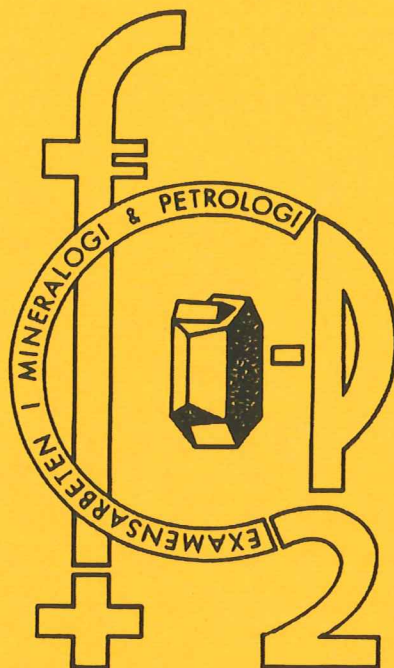


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Mineralogi och petrologi



Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna

Oskar Paulsson

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600955085

amensarbete, 20 p
stitutionen, Lunds Universitet

Nr 80

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Mineralogi och petrologi



Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise,
Skandinaviska Kaledoniderna

Oskar Paulsson

Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna

Abstract

The Seve Nappe Complex of the Upper Allochthon contains parts critical to the understanding of the origin and evolution of the Scandinavian Caledonides. The metamorphic grade of the complex is generally amphibolite, locally eclogite facies. The protolith of the underlying Särvi Nappes of the Middle Allochthon is very similar to that of parts of the Seve Nappe Complex.

The studied area consists of mylonites derived from metasedimentary rocks and slices of crystalline rocks. The units can be correlated with the Middle allochthon in the central Scandinavian Caledonides. Results obtained from Kober dating of zircons of the crystalline rock (Vistasgranit) are so far inconclusive; however, a Sveconorwegian origin of the granite cannot be excluded. If so, this unit could have derived from a northern extension of the Sveconorwegian province.

Due to the higher metamorphic grade of rocks of the Middle Allochthon in the Kebnekaise area, the traditional distinction between the Särvi Nappes and the Upper Allochthon becomes less significant.

Oskar Paulsson
Avdelningen för Mineralogi och Petrologi
Geologiska institutionen, Lunds Universitet
Sölvegatan 13
S-223 62 LUND

Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna

Innehåll

| | Sida |
|--|------|
| 1 Inledning..... | 2 |
| 2 Geologin i de Skandinaviska Kaledoniderna..... | 2 |
| 2.1 Seveskollkomplexet..... | 3 |
| 3 Undersökningsområdet..... | 4 |
| 4 Metodik..... | 4 |
| 5 Geologin i Vistas-Mårmaområdet..... | 6 |
| 5.1 Tektonostratigrafi..... | 6 |
| 5.2 Bergartsbeskrivning..... | 6 |
| 5.3 Strukturer..... | 14 |
| 6 Analyser av Vistasgraniten..... | 15 |
| 6.1 Inledning..... | 15 |
| 6.2 Kobermetoden..... | 15 |
| 6.2.1 Metodik..... | 17 |
| 6.2.2 Resultat..... | 17 |
| 6.3 PIXE..... | 19 |
| 6.3.1 Metodik..... | 19 |
| 6.3.2 Resultat..... | 21 |
| 6.4 Elektronmikroskop..... | 22 |
| 6.4.1 Metodik..... | 22 |
| 6.4.2 Resultat..... | 22 |
| 6.5 Diskussion av analysresultaten..... | 23 |
| 7 Diskussion..... | 25 |
| 7.1 Geologin i Vistas-Mårmaområdet..... | 25 |
| 7.2 Angränsande områden..... | 26 |
| 7.2.1 Kommentarer..... | 27 |
| 7.2.2 Korrelationer..... | 27 |
| 8 Slutsatser..... | 29 |
| Tack..... | 29 |
| Referenser..... | 30 |
| Berggrundskarta med oleat | |

1 Inledning

De Skandinaviska Kaledoniderna bildades under en kollision mellan kontinenterna Baltika och Laurentia. Fjällkedjan har en hög blottningsgrad och en djupt gående erosion. Detta gör att den 1700 kilometer långa bergskedjan erbjuder unika möjligheter att undersöka händelser som föregår vid en kontinent-kontinent kollision.

Under senprekambrium och tidigt kambrium bröts en superkontinent upp och ett hav bildades mellan det som blev Baltika och Laurentia, detta hav kallas Iapetushavet (Bond et al, 1984; Soper, 1994). På kontinenternas diabasintruderade kanter avsattes sediment och i havet utvecklades en oceanskorpa (Solyom et al., 1979). Det är från dessa miljöer som sevebergarterna har sitt ursprung.

När havet började sluta sig under senkambrium till senordovicium imbrikerades den Baltoskandiska kontinentkanten (Andréasson, 1994). Stängningen av Iapetushavet ledde också till subduktion av kontinentkanten vilket gav upphov till en högtrycktmetamorfos. I silur och devon skedde kontinent-kontinent kollisionen och Sevekomplexet skjuvades tillsammans med övriga bergarter upp på den Baltoskandiska kontinentkanten (Andréasson, 1994). Sevekomplexet innehåller många ledtrådar som kan hjälpa oss att förstå de processer som verkar vid en uppsprickning av en kontinent och vid en kontinent-kontinent kollision. Det är därför särskilt intressant att kartera var det finns och inte finns sevebergarter och att klargöra vilket ursprung och historia de har.

2 Geologin i de Skandinaviska Kaledoniderna

De Skandinaviska Kaledoniderna är uppbyggda av flackt liggande enheter, skollor, (Stephens, 1988). Det är genom att korrelera de olika skollorna som man kan få en uppfattning om fjällkedjans stratigrafi, uppbyggnad och bildning. Den Skandinaviska fjällkedjan har traditionellt uppdelats i fem olika grupper där de fyra översta är transporterade, alloktoner, medan den understa har bildats direkt ovanpå den prekambrisk berggrunden, autokton (Kulling, 1972; Gee & Zachrisson, 1979). Denna uppdelning bygger på enheternas metamorfa grad och var de har haft sin protolit. Klassificering grundar sig på erfarenheter från de södra och centrala delarna av den Skandinaviska fjällkedjan, den är därför inte alltid praktisk att använda i de norra delarna, som delvis har en annan historia. Indelningen i grupper är: autokton, lägre, mellersta, övre och översta alloktonen.

Autoktonen: Denna grupp innehåller mestadels kambriska och ordoviciska sediment avsatta ovanpå den prekambrisk berggrunden. Dessa bergarter har inte transporterats under kollisionen. De är ibland så odeformerade att man kan hitta fossil. På andra ställen kan de vara starkt deformerade pga. överskjutningen av skollorna.

Lägre alloktonen: Gruppen består till stor del av korttransporterade kontinental sedimentbergarter och skivor av kristallint urberg. De har ofta blivit deformerade till skiffrar och fylliter.

Mellersta alloktonen: Här finner man sedimentbergarter från den Baltoskandiska sidan av oceanen, strandnära sediment eller sediment avsatta ovanpå kontinentkanten. Det förekommer också skivor av kristallint berg från själva kontinentkanten.

I de mellersta delarna av de Skandinaviska Kaledoniderna består alloktonen av Offerdalskollan och den överliggande Särsvskollan. Offerdalskollan är uppbyggd av de kristallina bitarna och av sediment, dessa har sedan blivit mylonitiserade. Särsvskollan innehåller metasedimentära bergarter, gångar av diabas och dessutom dolomit. Bergarterna i Offerdalskollan kommer från själva kontinentkanten medan protoliten till Särsvskollan kommer från de strandnära delarna. Dessa enheter har en metamorf grad motsvarande grönskifferfacies (Gee, 1975).

Övre alloktonen: I den övre alloktonen inkluderas Sevekomplexet. Där återfinns bergarter som har sitt ursprung från utkanten av den baltoskandiska kontinentkanten. Protoliten skiljer sig inte mycket från Särsvskollan i den mellersta alloktonen, men dess metamorfa grad är i allmänhet högre, amfibolitfacies och bitvis mycket högre, eclogitfacies. Till övre alloktonen hör också bergarter som kommer från öbågar som låg i Iapetus havet och som skjuvades upp tillsammans med sediment under stängningen av havet. Dessa bergarter ingår i Kölikomplexet och behandlas inte i detta arbete.

Översta alloktonen: Denna består av sediment och vulkaniter från Laurentias kontinentkant, samt av granitiska bergarter från själva kontinentkanten.

2.1 Sevekomplexet

Komplexet bildar ett ca 800 kilometer långt bälte som sträcker sig genom nästan hela fjällkedjan, fig. 1. Den metamorfa graden varierar inom komplexet mest med avseende på trycket, detta tyder på att delarna i komplexet har lite olika historia, temperaturen har regionalt varit hög överallt (Andréasson, 1986). Deformationen varierar också mycket inom komplexet, man kan i vissa delar se bevarade sedimentära strukturer medan andra delar är mylonitiserade.

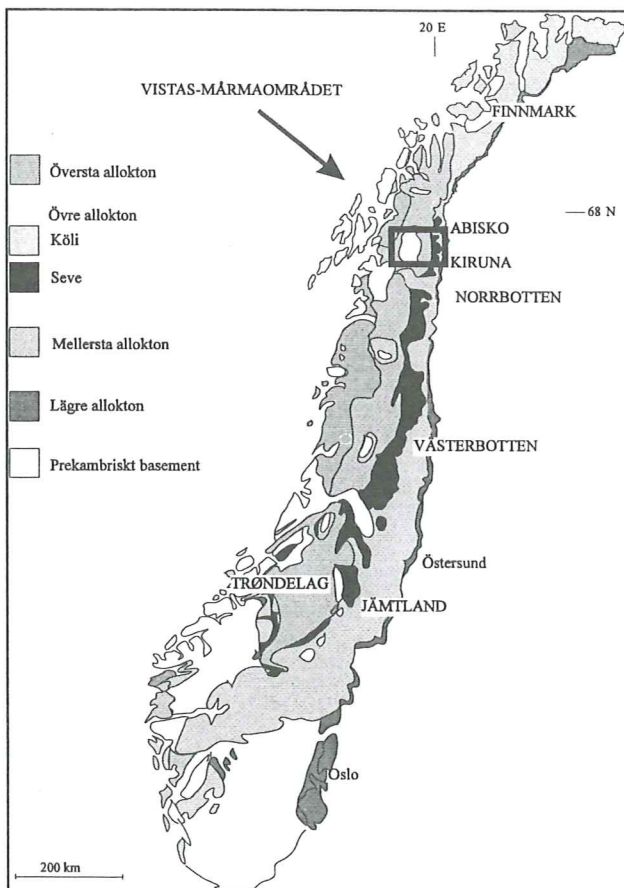


Fig. 1. De Skandinaviska Kaledoniderna med Seveskollkomplexet inlagt som svart. Det undersökta Vistas-Mårmaområdet inrutat.

3 Undersökningsområdet

Det karterade området ligger mellan Kiruna och Abisko, fig. 1. Det ingår i Kebnekaises fjällområde och de centrala delarna ligger ca 25 km norr om Kebnekaises sydtopp. Områdets sydligaste del innefattar Vistas, fig. 2, och i de centrala delarna ligger Mårma, fig. 3. Vistas-Mårmaområdet är ca 20 km x 15 km.

Detta är ett högfjällsområde där de flesta topparna ligger på över 1700 möh och med enstaka toppar runt 1900 möh. Området sträcker sig också ner i dalarna Leavasvåggi och Vistasvåggi vilket innebär att det är en höjdskillnad på 1300 meter inom området. Terrängen är tämligen otillgänglig, ganska kuperad och med mycket stenskravel. Blottningsgraden är i allmänhet god i de centrala delarna av området medan det är sämre med blottningar på norrsluttningen i de norra delarna samt i terrängen sydväst om Leavasvåggi (Bergrundskartan, oleat).

4 Metodik

Fältarbetet

Fältarbetet utfördes under fyra veckor i slutet på sommaren 1995. Arbetet genomfördes tillsammans med Stefan Sandelin och under de två första veckorna under handledning av docent P-G Andréasson. För att kunna täcka hela området använde vi oss av fyra läger, dels tältläger men också inkvartering i STF stugan i Vistas. Transport till och från området skedde med helikopter från Abisko där vi också fick möjligheten att nyttja forskningsstationen för förberedelser inför fältarbetet. Vi använde också Abisko naturvetenskapliga station på vägen ut för en första sortering av de insamlade materialet samt som bas för en kortare exkursion längs Torneträsk och in i Norge.

Laboratoriearbeten

På zirkoner från en granit i området har det genomförts tre olika analyser. Zirkonerna har daterats med hjälp av Kobermetoden, koncentrationen av spårämnen har mätts med hjälp av PIXE och en studie i elektronmikroskop har genomförts.



Fig. 2. Vistasgranitmassiv vid Vistas, bilden tagen norrut.



Fig. 3. Mårmaglaciären och Höktopparna. Mårmakomplexet finns i bildens nedre kant och Höktoppssmyloniten bygger upp hela kammen bortom glaciären.

5 Geologin i området kring Mårma

5.1 Tektonostratigrafi

I området återfinns bergarter tillhörande den övre alloktonen, mellersta alloktonen och lägre alloktonen. Berggrunden har delats in i sex huvudgrupper.



Fig.4. Tektonostratigrafien i Vistas-Mårmaområdet området.

Höktoppsmyloniten och Alip Suordamyloniten innehåller boudiner av diabas och kalksilikat. Mårmakomplexet innehåller två huvudbergarter, Vistasgraniten, en äldre och en yngre diabas. Abiskoskollan är endast närvarande i kartområdets norra del och karterades inte i detta arbete.

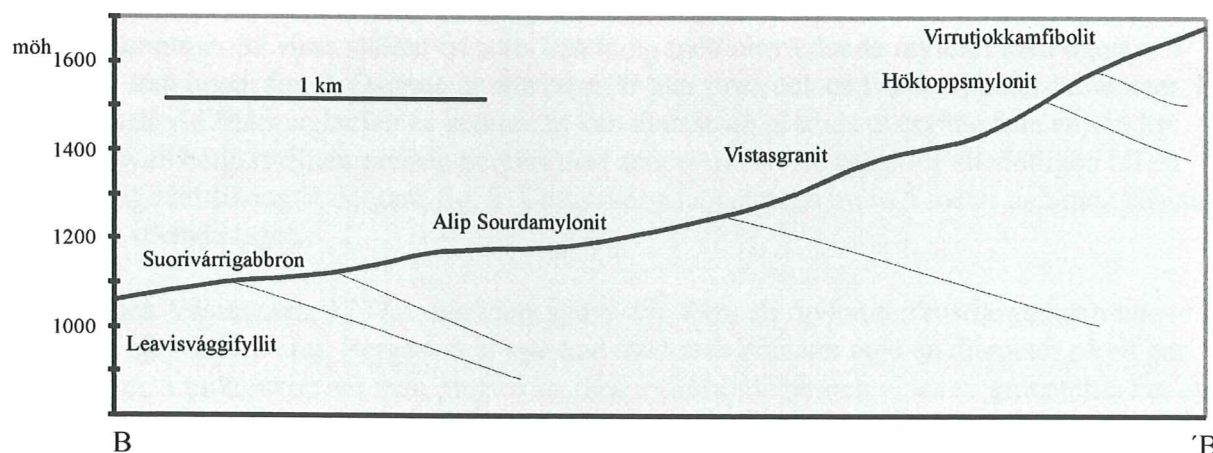


Fig.5. Profil från B till B' (Berggrundskartan) visar tektonostratigrafien i områdets sydöstra del där foliationen stupar ca 40 grader mot NV och samtliga enheter i området utom Abiskoskollan är representerade.

5.2 Bergartsbeskrivning

Vierrutjockamfibolit

Amfiboliten återfinns i de centrala delarna av området, uppdelat på ett östligt och ett västligt område. De östliga området bildar topparna på det högmassiv som ligger öster om Mårmastugan. Det västliga området återfinns p.g.a. kraftig veckning nere i dalen vid Mårmastugan medan topparna väster ut runt Mårmaglaciären består av mylonit. Folieringen i det östliga området stupar svagt mot SV.

I det västliga området stupar den brant in mot de centrala delarna och bildar en synform med veckaxel i öst-västlig riktning.

Amfiboliten i denna del visar tecken på skjuvning med stora färska hornbländen som har växt i deformationsriktningen. I den östliga delen är bergarten finkornigare än i den västra. Den basala kontakten mot myloniten är skarp och lätt att kartera. Foliationen är ner mot kontakten svagt undulerande och på vissa ställen ser man en zon där de olika bergarterna har skjuvats in i varandra.

Höktoppsmyloniten

Denna bergart kan indelas in i en övre och en undre enhet.

Den övre enheten består av en mylonit som har en rosa eller gråaktig färg. Bergarten innehåller många små rosa granater samt små ögon av plagioklas och kvarts. Undersökning i tunnslip visar trasiga granater med inneslutningar, muskovit, biotit, plagioklas och kvarts. I den hårt skjuvade bergarten sitter boudiner av diabas och kalksilikat. Diabasboudinerna kan i vissa fall bli ett par meter i diameter, fig. 6, medan kalksilikatboudinerna oftast mäter ett par decimeter i diameter, fig. 7. Kalksilikatboudinerna innehåller kvartskorn i ett matrix av zoisit. Gränsen till de undre delarna är mycket svårkarterad eftersom den ofta innebär en gradvis övergång till mindre deformerade bergarter.

Den undre delen är en ögongnejs, rosa eller grå till färgen och med centimeterstora ögon och uthålliga ådror av plagioklas och kvarts. Bergarten har inte blivit lika hårt deformerad som den överliggande och innehåller inga boudiner av kalksilikat. Granaterna är rosa och ibland centimeterstora och postkinematiska.

Det förekommer på vissa ställen en sorts bandning med omväxlande mylonit med ögon och mylonit utan ögon, fig. 8. Ögonen är alla ungefär lika stora och ca två centimeter i diameter. I en stor häll vid Mårmaglaciärens ändmorän kan man se en gradvis övergång från en randig, hårt skjuvad bergart till en prickig bergart med successivt större ögon för att slutligen bli en ådrig, migmatitliknande bergart, fig. 9. Detta sker på en sträcka av ca 5 meter och med nästan vertikalt stående lager.

Vid toppen Vássacurru, 1777, i områdets sydvästra hörn, är myloniten rostfärgad och inte särdeles hårt deformerat. Bergarten är späckad med rosa granater med en diameter på ett par millimeter. I mikroskop ser man plagioklas med inneslutningar och vissa av granaterna har en påväxt av biotit. Direkt under denna bergart finns det en bergart som inte är rostfärgad och där ådror och ögon sitter tillsammans med utdragna basiska partier. Gränsen mot det underliggande Mårmakomplexet är inte distinkt.



Fig. 6. Diabasboudin i Höktoppssmyloniten.

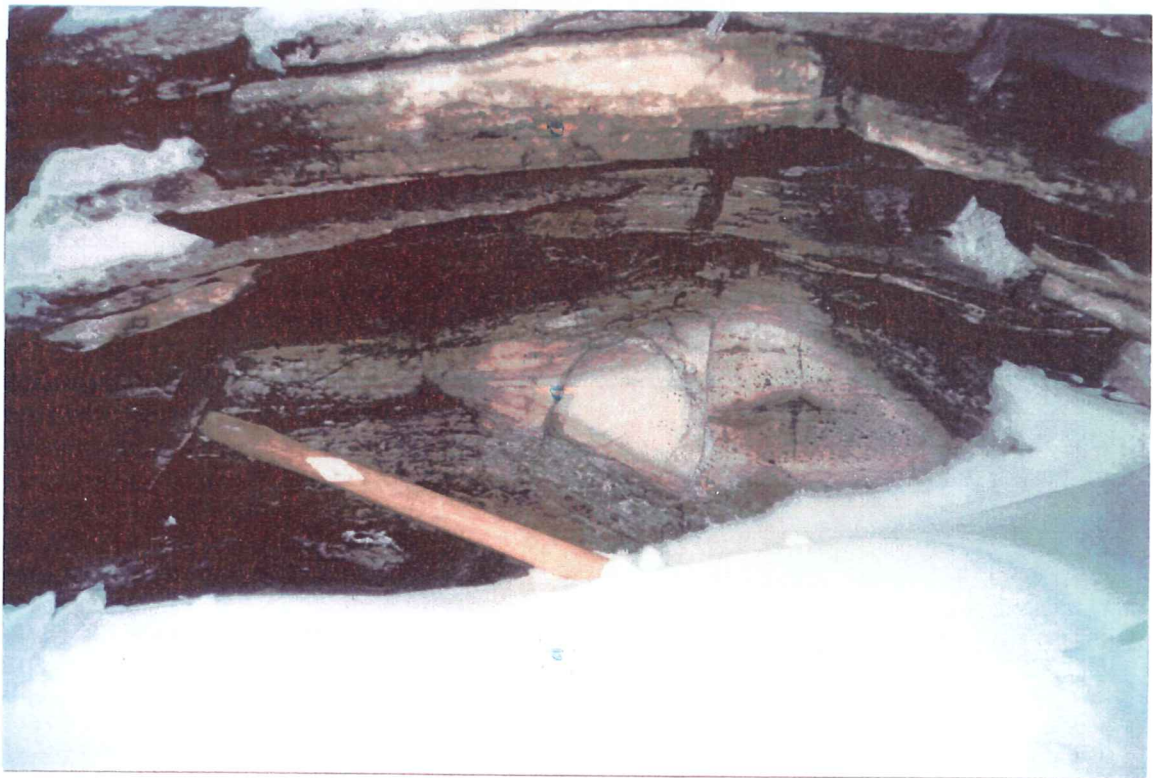


Fig. 7. Kalksilikatboudin i Höktoppssmyloniten.



Fig. 8. Bandning av Höktoppsmyloniten.

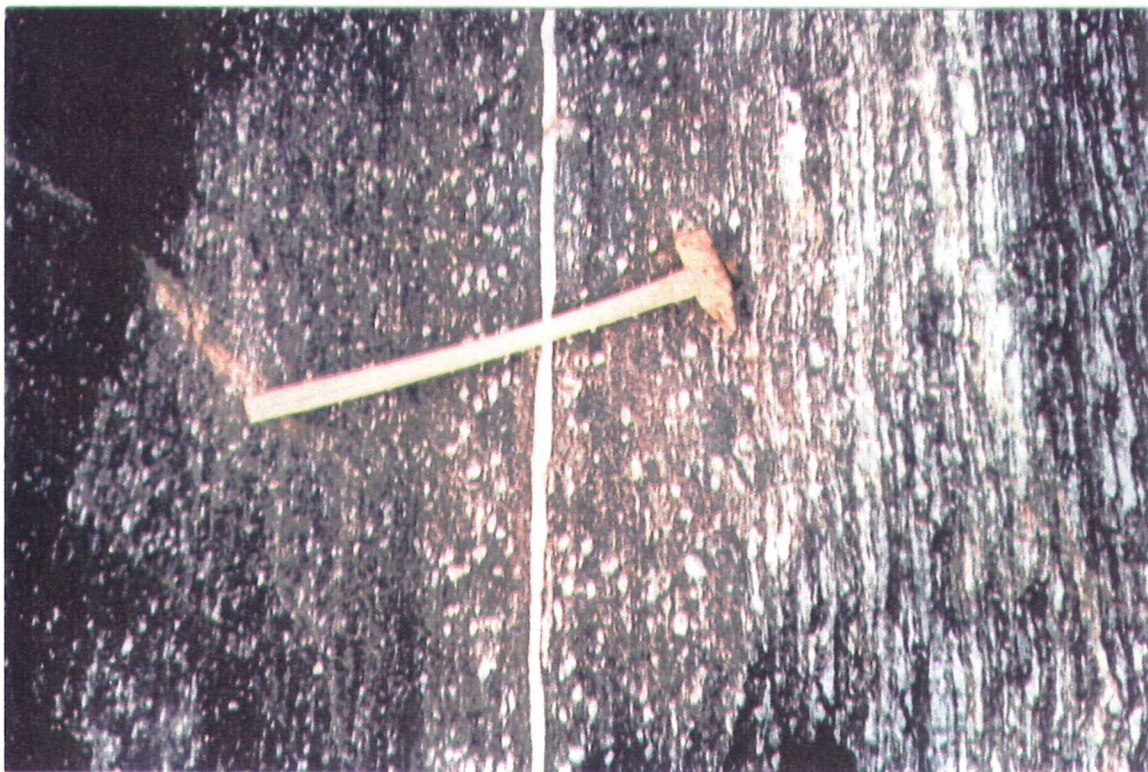


Fig. 9. En sekvens med en gradvis övergång från en migmatitliknande bergart till mylonit.

Mårmakomplexet

Detta är uppbyggt av en granit, Vistasgraniten, som har intruderats av en finkornig diabas och i vissa områden av en grovkornig, äldre diabas. Denna äldre diabas har återintruderats av Vistasgraniten vilket gör att det ibland ser ut som om graniten har intruderat diabasen, fig. 10. De delar av graniten som har återintruderat har en till två centimeter stora ögon av plagioklas och saknar granater. Ögonen har en mantel av finkornigt ljust material, de är i allmänhet odeformerade. Aplitgångarna är oftast finkorniga i kontakten medan de stora ögonen återfinns inne i gången. Vissa delar är så uppsmälta att bitar av diabas simmar i graniten, fig. 11.

Vistasgraniten

Graniten är biotitrik och innehåller stora ögon av plagioklas samt rosa granater. Plagioklasögonen är i vissa fall rektangulära och har en rosa mantel av kalifältspat. Bergarten slås av en finkornig diabas, ett fåtal av diabaserna är dock omvandlade till amfibolit. Man ser lokalt en deformation inne i graniten vilken är senare än de yngre diabasintrusionerna.

På en del ställen påträffas delar av graniten som innehåller fragment av basiter och sedimentära bergarter, basiterna har ofta en krans av rosa granater, fig. 12. Man hittar även en ljus och finkornig dioritisk bergart i detta sammanhang. Denna variation av graniten förekommer både stratigrafiskt över och under den mer homogena graniten. Den främsta lokalen ligger vid sjön 1191 och norr om Vistas i granitens översta kant.

Diabasen

Den äldre diabasen i komplexet är grovkornig och har ofitisk textur, gångarnas tjocklek varierar mellan en halvmeter till flera meter. I mikroskop ser man att plagioklasen inte är sericitiserad och att det finns koronor av ortopyroxen och hornblände runt olivinkristallerna. Den yngre diabasen är finkornigare och har kylda kontakter. Dess gångar slår igenom alla strukturer som finns i samband med den äldre diabasen och är oftast smalare, 0,2-1 meter, fig. 13.

Komplexet uppträder som stora linser och mäktigheten varierar därför mycket, från flera hundra meter på vissa ställen till att helt försvinna på andra. Gränsen mot den underliggande Alip Suordamyloniten är inte tydlig i fält.



Fig. 10. Den grovkorniga diabasen har återintruderats av den uppsmälta graniten.



Fig. 11. En typisk lokal i Mårmakomplexets där graniten har återintruderat den äldre diabasen.



Fig. 12. Variation av Vistasgraniten med basiska fragment, kantade med granater.

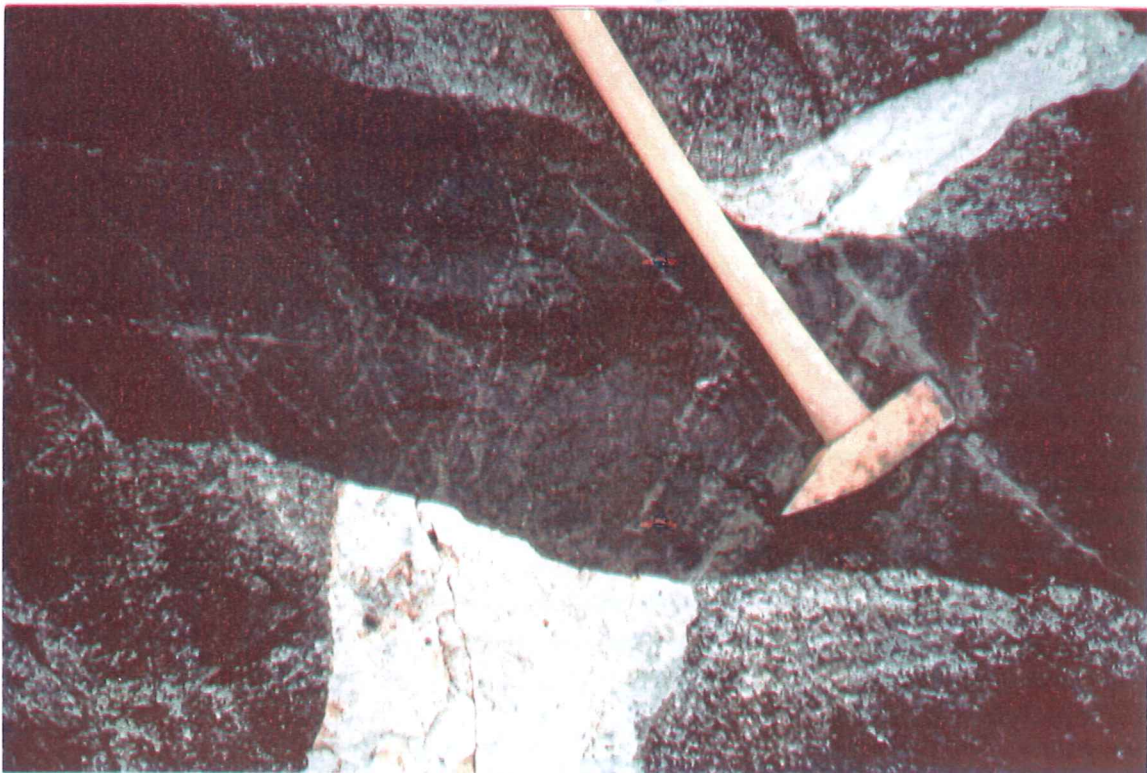


Fig. 13. Den Äldre diabasen (ljusgrå) återintruderas av Vistasgraniten (vit) och slås sedan av den yngre diabasen (svart).

Alip Suordamyloniten

Den undre myloniten varierar i utseende.

I stora områden är Alip Suordamyloniten rosa eller grå till färgen. Den saknar i allmänhet ögon och ådror men innehåller boudiner av diabas och kalksilikat på liknande sätt som Höktoppsmyloniten. Den innehåller endas ett fåtal granater, då med en rosa färg.

Vissa delar av myloniten är dock en ögongnejs med ögon och ådror av ljusa mineral.

En inte så utbredd men karakteristisk del av den undre myloniten är en bergart med stora vita ögon i ett tätt matrix. Ögonens storlek varierar från någon centimeter upp till, i undantags fall, tio centimeter. Det täta matrixet är blåsvart till färgen. Bergarten är mycket kompetent och återfinns ofta som branta väggar.

Suorivárrigabbro

Denna gabbro är associerad med en metasedimentär, diabasintruderad bergart som den överlagrar. I sin undre del är gabbbron ibland ihopskjuvad med en ljusare bergart, de bildar då en svartvit enhet som innehåller rikligt med rosa granater.

Den största förekomsten av gabbbron återfinns i Leavasvággi. Under gabbbron påträffas den gråa metasedimentära bergarten med boudiner av diabas. Metasedimenten är bemängda med små mörka granater.

Vid jokken öster om sjön 925 i områdets allra sydvästligaste del ligger den skjuvade gabbbron direkt ovanpå fylliten och är uppåt i kontakt med Mårmakomplexet.

Sydväst om sjön 812 i kartområdets nordöstra del finns en liten förekomst gabbro, dessutom har P-G Andréasson rapporterat ett större gabbromassiv norr om Vistas-Mårmaområdet. Denna kropp utgör kammen Suorivárri som också har fått sitt namn till gabbbron. Dessa lokaler ligger på samma tektonostratigrafiska nivå som gabbbron i Leavisvággi och de överlagrar de karakteristiska, diabas intruderade metasedimenten. Dessa metasediment påträffas också som ett smalt parti vid profilen B till 'B på nivån mellan Alip Suordamyloniten och Leavasvaggifylliten.

Suorivárrigabbbron är genomsatt av tunna glasiga gångar av diabas vilket ger den ett karakteristiskt utseende.

Leavisvaggifylliten

Denna sekvens består av kloritskiffrar och fyllitiska bergarter. De återfinns vid profil B till 'B och sträcker sig österut till Leavasvággi, dessutom återfinns de vid jock-korsningen sydost om sjön 925 nere i Vistasdalen. Dess foliation är flack och dess metamorfa grad är övre grönskifferfacies.

5.3 Strukturer

I området finns tre stora strukturer.

1. I de västra delarna av området finns en serie med antiformer och synformer. De har veckaxlar i VNV-OSO och med en vergens mot NNO. Vecken inkluderar åtminstone Vierrutjokkamfiboliten, Höktoppsmyloniten och Mårmakomplexet i detta område, fig. 14. Foliationen i Höktoppsmyloniten är relativt flack i de södra delarna av profilen. Vid Mårmaglaciären står foliationen dock brant och bildar en snäv synform, #S, denna synform fortsätter SO ner i Leavasvåggi. Foliationen norr om synformen stupar i myloniten brant åt söder ända fram till amfiboliten. Höktoppsmyloniten bildar ett överstjälpt veck, #Ö, innan den dyker in under Vierrutjokkamfiboliten. Amfiboliten ingår i ena veckbenet på detta överstjälpta veck för att sedan bilda en liten antiform vid Mårmastugan, #A, och en synform, #'S, norr därom. Vierrutjokkamfiboliten försvinner sedan och återkommer inte förrän norr om kartområdet.

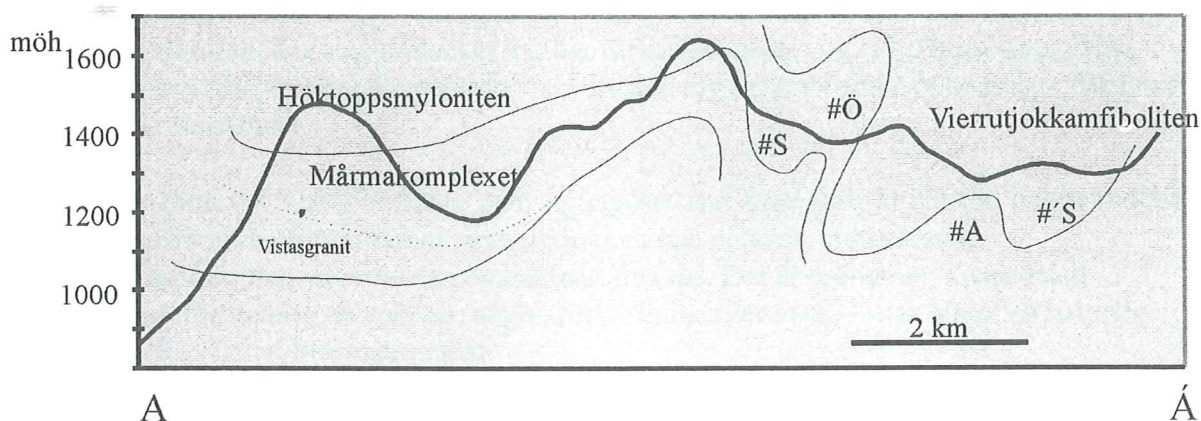


Fig. 14. Profil från A till Á (Berggrundskartan) visar strukturerna främst vid Mårmaglaciären. Den tjocka linjen representerar markytan.

2. Från Mårmaglaciären till öster sjön 1066 löper en duktil och några tiotal meter bred förkastning. Den är på vissa ställen mycket tydlig eftersom den bitvis har blivit rostfärgad. Förkastningen är linjär och verkar opåverkad av synformen som löper i ungefär samma riktning i Leavasvåggi.

3. I områdets östra del finns det två flacka förkastningar där berget har förflyttats öster ut och nedåt. Det södra blocket är förskjutet ca 450 meter i höjdlid medan det norra har förskjutits ca 350 meter, fig. 15 och fig. 16 (Nästa sida).

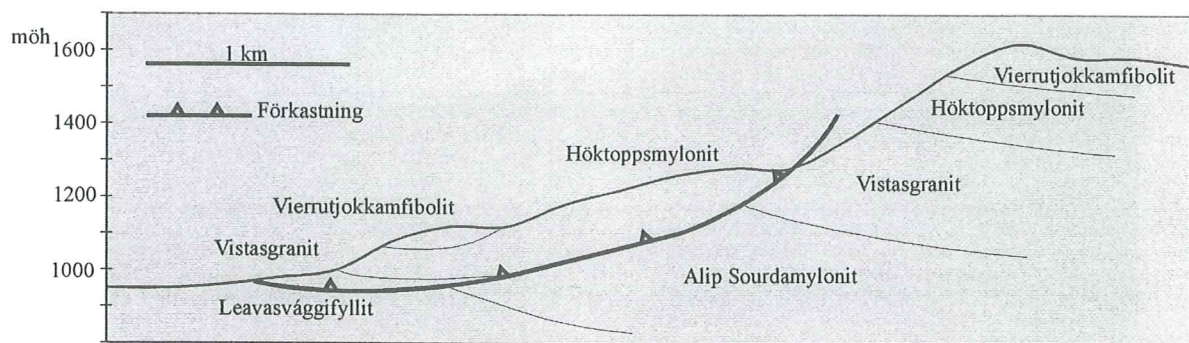


Fig. 15. Profil från C till C' (Berggrundskartan) visande den södra förkastningen.

I norra Mårmadalen innehåller Höktoppsmyloniten en serie små förkastningar som stryker i nord-sydlig riktning, det västra blocket har här förkastats nedåt, fig. 17 (Nästa sida). Man återfinner i myloniten också överstjälpna veck med östlig vergens och isoklinalveck där ljusa partier bildar horisonter.

Söder om jokken vid Vistas befinner man sig mycket lågt stratigrafiskt jämfört med området norrut. Vistasgraniten förekommer nere vid jokken och enheten motsvarande Vierrutjockkamfiboliten sitter nästan omedelbart ovanpå. Det är tydligt att Vistasdalen innehåller en förtunning av enheter, någon förkastning eller veck. Detta bildar en naturlig södra gräns för Vistas-Mårmaområdet.

6 Analyser av Vistasgraniten

6.1 Inledning

Syftet med denna undersökning var att utreda vilken protolit och historia som Vistasgraniten har. Det skulle kunna vara en granit bildad under den Kaledonska orogenesen eller vara en äldre granit från den Baltoskandiska kontinentkanten. De undersökningar som har utförts är åldersbestämning av bergarten med hjälp av evaporation av zirkoner enligt Kobermetoden och elementanalys av en zirkon med "protoninitierad röntgenemission", PIXE. Dessutom har zirkonerna undersökts i elektronmikroskop. Parallellt med denna undersökning har det i Stefan Sandelins examensarbete (Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, 1996) gjorts kemiska undersökningar på de diabaser som intruderar graniten för att fastställa vilken magmatektonisk miljö de representerar samt till vilken generation de hör.

6.2 Kobermetoden

Undersökningen av zirkoner enligt Kobermetoden innebär att en zirkon stegvis evaporeras, de olika blyisotoperna i zirkonen mäts sedan i en masspektrometer. Metoden bygger på att kristallen är helt blyfri när den kristalliserar och att den sedan inte sker något utbyte med de övriga mineralen i bergarten under tidens lopp. Allt Bly som man hittar i zirkonen måste vara sönderfallsprodukter från Uran eller Torium.



Fig. 16. Den södra förkastningen, bilden är tagen västerut. På toppen ligger Vierrutjokkamfiboliten, under den Höktoppsmyloniten. Överskjutningen finns i bildens nedre kant. Vistasgraniten syns inte i bilden.



Fig. 17. Förkastning i Mårmadalens norra del, bilden är tagen norrut.

Man mäter fyra olika isotoper av Bly. Isotoperna ^{206}Pb , ^{207}Pb och ^{208}Pb som är sönderfallsprodukter från Uran och Torium samt ^{204}Pb som finns naturligt. Isotopen ^{204}Pb mäts för att man skall kunna konstatera om zirkonen har läckt Bly efter det att den har kristalliserat. Avsaknad av denna isotop visar att zirkonen inte har släppt in något Bly och man kan då anta att den inte heller har läckt ut något Bly. Isotoperna ^{206}Pb och ^{207}Pb härstammar från sönderfallet av ^{238}U respektive ^{235}U . Det är kvoten mellan dessa blyisotoper, som tillsammans med de olika uranisotopernas sönderfallshastighet och den konstanta kvoten mellan dem i naturen, som ger en modellålder. Man mäter också ^{208}Pb , denna isotop härstammar från Torium och kan tillsammans med isotoperna från Uran ge en lite fingervisning om hur många gånger graniten har blivit uppsmält, detta eftersom Uran mobiliseras lättare än Torium vid en uppsmältning. För en detaljerad beskrivning av Kobermetoden hänvisas till Kober (1986, 1987) och Cocherie et al. (1992)

6.2.1 Metodik

I masspektrometern hettas kristallen upp tills den börjar evaporera, gasen kondenserar sedan på en sval platta bredvid. Efter en tids evaporation värmer man så upp den förut svala plattan stötvis. Det som förut kondenserade på plattan kommer nu att evaporera och leds in i masspektrometern. Varje uppvärmning av kristallen kallas plätering och varje mätning efter det att plattan har hettats upp kallas ett block, man kan köra flera block på en plätering. Detta är en procedur som upprepas med successivt högre temperatur tills zirkonen är helt förgasad.

Resultatet från en analysserie behandlas sedan som kvoterna mellan de olika isotoperna. Kvoten mellan ^{207}Pb och ^{206}Pb är det som ger en ålder, kvoten mellan ^{206}Pb och ^{204}Pb visar om kristallen har varit ett slutet system efter det att den har kristalliserat och kvoten mellan ^{206}Pb och ^{208}Pb säga något om förhållandet mellan Uran och Torium i miljön som zirkonen kristalliserade i.

För att man skall få en tillförlitlig ålder så skall man från flera block och pläteringssteg få ådrar som ligger inom varandras felgränser, en plåtå. Detta visar att kristallen är homogen och att det är en kristall i jämnvikt som analyseras. Innehåller zirkonen flera olika generationer så kommer man aldrig att få en s.k. plåtå eftersom de två olika generationerna i kristallen kommer att blandas i olika proportioner och ger ett spektrum av blandådrar. Provmängden Vistasgranit var ca 5 kg. Provet krossades, maldes och anrikades på skakbord innan det magnetseparerades och zirkonerna handplockades. Fyra stycken valdes ut och analyserades.

6.2.2 Resultat

Man ser i tabell 1 att kvoten $^{206}/^{204}$ är mycket hög, detta tyder på att det finns obetydliga mängder av blyisotopen ^{204}Pb vilket i sin tur innebär att kristallen inte har läckt bly efter det att den har kristalliserat. Den normala kvoten i naturen är ca 20.

| | Flät. | Block | 207/206 | stand. | 206/204 | stand. | 206/208 | stand. | ålder | plus/minus |
|------------------|-------|-------|------------------|-----------|---------|--------|----------|----------|---------------|-------------|
| Vistas Z1 | 1 | 1 | 0.076984 | 0.0023184 | 65382 | 71867 | 16.38904 | 0.038454 | 1114.0 | 60.5 |
| | 2 | 1 | 0.0921982 | 0.0012781 | err | err | 9.103243 | 0.228315 | 1465.5 | 26.6 |
| | 3 | 1 | 0.1061601 | 0.0001721 | 63036 | 68097 | 5.825777 | 0.016709 | 1730.6 | 9.2 |
| Vistas Z2 | 1 | 1 | 0.0724519 | 0.0003114 | err | err | 23.77425 | 0.151234 | 990.6 | 10.2 |
| | 2 | 1 | 0.0745428 | 0.0001872 | err | er | 22.07106 | 0.09609 | 1048.4 | 10.0 |
| Vistas Z3 | 1 | 1 | 0.0691498 | 0.0004432 | -27938 | 160167 | 20.39614 | 0.267198 | 918.1 | 13.2 |
| | 1 | 2 | 0.0725956 | 0.0009039 | 7488 | 39668 | 11.43816 | 0.104175 | 948.6 | 26.2 |
| Vistas Z4 | 1 | 1 | 0.067614 | 0.0002535 | 110093 | 81412 | 41.46409 | 0.266176 | 852.6 | 10.5 |
| | 1 | 2 | 0.0674502 | 0.0002609 | 47932 | 56403 | 41.70141 | 0.057306 | 850.8 | 10.5 |
| | 2 | 1 | 0.0704502 | 0.0002644 | 92375 | 650834 | 31.04839 | 0.151079 | 936.9 | 10.4 |
| | 2 | 2 | 0.0698989 | 0.0001215 | -41324 | 55863 | 31.48387 | 0.024887 | 935.3 | 10.3 |
| | 2 | 3 | 0.0698971 | 0.0002205 | 119494 | 274309 | 31.48759 | 0.13045 | 921.8 | 10.3 |
| | 3 | 1 | 0.0760272 | 0.0003622 | 37763 | 645464 | 13.15337 | 0.395674 | 1086.0 | 10.0 |
| | 3 | 2 | 0.0745322 | 0.0002128 | 726129 | 37314 | 17.5529 | 0.038242 | 1055.3 | 10.1 |

Tabell 1. Kvoterna av de analyserade isotoperna samt den beräknade modellåldern med standardavvikelse för varje block. Eftersom mängden 204Pb är så låg händer det ibland att resultatet blir negativt, detta leder till att 206/204 kvoten blir negativ. Blir resultatet av 204Pb isotopen noll får man ett felmeddelande, err.

Fig.18 visar modellåldrarna som blev resultatet av analysen. Inte någon av de fyra zirkonerna bildar någon plåtå. Det är därför omöjligt att få fram en ålder för varje zirkon. Resultatet säger ändå mycket då det speglar granitens historia. Den högsta åldern för varje zirkon kan ses som en minimiålder för den zirkonen. Detta skulle innebära att Z1 har komponenter i sig som är minst 1731Ma gamla, Z2, Z3 och Z4 ger minimiåldrar på 1048Ma, 949Ma och 1086Ma.

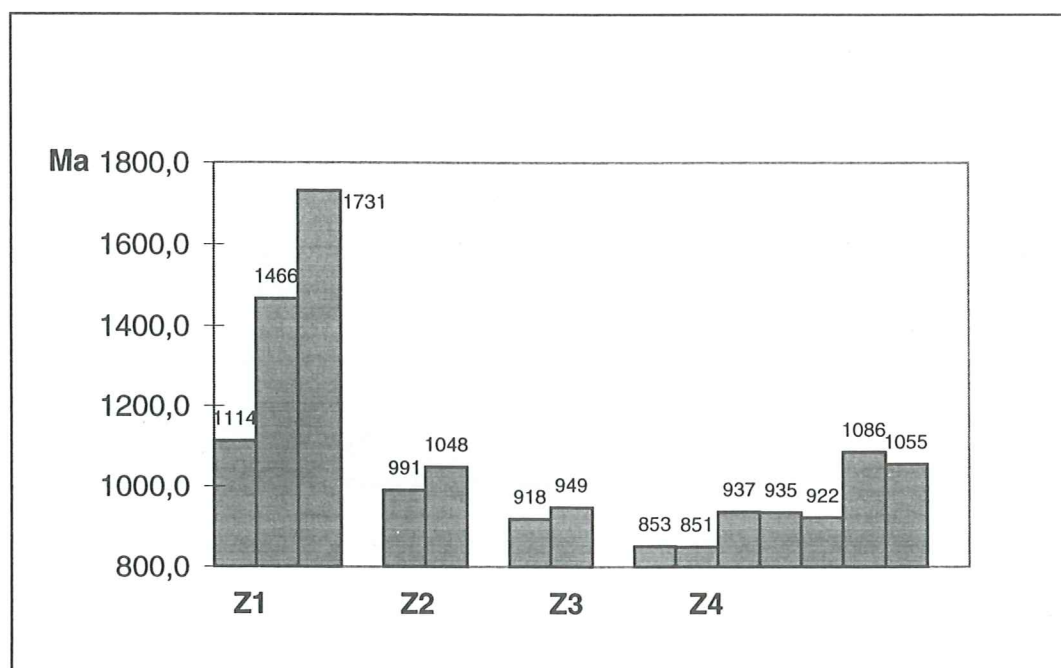


Fig. 18 Fyra zirkoners, Z1-Z4, modellåldrar från de olika blocken.

6.3 PIXE-metoden

Avsikten med PIXE-analysen var att med hjälp av sammansättningsvariationer påvisa eventuella olika domäner i zirkonkristallen. Domäner med olika sammansättning har med största sannolikhet kristalliserat i olika miljöer. Detta skulle i så fall bekräfta vad som syns i elektronmikroskop nämligen att zirkonen är uppbyggd av två eller flera generationer. Hur stor tidsskillnaden är mellan de olika generationerna är här naturligtvis omöjligt att avgöra. Det visade sig dock att resultaten från analysen blev svåra att tolka. För detaljerad beskrivning av PIXE-metoden hänvisas till Homman (1994).

6.3.1 Metodik

PIXE betyder "partikelinitierad röntgenemission" och ger absoluta halter av elementen i varje analyspunkt. PIXE bygger på samma princip som elektronmikroskopet, nämligen att atomerna exciteras och när den sedan faller utsänder de en karakteristisk röntgenstrålning som sedan analyseras. Genom att använda protoner som väger ca tusen gånger mer än elektronen så ökar man energin och sänker därmed detektionsgränserna. Genom att protonerna är så mycket tyngre, blir också hela instrumenteringen mycket större och tyngre, uppställningen är ca 15m lång och väger flera ton. Metoden är ständigt under utveckling och nya tekniker och användningsområden utprovas hela tiden.

Protonerna genereras från ett plasma av väte och accelereras sedan mot provkammaren. Protonstrålen går i vakuum och genom ett antal olika magnetiska linser som koncentrerar och styr strålen.

När protonstrålen kommer in i provkammaren och träffar provet och exciterar atomerna är den ca 10 mikrometer i diameter och tränger ner i provet ca 40 mikrometer. Detta medför att den mesta röntgenstrålningen genereras från ett sfäriskt område med en radie på ca 10 mikrometer och med centrum ca 30 mikrometer ner i provet, fig. 19. Bilder tagna i elektronmikroskop kan därför inte helt enkelt jämföras med resultaten från PIXE-analysen.

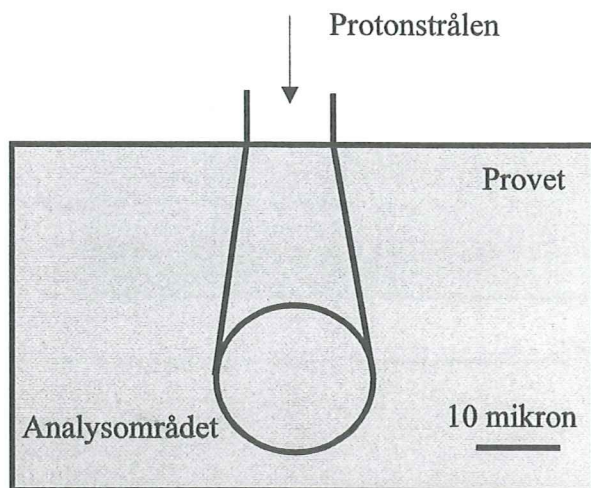


Fig.19. Schematisk bild av analysområdet i provet vid en PIXE-analys.

De detekterbara halterna vid analysen är beroende på hur länge data insamlats och på provets karaktär. I detta fallet analyserades provet först genom att hela zirkonen scannades en kort stund för att få en bild av kristallen och för att få en uppfattning om fördelningen av de olika elementen i hela provet. Därefter gjordes en analyslinje genom hela zirkonen med 61 dubbelanalyspunkter, fig. 20.

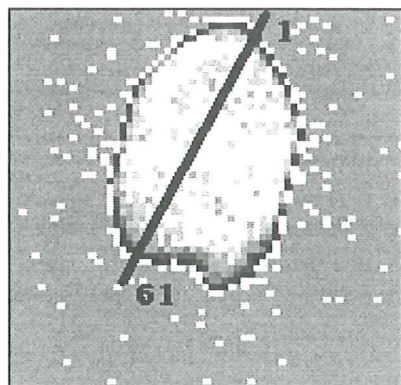


Fig.20. Bild tagen i PIXE vid en scanning över hela kristallen. Analyslinjen med analyspunkter från 1 till 61 är inlagd. Gråskalan visar koncentrationen av Zr i kristallen.

Denna scanning pågick i ca tre timmar och gav en nedre detektionsgräns i storleksordningen 5-20 ppm. Som analysresultat får man ett spektrum som visar hur många fotoner av varje våglängd som har träffat detektorn, fig. 21. Varje element sänder ut specifika våglängder och genom att mäta antalet detekterade fotoner av varje våglängd kan man räkna ut koncentrationen av varje element. Eftersom man endast mäter antalet fotoner som sänds ut, så måste man normalisera analysresultatet med något ämne av känd halt. Dessa analysresultat normaliserades med Zirkonium som sattes till 49.76%.

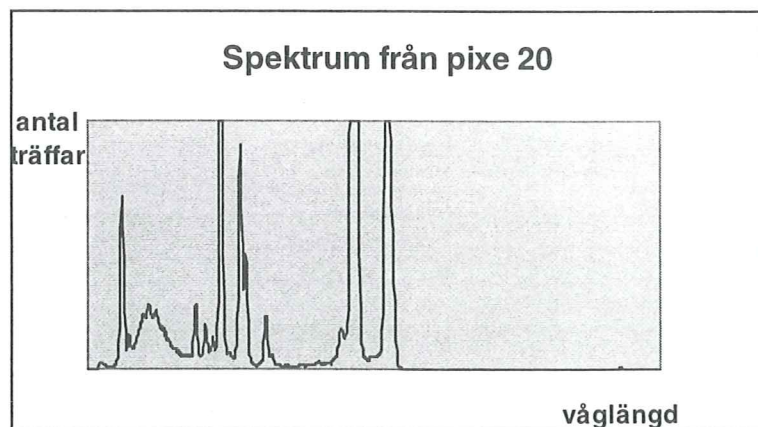


Fig. 21. Exempel på spektra från en analyspunkt: Detta spektra kommer från dubbelanalyspunkt nr 20.

I elektronmikroskop valdes en zirkon ut för analys som låg med längdaxeln horisontellt med ytan och som var nedslipad till ungefär hälften. Den valda zirkonen hade två distinkt skilda domäner som man lätt kunde urskilja i elektronmikroskop.

6.3.2 Resultat

De analyserade elementen vid denna körning var Fe, W, Y, Hf, Zr, Pb och U. Halterna av samtliga element ligger över den detekterbara nivån men det är bara halterna av Hf och Y som är så höga att de störningar som man får inte stör helhetsbilden av koncentrationen. Fig. 22 visar att halten av Hf sjunker i den centrala delarna av zirkonen med ett minimum vid punkt 36. Hacket i kurvan vid punkt 28 är en störning i analysen och kurvorna skall antagligen parallellförskjutas.

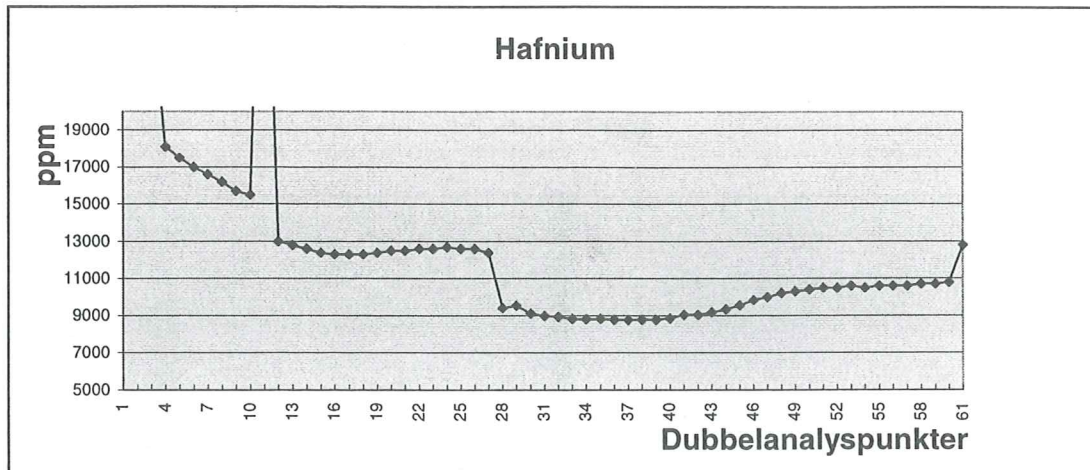


Fig.22. Halten av Hf i zirkonen längs den scannade linjen.

Fig. 23 visar att också halten av Y sjunker i de centrala delarna med ett minimum vid punkt 45. De kraftiga topparna och dalarna i kurvan får ses som störningar i analysen.

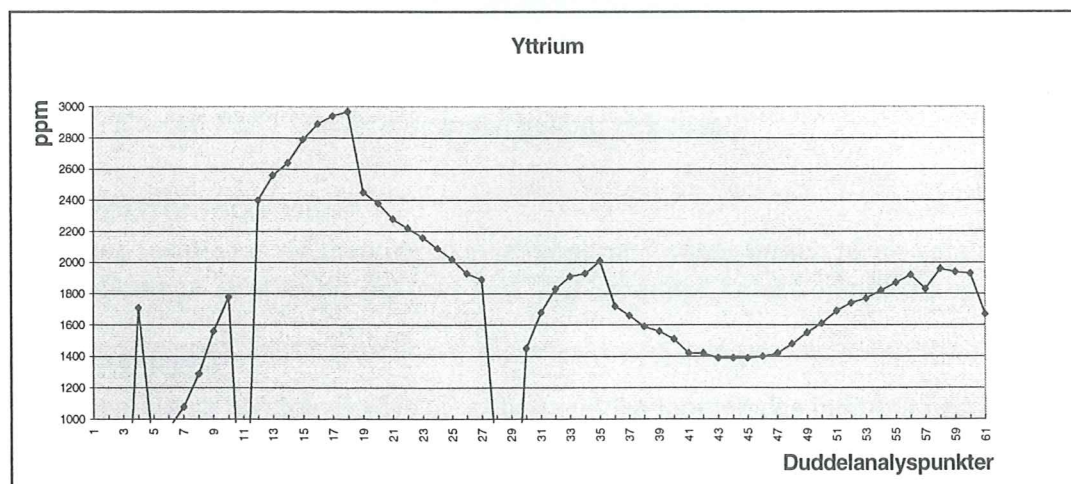


Fig. 23. Halten av Y i zirkonen längs den scannade linjen.

Plottar man kvoten Bly/Uran från analytdata så ser man att andelen Bly är något högre inne i de centrala delarna av zirkonen med ett maximum vid pixe 37 för att sedan ha dalande värden ut mot kanten, fig 24. De höga värdena i zirkonens kanter kan bero på att zirkonen här inte är helt isolerad från de omgivande mineralerna och att man har fått blyförluster från dess kanter. Detta stödjer att kristallen består av en kärna och minst en zon utanför denna och att dessa zoner är skilda från varandra kemiskt. Det är troligt att en äldre del av zirkonen har en högre Pb/U kvot än en yngre del, detta talar för att zonerna i zirkonen även skiljer sig åt i tiden. Detta stämmer med den logiska slutsatsen som säger att de centrala delarna av zirkonen är äldre än de perifera.

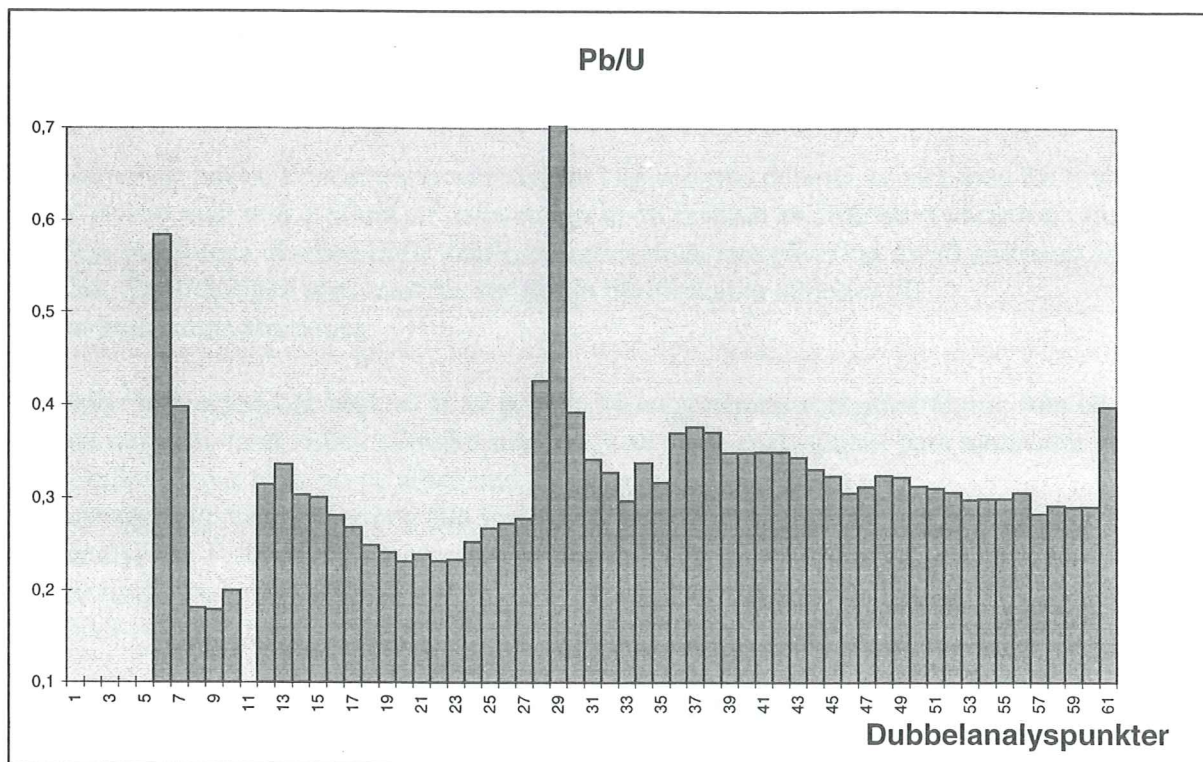


Fig.24. Kvoten Pb/U i en linje scannad genom zirkonen.

6.3 Elektronmikroskop

Eftersom resultaten vid dateringen av zirkonerna visade tecken på att vara komplexa undersöktes ca 20 stycken zirkoner från Vistasgraniten i elektronmikroskop.

6.3.1 Metodik

Zirkonerna som handplockades till kobermetoden monterades ingjutna i epoxi på ett objektglas. Provet slipades sedan ner och polerades så att kristallerna kom upp till ytan.

6.3.2 Resultat

I elektronmikroskop ser man en zonering i alla zirkonerna. Detta är en magmatisk zonering och den bildas antagligen när zirkonen kristalliserar ur magman. I vissa zirkoner kan man se olika domäner då de centrala delarnas magmatiska zonering skärs diskordant av en påväxt. Kristallerna är prismatiska och är ca 200 mikrometer långa, de har vanligen ett längd bredd förhållande på cirka 1:3. Enstaka zirkonen är 300 mikrometer långa.

6.5 Diskussion av analysresultatet

Elektronmikroskop

Zirkonernas utseende i elektronmikroskop tyder på att zirkonerna är komplexa. Den rundande gränsen mellan kärnan och ytterkanterna kan innebära att zirkonerna har blivit delvis uppsmälta eller upplösta och att det sedan har kristalliserat nytt material på den gamla kärnan.

PIXE

Resultatet ger anledning att tro att det finns vissa sammansättningsvariationer i zirkonen och att den är komplex.

Anledningen till att resultaten till stor del är svårtolkade beror antagligen på att zirkonen är för tunn och att den röntgenstrålning som detekteras kommer från både kristallen och från underliggande epoxi.

Eftersom man har ett koncentrationsminimum i de centrala delarna av zirkonen för både Hf och Y så kan man inte utesluta att detta endast är ett resultat av zirkonens variation i tjocklek och dess morfologi. Kvoten Pb/U skulle troligtvis dock inte påverkas av att zirkonen ändrar tjocklek. Förändringen som man där ser skulle därför kunna härledas till sammansättningsvariationer.

En faktor som också bör beaktas är att protonstrålen genererar röntgenstrålning från ett sfäriskt område med radien 10 mikrometer och att varje analyspunkt bara motsvarar ett flytt på tre mikrometer. Man borde alltså inte förvänta sig några hastiga sammansättningsvariationer och alla smala toppar som visar sig i diagrammet kan betraktas som analys fel. Felen kan uppkomma på grund av t.ex. sprickor i kristallen eller att detekteringsutrustningen är lite instabil vad beträffar förmågan att leda bort överflödet av elektroner.

Det kan nämnas i sammanhanget att Hafniet i en bergart nästan uteslutande sitter i just zirkonen. I detta fallet utgör Hafnium ca 10000 ppm av zirkonen medan en granit totalt endast innehåller ca 4 ppm.

Kobermetoden

Man ser i fig. 25 att kvoten $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ har en tendens att sjunka i alla zirkoner efter varje plätning. Då de centrala delarna av zirkonen tenderar att evaporeras sist innebär detta att de vid kristallisationstillfället skulle ha innehållit lite mer Torium i förhållande till Uran än vad kanterna gör. Detta innebär isåfall att kanterna innehåller material som har smält upp fler gånger än de materialet som bygger upp kärnan.

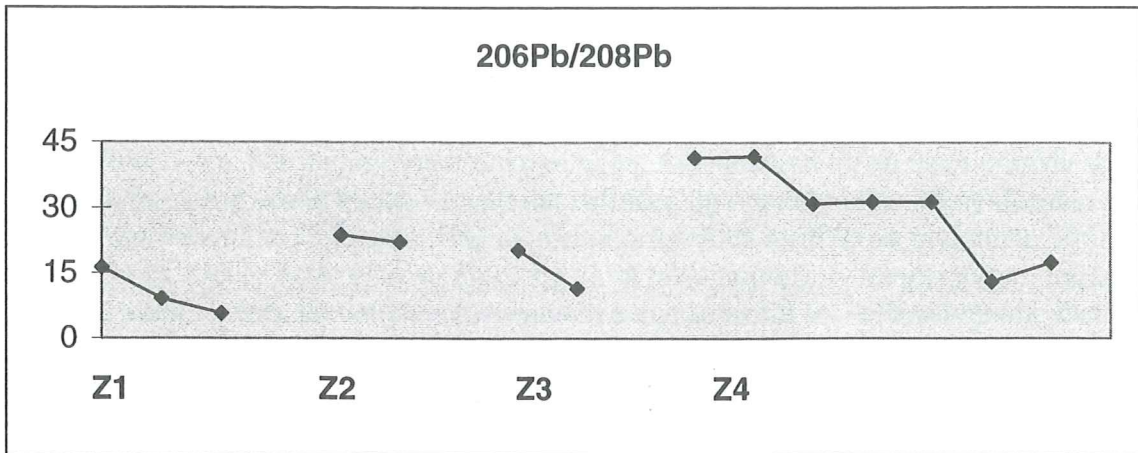


Fig. 25. Figuren visar kvoten mellan 206Pb och 208Pb i fyra zirkoner, Z1-Z4.

Williams och Claesson (1987) har publicerat jonprobanalyser på zirkoner från tre deformerade gnejser. Proverna är tagna från Seveskollan i de centrala Skandinaviska Kaledoniderna. Zirkonerna var komplexa och visade på olika åldrar i kärnan och i kanten. Vid en jonprobanalys kan de olika delarna av en zirkon dateras. Kärnorna visade på en liknande protolit med åldrar varierade mellan ungefär 1000Ma och 1700Ma. Kanterna visade åldrar mellan 423Ma och 453Ma. Kärnornas ålder är inte gnejsprotolitens egentliga ålder eftersom protoliten är ett metasediment. Åldrarna representerar istället de bergarterna som har bidragit till metasedimenten. Det är därför som man har så stor skillnad i ålder mellan de olika kärnorna från samma lokal. De spektra av åldrar som kärnorna visar stämmer väl överens med de åldrar som finns i sydväst Sverige och södra Norge. Om Sevekomplexets protolit endast kommer från den Baltoskandiska kontinentkanten innebär detta att bergarterna från sydväst Sverige och södra Norge skulle kunna ha en fortsättning norrut. Dessa bergarter har dessutom påverkats av den svekonorwegiska orogenesisen, vilket skulle innebära att även den har en fortsättning norrut. Det är möjligt att den svekonorwegiska orogenesisen har överpräglats av den Kaledonska orogenesisen i dessa deformerade gnejser (Williams & Claesson, 1987).

Eftersom Vistasgraniten är relativt odeformerad kan man anta att den Kaledonska orogenesisen inte har påverkat zirkonerna i någon stor utsträckning. Resultaten från dateringsförsöken med Kobermetoden ger minimiåldrar från Z1 på 1730Ma och med minimiåldrar runt 1000Ma på de övriga. Detta motsäger inte att Vistasgraniten har ett ursprung liknande de av William & Claesson (1987) analyserade gnejserna från Seveskollkomplex.

De yngsta åldrarna som zirkonkärnorna från de deformerade gnejserna uppvisar skulle kunna motsvara en svekonorwegiskt påverkan.

Vistasgraniten skulle kunna ha en protolit som delvis är över 1700Ma och där man har en svekonorwegisk metamorfos. Påverkan ha kan skett dels genom påväxt av befintliga zirkoner eller genom nybildning. Detta skulle innebära att Vistasgraniten är en svekonorwegisk granit.

7 Diskussion

7.1 Geologin i Vistas-Mårmaområdet

Höktoppsmyloniten

Höktoppsmyloniten visar vid Mårmaglacièrens ändmorän en övergång från migmatitliknande bergart till mylonit, fig. 9. Detta kan tolkas som ett lokalt område som har undgått deformationen som har mylonitiserat omgivningen. Anledningen till att detta område skulle ha undgått deformation skulle kunna vara att det befinner sig i omböjningen av synformen vid #S, fig. 14. Alternativt kan en lokal ökning av metamorfosen ha medfört att myloniten börjat migmatiserats. Det är dock svårt att tänka sig en så lokal höjning av temperaturen. Inträngning av fluider skulle kunna ske lokalt och eventuellt kanaliseras till en veckomböjning. Detta skulle kunna medföra en mobilisering av fältspat och kvarts som skulle ge en migmatitliknande bergart.

Den bandning som påträffas i anslutning till Mårmakomplexet med omväxlande ögon och avsaknad av ögon, fig. 8, skulle kunna ha sig grund i olika protoliter som på grund av skjuvningar och imbrikeringar i enheten kommit att blandas.

Mårmakomplexet

I Mårmakomplexets återintruderade delar så ser man att delar av graniten har jämnstora ögon. Man ser i stället att ögonen har en tunn påväxt av ljus material. Denna tillväxt beror antagligen på den metamorfosen som graniten blev utsatt för i samband med diabas intrusionerna.

Vistasgranit

Vistasgranitens historia är ganska komplex. Det vi vet om den motsäger dock inte att graniten bildades under svekonorwegisk tid ur sedimentbergarter, där vissa hade åldrar på minst 1731Ma. Därefter har graniten intruderats av den äldre grovkornigare diabasen som delvis har smält upp den och graniten har sedan återintruderat diabasen. Troligen i samband med en uppsprickning av kontinenten sker en ny intrusion av diabaser i graniten. Den yngre finkornigare diabasen som intruderar förmår inte att smälta upp den nu helt avkylda enheten och det bildas distinkta gångar med kylda kontakter.

Protoliter

Det är uppenbart med tanke på de kalksilikatboudiner som sitter både i Alip Suordamyloniten och Höktoppsmyloniten att de båda har ett åtminstone delvis sedimentärt ursprung. Detta tillsammans med att Mårmakomplexet har ett tydligt kristallint ursprung talar för att området är uppbyggt av både sedimentära och kristallina protoliter. När Vistasgraniten deformeras ser man att de ögongnejser, som då bildas, liknar ögongnejser som man påträffar på andra ställen utan direkt kontakt med Mårmakomplexet. Man kan se en tendens till att de delar av myloniten, t.ex. den undre delarna av Höktoppsmyloniten, som befinner sig stratigrafiskt närmast Mårmakomplexet också innehåller fler och större ögon. Detta indikerar att det har förekommit en viss sammanblandning av bergarter med kristallint och sedimentärt ursprung.

Alip Suordamyloniten och Höktoppsmyloniten är så lika att man kan tänka sig att de tillhör samma enhet och att det har skett en imbrikering i området så att de har hamnat både ovanpå och under Mårmakomplexet.

Strukturer

De förkastningar som finns i områdets östra del syns inte särdeles bra i fält utan bygger mycket de stratigrafiska förhållanden. Man kan dock i samband med den norra överskjutningszonen se många veck med avslitna veckben. Veckaxlarna är långa och stryker i SSV riktning med en trolig vergens åt öster. Dessa veck har inte påverkats av någon senare deformation och det skulle mycket väl kunna vara bildade i samband med en kollaps av fjällkedjans front i slutskedet av orogenesisen.

7.2 Angränsande områden

Vistas-Mårmaområdet korreleras söderut med Singis området (Page, 1992), med Laddjuvaggi (Nilsson 1992) och med Tarfala området (Andréasson & Gee 1989; Goerke, 1993). Norrut har området jämförts med området kring Kaisepakte, söder om Torneträsk (Lindström, 1985, 1987) och Indre Troms, (Stölen, 1989, 1994).

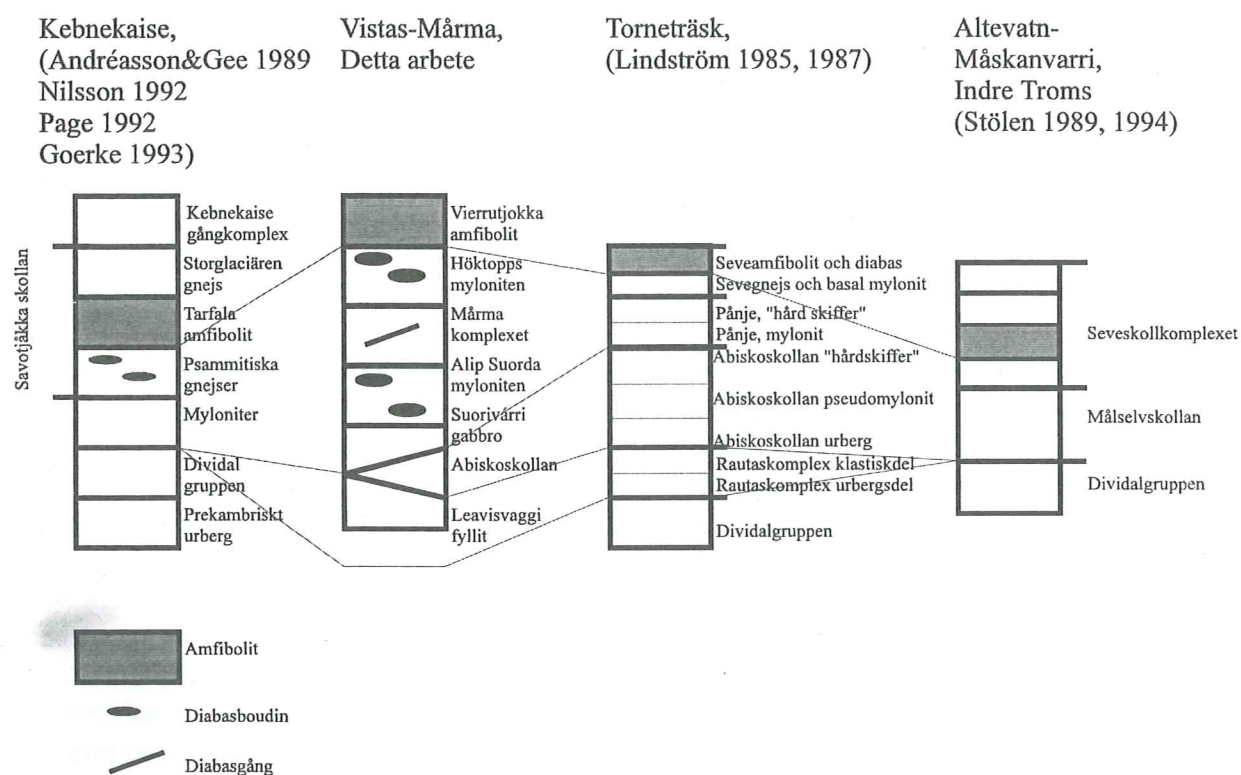


Fig. 26. Tektonostratigrafisk korrelation av Vistas-Mårmaområdet med angränsande områden.

7.2.1 Kommentarer

Kebnekaiseområdet

De olika tektonostratigrafierna stämmer väl överens i Kebnekaiseområdet och har, förutom Goerke, 1993, korrelerats av Nilsson (1992). Den mellersta alloktonen representeras här av myloniter med kristallint berggrundsursprung som vilar direkt ovanpå Dividalgruppen ur autoktonen. Den avgränsas uppåt mot Sevekomplexet med en tydlig tektonisk gräns. Sevekomplexet består i sin undre del av psammitiska gnejser som överlagras av Tarfalamfiboliten. Ovanpå detta ligger Storglaciärgnejsen, som tillsammans med amfiboliten och gnejserna kallas Savotjokkaskollan (Nilsson, 1992)

Söder om Torneträsk

Enligt Lindström (1985, 1987) utgörs den lägre alloktonen i området söder om Torneträsk av Rautaskomplexet. Det innehåller svekokareliska kristallina bergarter med sediment. Den mellersta alloktonen är uppbyggd av Abiskoskollan som domineras av myloniter av sedimentärt ursprung och med linser av ljusgrå dolomit och grafit. Det förekommer också myloniter med ett ursprung av både granit och sediment. Vid fjällen Kålkuktjåkka och Kaisepakte, båda i området söder om Torneträsk har Lindström (1985, 1987) ur Abiskoskollan särskilt en del som kallas Pånjegruppen. Denna grupp tillhör Abiskoskollan men har enligt Lindström (1985, 1987) transporterats tillsammans med Sevekomplexet och har därför fått samma metamorfa grad. Sevekomplexet i de södra Abiskofjällen består av ögongnejser och ovanpå dessa en amfibolit.

Indre Troms

Målselvkollan tillhör den mellersta alloktonen i Inre Troms. Den innehåller enligt Stölen (1989, 1994) myloniter med både sedimentärt och granitiskt ursprung och av fyllit, kvartsit och dolomit. En karakteristisk gul dolomithorisont, Abiskodolomiten (Kulling, 1964), finns genom hela området. Sevekomplexet består i detta område mestadels av gnejser av sedimentärt ursprung som överlagras tektoniskt av folierad amfibolit.

Resultat

Man kan korrelera Tarfalamfiboliten med Vierrutjokkamfiboliten och vidare med Lindströms "Seve amfibolit och diabas" samt Stölens "amfibolit i Seveskollkomplex". Vidare kan Alip Suordamyloniten, Mårmakomplexet och Höktoppsmyloniten preliminärt korreleras med Pånjegruppen norrut och med myloniterna och de psammitiska gnejserna söderut.

7.2.2 Korrelationer

I Vistas-Mårmaområdet ser man en tydlig tektonisk gräns vid Vierrutjokkamfibolitens basala kontakt, detta är sannolikt också Sevekomplexets basala kontakt. De gnejsiga delarna i de undre delarna av Sevekomplexet som har karterats norrut av Stölen (1994), Kathol (1989) och Lindström (1987) skulle i så fall läggas in i den mellersta alloktonen.

I Kebnekaiseområdet skulle detta innebära att de psammitiska gnejserna skulle få flyttas ned i den mellersta alloktonen och då uteslutas ur Savotjokkaskollan.

Offerdalskollan och Särvs-kollan

Den mellersta alloktonen i de centrala delarna av de Skandinaviska Kaledoniderna innehåller myloniter med både kristallint och sedimentärt ursprung, Offerdalskollan. De överlagras tektoniskt av diabasintruderade metasedimentära bergarter och dolomit, Särvs-kollan.

Kebnekaiseområdet

Denna indelning med kristallina myloniter som överlagras av metasedimentära bergarter intruderade av basalter, liknar den som finns i Kebnekaiseområdet och motsvaras då av myloniterna och de psammitiska gnejserna (Andréasson&Gee, 1989). Området kring Kebnekaise har dock en högre metamorf grad.

Den tektoniska gräns som Nilsson (1992) rapporterade mellan myloniterna och de psammitiska gnejserna skulle i så fall vara gränsen mellan enheter motsvarande Offerdalskollan och Särsvskollan.

Vistas-Mårmaområdet

I Vistas-Mårmaområdet har myloniterna ett åtminstone delvis sedimentärt ursprung medan Mårmakomplexet har ett kristallint ursprung. Dessa enheters protolit stämmer väl överens med de ursprung som bergarterna i Kebnekaise har. Dock ligger myloniterna både tektonostratigrafiskt under och över Mårmakomplexet, detta kan bero på att bergarterna i området är imbrikerade. Den metamorfa graden är liknande den i Kebnekaise.

Söder Torneträsk

I Vistas-Mårmaområdets nordligaste del återfinns mylonit, den gulvittrade dolomiten och tektonostratigrafiskt under detta granit. Detta motsvarar Lindströms (1987) Abiskoskolla förutom dess översta del, Pånjegruppen. Dessa bergarter ligger tektonostratigrafiskt under Suorivárrigabbron och Alip Suordamyloniten och återfinns inte söder om området. Det innebär att Abiskoskollan förutom Pånjegruppen inte sträcker sig längre än till Vistas-Mårmaområdets norra del.

Pånjegruppen skulle i så fall motsvara Höktoppsmyloniten, Mårmakomplexet och Alip Suordamyloniten i Vistas-Mårmaområdet, men är troligtvis så imbrikerad att man inte kan skilja på myloniter med sedimentär och granitisk protolit.

Indre Troms

Målselvkollan har Stölen (1994) korrelerat med Abiskoskollan norr om Torneträsk (Kathol,1989; Kulling, 1964) och vidare till Kebnekaise och till Akkajaurekomplexet i Sarek-Padjelanta (Zachrisson & Stephens, 1984; Svenningsen, 1987; Björklund, 1985). Dock nämns inte Lindströms arbete söder om Torneträsk från 1987 med Pånjegruppen på toppen av Abiskoskollan i denna korrelation.

Mellersta eller övre alloktonen ?

Den undre gnejsenheten i Seveskollan som är karterad av Lindström (1987), Kathol (1989) och Stölen (1994) skulle motsvara Pånjegruppen och Alip Suordamyloniten, Mårmakomplexet och Höktoppsmyloniten och tillhöra den mellersta alloktonen. Lindström (1987) anser att Pånjegruppen är tektoniskt skild från Abiskoskollan och att den har transporterats och metamorfoserats tillsammans med seveskollkomplexet. Trots detta låter han Pånjegruppen ingå i Abiskoskollan. Kathol(1989) menar att den undre gnejsenheten i Sevekomplexet är tektoniskt skild från det underliggande Abiskoskollan och att den skiljer sig från den genom högre metamorfa grad (granatzonen jämfört med biotitzonen).

Problemet som nu uppstår är att Offerdalskollan och Särsvskollan från den mellersta alloktonen i de centrala Skandinaviska Kaledoniderna korreleras med de undre delarna av Seveskollkomplex i den norra delarna av fjällkedjan.

Likheterna mellan de olika bergartsenheterna är deras protolit, medan skillnaderna mellan dem består i att de norra delarna har varit utsatta för en högre metamorfos och en högre deformation.

I de centrala och sydliga delarna av fjällkedjan där systemet med alloktoner utarbetades, har man en tydlig skillnad i metamorf grad mellan den mellersta och övre alloktonen. I de norra delarna av fjällkedjan har den högre metamorfosen gjort att den mellersta alloktonen får samma metamorfosa grad som den övre alloktonen. Detta gör att gränsen Särviskollan och Seveskollkomplex förlorat betydelse i de norra delarna av de Skandinaviska Kaledoniderna.

8 Slutsatser

Vistas-Mårmaområdet är uppbyggt av myloniter och ögongnejser med både sedimentärt och kristallint ursprung och av en diabasintruderad granitkropp. De olika enheterna har troligen imbrikerats.

Myloniterna och Mårmakomplexet kan korreleras söderut med Offerdalskollan och Särviskollan, de har dock en metamorf grad motsvarande den i Seveskollkomplex, amfibolitfacies. Detta innebär att gränsen som i de centrala delarna av de Skandinaviska Kaledoniderna delar på Särviskollan och övre allokton saknar betydelse i de norra delarna.

Vistasgraniten har inte ett kaledonskt ursprung. Dess zirkoner är komplexa och innehåller troligtvis delar som är mellan ungefär 1000Ma och 1700Ma. Den äldsta komponenten är minst 1731Ma. Det är möjligt att protoliten till Vistasgraniten kommer från en nordlig del av den sydvästsvenska och sydnorska svekonorwegiska provinsen.

Tack

Tack, ett stort tack till min handledare docent P-G Andréasson.

Tack till Stefan Sandelin, Ulf Söderlund, Leif Johansson, Changyi Yang.

Tack också till personalen på Abisko Naturvetenskapliga Forskningsstation.

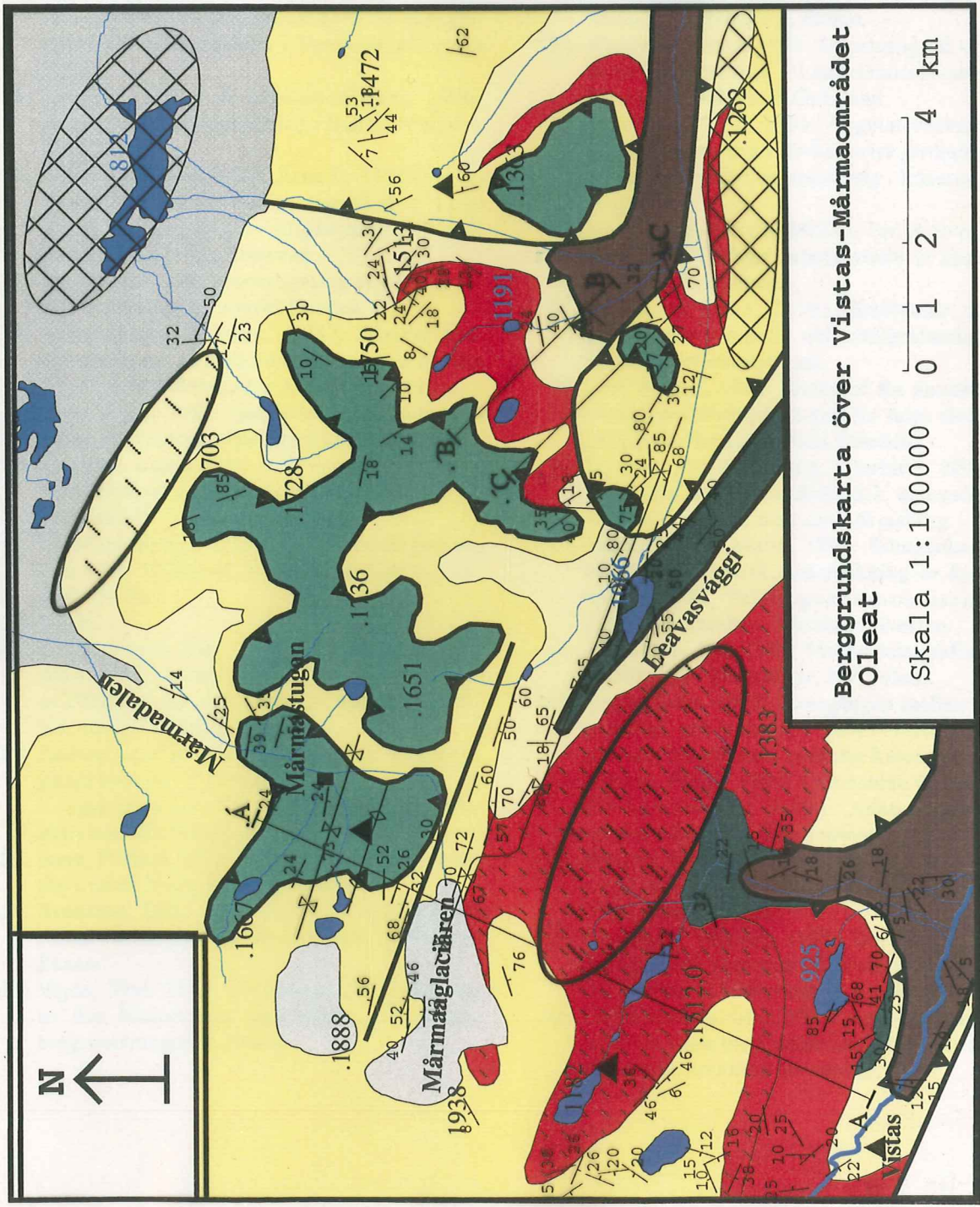
Ett stipendie från Kungliga Vetenskapsakademien erkännes tacksamt.

En puss till Marie.

Referenser

- Andréasson, P. G., 1986: The Sarektjåkkå Nappe, Seve terranes of the northern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 108, 261-263.
- Andréasson, P. G., 1986: Seve terranes, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 108, 261-263.
- Andréasson, P. G., 1994: The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic - early Palaeozoic times. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics* 231, 1-32.
- Andréasson, P. G. & Gee, D. G., 1989: Bedrock geology and morphology of the Tarfala area, Kebnekaise Mts. *Geografiska annaler* 71A, 235-239.
- Bond, G. C., Nickeson, P. A. & Kominz, M. A., 1984: Break-up of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma; new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 325-345.
- Björklund, L., 1985: The Middle and Lower Allochthons in the Akkajaure-Tysfjord area, northern Scandinavian Caledonides. In: D. G. Gee & B. A. Sturt (eds.): *The Caledonide Orogen - Scandinavian and Related Areas*, 515-528. John Wiley & Sons, Chichester.
- Cocherie, A., Guerrot, C. & Rossi, 1992: Single-zircon dating by stepwise Pb evaporation: Comparison with other geochronological techniques applied to Hercynian granites of Corsica, France. *Chemical Geology* 101, 131-141.
- Gee, D. G., 1975: A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science* 275A, 468-515.
- Gee, D. G. & Zachrisson, E., 1979: The Caledonides in Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning Ser C* 769, 1-48.
- Goerke, U. 1993. *Geologische Untersuchungen im südlichen Kebnekaise-Gebiet, Tarfala, in den Skandinavischen Kaledoniden, Nordschweden*. Diploma Thesis, Ruprecht-Karls-Inversität, Heidelberg.
- Homman, P., 1994: *Trace element analysis in Geochemistry using a Nuclear Microprobe - Ionoluminescence and Particle induced X-ray Emission*. Ph. D. Thesis, Lund Institute of Technology.
- Kathol, B., 1987: The Vaivvanohkka Nappe, Torneträsk area, northern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 109, 350-353.
- 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.
- Kober, B., 1986: Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93, 482-490.
- Kober, B., 1987: Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 63-71.

- Kulling, O., 1964: The Caledonian mountain range of the northern part of the Norrbotten mountains. *Sveriges Geologiska Undersökning Ser Ba 19*, 1-166.
- Kulling, O., 1972: The Swedish Caledonides. In T. Strand & O. Kulling: *Scandinavian Caledonides*, 147-285. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Lindström, M., 1987: Northernmost Scandinavia in the geological perspective. *Ecological Bulletins 38*, 17-37.
- Lindström, M., Bax, G., Dinger, M., Dworatzek, 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 - Scandinavian and Related Areas*, 507-513. John Wiley & 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.
- Solyom, Z., Andréasson, P. G. & Johansson, I., 1979: Geochemistry of amphibolites from Mt. Sylarna, Central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 17-27.
- Soper, N. J., 1994: Neoproterozoic Sedimentation on the Northeast Margin of Laurentia and the Opening of Iapetus. *Geological Magazine 131*, 291-299.
- Stephens, M. B., 1988: The Scandinavian Caledonides: a complexity of collisions. *Geology Today 4*, 20-26.
- Stølen, L.-K., 1989: Dyke complexes of the Rohkunborri Nappe, Seve terranes, in the Infre Troms and Tretriksøyra area, northern Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 111*, 413-415.
- Stølen, L. K. 1994c. *The rift-related mafic dyke complex of the Rohkunborri Nappe, Indre Troms, northern Norwegian Caledonides*. Ph D, Lund University.
- Svenningsen, O. M., 1987: The sheeted dyke complex of the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 109*, 361-364.
- Williams, I. S. & Claesson, S., 1987: Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology 97*, 205-217.
- Zachrisson, E. & Stephens, M. B., 1984: Mega-structures within the Seve Nappes, southern Norrbotten Caledonides, Sweden. *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution 255*, 241 (Abstract).



Berggrundskarta över Vistas-Mårmaområdet
Oleat

Skala 1:100000 0 1 2 4 km

| | |
|--|-----------------------|
| | Vierruttjokkamfibolit |
| | Höktoppmylonit |
| | Mårmakomplex |
| | Vistasgranit |
| | Alip Suordamylonit |
| | Suorivárrigabbro |
| | Abiskoskollan |
| | Leavasväggifyllit |
| | Förkastningar |

| | |
|--|-----------------------------------|
| | Strykning och stupning |
| | Antiform, Synform |
| | Läger |
| | Dåligt blottad terräng |
| | Ej i detta arbete karterat område |

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

9. Ekström, Jonas, 1985: Stratigrafisk och faunistisk undersökning av Vitabäckslerorna i Skåne.
10. Säll, Eva, 1986: *Neobeyrichia* from the Silurian of Bjärsjölagård.
11. Markholm, Carl-Owe, 1986: Svagt naturgrus och bergkrossmaterial till bärlager. En laboratoriestudie.
12. Hellström, Carina, 1986: Klassifikation av leptiter i malmstråket mellan Ö. Silvberg och Vallberget, Dalarna.
13. Öhman, Eva, 1986: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av metadiabas och kvartskeratofyr i Kiiruna-vaaragruvan.
14. Holmberg, Glenn & Johansson, Lena, 1986: Sedimentologisk undersökning av de övre glacialfluviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne.
15. Thuning, Bengt & Linderson, Hans, 1986: Stratigrafi och överplöjning i Bussjö-området, Ystad.
16. Bergstedt, Erik & Lööf, Arne I., 1986: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun.
17. Elg, Anette, 1987: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden.
18. Andrésdóttir, Audur, 1987: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saubauer Area, west Iceland.
19. Eken, Karin, 1987: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg.
20. Kockum, Kajsa, 1987: Alkalisering vid konstgjord infiltration: En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland.
21. Wedding, Bengt, 1987: Granatförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie.
22. Utgår.
23. Hammarlund, Dan, 1988: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne.
24. Jansson, Caroline, 1988: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd.
25. Jerre, Fredrik, 1988: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland.
26. Svensson, Erik, 1989: Upper Triassic depositional environments at Lunnom, northwest Scania.
27. Vajda, Vivi, 1988: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne.
28. Persson, Arne, 1988: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbata-kalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland.
29. Regnell, Mats, 1988: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie.
30. Siverson, Mikael, 1989: Palaeospinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden.
31. Mathiasson, Lena, 1989: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet.
32. Månsson, Agneta, 1990: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides.
33. Lagerås, Per, 1991: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne.
34. Rundgren, Mats, 1991: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland.
35. Björkman, Leif, 1991: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland.
36. Holmström, Patrich, Möller, Per, & Svensson, Mats, 1991: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe.
37. Barnekow, Lena, 1991: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafmetoderna för kornstorleksanalyser.
38. Ask, Rikard, 1992: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden.
39. Leander, Per & Persson, Charlotte, 1992: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg.
40. Mannerstrand, Maria, 1992: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige.
41. Johansson, Per, 1992: Moränstratigrafisk undersökning i kustklintar, NV Polen.
42. Hagin, Lena, 1992: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna.
43. Nilsson, Patrik, 1992: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides.
44. Nilsson, Pia, 1992: Lateritisering - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias.
45. Jacobsson, Mikael, 1993: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden.
46. Christodoulou, Gina, 1993: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden.

47. Söderlund, Ulf, 1993: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland.
48. Remelin, Mika, 1993: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur.
49. Gedda, Björn, 1993: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Åleklinta, Öland, Sweden.
50. Månsson, Kristina, 1993: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania.
51. Carlsson, Patric, 1993: A Petrographic and Geochemical Study of the Early Proterozoic, Bangenhuk Granitoid Rocks of Ny Friesland, Svalbard.
52. Holmqvist, Björn.H., 1993: Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko.
53. Zander, Mia, 1993: Sedimentologisk undersökning av en kvartär deltaavlagring vid övre Jyllandselv, Jameson Land, Östgrönland.
54. Albrecht, Joachim, 1993: Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit "Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany.
55. Magnusson, Martin, 1994: Sedimentologisk och morfologisk undersökning av Gyllebo-Baskemöllafältet, östra Skåne.
56. Holmqvist, Johan, 1994: Vittring i en moränjord vid Farabol, NV Blekinge.
57. Andersson, Torbjörn, 1994: A sedimentological study of glacial deposits in the upper Sjølandselv area, Jameson Land, East Greenland.
58. Hellman, Fredrik, 1994: Basement - cover relationships in the Harkerbreen Group of the northern Ny Friesland Caledonides, Svalbard.
59. Friberg, Magnus, 1994: Structures and PT determination of the Caledonian metamorphism of the lower part of the Planetfjella Group in the area around Mosseldalen, northern Ny Friesland, Svalbard.
60. Remelin, Mika, 1994: Palaeogeographic and sedimentation models for the Whitehill-Irati sea during the Permian of South America and southern Africa.
61. Hagman, Mats, 1994: Bevattningsmed avloppsvatten - en hydrogeologisk studie.
62. Sandström, Olof, 1994: Petrology and depositional history of the Campanian strata at Maltesholm, Scania, southern Sweden.
63. Pålsson, Christian, 1995: Middle-Upper Ordovician trilobites and stratigraphy along the Kyrkbäcken rivulet in the Röstånga area, southern Sweden.
64. Gustafson, Lars, 1995: Senkvartär stratigrafi och utveckling i Örseryd, mellersta Blekinge.
65. Gichina, Boniface M., 1995: Early Holocene water level changes as recorded on the island of Senoren, eastern Blekinge, southeastern Sweden.
66. Nilson, Tomas, 1996: Process- och miljötolkning av sedimentationen i en subglacial läsideskavitet, Järnavik, S. Blekinge.
67. Andersson, Jenny, 1996: Sveconorwegian influence on the ca. 1.36 Ga old Tjärnesjö granite, and associated pyroxene bearing quartz-monzonites in southwestern Sweden.
68. Olsson, Ingela, 1996: Sedimentology of the Bajocian Fuglunda Member at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
69. Calner, Hanna, 1996: Trace fossils from the Paleocene-Middle Eocene Monte Sporno flysch complex, Northern Apennines, Italy.
70. Calner, Mikael, 1996: Sedimentary structures and facies of fine grained deep-water carbonate turbidites in a Paleocene-Middle Eocene flysch complex, Monte Sporno, Northern Apennines, Italy.
71. Hesbøl, Ros-Mari, 1996: Retrograded eclogites of the Richarddalen Complex, NW Svalbard - Petrology and P/T-conditions.
72. Eriksson, Mats, 1996: Lower Silurian polychaetaspid and ramphoprionid polychaetes from Gotland: aspects on taxonomy and palaeoecology.
73. Larsson, Daniel, 1996: Proterozoic hydrothermal alteration and mineralization along the Protogine Zone in southern Sweden.
74. Rees, Jan, 1996: A new hybodont shark fauna from the Upper Jurassic Vitabäck Clays at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
75. Bengtsson, Fredrik, 1996: Paleomagnetisk undersökning av senpaleozoiska gångbergarter i Skåne; Kongadiabas, melafyr och kullait.
76. Björngreen, Maria, 1996: Kontrollprogram vid avfallsupplag - en utvärdering.
77. Hansson, Anders, 1996: Adaptations and evolution in terrestrial carnivores.
78. Book, Jenny, 1996: A Light Microscopy and Scanning Electron Microscopy study of coccoliths from two bore holes along the City Tunnel Line in Malmö, Sweden.
79. Broström, Anna, 1996: The openness of the present-day landscape reflected in pollen assemblages from surface sediments in lakes - a first step towards a quantitative approach for the reconstruction of ancient cultural landscapes in south Sweden.
80. Paulsson, Oskar, 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.