

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Berggrundsgeologi

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

2004-02-02



$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geokronologi och implikationer för tolkningen  
av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise

Jonas Ekestubbe

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600957487

Examensarbete, 20 p  
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 171

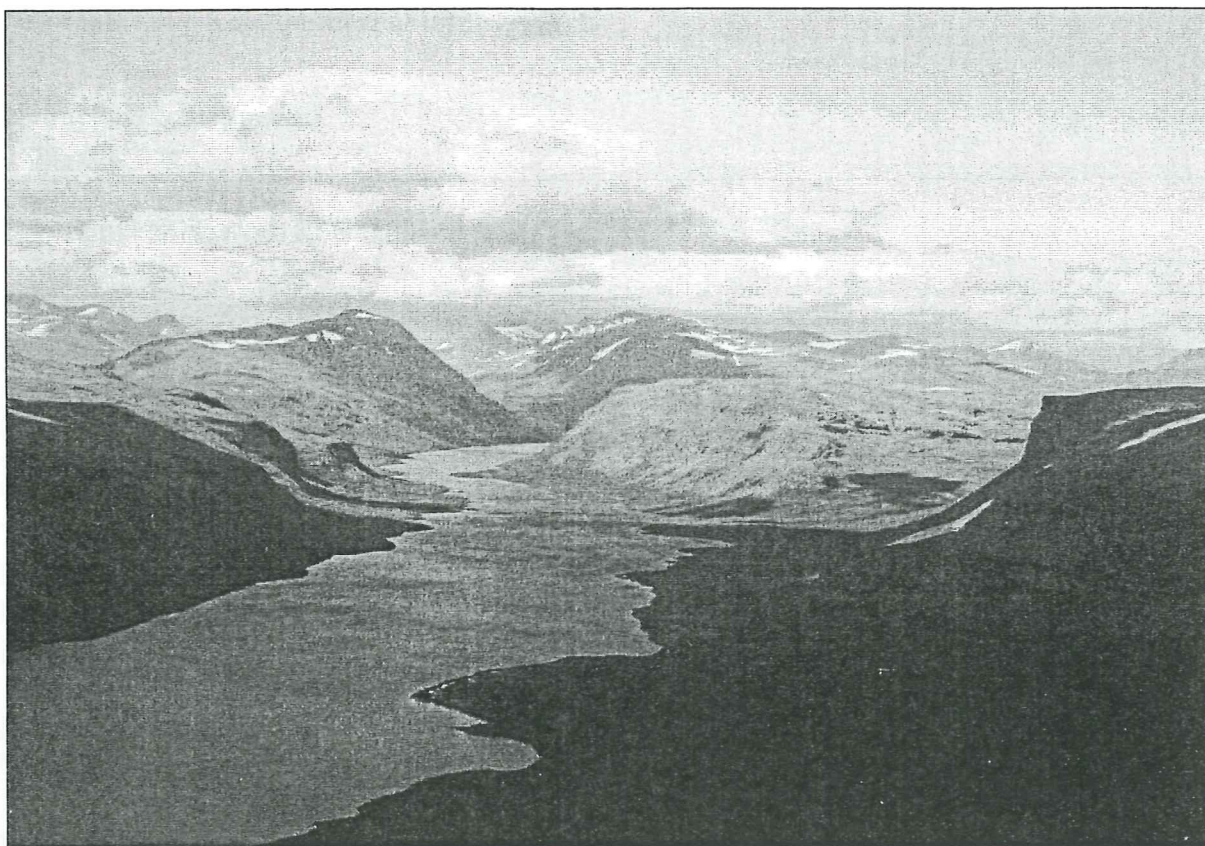
# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

2004-02-02

## Berggrundsgeologi

---



**$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geokronologi och implikationer för tolkningen  
av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise**

**Jonas Ekestubbe**



# **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise**

## **Innehållsförteckning**

<b>Introduktion</b>	<b>1</b>
Problemställning och uppgift	
<b>Skandinaviska Kaledonidernas uppbyggnad</b>	<b>2</b>
<b>Kebnekaises berggrund</b>	<b>4</b>
Tidigare arbeten	
Mellersta Allokton	
Seve Skollkomplex och Köli Skollkomplex	
<b>Bergartsbeskrivning</b>	<b>6</b>
Mellersta Allokton	
Seve Skollkomplex	
Köli Skollkomplex	
<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math> geokronologi</b>	<b>17</b>
Teknik och bakgrund	
Mineralen för $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datering	
Proverna och metodik vid preparering	
Laboratoriemetodik	
<b>Resultat och Tolkning</b>	<b>24</b>
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi	
<b>Diskussion</b>	<b>27</b>
Implikationer för den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise	
<b>Slutsatser och förslag till framtida arbete</b>	<b>31</b>
<b>Tackord</b>	<b>32</b>
<b>Referenser</b>	<b>32</b>
<b>Appendix</b>	<b>34</b>

# **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise**

Jonas Ekestubbe

Ekestubbe J. 2004:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise. *Examensarbete i Geologi vid Lunds Universitet, Berggrundsgéologi, nr 171*, 36 sidor.

## ***Svensk sammanfattning***

Den traditionella uppfattningen angående de Skandinaviska kaledonidernas utveckling är att den skett i två steg; genom en tidig Finnmarkisk och en senare Skandisk fas.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateringar på Seve Skollkomplex har också gett mellanliggande åldrar, vilket indikerar på att det snarare skett en kontinuerlig deformation av den Baltoskandiska kontinentkanten. När skollorna transporterades upp över den Baltiska kratonen bildades mineral i skjuvzoner och tektoniska kontakter mellan enheterna.

Uppgiften i detta examensarbete är att datera mineral främst från Seve Skollkomplex och Köli Skollkomplex i Kebnekaise för att fastställa när transport av dessa enheter förekommit. Fältarbetet genomfördes i tre olika områden i Kebnekaisemassivet, Tjäktja, Tarfala och Laddjuvaegge.

Deformation och metamorfos under den Skandiska fasen har nollställt många av de muskovitbärande bergarter tillhörande Seve Skollkomplex som ligger i närheten av skjuvzoner. Paragnejs från Tarfalaområdet daterades med hjälp av muskovit till  $431.4 \pm 0.8$  Ma. Åldern indikerar en Skandisk deformationshändelse, där temperaturen överskridit  $350^\circ\text{C}$ , vilket medfört att muskovitkornen blivit termalt nollställda.

Daterade muskoviter, från kontakter och skjuvzoner i Kebnekaiseområdet, som under deformation omkristalliserat eller blivit termalt nollställda har åldrar som ligger i ett väldefinierat intervall mellan 426-427 Ma. Viddjagnejs från Tjäktja daterades med hjälp av muskovit till  $426.7 \pm 0.2$  Ma. Denna ålder tolkas som en rekristallisationsålder för muskovit i samband med överskjutning av Seve och Köli över Mellersta Allohton. Argondata från daterad muskovit i granit från Tarfalaområdet bildar en plåtå vid  $427.2 \pm 0.8$  Ma. Åldern tolkas som en termal nollställning av muskovit i samband med kollisionen mellan Baltica och Laurentia.

Muskovitdatering från Seveskollans inre delarna tyder på att intern deformation skett vid olika tider i olika delar av Seveskollan. Fyllonitisk glimmerskiffer från Tjäktjaområdet daterades till  $460,0 \pm 1,9$  Ma. Den ålder som presenteras här motsvarar slutskedet av den gravitativa kollapsen i sen Finnmarkisk tid, vilket omfattade kraftig deformation och temperaturer överskridande blockeringstemperatur för muskovit. I fält fanns det dock en viss osäkerhet huruvida detta prov var en fyllonitisk glimmerskiffer eller en glimmergnejs tillhörande Viddjaenheten. Förmodligen tillhör den provtagna bergarten inte Mellersta Allohton utan är istället en del av Seveskollan. Bergarten benämns Viddjagnejs.

Det står klart att höggradig metamorfos och associerade fabrics tillhörande Seve Skollkomplex måste vara äldre än 490 Ma och att bergarterna i vissa delar av skollan så småningom kyldes ner till blockeringstemperatur för muskovit vid  $\sim 443$  Ma. Storglaciärgnejsen, Laddjuvaegge daterades till  $443 \pm 2$  Ma. Åldern indikerar att bergarten utsatts för en retrograd omkristallisation under ett avkylningsmoment i sen Finnmarkisk tid.

Problem kvarstår vid datering av hornblände, där flertalet tektoniska händelser av bland annat Seveskollans bergarter medfört att överskottsargon koncentrerats i kristallstrukturena.

Jonas Ekestubbe, Avdelningen för Mineralogi och Petrologi, Centrum för GeoBiosfärsvetenskap, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund. [jonas.ekestubbe@bredband.net](mailto:jonas.ekestubbe@bredband.net)



# **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and implications for the interpretation of the Caledonian Orogeny in the Kebnekaise Mts., Northern Sweden.**

Jonas Ekestubbe

Ekestubbe J. 2004:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and implications for the interpretation of the Caledonian Orogeny in the Kebnekaise Mts., Northern Sweden. *Examensarbete i Geologi vid Lunds Universitet, Berggrundsgeologi, nr 171*, 36 pp.

## *English abstract*

The traditional opinion about the Scandinavian Caledonian Mountains is that it formed in two major events; The early Finnmarkian phase and the later Scandian phase. However,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology carried out in the Seve Nappe Complex yielded intermediate ages, which rather indicate that there has been a continuous breakdown of the Baltoscandian miogeocline. As the nappes were emplaced upon the Baltic Shield new mineral grew in shear zones and tectonic contacts between the tectonic units.

The main task of this M.Sc. thesis is to date minerals from the Seve and the Köli Nappe Complexes in the Kebnekaise area and to establish the timing of shearing within and between the units. The fieldwork was carried out in three different regions in the Kebnekaise area, Tjåktja, Tarfala and Laddjuvaegge.

Deformation and metamorphism during the Scandian phase has reset muscovite in rocks occurring near shear zones belonging to the Seve Nappe Complex. Paragneiss from the Tarfala area gave a muscovite age of  $431.4 \pm 0.8$  Ma. The age indicates a Scandian deformation event where the temperature exceeded  $350^\circ\text{C}$  and the muscovite were thermally reset.

Thermally reset muscovites occurring near shear zones or within contacts between units in the Kebnekaise area yield consistent ages of 426-427 Ma. Viddja Gneiss from Tjåktja area give a muscovite age of  $426.7 \pm 0.2$  Ma. This age is interpreted as a recrystallisation age as the Seve and Köli were juxtaposed and emplaced upon the Baltic shield. Muscovites from granite in the Tarfala area yielded a plateau age at  $427.2 \pm 0.8$  Ma. The age is interpreted as a thermally reset age due to the continent-continent collision between Baltica and Laurentia.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology carried out on samples from the internal parts of the Seve Nappe Complex in the Kebnekaise area shows that internal deformation occurred at different parts of the unit at different time. Phyllonitic micaschist from the Tjåktja area gave a muscovite age of  $460.0 \pm 1.9$  Ma. This age is believed to represent the final stage of the first orogenic collapse in Late Finnmarkian time characterized by deformation and temperatures exceeding the closure temperature of muscovite.

During fieldwork there was some doubt whether the sampled rock was a phyllonitic micaschist or mica gneiss belonging to the Viddja Assemblage. The results presented here indicate that the sampled rock does not belong to the Middle Allochthon but is a part of the Seve Nappe Complex. The rock is termed Viddjagneiss.

It is clear that the high grade metamorphism and associated fabrics belonging to the Seve Nappe Complex is older than 490 Ma, where the rocks eventually cooled down to a closure temperature of  $\sim 443$  Ma for muscovite. Storglaciären Gneiss from the Laddjuvaegge area gave a muscovite age of  $443 \pm 2$  Ma. The age indicates that the rock re-crystallised during a cooling event in late Finnmarkian time.

Problems remain on dating hornblendes from the Seve Nappe Complex, where excess argon has accumulated in the crystal lattices due to several tectonic events.

Jonas Ekestubbe, Department of Mineralogy and Petrology, GeoBiosphere Science Centre, Lunds University, Sölvegatan 12, 223 62 Lund. [jonas.ekestubbe@bredband.net](mailto:jonas.ekestubbe@bredband.net)

# Introduktion

## Problemställning och uppgift

Den traditionella uppfattningen om de skandinaviska kaledonidernas utveckling är att den skett i två steg; genom en tidig Finnmarkisk och en senare Skandisk fas. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-dateringar på Seve Skollkomplex utförda av Page (1992a) från Singis-Tjoultajaureområdet i Kebnekaise har

dock gett mellanliggande åldrar, vilket indikerar att det skett en kontinuerlig deformation av den Baltoskandiska kontinentkanten (Andréasson & Page 1999). När skollorna transporterades över den Baltiska kratonen bildades mineral i skjuvzoner och tektoniska kontakter mellan enheterna.

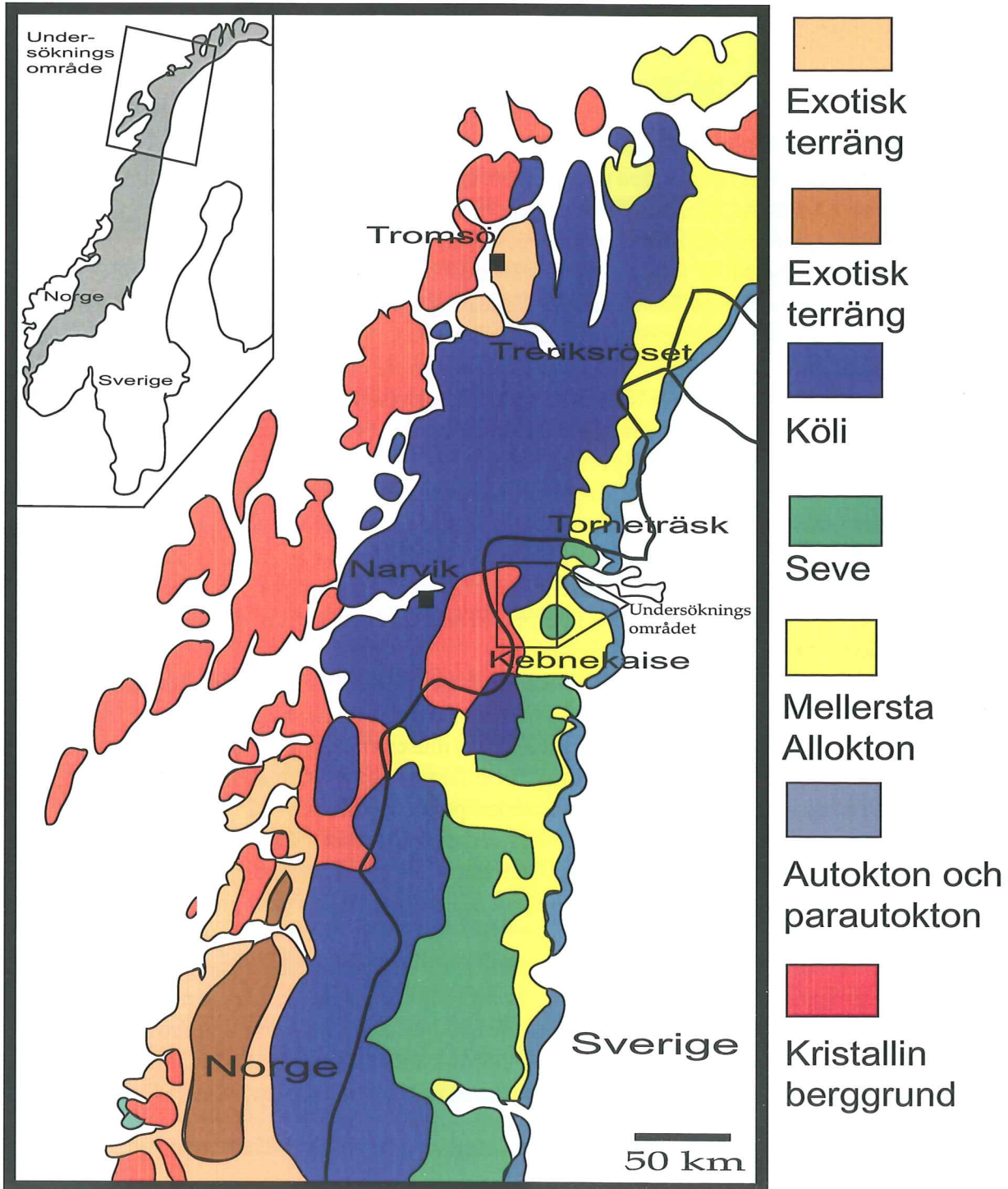


Fig 1: Tektonostratigrafisk karta över norra Skandinaviska Kaledoniderna (modifierad från Roberts 1988).



Uppgiften i detta examensarbete har varit att datera mineral främst från Seve Skollkomplex och Köli Skollkomplex i Kebnekaise för att fastställa när transport av dessa enheter förekommit. Resultatet baseras på två veckors fältarbete under sommaren 2002 (figur 1), tunnslipsstudier och datering med  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -metoden.

Fältarbetet genomfördes i tre olika områden i Kebnekaisemassivet, Tjäktja (figur 2), Tarfala (figur 4) och Laddjuvaegge (figur 5). Alla tre fältarbetsområdena ligger inom den markerade rektangeln i fig 1. Tjäktja ligger i nordvästra delen, Tarfala i östra delen och Laddjuvaegge utgör det sydligaste fältarbetsområdet. Alla områdena ligger runt om eller i angränsning till det som i folkmun betraktas som Kebnekaise, det vill säga sydtoppen och nordtoppen.

## Skandinaviska Kaledonidernas uppbyggnad

Den kaledoniska bergskedjan bildades genom en tidigpaleozoisk kollision mellan en mikrokontinent samt kontinenterna Baltica och Laurentia (Nord-Amerika och Grönland), varvid Aegir- och Iapetushaven stängdes (Torsvik & Rehnström 2001). När den slutliga kontinentkontinentkollisionen inträffade i silur subducerades Baltica under Laurentia och skivor av havsbotten samt material från Balticas och Laurentias kontinentkanter skjuvades upp över Baltica.

Orogenesen skedde huvudsakligen i två steg; först genom senkambrisk till tidigordovicisk subduktion av Balticas kontinentkant under mikrokontinenten Kara Block (Torsvik & Rehnström 2001) vilket ledde till att kontinentkanten spaltades upp samt att fragment av havsbotten (ofioliter) lyftes upp (Finnmarkiska fasen; Sturt et al. 1978) och sedan genom tidigsilurisk till tidigdevonsk överskjutning av exotiska terränger (Skandiska fasen; Gee 1975). Båda faserna avslutades med en gravitativ kollaps av bergskedjan först i äldre ordovicium och sedan i äldre devon.

De Skandinaviska Kaledoniderna består således av en serie skollor som skjutits upp på den Baltiska Skölden. Skollorna kan delas in i fem olika tektonostratigrafiska grupper (Kulling 1972): Autokton-Parautokton, Lägre Alloktion, Mellersta Alloktion, Övre Alloktion och Översta Alloktion. Parautokton har transporterats en kortare sträcka medan den Autoktona berggrunden inte rört sig alls. Parautokton består av en huvudsakligen klastisk sekvens av kambrisk ålder som vilar på det autoktona prekambrisk urberget. Denna sekvens underlagras lokalt av vendisk sandsten och överlagras av ordovicisk kalksten.

Tillsammans har dessa sedimentbergarter fungerat som ett décollement på vilket Lägre Alloktion transporterats. Lägre Alloktion inkluderar en senproterozoisk till mellansilurisk sedimentär lagerföljd som kallas Jämtland Supergrupp (Gee 1975) och som i Kebnekaiseområdet motsvaras av Dividalgruppen (Thelander 1982).

Mellersta Alloktion består av icke fossilförande metasedimentära och kristallina bergarter, ibland genomslagna av diabasgångar, som i överskjutningar har genomgått extrem deformation. I de centrala delarna av de Skandinaviska Kaledoniderna består

Mellersta Alloktion av två huvudsakliga skollor. Den lägre enheten består till övervägande del av fältspatssandstenar och skivor av proterozoiska kristallina bergarter.

Den övre enheten, Särsvskollan (Strömberg 1961), består av sen-proterozoiska metasandstenar och vendiska tilliter som intruderats av diabassvärmar. Svärmarna är tholeitiska och anses vara relaterade till riftning av den yttre delen av den Baltoskandiska kontinentkanten (Solyom et al. 1979). Denna riftprocess är tolkad som inledning till separering av kontinenterna och öppnandet av Iapetushavet (Gee 1975).

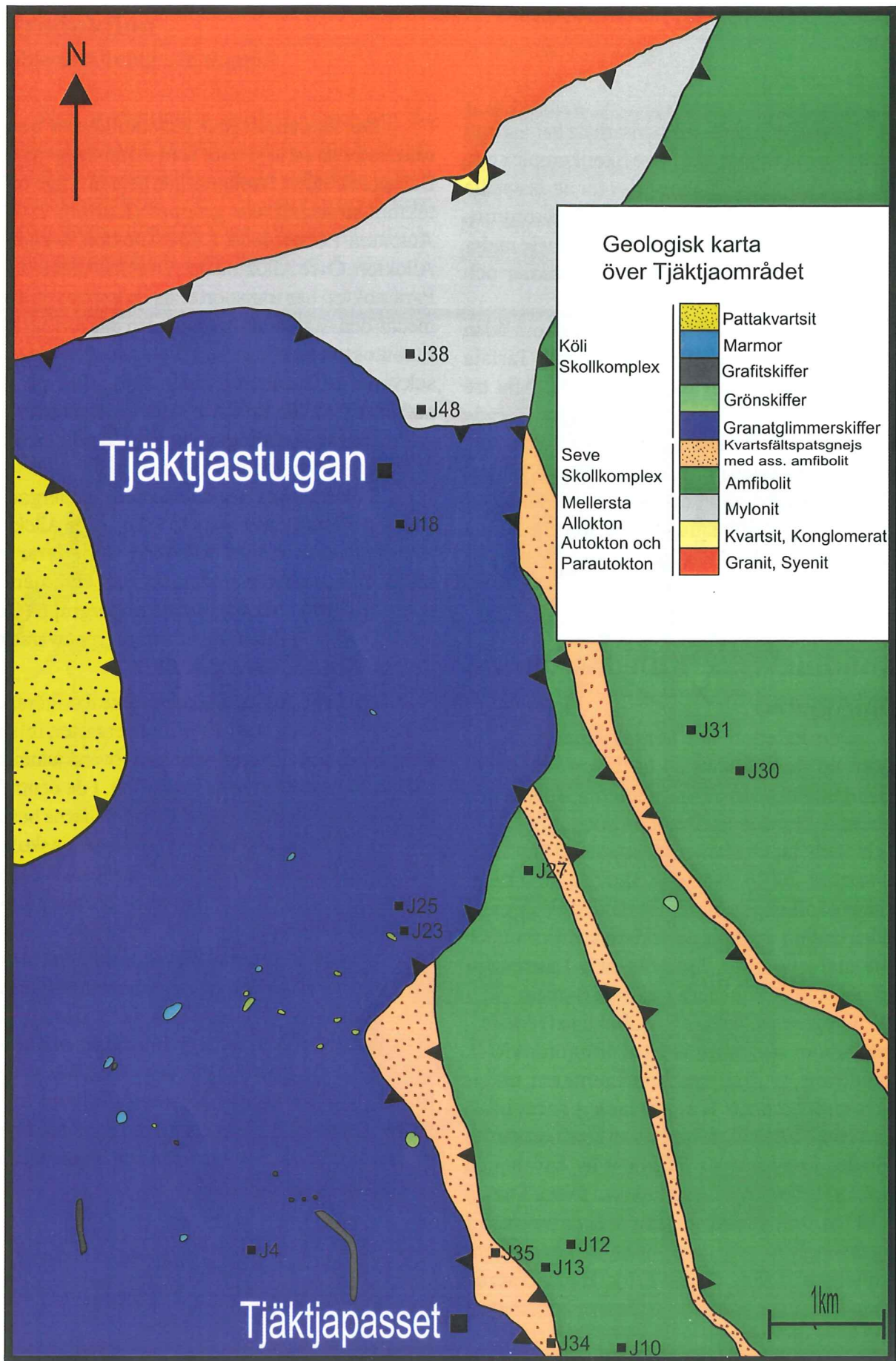


Fig 2: Detaljerad karta över Tjaktjaområdet med provpunkter (modifierad efter Wellesley Wesley 2002).



Övre och Översta Alloktion består av metasedimentära och metavulkaniska bergarter samt ofioliter, metamorfoserade och deformerade i varierande grad. I de centrala och norra delarna av de Skandinaviska Kaledoniderna är bergarterna i Övre Alloktion uppdelade i Seve Skollkomplex och Köli Skollkomplex.

Seven består av amfiboliter, gnejser, diabaser, psammitiska skiffrar och marmor som har sitt ursprung vid den yttre delen av den Baltoskandiska kontinentkanten (Gee 1975; Andréasson 1987). Seveskollans överskjutning inträffade i senkambrium eller under tidigordovicisk tid. Under tidigordovicium omfattade detta även placering av skollor ovanpå de autoktona sedimenten i bergkedjans norra delar.

Det överliggande Köliskollkomplexet består av tidigpaleozoiska vulkaniska och sedimentära bergarter av olika metamorf grad. Komplexet har delats in i Lägre, Mellersta och Övre Köli. Lägre Köli har sitt ursprung i öbågesystem utanför Balticas kontinentkant och de tektonostratigrafiskt högre enheterna från Iapetushavets botten samt från Laurentias kontinentkant (Stephens & Gee 1989).

Den slutliga transporten av Övre Alloktion ovanpå lägre enheter började under silur (Skandiska Orogenesen) längs större delar av bergskedjan och fortsatte in i devonsk tid. Denna händelse innebar en mycket kraftig förtjockning av den kontinentala jordskorpan vilket slutligen resulterade i en gravitativ kollaps av bergskedjan i tidig devon. Den extensionella kollapsen av bergskedjan medförde att djupt nedpressade eklogiter kunde lyftas upp.

## Kebnekaises berggrund

### Tidigare arbeten

Rekognosceringskartering, i de delar av Kebnekaisemassivet som är aktuella i detta examensarbete, utfördes av Kulling (1964). Tektonostratigrafin i Tarfalaområdet (figur 4) undersöktes och behandlades av Andréasson & Gee (1989 a & b) samt Goerke (1993).

Tektonostratigrafin i Laddjuvaeggeområdet (figur 5) undersöktes av Nilsson (1992). Examensarbeten i Kebnekaiseområdet har tidigare utförts av Paulsson (1996), Sandelin (1997), Boman (2001) och Lundgren (2002). Tektonostratigrafin i Tjäktjaområdet (figur 2) undersöktes och behandlades av Wesley (2002).

### Mellersta Alloktion

Mellersta Alloktion utgörs till större delen av kristallina mylonitiserade bergarter samt en mindre del sedimentära mylonitiserade bergarter, såsom kvartsiter och fylloniter. Mellersta Alloktion skiljer de långtransporterade skollorna från den proterozoiska Autoktona-Parautoktona berggrunden. Bergarterna är oftast helt omkristalliserade vilket gör att det är svårt att identifiera ursprungsbergarten i fält.

Mellersta Alloktion i Tjäktjaområdet består huvudsakligen av myloniter, ögongnejser, amfibolitiska myloniter och fyllonitiska glimmerskiffrar. Myloniten är ofta svagt grönfärgad och karakteriseras av små isoklinala veck. Bergarten uppvisar olika grad av deformation, även om de flesta har ultramylonitisk textur.



Fig 3: Två olika lineationer i mylonit från Tjäktjaområdet. Hammaren ligger i öst-västlig riktning.

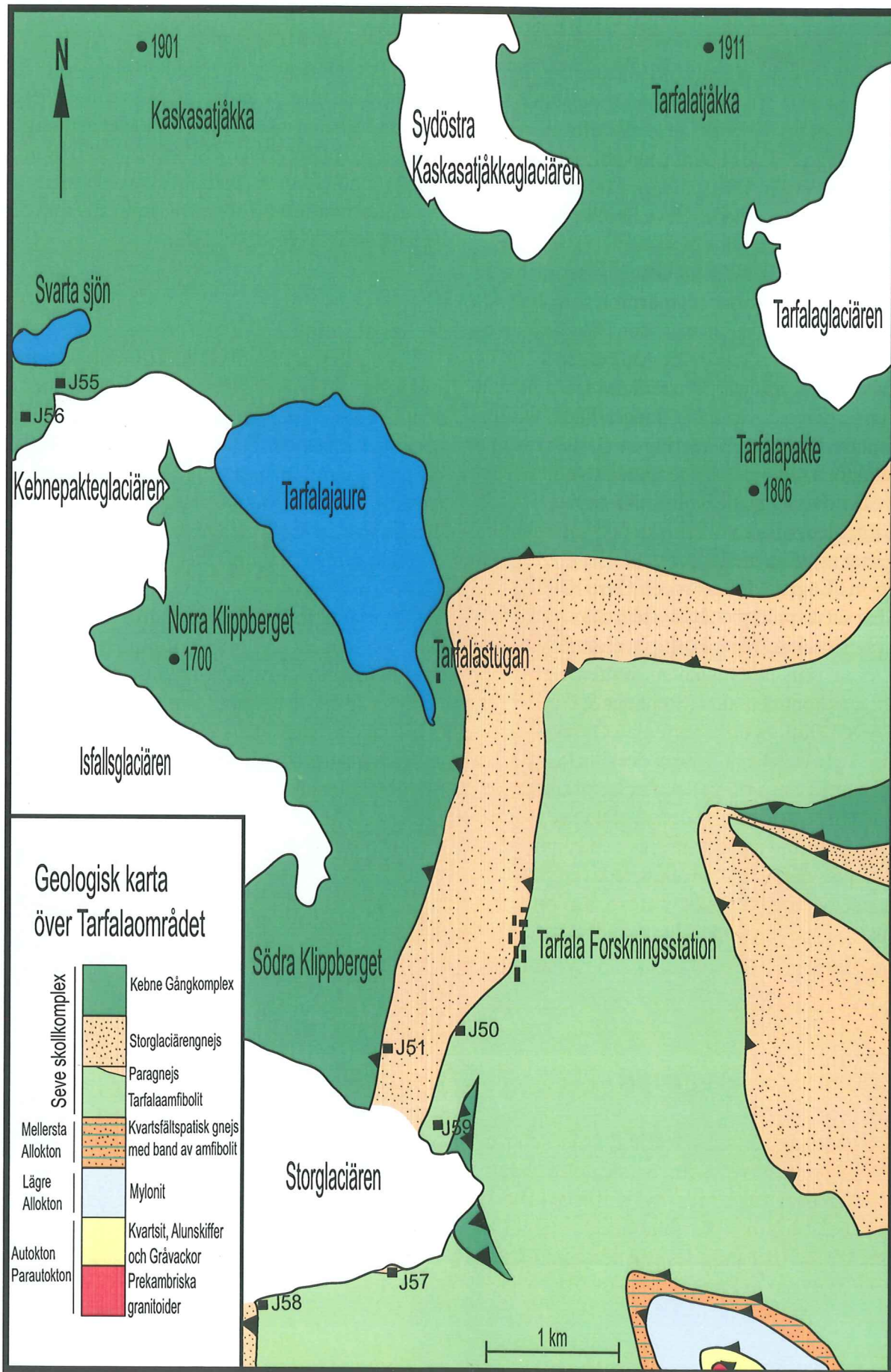


Fig 4: Detaljerad tektonostratigrafisk karta över Tarfalaområdet med provpunkter (modifierad efter Goerke 1993).



Figur 3 visar två olika lineationer, båda utbildade i mylonit; en primär öst-västlig lineation (118°) (parallell med hammarens skaft) som är parallell med överskjutningsriktningen och en sekundär nord nordväst-syd sydostlig crenulationslineation (176°) vars bildning förmodligen är resultatet av att Köliskollan, i devon, "gled" tillbaka västerut ovanpå Seven längs de normalförkastningar som bildats vid den gravitativa kollapsen av bergskedjan.

Ögongnejsen förekommer huvudsakligen strax norr om Tjäktjastugan (figur 2). Då bergarten utsatts för kraftig deformation var det i fält svårt att bestämma dess protolit. Bergarten blir mer mylonitisk längre norrut och ögonen försvinner. Fyllonitisk glimmerskiffer förekommer enbart strax norr om Tjäktjastugan.

### **Övre Allohton; Seve Skollkomplex och Köli Skollkomplex**

Bergarter tillhörande Seve är huvudsakligen amfiboliter, medan Köli består av granatglimmerskiffer, kärvskiffer, grafitskiffer, vulkaniter och marmor.

I Tjäktjaområdet skiljs de två skollorna åt av en skjuzon. Bergarter som bildats i skjuzonen är grafitskiffer, dolomit, och kvartsit (figur 2). Sevens översta enhet utgörs lokalt av en kvartsfältspatisk gnejs varvad med amfiboliter. Gnejsen tillhör *Viddjaenheten* (Viddja Assemblage) (Page 1992a), som kan följas längre söderut.

Seve och Köli uppvisar olika metamorf grad. Seveamfiboliter har genomgått retrograd metamorfos och överpräglas av grönskifferfacies, vilket framför allt avspeglas på granaterna, där klorit uppträder som pseudomorf av granat, medan glimmerskiffrar i Kölin har utsatts för prograd metamorfos och innehåller stora mängder granater.

Amfiboliten, som tektonostratigrafiskt tillhör Seve skollkomplex, förekommer i Tjäktjaområdet (figur 2). I överskjutningszoner är amfiboliten intensivt isoklinalt veckad. Bergarten uppvisar lokalt även mylonitisk och ofitisk textur.

En folierad amfibolit med gröna ränder av epidot och sparsamt med granater utgör basen i Seve Skollkomplex i Tarfalaområdet. Denna amfibolit kallas för *Tarfalaamfibolit*. Bergarten överlagras av en mylonitisk gnejs med karakteristiska fältspatsögonen och stora flak av muskovit; *Storglaciärensnejsen* (SGG) (Andréasson & Gee 1989b).

Det överliggande *Kebne Gångkomplexet* är ett mafiskt gångkomplex som utgörs av en mer eller mindre metamorfoserad gabbro intruderad av diabaser och plagioklasgranit. I Laddjuvaegge uppvisar Seven inverterad metamorfos med amfibolitfacies i de högre enheterna och grönskifferfacies i de lägre. Det förekommer överprägling med grönskifferfacies på amfibolitfaciesbergarter i tektoniska kontakter och i skjuzoner (Nilsson 1992).

Nilsson (1992) genomförde en noggrann undersökning och kartering av Laddjuvaeggeområdet där han redovisade en detaljerad profil vid Siellajohkaravinen. Denna lokal besöktes för provtagning med syfte att få ett amfibolitprov från *Kebne Gångkomplex* och ett prov från *Storglaciärensnejsen* för datering med  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden (figur 5). Läsaren hänvisas till Nilsson (1992) för bergartsbeskrivning i Laddjuvaegge.

### **Bergartsbeskrivning**

*Nedan följer en gemensam bergartsbeskrivning av bergarter provtagna i de tre ovannämnda områdena.*

#### **Mellersta Allohton**

##### *Fyllonitisk glimmerskiffer*

Denna ljus- till mörkgrå skiffriga bergart, som stratigrafiskt tillhör Mellersta Allohton, är associerad med myloniter och ögongnejsar. De tre bergarterna förekommer i den övre delen av Mellersta Allohton strax norr om Tjäktjastugan (figur 2).



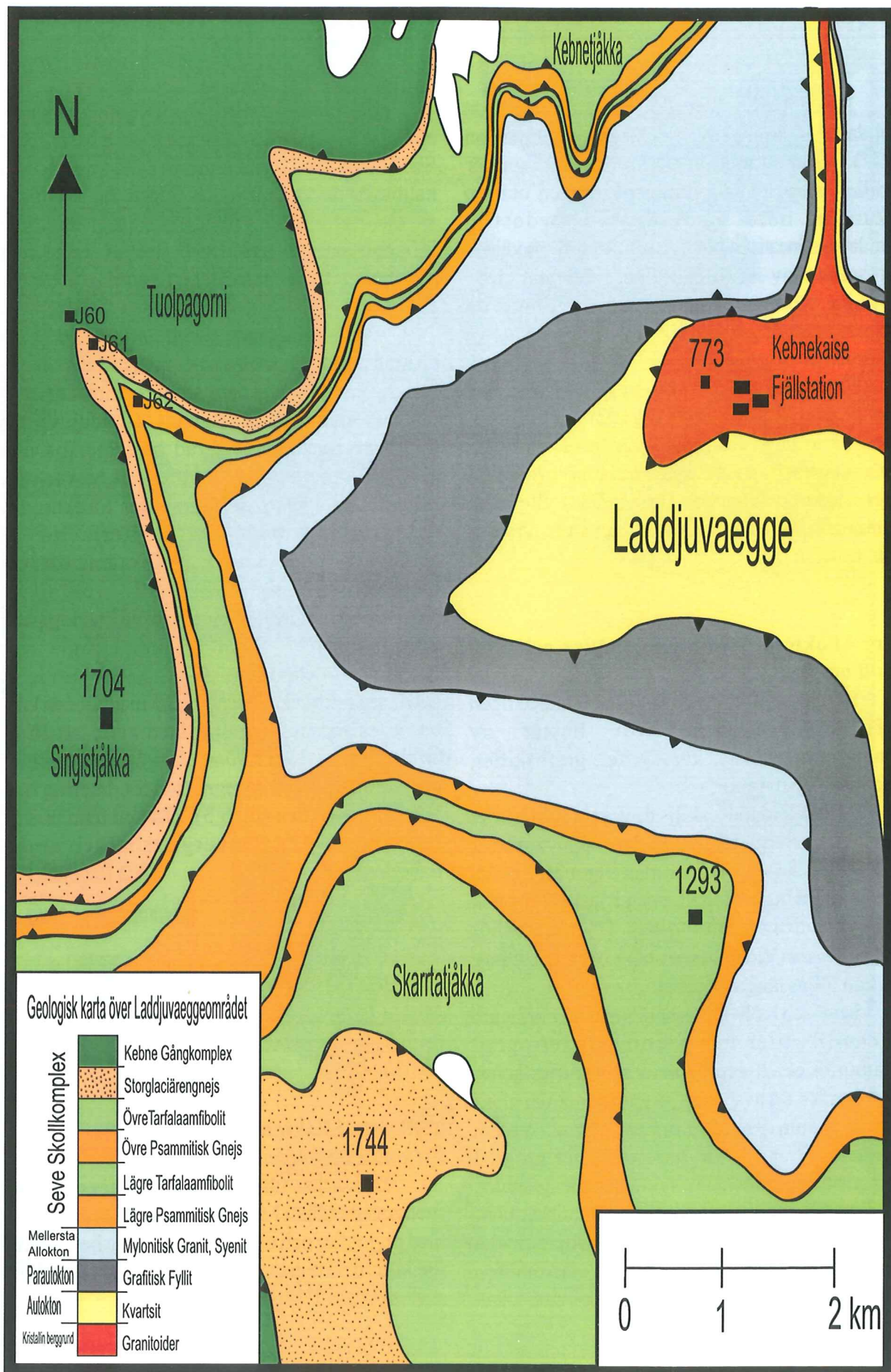


Fig 5; Detaljerad tektonostratigrafisk karta över Laddjuvaegge med provpunkter. Modifierad efter Nilsson (1992).



Området här är flackt och återspeglar troligen en överskjutningszon över vilken Övre Alloktion transporterats. Den fyllonitiska glimmerskiffen (figur 6) består av kvarts, muskovit, granat, plagioklas samt mindre mängder av klorit. Rutil, titanit och opaka mineral förekommer accessoriskt (figur 9G och 9H, se lokal J38 i figur 2 för provplats).

Kvarts utgör ett finkornigt omkristalliserat matrix. Finkornigheten är en indikation på att mineralkornen utsatts för kraftig deformation. Då även temperaturen varit hög har kvartskornen utsatts för så kallat *grain boundary dislocation* vilket innebär att kornen glider mot varandra längs korngränserna, vilket i sin tur medfört att kornen delat upp sig i så kallade *sub-grains*. Kvartskornen har så småningom också omkristalliserat (*recovery*).

Muskovit utgörs av stora utdragna linser (mica fishes). Många granater är söndertrasade men några är subidioblastiska. Granaterna är pretektoniska. Plagioklas förekommer i liten mängd men de korn

som finns är subidioblastiska med tydliga albittvillingar. Kloritiserade pseudomorfer av granat indikerar retrograd metamorfos.

Förekomsten av rutil kan indikera en tidigare högtryckspargenes, men i detta fall är det troligare att rutil existerar tack vare den sparsamma förekomsten av plagioklas som ger kalcium till titanit. Bergarten är ojämnkornig och texturen definieras av muskovit.

### Seve Skollkomplex

#### Amfibolit

Denna gråsvarta fin- till medelkorniga bergart (figur 7) består av hornblände, kvarts, granat, plagioklas samt mindre mängder biotit och muskovit. Accessoriska mineral utgörs av metamorf titanit, rutil och opaka mineral (figur 14E och 14F, se lokal J13 i figur 2 för provplats). Bergarten är ojämnkornig och de stora kornen är framför allt hornblände och granat, medan de mindre kornen utgörs av kvarts och titanit. Texturen definieras av hornblände och kvarts.



Fig 6: Flack terräng strax norr om Tjäktjastugan, där fyllonitisk glimmerskiffer provtogs. Vy mot Rombäckfönstret, norra delen av Tjäktjaområdet. Fotot taget mot norr.



Hornblände utgörs av stora, subidioblastiska till idioblastiska korn, utdragna i foliationsriktningen. Foliationen är välutbildad hos bergarten. Kwarts förekommer i långa smala omkristalliserade band (*quartz ribbons*) vilka tillsammans med hornblände definierar lineationen.

Granat förekommer som subidioblastiska, poikiloblastiska porfyroblaster som är pretektoniska. Titanit förekommer i förhållandevis stor mängd, sannolikt bildad från primär ilmenit.

Intressant är den påtagliga skillnaden, som kan noteras både i fält och i tunnslip, mellan amfiboliter som är provtagna nära kontakter och skjuvzoner och amfiboliter provtagna inne i Sevekomplexet (figur 2). Amfiboliter provtagna nära kontakter är finkornigare och ger indikationer på betydligt kraftigare deformation än de provtagna inne i skollan (figur 9E och 9F, se lokaler J27 och J31 i figur 2 för provplatser).

I skjuvzoner mellan amfibolit och mylonit förekommer bokhyllestrukturer (*book-shelf structures*) i muskovitkorn i amfiboliterna. I områden där amfiboliten är mer mylonitisk är hornbländekornen utsträckta parallellt med skjuvriktningen och kornen har avbrutna kanter.



Fig 7: Veckad amfibolit från Tarfalaområdet.

### Granit

Denna ljusa, finkorniga bergart (figur 8) har en granitisk sammansättning och har förmodligen magmatiskt ursprung. Möjligtvis kan det vara samma granit som den i Vistasområdet (Andréasson, pers. komm.).

Bergarten förekommer som stora linser tektonostratigrafiskt mellan Kebne Gångkomplex och Storglaciärengnejsen. Kwarts, mikroklin, plagioklas, muskovit, biotit samt mindre mängder granat utgör huvudmineralen hos bergarten. Accessoriska mineral utgörs av titanit och opaka mineral (figur 9I och 9J, se lokal J50 i figur 4 för provplats).

Matrix utgörs av kvartskorn. Plagioklaskornen har tydliga albittvillingar och är något större än kvartskornen. Muskovit utgörs av stora, idioblastiska flak som ligger parallellt med foliationsriktningen. Biotit förekommer som långa smala band parallellt med foliationsriktningen.

Granatkristallerna är xenoblastiska och delvis omvandlade (klorit som pseudomorf). Titanit förekommer som utdragna korn i foliationsriktningen. Bergarten är finkornig, jämnkornig och foliationen definieras av muskovit, biotit och kvarts. Bergarten har ett tydligt C-klåv som definieras av muskovit, biotit och titanit. Ett mindre tydligt S-klåv hos bergarten definieras av muskovit tillsammans med plagioklas. Det sistnämnda tillsammans med förekomsten av klorit som pseudomorf av granat indikerar att bergarten inte är i jämvikt.





*Fig 8: Granit som förekommer som stora linser, tektonostratigrafiskt mellan Kebne gångkomplex och Storglaciärensnejsen. Fotot taget mot norr.*

#### *Storglaciärensnejsen (SGG)*

Storglaciärensnejsen (figur 10 och 11) är en distinkt protomylonitisk ögongsnejs som förekommer mellan den underliggande Tarfalaamfiboliten och det överliggande Kebne Gångkomplexet. Gnejsen sträcker sig från den västra branten vid Singitjåkka upp till Tarfala forskningsstation (Andréasson & Gee 1989b, figur 4 och 5). Enhetens mäktighet överstiger lokalt 200 meter, men den tunnar ut åt öster ned till ca 10 meter norr om Tarfala forskningsstation.

Bergarten är ljusröd till mörkgrå och mycket ojämnkornig. Den består av kvarts, fältspat, plagioklas, granat, muskovit samt mindre mängder kyanit och biotit. Accessoriska mineral utgörs av titanit och opaka mineral (figur 9A och B och figur 14 C och D, se lokal J61 i figur 5 och lokal J51 i figur 4 för provplatser).

Kvarts, biotit, muskovit och kyanit utgör matrix mellan större korn av plagioklas och granat. Fältspatsögonen är stora och visar ibland god kristallform.



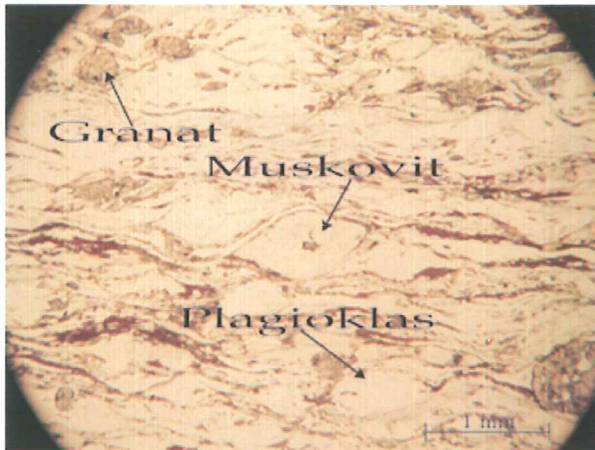


Fig 9A: Mikrofoto av Storglaciärengnejs, prov 25 i planpolariserat ljus från Laddjuvaegge.

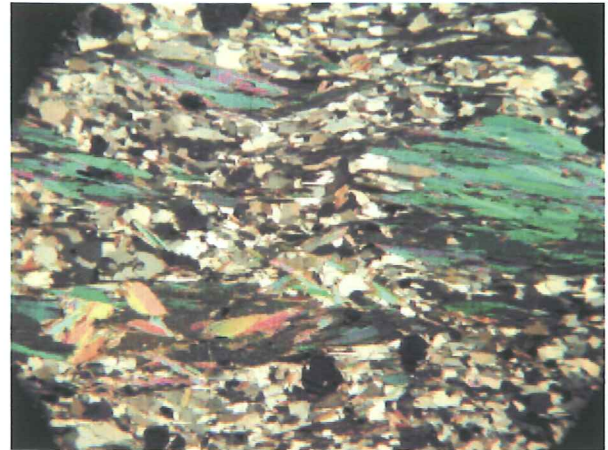


Fig 9D: Mikrofoto av Viddjagnejs, prov 14 med korsade nikoler.



Fig 9B: Mikrofoto av Storglaciärengnejs, prov 25 med korsade nikoler.



Fig 9E: Mikrofoto av Amfibolit, prov 9 från Tjäktjaområdet, provtagen nära kontakten mellan Seve och Mellersta Allohton.

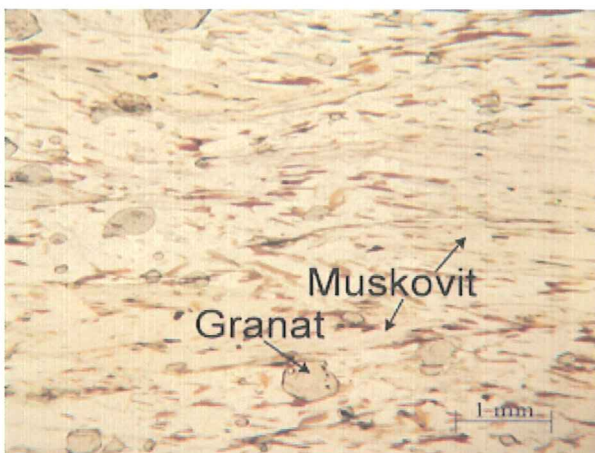


Fig 9C: Mikrofoto av Viddjagnejs, prov 14 i planpolariserat ljus från Tjäktjaområdet.

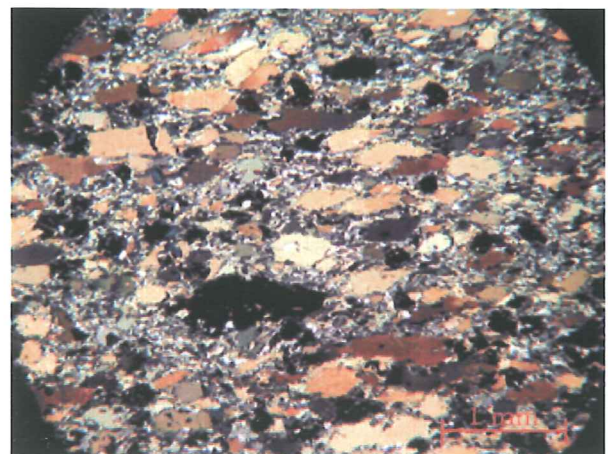


Fig 9F: Mikrofoto; Amfibolit, prov 11 från Tjäktjaområdet, provtagen i de centrala delarna av Seveskollan.





Fig 9G: Mikrofoto av Fyllonitisk glimmerskiffer, prov 15 i planpolariserat ljus från Tjäktjaområdet.

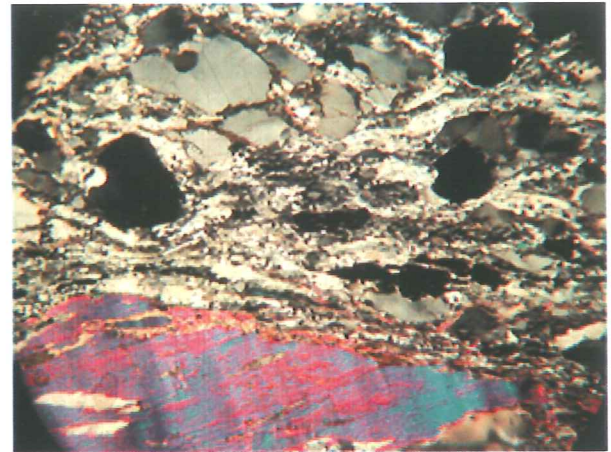


Fig 9J: Mikrofoto av Granit, prov 17 med korsade nikoler.



Fig 9H: Mikrofoto av Fyllonitisk glimmerskiffer, prov 15 med korsade nikoler.



Fig 9K: Mikrofoto av Paragnejs, prov 21 i planpolariserat ljus från Tarfalaområdet.

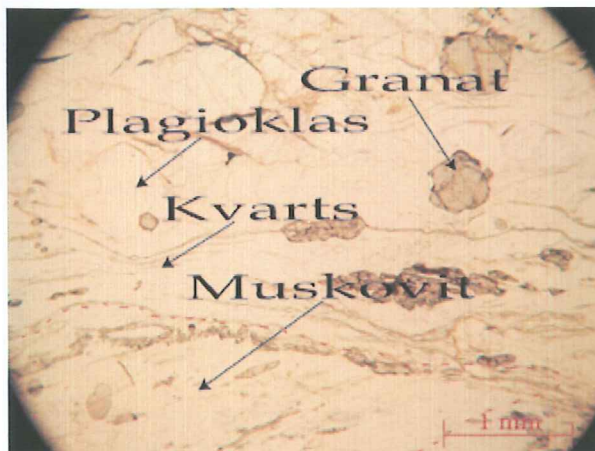


Fig 9I: Mikrofoto av Granit, prov 17 i planpolariserat ljus från Tarfalaområdet.

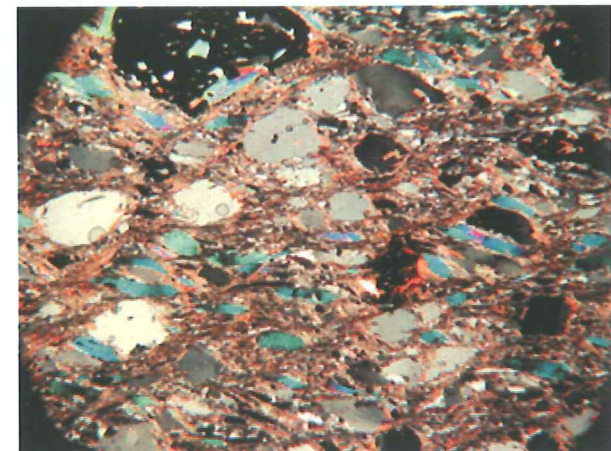


Fig 9L: Mikrofoto av Paragnejs, prov 21 med korsade nikoler.



Det råder tveksamhet hurvida fältspatsögonen är porfyroklaster (redan existerande megakrister som formats genom deformation) eller porfyroblaster (tillförsel av material och tillväxt har skett under deformationen).

Nilsson (1992) förespråkar porfyroklastbildning och menar att Storglaciärengejsen bildades som ett resultat av en deformationshändelse i amfibolitfacies genom metasomatiska processer där material migrerade till områden med låg strain och bildade band av olika sammansättning. Dessa band boudinerades senare genom en deformationshändelse vid lägre metamorf grad vilket resulterade i bildning av asymmetriska fältspatsögon. En del av granaterna är pretektoniska porfyroblaster. De flesta är trasiga i kanterna.

Muskovit varierar i storlek med många små korn och några få stora. De stora kornen är ofta linsformade (mica fishes). Kyanit förekommer tillsammans med kvarts som utdragna korn parallellt med foliationsriktningen. Kyanit ser ut att växa på muskoviten men även inuti muskovitkornen.

Förekomsten av kyanit indikerar att metamorfos skett vid intermediärt till högt tryck. Biotit förekommer sparsamt som xenoblastiska korn. Titanit förekommer ganska rikligt som idioblastiska korn utsträckta i foliationsriktningen.

Bergarten är kraftigt deformerad och uppvisar en tydlig lineation och foliation som definieras av plagioklas respektive kvarts, muskovit och biotit. Sekundär muskovit kan ha bildats genom retrograda reaktioner i vissa domäner av kyanit. Det är påvisat att reaktionen även kan gå åt andra hållet.



*Fig 10: Den i fält mycket distinkta Storglaciärengejsen. Fotot taget mot norr.*





Fig 11: Närbild på SGG med sina karakteristiska fältspatsögon.

En mylonitisk variant av SGG påträffades öster om Storglaciären i Tarfaladalen (figur 4). Likhetera är många mellan SGG och denna mylonitiska bergart som i detta examensarbete benämns *Paragnejs* (figur 9K och L, se lokal J57 i figur 4 för provplats).

En påtaglig skillnad finns dock i mineralsammansättning mellan Storglaciärgnejsen och Paragnejsen. SGG karakteriseras av sina stora fältspatsögon och förekomsten av kyanit vilket helt saknas hos Paragnejsen. Granaterna är retrograda och förekommer som pretektoniska porfyroblaster.

#### Viddjagnejs

Denna ljusa finkorniga gnejsbergart (figur 12), tektonostratigrafiskt belägen över Seveamfiboliten påträffades i Tjäktjaområdet (figur 2). Bergarten benämns *Viddja kvartsfältspatsgnejs* (VQG).

Bergarten består av kvarts, muskovit, biotit, granat och kyanit. Titanit och opaka mineral är accessoriska. Bergarten är jämnkornig och foliationen definieras av muskovit och biotit (figur 9C och 9D, se lokal J35 i figur 2 för provplats).

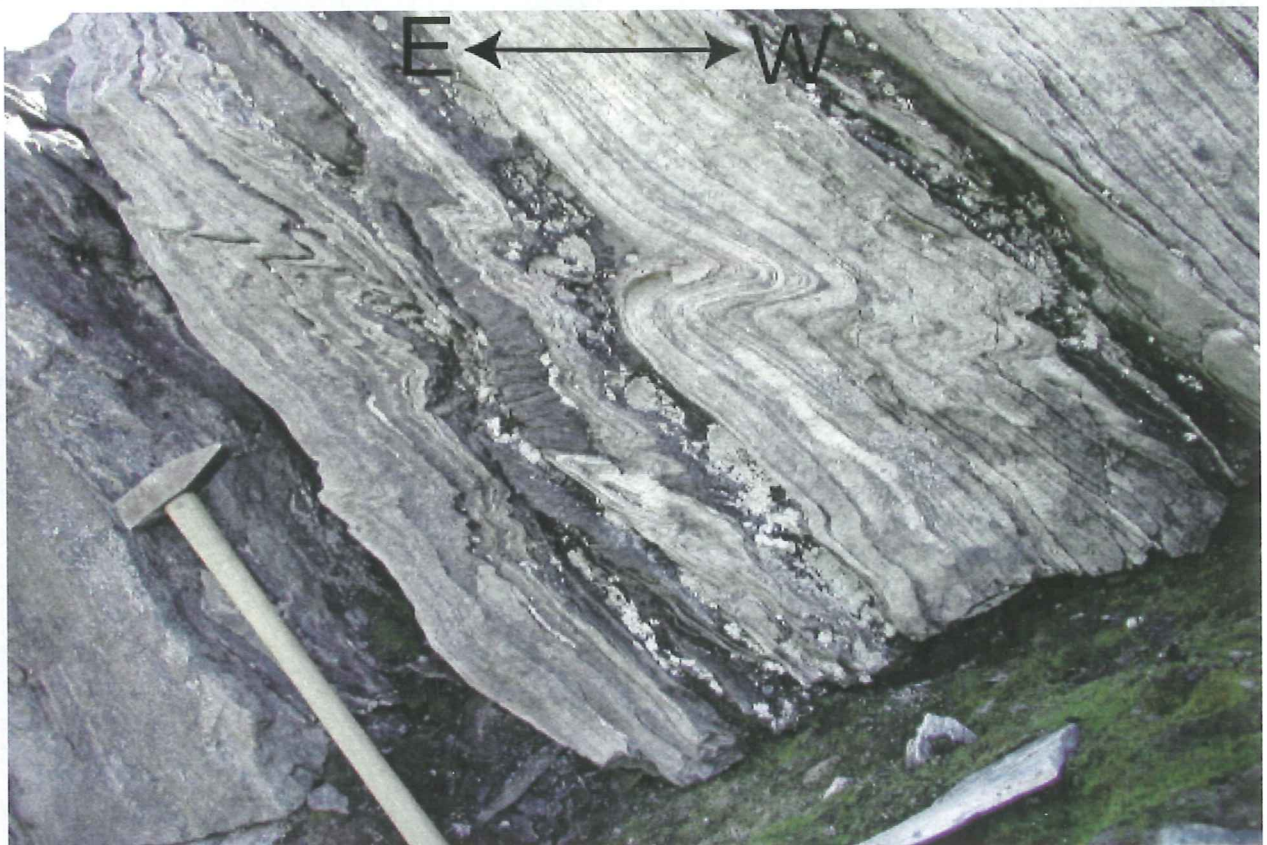


Fig 12: Västvergenta veck i Viddjagnejs från Tjäktjaområdet. Fotot taget mot söder.



Bergarten uppvisar ett välutbildat C-klåv som definieras av biotit och ett S-klåv som definieras av muskovit. Kvarts förekommer som ett finkornigt omkristalliserat matrix i bergarten. Muskovit utgörs av linsformade korn utsträckta parallellt med foliationsriktningen. Biotit förekommer som långa smala band utdragna i foliationsriktningen. Granaterna är poikiloblastiska, pretektoniska, subidioblastiska till idioblastiska och ganska små.

### **Köli Skollkomplex**

#### *Granatglimmerskiffer*

Denna ljus mellangrå ojämnkorniga bergart (figur 13) består av muskovit, kvarts, granat, hornblände, plagioklas samt mindre mängder biotit. Sekundär klorit förekommer också och växer runt roterade korn av plagioklas, hornblände och granat. Accessoriska mineral utgörs enbart av opaka mineral. Muskovit förekommer som små linsformade korn (mica fishes). Kvarts förekommer i långa smala omkristalliserade band (quartz ribbons) som definierar lineationen. En del av granatporfyroblasterna är sigmoidala (*snowball garnets*) vilket indikerar att de är syntektoniska.

De övriga är pretektoniska. Granaterna uppvisar både dextral och sinistral skjuvningsriktning. Den sinistrala (västlig) riktningen verkar i fält vara fallet inne i Köliskollan, medan den dextrala (östlig) skjuvningsriktningen förekommer i prov tagna närmare kontakten mellan Köli, Seve och Mellersta Alloktion (figur 2). Dessa observationer kunde dock inte bekräftas med hjälp av mikroskopstudier.

Intressant att notera är den märkbara skillnaden i utseendet hos granater provtagna från olika delar av Köliskollan. I kontakt- och skjuvzoner uppträder klorit som pseudomorf av granat medan det i de inre delarna av Kölin inte ser ut som om granaterna har genomgått någon retrograd metamorfos (figur 14A och B, se lokaler J4 och J18 i figur 2 för provplatser).

Hornblände förekommer som stora, xenoblastiska korn. Bergartens textur definieras av muskovit, hornblände och kvarts. Bergarten uppvisar ett tydligt C-klåv som definieras av muskovit. Plagioklas förekommer som pretektoniska sericitiserade korn. Den rostfärgade biotiten är till stora delar kraftigt omvandlad. Bergarten är inte i jämvikt då den visar tydliga tecken på retrograd metamorfos där klorit växer, framför allt, på bekostnad av granat.

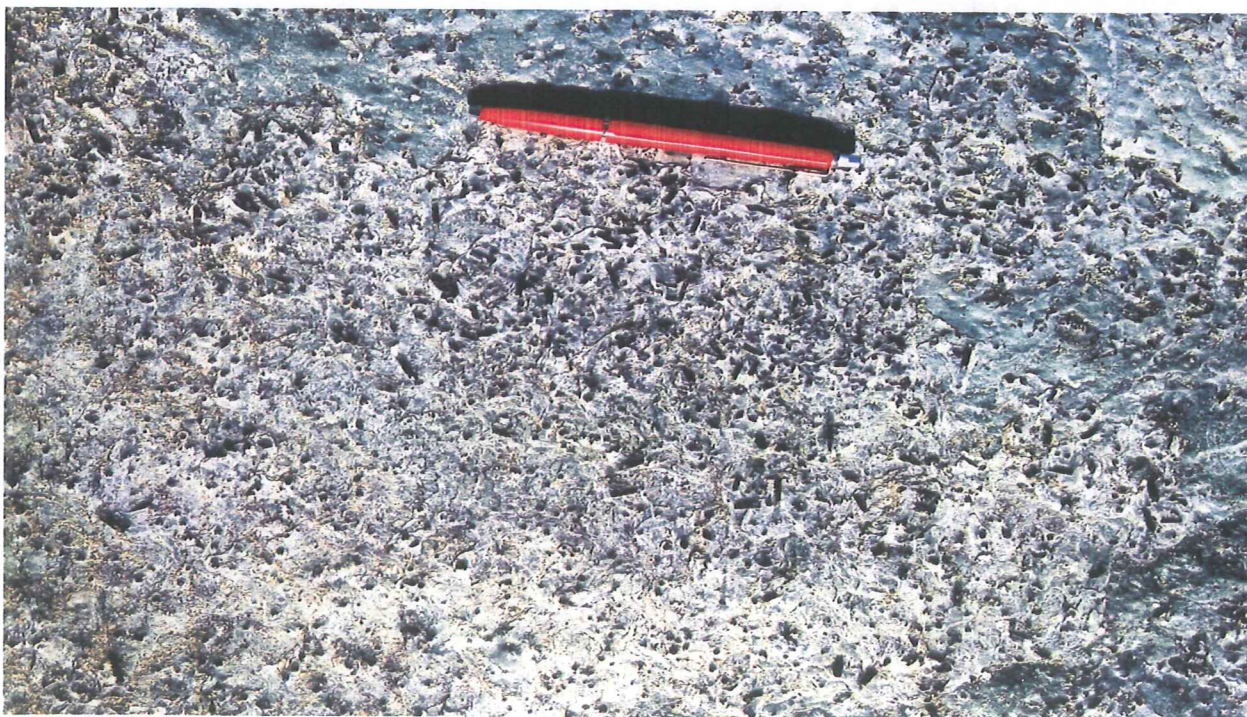


Fig 13: Granatglimmerskiffer i Köliskollan från Tjäktjaområdet.



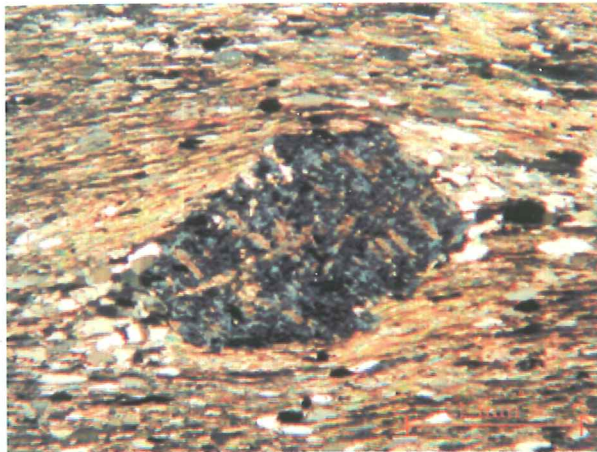


Fig 14A: Mikrofoto av Pseudomorf av granat, granatglimmerskiffer, prov 6 från Tjäktjaområdet. Provtagen i skjuvzon.

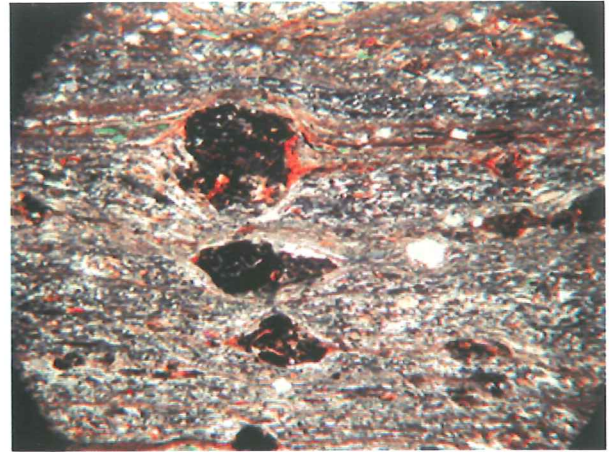


Fig 14D: Mikrofoto av Storglaciärengejs, prov 18 med korsade nikoler.

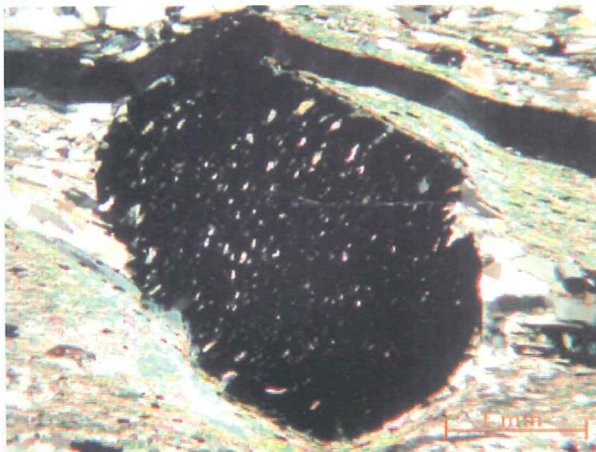


Fig 14B: Mikrofoto av Granatglimmerskiffer, prov 1 från Tjäktjaområdet. Provtagen i inre delen av Köli.



Fig 14E: Mikrofoto av Amfibolit, prov 4 i planpolariserat ljus från Tjäktjaområdet.

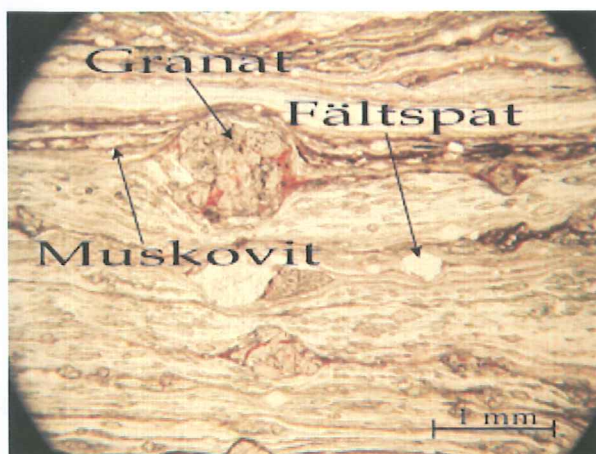


Fig 14C: Mikrofoto av Storglaciärengejs, prov 18 i planpolariserat ljus från Tarfaladalen.

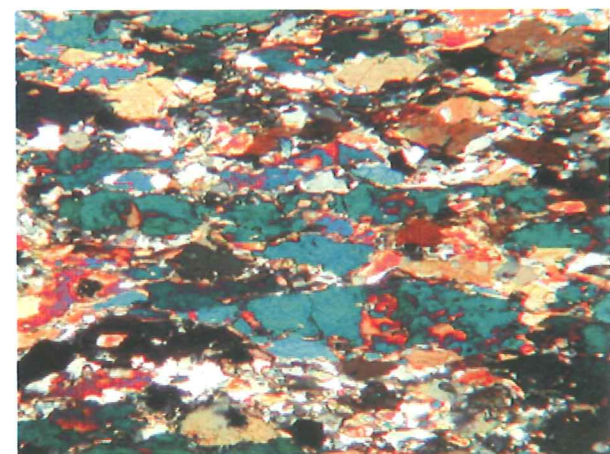


Fig 14F: Mikrofoto av Amfibolit, prov 4 från Tjäktjaområdet med korsade nikoler, provtagen i de centrala delarna av Seveskollan.



## $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi

### Teknik och bakgrund

#### *Kalium-argon metoden*

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden har sin grund i kalium-argon (K/Ar) metoden. Den sistnämnda metoden baseras på förekomsten av  $^{40}\text{K}$ , som är en radioaktiv kaliumisotop med en halveringstid på  $\sim 1250$  Ma. Isotopen har ett tvådelat sönderfall till  $^{40}\text{Ca}$  och  $^{40}\text{Ar}$ . Denna förgrening, som producerar radiogent argon ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) som dotterprodukt, utgör basen för K/Ar dateringstekniken (McDougall & Harrison 1999).

I det enklaste fallet; en lava, ger normalt K/Ar metoden en ålder som är likvärdig med den tid som har förflutit sedan eruption och avkylning. Vid hög temperatur, tenderar det argon som finns inuti smältan att nå jämvikt med den omgivande gasfasen. Om jämvikt uppnås, kommer alla spår av redan existerande radiogent argon att försvinna. Till följd av avkylning, börjar det radiogena argonet, som genererats från sönderfall av  $^{40}\text{K}$ , att ackumuleras kvantitativt inuti den fasta fasen (McDougall & Harrison 1999).

Mätning av mängden moderisotop  $^{40}\text{K}$  och dotterisotop  $^{40}\text{Ar}^*$  som ansamlats i mineralet, kombinerat med den kända halten  $^{40}\text{Ar}^*$  som sönderfallit från  $^{40}\text{K}$ , gör det möjligt att beräkna en ålder, som återspeglar tiden sedan eruption och avkylning (McDougall & Harrison 1999).

Eftersom det finns flera olika källor och typer av argon med olika isotopsammansättning i geologiska prov, är nomenklaturen summerad i appendix.

Liksom med alla isotopdateringsmetoder, finns det ett antal antaganden som måste uppfyllas för att en K/Ar ålder skall kunna relateras till händelser i geologisk tid, i den region som studeras. Dessa antaganden är även applicerbara för  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden. För antaganden se appendix.

#### *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metoden*

Vid användning av  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden bestrålas först provet i en kärnreaktor, med syfte att  $^{39}\text{K}$  atomer skall omvandlas till  $^{39}\text{Ar}$  genom interaktion av snabba neutroner. Efter bestrålning, placeras provet i ett så kallat *Ultrahigh Vacuum System* (UHV), och det extraherade argonet renas och analyseras med avseende på isotopsammansättningen i en masspektrometer.

Mängden  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$  och  $^{36}\text{Ar}$  mäts.  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  bestäms, där  $^{40}\text{Ar}^*$  är det radiogena argonet och  $^{39}\text{Ar}_K$  är det  $^{39}\text{Ar}$  som producerats av  $^{39}\text{K}$  genom bestrålning. Halten  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  är proportionell mot halten  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  i provet, och därför också proportionell mot åldern. Detta beror på att  $^{39}\text{Ar}_K$  är beroende av mängden  $^{39}\text{K}$  närvarande i provet, och på att halten  $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$  är konstant i naturen (McDougall & Harrison 1999).

Den stora fördelen med  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden är att halten av dotterisotopen ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) i förhållande till moderisotopen ( $^{40}\text{K}$ ) kan mätas i en enda analys, vilket eliminerar behovet att utföra separata analyser; en för kalium och en för argon. Det innebär också att man undviker problem som inhomogenitet i provet och dessutom behöver man mindre provmängder vid analyserna.

En annan fördel med  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden, jämfört med K/Ar metoden är att provet kan värmas upp stegvis, med en starttemperatur som är betydligt lägre än smälttemperaturen. Det extraherade argonet analyseras isotopiskt vid varje steg i uppvärmningen, vilket ger en serie skenbara åldrar.

Ytterligare information ges med denna metod, med stegvis uppvärmning (step heating technique; Merrihue & Turner 1966), som kan ge inblick i fördelningen av radiogent argon i provet. Metoden bygger på frigörandet av argon genom termala processer i UHV när provet successivt hettas upp till högre temperaturer. Under experimentet frigörs



normalt två isotoper,  $^{40}\text{Ar}^*$  och  $^{39}\text{Ar}$  i proportion till varandra, vilket frambringar en konstant  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  halt i varje extraherad gasfraktion. Detta innebär att åldrarna som ges också är konstanta.

En kurva på de skenbara  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  åldrarna för varje steg plottas mot den växande proportionen av det frigjorda argonet ( $^{39}\text{Ar}$ ). Denna kurva, känd som åldersspektrum (age spectra), uppvisar ett flackt mönster som benämns *platå* (McDougall & Harrison 1999).

Ett platt åldersspektrum tolkas som en indikering på att provet hela tiden varit ett slutet system och termalt ostört sedan kristallisation. En bergart som har förlorat en del av sitt radiogena argon strax efter sin initiala kristallisation, kommer att ha platser i kristallgittret som alla har olika halter av den radiogena dotterisotopen ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) i förhållande till moderisotopen  $^{40}\text{K}$ . Vid ett experiment med stegvis uppvärmning kommer sådana skillnader att avslöjas genom variationer i halten  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ , som mäts på de successivt frigjorda gasfraktionerna, vilket kommer att ge ett åldersspektra som inte är platt (McDougall & Harrison 1999).

Metoden med stegvis uppvärmning har visat sig vara lämplig för många olika mineral. En nackdel med metoden vid  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering är dock att när den används på mineral som innehåller kristallvatten reflekterar resultaten inte bara fördelningen av argon inuti mineralkornen utan även nedbrytningen av mineralen genom avvattning (Kelley 1995).

#### *Datering med hjälp av laser*

Laserbaserad extraktionsteknik används vid  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering för att med hög upplösning undersöka fördelningen av argon i ett mineral och för att undvika problemen med vakuumnedbrytning som kan förekomma vid stegvis uppvärmning (Kelley 1995).

Metoden möjliggör separation av argonkomponenter i en bergart eller till och med i enskilda mineralkorn. De laserbaserade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -metoder som använts i detta arbete är UV-laser och  $\text{CO}_2$ -laser.

#### *UV laser (pulserad laser)*

Den typ av UV-laser som var tänkt att användas i detta arbete är en Nd-YAG laser (frequency quadrupled) med en våglängd på 266 nm. Denna våglängd på laserstrålen har visat sig vara användbar för att frigöra argon från silikater men även från färglösa mineral såsom fältspater (McDougall & Harrison 1999).

Fördelen med UV-laser är att man kan punktskjuta med laserstrålen för att extrahera argon utan att värma upp omgivningen. Den höga upplösningen möjliggör punktskjutning med en stråldiameter på  $<10\ \mu\text{m}$  (McDougall & Harrison 1999).

#### *$\text{CO}_2$ -laser (kontinuerlig våglaser)*

Den typ av kontinuerlig våglaser som använts i detta arbete är en  $\text{CO}_2$ -laser med en våglängd på  $10,6\ \mu\text{m}$ .  $\text{CO}_2$ -laser används vid stegvis uppvärmning av små prover för att producera  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  åldersspektra och är särskilt användbar för att helt värma upp enskilda kristaller eller aggregat av små korn (McDougall & Harrison 1999). Den minsta diameter man kan åstadkomma med  $\text{CO}_2$ -laser är  $100\ \mu\text{m}$ , vilket innebär att argon från angränsande osmält material också kommer att frigöras om man försöker punktskjuta med denna metod (McDougall & Harrison 1999).

#### *Valet av laser*

Valet av laser är huvudsakligen baserat på typen av experiment som skall utföras. Det ideala är att, som i Lund, både ha en UV-laser och en  $\text{CO}_2$ -laser. Baserat på ovanstående metodbeskrivningar kan man konstatera följande.

Om upplösningen är av stor betydelse, till exempel om man vill söka efter diffusions-relaterade åldersgradienter eller om man önskar göra en diffusionsprofilering eller om man, som i mitt fall, är intresserad av att värma upp specifika mineralkorn *in situ*, är en UV-laser det lämpligaste valet.

Om man istället önskar utföra en kontrollerad stegvis uppvärmning av ett geologiskt prov, inklusive fullständig upphettning av fältspater, är en  $\text{CO}_2$ -laser det lämpligaste valet.



### *Blockeringstemperatur (The closure temperature concept)*

Den viktigaste processen, som kontrollerar isotopsammansättningen i en kristall är den termiskt aktiverade volymsspridningen (McDougall & Harrison 1999).

Vid låga temperaturer går spridningen långsamt och radiogent Ar kan hållas kvar kvantitativt i kristallen (slutet system). Vid höga temperaturer går istället spridningen snabbt och radiogent Ar går förlorat genom diffusion hos kristallen (öppet system) (McDougall & Harrison 1999).

Det har accepterats att det finns ett kritisk temperaturintervall inom vilket ett mineral, med avseende på argonförlust, kan övergå från att vara ett öppet till att bli ett fullständigt slutet system under en avkylningsprocess. Detta intervall kallas blockeringstemperaturintervallet (closure temperature range, Dodson 1973). Med blockeringstemperatur menas den temperatur när diffusionen upphör.

Blockeringstemperaturintervallet är beroende av aktiveringsenergin för diffusion, geometrin och storleken på spridningsdomänen samt på avkylningshastigheten (McDougall & Harrison 1999).

Det allmänt accepterade blockeringstemperatur-intervallet för hornblände och ljusa glimmermineral är  $525 \pm 25^\circ\text{C}$  (e.g. Harrison 1981) respektive  $350 \pm 30^\circ\text{C}$  (McDougall & Harrison 1999).

Hos ljusa glimmermineral har man upptäckt att omkristallisering kan förekomma vid temperaturer lägre än blockeringstemperaturintervallet för argon, vilket innebär att direkt datering kan genomföras på de omkristalliserade glimmermineralens textur (Dunlap et al. 1991).

### *Användbarhet*

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden baseras på ackumulation av radiogent argon vilket betyder att, rent tekniskt sett, blir mätning och bestämning lättare med ökad ålder, vilket också innebär att det inte finns någon övre åldersgräns för metoden. Den huvudsakliga

begränsningen, utgörs av den nedre åldersgränsen på tidsskalan, som kräver upptäckt och särskiljande av små mängder radiogent argon ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) i en mycket större omgivning av atmosfäriskt argon.

Ett känt problem med  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metoden är överskottsargon (excess argon). Argon som tas upp från omgivningen kommer att ha för hög halt av  $^{40}\text{Ar}$  vilket vid datering ger för hög ålder. Radiogent argon kan också inkorporeras i en bergart eller ett mineral genom fysisk kontamination från äldre material, ärvt argon (inherited argon) vilket vid datering också kommer att ge en för hög ålder.

### **Mineralen för $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datering**

#### *Glimmermineral*

Mineral som tillhör gruppen glimmermineral är skiktasilikat. Glimmermineral förekommer i magmatiska och metamorfa bergarter, samt i sediment detritalt i bergarten. Många glimmermineral innehåller relativt höga halter kalium och används därför flitigt för K/Ar och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datering (McDougall & Harrison 1999).

De glimmermineral som utnyttjas mest är muskovit, biotit, flogopit, fengit, lepidolit och glaukonit. Eftersom muskovit var det enda glimmermineral av de ovannämnda som var av intresse vid provtagning tillsammans med hornblände, följer här en kort redogörelse för dessa två minerals lämplighet vid datering.

#### *Muskovit*

Muskovit är ett ljusst dioktahedralt glimmermineral vars kemiska sammansättning är;  $\text{K}_2\text{Al}_4\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4$ . Det är ett relativt vanligt mineral i regionalmetamorfa sedimentära bergarter och är också vanligt i peraluminösa granitiska bergarter och pegmatiter. En stor fördel med muskovit är att det är stabilt vid många olika temperatur-tryck förhållanden.

Ljusa glimmermineral används både för K/Ar och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datering, då de uppvisar god förmåga att hålla kvar radiogent argon i kristallstrukturen. För kristalliserade prov, ligger blockeringstemperaturen hos muskovit signifikant högre än för biotit.



## Amfiboler

Mineral som tillhör denna grupp förekommer i magmatiska och metamorfa bergarter. Amfibolmineral har sedan början på 60-talet använts alltmer för K/Ar och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  åldersbestämningar, då det visat sig att framför allt hornblände har en god förmåga att hålla kvar radiogent argon i sin kristallstruktur.

Tack vare sina goda egenskaper att hålla kvar argon i kristallstrukturen och sin relativt låga halt av atmosfäriskt argon är, bland amfiboler, hornblände speciellt användbart för K/Ar datering, vid mätning av avkylningstemperaturer hos magmatiska och metamorfa bergarter. Hornblände har den ungefärliga kemiska formeln;  $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2\text{-}_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .

Andra amfibolmineral som även används för datering är kaersutit, barkevikit, aktinolit, samt de alkalina amfibolerna, glaukofan, richterit och kaliumrichterit.

Vissa forskare har menat att hornbländekristallens förmåga att hålla kvar argon varierar med sammansättningen. Omvandling till fyllosilikat, främst biotit, har också förespråkats vara en signifikant faktor (Onstott & Peacock 1987). Ny forskning på hornblände, med hjälp av  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  åldersspektra, har gett flacka åldersspektra vilket lett till slutsatsen att det inte finns några samband mellan mineralets avkylningsålder och sammansättningen (Cosca & O'Nions 1994).

## Proverna och metod vid preparering

I fält togs totalt tjugosex bergartsprover (tabell 1). Alla bergartsproverna sågades för tunnslipsframställning, varefter en tunnslipsstudie utfördes för att välja ut potentiella prov för datering. Proverna skulle sedan antingen krossas för kornseparering eller åter sågas för framställning av tjockslip.

Amfibolitproverna 4, 8, 11 och 24, gnejsproverna 14, 21, och 25 samt granitprov 15 och fyllonitisk glimmerskiffer prov 17 valdes ut för krossning och tvättning (tabell 1). Från dessa bergarter

handplockades, under mikroskop och med pincett, fyra prov hornblände och fem prov muskovit. Ungefär femtio korn hornblände och lika många korn muskovit av varje prov plockades ut och lades i speciella aluminiumdiskar.

Av de tjugosex bergartsproverna valdes 13 st ut för framställning av tjockslip (100  $\mu\text{m}$ ). Det gemensamma för dessa prover var att de var finkorniga och därför inte valdes att plockas ut. Proverna och metalldiskarna skickades sedan till Amsterdam för tjockslipstillverkning och bestrålning i Petten-reaktorn.

Av ekonomiska skäl tillverkades enbart 6 st tjockslip, prov 4, 9, 18, 19, 20 och 21 (tabell 1) för bestrålning (figur 15A-F för foto på de prover som var tänkta för *in situ*-datering).

## Laboratoriemetodik

Vid dateringsmomentet användes en stor metalldisk innehållande 110 st provhållare. Av dessa var 48 st avsedda för att analysera monitorer (fältspatskorn). Monitorer används som referensvärden för att kunna ställa in maskinen på rätt sätt innan man börjar datera. För varje prov användes två hål.

Under mikroskop, med hjälp av pincett, lades 1 korn i det första hålet och 2 korn i det andra för varje prov hornblände och 2 respektive 3 korn för varje prov muskovit. Fler korn muskovit användes för att vara säker på att tillräckligt mycket gas skulle extraheras vid stegvis upphettning. Muskovit innehåller generellt sett mindre mängder gas per korn än hornblände, trots att muskovit innehåller mer kalium per volymenhet än hornblände. Detta beror på att muskovitkristaller är så mycket mindre i storlek än hornbländekristaller.



Metalldisken med alla proverna placerades sedan under en CO<sub>2</sub>-laser för stegvis uppvärmning. De stegvisa uppvärmningssekvenserna visade sig bli olika för nästan alla prov. Detta beror främst på skillnader i kemin hos de olika proverna men också på skillnad i kornstorleken. Sekvensens utseende kunde ändras under tiden man analyserade provet och detta gjordes också i de fall där ett prov uppförde sig annorlunda, i jämförelse med till exempel det föregående provet.

En viktig justerbar faktor var tiden för uppvärmning av proverna i varje steg. Standardtiden, 30 sekunder kunde båda ökas och minskas. J-värdet valdes till  $1.061 \cdot 10^{-2}$  (se Appendix) då det visade sig ha liten betydelse för åldern. Skillnaderna

visade sig ändå ligga inom de felmarginaler som slutligen presenterades med åldern.

För flertalet prover inleddes sekvensen på 1,4 watt och ökades sedan med 0.1 W för varje steg tills det att all gas hade extraherats från kristallgittret och mineralkornet förstörts helt. De flesta proverna analyserades i 7-10 olika steg. Det betyder i praktiken att lika många skenbara åldrar gavs för varje prov, från vilka ett medelvärde sedan räknades ut.

På grund av tidsbrist fanns det inte tillfälle att använda pulserad laser (UV-laser) i dateringsarbetet. De tilltänkta tjockslipsproverna förbereddes dock genom att med hjälp av mikroskop bestämma lämpliga mineral för analys (figur 15A-F).

Prov	Lokal	Latitud	Longitud	Område	Bergart	Mineral	Tekt Enhet
1	J4	75° 49515	16° 00986	Tjäktja	Granatgl. skiffer	msk	Köli
2	J10	75° 49233	16° 02765	Tjäktja	Amfibolit	hbl	Seve
3	J12	75° 49606	16° 02490	Tjäktja	Myl. amfibolit	hbl	Seve
4	J13	75° 49494	16° 02339	Tjäktja	Myl. / Amf.	hbl	Seve/M. Alloktion
5	J13	75° 49494	16° 02339	Tjäktja	Viddjagnejs	msk	Seve/Köli
6	J18	75° 52850	16° 01694	Tjäktja	Granatgl. skiffer	msk	Köli
7	J23	75° 53636	16° 02300	Tjäktja	Myl. / Amf.	hbl	Seve
8	J25	75° 51140	16° 01653	Tjäktja	Amfibolit	hbl	Seve
9	J27	75° 51440	16° 02353	Tjäktja	Skjuvad amf.	hbl	Seve
10	J30	75° 51676	16° 03252	Tjäktja	Skjuvad amf.	hbl	Seve
11	J31	75° 51850	16° 03059	Tjäktja	Skjuvad amf.	hbl	Seve
12	J32	75° 49459	16° 01165	Tjäktja	Kärvskiffer	hbl/msk	Köli
13	J34	75° 49165	16° 02418	Tjäktja	Viddjagnejs	msk	Seve/Köli
14	J35	75° 49554	16° 02202	Tjäktja	Viddjagnejs	msk	Seve/Köli
15	J38	75° 53512	16° 01738	Tjäktja	Fyll. gl. skiffer	msk	M. Alloktion
16	J48	75° 53251	16° 01792	Tjäktja	Fyll. gl. skiffer	msk	M. Alloktion
17	J50	75° 37470	16° 17197	Tarfala	Skjuvad granit	msk	Seve
18	J51	75° 37502	16° 17127	Tarfala	SGG	msk	Seve
19	J56	75° 39568	16° 15389	Tarfala	Granitelins	msk	Seve
20	J55	75° 39749	16° 15562	Tarfala	Granit in situ	hbl/msk	Seve
21	J57	75° 37047	16° 17667	Tarfala	Paragnejs	msk	Seve
22	J58	75° 36540	16° 17242	Tarfala	Skjuvad amf.	hbl	Seve
23	J59	75° 37481	16° 17234	Tarfala	Tarfala amf.	hbl	Seve
24	J60	75° 33033	16° 13268	Laddjuv.	Amfibolit	hbl	Seve
25	J61	75° 32966	16° 13410	Laddjuv.	SGG	msk	Seve
26	J62	75° 32582	16° 14044	Laddjuv.	SGG	msk	Seve

Tabell 1; Lokalerna för provtagning i de tre undersökta områdena. Prover som valts ut som potentiella mål för datering är markerade med fetstil.



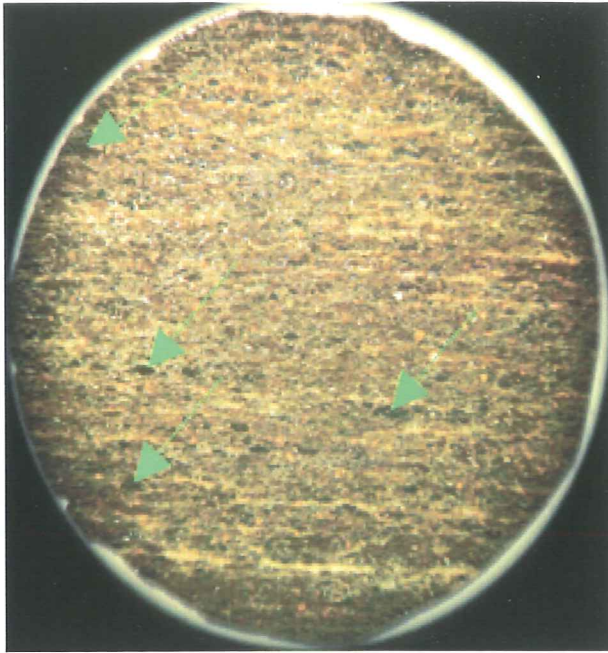


Fig 15A: Amfibolit från Tjåktjaområdet, prov 4, lokal J13 med potentiella analyspunkter.

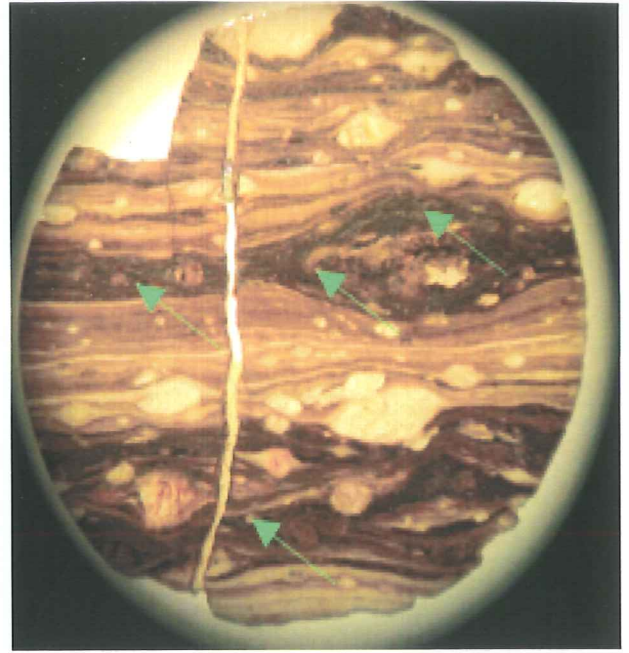


Fig 15B: Storglaciärengejs från Tarfalaområdet, prov 18, lokal J51 med potentiella analyspunkter.

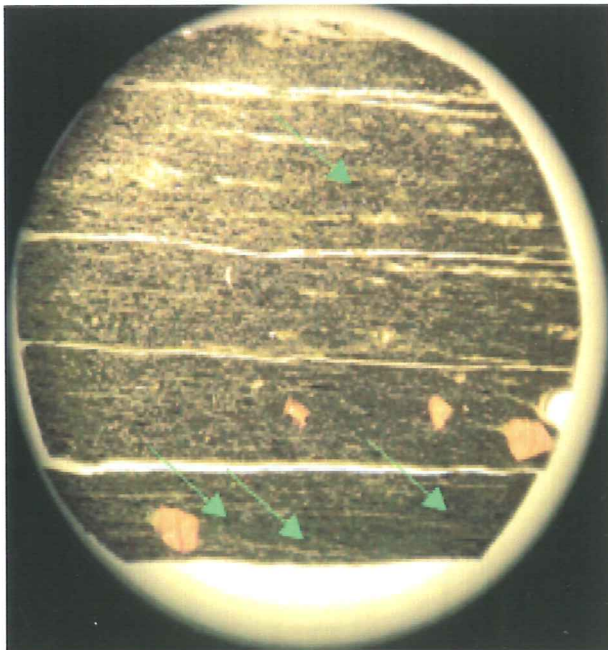


Fig 15C: Amfibolit från Tjåktjaområdet, prov 9, lokal J27 med potentiella analyspunkter.

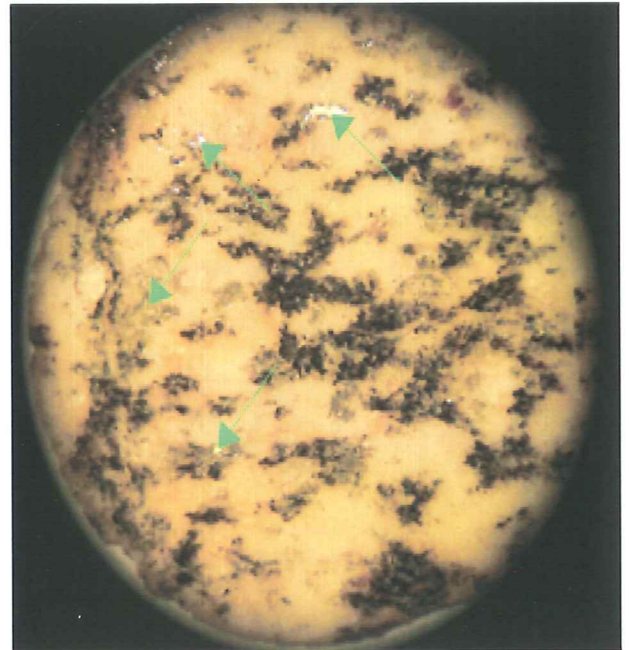


Fig 15D: Granit från Tarfalaområdet, prov 19, lokal J56 med potentiella analyspunkter.



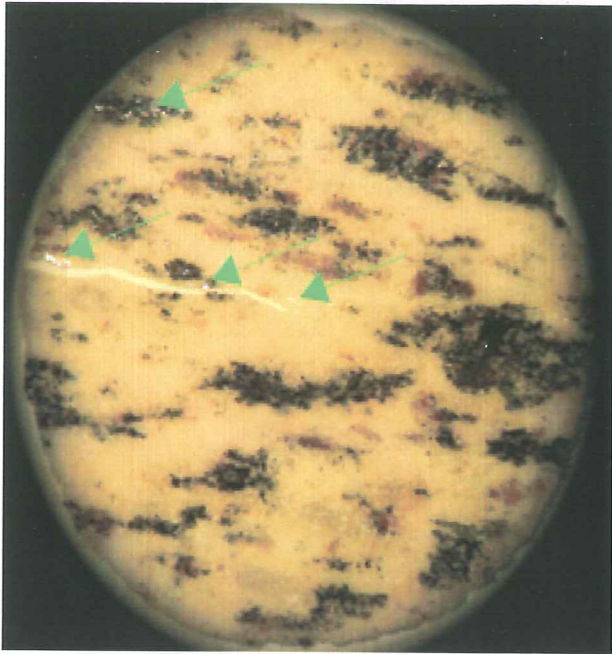


Fig 15E: Granit från Tarfalaområdet, prov 20, lokal J55, med potentiella analyspunkter.

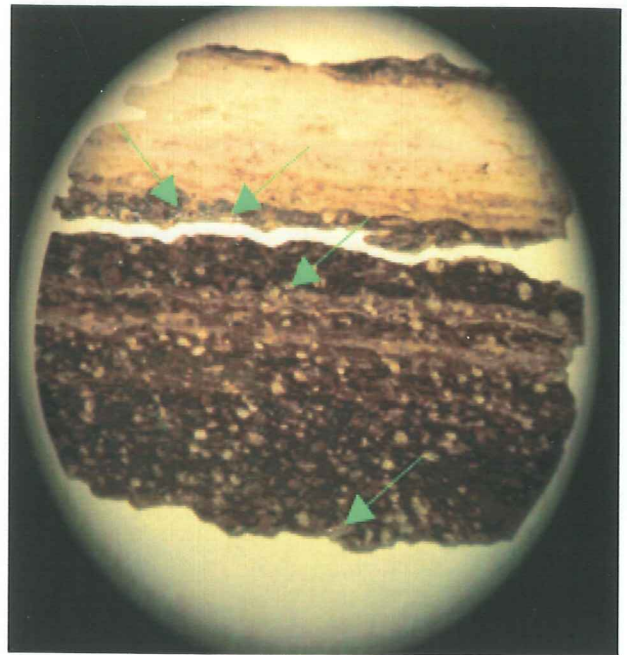


Fig 15F: Paragnejs från Tarfalaområdet, prov 21, lokal J57, med potentiella analyspunkter.



## Resultat och tolkning

### Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup> geokronologi

Tabell 2 nedan visar resultaten av dateringar gjorda på 5 muskovit prov med hjälp av CO<sub>2</sub> laser.

Datering nr.	Prov nr.	Bergart	Rad. Ar (%)	Ålder (Ma)	± (Ma)
1031-110A	J2:17	Granit	-563*	2985,1	534,0
1031-110B	J2:17		68,5	318,9	45,7
1031-110C	J2:17		95,8	453,9	2,4
1031-110D	J2:17		98	427,9	0,7
1031-110E	J2:17		98,5	426,8	0,6
1031-110F	J2:17		99	427,0	0,7
1031-110G	J2:17		97,9	417,9	1,0
1031-110H	J2:17		92	406,5	4,0
1031-110I	J2:17		99,2	426,2	0,5
1045-93A	J2:14		Viddjagnejs	95	489,8
1045-93B	J2:14	100		586,9	105,9
1045-93C	J2:14	87,6		432,8	4,1
1045-93D	J2:14	98,6		427,5	0,4
1045-93E	J2:14	100		425,0	2,1
1045-93F	J2:14	100		434,3	7,0
1045-93G	J2:14	99,5		427,3	0,4
1045-93H	J2:14	99,7		426,1	0,4
1045-93I	J2:14	100		427,3	1,1
1045-93J	J2:14	100		427,1	0,6
1037-106A	J2:25	Storglaciärengnejs	95,1	443,3	0,8
1037-106B	J2:25		94,7	460,7	3,3
1037-106C	J2:25		97,8	441,9	0,6
1037-106D	J2:25		98	443,6	0,5
1037-106E	J2:25		102,2	451,2	3,7
1037-106F	J2:25		97,1	438,5	1,3
1037-106G	J2:25		99,6	441,9	0,5
1044-95A	J2:21	Paragnejs	49,7	301,9	18,0
1044-95B	J2:21		89,6	426,3	3,0
1044-95C	J2:21		95,5	427,2	1,9
1044-95E	J2:21		97,3	431,9	0,9
1044-95F	J2:21		99,4	432,2	0,7
1044-95G	J2:21		99,6	431,1	0,9
1044-95H	J2:21		99,5	429,1	1,5
1044-95I	J2:21		99	429,1	1,9
1044-95J	J2:21		99,1	431,5	0,8
1046-100A	J2:15		Viddjagnejs (fyllonitisk glimmerskiffer)	74,1	488,3
1046-100B	J2:15	74,7		485,5	1,3
1046-100C	J2:15	93,8		460,3	0,5
1046-100D	J2:15	98,5		458,2	0,3
1046-100E	J2:15	99,7		464,5	0,9
1046-100F	J2:15	98,4		460,0	1,0
1046-100G	J2:15	98,9		461,5	0,4
1046-100H	J2:15	97,4		475,8	22,1
1046-100I	J2:15	99		460,4	0,3

Tabell 2; Resultat av <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar datering med hjälp av CO<sub>2</sub>-laser.

\* är ett maskintekniskt kalkyleringsfel.



Daterade muskovitkorn från graniten i Tarfala (figur 4), *prov nr 17* (lokal J50), bildar en plåtå (figur 16) vid  $427.2 \pm 0.8$  Ma (ca 52 % av gasen). En minimiålder på ca 410 Ma gavs för 2 % av den totala gasmängden. En mellanliggande ålder på ungefär 420 Ma gavs av 8.2 % av gasen.

Bergarten provtogs med syftet att fastställa tidpunkten för den deformationshändelse som medförde att graniten sträcktes och formades till stora linser. Åldern tolkas som en termal nollställning hos muskovitkornen i samband med kollisionen mellan Baltica och Laurentia.

*Prov nr 14* (lokal J35), Viddjagnejs från Tjäktja (figur 2) daterades med hjälp av muskovit till  $426.7 \pm 0.2$  Ma. Alla åldrarna, med undantag av de två första, bildar tillsammans en plåtå (figur 17) som definieras av 99 % av gasen.

Bergarten provtogs med syfte att fastställa tidpunkten för deformation i skjuvzonerna mellan Seve och Köli. Åldern tolkas som en rekristallisationsålder för muskovit i samband med överskjutning av Seve och Köli över Mellersta Allokon.

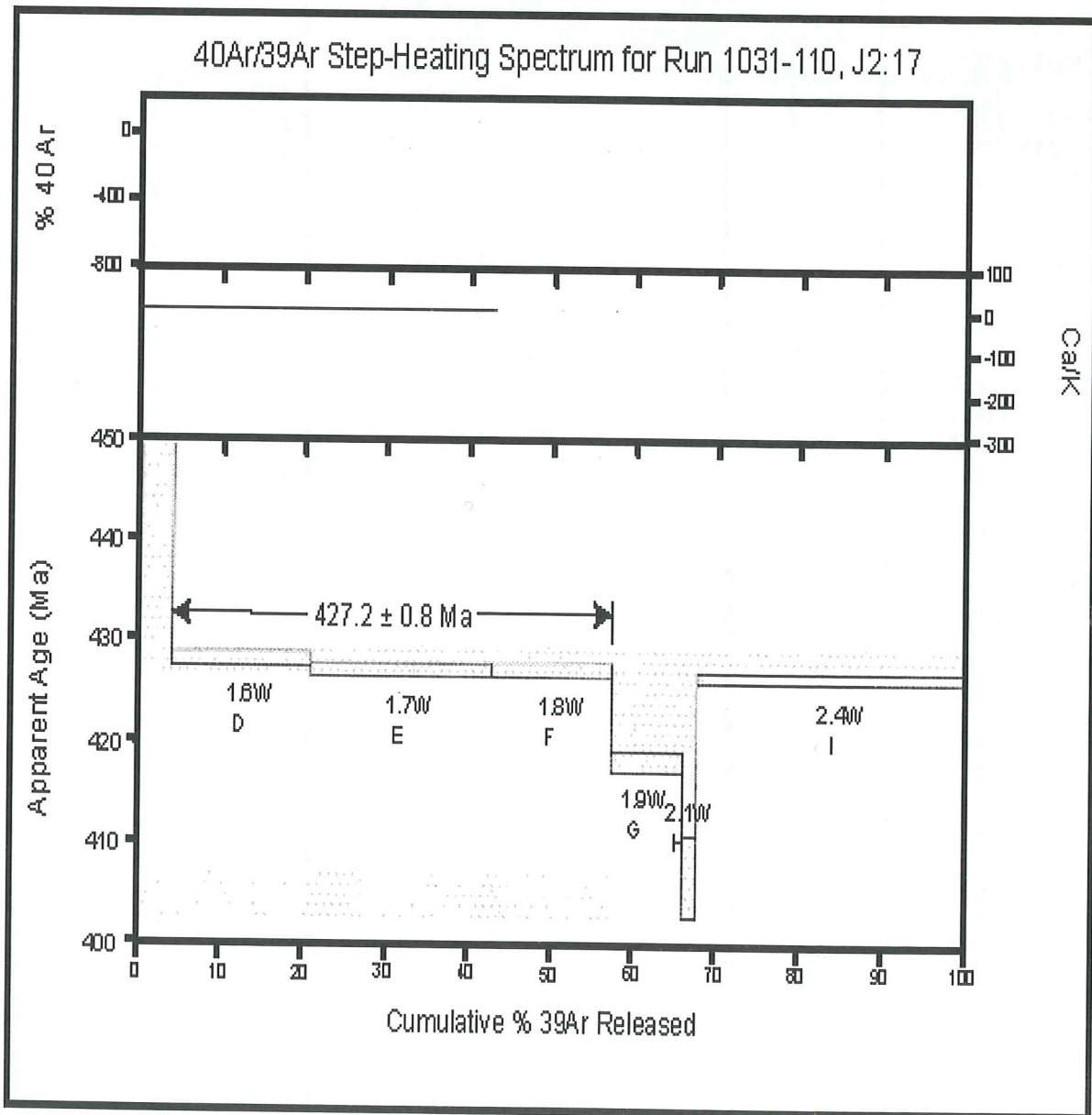


Fig 16: 40Ar/ 39Ar steguppvärmningsspektra för analys av Granit från Tarfalaområdet, prov 17, lokal J50. De två översta diagramrutorna är ofullständiga på grund av tekniskt fel.



Muskovitkorn i Storglaciärengejsen, Laddjuvaegge (figur 5), *prov nr 25* (lokal J61) daterades till  $443 \pm 2$  Ma för 96 % radiogent Ar. Alla åldrarna bildar en plåtå (figur 18) vid 443 Ma, med undantag av två högre åldrar definierade av 2 % gas vardera. Detta kan bero på att värmen inte fördelats jämnt över muskovitkornen i dateringsmomentet. På så sätt koncentreras överskottsargon i provet som vid analys ger en högre ålder.

Bergarten provtogs med syfte att fastställa åldern på bergarten. Åldern indikerar att bergarten utsatts för en retrograd omkristallisering under ett avkylningsmoment i sen-finmarkisk tid.

Paragnejsen från Tarfalaområdet (figur 4), *prov nr 21* (lokal J57) daterades med hjälp av muskovit till  $431.4 \pm 0.8$  Ma. Åldern definieras av en plåtå (figur 19) representerad av 94 % av gasen.

Bergarten provtogs i syfte att jämföra åldern med den för SGG eftersom de texturella likheterna mellan bergarterna var påtagliga i fält. Åldern indikerar att Paragnejsen har utsatts för en deformationshändelse i skandisk tid, där temperaturen överskridit blockeringstemperatur för muskovit.

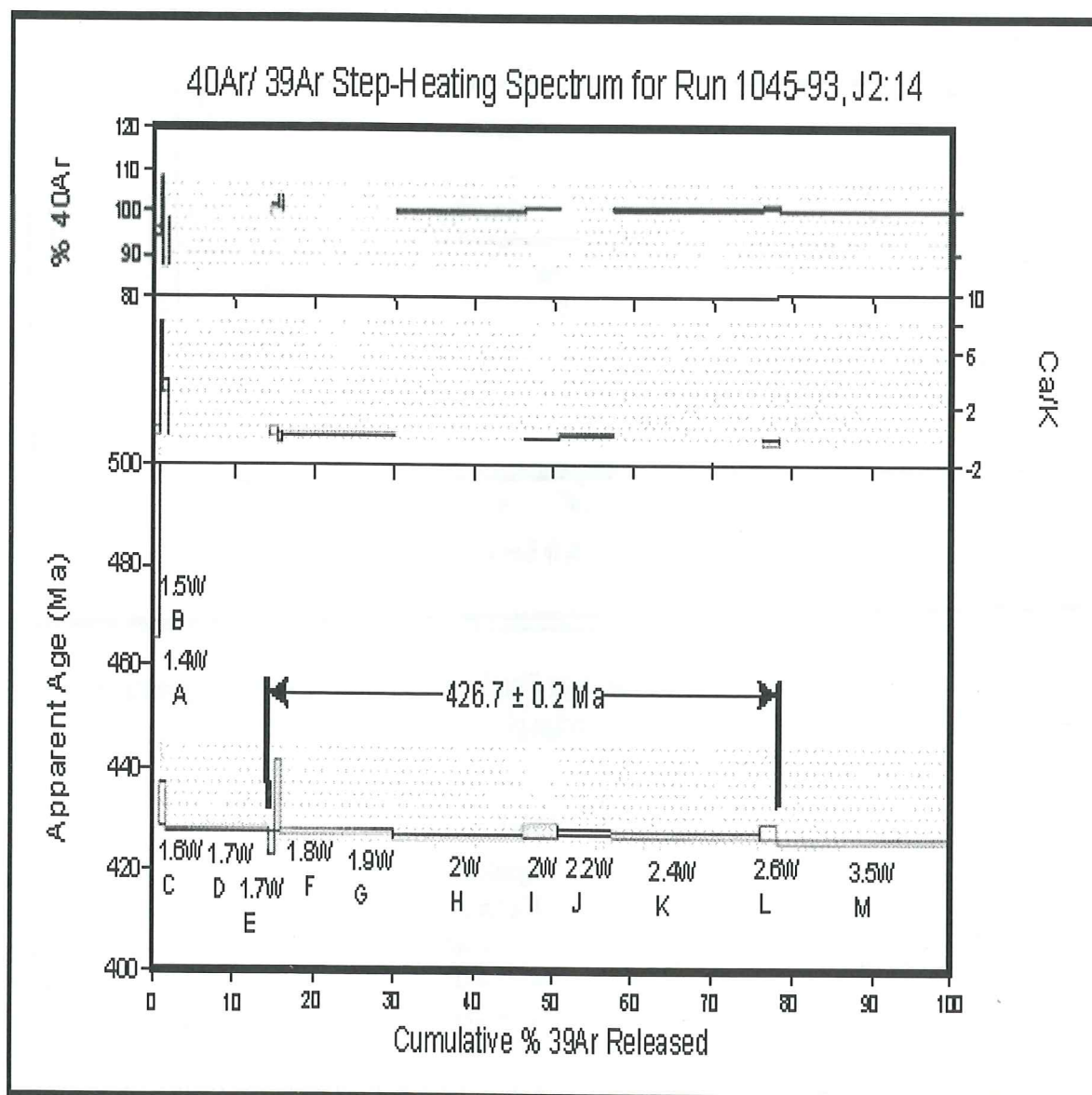


Fig 17:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  steguppvärmningsspektra för analys av Viddjagnejs från Tjåktjaområdet, prov 14, lokal J35. De två översta diagramrutorna är ofullständiga på grund av tekniskt fel.



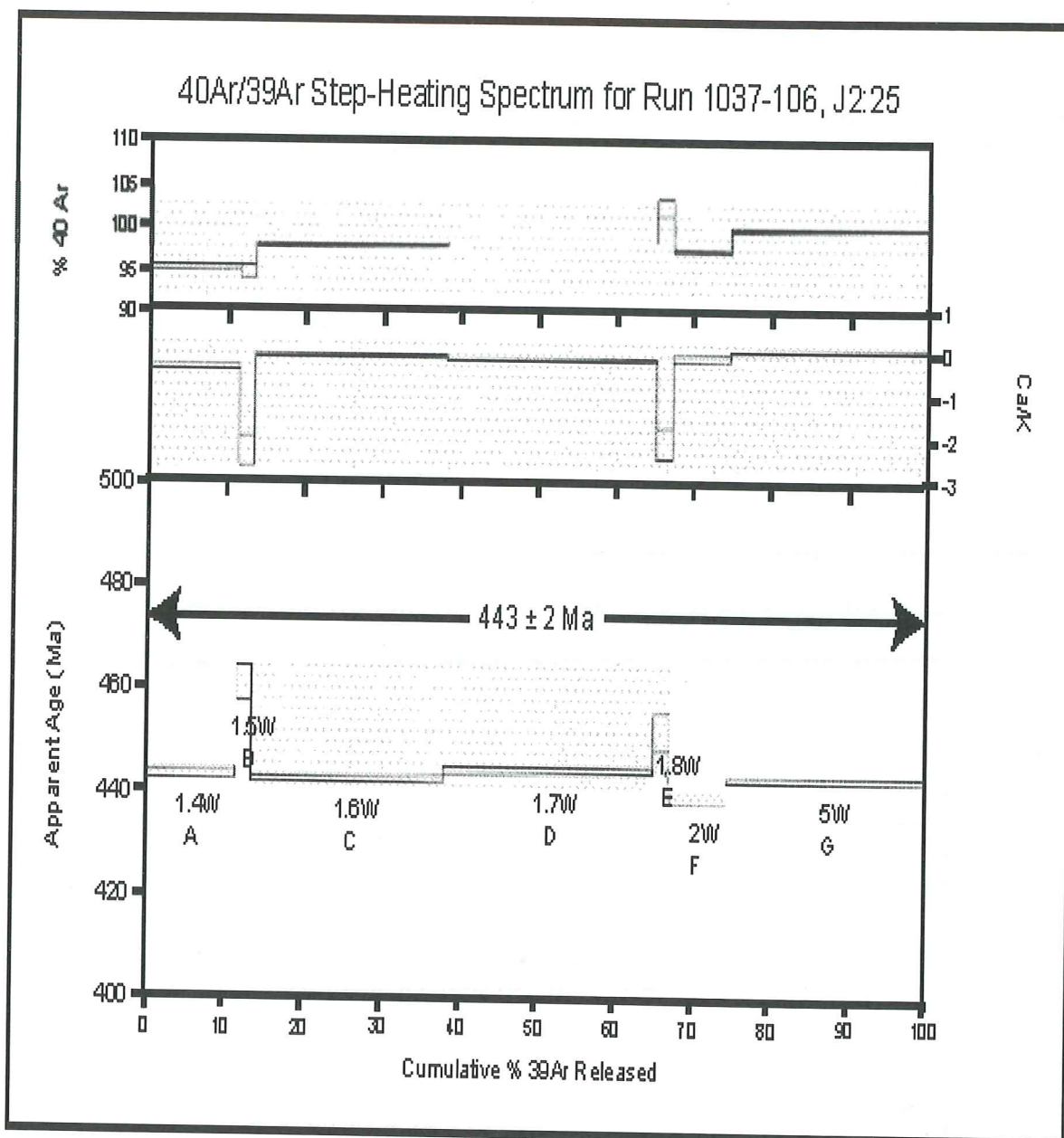


Fig 18:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  steguppvärmningsspektra för analys av Storglaciärenegnejs från Laddjuvæggeområdet, prov 25, lokal J61. De två översta diagramrutorna är ofullständiga på grund av tekniskt fel.

*Prov nr 15* (lokal J38), Fyllonitisk glimmerskiffer provtagen strax norr om Tjäktjastugan (figur 2) daterades med hjälp av muskovit till  $460.0 \pm 1.9$  Ma. Analyserna resulterade i en plåtå (figur 20) definierad av 76 % av gasen.

Syftet med provtagning här var att hitta en bergart vars mineral tillvuxit i samband med överskjutning av Seve och Köli över Mellersta Allokon.

## Diskussion

### Implikationer för den Kaledonska utvecklingen i Kebnekaise

I detta examensarbete presenteras åldrar som både bekräftar tidigare teorier, att deformation och tillhörande metamorfos i Kebnekaisemassivet skett i två faser, den Finnmarkiska faser och den Skandiska faser, men som också indikerar att Finnmarkisk deformation fortsatt långt in i ordovicium.



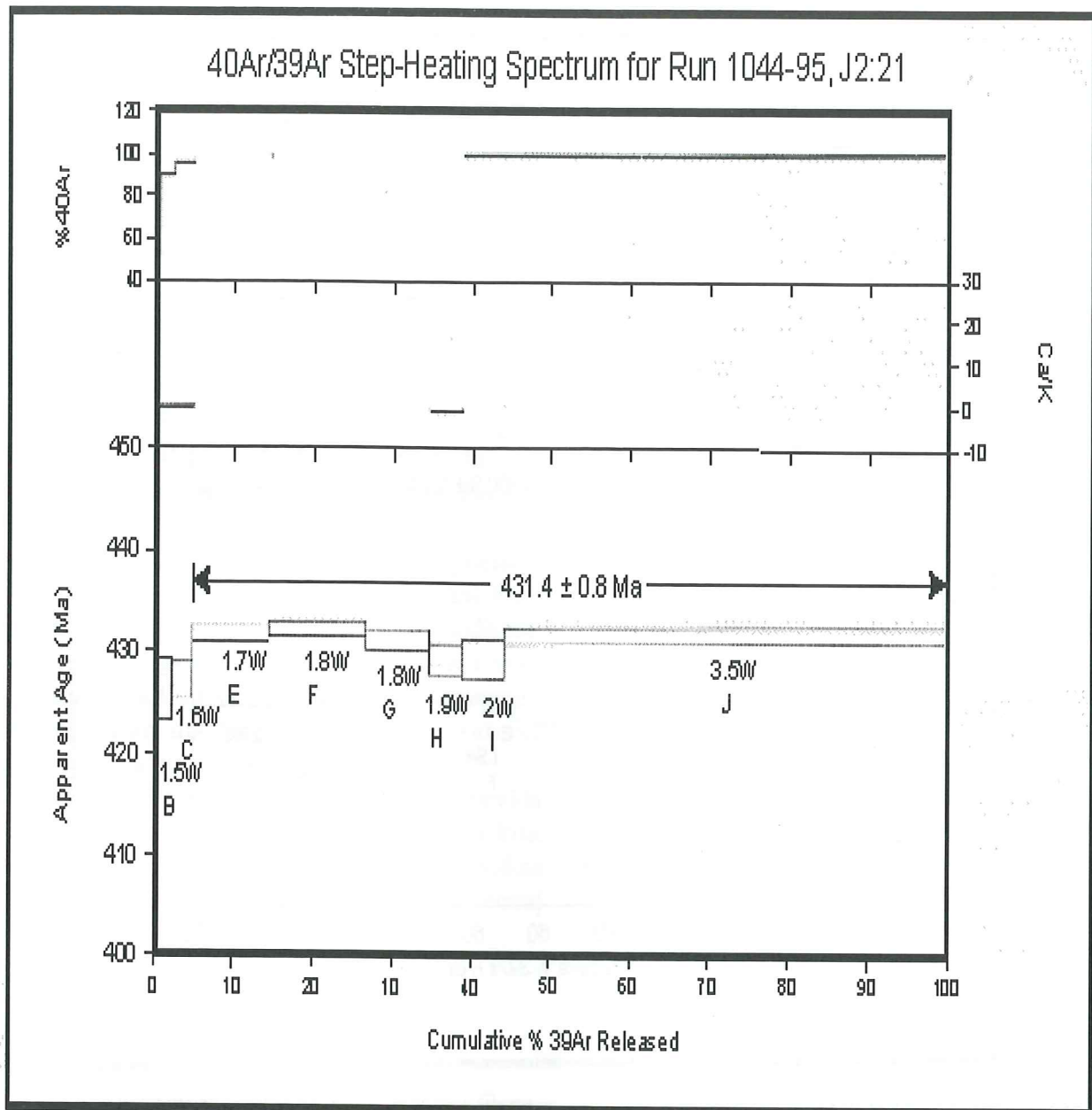


Fig 19:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  steguppvärmningsspektra för analys av Paragnejs från Tarfalaområdet, prov 21, lokal J57. De två översta diagramrutorna är ofullständiga på grund av tekniskt fel.

Problem kvarstår vid datering av hornblände, där flertalet tektoniska händelser av bland annat Seveskollans bergarter medfört att överskottsargon koncentrerats i kristallstrukturerna. Samtliga hornbländeprov som jag försökte datera innehöll överskottsargon, vilket bland annat gav åldrar motsvarande jordens födelse.

#### *Finnmarkisk fas (preskandisk)*

Den Finnmarkiska fasen omfattar subduktion (eklogitfacies) och upplyftning av Seveskollan. En Sm/Nd ålder på  $505 \pm 18$  Ma för Seve eklogitmetamorfos erhöles av Mørk et al. (1988). Essex et al. (1997) erhöles U/Pb åldrar mellan 475-500 Ma för Seve eklogitmetamorfos genom datering av titanit.

Upplyftning innebar avkylning ner till blockeringstemperatur vid  $\sim 490$  Ma för hornblände och vid  $\sim 454$  Ma för muskovit (Dallmeyer & Gee 1986).



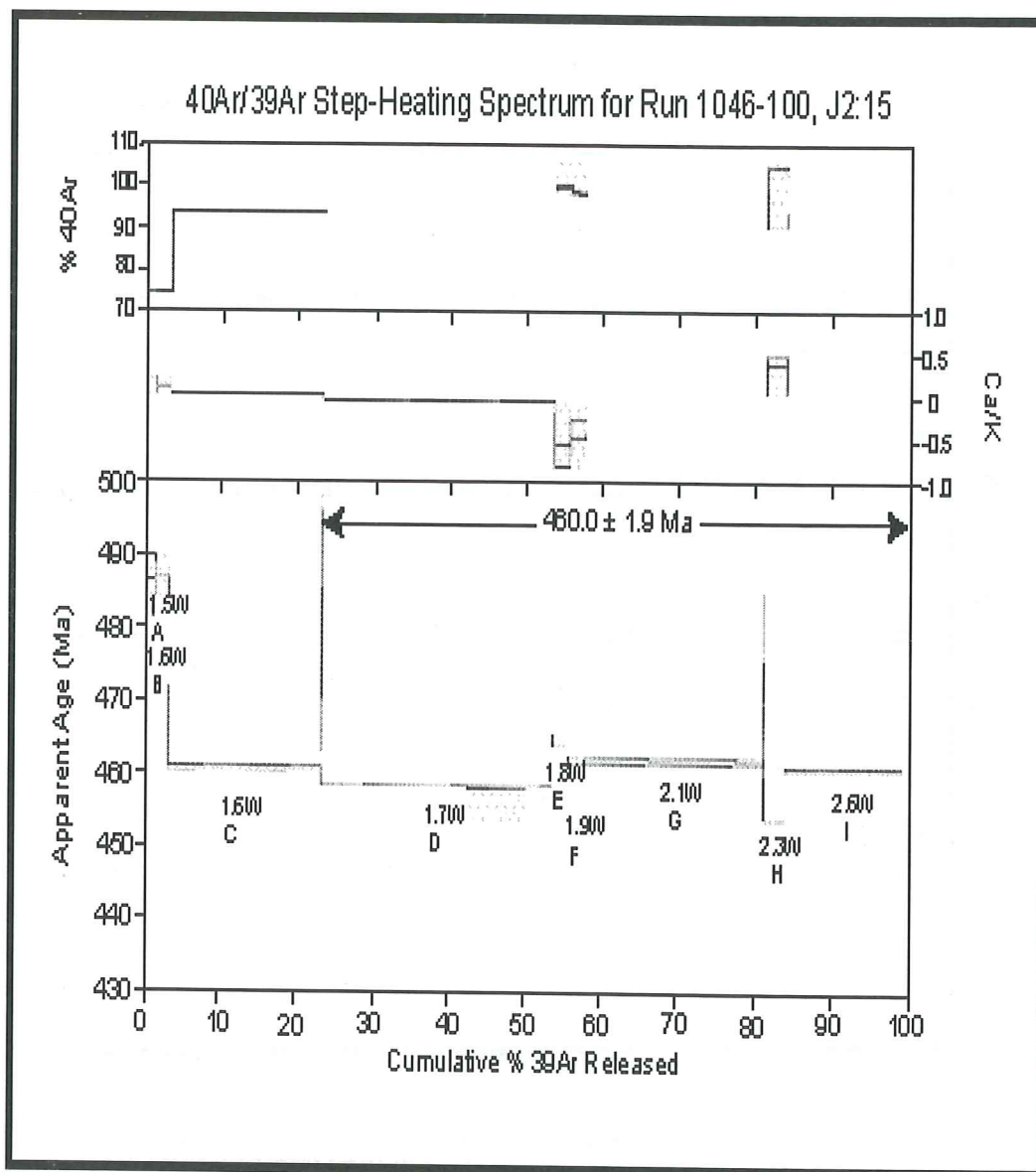


Fig 20:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  steguppvärmningsspektra för analys av Fyllonitisk glimmerskiffer från Tjäktjaområdet, prov 15, lokal J38. De två översta diagramrutorna är ofullständiga på grund av tekniskt fel.

Muskovit från Fyllonitisk glimmerskiffer, Tjäktja (figur 2), prov nr 15 (lokal J38), gav en oväntad ålder på  $460.0 \pm 1.9$  Ma (figur 20). Bergarten provtogs i kontakten mellan Mellersta Allohton och Seveskollan med syftet att med hjälp av datering bekräfta tidigare teorier angående skjuvrörelser över basala kontakter.

I fält fanns det dock en viss osäkerhet i provtagningen huruvida detta prov var en fyllonitisk glimmerskiffer eller en glimmergnejs tillhörande Viddjaenheten.

Mina studier av bergarten tyder på att den tillhör Seve Skollkomplex och ska benämnas Viddjagnejs.

Fig 12 visar västvergenta veck i Viddjagnejs bildande i samband med den första gravitativa kollapsen av bergskedjan som inleddes efter subduktionen av Balticas kontinentkant i tidig-Finnmarkisk tid, ungefär 500-460 Ma. Den ålder som presenteras här motsvarar slutskedet av kollapsen vilket omfattade kraftig deformation och temperaturer överskridande blockeringstemperatur

för muskovit. Viddjagnejsen kyldes ner till blockeringstemperatur för muskovit, 350°C vid ~460 Ma.

Åldern speglar möjligtvis en domänbaserad stabil mineralparagenes hos bergarten vilket innebär att delar av bergartens matrix inte låtit sig påverkas av Skandisk deformation och metamorfos. Page (1992) rapporterar om åldrar från daterad muskovit på  $458 \pm 3.8$  Ma från samma enhet i Singis-Tjuoltajaureområdet och på 488 Ma för daterad muskovit i Vistasområdet (Page, unpublished).

Baserat på dessa fakta står det klart att höggradsmetamorfos och associerade fabrics tillhörande Seve Skollkomplex måste vara äldre än 490 Ma.

Muskovitkorn från Storglaciärensnejsen, Laddjuvaegge (figur 5), *prov nr 25* (lokal J61), daterades till  $443 \pm 2$  Ma (figur 18). Åldern indikerar ett avkylningsmoment för bergarten i sen-Finnmarkisk tid (Ashgill/Llandover-gränsen). Seveskollan utsattes inte för temperaturer överskridande 350°C efter 441 Ma.

Den obesvarade frågan är dock hurvida åldern indikerar avkylning från en Finnmarkisk deformationshändelse eller om åldern skall tolkas som en avkylningsålder från en senare tektonotermal händelse.

#### *Skandisk fas*

Under den Skandiska fasen utsattes Övre och Mellersta Allohton för varierad grad av deformation och metamorfos. Den Skandiska fasen innebar också att hela detta komplexa paket skjuvades upp över den Baltoskandiska plattformen (Gee 1975). De tre nedanstående bergarterna har alla påverkats av deformation under den Skandiska fasen.

Datering av muskovit från paragnejs, Tarfala (figur 4), *prov nr 21* (lokal J57), gav en ålder på  $431.4 \pm 0.8$  Ma (figur 19). Åldern är intressant eftersom den är lägre än för SGG. Paragnejsen är belägen tektonostratigrafiskt under SGG i kontakten mellan SGG och Tarfalaamfibolit (figur 4).

Paragnejsen är en mylonitisk version av SGG och den största skillnaden mellan de två bergarterna är avsaknaden av stora fältspatsögon och kyanit hos Paragnejsen. Analyserna visade att de två bergarterna onekligen utsatts för olika grad av deformation och metamorfos. Paragnejsen utsattes för en deformationshändelse i Skandisk tid, där temperaturen överskridit blockeringstemperaturen för muskovit, 350°C, vilket inte skett med SGG.

Deformationshändelsen skedde förmodligen också vid lägre tryck. Ålder indikerar en deformationshändelse tidigt i den Skandiska fasen med en början för ~430 Ma sedan.

Muskovit i Granit i Tarfala (figur 4), *prov nr 17* (lokal J50) gav en ålder på  $427.2 \pm 0.8$  Ma (figur 16). Granitintrusionen kan ha skett vid 850 Ma i samband med uppsprickningen av superkontinenten Rodinia (Paulsson & Andréasson 2002). Titanitkristaller som tillväxt under deformation har genom U-Pb datering gett en ålder för bergarten på ca  $487 \pm 7$  Ma (Andréasson et al. 2004). Åldern speglar tidpunkten för när temperaturen sjunkit och titanitkristallernas system slutits. Intressant att notera är att i fält förekommer graniten som stora linsar belägna tektonostratigrafiskt över och under SGG.

Den ålder som presenteras här indikerar på en Skandisk deformationshändelse av låg metamorf grad i samband med kollisionen mellan Baltica och Laurentia.

Viddjagnejs, *Prov nr 14* (lokal J35), från Tjäktja (figur 2) daterades med hjälp av muskovit till  $426.7 \pm 0.2$  Ma (figur 17). Denna ålder tolkas som en rekristallisationsålder för muskovit i samband med överskjutning av Seve och Köli över Mellersta Allohton. Flera muskovitkorn är flera gånger större än medelkornstorleken i bergarten, vilket indikerar att tillväxten skett under deformation då materialtillförseln varit hög.



## Slutsatser

Resultatet av  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering på muskovit och hornblände från Kebnekaisemassivet indikerar att:

i) Muskovitbärande bergarter tillhörande Seve Skollkomplex som ligger i närheten av skjuvzoner har nollställts genom Skandisk metamorfos och deformation. Bergarterna utsattes för en tektonotermal puls som kan ha tagit sin början i Kebnekaiseområdet vid ~431 Ma och som representerar tidig Skandisk deformation.

ii) Daterade muskoviter, från kontakter och skjuvzoner i Kebnekaiseområdet, som under deformation omkristalliserat eller blivit termalt nollställda har åldrar i ett väldefinierat intervall mellan på 426-427 Ma.

iii) Prov 15 (tabell 1) tillhör Seve Skollkomplex och benämns Viddjagnejs.

iv) Viddjagnejsen kylades ner till blockeringstemperatur för muskovi ~460 Ma. Den ålder som presenteras här tillsammans med tidigare dateringar på muskovit från närliggande områden indikerar att intern deformation skett vid olika tider i olika delar av Seveskollan.

v) Högrgradsmetamorfos och associerade fabrics i Seve Skollkomplex måste vara äldre än 490 Ma där bergarterna i vissa delar av skollan så småningom kylades ner till blockeringstemperatur för muskovit vid ~443 Ma.

vi) Problem kvarstår vid datering av hornblände, där flertalet tektoniska händelser av bland annat Seveskollans bergarter medfört att överskottsargon koncentrerats i kristallgittren.

## Förslag till framtida arbete

i) Kompletterande provtagning av bergarter i Tjäktja- Laddjuvaegge och Tarfalaområdet, främst från skjuvzoner och vid skollkontakter samt datering för ålderskorrelation mellan områdena och för att kunna göra bra modeller för den tektoniska utvecklingen i området.

ii) Datering med UV-laser.

iii) I skjuvzoner mellan amfibolit och mylonit förekommer bokhyllestrukturer (book-shelf structures) i muskovitkorn i amfiboliterna. Under mikroskop noterades att ett muskovitkorn utsatts för intern skjuvning och att "böckerna" förskjutits i förhållande till varandra. Om temperaturen varit tillräckligt hög skulle detta kunna urskiljas med hjälp av datering. Med en UV-laser skulle man kunna punktskjuta på var sida om skjuvzonen och på så sätt kunna få två eller flera olika åldrar som avspeglar olika tektoniska händelser.

## Tackord

Jag vill tacka mina två handledare docent Laurence M. Page och professor Per-Gunnar Andréasson för deras handledning i detta projekt. Jag skulle också vilja tacka Emma F. Rehnström för mycket givande diskussioner och för att hon tog med mig till Sarek. Anslag (G5103-672/2002) från Vetenskapsrådet till Per-Gunnar Andréasson för finansiering av fältarbetet erkännes tacksamt. Sist men inte minst skulle jag vilja tacka min underbara flickvän som stöttar mig i allt, Caroline Jag älskar dig!

## Referenser

- Andréasson P.G. 1987: Early evolution of the Late Proterozoic Baltoscandian Margin. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*. 109, pp. 336-340.
- Andréasson P.G. & Gee D.G. 1989a: Bedrock geology and morphology of the Tarfala area, Kebnekaise Mts., Swedish Caledonides. *Geogr. Ann.* 71 A (3-4), pp. 235-239.
- Andréasson P.G. & Gee D.G. 1989b: Baltoscandia's outer margin (the Seve Nappe Complex) in the Kebnekaise-Singis area of Norrbotten, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*. 111, pp. 378-381.
- Andréasson P.G. 1994: The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic-early Paleozoic times. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*. 231, pp. 1-32.
- Andréasson P.G. & Page L.M. 1999: Continuous destruction of a margin of Baltica during an Episodic Paleozoic orogenic process. *EUG, Strasbourg, Terra Abstracts*. 11, pp. 81.
- Andréasson P.G., Page L.M., Ekestubbe J. & Schöberg H. 2004: Early to Middle Ordovician destruction of a margin of Baltica.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb geochronological evidence and paleomagnetic indications from Seve-Kalak terranes of the Kebnekaise Mts., Scandinavian Caledonides. *Nordiska Geologiska Vintermötet Uppsala 2004, Abstract*. GFF 126, pp. 76-77.
- Boman D. 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna. *Examensarbeten vid Lunds Universitet*, nr 147.
- Cosca M.A. & O'Nions R.K. 1994: A re-examination of the influence of composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles. *Chem. Geol.* 112, pp. 39-56.
- Dallmeyer R.D. & Gee D.G. 1986:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline: Implications for polyphase Caledonian orogenic evolution. *Geological Society of America, Bulletin* 97, pp. 26-34.
- Dodson M.H. 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, pp. 259-274.
- Dunlap W.J., Teyssier C., McDougall I. & Baldwin S.L. 1991: Ages of deformation from K/Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of white micas. *Geology*, 19, pp. 1213-1216.
- Dunlap W.J. 1997: Neocrystallization or cooling?  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology*, 143, pp. 181-203.
- Essex R.M., Gromet L.P., Andréasson P.G. & Albrecht L. 1997: Early Ordovician U-Pb metamorphic ages of the eclogite-bearing Seve Nappes, Northern Scandinavian Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology* 15, pp. 665-676.



- Gee D.G. 1975: A tectonic model for the central parts of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*. 275 A, pp. 468-515.
- Goerke U. 1993: Geologische Untersuchungen im südlichen Kebnekaise-Gebiet, Tarfala in den Skandinavischen Kaledoniden, Nord-Schweden. *Diploma Arbeit, Ruprecht-Karls Inversität, Heidelberg*.
- Harrison T.M. 1981: Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, pp. 324-331.
- Kelley S.P. 1995: Ar-Ar dating by laser microprobe. Microprobe Techniques in the Earth Sciences. *The Mineralogical Society Series*. 6, pp. 327-358.
- Kulling O. 1964: Översikt över norra Norrbottensfjällen kaledonberggrund. *Sveriges Geologiska Undersökning Ba*. 19, pp. 1-166
- Kulling O. 1972: The Swedish Caledonides. In T. Strand & O. Kulling: *The Scandinavian Caledonides*, Wiley-Interscience, London, pp.147-285.
- Lundgren A. 2002: Seveskollorna i nordöstra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter, ögongnejser. *Examensarbeten vid Lunds Universitet*, nr 152.
- McDougall I. & Harrison T.M. 1999: *Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method*. Oxford University Press.
- Merrihue C. & Turner G. 1966: Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.* 71, pp. 2852-2857.
- Mørk M.B.E., Kullerud K. & Stabel A. 1988: Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden – Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 344-351.
- Nilsson P. 1992: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-Area, Northern Swedish Caledonides. *Examensarbeten vid Lunds Universitet*, nr 43.
- Onstott T.C. & Peacock M.W. 1987: Argon retentivity of hornblendes; A field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, pp. 2891-2903.
- Page L.M. 1992a: Pressure-Temperature-Time Constraints for the Seve Nappe of the Singis-Tjoultaure area central Norrbotten Caledonides, Sweden: Implications for Early Caledonian Marginal Baltica. *Geodinamica Acta* 5, pp. 3-16.
- Page L.M. 1992b:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronologic Constraints on Timing of Deformation and Metamorphism of the Central Norrbotten Caledonides, Sweden. *Geological Journal* 27, pp. 127-150.
- Page L.M.. 1993: Tectonostratigraphy and Caledonian structure of the Singis-Tjoultaure area, central Norrbotten Caledonides, Sweden. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, Vol. 115, Pt. 2, pp. 165-180.
- Passchier C.W. & Touw R.A.J. 1998: *Microtectonics*. Springer. pp. 17-51, 57-83, 153-181.
- Paulsson O. & Andréasson P.G. 2002: Attempted break-up of Rodinia at 850 Ma; geochronological evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *Journal of the Geological Society, London* 159, pp. 751-761.
- Paulsson O. 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna. *Examensarbeten vid Lunds Universitet*, nr 80.

Roberts D. 1988: The terrane concept and the Scandinavian Caledonides. *Norges Geologiske Undersökelse. Bulletin* 413, 93-99.

Sandelin S. 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna. *Examensarbeten vid Lunds Universitet*, nr 81.

Soloym Z., Gorbatshev R. & Johansson I. 1979: The Ottfjället Dolerites. Geochemistry of the dyke swarm in relation to the geodynamics of the Caledonide Orogen in central Scandinavia. *Sveriges Geologiska Undersökning C 756*, pp. 1-38.

Stephens M.B. & Gee D.G. 1989: Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America Special paper* 230, pp. 17-30.

Strömberg A. 1961: On the tectonics of the Caledonides in the south-western part of the county of Jämtland, Sweden. *Uppsala University Geological Institute Bulletin* 39, 92 p.

Sturt B.A., Pringle I.R. & Ramsay D.M. 1978: The Finnmarkian phase of the Caledonian Orogeny. *Journal of the Geological Society, London*, 135, pp. 597-610.

Thelander T. 1982: The Torneträsk Formation of the Dividal Group, Northern Swedish Caledonides. *Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C*, 789.

Torsvik H. & Rehnström E.F. 2001: Cambrian Paleomagnetic data from Baltica; implications for true polar wander and Cambrian paleogeography. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 158, pp. 321-329.

Wellesley Wesley D. 2003: Map and Descriptions of the Geology of Tjåktja Valley, Northern Caledonide Mountains, Sweden. Unpublished Student Thesis. *Edinburgh University Geol. Dept.*, 30 p.

## Appendix

*Argonnenomenklatur (Efter McDougall & Harrison 1988).*

**Atmosfäriskt argon:** Argon med isotopsammansättning som förekommer i vår nutida atmosfär.

**Radiogent argon ( $^{40}\text{Ar}^*$ ):** Argon som bildas av *in situ* sönderfall av  $^{40}\text{K}$  i en bergart eller i ett mineral.  $^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_T - (^{36}\text{Ar}_A * 295.5)$ , där  $^{40}\text{Ar}_T$  är det totala mängden  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Ar}_A$  är det atmosfäriska  $^{36}\text{Ar}$  och 295.5 är  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$  förhållandet i atmosfäriskt argon.

**Infångat argon (trapped argon):** Argon som fångats in eller inkorporerats i en bergart eller i ett mineral vid tiden för dess bildning. Hos terrestra bergarter har infångat argon ofta en atmosfärisk sammansättning.

**Kosmogent argon:** Argon som producerats genom kosmisk växelverkan med nuklider såsom kalcium, titan och järn.

**Neutron-induced argon:** Argon i ett prov som producerats genom bestrålning i en kärnreaktor, som ett resultat av neutronaktivering av klor, kalium och kalcium.

**Yttre argon (extraneous argon):** I de fall, hos terrestra bergarter, då fångat argon har en  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36} > 295.5$ , brukar det extra argonet benämnas yttre argon (extraneous argon), som delas in i;

a) **Överskottsargon (excess argon):** Överskottsargon ( $^{40}\text{Ar}_E$ ) är den komponent av  $^{40}\text{Ar}$  som, förutom atmosfäriskt  $^{40}\text{Ar}$ , inkorporerats i ett prov genom processer annorlunda än *in situ* sönderfall av  $^{40}\text{K}$ .

b) **Ärvt argon (inherited argon):** I huvudsak radiogent argon som inkorporerats i en bergart eller ett mineral genom fysisk kontamination från äldre material.



**J-värde:** J-värdet är en dimensionslös strålningsrelaterad parameter som styr neutroninflödet vid datering. J-värdet bestäms genom att man använder ett standardmineral med känd ålder, i detta fall kalifältspat, som en s.k. monitor. J-värdet bestäms genom följande enkla ekvation;

$$J = ((\exp \lambda t) - 1) / ({}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_k)$$

$\lambda$  är proportionalitetskonstanten, mer känd som sönderfallskonstanten vilket är sannolikheten för att en speciell atom ska sönderfalla per tidsenhet. Eftersom åldern  $t$  på standardprovet är känd med hjälp av konventionell K/Ar åldersbestämning kan parametern  $J$  bestämmas från ovanstående ekvation genom mätning av  ${}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_k$  halten från den gas som extraheras från standardprovet.

*Fundamentala antaganden (Efter McDougall & Harrison 1988).*

1- Modernukliden,  ${}^{40}\text{K}$  sönderfaller med en hastighet oberoende av dess fysiska tillstånd och påverkas inte av skillnader i tryck eller temperatur.

2- Halten  ${}^{40}\text{K}/\text{K}$  i naturen är konstant vid en given tid. Eftersom  ${}^{40}\text{K}$  sällan mäts direkt när åldrar bestäms, är detta ett viktigt grundläggande antagande.

3- Uppmätt radiogent argon i ett prov produceras av in situ sönderfall av  ${}^{40}\text{K}$  sedan bergarten kristalliserat eller omkristalliserat.

4- Korrektioner kan göras för icke radiogent  ${}^{40}\text{Ar}$  som är närvarande i den daterade bergarten. För terrestra bergarter gäller generellt att allt sådant argon har atmosfäriskt sammansättning med  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 295,5$ .

5- Provet måste ha varit ett slutet system sedan den daterade händelsen. Det får inte ha skett någon ökning eller minskning av

kalium och radiogent argon, förutom det radioaktiva sönderfallet av  ${}^{40}\text{K}$ .



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

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



138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petro-physical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene-Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergborrade grundvatten-anläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.
150. Malmborg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nordöstra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Mýrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
159. Sköld, Pia, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på gruvsand – en mineralogisk och textuell 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: Ignimbritenheterna 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 amfibolit-komplex i Sylarna och Kebnekaise.
170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett avfalls-upplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
171. Ekestubbe, Jonas, 2004:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.