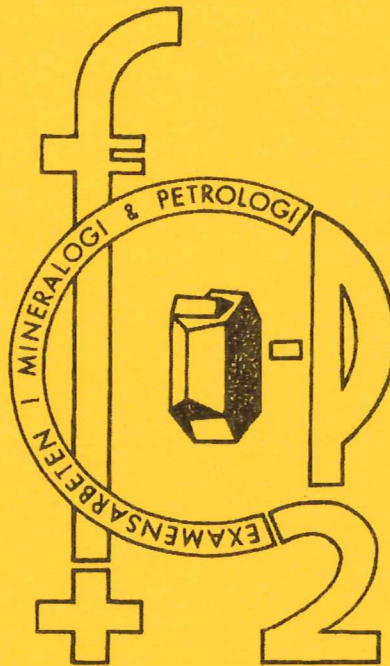


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi



En strukturgeologisk modell för berggrunden i
Sarvesvagne-Luottalako-området,
Sareks Nationalpark, Lappand

Mats G. Lund

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

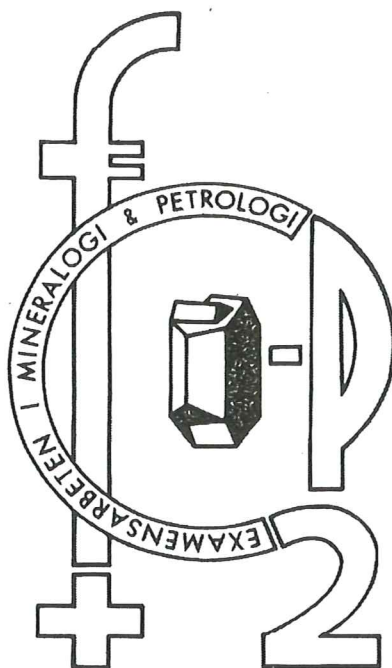
601137694

Examensarbete, 20 p
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 111

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi



En strukturgeologisk modell för berggrunden i
Sarvesvagne-Luottalako-området,
Sareks Nationalpark, Lappand

Mats G. Lund

A structural model for the Caledonian Allochton in the Sarvesvagge-Luottolako area, Sarek National Park, Sweden

MATS G. LUND

Lund, M. G., 1999 05 31: A structural model for the Caledonian Allochton in the Sarvesvagge-Luottolako area, Sarek National Park, Sweden. M.Sc. thesis in geology at Lund University. 20 points. No.111, p. 1-27.

The high plateau of Luottolako constitutes a topographical area strongly contrasting from the rugged Sarek Mountains. Older geological maps show that not only the topography, but also the bedrock is different compared to the surrounding massifs. However, the boundaries in the previously published maps indicate impossible structural models. This work presents a new structural model for the Caledonian allochton of the Sarvesvagge-Luottolako area, and a discussion of its significance for the geological development of the area.

Four tectonostratigraphical units constitute the bedrock of the area; the *Akkajaure Nappe Complex* (ANC), belonging to the shortened margin of continent Baltica (TSMB); the *Skarja Nappe*, *Mikka Nappe*, and *Sarektjåkkå Nappe*, all belonging to the *Seve-Kalak Superterrane* (SKS). The lowermost unit is the ANC, consisting of Precambrian magmatic rocks dominated by syenite, gabbro, and anorthosite. The *Skarja Nappe* is composed of garnet mica-schist with rare metabasite-boudins. Strongly deformed quartzite with subordinate amphibolite- and retroeclogite boudins constitute the *Mikka Nappe*. The voluminous *Sarektjåkkå Nappe* is the uppermost unit, dominated by mafic dykes (70-80%) intruded into rift-related sediments.

The *Luottolako Duplex* (LD), 20x20 km large, where the units often are small (a few 10's of m thick) characterize the study area. The LD is a double duplex structure where all the tectonostratigraphical levels are imbricated. SKS imbricated together with ANC is not recorded from other localities. The imbrication probably developed during the final phase of the Caledonian overthrusting since no metamorphic overprint is recognizable. The syenite-gabbro-anorthosite association of the Luottolako Plateau is the same as the Ruotevare anorthosite, which can now confidently be correlated with ANC north of Sarek.

Caledonides, Sarek, structural geology, tectonostratigraphy, duplex, overthrusting.

Lund Mats G., Institute of Geology, Department of Mineralogy and Petrology, Sölvegatan 13, SE-223 62 Lund, Sweden. e-mail: msl@novell.geol.lu.se



Innehåll

1.0 Inledning	1
1.1 Geografiskt område	1
1.2 Bakgrund och problemställning	1
1.3 Tidigare arbeten	3
1.4 Metoder	4
1.5 Sammanfattning av resultat	4
2.0 Kaledonisk geologi	5
2.1 Kaledonidernas utbredning	5
2.2 Kaledonidernas utveckling	5
2.3 Sareks tektonostratigrafi	6
3.0 Sarvesvagge-Luottolakos geologi	9
3.1 Översikt över Sarvesvagge-Luottolakos geologi	9
3.2 ANC	13
3.3 Skarjaskollan	15
3.4 Mikkaskollan	16
3.5 Sarektjäkkåskollan	17
4.0 Diskussion	18
4.1 Duplexproblematiken	18
4.1.1 Strukturell modell	19
4.2 Syenitskolleproblematiken	22
4.3 Tektonostratigrafi	23
5.0 Slutsatser	24
Tack	24
Referenser	25

1.0 Inledning

1.1 Geografiskt område

Fältarbetsområdet ligger i Sareks nationalpark i centrala delen av Norrbottens län, Lappland. Aktuell karta över området är Fjällkartan BD 10, Ed. 1 1998. Undersökningen omfattar högsletten Luottolako (se fig. 1a), belägen på 1200-1300 m.ö.h., dalgången Sarvesvagne (800-900 m.ö.h.; se fig. 1b) och massivet Ritatjåkkå (1944 m.ö.h.) direkt norr därom. Luottolakos högslett återfinns mellan dalgångarna Sarvesvagne i norr och Njåtjosvagne i söder, öster om Luottomassivet och väster om Pärtemassivet i den centrala delen av nationalparken. Det undersökta området är ca 100 km² stort och utgörs av högfjällsterräng med god blottningsgrad (ca 20-30 %). Områdets geologi har tidigare redovisats i två kartor (Hamberg, 1910; Kulling, 1982; fig. 2).

1.2 Bakgrund och problemställning

Berggrunden i Sareks Nationalpark, Lappland, var i det närmaste okänd fram till sekelskiftet då pionjären Axel Hamberg påbörjade vad som skulle bli en omfattande undersökning och kartering av området. Hans berggrundskarta från 1910 (Hamberg, 1910) låg nästan helt till grund för Sarekdelen av Oskar Kullings geologiska karta över södra Norrbottensfjällen som kom ut 1964 (Kulling, 1982).

I slutet av 1980-talet genomförde Olaf Svenningsen från Geologiska Institutionen vid Lunds Universitet omfattande undersökningar av norra Sareks geologi för sin doktorsavhandling (Svenningsen, 1993). Under fältarbete i det intilliggande Ålkatj-Tielmaområdet somrarna 1994 och 1997 uppdagades och kartlades berggrundsstrukturer som avviker från den traditionella uppfattningen av en strukturellt normal tektonisk stratigrafi.

Det stod snart klart att förekomsten av de observerade strukturerna ej utgör en isolerad förekomst utan kunde ha en fortsättning i angränsande områden. Fältstudier och kartanalyser visar på kraftiga förenklingar och bitvis orimliga gränsdragningar i de gamla kartorna (Hamberg, 1910; Kulling, 1982). Vid studier av bergartsgränserna på dessa kartor upptäcker man geometriskt omöjliga lösningar (se fig. 2). Därför valdes Sarvesvagne/Luottolako-området som ett lämpligt studieområde för detta examensarbete.

Det intilliggande Ålkatj-Tielmaområdet består bland annat av en strukturell kulmination och ett mycket stort överstjälpt veck, det s. k. Jåkatjkaskavecket (Rehnström, 1998). Storleken av dessa strukturer är betydande; kulminationen förekommer i ett ca 20x20 km stort område och kan förmodas ha haft en viktig roll under den senkaledoniska överskjutningsfasen.

Då områdena ligger i direkt anslutning till varandra är det av stor vikt att erhålla en helhetsbild över området för att bättre kunna förstå överskjutningsmekanismerna. Under fältarbetet visade det sig dock snabbt att geologin var mer komplicerad än väntat och avvek från det förväntade mönstret. Fortsättningen av den strukturella kulminationen återfanns, men i anslutning till denna konstaterades en storskalig imbrikation av vanligtvis tektonostratigrafiskt skilda enheter i mellersta och övre alloktion. Förhållandet mellan de olika skollorna avviker således från den tidigare etablerade tektoniska stratigrafien. Kartläggningsarbetet har också fyllt i "luckor" i äldre geologiska kartor och möjliggjort korrelationer, vilka tidigare har varit både osäkra och kontroversiella.



Fig. 1. A. Vy över högslätten Luottolako mot öster med Pärtemassivets huvudkam i bakgrunden. Lägga märke till den slående kontrasten i topografi mellan Luottolako och de omgivande massiven. Avståndet till Pärtemassivet är ca. 10 km.

B. Sarvesvagne sedd mot nordväst, från Nåites topp (1620 m.ö.h.). Ritatjåkkås topp (1944 m.ö.h., se också fig. 5) ligger insvept i moln. Mitt i bilden framträder linsgeometrin i Luottolakoduplexet tydligt. Dalgången är ca. 2 km bred.

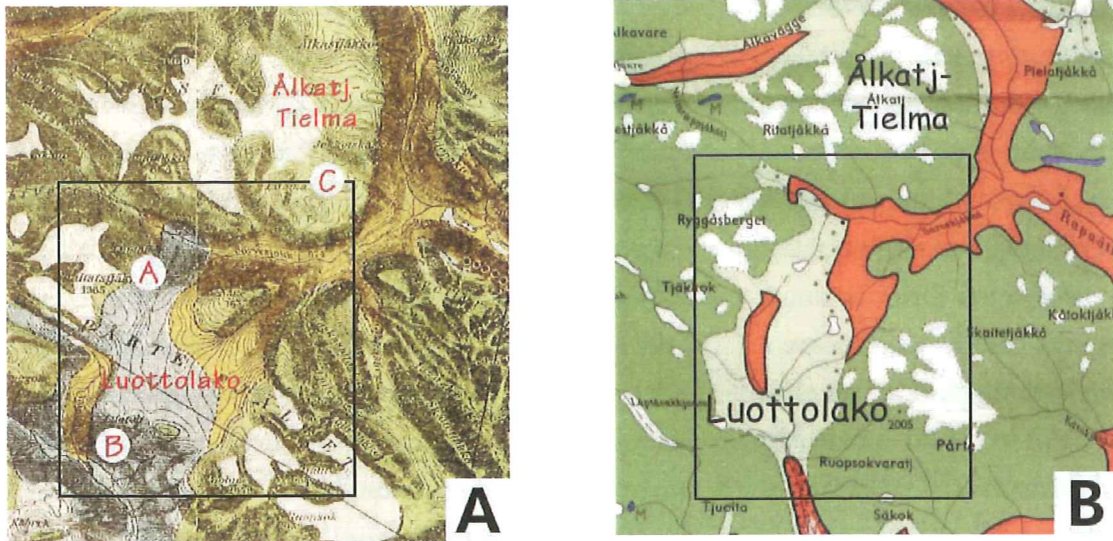


Fig. 2: De enda två tidigare publicerade berggrundskartorna över Luottolake-Sarvesvagge. A är från Hamberg (1910) och B från Kulling (1982). Notera speciellt hur bergartsgränserna i Sarvesvagge norr om Luottolako beskriver geometriskt osannolika relationer, se särskilt vid A och B i karta A. Jfr. fig. 5.

1.3 Tidigare arbeten

Den första karta som producerades över det aktuella området (både topografisk- och berggrundskarta!) var den relativt storskaliga karta över Sarekfjällen som Axel Hamberg publicerade 1910 (Hamberg, 1910). Han genomförde omfattande undersökningar av Sareks geologi och i många år var hans publikationer de enda som fanns till hands. För pionjären Axel Hamberg var fältarbete i Sarvesvagge-Luottolako-området en besvärlig uppgift. Han var begränsad till att slå läger i björkskogsregionen för att ha tillgång till bränsle och detta ledde till långa och branta anmarscher för att nå området vid Sarvesvagge-Luottolako.

Som en följd härav blev området endast mycket översiktligt karterat. Luottolako och Sarvesvagge nämns i hans arbeten på flera ställen (Hamberg, 1910) som platser med tydliga indikationer på att överskjutningar ägt rum. 1964 publicerades Oskar Kullings karta över södra

Norrbottensfjällen, men beskrivningen till denna kom inte ut förrän 1982 (Kulling, 1982). Kullings karta var i det inre av Sarek till stora delar baserad på Axel Hambergs observationer, något som vid en direkt jämförelse av kartorna framgår tydligt.

Norra Sareks geologi studerades från mitten av 1980-talet av (Andréasson, 1986; Andréasson et al., 1992; Dallmeyer et al., 1991; Svenningsson, 1993, 1994a, 1994b och 1995). Dessa arbeten har huvudsakligen avhandlat Sarektjåkkåskollan och dess utveckling. Kvikkjokk-området strax söder om Luottolako har beskrivits i ett par studier (Björklund och Stigh, 1994; Greiling och Kumpulainen, 1989) och området runt Akkajaure norr om Sarek har beskrivits av Björklund (1989).

Äldre data rörande det aktuella området som finns tillgängliga för jämförelse utgörs således till övervägande delen av Axel Hambergs observationer från seklets början. Sedan denna tid har

vårt strukturella tänkande och vår bild av fjällkedjans uppbyggnad förändrats avsevärt, men icke desto mindre är det relevant att göra jämförelser med tidigare observationer och tolkningar. Vårt att notera från Hambergs fotografier och toppbestigningsbeskrivningar är att glaciärerna sedan 1900-talets första år dragit sig tillbaka i genomsnitt flera hundra meter, vilket leder till en positiv ökning av blottningsgraden...

1.4 Metoder

Arbetet bestod i att genom kartering, strukturella analyser och i viss mån petrografiska studier klargöra de berggrundsgeologiska förhållandena i området runt Sarvesvagge och Luottolakos högslätt i Sareks nationalpark. Två läger upprättades, utifrån vilka kartering genomfördes under 21 dagar. Olaf Svenningsen, Anna Grönholm och undertecknad deltog i fältarbetet. Karteringen täckte ett stort område (ca 100 km²) under relativt kort tid, i syfte att ge en översiktlig bild av bergarters och strukturers förekomst och tredimensionella utbredning. Strukturdata analyserades med hjälp av stereografisk projektion (Stereonet 4.9.6a), och resultaten av dessa analyser har styrt ritningen av kartor och profiler. Studier av tunnslip har använts för att analysera och tolka makro- och mikroskopiska strukturella relationer, bergarters sammansättning och mineralparageneser, samt metamorf grad.

1.5 Sammanfattning av resultat

- I detta arbete presenteras en ny berggrundsgeologisk karta över Sarvesvagge-Luottolakoområdet. Området uppvisar en storskalig duplexstruktur, *Luottolako-duplexet (LD)*, för vilken en hypotetisk bildningsmodell presenteras.
- Enheten *Akkajaure Nappe Complex (ANC)* har genomgått metamorfos i grönskifferfacies, men innehåller ofta granat i samband med deformationszoner. Förekomsten av granat som indikation på metamorf grad är olämplig som tektonostratigrafiskt indelningskriterium. *ANC* i Sarvesvagge-Luottolakoområdet korreleras med Ruotevare Anortositfält söder om Sarek och med motsvarande enheter vid Akkajaure norr om Sareks Nationalpark.
- Den tektonostratigrafiska indelning som föreslagits av Andréasson et al. (1998) anammats och *ANC* förs till "the shortened margin of continent Baltica" (*TSMB*); *Skarjaskollan*, *Mikkaskollan*, och *Sarektjåkkåskollan* förs till *Seve-Kalak Superterrane (SKS)*.

2.0 Kaledonisk geologi

2.1 Kaledonidernas utbredning

De skandinaviska Kaledoniderna utgör kärnan i en ca 1800 km lång och 300 km bred bergskedja, fjällkedjan. Denna löper i ungefär i N-S riktning och utgörs av skolor som under den kaledoniska orogensen skjutits över varandra mot öster upp på den baltiska kratonen (Roberts and Gee, 1985). Under den kaledoniska orogensen påverkades ett stort område och spår av denna finns idag i hela nordvästra Europa, Svalbard, Grönland, samt östra Nordamerika.

2.2 Kaledonidernas utveckling

Vid ca 1300-900 Ma var jordens kontinentala plattor via en serie globala kollisionshändelser samlade till en stor sammanhängande landmassa som skulle komma att utgöra en långlivad superkontinent, Rodinia (Powell och Unrug, in press). Under den senare delen av proterozoikum, för ca 750-725 Ma sedan (Dalziel, 1997; Torsvik et al., 1996), började uppbyggnaden av Rodinia. Baltica och Laurentia kom härvid att tillsammans driva mot sydliga breddgrader, där de nedisades under Varangeristiderna vid ca 650 Ma (Pringle, 1973). Den slutliga uppbyggnaden av Rodinia i

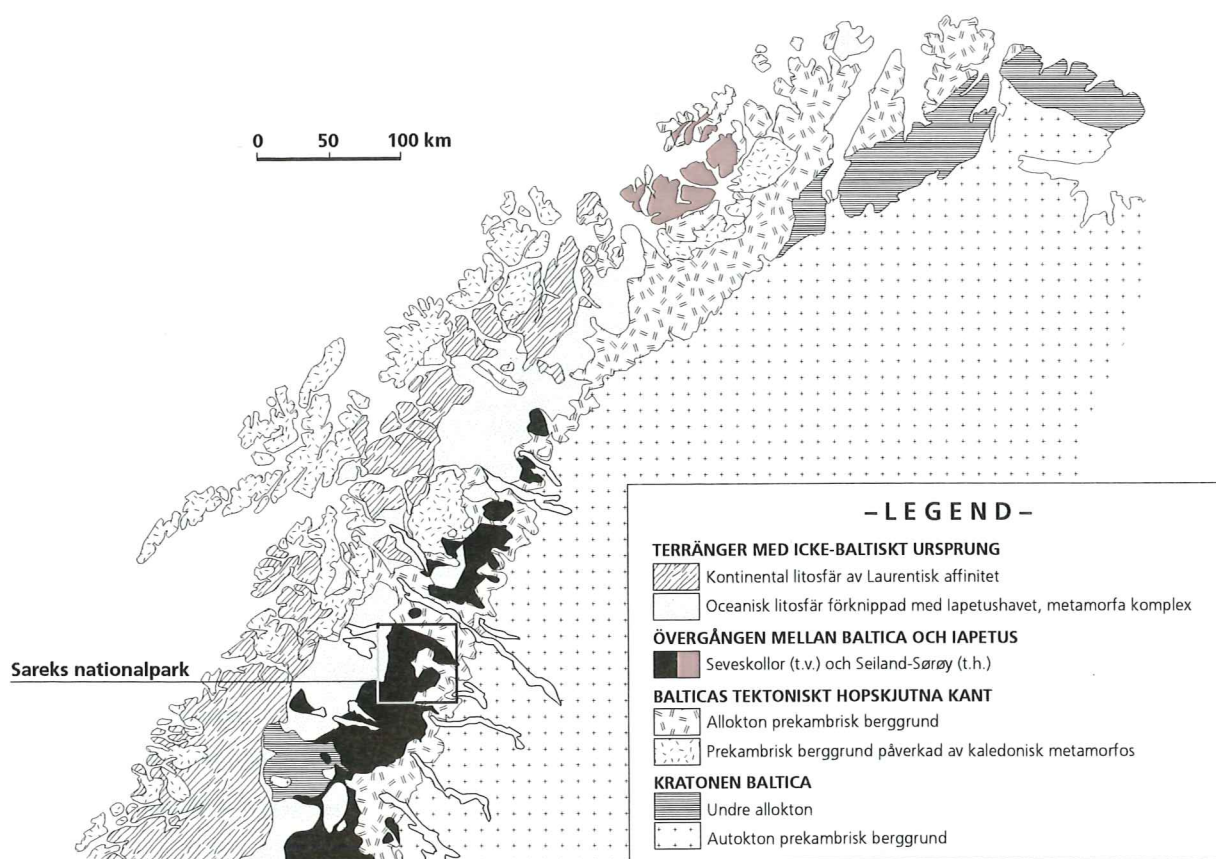


Fig. 3: Karta över de norra skandinaviska Kaledoniderna. Rutan markerar det studerade områdets placering. Modifierad efter Andréasson et al. (1998); Stephens och Gee (1989).

senprekambrium karaktäriserades av riftning och bildning av oceanisk jordskorpa. Stora mängder sediment avsattes i form av kalkstenar, sandstenar och skifferar i riftbassänger där den kontinentala skorpan mellan Baltica och Laurentia sträcktes och tunnades ut (Andréasson et al., 1998).

Bildningen av oceanisk jordskorpa initierades av diabasgångar som genomsatte sedimenten; detta har i Sarek daterats till ca 608 Ma (Svenningsen, 1999) och i sydvästra Norge till 616 Ma (Egersundsgångarna; Bingen et al., (1998)). Den kaledoniska orogenesisen inleddes i sen kambrium - tidig ordovicium med den *Finnmarkiska fasen* (540-490 Ma; Stephens och Gee, (1989); Sturt et al., (1978)). Balticas nuvarande västra kant var under den Finnmarkiska fasen förmodligen vänd mot norr (Torsvik et al., 1996) och Baltica hade således roterat 90 grader med-sols från sin tidigare position mot Laurentia.

Den traditionella åsikten har varit att Baltica under hela den kaledoniska utvecklingen varit vänd mot Laurentia, men nyare paleomagnetiska och paleontologiska data visar att så förmodligen ej varit fallet (Dalziel, 1997; Torsvik et al., 1996). Denna tektoniska händelse innebar att Balticas kant subducerades, imbrikerades och lyftes upp. Med vilken kontinent Baltica under denna händelse interagerade är dock okänt.

Under den Finnmarkiska fasen utsattes vissa bergarter för höggradig metamorfos och dessa återfinns idag som retrograderade eklogiter (505-503 Ma; Mørk et al., 1988)). I tidig silur (ca 425 Ma) hade Baltica roterat tillbaka så att kontinenten åter var vänd mot Laurentia. Kollisionen mellan kontinenterna medförde att Baltica subducerades mot väster under Laurentia. Denna fas kallas den *skandiska fasen* (Gee, 1975) och resulterade i de stora överskjutningar som idag

märks i fjällkedjan, samt höggradig metamorfos av djupt subducerade bergarter i de västra delarna av Norge (447-440 Ma, Sm-Nd; Griffin och Brueckner (1980); Mørk och Mearns, (1986); U-Pb; Gebauer et al. (1985)).

Den Skandiska fasen avslutades i tidig devon då Kaledoniderna genomgick en extensionell kollaps med avsättning av bl.a. de kontinentala Old Red-sandstenarna i sydvästra Norge och omfattande sedimentmängder i de stora bassängerna i Nordsjön.

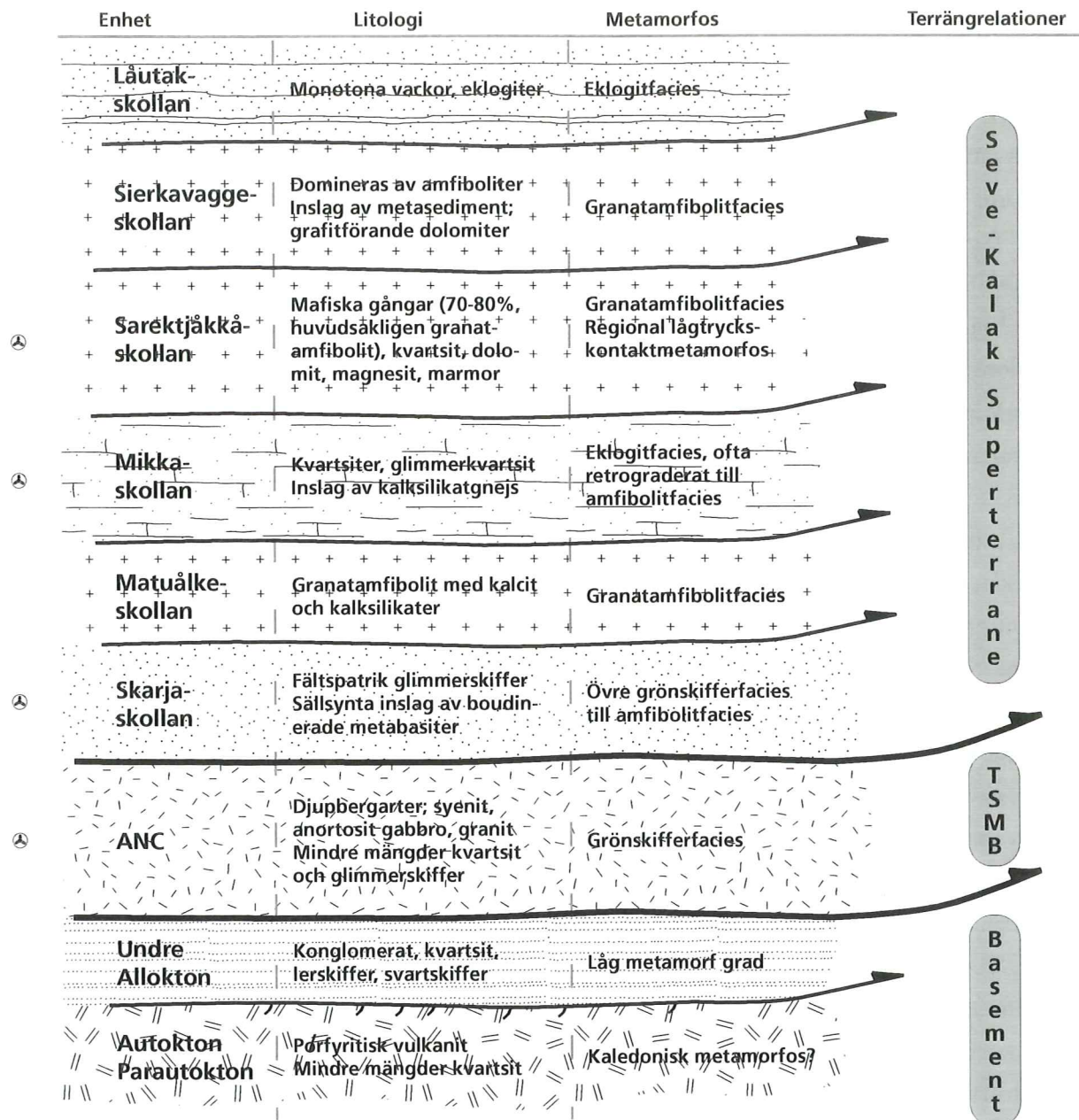
Under tertiär separerade Baltica och Laurentia från varandra vid Atlantens öppning. Denna händelse ledde till en upphöjning av den nederoderade fjällkedjan, något som skapat förutsättningar för bildning av den moderna fjällkedjans utseende.

2.3 Sareks tektonostratigrafi

Sareks tektonostratigrafi följer till stora delar den allmänna indelning som gäller för hela de skandinaviska Kaledoniderna och beskrivs utförligt av Svenningsen (1993). Karaktäristiskt för Sareksområdet är en mycket storskalig veckning runt VNV-orienterade veckaxlar där hela tektonostratigrafien har påverkats, samt att skollorna generellt tunnar ut mot väster. Berggrunden i Sarek har indelats i en tektonostratigrafi (se fig. 4) som huvudsakligen baseras på förhållandena i Sareks norra del, vid den s. k. Äparsynformen.

Den lägsta tektonostratigrafiska nivån utgörs av *autokton/parautokton* som i Kukkesvage och Lietjit-jaure-fönstret utgörs av en grön porfyritisk metabasit som av Kulling (1982) benämns Kukkesvage-porfyrit. Detta är således en vulkanisk bergart som avsatts direkt på urberget och kan betraktas som en del av basement.

Undre allokton, också förekommande i områ-



⊕ Enheter som återfinns i det undersökta området

Fig. 4: Tektonostratigrafisk kolumn som visar den generella tektonostratigrafiska uppbyggnaden i Sarek-området. Tjockleksrelationerna mellan de olika enheterna är här ej korrekt återgivna. Notera att i det studerade området återfinns endast enheterna ANC, Skarja-, Mikka-, och Sarektjåkkåskollan. Efter Svenningsen (1993).

det vid Lietjit-jaure-fönstret, består av sedimentära bergarter i form av kvartsiter och kvartsitiska konglomerat, lerskifferar och svart alunskiffer. Dessa förekommer söder om Lietjit-jaure med

totalt ca 64 m mäktighet (Kulling 1982). I Kierkau-fjällen strax NO om nationalparken förekommer de sedimentära bergarterna i en vacker duplexöverskjutning (Kulling 1982). Sedimen-

ten tillhör Dividal-gruppen och är av senproterozoisk - tidigkambrisk ålder.

Mellersta allokton överlagras undre allokton och utgörs i Sarek/Akkajaure-trakten av Akkajaure Nappe Complex (ANC; Björklund 1989). Denna kallas av Hamberg (1901, 1910) för "Syenitskollan". Bergarterna utgörs huvudsakligen av magmatiska djupbergarter såsom syenit, anortosit, gabbro, granit m.fl. djupbergarter, samt gångbergarter och mindre mängder sedimentära bergarter i form av främst kvartsiter och glimmerskiffrar. Norr om Kisuris i norra Sarek (Andréasson, 1986) och i Ruoutevare-området söder om Sarek (Björklund och Stigh 1994) förekommer Fe-Ti-mineraliseringar i samband med anortositiska/gabbroida led i de magmatiska associationerna. Björklund (1985,1989) har definierat ANC med en underindelning av sex interna skolor som skiljs åt av tunna skikt av metasediment.

Övre allokton utgörs i Sarek av *Seve Nappe Complex (SNC)* som ovanlagras mellersta allokton och utgörs av ett flertal enheter där alla ej finns representerade över hela Sarekområdet.

Underst återfinns *Skarjaskollan* som utgörs av fältspatrika glimmerskiffrar med enstaka sällsynta inslag av boudinerade metabasiter. Protoliten utgjordes sannolikt av miogeoklinalsediment som avsatts vid Balticas kontinentkant. Skarjaskollan har betraktats som en ekvivalent till Särsvskollan i Jämtland, Västerbotten och södra Norrbotten, vilken av vissa författare förts till mellersta allokton (t.ex. Roberts och Gee 1985) och av andra till SNC (Andréasson et al. 1998 och referenser däri). Nyligen fördes alla enheter som karakteriseras av sedimentation och magmatism i Baltoskandiska riftbassänger till den övergripande *Seve-Kalak Superterrane* (SKS; Andréasson et al.,

1998) för att undvika begreppsförvirring och för att fokusera på enhetens ursprung och plats i den tektoniska utvecklingen.

Den mindre *Matuälkeskollan* finns över Skarjaskollan i Rapadalens norra del. Denna domineras helt av kalkig granatamfibolit med inslag av kalksilikater och skiljs från Skarjaskollan av en tydlig överskjutning (Svenningsen 1993).

Mikkaskollan är nästa enhet i tektonostratigrafien och består huvudsakligen av vita kvartsiter och glimmerkvartsiter med ett underordnat inslag av kalksilikatrika gnejser och boudiner av granatamfibolit och retroeklogit. Skarjaskollans och Mikkaskollans bergarter har sannolikt bildats i liknande miljöer, men har därefter genomgått olika metamorf utveckling. Mikkaskollan har i Sarekområdet tidigare beskrivits av bl.a. Dallmeyer et al. (1991). Enheten kan sannolikt korreleras med den s.k. Juronkvartsiten (Kulling 1982) som återfinns i Jäckvik/Grapesvare-området söder om Sarek (även Andréasson et al. (1985)). Således ingår enheten i Vaimoklinsen, som tillsammans med Sarek- och Tsäckoklinserna utgör SNC i södra Norrbotten enligt Zachrisson och Stephens (1984).

Ovan Mikkaskollan vilar *Sarektjåkkåskollan* som definieras och beskrivs kortfattat i Andréasson (1986) och utförligt i Svenningsen (1993, 1994a och b, 1995). Sarektjåkkåskollan är den högsta stratigrafiska enhet som förekommer i det studerade området och tillika den volymmässigt sett mest dominerande enheten i hela Sarektrakten. Generellt sett följer Sarektjåkkåskollan fjällkedjeskollornas trend och är tjockast i öster och tunnare ut mot väster. Enheten består av 70-80 % diabas som, i form av enskilda gångar och "sheeted dykes", har intruderat sedimentära bergarter.

De sedimentära bergarterna utgörs huvudsak-

ligen av grundvattenavsatta sandstenar och evaporiter tillhörande Favoritkammengruppen och bildar s.k. "sediment screens" mellan diabas-gångarna (Svenningsen 1994a och b, 1995). I norra Sarek är lagerföljden i Sarektjåkkåskollan är stjälp, så att diabasgångarna är parallella med skollans gränser och den sedimentära lagringen i det närmaste står vertikalt.

Enheten uppnår en metamorf grad av granat-amfibolitfacies i sina ytterkanter och är kraftigt deformerad och metamorfoserad. I dess centrala delar har dock Sarektjåkkåskollan på vissa ställen helt undsluppit kaledonisk deformation; kylda gångkontakter och primära sedimentära strukturer såsom avvattningsstrukturer och kors-siktning är vanliga. Sedimenten avsattes i en riftbassäng och genomslogs av diabasgångar vid Iapetushavets öppnande. Sarektjåkkåskollan representerar en övergångsform mellan kontinental skorpa och oceanskorpa (Svenningsen, 1995).

Sierkavaggeskollan följer stratigrafiskt ovan Sarektjåkkåskollan och dess förekomst är huvudsakligen lokaliserad till nationalparkens nordvästligaste delar runt Låutak-massivet. Enheten domineras av amfiboliter med inslag av meta-sediment. Enheten kan vara omöjlig att skilja från Sarektjåkkåskollan, men innehåller ibland grafitförande dolomitisk marmor och kärnskiffer som är typisk för Sierkavaggeskollan.

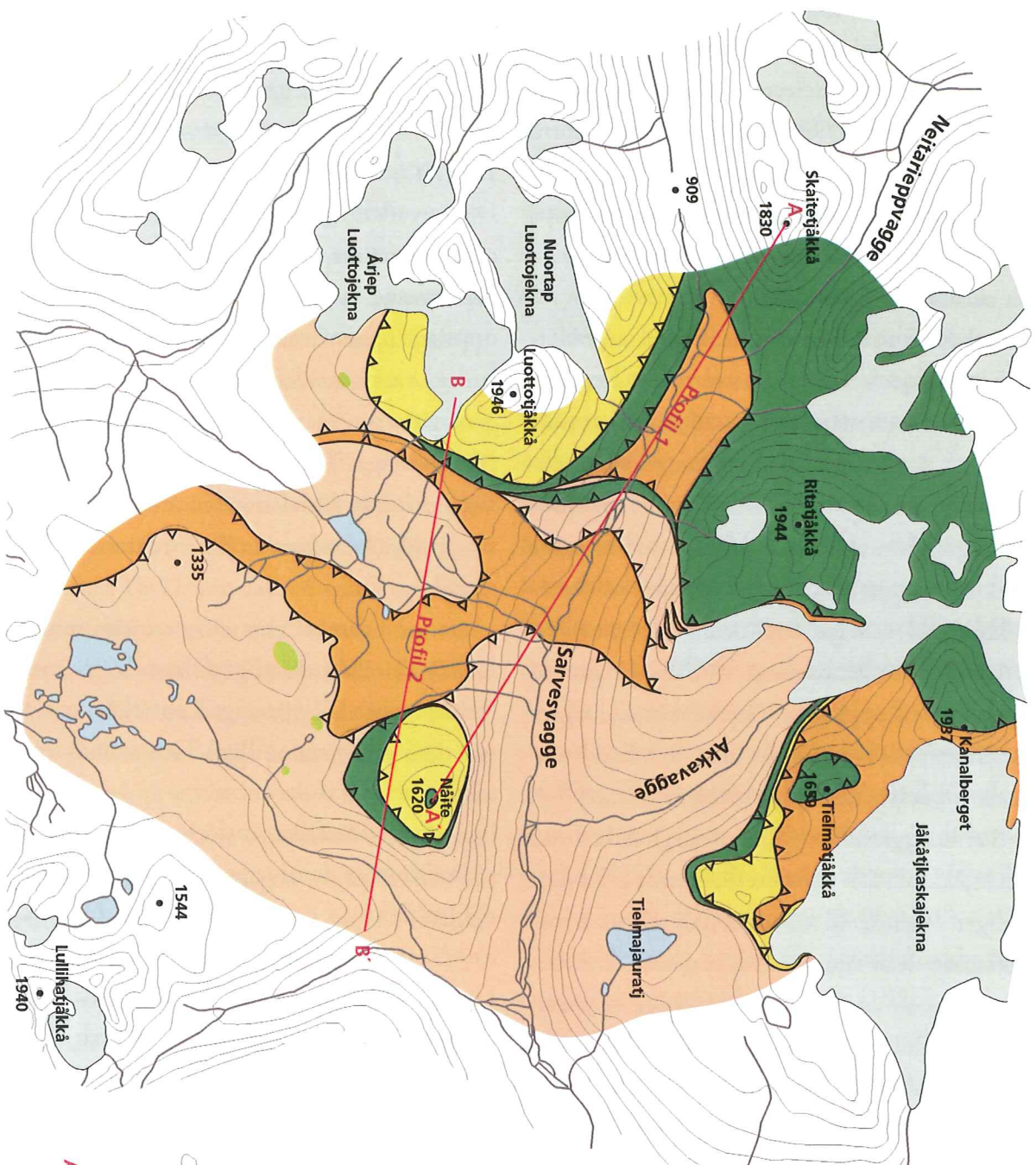
Den allra högsta enheten i Sarekområdet utgörs av *Låutakskollan* som överlagrar Sierkavaggeskollan i Låutak-massivet. Den består av monotona vackor och omvandlas lokalt i deformationszoner till granatförande glimmerskiffer. Enheten kan sannolikt korreleras med den s. k. Tsäckkoklinsen enl. Zachrisson och Stephens (1984) definition.

3.0 Sarvesvagne-Luottolako-geologi

3.1 Översikt över Sarvesvagne-Luottolako-geologi

Det huvudsakliga arbetet har bestått i att kartera och undersöka de strukturella relationerna i Sarvesvagne-Luottolako-området. I fig. 5 (nästa uppslag) presenteras den berggrundsgeologiska kartan över området och i fig. 7 den struktur-geologiska kartan. Båda dessa är ett resultat av fältkartering och strukturella analyser (se 1.4 Metoder). Utifrån fältrelationer och strukturdata har två profiler konstruerats (fig. 6; deras sträckning visas i fig. 5).

Som tidigare nämnts finns ett nära samband mellan de tektonostratigrafiska och strukturella förhållandena i Sarvesvagne-Luottolako-området och det intilliggande Ålkatj-Tielmaområdet. De tektonostratigrafiska enheterna är desamma och litologierna förefaller jämförbara över detta område. Geologin domineras av den imbrikat-struktur (se fig. 6), i det följande kallad *Luottolako-duplexet (LD)*, som finns vid högslätten Luottolako och som sträcker sig över mot Tielma-massivet. Vid Luottolakos högslätt når ANC:s överyta upp över 1300 m. ö. h. medan den i den närliggande dalgången Sarvesvagne återfinns på ca 800 m höjd. Ca 6 km i nordvästlig riktning (Sarvesvagnes övre del) finns Sarektjåkkåskollans underyta vid ca 900 m. ö. h. och underlagras där av Skarjaskollan. Vid Ritatjåkkås sydostkam ned mot Sarvesvagne återfinns Sarektjåkkåskollans underyta på ca 1550 m höjd, och reser sig alltså kraftigt till följd av LD. Skarjaskollan finns även uppe på Luottolako (ca 1300 m. ö. h.) och vid Tielmatjåkkå (ca 1600 m. ö. h.). Enheterna varierar således kraftigt i sin vertikala och laterala utbredning och förekommer ofta i en "felaktig"














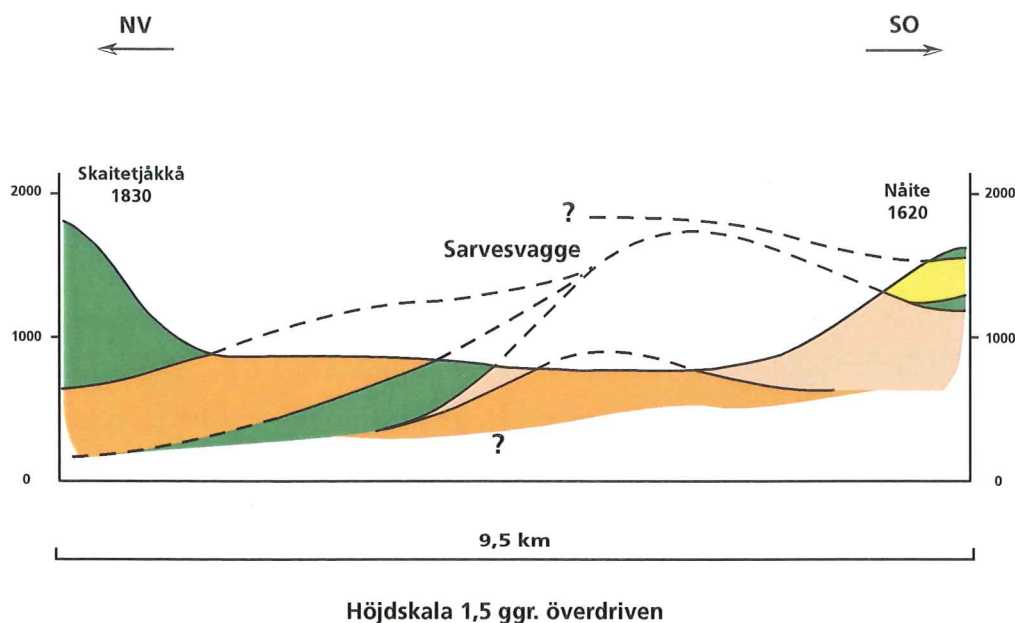
-  Sarektjåkkaskollan
-  Mikkaskollan
-  Skarjaskollan
-  Akkajåure Nappe Complex
-  Gabbro el. ultramafit i ANC
-  Sjåar och vattendrag
-  Glaciär
-  Höjddkurvor (100 m.s. ekvidistans)
-  Namn på toppar, dalar och glaciärer
-  1620
-  Profil

Fig. 5

Profil 1: Skaitetjåkkå-Nåite



Profil 2: Luottojekna-Nåitevagge

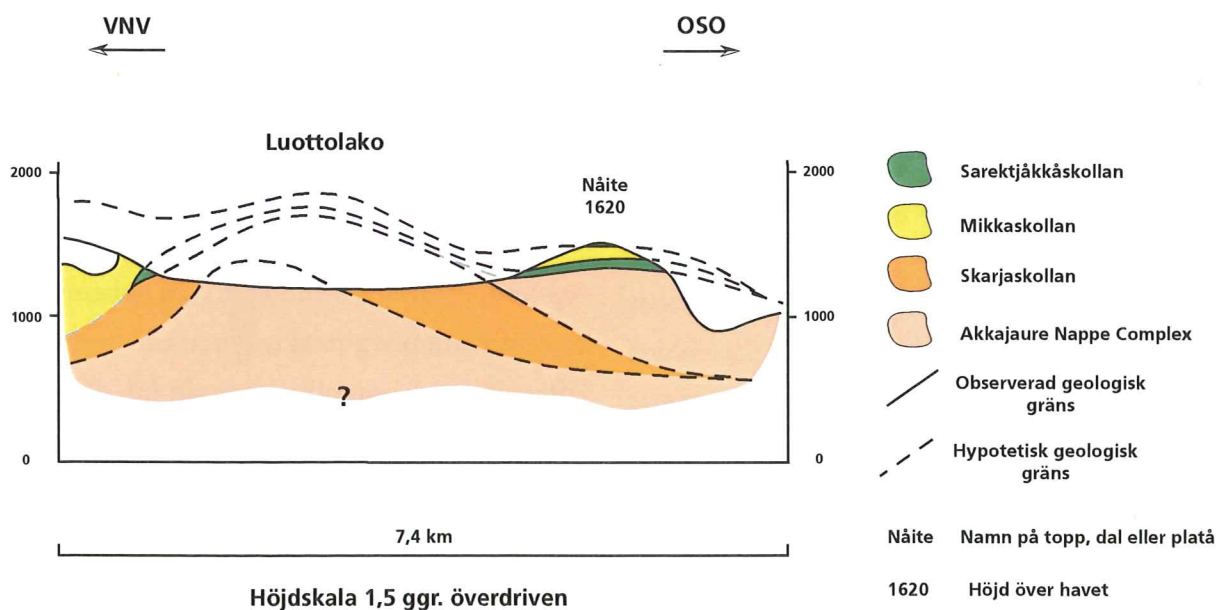
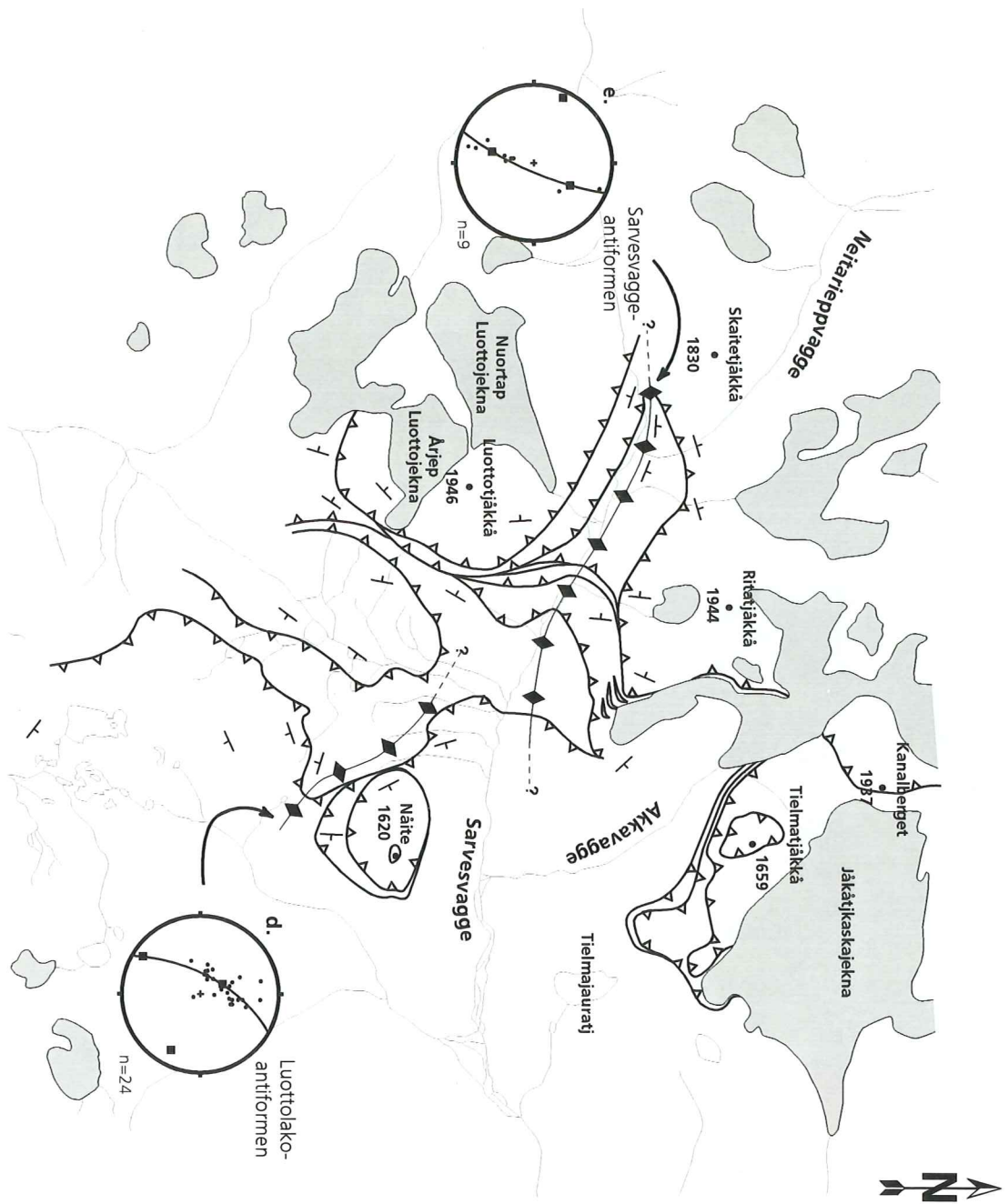
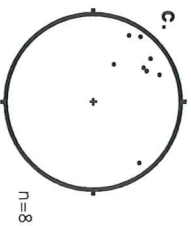
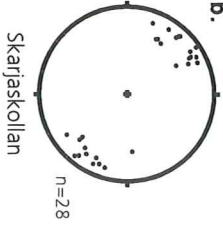
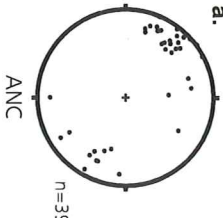


Fig. 6 (ovan): Profiler i Sarvesvagge-Luottolako-området. Profil 1: tvärsnitt från Skaitetjåkkås topp till Nåites topp. Profil 2: tvärsnitt från glaciären Luottojekna till Nåitevagge via Nåite. Skalan i de båda profilerna är samma och höjdskalen är 1,5 ggr. överdriven.

Fig. 5 (till vänster): Karta visande de geologiska enheternas utbredning i det studerade området. För områdets geografiska placering, se fig. 2. Se även fig. 7 (strukturgeologisk karta) samt fig. 6 (profiler, ovan) för vidare information.



Lineationer
(Projeksjon på ytriktigt nät)



R a p a - d a l e n

2 km

Sjöar och vattendrag

Glaciär

Namn på toppar, dalar och glaciärer

1620 Topp, höjd över havet

Enhetsgräns

Överskjutning

Antiform

Strykning/stupning

Fig. 7

ordning avseende uppfattningen av områdets tektonostratigrafi (se fig. 5-7 samt fig. 4 för jämförelse). I den intilliggande Ålkatj-kammen NO om studieområdet förekommer enheterna i en inverterad ordning, vilket förklarades med att enheterna böjts om i ett stort veck (Rehnström, 1998). Detta är dock ej fallet i Sarvesvagge-Luottolako-området, där enheterna vid första anblick förekommer i en ej ordnad följd. Detta orsakas av att enheterna är storskaligt imbrikerade i direkt relation till LD som involverar hela den tektoniska stratigrafien. Detta diskuteras mer ingående under avsnitt 4.1 *Duplexproblematiken*. Karaktäristiskt för området är att enheterna ofta tunnar ut och försvinner vilket ger dem en begränsad utbredning. Repetitioner av lagerföljden förekommer ofta; i Sarvesvagge och vid Näite förekommer Sarektjäkkåskollan repeterad och detsamma gäller för Skarjaskollan i Sarvesvagge och vid Ritatjäkkå SV-kam. Vid Ritatjäkkå SV-kam är tunna, kraftigt deformerade linser av Skarjaskollan internt imbrikerade i ANC.

Enheterna i området karaktäriseras av duktil deformation med mylonitiserade överskjutningszoner som ofta uppvisar kraftig tektonisering med kaotiska, duktila veckstrukturer, "tectonic rafts" m.m. I de följande avsnitten beskrivs bergarterna i de olika enheterna makroskopiskt och mikroskopiskt. För modala mineralsammansättningar hänvisas till Rehnström (1998), tabell 1.

3.2 ANC

Magmatiska djupbergarter i form av syenit, anortosit, gabbro, och granit dominerar ANC:s litologier. Ett underordnat inslag av gångbergarter samt sedimentära bergarter i form av främst kvartsiter och glimmerskiffrar finns också.

Variationer och mellanled mellan olika magmatiska bergarter är vanliga och inkluderar ultrabasit- och leukogabbrokumulat samt rena, vita anortositer. Mellan leukogabbro och anortosit finns många övergångsformer. Gabbrobergarter är vanliga och utgör ofta erosionsresistenta förhöjningar i landskapet.

Inom det undersökta området förekommer ANC:s övre gräns från ca 700 m. ö. h. upp till ca 1500 m. ö. h. och enheten varierar således kraftigt i tjocklek. Enheten är internt imbrikerad och uppvisar ofta en framträdande linsgeometri. De interna överskjutningarna i ANC är ofta markerade av tunna skikt av deformerade metasediment. Deformationen inom ANC varierar och i de inre delarna av större linser visar bergarterna ofta få eller inga tecken på penetrativ deformation, men alltid tydliga tecken på metamorfos i form av omvandling av plagioklas till epidot och zoisit samt kloritbildning. I rörelsezoner är deformationen ofta kraftig och skjuvstrukturer är mycket vanliga, t.ex. C/S-kläv, krenulationsstrukturer och isoklinalveckning. Mylonitisering förekommer rikligen och upp till tiotals meter breda mylonitiserade zoner finns.

Fig. 7: Kartan visar en sammanfattning av de strukturella relationerna i området. Stereogrammen a, b, och c visar uppmätta lineationer för respektive skollenhet (inga värden uppmätta för Mikkaskollan). Stereogram d visar poler till de för "Luottolako-antiformen" uppmätta foliationsytorna. Fyllda kvadrater utgör veckben respektive veckaxel enl. beräkning för bästa passning till cylindriskt veck. Storcirkel utgör plan till veckaxelns pol. I stereogram e är polerna till de för "Sarvesvagge-antiformen" uppmätta foliationsytorna plottade. Teckenförklaring samma som för d. Alla projektioner gjorda på ytriktigt nät.



Fig. 8: Kraftigt veckade sediment i ANC observerade på Luottolako. Skalan på bilden är 10 cm lång.

Vackra exempel på progressiv deformation från kumulatbergarter till extremt stängliga eller folierade bergarter förekommer ofta (fig. 9).



Fig. 9: Exempel på progressiv deformation från odeformerad leukogabbro till kraftigt stänglig bergart. Det översta stycket är ca. 10 cm brett.

Bergarterna är i regel svagt till mycket starkt folierade och foliationen definieras vanligen av klorit, biotit och muskovit. Tecken på omkristallisation utgörs av zoisit- och epidotomvandling av plagioklas, kloritomvandling av amfibol, samt granoblastisk textur och

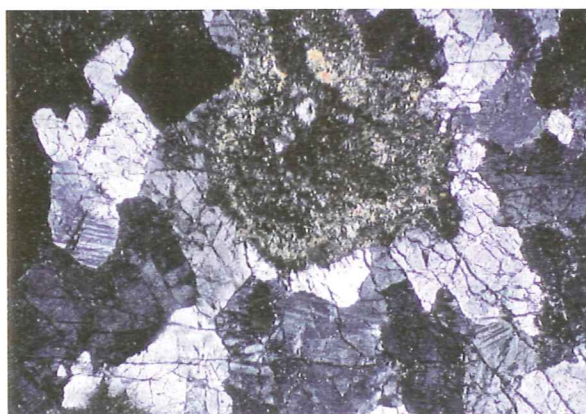


Fig. 10: Leukogabbro med magmatisk textur och pseudomorfovandling av amfibol till klorit. Bildfältet är ca. 1 cm brett.

undulös utsläckning hos kvarts. Vissa bergarter förefaller mindre omkristalliserade och den ursprungliga texturen finns ibland bevarad; vissa mineral har dock ersatts vid pseudomorf mineraltillväxt.

Den metamorfa graden hos enheten är i regel grönskifferfacies. Dock förekommer granatförande anortositer, basiska gångar (amfiboliter) och metasediment i samband med deformationszoner. Granater från dessa zoner är ofta roterade och roterade granater med spiraltextur återfinns (se fig. 11).

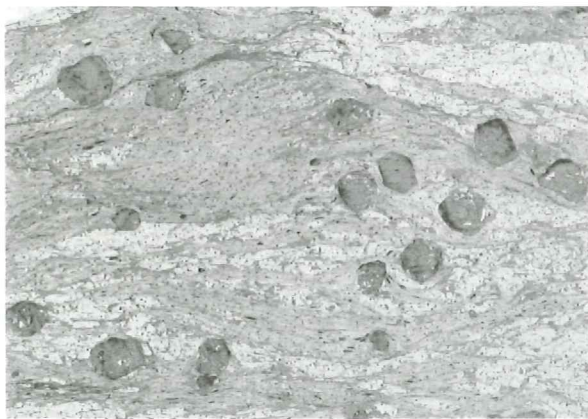


Fig. 11: Granatglimmerskiffer i ANC. Granaterna är roterade och uppvisar sigmoidala inklusionsstråk av kvarts. Granaterna är ca. 2 mm i diameter.

3.3 Skarjaskollan

Skarjaskollan består av fältspathaltiga glimmerskiffer med enstaka, sällsynta inslag av boudinerade metabasiter. Enheten är mycket homogen och ofta lätt igenkännbar i fält. Den utgörs av lila-aktiga glimmerskiffer som är rika på vinröda granater och fältspatmobilisat. Skifferarna är i regel fyllonitiska och har ofta ett flasrigt och knöligt utseende. Stark foliation och stora, vita fältspatporfyroblastar är typiska kännetecken. Enheten ger intryck av att vara utsatt för kraftig

tektonisering. Mobilisering av fältspater är omfattande och detta syns som upp till mest ett par meter långa och någon decimeter breda mobilisat.

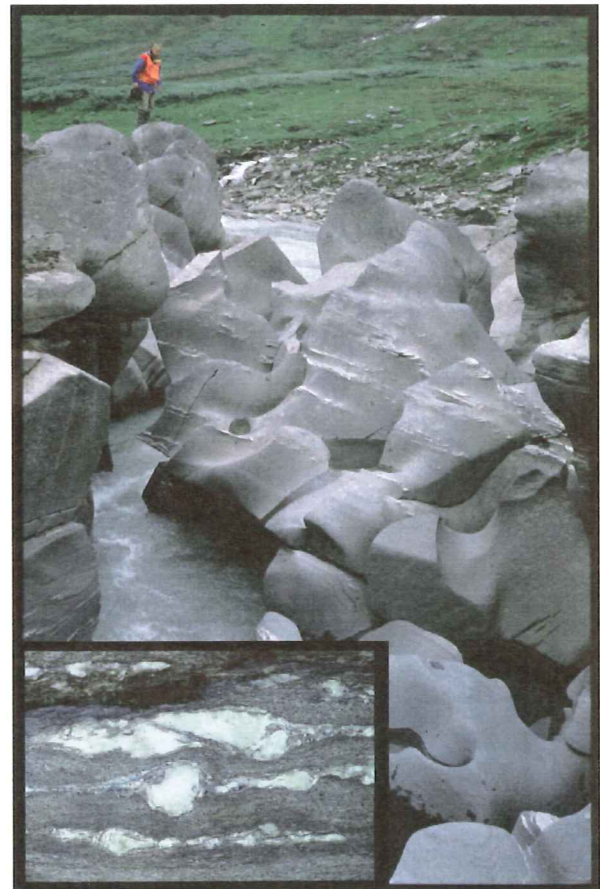


Fig. 12: Granatglimmerskiffer i Skarjaskollan med tydliga fältspatmobilisat, vilka syns som vita ränder. Infälld bild visar en närbild av en sådan fältspatporfyroblast, som är ca. 2 cm tjock.

Dessa definierar tillsammans med orienteringen av glimmermineralen bergartens foliation. Småskalig isoklinalveckning såväl som mesoskaliga öppna veckformer finns typiskt nära tektoniska gränser. Krenulationsveckning är vanligt både i makro- och mikroskala. De enstaka, sällsynta metabasitboudiner som förekommer är i regel små (några centimeter till en halv meter stora) och isolerade.

Huvudmineral är muskovit, fältspater, kvarts och granat. Muskovit synes ofta mikroskopiskt som större glimmerfiskar och ger bergarten dess fyllonitiska karaktär. I fält har upp till 5 cm stora euhedraala "muskovitböcker" påträffats. Granaterna är ofta oregelbundna och har ibland helt eller delvis ersatts av klorit som vuxit pseudomorft. De är alltid insvepta i foliationen och förefaller ibland roterade. Kvarts förekommer alltid som små, omkristalliserade korn i granoblastisk textur och ofta i kvartsband ("quartz-ribbons"). Mineralparageneser indikerar att bergarten uppnått granat-isograden men ofta retrograderats till biotit-isograden (enl. KFMASH-systemet (Spear, 1993)).

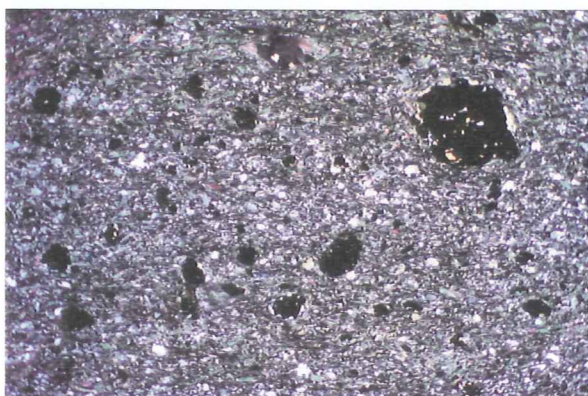


Fig. 13: Typisk granatglimmerskiffer i Skarjaskollan med större poikilitiska granater i ett matrix av kvarts, muskovit, biotit, fältspat och granat. Bildfältet är ca. 1 cm brett.

3.4 Mikkaskollan

Mikkaskollan består huvudsakligen av kvartsrika glimmerskifferar och metasandstenar med ett underordnat inslag av kalksilikatrika gnejser och boudiner av granatamfibolit och retroeklogit. I det studerade området har glimmerskifferar, metasandstenar och boudiner av amfibolit och

retroeklogit återfunnits. I de metasedimentära bergarterna är kvarts, muskovit, granat, biotit och plagioklas huvudmineral. Litologierna är relativt homogena och variationen utgörs främst av variation i glimmerhalt och granatförekomst.

Bergarterna är alltid tydligt folierade och bandade med omväxlande kvarts- respektive glimmerrika band. Foliationen definieras av biotit och muskovit och sveper i regel runt granaterna. I de mer glimmerrika partierna är krenulationsstrukturer och C/S-kläv vanligt i både mikro- och makroskala. Biotit och granat är ofta koncentrerade i horisonter. Kvartsmatrix är alltid kraftigt omkristalliserat och uppvisar granoblastisk textur med tydliga trippelpunkter och suturerade korngränser. Ofta förekommer en komplex tub- och isoklinalveckning som ger enheten ett karaktäristiskt utseende.

Metabasiter förekommer sparsamt som utdragna band, som enstaka boudiner eller i "trains". I andra delar av Sarek kan Mikkaskollan dock domineras av metabasitboudiner (Svenningsen, pers. comm. 1999). Större boudiner, ca 1,5 m i diameter, påträffades under fältarbetet. De utgjordes huvudsakligen av granatamfibolit men flera hade förutom en yttre 10 cm bred rand av granatamfibolit en kärna av retroeklogit. Retroeklogiten består av amfibol/plagioklas-symplektit samt rikligt med granater (fig. 14).

Den kraftiga deformationen och de retrograderade eklogiterna indikerar att Mikkaskollan genomgått en höggradig metamorfos. Bestämningar av detta i Grapesvareområdet, söder om Sarek, visar på tryck och temperaturer upp till 18-20 kbar/750 °C (Santallier, 1988); en metamorf händelse som inträffade vid ca 505 Ma (Mørk et al., 1988).



Fig. 14: Retroeklogit i Mikkaskollan. Bilden visar stora, poikilitiska granater med inneslutningar av kvarts och amfibol. En bård av amfibol är synlig runt granaterna. Matrix består av plagioklas/amfibol-symplektit samt opaker.

3.5 Sarektjäkkåskollan

Enheten består av 70-80 % diabas som i form av enskilda gångar och "sheeted dykes" har intruderat sedimentära bergarter. De sedimentära bergarterna utgörs huvudsakligen av grundvattenavsatta sandstenar och evaporiter tillhörande Favoritkammengruppen och bildar s. k. "sediment screens" mellan diabasgångarna (Svenningsen, 1994a, 1994b och 1995). Sarektjäkkåskollan är i det studerade området, med sina karaktäristiska amfiboliter och sediment, i regel ej svår att skilja från underliggande enheter.

Enheten utgör ofta spetsiga toppar och branta väggar där inte sällan det karaktäristiska gångmönstret kan urskiljas på håll. Dess undre gräns är ofta kraftigt tektoniserad och kan i breda zoner ofta återfinnas hopveckad eller mylonitiserad tillsammans med underliggande enhet. Sarektjäkkåskollans inre struktur har inte betonats i denna studie.

4.0 Diskussion

4.1 Duplexproblematiken

Imbrikatstrukturen i Tielma-Sarvesvagge-Rita-Luottolako-området, *Luottolako-duplexet (LD)*, är av mycket stora dimensioner (20x20 km) och påverkar hela den tektoniska stratigrafin i området. Här märks komplexa relationer mellan de tektonostratigrafiska enheterna som bryter mot den traditionella uppfattningen av den tektoniska stratigrafin. Detta är särskilt tydligt i Sarvesvagge där Skarjaskollan och ANC överlagrar Sarektjåkkaskollan (se fig. 6). Således förekommer i detta område vanligtvis helt skilda enheter sammanblandade med varandra.

Enheterna förekommer ofta som tunna, linsformade element, där varje element alltid har en längd och bredd som är många gånger större än dess tjocklek. Imbrikatstrukturer utgör ett vanligt inslag i de flesta orogena miljöer (Boyer och Elliot, 1982; Kubli och Simony, 1994). I Sarvesvagge-Luottolako-området är enheternas litologier och metamorfa grad i regel klart urskiljbara och någon gemensam metamorf överprägling förfaller ej ha ägt rum. Utvecklingen som lett till den nuvarande strukturen måste alltså ha inträffat under överskjutningarnas senare fas, med bildning av nya överskjutningsplan ("out-of-sequence thrusts") som har kunnat skära sig genom tektonostratigrafin och sammanblanda tidigare separerade enheter.

Bildningen av LD är sannolikt kopplad till bildningen av den storskaliga linsgeometri som karakteriserar hela den svenska fjällkedjan, eftersom den geometriskt är en del av denna. Linsgeometrin karakteriseras av att enheter utmed fjällkedjans längd ofta tunnas ut och försvinner för att på andra ställen återkomma med bety-

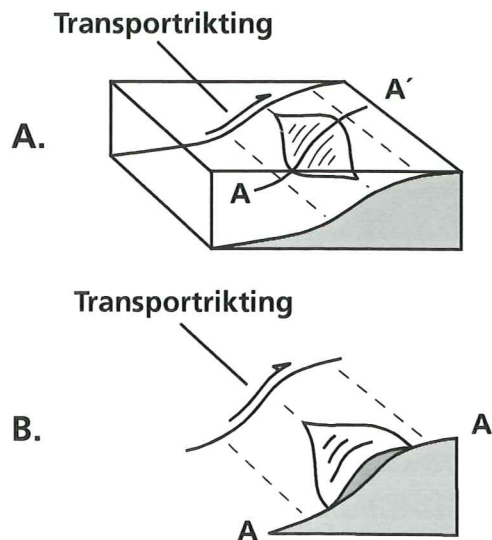


Fig. 15: A. Idealiserad skiss av ett imbrikerat element, en s.k. "horse". Denna förskjuts i transportriktningen uppför rampen.

B. En "horse" i genomsnitt, skuren från A till A'.

dande tjocklek, och refereras ibland till som "den transversella veckningen" (t.ex. i Steltenpohl och Bartley, 1988).

I Sarektrakten är detta fenomen framträdande där exv. Sarektjåkkaskollans tjocklek varierar från metertunna zoner upp till 1000 m. Skarjaskollan har en jämförbar tjockleksvariation i Sarvesvagge-Luottolako-Tielma-området. Den observerade strukturen innehåller element som är relativt tunna i förhållande till sin längd, vilket torde vara ett resultat av det faktum att deformationen skett under duktila förhållanden. Vertikal "flattening" har sannolikt varit en framträdande process under överskjutningarna, så att bergarterna idag återfinns som tunna, kraftigt deformerade enheter.

4.1.1 Strukturell modell

Vid beskrivning av överskjutningssystem är ett flertal geometriska möjligheter urskiljbara, där de definierande faktorerna inkluderar förkastningsplanens natur och orientering, de imbrikerade elementens geometri samt överskjutningsordning (händelseförlopp vid bildning av imbrikerade element och imbrikering). Detta leder till urskiljandet av en övergripande klassificering av överskjutningssystem (de flesta strukturer i detta system är imbrikeringar) med olika geometriska och geologiska förutsättningar (Boyer och Elliot, 1982). Duplexstrukturer ingår som en viktig del i denna klassifikation.

Studier av naturliga duplexbildningar visar att vid utveckling av dessa strukturer är s. k. "in-sequence stacking"; d.v.s. en prograderande utveckling där de nya elementen i en duplexstruktur bildas i förkastningens liggvägg, den absolut vanligaste (Boyer and Elliot, 1982).

Vid utveckling av en duplexstruktur är förkastningsrörelsen som störst då ett element börjar att imbrikerar. Då utvecklingen fortskrider och fler element utvecklas kommer rörelsen vid de tidigast bildade förkastningarna att bli allt mindre. De begränsande förkastningarna (tak- och golvförkastning) kommer således fortfarande att vara aktiva, men i en mindre utsträckning.

När en "horse" skjuts upp på en annan kommer den att deformeras passivt då nästa element börjar imbrikerar. Deformationen påverkar ofta hela det imbrikerade elementet och foliationen blir nära tak- och golvförkastning parallell med dessa. Huruvida detta sker är dock starkt beroende av de ingående litologiernas natur och kompetenskontraster. En imbrikatstruktur där elementen klättrar upp på och över varandra (en s.k. "antiformal stack") innebär att de tidigast ut-

vecklade elementen kommer att utgöra ett hinder för vidare propagering av förkastningsplan in i liggväggen. När ett eller flera element klättrat över de senast bildade, kommer strukturen följaktligen att låsas och ingen vidare transport kan ske.

Den modell som presenteras här (fig. 16, nästa sida) är baserad på begränsade geometriska data, men får betraktas som en sannolik struktur. Oavsett hur denna imbrikerade struktur bör tolkas, finns några grundläggande fakta som skall beaktas.

För det första står det klart att sammanlagt fyra vanligtvis tektonostratigrafiskt skilda enheter (ANC, Skarjaskollan, Mikkaskollan, och Sarektjåkkåskollan) ingår som bitvis tunna, linsformade enheter imbrikerade tillsammans (se fig. 6).

För det andra avgränsas denna imbrikation uppåt av Sarektjåkkåskollan, som i direkt anslutning till den studerade strukturen når en tjocklek av över 1000 m. Strukturen är sannolikt en duplexbildning av "horses" med kraftiga vertikala och laterala variationer i tjocklek (se fig. 15).

Ett hypotetiskt händelseförlopp redovisas här i fig. 16. Denna modell bygger på idealiserade duplexmodeller (t.ex. Boyer och Elliot 1982; Kubli och Simony 1994) som anpassats för att överensstämma med data från Sarvesvagne-Luottolako-området. Scenariot innebär utveckling av två separata duplexstrukturer som sammanfogas till en dubbel imbrikatstruktur.

Del 1 (kronologisk ordning) återfinns idag i området Luottolako/Näite och del 2 i övre Sarvesvagne/Luottotjåkkå-massivet). Del 1 utgörs av tre skilda element (elementen 1, 2, och 3; se fig. 16: fas A, B, och C). Dessa skjuts över varandra och utvecklar en "antiformal stack". När en "antiformal stack" bildats låses strukturen och

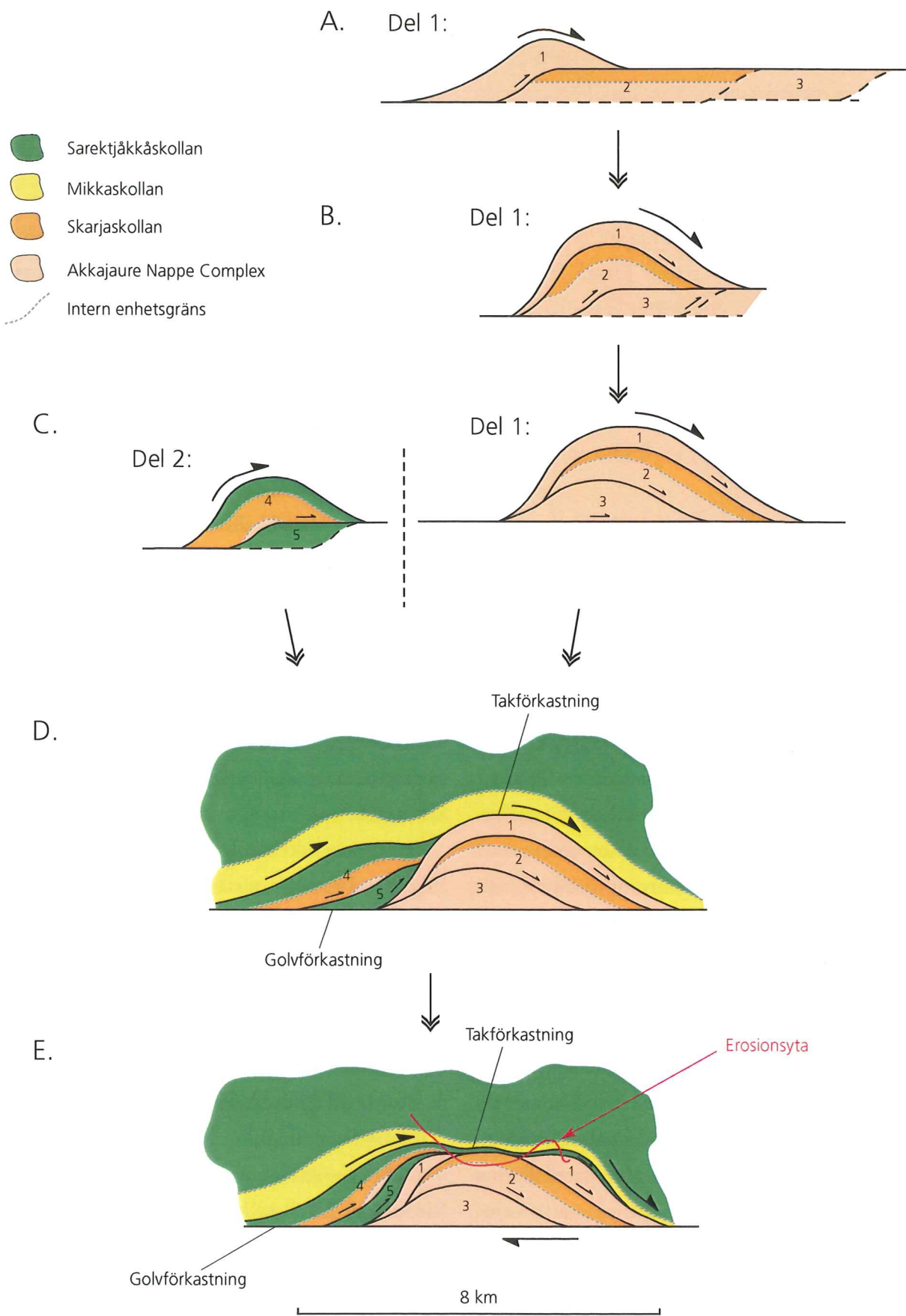


Fig. 16

vidare intern överskjutning kan ej ske. Del 2 utgörs av två element (elementen 4 och 5; se fig. 16: fas C) som vid överskjutningen bildar ett "hinterland dipping duplex", d.v.s. en struktur där de imbrikerade enheterna stupar mot hinterlandet.

De två delarna är skilda åt till fas D, då dessa under överskjutningarnas inverkan börjar sammanfogas vilket leder till att del 2 skjuts upp mot del 1 (se fig. 16). De två skilda strukturerna i modellen har ursprungligen sannolikt varit i nära kontakt med varandra. Man kan ej från fältdata

Fig. 16 (till vänster): Modell av Luottolako-duplexets bildning.

A; En "in-sequence" duplex-struktur utvecklas där elementen 1, 2, och 3 deltar.

B. Elementen 1, 2, och 3 transponeras och utvecklar en "antiformal stack". Då en "antiformal stack" bildats läses strukturen och vidare intern överskjutning kan ej ske.

C. Initiering av imbrikering, där elementen 4 och 5 deltar, sker.

D. Elementen 4 och 5 utvecklar ett "hinterland dipping duplex" som möter och skjuts upp mot den tidigare bildade "antiformal stack"-strukturen.

E. En komplex imbrikatstruktur bildas under fortsatt överskjutning då de överridande enheterna (Sarektjåkkå- och Mikkaskollan) kommer täcka att båda delarna av duplexstrukturen. Vertikal "flattening" måste här vara en viktig process för att kunna producera de bitvis mycket tunna enheter som återfinns. Dagens topografi vid Luottolako är skisserad som ett rött streck i figuren. Observera att denna skiss är en hypotetisk modell av förhållandena observerade i profil 1 (Skaitetjåkkå-Näite) och profil 2 (Luottojekna-Näitevagge) och således ej ett sant snitt.

och strukturanalyser bedöma om dessa två delar har bildats där de idag finns, eller om de transporterats passivt med överskjutningarna till Luottolako-Sarvesvage-området. En möjlig mekanism är att när del 1 utvecklats till en "antiformal stack" och vidare rörelse i denna är förhindrad, kommer förkastningsplan som leder till bildning av del 2 att initieras. Del 2 har sedan vid sin fortsatta rörelse imbrikerats mot del 1 såsom visas i fig. 16.

Den sammansatta strukturen avgränsas uppåt av en takförkastning ("roof thrust"), som utgör golvförkastning för en enhet bestående av Sarektjåkkåskollan och Mikkaskollan. Hur tjock den övre Sarektjåkkåskollan har varit under överskjutningen är okänt, och denna visas därför i fig. 16 utan definierad överyta.

Golv-förkastningen ("floor thrust") för hela duplexstrukturen är ej blottad, men finns sannolikt i ANC, då inga lägre tektonostratigrafiska enheter förekommer i det karterade området. ANC:s tjocklek här är okänd. Duplexbildningen ger upphov till en tektonisk förtjockning, vilket illustreras av förekomsten av ANC ända upp till ca 1300 m. ö. h. Vid sidan av denna förtjockning förekommer Sarektjåkkåskollans överyta så långt ned som ca 900 m. ö. h.

Dalgången Sarvesvage utgör ett erosionssnitt i landskapet, utan vilket det hade varit omöjligt att studera enheternas utbredning. Det är viktigt att beakta enheternas tredimensionella form vid etableringen av en modell för strukturen. Notera att dessa har en oregelbunden form i såväl längd-, höjd-, som breddskala (se fig. 15 och jämför med fig. 5 samt fig. 6).

Vertikal "flattening" måste ha varit en framträdande process under bildningen av duplexstrukturen för att kunna producera de bit-

vis mycket tunna enheter som finns i området. Enheterna har alltså med sannolikhet varit betydligt tjockare än vad de är idag och vid över-skjutningen deformerats och tunnats ut.

En alternativ modell bestående enbart av ett "hinterland dipping duplex" eller ett "foreland dipping duplex" kan ej förklara de tektonostratigrafiska enheternas uppträdande i Sarvesvagge-Luottolako-området. Den kan ej heller den förklara de imbrikerade elementens stupning.

En andra alternativ modell kunde innebära att enheterna deltar i en storskalig omböjning, likt i det angränsande Ålkatj-Tielma-området (Rehnström 1998). Inte heller denna modell är sannolik i detta område, då tektonostratigrafin förefaller uppstyckad och uppvisar linsformade enheter.

En viktig problematik som ej diskuterats här är de processer som lett fram till enheternas position innan den här beskrivna imbrikationen. En tidigare historia av imbrikering måste finnas, då modellen förutsätter att enheterna redan initialt har en viss tektonisk stratigrafi. Detta komplexa problem torde dock kräva en större arbetsinsats, än vad som ryms inom ett examensarbete.

4.2 Syenitskolleproblematiken

Akkajaure Nappe Complex har tidigare behandlats av ett flertal arbetare, dock mest utförligt av Björklund (1989) som studerat denna i sitt typområde vid Akkajaure-fönstret norr om Sarek. I Kvikkjokks-området söder om Sarek finns Ruotevare Anortositfält (eller *Ruotevare Anorthosite Complex, RAC*), som beskrivits kortfattat av Greiling och Kumpulainen (1989) och av Björklund och Stigh (1994).

Den sammanlagda kunskapen om ANC ger inte någon en enhetlig bild av dess tektonostratigrafiska position och relationer i angränsande områden. Björklund och Stigh (1994) anser att RAC utgör "...a tectonic lens of late Svecofennian Crust, intruded by IAPETUS rifting-related basic dykes" som återfinns mellan SNC och de underliggande sedimenten tillhörande Kvikkjokk-komplexet (KC; mellersta allokton). Greiling och Kumpulainen (1989) rapporterar granater i de glimmerskiffrar som underlagrar RAC och drar slutsatsen att de har en högre metamorf grad än de litologier som inte innehåller granater. Följaktligen för de senare författarna skiffrarna och de ovanlagrande anortositerna till SNC på grund av förekomsten av granater och likheten med litologier (glimmerskiffrar) i SNC.

Vid korrelationer av mellersta allokton i det studerade området med angränsande områden uppstår således omedelbart problem eftersom mellersta och övre allokton skiljs åt huvudsakligen via sin metamorfa historia. Mellersta allokton har generellt en metamorf grad av grönskifferfacies medan övre allokton har uppnått minst amfibolitfacies (Bryhni och Andréasson, 1985). Närvaron av granater som indikation på enheter tillhörande övre allokton har ut-

gjort ett nyckelbegrepp i fjällkarteringen (t.ex. Greiling och Kumpulainen 1989).

I Luottolako-Sarvesvage och i det intilliggande Tielma-området, har granater observerats på flera ställen i deformationszoner i ANC. Förekomsten av granat förefaller länkad till deformationszoner. Granaterna är ofta roterade med sigmoidala inklusionsstråk av bl. a. kvarts.

Tolkningen av roterade granater är svår, eftersom flera olika mekanismer kan ge upphov till liknande resultat (Passchier och Trouw, 1996). Den vanligaste tolkningen av granater med spiralformade inklusionsstråk är dock att dessa bildats syntektoniskt, d.v.s. under en fas av deformation, och att granaterna har roterat i förhållande till omgivande matrix (Passchier och Trouw 1996 och referenser däri). Detta stämmer väl överens med förekomst av granat i zoner av deformation och omkristallisation. Deformationszonerna har utgjort transportvägar för fluider och underlättat omkristallisering och nybildning av mineral, exempelvis granater (White och Clarke, 1997).

Den tektonostratigrafiska indelningen, där förekomsten av granat i överskjutningszoner haft stor betydelse, bör anses som föråldrad och istället ersättas av ett vidare resonemang kring bergarternas ursprung och bildning. Förekomsten av granater är ej tillräcklig för att uppföra RAC till SNC utan RAC bör tillhöra mellersta allokton och korreleras med de mycket snarlika enheter som finns i Tielma-Sarvesvage-Rita-Luottolako-området och vid Akkajaure norr om Sarek. Det står också helt klart att den tektonostratigrafiska indelningen i området ej är okomplicerad med enheter som konformt ovanlagrar varandra.

4.3 Tektonostratigrafi

Diskussionerna om den tektonostratigrafiska indelningen i Kaledoniderna har pågått ända sedan slutet av förra seklet då man accepterade att fjällkedjan är uppbyggd av överskjutningar. Kriterierna för den tektonostratigrafiska indelningen har baserats på bl. a. litologiska variationer, metamorf grad och historia, grad av deformation och deformationsstil o.s.v. Enheter i SNC och Särvi i norra delen av Kaledoniderna har korrelerats och jämförts med enheter i de södra och mellersta delarna, något som utgör en central frågeställning. Det är av stor betydelse att detta görs för att konstruera en användbar modell av de litosfäriska processer som lett till bildningen av den Kaledoniska bergskedjan.

I detta arbete föredras den tektonostratigrafiska indelning som föreslås av Andréasson et al. (1998). Denna innebär i stora drag att man urskiljer två övergripande nivåer i fjällkedjan.

Balticas förkortade kant (TSMB) består av bergarter som avsatts på eller utgör den Baltiska kratonen. Enheterna i mellersta allokton hör till denna grupp.

SKS utgörs av bergarter som avspeglar en övergång mellan kontinental och ocean skorpa. Dessa är huvudsakligen riftbildade sedimentära och mafiska magmatiska bergarter samt ett mindre inslag av kratoniskt basement. SNC utgör en del av SKS och består av sediment som avsatts i riftbassänger vid Iapetushavets öppnande, med ett mindre inslag av kontinental skorpa. Dessa enheter betraktas som bildade i nära relation till Baltica.

Överlagrande SKS finns sedan *Köli-komplexet* som utgörs av sediment och vulkaniter bildade i Iapetushavet och utgör således enheter som bildats utan relation till Baltica.

Genom att urskilja TSMB och SKS tar man ett steg mot en mer platt-tektoniskt relaterad inställning till de olika enheterna, i stället för att huvudsakligen fokusera på t.ex. litologi eller metamorf grad. En jämförelse som till största delen baserar sig på t.ex. metamorf grad torde vara missvisande.

5.0 Slutsatser

- Den äldre uppfattningen av geologin i Sarvesvagge-Luottolako, baserad på tidigare publicerade kartor över området (Hamberg 1910; Kulling 1982) har reviderats och en ny berggrundskarta över området upprättats (fig. 5). De strukturella relationerna i området är mer komplicerade än vad som tidigare var känt; en storskalig imbrikatstruktur, *Luottolako-duplexet*, med ca 20x20 km utbredning har upptäckts och en modell för den strukturella utvecklingen av området redovisas.
- *Luottolako-duplexet* är en dubbel duplexstruktur och uppvisar en imbrikering av enheter tillhörande *Akkajaure Nappe Complex* och *Seve-Kalak Superterrane*, vilka tidigare uppfattats som strukturellt helt åtskilda enheter. De enheterna i LD visar inte någon gemensam metamorf överpräglning vilket innebär att strukturen bör ha utvecklats under den kaledoniska överskjutningens slutfas. Detta förändrar den traditionella bilden av en överskjutning, där enheterna passivt rider på varandra under transporten upp på den baltiska kontinenten.
- Granater har ofta påträffats i deformationszoner inom *Akkajaure Nappe Complex*. Mineralparageneser och tidigare studier (Bryhni och Andréasson 1985) indikerar att dock att enheten endast uppnått

grönskifferfacies. Förekomsten av granat är sannolikt kopplad till deformationszoner där transport av fluider underlättat kristallisation av mineralet. Att enbart använda förekomst av granat som en indikation på högre metamorf grad är olämpligt. De karaktäristiska associationerna av syenit, gabbro, och anortosit är samma som återfinns i Ruotevare-området söder om Sarek och korreleras därför med samma enheter inom *ANC* vid Akkajaure norr om Sarek.

- Den tektonostratigrafiska indelning som föreslagits av Andréasson et al. (1998) anammas och *Akkajaure Nappe Complex* i mellersta allokton förs till "*the shortened margin of continent Baltica*" (*TSMB*), medan *Skarjaskollan*, *Mikkaskollan*, och *Sarektjåkkaskollan* i övre allokton förs till *Seve-Kalak Superterrane*.

Tack

Det största av tack riktas till Olaf Svenningsen, som tagit mig till Sarek och visat vad geologi verkligen handlar om. Jag hoppas på ett vidare givande samarbete! Tack för all inspiration och hjälp!

Tack till P-G Andréasson och Charlotte Möller för värdefulla diskussioner och goda råd. Tack även till Anna Grönholm och Emma Rehnström för regniga (och några enstaka soliga...) dagar i fält.

Referenser

- Andréasson, P.-G., Svenningsen, O.M. and Albrecht, L., 1998. Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic Tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 120(2): 159-172.
- Andréasson, P.G., 1986. The Sarektjåkkå Nappe, Seve Terranes of the northern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 108: 263-266.
- Andréasson, P.G., Gee, D.G. and Sukotji, S., 1985. Seve eclogites in the Norrbotten Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 887-901.
- Andréasson, P.G., Svenningsen, O., Johansson, I., Solyom, Z. and Xiaodan, T., 1992. Mafic dyke swarms of the Baltica—Iapetus transition, Seve Nappe Complex of the Sarek Mts., Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 114: 31-45.
- Bingen, B., Demaiffe, D. and van Breemen, O., 1998. The 616 Ma Old Egersund Basaltic Dike Swarm, SW Norway, and Late Neoproterozoic Opening of the Iapetus Ocean. *Journal of Geology*, 106: 565-574.
- Björklund, L., 1989. Geology of the Akkajaure–Tysfjord–Lofoten traverse, N. Scandinavian Caledonides. *Geologiska institutionen, Göteborgs universitet, publikation, A 59*, 214 pp.
- Björklund, L. and Stigh, J., 1994. The Routevare Anorthosite Complex; a Fe-Ti massif type differentiated complex, N. Swedish Caledonides. *Abstraktvolymen 21:a Geologiska Vintermötet, Luleå 1994*.
- Boyer, S.E. and Elliot, D., 1982. Thrust systems. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(9): 1196-1230.
- Bryhni, I. and Andréasson, P.G., 1985. Metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 763-781.
- Dallmeyer, R.D., Andréasson, P.G. and Svenningsen, O., 1991. Initial tectonothermal evolution within the Scandinavian Caledonide Accretionary Prism: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages within the Seve Nappe Complex, Sarek Mountains, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 203-218.
- Dalziel, I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1): 16-42.
- Gebauer, D., Lappin, M.A., Gruenfelder, M. and Wyttenbach, A., 1985. The age and origin of some Norwegian eclogites; a U-Pb zircon and REE-study. *Chemical Geology*, 52(2): 227-247.
- Gee, D.G., 1975. A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, 275a: 468-515.

- Greiling, R.O. and Kumpulainen, R., 1989. The Middle Allochthon of the Scandinavian Caledonides at Kvikkjokk, northern Sweden: sedimentology and tectonics. In: R.A. Gayer (Editor), *The Caledonide geology of Scandinavia*. Graham & Trotman, London, pp. 79-89.
- Griffin, W.L. and Brueckner, H.K., 1980. Caledonian Sm-Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites. *Nature*, 285: 319-321.
- Hamberg, A., 1910. Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 32: 681-724.
- Kubli, T.E. and Simony, P.S., 1994. The Dogtooth Duplex, a model for the structural development of the northern Purcell Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(11): 1672-1686.
- Kulling, O., 1982. Översikt över södra Norrbottenfjällens kaledonberggrund, Sveriges Geologiska Undersökning Serie Ba, 295 pp.
- Mørk, M.B.E., Kullerud, K. and Stabel, A., 1988. Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden - Evidence for early Caledonian (505) Ma subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 344- 351.
- Mørk, M.B.E. and Mearns, E.W., 1986. Sm-Nd isotopic systematics of a gabbro-eclogite transition. *Lithos*, 19: 255-267.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 298 pp.
- Powell, C. McA. and Unrug, R., in press. New IGCP Project: IGCP 440 Assembly and Break-up of Rodinia. *Gondwana News*.
- Pringle, I.R., 1973. Rb-Sr age determinations on shales associated with the Varanger ice age. *Geological Magazine*, 109: 465-472.
- Rehnström, E., 1998. Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides. Examensarbete, 20 p, Geologiska Institutionen, Lunds Universitet(Nr 97).
- Roberts, D. and Gee, D.G., 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 55-68.
- Santallier, D., 1988. Mineralogy and crystallization of the Seve eclogites in the Vuoggatjålme area, Swedish Caledonides of Norrbotten. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 110: 89-98.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Monograph Series. Mineralogical Society of America, Washington, D. C., 799 pp.
- Steltenpohl, M.G. and Bartley, J.M., 1988. Cross folds and back folds in the Ofoten-Tysfjord area, north Norway, and their significance for Caledonian tectonics. *Geological Society*

- of America Bulletin, 100: 140-151.
- Stephens, M.B. and Gee, D.G., 1989. Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. Geological Society of America Special Paper, 230: 17-30.
- Sturt, B.A., Pringle, I. and Ramsay, D.M., 1978. The Finnmarkian Phase of the Caledonian Orogeny. Journal of the Geological Society, London, 135: 597-610.
- Svenningsen, O.M., 1993. Tectonic evolution of the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides. Ph.D. Thesis, Lund University.
- Svenningsen, O.M., 1994a. Tectonic significance of the evaporitic origin of the magnesite-dolomite-calcisilicate Spika Formation, Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides. Tectonophysics, 231: 33-44.
- Svenningsen, O.M., 1994b. The Baltica-Iapetus passive margin dyke complex in the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides. Geological Journal, 29: 323-354.
- Svenningsen, O.M., 1995. Extensional deformation along the Late Precambrian-Cambrian Baltoscandian passive margin: the Sarektjåkkå Nappe, Swedish Caledonides. Geologisches Rundschau, 84: 649-664.
- Svenningsen, O.M., 1999. Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean: Precise age of the Sarek Dyke Swarm, Northern Swedish Caledonides. Journal of Conference Abstracts (EUG 10), 4(1): 120.
- Torsvik, T.H. et al., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia. Earth-Science Reviews, 40: 229-258.
- White, R.W. and Clarke, G.L., 1997. The Role of Deformation in Aiding Recrystallization: an Example from a High-pressure Shear Zone, Central Australia. Journal of Petrology, 38(10): 1307-1329.
- Zachrisson, E. and Stephens, M.B., 1984. Mega-structures within the Seve Nappes, Southern Norrbotten Caledonides, Sweden (Abstract). Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution, 255: 241.

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

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 Äleklinta, 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, Öströnland.
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 Sjøellandselv 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: Bevattning med 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 ramphoprioid 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 kulait.
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.
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 Brennvinfjorden 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 Bodden södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaurs (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *Acodus deltatus* Lindström.
97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden - chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.
101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk-paleohydrologisk undersökning av våtmarkskomplexet 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, Nordön, 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 strombolikaraktär 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-Luotatalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland