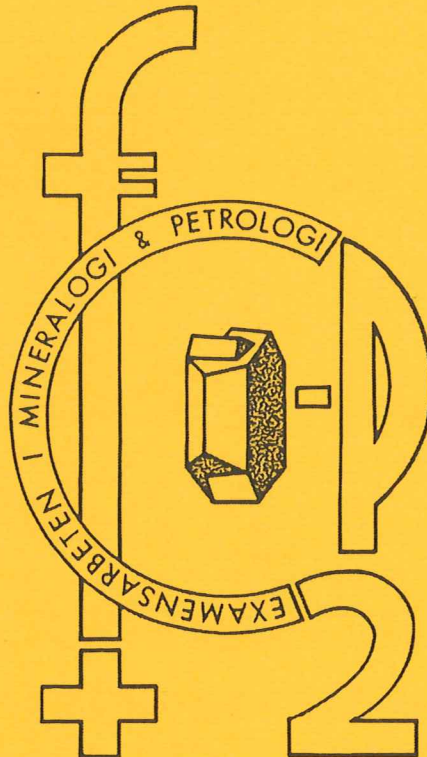


CODEN: SE-LUNBDS/NBGO-01/5147+29S

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Mineralogi och Petrologi



**Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos
i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska
Kaledoniderna**

Daniel Boman

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600694496

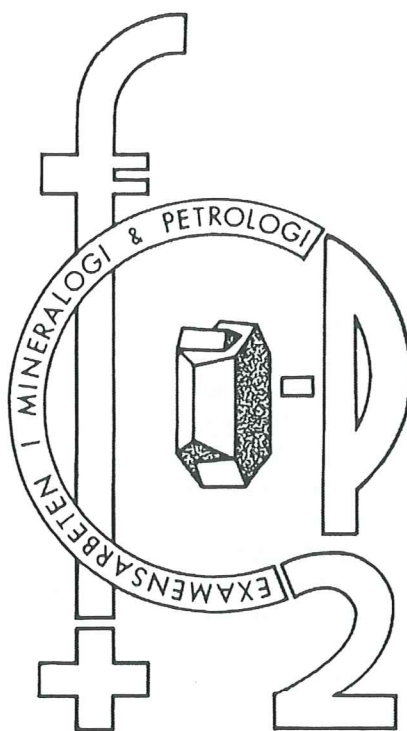
Examensarbete, 20 p
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 147

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och Petrologi

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA



**Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos
i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska
Kaledoniderna**

Daniel Boman

Tectonostratigraphy and deformation-enhanced melting in northern Kebnekaise Mts., Scandinavian Caledonides.

Daniel Boman

Boman, D. 2001: Tectonostratigraphy and deformation-enhanced melting in northern Kebnekaise Mts., Scandinavian Caledonides. Master thesis at Lund University, Mineralogy and Petrology. 20 points, Nr 147, p. 29.

The tectonostratigraphic units in northern Kebnekaise Mountains mainly belong to the Seve Nappe Complex. These rocks were originally formed at the continental margin of Baltica in Late-Proterozoic time and mainly consist of amphibolite, granitic gneisses and metasediments. The metamorphic grade is usually amphibolite facies.

The areas investigated in this work, Nallo and Mårma, consist of four different tectonostratigraphic units that belong to the Seve Nappe Complex. The lowermost of these units is a mylonitic granite, Boginjiramytoniten (Mårma area). Overlying Boginjiramytoniten in Mårma and as the lowest unit in Nallo is a 150 m thick sequence of mylonitic metasediment, Höktoppsmyloniten. Between the Höktoppsmyloniten and the uppermost unit is another gneiss of granitic origin, Nallognejsen. This granitic gneiss is tonalitic and monzogranitic in composition and also exists as imbricated sheets in the overlying amphibolite. The amphibolite belongs to the Kebne sheeted dyke complex and is the uppermost unit in the Seve Nappe Complex in this area as well as the most common.

Two main phases of deformation have affected the area and are related to different stages in the orogeny. During the transportation of the nappes the rocks were subject to progressive deformation which resulted in both open folds formed N-S, perpendicular to σ_1 , and isoclinal folds formed parallel to σ_1 . Other kinematic indicators such as rotated clasts and s-c fabric also indicate E-W movement during the transportation of the nappes. The second phase of deformation was a result of extensional forces during de gravity caused collapse of the mountain range. Structures related to this event are mainly normal faults and flexures.

Locally higher metamorphic grade exists in the Seve Nappe Complex as partial melting of the Höktoppsmyloniten. Mineral assemblages indicate that the mylonite was migmatized according to the reaction $\text{biotite} + \text{sillimanite} + \text{plagioclase} + \text{quartz} \rightarrow \text{garnet} + \text{K-feldspar} + \text{melt}$ and in thin section evidence was found proving that a younger generation of garnet has been growing in a biotite and sillimanite rich groundmass. These younger garnets are different from other garnets in the Höktoppsmyloniten both structurally and chemically. Due to a pressure gradient caused by deformation, the melt migrated to areas of low pressure before it crystalized. Leucosome has been found in both boudin necks and cracks in these boudins together with stromatic migmatite.

Daniel Boman, Department of Geology, Mineralogy and Petrology, Sölvegatan 13, 223 62 LUND, Sweden.

Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.

DANIEL BOMAN

Boman, D. 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna. Examensarbete vid Lunds Universitet, Mineralogi och petrologi. 20 poäng, Nr 147, s. 29.

De tektonostratigrafiska enheterna i norra Kebnekaisefjällen tillhör huvudsakligen Seve skollkomplex. Dessa bergarter vilka härstammar från Baltikas senproterozoiska kontinentkant utgörs till stor del av amfibolit, gnejs/granit och metasediment. Den metamorfa graden är generellt amfibolitfacies.

I de i detta arbete undersökta områdena, Nallo och Mårma, förekommer fyra tektonostratigrafiska enheter tillhörande Seve skollkomplex. Den lägsta av dessa enheter är en mylonitiserad granit, Boginjiramytoniten (Mårmaområdet). Ovanpå Boginjiramytoniten i Mårma och som lägsta enhet i Nallo förekommer en ca 150 m mäktig sekvens av ett mylonitiserat metasediment, Höktoppsmyloniten. Mellan Höktoppsmyloniten och den översta enheten finns ytterliggare en gnejs/granit, Nallognejsen. Denna granitgnejs är av tonalitisk och monzogranitisk/granodioritisk sammansättning och förekommer även som imbrikerade skivor i den överliggande amfiboliten. Amfiboliten, vilken tillhör Kebne gångkomplex, utgör den översta sekvensen i Seveskollan i detta område och är den mest utbredda enheten.

Två huvudsakliga deformationsfaser präglar strukturerna i området och är relaterade till olika skeden i orogenesisen. Under skollornas överskjutningar utsattes de för en prograd deformation vilken i norra Kebnekaisefjällen resulterade i dels öppna veck vilka bildats vinkelrät mot transportriktningen (d v s N-S) och dels isoklinala, transversella veck vilka bildats parallellt med transportriktningen. Övriga skjuvindikatorer från denna fas, såsom sigma- och deltasvansar, s-c fabric och roterade granater, visar även de på en öst-väst orienterad skolltransport. Den andra fasen präglas av extensionsstrukturer vilka bildats då bergskedjan utsattes för gravitativ kollaps. Dessa strukturer utgörs av normalförkastningar och flexurer.

Lokalt högre grad av metamorfos förekommer i Seveskollan bland annat som migmatisering av Höktoppsmyloniten. Mineralparageneser indikerar att Höktoppsmyloniten har partiellt smält upp enligt reaktionen $\text{biotit} + \text{sillimanit} + \text{plagioklas} + \text{kvarts} \rightarrow \text{granat} + \text{K-fsp} + \text{smälta}$ och i mikroskop framgår det hur en yngre generation granater växer på bekostnad av biotit och sillimanit i samband med denna reaktion. Dessa yngre granater skiljer sig strukturellt och kemiskt från de äldre granater som förekommer i Höktoppsmyloniten. På grund av en deformationsrelaterad tryckgradient har smältan transporterats till lågtrycksområden innan den kristalliserat. Leukosom med kristallint bildad och relativt opåverkad plagioklas och K-fältspat i metabasitboudinens "necks" och sprickor har observerats i Mårmaområdet tillsammans med stromatisk migmatit.

Daniel Boman, Geologiska Institutionen, Avdelning för Mineralogi och Petrologi, Sölvegatan 13, 223 62 LUND.

Innehållsförteckning

1	Introduktion	4
1.1	Problemställning och målsättning	4
1.2	Metodik	5
2	De Skandinaviska Kaledoniderna	5
3	Berggrunden i norra Kebnekaisefjällen	8
3.1	Nalloområdet	8
3.1.1	<i>Tektonostratigrafi</i>	8
3.1.2	<i>Bergartsbeskrivning</i>	8
3.1.3	<i>Strukturer</i>	11
3.1.4	<i>Analys av Nallognejsen</i>	14
3.2	Mårmaområdet	17
3.2.1	<i>Tektonostratigrafi</i>	17
3.2.2	<i>Bergartsbeskrivning</i>	17
3.2.3	<i>Strukturer</i>	19
4	Migmatisering av Höktoppsmyloniten	20
4.1	Inledning	20
4.2	Fältobservationer	20
4.3	Metamorfa förhållanden	21
4.4	Deformationsrelaterad uppsmältning-	
4.5	kristallisation-transport	23
4.6	Strukturer och deformation	24
5	Diskussion	25
5.1	Tektonostratigrafi	25
5.2	Deformation och metamorfos	26
5.3	Höktoppsmyloniten och dess migmatisering	27
5.4	Korrelation med angränsande områden	27
6	Slutsatser	29
7	Tack	29
8	Tabeller	
9	Referenser	

1 Introduktion

1.1 Problemställning och målsättning.

De i detta arbete undersökta områdena utgör delar av det ca 1000 km långa Seveskollkomplexet som sträcker sig genom nästan hela de Skandinaviska Kaledoniderna (fig. 1.). Komplexet består till stor del av erosionsmotståndskraftig diabas och amfibolit som bygger upp de flesta höga topparna i fjällkedjan med ett flertal toppar runt 2000 möh (Andreasson and Gee, 1989). Seveskollorna härrör från Balticas kontinentkant och inkluderar delar av tidigt bildad oceanskorpa. Den del av kontinentkanten som finns bevarad utgörs av en riftkant och bergarterna motsvarar sediment som avsatts i riftbassänger samt magmatiska bergarter som intruderat i samband med uppsprickningen av Rodinia (Andreasson, 1994).

Psammitiska och pelitiska gnejser och skifferar, amfiboliter, basiska gångkomplex, marmor och mylonitgnejs är huvudsakliga bergarter och den metamorfa graden är hög, generellt amfibolitfacies med lokala migmatiter samt eklogitkroppar. Delar av Seveskollkomplexet har undgått höggradig metamorfos (t ex. Sarek) och även deformationsgraden varierar från mylonitsering/migmatisering till relativt ostörda enheter där primära strukturer finns bevarade. Spår av storskalig magmatism vid uppsprickningen av Rodinia finns bevarade i de gångkomplex som återfinns i de norra delarna av Seveskollkomplexet. Gångsvärmar och så kallade "sheeted dyke complexes" i Sarek och Kebnekaise representerar matargångar till ett stort vulkaniskt system som troligen var aktivt under 65 my, ca 615-550 Ma. Gångarna som ibland utgör upp till 80% av bergarten kan representera en del av ett omfattande magmatiskt komplex, "Large Igneous Province" (Andreasson et al, 1998).

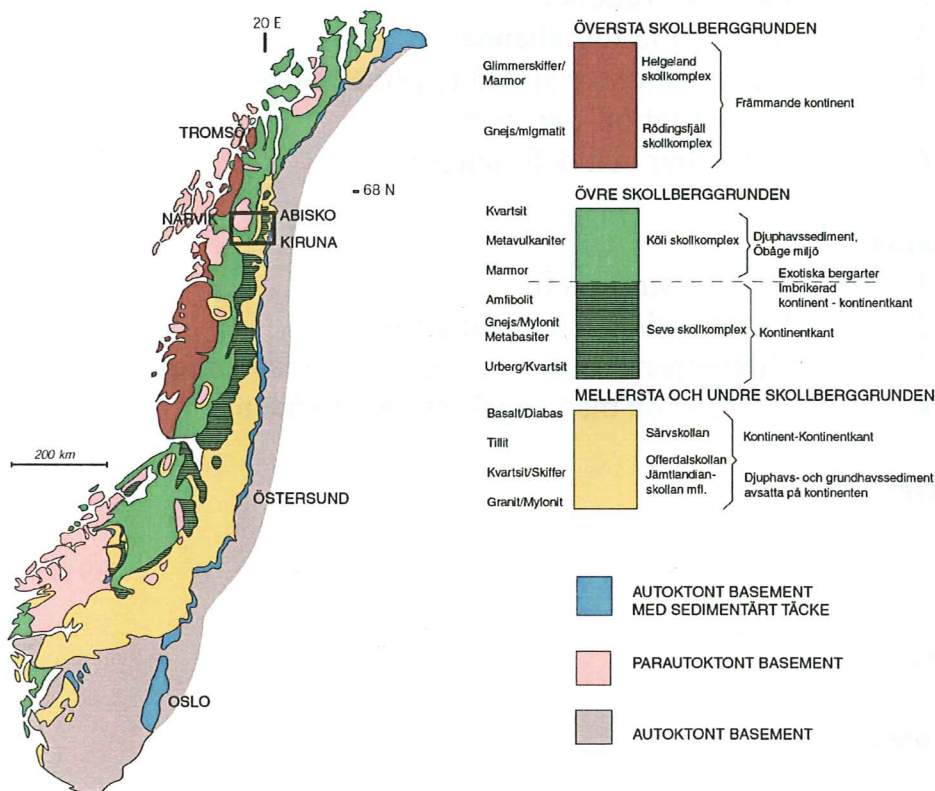


Fig. 1. De Skandinaviska Kaledoniderna. Det undersökta området är markerat med en ram och de olika skollornas ursprung anges i legenden.

Den del av den Kaledoniska bergskedjan som finns bevarad i Kebnekaisefjällen har på senare år undersökts vid ett flertal tillfällen för att presenteras i en gemensam rapport, *Tectonostratigraphy and regional correlation of the Svea Nappe Complex, Kebnekaise-Abisko Mts., Scandinavian Caledonides*. I detta arbete, vilket ingår i nämnda rapport, har två områden (fig. 2.) mellan Kebnekaise och Abisko karterats för att komplettera de tidigare studier som utförts i regionen. Syftet med detta arbete är således att:

- Kartera två nyckelområden inom Kebnekaiseområdet för att fastställa de tektonostratigrafiska enheterna i områdena och sätta dessa i relation till de Skandinaviska Kaledonidernas utveckling.
- Fastställa protolit och ursprung för en tidigare oidentifierad gnejs, Nallognejsen.
- Beskriva de processer och metamorfa förhållanden som gett upphov till migmatisering av en mylonitgnejs, Höktoppsmyloniten.

1.2 Metodik

Området "Nallo" som är beläget ca tre mil nordväst om Nikkaloukta och området "Märma" (tre mil söder om Abisko) karterades under tre veckor i augusti 2000 för första gången sedan 1964, då Kulling (1964) markerade stora delar av dessa områden som "föga undersökt berggrund".

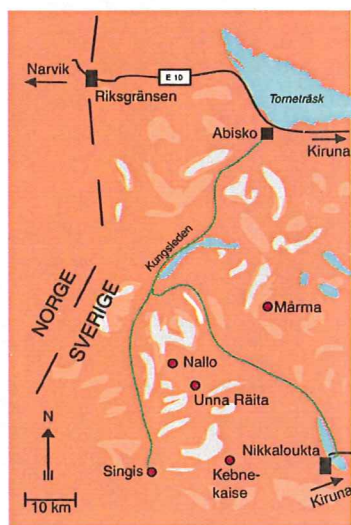


Fig. 2. De två områden, Nallo och Märma, som undersöktes under tre veckor är båda lokaliserade i det norra Kebnekaiseområdet. Röda, fyllda cirklar med svart ram anger turiststugor.

Under fältarbetet identifierades bergarterna i området samt deras tektonostratigrafiska läge i förhållande till närliggande områden. Uppmärksamhet fästes även vid att definiera skjuvindikatorer och andra strukturer för att kunna beskriva olika processer som varit aktiva under orogenesisen.

Då de undersökta bergarterna innefattar gnejser av okänt ursprung och migmatisering har mikroskopering och kemisk analys utgjort en viktig del av arbetet för att kunna bestämma vilka protoliter och processer som gett upphov till litologin.

De kemiska analyserna utfördes vid ACME laboratoriet i Vancouver samt av Zoltan Solyom vid Universitetet i Greifswald. REE och spårelementens halter för 13 prover bestämdes genom ICP-MS (Inductively coupled plasma emission mass spectrometry) vid ACME. ICP-MS bygger på att joner emitteras och registreras i en masspektrometer då provet upphettas tills det att det smälter. För att bestämma huvudelementens koncentrationer analyserades proverna med XRF (X-ray fluorescens) i Greifswald. För att underlätta modala beräkningar behandlades även fem tunnslip med $\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$ lösning. Detta resulterar i en gul färgning av K-fältspat då K^+ reagerar med $\text{Co}(\text{NO}_2)_6^{3-}$. För närmare beskrivning av färgning av K-fältspat hänvisas till Widmark (1980).

2 De Skandinaviska Kaledoniderna

Till följd av att de hav, Ægir och Iapetus (Torsvik och Rehnström, 2001), som öppnades vid uppsprickningen av superkontinenten Rodinia stängdes i senprekambrisk – tidigpaleozoisk tid kolliderade kontinenterna Laurentia och Baltica. Under den Kaledoniska orogenesisen som är ett resultat av kollisionen, formades den ursprungliga bergskedja vars rötter nu utgör de 1800 km långa och 300 km breda Skandinaviska Kaledoniderna. Efter att orogenesisen upphört eroderades bergskedjan ned och den nuvarande topografin är en följd av upplyftning i tertiär i samband med Pangeas uppsprickning. Fortsatt erosion och nedisningar har lett till dagens morfologi med utpräglade U-dalar och ett flertal toppar runt 2000 möh.

Den djupgående erosionen har lett till att basala delar av bergskedjan exponerats samt att ett antal urbergsfönster (tex. Rombakfönstret väster om Nallo) blottats. Redan i slutet på 1800-talet visade Törnebohm (1896) att de bergarter som bygger upp stora delar av stratigrafien i den Skandinaviska bergskedjan måste ha transporterats minst 100 km. Den gängse uppfattningen är att bergskedjan byggs upp av ett flertal skollenheter, alloktoner, som motsvarar olika delar av de två kontinenterna Laurentia och Baltica samt den oceanskorpa som skilde dem åt. Skollenheterna skjuvades upp på Baltica under orogenesisen vilket resulterade i en betydande sammanskjuvning av Baltikas kontinentkant. Man räknar med att Baltikas västra kant befann sig ca 400 km väster om dagens skollfront (Stephens & Gee, 1985). Beroende på tektonisk tillhörighet och i viss grad deformations- och metamorf historia har de transporterade enheterna grupperats i fyra olika alloktoner; *Undre Alloktonen*, *Mellersta Alloktonen*, *Övre Alloktonen* och *Översta Alloktonen*. Alloktonen vilar ovanpå prekambrikt kristallint urberg med ett tunt sedimentärt täcke som utgör *Autoktonen* och en skjuvad del av urberggrunden som benämns *Paraautoktonen*. Här nedan följer en kort beskrivning av de olika alloktonerna vilka även sammanfattas i fig. 1.

Undre Alloktonen: Denna utgörs till största delen av senprekambriska – tidigpaleozoiska sediment (bl.a. sandsten, kalksten och tillit) men även urberg. Sedimenten avsattes på kontinenten och har utsatts för låggradig metamorfos (grönskifferfacies).

Mellersta Alloktonen: Denna skiljer sig från Undre Alloktonen främst genom att den saknar en stark penetrativ foliation och mylonitisering vilket förekommer i den underliggande, mer deformerade alloktonen. Metamorfosen är dock oftast likvärdig med den underliggande enheten. Sandiga och fossilfattiga sediment dominerar men kristallint urberg förekommer också. I Särsvskollan förekommer senproterozoiska gångsvärmar av diabas som intruderade i samband med Rodinias uppsprickning.

Övre Alloktonen: Denna delas upp i Seveskollkomplexet och Köliskollkomplexet. Gränsdragningen mellan de båda består i att den underliggande Seven motsvarar Balticas kontinent och kontinentkant medan den tektoniskt överlagrande Kölin har oceaniskt ursprung. Seveskollkomplexet utgörs till största del av bergarter med magmatiskt ursprung och riftrelaterad bildningsmiljö. Den metamorfa graden är hög, huvudsakligen amfibolitfacies men migmatiter, granuliter och retroeklogiter återfinns också. I Köli återfinns fossilförande sediment, ofioliter och bergarter som representerar öbågamiljö. Den metamorfa graden är genomgående lägre än i Seveskollkomplexet.

Översta Alloktonen: Denna enhet utgörs av bergarter som bland annat härstammar från en främmande kontinent, troligtvis Laurentia, som befann sig väster om Baltica i sensilurisk tid. Migmatiserade gnejser och sedimentbergarter (marmor, skiffer och kvartsit) av hög metamorf grad dominerar. Paleogeografiskt sett befann sig de övre enheterna längre ”västerut” än de underliggande. Skollorna kilar även ut mot väster. Variation i skollornas tjocklek förekommer dock även i nord – sydlig utsträckning.

Den kaledoniska orogenesisen var komplicerad med flera kollisioner, både ortogonala och sneda, och omfattade upprepade byten av subduktionsriktning. Två huvudsakliga kollisioner är kända och har troligen störst betydelse för bergskedjeveckningen. Den första, *Finnmarkiska* (Sturt et al., 1978) *fasen* i sen kambrium och tidig ordovicium innefattade Balticas kollision med öbågar och resulterade i en imbrikering av kontinentkanten. Den senare, *Skandiska* (Gee, 1975), *fasen* utgjordes av Balticas kollision med Laurentia och inträffade i sensilur – tidigdevon.

De övre skollenheterna har transporterats mer än 500 km och visar spår av flerfasig deformation. Storskalig veckning med antiformer och synformer med våglängder på flera kilometer förekommer.

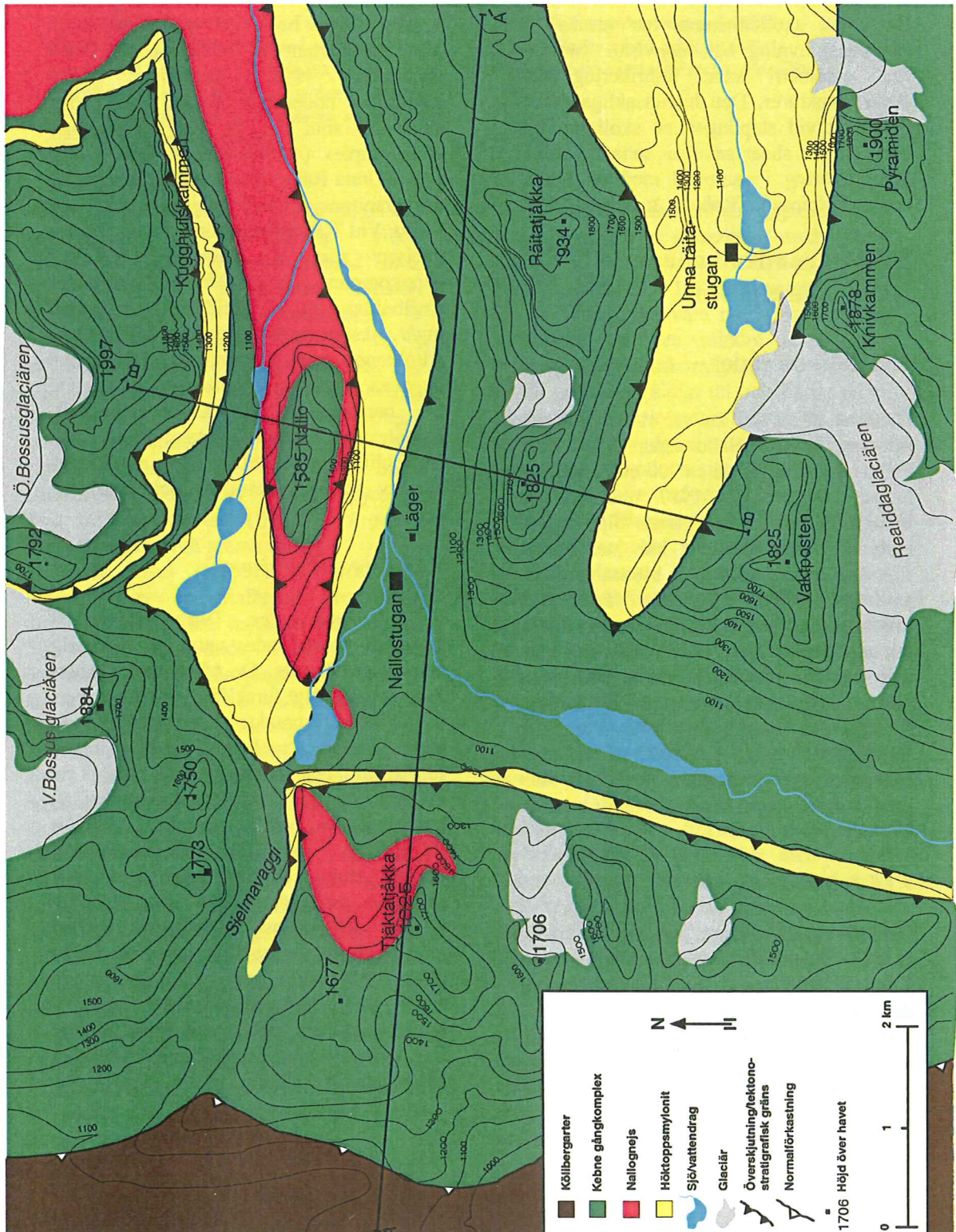
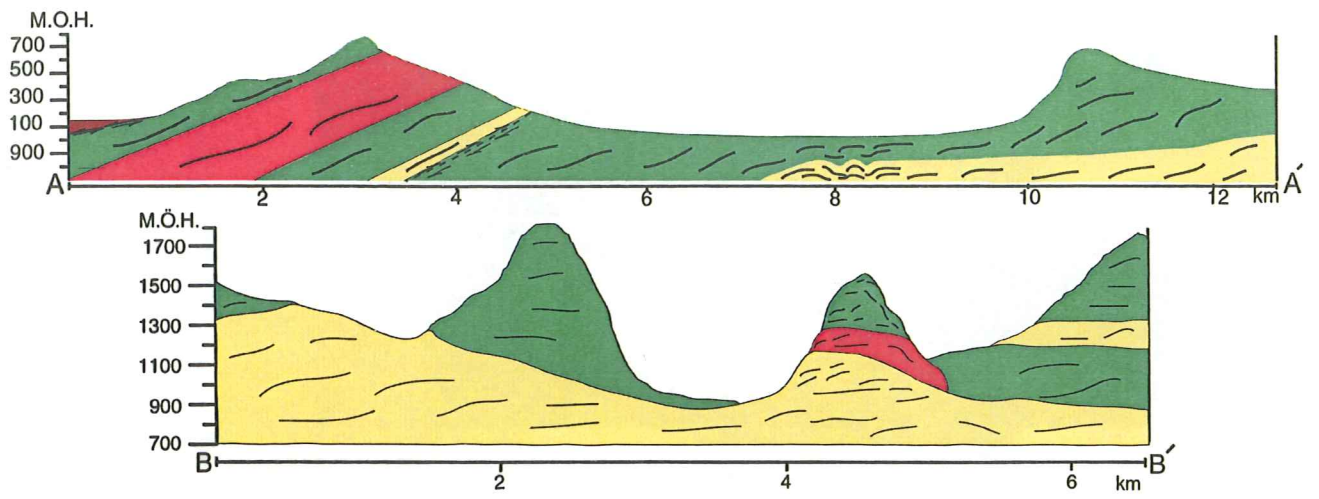


Fig. 3. Tektonostratigrafisk karta över Nalloområdet. Skala 1:100 000.

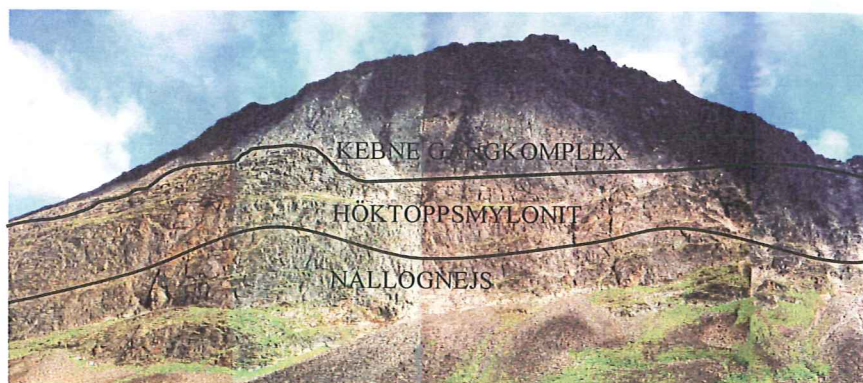


Fig. 4. Nallo sett söderifrån. Klippväggen är ca 400 m hög

De undre skollenheterna har utsatts för sammanskjuvning och uppvisar "ramp – flat" geometri samt imbrikering och duplexstrukturer. Den huvudsakliga deformationen vid staplingen av skollorna har varit simple shear samt en senare vertikal komprimering i samband med att bergskedjan kollapsade (Roberts & Gee, 1985).

3 Berggrunden i norra Kebnekaisefjällen

3.1 Nalloområdet

Området är ca 20 km² stort och har sin mittpunkt vid Nallostugan (fig. 3.). Dalgångarna ligger på ca 900 möh. och den högsta toppen på 1997 möh. Stora topografiska skillnader, branta klippväggar, rasbranter och glaciärer har inte enbart försvårat arbetet utan även blottat vertikala snitt på 1000 m vilket underlättat tolkningen av geologin. Bergarterna tillhör huvudsakligen Seve skollkomplex som avgränsas av Köli skollkomplex i kartans västra kant och prekambriskt urberg (basement) i Vistasdalen i öster. I området förekommer även ca 100 m mäktiga sekvenser av kompetent mylonit som präglar morfologin då de ofta utgör trösklar där vattenfall bildas.

3.1.1 Tektonostratigrafi

Den stratigrafiskt lägsta enheten i området är den mylonit som återfinns runt om i Kebnekaisefjällen. Myloniten är ett kraftigt deformerat metasediment och benämns i Tarfala för Storglaciärengnejs (Andréasson & Gee 1989).

I detta arbete behandlas myloniten dock som en variant av Höktoppsmyloniten (Paulsson, 1996, Sandelin, 1997). Myloniten underliggande ibland direkt den amfibolit som är en del av Kebnegångkomplex (Andréasson & Gee, 1989) t.ex. i Unna Räita, men överlagras även av en granitgnejs, Nallognejsen, t.ex. vid Nallo. Vid Tjäktatjokka förekommer Nallognejsen som en sekvens i Kebnegångkomplex och vid Nallo direkt under amfiboliten (fig. 4.). Kölibergarterna i väst ingår, liksom Sevebergarterna, i den Övre Alloktionen men stratigrafiskt sett ovanpå de ovan beskrivna enheterna (fig. 1.). De tre bergarterna tillhörande Seveskollkomplexet; mylonit, granit-gnejs och amfibolit samt Kölibergarter påträffades alla av skiftande karaktär och beskrives nedan.

3.1.2 Bergartsbeskrivning

Kebne gångkomplex. Två varianter av amfibolit observerades varav en finkornig och en grovkornig. De båda observerades även som kraftigt förskiffrade i närheten av överskjutningskontakter. Den grövre varianten varierar mellan folierad (ibland förskiffrad) och massiv och domineras av mafiska mineral som främst utgörs av hornblände. Vid enstaka lokaler (N7551556, E1607722) förekommer 0.5 x 0.5cm stora hornbländekrystaller tillsammans med nästan lika stora korn av fältspat och kvarts. Förhållandet mellan mörka och ljusa mineral varierar från 50-50 till ca 80 % mörka mineral. Då den grövre amfiboliten är folierad definieras planen av tunna skikt med mörka och ljusa mineral men även tjockare (1cm) band av fältspat och kvarts förekommer.

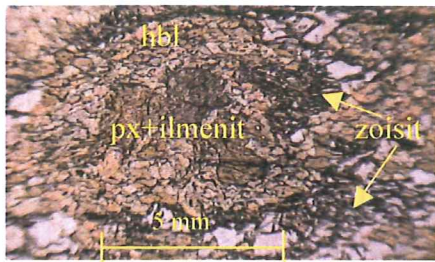


Fig. 5. Amphibolitens utseende i mikroskop då den är kraftigt deformerad med omkristalliserad hornblände (hbl) samt pyroxen (px) med ilmenit rand. Nålar av zoisit förekommer runt hornbländet och representerar omvandlad plagioklas. Korsade nikoler.

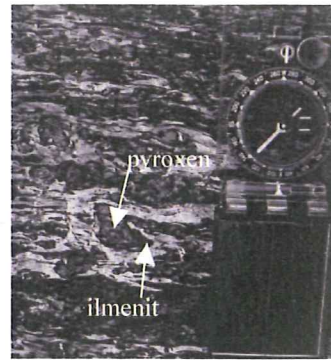


Fig. 6. Det gröna mineral, vilket påträffades på en lokal, utgör bevarad pyroxen med en rand av ilmenit

Lokalt (N7551267, E1607111) är amphiboliten mer deformerad vilket resulterat i ett slirigt utseende med band, körtlar och linser i ett vindlande mönster. Den mer deformerade amphiboliten är folierad och hornbländet visade sig i mikroskop utgöras av "subgrains" (fig. 5.). Vid en lokal (N7551556, E1607722) påträffades 1.5 x 1.5 cm runda, gröngrå mineral omgivna av hornblände. Det visade sig i mikroskop att de gröna inneslutningarna består av bevarad pyroxen med kanter av ilmenit (fig. 6.). På denna lokal förekom även granat rikligt.

En lokal (N7551814, E1607921) utgjordes av en lilafärgad grovkornig amphibolit med ofitisk textur som bestod till 50 % av hornblände (runda knoppar, 3x3mm), 30 % av lila plagioklas i samma storlek som hornblände och således inte tektoniskt reducerat i storlek, och 20 % av ett vitt mineral. Det vita mineralet visade sig i tunnslip utgöras av skapolit och ansamlas framförallt i sprickor. Tydliga karlsbad- och albittvillingar utgör magmatiska tvillingar och trots att den lila varianten inte är folierad och saknar omkristalliserade plagioklas har den antagligen utsatts för högtrycksmetamorfos och senare retrograd metamorfos. Detta indikeras av titanit som omvandlats till rutil och sedan börjat återbildas till titanit förekommer såväl som nedbrytning av pyroxen med bildning av ilmenit. Koronor av granat mellan plagioklas och pyroxener är också tecken på metamorfos under ökande tryck.

Den finkorniga amphiboliten uppträder som band i det grövre materialet, med tydliga kontakter. Bredden är vanligtvis 5-15cm (bredare band runt 1m förekommer också). Dessa band tycks vara mer glimmer- och granatrika med en mindre andel ljusa mineral. Denna finkorniga typ av amphibolit är till och från väldigt tät och liknar då en diabas med ofitisk textur. Kontakten mellan de två typerna definieras lokalt även av ansamling av opaka mineral.

Småskalig mineralisering i amphiboliten identifierades i fält och utgjordes oftast av koppar- och svavelkis. På ett flertal platser uppträdde i stora amphibolitblottningar breda band av rostig karaktär som antagligen orsakats av dessa järnhaltiga sulfider. Enstaka fynd av skarn, azurite och malakit gjordes också i anslutning till dessa mineraliseringar.

För båda varianterna av amphibolit gäller att mafiska mineral utgöras huvudsakligen av stora hornbländen men även en del pyroxen och biotit. Den ljusa mellanmassan är finkornig och består huvudsakligen av plagioklas med en del kvarts. Dessa kvartskorn är tektoniskt reducerade i storlek och uppvisar undulös utsläckning och utgöras av "subgrains". Hornblände förekommer oftast som större korn men utgöras även av omkristalliserad mafiska mineral som genomgått kornstorleksförminskning till "subgrains". De granater som förekommer i amphiboliten varierar från idioblastiska korn till trasiga relikter men är vanligtvis subidblastiska och relativt väl bevarade.

Granaterna är ibland koncentrerade till korngränserna mellan hornblände och plagioklas/kvarts men förekommer annars utan något speciellt mönster. Accessoriska mineral utgörs av skapolit och zoisit samt titanit, det senare orienterar sig vanligtvis efter foliationen och förekommer lokalt i större mängder (ca 10 %). Zoisit uppträder i form av både nålar (fig. 5.) och korn. Opaka mineral varierar från att utgöra ca 10 % av mineralen till att i det närmaste saknas.

Nallognejs. Denna är en grå folierad bergart som utgörs till största del av fyllosilikat (muskovit + biotit + klorit) och kvarts samt plagioklas och kalifältspat. Den är vanligtvis finkornig (1-5mm) och ibland granatförande. Granaterna är oftast röda men en lokal med svarta granater observerades. Denna skillnad i färg hos granaterna är troligtvis deformationsrelaterad. Tjockare (1cm) band av biotit kan möjligen representera deformerade och omvandlade diabasgångar.



A.



B.

Fig. 7. *Nallognejs* varierar i utseende mellan att vara gnejsig/granitisk (A) och starkt förskiffrad (B). Höjden på provet i fig. B är ca 2.5 cm.

Finkornig kvarts med trippelpunkter samt biotit och muskovit utgör matrix där glimmermineralen är orienterade och definierar foliationen. Orienterad titanit med euhedrala kristallformer är vanligt liksom epidot.

Muskovit förekommer även som större elongerade tavlor. Ögon utgörs av fältspater (främst plagioklas men även mikroklin), kvartskorn och granater. Granaterna är ofta uppspruckna och har börjat omvandlas till biotit och klorit. Ett tillväxtsfenomen observerades i granaterna där intakt kärna och ytterkant motsvarar normal tillväxttakt medan poikilitiska mittpartier är ett resultat av hastig tillväxt. Zonerad zoisit är tecken på nedbrytning av plagioklas och matrix tycks inte böja av runt dessa korn. Små zonerade kristaller tillhörande epidotgruppen förekommer accessoriskt. Finkornigt matrix som ansamlats i granaternas tryckskuggor samt "mica fish"-strukturer i muskoviten är andra tecken på deformation.

Bergarten varierar mellan ett "granitiskt" och ett mer "skiffrigt" utseende (fig.7.) och varierar även i kornstorlek där finkornigare segment är fattigare på biotit och stora korn av fältspat.

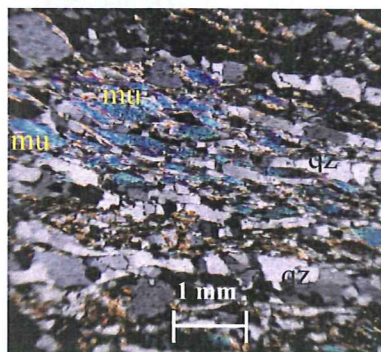


Fig. 8. I den hårt deformerade Höktoppsmyloniten förekommer kvarts som "rods" och muskovit frekvent som "mica fishes".

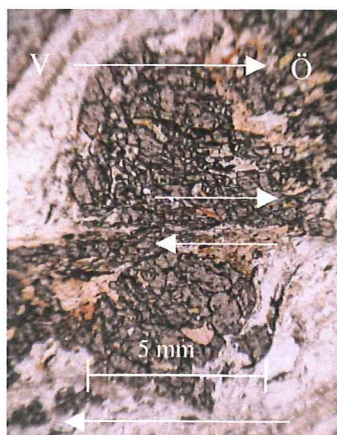


Fig. 9. Skjuvad granat i Höktoppsmyloniten som visar att toppen och den huvudsakliga transportriktningen går mot öster. Planpolariserat ljus.

Höktoppmylonit. Mylonitgnejsen är vanligtvis svagt lila till färgen med blågrå och rosa variationer. Grundmassan är tät med upp till 3x3cm ögon av fältspat, granat, kvarts och muskovit. Ögonen varierar i storlek och är ofta roterade med svansar. I närhet till kontakter mot andra enheter får bergarten ett mer massivt, förkislut utseende och är då rik på muskovit, fortfarande granatförande men fattigare på fältspatögon. I mikroskop är kvartskornen i det fina matrixet utdragna och bildar "rods" (fig. 8.) och matrix är väldigt rikt på zoisit. Granat och muskovit förekommer som relikter och sönderbrutna lister. Intensiv deformation i enhetens ytterkant vid överskjutningen har orsakat detta utseende.

Höktoppmylonitens matrix kan likna det i Nallognejsen men är betydligt finkornigare och porfyroblaster/klaster är större och mer distinkta. Mylonitens matrix är även rikare på biotit. Muskovit förekommer som hela korn, med "mica fish" struktur (fig. 8.), nålar eller väldigt finkorniga fragment. Porfyroklaster av kvarts och fältspat har ofta en solid kärna med en omkristalliserad och finkornig rand av "subgrains". Zonerade epidotkorn som håller på att omvandlas till allanit utgör accessoriska mineral och kyanit och fibrolit förekommer underordnat. Myloniten är en kraftigt deformerad bergart och rik på kinematiska indikatorer både i handstuff och i mikroskopisk skala (fig. 9.).

Köliskollan. Kontakten mellan Seveskollkomplexet och Köliskollkomplexet identifierades i Sielmavaggi där övergången till ett böljande landskap (fig. 10.) återspeglar de mer lätteroderade metasediment och metavulkaniter som utgör Kölins bergarter. Kärnskiffer, marmor och felsisk metavulkanit representerar här en helt annan bildningsmiljö än de bergarter som utgör Seve skollkomplex.

3.1.3 Strukturer

Den strukturgeologiska kartan (fig. 11.) är baserad både på observationer gjorda direkt i fält samt tolkningar av de mätningar och iakttagelser som insamlats. Den antiformal som sträcker sig nordost till sydväst över Nallo är en tolkning av hur foliationen byter riktning på ömse sidor om Nallo. Övriga veck markerade på kartan är baserade på direkta observationer i fält. Förkastningarna i området är baserade på stratigrafiska förhållanden och strukturella observationer.

Foliationen stryker huvudsakligen nordost till sydväst med en ganska flack (10° till 20°) västlig stupning men varierar lokalt runt veck och förkastningar. Lineationer är orienterade subparallellt med skollornas generella rörelseriktning, öst till väst, vanligtvis med västlig stupning och utgörs av mineraltillväxt och mineralsträckning.

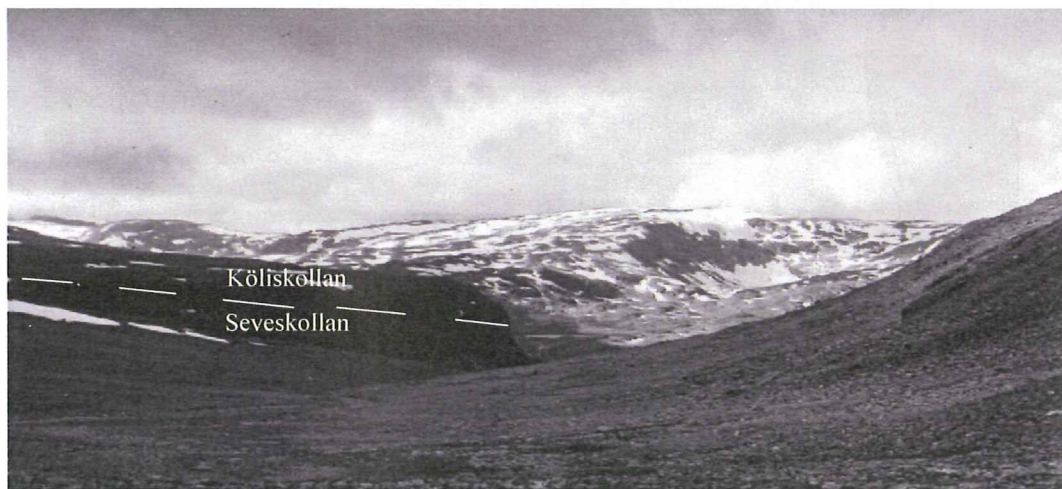


Fig. 10. Bilden är tagen västerut från Sielmavaggi. De snöklädda topparna i bakgrunden är en del av Rombaksfönstret (basement) och den mörka väggen i bildens vänstra del utgörs av Kölibergarter. Den normalförkastning som skiljer Köliskollan från Seveskollan löper N-S parallellt med bilden.

Stupningen varierar från "down dip" på foliationsytor till parallellt med strykningen och den exakta rörelseriktningen (östlig eller västlig) var ofta svår att avgöra.

I området observerades strukturer relaterade till både extensiva och kompressiva krafter. Den huvudsakliga tektoniska rörelseriktningen är orienterad öst till väst och men strukturer med både östlig och västlig vergens återfanns.

De veck som förekommer utgörs av två olika typer. Den ena typen är öppna, upprätta veck med upp till 40m våglängd som främst observerats i mylonit och amfibolit (fig. 12.). Veckaxlarna är vanligtvis orienterade nord till syd men vergensen är svår att fastställa. Isoklinala veck med nord- till sydororienterad veckaxel tolkas som ett resultat av längre gången deformation. Dessa veck visar östlig vergens och förekommer främst i Nallognejs. Den andra typen av veck är de transversella veck som främst identifierats i Nallognejsen och Höktoppsmyloniten (fig.13.). Vecken skiljer sig markant från de ovan beskrivna genom att dess veckaxlar är orienterade öst till väst. De transversella vecken är ofta isoklinala och resultatet av långt framskriden deformation i samband med överskjutningarna där vecken först bildats

med nord till syd orienterade veckaxlar (vinkelrät mot p_1) och sedan roterats så att veckaxlarna orienterat sig parallellt med rörelseriktningen, dvs. öst till väst.

Skjuvindikationer med östlig vergens och relaterade till skolltransporten påträffades rikligt i fält i form av S-C fabric, ρ - och δ -svansar och dragveck (fig. 14.) samt i mikroskop som mikroskopiska veck och roterade granater

Strukturgeologiska indikationer på extensionsrelaterad deformation är de flexurer som observerades i undersökningsområdet (fig. 15.). Dessa halva veck har bildats till följd av extensiva krafter då bergskedjan kollapsat. Veckbenen är generellt orienterade ca 180° och stupar åt både väster och öster.

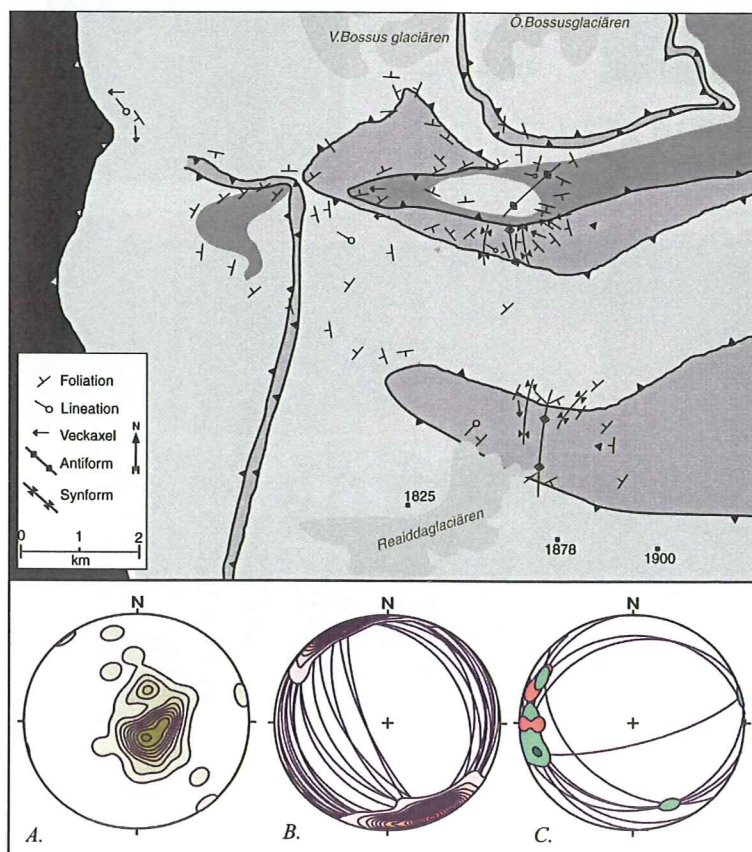


Fig.11. Strukturgeologisk karta över Nalloområdet med förenklad bild av tektonostratigrafien i grått. A. Poler till den penetrerande foliationen. 64 mätningar visar att foliationen huvudsakligen stupar relativt flackt (10° - 20°) åt väst. B. Stereogramprojektion av veckben tillhörandes veck med N-S orienterad veckaxel. Områden med hög koncentration (markerat med röd färg) motsvarar veckbenens skärningspunkter och således veckaxelns orientering. 27 veckben varav 15 från samma lokal som fig. 12. C. Veckbenen till de transversella vecken plottade som plan. Gröna fält representerar veckbenens skärningspunkter och röda markeringar är i fält observerade veckaxlar. 20 mätningar. Samtliga mätningar är projekterade på den nedre hemisfären.

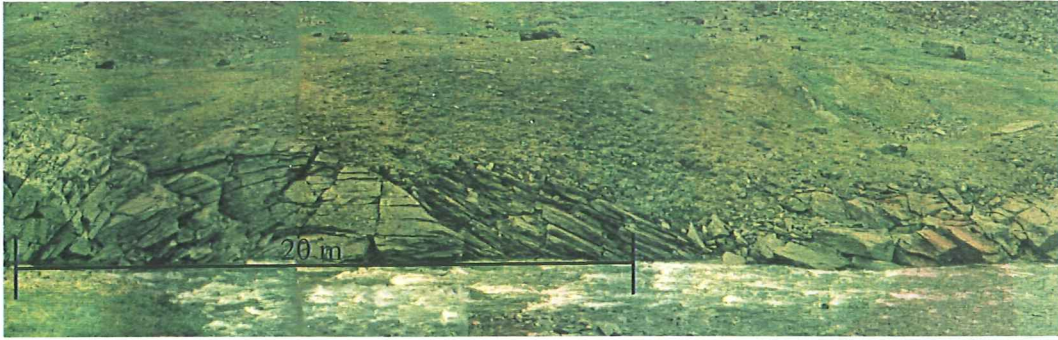


Fig. 12. De stora öppna vecken observerades främst i Höktoppsmyloniten. Bilden är tagen norrut parallellt med veckaxeln.



Fig. 13. Isoklinala, transversella veck i Höktoppsmyloniten. Veckaxlarna stupar 10° mot 291° .

De storskaliga strukturerna runt Nallo är även de resultat av både överskjutningar och gravitativ kollaps. Trots att inga överskjutningsstrukturer (t.ex. ramp-flat geometri eller duplex-strukturer) observerats i området föreslås här att imbrikering av de olika enheterna är den troligaste orsaken till att Höktoppsmylonit ibland förekommer ovanpå Kebnegång-komplexet. Två gränser mellan över- och underliggande delar av samma stratigrafiska sekvens har konstaterats. Den västliga gränsen sträcker sig nord till syd och placerar bergarterna som utgör Tjäktatjåkka ovanpå de bergarter som återfinns runt och på Nallo och Unna Räita. Gränsen har markerats som en överskjutning på den strukturgeologiska kartan. Norr om Nallo, under Kugghjulskammen, upprepar sig stratigrafin likaså vilket även här förklaras med imbrikering av sekvensen.

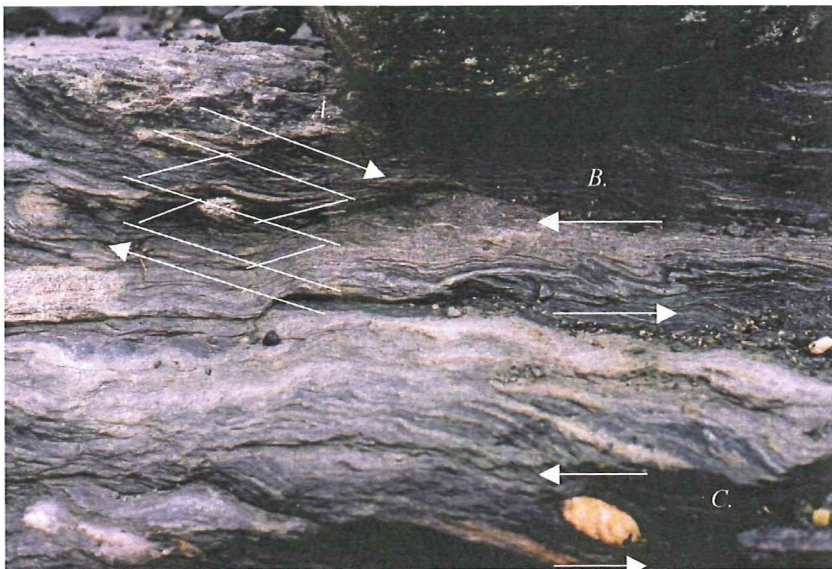


Fig. 14. Tre skjuvindikatorer varav två visar östlig vergens (bilden tagen mot söder) och en västlig. Fotografiets nedre kant motsvarar en meter. A. S-C fabric, B. Dragveck. C. Plagioklas med sigmasvansar.

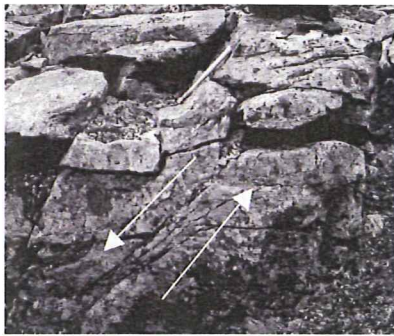
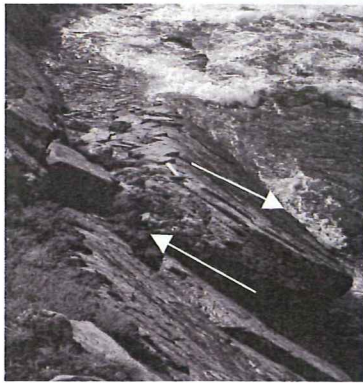


Fig. 15. Två exempel på flexurer. Båda bilderna är fotograferade söderut och visar att extensionsrörelsen har gått mot både öster och väster.

I kartbildens västra del angränsar bergarterna i Seveskollkomplexet till Köli-skollkomplexet. Av den geologiska kartan framgår det att gränsen mellan de två skollorna är relativt skarp och rak. I Köli bergarter nära skollgränsen i Sielmmavaggi observerades skjuvindikationer (s-c fabric och dragveck) med västlig vergens vilket tillsammans med den geologiska kartans utseende gör att gränsen rimligtvis kan tolkas som en normalförkastning där de överliggande Köli bergarterna glidit ned västerut.

3.1.4 Analys av Nallognejsen

Klassificering

De analyser av huvud- och spårelement som utfördes vid universitetet i Greifswald och ACME laboratoriet i Vancouver användes för att klassificera Nallognejsen. SiO₂-halten i proverna varierar mellan 57% och 77% vilket motsvarar sammansättningen för felsiska kristallina bergarter.

Den ganska stora spridningen av SiO₂-halter och variation av övriga huvudelement observeras även i klassificeringsdiagrammen där proverna plottar i två grupper; *tonalit* och *granodiorit/monzogranit* (fig. 16, 18.). Klassificeringen i R₁ – R₂ diagram utfördes i programmet Minpet och bygger på huvudelementens förhållande enligt formeln (De La Roche et al, 1980):

$$R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

De normativa beräkningarna utfördes i programmet Igpct och åskådliggörs i ett Streckeisendiagram där proverna hamnar i fälten *monzogranit* och *granodiorit* (fig. 16.) De modala beräkningarna bygger på punkträkning (tabell 1.) av kvarts, K-fältspat och plagioklas där K-fältspat utskiljts genom färgning (se ovan). Fyra tunnslip punkträknades med 500 punkter på vardera tunnslip och resultatet åskådliggörs i ett Streckeisen diagram (fig. 16.). Två prov hamnar i fältet *monzogranit* och två i fältet *tonalit*. Av de båda proven, vilka plottar som tonalit enligt den modala beräkningen, plottar prov 7 som *tonalit* i R₁ – R₂ diagrammet. För prov 53 utfördes ingen geokemisk analys. Enligt de normativa beräkningarna plottade alla prover som *monzo/granodiorit*. För samtliga prover, utom prov 3, gäller att kvoten CaO/Na₂O+K₂O vägd mot SiO₂ faller inom kalkalkalina bergarter

Tektoniskt ursprung

Av de två tektoniska diskrimineringsdiagrammen i fig. 17. framgår det att majoriteten av proverna hamnar i fältet "volcanic arc". Ett prov (nr 4) plottar även som "within plate" men då det inte skiljer sig i övrigt från de andra proverna är det svårt att dra någon slutsats av detta. Detsamma gäller de prov (9, 10) som plottar i fältet "late and post collisional". De prover som faller inom tonalitgruppen skiljer sig inte från de prover som plottar som monzogranit/granodiorit i fråga om tektonisk bildningsmiljö vilket är rimligt då tonaliter är kalkalkalina bergarter som vanligtvis bildas i öbågsmiljö.

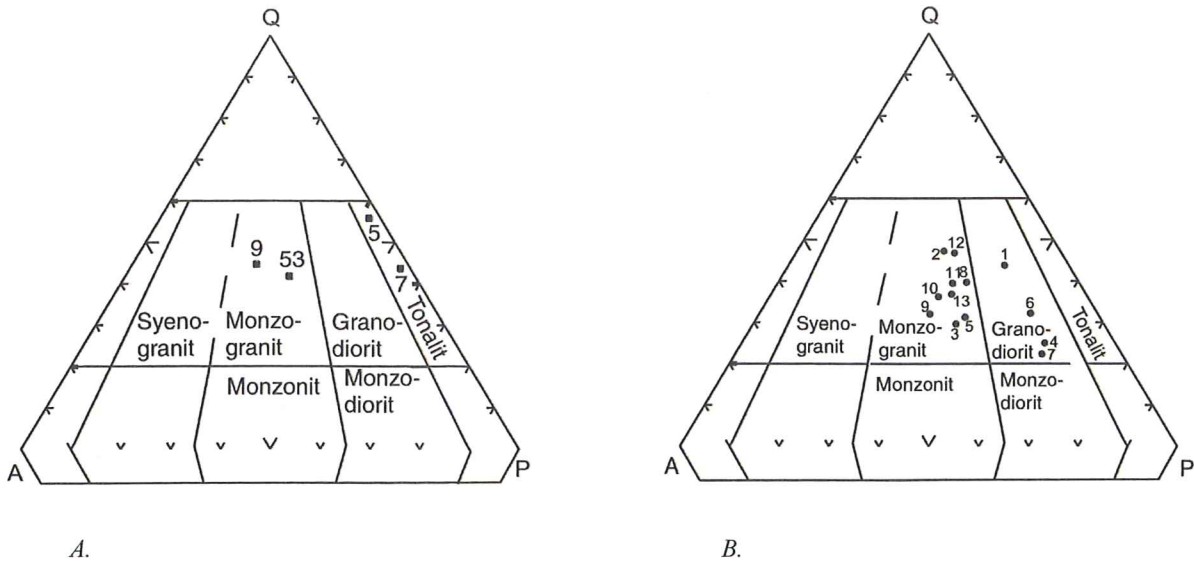


Fig. 16. A. Modala beräkningar för Nallognejsen utfördes baserat på punkträkning av fyra tunnslip. För prov 53 utfördes ingen geokemisk analys varför det provet endast förekommer i detta diagram. B. Normativa beräkningar för Nallognejsen.

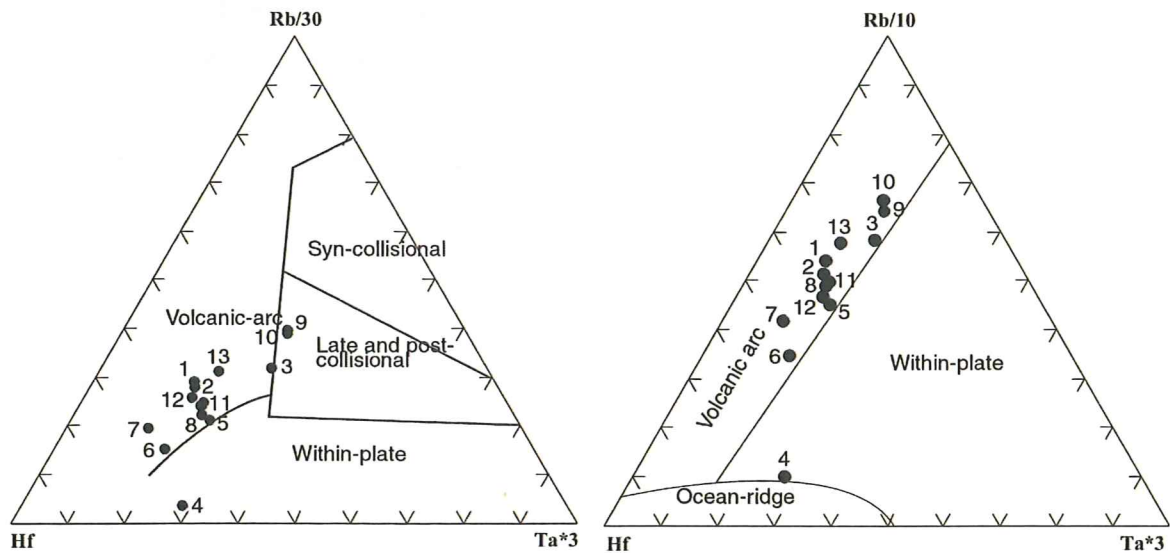


Fig. 17. Diskrimineringsdiagram för bestämning av plattetektonisk ursprungsmiljö.

REE och spårelement

RE elementen plottades dels mot en normerad kondrit och dels mot den övre jordskorpan (fig. 19.). Då fyra avvikande prover (från både tonalit och monzogranit/granodiorit grupperna) sorterats bort erhålles en grupp med liknande utseende. En tydlig europiumanomali indikerar fraktionering av plagioklas och en närmast horisontell kurva då elementen plottas mot den övre jordskorpan indikerar att Nallognejsens REE sammansättning är likvärdig sammansättningen i den övre jordskorpan.

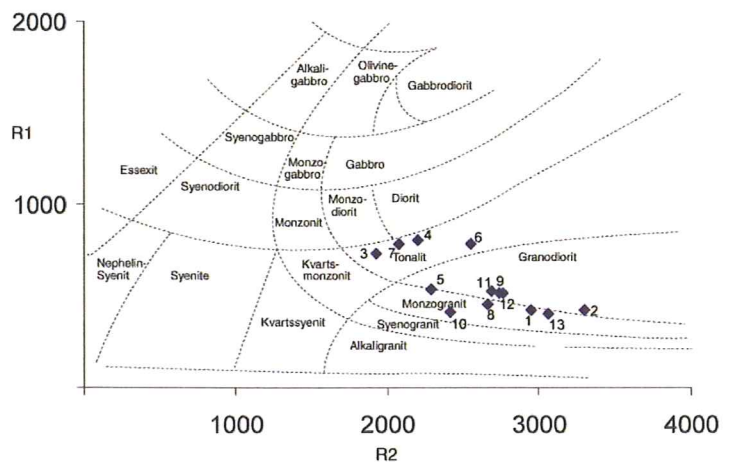


Fig. 18. Klassificering av Nallognejsen i ett R_1 - R_2 diagram.

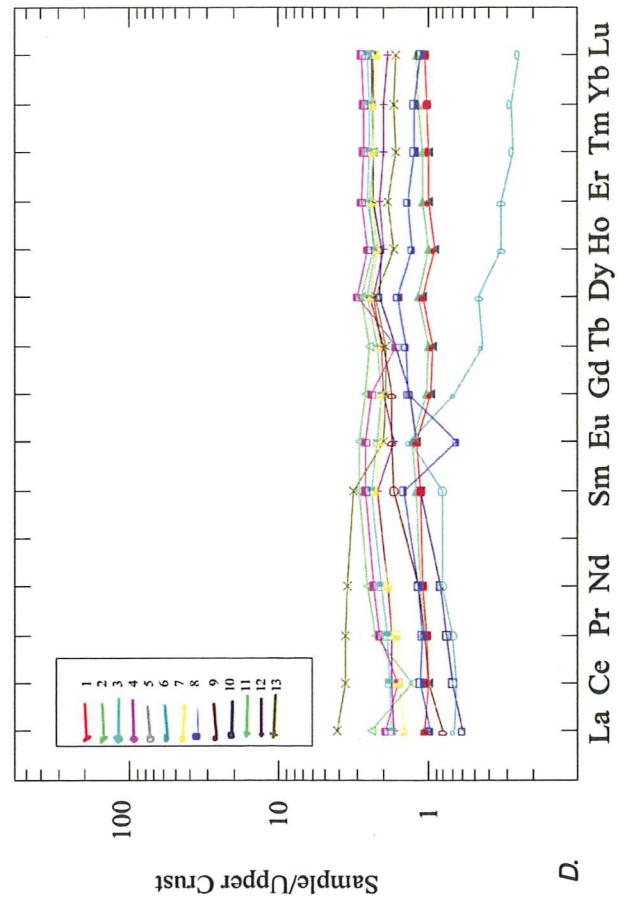
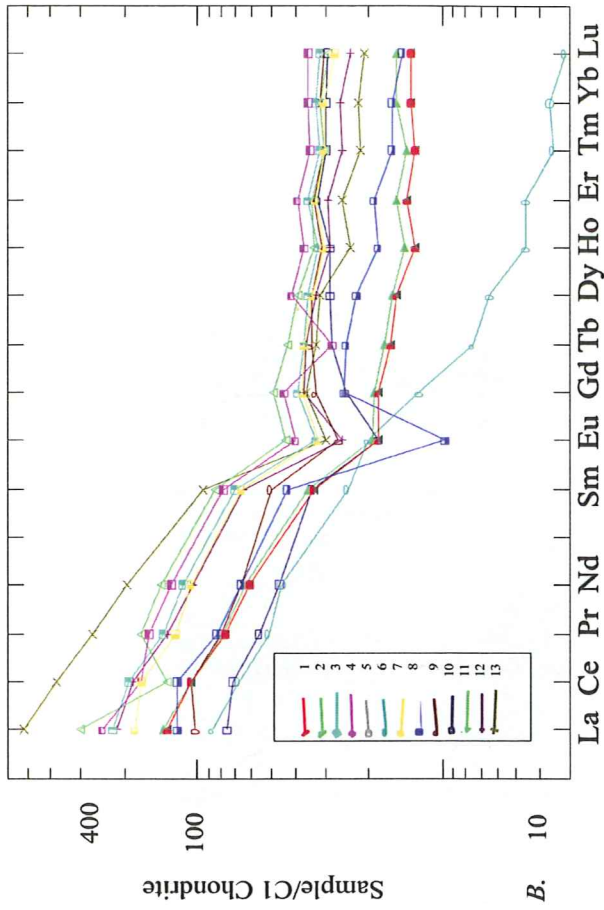
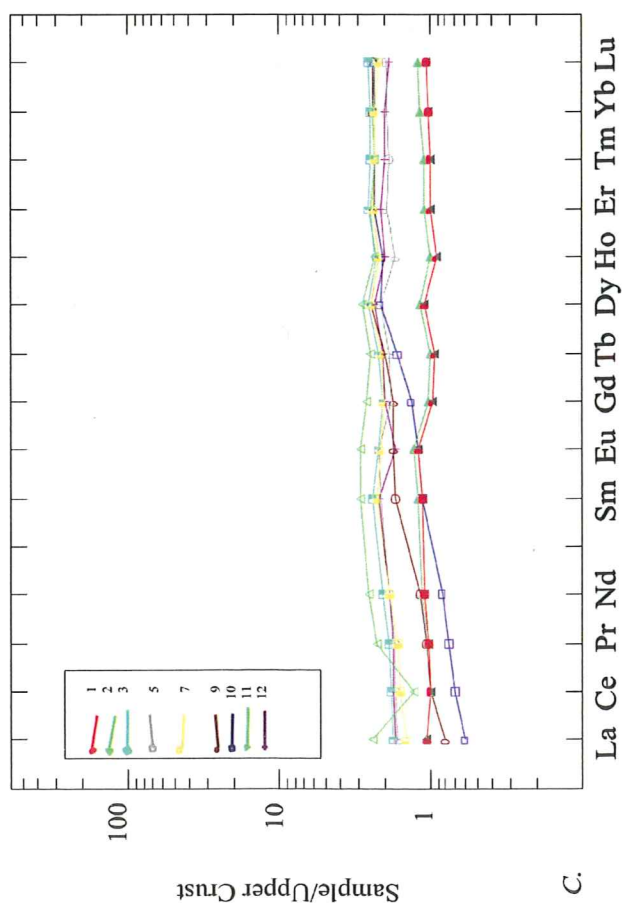
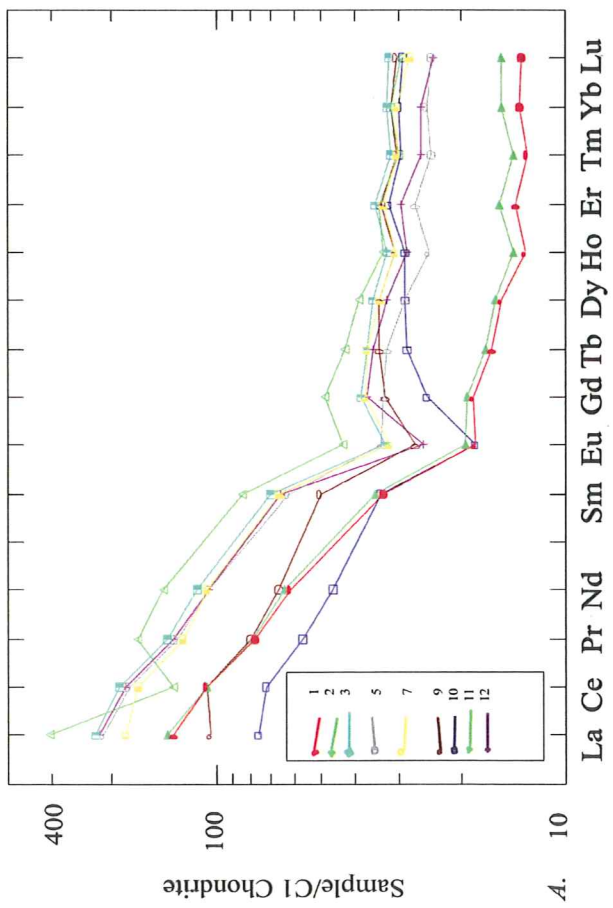


Fig. 19. REE diagram

A. Nallognejsen normerad mot en kondrit. De avvikande proverna är bortsorterade. B. Samma som A. men alla prover visade.

C. Nallognejsen normerad mot övre jordskorpan. De avvikande proverna är bortsorterade. D. Samma som C. men alla prover visade.

Även av Spiderdiagrammet (fig. 20.) framgår det att Nallognejsen är av kristallint ursprung då negativa P, Ti och Sr anomalier är ett resultat av magmans differentiering under kristallisationen. En tydlig positiv Th anomali samt mindre tydlig negativ Ta och Nb anomali indikerar att Nallognejsen kan ha intruderat i öbågemiöljö vilket överensstämmer med Rb/Hf/Ta diagrammen i fig. 17. Anledningen till att prov 6 avviker kraftigt är oklar då det inte skiljer sig i övriga diagram.

granitgnejs (Nallognejs) som är associerad med amfiboliten i Nallo förekom vid en lokal i områdets södra del som en sekvens i amfibolit. Denna amfibolit ingår även i Mårma i Kebne gångkomplex och underlagras av Höktoppsmyloniten.

3.2.2 Bergartsbeskrivning

Kebne gångkomplex. Den amfibolit som representerar det mafiska gångkomplexet i Mårma påminner mycket om amfiboliten i Nallo och utgörs även här av två huvudsakliga typer.

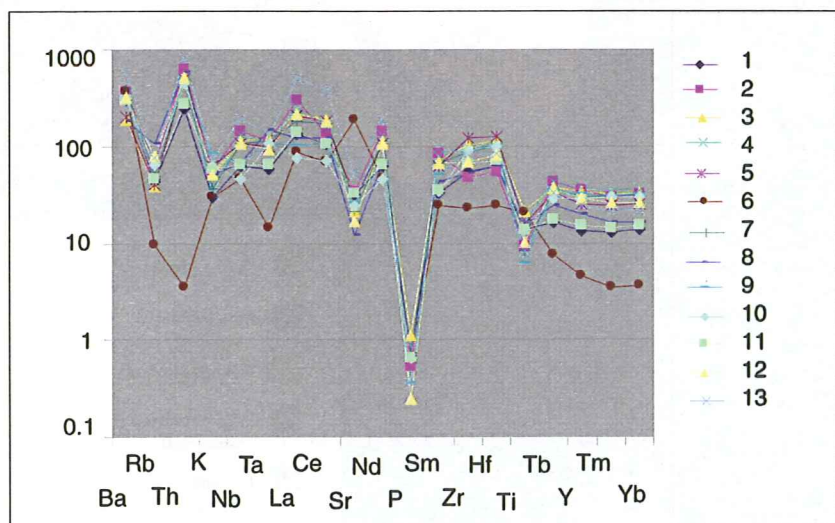


Fig. 20. Spiderdiagram för Nallognejsen.

3.2 Mårmaområdet

Området (fig. 21.) är beläget ca 1,5 mil nordost om Nallo, på en något högre höjd (lägret placerades på ca 1200 möh), i en terräng som även här präglas av stora höjdskillnader och vertikala snitt på nästan 1000 meter. Bergarterna inom det 20 km² stora området tillhör Sevekomplexet men gränsar till bergarter i den Mellersta Alloktionen i områdets norra del.

3.2.1 Tektonostratigrafi

Den stratigrafiskt lägsta enheten i området tillhör den Mellersta Alloktionen vilken påträffades på ca 900 möh. Den Mellersta Alloktionen överlagras direkt av Höktoppsmyloniten vilken i Mårmaområdet innehåller sekvenser av ytterliggare en gnejs/mylonit, Boginjiramytoniten, med magmatisk protolit. Denna gnejs tolkas som deformerad Vistasgranit vilken återfinns bland annat i Vistasdalen i väster. Den

Dels den medelkorniga variant som utgörs till största del av hornblände och plagioklas och dels de finkornigare band som slår den grövre amfiboliten. Amfiboliten vid Mårma innehåller nära toppen av 1991 ca 5 cm tjocka band/inneslutningar av epidot.

Höktoppsmylonit. Denna mylonit som påträffades i Nallo har i Mårma ett liknande utseende med avseende på den lila färgen och det rika granatinnehållet. Ögon av plagioklas och kvarts förekommer men myloniten har ett mer massivt utseende. En 150 m tjock sekvens av myloniten finns blottad i vattenfallet Biegganjira som myloniten givit upphov till vid lägret. Den goda blottningen visade att Höktoppsmyloniten innehåller ljusa band av kalksilikat, kvartsit samt metabasitband.

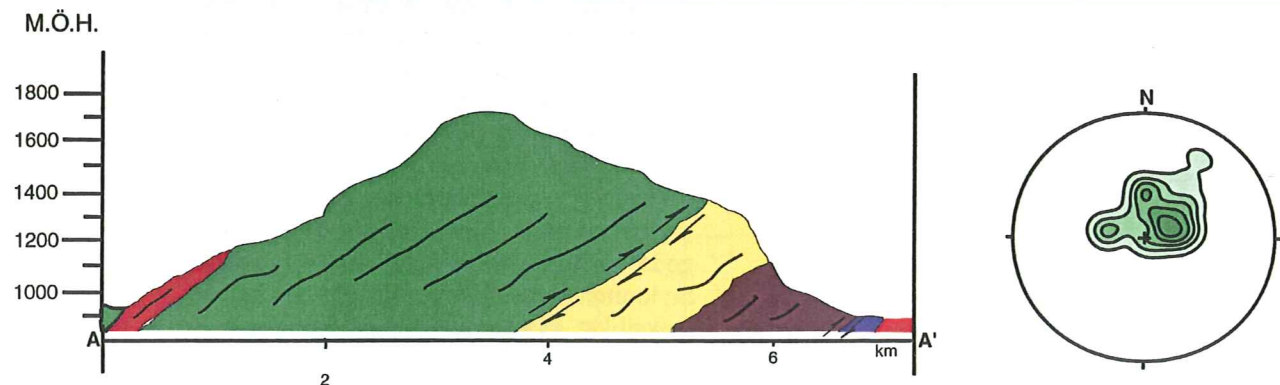
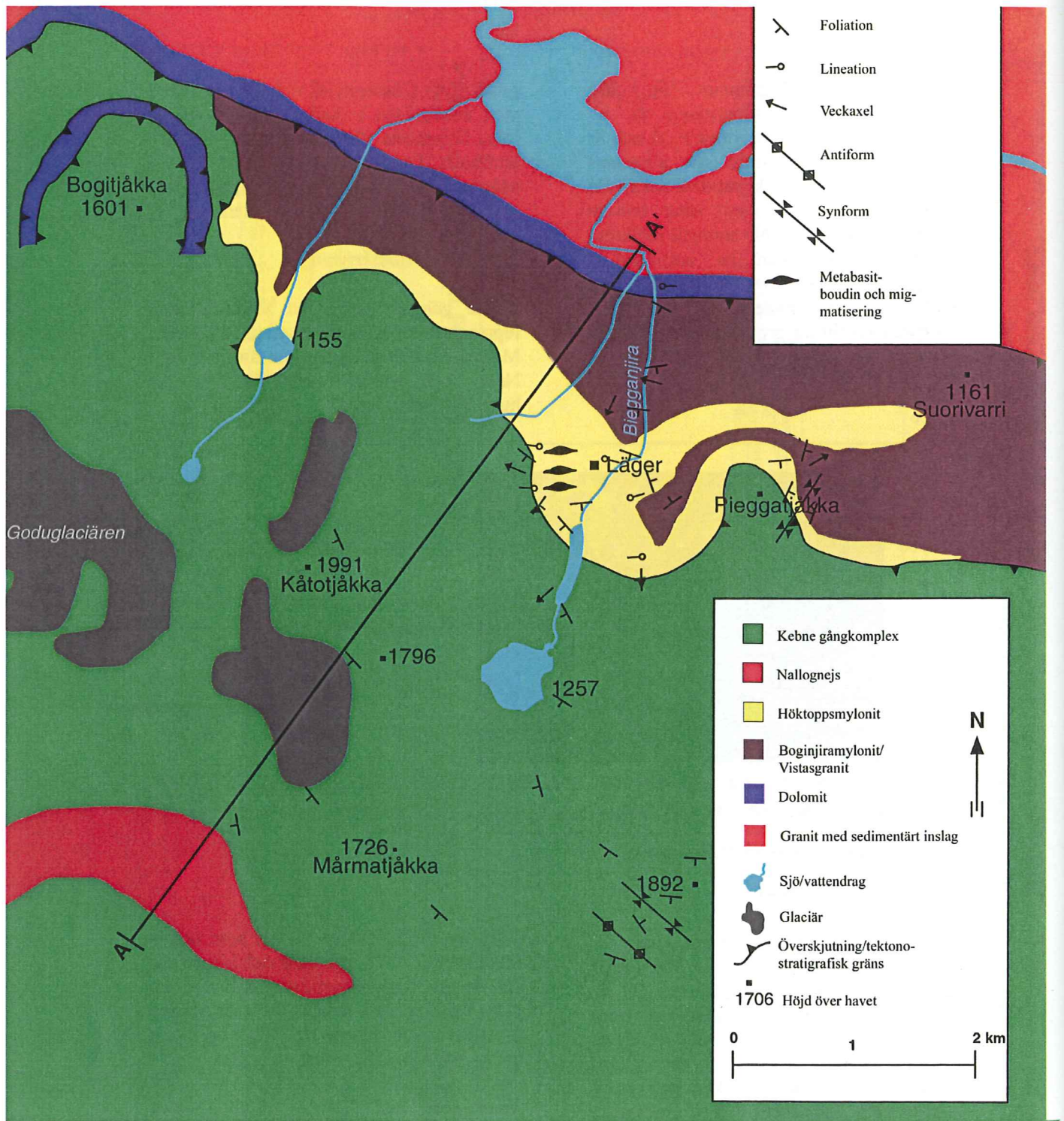


Fig. 21. Tektonostratigrafisk karta över Mårmaområdet med strukturgeologiska observationer. Sterogrammet illustrerar foliationen i området som poler till plan. Skala 1:100 000.

Banden och gångarna är ofta avslitna och förekommer som boudiner. Kalksilikat- och kvartsitbanden är ca 2 dm tjocka och boudiner av kalksilikat ca 5x3 dm i storlek (fig. 22.). Metabasitboudinerna är större, upptill 5x2 m, och metabasitgångarna som tjockast 1.5 m. Metabasitboudinerna är vanligtvis finkorniga, folierade och granatrika längs kanterna till skillnad från ett grövre, granatfattigt och mindre deformerat mittparti. Associerat med boudinerna förekommer leukosom i tryckskuggorna vilket är relaterat till den migmatisering som beskrivs senare i arbetet.

Boginjiramytoniten. Denna deformerade granit varierar i karaktär från att vara mylonitiserad med tät, grå grundmassa och stora ögon av plagioklas till att vara mindre deformerad och liknar då en gnejsgranit. Nära kontakter till andra enheter deformerar den ofta till glimmerskiffer/fyllonit. Meterstora, kantiga block av odeformerad Vistasgranit påträffades och en känd blottning av Vistasgraniten är karterad en knapp kilometer söder om området (Paulsson, 1996, Sandelin, 1997). Plagioklasögonen visar tydliga albittvillingar och förekommer rikligt men saknas då myloniten är tät, homogen och kvartsrik vilket oftast är fallet nära kontakter.



Fig. 22. Kalksilikatboudin i Höktoppsmyloniten.



Fig. 23. Veckad metabasitgång. Gången tunnas ut i båda ändarna och kunde följas i nordlig och sydlig riktning där den svällde ut och tunnades av om vartannat. Hammaren som kommer ut ur bilden markerar V-Ö orienterad veckaxel.

Mellersta Alloktionen: De blottningar av dolomit som karterats norr om floden Alesätö tillhör den Mellersta Alloktionen vilken i det här området direkt tektoniskt underlagrar bergarter i Seveskollan (Övre Alloktionen). I botten på vattenfallet Bieggajira påträffades denna dolomit som tunna ljusa band inskjuvad i förgnejsad Vistasgranit. Kontakten till den Mellersta Alloktionen går rimligtvis i närheten av denna lokal (vilket även stöds av äldre undersökningar, t ex Kulling, 1964) och det karterade områdets norra del tolkas som en skollgräns mellan Övre och Mellersta Alloktionen.

3.2.3 Strukturer

Likt den generella trenden i Nalloområdet stryker foliationen i Mårma nordväst – sydost och stupar 10° till 30° åt sydväst. Lokala variationer förekommer men orienteringen är mer konstant i Mårma och några tecken på storskalig veckning identifierades inte. Mindre veck med ca 5 m våglängd förekom i både amfibolit och mylonit. Vecken var orienterade antingen med veckaxeln nord – syd eller öst – väst. Veck med veckaxeln orienterad nord – syd visade vergens åt öster och var vanligtvis isoklinalt veckade till skillnad från veck orienterade öst – väst vilka var mer öppna. Veckade diabasgångar samt gångar som skär foliationen (d v s de har inte deformerats tillräckligt för att roteras in parallellt med foliationen) förekommer i Höktoppsmyloniten liksom gångar som tunnans ut, slits av och uppvisar ”pinch and swell”-struktur (fig. 23.).

Flexurer i amfiboliten och Höktoppsmyloniten med östlig vergens indikerar här rörelseriktningen vid extensionsrelaterad deformation. Lineationer är huvudsakligen orienterade öst till väst och reflekterar den generella transportriktningen. Skjuvindikationer utgöres av s-c fabric, ρ - och δ -svansar samt "bookshelf"-strukturer och visar huvudsakligen östlig transportriktning med undantag av det område där migmatisering påträffades och där rörelseriktningen tycks ha varit nord till syd.

4 Migmatisering av Höktoppsmyloniten

4.1 Inledning

Partiell uppsmältning av Höktoppsmyloniten har observerats på ett flertal lokaler runt om i Kebnekaiseområdet och uppträder vanligtvis i skjuvzoner och i anslutning till metabasitboudiner (Andreasson et al., i manuskript). Under fältarbetet påträffades migmatiter både i Nalloområdet (Unna Räita) och framför allt i Mårmaområdet. För att undersöka vilka processer och vilka förhållanden som gett upphov till denna uppsmältning detaljkarterades en lokal i Mårmaområdet och prover analyserades i optiskt och svepelektroniskt mikroskop.

4.2 Fältobservationer

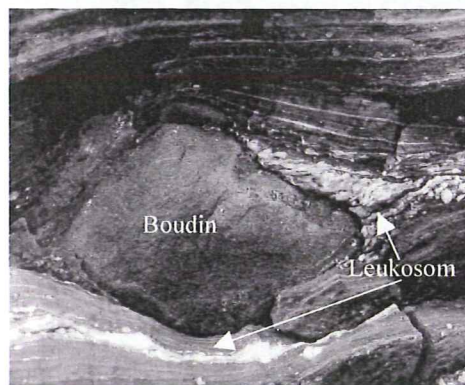
Migmatiserad Höktoppsmylonit påträffades i Mårmaområdet i ett ca 200 x 100 m stort område i sluttningen upp mot Kåtotjåkka (fig. 21.). Lokalen är belägen i den övre delen av Höktoppsmyloniten strax under kontakten till den överliggande amfiboliten. Myloniten är rik på rörelseindikatorer och innesluter vid denna lokalen boudiner och linser av metabasit och kalksilikat. Migmatiseringen identifierades i fält som ansamlingar av leukosom i anslutning till metabasitboudiner där leukosomet främst anrikats i boudinernas "necks" (fig. 24.).



Fig. 25. Metabasitboudin med sprickor fyllda av leukosom (indikeras av pilarna). Detta är ett av bevisen på att leukosomet måste ha transporterats innan det kristalliserade. Den svarta linjen inramar boudinen. Hammarens skaft är ca 30 cm



A.



B.

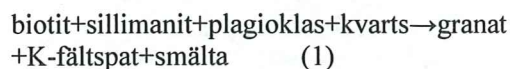
Fig. 24. A. Exempel på en av de största metabasitboudinerna med leukosom i dess "neck". Leukosomet uppskattades till knappt 1 m³. B. Mindre metabasitboudin (ca 15 cm lång) med leukosom i tryckskugga samt stromatiskt leukosom i Höktoppsmyloniten.

Stromatisk migmatit samt leukosom som fyller sprickor (fig. 25) i boudinerna förekommer också.

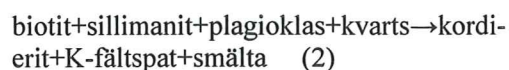
Uppsmältningen tycks varit relativt småskalig, även om vissa hållar tycks ha utsatts för 30-40 % uppsmältning, och de största ansamlingarna av leukosom är ca 1x1x1 m. Leukosomet är ljusgrått till färgen och utgörs till största del av medel- till grovkornig fältspat och kvarts samt mindre mängder granat och biotit.

4.3 Metamorfa förhållanden

Optisk mikroskopering av leukosomet visar en närmast granitisk sammansättning med mineralstrukturer som skiljer sig distinkt från omgivande Höktoppsmylonit (fig. 26.). Stora korn av plagioklas och K-fältspat med väl utvecklade kristallytor förekommer tillsammans med kvarts vilket är ett starkt bevis på att mineralen kristalliserat från en smälta och inte bildats genom diffusion (Vernon 1998). Vanligt förekommande är även apatit, biotit, granat, sillimanit samt mindre mängder zirkon (fig. 26.). Den viktigaste observationen i mikroskop för att förklara det metamorfa förhållandet vid migmatiseringen är förekomsten av biotit, sillimanit, granat och K-fältspat tillsammans. Som det framgår av figur 27, 28 förekommer dessa mineral associerade med varandra på så sätt, att granat och K-fältspat växer på bekostnad av biotit och sillimanit. Denna företeelse tillsammans med förekomsten av leukosom kan beskrivas med den vattenavgivande reaktionen:



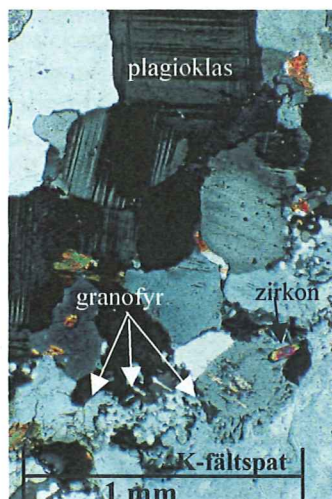
Reaktionen som är relativt tryckoberoende definieras av temperaturer mellan 710°C och 780°C i tryckintervallet 3-14 Kbar (Spear, 1993). Granat i reaktion (1) kan vid låga tryck ersättas av kordierit enligt reaktionen:



Då kordierit inte påträffats i något tunnslip kan de lägre nivåerna av tryckintervallet rimligtvis uteslutas.



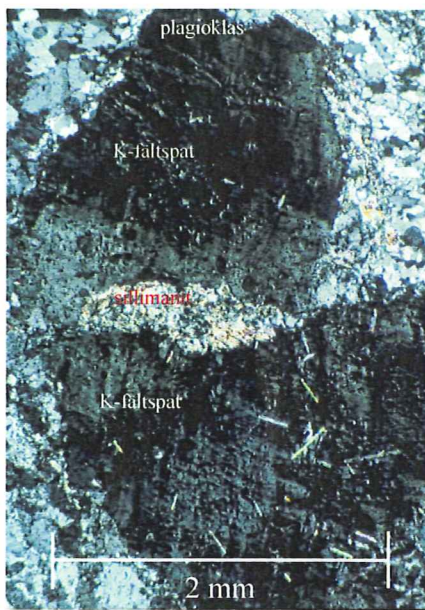
A.



B.

Fig. 26. Observationer i mikroskop visar att leukosomet bildats genom kristallisation av en smälta i samband med deformation och att leukosomet är rikt på apatit (A.).

B. K-fältspat samt plagioklas med relativt välbevarade kristallytor vilket indikerar att mineralen har kristalliserat ur en smälta. En rand av granofyr mellan K-fältspat och kvarts tyder på eutektisk kristallisation. Korsade niker.



A. K-fältspat som växer på bekostnad av sillimanit. Bilden tagen med korsade nikoler.



B. Granat som växer på bekostnad av sillimanit. Bilden tagen med korsade nikoler.



C. Granater som växer i ett matrix av biotit och sillimanit. Notera att granaterna är begränsade till detta matrix och saknas i omgivande kvarts och fältspat. Parallella nikoler.



D. Samma bild som i C, fast med korsade nikoler för att framhäva granaterna.

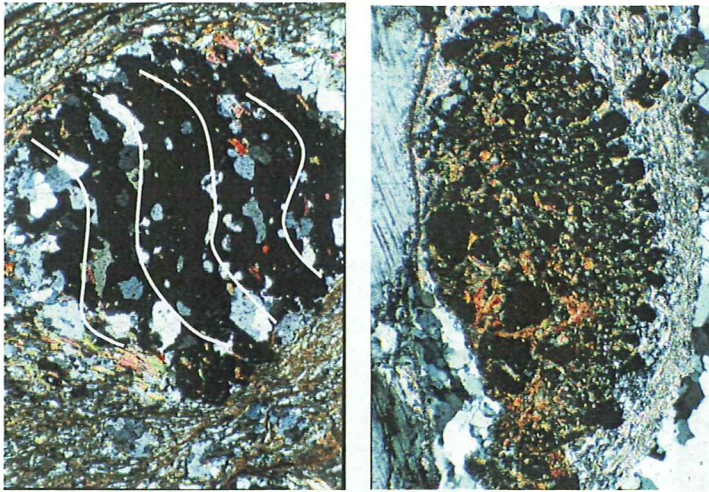
Fig. 27. A. – D. Illustrerar etapper i den metamorfa reaktion, som gett upphov till de ansamlingar av leukosom vilka påträffades i anknytning till metabasitboudiner i Höktoppsmyloniten.

Granater förekommer som idioblastiska porfyroblaster i leukosomet men även i omgivande Höktoppsmylonit. I Höktoppsmyloniten förekommer även större och avrundade granater med väl utvecklade tryckskuggor till skillnad från de mindre granater som är associerade med leukosomet. Dessa mindre granater är intakta och tycks växa över ett matrix rikt på biotit och sillimanit snarare än att vara inneslutna i det. Att de äldre granaterna skulle ha bildats i ett tidigare skede stöds även av att de ofta innehåller ett internt, tektoniskt skjuvat fabric (fig. 28) vilket först bildats i samband med att granaterna växt till och sedan skjuvats då granaterna roterat i omgivande matrix. Då reaktion (1) äger rum över den andra sillimanitisograden, vid relativt högt tryck och temperatur, kan de större uppbrutna granaterna rimligtvis tillhöra en äldre generation granater. Detta stöds av skillnader i den kemiska sammansättningen då de yngre granaterna innehåller lägre koncentrationer av MgO och högre koncentrationer av MnO (tabell 2.). Lägre halter av MgO indikerar normalt en lägre bildningstemperatur vilket här är motsägelsefullt då de yngre granaterna bildats vid högre metamorf grad. En förklaring till den låga MgO halten kan vara att granaterna bildats i samband med kristallisation av en smälta vilket kan förändra detta generella förhållande. Av Tabell 2 framgår även att de yngre granaterna är järnrika vilket kan vara anledning till att granater bildas enligt reaktion (1) och inte kordierit enligt reaktion (2) då ett högt Fe:Mg förhållande gynnar reaktion (1).

4.4 Deformationsrelaterad uppsmältning-transport-kristallisation

Att uppsmältning och kristallisation av leukosomet har skett på olika platser och att smältan transporterats till platsen för kristallisation stöds av observationer i fält. Brown (1997) beskriver skillnaden mellan migmatiter bildade under deformation och migmatiter som postdaterar deformationen. Det senare fallet resulterar vanligtvis i så kallade "patch migmatites" där smältan bildats och kristalliserat på en och samma plats. Migmatiter bildade under deformation där ett differentierat stressfält ger upphov till en tryckgradient associeras med att smältan transporteras till lågtrycksområden innan den kristalliserar. Ansamlingar av leukosom i lågtrycksområden ("necks", tryckskuggor och sprickor) tillsammans med skjuvindikatorer tyder på att partiell uppsmältning av Höktoppsmyloniten skett samtidigt som deformationen och att deformationen lett till migration av smältan.

Migmatisering av Höktoppsmyloniten påträffades även utan association med boudiner (tex i Unna Räita området). Således är inte den tryckgradienten vilken är relaterad till närvaron av boudiner orsak till uppsmältning av Höktoppsmyloniten och tillräckligt höga temperaturer har uppnåtts för att uppsmältning kunnat ske oberoende av boudinerna.



A.

B.

Fig. 28. A - B. visar skillnaden mellan de prekinematiska granaterna och de granater som bildats under migmatisering av Höktoppsmyloniten. Jämför skillnaderna i de enskilda granaternas storlek, då båda bilderna har samma förstoring. Korsade nikoler.

A. Exempel på en granat som tillhör den äldre generationen med avrundade kanter och tryckskuggor. De streckade linjerna illustrerar ett internt fabric i granaten vilket fått en sigmoidal form då granaten roterats under deformation. B. Exempel på de yngre granaterna som är idioblastiska, välbevarade och växer i ett matrix av biotit och sillimanit till skillnad från granaten i figur A. som är innesluten i ett sådant matrix.

Att boudinerna och kraftig deformation kontrollerade transport och kristallisation av smältan i Mårmaområdet stöds dock av observationer i fält och processen har troligtvis styrts av att smälta bildats vid "high strain" punkter där aktiveringsenergi för smältreaktionen först överskridits. Hand och Dirks (1991) beskriver ett liknande scenario där platsen för den initiala uppsmältningen är densamma som för fortsatt uppsmältning och att en tryckgradient till följd av deformationen sedan drivit smältan till lågtrycksområden där den kristalliserat.

Transport av små mängder smälta har ansetts kontroversiellt (25-40% uppsmältning har ansetts som minimum för migration). Brown (1994) visade emellertid att små mängder smälta kan transporteras så länge "threshold permeability" (0-5%) över skridits vilket kan ske genom deformation. Transporten av smältan sker lättast parallellt med foliationen där permeabiliteten är högst och orienterade glimmermineral försvårar mobilisering normalt mot foliationen (Brown, 1994). Granater omgivna av ett tunt lager leuko-

som kan enligt Brown (1994) vara bevis på att smälta transporterats bort då den begränsade mängden smälta inte står i proportion till de större granaterna. 1x1 cm stora granater av detta slag observerades i Mårma (fig. 30.). Att leukosomet inte bildats i lågtrycksområden, vilket kan ske ge genom diffusion (Brown, 1997), styrks av att sprickor som skär boudinerna är fyllda med leukosom (fig. 25.), Leukosomet i sprickorna har bevisligen transporterats dit då leukosomet bildats ur Höktoppsmyloniten (se ovan). Ytterligare indikationer på att smältan transporterats innan den kristalliserat är frånvaro av ett tydligt melanosom som borde bildas mellan, eller i anslutning till, palaeosom och leukosom om uppsmältning och kristallisation skett på samma plats.

5 Strukturer och deformation

Det mest anmärkningsvärda med strukturerna vid lokalen för migmatisering är att de representerar både extension och kompression. Boudiner och förtunnade metabasitgångar är tydliga bevis på att extension förekommit medan veck samt ρ - och δ -svansar är resultatet av simple shear. Majoriteten av strukturerna i Mårmaområdet kan härledas till överskjutningar och simple shear vilken varit den starkaste deformerande kraften.

Extensions-strukturer kan relateras till en komponent av pure shear till följd av litostatiskt tryck vilket även observerats på andra lokaler i Kaledoniderna (Andreasson et al. 1998).

Simple shear och pure shear har antagligen varit närvarande samtidigt eftersom inte några av strukturerna tycks överprägla de andra. Deformationen måste även varit samtidig med migmatiseringen då volymutvidgningen i boudinernas necks fyllts av leukosom. Detta "tomrum" som uppstår när de mer kompetenta metabasitgångarna slitits av skulle annars fyllts med något annat material om inte smältan varit närvarande.

granodioritisk/monzogranitisk sammansättning.

Vidare varierar Nallognejsen i deformationsgrad från granitisk/ gnejsig till förskiffrad vilket även det kan leda till skillnad i bergartens sammansättning. Nallognejsen förekommer direkt under Kebne gångkomplex eller som skivor i detsamma.

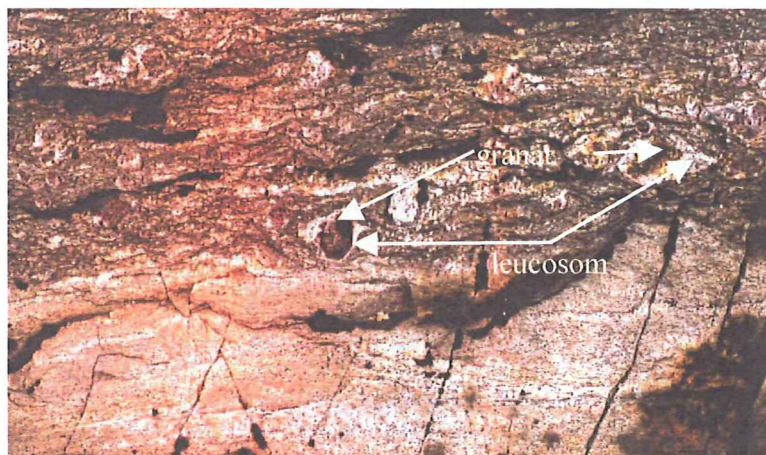


Fig. 29. Granater inneslutna i en tunn film av leukosom. Se text för förklaring. Granaterna är ca 1x1cm.

5 Diskussion och sammanfattning

5.1 Tektonostratigrafi

Nallognejsen. Nallognejsens utseende i både fält och mikroskop indikerar att den är av kristallint ursprung snarare än sedimentärt. De geokemiska och modala beräkningarna visar att Nallognejsens protolit kan ha varit en granodiorit/monzogranit eller av tonalitisk sammansättning. Nallognejsen identifierades i två huvudsakliga områden, dels runt Nallo och dels vid toppen av 1825. Prover av båda sammansättningarna återfanns inom båda områden varför ingen geografisk uppdelning kan göras av de två typerna. De två grupperna i klassificeringsdiagrammen skulle kunna motsvara två bergarter av olika sammansättning men det är svårt att visa i detta fall, det kan likaväl röra sig om en inhomogen bergart vilken domineras av

Huruvida Nallognejsens protolit intruderat tillsammans med den gabbro som gett upphov till Kebne gångkomplex eller förts samman med gångkomplexet under skolltransporten är svårt att avgöra. Nallognejsen innehåller mörka band vilka utgör rester av diabaser och kan indikera att graniten varit associerad med gabbron vilken intruderats av diabaser. Förvisso är diabaser ett vanligt inslag i graniter och förekommer även i Vistasgraniten i angränsande områden (Paulsson, 1996). Att Nallognejsen skulle kunna korreleras med Vistasgraniten är dock inte troligt då de två bergarterna har olika utseende och förekommer på olika nivåer i tektonostratigrafien. Uteslutet är dock inte att Nallognejsens protolit intruderat utan association med gångkomplexet och förts samman med Kebne gångkomplex under skolltransporten.

Om de tektoniska diskrimineringsdiagrammen är tillförlitliga har Nallognejsens protolit intruderat i en volcanic arc och därför kan det inte heller uteslutas att intrusionen skett i samband med Balticas subduktion under Laurentia. För att noggrannare kunna bestämma Nallognejsens ursprung krävs att dess kristallisationsålder fastställs genom datering.

Boginjiramytoniten. Denna enhet är en deformerad bergart som har sitt ursprung i Vistasgraniten vilken ingår i Mårma-komplexet. Tektonostratigrafiskt befinner sig Mårmakomplexet under Höktoppsmyloniten (Paulsson, 1996) och i vattenfallet Biegganjiva i Mårmaområdet norra del påträffades Boginjiramytoniten direkt under Höktoppsmyloniten. Boginjiramytoniten är till skillnad från Vistasgraniten hårt skjuvad och mylonitiserad och förekommer även som en sekvens i Höktoppsmyloniten i Piegatjåkkas nordvägg. Detta är troligtvis ett resultat av imbrikering då bergarterna skjuvats samman. Mylonitiseringen av Vistasgraniten har troligtvis skett under skolltransporten och Boginjiramytoniten utgör den yttre delen av Vistasgraniten vilken tog upp det mesta av deformationen.

Kebne gångkomplex. Den amfibolit som återfanns överst i tektonostratigrafien i både Mårma och Nallo tolkas i detta arbete som att härstamma från en grovkornig gabbro vilken intruderats av mafiska gångar. Liknande gångkomplex återfinns i andra delar av Sevens skollkomplex och anses ha sitt ursprung i Balticas kontinentkant. I dessa andra områden byggs gångkomplexen upp till 80% av mafiska gångar (tex. Sarek) och innehåller sekvenser av sedimentära bergarter (Sarek, Indre Troms). Gångkomplexet i Mårma/Nallo utgör en del av Kebne gångkomplex vilket i dessa två områden har en lägre andel mafiska gångar och saknar sedimentärt inslag. Amfiboliten i Mårma/Nallo härstammar därför troligtvis inte från en riftad kontinentkant utan bildades snarare i havsbottenmiljö och kan anses utgöra en undre sekvens av en ofiolit. Ytterliggare indikationer på att gångkomplexet ursprungligen bildats i havsbottenmiljö är de ansamlingar av epidot som påträffades nära toppen av Kåtotjåkka.

Epidotansamlingar av sådan omfattning bildas genom spilitisering vilket sker då lava reagerar med havsvatten.

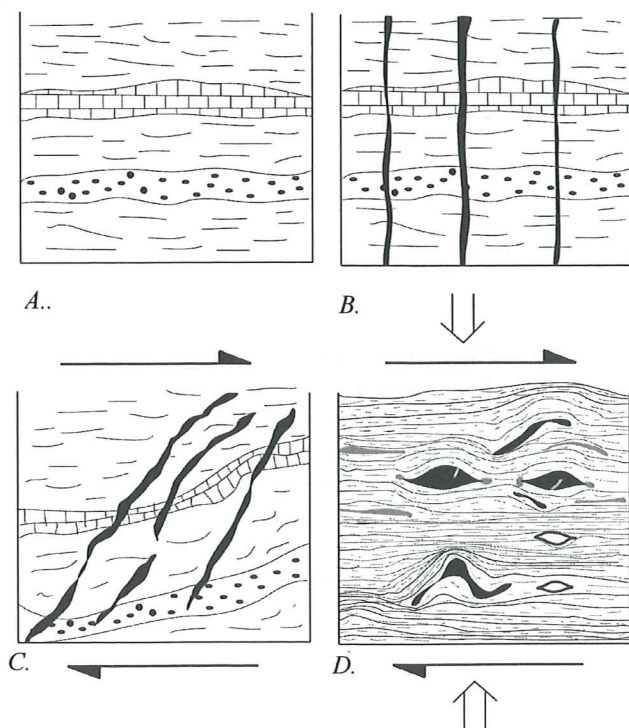
5.2 Deformation och metamorfos

Strukturer. De strukturgeologiska observationer som gjordes under fältarbetet tyder på att de karterade områdena genomgått två huvudsakliga faser av deformation. Majoriteten av rörelseindikatorerna visar östlig vergens och representerar skolltransport och överskjutningar i samband med orogenesens uppbyggande fas. Detta var en utdragen deformationshändelse och resulterade bland annat i de transversella veck vilka bildades genom progressiv rotation av nord-sydliga veck. Det andra huvudsakliga deformationstillfället är den gravitativa kollapsen av bergskedjan. Vid denna kollaps bildades de flexurer som påträffades rikligt i Nallo men även i Mårma. Flexurerna visar både östlig och västlig vergens och tillsammans med den normalförkastning som separerar Seve bergarter från Köli bergarter i Nalloområdet västra del är de det starkaste beviset på gravitativ kollaps.

Metamorfos. Den generella metamorfa graden i Seveskollkomplexet är amfibolitfacies (Andréasson och Gorbatschev, 1980). I Mårma och Nallo tycks även detta vara fallet med undantag av Nallognejsen. Mineralparagenesen granat + biotit + klorit i Nallognejsen motsvarar grönskifferfacies vilket kan betyda att Nallognejsen inte har intruderat tillsammans med Kebne gångkomplex. Mineralparagenesen kan dock vara ett resultat av retrograd deformation vilket innebär att även Nallognejsen kan ha motsvarat amfibolitfacies. I Kebne gångkomplex är den vanligaste paragenesen plagioklas + hornblände + zoisit + granat + skapolit representativt för amfibolitfacies. Eventuellt högre metamorf grad påträffades på en lokal i Nalloområdet där bland annat omvandling av rutil till titanit tyder på retrograd metamorfos.

5.3 Höktoppsmyloniten och dess migmatisering

Höktoppsmyloniten har ett sedimentärt ursprung vilket indikeras av dess utseende samt lager av kvartsit och linser av kalksilikat. I fig. 30. sammanfattas Höktoppsmylonitens historia från sedimentär bergart till det deformerade och migmatiserade utseende som påträffades i Mårmaområdet. Huruvida sedimenten avsattes som riftyllnad på Balticas kontinentkant i samband med kontinenternas uppsprickning (vilket föreslås i tidigare arbeten (Kathol, 1989)) eller om sedimenten har ett annat ursprung är svårt att avgöra. Denna fråga kan delvis besvaras om de diabasgångar som gett upphov till metabasitboudinerna kan korreleras med andra mafiska gångar i Seveskollkomplex. Den deformation och metamorfos som gett upphov till uppsmältningen av Höktoppsmyloniten har antagligen skett i samband med skolltransport och skjuvning. Höktoppsmyloniten kan dock ha ett äldre bildningstillfälle då liknande sediment i Kalak påträffats som inneslutningar i graniter vilka daterats till ca 850 Ma (Andreasson, pers komm). För att ytterligare precisera och datera Höktoppsmylonitens bildning och deformation bör zirkoner funna i dess leukosom dateras. Att Höktoppsmyloniten utsatts för tryck och temperaturer som motsvarar den andra sillimanintisograden är bevisat genom den smältreaktion som gett upphov till leukosomet.



Andra mineralparageneser (K-fsp + muskovit + granat) indikerar övre amfibolitfacies och förekomsten av myrmekit motsvarar temperaturer mellan 500°C och 600°C.

5.4 Korrelation med angränsande områden

De tektonostratigrafiska enheterna i Mårma och Nallo kan väl korreleras med observationer från Indre Troms i norr till Kebnekaise i söder. Då hela Seveskollan finns exponerad från den översta toppamfiboliten till kontakten med den Mellnersta alloktonen i Mårmaområdet kan detta område väl jämföras med angränsande områden. Den största skillnaden mot de angränsande områdena är avsaknaden av den undre amfiboliten vilken identifierats i Indre Troms (Stølen, 1994) och i Kebnekaise (Nilsson, 1992, Page, 1993). Denna amfibolit benämns i Kebnekaise som Tarfala-Aurek-amfiboliten. I Nalloområdet påträffades inte heller denna amfibolit och den anses saknas i området, dock har detta arbete inte utförts i några enheter som befinner sig under Höktoppsmyloniten i tektonostratigrafin. Nedan följer kommentarer till de angränsande områdena enligt fig. 31.

Fig. 30. Schematisk bild av hur Höktoppsmyloniten bildats från ett ursprungligt psammitiskt/pelitiskt sediment med karbonat- och sandlager till ett deformerat och metamorfoserat metapelit. De mafiska gångar som intruderar sedimenten i B. roteras, veckas och slits av under deformationen i C. och D. och bildar slutligen de metabasitboudinerna i vilkas tryckskuggor leukosomet kristalliserat (leukosomet illustreras som grå lager och ansamlingar i D.). Stromatisk migmatit och leukosom utan anslutning till boudinerna tyder på att Höktoppsmyloniten varit utsatt för temperaturer mellan 700 och 800 °C. Förekomsten av extensions- och kompressionsstrukturer i Höktoppsmyloniten är ett resultat av både pure och simple shear samtidigt vilket pilarna i D. anger. Lager av kvartsit och kalksilikatboudiner (ej ifyllda boudiner) i D. är rester av de ursprungliga karbonat- och sandlagren i A.

Indre Troms: Stølen (1994) beskriver en kyanitbärande ögongnejs med metabasitlinsor vilken kan korreleras med Kebnekaiseområdets Storglaciärens gnejs. Direkt ovanpå denna ögongnejs sitter ett mafiskt gångkomplex, Rohkunborris kollen, vilken inte direkt kan jämnställas med Kebne gångkomplex då den huvudsakligen utgörs av sedimentära bergarter (främst karbonater) som intruderats av mafiska gångar. Under ögongnejsen beskriver Stølen (1994, 1997) en psammitisk gnejs och en undre amfibolit vilka båda saknas i Mårma och Nallo. Den dolomitbärande sekvensen tillhörande Mellersta alloktionen i Mårmaområdets norra del kan däremot korreleras med Målselvskollen i Indre Troms.

Torneträsk. Abiskoskollen i Torneträskområdet kan korreleras med den dolomitbärande Mellersta alloktionen i Mårmaområdet. Ovanpå Abiskoskollen kommer en kvartsrik skiffer (Lindström et al. 1985) vilken kan jämföras med den

området en amfibolit vilken kan korreleras med Kebne gångkomplex.

Mårma/Vistas: Paulsson (1996) och Sandelin (1997) tolkade ursprungligen Vierrutjokkaamfiboliten som en nordlig fortsättning på Tarfala-Aurek amfiboliten i söder. Detta har senare omtolkats så att Vierrutjokkaamfiboliten kan korreleras med Kebne gångkomplex (Paulsson, pers komm) och underliggande enheter passar då bättre in. Till exempel kan Höktoppsmyloniten då korreleras med Storglaciärens gnejsen vilket stämmer bra in på de båda bergarternas utseende. I Mårmakomplexet ingår Vistasgraniten vilken är protolit till den i detta arbete beskrivna Boginjiramytoniten.

Tarfala, Ladjuvaggi och Singi (Kebnekaise): Den översta delen av Seveskollans tektonostratigrafi i Kebnekaise stämmer väl överens med Nallo och Mårma. Kebne gångkomplex överlagrar Storglaciärens gnejsen (Andreasson och Gee, 1989)

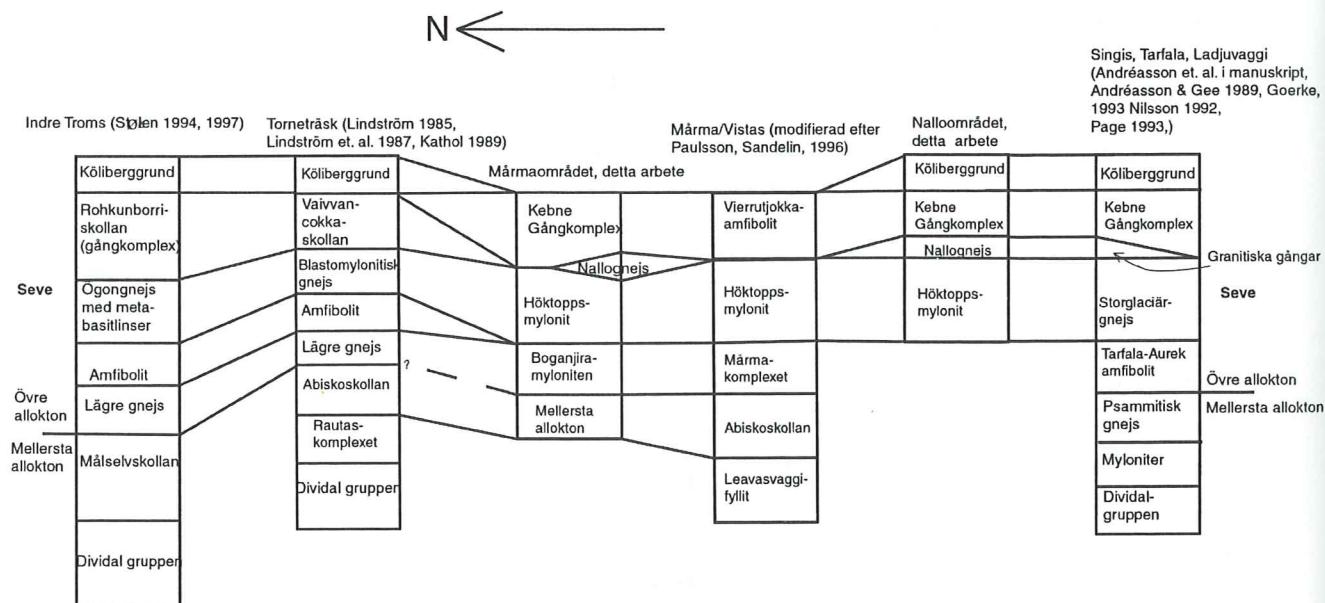


Fig. 30. Tektonostratigrafisk korrelation av de i detta arbete undersökta områdena och tidigare undersökta områden norrut och söderut i fjällkedjan

lägre gnejsen i Indre Troms men som tycks försvinna längre söderut. Den blastomylonitiska gnejs som överlagrar skiffren innehåller linsor av amfibolit och är förmodligen en nordlig utsträckning av Höktoppsmyloniten/Storglaciärgnejsen. Den översta enheten tillhörande Seveskollen är liksom i övriga Kebnekaise-

och i Tarfala har även en gnejs identifierats mellan dessa enheter vilken påminner om Nallognejsen (Andreasson, pers komm.). Under Storglaciärens gnejsen i Kebnekaise saknas Mårmakomplexet och Boginjiramytoniten och Storglaciärgnejsen underlagras istället av en undre amfibolit, Tarfalaamfiboliten (Nilsson, 1992).

6 Slutsatser

Tektonostratigrafin i Nallo och Mårma kan väl korreleras med angränsande områden. Utöver tidigare kända gnejs, mylonit och amfibolit identifierades två nya enheter, Nallognejsen och Boginjiramytoniten. Boginjiramytoniten tolkas här som en kraftigt deformerad yttre del av Vistasgraniten. Nallognejsen har även den ett granitiskt ursprung och den geokemiska analysen gav följande resultat:

- Sammansättningen varierar mellan monzo/granodioritisk och tonalitisk.
- De tektoniska diskrimineringsdiagrammen indikerar att protoliten intruderade i öbågemiljö.
- Spårelement och REE-mönstren indikerar öbågemiljö.

De strukturer som identifierades i fält tyder på två huvudsakliga deformationshändelser.

- En kompressionsrelaterad prograd fas av deformation i samband med skollornas överskjutning.
- En extensionsrelaterad fas av deformation i samband med fjällkedjans gravitativa kollaps.

Deformationsrelaterad migmatisering av Höktoppsmyloniten har gett upphov till ansamlingar av leukosom i lågtrycksområden i anslutning till metabasitboudiner. Denna migmatisering karaktäriseras av följande:

- Leukosomet har bildats genom partiell uppsmältning av Höktoppsmyloniten enligt reaktionen $\text{biotit} + \text{sillimanit} + \text{plagioklas} + \text{kvarts} \rightarrow \text{granat} + \text{K-fsp} + \text{smälta}$.
- Smältreaktionen har gett upphov till en yngre generation granater.
- En tryckgradient orsakad av deformation har lett till migration av smältan innan den kristalliserat.

7 Tack

Först och främst vill jag rikta ett stort tack till min handledare professor P-G Andréasson för ovärderlig hjälp både i fält och under sammanställningen av detta arbete. Tack till Vetenskapsrådet för ekonomiskt stöd genom P-G Andréasson och Abisko Naturvetenskapliga Station för logi vid fältarbetet. Tack även till min gode vän Anders Lundgren för trevligt sällskap i fält.

8 Tabeller

Prov	Kvarts	Plagioklas	K-fältspat	Biotit	Epitot	Titanit	Granat	Muskovit	Totalt
G1	176	107	158	11	3	5	6	34	500
53	158	126	106	76	4	0	12	18	500
15/8	203	140	0	67	4	0	26	60	500
7	141	171	4	124	17	8	32	2	500

Prov	Kvarts i % av Qz+pl+K-fsp	Plagioklas i % av Qz+pl+K-fsp	K-fältspat i % av Qz+pl+K-fsp	Qz+pl+K-fsp
G1	40	24	36	100
53	40	33	27	100
15/8	59	41	0	100
7	44.8	54	1.2	100

Tabell 1. Punkträkning av fyra tunnslip från Nallognejsen visar att de modala beräkningarna stämmer bra överens med de normativa med avseende på klassificering av bergarten. De två övre slipen kommer från Nallognejs som motsvarar granodiorit/monzodiorit och de två undre motsvar tonalitisk sammansättning.

Typ	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	FeO	Totalt
Äldre	4.19	21.02	38.88	1.42	1.79	33.54	100.86
Äldre	4.80	21.57	39.67	0.98	1.43	33.71	102.16
Äldre	4.78	20.76	37.88	1.15	1.51	33.72	99.80
Yngre	3.26	20.34	37.53	3.54	1.40	32.53	98.62
Yngre	1.65	20.08	37.29	0.66	3.98	34.84	98.50
Yngre	1.79	20.44	37.58	0.75	3.32	36.07	99.95

Tabell 2. Huvudelementens oxidsammansättning i vikts-% hos de äldre och yngre granaterna. Liknande värden återfinns i granater från båda generationerna med undantag av MnO och MgO.

9 Referenser

- 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. & Gee, D. G., 1989a: Baltoscandia's outer margin (the Seve Nappe Complex) in the Kebnekaise-Singis area of Norrbotten, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 111, 378-381.
- Andréasson, P. G. & Gee, D. G., 1989b: Bedrock geology and morphology of the Tarfala area, Kebnekaise Mts. *Geografiska annaler* 71A, 235-239.
- Andréasson, P. G. & Gorbatshev, R., 1980: Metamorphism in extensive nappe terranes: a study of the central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 102, 335-357.
- Andréasson, P. G., Svenningsen, O. M. & Albrecht, L., 1998: Dawn of Panerozoic orogeny in the North Atlantic tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *GFF* 120, 159-172.
- Andréasson, P. G., Page, L. M., Paulsson, O., Gee, D. G., Goerke, U., Boman, D., Lundgren, A., Nilsson, W. P., Rehnström, E. F. & Sandelin, S., *manuskript*: Tectonostratigraphy and regional correlation of the Seve Nappe Complex, Kebnekaise-Abisko Mts., Scandinavian Caledonides.
- Brown, M., 1994: The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews* 36, 83-130.
- Brown, M. & Rushmer, T. 1997: The role of deformation in the movement of granitic melt: views from the laboratory and from the field. In: M. B. Holness (ed.): *Deformation-enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*, Chapman & Hall, London.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210.
- Gee, D. G., 1975: A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science* 275A, 468-515.
- Goerke, U. 1993. *Geologische Untersuchungen im südlichen Kebnekaise-Gebiet, Tarfala, in den Skandinavischen Kaledoniden, Nordschweden*. Diploma Thesis, Ruprecht-Karls-Inversität, Heidelberg.
- Hand, M. R. & Dirks, M. G. P., 1992: The influence of deformation on the formation of axial-planar leucosomes and the segregation of small melt bodies within the migmatitic Napperby Gneiss, central Australia. *Journal of Structural Geology* 14, 591-604.

- Kathol, B., 1989: Evolution of the rifted and subducted Late Proterozoic to Early Paleozoic Baltoscandian margin in the Torneträsk section, northern Swedish Caledonides. *Stockholm Contributions in Geology* 42, 1-83.
- Kulling, O., 1964: Översikt över norra Norrbottenfjällens Kaledonidberggrund. *Sveriges Geologiska Undersökning Ser C* 19, 1-166.
- Lindström, M., 1987: Northernmost Scandinavia in the geological perspective. *Ecological Bulletins* 38, 17-37.
- Lindström, M., Bax, G., Dinger, M., Dvoratzek, M., Erdtmann, W., Fricke, A., Kathol, B., Klinge, H., von Pape, P. & Stumpf, U. 1985: Geology of a part of the Torneträsk section of the Caledonian front, northern Sweden. In: D. G. Gee & B. A. Sturt (eds.): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, 507-513. John Wiley and Sons, Chichester.
- Nilsson, P. 1992. *Caledonian geology of the Ladtjovaggi valley, Kebnekaise Area, northern Swedish Caledonides*. Examensarbeten i Geologi Nr 43, Lund University.
- Page, L. M., 1993: Tectonostratigraphy and Caledonian structure of the Singis-Tjuoltajaure area, central Norrbotten Caledonides, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 115, 165-180.
- Paulsson, O. 1996. *Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna*. Examensarbeten i Geologi Nr 80, Lund University.
- Roberts, D. & Gee, D. G. 1985: An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: D. G. Gee & B. S. Sturt (eds.): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, 55-68. John Wiley and Sons, Chichester.
- Sandelin, S. 1997. *Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna*. Examensarbeten i Geologi Nr 81, Lund University.
- Spear, S. F., 1993: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America*, Washington.
- Stephens, M. B. & Gee, D. G. 1985: A tectonic model for the evolution of eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. In: D. G. Gee & B. S. Sturt (eds.): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, 953-978. Wiley and Sons, Chichester.
- Sturt, B. A., Pringle, I. R. & Ramsay, D. M., 1978: The Finnmarkian Phase of the Caledonian Orogeny. *Journal of the Geological Society of London* 135, 597-610.
- Stølen, L. K. 1994. *The rift-related mafic dyke complex of the Rohkunborri Nappe, Indre Troms, northern Scandinavian Caledonides*. Ph D Thesis, Lund University.

- Stølen, L. K., 1997: Bedrock geology of the Altevåtn-Måskanvarri area, Indre Troms, Northern Scandinavian Caledonides. *Norges Geologiske Undersøkelse* 432, 5-23.
- Torsvik, T. H. & Rehnström, E. F., 2001: Cambrian Palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. *Journal of the Geological Society of London* 158, 321-329.
- Törnebohm, A. E., 1896: Grunddragen av det centrala Skandinaviens Bergbyggnad (with summary in German). *Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar* 28, 1-211.
- Vernon, R. H., 1998 & Collins, J. W. 1988: Igneous microstructures in migmatites. *Geology* 16, 1126-1129.
- Widmark, T., 1980: Staining of albite. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 101, 357-358.

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

81. Sandelin, Stefan, 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
82. Meyerson, Jacob, 1997: Uppermost Lower Cambrian - Middle Cambrian stratigraphy and sedimentary petrography of the Almbacken drill-core, Scania, southern Sweden.
83. Åkesson, Mats, 1997: Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av postglacialt bildade järn- och manganmineral i en drumlinformad rygg.
84. Ahlgren, Charlotte, 1997: Late Ordovician communities from North America.
85. Strömberg, Caroline, 1997: The conodont genus *Ctenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden.
86. Borgenlöv, Camilla, 1997: Vätskeinklusioner som ledtrådar till bildningsmiljön för Bölets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geokemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.
88. Gunnemyr, Lisa, 1997: Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten - en geologisk och hydrogeologisk studie av Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland.
89. Antonsson, Christina, 1997: Inventering, hydrologisk klassificering samt bedömning av hydrogeologisk påverkan av våtmarksområden i samband med järnvägstunnelbyggnation genom Hallandsåsen, NV Skåne.
90. Nordborg, Fredrik, 1997: Granens markpåverkan - en studie av markkemi, jordmånsbildning och lermineralogi i gran- och lövskogsbestånd i södra Småland.
91. Dobos, Felicia, 1997: Pollen-stratigraphic position of the last Baltic Ice Lake drainage.
92. Nilsson, Johan, 1997: The Brennvinnsfjorden Group of southern Botniahalvøya, Nordaustlandet, Svalbard - structure, stratigraphy and depositional environment.
93. Tagesson, Esbjörn, 1998: Hydrogeologisk studie av grundvattnets kloridhalter på östra Listerlandet, Blekinge.
94. Eriksson, Saskia, 1998: Morängenetiska undersökningar i klintar vid Greifswalder Boddens södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaur (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *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. Eyjafjallajökull volcano, South Iceland.
104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av 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 granatamfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimatoscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söderåsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök.
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne.
125. Kjöllström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidigholocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning 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, 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: Sierggaväeskollans 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 grundvattenanläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.