

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

Berggrundsgeologi

2003-03-18



**Sierggavåggeskollan i gränlandet mellan Sarek  
och Padjelanta; miljöindikatorer för  
fjällkedjeberggrundens bildning**

**Julia Ljungberg**

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600956317

Examensarbete, 20 p  
Institutionen, Lunds Universitet

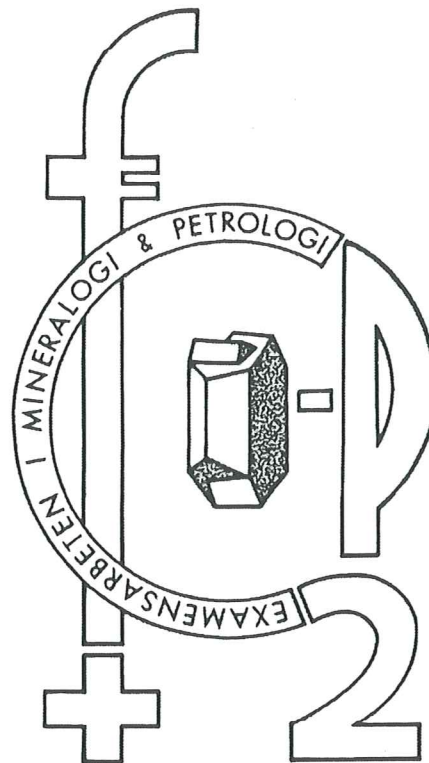
Nr 161

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

Berggrundsgeologi

2003-03-18



**Sierggavággeskollan i gränslandet mellan Sarek  
och Padjelanta; miljöindikatorer för  
fjällkedjeberggrundens bildning**

**Julia Ljungberg**

# Sierggavággeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning

## *Innehållsförteckning*

Svensk sammanfattning .....	3
English abstract .....	5
1. Introduktion .....	7
2. Regionalgeologisk bakgrund .....	8
2.1 Kaledonidernas utveckling .....	8
2.2 Tektonostratigrafi .....	9
2.3 Lokal geologi .....	10
3. Metodik .....	11
4. Resultat .....	12
4.1 Bergartsbeskrivning .....	12
4.2 Mineralparageneser och metamorfa reaktioner .....	12
4.2.1 Mafiter .....	12
4.2.2 Karbonatbergarter .....	15
4.2.3 Granatglimmerskiffer .....	15
4.3 Kemiska bergartsanalyser .....	15
5. Diskussion .....	18
5.1 Sierggavággeskollans grafitmarmor .....	18
5.2 Mafiternas metamorfa grad och mineralogi .....	18
5.3 Kemisk sammansättning av bergarter inom Sierggavággeskollan .....	19
5.4 Sierggavággeskollans provenans och metamorfa historia .....	20
5.5 Grafitens ursprung .....	20
6. Slutsatser .....	21
Referenser .....	21
Bilagor .....	24



## Sierggavággeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning

JULIA LJUNGBERG

Ljungberg, J., 2003. Sierggavággeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet - Berggrundsgeologi, nr 161.

Seveskollkomplexet i de norra delarna av Sareks nationalpark, Kaledoniderna, kännetecknas av stora metamorfa kontraster. Sarektjåhkkåskollan, vars litologier är bäst bevarade, finns emellan två eklogitiserade skollor, Mihká- och Tsähkkokskollorna. I en nyckelposition mellan Sarektjåhkkåskollan och Tsähkkokskollan finns Sierggavággeskollan. Denna skolla har upplevt en betydligt lägre metamorfos, i gränsen mellan grönskiffer- och amfibolitfacies. Att förstå i vilken miljö dessa skollor har bildats och att försöka hitta en möjlig modell för hur de har transporterats till sina nuvarande positioner är viktigt för förståelsen av orogena processer. Förutom struktur-geologiska undersökningar behövs också provenans- och geokemiska undersökningar.

Sierggavággeskollan består till största delen av mafiska eller intermediära bergarter som ibland utgör 80-100 % av skollan. Granatglimmerskiffer och en grafitförande marmor finns också representerade. Grafitmarmorn benämndes tidigare Keddåive-dolomit och utgör en ledhorisont i Sierggavággeskollan. De mineralogiska studierna visar dock att bergarten är kalcitisk.

Sierggavággeskollan har en tydlig lagergeometri där alla litologiska enheter ligger ovanpå varandra och aldrig syns skära lagerföljden. Detta, tillsammans med de geokemiska undersökningarna tyder på att Sarektjåhkkåskollans mafiska bergarter fungerat som matargångar åt åtminstone en del av Sierggavággeskollans mafiter. Omlagrade vulkaniter kan vara möjliga ursprungsbergarter till de övriga mafiterna. Protoliter till granatglimmerskiffern och grafitmarmorn verkar vara kalciumrika grundhavssediment.

Strukturgeologiska data tillsammans med Sierggavággeskollans metamorfa utveckling och kemiska sammansättning ligger till grund för den modell som placerar bildningsmiljön för skollans bergarter längst ut på Balticas passiva kontinentkant. Vulkanism och sedimentation har varit de dominerande processerna som bildat bergarterna kring 610 Ma. Under den finnmarkiska fasen av den kaledoniska orogesen har bergarterna sedan metamorfoserats till övre grönskiffer- undre amfibolitfacies. Detta har troligen skett i samband med eklogitisering av Tsähkkok- och Mihkáskollorna, för ca 505 Ma sedan. Under den skandiska fasen skjuts skollorna österut, upp på den baltiska kratonen och bildar ryggraden i den skandinaviska fjällkedjan.

Julia Ljungberg, Geologiska institutionen, avdelningen för berggrundsgeologi, Sölvegatan 13, 223 62 Lund, Sverige.



## The Sierggavágge Nappe on the border between Sarek and Padjelanta; indicators for palaeoenvironment and tectonic history of the Caledonian Orogen

JULIA LJUNGBERG

Ljungberg, J., 2003. Sierggavággeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet - Berggrundsgeologi, nr 161.

The Sierggavágge Nappe (SiN) belongs to the Seve Nappe Complex (SNC), which is the tectonic unit that forms the topographic backbone of the Scandinavian Caledonides. The rocks of the SNC derive from the Vendian- Ordovician passive continental margin between cratonic Baltica and the Iapetus Ocean. This passive margin underwent stretching over at least 80 Ma and a complex orogenic evolution during the Caledonian Orogeny, reflected in strong contrasts in metamorphic and strain patterns within and between the thrust sheets in the SNC.

In a key position between the Sarektjåhkkå Nappe and the Tsähkkok Nappe is the SiN, which has not previously been studied in any detail. In order to understand the geologic evolution of the orogen in general, and the emplacement of the eclogites in the Tsähkkok Nappe or the preservation of the dyke swarms and sedimentary structures in the Sarektjåhkkå Nappe in particular, the composition and origin of the SiN must be known.

The SiN is dominated by metamorphosed mafic rocks, locally reaching 80-100% of the nappe's volume. Graphitic marbles and garnet-mica schists constitute the remaining part. The graphite-bearing marble has previously been used as a lead horizon for the Sarek Lens, which incorporated both the Sarektjåhkkå and Sierggavagge Nappes. However, graphite marble has not been encountered in the Sarektjåhkkå Nappe. The metamorphic grade in SiN ranges from upper greenschist to lower amphibolite facies.

The different rock types of the SiN occur in parallel, intercalating layers. The sequence of the layers shows that the protoliths were part of a volcanic-sedimentary sequence; no dykes have been encountered. The mafic rocks had both magmatic and sedimentary protoliths, and the metasediments most likely formed in shallow water. The magmatic mafic rocks are chemically similar to the dykes of the Sarektjåhkkå Nappe.

The rocks of SiN thus formed by deposition of sediments and volcanic material in an active volcanic setting. The volcanic mafic rocks may have been the supracrustal equivalents of the Sarektjåhkkå dykes, which formed in an extensional rift setting at around 610 Ma. The SiN rocks were thus deposited in basins of the distal uppermost part of the developing Baltoscandian passive continental margin. During the Caledonian continental collision, the Sierggavágge and Sarektjåhkkå nappes together escaped deep subduction.

Julia Ljungberg, Department of Geology, Sölvegatan 13, SE-223 62 Lund, Sweden.





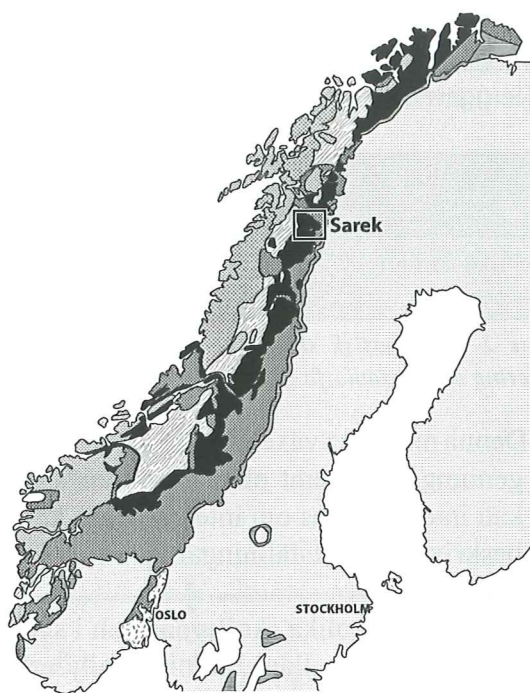
# 1. Introduktion

De skandinaviska fjällens berggrund (Fig. 1) utgörs till största delen av bergarter bildade under den kaledoniska orogenesen. Fjällkedjebildningen är en följd av en kollision mellan kontinenterna Baltica (Skandinavien) och Laurentia (Nordamerika och Grönland), som kulminerade under silur (ca 430-420 Ma). I samband med kollisionen pressades Balticas yttersta kant ner under Laurentias kant och stora flak av den mellanliggande berggrunden skjuvades upp och bildade en bergskedja, Kaledoniderna. Under årmiljonerna eroderades bergskedjan ned, den underliggande berggrunden lyftes upp och dagens topografiska bergskedja bildades.

Mellan kontinenterna fanns ett hav, Iapetushavet, som utplånades under kollisionen. En liknande process pågår idag då Afrika sakta driver mot Eurasien och förintar Medelhavet, som utgör återstoden av det tidigare stora Tethyshavet. En annan pågående kollision är den mellan Asien och den indiska subkontinenten. Denna process är i många avseenden analog med den kaledoniska orogenesen. På samma sätt som Baltica pressades in under den större kontinenten, Laurentia, pressas nu Indien in under Asien.

Bergskedjebildningen är alltså ett resultat av storskaliga platttektoniska processer. Ett exempel på en sådan process är att vissa delar av en kontinents kant kan tryckas ned på extrema djup under en kontinentkollision och sedan komma upp igen. De ingående mineralen i de nedtryckta bergarterna metamorfoserar då tills jämvikt motsvarande de rådande tryck- och temperaturförhållandena inställer sig. Metamorfa bergarter ger viktiga data för förståelsen av orogena processer, men de är långt ifrån tillräckliga. Bergarternas ursprungsmiljö är kritisk för tolkningen av de metamorfa förhållandena. Detta, tillsammans med ledtrådarna från kringliggande enheter, kan ge viktiga insikter i bergskedjebildande processer.

Syftet med detta arbete är att beskriva och analysera en ganska sparsamt studerad geologisk enhet i nordvästra delen av Sareks nationalpark i Lappland (Fig. 1). Enheten heter Sierggavággeskollan och är en del av det mäktiga Seveskollkomplexet (SNC), som utgör den skandinaviska fjällkedjans ryggrad. Komplexet består av ett antal skollor med mycket olika



- Oslo
  - STOCKHOLM
  - Sarek
- Osloriften, permiska riftbergarter
  - Devonska sedimentbassänger
  - Kontinental jordskorpa av Laurentiskt ursprung
  - Oceanisk (Iapetus) jordskorpa
  - Övergångsskorpa mellan Iapetus och Baltica; SKS
  - Allokton berggrund och neoproterozoiska sediment
  - Kambro-siluriska plattformssediment
  - Allokton berggrund i WGR och i fönster
  - Autokton prekambrisk berggrund tillhörande den Baltiska skölden

**Figur 1.** Tektonostratigrafisk översiktsskarta över de skandinaviska Kaledoniderna. Kartan visar de olika skollkomplexens bildningsmiljöer. Sareks nationalpark är markerat på kartan. Kartan är modifierad från Svenningsen (2001).

metamorfa facies (omvandlingsgrad). De flesta skollorna tros härstamma från Balticas kontinentkant, som pressades ned under Laurentia under kontinentkollisionen. Själva bergarterna i SNC bildades dock ca 200 Ma tidigare i samband med riftprocesser som ledde till bildningen av en eller flera nya oceanbassänger.

Sierggavággeskollan befinner sig i en, stratigrafiskt sett, viktig position (Fig. 2). Under Sierggavággeskollan finns Sarektjähkkåskollan, som är metamorfoserad i granatamfibolitfacies i sina kanter, medan de inre delarna inte visar några tecken på omfattande kaledonsk metamorfos. Under den senare skollan finns i sin tur en enhet, Mihkåskollan, som innehåller eklogiter och retroeklogiter (d v s hög P-metamorfos) (Zachrisson och Stephens 1984, Albrecht 2000). Ovanför Sierggavággeskollan vilar Tsähkkokskollan som också innehåller eklogitiserade bergarter.

Tsähhkokskollan	hög P-metamorfos
Sierggaväggeskollan	övre grönskiffer - undre amfibolitfacies
Sarektjåhkkåskollan	granatamfibolitfacies
Mihkåskollan	hög P-metamorfos

**Figur 2.** Schematisk skiss över skollornas interna placering och metamorfa grad.

Denna märkliga växellagring av skollar som har genomgått extremt olika metamorfa historier kan inte förklaras om inte geologin är känd och beskriven. Frågeställningarna är många, till exempel:

- Vilka är de olika skollornas och i synnerhet Sierggaväggeskollans bildningsmiljöer?
- Hur är dessa bildningsmiljöer relaterade till varandra?
- Sierggaväggeskollan finns mellan en skolla som genomgått extremt höga tryck (Tsähhkokskollan) och en som i stora delar verkar ha undgått metamorf omvandling (Sarektjåhkkåskollan); vilka tryck och temperaturer har Sierggaväggeskollan då utsatts för?
- Kan eventuella skillnader och likheter i ursprungsmiljö och kemisk sammansättning bidra till att förklara de extrema kontrasterna i metamorf grad?

De tidigare undersökningar som gjorts i området har varit få och inte haft fokus på den nyligen definierade Sierggaväggeskollan (Svenningsen 1993). Beskrivningar av skollan saknas eller är inbäddade i beskrivningar av andra enheter på ett sätt som gör informationen svår att använda. Svenningsen (1993) beskriver norra Sareks berggrundsgeologi översiktligt och detta omfattar också introduktionen av termen Sierggaväggeskollan, samt en kortfattad beskrivning av denna.

Arbetets huvudsakliga frågeställning är att härleda Sierggaväggeskollans ursprungsmiljö och analysera skollans metamorfa historia. Denna uppsats utgör ett samarbetsprojekt med *Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi* (2001) av Tobias Hermansson. Arbetena är ömsesidigt beroende av varandra och vissa figurer och textavsnitt, i synnerhet i de deskriptiva de-

larna, har därför motsvarigheter i de bägge arbetena.

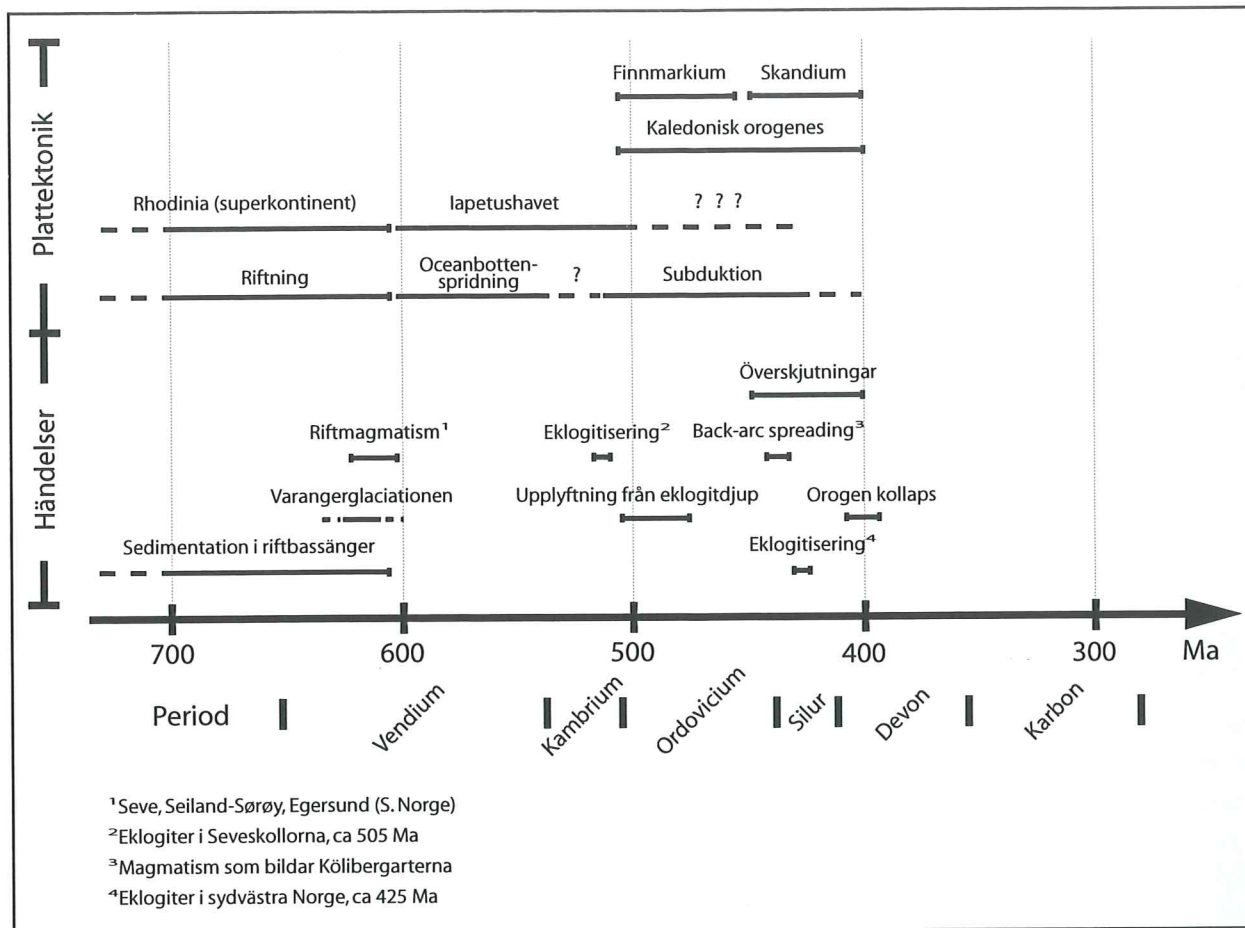
## 2. Regionalgeologisk bakgrund

### 2.1 Kaledonidernas utveckling

Under vendium, ca 650-580 Ma, skedde en extension som resulterade i riftbassänger utanför Balticas västkust (Fig. 3; Andréasson *et al.* 1998). Den sedimentation som under slutskedet av riftprocessen fyllt bassängerna avstannade för ca 610-600 Ma sedan (Kumpulainen & Nystuen 1985; Svenningsen 2001). Då befann sig denna del av superkontinenten vid ekvatorn (Eneroth & Svenningsen *in press*). Samtidigt inleddes Varangerglaciationen, som täckte stora delar av landområdena. Orsaken till denna nedisning är omdebatterad, men enligt hypotesen om "the Snowball Earth" var så gott som hela jorden periodvis täckt av is under vendium (Hoffman *et al.* 1998).

Efterhand började oceanskorpa att bildas längs den Baltoskandiska kontinentkanten. Denna process pågick till kambrium då oceanbottenspridningen avtog och Baltica istället började närma sig Laurentia. Detta medförde att oceanbotten började subduceras utanför Balticas kontinentkant. Så småningom började också Balticas kontinentkant att delta i subduktionen. Det är oklart vad Baltica subducerade ner under. En möjlighet är en ö-båge (Stephens & Gee 1985) en annan är en mikrokontinent (Stephens & Gee 1989). En indikation för subduktion under denna tid är eklogitisering av delar av Balticas kontinentkant för omkring 505 Ma sedan (Mørk *et al.* 1988). De orogena processerna under sen kambrium till tidig ordovicium kallas för den finnmarkiska fasen och utgör den första fasen av den kaledoniska orogenesen (Roberts & Gee 1985; Stephens & Gee 1989).

Finnmarkium inleddes med en snabb upplyftning av delar av den subducerade kontinentkanten. Vid kollisionen imbrikerades de nu upplyfta delarna och den imbrikerade sekvensen utgjorde förmodligen en orogen, som var belägen långt ut på Balticas västra kant. I anslutning till subduktionen skedde också en "back-arc spreading", för ca 440-435 Ma sedan, som re-



**Figur 3.** Tidslinje, från Rhodinas uppsprickande i vendium till den sista fasen av den kaledoniska orogenesen i devon. Figuren visar både de geologiska händelserna och de plattetektoniska processerna. Figuren är modifierad från Hermansson (2001).

sulterade i extension (Gee *et al.* 1994; Bergman & Sjöström 1997).

Den andra fasen i den kaledoniska orogenesen kallas för den skandiska fasen (Gee 1975). Den pågick från tidig silur till tidig devon. Under denna fas skjövades stora flak av kontinentkanten upp på Baltica. Samtidigt bildades en andra generation eklogiter i Västnorge.

Under hela silur och början av devon bildades flera skollor som transporterades i östlig riktning (Gee 1975). De totala transportsträckorna för de mest långväga skollorna kan ha varit så stora som 600-700 km (Björklund 1985; Gayer *et al.* 1987). I tidig devon hade den skandiska fasen nått sitt slut när oceanskorpan och den allra västligaste delen av Baltica subducerats ner under Laurentia och de konvergerande rörelserna avstannade.

För ungefär 400 Ma sedan kollapsade bergskedjan och nöttes dessutom relativt hastigt ned av erosion. Under krita och tertiär gled Laurentia och Baltica åter isär, när Atlanten bildades. Fi-

gur 3 ger en översiktlig bild av den regional-geologiska utvecklingen.

## 2.2 Tektonostratigrafi

Kaledoniderna delas traditionellt in i fem större stratigrafiska enheter baserat på litologi och metamorf grad; autokton/paraautokton, undre, mellersta, övre och översta allocton (Gee & Zachrisson 1979; Roberts & Gee 1985). Autoktonen/paraautoktonen består av kambriska sedimentbergarter vilande på det prekambiska urberget. Dessa har endast transporterats kortare sträckor, eller inte alls. Sedimentbergarterna, som till största delen består av grå och svarta skiffrar, har fungerat som glidyta eller "décollement" på vilken den undre alloctonen transporterats. Veckade senprekambriska och tidigpaleozoiska sedimentbergarter bygger tillsammans med mindre mängder prekambiska kristallina bergarter upp den undre alloctonen. Den dominerande

metamorfa graden är grönskifferfacies. Mellersta alloktonen domineras av deformerade prekambrika kristallina bergarter och mäktiga metapsammiter, ibland genomslagna av diabasgångar. Den kaledoniska metamorfosen av dessa bergarter ägde rum i mellersta grönskiffer- till amfibolitfacies. Övre alloktonen har utsatts för högre grad av metamorfos som sträcker sig från grönskifferfacies och lokalt upp till eklogitfacies. Vulkaniska och sedimentära ytbergarter tillsammans med diabasgångar dominerar. Den överlagrande översta alloktonen innehåller till största delen glimmerskiffrar och gnejser, som är metamorfoserade i amfibolitfacies.

En annan uppdelning av berggrunden, bygger på bergarternas tektoniska ursprungsmiljöer (Stephens & Gee 1989) och uppmärksammar en mycket viktig tektonisk gräns som inte framkommer i den äldre uppdelningen. Gränsen skiljer bergarter vars ursprung är relaterat till bildningen av Balticas passiva kontinentkant från bergarter med ursprung i området utanför Baltica. Denna gräns utgörs bl. a av gränsen mellan Seve- och Käliskollorna i den övre alloktonen. Andréasson *et al.* (1998) införde begreppet Seve-Kalak Superterrane, som innefattar samtliga skollor innehållande magmatiska bergarter och sediment relaterade till den vendiska riftutvecklingen. Detta gjordes för att ytterligare poängtera enhetens ursprung och plats i tektonostratigrafien.

### 2.3 Lokal geologi

Seveskollorna, som ingår i Seve-Kalak Superterrane, utgjorde det allra yttersta av Balticas passiva kontinentkant och representerar övergången mellan kontinental och oceanjordskorpa (Andréasson 1994). Bergarterna består av sediment och vulkaniska bergarter bildade i vendiska riftbassänger under superkontinenten Rhodinas uppsprickande. I nordvästra delen av Sarek representeras Seveskollorna av fyra skollor; Mihká, Sarektjähkkå, Sierggavágge och Tsähkkok (Fig. 4).

Mihkåskollan vilar på den mellersta alloktonen och domineras av den kraftigt veckade vita Juronkvartsiten (Kulling 1982), vilket gör att den kan korreleras med Vaimoklinsen (Zachrisson & Stephens 1984). Skollan innehåller också en mindre mängd

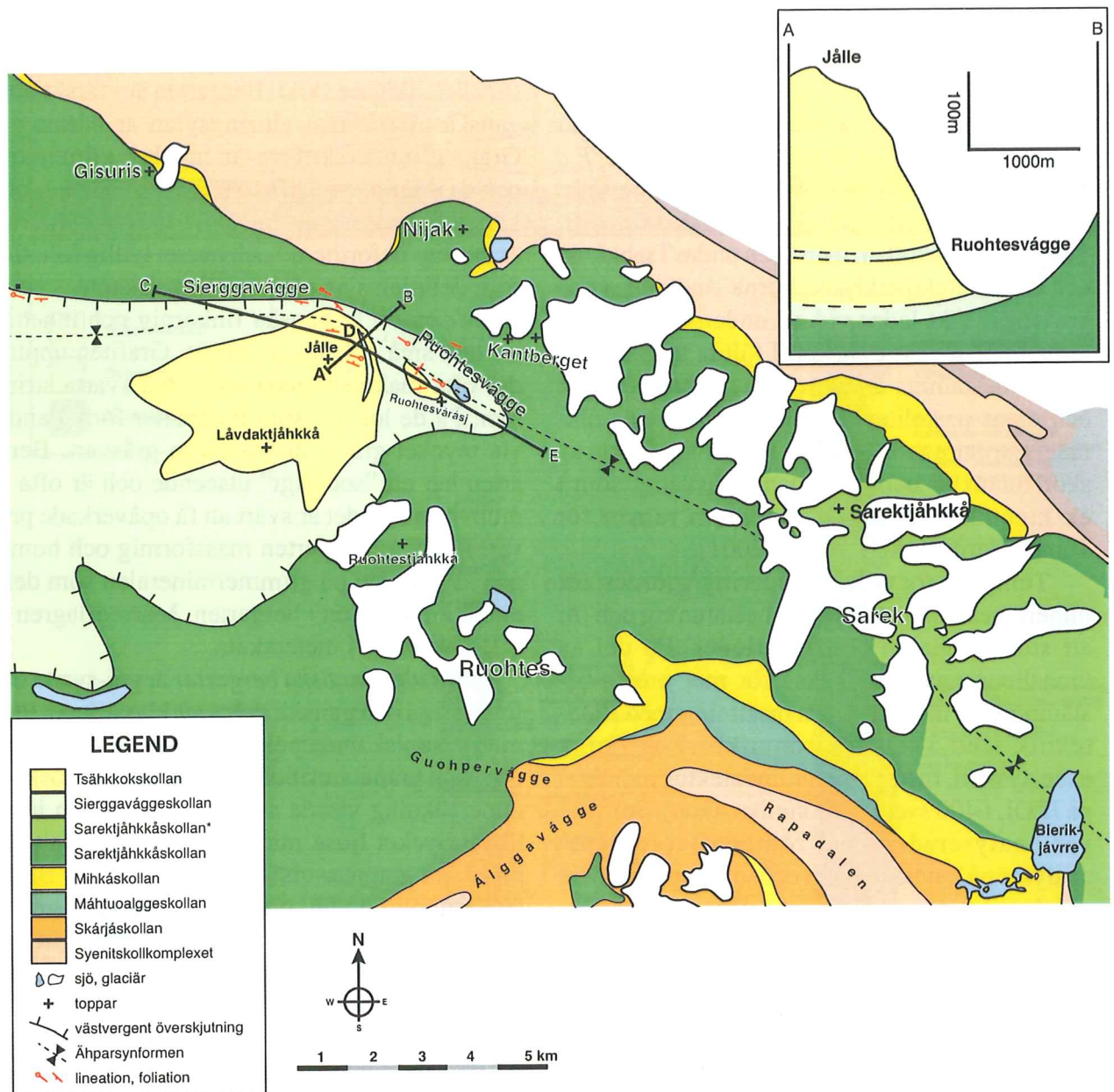
gnejser och boudiner av granatamfibolit och retroeklogit (Dallmeyer *et al.* 1991).

Den överlagrande Sarektjähkkåskollan består till 75-80% av mafiska gångar intruderade i Favoritkammen-gruppens sedimentära bergarter, som uppträder som linser mellan gångarna ("sediment screens"). På vissa ställen är tätheten mellan gångarna så stor att de utgör 100% av bergarterna. Här kan man tala om "sheeted dyke" komplex, vilket är typiskt för oceanisk jordskorpa. Skollans interna delar har i stor utsträckning helt undgått deformation och metamorfos under den kaledoniska orogenesen. Detta medför att skollan bevarat viktig information om ursprungsmiljön. Skollans yttre delar har dock deformerats och metamorfoserats i granatamfibolitfacies (Svenningsen 1993).

Sierggavággeskollan vilar på Sarektjähkkåskollan och består av mafiter och metasediment i form av glimmerskiffrar och marmorbergarter. Mafiterna dominerar och kan på sina ställen uppgå till 80% av bergarterna, utanför studieområdet till och med 100% (Svenningsen, pers. medd. 2000). Proportionerna mellan mafiter och metasediment varierar dock lateralt. Metamorfosen har lokalt nått upp till undre amfibolitfacies. En för skollan karakteristisk bergart är den grafitförande marmorbergarten som benämndes Keddåivedolomiten av Kulling (1982). Dolomiten användes som ledhorisont i Sareklinsen under kartläggningen i samband med bl a Nordkalottprojektet (Zachrisson & Stephens 1984; Kullerud 1987; Snilsberg 1987). Det som nu benämns Sierggavággeskollan tolkades då som en del av Sareklinsen.

Den översta enheten i området utgörs av Tsähkkokskollan. Skollan domineras av metasediment i form av kvarts-fältspatskiffer och marmor, men stora mängder av mafiter finns också representerade. De senare utgörs bl a av kuddlavor, gabbro och finkornigare mafiter metamorfoserade i eklogitfacies (Snilsberg 1987).

Kontakten mellan Sarektjähkkåskollan och Sierggavággeskollan utgörs av en mylonitisk zon bestående av metapsammit och amfibolit. Skollgränsen är bäst blottad i den västra delen av området, vid renvaktarstugan, där mäktigheten är ca en meter. Närmast gränsen uppvisar både Sierggavágge- och Sarektjähkkåskollan en minskning i kornstorlek.



**Figur 4.** Karta över fältarbetsområdet där även sträckningen av profilerna A-B och C-D-E visas. Profil C-D-E återfinns i Fig. 5. Kartan ger också en översikt av skollornas utbredning i området. Den ljusare gröna färgen av Sarektjähkkåskollan, markerad \* i legenden, visar den inre välbevarade delen av skollan. Kartan är modifierad från Svenningsen (1993) och strukturgeologiska markeringar från Hermansson (2001).

### 3. Metodik

Överskjutningen är parallell med de båda skollornas interna foliationer. Skollgränsen mellan Sierrgavággeskollan och Tsähkkokskollan utgörs av en spröd deformation i form av en flack förkastning. Denna förkastning skär Sierrgavággeskollans foliation och är bäst blottad på Ruohtesvárásj i den östra delen av det undersökta området. Bergarterna på ömse sidor om kontakten är rejält sönderskjuvade och rostvittrade.

Arbetet omfattar fältarbete för kartering och provtagning, mikroskopering av tunnslip, kemiska analyser av prov och svepelektronmikroskopering inklusive EDS-analyser. Fältarbetet gjordes under två veckor i augusti, 2000, i Sareks nationalpark, nordvästra Lappland. Området (Fig. 4) är ca 40 km<sup>2</sup> och utgörs av dalgångarna Sierrgavágge och Ruohtesvágge (800-900 m.ö.h.), samt två mindre toppar, Jälle (1190 m.ö.h.) och Ruohtesvárásj (1004 m.ö.h.). Avgränsande i norr och öster är

fjällen Gisuris respektive Niják och Kantberget. Söder om området ligger Ruohesmassivet (Fig. 4).

Kartbladet som användes för arbetet var *Fjällkartan över Sareks nationalpark, BD10, E d 1:1998*. Under fältarbetet karterades fältområdet och bergarterna tillhörande framför allt Sierggavággeskollan, men även undre Tsähkkok- och övre Sarektjähkkåskollorna studerades och provtogs. Vikt lades vid att undersöka kontakterna mellan dessa skollar. I fält lades stor vikt vid att bestämma bergarternas metamorfa grad och deras protoliter. Samtidigt studerades områdets strukturgeologi, både storskaligt i form av skollkontakter och veck och småskaligt som t ex kinematiska indikatorer inom ramen för Tobias Hermanssons arbete (2001).

Tunnslip för mikroskopering gjordes för mineralbestämning, bergartsbestämning och för att studera metamorfa reaktioner. En del av tunnslipen användes också för mer precis bestämning av mineralsammansättning med EDS-teknik i ett svepelektronmikroskop (Link excelsystem, med germaniumdetektor monterat på JEOL 6400 svepelektronmikroskop). Sex prover analyserades med röntgenfluorescensanalyser på huvudelement och vissa spårelement vid Institut für geologische Wissenschaften, Universität Greifswald, Tyskland och med ICP-MS för spårelements- och REE-analyser vid Acme Analytical Laboratories, Vancouver, Canada.

## 4. Resultat

### 4.1 Bergartsbeskrivning

Inom fältområdet består Sierggavággeskollan till största delen av tre olika bergarter; granatglimmerskiffer, marmor och mafiter (Fig. 5). Dessa tre bergartstyper växellagrar oregelbundet i decimeter- till meterskala genom hela skollan. Förutom de ovanstående bergarterna förekommer också någon sericit- och biotitskiffer. Biotitskiffen är rostvitträd och består främst av biotit, men dessutom av ljus glimmer och kvarts. Den finns som decimeter- till metertjocka lager, vilka sannolikt representerar interna glidplan i skollan.

*Granatglimmerskiffen* utmärker sig i fält

främst genom de centimeterstora, röda granaterna. Dessa förekommer i stora mängder i framför allt kalkigare skikt. Bergarten är i färskt brott ganska mörk, men vittringsytan är nästan vit. Granatglimmerskiffen är mycket glimmerrik och de dominerande faserna är muskovit, biotit, kvarts, granater och opaka mineral. Bergarten är kraftigt deformerad och har en tydlig foliation som definieras av glimmermineralen.

*Marmor* är ganska finkornig och innehåller ofta små grå flak av grafit. Grafiten uppträder ofta makroskopiskt som små svarta strimor. På de lokaler som innehåller förhållandevis mycket grafit, är marmor gråsvart. Bergarten har ett "sockrigt" utseende och är ofta så djupvitträd att det är svårt att få opåverkade prover. I stoff är bergarten massformig och homogen så när som på glimmermineralen som definierar en foliation i bergarten. Marmorlagren är oftast veckade i meterskala.

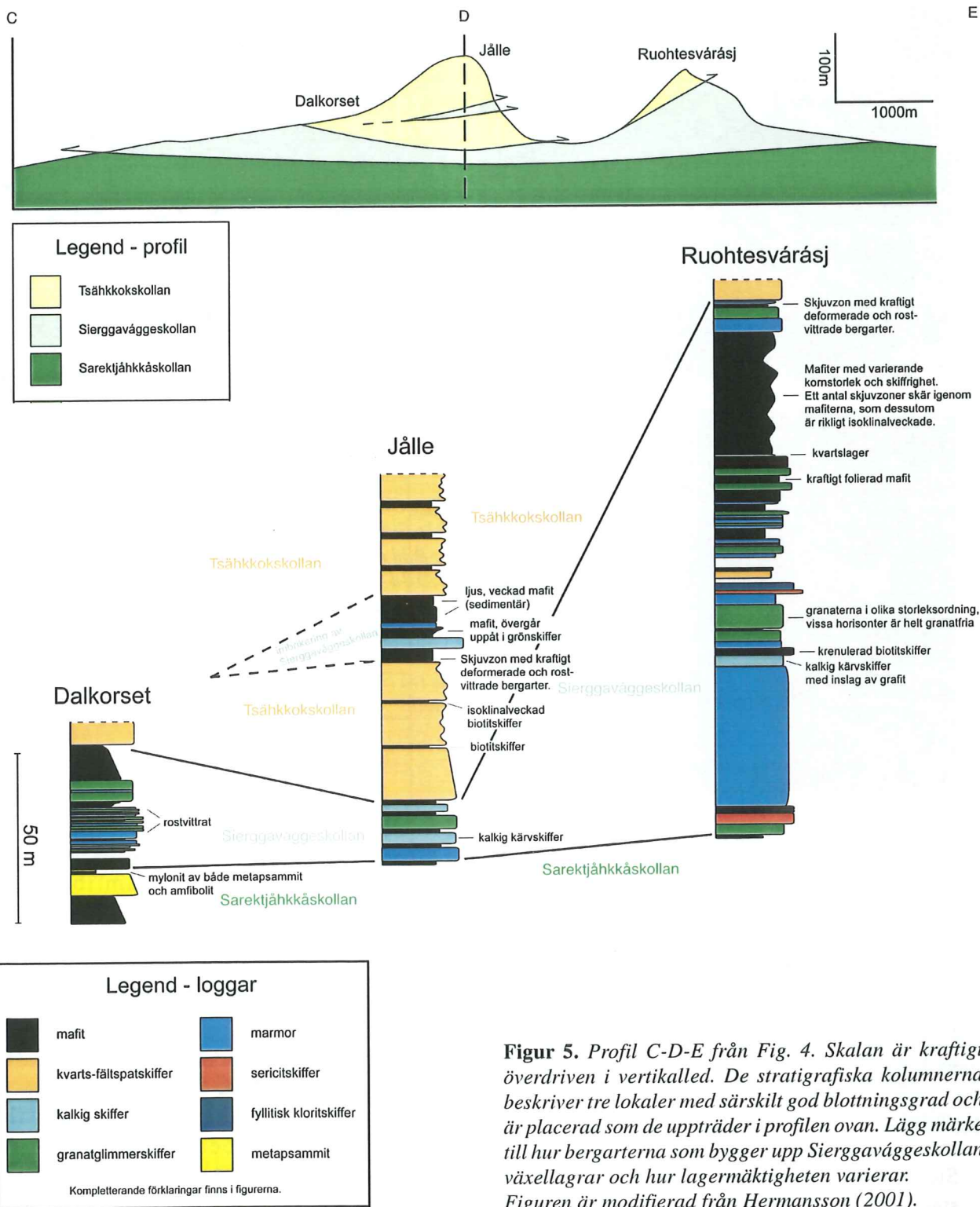
Områdets *mafiska bergarter* är grå-svarta och finkorniga och ganska svåra att klassificera utan mikroskopisk undersökning. I fält karterades de ofta som granatamfiboliter, men vid mikroskopundersökning visade sig en del av slipen innehålla mycket ljusa mineral. Det som i fält antogs vara granater visade sig vara titanit. Bara i en amfibolitboudin, prov T02B, hittades granater i mikroskopet. Även om granatförekomst inte kan uteslutas, bör man vara försiktig med att dra slutsatser om metamorf grad baserade på granatförekomst utan att i mikroskopet ha bekräftat att de röda mineralkornen verkligen är granater. Foliationen definieras oftast av amfibolerna och i några fall av kvartssegregationer (Fig. 6b).

### 4.2 Mineralparageneser och metamorfa reaktioner

Tunnslip av prover tagna från Sierggavággeskollan studerades i mikroskop och några slip studerades även i SEM och med EDS-teknik.

#### 4.2.1 Mafiter

I de mafiska bergarterna (Bilaga 1) finns flera olika mineralparageneser. De vanligast förekommande mineralen i mafiterna är amfibol (60-

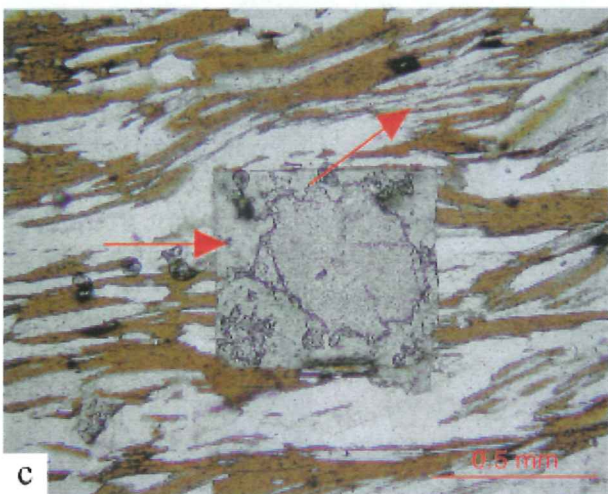
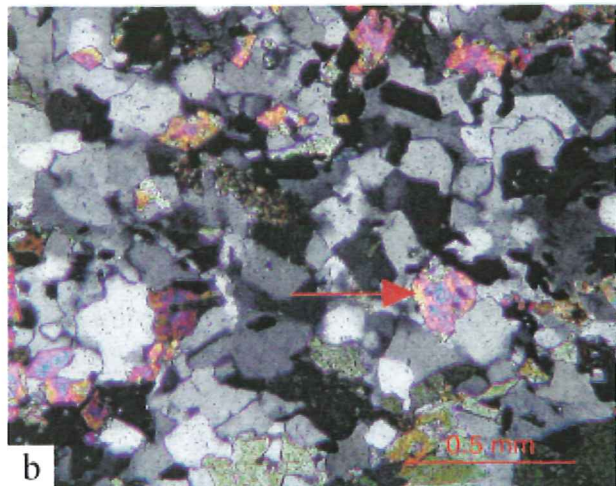
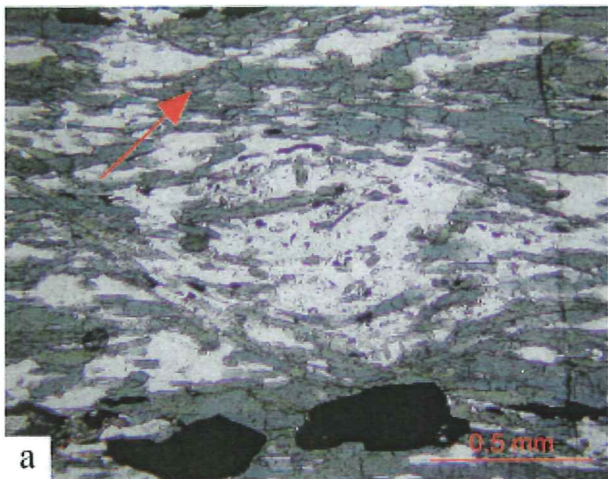


**Figur 5.** Profil C-D-E från Fig. 4. Skalan är kraftigt överdriven i vertikalled. De stratigrafiska kolumnerna beskriver tre lokaler med särskilt god blottningsgrad och är placerad som de uppträder i profilen ovan. Lägg märke till hur bergarterna som bygger upp Sierggaväggeskollan växellagrar och hur lagermäktigheten varierar. Figuren är modifierad från Hermansson (2001).

90%, Fig. 6a), fältspat, kvarts, epidot, klinozoisit och titanit. Assessoriska mineral är biotit och ljus glimmer, kalcit, rutil och grafit. Samtliga prover innehåller förhållandevis stora mängder epidot (Fig. 6b), klinozoisit och oftast också ljusa mineral som fältspat, kvarts och muskovit. Epidot och klinozoisit utgör ungefär 5% av de mafiska bergarterna.

De olika bergarterna har olika utseenden

oberoende av var i skollan de kommer ifrån. Mafiter från den nedre delen av skollan (Si 6, J08A och J02B) är alla helt omkristalliserade och alla spår av de metamorfa reaktionsförloppen är utplånade. I prover tagna högre upp i stratigrafien (J18A, Tsähhkok och Si 2) verkar däremot framför allt amfibolerna vara i kemisk obalans med otydliga kornkanter och reaktionskanter mot främst biotit och klinozoisit. I prov Si 2 har



**Figur 6 a-c.** Fotografier i planpolariserat ljus av tunnslip från Sierggaväggeskollan.

a: Bild av en mafit med blå-gröna amfiboler.

b: Bild av mafit innehållande epidotkorn i en kvartssegregation.

c: Bild av ett andalusitkorn i en granatglimmerskiffer. Foliationen utgörs av biotit och muskovit. Den övre av de två röda pilarna visar på hur muskovit omvandlas till biotit.

amfiboler på några ställen ersatt biotit och det finns också små amfibolkorn inuti fältspatskristallerna. Inget av proverna visar tecken på retrograd metamorfos, utan amfibolernas tillväxt på bekostnad av biotit pekar tvärtom på en prograd metamorfos. Kornstorleken är ca 0.5-1 mm. Prov J02B är dock betydligt finkornigare med en kornstorlek kring 0.1-0.2 mm.

Mafitproverna skiljer sig också åt när det gäller proportionerna av amfiboler och ljusa mineral. Vid den övre gränsen i Sierggaväggeskollan (prov Si 2 och J18A) består mafiterna nästintill enbart av amfiboler (ca 90%) med enstaka kvarts- och fältspatkorn medan exempelvis prov J08A, från skollans bas innehåller mindre mängder amfiboler och mest ljusa mineral som kvarts och fältspater. Möjligtvis borde de sistnämnda bergarterna i vissa fall benämnas intermediära.

Även EDS-analyserna av amfibolernas sammansättning ger varierande resultat (Bilaga 3). De vanligaste amfibolerna är Mg-hornblände och tschermakit (Leake *et al.* 1997). Andra amfiboler

i proverna är edenit, pargasit, Mg-katoforit och Fe-hornblände. Samtliga amfiboler har sammansättningar som, även om det finns en ganska stor variation, ligger nära hornblände. Prov Si 2 har en amfibolsammansättning som i princip motsvarar den vanliga formen av hornblände.

Bergartskemin visar att prov Si 6, J02B, J18A och Tsähkkok (J10A) är Ca- och Mg-rika medan bara prov J08A är rik på Fe. Mg-talen (Mg/Mg+Fe) för bergartsprover från Sierggaväggeskollan är ganska varierande (Tabell 1). Prov Si 4 och Si 5 har ungefär samma Mg-proportioner (Si 4: 0.57 och Si 5: 0.58). Dessa värden är högre än Mg-talen för de kringliggande skollorna (Sarektjähkkå, Tsähkkok och Mihká; Tabell 1). Prov Si 3 har ett lågt Mg-tal (0.22) som skiljer sig från de två övriga proven Si 2 och Si 6 (0.44 resp. 0.53). Dessa båda sistnämnda prov överensstämmer med de övriga skollorna. Antalet prover är dock för få för att visa vilken av skollorna som är mest lik Sierggaväggeskollan. Den framgår tydligt att



Sierggavággeskollan är den skolla som uppvisar störst spridning i Mg-tal. Standardavvikelsen för Sierggavággeskollan (prov Si 2 - Si 6) är 0.017 vilket är betydligt högre än övriga skollar (Sarektjåhkkå: 0.002, Mihká: 0.0007, Tsähkkok: 0.006). Någon variation i statistisk signifikans mellan skollornas medelvärde kan dock inte påvisas med ett tvåsidigt t-test med en signifikansnivå på 0.05.

Samtliga prov är mycket rika på kalcium och har dessutom en relativt hög halt av natrium (Bilaga 2 samt Fig. 8 och 9). Bara prov Tsähkkok, från Tsähkkokskollan, har en natriumhalt som överstiger kalciumhalten.

Mg-tal	
Prov	Mg-tal
Tsähkkok	0.51
Si 2	0.44
Si 3	0.22
Si 4	0.57
Si 5	0.58
Si 6	0.53
Medelvärde Sarektjåhkkåskollan	0.46
Medelvärde Mihkáskollan	0.50
Medelvärde Tsähkkokskollan	0.42

**Tabell 1.** Mg-tal av prover från Sierggavággeskollan och medelvärderna från Sarektjåhkkå-, Mihká och Tsähkkokskollorna. Data från Sarektjåhkkåskollan (20 prover) från Svenningsen (1993), Mihkáskollan (7 prover) från Albrecht (2000) och Tsähkkokskollan (8 prover) från Snilsberg (1987).

#### 4.2.2 Karbonatbergarter

Marmorn i Sierggavággeskollan består till ca 95 % av karbonater och innehåller endast några enstaka korn av kvarts, ljus glimmer och grafit. Grafiten förekommer dock lokalt i monomineraliska aggregat. Bergarten representeras av prov J30D och J25B. Båda proven studerades i mikroskop och i SEM. Prov J30D består nästan uteslutande av kalcit och innehåller endast enstaka korn av kvarts, muskovit och grafit. Grafiten uppträder som opaka flak i storleksordningen

0,5-1mm. Flaken finns oftast på kalcitkristaller, men även på kvarts och ljus glimmer. Kornstorleken på övriga mineral är 0.5-1.5 mm. EDS-analyser kan inte mäta kol, så när de faser som är mörka i SEM-bilden saknar detektbara element tolkas dessa som grafit. Försöken att lokalisera grafit inskränktes till marmorbergarten, vilket innebär att grafit mycket väl kan finnas även i övriga bergarter.

Prov J25B innehåller en större andel av kvarts och ljus glimmer, men domineras fortfarande av kalcit (ca 80%). Ljus glimmer och kvarts bildar större ansamlingar och ligger inte insprängda mellan kalcitkristallerna utan snarare som separata enheter i slipet. EDS-analyserna bekräftar återigen kalcit som karbonatmineral. Grafit och även en del pyrit finns i provet.

#### 4.2.3 Granatglimmerskiffer

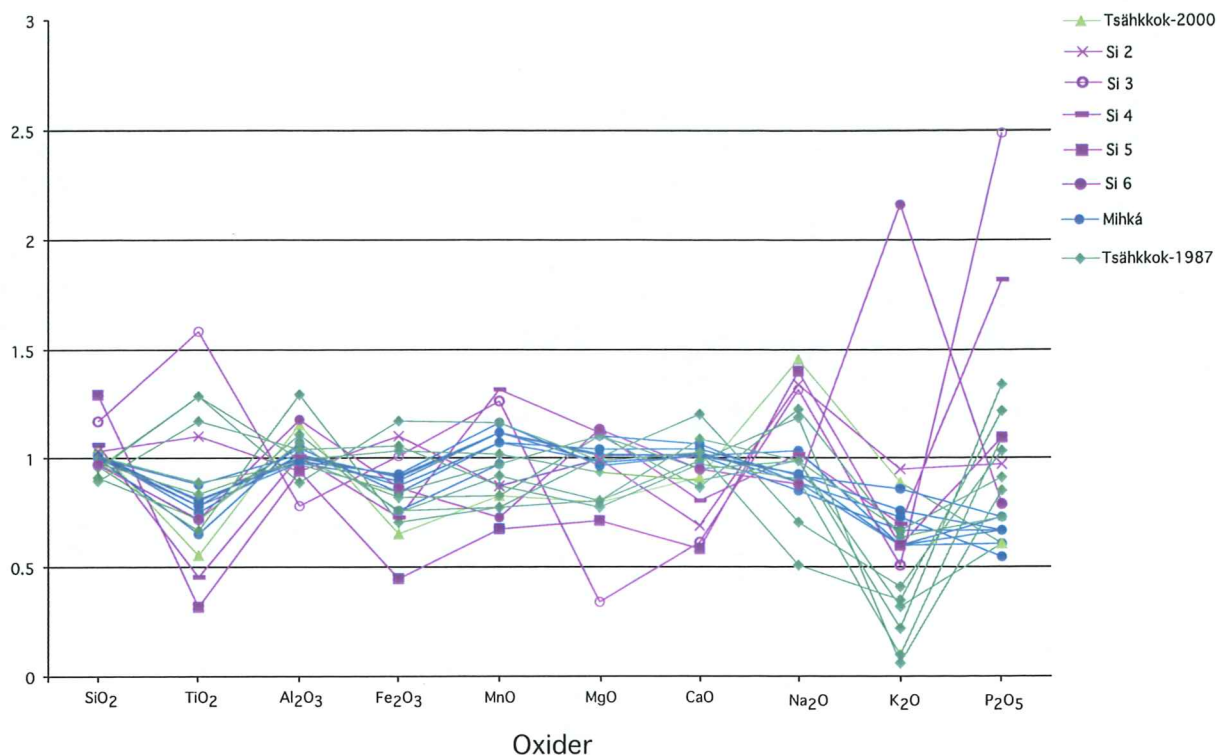
Granatglimmerskiffern har en tydlig foliation som definieras av orienterade glimmermineral. Glimmermineralen utgör ca 50 % av bergarten. En återkommande textur, som syns tydligt i mikroskop, är att framför allt de ljusa, glimmermineralen ser ut att "flyta" runt granaterna, som inte innehåller någon intern foliation.

I två av tunnslipen kan man se hur muskovit har omvandlats till biotit (Fig. 6c). Detta är ett tydligt tecken på prograd metamorfos. Enstaka korn av turmalin och andalusit förekommer också. Kornstorleken är ca 0.5-1 mm. Studier av tunnslipen med EDS-teknik visade att de mörka glimmermineralen domineras av biotit och de ljusa av muskovit. Granaterna visade sig vara kalciumrika almandingranater. Grossularkomponenten motsvarar ca 16% och almandinkomponenten ca 63%. Mangan och magnesium utgör resten.

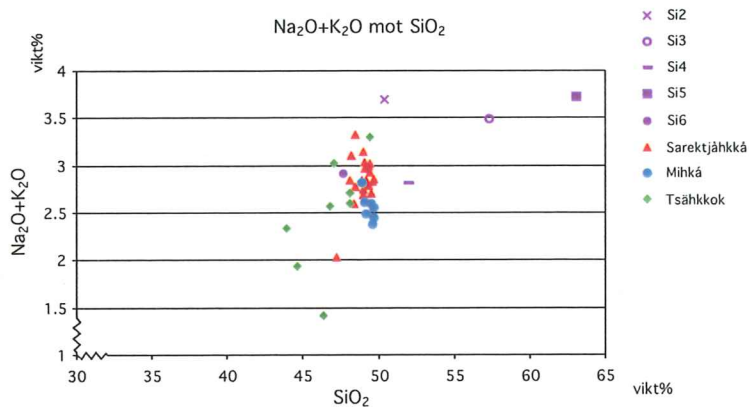
#### 4.3 Kemiska bergartsanalyser

Mafiter inom Sierggavággeskollan (Bilaga 1) har analyserats för att beskriva skollans sammansättning och för att få data, som kan ge information om skollans bildningsmiljö. Resultaten av analyserna presenteras i form av diagram (Fig. 7-11) och tabell (Bilaga 2). Av diagrammen (Fig. 8,9) framgår att en del av proverna från

## Huvudelement

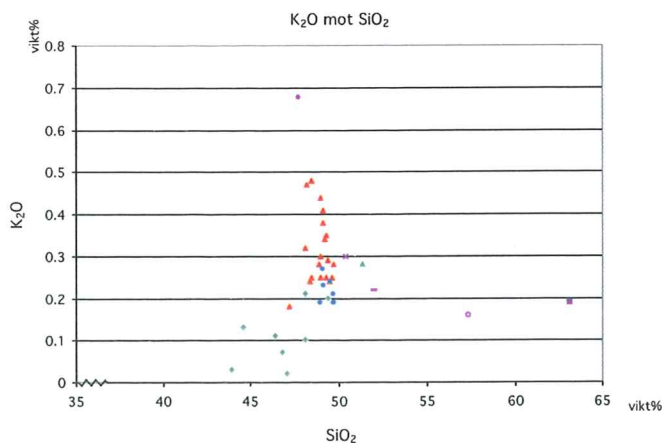


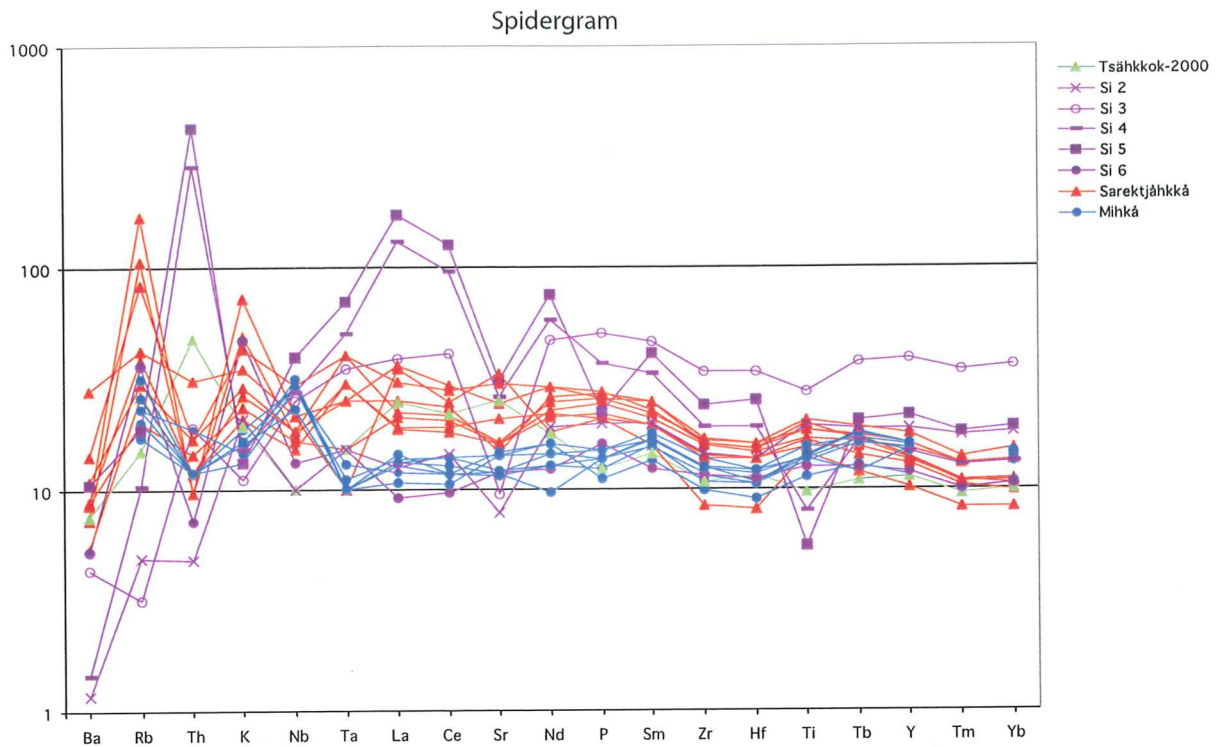
**Figur 7.** Den kemiska sammansättning av huvudelement i Sierrgavägg-, Tsähkkok- och Mihkaskollorna normaliserat mot medelvärdet av Sarektjähkkåskollans huvudelement. Den gröna triangeln motsvarar prov från Tsähkkokskollan som är provtaget inom detta projekt. Data för Sarektjähkkåskollan kommer från Svenningsen (1993), Tsähkkokskollan från Snilsberg (1987) och Mihkaskollan från Albrecht (2000).



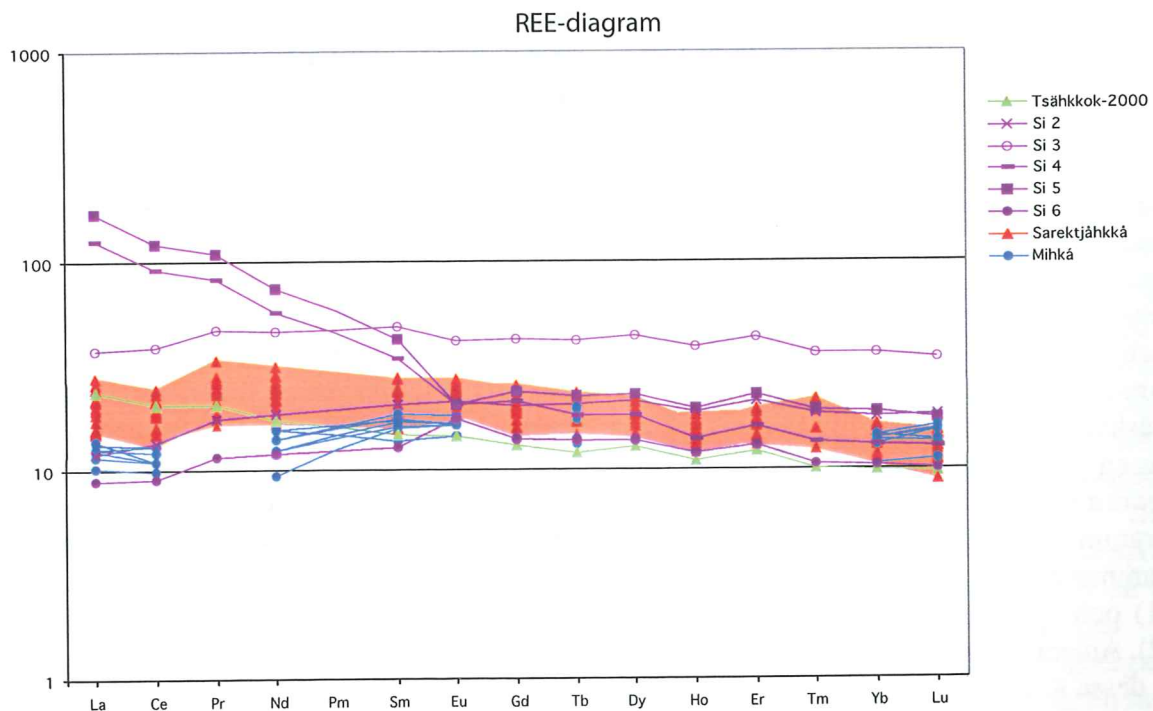
**Figur 8.** Variationsdiagram som visar Tsähkkok-, Sierrgavägg-, Sarektjähkkå och Mihkaskollornas fördelning av  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  över  $\text{SiO}_2$ . Observera den höga  $\text{SiO}_2$ -halten i prov Si 3 och Si 5. Data för Sarektjähkkåskollan kommer från Svenningsen (1993), Tsähkkokskollan från Snilsberg (1987) och Mihkaskollan från Albrecht (2000).

**Figur 9.** Variationsdiagram som visar Tsähkkok-, Sierrgavägg-, Sarektjähkkå och Mihkaskollornas fördelning av  $\text{K}_2\text{O}$  över  $\text{SiO}_2$ . Legendan i Fig. 8 gäller även detta diagram. Data för Sarektjähkkåskollan kommer från Svenningsen (1993), Tsähkkokskollan från Snilsberg (1987) och Mihkaskollan från Albrecht (2000).





**Figur 10.** Spidergram som visar Sierrgavägge-, Sarektjähkkå och Mihkaskollornas fördelning av spårelement normaliserat mot kondrit (Thompson 1982). Data för Sarektjähkkåskollan kommer från Svenningsen (1993) och Mihkaskollan från Albrecht (2000).



**Figur 11.** REE-diagram som visar Sierrgavägge-, Sarektjähkkå och Mihkaskollornas fördelning av REE-element normaliserat mot kondrit (Wakita et al. 1971). Prov Si 2 och Si 6 har en fördelning av REE-element som överensstämmer med Sarektjähkkåskollans mafiter. Prov Si 4 och Si 5 har en annorlunda fördelning med högre proportioner av lätta REE-element. Data för Sarektjähkkåskollan kommer från Svenningsen (1993) och Mihkaskollan från Albrecht (2000).

Sierggavággeskollan (framför allt Si 3 och Si 5) inte är mafiter utan snarare intermediära bergarter.

Kemin för huvudelementen i Sierggavágge-, Mihká- (Albrecht 2000) och Tsähkkok- (Snilsberg 1987)-skollorna är i Fig. 7 normaliserade mot Sarektjähkkåskollans medelvärde (Svenningsen 1993) för huvudelementen. Prover från Tsähkkokskollan tagna av Snilsberg är markerade med gröna romber, medan Tsähkkokprovet från det studerade området är markerad med en grön triangel. Fig. 7 visar att prov Si 3 har betydligt högre halter av  $\text{TiO}_2$  och  $\text{P}_2\text{O}_5$  och lägre av  $\text{MgO}$  än Sarektjähkkåskollans medelvärde. Prov Si 5 har, förutom något högre halter av  $\text{SiO}_2$  och  $\text{Na}_2\text{O}$ , lägre halter av andra element. Prov Si 3, Si 4 och Si 6 utmärker sig i figuren (7) med tydliga toppar på  $\text{P}_2\text{O}_5$ . De två sistnämnda proven har även höga halter av  $\text{K}_2\text{O}$ .

Figur 8 och 9 är variationsdiagram som visar alkaliproportionerna i förhållande till kiselhalten. Värden för Sarektjähkkåskollan är tagna från Svenningsen (1993). De båda variationsdiagrammen visar tydligt att proverna från Sierggavággeskollan är mycket  $\text{Na}_2\text{O}$ -rika i förhållande till  $\text{K}_2\text{O}$ . Det framgår också av diagrammen att Sierggavággeskollans bergarter, det låga provantalet till trots, verkar ha en större variation i kemisk sammansättning än de övriga skollorna. Legenden i Fig. 8 är gemensam för båda variationsdiagrammen.

Resultaten från analyser av spår- och REE-element presenteras som ett så kallat spidergram respektive ett REE-diagram (Fig. 10 och 11). Spårelementsanalyser från Tsähkkokskollan saknas och finns därför inte representerade i diagrammen. Albrechts (2000) analyser av Mihkåskollan omfattar inte alla element, därför saknas en del värden för denna skolla i de båda diagrammen. Både REE-diagrammet och spidergrammet är kondritnormaliserade. REE-diagrammet är normaliserat enligt Wakita *et al.* (1971) och spidergrammet enligt Thompson (1982). Anledningen till att kondritvärden valts är att dessa är mätbara och inte är uppskattade som värden från en primär mantel (Thompson 1982). Si 4 och Si 5 utmärker sig i REE-diagrammet med höga halter av de lätta REE-elementen. Prov Si 6 har något låga halter av de lätta elementen. Si 3 har visserligen en likartad trend som övriga skollor, men värdena är genom-

gående högre. I spidergrammet syns de höga halterna av torium, lantan och även neodym i proverna Si 4 och Si 5. Si 3 har förhållandevis höga halter av de mer kompatibla elementen. Anmärkningsvärt i samtliga diagram är att variationen av den kemiska sammansättningen är störst inom Sierggavággeskollan medan den inom Sarektjähkkå- och Mihkåskollorna är liten.

Det bör påpekas att analyserna är gjorda på metamorfa bergarter. Det kan innebära att senare omvandlingar påverkat den ursprungliga kemiska sammansättningen av bergarterna. Detta är troligtvis ett större problem i de skollor som utsatts för högre grad av metamorfos (Tsähkkok- och Mihkåskollorna) än för Sierggavággeskollans relativt lågmetamorfa bergarter.

Diagrammen och de kemiska analyserna diskuteras i avsnitt 5.3.

## 5. Diskussion

### 5.1 Sierggavággeskollans ledhorisont

Enligt Zachrisson och Stephens (1984) innefattades det som nu kallas Sierggavággeskollan i Sareklinsen, vilken kännetecknades av den av Kulling (1982) definierade grafithaltiga Keddåivedolomiten. Denna grafitdolomit urskiljdes senare som ledhorisont och kännetecknen för Sierggavággeskollan (Svenningsen 1993). När Kulling beskrev bergarten gjordes inga närmare analyser av dess mineralogi. Benämningen grafitdolomit var alltså ett antagande som gjordes utifrån bergartens utseende och fältuppträdande. Analyser gjorda inom detta arbete visar att det enda karbonatmineral som förekommer i bergarten är kalcit. En lämpligare benämning för denna ledhorisont vore därför grafitmarmor.

### 5.2 Mafiternas metamorfa grad och mineralogi

Trots det begränsade antalet prover som ryms inom ramen för detta arbete, kan ett antal nya slutsatser dras om bergarternas ursprung och geologiska historia. Samtliga mafitprover från

Sierggavággeskollan innehåller betydande mängder av epidot, klinozoisit och i många fall även albit och klorit. Dessa mineral är typiska för grönskifferfacies och i viss mån även understa amfibolitfacies. Gränsen mellan bergarter i grönskiffer- och amfibolitfacies inom Sierggavággeskollan är gradvis och kännetecknas av minskande proportioner av klorit, epidot och albit och ökande andel av hornblände, granater och Ca-plagioklas. Analyserna visade att amfibolerna sinsemellan har olika sammansättningar, men som generellt kan beskrivas som hornbländevarianter (Bilaga 3). Metabasiter i grönskifferfacies brukar dock främst innehålla aktinolit och tremolit som amfibolmineral, även om hornblände kan förekomma. Amfibolsammansättningen i Sierggavággeskollan skiljer sig markant från den i både Sarektjåhkkå- och Tsähkkokskollan. Amfibolsammansättningen varierar och visar inga samband med vilken stratigrafisk nivå i skollan provet kommer ifrån. Det främsta resultatet av amfibolstudierna är eventuellt att det är en klar övervikt på Mg-rika amfiboler jämfört med Fe-rika. Mafitbergarternas Mg-tal (Tabell 1) är varierande och även om några av proverna visar på högre Mg-proportioner i förhållande till Fe så är dessa skillnader ganska små. Sarektjåhkkåskollans amfiboliter innehåller amfiboler som inte har någon större variation, utan den största delen är pargasitiska hornbländen (Svenningsen 1993). Amfibolerna i Tsähkkokskollan har analyserats av Snilsberg (1987) och klassificerats som aktinolit i Tsähkkokskollans grönskiffer.

Kullerud (1987) har analyserat bergartske-min för eklogiterna i Tsähkkokskollan och funnit att dessa är tholeitiska. Två av de analyserade mafiterna i Sierggavággeskollan (Si 3 och Si 5) är betydligt kiselrikare och innehåller också stora andelar av ljusa mineral såsom kvarts, ljusa glimrar och epidot. De är också relativt alkalina jämfört med Sarektjåhkkå-, Tsähkkok- och Mihkåskollorna. Det som särskiljer Sierggavággeskollan från de övriga skollorna, när det gäller den kemiska sammansättningen av amfiboler, är den stora kemiska variation som Sierggavággeskollan uppvisar jämfört med de andra kemiskt enhetliga skollorna.

### 5.3 Kemisk sammansättning på bergarter inom Sierggavággeskollan

I den strukturgeologiska modell som presenterades i Hermansson (2001) placerades Sierggavággeskollans bildningsmiljö längst ut på Balticas passiva kontinentkant. Modellen bygger dels på Hermanssons strukturgeologiska data och dels på resultaten i detta arbete. I detta tolkningsförslag placeras Sierggavággeskollans bildningsmiljö på Sarektjåhkkåskollan allra längst ut på kanten med Mihká- och Tsähkkokskollorna in mot kontinenten. Den kemiska sammansättningen inom Sierggavággeskollan har en större variation än de övriga skollorna och det är också troligt att denna variation skulle öka om fler prover analyserats. Detta beror inte på att proverna inte är representativa, utan på att Sierggavággeskollans bergarter inte är kemiskt enhetliga.

Sierggavággeskollans mafiska (eller intermediära) bergarter tycks ha minst två olika ursprung. Detta indikeras i både spidergrammet (Fig. 10) och REE-diagrammet (Fig. 11). Proverna Si 4 och Si 5 har en helt annan fördelning av REE-element än övriga prov. De skiljer sig också från de övriga i spidergrammet med höga proportioner av torium, tantal, lantan och cerium. Vilket ursprung dessa två prover skulle kunna ha är svårt att bestämma med enbart dessa analyser, men omlagring av vulkaniska sediment är en trolig protolit. En annan möjlighet är en magmatism som inte har sitt ursprung i oceanbottenbildning. En sådan typ av magmatism är dock svår att motivera med tanke på att övriga prover har en sammansättning som överensstämmer med oceanbottenbildning och de ursprungliga positionerna som diskuteras i avsnitt 5.4.

Proverna Si 2 och Si 6 har en kemisk sammansättning som är likartad Sarektjåhkkåskollans fast med större spridning. Detta skulle kunna innebära att en del av Sierggavággeskollans mafiter och Sarektjåhkkåskollans mafiska gångbergarter har gemensamt ursprung. Prov Si 3 har en sammansättning av REE-element som i princip motsvarar Sarektjåhkkåskollan, men med högre halter. Detta skulle kunna förklaras med att bergarten innehåller mycket av REE-rika mineral, men i

övrigt är lik Sarektjåhkkåskollan. Provet är dock mycket rikt på kisel (Fig. 7) och bör snarare benämnas som en intermediär bergart än en mafisk. Detta innebär att prov Si 3 troligtvis inte är en matargång. Prov Si 3, Si 4 och Si 5 har alla en tydlig strontiumanomaly (Fig. 10). En möjlig förklaring till detta kan vara differentiering av plagioklas som är det mineral som främst innehåller strontium. En del av proverna (Si 2, Si 3 och Si 4) från Sierggaväggeskollan är urlakade på de mobila och inkompatibla elementen (Fig. 10). Denna urlakning är troligtvis en sekundär effekt orsakad av metasomatos eller hydrotermal omvandling.

#### 5.4 Sierggaväggeskollans provenans och metamorfa historia

Mafiternas tydliga lagerstratigrafi indikerar en sedimentär avsättning. Tektonisk lagring är mindre sannolik med tanke på den lågradiga metamorfos som skollan utsatts för. Sierggaväggeskollans bergarter i undersökningssområdet har en tydlig lagergeometri och inte någonstans syns mafiter skära den övriga lagerföljden. Detta tillsammans med den kemiska variation som skollan uppvisar och då framför allt de förhållandevis höga proportionerna av kisel, utgör de främsta indikationerna för att delar av Sierggaväggeskollan är av sedimentärt ursprung. Kemiska analyser och EDS-analyser av övriga bergarter visar på genomgående höga kalciumhalter och framför allt grafitmarmorn visar på bildning i en grundhavsmiljö. En del av mafiterna har en kemisk sammansättning som i stort motsvarar Sarektjåhkkåskollans mafiter. Detta talar för att Sarektjåhkkåskollans mafiter skulle ha kunnat fungera som matargångar till mafiterna i Sierggaväggeskollan. Dessa skulle ha avsatts som vulkaniska sediment på Sarektjåhkkåskollan. Denna modell kan då förklara att en del av mafiterna (prov Si 2 och Si 6) i de båda skollorna har en likartad kemi. Granatglimmerskiffern har sannolikt haft kalkiga gråvackor som protoliter. Både de kemiska analyserna (och EDS-analyser för granatglimmerskiffern) och stratigrafien tyder på detta.

Någon stor variation av metamorf grad inom Sierggaväggeskollan finns inte. Översta delen vid gränsen mot Tsähkkokskollan har uppnått

något högre grad av metamorfos, troligtvis undre amfibolitfacies. En förklaring till detta är att Tsähkkok- och Mihkåskollorna någon gång under orogenesisen rört sig över Sierggaväggeskollan (Hermansson 2001) och därmed utsatt den för tryck-och temperaturförhållanden som skulle kunna orsaka mineralomvandlingar. I övrigt har skollan utsatts för metamorfos motsvarande övre grönskifferfacies. I de flesta studerade tunnslipen har de metamorfa reaktionerna gått till jämvikt och inga reaktionsrester syns. I några enstaka fall syns tecken på progradade reaktioner i form av exempelvis muskovitkorn som omvandlas till biotit.

Den passiva kontinentkantens diabasgångar har daterats av Sveninngsen (2001) till  $608 \pm 1$  Ma, vilket borde ge en ungefärlig tidsålder på Sierggaväggeskollans bildning då, de enligt ovan, är nära sammmanbundna. Under Finnmarkium sker den första kollisionen som för ner Tsähkkok- och Mihkåskollorna på stora djup vilket leder till eklogitisering. Detta sker kring 505 Ma (Mørk *et al.* 1988) och samtidigt har, enligt Hermanssons (2001) modell, Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollorna dragits ned en bit. Då Sierggaväggeskollans metamorfos inte är daterad är det svårt att säga när den har inträffat, men det är troligt att skollans metamorfos skedde ungefär samtidigt som eklogitiseringen, d v s för 505 Ma sedan. Då metamorfosen i Sierggaväggeskollan varit ganska låg är det möjligt att även senare orogena händelser skulle kunnat präglats skollan.

#### 5.5 Grafitens ursprung

Grafit kan bildas på många olika sätt, men de två vanligaste är organisk grafit bildad från döda djur- och växtdelar och oorganisk grafit, som är en produkt av metamorfoserade karbonatbergarter (Rakovan & Jaszczak 2002).

För att med säkerhet kunna bestämma ursprunget på grafit krävs C-isotopanalyzer. Enligt Schidlowski (2001) föredrar allt organiskt liv  $^{12}\text{C}$ -isotoper före  $^{13}\text{C}$ -isotoper. Det innebär att organiskt derivat grafit ofta har en mycket högre fraktion av  $^{12}\text{C}$ -isotoper. Isotopförhållanden kan påverkas av metamorfos av bergarten, främst i amfibolitfacies, då fluider kan föra in fritt kol och störa den ursprungliga isotopsammansättningen (Galimov *et al.* 1990). Då

bergarterna i Sierggaväggeskollan troligtvis uppnått lägre amfibolitfacies, som högst, skulle C-isotopanalyser inte bli tillförlitliga, men enligt Galimov *et al.* (1990), påverkas monomineraliska bergarter mycket lite av metamorfos. Detta innebär att den nästintill kalcitiska marmorn i Sierggaväggeskollan trots allt skulle kunna ge tillförlitliga värden vid C-isotopanalyser.

Grafit i metasediment är oftast en produkt av organiskt material (Galimov *et al.* 1990). Att de sedimentära bergarterna i Sierggaväggeskollan troligtvis är prekambrika utgör inget hinder för att grafiten skulle kunna vara av organiskt ursprung. Redan under arkeikum fanns det tillräckligt med biologiskt liv för att kunna producera 10 g organiskt kol/m<sup>2</sup> och dag (Schidlowski 2001).

Då C-isotopanalyser inte har gjorts på grafiten i Sierggaväggeskollan är det inte möjligt att med säkerhet bestämma dess ursprung. Värt att nämna är dock att de kambrika alunskiffrarna i autoktonen/paraautoktonen är en känd grafitkälla i Kaledoniderna (Gee & Zachrisson 1979; Roberts & Gee 1985). Om dessa två grafitförekomster har ett gemensamt ursprung vore intressant att veta och är eventuellt något som framtida forskning får utvisa.

## 6. Slutsatser

De bergarter som idag utgör Sierggaväggeskollan har sannolikt bildats längst ut på Balticas passiva kontinentkant. Det är tydligt att mafiterna har minst två olika ursprung. Ett av dessa är förmodligen riftmagmatism, där Sarektjåhkkåskollans mafiska bergarter varit matargångar och ett annat kan vara omlagrade vulkaniska sediment. Matargångarna är daterade till ca 610 Ma, vilket ger en ungefärlig ålder för en del av Sierggaväggeskollans mafiter. De vulkaniska sedimentära bergarterna bör rimligtvis vara ungefär samtida som Sarektjåhkkåskå diabasgångar. De övriga bergarterna inom Sierggaväggeskollan, kalcitisk grafitmarmor och granatglimmerskiffer, har troligtvis bildats genom grundhavssedimentation. Sedimenten kan ha varit kalkiga gråvackor.

Under de orogena rörelser som följde har bergarterna i Sierggaväggeskollan utsatts för tryck- och temperaturförhållanden motsvarande övre grönskiffer- till undre amfibolitfacies. De

processer som orsakade metamorfosen är antagligen nära sammanbundna med eklogitiseringsen av Tsähkkok- och Mihkåskollorna som är daterad till 505 Ma. Denna ålder bör åtminstone kunna fungera som en provisorisk ålder även för Sierggaväggeskollans metamorfos, såvida inte senare rörelser överpräglade skollan. Datering av titaniter skulle kunna ge bättre information om detta. Isotopanalyser av grafit skulle troligtvis ge ytterligare kunskap om provenansen av Sierggaväggeskollans sedimentära bergarter.

## Tack

Ett stort tack till min handledare Olaf Svenningsson som tog mig med till Sarek och en geologi som tidigare bara fanns i min fantasi, men framför allt för diskussionerna vi haft om geologi, vetenskap, filosofi, livet och...allt. Din kunskap är ovärderlig! Tack till Anders Lindh som tagit sig tid att hjälpa mig med precis allt och precis när som helst. Tack till Per-Gunnar Andréasson för hjälp med mikroskopering och till Zoltan Solyom för hjälp med kemiska analyser. Tack också till Emma Rehnström för hjälp med redigering. Till sist stort tack till Tobias för samarbetet och ditt aldrig sinande stöd, men mest för din humor. Livet vore bra tråkigt utan dig!

## Referenser

- Albrecht, L., 2000. Early structural and metamorphic evolution of the Scandinavian Caledonides: a study of the eclogite-bearing Seve Nappe Complex at the Arctic Circle, Sweden. Doctoral thesis, Lund University.
- Andréasson, P.G., 1994. The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic - Early Palaeozoic time. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 231: 1-32.
- Andréasson, P.G., Svenningsson, O.M. and Albrecht, L., 1998. Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *GFF*, 120: 159-172.
- Bergman, S. and Sjöström, H., 1997. Accretion and lateral extension in an orogenic wedge: evidence from a segment of the Seve-Koli terrane boundary, central Scandinavian Caledonides. *Journal of Structural Geology*, 19(8): 1073-1091.

- Björklund, L., 1985. The Middle and Lower Allochthons in the Akkajaure-Tysfjord Area, northern Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavian and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 515-528.
- Dallmeyer, R.D., Andréasson, P.G. and Svenningsen, O., 1991. Initial tectonothermal evolution within the Scandinavian Caledonide Accretionary Prism: constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages within the Seve Nappe Complex, Sarek Mountains, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 203-218.
- Eneroth, E. & Svenningsen, O.M. Equatorial Baltica in the Vendian; palaeomagnetic data from the Sarek Dyke Swarm, northern Swedish Caledonides. *Precambrian Research*, in press.
- Galimov, E.M. *et al*, 1990. The nature of graphite in Anabar-Shield Metamorphic Rocks. *Geochemistry International*, 27(10), pp. 62-73.
- Gayer, R.A., Rice, A.H.N., Roberts, D., Townsend, C. and Welbon, A., 1987. Restoration of the Caledonian Baltoscandian margin from balanced cross-sections: the problem of excess continental crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 78: 197-217.
- Gee, D.G., 1975. Tectonic Model for Central Part of Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, A275: 468-515.
- Gee, D.G., Lobkowicz, M. and Singh, S., 1994. Late Caledonian extension in the Scandinavian Caledonides - the Røragen Detachment revisited. *Tectonophysics*, 231 (1/3): 139-155.
- Gee, D.G. & Zachrisson, E., 1979. The Caledonides in Sweden, Sveriges Geologiska Undersökning Serie C, pp. 48.
- Hermansson, T., 2001. Sierggavággeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi. Examensarbete. Geologiska Institutionen, Lunds Universitet.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. and Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball earth. *Science*, 281 (5381): 1342-1346.
- Kullerud, K., 1987. Opprinnelse og tektonometamorf utvikling for eklogittene i Tsäkkoklinsen (Sevedekkene), søndre Norrbotten Kaledonidene, Sverige. Unpublished Cand. Scient. thesis, University of Oslo, 217 pp.
- Kulling, O., 1982. Översikt över södra Norrbottenfjällens kaledonberggrund, Sveriges Geologiska Undersökning Serie Ba, pp. 295.
- Kumpulainen, R. and Nystuen, J.P., 1985. Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 213-232.
- Leake, B.E. *et al*, 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82 (9-10): 1019-1037.
- Mørk, M.B.E., Kullerud, K. and Stabel, A., 1988. Sm-Nd Dating of Seve Eclogites, Norrbotten, Sweden - Evidence for Early Caledonian (505 Ma) Subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(3): 344-351.
- Rakovan, J. & Jaszczak, J.A., 2002. Multiple length scale growth spirals on metamorphic graphite {001} surfaces studied by atomic force microscopy. *American Mineralogist*, 87: 17-24.
- Roberts, D. & Gee, D.G., 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 55-68.
- Schidlowski, M., 2001. Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept. *Precambrian Research*, 106: 117-134.
- Snilsberg, P., 1987. Strukturgeologi og metamorf petrologi i metasedimentene i Tsäkkoklinsen (Sevedekkene) og i vulkanosedimentene i undre Köli, søndre Norrbotten Kaledonidene, Sverige. Unpublished Cand. Scient. thesis, University of Oslo, 220 pp.
- Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1985. A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen -*



- Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 953-978.
- Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1989. Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America Special Paper*, 230: 17-30.
- Svenningsen, O.M., 1993. Tectonic evolution of the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides. Doctoral thesis, Lund University.
- Svenningsen, O.M., 2001. Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean at 608 Ma: precise age of the Sarek Dyke Swarm, northern Swedish Caledonides. *Precambrian Research*, 110(1-4): 241-254.
- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.
- Wakita, H., Rey, P. and Schmitt, R.A., 1971. Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proc. 2nd Lunar Sci. Conf.* Pergamon Press, Oxford, pp. 1319-1329.
- Zachrisson, E. & Stephens, M.B., 1984. Mega-structures within the Seve Nappes, Southern Norrbotten Caledonides, Sweden (Abstract). *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution*, 255:241.

# Bilagor

## 1. Prover

Provlista kemiska analyser		
Prover	Provbeteckning från fält	Provlokal
Tsähhkkok	J10A	Jälles topp
Si 2	J8A	Jälles slutning
Si 3	T04A	Jäkken, Sierrgavágges bas
Si 4	J30C	I profilen på Ruohtesvárátj
Si 5	J28A	I profilen, dalkorset mot Jälle
Si 6	T24B	I dalkorset

Provlista SEM- och EDS-analyser	
Prover	Provlokal
Si 6 (T24B)	I dalkorset
J08A	Jälles slutning
J02B	Vid jäkken
J18A	Vid Ruohtesvárátj
Tsähhkkok (J10A)	Jälles topp
T02B	Vid jäkken
Si 2 (J8A)	Jälles slutning

## 2. Kemiska bergartsanalyser

Tabell över huvudelement-analyser						
	Tsähhkkok	Si 2	Si 3	Si 4	Si 5	Si 6
SiO <sub>2</sub>	51.33	50.38	57.33	51.96	63.09	47.71
TiO <sub>2</sub>	0.99	1.98	2.83	0.82	0.57	1.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.37	13.41	11.16	14.41	13.35	16.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.57	14.44	13.23	9.51	5.84	11.35
MnO	0.17	0.18	0.26	0.27	0.14	0.15
MgO	5.67	7.03	2.40	7.90	5.03	8.00
CaO	10.44	7.92	7.02	9.22	6.67	10.87
Na <sub>2</sub> O	3.68	3.40	3.33	2.59	3.54	2.23
K <sub>2</sub> O	0.28	0.30	0.16	0.22	0.19	0.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.16	0.41	0.30	0.18	0.13
LOI	1.79	0.37	1.67	3.24	1.85	0.97
SA	99.39	99.57	99.80	100.44	100.45	100.13

Tabell över spårelement-analyser

	Tsähkök	Si 2	Si 3	Si 4	Si 5	Si 6
<b>Ba</b>	52.00	8.00	30.00	10.00	72.00	36.00
<b>Co</b>	47.50	64.30	49.70	44.80	50.80	61.50
<b>Cs</b>	0.30	<0,1	<0,1	0.40	1.20	0.70
<b>Ga</b>	15.20	17.00	17.10	20.10	17.00	15.80
<b>Hf</b>	2.30	2.70	6.70	3.80	5.00	2.20
<b>Nb</b>	3.50	3.50	8.80	9.50	13.70	4.60
<b>Rb</b>	5.20	1.70	1.10	3.60	6.50	12.60
<b>Sn</b>	<1	1.00	3.00	2.00	1.00	2.00
<b>Sr</b>	293.00	91.70	110.70	306.10	363.90	138.50
<b>Ta</b>	0.30	0.30	0.70	1.00	1.40	0.30
<b>Th</b>	2.00	0.20	0.80	12.00	17.80	0.30
<b>Tl</b>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<b>U</b>	0.40	<0,1	0.50	2.20	3.80	0.40
<b>V</b>	195.00	395.00	222.00	146.00	93.00	222.00
<b>W</b>	126.00	105.00	208.00	151.00	293.00	128.00
<b>Zr</b>	73.30	98.60	231.60	129.70	162.50	78.20
<b>Y</b>	22.40	37.40	77.70	29.10	42.90	23.80
<b>La</b>	8.10	4.10	12.60	42.70	56.90	3.00
<b>Ce</b>	18.90	12.40	35.10	82.60	108.90	8.30
<b>Pr</b>	2.51	2.14	5.71	9.94	13.13	1.41
<b>Nd</b>	11.10	11.90	29.50	36.30	46.90	7.70
<b>Sm</b>	2.90	4.00	9.40	6.70	8.30	2.50
<b>Eu</b>	1.06	1.57	3.02	1.51	1.50	1.28
<b>Gd</b>	3.42	5.27	11.02	5.54	6.20	3.62
<b>Tb</b>	0.56	0.96	1.95	0.86	1.05	0.65
<b>Dy</b>	3.88	6.45	13.09	5.45	6.88	4.11
<b>Ho</b>	0.85	1.48	3.00	1.10	1.52	0.93
<b>Er</b>	2.43	4.30	8.64	3.23	4.56	2.62
<b>Tm</b>	0.32	0.59	1.16	0.43	0.61	0.34
<b>Yb</b>	2.17	3.97	7.92	2.90	4.15	2.30
<b>Lu</b>	0.33	0.62	1.16	0.44	0.6	0.34

### 3. EDS-analyser av amfiboler från mafiska bergarter

EDS-analyser (namngivning enligt Leake <i>et al.</i> 1997)						
	Tsähkkok (1)	Tsähkkok (2)	Tsähkkok (3)	Tsähkkok (4)	Tsähkkok (5)	Tsähkkok (6)
Na <sub>2</sub> O	0.501	0.487	0.565	0.522	0.570	0.612
MgO	2.280	2.567	2.226	2.448	2.139	2.111
SiO <sub>2</sub>	6.398	6.645	6.307	6.588	6.287	6.259
K <sub>2</sub> O	0.092	0.066	0.098	0.096	0.090	0.093
TiO <sub>2</sub>	0.061	0.043	0.059	0.048	0.057	0.051
MnO	0.034	0.035	0.023	0.031	0.038	0.039
FeO	1.730	1.585	1.745	1.676	1.835	1.856
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.565	2.177	2.717	2.299	2.736	2.799
CaO	1.893	1.894	1.866	1.816	1.867	1.823
<b>Summa</b>	<b>15.555</b>	<b>15.499</b>	<b>15.607</b>	<b>15.524</b>	<b>15.618</b>	<b>15.643</b>
Namn	Tschermakit	Mg-hornblände	Pargasit	Mg-hornblände	Pargasit	Pargasit
	Si 2 (1)	Si 2 (2)	Si 2 (3)	Si 2 (4)	Si 2 (5)	Si 2 (6)
Na <sub>2</sub> O	0.555	0.453	0.538	0.595	0.575	0.503
MgO	2.092	1.577	2.054	2.085	2.156	2.158
SiO <sub>2</sub>	6.502	7.726	6.475	6.475	6.578	6.568
K <sub>2</sub> O	0.081	0.072	0.095	0.094	0.08	0.085
TiO <sub>2</sub>	0.090	0.052	0.069	0.064	0.064	0.068
MnO	0.033	0.027	0.038	0.040	0.023	0.037
FeO	2.150	1.696	2.159	2.139	2.068	2.078
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.275	0.672	2.349	2.364	2.232	2.243
CaO	1.777	1.341	1.788	1.755	1.780	1.774
<b>Summa</b>	<b>15.578</b>	<b>14.639</b>	<b>15.588</b>	<b>15.619</b>	<b>15.567</b>	<b>15.53</b>
Namn	Fe-hornblände	Fe-winchit	Fe-tschermakit	Fe-tschermakit	Mg-hornblände	Mg-hornblände
	Si 6 (1)	Si 6 (2)	Si 6 (3)	Si 6 (4)	Si 6 (5)	Si 6 (6)
Na <sub>2</sub> O	0.958	0.715	0.868	0.445	0.518	0.782
MgO	1.142	1.552	1.046	2.011	1.294	1.124
SiO <sub>2</sub>	7.095	6.658	7.304	6.290	7.725	7.676
K <sub>2</sub> O	0.226	0.216	0.305	0.130	0.140	0.056
TiO <sub>2</sub>	0.073	0.192	0.216	0.036	0.111	0.043
MnO	0.016	0.016	0.014	0.031	0.009	0.024
FeO	1.009	1.347	0.955	1.831	1.111	0.903
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.935	2.902	2.611	2.823	2.121	2.346
CaO	1.503	1.564	1.445	1.951	1.403	1.573
<b>Summa</b>	<b>14.957</b>	<b>15.164</b>	<b>14.762</b>	<b>15.55</b>	<b>14.432</b>	<b>14.527</b>
Namn	Edenit	Mg-hornblände	Mg-katoforit	Pargasit	Winchit	Aktinolit
	J08A (1)	J08A (2)	J08A (3)	J08A (4)	J08A (5)	J08A (6)
Na <sub>2</sub> O	0.617	0.591	0.627	0.567	0.649	0.572
MgO	2.049	2.051	1.917	2.057	1.934	2.056
SiO <sub>2</sub>	6.400	6.487	6.334	6.521	6.323	6.435
K <sub>2</sub> O	0.065	0.066	0.074	0.060	0.079	0.068
TiO <sub>2</sub>	0.052	0.044	0.058	0.061	0.060	0.050
MnO	0.059	0.056	0.067	0.053	0.067	0.054
FeO	2.201	2.207	2.269	2.183	2.228	2.193
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.466	2.362	2.562	2.356	2.610	2.402
CaO	1.747	1.754	1.768	1.696	1.725	1.802
<b>Summa</b>	<b>15.656</b>	<b>15.618</b>	<b>15.677</b>	<b>15.553</b>	<b>15.676</b>	<b>15.633</b>
Namn	Fe-tschermakit	Fe-tschermakit	Fe-tschermakit	Fe-hornblände	Fe-tschermakit	Fe-tschermakit

	J02B (1)	J02B (2)	J02B (3)	J02B (4)	J02B (5)	J02B (6)
Na <sub>2</sub> O	0.436	0.431	0.456	0.446	0.423	0.444
MgO	2.247	2.226	2.222	2.314	2.260	2.104
SiO <sub>2</sub>	6.551	6.549	6.493	6.587	6.528	6.470
K <sub>2</sub> O	0.038	0.056	0.056	0.058	0.072	0.065
TiO <sub>2</sub>	0.059	0.059	0.058	0.050	0.060	0.025
MnO	0.032	0.035	0.034	0.031	0.030	0.028
FeO	1.718	1.668	1.702	1.658	1.693	1.787
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.424	2.472	2.509	2.372	2.456	2.601
CaO	1.910	1.905	1.920	1.914	1.909	1.937
<b>Summa</b>	<b>15.415</b>	<b>15.401</b>	<b>15.451</b>	<b>15.429</b>	<b>15.431</b>	<b>15.460</b>
Namn	Mg-hornblände	Mg-hornblände	Tschermakit	Mg-hornblände	Mg-hornblände	Tschermakit
	J18A (1)	J18A (2)	J18A (3)	J18A (4)	J18A (5)	J18A (6)
Na <sub>2</sub> O	0.608	0.470	0.493	0.374	0.336	0.437
MgO	2.162	2.229	2.165	2.419	2.503	2.212
SiO <sub>2</sub>	6.211	6.625	6.558	6.829	6.972	6.561
K <sub>2</sub> O	0.070	0.041	0.035	0.027	0.033	0.060
TiO <sub>2</sub>	0.056	0.068	0.063	0.063	0.053	0.065
MnO	0.032	0.037	0.038	0.030	0.021	0.033
FeO	1.846	1.850	1.868	1.760	1.761	1.875
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.819	2.249	2.355	1.938	1.716	2.319
CaO	1.858	1.869	1.891	1.898	1.908	1.902
<b>Summa</b>	<b>15.662</b>	<b>15.438</b>	<b>15.466</b>	<b>15.339</b>	<b>15.302</b>	<b>15.463</b>
Namn	Pargasit	Mg-hornblände	Mg-hornblände	Mg-hornblände	Mg-hornblände	Mg-hornblände

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

93. Tagesson, Esbjörn, 1998: Hydrogeologisk studie av grundvattnets kloridhalter på östra Listerlandet, Blekinge.
94. Eriksson, Saskia, 1998: Morängenetiska undersökningar i klintar vid Greifswalder Boddens södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaurs (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *Acodus deltatus* Lindström.
97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden - chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.
101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk -paleohydrologisk undersökning av våtmarks-komplexet Rolands hav, Blekinge.
102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. 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 Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal 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 Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne.
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidig-holocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylamaområdet,

- södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
  129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
  130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
  131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
  132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och 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 Neubrandenburg area, NE Germany.
  135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
  136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
  137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskarving i en djupvittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
  138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petrophysical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
  139. Eriksson, Märten, 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: Sierrgaväggeskollans 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. Malmberg, 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 ögongnejsjer.
  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, P, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
  160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på gruvsand – en mineralogisk och texturrell undersökning.
  161. Ljungberg, J., 2003. Sierrgaväggeskollan i gränlandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.