

# Beskrivning till berggrundskartan Kaledoniderna i norra Sverige

Torbjörn Thelander





K 222

Beskrivning till berggrundskartan  
**Kaledoniderna i norra Sverige**

Torbjörn Thelander

DESCRIPTION TO THE BEDROCK MAP  
THE CALEDONIDES IN NORTHERN SWEDEN

Sveriges geologiska undersökning  
2009

ISSN 1652-8336

ISBN 978-91-7158-958-3

Omslagsbild: Vy över Luleå Bastajåhkå med Ähpármassivet i bakgrunden (28H SO). Foto: T. Thelander.

© Sveriges geologiska undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU

Tryck: Elanders, 2009

## INNEHÅLL

<b>Bakgrund och tidigare arbeten</b> .....	<b>5</b>
<b>Inledning</b> .....	<b>6</b>
<b>Autoktona och parautoktona kristallina bergarter</b> .....	<b>9</b>
<b>Autoktona och parautoktona paleozoiska sedimentära bergarter</b> .....	<b>9</b>
<b>Undre skollberggrunden</b> .....	<b>10</b>
<b>Mellersta skollberggrunden</b> .....	<b>13</b>
Mellersta skollberggrunden kring Abisko och Akkajaure .....	15
Abiskoskollan .....	16
Akkajaure skollkomplex .....	16
Mellersta skollberggrunden kring Sitasjaure .....	18
Mellersta skollberggrunden i Kvikkjokkområdet .....	18
Mellersta skollberggrunden i Staloluoktafönstret .....	19
Mellersta skollberggrunden mellan Hornavan och Laisälven .....	19
Särvskollan och dess tektonostratigrafiska motsvarigheter .....	19
<b>Övre skollberggrunden</b> .....	<b>21</b>
Seveskollkomplexet .....	21
Seveskollkomplexet mellan Sädvajaure och Akkajaure .....	21
Vaimoklinsen .....	21
Anortositer med oklar tektonostratigrafisk ställning väster om Kvikkjokk .....	24
Sareklinsen .....	24
Sarektjäkkåskollan .....	25
Sierkavaggeskollan .....	26
Tsäkkoklinsen .....	26
Seveskollkomplexet i området Kallaktjäkkå–Kebnekaise–södra Abiskohögfjällen .....	27
Seveskollkomplexet norr om Torneträsk .....	32
Köliskollkomplexet .....	33
Undre Köliskollan söder om Akkajaure .....	33
Mellersta och övre Köliskollor söder om Akkajaure .....	35
Området söder om Nasafjälletfönstret .....	35
Området mellan Nasafjälletfönstret och Virihaure .....	35
Området kring Virihaure, Vastenjaure, Sallohaure och Stipok (Stibok) .....	36
Köliskollkomplexet norr om Akkajaure .....	37
Området Sitasjaure–Sjaunja–Singis–Sälka .....	37
Området kring västra delen av Torneträsk .....	38
<b>Översta skollberggrunden</b> .....	<b>38</b>

<b>Malmmineraliseringar, industrimineral och nyttosten</b> .....	<b>38</b>
Malmmineraliseringar .....	39
Bly-zinkmineraliseringar i kambrisk sandsten .....	39
Koppar–zinkförekomster i Seveskollkomplexet .....	39
Polymetalliska sulfidförekomster i Køliskollkomplexet .....	39
Blyglansförande gångar .....	39
Titanjärnförekomster .....	40
Uran .....	40
Industrimineral och nyttosten .....	40
Kvarts .....	40
Kalksten, dolomit, marmor .....	40
Magnesit .....	41
Täljsten .....	41
Olivinsten .....	41
<b>Referenslista</b> .....	<b>41</b>
<b>Bilaga 1</b> .....	<b>51</b>

## BAKGRUND OCH TIDIGARE ARBETEN

Huvudsyftet med föreliggande arbete har varit att överföra befintlig berggrundsgeologisk, analog information till ett digitalt format och presentera en översiktlig berggrundskarta i skala 1:250 000. Den framställning som presenteras i berggrundskartan *Kaledoniderna i norra Sverige* omfattar merparten av Norrbottens län och är i allt väsentligt sammanställd utifrån publicerade kartor, en omfattande mängd opublicerade kartsammanställningar förvarade i SGUs arkiv, doktorsavhandlingar och examensarbeten. Vid den slutliga sammanställningen av berggrundskartan har P.-G. Andréasson, L. Albrecht, L. Björklund, B. Kathol, M.B. Stephens och K. Sundblad lämnat kompletterande och värdefull information utöver deras publicerade bidrag. P.-G. Andréasson, B. Kathol och M.B. Stephens har också bidragit med värdefulla synpunkter och kompletteringar till kartbeskrivningens manuskript. Fältarbetena i samband med kartframställningen inskränker sig till ett fåtal, korta insatser i områden som av olika skäl ansågs behöva utredas närmare. I dessa fältarbeten har T. Thelander (2007, 2008), J. Ehrenborg (2007, 2008), L. Albrecht (2007) och D. Larsson (2008) deltagit. Information från dessa kompletteringar finns lagrad i SGUs håll-databas. De fältinsatser som verkligen möjliggjort kartsammanställningen har utförts av flera generationer av geologer, många gånger under besvärliga arbetsförhållanden. Den slutgiltiga sammanställningen av kartan *Kaledoniderna i norra Sverige* är utförd av T. Thelander.

I ett så stort och delvis otillgängligt område som kaledoniderna i Norrbottens län utgör skiftar detaljinformationen i underlagsmaterialet starkt. Vissa områden har av geologiska eller malmpotentiella orsaker ansetts vara intressantare än andra. Kulling (1964, 1972 och 1982) ger en övergripande kartbild över kaledoniderna i Norrbottens län samt ett flertal detaljbeskrivningar av nyckelområden och lagersekvenser. I dessa arbeten sammanfattas även äldre publikationer som berör området. Inför framställningen av Nordkalottkartorna (Silvennoinen m.fl. 1987) bedrev SGU under 1980-talet omfattande nykartering inom stora delar av kaledoniderna i Norrbottens län och detta resulterade i en mångfald opublicerade kartor, främst i skala 1:20 000 och 1:50 000, som förvaras i SGUs arkiv. Tektonisk indelning av skollberggrunden och modeller för kaledonidernas utveckling i Skandinavien presenteras i bl.a. Gee & Zachrisson (1979), Stephens & Gee (1985, 1989), Stephens (1988), Torsvik m.fl. (1996) och Gee m.fl. (2008).

Examensarbeten och doktorsavhandlingar utförda vid Lunds universitet (Nilsson 1992, Paulsson 1996, Sandelin 1997, Lund 1999, Albrecht 2000, Boman 2001, Hermansson 2001, Lundgren 2002 och Rehnström 2003) och Köpenhamns universitet (Nordgren 1987) bidrar med ny information från främst Seveskollkomplexet i områden kring Sädvajaure, Sarek, Kebnekaise och Vistas. I ett område mellan norsk-svenska gränsen norr om Ritsem och österut mot Singis har doktorsarbeten utförts vid Massachusetts Institute of Technology (Crowley 1985, Tilke 1986). Studenter från Philipps-Universität Marburg (bl.a. Lindström m.fl. 1985, Bax 1989, Kathol 1984, 1989) och Stockholms universitet (Johnsson 1987) har med doktorsarbeten och examensarbeten bidragit med kartinformation från Torneträskområdet. Fältinsatser inför den nu aktuella kartframställningen begränsar sig till undre och mellersta skollberggrunden samt basala delar av Seveskollkomplexet. De områden som besökts är trakterna sydost om Nasafjällsfönstret (26F SO, 26G SV), sydväst om Pieljekaise (26G SO), Miergenisvágge (26G NV), väster om Tjeggelvas (26G NV), runt sydänden av Pieskehaure (27G SO), Guhkesvágge (28H NO, SO), Skåjdevárre med omgivning (29G NO, SO), mellan Singis och Guodekvággi (29I NV), norr och söder om Leavásvággi (30I SO), norr om Rautasjaure (30I SO) samt Pältsaområdet (32J SO).

Namnen i texten refererar till de samiska namn som står angivna på Lantmäteriets fjällkartor utgivna åren 2005 och 2006. Väletablerade svenska namn från tidigare beskrivningar och med geologisk anknytning har däremot behållits.

På flera ställen i texten förekommer kartbladshänvisningar, t.ex. 26F SO. Dessa hänvisningar refererar till Lantmäteriets tidigare kartbladsindelning av Sverige som hörde till referenssystemet RT 90 (Rikets koordinatsystem 1990). Detta är idag ersatt av referenssystemet SWEREF 99 (Swedish Reference Frame 1999). Skälet till att kartbladshänvisningar kopplade till RT 90-systemet finns i denna beskrivning är att kartan och beskrivningen först producerades i RT 90. Kartan är dock tryckt i SWEREF 99 och saknar därför den tidigare kartbladsindelningen. Kartbladsindelningen i RT 90-systemet över aktuellt kartområde finns i Bilaga 1. Koordinaterna i texten är i SWEREF 99.

## INLEDNING

Fjällberggrunden i Sverige är en del av den kaledoniska fjällkedjan, en bergskedjebildning (orogenes) som finns bevarad på ömse sidor av nordatlanten. Från Skandinavien och nordöstra Grönland fortsätter den norrut och förbi Svalbard (fig. 1). Underlaget för de svenska kaledoniderna

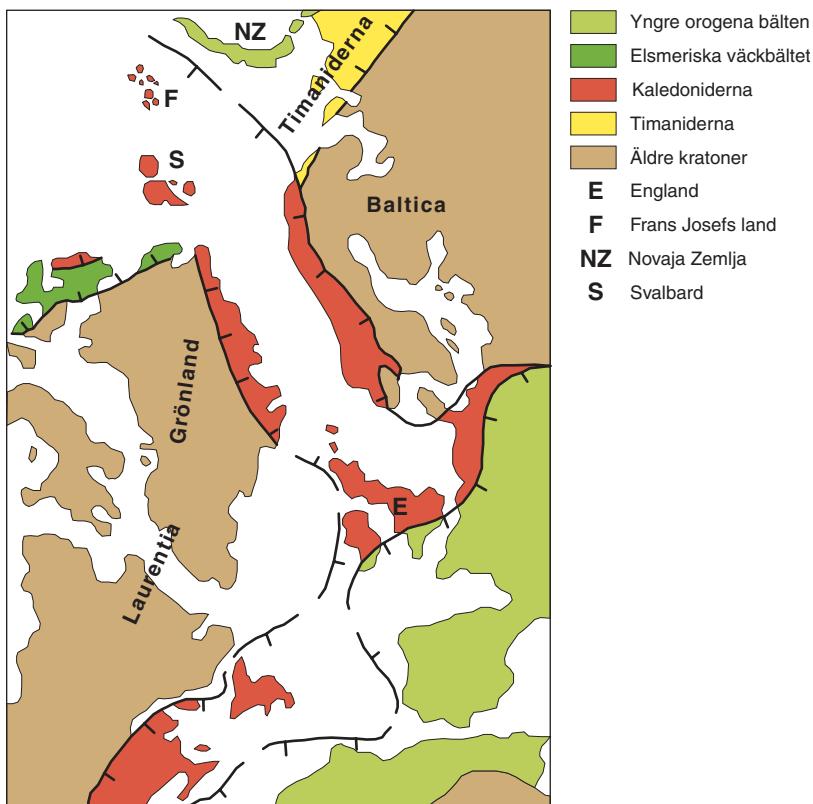


Fig. 1. Utbredningen av Kaledoniderna kring nord-Atlanten och förhållandet mellan kontinenterna Baltica och Laurentia (efter Gee m.fl. 2008).



domineras av proterozoisk och arkeisk kristallin berggrund formad under flera orogener och tillhörande den fennoskandiska skölden och vars västliga del ofta kallas den baltoskandiska randzonen. Efter den svekonorvegiska orogenesens slut och bildningen av superkontinenten Rodinia för ca 900 miljoner år sedan följde ett relativt stabilt intervall mellan ca 900 och 600 miljoner år, präglad av sedimentation i förkastningsrelaterade (rifting) bassänger anlagda utmed den baltoskandiska randzonen. Riftbildningen kulminerade för ca 600 miljoner år sedan med intrusioner av basiska gångsvärmar. Troligen inleddes splittringen av Rodinia i detta skede och den nybildade kontinenten Baltica separerades i detta skede från exotiska enheter i väster.

Den kaledoniska orogesen inleddes i sen kambrium till tidig ordovicium och innefattade bl.a. subduktion utmed randzonerna av en ocean anlagd sent i neoproterozoikum (Iapetushavet) och kollisioner mellan kontinenter och ö-bågekomplex. Den tektoniska påverkan som orsakades av händelser knutna till dessa tidiga ordoviciska orogena faser inkluderade såväl en fas (den finnmarkiska) längs den baltoskandiska randzonen som en fas knuten till exotiska terränger (Sturt m.fl. 1975, Stephens m.fl. 1993, Andréasson m.fl. 1998). Orogenesen kulminerade i mellersta silur till tidig devon med kollisionen mellan kontinenterna Baltica och Laurentia (skandisk fas). För kaledoniderna i Skandinavien resulterade detta i en komplex uppstapling av kontinentala och oceaniska litologier som i form av överskjutna skivor (skollor) transporterades mot sydost eller ost. Skollförflyttningarna är förknippade med olika grader av penetrativ deformation, veckning och metamorfos i de olika tektoniska enheterna.

Uppstaplingen av skollor medförde att jordskorpan blev tjockare, vilket troligen orsakade en strukturell och termisk ombildning så att den förtjockade skorpan kollapsade genom extension.

Förekomsten av metamorfa bergarter bildade under högt tryck anses vara ett viktigt stöd för teorin om att extensionskollaps förekommit (Platt 1987). De skandinaviska kaledoniderna innehåller två tydligt åtskilda generationer av eklogiter (bergart bildad under högt tryck), bildade vid ca 500 miljoner år (Mörk m.fl. 1988) under finnmarkisk fas och vid ca 425 miljoner år under skandisk fas (Griffin & Brueckner 1980). Detta gör det troligt att inte bara den skandiska orogesen utan även skolluppbyggnaden under de orogena faserna i tidig ordovicium följdes av extensionskollaps (Andréasson m.fl. 1998).

Tvärsektioner genom de skandinaviska kaledoniderna visar likheter med orogener bildade under andra tider, t.ex. Alperna och Himalaya, med ett östligt förland karakteriserat av ett bälte av veckad berggrund med imbrikationer och lokala överskjutningar. Mot väster överlagras lokalt härstammande skollor av successivt allt mer långtransporterade skollor, vilka tolkas representera hopskjutna fragment av de före kollisionen uppbyggda delarna av den baltoskandiska randzonen, Iapetushavets botten och eventuellt även den laurentiska randzonen och kanske ytterligare fragment av någon tidig kontinent.

Skollorna är i allmänhet mäktigast i sina östra delar för att tunna ut mot väster. Ställvis kilar en eller flera av dem ut så fullständigt att det autoktona (rotfasta) eller parautoktona underlaget framträder i domformade "fönster" (t.ex. Nasafjället, Rombak-Sjangeli). Några skollkomplex visar också utpräglade mäktighetsvariationer längs strykningsriktningen.

De skandinaviska kaledoniderna har sedan länge indelats i olika tektoniska enheter som på ett eller annat sätt återspeglar teorierna om fjällkedjans bildning. Kulling (1972) använde huvudenheterna understa, undre, mellersta, övre och översta skollberggrunden (Lowermost, Lower, Middle, Upper och Uppermost Thrust Rocks). Av dessa är understa skollberggrunden begränsad till öst-

liga skollor i Jämtlands län och förekommer inte i Norrbottens län. Baserat på denna indelning införde Gee & Zachrisson (1979) de informella begreppen Lower, Middle och Upper Allochthon. I Upper Allochthon innefattade de Särviskollan (senare placerad i mellersta allokton), Seve-Köli-skollkomplexet och en överliggande Rödingsfjällskolla, vilken senare refererats till som översta skollberggrunden (Uppermost Allochthon). De högst belägna skollorna har förflyttats horisontellt åtminstone några hundra kilometer. Den alloktona (rotlösa) berggrunden i skollkomplexen vilar på ett tunt underlag av huvudsakligen neoproterozoiska (ediacariska till kambriska) sedimentära bergarter, vilka i sin tur överlagras en kristallin proterozoisk berggrund.

Berggrunden i de tektoniska huvudenheterna har sitt ursprung i olika geologiska bildningsmiljöer. Med ökande insikt om i vilken miljö berggrunden i de olika skollorna bildats har den tektoniska huvudindelningen i vissa avseenden visat sig mindre lämplig. Bland annat befinner sig gränsen mellan berggrund som bildats längs den baltoskandiska randzonen och berggrund bildad utanför denna i den övre skollberggrunden. För att undvika begreppsförvirring och fokusera på enhetens ursprung och plats i den tektoniska utvecklingen använde Andréasson m.fl. (1998) begreppet Seve-Kalaksuperterrängen (superterrane) för all berggrund, såväl sedimentär som magmatisk, relaterad till riftbassänger utmed baltoskandiska randzonen och genomsatta av diabasgångar. Förslag att skilja ut Seveskollkomplexet från den övre skollberggrunden och placera den i mellersta skollberggrunden har nyligen framförts av Andréasson & Gee (2008) och Gee m.fl. (2008). I den följande beskrivningen används den mer traditionella indelningen med Seveskollkomplexet som varande en del av övre skollberggrunden (jfr tabell 1, Stephens 1988).

De sedimentära bergarter som kom att ingå i undre skollberggrunden, mellersta skollberggrunden och Seveskollkomplexet bildades utmed den baltoskandiska randzonen som plattformssediment eller i förkastningsbetingade bassänger (rift basins). De överliggande tektoniska

Tabell 1. Tektonostratigrafiska huvudenheter i den skandinaviska fjällkedjan med sammanfattning av ursprung och mest utmärkande litologier samt kaledonisk metamorfos. LG, MG, HG och HP refererar till låggradig, mellangradig, höggradig resp. högtrycksmetamorfos.

Stephens (1988)				Gee m.fl. (2008)	
Uppermost Allochthon (Översta skollberggrund)		MG, HG, delvis HP	Exotiska terräng-er härstammande bortanför Baltica	Uppermost Allochthon	Laurentisk randzon; <i>Skiffrar, karbonatstenar, vulkaniter och granit</i>
Upper Allochthon (Övre skollberggrund)	Köli-skollor	LG, MG och HG		Upper Allochthon	Från Iapetus härstammande terräng-er; <i>Öbågerelaterade bildningar med bakomliggande bassäng-sediment, ofioliter</i>
	Seve-skollor	MG, HG, delvis HP	Tektonisk förkortning av Balticas randzon	Middle Allochthon	Baltoskandias yttre randzon; <i>Kaledoniska högmetamorfa komplex, diabasintruderade neoproterozoiska sandstenar och prekambrisk kristallin skollberggrund</i>
Middle Allochthon (Mellersta skollberggrund)		LG och MG		Lower Allochthon	Baltoskandisk plattform och randzon; <i>Neoproterozoiska till siluriska lager</i>
Lower Allochthon (Undre skollberggrund)		LG		Parautochthon/ autochthon	Baltoskandisk plattform; <i>Kambro-siluriska lager</i>
Autokton (fennoskandiska skölden med pålagrade plattformssediment) = kontinenten Baltica					

enheterna har inget direkt ursprungligt samband med denna randzon utan har ett mer exotiskt ursprung (exotic eller outboard terranes). Bland de ingående bergarterna i dessa exotiska terränger finns vulkaniska bergarter relaterade till såväl Iapetushavsbottnen som ö-bågevulkanism, samt turbiditer, skiffrar och karbonatstenar. Delar av den exotiska sekvensen kan troligen kopplas till randzoner av Laurentia (tabell 1). Indikationer på det senare framgår bl.a. av att tidigordoviciska fossil i några av de högsta skollorna tillhör en biogeografisk provins skild från dem i lägre skollor, och möjligen kan provinsen kopplas till den laurentiska randzonen (Stephens 1988).

## **AUTOKTONA OCH PARAUTOKTONA KRISTALLINA BERGARTER**

Det autoktona och parautoktona proterozoiska underlaget till de skandinaviska kaledoniderna förekommer som fönster i fjällberggrunden, t.ex. Singisfönstret, Rombak-Sjangelifönstret och ytterligare några fönster nära gränsen mellan Norge och Sverige. Dessa fönster utgör de lägst liggande delar av kaledoniderna som är åtkomliga för observation och de har i de flesta översikter ansetts vara autoktona eller parautoktona, men bl.a. Bax (1989) argumenterar för att åtminstone Rombak-Sjangelifönstret kan vara alloktont. Berggrundens sammansättning i dessa fönster ligger utanför ramen för detta arbete och berörs bara kortfattat.

I Rombak-Sjangelifönstret norr om Sitasjaure (29H NV) och i fönstret vid Skájdevárre (Skaitavre, 29G NO) består det kristallina underlaget av medelkornig Tysfjordgranit daterad till  $1780 \pm 85$  miljoner år (Gunner 1981) respektive  $1791 \pm 10$  miljoner år (Romer m.fl. 1992), dvs. åldrar jämförbara med graniter inom det transkandinaviska magmatiska bältet i den fenno-skandiska skölden. Längre norrut i Rombak-Sjangelifönstret är den kristallina berggrunden mer differentierad och har sannolikt stora inslag av äldre berggrund (jfr Kulling 1964, Bax 1989).

En med Tysfjordgraniten petrografiskt likartad granit uppträder i det autoktona eller parautoktona Ritsemjaurefönstret (29H SV). Denna granit har dock gett en ålder på  $1871 \pm 11$  miljoner år (U-Pb zirkon och titanit, Rehnström & Corfu 2004), vilket väl överensstämmer med åldrar erhållna i den s.k. pertit-monzonitsviten öster om kaledoniderna.

Det tidigare tektoniskt enhetligt betraktade stora domformade urbergsfönstret kring Nasafjället (26H NV) i kartområdets sydliga del har visat sig bestå av åtminstone två skilda tektoniska enheter (Thelander m.fl. 1980). Den tektoniskt lägsta enheten, som möjligen kan vara rotfast, domineras av graniter.

## **AUTOKTONA OCH PARAUTOKTONA PALEOZOISKA SEDIMENTÄRA BERGARTER**

Den autoktona enheten i fjällkedjeranden i Norrbottens län består främst av kambriska sandstenar, slamstenar och alunskiffer som sammanfattas under begreppet Dividalsgruppen. Lokalt finns även ediakariska (vendiska) tilliter (Långmarkbergsformationen) och ordoviciska kalkstenar bevarade i den autoktona lagerföljden. Dividalsgruppen pålagrar diskordant ett prekambriskt, peneplanerat underlag av såväl kristallina som sedimentära bergarter.

Dividalsgruppen finns bevarad som en tunn, smal zon utmed fjällkedjans östra kant. Litostratigrafiska beskrivningar av sektioner utmed den östra fjällranden finns i Kulling (1964, 1982) och Thelander (1982, 1983). I Norrbottens län har gruppen störst mäktighet i trakten kring Torneträsk, och där indelas Dividalsgruppen i Torneträskformationen (underst) och Alunskifferforma-

tionen (Thelander 1982). Torneträskformationen består av växellagrande enheter av kvartsarenit, slamsten och siltsten med en största mäktighet på ca 100 meter (Luopakke, 30J SV). De sediment som kom att bilda Torneträskformationen avsattes på den fennoskandiska skölden i kustnära miljöer med inslag av deltabildning och tidvattenpåverkan. Två siltstensdominerade enheter visar att även mer havsliknande förhållanden (offshore marine) tidvis rådde. Fossil (trilobiter) av tidig kambrisk ålder förekommer i de övre delarna av Torneträskformationen (Moberg 1908, Ahlberg & Bergsström 1978, Ahlberg 1980). Spårfossil på lagringsplan av slamsten, samt vertikala och horisontella maskspår är ganska vanliga. En översta siltstenssenhet (Upper siltstone member) intar en särställning genom att den kan följas långt utanför Torneträskområdet. Det är också den enda litostratigrafiska enhet inom Torneträskformationen som nådde över den höjdrygg vilken i kambrium existerade i trakten av Stora Sjöfallet och väster därom. Söderut, i trakten av Laisvall, motsvaras Torneträskformationen översta siltstenssenhet av Grammajukkuformationen och i Jämtland av Moskiffer.

Den överliggande Alunskifferformationen är relativt inkompetent mot tektoniska rörelser, vilket medför att den i flertalet sektioner i fält visar uppkrossning och tektoniska förskjutningar. Enligt Kulling (1964) har inga fossil påträffats i autokton alunskiffer i Norrbottens län, därtill är deformationen sannolikt för kraftig.

Bevarade partier av autoktona sedimentära bergarter korrelerbara med Dividalsgruppen förekommer också utmed Rombak-Sjangelifönstrets sydöstra del varifrån Tilke (1986) beskriver ett område öster om Tutturjaure (29H NO), där en basal sandsten med inslag av arkosiskt konglomerat (ca 20 m tjockt) konformt överlagras av röd och grön siltsten (10–20 m tjock), en övre sandstenssenhet (ca 40 m) och alunskiffer (0–30 m). Från urbergsfönstret vid Torneträsks västra del nämner Kulling (1964) att den lägsta enheten av sedimentära bergarter kan bestå av arkosartade bottenbildningar, kvartsarenit, kvartsit och olika typer av fylliter, dvs. bergarter som litostratigrafiskt är korrelerbara med Dividalsgruppen. Vanligen är kontakten mellan de proterozoiska bergarterna i de västligt belägna fönsterområdena och överliggande sedimentära berggrundsenheter mer eller mindre tektoniskt påverkade. Kontakten kan vara veckad eller imbrikerad. Rörelsebeloppen anses i dessa fall vara så måttliga att de ryms inom begreppet parautokton. I andra fall är de sedimentära bergarterna ordentligt skjuvade och skolltillhörigheten vanskligare att avgöra. De tektoniska förhållandena mellan det kristallina underlaget och överliggande sedimentär berggrund har närmare studerats av Bax (1989).

Från de centrala delarna av Ritsemjaurefönstret (29H SV) beskriver Björklund (1989) en ca 50 m mäktig konglomeratisk enhet avsatt på en parautokton granit. I den basala delen dominerar kantiga till kantavrundade, upp till 0,5 m långa fragment av porfyr. Uppåt ökar inslaget av kvartsfragment. Konglomeratenheten överlagras med skarp kontakt av några meter ljus kvartsit med ett grusigt kvartskonglomeratiskt bottenlager, blågrå kvartsit och överst kvartsfyllit.

## UNDRE SKOLLBERGGRUNDEN

Den undre skollberggrunden är ett komplex av veckad berggrund i överskjutna skollor sammansatta av kataklastiska proterozoiska kristallina bergarter och lågmetamorfa neoproterozoiska sedimentbergarter. Inom kartområdet har komplexet sin största blottade utbredning i trakten kring Hornavan och från Miergenisvägge (26G NV) mot Nasafjället. Mot nordnordost, utmed



Fig. 2. Vy mot Kaisepakte (Gåsebåkti, 30I NO) med Rautasskollans front (undre skollberggrund) vilande på Dividalsgruppen och proterozoisk granit. Foto: B. Kathol.

den östra nuvarande skollfronten, är den undre skollberggrunden vanligen mycket tunn och bitvis helt avskuren av högre tektoniska enheter. I trakten mellan Rautasjaure (30I SO) och Torneträsk har komplexet dock åter en ganska betydande mäktighet (fig. 2) för att ytterligare mot norr tunna ut. Den undre skollberggrunden förekommer också i några isolerade utliggare (Klippen) öster om Stora Sjöfallet. Väster om skollfronten är den undre skollberggrunden väl blottad i Autojaurefönstret (29H SO) och Ritsemjaurefönstret (Björklund 1989). Vissa av de fönster av främst granitisk eller syenitisk berggrund som förekommer längs den svensk-norska gränsen överlagras här och var av en tunn zon med tektoniskt upprepade horisonter av kvartsit och glimmerrik kvartsfyllit med tektoniserade inslag av kristallin berggrund. Men om dessa horisonter ska föras till undre eller mellersta skollberggrund är oklart.

Den undre skollberggrunden innehåller flera interna överskjutningar, utbredd imbrikation och duplexstruktur. Kulling (1982) beskriver en storslagen blottning genom imbrikerad berggrund i Gierkavbergen (Kerkaubergen, 28I NV) vid Langas norra strand där en mängd bergartsskivor av främst sedimentär berggrund, och med tektonisk upprepning av strata, skjutits upp över varandra och nu står staplade med en stupning på ca 60–70° mot nordväst. Paketet vilar på paleoproterozoisk Stora Sjöfallssandsten tillhörande den fennoskandiska skölden och Torneträskformationens autoktona bergarter. I krönområdena av Alep Gierkav och Lulep Gierkav överlagras den imbrikerade undre skollberggrunden av granitmylonit tillhörande den mellersta skollberggrunden.



Fig. 3. Kontakten mellan en siltsten korrelerbar med Torneträskformationen översta enhet och överliggande Alunskifferformation, undre skollberggrund, 1 kilometer nordväst om Sitojaure (7471979 / 633621).  
Foto: T. Thelander.

Den kristallina delen av undre skollberggrunden domineras av graniter och syeniter som i varierande omfattning är kataklastiskt påverkade eller mylonitiserade. I bättre bevarade delar påminner de om Tysfjordgraniten i de autoktona eller parautoktona fönstren utmed svensk-norska gränsen. Även ryolitiska eller dacitiska porfyriska vulkaniter förekommer, och särskilt i Nasafjällsfönstret utgör de en betydande del av den undre skollberggrunden (Thelander m.fl. 1980). Sura porfyriska bergarter förekommer även, bl.a. i trakten av Akkajaure (Björklund 1989). Gabbroida bergarter och diabaser uppträder underordnat.

De sedimentära bergarterna i undre skollberggrunden domineras av grå, gråblå och vitgrå kvartsareniter, slamstenar, skiffrar och gråvackor. I metamorfoserad form förekommer de som kvartsiter och fylliter av varierande sammansättning (fig. 3). I de lägre delarna av den undre skollberggrunden finns breccialiknande konglomerat associerade med lamellerade sandiga skiffrar. I en förekomst strax norr om Sitojaure (28I SV) ligger breccian direkt på en ovittrad granityta. Kulling (1982) tolkar bildningen som en normal basalbildning och frångår därmed en tidigare tolkning (Kulling 1951) där han förespråkade ett glaciogent ursprung. De äldsta sedimenten avsattes möjligen redan under ediacara men merparten under kambrium till ordovicium. Litostratigrafiskt motsvaras de kvartsitdominerade enheterna och grafitfylliterna av västligt avsatta motsvarigheter till Dividualsgruppen. Mot söder, i Jämtlands län, har de sin motsvarighet i den

alloktona Gärdsjönformationen med den överliggande Alunskifferformationen. Gråvackorna har troligen sin motsvarighet i den ordoviciska Föllingeformationen. De vanligt förekommande tektoniska störningarna i undre skollberggrunden har medfört att några längre sammanhängande litostratigrafiska sektioner inte har kunnat upprättas.

I kartområdet norra del förekommer dolomitiska inlagringar i Gierkavbergens duplexstruktur (Kulling 1982). Vitgrå dolomit finns tillsammans med grå kvartsiter, lerskiffrar, sedimentbreccia och arkosiska gruskonglomerat i utliggaren Joubmotjähkkå (28I NV) öster om Stora Sjöfallet (Kulling 1964, Björklund 1989). Ytterligare mot norr förekommer ljus dolomit i ett flertal lokaler, bl.a. norr om Rautasjaure och i Kuollejokkfönstret (30I SO) norr om Torneträsk. I kartområdets mellersta och södra delar tycks den undre skollberggrunden sakna dolomitinslag.

De sedimentära bergarterna i undre skollberggrunden är generellt sett bäst bevarade i den södra och östra delen av kartområdet och här finns också den undre skollberggrundens litostratigrafiskt yngsta enheter bevarade. Norr om Hornavans nordvästra del överlagras kvartsit- och slamstensenheter motsvarande den autoktona Torneträskformationen (jfr även Laisvall Group, Willdén 1980) av alunskiffer och turbiditer. Bergarterna är vanligen välbevarade och primära sedimentära strukturer kan iakttas. Väster och nordväst om Vuoggatjälme (26G NV) domineras den undre skollberggrundens sedimentära bergarter av Mierkenisgruppens grafitfylliter och grå fylliter med inslag av välbevarade turbiditer där graderad skiktning fortfarande kan påträffas. I Mierkenisgruppen, som litostratigrafiskt motsvarar Alunskifferformationen och överliggande turbiditer norr om Hornavan, finns tektoniskt inkilade, skjuvade kvartsitlager jämförbara med kvartsitlagren i Torneträskformationen.

Flera av de västligt belägna urbergsfönstren omgärdas av ljusgrå eller blå, kraftigt skjuvade kvartsiter, kvartsfylliter och sericitrika fylliter. Kvartsiterna är massformiga eller bandade och isoklinalveckade. Att säkert avgöra om dessa deformerade bergarter ska räknas till den undre eller mellersta skollberggrunden är vanskligt då de två skollenheterna innehåller liknande litologier.

Fossil har påträffats och beskrivits från ett fåtal lokaler i undre skollberggrunden. Från berget Luopakte söder om Torneträsk har fossil från övre delen av underkambrium påträffats i kalkstenslinser i fylliter (Kulling 1960, 1964, Ahlberg 1979). Omedelbart intill kartområdets södra gräns, öster om Gautojaure (ca 10 km ostsydost om Adolfström, 26G SO), har fragment av mellankambrika trilobiter (möjligen *Paradoxides forchhammeri*) påträffats i en orsten (Kulling 1982).

## MELLERSTA SKOLLBERGGRUNDEN

Den mellersta skollberggrunden karaktäriseras av att proterozoiska, kristallina bergarter och icke fossilförande fältspatsandstenar, kvartsiter, dolomiter och skiffrar genom tektonisk upprepning växelagrar med varandra. De bergarter som härstammar från det proterozoiska urbergsunderlaget är vanligen kataklastiskt påverkade eller mylonitiserade (fig. 4 och 5). De sedimentära bergarterna är ofta isoklinalt veckade och penetrativt förskiffrade (fig. 6). Basen av den mellersta skollberggrunden består ställvis av en flera tiotals meter tjock zon av mylonit och fyllonit som är klart diskordant mot veckstrukturer, förskiffring och överskjutningar i den undre skollberggrunden. Detta visar att de senare strukturerna utbildades framför den avancerande mellersta skollberggrunden innan denna kom på sin slutgiltiga plats (Gee & Zachrisson 1979). Metamorfosgraden i den mellersta skollberggrunden är övervägande av grönskifferfacies. Granat



Fig. 4. Boudinliknande kropp av relativt välbevarad granit omgiven av folierad granit, mellersta skollberggrunden öster om Skåjdevårre (7528046 / 574656). Foto: T. Thelander.



Fig. 5. Kraftigt skjuvad granit i mellersta skollberggrunden. (7528046 / 574656, samma lokal som foto 3.) Foto: T. Thelander.





Fig. 6. Bandad kvartsrik arenit i Akkajaure skollkomplex vid Tjievrvårásj (7489656 / 621495).  
Foto: T. Thelander.

förekommer normalt inte men påträffas ställvis, bl.a. i enhetens översta delar nära gränsen till Seveskollan. I högt belägna delskollor (Särviskollan och dess ekvivalenter) genomsetts de sedimentära bergarterna av diabasgångar som intruderat innan skollorna bildades.

Särskilt i kartområdets norra del, där litologierna i undre och mellersta skollberggrunden är lika, och den tektoniska påverkan generellt är kraftigare än söderut, är gränsdragningen mellan de två tektoniska enheterna delvis kontroversiell och vansklig att definiera.

Inslaget av bergarter från det kristallina, proterozoiska urbergsunderlaget är särskilt markant i trakterna av Akkajaure. Syenitoider och graniter dominerar men sura porfyriska vulkaniter, gabbroider och basiska gångbergarter förekommer. I kartområdets södra del är inslaget av sedimentära bergarter betydligt mer omfattande med neoproterozoiska sandstenar, kvartsiter och skiffrar som dominerande bergarter. De äldsta sedimenten avsattes bl.a. i de riftpåverkade tråg som fanns utmed perifera delar av den baltoskandiska randzonen. Senare, fram till mellankambrium, skedde avsättningen främst i grundhavsrelaterade miljöer.

### **Mellersta skollberggrunden kring Abisko och Akkajaure**

Den mellersta skollberggrunden i trakterna kring Abisko och Akkajaure har refererats till som Abiskoskollan (Kulling 1960, 1964) respektive Akkajaure skollkomplex (Björklund 1985, 1989). Namnen är väl etablerade och tjänar som en lämplig utgångspunkt vid beskrivningen av den mellersta skollberggrunden i dessa nordliga delar av kartområdet.

## *Abiskoskollan*

Abiskoskollans typområde är fjällområdet söder om Torneträsk. I motsats till den vanligen västliga uttunningen av skollorna i de skandinaviska kaledoniderna visar Abiskoskollan en mot sydväst tilltagande mäktighet under den övre skollberggrunden i högfjällen väster om Abisko. Mot sydväst blir också allt lägre delar av skollan exponerad (Bax 1989). Tektonostratigrafiskt ligger Abiskoskollan antingen på den undre skollberggrunden, på Dividualgruppen eller direkt på det kristallina underlaget.

Abiskoskollan består av en undre del med proterozoiska, starkt kataklastiska eller mylonitiska, huvudsakligen magmatiska bergarter och en övre enhet av sedimentära, kraftigt folierade, kvartsrika skiffrar (Kulling 1960, 1964). Genom senare, mer detaljerade karteringar har en något mer komplex uppbyggnad av skollan framkommit (Lindström m.fl. 1985, Kathol 1989, Bax 1989).

Den undre kristallina delen av berggrunden i Abiskoskollan är till en betydande del så kataklastisk eller mylonitiskt omvandlad att ursprungsbergarten inte säkert kan bestämmas även om relikta förekomster av granit och syenit rapporterades redan av Holmquist (1910). I Abiskoskollans västra del finns linser av grovkornig, nästan odeformerad ögonförande granit bevarad i veckomböjningar (Bax 1989). I ett område norr om Torneträsk visar grovkornigare varianter av Abiskoskollans kristallina undre del granitisk eller syenitisk textur. Förhöjda glimmerhalter har dock ställvis orsakat en något fyllonitisk textur (Kathol 1989).

Abiskoskollans sydvästra del innehåller två nivåer av kloritskiffer åtskilda av granitmylonit. I kloritskiffern finns linser av en massformig basisk bergart vars ursprung tolkats ha varit basiska vulkaniska bergarter inom det proterozoiska underlaget (Bax 1989, Kulling 1964).

Övre delen av Abiskoskollan domineras av tektoniskt bandade, ljusgrå till mörkgrå, täta till finkorniga bergarter kända som hårdskiffrar (Pettersen 1878, Holmquist 1910). Hårdskiffern är tunt folierad, vanligen med en nordvästligt strykande lineation, och mycket finkornig. Sammansättningen är dominerad av kvarts. Ursprungsmaterialet torde enligt Kulling (1964) främst ha varit fältspathhaltiga sandstenar, och i mindre omfattning sandiga skiffrar och lerskiffrar. Lager och linser av ljusvittrande grå dolomitmarmor samt mer eller mindre grafithaltigt fyllit är ganska vanliga i hårdskiffern. Enheten är kraftigt veckad och deformerad. I modern terminologi kan merparten av de s.k. hårdskiffrarna sannolikt klassificeras som myloniter.

## *Akkajaure skollkomplex*

I en profil genom kaledoniderna från fjällranden i öster in i Rombak-Sjangelifönstret och vidare västerut har åtminstone sex delskollor identifierats i vad Björklund (1985, 1989) kallade Akkajaure skollkomplex. I varje delskolla överlagras kristallina bergarter av tunna förekomster av yngre sedimentära bergarter. Med hjälp av dessa kan de tektoniska gränserna mellan delskollorna spåras under långa sträckor. Överskjutningsplanen är påverkade av en regional, övertvårande veckfas med veckaxelriktningar i västnordväst–östsydost. Denna tidiga fas följdes av senare veckning med axlar ungefär parallella med orogonen. Inslagen av sedimentära bergarter visar förtjockningar genom duplex och imbrikationer.

Akkajaure skollkomplex domineras av monzonit, kvartssyenit, alkaligranit och granit. Helt underordnat förekommer gabbro och diorit, vilka i några få hällar visat att de är breccierade

av granit. Björklund (1989) pekar på att Akkajaurekomplexets graniter visar uttalade petrografiska och geokemiska likheter med såväl Tysfjordgraniten i Rombak-Sjangelifönstret som den betydligt äldre pertitmonzonitsviten öster om kaledoniderna. Senare radiometriskta dateringar av graniter i två olika delskollor av Akkajaure skollkomplex gav kristallisationsåldrar på  $1\,800 \pm 2$  miljoner år respektive  $1\,781 \pm 2$  miljoner år (Rehnström & Corfu 2004) vilka överensstämmer med Tysfjordgranitens ålder. I den understa delskollan beskriver Björklund (1989) hur en porfyr överlagras av ett konglomerat med bollar av porfyr. Lateralt kilar porfyren ut och konglomeratet ligger med ostörd kontakt, och med en mäktighet av 100 m, direkt på granit. Björklund (1989) tolkar porfyren och överliggande konglomerat som västliga motsvarigheter till den autoktona Snavva-Sjöfallsserien. Ett liknande porfyirkonglomerat finns också i den överliggande delskollan liksom i understa skollberggrunden.

Alkalina basiska till intermediära, vanligen fältspatporfyriska diabaser genomslår både granitoiderna och porfyerna men inte de överliggande sedimentära bergarterna. Lokalt bildar diabaserna brantstående gångsvärmar men de förekommer också som svagt stupande täcken. Björklund (1989) korrelerar dem med de centralskandinaviska diabaserna (Gorbatshev m.fl. 1979) daterade till ca 1 260 miljoner år (Söderlund m.fl. 2006). Mot väster tilltar deformationsgraden och väster om Sitasjaure-Ritsem-tunneln har diabaserna förlorat sin plagioklas-porfyr-habit och omvandlats till grönsten och grönskiffer. Dessa grönstenar och skiffrar återfinns i såväl den undre som den mellersta skollberggrunden ända ut till norska kusten (Björklund 1989).

Ljusröda till grå meta-arkoser och grå psammiter med tunna pelitiska inlagringar finns i samtliga sex delskollor inom Akkajaure skollkomplex. De sediment som bildade dem avsattes sannolikt i lokala bassänger väster om det kristallina underlaget utmed den nuvarande norska kusten. Meta-arkoserna överlagras diskordant av dolomitisk glimmerskiffer (10–15 m mäktig) med vidsträckt utbredning. I den östra delen av den understa delskollan övergår den dolomitiska glimmerskiffen i dåligt sorterad, grusig skiffer och ytterligare mot öster följer diamiktit med stora klaster av granit, dolomit och kvarts. Björklund (1989) korrelerar diamiktiten med den ca 650 miljoner år gamla, glacialt avsatta Långmarkbergsformationen. Diamiktiten överlagras av kvartsit, grå skiffer (fyllit eller glimmerskiffer) och grafitfyllit, vilka litostratigrafiskt motsvarar den autoktona Dividalsgruppen. Mot väster och i tektoniskt högre delskollor avskärs de sedimentära bergartsenheterna successivt. I Akkajaure skollkomplex har grafitfylliten bara påträffats i den understa delskollan. I de två högsta återstår bara meta-arkoser och kvartsiter.

Relativt välbevarade stratigrafiska sekvenser genom yngre sedimentära bergarter i de två understa delskollorna finns i Karnjelajåkkås (29H SO) djupt nedskurna ravin. Björklund (1989) återgav följande generaliserade sektion:

Isoklinalt veckad och tektoniskt upprepad blågrå och vit kvartsit och kvartsfyllit.

Omkring 5 meter kvartskonglomerat som blir finkornigare uppåt och övergår i gulvit grusig kvartsarenit.

2–4 meter grå kvartsfyllit.

1–2 meter basal diamiktit med granitfragment i ojämn kontakt med granit.

Den sedimentära lagerföljden i Karnjelajåkkå jämfördes redan Svenonius (1900) med Torne-träskformationen i Dividalsgruppen (dåvarande namn Hyolithussonen).

Söder om Akkajaure är komplexet mindre väl känt men de kristallina bergarterna mellan Akkajaure och Sitojaure (28I SV) beskrivs vanligen som syenit och gabbro med underordnade inslag av granit (Hamberg 1910, Kulling 1982). Även här torde ett antal delskollor förekomma att döma av de troligen neoproterozoiska sedimentbergarter som förekommer som tunna horisonter tillsammans med det kristallina underlaget. I Sarvesvågge och Rapadalens övre delar (28H SO) dominerar Akkajaure skollkomplex av en blågrå, grov till medelkornig, pertitisk monzonit med underordnade inslag av djupbergarter, bl.a. med glidande övergångar mellan ren anortosit över gabbro till kumulatgabbro (Rehnström 1998).

### **Mellersta skollberggrunden kring Sitasjaure**

I trakten av Sitasjaure (30H NV) finns en strukturellt komplex zon av tunna mylonitiserade skivor av granitisk gnejs och glimmerrik kvartsit som tektoniskt interfolierar med fyllonit (Storriten Complex, Crowley 1989). I tektoniskt bättre bevarade delar finns litologier som påminner om Rombakgranitgnejsen och Torneträskformationens sand- och siltstenar. Ställvis finns även mycket grafitrika fylliter som är litologiskt lika de kambriska skiffarna i Alunskifferformationen. Crowley (1989) nämner att kalkhaltiga lager förekommer i Storritenkomplexet och anger att detta kanske kan tolkas så att även ordovicisk berggrund ingår.

### **Mellersta skollberggrunden i Kvikkjokkområdet**

Den mellersta skollberggrunden består i trakten av Kvikkjokk (27H NO) av åtminstone två tektoniska enheter. I den understa utgörs berggrunden främst av föga deformerade och metamorfoserade (undre grönskifferfacies), turbiditiska sandstenar med bevarad graderad skiktning och skiffrar som troligen är avsatta som en submarin kon (fan, Kabla-Stuor Tata unit, Kulling 1982, Greiling & Kumpulainen 1989). Denna litologi saknar motsvarighet bland övriga typer av sandstenar och skiffrar i den mellersta skollberggrunden. Kabla-Stuor Tata-enheten utbreder sig i trakten nord och nordost om Kvikkjokk där den är flera hundra meter mäktig. Lagerserien inleds med grå, mellan- till grovkorniga kalifältspatrika sandstenar och avslutas med ett konglomerat (Kablakonglomeratet). Sandstensenheter har korrelerats med de subtitiska sandstenarna i Jämtlandsupergruppen (Kulling 1982, Greiling & Kumpulainen 1989). Kablakonglomeratet består av konglomeratlager åtskilda av sandstenslager. Bollarna i konglomeratlagren har en diameter i storleksordningen 5–20 cm och merparten av dem utgörs av granit och kvartsporfyr. De är i allmänhet väl rundade och har hög sfärositet. Greiling & Kumpulainen (1989) identifierar två olika typer av konglomerat. Den ena typen anser de ha bildats genom proximal avsättning ur massflöden på en submarin kon. Den andra typen anser de ha bildats genom avsättning på kanalbottnar (traction currents).

En mylonitzon skiljer Kabla-Stuor Tata-enheten från den överliggande, relativt kraftigare deformerade övre enheten (Kvikkjokk-komplexet), som till övervägande delen består av i millimeter- till decimeterskala väl bandade, alternerande kvartsrika och mer glimmerrika lager. Kulling (1982) förespråkade att Kvikkjokk-komplexet innefattar ett stort inslag av kristallina bergarter som ursprung, medan Greiling & Kumpulainen (1989) anser att komplexet nästan genomgående utgörs av bergarter med sedimentärt ursprung, möjligen omvandlade fältspatrika

till litiska sandstenar. Som möjliga sedimentationsmiljöer anger de floder eller alluviala koner. Metabasitiska, cm- till dm-tunna skikt förekommer helt underordnat. De skär bandningen i de metasedimentära bergarterna, vilket föranledde Greiling & Kumpulainen (1989) att tolka metabasitskikten som gångar och peka på likheten med Särviskollan (jfr nedan). Inom ramen för den nu aktuella sammanställningen besöktes Kvikkjokk-komplexet söder om Tjeggelvas (26H NO). Även här består berggrunden av bandade sandstenar.

Gränsdragningen för Kvikkjokk-komplexet mot väster och sydväst är för närvarande osäker, bl.a. därför att granatförande glimmerskiffer, som i Kullings (1982) definition tillhörde Kvikkjokk-komplexet, av Greiling & Kumpulainen (1989) utifrån sammansättning samt texturella och strukturella grunder istället fördes till den övre skollberggrunden.

Kvikkjokkkområdets frånvaro av betydande förekomster av bergarter som otvivelaktigt härstammar från urbergsunderlaget visar att överskjutningen i basen av mellersta skollberggrunden här ligger i ett relativt högt stratigrafiskt läge, dvs. överskjutningen nådde inte ner till det kristallina underlaget. Kanske berodde detta på att sedimentationsbassängen var särskilt djup här.

### **Mellersta skollberggrunden i Staloluoktafönstret**

Mellersta skollberggrunden vid Staloluokta (28G SO) och vid Virihaures sydöstra del består av ett undre konglomerat (Virihaurekonglomeratet, Kautsky 1953) och en överliggande pelitisk fyllit (Stölen 1988). Virihaurekonglomeratet är egentligen en sandsten med 0,1–0,5 m tjocka konglomeratinlagringar. Bollmaterialet är vanligen 2–10 cm och något utdraget. Granitiska bergarter dominerar fullständigt. Virihaurekonglomeratet liknar Kabla-Stuor Tata-enheten i Kvikkjokkområdet och anses ha avsatts i relativt djupt vatten i en rift-relaterad bassäng utmed den baltoskandiska randzonen. Den överliggande pelitiska fylliten har små retrograda granater och innehåller tunna kalkstenshorizonter (Stölen 1988).

### **Mellersta skollberggrunden mellan Hornavan och Laisälven**

Området mellan Hornavan och Laisälven har särskilt studerats inom nationalparken Pieljekaise (26H SV). De kristallina bergarterna i mellersta skollberggrunden är här starkt förskiffrade graniter eller med dem besläktade bergarter. Vid Sädvajaure innehåller de små inslag av kloritrik skiffer som vittnar om ett ursprungligt inslag av basiska magmatiska bergarter (Bergman 1994). De kristallina bergarterna överlagras av meta-arkos och är något granatförande i kontakten mot denna. Även meta-arkosen innehåller små granater (0,5–1 mm). I övrigt förekommer grönaktig eller grå, kalkhaltig kvartsit i den mellersta skollberggrunden (Lilljequist 1973).

### **Särviskollan och dess tektonostratigrafiska motsvarigheter**

Särviskollan (Strömberg 1955, 1961) definierades ursprungligen från områden i Jämtland och Härjedalen. Skollan har i sitt typområde stora mäktigheter och sådana karaktäristiska särdrag att den ganska lätt kan utskiljas från såväl underliggande som överliggande tektonostratigrafiska enheter. I Norrbottens län är Särviskollan eller dess tektonostratigrafiska motsvarigheter i allmänhet betydligt tunnare samt mer deformerad och metamorfoserad. I sitt typområde

tycks Särsvskollan sakna granater men i norra Norrbottens län har även delvis granatförande enheter, dvs. enheter med högre metamorfosgrad, inkluderats i Särsvskollans tektonostratigrafiska motsvarigheter.

Särsvskollans berggrund karaktäriseras av diabasgångar som intruderat neoproterozoiska alluviala eller marint avsatta sandstensdominerade lagerföljder. Underordnat förekommer dolomit, evaporit och tillit (Långmarkbergformationen). I välbevarade delar av Särsvskollan är det tydligt att diabasgångarna skär lagringen i hög vinkel. I zoner med kraftig skjuvning har vinkeln mellan diabas och sandsten reducerats till nära noll grader. Diabasgångarna i Särsvskollan och dess ekvivalenter intruderade för ca 620–570 miljoner år sedan (Claesson & Roddick 1983) och anses vara knutna till inledningen av Iapetushavets bildning (Kumpulainen & Nystuen 1985). Särsvskollans sedimentära lagerföljd är påfallande lik litologier som finns inom underliggande delar av mellersta skollberggrunden, som dock saknar diabasgångar. När sekvensen är metamorfoserad och deformerad är Särsvskollan svår att skilja från basala enheter av det överliggande Seveskollkomplexet.

Särsvskollan är den lägsta tektonostratigrafiska enhet som förutom att vara dominerad av sedimentära bergarter avsatta i riftbassänger dessutom är genomslagen av neoproterozoiska diabasgångar. Särsvskollan har i regionala översikter av de svenska kaledoniderna placerats inom antingen mellersta eller övre skollberggrunden. Strömberg (1969) pekade på likheter mellan Särsvskollan och lägre delar av Seveskollan. Kulling (1972) förde enheten till mellersta skollberggrunden. Gee & Zachrisson (1979) föredrog att föra enheten till den övre skollberggrunden. I senare regionala arbeten återgår Gee m.fl. (1985) och Silvennoinen m.fl. (1987) till en placering av Särsvskollan i mellersta skollberggrunden. Andréasson m.fl. (1998) betonar de litologiska likheterna mellan Särsvskollan och basala delar av Seveskollkomplexet och hänför alla skollor som innehåller bergarter bildade i de baltoskandiska riftbassängerna och riftmagmatism till Seve-Kalaksuperterrängen (superterrane).

En enhet med diabasintruderade fältspatsandstenar som tektonostratigrafiskt korreleras med Särsvskollan förekommer i bl.a. Pieljekaise nationalpark (Bergman 1994). Metamorfosgraden är något högre än i Särsvskollans typområde, men diabaserna visar fortfarande kylda kontakter och uppträder diskordant till omgivande berggrund. Opublicerat material i SGUs arkiv visar på ytterligare några isolerade förekomster mellan Sädvajaure och Tjeggelvas öster om Seveskollkomplexet. Sannolikt kan åtminstone nordliga delar av Kvikkjokk-komplexet också jämföras med Särsvskollan. Med befintligt underlagsmaterial har dessa nordliga delar inte markerats på annat sätt än genom att de diabasgångar som Greiling & Kumpulainen (1989) rapporterade har markerats i kartsammanställningen.

I Sareks nationalpark överlagras Akkajaure skollkomplex av en monoton sekvens av isoklinalt veckade, granatförande meta-arkoser och glimmerskiffrar med boudiner av diabas. Enheten som kallats Skarjaskollan kan nå en tjocklek av nästan 1100 meter och anses vara ekvivalent med Särsvskollan (Andréasson 1986, Svenningsen 1994a, Rehnström 1998). En extremt uttunnad sandstenslitologi med diabasgångar i Tarfalajokk jämföras också med Särsvskollan (Andréasson & Gee 1989a). Från Pälsaområdet nämner Stölen (1997) att meta-arkoser med dm-tunna amfibolit-klorit-epidotlager eventuellt kan vara en motsvarighet till Särsvskollan.

## ÖVRE SKOLLBERGGRUNDEN

Litologierna i den övre skollberggrunden varierar i ålder från proterozoikum (inklusive pre-kaledoniska grundfjällskivor) till silur och innefattar berggrundsterrängar vilka härstammar från såväl den baltoskandiska plattformens randområde som utanföriggande okända, exotiska områden.

Underst ligger Seveskollkomplexet med meta-arkoser, gnejser, metamorfa skifferar, kvartsiter, marmor och basiska bergarter (inklusive eklogiter) av varierande ursprung. Sevekomplexet är metamorft omvandlat i amfibolitfacies eller högre. Det överlagras av Kölskollkomplexet som i sin undre del domineras av sedimentära och vulkaniska bergarter i grönskifferfacies. Dessa lågmetamorfa bergarter överlagras tektoniskt av sedimentära och vulkaniska bergarter med en högre metamorfosgrad.

### Seveskollkomplexet

Seveskollkomplexet förekommer nästan kontinuerligt längs hela svenska kaledoniderna. I likhet med de flesta andra skollenheterna i kaledoniderna tunnar Seveskollkomplexet ut västerut och saknas ibland helt i väster. Merparten av Seveskollornas berggrund anses härstamma från den yttre, västra delen av baltoskandiska randzonen och övergångszonen mellan kontinent och ocean.

#### *Seveskollkomplexet mellan Sädvajaure och Akkajaure*

Seveskollkomplexet inom kartområdet kan söder om Akkajaure delas upp i åtminstone tre olika tektonostratigrafiska enheter, var och en med en megalinsformad geometri (Zachrisson & Stephens 1984, Kullerud m.fl. 1990). Den understa, Vaimoklinsen, överlagras i norr av Sareklinsen. Den översta, Tsäkkoklinsen, ligger diskordant på de två undre. Vaimok- och Tsäkkoklinserna innehåller båda basiska bergarter som under högt tryck delvis omvandlats till eklogiter. Den mellanliggande Sareklinsen har en varierande intermediär- till lågtrycksmetamorfos.

#### **Vaimoklinsen**

I området kring Sädvajaure i Vaimoklinsens (Vájmok, 27G NO) södra utbredningsområde, har linsen uppdelats i undre Seveskollan och Grapesvareskollan (Albrecht 2000).

Den undre Seveskollan består av kvarts-fältspatgnejser och glimmerskiffer med underordnade inslag av marmor och med boudiner eller band av amfibolit eller diabas (fig. 7 och 8). Metamorfosgraden överstiger inte amfibolitfacies. Liknande litologier förekommer i basala delar av Seveskollkomplexet längs hela de svenska kaledoniderna. Till skillnad mot överliggande delar av Vaimoklinsen saknar den basala Seveskollan eklogiter.

Grapesvareskollan (Kráphesvärre 26G NO) uppbyggs av de tre litologiska enheterna Daunesvage-enheten, Tjiddjakmetavulkaniten och Juronkvartsiten.

Daunesvage-enheten (Albrecht 2000) är en heterogen blandning av kvartsit, glimmerskiffer, oren gråbrun marmor, kalksilikatisk skiffer och gnejs samt boudiner av eklogit, ofta omvandlade till granatamfibolit.

Tjiddjakmetavulkanitenheten består av finkorniga vulkaniter med horisonter av glimmerskiffer och grönskiffer. Sammansättningen hos vulkaniterna är ryolitisk till ryodacitisk och de



Fig. 7. Basal del av Seveskollan med boudin av amfibolit i bandade kvartsitrik gnejs. Vägsränning nära Sädvajaure (7379385/559890). Foto: T. Thelander.

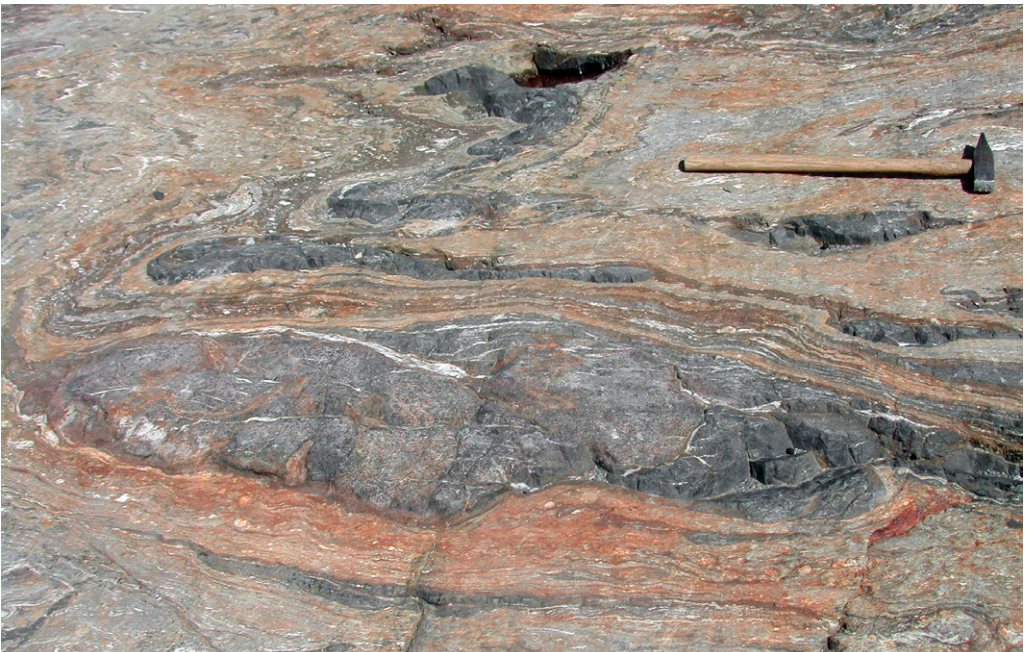


Fig. 8. Veckad amfibolit i pelitisk gnejs. Vaimoklinsen i Seveskollkomplexet. Jock öster om Vuorbmanåjvve (7422199/582910). Foto: T. Thelander.





Fig. 9. Väl planfolierad Juronkvartsit i Vaimoklinsen vid Gårdávrré (7401099 / 574574).  
Foto: T. Thelander.

tolkas ursprungligen ha varit lavar (Albrecht 2000). Metavulkaniterna innehåller eklogitiserade diabasgångar som klipper veckad flödesbandning i vulkaniterna (Andréasson & Albrecht 1995). Eklogiterna uppträder i svärmar eller band av boudiner med tjocklekar som vanligen varierar mellan 0,5 och ca 4 meter.

Juronkvartsiten (Kulling 1982) dominerar Grapesvareskollans berggrund och består trots namnet främst av veckade kvarts-fältspatgnejser som via väl planfolierade gnejser övergår till finkornig glimmerskiffer. Tunna lager av kalk-silikatgnejser förekommer. Vissa band torde bestå av extremt uttunnade metabasiter. En ljus, ren kvartsit förekommer ställvis. Ursprungligen var merparten av bergarterna bandade kalkhaltiga arkoser, fältspatrika kvartsareniter och skifferar (fig. 9, Andréasson & Albrecht 1995). Boudiner av eklogit (ofta retroeklogiter) och koronadiabaser söder om Grapesvare (Kráphesvárre) förekommer rikligt. Det plagioklasporfyriska uppträdandet och den kemiska sammansättningen hos diabaserna gör en korrelering med de ca  $665 \pm 10$  miljoner år gamla Ottfällsdiabaserna (Solyom m.fl. 1979, Claesson & Roddick 1983) som intruderade alluvialt och grundhavsavsatta sandstenar vid Iapetushavets spridningsfas sannolikt (Andréasson & Albrecht 1995). Juronkvartsitens tjocklek avtar snabbt mot nordväst.

Juronkvartsiten kan följas från trakterna av Vuoggatjålme (26G NV) mot fjällmassiven i Sarek. I det senare området kan Juronkvartsiten sannolikt korreleras med Mikkaskollans psammitiska skifferar med band och boudiner av granatamfibolit, metaperidotiter och underordnade kalk-silikatgnejser (Andréasson m.fl. 1992).

Andréasson m.fl. (1985) tolkade eklogiterna i Grapesvareskollan som indikationer på att den baltoskandiska kontinentkanten hade pressats ned i en subduktionszon. Mörk m.fl. (1988) an-

vände Sm-Nd-metoden på granat och omfacit från eklogiter i Juronkvartsiten och erhöll en ålder på  $503 \pm 14$  miljoner år för denna händelse. Essex m.fl. (1997) erhöll U-Pb-titanitåldrar mellan 475 och 500 miljoner år för kalksilikatgnejs (Maddäive, Tjiddtjakk) och tolkade resultatet som åldern för högtrycksmetamorfosen. Root (2007) erhöll en konkordant U-Pb-ålder av 482 miljoner år för zirkon från eklogiter i Daunasvagge.

#### *Anortositer med oklar tektonostratigrafisk ställning väster om Kvikkjokk*

Linser av anortosit och relaterade gabbrobergarter förekommer i flera områden väster om Kvikkjokk och störst av dessa är förekomsten vid Ruotevare (Ruotevare, 27H NO). I det senare området finns förutom anortosit flera isolerade kroppar av lagrad gabbro, peridotit och serpentinit samt gångliknande kroppar av titanomagnetitmalin. Anortositen vid Ruotevare med associerade bergarter visar stora likheter med de 1790–1800 miljoner år gamla anortositerna på Lofoten (Stephens m.fl. 1985, Björklund & Stigh 1994). Ett tidsmässigt samband stärks av att anortositerna och de relaterade gabbrobergarterna intruderades av syenitgångar med åtföljande grovkristallin pegmatit för ca  $1761 \pm 9$  miljoner år sedan (Rehnström 2003).

Anortositen vid Ruotevare har förts till basala delar av Seveskollkomplexet (Stephens m.fl. 1985, Björklund & Stigh 1994), bl.a. på grundval av att den överlagrar granatförande glimmerskiffer och har en högre metamorfosgrad än Akkajaure skollkomplex i mellersta skollberggrunden. Men förekomster av proterozoiska bergarter i Seveskollkomplexet är åtminstone i Norrbottens läns kaledonidberggrund mindre vanliga och Rehnström (2003) placerar anortositkomplexet i mellersta skollberggrunden. En sparsam förekomst av tholeiitiska basaltgångar är relaterade till Iapetushavets spridningsfas. Den nu aktuella sammanställningen har ingen ytterligare information och lämnar frågan om tektonostratigrafiskt läge öppen.

#### **Sareklinsen**

Sareklinsen har sin största utbredning i högfjällsområdet som sträcker sig från Sarekmassivet (28H NO) i norr till sydväst om Kvikkjokk. Mot väster tunnar linsen ut och i området mellan Pieskehaure (Bieskehávrr, 27G NO) och Ikkesjaure (Iggesjávvr, 27G SV) utgör linsen en ganska tunn zon mellan Vaimoklinsen och Tsäkkoklinsen. Kontakten mot den överliggande Tsäkkoklinsen karaktäriseras av flera subparallella skjuvzoner som inte gett någon möjlighet att fastställa var den huvudsakliga rörelsen skett. I motsats till de två andra megalinserna i Seveskollkomplexet utsattes Sareklinsen bara för låg till intermediär tryckmetamorfos.

Sareklinsen karaktäriseras av en mycket riklig förekomst av diabasgångar i metasedimentära bergarter. I den tunna, sydvästra delen består linsen däremot främst av grafithaltig dolomit och kvarts-fälspatskiffer eller -gnejs.

Delar av Sareklinsen är svårtillgängliga och fortfarande finns områden som inte närmare undersökts efter pionjärarbetena av Hamberg (1910). Länge beskrevs också de basiska bergarterna i högfjällen kring Sarek och Kebnekaise (29I NV) vanligen som amfibolit och deras ursprung förblev ganska okänt. På senare tid har Sareklinsen och dess ursprung blivit betydligt bättre kända genom flera examensarbeten samt bl.a. en doktorsavhandling från Lunds universitet. Enligt deras arbeten i Sarekmassivet kan Sareklinsen där indelas i Sarektjåkkåskollan och en överliggande Sierkavageskolla.

### *Sarektjåkkåskollan*

I Sarekmassivets högfjällsområde utgör Sarektjåkkåskollan (Andréasson 1986, Svenningsen 1987, 1994a) den understa delen av Sareklinsen. Sarektjåkkåskollan är ca 1200 meter tjock i sin östra del och tunnare ut mot väster. Den består till ca 70–80 % av diabaser i gångsvärmar eller enstaka gångar, som intruderat sedimentära bergarter. Mot skollans yttre delar ökar den penetrativa deformationen och de klippande diabaserna transponeras till parallellitet och övergår till granatamfiboliter medan sedimentbergarterna övergår till mylonitiska skiffrar. Hela skollan är veckad till en öppen västnordväst–ostsydostligt strykande synform. Tunna interna skjuvzoner är vanliga (Andréasson m.fl. 1992).

Diabaserna i Sarektjåkkåskollan intruderade i sedimentära bergarter som ursprungligen avsetts i en grundhavsmiljö relaterad till randområdet av en kontinent. Litostratigrafin hos sedimentbergarterna (Favoritkammengruppen) finns sammanfattade i Svenningsen (1994a). Underst ligger åtminstone 300 meter granatförande, granoblastiska psammiter där korsskiktning och böljeslagsmärken är bevarade (Vuoinesskaiteformationen). Uppåt blir inlagringar av kalksilikatbergarter vanliga. Den överliggande enheten (Spikaformationen) består av evaporitiska karbonater och kalksilikatbergarter samt Seveskollkomplexets magnesitförekomster. Formationens tjocklek uppskattas vara 100–200 meter på nordsluttningen av Äpar (men är mer än ca 500 meter tjock i östra delen av Sarektjåkkåmassivet). Den stratigrafiskt överliggande enheten är en monoton, ca 2500 meter tjock lagerserie av fin- till medelkornig, korsskiktad, vit kvartsit med sällsynta, upp till 50 meter tjocka inlagringar av fältspatrik metasandsten (Äparformationen). Som översta enhet ligger peliter och psammiter som lokalt är extremt sulfidrika (Pastavaggeformationen). Formationen är åtminstone 300–500 meter tjock (toppen är ej blottad).

De sedimentära bergarterna i Favoritkammengruppen utsattes för extension innan och i samband med att diabaserna intruderade (Andréasson m.fl. 1992). Svenningsen (1994a, 2001) som detaljstuderat gångsvärmar fann att diabasgångar intruderat äldre diabaser och så många som elva olika generationer har definierats på grundval av övertvärande relationer. Diabasgångarna är vanligen 3–5 meter breda. Enstaka gångar kan variera mellan 0,2 och 20 meter i bredd. De skär vanligen lagringen i de sedimentära bergarterna i en vinkel mellan 60° och 90°. I gångsvärmar har de flesta diabaserna bara kylda kontakter utmed en sida eftersom de splittrats och intruderats av yngre diabaser i sina centrala delar. Endast i ett fåtal fall intruderade diabasgångarna längs kontakter mellan två äldre gångar. Diabasgångarna innehåller xenoliter av sedimentära bergarter, gabbro, diabas och olivinförande leukogabbro. De mafiska xenoliterna ligger i allmänhet i diabasgångarnas centrala del medan de mindre vanliga xenoliterna av sedimentbergarter inte begränsar sig till denna del. Xenoliter av gabbro och diabas tycks vara begränsade till en äldre generation gångar, medan xenoliter av olivin-leukogabbro tillhör en yngre generation. Diabasgångarna innehåller också små bubbelformade körtlar eller tunna gångar av diorit eller kvartsdiorit, vilka visar en tendens att bli allt vanligare i successivt yngre gångar.

Trots de många generationerna varierar såväl den kemiska som petrografiska sammansättningen hos diabaserna endast lite. Deras sammansättning motsvarar den hos mittoceaniska basaltryggar (MORB, Mid-Ocean-Ridge-Basalts) med en spårelements signatur som väl överensstämmer med en samhörighet till en riftzon vid en passiv kontinentrand. Sarektjåkkåskollan tolkas vara en del av en överskjuten övergångszon mellan kontinent och ocean (Andréasson m.fl. 1992, Svenningsen 2001). En Sm-Nd-åldersbestämning indikerar att kristallisationen skedde för

573±74 miljoner år sedan (Svenningsen 1994a). En senare datering av de dioritiska till kvartsdioritiska körtlarna i Sareks diabasgångar indikerar en intrusionsålder av gångarna på 608±1 miljoner år, och denna ålder tolkas datera inledningen av havsbottenspridningen vid öppnandet av Iapetushavet utmed den baltoskandiska kontinentranden (Svenningsen 2001).

### *Sierkavaggeskollan*

Sareklinsens översta tektonostratigrafiska enhet, Sierkevaggeskollan (tidigare Keddåiveskollan), karaktäriseras av växellagrande horisonter (0,5–20 meter tjocka) av grafitrika dolomiter (Keddåivedolomit) och mörka fylliter. Sierkavaggeskollan innehåller betydande inslag av basiska bergarter (lokalt upp till 80–90 %) men den genomgripande metamorfosen i granat-amfibolitfacies, förekomst av kärvskiffer och en penetrativ, plastisk deformation skiljer den från Sarektjäkkåskollan (Svenningsen 1994a). Möjligen motsvarar de sedimentära bergarterna i Sierkavaggeskollan de vitt spridda mellan- till senkambriska svarta skifferar som avsattes utmed den baltoskandiska kontinentalranden (Andréasson m.fl. 1992). För närvarande är den västra och södra begränsningen av Sierkavaggeskollan oklar.

### **Tsäkkoklinsen**

Tsäkkoklinsen (Tsähkkok, 27G NO) har sin största utbredning i trakten söder om Råvejåvrre (28G SO). Härifrån kan den mot sydväst följas via Mavasjaure till Jurunvågge och Maddåive (27G SV) där den kilar ut. Norr om Råvejåvrre kilar den ut mot trakten öster om Virihaure och Vastenjaure.

Söder om Jurunvågge överlagras Juronkvartsiten i Grapesvareskollan av Maddåiveskollan, vilken tillhör Tsäkkoklinsen och främst består av grafitisk glimmerskiffer, marmor, kalk-silikatskiffer och kvartsit. Alla ingående litologierna innehåller eklogiter (Nordgren 1987).

Tsäkkoklinsen består av två litostratigrafiska enheter. Den undre domineras av homogena, starkt deformerade kvarts-fältspatiskifferar med underordnade inlagringar av grovkornig granatglimmerskiffer, kalkhaltig skiffer och marmor. Den övre enheten består huvudsakligen av marmor (bl.a. Pieskekalksten, Kulling 1982), kvartsit samt kvarts-granat-phengitskiffer och är komplext veckad. Övergången mellan de två enheterna är gradvis. Metabasiter förekommer som linser eller lager i båda enheterna men är vanligast i den övre. De visar ofta en mineralogisk zonerings med eklogitparagenes i den massiva kärnan och en retrograd amfibolit till grönskifferparagenes i den folierade yttre delen. Vanligen visar metabasiterna i Tsäkkoklinsen inga primära strukturer men Kullerud m.fl. (1990) rapporterar att kuddlavestrukturer påträffats i några av de eklogitomvandlade basiterna, lokalt med glaukofan (Stephens & Van Roermund 1984), samt att primära kontakter mellan dessa och omgivande sedimentära bergarter förekommer, ett förhållande som talar för *in situ* högtrycksmetamorfos. Ursprungsbergarten till eklogiterna och retroeklogiterna i Tsäkkoklinsen är en tholeiitisk basalt med tendens mot E-MORB-affinitet (Kullerud m.fl. 1990). Kullerud och medarbetare tolkar de metasedimentära bergarterna som en yttre del av en klastisk sedimentkil avsatt under neoproterozoisk till kambrisk tid på den utkilande baltoskandiska randzonen eller kanske på en nyligen formad oceanbotten. Det sedimentgivande området var av kontinentkaraktär och sannolikt innefattade det även en karbonatplattform. En subduktion av denna yttre kontinentrand till mer än 40–50 kilometer skedde i sen kambrium eller tidig ordovicium enligt Sm-Nd-isotopstudier av eklogiter i den övre delen av Tsäkkoklinsen (505±18 miljoner

år, Mörk m.fl. 1988). Resultaten från såväl Tsäckok- som Vaimoklinsen tyder således på en orogen fas som föregick den skandiska, och som anses vara resultatet av en kollision mellan kontinenten Baltica och ett utanförliggande (outboard) ö-bågesystem (Dallmeyer & Gee 1986).

### *Seveskollkomplexet i området Kallaktjåkkå–Kebnekaise–södra Abiskohögfjällen*

Seveskollkomplexet är borteroderat i dalgången kring Akkajaure. Men norr om denna sjö uppträder åter skollkomplexet med enheter jämförbara med dem inom Vaimoklinsen och Sareklinsen i såväl Kebnekaisemassivet med angränsande område som i de södra Abiskofjällen och norr om Torneträsk (fig. 10).

I området norr om Akkajaure mellan Kallaktjåkkå (29H SO), Kaskajauresjöarna (29I SV), Kebnekaise (29I NV) och södra Abiskohögfjällen (30I), liksom i övriga delar av utbredningsområdet för Seveskollkomplexet, uppträder amfiboliter växellagrande med kvarts-fältspatgnejser i de lägre delarna av skollkomplexet. I bland annat Tarfala förekommer en folierad granat- och epidotförande amfibolit, typisk för lägre delar av Seveskollkomplexet längre söderut (Andréasson & Gee 1989a). En motsvarande amfibolit söder om Láddjuvággi är också väl folierad och har ett varierande mineralinnehåll av hornblände, plagioklas, Fe-oxider, biotit, epidot, zoisit, titanit och



Fig. 10. Vy från Unna Räitastugan (29I NV) över sjön 1226 mot Vaktposten, som består av metamorf gabbro och diabas tillhörande Kebne gångkomplex, som bildades i lapetushavet. När havet stängdes hamnade komplexet ovanpå ett gnejskomplex (brunt i bilden), som härrör från kanten av kontinenten Baltica.

Foto: P.-G. Andréasson.

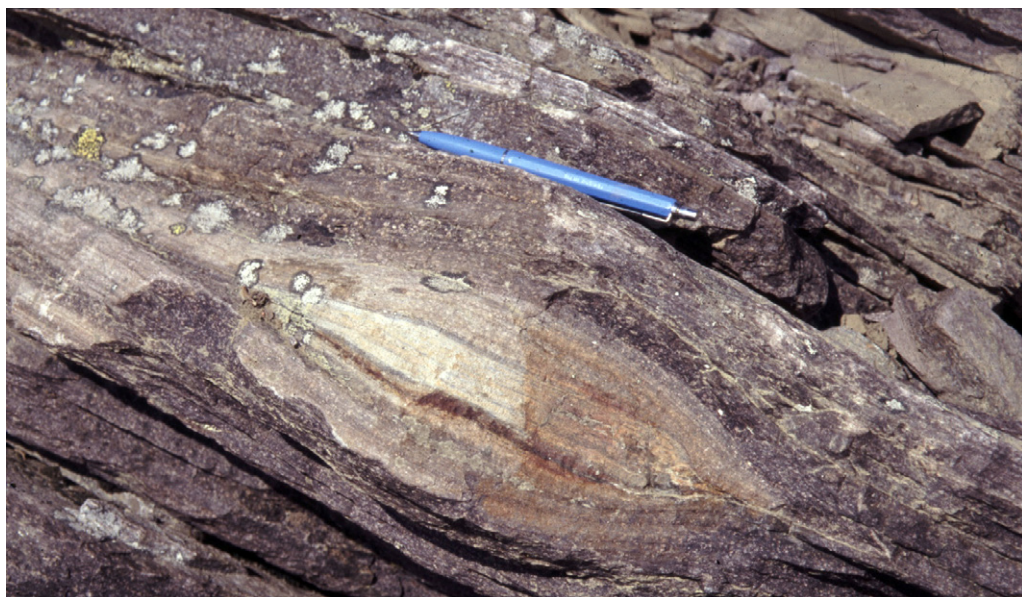


Fig. 11. Högtoppsgnejs med karaktäristisk rödaktig färg och med en liten lins av kalksilikatgnejs. Gnejsen är här mycket rik på små granater. Väster om Moarhmmagläciären (7556664 / 655483). Foto: P.-G. Andréasson.

kalцит. Amfiboliten är på många ställen mylonitiserad i basen mot den underliggande mellersta skollberggrunden. Amfiboliten uppvisar retrograd metamorfos som innefattar klorit, aktinolit, epidot och granat (Page 1993).

Seveskollkomplexets lägsta och mellersta delar mellan Kallaktjäkkå och södra Abiskofjällen består till stor del av gnejser med skiftande utseende och ursprung. Psammitiska kvarts-fältspatgnejsar som i varierande omfattning är mylonitiserade och ställvis ögonförande med fältspat och muskovitflak dominerar (fig. 11, 12, 13). Inslag av migmatisk gnejs (fig. 14) samt band eller boudinier av metadiabas förekommer. Delar av gnejskomplexet har beskrivits under en rad olika lokala namn [t.ex. Vidja gnejs (Tilke 1986), Vidja Muscovite Gneiss (Page 1993), Storgläciären-gnejs (Andréasson & Gee 1989a), Höktoppsmylonit (Sandelin 1997, Boman 2001)].

Öster om Sitasjaure (29H NO) förekommer grafitfyllit och dolomit tillsammans med gnejser. Områdets tektonostratigrafiska tillhörighet är oklar. Silvennoinen m.fl. (1987) placerar området inom Seveskollkomplexet medan Tilke (1986) för det till Köliskollkomplexet. Området har inte besökts i samband med den nu aktuella sammanställningen, som följer tolkningen i Silvennoinen m.fl. (1987). Flera nivåer av dolomit finns också i ett stråk från Teusajaures västra del (29H SO) till Viddjajávri (19H NO).

I området kring Vistasväggi innehåller gnejskomplexet en ögongnejs som gradvis övergår till en förhållandevis massformig granit (Vistasgranit, fig. 15) intruderad av diabasgångar (Paulsson & Andréasson 2002). Vistasgraniten förekommer tillsammans med ett komplicerat intrusivt nätverk av gabbroida bergarter (Mårma magmatiska komplex). Minglingstrukturer mellan granitmagma och gabbromagma förekommer liksom sällsynta xenoliter av sedimentär berggrund i graniten. Paulsson & Andréasson (2002) tolkar det som att graniten bildats genom anatektisk

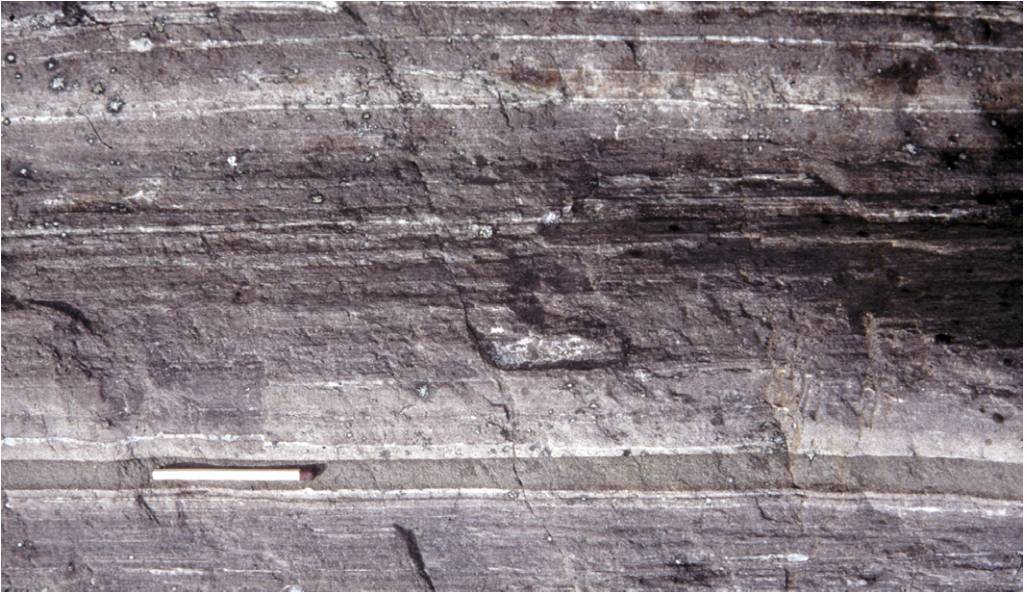


Fig. 12. Höktoppsgnejs med tunt band av amfibolit (under tändstickan), väster om Moarhmmaglaciären, 7556664 / 655483. Foto: P.-G. Andréasson.



Fig. 13. Närbild av ögonförande Storglaciärens gnejs. Ögon och streck av fältspat omslutes av en mylonitisk foliation bestående av kvarts, fältspat och glimmer. Granat förekommer som små lila eller röda korn, norr om Storglaciärens tärområde (7536847 / 650823). Foto: P.-G. Andréasson.



Fig. 14. Migmatit (stromatisk) med parallella neosom av kvarts och fältspat mellan bredare band av homogen gnejs. Väster om Unna Rätasstugan (7546218 / 643774). Foto: P.-G. Andréasson.



Fig. 15. Vistasgranit, något deformerad. Boginjiras utlopp i Vistasvaggi (7555690 / 647527). Foto: P.-G. Andréasson.





Fig. 16. Kontakt mellan gabbro och finkornig gång av diabas. Gaskkasjavri (7539009 / 649164).  
Foto: P.-G. Andréasson.

uppsmältning av sedimentära bergarter i samband med gabbrointrusioner. Utifrån U-Pb datering av prismatiska zirkoner anger de granitens kristallisationsålder till  $845 \pm 14$  miljoner år. En mörkfärgad, metamorf rand som påträffas på flera zirkoner har daterats till ca 605 miljoner år och tolkas vara den sannolika intrusionsåldern för diabasgångarna. Enligt Paulsson & Andréasson (2002) har graniter med motsvarande sammansättning, geologiskt läge och ålder som Vistasgraniten hittills inte påträffats på något annat håll i Seveskollkomplexet, det kaledoniska förlandet i Skandinavien eller någon annanstans i Baltica. Däremot visar Mårma magmatiska komplex slående likheter med granitiska gångar och gabbrointrusioner med liknande ålder som förekommer i högmetamorfa gnejser, migmatiter och ortognejser i de övre delarna av Kalakskollkomplexet i Sörøy-Seilandområdet i Nord-Norge.

Sydväst om Singis (29I NV) uppträder gabbro i de två höjdområdena Stuur Avrrik och Unna Avrrik (tidigare Aurek). Gabbrokroppen är ungefär 6 kilometer lång och upp till 1,5 kilometer mäktig (Tilke 1986). Ursprungligen var det en medelkornig granoblastisk plagioklas-olivin-augit-magnetitgabbro. Skjuvzoner och foliation förekommer i varierande omfattning i de yttre delarna av gabbrokroppen, men i övrigt är den massformig. Andréasson (muntligt meddelande, mars 2009) nämner att Höktoppsgnejs och Storglaciäregnejs förekommer både under och över Avrrikgabbron, samt att han tolkar gabbron som ekvivalent med den gabbro som tillsammans med Vistasgraniten intruderat Höktoppsgnejsen.

De tektonostratigrafiskt överst liggande bergarterna i området mellan Kebnekaise och norr om Vistasväggi domineras av diabasgångar och gabbro i vad som kallas Kebne gångkomplex (fig. 16, 17, Andréasson & Gee 1989a). Komplexet innehåller även sparsamt förekommande krop-



Fig. 17. Typiskt utseende hos amfiboliten i Kebne gångkomplex. Protolitens gabbro och diabasgång motsvaras nu av vitstrimmiga respektive svarta band. Pyramidens västväg (29I NV). Foto: P.-G. Andréasson.

par av plagioklasgranit (trondhjemit) och ultrabasit samt helt underordnat metasedimentära bergarter. Diabaserna har en bevarad plagioklasporfyrisk, subofitisk textur och kylda kontakter. Några diabasgångar har kyld kontakt bara på en sida. Flera generationer av gångar förekommer och Kebne gångkomplex liknar gångkomplexet i Sarektjåkkåskollan (Andréasson & Gee 1989a). Det ringa inslaget av sedimentära bergarter i Kebnekaise samt den kemiska sammansättningen hos de mafiska bergarterna tyder dock på att gångkomplexet i Kebnekaise härrör från en mera oceanisk miljö än Sareks gångkomplex (Andréasson, muntligt meddelande 2009).

### *Seveskollkomplexet norr om Torneträsk*

Norr om Torneträsk består de lägre delarna av Seveskollkomplexet av en undre gnejsenhet av huvudsakligen pelitiska till psammitiska porfyroblastiska gnejser med underordnade inslag av glimmerskiffer. Enheten överlagras tektoniskt av medelkornig, mörkgrå, folierad och bandad amfibolit av magmatiskt ursprung. Den är som mest ca 250 meter mäktig, men tunnare ut mot väster (Kathol 1989). En övre gnejsenhet vilar antingen på amfibolitenheten eller, där denna saknas, på den undre gnejsenheten. Grå till mörkgrå pelitiska till psammitiska gnejser och skiffrar dominerar. Till skillnad mot den undre gnejsenheten innehåller den övre gnejsen eklogiter (Kathol 1989). Eklogiterna förekommer genom hela övre gnejsenheten som linsformade, 1–10 meter långa och 0,2–2 meter breda boudiner.

Den översta enheten i Seveskollkomplexet norr om Torneträsk, Váivvančohkkaskollan (Kathol 1987, 1989) består av en sekvens med lågt metamorfoserade sedimentära bergarter som

är rikligt genomsatta av diabasgångar. Skollan ligger diskordant på underliggande Sevegnejser eller amfibolit, men längst i sydväst ligger den direkt på berggrund som tillhör mellersta skollberggrunden. Skollan är i sin centrala del nästan odeformerad, men kraftigt tektoniserad i sin undre del, liksom nära sin västra gräns där skollan tunnare ut. Den sedimentära bergartssekvensen har en undre ca 1 800 meter tjock formation bestående av främst finkorniga fältspatsandstenar, siltstenar och i mindre omfattning kvartsiter och skifferar. Sannolikt avsattes denna undre del från material transporterat i suspension i lugna fluviatila miljöer eller grundhavsmiljöer (Kathol 1989). Den överlagras av Baddusformationen. Namnet är taget från en kulle, ”Baddus” (Paddus), sydost om Abisko varifrån Kulling (1964) beskrivit bergartsenheten. Formationen domineras av en skapolit-kalk-silikatbergart med en karaktäristisk växellagring av karbonatrika respektive silikatrika lager. De senare utgör vanligen ca 20–50 % av bergarten (Kathol 1989). I mindre omfattning förekommer också bandad kalcitmarmor i Baddusformationen.

Diabasgångarna i Väivvančohkkaskollans inre är subparallella, nästan odeformerade, visar kylida kontakter och skär lagringen i sedimentbergarterna med höga vinklar. Gångarnas tjocklek varierar inom intervallet 0,1–30 meter. Medeltjockleken är ca 4 till 8 meter och de uppskattas utgöra ca 50 % av bergartsvolymen i Väivvančohkkaskollan (Kathol 1989). Merparten av gångarna bildades genom en intrusion, men multipla gångar (sheeted dykes) är vanliga, speciellt i skollans norra del. Tektonostratigrafiskt korrelerar Kathol (1989) diabasgångarna i Väivvančohkkaskollan med dem i Sarektjäkkaskollan.

## **Köliskollkomplexet**

Köliskollkomplexet innehåller metamorfoserade sedimentära, vulkaniska och ytnära intrusiva bergarter av tidig paleozoisk ålder. Bergarterna inom Köliskollkomplexet anses bildade i miljöer som låg utanför och utan direkt relation till den baltoskandiska randzonen (Roberts & Stephens 2000). Skollkomplexet indelas i tre huvudenheter, undre, mellersta och övre Köli, vilka var och en representerar en eller flera överskjutna skollor (Stephens 1980). I undre och mellersta Köli-skollorna är metamorfostranden företrädesvis ganska låg. Som kontrast till dessa underliggande skollor är övre Köliskollan ställvis medel- till höggradigt metamorfoserad. Åldersdateringar visar att en ordovicisk tektonotermisk händelse påverkade delar av övre Köliskollan innan de siluriska överskjutningarna förde upp den på underliggande skollor (Stephens m.fl. 1993).

Kontaktförhållandena mot det underliggande Seveskollkomplexet är bitvis oklara. Överskjutningskontakter, ställvis med efterföljande extensionell bakåtförkastning (extensional back faulting) förekommer (Greiling m.fl. 1998). På andra håll är gränsen svårare att klart fastlägga. Efterföljande regional veckning har deformerat gränsen mellan Seve- och Köliskollkomplexen.

### ***Undre Köliskollan söder om Akkajaure***

Stratigrafin inom den undre Köliskollan etablerades av Kulling (1933) i Björkvattnet–Virisenområdet och kompletterades av Stephens (1977) i Tärna-Björkvattnet i Västerbottens län. I dessa områden innefattar den undre Köliskollan en blandad, tidig ordovicisk lagerföljd (pre Ashgill) av sura och basiska vulkaniter, relaterade till bl.a. ö-bågevulkanism, och överliggande turbiditiska gråvackor, fylliter och matrixstödda konglomerat (Seima- och Gilliksformationerna). Serpenti-



Fig. 18. Vojtjakonglomerat med kvartsbollar i undre Køliskollan, 1 kilometer SV om Tsánjátjähkka (7354125/540885).

niter förekommer som isolerade linser i såväl basiska vulkaniter som fylliter i de lägre delarna av lagerföljden. Över Gilliksformationen ligger en lagerföljd som återspeglar sedimentation under lugnare förhållanden med väl sorterade kvartsitkonglomerat och kvartsiter avsatta i grundhavsmiljö (Vojtjaformationen) samt kalkstenar med koraller, brachiopoder, gastropoder och krinoidéer av Ashgill-ålder (Slätdalsformationen). Sedimentationsbassängen djupnade vilket resulterade i grafitiska fylliter (Brokenformationen). Graptoliter i dessa visar att avsättningen troligen skedde i mellersta (och sen?) Llandovery (understa silur). De yngsta bergarterna innefattar kalkhaltiga fylliter och gråvackor (Lövfjällsformationen), konglomerat med matrixstödda fragment av skiffer, kvartsit och kvartsvackor (Virisenformationen). Det vulkanosedimentära komplexet inom undre Køliskollan har refererats till som Virisenterrängen (Virisen Terrane, Stephens & Gee 1985).

Den beskrivna lagerföljden är upprättad i centrala Västerbottens län men flera av de litologiska enheterna kan följas in i Norrbottens län.

Den undre Køliskollan i kartområdet söder om Nasafjälletfönstret består främst av grå, ställvis kalkhaltig fyllit och kvartsfyllit samt grafitisk fyllit som motsvarar Gilliks-, Lövfjälls- och Brokenformationerna enligt Kulling (1972, 1982). Inlagringar av mafiska och felsiska vulkaniter har med något undantag en relativt ringa utbredning (Silvennoinen m.fl. 1987, opublicerade hällkartor i SGU arkiv). Kvartsiter och kvartsitkonglomerat (fig. 18) kan korreleras med Vojtjaformationen. Kalksten som motsvarar Slätdalsformationen uppträder i några spridda förekomster och i en av dessa har Kulling (1982) påträffat rester av koraller.

Även Kølibergrundens söder om Sädvajaure domineras av grå fyllit, kvartsfyllit och lokala inslag av grafitfyllit. De relativt stora områden med ljus, hård kvartsit som förekommer på bl.a.

Svájppá (Svaipa, 26G SV) jämsätter Kulling (1982) med Vojtjaformationen. I ett kvartsitdominerat område norr om Svájppá uppträder kvartsiten tillsammans med kalksten, grafitisk fyllit och glimmerskiffer med marmorinslag (opublicerade hällkartor, SGUs arkiv). För att med säkerhet definiera gränsen mot underliggande enheter av Seveskollkomplexet söder om Sädvajaure krävs ytterligare fältinsatser.

Från Nasafjälletfönstret och norrut till Akkajaure har utöver grundläggande karteringar utförda av Kautsky (1953) och Kulling (1947, 1972, 1982) omfattande, detaljerad kartering av Köliskollkomplexet bedrivits av SGU inom ramen för nordkalottprojektet (Silvennoinen m.fl. 1987). Resultaten av dessa undersökningar har delvis publicerats i olika sammanhang men därutöver har i den nu aktuella kartsammansättningen material som inte tidigare publicerats utnyttjats (SGUs arkivkartor i skala 1:50 000).

Undre Köliskollan har stor utbredning sydost om Virihaure (28G NO), där en flera kilometer mäktig sekvens bildar en öppen synform med en undre enhet dominerad av sedimentära bergarter och en övre dominerad av vulkaniter (Stölen 1988). Den undre enheten innehåller kvarts- och grafitfyllit, kvartsvacka med graderad skiktning, kalksten och ställvis grönskiffer. En ensamliggande ultrabasit uppträder i enheten. Kulling (1972) korrelerade kvartsvackan med Gilliksformationen. Kvartsiter vid Virihaures östra vik (Arasluokta, 28G NO) korreleras med Vojtjaformationen. Vid Arasluokta och norrut samt längs Vierttjajägåsj (Vierttjajäkätj) finns fossilförande kalksten som utifrån sitt fossilinnehåll av korallkolonier, brachiopoder, cephalopoder, bryozoa och krinoider jämsätts med Slätdalsformationen (Kulling 1972, 1982, Basset 1985). Den övre enheten av undre Köliskollan domineras av grönskiffer, tuffiter och grönsstenar med grova vulkanoklastiska lager och kuddavor. Underordnat finns inlagringar av grafit- och kvartsfyllit.

Den relativt mäktiga förekomsten av undre Köliskollan vid Virihaure visar en markant uttuning mot såväl nordost som sydväst och i gränstrakten mot Norge är enheten bara något tiotal meter tjock men fortfarande väl igenkännbar.

### *Mellersta och övre Köliskollar söder om Akkajaure*

#### **Området söder om Nasafjälletfönstret**

Gabbrointruderad kalkfyllit, korrelerbar med Lasterfjällfyllit i Västerbottens län, och sura till basiska vulkaniter som förekommer i kartområdets sydvästligaste hörn är tektonostratigrafiskt jämförbara med litologier som norr om Nasafjälletfönstret innefattas i mellersta Köliskollan.

#### **Området mellan Nasafjälletfönstret och Virihaure**

Söder om Virihaure sammanfattar Stephens (1986a) att de Kölienheter som tektonostratigrafiskt överlagras Virisenterrängens bergarter på den nordöstra sidan av Sulitelma (Sulitjelma) kan delas in i åtminstone tre tektoniska enheter. Opublicerade arkivkartor visar fyra tektonostatigrafiska enheter, och den kartbilden är återgiven i den nu aktuella kartsammansättningen. Det imbrikerade bergartskomplexet består av två skilda äldre enheter: en kvarts-fältspatisk gnejsmarmorsekvens och en låg- till medelgradigt metamorfoserad sekvens av turbiditer, fanglomerat och metavulkaniter (del av Sulitelmaskiffersekvensen och Sorjusfylliten). Dessa bergartssekvenser utsattes sannolikt för ordovicisk tektonisk påverkan innan de intruderades av basiska, ultrabasiska och underordnade trondhjemitiska magmor och avsättning av klastiska sediment

nu representerade av lågmetamorfa kalkturbiditer (Furuland Group). De två understa tektoniska skivorna innehåller multipla diabasintrusioner i metasedimentära bergarter inom den äldre enheten, basiska metavulkaniter och kalkturbiditer. I den överliggande tredje skivan uppträder hornbländeförande gabbro, hornbländit, serpentinit och diabas i såväl gnejs-marmorsekvensen som Sorjusfylliten. Dessa tre skivor kan jämföras med mellersta Køliskollan längre söderut medan den överliggande fjärde tillhör Gasakskollan (del av övre Køliskollan, se nedan).

Stora delar av berggrunden i området väster och sydväst om Virihaure och östra Sulitelma tillhör Gasakskollan (Kautsky 1953) vilken tolkas tillhöra övre Køliskollan (Gee & Zachrisson 1979). Berggrunden i Gasakskollan är genomgående ganska kraftigt metamorfoserad med bildning av både staurolit och kyanit. I skollans lägsta delar ligger konglomerat som växellagrar med grafithaltig glimmerskiffer. Uppåt följer sandstenar med dolomitiska inlagringar och grafitrik glimmerskiffer. De följs av intermediära och basiska lavar, tuffer och agglomerat. Som översta enhet ligger en monoton staurolitglimmerskiffer som i sin övre del har kalkiga led och en ljus kvartsit (Kautsky 1953). Efter att skiffersekvensen blivit metamorfoserad och veckad intruderades den av multipla diabasgångar som strukturellt uppåt övergår in i Sulitelma gabbromassiv (Stephens 1986a). Syntektoniska granitintrusioner i Sulitelmaskiffarna har daterats (Rb-Sr whole-rock isokron-åldrar, Wilson 1981) till  $424 \pm 11$  miljoner år,  $422 \pm 8$  miljoner år respektive  $418 \pm 14$  miljoner år.

### **Området kring Virihaure, Vastenjaure, Sallohaure och Stipok (Stibok)**

I området som utbreder sig från Virihaure via Vastenjaure och Sallohaure till fjället Stipok (29G NO) i norr överlagras Virisenterrängens berggrund i undre Køliskollan av ett paket med överskjutna Kölienheter (Vasten-, Salo- och Gasakskollorna, Kautsky 1953) refererade till som Stipokterrängen (Stipok Terrane, Sundblad 1986). Stipokterrängen karaktäriseras av stora isoklinala veck och tektonisk upprepning av vissa bergartsenheter. De lägsta delarna av Stipokterrängen utgörs av gabbrointruderade kalkhaltiga metagråvackor (litostratigrafiskt korrelerbara med Furulandskiffer i Sulitelmaområdet, Lasterfjällfyllit i Västerbottens län och Blåsjöfyllit i Jämtland). Enheten innehåller den enda påträffade stratabundna, massiva sulfidmineraliseringen i Stipokområdet (Ruonasvage, Sundblad 1991). Över metagråvackorna följer fyra tektoniskt åtskilda marmorenheter som alla innehåller intrusioner av trondhjemit. Den understa marmorhorizonten överlagras av en omvandlad kaliumfattig, felsisk metavulkanit (kvartskeratofyr) och är den enda av de fyra marmorhorizonterna i vilken fossil påträffats (Pelmatozoa stems). Strukturellt över den felsiska vulkaniten följer metasedimentära bergarter och amfiboliter genomslagna av basiska gångbergarter (Allaklinsen, Stephens m.fl. 1984). Allaklinsen överlagras av relativt högmetomorfa skiffer (Hurrivare Schist, Kautsky 1953) liggande i kärnan av ett överstjälp isoklinalt veck. Kärnan omgärdas av lägre metamorfoserade sedimentära och vulkaniska bergarter, vilka möjligen utgör en överlagrande sekvens till Hurrivareskiffarna. De hittills beskrivna tektonostratigrafiska enheterna anses tillhöra mellersta Køliskollan. Stipokterrängens översta led består av granat-hornblände-biotitförande grafitisk glimmerskiffer som kan korreleras med den bitvis konglomeratförande grafitiskiffern i basen av Gasakskollan (övre Køliskollan) sydväst om Virihaure (Sundblad 1986). Åtminstone delar av Stipokterrängen uppvisar polyfas metamorfos, deformation och magmatism som sannolikt speglar såväl en tidig kaledonisk som senare skandisk kaledonisk deformation (Sundblad 1986).

## **Köliskollkomplexet norr om Akkajaure**

Köliskollkomplexet är i likhet med det underliggande Seveskollkomplexet borteroderat vid Akkajaure. Detta inskränker naturligtvis möjligheten att säkert korrelera berggrund som tillskrivs Kölikomplexet norr om Akkajaure med Köliskollor definierade från områden belägna söder om Akkajaure.

### **Området Sitasjaure–Sjaunja–Singis–Sälka**

Köliskollkomplexet mellan Sjaunja naturreservat (29H SO) och norrut via Rusjka till Sälkamasivet (29H NO) består till stor del av heterogena, kalkhaltiga och grafitrika skiffrar tillsammans med kvartsit (Rusjkaskiffrar resp. Pattakvartsit, Kulling 1964, Tilke 1986) metamorfoserade i grönskiffer- till undre amfibolitfacies. De kalkhaltiga Rusjkaskiffrarna är en heterogen blandning av kloritisk psammit, marmor, granat-tvåglimmerskiffer, granat-hornblände-kalcitskiffer, grafitisk skiffer och grönskiffer. Den grafitrika Rusjkaskiffern är trots sin ringa mäktighet, 25–50 meter, uthållig över långa avstånd och en god ledhoriont. Pattakvartsiten, som har en skarp kontakt mot underliggande Rusjkagrafittskiffer, är främst en väl folierad, gröngrå kvarts-plagioklas-klorit-muskovit-biotit-magnetitarenit. Kvartsitenheten tycks generellt bli grovkornigare uppåt och i Tjuolak (29H NO) övergå till en grusig kvartsit med 1–3 meter mäktiga bankar av kvartskonglomerat. Blågrå kvartsit finns också. Rusjkaskiffrarna och Pattakvartsiten tolkas av Tilke (1986) tektonostratigrafiskt motsvara undre Köliskollan söder om Akkajaure, dvs. utgöra en nordlig motsvarighet till Virisenterrängen.

Denna troligen undre del av Köliskollan följs tektonostratigrafiskt uppåt av bl.a. hornbländeskiffer, vilken åtminstone delvis är utbildad som kärvskiffer (Rapetjakka Hornblende schist, Crowley 1985). I en överliggande tektonisk enhet följer en kaotisk blandning av kalkhaltig skiffer med diskontinuerliga kroppar av marmor och basiska bergarter (Maitat complex, Tilke 1986). Merparten av Maitatkomplexet består av hornblände-granat-klorit-biotit-ilmenit-muskovit-plagioklas-kvarts-epidotförande skiffer med en typisk ljusgrön färg orsakad av en hög halt primär klorit. De basiska inslagen varierar i längd från någon meter till över 1 kilometer. Marmor kropparna karaktäriseras av att innehålla kvarts, calcit, plagioklas, muskovit och ilmenit. Maitatkomplexet, som grovt motsvarar Pattagrönsten hos Kulling (1964), tolkas av Tilke (1986) utgöra en friliggande rest (Klippe) som tillsammans med underliggande kärvskiffer troligen motsvarar mellersta Köliskollan söder om Akkajaure.

I trakten söder om Sitasjaures (29H NV) nordvästra del består Köliskollkomplexet av två tektoniska enheter med sinsemellan unik litologi och metamorf historia beskriven av Crowley (1989). Den undre, Langvatnskollan, domineras av en ganska monoton lagerföljd av kvartsrik granat-tvåglimmerskiffer och arenit i vilken graderad skiktning påträffas sporadiskt. Linser av marmor, amfibolit samt basiska och ultrabasiska bergarter finns i flera nivåer. Förekomsten av de basiska och ultrabasiska linserna i skollan talar för ett oceaniskt ursprung, medan en tunn (0–50 m) men laterallt uthållig amfibolit kan ha ett vulkaniskt ursprung (Crowley 1989). Hornbländeförande kärvskiffer förekommer sannolikt i två tektonostratigrafiska nivåer.

Den övre tektoniska enheten, Markoskollan, domineras av granatförande tvåglimmerskiffer, migmatitisk gnejs, kalkig skiffer, gabbro samt amfibolit, varav vissa har kuddlavestrukturer och andra uppträder som gångar. I skollans övre delar finns plagioklasrik gnejs (Hjertevatngnejs)

som troligen har ett ursprung som magmatisk bergart vilken omvandlats genom inverkan av havsvatten (Crowley 1989). Markoskollans övre del innehåller också en kyanitförande gnejs (Bavrognejs). Crowley (1989) pekar på anmärkningsvärda litologiska likheter mellan enskilda bergarter i Markoskollan och Stipokterrängen söder om Akkajaure även om de inte uppträder i samma ordning. Flera av Stipokterrängens litologier återfinns inte norr om Akkajaure och ännu oförklarade tektoniska komplikationer finns mellan de två områdena vid Sitasjaure och Stipok (Crowley 1989).

### **Området kring västra delen av Torneträsk**

Norr och söder om Torneträsks västra del vilar Köliskollkomplexet direkt på den mellersta skollberggrunden utan mellanliggande Seveskollor. Varierande former av glimmerskiffer, med eller utan granat, dominerar Köliskollorna. I övrigt finns betydande inlagringar av grafitisk fyllit och marmor samt mindre inslag av kvartsit. Den rikliga förekomsten av lättdeformerad grafitfyllit och marmor har försvårat eller omöjliggjort beräkningar av bergarternas mäktigheter eller upprättandet av deras detaljstratigrafi (Kulling 1964).

I Vadvetjägga nationalpark (31I SO) nordväst om Torneträsk kan Köliskollkomplexet delas upp i två tektoniska enheter där gränsen definieras utifrån skild metamorfograd och imbrikationer i områdets östra del (Johnsson 1987). Den undre enheten domineras av glimmerskiffer och marmor medan den övre består av amfibolit, granatglimmerskiffer, grafitisk skiffer och i mindre omfattning marmor och kärvskiffer. Metamorfograden ökar uppåt från grönskifferfacies till lägre amfibolitfacies. (Gränsdragningen mellan de två Kölienheterna har på den nu aktuella kartan bara schematiskt kunnat rekonstrueras).

## **ÖVERSTA SKOLLBERGGRUNDEN**

Söder om Kåbtjäjaure (29H NV) förekommer migmatitgnejs (Ciccagnejs, Kulling 1964), kyanitförande skiffer, lagrad gabbro och amfibolit, ställvis med kuddlavestruktur (Crowley 1989). Bergarterna har en osäker tektonisk ställning. I den nu aktuella sammanställningen har de placerats inom den översta skollberggrunden i enlighet med Silvennoinen m.fl. (1987). Denna tolkning avviker från Crowley (1989) vilken fört områdets bergarter till mellersta Köliskollan. Inslaget av kristallin berggrund anses ha sitt ursprung i en kontinentrand bortom Iapetushavet, och skulle alltså kunna utgöra en rest av kontinenten Laurentia (Gee m.fl. 2008).

## **MALMMINERALISERINGAR, INDUSTRIMINERAL OCH NYTTOSTEN**

Läget av de malm- och industrimineralförekomster som redovisas i kartsammanställningen är med få undantag direkt överförda från SGUs fyndighetsdatabas. Beträffande sulfidmineraliseringarna finns ytterligare information om beräknat eller uppskattat tonnage i Stephens m.fl. (1979) och Zachrisson (1986). Ingen av förekomsterna har besökts i samband med den aktuella kartsammanställningen. (Lägesinformationen tillfördes kartsammanställningen i ett skede då det ej längre var möjligt att utföra eventuella justeringar av bergartsgränser som kan vara föranledda av informationen i fyndighetsdatabasen.)



## **Malmmineraliseringar**

### ***Bly-zinkmineraliseringar i kambrisk sandsten***

De sandstenslitologier (Dividalsgruppen och dess alloktona ekvivalenter) som avsattes i samband med den tidigkambriska transgressionen av den baltoskandiska randzonen gav upphov till spridda mineraliseringar av främst disseminerad blyglans med mindre mängder av zinkblände i kvartsrika sandstenar. Denna typ av mineralisering innehåller ställvis också en eller flera av mineralen svavelkis, flusspat, tungspat, kalcit, klorit och illit (Richard m.fl. 1979). Silverinnehållet är i allmänhet lågt ( $\leq 20$  g/ton). Mineraliseringarna påträffas spridda längs hela den östra erosionsgränsen av de autoktona kambriska sedimentbergarterna utmed fjällranden, i autoktona eller parautoktona fönster, samt i arenitiska led av undre skollberggrunden. Inom kartområdet har ännu inte någon potentiell malmkropp av denna mineraliseringstyp påvisats, men strax söder därom har malm av denna mineraliseringstyp brutits i Laisvallgruvan.

### ***Koppar-zinkförekomster i Seveskollkomplexet***

Stratabundna förekomster av sulfidmineraliseringar förekommer i såväl metabasiter som metasediment i Seveskollkomplexet. Mineralogiskt dominerar antingen svavelkis eller magnetkis med kopparkis, zinkblände och magnetit samt ställvis bornit (Zachrisson 1980). De kända förekomsterna är obetydliga och har inte varit föremål för brytning inom kartområdet.

### ***Polymetalliska sulfidförekomster i Köliskollkomplexet***

Massiva sulfidmineraliseringar förekommer i samtliga exotiska terränger som definierats inom Köliskollkomplexet och som nu återfinns i undre, mellersta och övre Köliskollorna. Den senare tycks dock sakna sulfidmineraliseringar belägna inom kartområdet. Sulfidmineraliseringarna anses bildade genom syngenetisk, vulkanogen exhalativ avsättning. Huvuddragen av förekomsterna sammanfattas av Zachrisson (1980). Såväl massiva som disseminerade sulfidförekomster är vanliga. Det dominerande järnsulfidmineralet är antingen pyrit eller magnetkis oavsett om förekomsten är massiv eller disseminerad. Magnetit finns i mindre omfattning i flera fyndigheter. Mineralogin för basmetallerna domineras av kopparkis, zinkblände och blyglans. Därutöver finns ett flertal malmmineral i liten eller accessorisk omfattning. De mest betydande förekomsterna ligger inom metavulkaniter relaterade till ö-bågebildningar eller utmed kontakten mellan metavulkanit och metasediment (t.ex. Stekenjokk-Levi i Västerbottens län) i mellersta Köliskollan eller i bergarter med oceanbottenkaraktär (ofoliter) i övre Köliskollan (Roberts & Stephens 2000). Mineraliseringarna i undre Köliskollan (Virisenterräng) är i allmänhet små (Stephens 1986b). Inom kartområdet är fyndigheten vid Jervas (27G SV), belägen inom mellersta Köliskollan, den mest betydande med ett malmtonnage ( $>70$  % Cu) i intervallet 1–10 miljoner ton (Zachrisson 1986).

### ***Blyglansförande gångar***

Bly- och zinkförande hydrotermala kvarts-kalcitgångar finns spridda i såväl proterozoisk och paleozoisk berggrund i fönsterområden som i skollor. Flera av dessa mineraliseringar har också

en förhöjd silverhalt (t.ex. Nasafjällets silvergruva 26F NO). Gångförekomsterna tycks vara yngre än de stratabundna sulfiderna eftersom åtminstone några av dem genomskär den dominerande foliationen i skollorna. Sannolikt intruderade de efter att åtminstone huvudfasen av överskjutningarna ägt rum (Johansson 1980, Vokes 1980).

### ***Titanjärnförekomster***

Den stora kroppen av anortosit och anortositgabbro nordväst om Kvikkjokk innehåller två ganska betydande titanjärnförekomster (Ruotevare och Vallatj) som tidigt underkastades omfattande prospekteringsinsatser (Tegengren 1910). I Ruotevare (27H NO), som är den större av dem, ingår anmärkningsvärda halter av fri ilmenit tillsammans med titanomagnetit. Grip och Frietsch (1973) beskriver förekomsten som en något tiotal meter tjock, slirformig anrikning av titanomagnetit, ilmenit och spinell ofta åtföljd av korund. Tonnaget har uppskattats vara ca 20 miljoner ton med en halt om ca 47 % Fe och 11 % TiO<sub>2</sub>.

### ***Uran***

Prospektering efter uran har bl.a. förekommit i fjällrandens alunskifferar och i de ganska tunna vittringsrester som ligger i gränzonen mellan det kristallina underlaget och överliggande kambriska bergarter kring Tjeggelvas (26H NO). Mineraliseringar av pechblände relaterade till sprickbildningar har påträffats i granit inom Nasafjälletfönstret.

### **Industrimineral och nyttosten**

Bland industrimineral och nyttosten inom de svenska kaledoniderna märks främst hydrotermal kvarts samt olika typer av karbonatstenar, täljstensomvandlade ultrabasiska bergarter och olivinsten. Detaljerade uppgifter om förekomster, i flera fall åtföljda av fältbesök och provtagning, redovisas bl.a. av Shaikh m.fl. (1986).

### ***Kvarts***

De hydrotermala kvartsgångarna av någon betydelse med avseende på storlek ligger alla i kartområdets södra del och vanligen, men inte uteslutande, i undre skollberggrunden. Förutom den blyglansförande kvartsgången vid Nasafjället silvergruva finns några renare kvartsgångar inom de fylliter som omgärdar Nasafjälletfönstret. Bland de större märks Pajeb Muitunisjaure (ca 800 meter lång och ca 5 m bred, 26G NV) och den något mindre Själbmatjåkkå (27G SV). I generalprover redovisas SiO<sub>2</sub> halterna till 99,8 % (Shaikh m.fl. 1986).

### ***Kalksten, dolomit, marmor***

Kalksten och dolomit som i varierande omfattning genom metamorfos övergått till marmor förekommer i de flesta av de tektonostratigrafiska huvudenheter i Norrbotten läns kaledonidberggrund. Inlagringar av silikatbergarter och amfibolit samt skarnbildning är vanliga.

Några av de förekomster som vid en litteraturstudie och fältbesök (Shaikh m.fl. 1986, 1989) ansågs vara av störst betydelse är förekomster vid Vietjerjaure (29G SO), Vastenjaure (28G NO) och på Vakketjåkka (30I NO). Förekomsten vid Vietjerjaure ligger i mellersta Køliskollan och beskrivs som en ca 800 m mäktig karbonatstensenheter som går att följa på en sträcka av ca 15 kilometer. I den undre delen dominerar vit-grå kalksten och mot toppen av enheten förekommer dolomitinslag. Förekomsten på Vakketjåkka (i Shaikh m.fl. 1986, 1989 refererad till som Vakkejåkka) ligger i mellersta skollberggrunden och består av veckade, 10–60 meter mäktiga dolomitbankar. Dolomitbankarna innehåller en del kvartsfyllda sprickor men är annars ganska ren.

### **Magnetit**

Tre huvudområden med magnetitförekomster, Äpartjåkka (28H NO), Tarrekaise (27H NO) och Vartastjåkkå (28H NV), finns beskrivna av Hamberg (1910), Tegengren (1910) och Shaikh (1974) samt Svenningsen (1994b). De ligger alla inom Sareklinsen i Seveskollkomplexet. Äpartjåkka som är den största kända magnetitförekomsten inom kaledoniderna i Norrbottens län består av ganska ren, vit magnetit i en lins av karbonat- och kalksilikat. Tonnaget uppskattas till minst 100 000 ton. Den bröts under andra världskriget (Shaikh m.fl. 1986).

### **Täljsten**

Täljsten med varierande halter av talk uppträder i omvandlingszoner av ultrabasiska bergarterna i Seve- och Køliskollkomplexen. I den största kända förekomsten, Vietjervaratj (29G SO), knuten till en ultrabasit i mellersta Køliskollan, varierar omvandlingszonens bredd från några till några tiotal meter men är vanligen några meter. Talkinnehållet når ställvis upp till 60–70 % (Shaikh m.fl. 1986).

### **Olivinsten**

Linsformiga olivinstensroppar, omnämnda i Shaikh (1986), förekommer i ultrabasiska bergarter i Seveskollkomplexet vid Ruopsok (27G NO).

## **REFERENSLISTA**

(Anm. Vissa referenser är endast använda för kartsammanställningen.)

Ahlberg, P., 1979: Early Cambrian trilobites from Mount Luopakte northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 765*, 12 s.

Ahlberg, P., 1980: Early Cambrian trilobites from northern Scandinavia. *Norsk geologisk tidsskrift* 60, 153–159.

Ahlberg, P. & Bergström, J., 1978: Lower Cambrian Ptychopariid trilobites from Scandinavia. *Sveriges geologiska undersökning Ca 49*, 41 s.

Albrecht, L., 2000: *Geological setting of early Caledonian (c. 500 Ma) eclogites of the Grapesvare–Tjådtjak area, Seve Nappe Complex, N Sweden. Part of: Early structural and metamorphic*

- evolution of the Scandinavian Caledonides: a study of the eclogite-bearing Seve Nappe Complex at the Arctic Circle, Sweden.* Doctoral Thesis. Lund University.
- Andréasson, P.-G., 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., 1989a: Bedrock geology and morphology of the Tarfala Area, Kebnekaise Mts., Swedish Caledonides. *Geografiska Annaler* 71A, 235–239.
- Andréasson, P.-G. & Gee, D.G., 1989b: Baltoscandia's outer margin (the Seve Nappe Complex) in the Kebnekaise-Singis area of Norrbotten. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* III, 378–381.
- Andréasson, P.-G. & Albrecht, L., 1995: Derivation of 500 Ma eclogites from the passive margin of Baltica and a note on the tectonometamorphic heterogeneity of eclogite-bearing crust. *Geological Magazine* 132, 729–738.
- Andréasson, P.-G. & Gee, D.G., 2008: The Baltica-Iapetus boundary in the Scandinavian Caledonides and a revision of the Middle and Upper Allochthons. *33rd International Geological Congress, 6-14th August 2008, Oslo, Norway. Abstract CD-ROM, EUR-06.*
- Andréasson, P.-G., Gee, D.G. & Sukotjo, S., 1985: Seve eclogites in the Norrbotten Caledonides. I D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons, 887–992.
- Andréasson, P.-G., Svenningsen, O., Johansson, I., Solyom, Z. & 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.
- Andréasson, P.-G., Svenningsen, O. & Albrecht, L., 1998: Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *GFF* 120, 159–172.
- Basset, M.G., 1985: Silurian stratigraphy and facies development in Scandinavia. I D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas*, 283–292. Wiley & Sons Ltd.
- Bax, G., 1989: Caledonian structural evolution and tectonostratigraphy in the Rombak–Sjangeli Window and its covering sequences, northern Scandinavian Caledonides. *Norges geologiske undersøkelse, Bull.* 415, 87–104.
- Bergman, S., 1994: Berggrundskartan Pieljekaise nationalpark. I Berggrund, jordarter och geomorfologi, Pieljekaise Nationalpark. *Naturvårdsverket rapport* 4466.
- Björklund, L., 1985: The Middle and Lower Allochthons in the Akkajaure – Tysfjord area, northern Scandinavian Caledonides. I D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons Ltd, 515–528.
- Björklund, L., 1989: Geology of the Akkajaure–Tysfjord–Lofoten traverse, N. Scandinavian Caledonides. *Geologiska institutionen, Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet, doktors avhandling, publ A* 59, 214 s.
- Björklund, L. & Stigh, J., 1994: The Routevare Anorthosite Complex, a Fe-Ti massif type differentiated complex, N. Swedish Caledonides. *Abstract, 21. geologiska vintermötet, Luleå.*
- Boman, D., 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna. *Examensarbete i geologi vid Lunds universitet* 147, 34 s.

- Claesson, S. & Roddick, J.C., 1983:  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  data on the age and metamorphism of the Ottfjället dolerites, Särvi Nappe, Swedish Caledonides. *Lithos* 16, 61–73.
- Crowley, P.G., 1985: *The structural and metamorphic evolution of the Sitas area, northern Norway and Sweden*. Ph.D. thesis, M.I.T., Cambridge, MA, 253 s.
- Crowley, P.G., 1989: The tectonostratigraphy and structural evolution of the Sitas Area, North Norway and Sweden (68° N). *Norges geologiske undersøkelse, Bull.* 416, 25–46.
- Dallmeyer, R. D. & Gee, D.G., 1986:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline: Implications for a polyphase Caledonian orogenic evolution. *Geological Society of America Bulletin* 97, 26–34.
- Essex, R.M., Gromet, L.P., Andréasson, P.-G. & Albrecht, L., 1997: Early ordovician U-Pb metamorphic ages of the eclogite-bearing Seve Nappes, northern Scandinavian Caledonides. *Journal of metamorphic Geology* 15, 665–676.
- Gee, G.D. & Zachrisson E., 1979: The Caledonides in Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 769*, 48 s.
- Gee, D.G., Kumpulainen, R., Roberts, R., Stephens, M.B., Thon, A. & Zachrisson, E., 1985: Scandinavian Caledonides. Tectonostratigraphic Map scale 1:2.000 000. I D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonide Orogen – Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons Ltd.
- Gee, D.G., Fossen, H., Henriksen, N. & Higgins, A.K., 2008: From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes* 31:1, 44–51.
- Greiling, R.O. & Kumpulainen, R., 1989: The Middle Allochthon of the Scandinavian Caledonides at Kvikkjøkk, northern Sweden: Sedimentology and Tectonics. I R.A. Gayer (red.): *The Caledonide Geology of Scandinavia*, 79–89. Graham and Trotman.
- Greiling, R.O., Garfunkel, Z. & Zachrisson, E., 1998: The orogenic wedge in the central Scandinavian Caledonides; Scandinavian structural evolution and possible influence on the foreland basin. *GFF* 120, 181–190.
- Griffin, W.L. & Brueckner, H.K., 1980: Caledonian Sm-Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites. *Nature* 285, 319–321.
- Gorbatshev, R., Solyom, Z. & Johansson, I., 1979: The Central Scandinavian Dolerite Group in Jämtland, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 101, 177–190.
- Grip, E. & Frietsch, R., 1973: *Malm i Sverige 2, Norra Sverige*. Almqvist & Wiksell Läromedel, Stockholm, 295 s.
- Gunner, J.D., 1981: A reconnaissance Rb-Sr study of Precambrian rocks from the Sjangeli–Rombak window and the pattern of initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from northern Scandinavia. *Norsk geologisk tidsskrift* 61, 281–290.
- Hallgren, U., 1983: Berggrundskartan 32J Treriksröset SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 5*.
- Hamberg, A., 1910: Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 32, 681–724.
- Hermansson, T., 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgologi. *Examensarbete 20 p Geologiska Institutionen, Lunds universitet nr 144*, 25 s.

- Holmquist, P.J., 1910: Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 32, 913–983.
- Johansson, Å., 1980: Occurrence and deformation of some sulphide-bearing quartz veins in the Nasafjället area, Swedish Caledonides. *Norges geologiske undersökelse* 360, 113–122.
- Johansson, Å., 1984: Fluid inclusion and stable isotope studies on some Caledonian sulfide-bearing veins in Sweden. *Economic Geology* 79, 1736–1748.
- Johnsson, M.B., 1987: Kölikomplexet i och omkring Vadvetjåkka nationalpark, norra Norrbottens kaledonider, norra Sverige. Examensarbete, Stockholms universitet, Allmän och historisk geologi. *SGU BRAP98013*, 26 s.
- Kathol, B., 1984: *Geologie des Adjakvagge–Adjakåive-Gebietes zwischen Torneträsk und Rautasjaure, Torne Lappmark, Nordschweden*. Unpublished Diploma Thesis, University of Marburg, 173 s.
- Kathol, B., 1987: The Väivvančohkka 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, 83 s.
- Kathol, B. & Martinsson, O., 1999: Berggrundskartan 30J Rensjön SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 132.
- Kathol, B. & Martinsson, O., 1999: Berggrundskartan 30J Rensjön NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 130.
- Kautsky, G., 1953: Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden. *Sveriges geologiska undersökning C* 528, 232 s.
- Kullerud, K., Stephens, M.B. & Claesson, S., 1988: Age constraints on exotic arc-basin complexes and tectonic implications, central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 110, 402–403.
- Kullerud, K., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1990: Pillow lavas as protoliths for eclogites: evidence from a late Precambrian–Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to mineralogy and petrology* 105, 1–10.
- Kulling, O., 1933: Bergbyggnaden inom Björkvattnet-Virisen-området i Västerbottenfjällens centrala del. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 55, 167–422.
- Kulling, O., 1947: Aktuella fjällfrågor. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 69:4, 475–486.
- Kulling, O., 1951: Spår av Varangeristiden i Norrbotten. *Sveriges geologiska undersökning C* 503, 44 s.
- Kulling, O., 1960: On the Caledonides of Swedish Lappland. I O. Kulling & P. Geijer (red.), *Guide to Excursions Nos A25 and C20, International Geological Congress, 21 Session Norden 1960*. *Sveriges geologiska undersökning*, 18–39.
- Kulling, O., 1964: Översikt över norra norrbottensfjällens kaledonberggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba* 19, 166 s.
- Kulling, O., 1972: The Swedish Caledonides. I T. Strand & O. Kulling: *The Scandinavian Caledonides*. Wiley-Interscience, London, 149–302.
- Kulling, O., 1982: Översikt över södra norrbottensfjällens kaledonberggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba* 26, 295 s.

- Kumpulainen, R. & Nystuen, J.P., 1985: Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. *I.D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons Ltd, 213–232.
- Lilljequist, R., 1973: Caledonian geology of the Laisvall area, southern Norrbotten, Swedish Lapland. *Sveriges geologiska undersökning C 691*, 43 s.
- 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. *I.D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons Ltd, 507–513.
- Lund, M.G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvagge–Luottalakoområdet, Sareks Nationalpark, Lapland. *Examensarbete 20 p Geologiska Institutionen, Lunds universitet nr III*, 27 s.
- Lundgren, A., 2002: Seveskollorna i nordöstra Kebnekaise, svenska Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejsar. *Examensarbete i geologi vid Lunds universitet 152*, 27 s.
- Martinsson, O. & Stölen, L.K., 1999: Berggrundskartan 31J Råstojaure NO. 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 134*.
- Moberg, J.C., 1908: Bidrag till kännedomen om de kambriska lagren vid Torneträsk. *Sveriges geologiska undersökning C 212*, 30 s.
- Mörk, M.B.E., Kullerud, K. & Stabel, A., 1988: Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden – Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology 99*, 344–351.
- Nilsson, P., 1992: Caledonian geology of the Laddjuvaggi Valley; Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides. *Examensarbete i geologi vid Lunds universitet 43*.
- Nordgren, M., 1987: *Deformation structures in the trailing part of a Seve lens, Maddåive, Scandinavian Caledonides*. Unpublished Cand. Scient. thesis. Köpenhamns universitet.
- Page, L.M., 1993: Tectonostratigraphy and Caledonian structure of the Singis-Tjuoltajaure area, central Norrbotten Caledonides, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 115*, 165–180.
- Paulsson, O., 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, Mineralogi och Petrologi 80*, 31 s.
- Paulsson, O. & Andréasson, P.-G., 2002: Attempted break-up of Rodinia at 850 Ma: geochronological evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *Journal of the Geological Society, London 159*, 751–761.
- Petersen, K., 1878: Det nordlige Sveriges og Norges geologi. *Archiv for Mathematik og Naturvidenskab 3*, 1–38.
- Platt, J.P., 1987: Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin 97*, 1037–1053.
- 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*, 27 s.
- Rehnström, E., 2003: Tectonic implications of geochronology and petrology of the Tielma

- Magnetic Complex, northern Swedish Caledonides. *Norsk geologisk tidsskrift* 83, 243–257.
- Rehnström, E. & Corfu, F., 2004: Palaeoproterozoic U–Pb ages of autochthonous and allochthonous granites from the northern Swedish Caledonides: regional and palaeogeographic implications. *Precambrian Research* 132, 363–378.
- Rickard, D.T., Willdén, M.Y., Marinder, N.E. & Donnelly, T.H., 1979: Studies on the genesis of the Laisvall sandstone lead-zinc deposit, Sweden. *Economic Geology* 74, 1255–1285.
- Roberts, D. & Stephens, M.B., 2000: Caledonian orogenic belt. *IT*. Lundqvist & S. Autio (red.): Description of the bedrock map of central Fennoscandia (Mid-Norden). *Geological Survey of Finland, Special paper* 28, 79–104.
- Romer, R.L., Kjösnes, B., Korneliussen, A., Lindahl, I., Skyseth, T., Stendal, M. & Sundvoll, B., 1992: The Archaean–Proterozoic boundary beneath the Caledonides of northern Norway and Sweden: U–Pb, Rb–Sr and  $\epsilon$ Nd isotope data from the Rombak–Tysfjord area. *Norges geologiske undersøkelse Rapp.* 91:225, 67 s.
- Root, D.B., 2007: Eclogite zircon U–Pb dating of Early and Late Ordovician high-pressure metamorphism within the Seve Nappe Complex, northern Scandinavian Caledonides. *NGF Abstracts and Proceedings* 1, 84–85.
- Sandelin, S., 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma–Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna. *Examensarbete* 20 p. *Geologiska Institutionen, Lunds universitet nr* 81, 35 s.
- Shaikh, N.A., 1974: Förekomster av magnesit, dolomit och kalksten i Norrland. *Sveriges geologiska undersökning C* 699, 48 s.
- Shaikh, N.A., Kumpulainen, R., Riad, L., Snäll, S., Sundberg, A., Westlund, B. & Wik, N.G., 1986: Industriella mineral och bergarter i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning BRAP* 86006, 128 s.
- Shaikh, N.A., Karis, L., Kumpulainen, R., Sundberg, A. & Wik, N.-G., 1989: Kalksten och dolomit i Sverige. Del 1. Norra Sverige. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden* 54, 379 s.
- Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1987: *Geological map, Pre-Quaternary rocks, northern Fennoscandia. Scale 1:1 000 000*. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden.
- Solyom, Z., Gorbatshev, R. & Johansson, I., 1979: The Ottfjället Dolerites. Geochemistry of the dyke swarm in relation to the geodynamics of the Caledonian Orogen in central Scandinavia. *Sveriges geologiska undersökning C* 756, 38 s.
- Stephens, M.B., 1977: Stratigraphy and relationship between folding, metamorphism and thrusting in the Tärna-Björkvattnet area, northern Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C* 726, 146 s.
- Stephens, M.B., 1980: Occurrence, nature and tectonic significance of volcanic and high-level intrusive rocks within the Swedish Caledonides. *ID.R. Wones (red.) The Caledonides in the USA. Virginia Polytechnic Institute, Department of Geological Sciences, Memoir* 2, 289–298.
- Stephens, M.B., 1986a: Terrane analysis at Sulitjelma, Upper Allochthon, Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 108, 303–304.
- Stephens, M.B. (red.) 1986b: Stratabound sulphide deposits in the central Scandinavian Caledonides. 7th IAGOD symposium and Nordkalott projekt meeting. Excursion guide 2. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 60, 68 s.



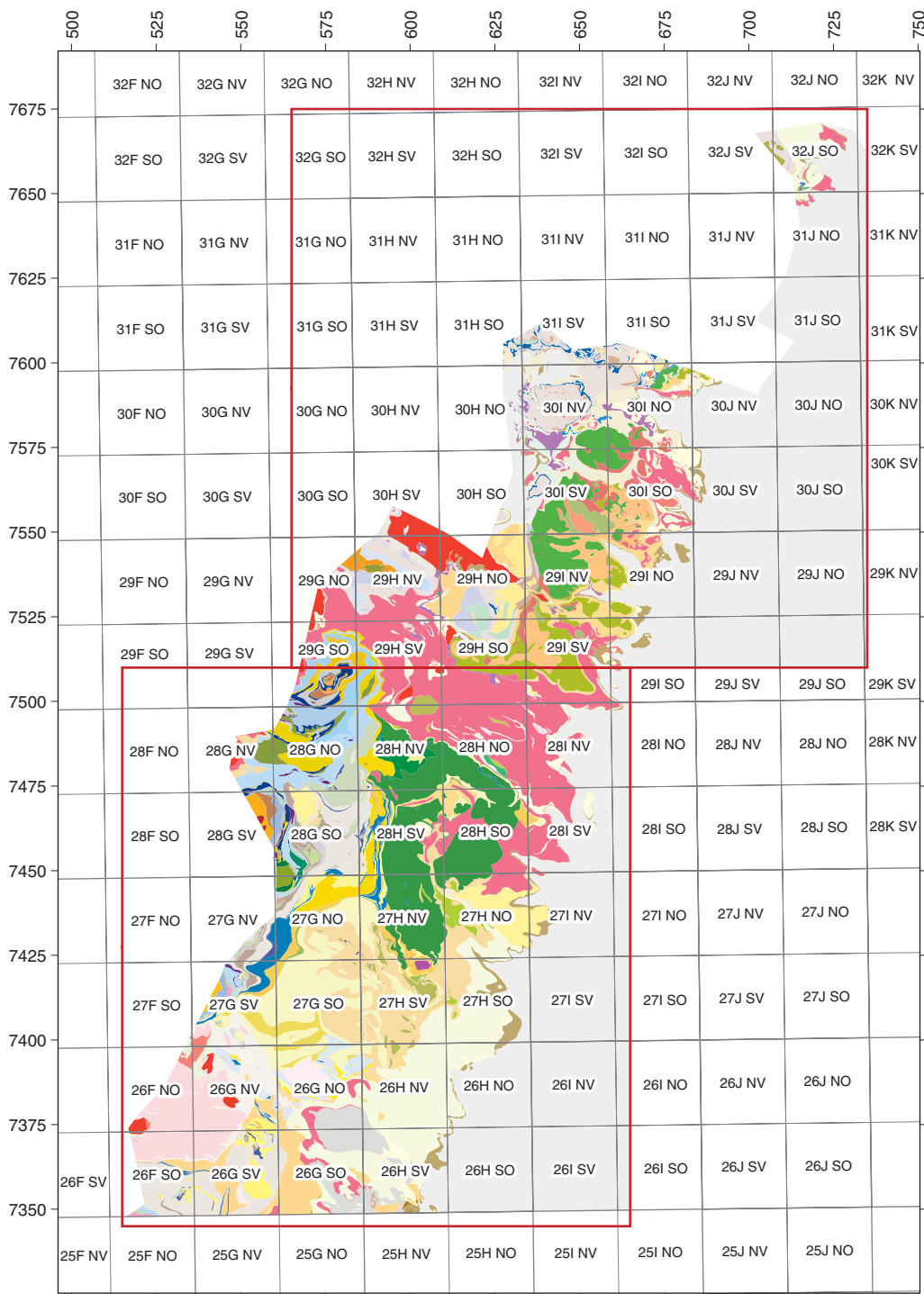
- Stephens, M.B., 1988: The Scandinavian Caledonides: a complexity of collisions. *Geology Today* 4, 20–26.
- Stephens, M.B. & Roermund, H.L.M. van, 1984: Occurrence of glaucophane and crossite in eclogites of the Seve Nappes, southern Norrbotten Caledonides, Sweden. *Norsk geologisk tidskrift* 64, 155–163
- Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1985: A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. I D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen-Scandinavia and related areas*, 953–978. John Wiley & Sons Ltd.
- Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1989: Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America special paper* 230, 17–30.
- Stephens, M.B., Thelander, T. & Zachrisson, E., 1979: Compilation and bibliography of stratabound sulphide deposits in the Swedish Caledonides. Swedish IGCP/CCSS project. *Opublikerad rapport, Sveriges geologiska undersökning BRAP 81566*, 36 s.
- Stephens, M.B., Gustavson, M., Ramberg, I.B. & Zachrisson, E., 1985: The Caledonides of central-north Scandinavia – a tectonostratigraphic overview. I D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas*, 135–162, John Wiley & Sons Ltd.
- Stephens, M.B., Sundblad, K. & Zachrisson, E., 1984: Mega-lens tectonics in the Köli Nappes, southern Norrbotten Caledonides. *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution* 255, 211 (Abstract).
- Stephens, M.B., Kullerud, K. & Claesson, S., 1993: Early Caledonian tectonothermal evolution in outboard terranes, central Scandinavian Caledonides; new constraints from U-Pb zircon dates. *Journal of the Geological Society of London* 150, 51–56.
- Strömberg, A., 1955: Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*. 35, 199–243.
- Strömberg, A., 1961: On the tectonics of the Caledonides in the southwestern part of the county of Jämtland, Sweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*. 39, 92 s.
- Strömberg, A., 1969: Initial Caledonian Magmatism in Jämtland Area. I M. Kay (red.): North Atlantic – Geology and Continental Drift. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 12, 375–387.
- Sturt, B.A., Pringle, I.R. & Roberts, D., 1975: Caledonian nappe sequence of Finnmark, northern Norway, and the timing of orogenic deformation and metamorphism. *Geological Society of America Bulletin* 86, 710–718.
- Stölen, L.K., 1988: Tectonostratigraphy and structure of the Staloluokta area, Padjelanta, southern Norrbotten Caledonides, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 110, 341–349.
- Stölen, L.K., 1997: Bedrock geology of the Altevatn–Måskanvarri area, Indre Troms, northern Scandinavian Caledonides. *Norges geologiske undersökelse, Bull.* 432, 5–23.
- Sundblad, K., 1986: The Stipok allochthon – an exotic terrane in the northern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 108, 309–311.
- Sundblad, K., 1991: The Ruonasvage massive sulphide deposit in the Norrbotten Caledonides, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 113, 65–67.
- Svenningsen, O., 1987: The sheeted dyke complex of the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 109, 361–364.

- Svenningsen, O., 1989: Extension-related features of the Sarektjåkka Nappe, northern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* III, 418–420.
- Svenningsen, O., 1994a: The Baltica-Iapetus passive margin dyke complex in the Sarektjåkka Nappe, northern Swedish Caledonides. *Geological Journal* 29, 323–354.
- Svenningsen, O., 1994b: Tectonic significance of the meta-evaporite magnesite and scapolite deposits in the Seve Nappes, Sarek Mts., Swedish Caledonides. *Tectonophysics* 231, 33–44.
- Svenningsen, O., 2001: Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean at 608 Ma: precise age of the Sarek Dyke Swarm, northern Swedish Caledonides. *Precambrian Research* 110, 241–254.
- Svenonius, F., 1900: Öfversikt av Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. *Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar* 22, 273–322.
- Söderlund, U., Elming, S.-E., Ernst, R.E. & Schissel, D., 2006: The central Scandinavian Dolerite Group – Protracted hotspot activity or back-arc magnetism? Constraints from U-Pb baddeleyite geochronology and Hf isotopic data. *Precambrian Research* 150, 136–152.
- Tegengren, F., 1910: Järnmalms- och magnetitförekomsterna inom Kvikkjokks kapellag jämte en redogörelse för likartade utländska förekomster och deras tekniska tillgodogörande. *Sveriges geologiska undersökning C* 230, 134 s.
- Thelander, T., 1982: The Torneträsk Formation of the Dividal Group, northern Scandinavian Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C* 789, 41 s.
- Thelander, T., 1983: The Laisvall and Grammajukku Formations (Dividal Group) of southern Norrbotten county. *Sveriges geologiska undersökning, BRAP 94009 (opublicerad rapport)*.
- Thelander, T., Bakker, E. & Nicholson, R., 1980: Basement-cover relationships in the Nasafjället Window, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 102, 569–580.
- Tilke, P.G., 1986: *Caledonian structure, metamorphism, geochronology, and tectonics of the Sitas-Singis area*. Ph.D. thesis, M.I.T., Cambridge, MA, 295 s.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A. & Walderhaug, H.J., 1996: Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Proterozoic – a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews* 40, 229–258.
- Törnebohm, A.E., 1872: En geognostisk profil över den skandinaviska fjällryggen mellan Östersund och Levanger. *Sveriges geologiska undersökning C* 6, 24 s.
- Willdén, M.Y., 1980: Paleoenvironment of the autochthonous sedimentary rock sequence at Laisvall, Swedish Caledonides. *Stockholm Contributions in Geology. XXXIII*, 100 s.
- Wilson, M.R., 1981: Geochronological results from Sulitjelma, Norway. *Terra Cognita* 1, 82 (abstract).
- Witschard, F., Thelander, T., Kübler, L., Stölen, L.K. & Perdahl, J.-A., 2004: Berggrundskartan 29I Kebnekaise SO, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 198.
- Witschard, F., Thelander, T., Kübler, L., Stölen, L.K. & Perdahl, J.-A., 2004: Berggrundskartan 29I Kebnekaise NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 199.
- Vokes, F.M., 1980: Some aspects of research into the Caledonian stratabound sulphide deposits of Scandinavia. *Norges geologiske undersökelse* 360, 77–93.
- Zachrisson, E., 1973: The westerly extension of Seve rocks within the Seve-Köli Nappe Complex in the Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 95, 243–251.

- Zachrisson, E., 1980: Aspects of stratabound base metal mineralization in the Swedish Caledonides. *I.F.M. Vokes & E. Zachrisson (red.): Review of Caledonian–Appalachian Stratabound Sulphides. Geological Survey of Ireland, Special Papers 5*, 47–61.
- Zachrisson, E., 1986: Scandinavian Caledonides – Stratabound sulphide deposits. Map scale 1:1 500 000. *Sveriges geologiska undersökning Ba 42*.
- 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).
- Zachrisson, E. & Witschard, F., 1995: Berggrundskartan 28I St. Sjöfallet NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 88*.
- Zachrisson, E. & Witschard, F., 1995: Berggrundskartan 28I St. Sjöfallet SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 89*.



# Bilaga 1









**Sveriges geologiska undersökning**

Box 670

751 28 Uppsala

Tel: 018-17 90 00

Fax: 018-17 93 70

[www.sgu.se](http://www.sgu.se)

Uppsala 2009  
ISSN 1652-8336  
ISBN 978-91-7158-958-3  
Tryck: Elanders