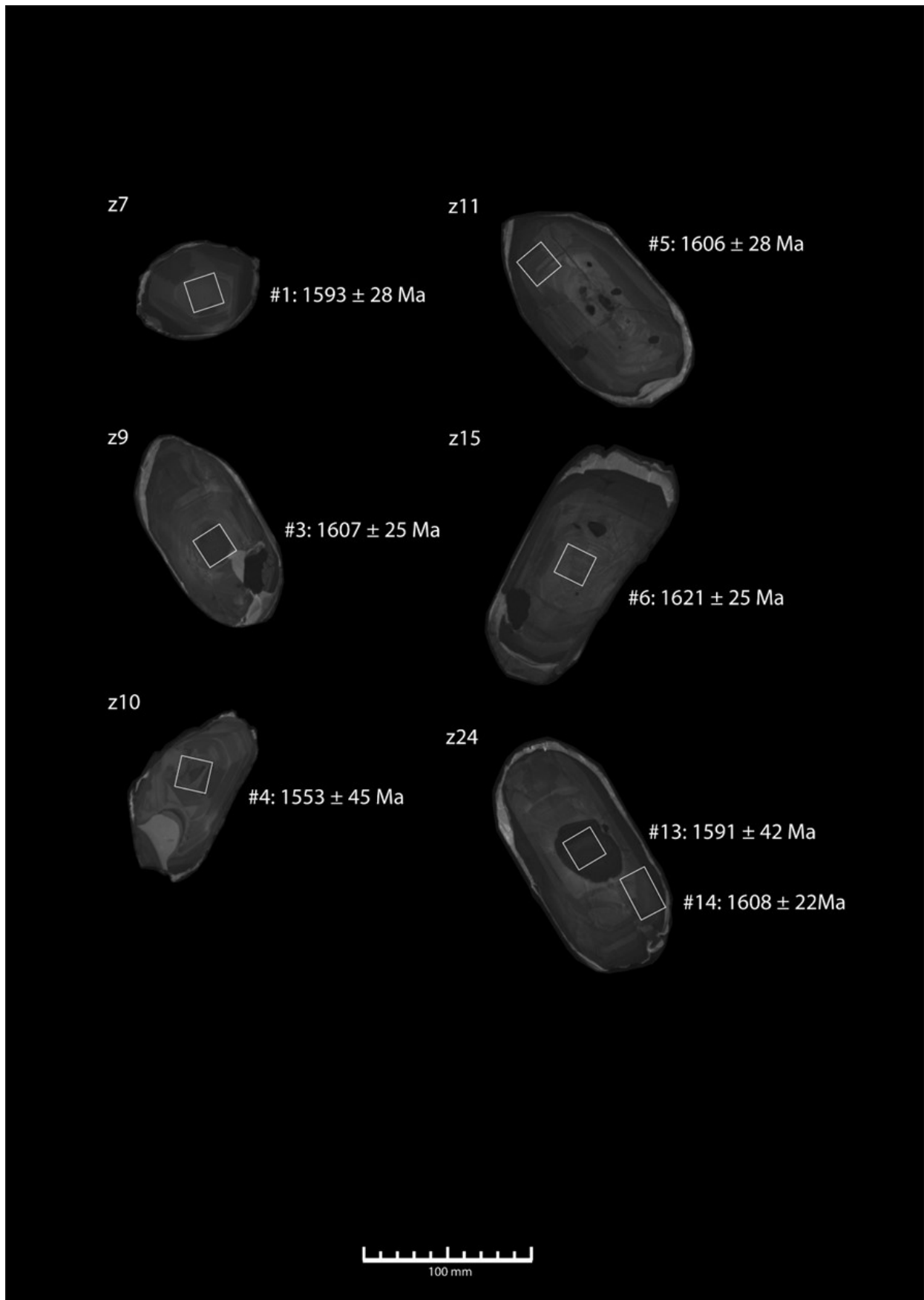


Fig. 12. CL-bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a melanosom med inritade skottpunkter som kvadrater och rektanglar. Visar endast zirkoner som gett signifikant konkordanta data. Vita kvadrater och rektanglar representerar den äldre domänen, 1600 Ma. Zirkonens nummer visas i övre vänster hörn på respektive korn. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringen visas efter numret på skottpunkten med 2σ standardfel.

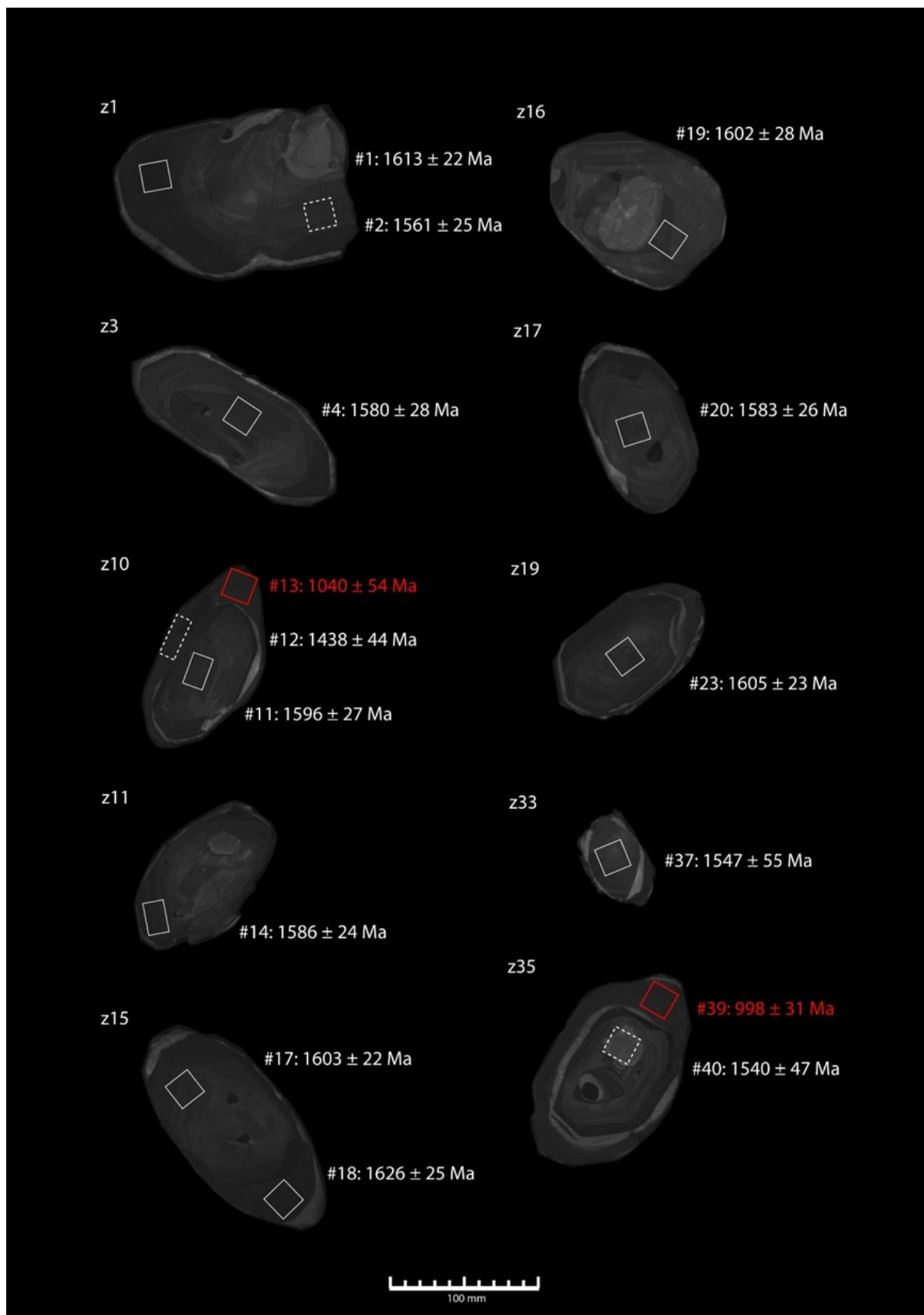


Fig. 13. CL-bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a selvedge med inritade skottpunkter som kvadrater och rektanglar. Visar endast zirkoner som gett signifikant konkordanta data vilket illustreras med heldragna linjer och diskordanta mätningar visas med streckade linjer. Vita kvadrater och rektanglar representerar den äldre domänen, 1600 Ma, och röda representerar den yngre 1000 Ma. Zirkonens nummer visas i övre vänster hörn på respektive korn. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringen visas efter numret på skottpunkten, med 2σ standardfel.

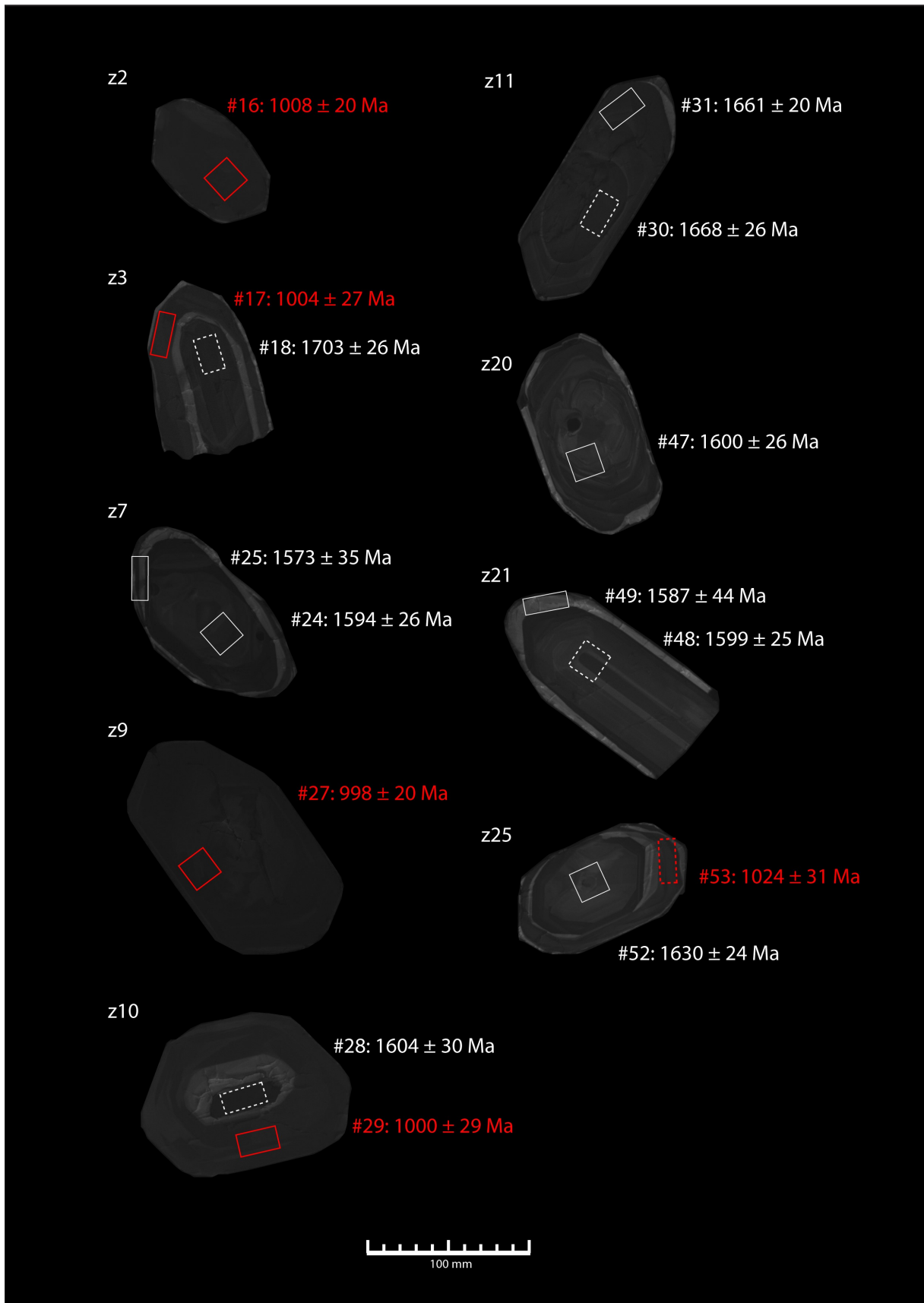


Fig. 14. CL-bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a leucosom A med inritade skottpunkter som kvadrater och rektanglar. Visar endast zirkoner som gett signifikant konkordanta data vilket illustreras med heldragna linjer och diskordanta mätningar visas med streckade linjer. Vita kvadrater och rektanglar representerar den äldre domänen, 1600 Ma, och röda representerar den yngre 1000 Ma. Zirkonens nummer visas i övre vänster hörn på respektive korn. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringen visas efter numret på skottpunkten med 2σ standardfel.

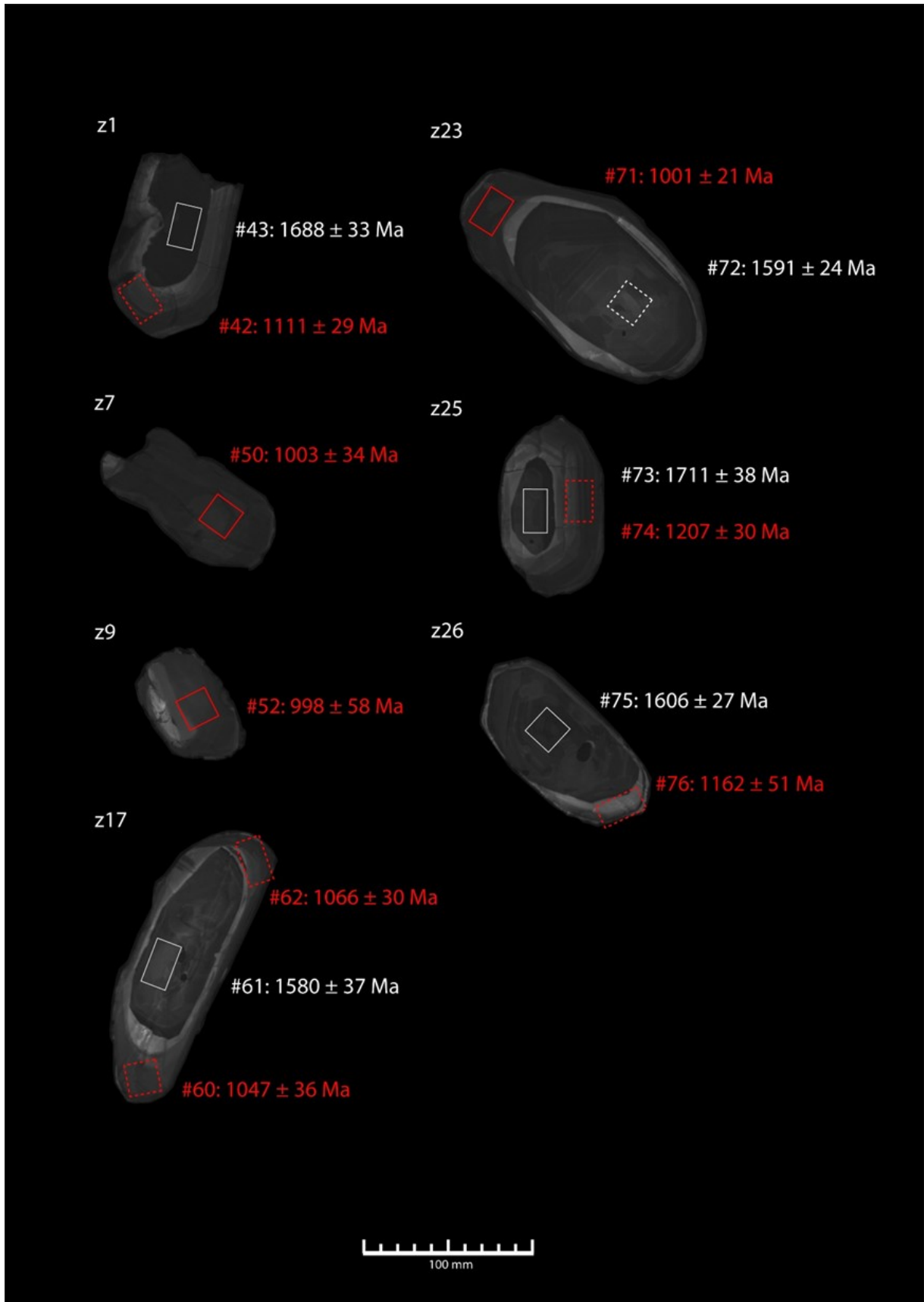
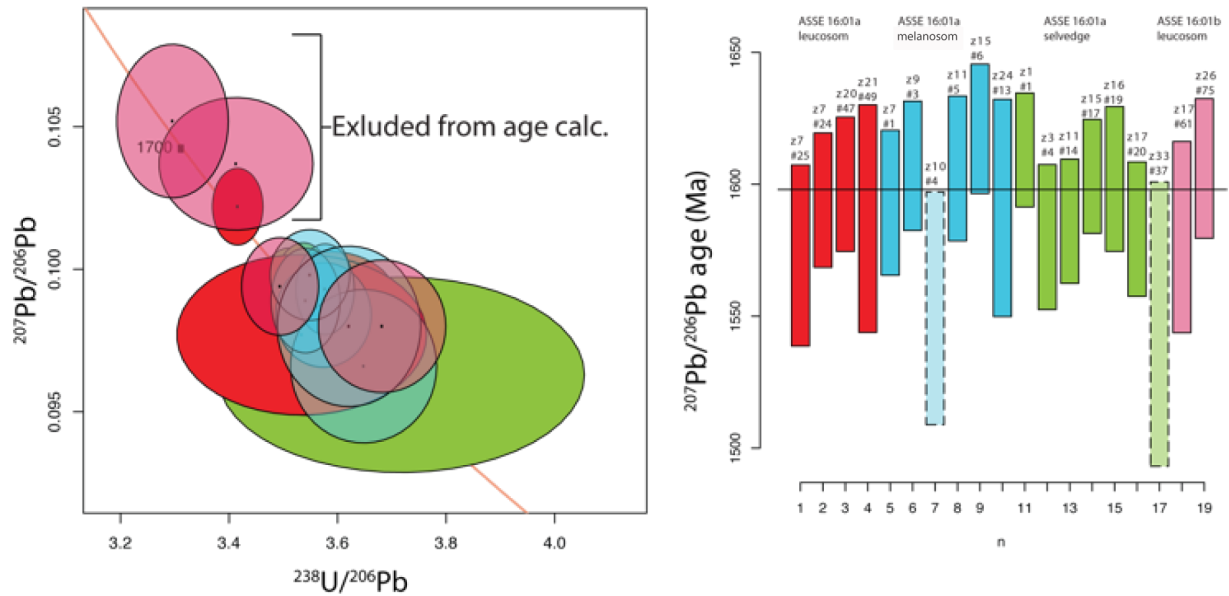


Fig. 15. CL-bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01b leucosom B med irriterade skottpunkter som kvadrater och rektanglar. Visar endast zirkoner som gett signifikant konkordanta data vilket illustreras med heldragna linjer och diskordanta mätningar visas med streckade linjer. Vita kvadrater och rektanglar representerar den äldre domänen, 1600 Ma, och röda representerar den yngre 1000 Ma. Zirkonens nummer visas i övre vänster hörn på respektive korn. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringen visas efter numret på skottpunkten med 2σ standardfel.

ASSE 16:01 a + b old zircon population: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mean age = 1598 ± 6.6 Ma (2σ ; MSWD = 0.89)



ASSE 16:01 a + b young zircon population: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mean age = 1002 ± 9 Ma (2σ ; MSWD = 0.09)

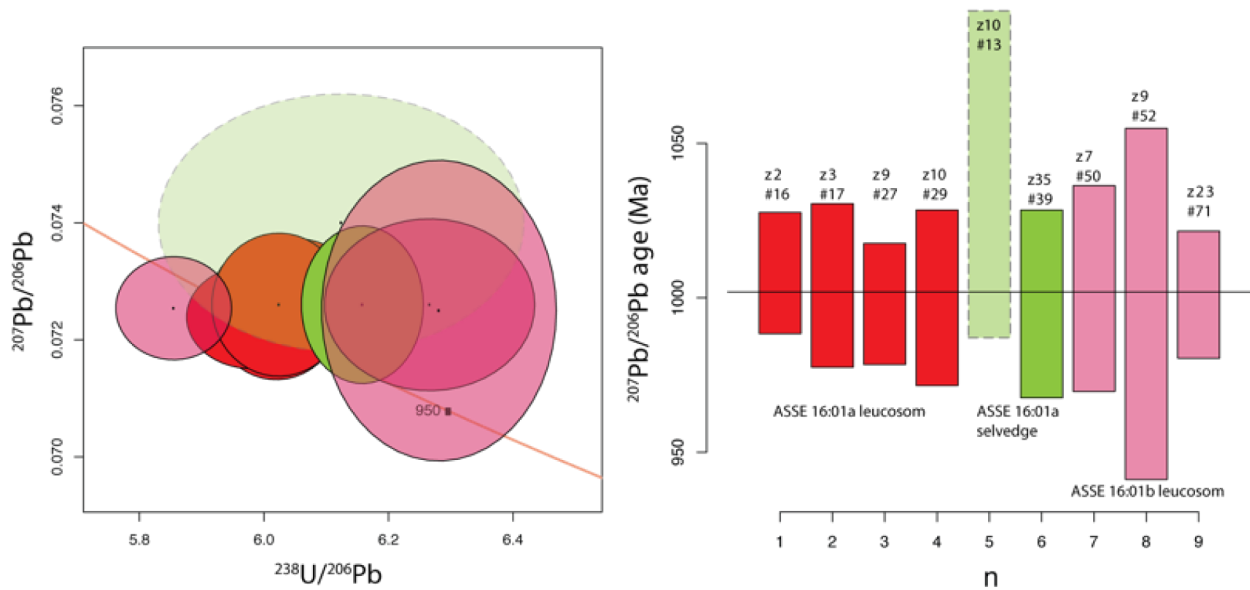


Fig. 16. Viktade medelvärden av signifikant konkordanta data för de två ålderspopulationerna, 1600 Ma (överst) och 1000 Ma (underst), beräknade utifrån $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringar. Tera-Wasserburg konkordia-diagram visas i vänster kolumn där ellipserna motsvarar 1σ standardfel. Stapeldiagram av medelvärden med 2σ standardfel visas i höger kolumn där antal datapunkter visas nederst (n). Röda staplar och ellipser representerar leucosom A, rosa representerar leucosom B, gröna representerar selvedge, och blå representerar melanosom. 1700 Ma dateringarna har uteslutits från beräkningen av det viktade medelvärdet. De streckade ellipserna och staplarna illustrerar datapunkter som ligger på gränsen mellan signifikant konkordant och signifikant diskordant mätning.

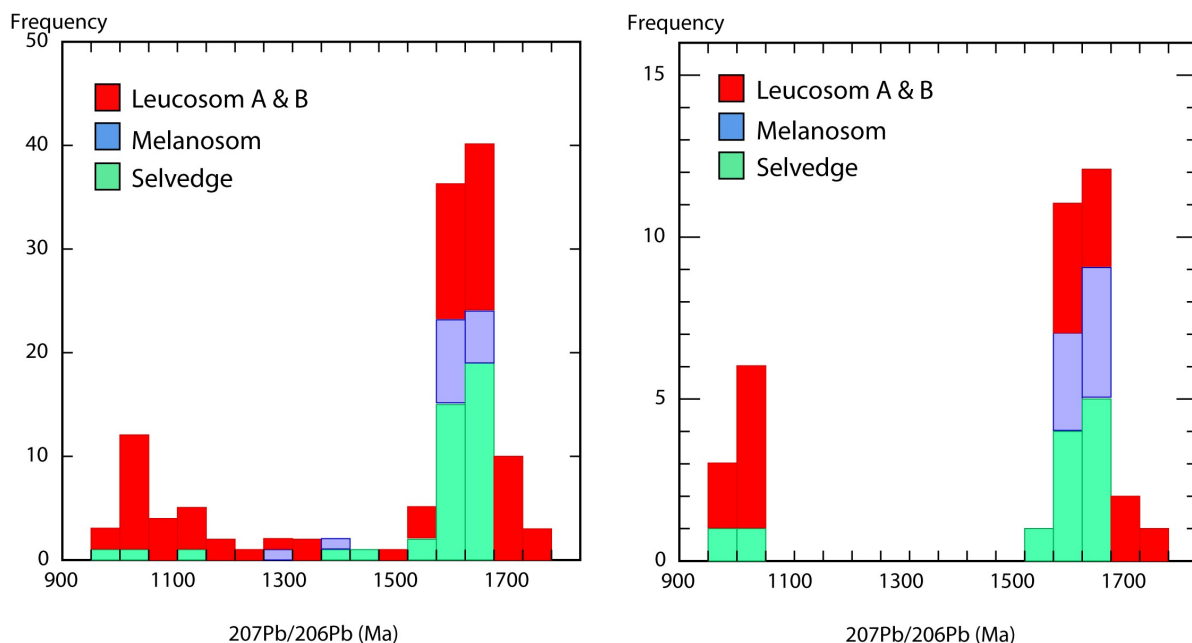


Fig. 17. Histogram över $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringar som visar åldersfördelningen för alla data till vänster och för endast signifikant konkordanta data till höger. Båda histogram har distinkta toppar vid 1000 Ma och 1600 Ma.

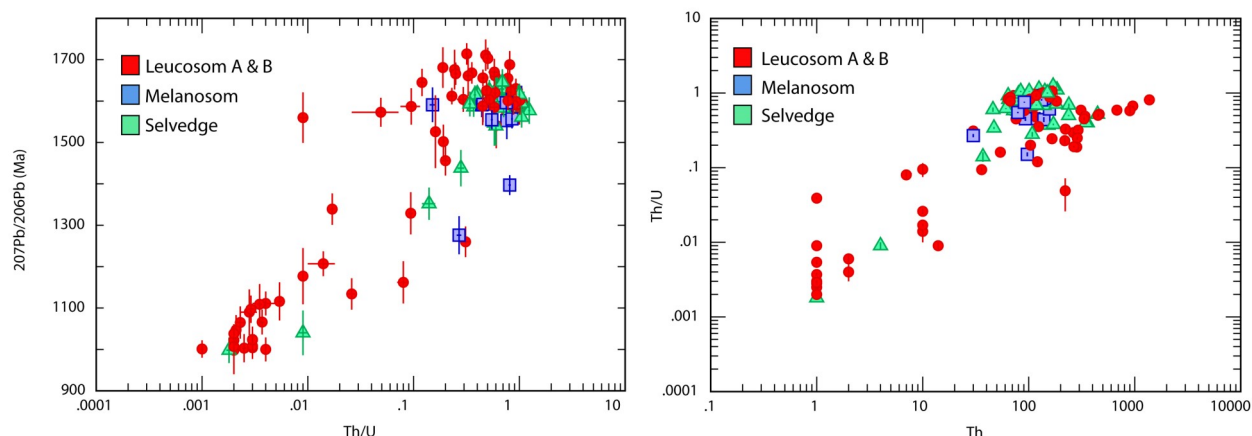


Fig. 18. Diagram över Th/U i förhållande till $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dateringar (vänster) respektive Th-halt i ppm (höger). Två huvudsakliga populationer kan noteras i båda diagram.

5 Diskussion

5.1 Geometri av skottpunkter

I denna studie användes ett LA-ICP-MS instrument där geometrin av skottpunkterna kunde varieras efter behov, vilket gör det möjligt att analysera tunna tillväxtzoner och kärnor på zirkon med maximerad analysyta för bättre precision. Trots att många analyser är diskordanta erhöles tillräckligt många konkordanta data för att kunna dra slutsatsen att rektangulära skottpunkter ger tillförlitliga dateringar. Skottpunkters geometri har alltså ingen märkbar påverkan på resultatet av dateringar.

5.2 Petrografisk tolkning

Tunnslipen var alla relativt lika mineralogiskt men melanosom och selvedge innehöll signifikant mer mafiska mineral än leucosom. Leucosomet är grovkor-

nigt och domineras av kalifältspat, kvarts och plagioklas. Till skillnad från melanosom och selvedge var de felsiska mineralen i leucosomet kraftigt spruckna vilket kan vara ett tecken på deformation. Muskovit återfanns i alla prover och då muskovit i regel inte bildas primärt tillsammans med biotit och hornblände har det troligen bildats sekundärt, vilket stöds av att muskovit skär biotit och hornblände. Muskovit utgör också anhedrala mindre korn som kan indikera att det bildats senare. Eventuellt har muskoviten tillkommit i samband med att migmatiten bildades men det finns inga säkra bevis för att så är fallet. Fler zirkoner finns representerade i leucosom än i melanosom och selvedge, vilket kan indikera att vi har nybildning av zirkonkristaller i leucosomet som resulterar i en större population. Inga uppenbara tecken på in situ bildning av leucosom i form av partiell uppsmältning har hittats i tunnslipen.

5.3 Tolkning av zirkonernas textur

I melanosomet är majoriteten av kornen koncentriskt zonerade vilket är en typisk primärt magmatisk struktur (Hanchar & Miller 1993). De korn som har en äldre kärna och yngre överväxt, i leucosom och selvedge, har sannolikt omkristalliserats vid metamorfos. Tillväxtzonerna skär även av äldre strukturer och kärnor på vissa korn (korn 10 i Fig. 13; korn 23 i Fig. 15). Korn med två åldersdomäner domineras av ottydligt zonerade eller ozonerade kärnor med CL-ljusa eller CL-mörka överväxter. Watson & Liang (1995) menar att zirkon som utsatts för metamorfos sällan har kärnor med koncentrisk zonerad utan istället uppvisar sektor zonerad, vilket en del av zirkonerna i leucosom och selvedge gör. Zirkoner som endast verkar bestå av den yngre åldersdomänen 1000 Ma kan vara nybildade under migmatitbildning under den Svekonorvegiska orogenesisen (korn 2 och 9 i Fig. 14; korn 7 och 9 i Fig. 15).

Th/U förhållanden $> 0,2$ är karakteristiskt för primärt magmatiskt bildad zirkon (Söderlund et al. 2002). Th/U för den äldre ålderspopulationen har alla Th/U $> 0,2$ och dessa zirkoner tolkas därför som magmatiska. Metamorf zirkon har generellt Th/U kvoter $< 0,01$ (Ahlin et al. 2006). Th/U för den yngre populationen var $\ll 0,01$ vilket sannolikt tyder på kristallisation i en metamorf miljö. Datapunkter med Th/U mellan 0,01 och 0,2 är signifikant diskordanta. CL-ljusa band i zirkonerna har hittats som skär de magmatiskt zonerade inre domänerna. Två analyser av CL-ljusa tillväxtzoner med Th/U = 0,049 respektive 0,095 är konkordanta med $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -dateringar om 1573 ± 35 Ma respektive 1587 ± 44 Ma. Låg Th/U i kombination med textuell diskordans mellan kärna och överväxt kan tyda på ett metamorft ursprung. Denna typ av zirkon skulle eventuellt kunna tillhöra en pre-Svekonorvegisk metamorf generation. Dateringarna är insignifikant yngre än dem i den äldre populationen trots de något lägre kvoterna Th/U, vilket förklaras av en låg uranhalt

5.4 Ålderspopulationer

5.4.1 Protolit

Den äldre populationen med konkordanta data ger ett viktat medelvärde för $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1598 \pm 6.6$ Ma (MSWD = 0,89, $n = 19$), och tolkas som protolitens magmatiska kristallisationsålder, då bergarterna i regionen domineras av 1660-1520 Ma granitiska gnejser och granitoider (Bingen et al. 2001; Åhäll & Connelly 2008). Tre korn ger konkordanta resultat som är signifikant äldre än huvudgruppen, med dateringar upp mot 1700 Ma. Då bergarterna i Idefjordenterrängen inte är äldre än 1660 Ma skulle dessa korn kunna utgöra ärvda komponenter eftersom de är likåldriga med gnejser i Östra Segmentet (Bingen et al. 2008b). Åhäll & Connelly (2008) har påträffat äldre zirkoner (> 1660 Ma) i Stora Le-Marstrand formationen i Idefjordenterrängen, vilket tillsammans med resultatet i denna studie kan ge stöd för att Idefjorden och Östra Segmentet har en gemensam pre-Svekonorvegisk historia (Åhäll & Connelly 2008).

5.4.2 Hallandisk ålder

Bevis för omfattande Hallandisk orogenes i Idefjor-

denterrängen saknas trots några diskordanta analyser som gav $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ datering på 1400-1450 Ma (Tabell 2 i Appendix; Åhäll & Connelly 1998). Hallandisk orogenes i Idefjordenterrängen skulle tala för att denna terräng ackreterats till Fennoskandia innan den Hallandiska orogenesisen inträffade (Brander & Söderlund 2009). Mylonitzonen skulle i detta fall sannolikt utgöra en Svekonorvegisk skjuvningszon istället för en pre-Svekonorvegisk sutur mellan Idefjordenterrängen och Östra Segmentet. En anledning till att det ännu inte finns säkra bevis på att Idefjordenterrängen påverkats av den Hallandiska orogenesisen kan vara att de äldre spåren av deformation överpräglats av den Svekonorvegiska orogenesisen.

5.4.3 Svekonorvegisk ålder

Det viktade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medelvärdet för den yngre populationen med konkordanta data är 1002 ± 9 Ma (MSWD = 0,09, $n = 9$), vilket sammanfaller med Svekonorvegisk orogenes (1050-980 Ma) i Idefjordenterrängen (Bingen et al. 2008b). Eklogiter i Östra Segmentet har daterats till 988 ± 6 Ma av Möller et al. (2015) vilket hittills är de äldsta tecknen på Svekonorvegisk metamorfos i Östra Segmentet. Mina resultat visar att Svekonorvegisk metamorfos är kraftig nog att ge upphov till migmatitbildning, samt att migmatitbildningen i Idefjordenterrängen statistiskt överlappar i ålder med höggradig metamorfos i Östra Segmentet. Då dateringarna på migmatiten i Idefjordenterrängen och eklogiten i Östra Segmentet överlappar kan det ge vidare underlag för att Idefjorden och Östra Segmentet har ett gemensamt ursprung.

5.5 Blyförlust och blandning av ålderspopulationer

100 av de 131 mätpunkterna gav signifikant diskordant data och plottade utanför konkordia-kurvan (Fig. 19). Den diskordanta datan kan bero på recent eller episodisk blyförlust, blandning av ålderspopulationer eller på kontamination av normalt bly. De ellipser som ligger på en horisontell linje ut från konkordia-kurvan har påverkats av recent blyförlust (Schoene 2014). Ett flertal dateringar har $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ kvoter motsvarande 1600 Ma respektive 1000 Ma, men med förhöjda $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ kvoter, vilket jag tolkar som recent blyförlust. Episodisk blyförlust på grund av metamorfos eller blandning av ålderdomäner ger upphov till ellipser som ligger på en sned linje mellan de huvudsakliga ålderdomänerna, de plottar alltså på en diskordia-kurva (Faure 2001; Schoene 2014). Ellipserna mellan 1000 Ma och 1600 Ma kan alltså ha påverkats av dessa två faktorer och det är mycket möjligt att dessa dateringar utgör en blandning av olika ålderdomäner från zirkonernas inre komplexa strukturer. Skottpunkter lades i smala överväxter och lasern kan alltså ha träffat den äldre domänen intill. Den sista faktorn som påverkar diskordansen är kontamination av normalt bly. Punkterna plottar då långt ovan resterande punkter och börjar närma sig y-axeln (Schoene 2014). De två ellipser från leucosom A som ligger på en linje ovan de andra punkterna är sannolikt kontaminerade av normalt bly. Punkterna karakteriseras av markant lägre halter av uran (< 300 ppm) i jämförelse med andra mätningar.

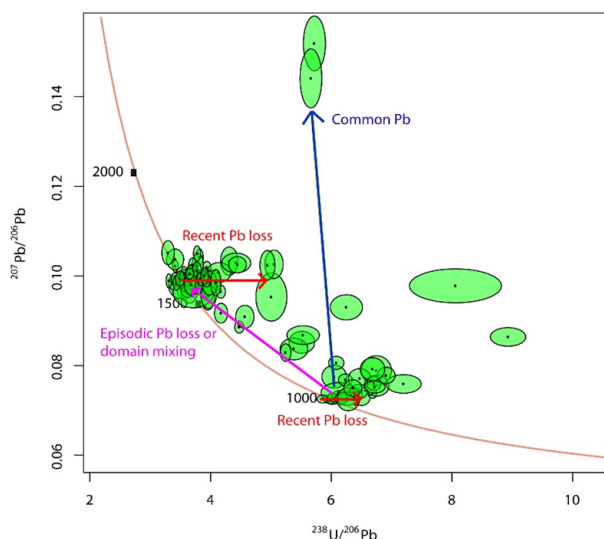


Fig. 19. Tera-Wasserburg konkordia-diagram över alla datapunkter som illustrerar orsaker till diskordanta data i form av recent eller episodisk blyförlust, blandning av ålderspopulationer samt kontamination av normalt bly. Ellipserna motsvarar 1σ standardfel.

6 Slutsatser

- U-Pb dateringar av zirkon visar att migmatitbildningen i sydöstra delen av Idefjordenterrängen är av Svekonorvegisk ålder (1002 ± 9 Ma).
- Kärnor som är ca 1700 Ma kan utgöra möjliga ärvda komponenter från Östra Segmentet och dessa kan indikera att Idefjordenterrängen och Östra Segmentet har en gemensam pre-Svekonorvegisk historia.
- Olika geometrier av skottpunkter har ingen märkbar påverkan på dateringar av zirkon.

7 Förslag på vidare undersökningar

- För att få vidare stöd för Svekonorvegisk migmatitbildning i Idefjordenterrängen bör fler migmatiter dateras i området och regionalt.
- Fortsatta studier bör utföras med LA-ICP-MS instrument med möjlighet att variera geometrin av skottpunkter för att ge ytterligare bevis på att geometrin inte påverkar resultatet av dateringarna.

8 Tackord

Jag vill tacka min handledare Anders Scherstén som varit till stor hjälp under denna studie. Tack till Thomas Næraa för hjälp med förberedelse av zirkon och LA-ICP-MS analys. Slutligen vill jag tacka mina studiekamrater Hanna Nilsson, Hanna Kervall och Lisa Christensson för deras stöd och livliga diskussioner.

9 Referenser

Ahlin, S., Austin Hegardt, E. & Cornell, D., 2006: Nature and stratigraphic position of the 1614 Ma Delsjön augen granite-gneiss in the Median Segment of south-west Sweden. *GFF* 128, 21-32.

- Andersen, T., Griffin, W.L., Jackson, S.E., Knudsen, T.-L. & Pearson, N.J., 2004: Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos* 73, 289-318.
- Andersson, M., Lie, J.E. & Huseby, E.S., 1996: Tectonic setting of post-orogenic granites within SW Fennoscandia based on deep seismic and gravity data. *Terra Nova* 8, 558-566.
- Andersson, J., Söderlund, U., Cornell, D., Johansson, L. & Möller, C., 1999: Sveconorwegian (- Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden, SW Baltic Shield: Constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion. *Precambrian Research* 98, 151-171.
- Andersson, J., Möller, C. & Johansson, L., 2002: Zircon geochronology of migmatite gneisses along the Mylonite Zone (S Sweden): A major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic Shield. *Precambrian Research* 114, 121-147.
- Austin Hegardt, E., 2010: Pressure, temperature and time constraints on tectonic models for southwestern Sweden. *Naturvetenskapliga fakulteten vid Göteborgs Universitet, doktorsavhandling A134*, 1-33.
- Bingen, B., Andersson, J., Söderlund, U. Möller, C., 2008a: The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes* 31, 29-34.
- Bingen, B., Belousova, E.A. & Griffin, W.L., 2011: Neoproterozoic recycling of the Sveconorwegian orogenic belt: detrital-zircon data from the Sparagmite basins in the Scandinavian Caledonides. *Precambrian Research* 189, 347-367.
- Bingen, B., Birkeland, A., Nordgulen, Ø. & Sigmond, E.M.O., 2001: Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. *Precambrian Research* 108, 293-318.
- Bingen, B., Nordgulen, Ø. & Viola, G., 2008b: A four-phase model of the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology* 88, 4-72.
- Bingen, B., Skår, Ø., Marker, M., Sigmond, E.M.O., Nordgulen, Ø., Ragnhildstveit, J., Mansfeld, J., Tucker, R.D. & Liégeois, J.P., 2005: Timing of continental building in the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology* 85, 87-116.
- Bingen, B., Stein, H.J., Bogaerts, M., Bolle, O. & Mansfeld, J., 2006: Molybdenite Re-Os dating constraints gravitational collapse of the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia. *Lithos* 87, 328-34.
- Bogdanova, S., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T., Kozlov, V., Puchkov, V. & Volozh, Y., 2008: The east european craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research* 160, 23-45.
- Brander, L. & Söderlund, U., 2009: Mesoproterozoic (1.47-1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U-Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S. Sweden. *International Journal of Earth Sciences* 98, 449-516.
- Brewer, T.S., Åhäll, K.I., Darbyshire, D.P.F. & Menuge, J.F., 2002: Geochemistry of late Mesoproterozoic volcanism in southwestern Scandinavia.

- via: implications for Sveconorwegian / Grenvillian plate tectonic models. *Journal of the Geological Society, London* 159, 129-144.
- Christoffel, C.A., Connelly, J.N. & Åhäll, K.-J., 1999: Timing and characterization of recurrent pre-Sveconorwegian metamorphism and deformation in the Varberg-Halmstad region of SW Sweden. *Precambrian Research* 98, 173-195.
- Egerton, R. F., 2016. *Physical principles of electron microscopy: an introduction to TEM, SEM, and AEM*. Springer. 202 s.
- Eliasson, T. & Schöberg, H., 1991: U-Pb dating of the post-kinematic Sveconorwegian (Grenvillian) Bohus granite, SW Sweden: evidence of restitic zircon. *Precambrian Research* 51, 337-350.
- Faure, G., 2001: *Origin of igneous rocks: the isotopic evidence*. Springer, Berlin. 496 s.
- Hanchar, J.M. & Miller, C.F., 1993: Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology* 110, 1-13.
- Klein, C. & Philpotts, A., 2013: *Earth materials: introduction to mineralogy and petrology*. Cambridge University Press, Cambridge. 536 s.
- Knudsen, T.-L., Andersen, T., Maijer, C. & Verschure, R.H. 1997: Trace-element characteristics and Pb isotopic evolution of metasediments and associated Proterozoic rocks from the amphibolite- to granulite-facies Bamble sector, southern Norway. *Chemical Geology* 143, 145-169.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. & Vernikovsky, V., 2008: Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research* 160, 179-210.
- Ludwig, K. R., 2012. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication* 5, 1-75.
- Möller, C., Andersson, J., Dyck, B. & Antal Lundin, I., 2015: Exhumation of an eclogite terrane as a hot migmatitic nappe, Sveconorwegian orogen. *Lithos* 226, 147-168.
- Möller, C., Andersson, J., Lundqvist, I. & Hellström, F., 2007: Linking deformation, migmatite formation and zircon U-Pb geochronology in polymetamorphic orthogneisses, Sveconorwegian Province, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 727-750.
- Olsson, A., 2016: Metamorphic record of monazite in aluminous migmatitic gneisses at Stensjöstrand, Sveconorwegian orogen. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, masterarbete*, 467, 1-43.
- Petersson, A. 2010: Zircon U-Pb, Hf and O isotope constraints on the growth versus recycling of continental crust in the Grenville orogen, Ohio, USA. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, masterarbete*, 265, 1-52.
- Petersson, A., Scherstén, A., Bingen, B., Gerdes, A. & Whitehouse, M.J., 2015: Mesoproterozoic continental growth: U-Pb-Hf-O zircon record in the Idefjorden Terrane, Sveconorwegian Orogen. *Precambrian Research* 261, 75-95.
- Roberts, N.M.W. & Slagstad, T., 2014: Continental growth and reworking on the edge of the Columbia and Rodinia supercontinents; 1.86-0.9 Ga accretionary orogeny in southwest Fennoscandia. *International Geology Review* 57, 1-25.
- Samuelsson, L., 1978: Beskrivning till berggrundskartan Göteborg SO. Sveriges Geologiska Undersökning. AF 117, 85 s.
- Sawyer, E.W., 2008: *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa. 371 s.
- Schoene, B., 2014: U-Th-Pb Geochronology, In H.D. Holland & K.K. Turekian (eds.): *Treatise on Geochemistry* 4, 341-378. Elsevier, Oxford.
- Slagstad, T., Roberts, N.M.W., Marker, M., Röhr, T.S. & Schiellerup, H., 2013: A non-collisional, accretionary Sveconorwegian orogen. *Terra Nova* 25, 3-37.
- Söderlund, U., Möller, C., Andersson, J., Johansson, L. & Whitehouse, M.J., 2002: Zircon geochronology in polymetamorphic gneisses in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden: ion microprobe evidence for 1.46-1.42 Ga and 0.98-0.96 Ga reworking. *Precambrian Research* 113, 193-225.
- Söderlund, U., Persson, P.-O., Jarl, L.G., Stephens, M.B. & Wahlgren, C.H., 1999: Protolith ages and timing of deformation in the eastern marginal part of the Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. *Precambrian Research* 94, 29-48.
- Ulmus, J., Andersson, A. & Möller, C., 2015: Hallandian 1.45 Ga high-temperature metamorphism in Baltica: P-T evolution and SIMS U-Pb zircon ages of aluminous gneisses, SW Sweden. *Precambrian Research* 265, 10-39.
- Vermeesch, P., 2017: *IsoplotR*: a free and extendable toolbox for geochronology. Hämtad 2017-05-15 från <http://isoplotr.london-geochron.com>
- Wahlgren, C.-H., Cruden, A.R. & Stephens, M.B., 1994: Kinematics of a major fan-like structure in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, south-central Sweden. *Precambrian Research* 70, 67-91.
- Watson, E.B. & Liang, Y., 1995: A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist* 80, 1179-1187.
- Åhäll, K.-I. & Connelly, J.N., 1998: Intermittent 1.53-1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research* 92, 1-20.
- Åhäll, K.-I. & Connelly, J.N., 2008: Long-term convergence along SW Fennoscandia: 330 m.y. of Proterozoic crustal growth. *Precambrian Research* 163, 402-421.

Appendix

Tabell 1. LA-ICP-MS U-Th-Pb daterings metodik, Geologiska institutionen, Lunds universitet.

| | |
|--|--|
| Laboratory & Sample Preparation | |
| Laboratory name | LA-ICP-MS lab at Lund University |
| Sample type / mineral | Zircon |
| Sample preparation | Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 1 μm polish to finish |
| Imaging | BSE-imaging, CL-imaging, TESCAN Mira 3, 10kV, 18nA, 15 mm working distance |
| Laser ablation system | |
| Make, Model & type | Photon Machines, Analyte G2 |
| Ablation cell & volume | HelEx II Active 2-volume |
| Laser wavelength | 193 nm |
| Pulse width | >4 ns |
| Fluence | 3.5 J/cm ² |
| Repetition rate | 10 Hz |
| Spot size | 20 x 20, 30 x 14, 25 x 17 μm |
| Sampling mode / pattern | Single spot analyses |
| Carrier gas | He 0,8 L/min, N ₂ 4 ml/min, Ar make-up gas combined using a Y-connector close to sample cell |
| Pre-ablation laser warm-up (background collection) | 20 seconds |
| Ablation duration | 20 seconds |
| Wash-out delay | 7 seconds |
| Cell carrier gas flow | 0.8 l/min He |
| ICP-MS Instrument | |
| Make, Model & type | Bruker Aurora M90 ICP-MS |
| Sample introduction | Via conventional tubing |
| RF power | 1100-1300 W |
| Make-up gas flow | 1.0 l/min Ar |
| Detection system | Single collector secondary electron multiplier |
| Masses measured | 202, 204, 206, 207, 208, 232, 238 |
| Integration time per peak | 4 ms |
| Total integration time per reading | Approx. 1 sec |
| Sensitivity | 20000 cps/ppm Pb |
| Dead time | 16 ns |
| Data Processing | |
| Gas blank | 40 second on-peak |
| Calibration strategy | GJ-1 used as primary reference material, 91500 used as secondary reference material |
| Reference Material info | GJ-1 (Jackson et al. 2004) 91500 (Weidenbeck et al. 1995) |
| Data processing package used / Correction for LIEF | Iolite Software, baseline correction and downhole correction |
| Mass discrimination | Standard-sample bracketing with ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb and ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U normalised to reference material GJ-1 |
| Uncertainty level & propagation | Ages are quoted at 2 sigma internal errors |
| Quality control / Validation | GJ-1: Wtd ave ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age = 605 \pm 5 Ma 91500: Wtd ave ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age = 1068 \pm 4 Ma |
| Other information | Detailed method description reported by Frei & Gerdes (2009) |

Tabell 2. U-Pb-Th data för samtliga mätningar. Kolumnen längst till vänster presenterar numret på zirkonen respektive numret på skottpunkten. Core = skottpunkt i kärna, Rim = skottpunkt i tillväxtzon. Sq = kvadratisk skottpunkt, Re = rektangulär skottpunkt. U och Th visas i ppm. All data presenteras med 2σ standardfel. Sign. Disc % = signifikant diskordans i procent där negativa tal illustrerar revers diskordanta data.

| Grain/Spot | U | Th | Th/U | ± 2SE | Ages (Ma) | | | Sign. Disc. % | | | | | |
|--------------------|-----|-----|--------|--------|-------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|---------------|------|-----|------|----|------|
| | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | | | | | | |
| ASSE 16-01a | | | | | | | | | | | | | |
| Melanosom | | | | | | | | | | | | | |
| 7.1 Core Sq | 150 | 90 | 0.605 | 0.031 | 3.574 | 0.072 | 0.0984 | 0.0015 | 1589 | 28 | 1593 | 28 | |
| 8.2 Core Sq | 203 | 93 | 0.452 | 0.029 | 4.000 | 0.133 | 0.0986 | 0.0023 | 1437 | 43 | 1592 | 43 | 5.7 |
| 9.3 Core Sq | 138 | 135 | 0.923 | 0.027 | 3.577 | 0.043 | 0.0993 | 0.0013 | 1589 | 17 | 1607 | 25 | |
| 10.4 Core Sq | 104 | 82 | 0.761 | 0.023 | 3.648 | 0.110 | 0.0966 | 0.0022 | 1560 | 42 | 1553 | 45 | |
| 11.5 Core Sq | 138 | 106 | 0.721 | 0.012 | 3.541 | 0.051 | 0.0989 | 0.0015 | 1603 | 21 | 1606 | 28 | |
| 15.6 Core Sq | 136 | 134 | 0.923 | 0.044 | 3.549 | 0.060 | 0.0998 | 0.0013 | 1606 | 25 | 1621 | 25 | |
| 17.7 Core Re | 114 | 91 | 0.752 | 0.011 | 3.365 | 0.043 | 0.0985 | 0.0013 | 1679 | 19 | 1596 | 24 | -3.3 |
| 18.8 Core Sq | 250 | 157 | 0.611 | 0.015 | 3.676 | 0.073 | 0.0993 | 0.0019 | 1550 | 27 | 1613 | 34 | 1.2 |
| 18.9 Core Sq | 169 | 141 | 0.851 | 0.017 | 3.912 | 0.057 | 0.0962 | 0.0012 | 1468 | 19 | 1557 | 23 | 3.8 |
| 18.10 Core Sq | 136 | 79 | 0.549 | 0.011 | 4.170 | 0.063 | 0.0965 | 0.0012 | 1385 | 19 | 1555 | 23 | 8.9 |
| 22.11 Core Re | 149 | 132 | 0.810 | 0.020 | 4.476 | 0.062 | 0.0886 | 0.0011 | 1299 | 16 | 1397 | 24 | 4.9 |
| 22.12 Rim Re | 101 | 30 | 0.269 | 0.013 | 5.382 | 0.188 | 0.0837 | 0.0020 | 1102 | 36 | 1276 | 46 | 8.8 |
| 24.13 Core Sq | 631 | 97 | 0.151 | 0.009 | 3.621 | 0.107 | 0.0980 | 0.0023 | 1571 | 41 | 1591 | 42 | |
| 24.14 Rim Re | 239 | 112 | 0.454 | 0.009 | 3.429 | 0.076 | 0.0993 | 0.0012 | 1647 | 32 | 1608 | 22 | |
| 25.15 Core Sq | 300 | 139 | 0.441 | 0.033 | 3.726 | 0.074 | 0.0984 | 0.0016 | 1532 | 27 | 1591 | 30 | 1.1 |
| ASSE 16-01a | | | | | | | | | | | | | |
| Selvedge | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 Core Sq | 827 | 357 | 0.40 | 0.02 | 3.511 | 0.042 | 0.0994 | 0.0011 | 1615 | 17 | 1613 | 22 | |
| 1.2 Core Sq | 99 | 101 | 1.05 | 0.01 | 3.943 | 0.058 | 0.0968 | 0.0013 | 1456 | 19 | 1561 | 25 | 4.7 |
| 2.3 Core Sq | 125 | 79 | 0.57 | 0.06 | 3.801 | 0.075 | 0.0981 | 0.0017 | 1505 | 27 | 1599 | 33 | 3.1 |
| 3.4 Core Sq | 114 | 125 | 1.13 | 0.04 | 3.681 | 0.065 | 0.0977 | 0.0015 | 1549 | 24 | 1580 | 28 | |
| 4.5 Core Sq | 104 | 84 | 0.87 | 0.01 | 3.708 | 0.043 | 0.0982 | 0.0013 | 1539 | 16 | 1591 | 24 | 1.4 |
| 4.6 Rim Re | 143 | 47 | 0.34 | 0.01 | 3.860 | 0.063 | 0.0986 | 0.0016 | 1485 | 22 | 1593 | 30 | 4.4 |
| 6.7 Core Sq | 307 | 182 | 0.71 | 0.02 | 3.891 | 0.059 | 0.0978 | 0.0012 | 1474 | 20 | 1583 | 22 | 4.9 |
| 7.8 Rim Re | 106 | 1 | 0.00 | 0.00 | 6.050 | 0.168 | 0.0775 | 0.0021 | 985 | 26 | 1119 | 53 | 1.7 |
| 7.9 Core Sq | 142 | 170 | 1.24 | 0.03 | 3.792 | 0.076 | 0.0979 | 0.0017 | 1508 | 27 | 1577 | 32 | 6.6 |
| 9.10 Core Sq | 154 | 158 | 0.99 | 0.04 | 3.743 | 0.052 | 0.0985 | 0.0015 | 1526 | 19 | 1593 | 26 | 2.2 |
| 10.11 Core Re | 166 | 185 | 1.10 | 0.02 | 3.685 | 0.067 | 0.0984 | 0.0013 | 1547 | 25 | 1596 | 27 | |
| 10.12 Rim Re | 352 | 108 | 0.28 | 0.02 | 4.568 | 0.123 | 0.0909 | 0.0021 | 1275 | 31 | 1438 | 44 | 7.4 |
| 10.13 Rim Sq | 443 | 4 | 0.009 | 0.001 | 6.124 | 0.240 | 0.0740 | 0.0018 | 981 | 33 | 1040 | 54 | |
| 11.14 Core Re | 384 | 152 | 0.37 | 0.02 | 3.557 | 0.048 | 0.0982 | 0.0013 | 1596 | 19 | 1586 | 24 | |
| 13.15 Core Sq | 95 | 79 | 0.83 | 0.01 | 3.685 | 0.041 | 0.0986 | 0.0012 | 1550 | 15 | 1593 | 22 | 1.0 |
| 14.16 Core Sq | 146 | 150 | 1.00 | 0.02 | 3.877 | 0.059 | 0.0998 | 0.0014 | 1479 | 20 | 1616 | 26 | 6.4 |
| 15.17 Core Sq | 149 | 91 | 0.60 | 0.01 | 3.570 | 0.048 | 0.0990 | 0.0012 | 1591 | 19 | 1603 | 22 | |
| 15.18 Core Sq | 840 | 446 | 0.52 | 0.01 | 3.560 | 0.042 | 0.1004 | 0.0014 | 1596 | 16 | 1626 | 25 | |
| 16.19 Core Sq | 77 | 65 | 0.83 | 0.01 | 3.537 | 0.046 | 0.0991 | 0.0015 | 1605 | 19 | 1602 | 28 | |
| 17.20 Core Sq | 94 | 87 | 0.92 | 0.02 | 3.655 | 0.048 | 0.0978 | 0.0014 | 1561 | 19 | 1583 | 26 | |
| 18.21 Core Sq | 88 | 71 | 0.79 | 0.03 | 3.738 | 0.049 | 0.0984 | 0.0014 | 1528 | 18 | 1592 | 28 | 1.9 |
| 18.22 Rim Re | 212 | 37 | 0.14 | 0.02 | 5.534 | 0.221 | 0.0868 | 0.0017 | 1069 | 39 | 1352 | 39 | 16.3 |
| 19.23 Core Sq | 143 | 142 | 1.05 | 0.04 | 3.634 | 0.045 | 0.0993 | 0.0012 | 1566 | 17 | 1605 | 23 | |
| 21.24 Core Sq | 90 | 84 | 0.95 | 0.01 | 3.702 | 0.052 | 0.0989 | 0.0014 | 1541 | 19 | 1601 | 25 | 1.8 |
| 21.25 Core Sq | 477 | 171 | 0.38 | 0.01 | 3.741 | 0.053 | 0.0997 | 0.0012 | 1527 | 19 | 1615 | 23 | 3.6 |
| 22.26 Core Sq | 883 | 347 | 0.40 | 0.02 | 3.664 | 0.064 | 0.0996 | 0.0009 | 1557 | 24 | 1618 | 17 | 1.9 |
| 23.27 Core Sq | 213 | 140 | 0.68 | 0.01 | 3.676 | 0.053 | 0.0999 | 0.0014 | 1550 | 20 | 1625 | 26 | 2.6 |
| 23.28 Core Sq | 75 | 65 | 0.82 | 0.02 | 3.720 | 0.046 | 0.0983 | 0.0016 | 1534 | 17 | 1590 | 30 | 1.3 |
| 24.29 Core Sq | 78 | 84 | 1.05 | 0.02 | 3.810 | 0.052 | 0.0986 | 0.0014 | 1502 | 18 | 1595 | 27 | 3.8 |
| 25.30 Core Sq | 67 | 64 | 0.92 | 0.01 | 3.709 | 0.055 | 0.0984 | 0.0016 | 1538 | 20 | 1600 | 29 | 1.6 |
| 26.31 Core Sq | 97 | 79 | 0.78 | 0.01 | 3.737 | 0.053 | 0.0993 | 0.0015 | 1528 | 19 | 1609 | 28 | 2.9 |
| 27.32 Rim Re | 465 | 238 | 0.50 | 0.01 | 3.880 | 0.119 | 0.0995 | 0.0015 | 1477 | 40 | 1611 | 28 | 5.1 |
| 27.33 Core Re | 172 | 120 | 0.68 | 0.04 | 3.771 | 0.055 | 0.1003 | 0.0010 | 1516 | 20 | 1629 | 19 | 5.2 |
| 29.34 Core Sq | 81 | 80 | 0.97 | 0.02 | 3.761 | 0.050 | 0.0993 | 0.0016 | 1520 | 18 | 1608 | 30 | 3.3 |
| 30.35 Core Sq | 141 | 85 | 0.60 | 0.01 | 3.695 | 0.067 | 0.1002 | 0.0020 | 1543 | 25 | 1627 | 37 | 2.4 |
| 31.36 Core Sq | 99 | 61 | 0.62 | 0.01 | 3.717 | 0.058 | 0.1002 | 0.0019 | 1536 | 21 | 1621 | 36 | 2.6 |
| 33.37 Core Sq | 123 | 72 | 0.58 | 0.08 | 3.717 | 0.276 | 0.0963 | 0.0028 | 1530 | 100 | 1547 | 55 | |
| 34.38 Core Sq | 352 | 239 | 0.69 | 0.03 | 3.667 | 0.056 | 0.1005 | 0.0016 | 1554 | 21 | 1633 | 29 | 2.6 |
| 35.39 Rim Sq | 402 | 1 | 0.0018 | 0.0001 | 6.158 | 0.080 | 0.0726 | 0.0011 | 970 | 12 | 998 | 31 | |

| | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|------|------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|------|----|------|----|------|
| 35.40 Core Sq | 76 | 46 | 0.60 | 0.04 | 3.967 | 0.104 | 0.0957 | 0.0024 | 1449 | 34 | 1540 | 47 | 2.1 |
| 36.41 Core Sq | 168 | 118 | 0.69 | 0.01 | 3.772 | 0.063 | 0.1011 | 0.0017 | 1515 | 22 | 1646 | 31 | 5.6 |
| ASSE 16-01a | | | | | | | | | | | | | |
| Leucosom A | | | | | | | | | | | | | |
| 2.16 Core Sq | 491 | 1 | 0.003 | 0.000 | 6.039 | 0.098 | 0.0728 | 0.0007 | 989 | 15 | 1008 | 20 | |
| 3.17 Rim Re | 238 | 1 | 0.003 | 0.000 | 6.020 | 0.087 | 0.0725 | 0.0010 | 990 | 13 | 1004 | 27 | |
| 3.18 Core Re | 856 | 451 | 0.503 | 0.024 | 3.817 | 0.051 | 0.1042 | 0.0015 | 1500 | 18 | 1703 | 26 | 10.0 |
| 4.19 Core Sq | 669 | 339 | 0.490 | 0.015 | 3.942 | 0.057 | 0.0998 | 0.0015 | 1457 | 19 | 1625 | 28 | 8.2 |
| 5.20 Core Sq | 1380 | 267 | 0.191 | 0.006 | 6.250 | 0.219 | 0.0930 | 0.0023 | 956 | 31 | 1502 | 41 | 32.1 |
| 5.21 Rim Re | 339 | 54 | 0.161 | 0.009 | 5.008 | 0.211 | 0.0953 | 0.0044 | 1172 | 45 | 1526 | 88 | 16.3 |
| 5.22 Rim Re | 552 | 10 | 0.017 | 0.001 | 8.929 | 0.239 | 0.0864 | 0.0017 | 684 | 17 | 1339 | 38 | 45.1 |
| 6.23 Core Sq | 36 | 1 | 0.039 | 0.001 | 5.721 | 0.151 | 0.1519 | 0.0050 | 1040 | 25 | 2354 | 57 | 52.4 |
| 7.24 Core Sq | 112 | 78 | 0.684 | 0.009 | 3.573 | 0.057 | 0.0980 | 0.0014 | 1593 | 22 | 1594 | 26 | |
| 7.25 Rim Re | 266 | 221 | 0.049 | 0.023 | 3.542 | 0.083 | 0.0972 | 0.0019 | 1604 | 33 | 1573 | 35 | |
| 8.26 Core Sq | 235 | 183 | 0.778 | 0.019 | 3.788 | 0.080 | 0.1021 | 0.0024 | 1509 | 29 | 1655 | 43 | 5.6 |
| 9.27 Core Sq | 443 | 1 | 0.002 | 0.000 | 5.981 | 0.086 | 0.0724 | 0.0007 | 996 | 13 | 998 | 20 | |
| 10.28 Core Re | 863 | 264 | 0.295 | 0.038 | 3.687 | 0.072 | 0.0989 | 0.0015 | 1546 | 27 | 1604 | 30 | 1.1 |
| 10.29 Rim Re | 520 | 2 | 0.004 | 0.000 | 6.024 | 0.087 | 0.0726 | 0.0010 | 990 | 13 | 1000 | 29 | |
| 11.30 Core Re | 351 | 124 | 0.355 | 0.009 | 3.701 | 0.053 | 0.1022 | 0.0015 | 1542 | 20 | 1668 | 26 | 5.5 |
| 11.31 Core Re | 527 | 311 | 0.589 | 0.009 | 3.416 | 0.039 | 0.1022 | 0.0011 | 1655 | 16 | 1661 | 20 | |
| 12.32 Core Sq | 838 | 219 | 0.230 | 0.023 | 3.818 | 0.042 | 0.0994 | 0.0011 | 1499 | 15 | 1612 | 20 | 5.4 |
| 12.33 Core Re | 738 | 333 | 0.452 | 0.020 | 3.940 | 0.056 | 0.1019 | 0.0011 | 1458 | 19 | 1656 | 20 | 10.2 |
| 12.34 Rim Re | 372 | 36 | 0.094 | 0.005 | 5.513 | 0.173 | 0.0852 | 0.0020 | 1074 | 31 | 1329 | 51 | 14.4 |
| 13.35 Core Re | 1472 | 284 | 0.189 | 0.005 | 5.051 | 0.125 | 0.1026 | 0.0026 | 1164 | 26 | 1681 | 49 | 27.1 |
| 13.36 Rim Sq | 306 | 1 | 0.002 | 0.000 | 6.131 | 0.094 | 0.0732 | 0.0010 | 974 | 14 | 1022 | 27 | 1.7 |
| 14.37 Core Sq | 135 | 110 | 0.814 | 0.009 | 3.748 | 0.045 | 0.1003 | 0.0013 | 1524 | 16 | 1628 | 24 | 4.6 |
| 14.38 Run Re | 148 | 88 | 0.605 | 0.015 | 3.956 | 0.094 | 0.0957 | 0.0027 | 1452 | 31 | 1541 | 55 | 1.6 |
| 15.39 Core Sq | 133 | 136 | 1.011 | 0.016 | 3.883 | 0.072 | 0.0988 | 0.0018 | 1476 | 25 | 1602 | 35 | 5.1 |
| 16.40 Core Re | 139 | 14 | 0.009 | 0.001 | 8.058 | 0.623 | 0.0978 | 0.0031 | 749 | 55 | 1560 | 61 | 43.7 |
| 16.41 Rim Sq | 387 | 1 | 0.002 | 0.000 | 6.498 | 0.118 | 0.0728 | 0.0014 | 923 | 16 | 1007 | 38 | 4.2 |
| 17.42 Core Sq | 663 | 166 | 0.244 | 0.018 | 4.310 | 0.119 | 0.1033 | 0.0026 | 1344 | 33 | 1676 | 48 | 16.0 |
| 17.43 Rim Sq | 652 | 1 | 0.002 | 0.000 | 6.684 | 0.058 | 0.0737 | 0.0009 | 899 | 8 | 1038 | 23 | 11.0 |
| 18.44 Core Sq | 408 | 1 | 0.003 | 0.000 | 6.325 | 0.064 | 0.0733 | 0.0008 | 947 | 9 | 1023 | 22 | 5.0 |
| 19.45 Core Sq | 915 | 292 | 0.318 | 0.005 | 3.775 | 0.047 | 0.1050 | 0.0014 | 1514 | 17 | 1714 | 26 | 9.8 |
| 19.46 Rim Re | 228 | 2 | 0.006 | 0.001 | 5.663 | 0.147 | 0.1441 | 0.0054 | 1048 | 25 | 2268 | 64 | 50.1 |
| 20.47 Core Sq | 174 | 103 | 0.565 | 0.054 | 3.589 | 0.098 | 0.0989 | 0.0014 | 1583 | 39 | 1600 | 26 | |
| 21.48 Core Sq | 106 | 108 | 0.924 | 0.034 | 3.690 | 0.046 | 0.0988 | 0.0013 | 1545 | 17 | 1599 | 25 | 1.5 |
| 21.49 Rim Re | 52 | 10 | 0.095 | 0.020 | 3.534 | 0.187 | 0.0977 | 0.0023 | 1599 | 77 | 1587 | 44 | |
| 22.50 Core Sq | 87 | 81 | 0.839 | 0.039 | 3.751 | 0.070 | 0.0984 | 0.0015 | 1526 | 26 | 1592 | 30 | 1.6 |
| 23.51 Core Sq | 116 | 112 | 0.967 | 0.023 | 3.802 | 0.049 | 0.0986 | 0.0013 | 1505 | 18 | 1592 | 25 | 3.5 |
| 25.52 Core Sq | 79 | 72 | 0.926 | 0.015 | 3.564 | 0.058 | 0.0999 | 0.0013 | 1593 | 23 | 1630 | 24 | |
| 25.53 Rim Re | 349 | 1 | 0.003 | 0.000 | 6.378 | 0.114 | 0.0735 | 0.0011 | 939 | 16 | 1024 | 31 | 4.8 |
| 26.54 Core Re | 680 | 222 | 0.328 | 0.023 | 4.943 | 0.103 | 0.1024 | 0.0027 | 1187 | 23 | 1661 | 49 | 25.0 |
| 26.55 Rim Re | 87 | 1 | 0.009 | 0.000 | 6.748 | 0.205 | 0.0789 | 0.0027 | 890 | 25 | 1177 | 68 | 18.0 |
| ASSE 16-01b | | | | | | | | | | | | | |
| Leucosom B | | | | | | | | | | | | | |
| 1.42 Rim Re | 372 | 2 | 0.004 | 0.001 | 6.234 | 0.093 | 0.0768 | 0.0011 | 959 | 14 | 1111 | 29 | 10.7 |
| 1.43 Core Re | 1705 | 1375 | 0.81 | 0.03 | 3.413 | 0.116 | 0.1037 | 0.0019 | 1656 | 50 | 1688 | 33 | |
| 2.44 Core Sq | 123 | 118 | 0.93 | 0.04 | 4.031 | 0.050 | 0.0990 | 0.0013 | 1428 | 16 | 1599 | 26 | 8.7 |
| 3.45 Rim Sq | 97 | 0 | 0.0035 | 0.0002 | 7.199 | 0.238 | 0.0759 | 0.0017 | 838 | 26 | 1109 | 49 | 19.0 |
| 3.46 Core Sq | 201 | 1 | 0.0028 | 0.0005 | 6.752 | 0.169 | 0.0755 | 0.0019 | 890 | 21 | 1090 | 55 | 12.8 |
| 3.47 Rim Sq | 151 | 1 | 0.0054 | 0.0003 | 6.472 | 0.155 | 0.0771 | 0.0018 | 930 | 22 | 1116 | 46 | 11.9 |
| 6.48 Core Sq | 1119 | 679 | 0.59 | 0.02 | 3.861 | 0.061 | 0.0998 | 0.0009 | 1484 | 21 | 1620 | 17 | 6.6 |
| 6.49 Rim Re | 448 | 104 | 0.20 | 0.02 | 4.174 | 0.091 | 0.0917 | 0.0018 | 1384 | 27 | 1456 | 36 | 1.8 |
| 7.50 Core Sq | 404 | 1 | 0.0025 | 0.0001 | 6.266 | 0.137 | 0.0726 | 0.0012 | 954 | 19 | 1003 | 34 | |
| 8.51 Core Sq | 79 | 64 | 0.83 | 0.01 | 3.887 | 0.057 | 0.0994 | 0.0013 | 1475 | 19 | 1609 | 24 | 6.4 |
| 9.52 Core Sq | 348 | 1 | 0.0020 | 0.0001 | 6.281 | 0.154 | 0.0725 | 0.0021 | 952 | 21 | 998 | 58 | |
| 11.53 Core Re | 1355 | 900 | 0.58 | 0.07 | 4.425 | 0.196 | 0.1029 | 0.0018 | 1310 | 53 | 1670 | 32 | 17.1 |
| 11.54 Core Sq | 957 | 121 | 0.12 | 0.01 | 4.139 | 0.161 | 0.1008 | 0.0018 | 1393 | 49 | 1645 | 33 | 11.3 |
| 15.55 Core Sq | 92 | 30 | 0.31 | 0.03 | 5.244 | 0.071 | 0.0829 | 0.0016 | 1125 | 14 | 1260 | 37 | 7.5 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|------|-----|--------|---------|-------|-------|--------|--------|------|----|------|----|------|
| 14.56 Rim Re | 199 | 1 | 0.0029 | 0.0002 | 6.707 | 0.094 | 0.0760 | 0.0013 | 896 | 12 | 1097 | 33 | 15.0 |
| 14.57 Core Sq | 1143 | 287 | 0.25 | 0.01 | 4.446 | 0.121 | 0.1025 | 0.0015 | 1307 | 32 | 1666 | 27 | 18.6 |
| 16.58 Core Sq | 135 | 91 | 0.58 | 0.06 | 3.982 | 0.100 | 0.0984 | 0.0022 | 1442 | 32 | 1585 | 41 | 5.6 |
| 16.59 Rim Re | 169 | 76 | 0.45 | 0.03 | 4.088 | 0.070 | 0.0985 | 0.0024 | 1410 | 22 | 1588 | 46 | 7.9 |
| 17.60 Rim Sq | 163 | 0 | 0.0021 | 0.0001 | 6.456 | 0.121 | 0.0742 | 0.0013 | 928 | 16 | 1047 | 36 | 7.5 |
| 17.61 Core Re | 157 | 159 | 1.00 | 0.03 | 3.682 | 0.096 | 0.0980 | 0.0019 | 1547 | 36 | 1580 | 37 | |
| 17.62 Rim Re | 198 | 1 | 0.0037 | 0.0002 | 6.720 | 0.140 | 0.0752 | 0.0011 | 894 | 18 | 1066 | 30 | 12.7 |
| 18.63 Core Sq | 157 | 166 | 1.06 | 0.02 | 3.811 | 0.051 | 0.0984 | 0.0018 | 1501 | 18 | 1597 | 33 | 3.6 |
| 18.64 Core Sq | 863 | 463 | 0.52 | 0.01 | 3.931 | 0.056 | 0.0990 | 0.0012 | 1460 | 18 | 1604 | 23 | 7.1 |
| 19.65 Core Sq | 1411 | 959 | 0.67 | 0.01 | 3.654 | 0.056 | 0.1005 | 0.0010 | 1559 | 21 | 1638 | 16 | 3.2 |
| 19.66 Core Sq | 181 | 158 | 0.88 | 0.01 | 3.831 | 0.047 | 0.0993 | 0.0012 | 1495 | 17 | 1611 | 22 | 5.4 |
| 20.67 Core Sq | 117 | 103 | 0.83 | 0.02 | 3.902 | 0.050 | 0.1000 | 0.0015 | 1470 | 17 | 1623 | 28 | 7.4 |
| 20.68 Rim Re | 313 | 10 | 0.026 | 0.002 | 6.911 | 0.119 | 0.0778 | 0.0015 | 871 | 14 | 1134 | 38 | 19.5 |
| 21.69 Core Sq | 84 | 67 | 0.78 | 0.01 | 3.310 | 0.038 | 0.0989 | 0.0013 | 1701 | 17 | 1601 | 23 | -4.5 |
| 21.70 Rim Re | 94 | 0 | 0.0023 | 0.0002 | 6.357 | 0.121 | 0.0750 | 0.0015 | 941 | 17 | 1065 | 39 | 7.6 |
| 23.71 Rim Re | 283 | 0 | 0.001 | 0.00004 | 5.855 | 0.075 | 0.0725 | 0.0007 | 1016 | 12 | 1001 | 21 | |
| 23.72 Core Sq | 75 | 67 | 0.88 | 0.01 | 3.436 | 0.046 | 0.0984 | 0.0013 | 1646 | 20 | 1591 | 24 | -1.5 |
| 25.73 Core Re | 236 | 116 | 0.48 | 0.01 | 3.296 | 0.084 | 0.1052 | 0.0022 | 1707 | 38 | 1711 | 38 | |
| 25.74 Rim Re | 313 | 10 | 0.014 | 0.004 | 6.083 | 0.104 | 0.0806 | 0.0012 | 981 | 15 | 1207 | 30 | 15.8 |
| 26.75 Core Sq | 171 | 115 | 0.67 | 0.01 | 3.494 | 0.057 | 0.0994 | 0.0014 | 1622 | 24 | 1606 | 27 | |
| 26.76 Rim Re | 67 | 7 | 0.08 | 0.01 | 6.684 | 0.165 | 0.0792 | 0.0021 | 898 | 21 | 1162 | 51 | 17.7 |

Melanosom

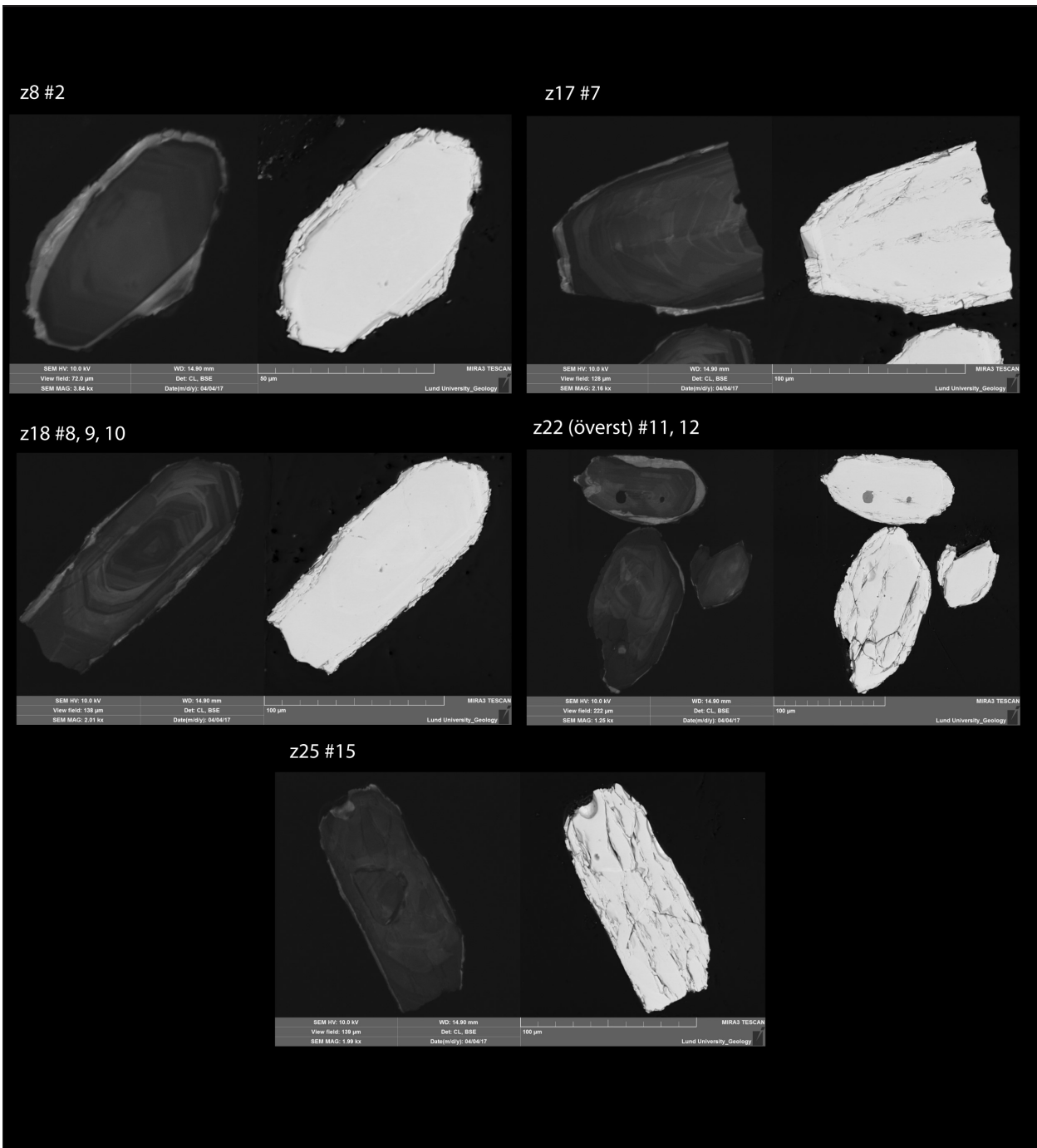


Fig. 20. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a melanosom, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

Selvedge A

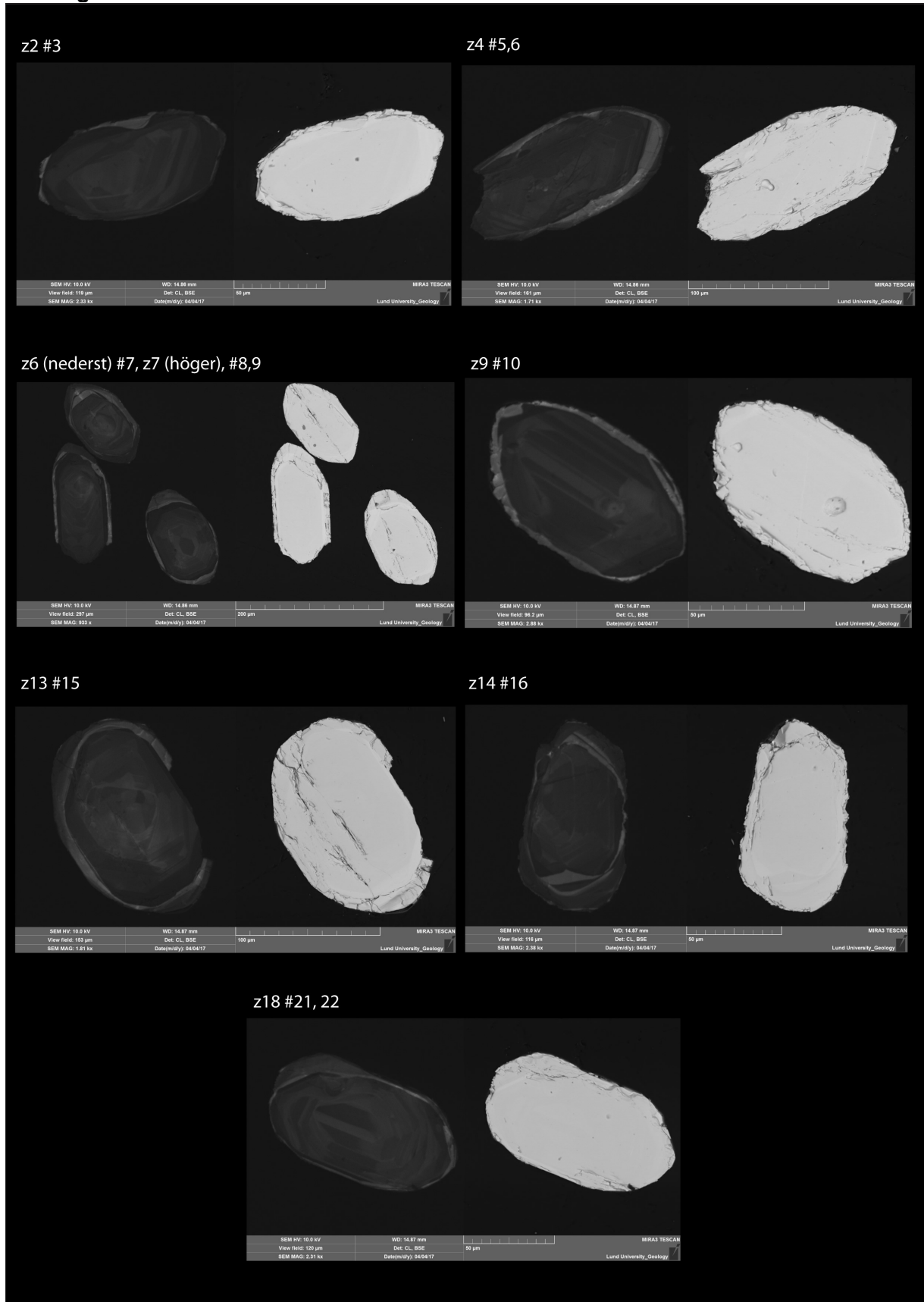


Fig. 21A. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a selvedge, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

Selvedge B

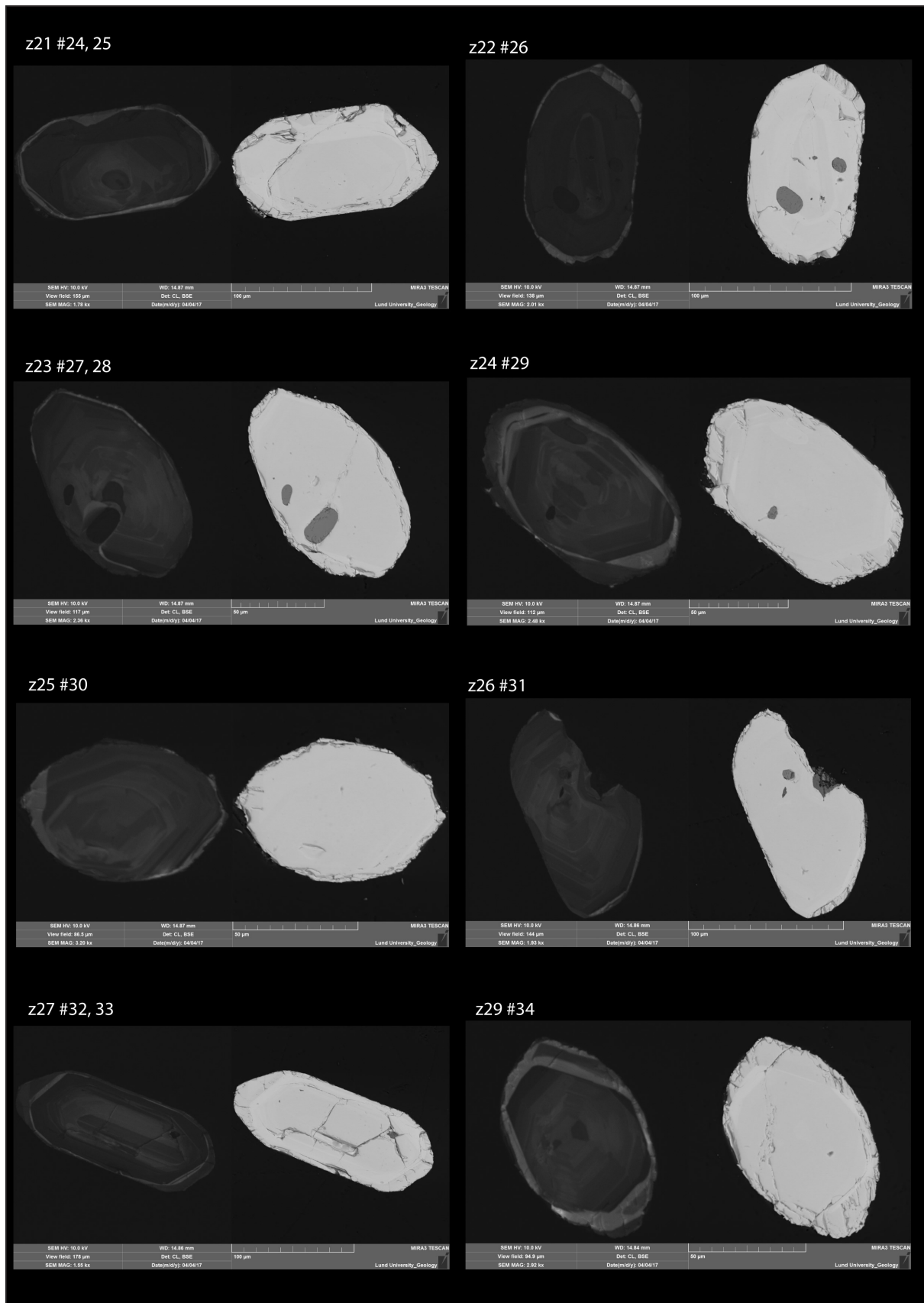


Fig. 21B. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a selvedge, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

Selvedge C

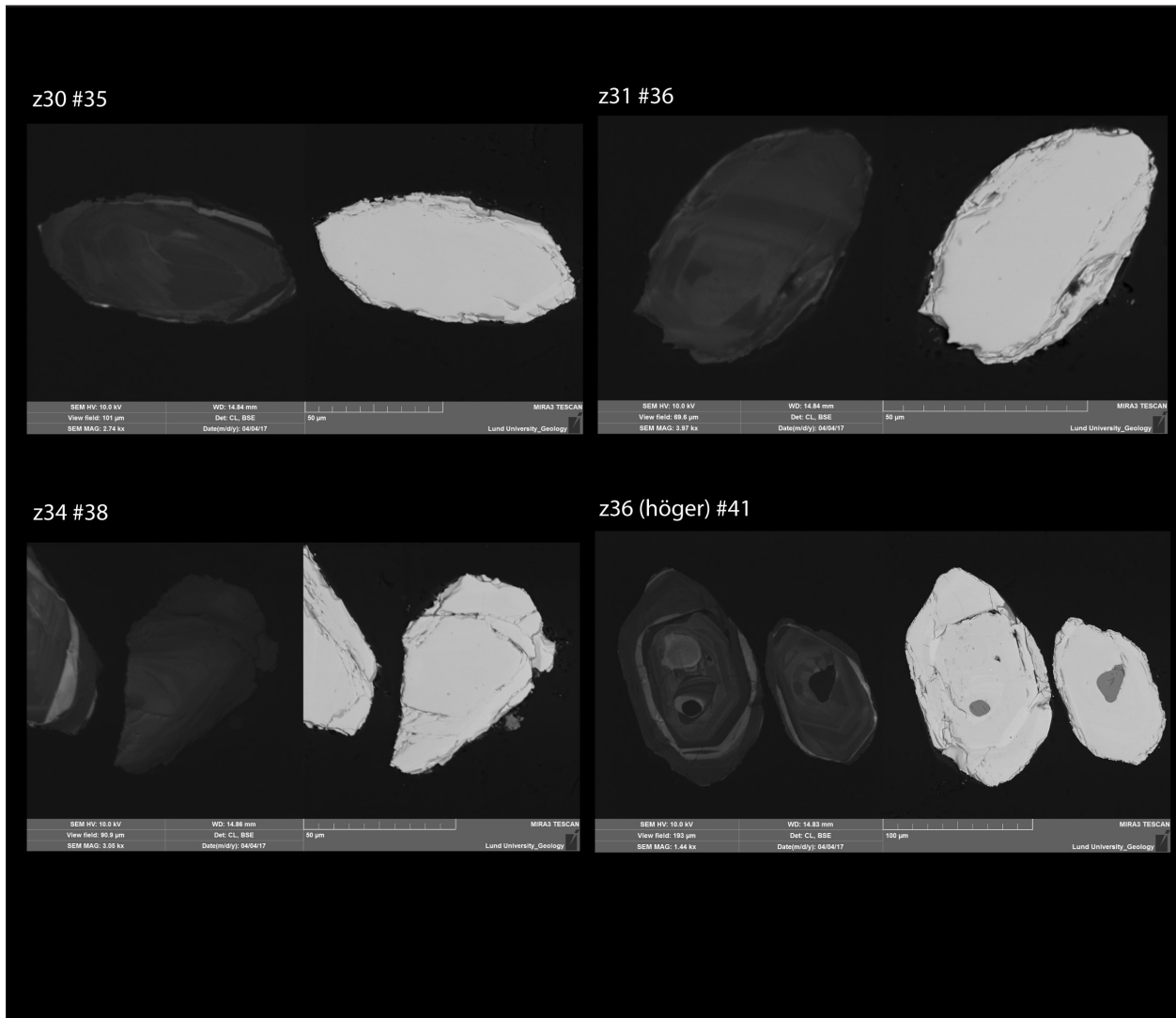


Fig. 21C. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a selvedge, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

Leucosom A: A

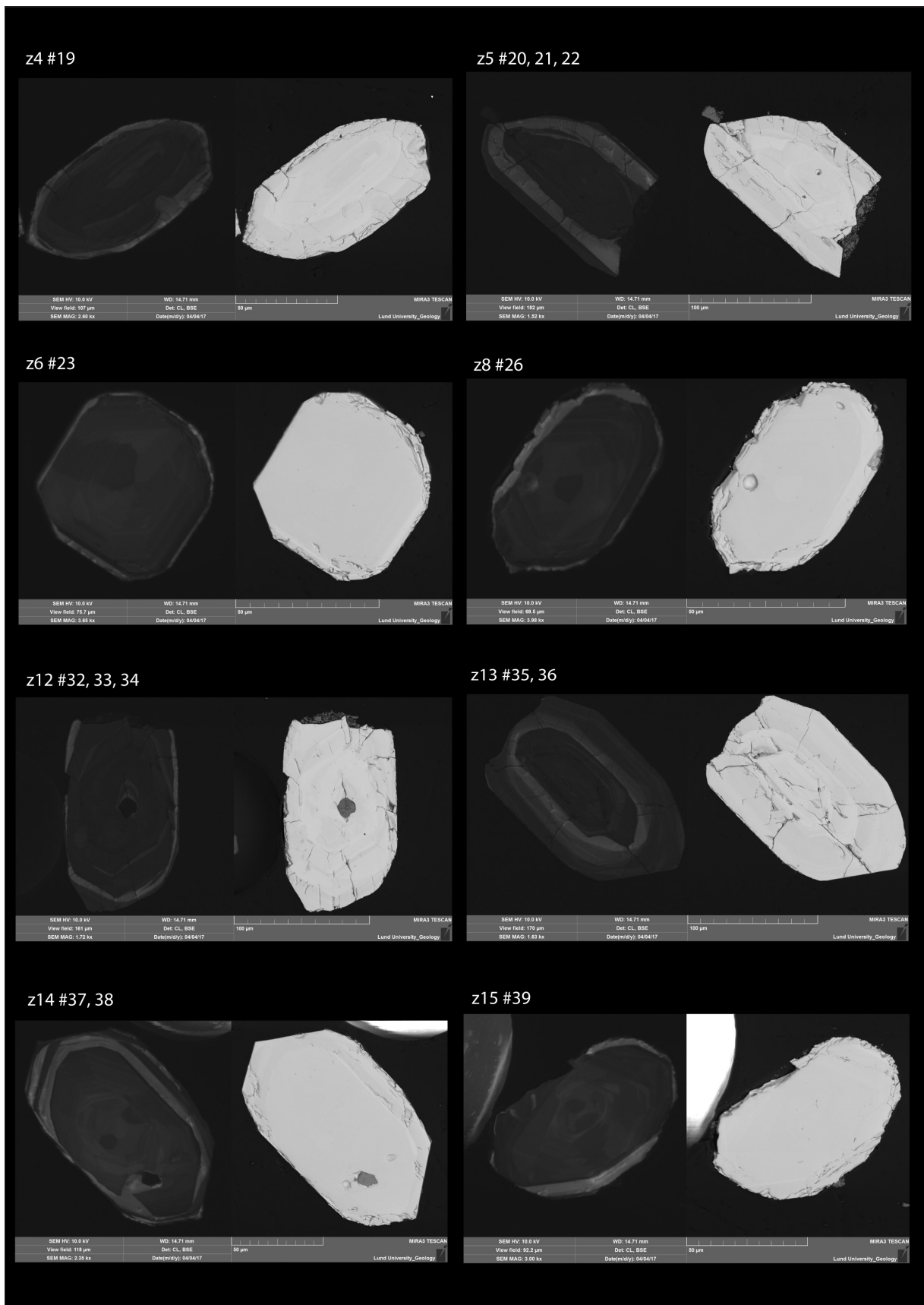


Fig. 22A. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a leucosom A, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

Leucosom A: B

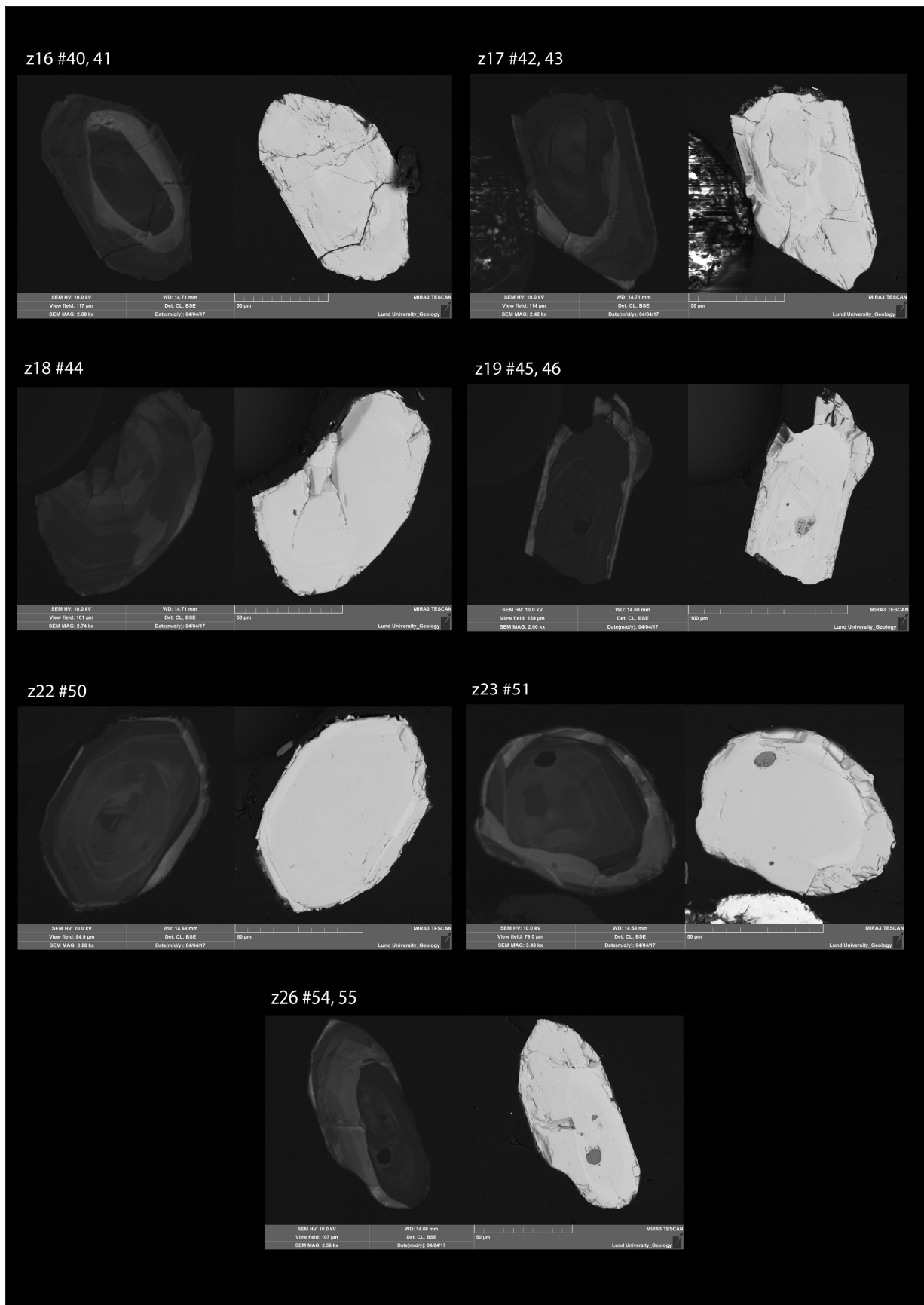


Fig. 22B. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01a leucosom A, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

Leucosom B: A

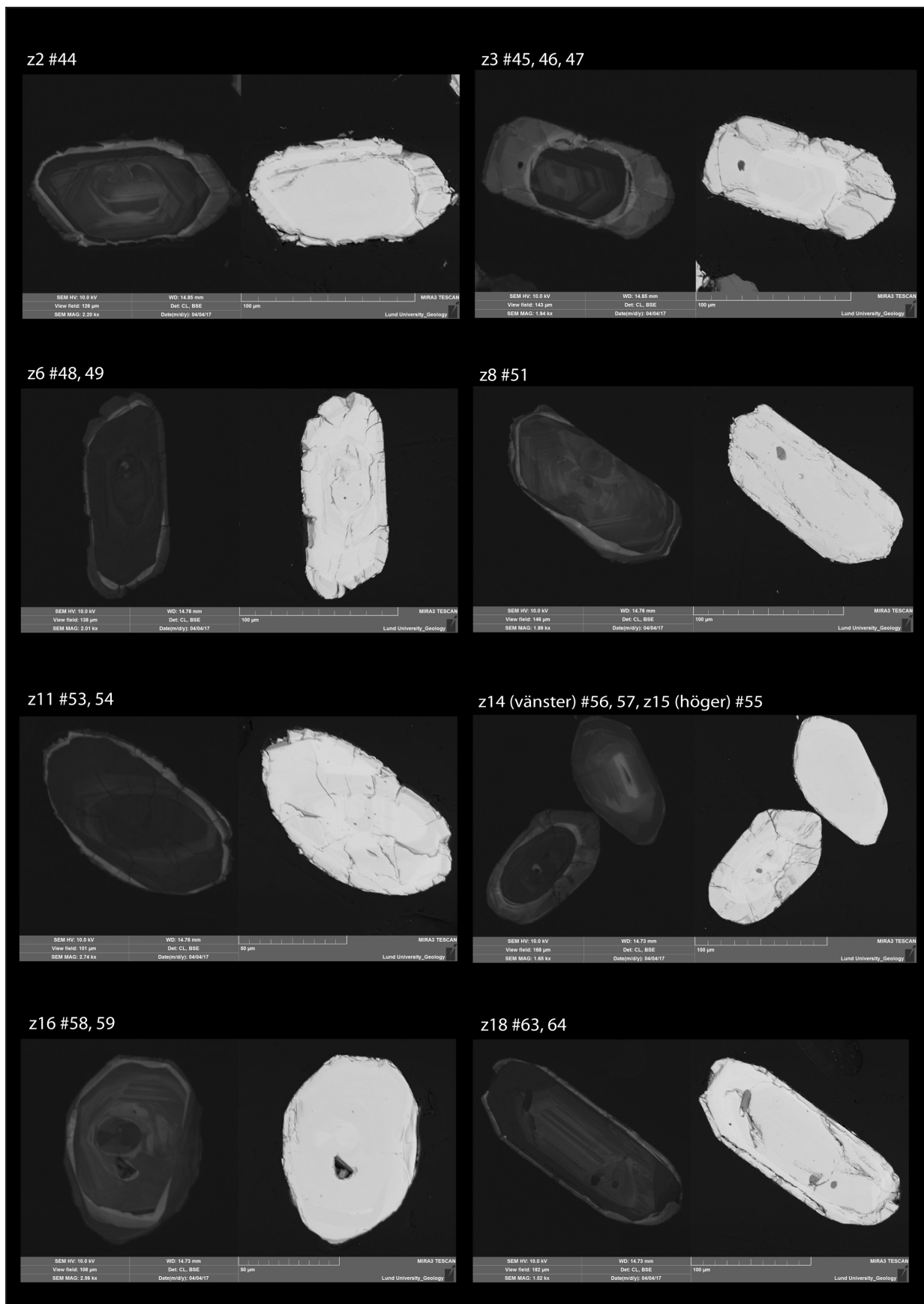


Fig. 23A. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01b leucosom B, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

Leucosom B: B

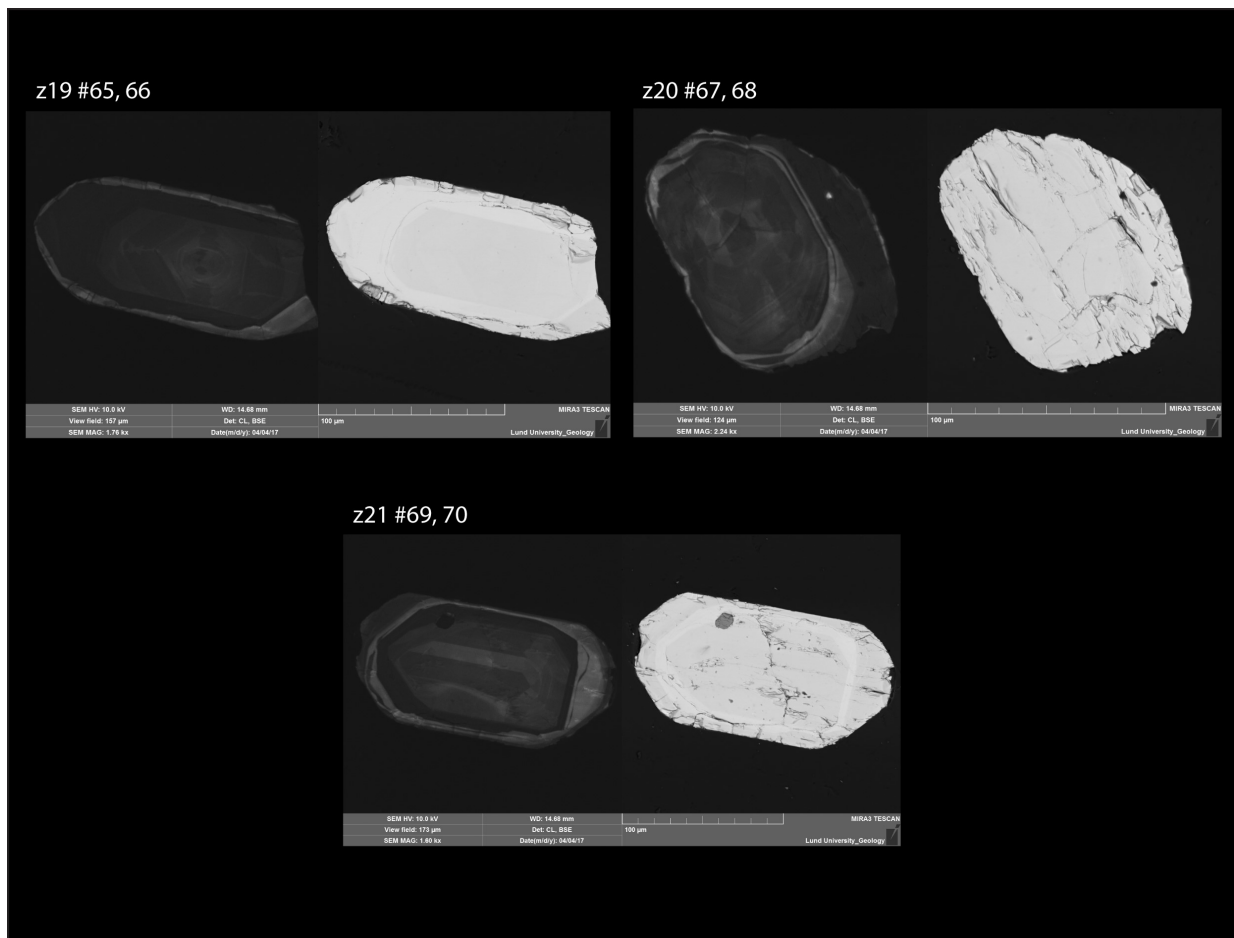


Fig. 23B. CL- och BSE bilder av analyserade zirkoner i ASSE 16-01b leucosom B, som gav diskordanta data. Zirkonens nummer och skottpunkt visas i övre vänster hörn på respektive korn.

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

461. Bokhari Friberg, Yasmin, 2015: The paleoenvironment of Kattegat during the last deglaciation from benthic foraminiferal stable isotopes. (45 hp)
462. Lundberg, Frans, 2016: Cambrian stratigraphy and depositional dynamics based on the Tomten-1 drill core, Falbygden, Västergötland, Sweden. (45 hp)
463. Flindt, Anne-Cécile, 2016: A pre-LGM sandur deposit at Fiskarheden, NW Dalarna - sedimentology and glaciotectonic deformation. (45 hp)
464. Karlatou-Charalampopoulou, Artemis, 2016: Vegetation responses to Late Glacial climate shifts as reflected in a high resolution pollen record from Blekinge, south-eastern Sweden, compared with responses of other climate proxies. (45 hp)
465. Hajny, Casandra, 2016: Sedimentological study of the Jurassic and Cretaceous sequence in the Revinge-1 core, Scania. (45 hp)
466. Linders, Wictor, 2016: U-Pb geochronology and geochemistry of host rocks to the Bastnäs-type REE mineralization in the Riddarhyttan area, west central Bergslagen, Sweden. (45 hp)
467. Olsson, Andreas, 2016: Metamorphic record of monazite in aluminous migmatitic gneisses at Stensjöstrand, Sveconorwegian orogen. (45 hp)
468. Liesirova, Tina, 2016: Oxygen and its impact on nitrification rates in aquatic sediments. (15 hp)
469. Perneby Molin, Susanna, 2016: Embryologi och tidig ontogeni hos mesozoiska fisködlor (Ichthyopterygia). (15 hp)
470. Benavides Höglund, Nikolas, 2016: Digitization and interpretation of vintage 2D seismic reflection data from Hanö Bay, Sweden. (15 hp)
471. Malmgren, Johan, 2016: De mellankambriska oelandicuslagren på Öland - stratigrafi och faciestyper. (15 hp)
472. Fouskopoulos Larsson, Anna, 2016: XRF-studie av sedimentära borrhärdar - en metodikstudie av programvarorna Q-spec och Traysum. (15 hp)
473. Jansson, Robin, 2016: Är ERT och Tidsdomän IP potentiella karteringsverktyg inom miljögeologi? (15 hp)
474. Heger, Katja, 2016: Makrofossilanalys av sediment från det tidig-holocena undervattenslandskapet vid Haväng, östra Skåne. (15 hp)
475. Swierz, Pia, 2016: Utvärdering av vattenkemidata från Borgholm kommun och dess relation till geologiska förhållanden och markanvändning. (15 hp)
476. Mårdh, Joakim, 2016: WalkTEM-undersökning vid Revingehed provpumpningsanläggning. (15 hp)
477. Rydberg, Elaine, 2016: Gummigranulat - En litteraturstudie över miljö- och hälsopåverkan vid användandet av gummigranulat. (15 hp)
478. Björnfors, Mark, 2016: Kusterosion och äldre kustdyners morfologi i Skälderviken. (15 hp)
479. Ringholm, Martin, 2016: Klimatutlöst matbrist i tidiga medeltida Europa, en jämförande studie mellan historiska dokument och paleoklimatarxiv. (15 hp)
480. Teilmann, Kim, 2016: Paleomagnetic dating of a mysterious lake record from the Kerguelen archipelago by matching to paleomagnetic field models. (15 hp)
481. Schönström, Jonas, 2016: Resistivitets- och markradarmätning i Ängelholmsområdet - undersökning av korrosiva markstrukturer kring vattenledningar. (15 hp)
482. Martell, Josefin, 2016: A study of shockmetamorphic features in zircon from the Siljan impact structure, Sweden. (15 hp)
483. Rosvall, Markus, 2016: Spår av himlakropps-kollisioner - bergarter i nedslagskratrar med fokus på Mien, Småland. (15 hp)
484. Olausson, My, 2016: Resistivitets- och IP mätningar på den nedlagda deponin Gustavsält i Halmstad. (30 hp)
485. Plan, Anders, 2016: Markradar- och resistivitetsmätningar - undersökningar utav korrosionsförhöjande markegenskaper kring fjärrvärmeledningar i Ängelholm. (15 hp)
486. Jennerheim, Jessica, 2016: Evaluation of methods to characterise the geochemistry of limestone and its fracturing in connection to heating. (45 hp)
487. Olsson, Pontus, 2016: Ekologiskt vatten från-Lilla Klåveröd: en riskinventering för skydd av grundvatten. (15 hp)
488. Henriksson, Oskar, 2016: The Dynamics of Beryllium 10 transport and deposition in lake sediments. (15 hp)
489. Brådenmark, Niklas, 2016: Lower to Middle Ordovician carbonate sedimentology and stratigraphy of the Pakri peninsula, north-western Estonia. (45 hp)
490. Karlsson, Michelle, 2016: Utvärdering av metoderna DCIP och CSIA för identifiering av nedbrytningszoner för klorerade lösningsmedel: En studie av Färgaren 3 i Kristianstad. (45 hp)

491. Elali, Mohammed, 2016: Flygsanddyners inre uppbyggnad – georadarundersökning. (15 hp)
492. Preis-Bergdahl, Daniel, 2016: Evaluation of DC Resistivity and Time-Domain IP Tomography for Bedrock Characterisation at Önnelöv, Southern Sweden. (45 hp)
493. Kristensson, Johan, 2016: Formation evaluation of the Jurassic Stø and Nordmela formations in exploration well 7220/8-1, Barents Sea, Norway. (45 hp)
494. Larsson, Måns, 2016: TEM investigation on Challapampa aquifer, Oruro Bolivia. (45 hp)
495. Nylén, Fredrik, 2017: Utvärdering av borrhålskartering avseende kalksten för industriella ändamål, File Hajdarbrottet, Slite, Gotland. (45 hp)
496. Mårdh, Joakim, 2017: A geophysical survey (TEM; ERT) of the Punata alluvial fan, Bolivia. (45 hp)
497. Skoglund, Wiktor, 2017: Provenansstudie av detritala zirkoner från ett guldförande alluvium vid Ravlunda skjutfält, Skåne. (15 hp)
498. Bergcrantz, Jacob, 2017: Ett fönster till Kattgatts förflutna genom analys av bottenlevande foraminiferer. (15 hp)
499. O'Hare, Paschal, 2017: Multiradionuclide evidence for an extreme solar proton event around 2610 BP. (45 hp)
500. Goodship, Alastair, 2017: Dynamics of a retreating ice sheet: A LiDAR study in Värmland, SW Sweden. (45 hp)
501. Lindvall, Alma, 2017: Hur snabbt påverkas och nollställs luminiscenssignaler under naturliga ljusförhållanden? (15 hp)
502. Sköld, Carl, 2017: Analys av stabila isotoper med beräkning av blandningsförhållande i ett grundvattenmagasin i Älvkarleby-Skutskär. (15 hp)
503. Sällström, Oskar, 2017: Tolkning av geofysiska mätningar i hammarborrhål på södra Gotland. (15 hp)
504. Ahrenstedt, Viktor, 2017: Depositional history of the Neoproterozoic Visingsö Group, south-central Sweden. (15 hp)
505. Schou, Dagmar Juul, 2017: Geometry and faulting history of the Long Spur fault zone, Castle Hill Basin, New Zealand. (15 hp)
506. Andersson, Setina, 2017: Skalbärande marina organismer och petrografi av tidigcampanska sediment i Kristianstadsbassängen – implikationer på paleomiljö. (15 hp)
507. Kempengren, Henrik, 2017: Föreningsspridning från kustnära deponi: Applicering av Landsim 2.5 för modellering av lakvattentransport till Östersjön. (15 hp)
508. Ekborg, Charlotte, 2017: En studie på samband mellan jordmekaniska egenskaper och hydrodynamiska processer när erosion påverkar släntstabiliteten vid ökad nederbörd. (15 hp)
509. Silvé, Björn, 2017: LiDARstudie av glaciala landformer sydväst om Söderåsen, Skåne, Sverige. (15 hp)
510. Rönning, Lydia, 2017: Ceratopsida dinosauriers migrationsmönster under krittiden baserat på paleobiogeografi och fylogeni. (15 hp)
511. Engleson, Kristina, 2017: Miljökonsekvensbeskrivning Revinge brunnsfält. (15 hp)
512. Ingered, Mimmi, 2017: U-Pb datering av zirkon från migmatitisk gnejs i Delsjöområdet, Idefjordenterrängen. (15 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund