K 712

Beskrivning till berggrundskartorna

24G Umnäs NV, NO, SV & SO

Reinhard O. Greiling & Benno Kathol

SGU Sveriges geologiska undersökning

ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-89421-19-6

Omslagsbild: Vy från kartområdets nordvästra del (vid gamla gårdsstället Skirknäs) mot sydost. Till höger syns Korpbergets ”amfibolitglint” och till vänster sjön Överst-Juktans nedre ända. Viktoriakyrkan kan skönjas vid sjöns kant. Se även figur 61 för geologiska detaljer.

Fotograf: Reinhard Greiling

Författare: Reinhard O. Greiling & Benno Kathol
Granskad av: Alexander Lewerentz
Ansvarig enhetschef: Ildikó Antal Lundin

Redaktör: Lina Rönnåsen

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
tel: 018-17 90 00
e-post: sgu@sgu.se

www.sgu.se

INNEHÅLL

Sammanfattning **4**

Inledning **6**

Kartering **6**

Berggrundsgeologisk utveckling **8**

Bergarter **10**

Svekokarelska orogenen och rotfasta sedimentära plattformstäcket 10

Undre skollberggrunden 10

Mellersta skollberggrunden 15

Stalonskollan 15

Danabergensskollan 20

Ammarnäskomplexet 21

Slussforsskollan 22

Seveskollkomplexet, undre Seveskollan 24

Kristallina bergarter 24

Neoproterozoiska sedimentbergarter 26

Mellersta och övre Seveskollorna 28

Undre Köliskollan 30

Geofysik **31**

Geokemi **36**

Metamorfos **36**

Strukturer **38**

Skollgränser 38

Mindre strukturer 40

Regionala strukturer 44

Profiler **46**

Naturresurser **47**

Morfologi och förvittring **50**

Abstract **53**

Zusammenfassung **54**

Tack **55**

Referenser **56**

SAMMANFATTNING

Beskrivningen avser berggrunden inom kartområdet 24G Umnäs som täcker delar av Västerbottens län med Sorsele kommun i nordöst, Storumans kommun i sydväst, samt en mindre del av Vilhelmina kommun i kartområdets sydvästra hörn. Berggrunden består till övervägande del av så kallad fjällberggrund. Den vilar på en tunn zon av rotfasta sedimentära bergarter (kambriska sandstenar, siltstenar, alunskiffer) med underliggande paleoproterozoiska kristallinbergarter i den svekokarelska orogenen, så kallat urberg, blottade kring Juktån vid kartområdets östra kant. Fjällberggrunden byggs upp av ett stort antal tektoniskt överskjutna enheter, det vill säga bergarter som sköts upp över varandra och över urberget när bergskedjan bildades. Dessa bergartsenheter benämns skollor och delas in i den undre, mellersta och övre skollberggrunden.

Den undre skollberggrunden är blottad i Hemfjällsområdet i kartområdets nordöstra del, i sydöst kring Flakaträsk och Abborrbergen samt i mindre fönster, det vill säga erosionshål där den underliggande berggrunden är blottad, vid Abborrsjön och nedre Gardsjöbäcken. Den består av mindre skivor av överskjutna felsiska kristallina bergarter som härstammar från det svekokarelska underlaget med överlagrande neoproterozoiska till kambriska sedimentbergarter såsom Flakaträskkonglomeratet och arkoser av Risbäcksgruppen, kvartsiter och siltstenar av Gärdsjöformationen och alunskiffrar av Alunskifferformationen.

Den mellersta skollberggrunden, som täcker den största delen av kartområdet, överlagrar den undre skollberggrunden och består, räknat nerifrån, av Stalonskollan, Danabergensskollan, Ammarnäskomplexet, Slussforsskollan och Seveskollkomplexet.

Stalonskollan förekommer i området kring Storuman i kartområdets södra del och sträcker sig därifrån norrut längs områdets östra gräns. Den byggs upp av skivor av paleoproterozoiska felsiska, mafiska och mylonitiska djupbergarter som växlar med neoproterozoiska arkoser och underordnat siltstenar.

Danabergensskollan med arkoser och granatförande fyllitiska mellanlager observerades mellan Gardsjön i söder förbi Renträsket till områdets nordöstra rand, med typlokalen vid Danabergen i den centrala delen.

Ammarnäskomplexet täcker den nordöstra delen av kartområdet och består mestadels av gråvackor och underordnat av konglomerat, som vid Renberget överlagrar en skiva med felsiska djupbergarter, som härstammar från det svekokarelska underlaget.

Slussforsskollan sträcker sig från området kring Bastansjön vid kartområdets södra rand via typlokalen vid Slussfors till områdets norra del. Skollan består mest av kvartsrik glimmerskiffer och underordnat av gnejs.

Seveskollkomplexet täcker den största delen av kartområdets västra del och delas in i den undre, mellersta och övre Seveskollan.

Den undre Seveskollan dominerar Sevekomplexets område från Silverberget i söder till Vállietjåhkka i norr. Amfibolit bildar mest höjder och även skollans östra erosionskant (amfibolitglint). Glimmerskiffer och gnejs dominerar de neoproterozoiska sedimentbergarterna, men underordnat förekommer även kvartsit och marmor.

Den mellersta Seveskollan bildar fjällen vid områdets västra rand mellan Gardiken och Övre Boksjön och vid Väretsfjället, där den kilar ut mot norr. Den byggs upp av neoproterozoisk felsisk, ställvis kyanitförande paragnejs (Marsfjällsgnejs) och migmatit.

Den övre Seveskollan förekommer bara i ett mindre område väster om Väretsfjället vid kartområdets västra gräns, och liksom den mellersta Seveskollan kilar den också ut mot norr. Den består av glimmerskiffer (Svartsjöbäckenglimmerskiffer).

Den övre skollberggrunden representeras av den undre Köliskollan som uppträder i det

nordvästra hörnet av kartområdet. Den består av kambriska till ordoviciska sedimentära bergarter (Seimaformationen) som omfattar kvartsit, arenit, gråvacka och fyllit med underordnad marmor och kalksilikatbergarter.

Det finns en del geofysisk information om magnetisk susceptibilitet. Geostrålningskartan visar utbredningen av alunskiffern i Flakaträskduplexen i sydöst. Det föreligger tio geokemiska analyser med huvud- och spårelement och även isotopdata från några bergartstyper.

Metamorfos ledde till bildningen av nya mineral i den mellersta (grönskifferfacies, amfibolitfacies) och den övre skollberggrunden (grönskifferfacies). Strukturgeologiska element som observerades i kartområdet delas in i skollgränser, mindre strukturer såsom foliation, veck och sprickor samt regionala strukturer.

INLEDNING

Berggrunden inom kartområdet 24G Umnäs (fig. 1) består till övervägande del av skollberggrund som tillhör den kaledoniska orogenen (Kaledoniderna). Med skollberggrund betecknas bergarter som sköts upp över varandra och över den svekokarelska orogenens berggrund, vanligen kallad urberget när bergskedjan bildades. Endast kring Juktån vid kartområdets östra kant är det underlagrande urberget samt det rotfasta sedimentära plattformstäcket blottade. En översikt av den tektonostratigrafiska uppbyggnaden av de strukturella enheterna inom kartområdet ges i figur 1och i tabell 1. Skollberggrunden, även kallad fjällberggrunden, vilar i regel på ett tunt täcke av rotfasta sedimentära bergarter och byggs internt upp av ett stort antal tektoniskt överskjutna enheter (Greiling & Kathol 2021a, b, c, d). I de aktuella områdena delas dessa enheter in i den undre, mellersta och övre skollberggrunden samt Seveskollkomplexet. Eftersom skollornas stupning i kartområdet är flack mot väst så finns de lägsta enheterna blottade i öst och succesivt överlagrande enheter i väst.

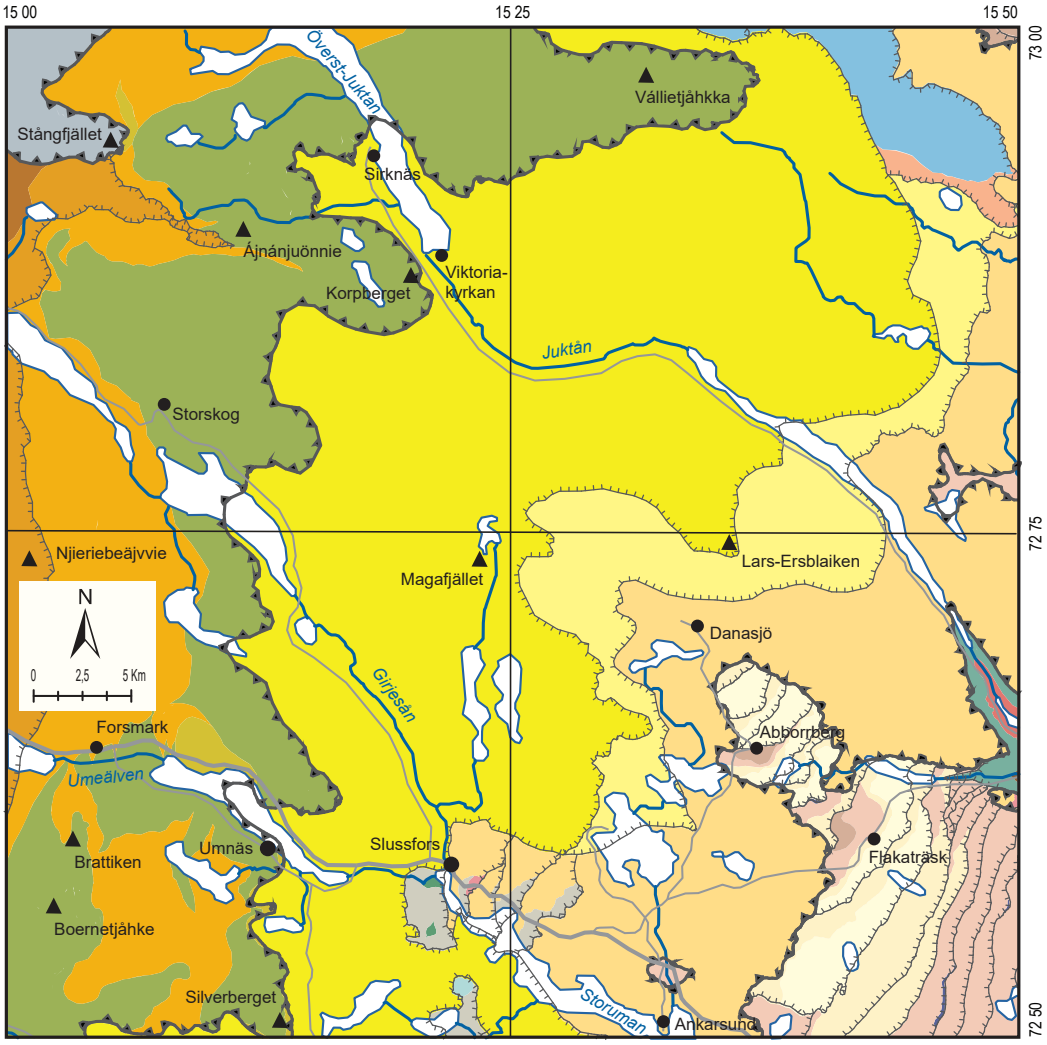
De tektoniskt sett lägsta skollenheterna tillhör den undre skollberggrunden som i områdets sydöstra del bygger upp berggrunden runt Abborrbergen, i Flakaträskområdet och i kartområdets hela sydöstra hörn. Den undre skollberggrunden är även blottad i Abborrsjön- och Gardsjöbäckenfönstren samt i områdets nordöstra del.

Som framgår av tabell 1 så är de fyra därefter överliggande skollorna relaterade till den mellersta skollberggrunden *sensu stricto*. Underst ligger Stalonskollan som överlagras successivt av Danabergensskollan, Ammarnäskomplexet och Slussforsskollan. Danabergensskollan och Slussforsskollan definierades baserat på aktuella karteringsresultat (Greiling m.fl. 2018). Den undre skollberggrunden som uppträder i kartområdets sydöstra del, överlagras mot väst av Stalonskollan, som i sin tur överlagras av Danabergensskollan i kartområdets centrala del. Danabergensskollan sträcker sig från Gardsjön i söder till Renbergen i norr. Längre norrut överlagras Stalonskollan av Ammarnäskomplexet, som strukturellt ligger över Stalon- och Danabergensskollorna. Komplexet tar upp en mindre yta i kartområdets nordöstra del, men fortsätter mot nord och nordväst till kartområdet 25G Ammarnäs. Mot väst överlagras såväl Stalonskollan, Danabergensskollan och Ammarnäskomplexet av Slussforsskollan som täcker en central remsa i nord-sydlig riktning med fortsättningar både mot norr och söder utanför kartområdet.

Slussforsskollan överlagras av Seveskollkomplexet, som tar upp den största delen av kartområdets västra halva. Inom det aktuella kartområdet förekommer tre tektoniska bälten som Trouw (1973) och Stephens (2001b) kallade för östra, centrala och västra bältet. I den här beskrivningen kallas de nu för undre, mellersta och övre Seveskollan, där den undre ligger längst i öster. Den undre Seveskollan dominerar berggrunden i de västliga delar av kartområdet. Den överliggande mellersta Seveskollan påträffas bara vid kartområdets västra kant och i Väretsfjället. Väster om Giemtsjön sträcker sig en mindre del av övre Seveskollan in i delområdet 24G Umnäs NV. Både mellersta och övre Seveskollan kilar ut norr om Väretsfjället och där vilar den överlagrande undre Köliskollan direkt på den undre Seveskollan. Den undre Köliskollan utgör den understa delen av Köliskollkomplexet och uppträder endast i den nordvästra delen av kartområdet 24G Umnäs NV.

KARTERING

Förutom författarnas egna karteringsinsatser samt hjälp av Jens Grimmer (Karlsruher Institut für Technologie, KIT) och extrageolog Jennifer Rodriguez bygger kartan på en sammanställning av befintlig information med början i de regionala kartorna över fjällområdena i Västerbottens län (Backlund & Quensel 1929, Kulling 1955). Backlund & Quensels (1929) karta väckte internationellt interesse (Backlund 1935; Cloos 1935) men förordades inte av Kulling, som valde att förenkla kartbilden för sin senare karta över Västerbottensfjällen (Kulling 1955).



Kaledoniska orogenen

Undre Köliskollan

- Fyllit och metagråvacka, linser av kalksten; *Seimaformationen*

Övre Seveskollan

- Glimmerskiffer; *Svartsjöbäckenglimmerskiffer*

Mellersta Seveskollan

- Paragnejs, *Marsfjällsgnejs,* migmatitisk gnejs

Undre Seveskollan

- Glimmerskiffer, gnejs
- Kvartsit
- Amfibolit

Mellersta skollberggrunden *sensu stricto*

- Glimmerskiffer med mindre andel gnejs; *Slussforsskollan*
- Gråvacka, inlagringar av ler- och siltsten; *Ammarnäskomplexet*
- Monzonit–granodiorit; *Ammarnäskomplexet*
- Meta-arkos med pelitiska inlagringar; *Danabergensskollan*
- Meta-arkos, slamsten, siltsten; *Stalonskollan*
- Mylonit, mylonitisk gnejs; *Stalonskollan*
- Andesit–dacit; *Stalonskollan*
- Metabasit, folierad; *Stalonskollan*
- Syenitoid–granit, kvartsmonzonit; *Stalonskollan*

Undre skollberggrunden

- Alunskiffer; *Alunskifferformationen*
- Kvartsit, kvartsarenit; *Gärdsjöformationen*
- Tillit; *Långmarksbergsformationen*
- Arkos med skifferinlagringar; *Risbäcksgruppen*
- Konglomerat; *Risbäcksgruppen*

Rotfasta sedimentära plattformstäcket

- Slamsten, lersten, siltsten, sandsten; *Grammajukkuformatic*

Svekokarelska orogenen

- Granit, glest småporfyrisk
- Metatonalit–metagranodiorit

- Överskjutning i basen av mellersta skollberggrunden, undre Seveskollan och undre Köliskollan
- Överskjutning inom enhet

Figur 1. Förenklad geologisk karta över kartområdet 24G Umnäs. Referenssystem och koordinater i RT 90 2,5 gon V.

Tabell 1. Översikt över de geologiska enheter som berörs av kartområdet 24G Umnäs och som finns i beskrivningen (se även Bergman m.fl. 2012, Greiling & Grimmer 2007; Greiling m.fl. 2018; Stephens 2001a, 2001b). *Gärdsjöformationens* enheter I–X efter Kumpulainen m.fl. (1981) och Thelander (1982).

Kaledonidernas större litotektoniska enheter	Skollenheter inom kartområdet	Vedertagna formations- eller gruppnamn inom de litotektoniska enheterna
Övre skollberggrunden	Undre Köliskollan	*Seimaformationen*
Seveskollkomplexet	Undre Seveskollan Mellersta Seveskollan Undre Seveskollan	Svartsjöbäckenglimmerskiffer Marsfjällsgnejs
Mellersta skollberggrunden (sensu stricto)	Slussforsskollan Ammarnäskomplexet Danabergensskollan Stalonskollan	
Undre skollberggrunden	Blaikskollan och liknande	*Alunskifferformationen* *Gärdsjöformationen* (enheter I–X) *Långmarkbergsformationen* *Risbäcksgruppen med Flakaträskkonglomeratet*
Rotfasta sedimentära plattformstäcket		*Grammajukkuformationen*
Svekokarelska orogenen		

En översikt över det östra kartområdet återfinns i Kathol & Weihed (2005). Från SGUs arkiv togs fältdagböcker och tillhörande hällkartor sedan 1970-talet till vara: Johannes Bartusch (1996, 1997), Lennart Björklund (1979), Carlo Dietl (1995), Stefano Febbroni (1996, 1997, 1999), Risto Kumpulainen (1992), Jens Paquin (1994, 1996), Timo Satzke (1994), Tomas Sjöstrand (1992) och Kalle Westerlund (1995).

Studentarbeten från främst Heidelberg och KIT, men även andra universitet redogörs för i referensförteckning. Arbetena finns också i SGU:s arkiv. Därutöver ingår resultat av en karteringskurs från Karlsruhe, som Reinhard Greiling och Jens Grimmer handledde 2011 i Överst-Juktan området. Deltagare var Michael Kimmig, Daniel Spitz, Hannes Fisel, Evelyn Schickle, Friedrich Bayer, Julia Ruppert, Sebastian Sprengholz, Max Zundel, Robin Seithel, Stefan Jung, Charlotte Bethge, Alexander Rode, Florian Schnetzer och Ralf Knapp.

Andra relevanta publikationer nämns i texten vid respektive tillfälle. Historisk sett är området intressant för debatten om tolkningen av de starkt deformerade kvarts- och fältspatrika bergarterna. Frågan var om de antingen var metasedimentära eller magmatiska bergarter, kanske en sista fas av striden neptunism versus plutonism, se Rodhe (1992) för en liknande diskussion och referenser. Törnebohm (1869) upptäckte ”eurit” (äldre benämning för leptit eller felsisk metavulkanit) i Hälludden vid sjön Fjosoken (fig. 16 i avsnitt *Stalonskollan*), som nu är identifierad som meta-arkos. En liknande ”plutonistisk” tolkning finns hos Svenonius (1896). Även Backlund (1925, 1935) tolkade de flesta kvartsrika bergarterna i området (t.ex. arkoser och gråvackor) som djupbergarter.

BERGGRUNDSGEOLOGISK UTVECKLING

Den kaledoniska orogenen, även kallad Fjällkedjan eller Kaledoniderna, ligger på ett rotfast, sedimentärt, odeformerat plattformstäcke, som i sin tur överlagrar den fennoskandiska skölden. Den senare består i det här området av den svekokarelska orogenen som bildades för ca 1,96–1,75 miljarder år sedan, och som omfattar svekokarelska intrusivbergarter och svekofenniska sedimentära och vulkaniska bergarter.

Den kaledoniska orogenen och det rotfasta plattformstäcke består av bergarter som bildades för ca 900–450 miljoner år sedan. I början av den tiden bildades riftzoner med sedimentbassänger i den stora kontinenten Rodinia, som därmed började brytas isär. Den svenska delen av Rodinia byggs upp av bland annat den sekokarelska orogenen. Mellan Rodinias fragment utvecklades nya oceaner, däribland Iapetushavet mellan kontinenterna Baltica (nuvarande Fennoskandia) och Laurentia (nuvarande Nordamerika samt Grönland). För ca 600 miljoner år sedan började Iapetushavet som gränsade till Baltica minska i bredd. Havsbottenskorpan sjönker i subduktionszoner, och kontinenterna Baltica, Laurentia och eventuellt andra, mindre fragment av kontinentalskorpa kolliderade och pressades ihop. Under den utvecklingen, som kallas den kaledoniska orogenesen (bergskedjebildning) utsattes de berörda bergarterna för förhöjt tryck och temperatur inom jordskorpan som orsakade en delvis intensiv metamorfos (omvandling) och deformation av bergarterna. Dessa processer, som resulterade i överskjutning av stora delar av berggrunden mot öster och sydöst på urbergsunderlaget i kontinenten Baltica, ägde rum mellan ca 500 och ca 400 miljoner år sedan. Omfattande bergartskomplex sköts upp över urbergsunderlaget, varvid Balticas västra randzoner kraftigt deformerades. De överskjutna bergartskomplexen benämns skollor. Som längst har de transporterats upp till flera hundratals kilometer åt öster eller sydöst. De översta skollorna har i regel transporterats längst från områden väst och nordväst om Baltica, vilket innebär att de innehåller så kallade exotiska terränger, det vill säga fragment som bildades långt utanför kontinenten Baltica. De mellersta och undre enheterna är däremot mestadels uppbyggda av bergarter, som med stor sannolikhet tillhört den västra kontinentalranden av Baltica.

Den nybildade kaledoniska orogenen eroderades ner under senare delen av paleozoikum. Ur topografisk synpunkt är den nuvarande fjällkedjan betydligt yngre och i huvudsak ett resultat av den kenozoiska uppsprickningen av kontinenten Pangaea och bildandet av den nuvarande Nordatlanten, som inleddes för ca 65 miljoner år sedan.

Utifrån påträffade fossil samt genom geologiska bedömningar och jämförelser med angränsande områden kan man bestämma eller uppskatta bergarternas ålder. I den undre skollberggrunden, som ställvis innehåller medrivna rester av urbergsunderlaget, dominerar senproterozoiska arkoser med överlagrande tillit och tidigkambriska kvartsiter. De senare överlagras av alunskiffer av mellan- och senkambrisk ålder. Se Gee & Stephens (2020a) för en översikt.

Berggrunden i den överlagrande mellersta skollberggrunden (tabell 1) består huvudsakligen av meta-arkoser, kvartsiter och gråvackor – troligen av senproterozoisk ålder – men innehåller även medrivna rester eller linser av det äldre, kristallina urbergsunderlaget. Syenitiska bergarter i sådana linser, tillhörande Stalonskollan och Ammarnäskomplexet, har daterats genom U–Pb-analyser av zirkon som visar att de bildades för 1 798 ± 6 till 1 768 ± 21 miljoner år sedan (Greiling m.fl. 2002, Grimmer m.fl. 2016). Dessa skollors sedimentbergarter är sannolikt bildade i intervallet ca 900–650 miljoner år (Grimmer m.fl. 2011, Gee m.fl. 2015; 2020). Slussforsskollans glimmerskiffrar bildades troligen ur senproterozoiska sandstenar, slamstenar och lerstenar, avsatta för ca 1 000 till 540 miljoner sedan.

Även Seveskollkomplexets glimmerskiffrar bildades ur slamstenar, siltstenar och sandstenar, medan inslag av amfibolit vittnar om att mafiska magmor trängde upp i sandstens- och skifferlagerföljden vid Iapetushavets öppnande. U–Pb-zirkondateringar av mellersta Seveskollans metasedimentära bergarter vid Gardiken visar att också dessa bergarter avsatts för mindre än 1 000 miljoner år sedan (Williams & Claesson 1987). Gnejserna i mellersta Seveskollan utformades under en metamorfos, som i kartområdet har ägt rum för ca 453 miljoner år sedan. Se även Gee m.fl. (2020).

Lagerföljden i den undre Köliskollan (Kulling 1933; Zachrisson 1969; Stephens 1977, 2020) byggs upp av en undre enhet (Seimaformationen), som består av metavulkaniska bergarter,

kalkstenar samt klastiska bergarter inkluderande olika kvartsiter, fylliter, metagråvacka och konglomerat. Fossil av ordovicisk ålder tillhörande klassen Gastropoda förekommer i kartområdet 24F Tärna SV (Stephens 2001a). Söder om Tärnaområdet, i norra Jämtland, gav vulkaniterna i Seimaformationen en U–Pb-zirkonålder av 488 ± 5 miljoner år (Claesson m.fl. 1983). I motsats till de angränsande kartområdena 24F Tärna (Stephens 2001a, b) och 25G Ammarnäs (Greiling & Kathol 2021e) är de överliggande formationerna inte bevarade i det aktuella kartområdet.

BERGARTER

Svekokarelska orogenen och rotfasta sedimentära plattformstäcket

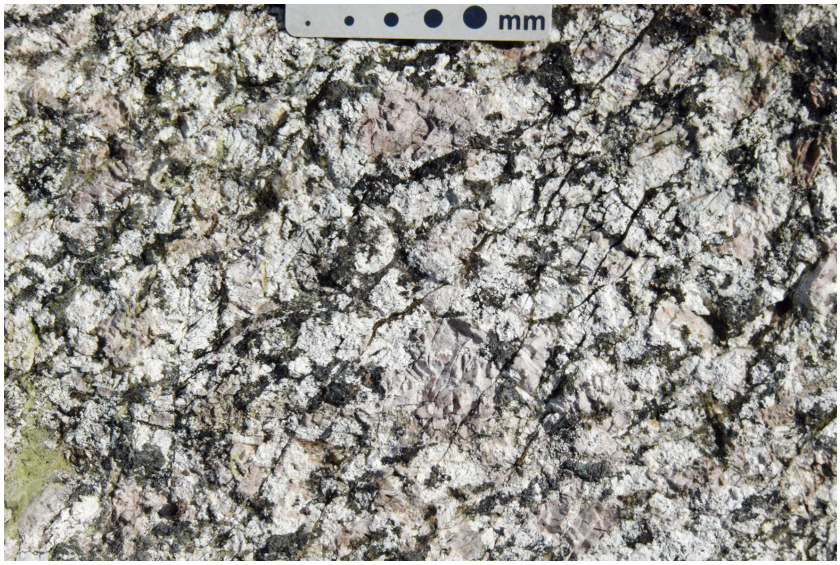
Vid Juktån i sydöst fortsätter såväl det paleoproterozoiska kristallina urberget, tillhörande den svekokarelska orogenen, som det kambriska rotfasta sedimentära plattformstäcket från kartområdet 24H Sorsele en bit åt väster in i det här aktuella kartområdet 24G Umnäs. Det kristallina urberget består vid Arvträskbäcken av en tidigsvekokarelsk metatonalit till metagranodiorit och vid Juktån av en sensvekokarelsk granit ur Revsundssviten. Det överliggande kambriska plattformstäcket representeras av *Grammajukkuformationens* slamstenar, siltstenar och sandstenar. Även nära kartområdets nordöstra hörn kommer dessa formationer till ytan vid Storvindelns södra strand. En beskrivning av alla dessa bergarter finns på berggrundskartorna 24H Sorsele (Eliasson m.fl. 2003a, b).

Undre skollberggrunden

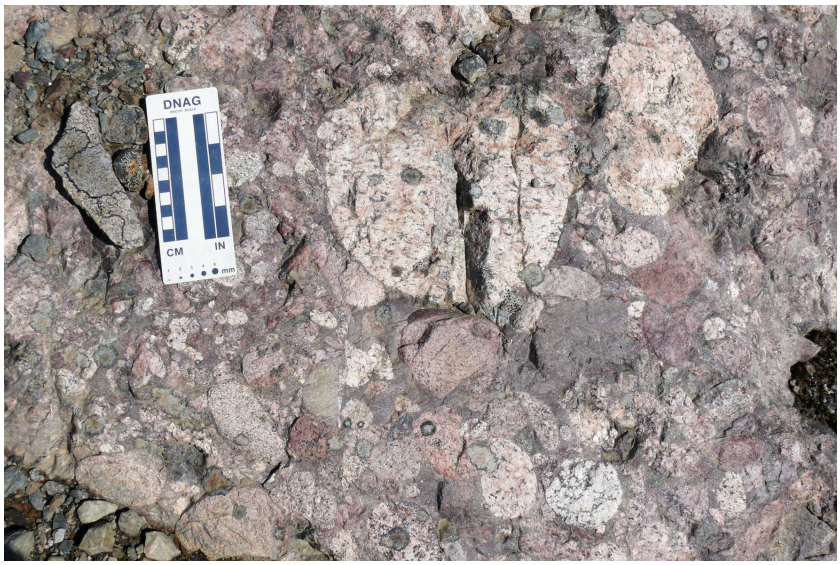
Den undre skollberggrunden bildar de lägsta och östligaste överskjutna enheterna i de svenska Kaledoniderna och förekommer framför allt inom de östra delarna av kartområdet. Den är blottad där de överliggande skollorna eroderats bort. I kartområdets nordöstra hörn finns den i Hemfjällsområdet och vid Vindelälvens dalgång. I delområdet 24G Umnäs SO är den mera utbredd mellan Arvträsken och sjön Storuman, med mindre förekomster vid Abborrsjön och Gardsjöbäcken. Bergarterna inom den undre skollberggrunden delas in i äldre kristallina och yngre överlagrande sedimentbergarter. De senare föreställer den dominerande bergartstypen.

Svekokarelska kristallina bergarter förekommer endast i två mindre områden vid norra Abborrbergen där de bildar basen i en delskolla av *Flakaträskduplexen* (se avsnitt *Regionala strukturer*) och överlagras av *Risbäckgruppens* arkoser. Bergarten består mestadels av fältspat, mest röd ortoklas, med underordnad plagioklas, kvarts, biotit och magnetit (fig. 2). Epidot förekommer i begränsade zoner som en senare omvandlingsprodukt (se avsnitt *Metamorfos*). Mineralinnehållet tyder på att bergarten har en syenitoid till granitisk sammansättning och att den är jämförbar med bergarterna i det angränsande svekokarelska urberget i öst och de kristallina bergarterna i den undre skollberggrunden inom kartområdet 23G Dikanäs (Greiling m.fl. 1999b) i söder. Söder om Dikanäs visade en U–Pb-datering av en kvartssyenit en paleoproterozoisk ålder av ca 1 805 miljoner år (Greiling m.fl. 2002).

Neoproterozoiska till ordoviciska sedimentbergarter intar den övervägande andelen i den undre skollberggrunden. En representativ del av den sedimentsekvens som sträcker sig från Flakaträskområdet till kartområdets östra kant dokumenterades redan av Febbroni (1997). Det stratigrafiskt lägsta bergartsledet är konglomerat i Flakaträskområdet, som är den mest iögonfallande bergarten inom den undre skollberggrunden i kartområdet. Den kallades informellt *Flakaträskkonglomerat* under naturstensprojekten (t.ex. Einarsson & Greiling 1997; Febbroni 1997; Greiling & Febbroni 1997; se även avsnitt *Naturresurser*). Konglomeratet bilder



Figur 2. Grovkornig granit–syenit i den undre skollberggrunden med ljust rödgråa och vita fältspatkorn. Mörka korn är biotit och hornblände, kvarts är mycket underordnat. Bergarten genomskärs av sprickor i centimeterskala (snett över bilden från övre högra hörnet mot botten). I nedre vänstra hörnet ses även ljusgrön epidot som en senare omvandling (jfr figur 37). Skalan visar 1–5 mm. Sänkan väster om Kullberget (7266831/574058). Foto: Reinhard Greiling.

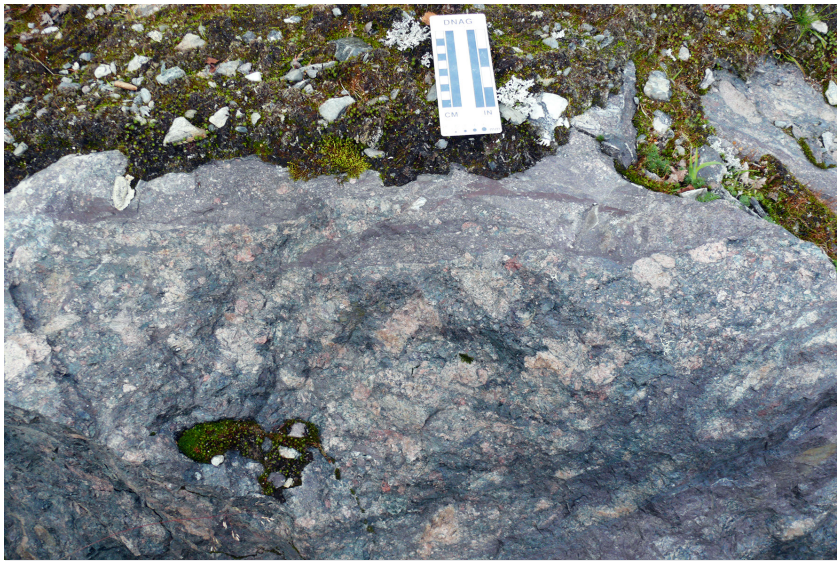


Figur 3. Hällyta av *Flakaträsk-konglomerat* i den undre skollberggrunden. Bollarna som är både kantiga och rundade består av mest ljusa, fältspatrika djupbergarter och mera finkorniga vulkaniska och sedimentära bergarter. På färska ytor framkommer en mera intensiv röd färg. Skogsbilväg nordöst om Flakaträsk (7259296/580983). Foto: Reinhard Greiling.

basen av *Risbäcksgruppen* (Kumpulainen 1982). Färgen är ljusbrun till djupröd. Även de flesta fragment eller bollar är rödaktiga (fig. 3, se även fig. 55, 56 i avsnitt *Naturresurser*).

Kornstorlekarna i konglomeratet varierar från några centimeter till 30 centimeter i bollmaterialet till sand- och siltstorlek i grundmassan. Bollarna består mest av vanligen grovkorniga kvarts-fältspatförande djupbergarter eller gnejser och röda, porfyriska vulkaniter, båda härstammande från det paleoproterozoiska kristallina underlaget, men underordnat förekommer även bollar av klastiska sedimentbergarter. Det finns både kantiga och rundade bollar.

För en mera utförlig beskrivning av konglomeratet se Kulling (1942), Febbroni (1997) och Grambow (2001). I några konglomeratbollar, men även i den finkorniga grundmassan, förekommer magnetit som ger en karaktäristisk, relativt hög magnetisk susceptibilitet (se avsnitt *Geofysik*). Magnetit är delvis omvandlad till hematit (fig. 33 i avsnitt *Geofysik*). Konglomeratets bildningssätt och ålder eller stratigrafiska position är inte definitivt klarlagda. Mest sannolikt är en kryogen ålder (Kumpulainen & Greiling 2011). Mot toppen av konglomeratsekvensen uppträder tunna sandiga lager, som tolkas som en övergång till den överlagrande arkosen (fig. 4).



Figur 4. Övergång från *Flakaträskkonglomeratet* i botten till arkoslagren mot toppen. Lägg märke till att bollarna mestadels är kantiga. Skogsbilväg nordöst om Stor-Tallträsket (7262268/576770). Foto: Reinhard Greiling.

Öst och sydöst om Flakaträsk dominerar arkoser den pre-tillitiska (se nästa stycke om *Långmarksbergsformationen* och tabell 1) lagerföljden i den undre skollberggrunden, liksom i kartområdena längre söderut (t.ex. Greiling & Zachrisson 1999). Arkoserna tillhör *Risbäcksgruppen* (Kumpulainen 1982) och är relativt grova och delvis konglomeratiska. Mindre lager eller linser av skiffer, finsandsten eller siltsten förekommer underordnat. Arkoserna är övervägande tjockbankade med korsskiktade lager. Innehållet av kalifältspat och hematit ger många av dem en rödaktig färgton, men plagioklaskorn syns som vita prickar (fig. 5, se även fig. 58 i avsnitt *Naturresurser*). Även grå eller mörkare varianter är vanligt förekommande. Ljusare, kvartsitiska led ingår också. I äldre tid användes beteckningen ”sparagmit" för arkoserna i *Risbäcksgruppen* (t.ex. Kulling 1955).

Risbäcksgruppen överlagras av en markant horisont i den senproterozoiska lagerföljden, bestående av förstenad morän som betecknas som tillit och sammanfattas under namnet *Långmarkbergsformationen*. Tilliterna i det här området är brungrå med en grundmassa av siltsten till sandsten och större fragment som är delvis rundade och delvis kantiga. Fragmenten är centimeter- till decimeterstora och omfattar kristallina bergarter från det paleoproterozoiska underlaget och klastiska sedimentbergarter samt gråa, brunvittrande dolomiter (fig. 6). Förekomsten av tillit indikerar att en istid har ägt rum för omkring 600 miljoner år sedan. Se Febbroni (1997) och Kumpulainen & Greiling (2011) för mer information. Tillithorisonten markerar dessutom gränsen mellan *Risbäcksgruppen* och den överlagrande *Gärdsjöformationen* och är blottad på några ställen i Flakaträskområdet.

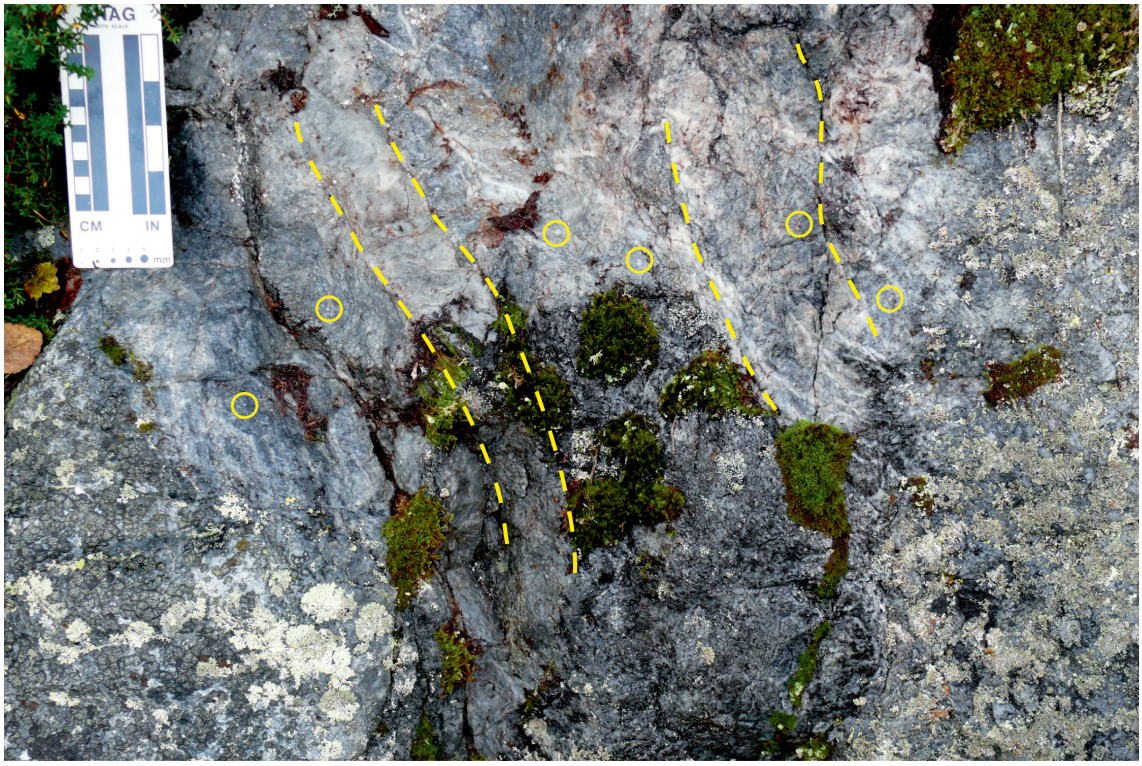
Kvartsit eller kvartsarenit utgör huvuddelen av den post-tillitiska lagerföljden i den undre skollberggrunden och den är huvudbeståndsdel i *Gärdsjöformationen*. Bergarten är lokalt mycket ren med mer än 98 procent kvarts (t.ex. Stålhös 1958) men i regel något fältspatförande. Till skillnad från *Risbäckgruppens* arkoser utgörs dock fältspaten här nästan enbart av plagioklas, som vid vittring ofta ger vita fläckar (fig. 7).

I vissa horisonter, främst i den undre delen av *Gärdsjöformationen*, uppträder grovkorniga och ställvis konglomeratiska kvartsareniter. De primära kornen är mest tydligt bevarade. Särskilt i de grovkorniga lagren består grundmassan delvis av kalcit och de grova kvartskornen kan då vittra ut. Uppåt i sekvensen växellagrar kvartsareniter och kvartsiter med sandkornstorlek med finsandstenar och siltstenar. De senare är finbandade och har en mörkgrå färg (fig. 8). Ställvis är lagringen oregelbunden och det finns övergångar mellan finsandstenar och siltstenar. I terrängen framkommer det tydligt att särskilt de kvartsitiska lagren sticker upp

Figur 5. *Risbäckgruppens* arkos bestående av ljusare grå och mörkare, delvis rödaktiga lager. Fältspatkorn syns som små vita prickar; cirklarna visar exempel. Bilden är ca 40 centimeter bred. Skogsbilväg vid Kvastmyran nordöst om Rönnberget (7260636/585566). Foto: Benno Kathol.

Figur 6. Grova, ofta kantiga bollar i en siltstensmellanmassa karaktäriserar *Långmarkbergsformationens* tilliter. Skogsbilväg vid Kvastmyran nordöst om Rönnberget (7260636/585566). Foto: Benno Kathol.

som hällryggar ur marken, emedan de finkornigare lagren knappast syns i häll. En markant och stratigrafiskt viktig horisont av röda och gröna skiffrar (jämför Zachrisson & Greiling 1993, Greiling m.fl. 1999a) observerades vid nedre Gardsjöbäcken (7252123/569947), några hundra meter ovanför Blå vägen. Den representerar troligen *Gärdsjöformationens* enhet VI enligt Kumpulainen m.fl. (1981) och Thelander (1982), se även Gee m.fl. (1990).



Figur 7. Kvartsitlager i *Gärdsjöformationen*. Lagringen stupar brant åtl höger (några lagringsytor markerade med gula linjer). I mitten syns ett ca 5 cm mäktigt finkornigare skikt mellan grovkornigare kvartsiter. I de grovkorniga kvartsiterna är de primära kornen tydliga, cirklarna visar exempel. De vita kornen består av fältspat. Kullen norr om Pipknösen (7276676/583590). Foto: Reinhard Greiling.

Figur 8. Kvartsitlager med sandkornstorlek med finkorniga mellanlager i *Gärdsjöformationen*. Särskilt nedanför hammaren ses omväxlande ljusgråa sandiga lager och mörkgråa siltstenslager (några lagringsytor är markerade med gula linjer). Vy mot nord. Mot väst (vänster) klipps lagringen av en förkastning (röd ram). Stenbrott vid Kvarnbergets sydsluttning (7251704/570704). Foto: Reinhard Greiling.

Gärdsjöformationens sekvenser överlagras av svart alunskiffer, som är bildad av lersten eller siltsten med en halt av organiska ämnen på upp till 15 procent (Andersson m.fl. 1985) och som utgör *Alunskifferformationen*. Alunskiffern är blottad i några hällar öst och sydöst om Flakaträsk. Där uppvisar den lager av siltsten och glest förekommande orstensbollar. Eftersom alunskiffern innehåller vissa andelar av uran och torium ger den upphov till anomalier på strålningskartor (SGU 1980a, b). På det viset lokaliserades några områden med icke blottad alunskiffer vid Flakaträsk och Abborrberg samt i kartområdets nordöstligaste hörn. *Alunskifferformationen* representerar de högsta och yngsta bergartsleden i den undre skollberggrunden i det aktuella området.

Mellersta skollberggrunden

Som framgår av tabell 1 är den mellersta skollberggrunden uppbyggd av flera olika skollor. Den understa är Stalonskollan, som överlagras av Danabergensskollan i väst. Båda är överlagrade av Ammarnäskomplexet, och alla tre täcks av Slussforsskollan i kartområdets centrala och norra delar.

Stalonskollan

Stalonskollan domineras av neoproterozoiska sedimentbergarter, underordnat förekommer mindre tektoniska skivor av svekokarelska och mesoproterozoiska kristallinbergarter.

Svekokarelska kristallina bergarter med mafisk till felsisk eller granitoid sammansättning bildar skivor eller delskollor med överskjutningskontakter i botten mot mellanlagrade paket med sedimentbergarter. De kristallina bergarterna är således alloktona, överskjutna bergarter, som härstammar från det paleoproterozoiska underlaget. De är därför övervägande så starkt deformerade att primära drag bara finns bevarade undantagsvis. Detta gäller även kontakter bergarterna emellan, med undantag för en mafisk bergart som identifierats som en diabasgång som skär igenom en metabasit. Utifrån observationer från det aktuella och angränsande kartområden, särskilt 23G Dikanäs (Greiling & Zachrisson 1999), är följande ålderssekvens från äldst till yngst trolig: bandade vulkaniter, metabasit, kvartsmonzonit, mafiska gångar och myloniter.

Vid Björkkullarna söder om Slussfors observerades bandade vulkaniter med växlande centimeter-tjocka ljusgröna och mörkgrågröna lager (fig. 9). De ljusa lagren visar en finkornig textur med några större strökorn av ljusvittrande plagioklas. De mörka lagren är täta i häll men i mikroskop syns en jämnkornig textur med mörka mineral som hornblände och biotit. Båda varianterna innehåller rikligt med klorit och epidot, som dokumenterar en retrograd metamorf omvandling i samband med en svag förskiffring. Större deformationsstrukturer är knappast synliga och bandningen är tydligt primär, det vill säga att den har uppstått under vulkaniternas bildning. Geokemiska analyser (J.C. Grimmer, KIT, personligt meddelande) indikerar en andesitisk sammansättning för de mörka banden och en dacitisk för de ljusa. Under tidigare naturstensprojekt (t.ex. Einarsson & Greiling 1997, Febbroni 1997), som bland annat ledde till upprättandet av stenbrotten Korpkullen och Korpdalen söder om det aktuella kartområdet, sammanfattades de här bergarterna under begreppet ”bandade myloniter” med en sekundär, tektoniskt bildad bandning (se avsnitt *Naturresurser*). Den aktuella karteringen visade däremot att bandningen vid Björkkullarna är primär lagring och inte en struktur som uppstått under deformationen och mylonitiseringen.

Vid Umeälvens södra strand, nedanför Sparmanselet, finns stora hällar med en folierad mörk metabasit, som för det mesta består av mörkgrå–gröna mafiska mineral, mest klorit och mindre hornblände och epidot. Ljusa band med plagioklas markerar foliationsytor. Beroende på

Figur 9. Finkorniga vulkaniter av växlande ljusgröna band med ljust vittrande fältspat och mörkgröna band med övervägande mafiska mineral. Stalonskollan. Skogsbilväg mot Björkkullarnas östsluttning (7250743/559900). Foto: Reinhard Greiling.

avståndet till foliationsytorna eller deformationens intensitet varierar kornstorleken i bergarten avsevärt från sub-millimeter till några millimeter. En mindre kropp av metabasit observerades på Umeälvens nordöstsida (fig. 10, Febbroni 1997), men bedömdes som för liten för att kunna visas på kartan. Även pegmatitliknande partier med plagioklas och mafiska mineral i några centimeters kornstorlek observerades (Bobbink 2006).

Öster om Slussfors och norr om Blå vägen observerades en kvarts-fältspatrik, starkt förskiffrad kristallin bergart med felsisk sammansättning (Febbroni 1997). I den förekommer linser bestående av plagioklas som är fragment av större porfyroklaster och underordnat ortoklas och kvarts. En omgivande foliation definieras av orienterade muskovit- och kloritflak. Epidot och titanit är accesoriska mineral. Geokemiska analyser tyder på att bergarten har en sammansättning motsvarande kvartsmonzonit (Grimmer m.fl. 2016). En zirkondatering med U–Pb-metoden visade en paleoproterozoisk ålder (1 797 ± 5 miljoner år) för denna djupbergart (Greiling m.fl. 2002, Grimmer m.fl. 2016).

Vid Umeälvens södra strand, mittemot Slussfors, förekommer en basisk gång med ofitisk textur som skär igenom den ovan beskrivna, folierade metagabbron. Även gången är folierad och delvis mylonitiserad och foliationens orientering i sidoberget är parallellt med den i gången. På grund av texturen och den basaltiska sammansättningen tolkas gången bestå av diabas och tillhöra *Central Scandinavian Dolerite Group* (CSDG; Bobbink 2006, Greiling m.fl. 2007).

Öster och söder om Slussfors är de kristallina bergarterna från det paleoproterozoiska underlaget mera deformerade, förskiffringen övergår till en mylonitisk struktur och bergarten betecknas som mylonit eller mylonitisk gnejs. De mylonitiserade partierna är tillräckligt stora för att visas som enskilda enheter på kartan. Mylonit är en hård, tät bandad bergart, som bildats genom nedkrossning och rekristallisation i utpräglade rörelsezoner. Inom kartområdet är myloniterna bandade i millimeter- till decimeter-skala med växlande ljus- och mörkgröna band (fig. 11).

Myloniterna inom Stalonskollan tros ha uppkommit ur basiska–intermediära bergarter från det kristallina proterozoiska underlaget (Greiling 1985; Greiling & Zachrisson 1999). Se även avsnitt *Naturresurser*. Vid dateringen av de granitiska bergarterna visade zirkoner i några prover överprägling av svekonorvegisk ålder (Greiling m.fl. 2002), som kan tolkas som tiden för mylonitiseringen.

Figur 10. Metabasit i Stalonskollan med några millimeterstora fältspatkorn (vit) omgiven av mörka mineral som hornblände och klorit. Bergarten visar vita band av fältspatmobilisat parallellt med en intensiv foliation och mindre veck. Skogsbilväg från Blå vägen mot söder till sjön Storuman, sydväst om Smörgåstoppen (7255085/561440). Foto: Stefano Febbroni.

Figur 11. Kompakta, bandade myloniter med grov bankning i Stalonskollan. Umeälvens norra strand, Sparmanselets nordöstsida, söder om Slussfors. (7256112/557836). Foto: Reinhard Greiling.

Neoproterozoiska sedimentbergarter domineras av en något omvandlad och deformerad arkos som är en fältspatrik sandsten. Omvandlingen, särskilt deformationen, är ställvis så svag att många primära drag är väl bevarade (fig. 12).

I regel är dock arkoserna förskiffrade så att de primära kornen och den primära lagringen är svåra att identifiera. Sådana meta-arkoser ger ett ganska homogent intryck med antingen tjocka bankar eller något otydlig bankning (fig. 13). Ljusa, mera kvartsitiska led och konglomeratiska inlagringar är sällsynta i det aktuella kartområdet, jämfört med områden längre söderut.

I kartområdets sydöstra del, mellan Tjålmbrånan och Skintknösen, samt öster om Slussfors, mellan Gardsjöliden och Stenvikberget, finns även partier med tunna lager av slamsten och siltsten omväxlande med tunna lager av arkos med sandstorlek. Partierna är delvis välbevarade, så att även millimetertjocka sedimentära lager är nästan odeformerade (fig. 14). Se även Bartusch (2006) för några detaljerade beskrivningar från området mellan Ankarsund och Harrikviken.

På andra ställen, som till exempel vid skogsbilvägar nordväst och öst om Höjden, höjd 657 och Skintknösen är denna växellagring av slamsten, silsten och arkos starkt förskiffrad med glänsande förskiffringsytor (fig. 15). Ställvis, exempelvis öster om Höjden och vid höjd 657, finns

Figur 12. Särskilt välbevarat parti av Stalonskollans arkos, där den primära lagringen och primära korn syns tydligt. De vita kornen består av fältspat, de gråa av kvarts. Skogsbilväg öster om Höjden, norr om höjd 657 (7269885/585887). Foto: Reinhard Greiling.

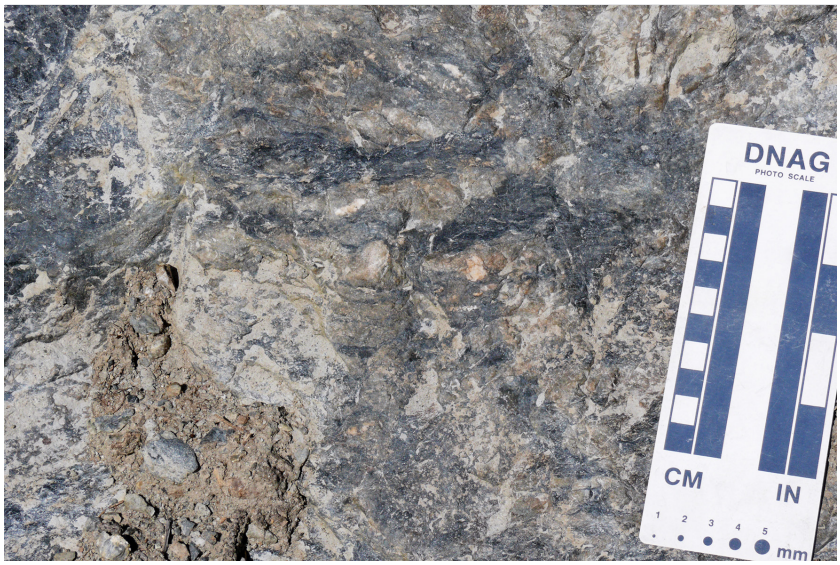
Figur 13. Ljusgrå meta-arkos med otydliga mörka band, som troligen antyder den primära lagringen. Den här bergarten representerar merparten av Stalonskollans meta-arkoser. Skogsbilväg mot Rakkosjön, sydväst om Långtjärnen (7278623/583109). Foto: Reinhard Greiling. Figuren visar ett urklipp ur figur 3c i Greiling m.fl. (2018).

upp till centimetertjocka kalkkonkretioner som är tillplattade parallellt med förskiffringsytorna. Skillnaden till makroskopiskt liknande sedimentbergarter i den underliggande undre skollberggrunden, med främst illit som lermineral, blir tydlig först under mikroskop där det syns att lermineralen i Stalonskollan har omkristalliserat till finkornig muskovit. I motsats till den undre skollberggrunden förekommer i regel inte klorit, eller påträffas endast sällsynt i yngre rörelsezoner.

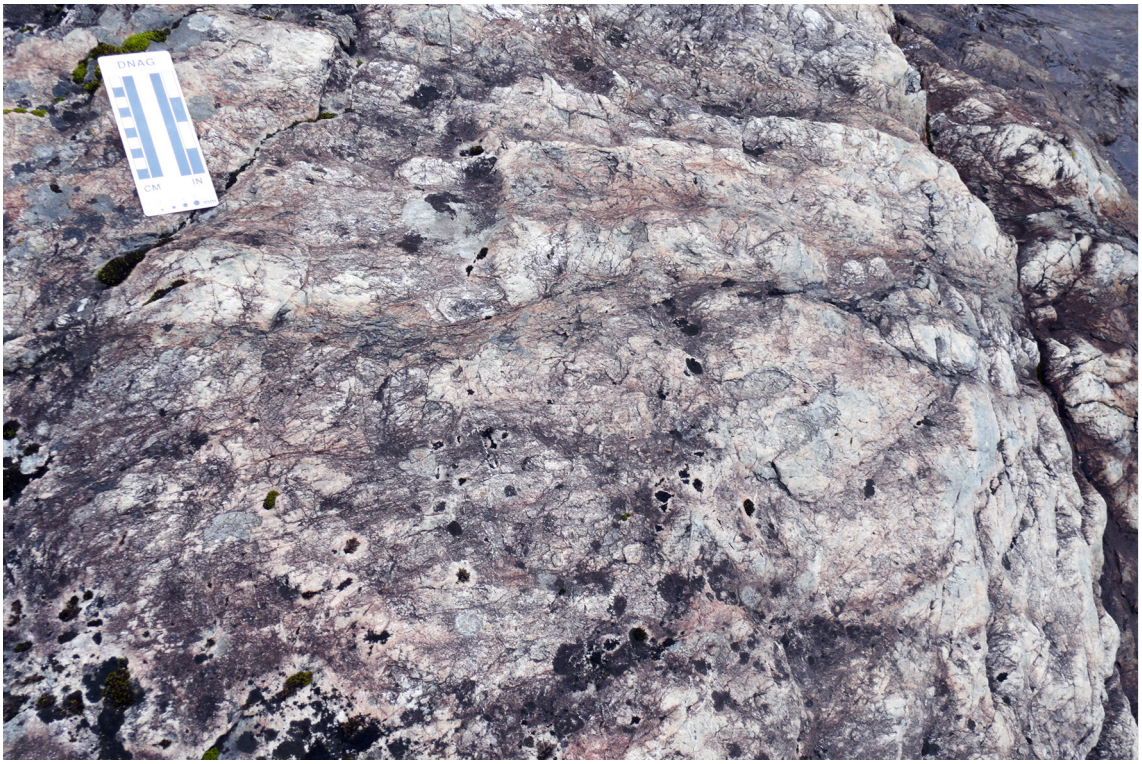
Finkorniga, mer deformerade arkoser, där primära korn och lager inte längre går att tydligt urskilja i fält (fig. 16) tolkades tidigare som bandade, finkorniga vulkaniter eller eurit av till exempel Törnebohm (1869; se även avsnitt *Kartering*).

På grund av metamorfosen har de från början troligen rödaktiga arkoserna antagit en grågrönaktig färgton. Litologiskt liknar de arkoserna i *Risbäcksgruppen* i den undre skollberggrunden. I äldre tid använde man beteckningen *sparagmit* även för dessa neoproterozoiska bergarter i Stalonskollan (t.ex. Kulling 1955) utan att alltid särskilja deras förekomst i de olika skollenheterna. I motsats till den överlagrande Danabergensskollan observerades inga granatporfyroblaster i Stalonskollans neoproterozoiska sedimentbergarter (se även Greiling m.fl. 2018).

Figur 14. Finbandad siltsten (mörkgrå) och finkornig arkos (ljusgrå) i Stalonskollan. Tjålmbrånans nordöstsluttning (7274337/586707). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 15. Slamsten (mörkgrå) och finkornig arkos (ljusgrå) som är starkt förskiffrade. Foliationsytorna med glimmermineral är mörkgrå och glänsande. Stalonskollan. Skogsbilväg på Juktåns nordöstsida, söder om Skintknösen (7266171/586478). Foto: Reinhard Greiling.



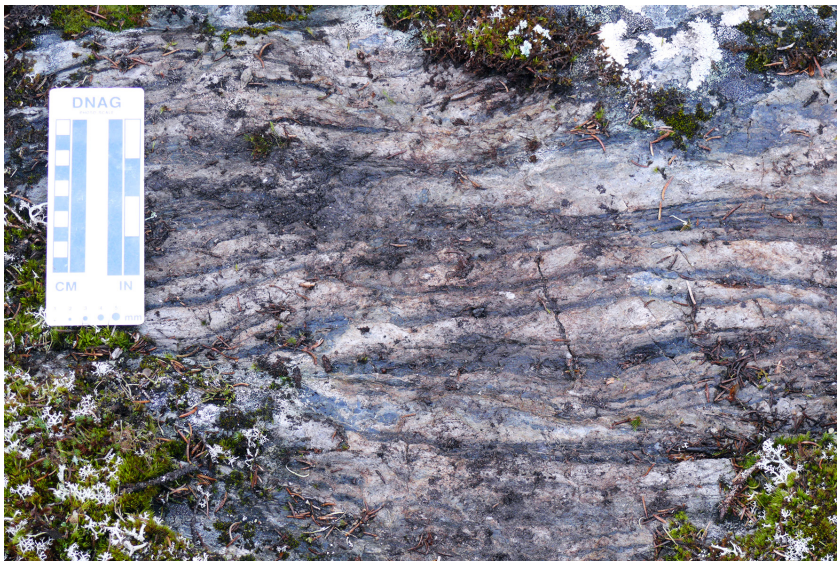
Figur 16. Omväxlande sandiga och mer finkorniga lager i Stalonskollans arkoser. Bandningen, som motsvarar lagringen, är otydlig till följd av stark deformation. Kvarts är omkristalliserad och uppvisar ett glasaktigt utseende. Törnebohm besökte hällen i juli 1869 och kallade bergarten för *eurit* (Törnebohm 1869). Observera att de svartvita prickarna är orsakade av lavar. Hälludden vid Fjosokens nordöstra strand (7270005/583650). Foto: Reinhard Greiling.

Danabergensskollan

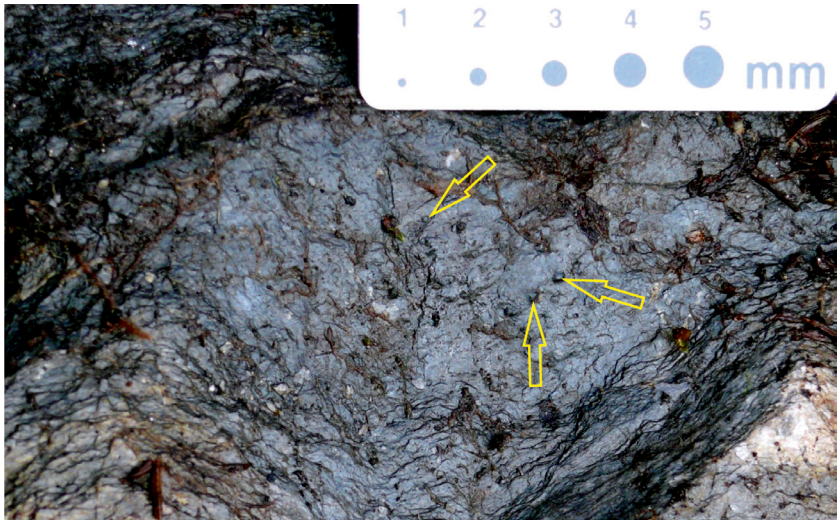
En första notis om sedimentbergarter med små granater vid Gardsjönäs finns i Kumpulainen (1992). Vid Renbergets östsluttning observerades granatförande sedimentbergarter under karteringen av kartområdet 24H Sorsele NV (Eliasson m.fl. 2003a) och bergarterna tolkades som en bit av Seveskollan. De nya karteringsresultaten i det aktuella kartområdet visade att de två lokalerna vid Gardsjönäs och Renberget ligger vid de sydvästra respektive nordöstra ändarna av en sammanhängande bergartsenhet, som är olik Seveskollans bergarter (se avsnitt *Seveskollkomplexet, undre Seveskollan*). Strukturellt sett sträcker sig enheten mellan den underliggande Stalonskollan och det överlagrande Ammarnäskomplexet och Slussforsskollan. Enheten är således skild från Seveskollan och definierades som en egen skollenhet, Danabergensskollan (Greiling m.fl. 2018; 2019a).

Danabergensskollan utgörs av en metasedimentär sekvens av arkoser med granatförande pelitiska eller fyllitiska inlagringar. Dessa meta-arkoser har en ljusgrå till gulaktig förvittringsfärg, den färska ytan är grå och glasig. Ställvis uppträder växellagringar av mörkgrå slamsten och siltsten med ljusgrå finsandsten (fig. 17). Förutom en fin bandning observerade Kumpulainen (1992) vid Joikaknösarna även möjliga turbidit-strukturer.

Sekvensen är mestadels föga deformerad, men de finkorniga lagren visar en tydlig foliation som är orienterad parallellt med lagringen. Deformationen ledde även till en svag boudinering av de mer kompetenta, sandiga lagren. Nästan i varje häll hittas små granatporfyroblaster i slamstenarna (fig. 18). Uppträdandet av granat är karaktäristiskt för de pelitiska bergarterna i Danabergensskollan, till skillnad från motsvarande partier i Stalonskollan (t.ex. figur 14).



Figur 17. Växellagring av mörkgrå slamsten och siltsten med ljusgrå finsandsten i Danabergensskollan. De sandiga lagren är svagt boudinerade. Angasjöbergets sydsluttning (7261784/568592). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 18. Detalj av grå slamsten. Vy på en förskiffringsyta med små granatporfyroblaster (några markerade med pilar) som är karaktäristiska för Danabergensskollan. Angasjöbergets sydsluttning (7261784/568592). Foto: Reinhard Greiling.

Ammarnäskomplexet

Ammarnäskomplexet beskrevs först i området kring Ammarnäs (Kulling 1955) i kartområdet 25G Ammarnäs, men sträcker sig även längre söderut in i det aktuella kartområdet, där det har sin sydöstgräns.

Svekokarelska kristallina bergarter bildar en skiva med en överskjutningskontakt mot sedimentbergarter i de underlagrande Stalon- och Danabergensskollorna. De kristallina bergarterna är alloktona bergarter som härstammar från urbergsunderlaget. De har en sammansättning av monzonit–granodiorit och består av grova plagioklas- och ortoklaskorn, med mindre andelar av kvarts, biotit och klorit (fig. 19). Eftersom dessa bergarter uppträder i basen av Ammarnäskomplexet är de starkt folierade och delvis mylonitiska (se fig. 41 i avsnitt *Skollgränser*). Zirkondateringar med U–Pb-metoden visade att jämförbara kristallina bergarter inom kartområdet 25G Ammarnäs har en paleoproterozoisk ålder (1 787 ± 6 Ma och 1 799 ± 10 Ma; Grimmer m.fl. 2016).

Figur 19. Kvarts-fältspat-gnejs av monzonitisk–granodioritisk sammansättning med några millimeterstora, ljusa plagioklaskorn. Foliationen är nästan horisontell. Foliationsytorna bildas av biotit och muskovit. Ammarnäskomplexet. Söder om Ytter Rödingträsket (7290738/584598). Foto: Reinhard Greiling.

Neoproterozoiska sedimentbergarter består till övervägande delen av gråvackor med decimeter- till metertjocka lager bestående av kvarts, fältspat, glimmermineral och bergartsfragment. Underordnat uppträder centimetertjocka lager av ler- och siltsten. Ställvis är lagertjocklekarna ganska jämna över den blottade sekvensen, på andra ställen varierar de avsevärt. I allmänhet syns primära, klastiska kvarts-och fältspatkorn, vilka är 1–2 millimeter i diameter. Förekomsten av granatporfyroblaster i liknande storlek är karaktäristisk för gråvackorna. För mer detaljerad information om gråvackorna i Ammarnäskomplexet, se beskrivningen för det angränsande kartområdet 25G Ammarnäs (Greiling & Kathol 2021e).

Slussforsskollan

I det i söder angränsande kartområdet 23G Dikanäs grupperades alla glimmerskifferenheter som ligger strukturellt över Stalonskollan som undre Seveskollan (t.ex. Greiling & Zachrisson 1999, Greiling m.fl. 1999b). Men redan Trouw (1973) skiljde de lägsta glimmerskiffrarna som särskilda enheter (Dikanäs schists, Grytsjö schists) från de överlagrande. Karteringen i det aktuella området visade att stora områden av glimmerskiffer inte innehöll nämnvärda andelar av andra karaktäristiska Seveskollbergarter, såsom ultramafit, amfibolit med mera (se avsnitt *Seveskollkomplexet, undre Seveskollan*). Därför särskildes en egen enhet, Slussforsskollan, från den tidigare undre Seveskollan (Greiling m. fl. 2018; 2019b). Slussforsskollan visar en tydlig skjuvzon som gräns till den överliggande enhet som nu betecknas som den undre Seveskollan (jämför Lannerbro 1954; Quensel 1960; Rehm 2014; se också avsnitt *Strukturgeologi* i denna rapport).

Slussforsskollan domineras av glimmerskiffer med en mindre andel av gnejs. Glimmerskiffrarna består framför allt av muskovit och kvarts, med varierande halter av biotit och granat. Karbonatmineral och hornblände förekommer bara underordnat. Vanligen förekommande är kvartsrika varianter, som ställvis liknar Offerdalsskiffern (fig. 20). Se Bobbink (2006) för en noggrann beskrivning.

Det finns även glimmerskiffrar med mindre kvarts och övervägande muskovit, men även biotit, som visar en mer intensiv foliation. Igenom förvittring får de glimmerrika partierna en mörkgrå eller mörkbrun färg (fig. 21). Fältspatförande varianter karaktäriseras genom ljusare förvittringsfärger. Även dessa varianter är intensivt folierade med ådror av kvarts och fältspat orienterade parallellt med foliationsytorna. Ådrorna är på många ställen boudinerade och veckade.

Figur 20. Glimmerskiffer i Slussforsskollan med omväxlande ljusgråa kvartsrika eller kvartsitiska lager och tunnare, mörkgråa muskovitrika sådana. Ljusa kvartsmobilisat finns både parallellt med förskiffringsytorna (ovan) och i större fragment (mitten). Vid gamla bilvägen i östra delen av Slussfors (7256973/559046). Foto: Reinhard Greiling.

Figur 21. Glimmerskiffer och glimmerrik gnejs i Slussforsskollan med kvarts- och fältspatådror, orienterade parallellt med en intensiv foliation. Foliationen är delvis veckad, ådrorna är boudinerade. Skogsbilväg söder om Stenträsket (7253014/551125). Foto: Reinhard Greiling.

På vissa ställen finns även fältspatrika varianter som innehåller upp till 1 centimeter stora fältspatkorn och som anses vara deformerade granitiska gnejser. En gnejs bestående övervägande av kvarts och fältspat påträffades i några tiotals meter tjocka linser strax ovanför Slussforsskollans basala överskjutning på Lars-Ersblaikens topp. Förekomsten av några upp till centimeterstora fältspatporfyroklaster tyder på att bergarten var primärt grovkornig och därför en djupbergart. Förutom fältspat och kvarts förekommer muskovit, biotit och underordnat hornblände (fig. 22). Kvarts finns även som större mobilisat eller ådror. Det finns ingen information om gnejsernas ålder, och därför kan det inte avgöras om de härstammar från det paleoproterozoiska urberget eller om deras protoliter bildades av en yngre magmatism. Men eftersom gnejsen vid Lars-Ersblaiken bildar den basala delen av Slussforsskollan, är den förmodligen äldre än de överliggande bergarterna i skollan och representerar troligen en bit av det kristallina underlaget till glimmerskiffrarna, i enlighet med situationen i de underliggande skollenheterna. En gnejs i liknande position i basen av Slussforsskollan beskrevs av Bobbink (2006) från området mellan Sparmanselet i Umeälven och Fräkentjärnen.

Figur 22. Gnejs i Slussforsskollan med några millimeterstora plagioklaskorn, biotit, klorit och några få nålar av hornblände samt kvartsmobilisat (under skalan). Förskiffringen är delvis ganska intensiv och oregelbunden, troligen på grund av närheten till Slussforsskollans basala överskjutning. Lars-Ersblaikens topp (7272765/572663). Foto: Reinhard Greiling.

Seveskollkomplexet, undre Seveskollan

Den undre Seveskollan dominerar Seveskollkomplexet i kartområdet. I öster överlagrar den Slussforsskollan och västerut i kartområdets västligaste delar täcks den av den mellersta Seveskollan samt den undre Köliskollan längst i nordväst. Den undre Seveskollan byggs upp i huvudsak av kristallina bergarter och neoproterozoiska metasedimentära bergarter.

Kristallina bergarter

De kristallina bergarterna i den undre Seveskollan omfattar ultramafiska djupbergarter, amfiboliter och kvarts-fältspatgnejser. De ultramafiska bergarterna anses som fragment av jordmanteln och kvarts-fältspatgnejserna som fragment av en möjligen prekaledonisk jordskorpa. Däremot är amfiboliterna och diabaserna lika gamla eller yngre än de neoproterozoiska metasedimentära bergarterna. Undre Seveskollans kristallina bergarter avhandlas nedan i denna antagna åldersföljd.

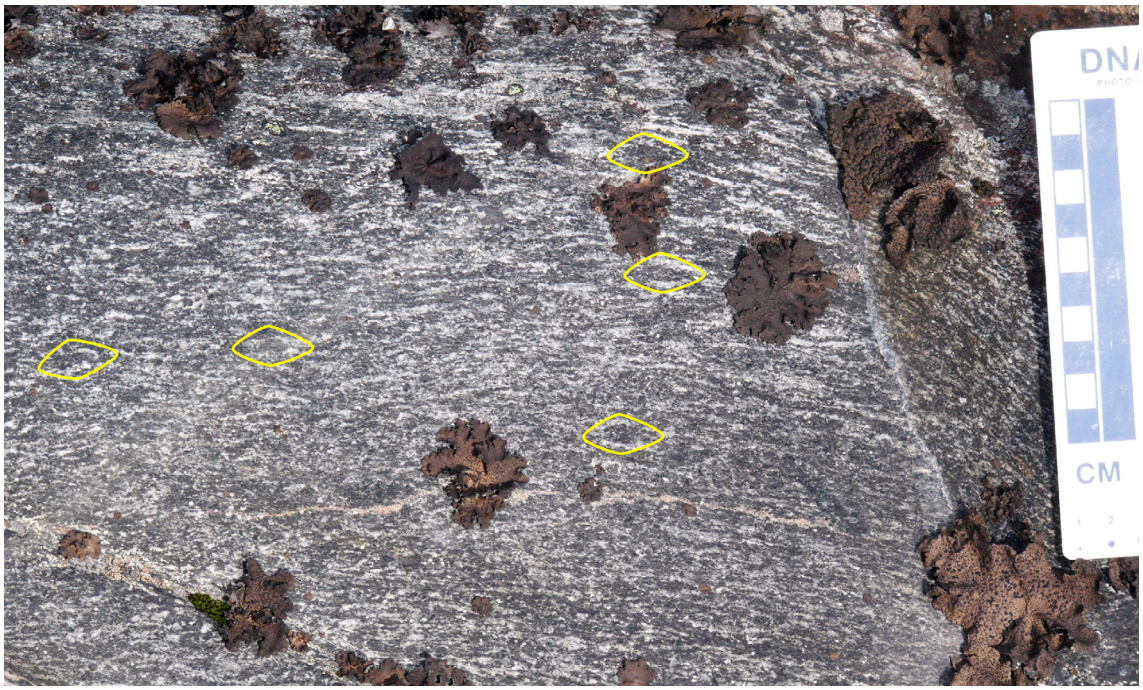
Ultramafiska bergarter uppträder vanligtvis som runda eller linsformade kroppar i Seveenheterna. I motsats till angränsande kartområden är deras utbredning och storlek nästan obefintliga i kartområdet 24G Umnäs. Enbart längst i söder på Silverberget finns mindre förekomster som varierar i storlek mellan några tiotals och några hundratals meter. Där finns det även en mindre talkförekomst (se avsnitt *Naturresurser*), som troligen bildats ur ultramafiska bergarter. Större ultramafiska kroppar finns däremot sydväst om det aktuella kartområdet i områdena 23F Fatmomakke NO och SO (Zachrisson & Greiling 1993).

Kvarts-fältspatgnejser påträffades bara i mindre områden i kartområdets nordvästra del, men bedömdes vara för små för att kunna visas på kartan. De uppvisar en intensiv förskiffring och genom fältspatförvittring är gnejserna nästan vita. Några större fältspatporfyroklaster bildar upp till centimeterstora linser eller ”ögon”. Deras kornstorlek tyder på att bergarten var primärt grovkornig och därför en djupbergart. Förutom fältspat och kvarts förekommer muskovit och biotit (fig. 23).

Någon åldersbestämning av gnejserna har ännu inte gjorts och det kan därför inte avgöras om gnejserna härstammar från det paleoproterozoiska urbergsunderlaget, likt ortognejserna i södra Västerbottensfjällens undre Seveskolla (Zachrisson m.fl. 1996), eller om deras protoliter bildades av yngre magmatism.

Amfiboliter är väsentliga bergartskomponenter inom den undre Seveskollan. De bygger upp höjderna mellan Matsdal och Forsmark, norr om Silverberget och upp till Vállietjåhkka i

Figur 23. Kvarts-fältspatgnejs i den undre Seveskollan med upp till centimeterstora fältspatkorn som är utdragna parallellt med foliationen. De mörka linserna består av biotitrik glimmerskiffer. Stigen norr om Vatjosjön (7295140/538873). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 24. Grovkornig amfibolit i den undre Seveskollan. De mörkgröna fläckarna representerar aggregat av hornblände (några exempel inramade), som förmodligen återspeglar de primära pyroxenkornens form och storlek. Den vita mellanmassan bildas av plagioklas. Alla dessa mineral visar en orientering parallellt med en foliation. Observera svartbruna lavar som växer på hällytan. Umeälvens södra sida, uppströms Umnässjön, ca 260 meter nedanför vägbron (7261992/542875). Foto: Reinhard Greiling.

norr. Sannolikt representerar amfiboliterna basiska intrusioner och/eller vulkaniter. Ursprungligt förekommande pyroxen har under metamorfosen ersatts av hornblände (amfibol), vilken i kombination med stark deformation gett bergarterna deras bandade, typiskt mörkgröna utseende (fig. 24). Förmodligen återspeglar texturen med större hornbländeaggregat kornstorleken av de primära pyroxenkornen. Även andra mineral är omkristalliserade eller nybildade såsom plagioklas, epidot och granat.

Neoproterozoiska sedimentbergarter

Sedimentbergarterna i den undre Seveskollan är alla metamorfa och föreligger idag som glimmerskiffer, marmor och kvartsit som ställvis växellagrar med varandra. Ålderssammansättning av detritiska zirkoner tyder på att sedimenten avsattes under sen neoproterozoisk tid (kryogenium eller yngre; Williams & Claesson 1987).

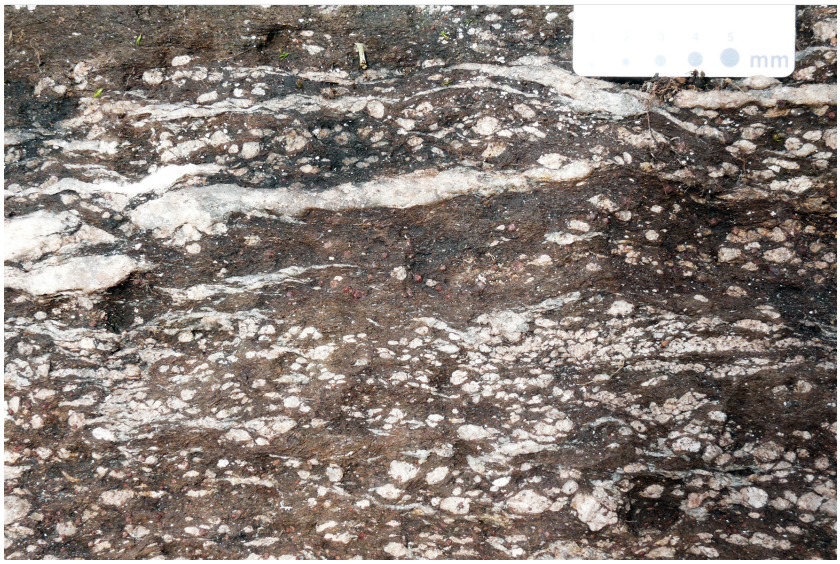
Glimmerskiffer utgör huvuddelen av den undre Seveskollan. Utgångsmaterialet har mestadels utgjorts av sandiga och lerhaltiga sediment, vilket lett till att den nuvarande mineralogiska sammansättningen domineras av muskovit, kvarts, någon fältspat, biotit och granat. Underordnat förekommer kvarts-fältspatrikare partier som betecknas som gnejs. Beroende på lagringsstrukturen i ursprungsmaterialet uppvisar glimmerskiffern en bandning bestående av mjukare, lättare vittrande glimmerrika lager och hårdare, kvartsrika lager. Lokalt finns det övergångar till kvartsit eller marmor. Ställvis uppträder porfyroblaster av granat och delvis också av hornblände. De större porfyroblasterna är över 1 centimeter stora och mer vanligt förekommande i övergångszoner från glimmerskiffer till marmor eller vid gränsen till amfibolit (fig. 25, se även fig. 38 i avsnitt *Metamorfos*).

Marmor och underordnade kalksilikatbergarter är en typisk beståndsdel i den undre Seveskollan, men i det aktuella kartområdet utgör de karbonatrika bergarterna en mycket underordnad komponent. De är i allmänhet kalcitförande. Mindre marmorlinser finns vid skogsbilvägar till Getarhobben nordöst om Nordanås och norr om Sandås. En oren, karbonatförande glimmerskiffer-gnejs finns i kartområdets nordvästra del (fig. 26). Där finns även övergångar till en fältspatrik gnejs som nästan uteslutande består av fältspatkorn liknande dem som syns i figur 23.

Kvartsit uppträder som mindre lager eller linser som karaktäriserar den undre Seveskollans bas (fig. 27). Kvartsiterna visar spår av en ganska kraftig deformation med intensiv förskiffring och tydliga linjära strukturer, som uppstod i samband med den undre Seveskollans överskjutning (Lannerbro 1954, Rehm 2014).

Dessutom innehåller de ”basala” kvartsiterna tunna amfibolitband (fig. 28). Kvartsiterna med amfibolitbanden kan följas från kartområdets södra kant till Överst-Juktan i norr. De basala kvartsiterna fortsätter både söderut (Greiling & Zachrisson 1999b; Lannerbro 1954; Mantel & Rodriguez 2010) och norrut (Rodriguez 2011, Greiling & Kathol 2021e) längs den östra kanten av den undre Seveskollan. Mindre linser av kvartsit observerades även vid Stångfjället högre upp i den undre Seveskollan.

Figur 25. Glimmerskiffer i den undre Seveskollan med övervägande muskovit i växel med amfibolitiska lager. I övre vänstra hörnet syns fältspatådror (ljus, med gulaktig förvittringsfärg) med en rand av hornblände-porfyroblaster. På högra sidan begränsas glimmerskiffern av finkornig, tät amfibolit (ovanför hammaren, röd förvittringsfärg). Umeälvens södra sida, uppströms Umnässjön, ca 230 meter nedanför vägbron (7261978/542842). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 26. Karbonatrik glimmerskiffer med mörkbrun förvittringsfärg. Fältspat förekommer som 1–10 millimeter stora korn som är utdragna parallellt med förskiffringen. I glimmerskiffern syns även upp till 3 millimeter stora, mörkröda granatkristaller. Undre Seveskollan. Stigen norr om Vatjosjön (7295140/538873). Foto: Reinhard Greiling.

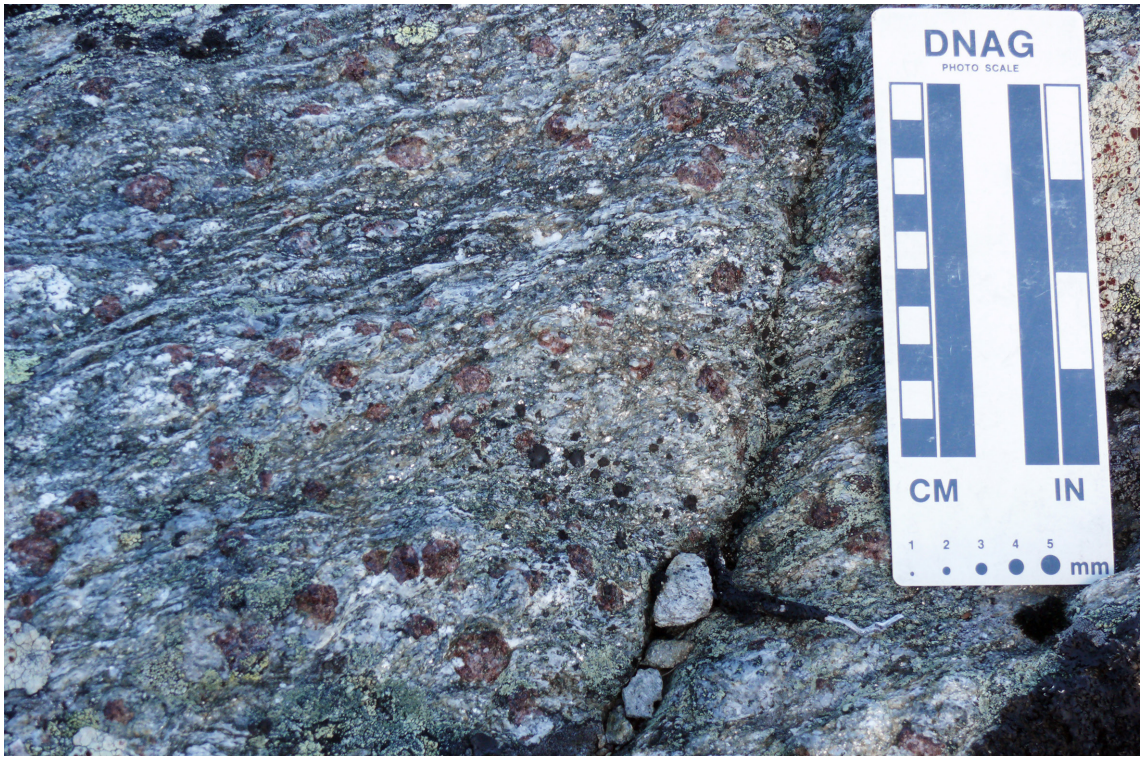
Figur 27. Kvartsit i den undre Seveskollan med glimmerrika mellanlager, starkt förskiffrad och något veckad. Silverbergets sydvästsluttning (7248145/550270). Foto: Jennifer Rodriguez.

Figur 28. Ljusgrå kvartsit med band av mörk gröngrå amfibolit i den undre Seveskollan. Bergarten visar en intensiv foliation som reflekterar närheten till den underliggande basala Seveöverskjutningen. Vid foten av Korpbergets östsluttning mot Viktoriakyrkan (7286572/557234). Läget i terrängen visas i figur 61 i avsnitt *Morfologi och förvittring*. Foto: Reinhard Greiling. Figuren visar ett urklipp ur figur 3i i Greiling m.fl. (2018).

Mellersta och övre Seveskollorna

Den mellersta Seveskollan i de södra och centrala Västerbottensfjällen karaktäriseras av sillimanit- och kyanitförande paragnejs, den så kallade *Marsfjällsgnejsen*, som övergår uppåt till migmatitiska gnejser (Trouw 1973). I det aktuella området karterades Marsfjällsgnejsen framför allt på Ájnánjuönnie. På grund av närheten till den mellersta Seveskollans basala överskjutning är bergarten intensivt folierad. Paragnejsen består av fältspat, kvarts, muskovit, biotit och mindre korn av kyanit och sillimanit och uppvisar rikligt med granatporfyroblaster, som är upp till några centimeter stora (fig. 29). I mikroskop visar både kyanit och sillimanit ränder, där de delvis omvandlades retrograd till muskovit.

Norr om Gardiken har Marsfjällsgnejsen inte observerats i den mellersta Seveskollan, utan där uppträder migmatitisk gnejs med omväxlande mörkgråa och ljusa band (fig. 30). De mörkgråa banden består av biotit med en mindre andel av fältspat, granat och muskovit. Underordnat förkommer kyanit och sillimanit, som även här delvis omvandlats retrograd till muskovit. De ljusa banden bildas av kvarts och fältspat med bara några få glimmermineral. Förutom den regelbundna bandningen finns även tjockare band med grova korn av kvarts, fältspat och muskovit. Bandningen är delvis veckad med olika veckfaser som bildar interferensmönster (fig. 30). Ovanför den här fotolokalen, vid Blå vägen, provtog Williams & Claesson (1987) de migmatitiska gnejserna och daterade zirkoner med U–Pb-metoden. De detritiska zirkon-

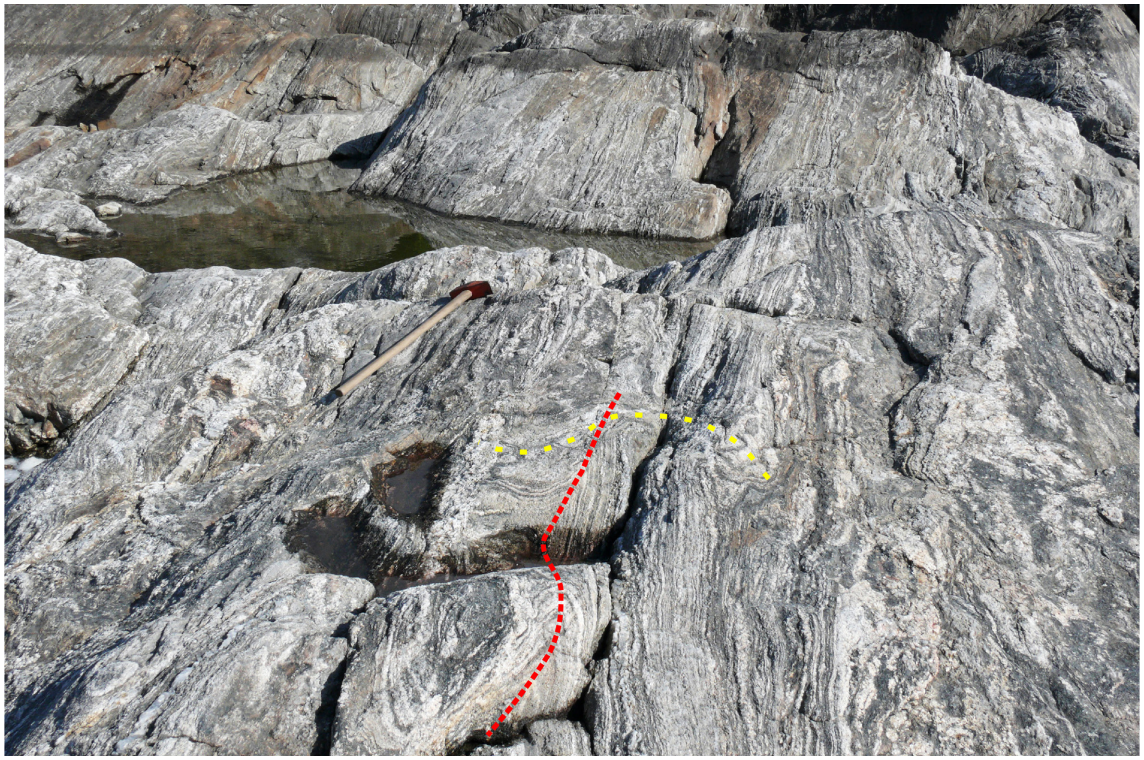


Figur 29. Paragnejs med upp till några centimeter stora granatporfyroblaster. Den består i övrigt av fältspat, kvarts, muskovit, biotit och mindre korn av kyanit. En intensiv foliation svänger runt granatporfyroblasterna. Marsfjällsgnejs, mellersta Seveskollan. Ájnánjuönnies västsluttning (7287515/546374). Foto: Reinhard Greiling.

populationerna gav mest mesoproterozoiska åldrar, med omkring 1 000 miljoner år som yngst. Det betyder att sedimentationen måste ha skett efter den tiden. De kaledoniska metamorfa zirkonkomponenterna visade åldrar av 453 ± 19 miljoner år. Enligt Williams & Claesson (1987) fanns inte kyanit i deras bergartsprov. Det kan därför förmodas, att de bearbetade och daterade övervägande de ljusa partierna, och att mineralen i de mörkgråa banden kan vara något äldre (jämför Trouw 1973, Grimmer m.fl. 2015).

Nedåt, mot den mellersta Seveskollans basala överskjutning, tilltar förskiffringen i den migmatitiska gnejsen, och i samband med intensivare deformation är även den retrograda omvandlingen mera intensiv.

Gnejserna, som bygger upp den mellersta Seveskollan, överlagras av en skollenhet bestående av övervägande glimmerskiffer, *Svartsjöbäckenglimmerskiffern* (Trouw 1973). Den representerar den övre Seveskollan i västra grannområdet 24F Tärna (Stephens 2001b). Därifrån sträcker sig bara en mindre förekomst in till den nordvästra delen av det aktuella kartområdet, väst och nordväst om Giemtsjön. Bergarten där är en glimmerskiffer med muskovit, kvarts, någon fältspat, biotit och granat. Svartsjöbäckenglimmerskiffern fortsätter inte norrut och kilar uppenbarligen ut norr om Giemtsjön. Även den mellersta Seveskollans gnejser kilar ut mot norr. I Stångfjället överlagrar därför den undre Köliskollan successivt mellersta och undre Seveskollorna (se fig. 52 i avsnitt *Regionala strukturer*).



Figur 30. Migmatitisk gnejs i den mellersta Seveskollan med omväxlande mörkgrå och ljusgrå band. De mörkgrå banden består av biotit med mindre fältspat, granat och underordnat kyanit och sillimanit, de ljusgrå banden av fältspat och kvarts. Bandningen visar olika veck (exempel markerade med olika färger) som bildar interferensmönster. Gardikens norra strand, ca 3 kilometer väster om Forsmark (7262880/537690). Foto: Reinhard Greiling.

Undre Köliskollan

Köliskollkomplexets undre Köliskolla utgör den tektonostratigrafiskt högsta enheten i kartområdet och täcker kartområdets nordvästligaste del.

Den undre Köliskollan består av **kambriska till siluriska bergarter** som fördelas på flera formationer inom skollenheten. Den understa och stratigrafiskt äldsta är *Seimaformationen* med främst kvartsiter och areniter, men även kalkstenar och metavulkaniter. *Seimaformationen* är den enda formationen i den undre Köliskollan som förekommer i det aktuella kartområdet. Den är där uppbyggd endast av metasedimentära bergarter såsom fyllit och metagråvacka, underordnat uppträder linser av kalksten. För en mera utförlig beskrivning av hela Köliskollan se Stephens m.fl. (1985), Stephens (2001a, 2020) och Greiling & Kathol (2021e).

Sedimentära strukturer i särskilt de mer orena (fältspatrika) metagråvackorna i Köliskollkomplexet indikerar avsättning som turbiditer, det vill säga från suspensionsströmmar på havsbottnen. Metagråvacka är en omvandlad sandsten med kvarts, fältspat, huvudsakligen plagioklas och glimmer (ursprungligen >15 % lera) som dominerande mineral och inlagringar av tunnare, glimmerrikare lager (fig. 31). Konglomerat med bollar av varierande typer av sedimentära och magmatiska bergarter förekommer tillsammans med de sandiga och fyllitiska leden i Köliskollkomplexet.

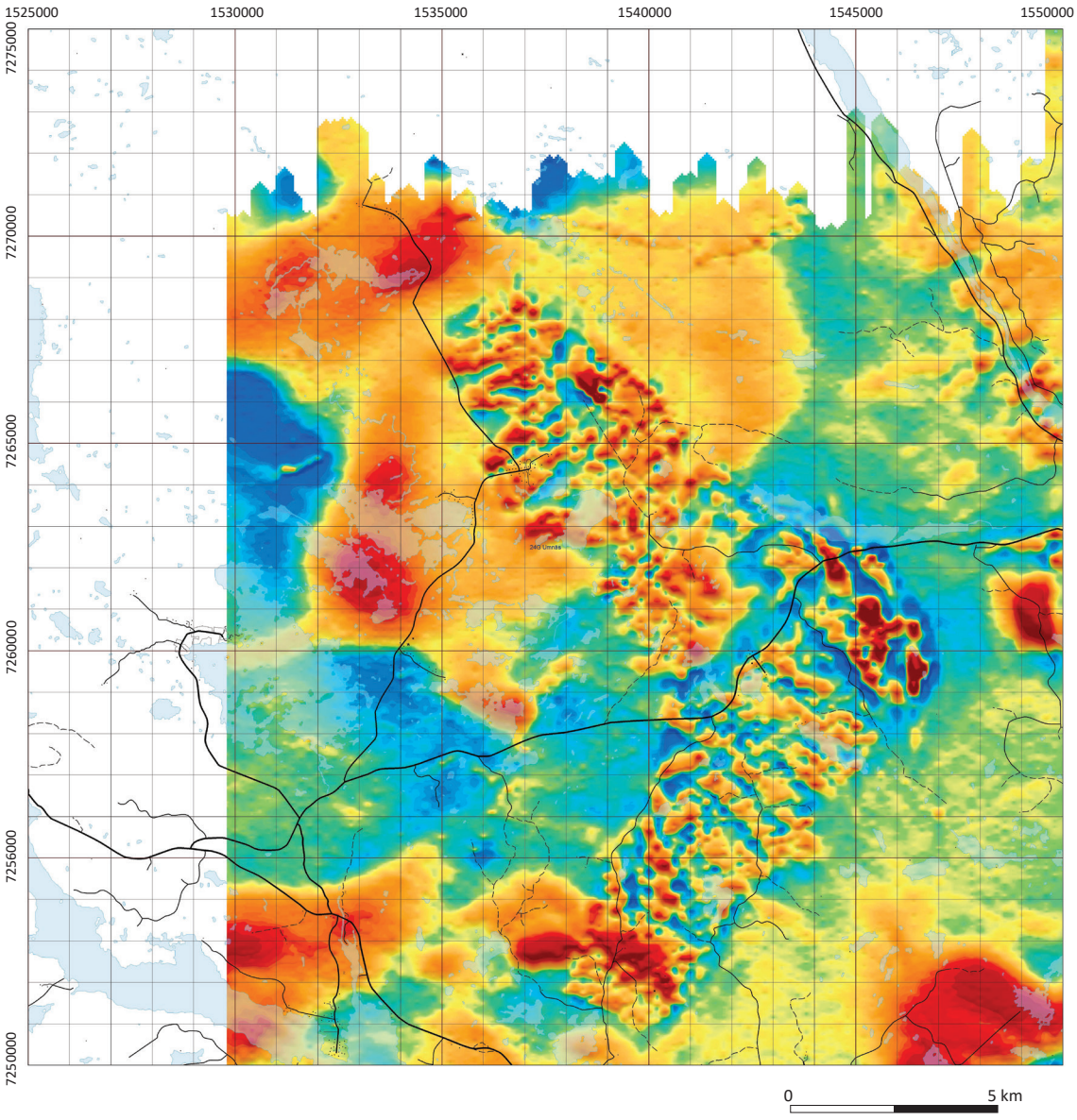
Fyllit är en metamorf bergart som dominerar i Köliskollkomplexet. Det sedimentära utgångsmaterialet har varit ett finsandigt, lerigt, finkornigt kalkigt eller grafitförande sediment. Dominerande mineral förutom kvarts är för det mesta ljus glimmer, såsom muskovit, samt klorit. Dessa mineral ger bergarten ett sidenglänsande utseende. I den undre delen av Kölisekvensen, där metamorfosgraden är något högre, uppträder även biotit.

Figur 31. Metamorf turbiditsekvens med växlande decimetertjocka ljusa, kvartsrikare (sandigare) lager och centimetertjocka mörkare, glimmerrika (lerigare) lager. Undre Köliskollan. Gaisakens sydöstsluttning (7296963/537645). Foto: Reinhard Greiling.

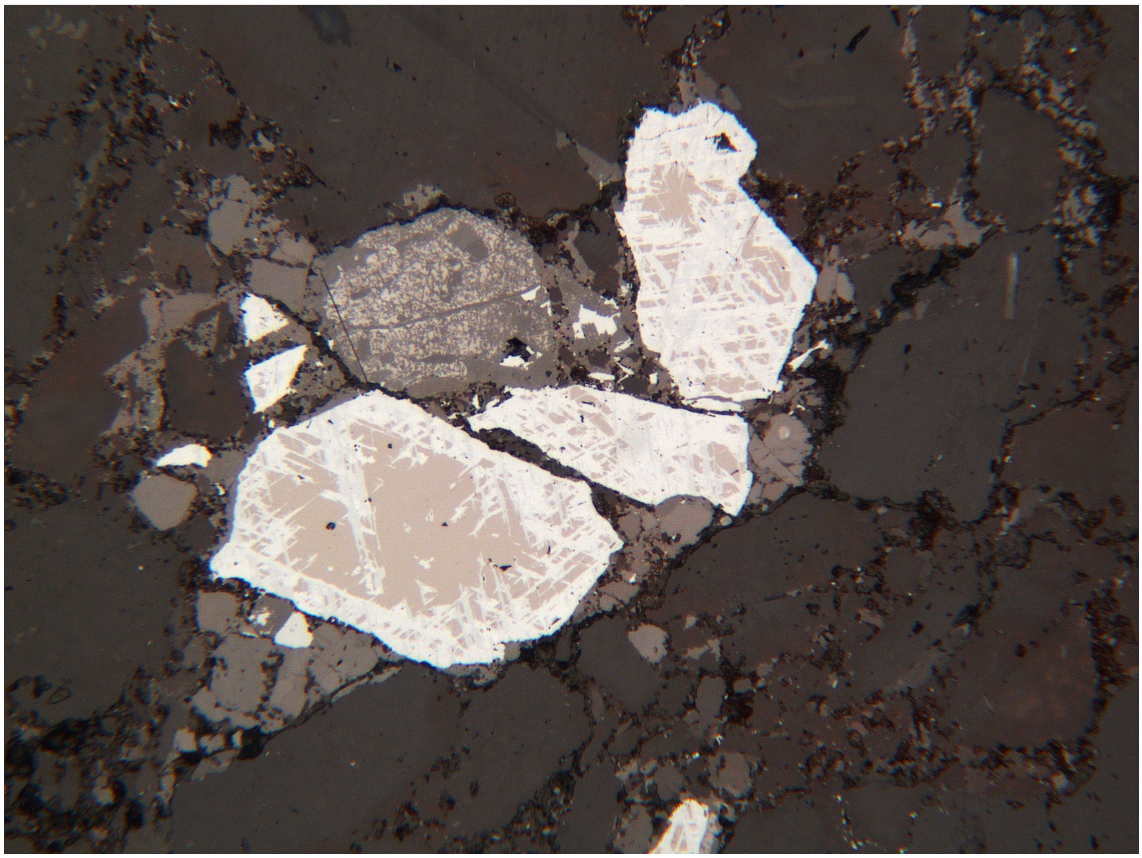
GEOFYSIK

Magnetisk susceptibilitet mättes av extrageolog Jennifer Rodriguez år 2013 i delområdena 24G Umnäs NV och SV. Tidigare gjorde Febbroni omfattande mätningar av magnetisk susceptibilitet i samband med naturstensprospektering, särskilt i den undre skollberggrunden vid Flakaträsk. De är sammanställda i Greiling & Febbroni (2019). Även Heuer (2015) presenterade några susceptibilitetsvärden av Flakaträskkonglomeratet. Bobbink (2006) visar magnetisk susceptibilitet främst i Stalonskollans myloniter och Rehm (2014) i undre Seveskollans basala delar.

Flakaträskkonglomeratet har hög magnetisk susceptibilitet, jämfört med omgivningen, och förorsakar tydliga anomalier på den magnetiska anomalikartan (fig. 32, Sveriges geologiska undersökning 2005).



Figur 32. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 24G Umnäs SO (Sveriges geologiska undersökning 2005; digital version). Kartan visar magnetfältsanomalier, uttryckt som differensen mellan totalfältet och en analytisk fortsättning uppåt till 1 km. Området med de småskaliga anomalierna överensstämmer väl med utbredningen av *Flakaträskkonglomeratet*. Koordinater i RT 90 2,5 gon V.

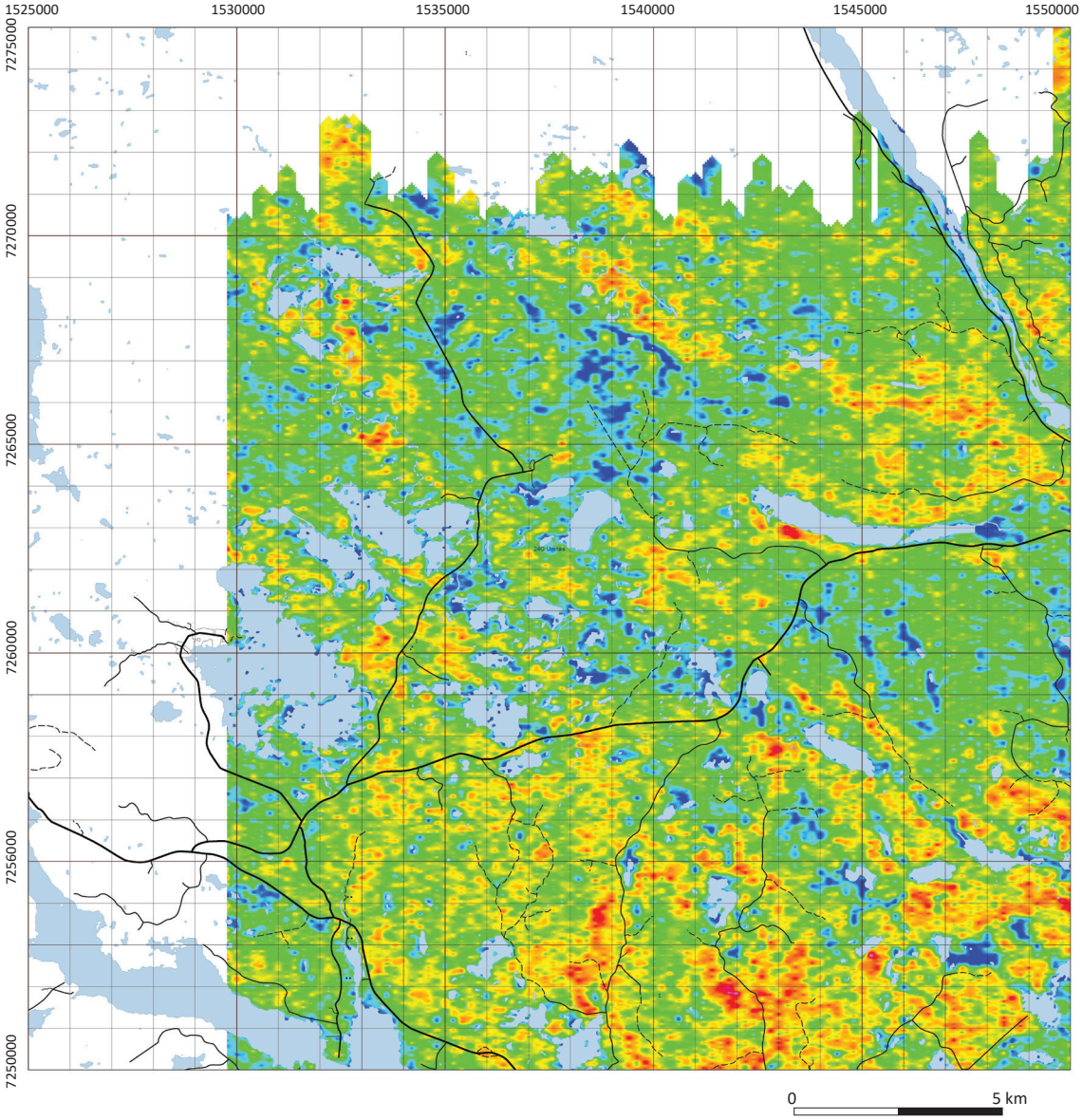


Figur 33. Klastiska magnetitkorn i mitten (ljusa färger), omgiven av silikatkorn (mörkgrå). Magnetit är rödbrun, de ljusa ränderna består av hematit samt maghemit (något mörkare). Paragenesen dokumenterar en delvis oxidation av magnetit till maghemit och hematit. Bilden visar en polerad yta av 0,7 millimeter × 0,55 millimeter; Stuff G11:05, skogsbilväg öst om Flakaträsk och Fårträskhobben (7257618/582371). Foto: Reinhard Greiling.

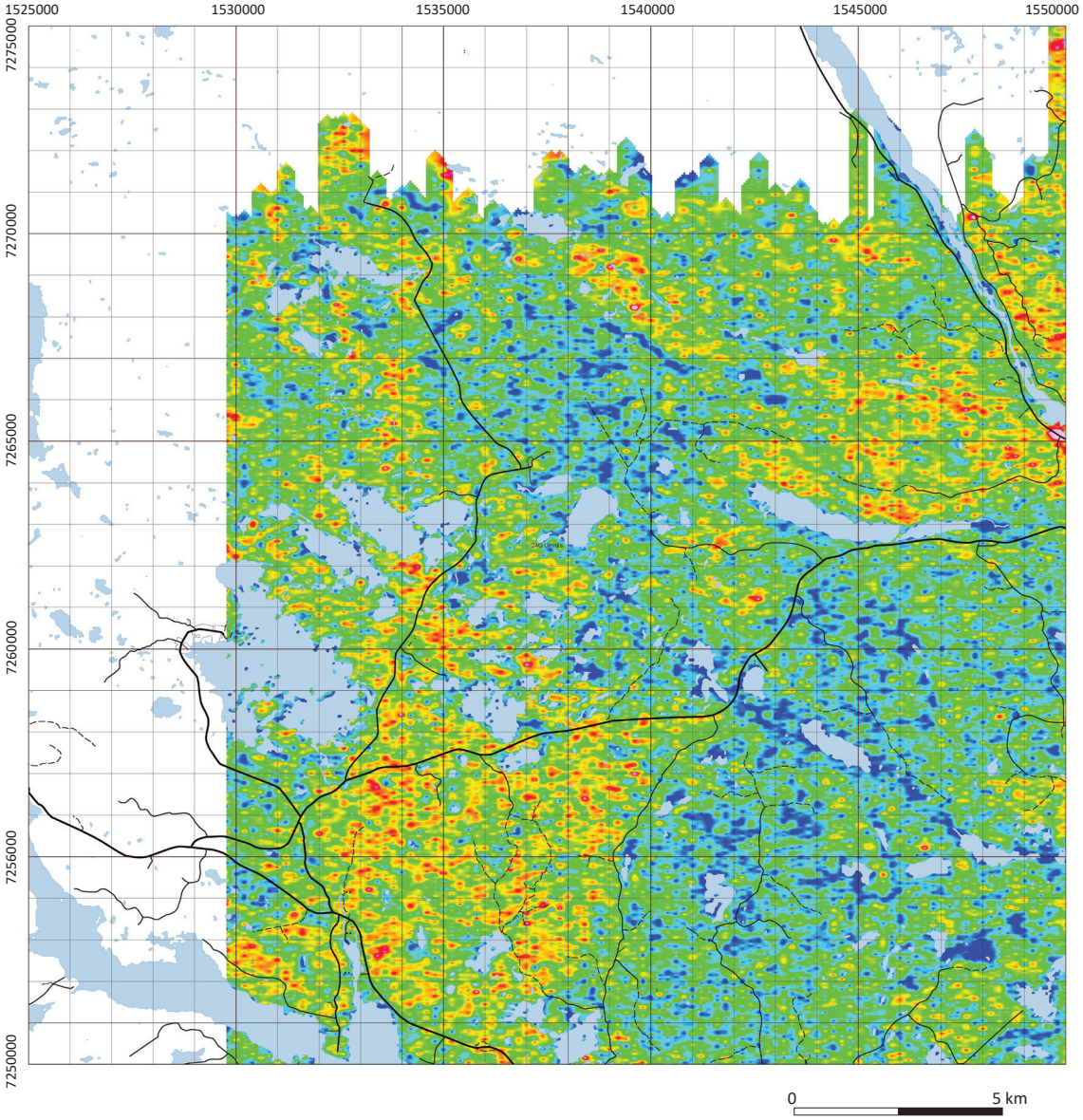
Orsaken till de tydliga positiva anomalierna är magnetithalten i bergarten. Magnetit finns i bollarnas kristallina bergarter, men även som klastiska korn mellan silikatkornen i grundmassan (fig. 33, Greiling & Febbroni, 2019).

Utöver den magnetiska anomalikartan (fig. 32) finns även strålningskartor. Särskilt Geostrålningskartan Edition 1 (Sveriges geologiska undersökning 1980a, b) var till stor hjälp för att lokalisera förekomster av alunskiffern i den undre skollberggrunden. Även i den sydöstra delen av kartområdet visade Geostrålningskartan utbredningen av alunskiffern vid Abborrberg och Flakaträsk. De moderna strålningskartorna (fig. 34, 35, 36) är mer svårtolkade. Det finns bara ett ungefärligt samband mellan kaliumanomalier (fig. 34) och kalifältspatförande arkoser, både i Risbäcksgruppen i den undre skollberggrunden och i Stalonskollan, vilket möjligen beror på blockrik mark i området.

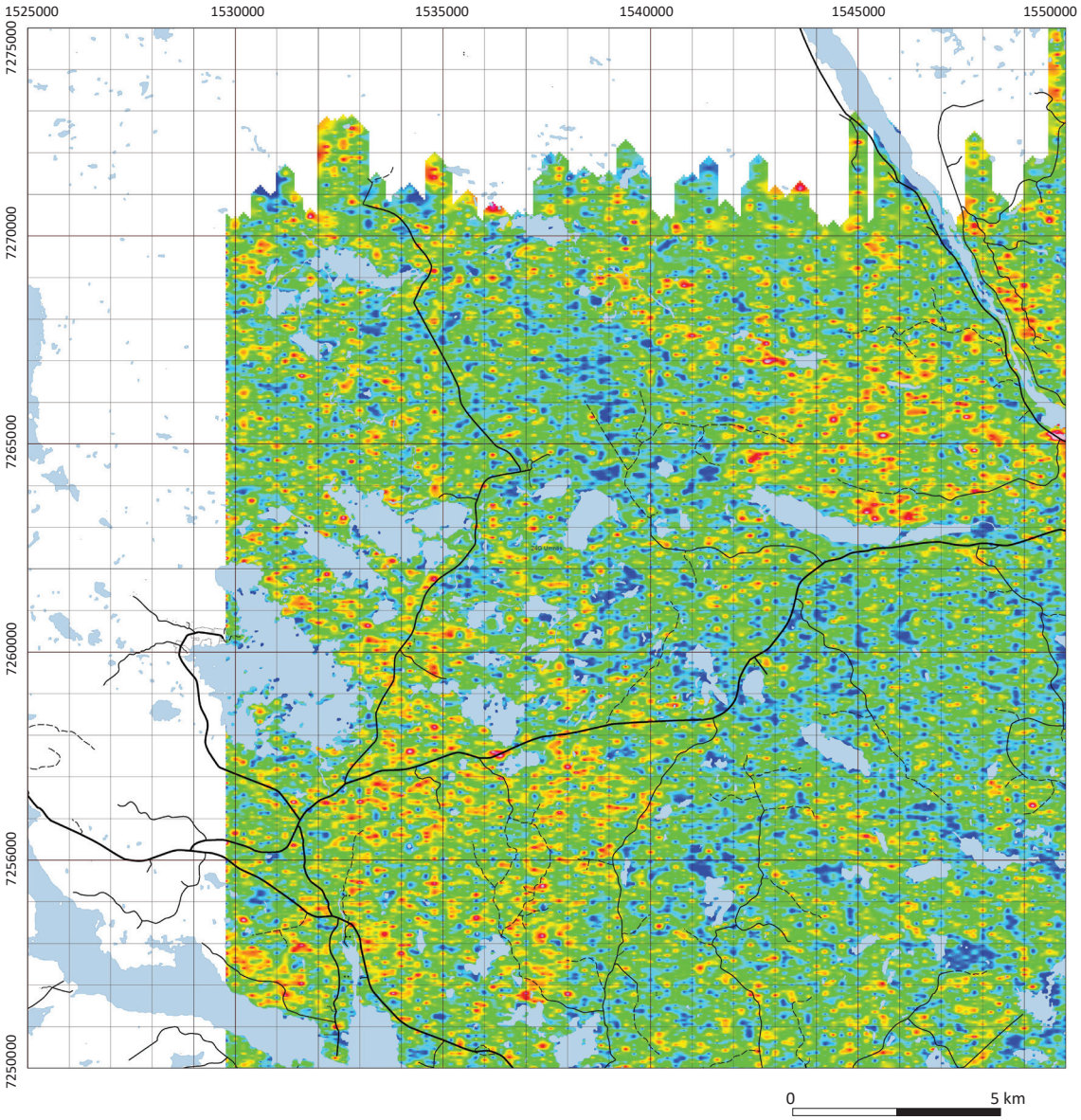
Torium och uran (fig. 35, 36) visar genomgående låga halter för hela den undre skollberggrunden i kartområdet. Alunskiffrarna, som i andra områden brukar innehålla torium och uran (Andersson m.fl. 1985) och ge upphov till tydliga anomalier, kan i det här fallet inte skiljas ut på grund av de låga halterna.



Figur 34. Strålningskarta för kalium från kartområdet 24G Umnäs SO (Sveriges geologiska undersökning 2005; digital version). Röd färg indikerar höga halter i förhållande till blå färg, som indikerar lägre halter. Koordinater i RT 90 2,5 gon V.



Figur 35. Strålningskarta för torium från kartområdet 24G Umnäs SO (Sveriges geologiska undersökning 2005; digital version). Röd färg indikerar höga halter i förhållande till blå färg, som indikerar lägre halter. Koordinater i RT 90 2,5 gon V.



Figur 36. Strålningskarta för uran från kartområdet 24G Umnäs SO (Sveriges geologiska undersökning 2005; digital version). Röd färg indikerar höga halter i förhållande till blå färg, som indikerar lägre halter. Koordinater i RT 90 2,5 gon V.

GEOKEMI

Geokemiska analyser av bergarterna i kartområdet är bara 10 stycken. Grimmer m.fl. (2016) publicerade 6 analyser från kvartsmonzoniten i Stalonskollan öster om Slussfors. Stalonskollans vulkaniter vid Björkkullarna analyserades av Grimmer (4 stycken, se avsnitt *Stalonskollan*), men resultaten är opublicerade.

METAMORFOS

I samband med bergskedjeveckningen och överskjutningarna utsattes bergarterna för ökat tryck och förhöjd temperatur i jordskorpan, vilket ledde till att de omvandlades genom den process som kallas metamorfos (omkristallisation och mineralnybildning). Den undre skollberggrunden karaktäriseras av ringa eller låg metamorfos, vilken bäst kan mätas genom graden av kristallinitet hos lermineralet illit (och klorit); se Warr m.fl. (1996). I fältspatförande bergarter förekommer ställvis epidotbildning (fig. 37) som dock är begränsad till sprickor.

Bergarterna i den mellersta skollberggrunden föreligger i grönskifferfacies och delvis i lägre amfibolitfacies. Stalonskollans arkoser visar albit, epidot, muskovit och biotit som de viktigaste metamorfa mineralen. Danabergensskollan, Ammarnäskomplexet och Slussforsskollan visar granatporfyroblaster i de metasedimentära bergarterna (t.ex. figur 18 och Greiling m.fl. 2018). Skollorna har i regel utsatts för retrograd metamorfos, det vill säga överprägling genom senare omvandling som sker efter en minskning av tryck- och temperaturförhållandena. Den undre Seveskollans bergarter uppvisar en högre metamorfosgrad och har i allmänhet nått amfibolitfacies med hornblände och granat som indexmineral i basiska metamorfa respek-

Figur 37. Granit-syenit med ådror och sprickzoner med epidot-bildning (ljusgrön) i den undre skollberggrunden. En mindre epidotförande variant av den här bergarten visas i figur 2. Sänkan väster om Kullberget (7266831/574058). Foto: Reinhard Greiling.

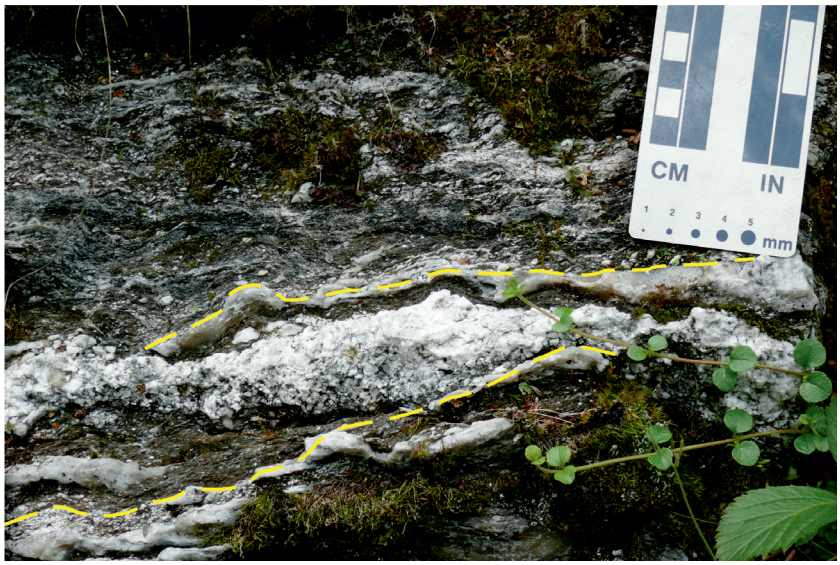
tive metasedimentära bergarter. Särskilt nära både litologiska och strukturella gränser, eller i övergångszoner mellan olika bergarter bildas det olika metamorfa mineral såsom hornblände eller granat (fig. 25, 38).

Kvartsådror och mer massformiga körtlar av mobiliserad kvarts är ganska allmänt förekommande. I fältspatförande glimmerskiffer och gnejs på Överst-Juktans nordsida observerades även kvarts-fältspatådror och mindre fältspatrika gångar (fig. 39), som skär över äldre kvartsådror.

Den mellersta Seveskollans metasedimentära bergarter karaktäriseras genom mineral som kyanit och sillimanit, som dokumenterar en ännu högre metamorfosgrad i övre amfibolitfacies eller till och med lägre granulitfacies (fig. 29). Lokalt bildades även migmatitiska gnejser (fig. 30). Den övre Seveskollan uppvisar en metamorfosgrad som är jämförbar med den i den undre Seveskollan (Trouw 1973, Stephens 2001b).

Bergarterna i den undre Köliskollan uppvisar metamorfos i grönskifferfacies med till exempel albit, klorit och epidot i gråvackorna.

Figur 38. Glimmerskiffer av den undre Seveskollan med stora hornblände-kristaller på foliationsytan med ljus muskovit. Den bruna förvittringsfärgen vid kanten härrör från utvittrade karbonatandelar. I nedre vänstra hörnan ses även granatkristaller. Skogsbilväg mot Getarhobben nordöst om Nordanås (7261327/551501). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 39. Mörk, bandad, muskovitrik gnejs med vita fältspatkorn och ljus kvarts-mobilisat (ådror) parallellt med foliationen som visas med gula streck. Ett band med vit kvarts-fältspatmobilisat skär över foliationen med en spetsig vinkel. Undre Seveskollan. Storhobbens sydvästsluttning, väst om Slätvik (7297543/546531). Foto: Reinhard Greiling.

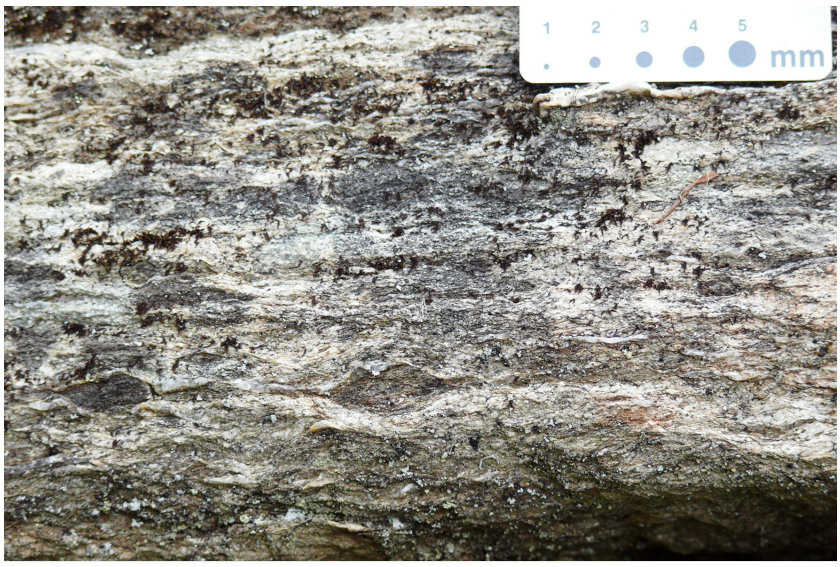
STRUKTURER

Nästan alla bergarter i kartområdet har transporterats genom överskjutningar med tillhörande deformation till sina nuvarande lägen. Till och med bergarterna i det rotfasta sedimentära plattformstäcket förskiffrades svagt under överskjutningsprocesserna (Angerer & Greiling 2012). Särskilt i de högre skollorna har deformationen börjat redan före skolltransporten men inte avslutats förrän efter skollorna har intagit sin nuvarande plats. För att göra de strukturgeologiska förhållandena mer översiktliga delas beskrivningen här in i tre avsnitt. Först beskrivs skollgränserna och deras utseende och sedan några mindre strukturelement inom skollorna. Till sist kommer en översikt över de större strukturerna i kartområdet. Därutöver visar även de profiler som behandlas i nästa avsnitt exempel på regionala strukturer.

Skollgränser

Skollgränserna är dokumenterade både på kartorna och i tillhörande profiler (Greiling & Kathol 2021a, b, c, d). Beroende på läget i skollstapeln, och därmed sammanhängande tryck- och temperaturförhållanden under skollornas bildning och transport, har skollgränserna en varierande karaktär. I den undre skollberggrunden, med relativt låga tryck om några kilobar och temperaturer under 300°C, är överskjutningarna både i botten, mellan delskollor och i toppen spröda och bildar skarpt begränsade ytor, lokalt med ackompanjerande breccior.

I den mellersta skollberggrunden var tryck- och temperaturförhållandena under skolltransporten däremot högre och förorsakade en mer plastisk, mjuk deformation i de berörda bergarterna och längs breda skjuvzoner. De senare finns både vid basen och den övre gränsen av den mellersta skollberggrunden, inom skollenheten, samt vid kontakter mellan kristallina och sedimentära bergarter. Dessa skjuvzoner karaktäriseras av starkt deformerade mineral och förskiffrade bergarter som kallas myloniter. Asymmetriska glimmermineral eller ”glimmerfiskar”, som uppstått under själva skjuvningen, till exempel mellan Stalonskollan och Danabergensskollan (fig. 40) eller Ammarnäskomplexet (fig. 41), gör det möjligt att tillsammans med minerallineationer bestämma skjuvningens och därmed skolltransportens riktning. I regel har transporten skett från västnordväst till östsydöst (mot ca 110–140°; se till exempel Satzke 1997, Bobbink 2006, Rehm 2014, Greiling m.fl. 2018). Detta gäller även den överlagrande Slussforsskollan och de undre och mellersta Seveskollorna.

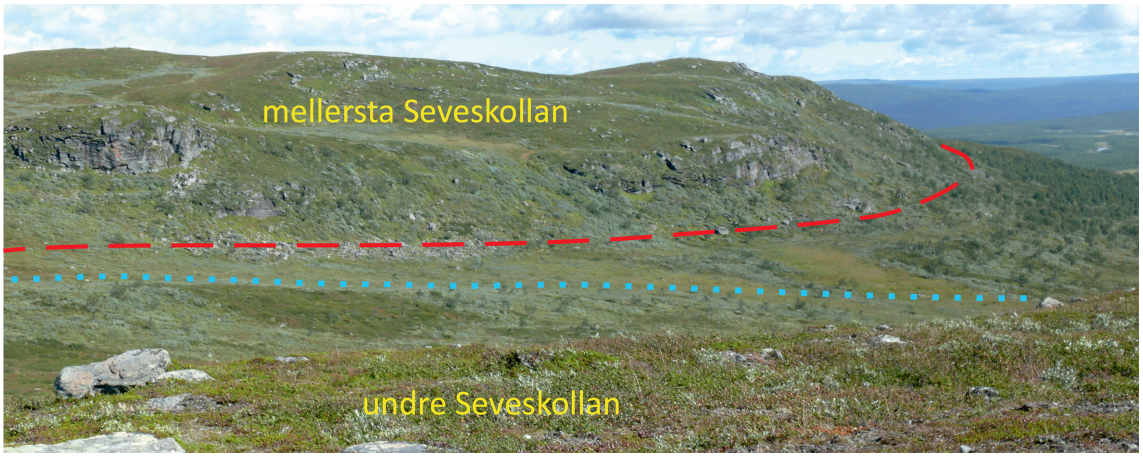


Figur 40. Mylonitiska kvarts- och muskovitrika metasedimentära bergarter i basen på Danabergensskollan. Mörka, linsformade aggregat av muskovit påminner om glimmerfiskar. Vy mot väst, mot transportriktningen, vilket innebär att den karaktäristiska asymmetrin parallellt med transportriktningen inte syns i det här snittet. Basalöverskjutningens typlokal (Greiling m.fl. 2018), Danabergen, höjd 774:s nordöstsluttning (7269782/567195), se även figur 60 i avsnitt *Morfologi och förvittring*. Foto: Reinhard Greiling.

Kring Silverberg i kartområdets södra del och mellan Getarhobben och Järvsjö på Umnässjöns nordsida observerade Backlund & Quensel (1929), Quensel (1960) och Lannerbro (1954) bandade, mylonitiska kvartsiter som på många ställen innehåller amfibolitband i centimeter- till decimeterskala. Dessa mylonitiska bergarter kallades hårdskiffer (Pettersen 1887; Holmquist 1903, 1910; Kulling 1955) och förmodades av ovan nämnda författare föreställa en viktig skollgräns. Morfologiskt markeras gränsen genom ”amfibolitglinten” (se avsnitt *Morfologi och förvittring* och figur 61). De aktuella karteringsresultaten, tillsammans med detaljstudier (Mantel & Rodriguez 2010, Rehm 2014) bekräftar förekomsten av en skollgräns inom hela det aktuella området, som skiljer Slussforsskollan från den överskjutna undre Seveskollan (Greiling m.fl. 2018). Asymmetriska linser (fig. 42) visar tydligt att även den undre Seveskollan transporterades mot östsydöst (se även Roos 2008).

Figur 41. Mylonitisk urbergsgnejs i basen på Ammarnäskomplexet med linsformade fältspatfragment som är asymmetriska och visar skolltransportriktning till höger (sydöst). Ett fältspataggregat är inramat med gula linjer för att visa asymmetrin och rörelseriktningen. Bilden är ca 20 centimeter bred. Vy mot nordöst, Renbergets östsluttning (7289194/587089). Foto: Reinhard Greiling.

Figur 42. Asymmetriska linser av kompetent amfibolit i mer fältspat- och glimmerrik, något omvandlad amfibolit. Precis ovanför den undre Seveskollans basala överskjutning över Slussforsskollan. Vy mot sydväst. Asymmetrin visar en transport av toppen mot sydöst (vänster, se pilar). Silverbergets sydvästsluttning (7248118/550823). Foto: Jennifer Rodriguez.



Figur 43. Ájnánjuönnies topp bildas av den nordöstligaste delen av den mellersta Seveskollan, som ligger i en flack synform över den undre Seveskollan. Den ungefärliga gränsen visas av den röda linjen. I dalgången går stigen mellan Nordvik och Åkernäs (markerat med blå). Vy mot nordöst från kullen i sydväst (7286991/546331). Foto: Reinhard Greiling.

Figur 43 visar en översiktlig vy över en del av gränsen mellan den undre och den mellersta Seveskollan.

Gränsen mellan Seveskollorna och den undre Köliskollan uppvisar olika faser av normala och reversa rörelser, det vill säga av- och överskjutningar. En tidig fas av normal rörelse skedde före skolltransporten av Seveskollorna och de underliggande skollorna (Greiling m.fl. 1998, 2013; Grimmer m.fl. 2015). För en detaljerad strukturgeologisk studie i toppen av Seveskollan, från ett särskilt väl blottat avsnitt i sydligaste Västerbottens län, se Kontny m.fl. (2012). I det aktuella området observeras en strukturell diskordans mellan Seveskollorna och den undre Köliskollan (se fig. 52 i avsnitt *Regionala strukturer*).

Transport av skollorna sker i regel från topp till botten. De högsta skollorna rör sig först över ett underlag, som sedan utvecklas till en underliggande skolla. Successivt bildas på det sättet den fullständiga skollstapel som föreligger idag. I en del av skollorna bildades flera delskollor med gemensamma överskjutningar i botten och på toppen. En sådan struktur kallas för duplex, för exempel se avsnitt *Regionala strukturer*, i tidigare publikationer (t.ex. Gayer & Greiling 1989, Greiling m.fl. 1993, 2018) och i profilerna (Greiling & Kathol 2021a, b, c, d).

Mindre strukturer

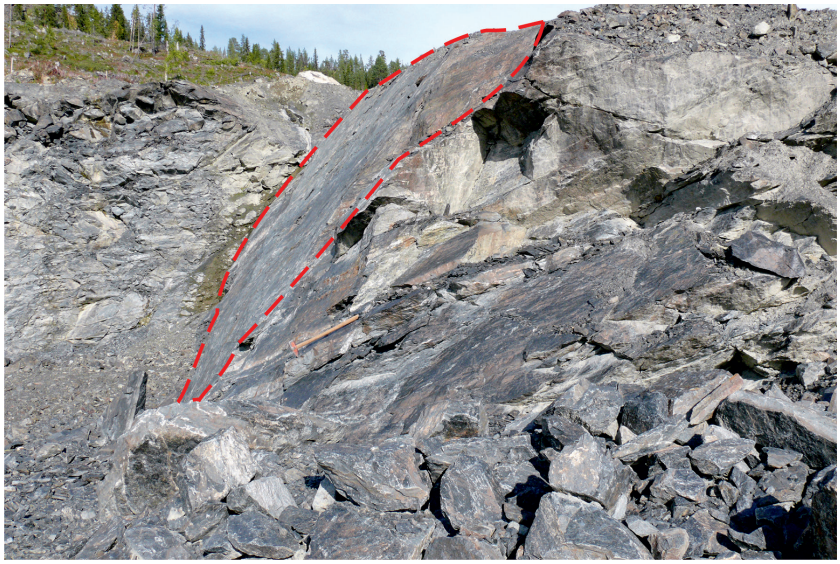
Särskilt i den undre skollberggrunden, men även i de överliggande skollorna förekommer en sen- till postkaledonisk fas med övervägande spröd deformation med bildning av sprickor och förkastningar. Sprickorna mättes intensivt under flera naturstensprojekt med sikt på bergarterna i den undre skollberggrunden och i Stalonskollan (Febbroni m.fl. 1998, Febbroni & Greiling 2000). Det finns såväl sprickfattiga områden med sprickor i avstånd av några meter, men även områden med sprickor i centimeteravstånd (se avsnitt *Naturresurser*). Figur 2 i avsnitt *Undre skollberggrunden* visar exempel på mycket små sprickor i centimeterstorlek i granit–syenit i den undre skollberggrunden.

Basen av den undre skollberggrunden och gränserna mellan delskollor bildas av spröda förkastningar med revers rörelse (överskjutningar). I mindre skala förekommer förkastningar även inne i delskollorna. Figur 44 visar ett särskilt tydligt exempel från den undre skollberggrunden. Lagringen stupar relativt flackt mot väst och skärs av en förkastning, som stupar

brantare mot väst. På förkastningsytan syns lineationer som visar att det är en normalförkastning. I svagt konkava delar av förkastningsytan är äldre lineationer bevarade, som visar en revers rörelse. Förkastningen började alltså som revers förkastning, troligen under en sen fas av skolltransporten, men överpräglades senare av en normal rörelse och övergick i en normalförkastning.

I mindre skala förekommer mer eller mindre spröda förkastningar även inom de tektonostratigrafiskt högre liggande skollorna (se fig. 47).

Mer plastisk deformation resulterar i förskiffring, också kallad foliation. I den undre skollberggrunden är den mest begränsad till de mjuka slam- och siltstenarna. Även i de överlagrande skollorna varierar foliationens intensitet och den är ställvis relativt svagt utbildad, så att de primära kornen och lagringen med mera är tydligt bevarade (fig. 45). Figur 45 visar också att foliationen skärs av åtminstone en generation av delvis kvartsfyllda sprickor och kvartsådror.



Figur 44. Förkastning i den undre skollberggrundens Gärdsjöformation, som stupar brant mot väst (i mitten, inramad av röd, streckad linje). Lagringen syns som omväxlande mörkgråa och ljusgråa band (jämför fig. 8) och är tydligt flackare än förkastningsytan. Vy mot norr, se text för detaljer och figur 54 i avsnittet *Naturresurser* för en översikt. Kvarnbergets sydsluttning (7251704/570704). Foto: Reinhard Greiling.

Figur 45. Svagt utbildad förskiffring i Stalonskollans arkos. Färgskiftningen visar den primära lagringen. Den skärs av förskiffringen (från höger topp till vänster botten). Förskiffringen i sin tur skärs av sprickor och kvartsådror. Skogsbilväg öster om Höjden, norr om höjd 657 (7269885/585887). Foto: Reinhard Greiling.

Mot skollgränserna tilltar deformationens intensitet och förskiffringen blir mer kraftig. På många ställen finns det kvartsådror parallellt med förskiffringen (fig. 46). Hällen som visas i figur 46 ligger nära Stalonskollans basala överskjutning (jämför fig. 51 i avsnitt *Regionala strukturer*) och den intensiva förskiffringen är troligen orsakad av skjuvningen under Stalonskollans transport. Förskiffringsytorna är senare överpräglade av *kinkveck* som är anordnade i diskreta rader, så kallade *kinkband* (fig. 46). De antas ha bildats genom deformation under överskjutningen av den undre skollberggrunden.

I de överlagrande, mer metamorfa skollorna, visar glimmerrika bergarter en tydlig foliation (fig. 15, 20, 21) helt igenom hela skollan. Foliationen finns delvis även i kvartsrika bergarter (fig. 27). Där kvartsrika, mekaniskt kompetenta bergarter växellagrar med mjukare lager, observeras även boudinering av de komptetenta lagren i samband med foliationen (fig. 17, 21).

Myloniter i Stalonskollan visar en foliation som troligen uppstått under den mesoproterozoiska svekonorvegiska orogenesen (Greiling m.fl. 2002, Grimmer m.fl. 2016). Förmodligen finns även i Stalonskollans kristallina bergarter en prekaledonisk strukturell komponent (fig. 10).

I lagrade eller bandade bergarter är deformationen i regel förknippad med veckbildning. Under lågmetamorfa förhållande uppvisar kvartsrika, kompetenta bergarter ställvis veck med oregelbunden geometri och både spröda och plastiska andelar (fig. 47).

Under starkare deformation med plastiska förhållanden uppvisar bergarterna veck och en foliation, som i det här fallet är orienterad mer eller mindre parallellt med veckens axialplan (axialplansfoliation, fig. 48, 49).

I det aktuella området stupar axialplanen på många ställen mot väst, det vill säga att vecken har en östvergens (fig. 50). Traditionellt tolkas östvergensen vara relaterad till den kaledoniska orogenesens skolltransport från västnordväst till östsydöst.

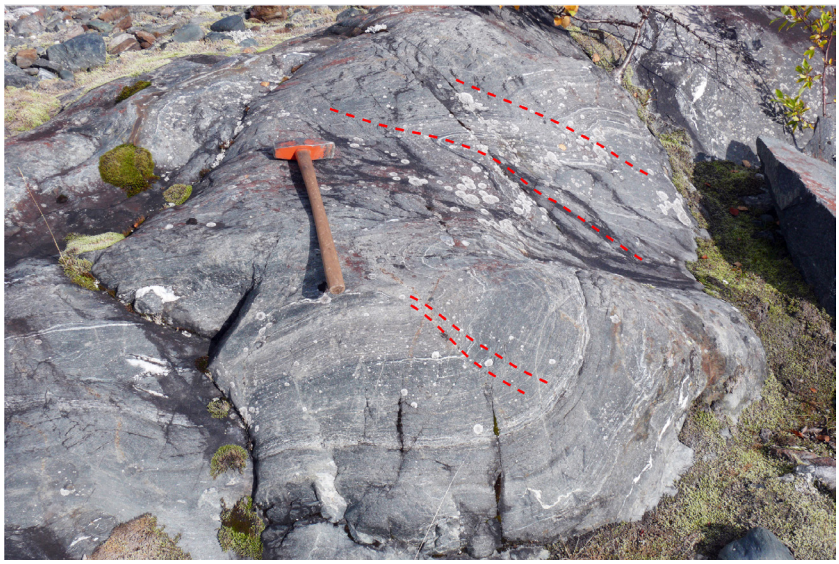
Geometriskt komplexa veckstrukturer bildades i mellersta Seveskollans migmatiter (fig. 30) när bergarten var särskilt mjuk eller plastisk under metamorfosen och den partiella uppsmältningen (migmatitiseringen).

Figur 46. Stalonskollans arkos med en intensiv förskiffring. Några kvartsådror (vit) är parallellt med förskiffringen. Förskiffringen är senare veckad i *kinkveck* som är anordnade i rader (*kinkband*). Hällen ligger nära Stalonskollans bas mot den underliggande undre skollberggrunden, jämför figur 51. Dergalidens sydvästsluttning nära Ravonbäcken (7277303/584014) Foto: Reinhard Greiling.

Figur 47. Veckstrukturer i decimeterskala med mindre sprickor och förkastningar. Arkossekvens nära basen på Stalonskollan. Vy från ovan. Skogsbilväg sydväst om Grubbtjärnen (7261058/577736). Foto: Reinhard Greiling.

Figur 48. Asymmetriska veck i glimmerskiffer-kvartsitsekvens nära den undre Seveskollans bas. I den överstjälpta skänkeln syns början av en revers förkastning (från hammarens huvud snett uppåt till vänster), i synformen under förkastningen syns axialplansfoliationen i de mörkare, glimmerrika lagren. Lokalt block vid Vardobäcken, sydväst om Skirknäs (7291622/553332). Foto: Reinhard Greiling.

Figur 49. Vit kvarts-fältspatåder i amfibolit med asymmetriska och nästan isoklinala veck. Hammarens spets som skala (jämför figur 50). En svag foliation i amfiboliten (nästan horisontellt) är parallell med axialplanen. Nära basen på den undre Seveskollan. Kammen söder om Stenträskliden (7253014/551125). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 50. Decimeter- till meterstora veck i amfibolit med vita fältspatband i den undre Seveskollan. Vy mot söder. Asymmetrin med axialplanen stupande mot väst (exempel markerad med röda streck) pekar på en öst-vergens. Umeälvens södra sida, uppströms Umnässjön, ca 260 meter nedanför vägbron (7261992/542875). Foto: Reinhard Greiling.

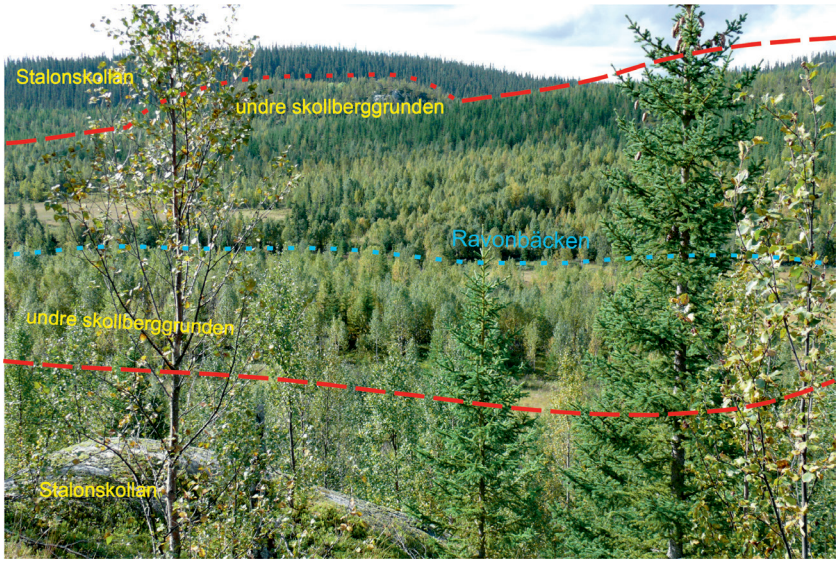
Regionala strukturer

Regionala strukturer inom det aktuella kartområdet bildades ovanför orogenens basala överskjutningsyta (se avsnitt Profiler) och representeras av mer eller mindre öppna veck med veckaxlar i nordväst–sydöstliga eller västnordväst–östsydöstliga riktningar. Den största antiformen sträcker sig i nordväst–sydöstlig riktning genom det sydöstra delområdet, från fjällranden i öst över Flakaträsk till Abborrbergen och Danasjö i nordväst. I kärnan av antiformen bildar den undre skollberggrunden en *duplex*, *Flakaträskduplexen* (Febbroni & Greiling 1999), som är blottad genom erosion av den överlagrande Stalonskollan. *Duplexen* tar slut mot både nordöst och sydväst, delvis inom grannområdena 23G Dikanäs NO och 24H Sorsele SV (Greiling m.fl. 1999 b, Eliasson m.fl. 2003 a, b), där Stalonskollan ligger direkt på den basala överskjutningsytan. Det betyder att delskollorna i *duplexen* kilar ut i strykningsriktningen. Mindre antiformer med bergarter av den undre skollberggrunden i kärnan finns vid Gardsjöbäcken i söder, vid Ravonbäcken i öster (fig. 51) och vid Vindelälven i kartområdets nordöstligaste hörn. Den senare är en del av en större nordväst–sydöst orienterade antiform orsakad av en *duplex* i området kring Hemfjället (Eliasson m.fl. 2003a, Bergman & Kathol 2018, Greiling & Kathol 2021e).

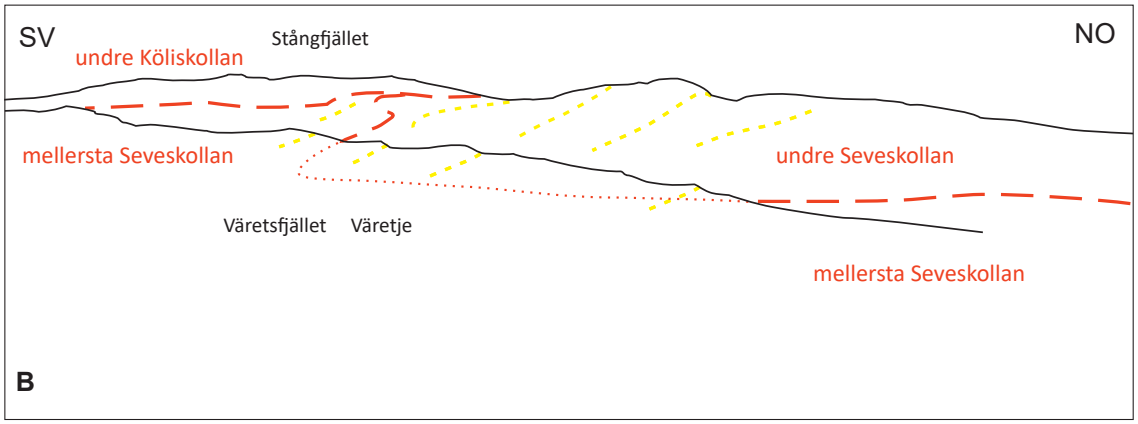
En liknande duplex observerades även i Stalonskollan öster om Slussfors (Febbroni 1997). Där gav duplexbildningen upphov till en nordnordväst–sydsydöstligt orienterad antiform med Stalonskollan i kärnan, omgiven av den överlagrande Slussforsskollan.

Mot väst och nordväst är Stalon- och Danabergensskollorna samt Ammarnäskomplexet successivt överlagrade av Slussfors- och Seveskollorna. Gränsen mellan Slussforsskollan och den undre Seveskollan är veckad och skollorna bildar några öppna antiformer och synformer. Antiformerna är tydligast på Överst-Juktans sydvästsida och i Umnässjön mellan Umnäs och Nordanås. En flack synform kan följas från Väretsfjället (Väretje) mot nordväst till Stångfjället, där den undre och den mellersta Seveskollan överlagras av den undre Köliskollan (fig. 52).

De flacka vecken i de högre skollorna har troligen ett samband med duplexstrukturer i den undre skollberggunden och i Stalonskollan, men för en mer säker bedömning av detta samband behövs mer information från detaljerade fältarbeten.



Figur 51. Den undre skollberggrunden bildar en antiform omgiven av Stalonskollan. Vy mot sydväst från Dergalidens sydvästsluttning nära Ravonbäcken, Abborrsjöliden i bakgrunden (7277279/583990). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 52. A. Kontakt mellan Seve- och Köliskollorna i området runt Värets- och Stångfjällen. Lagringen i den undre och den mellersta Seveskollan (markerade med gula streck) stupar mot väst och kapas av undre Köliskollans basala överskjutning. I Stångfjället kilar den mellersta Seveskollan ut mot norr, så att den undre Köliskollan ligger direkt på den undre Seveskollan. Vy från Ájnánjuönnies västsluttning (7287899/545432) mot nordväst, med Väretsfjället (Väretje) i förgrunden och Stångfjället i bakgrunden. Foto: Reinhard Greiling. **B.** tolkningsskiss av området i figur 52A.

PROFILER

Profilerna (Greiling & Kathol 2021a, b, c, d) är ritade för att visa så många skollenheter som möjligt inom respektive delområde. Därför har de konstruerats mer eller mindre vinkelrätt mot den regionala strykningsriktning i nordnordöst–sydsydväst och i stort sett parallellt med de lokala och regionala nordväst–sydöstliga eller västnordväst–östsydöstliga strukturer som beskrivs i avsnitt *Regionala strukturer*. De två östra profilerna visar som lägsta och östligaste enheter paleoproterozoiska bergarter tillhörande urberget och den rotfasta sedimentära pålagringen, som båda kapas av den kaledoniska orogenens basala överskjutning. Både urbergsytan och den basala överskjutningen ”stupar flackt och regelbundet med ca 0,5–1,7° lutning in under skollberggrunden. Detta är i god överensstämmelse med förhållandena i norra Jämtland och mellersta Norrbottens län” (Greiling m. fl. 1996). I den överlagrande skollstapeln syns den kaledoniska orogenens vanliga mönster med en allmän stupning mot väst–nordväst som orsakas till en mindre del av den basala överskjutningens stupning och till en större del av skollstapelns interna geometri med skollor som i allmänhet kilar ut mot väst i regional skala.

Profil 24G NO visar, från öst till väst, urberget med den rotfasta sedimentära pålagringen under den basala överskjutningsytan. Dessa autoktona enheter är överlagrade av en mindre del av den undre skollberggrunden, som representerar den sydvästligaste biten av en nordväst–sydöstligt orienterad antiform och *duplex* i Hemfjäll–Råvojaurefönstret som till största delen ligger i kartområdet 25G Ammarnäs SO (Greiling & Kathol 2021e). Den undre skollberggrunden överlagras successivt av Stalonskollan och Ammarnäskomplexet. Eftersom Danabergensskollan kilar ut mot norr syns den bara som en liten bit mellan de två sistnämnda. Ammarnäskomplexet kilar ut mot syd och sydväst, och därför överlagras Stalonskollan i väst direkt av Slussforsskollan. Längst i väst förekommer den undre Seveskollan som högsta skollenhet. Dess erosionskant bildar ett tydligt steg (amfibolitglint) i terrängen.

Profil 24G NV visar de högre skollenheterna inom kartområdet från Slussforsskollan vid Viktoriakyrkan över den undre och mellersta Seveskollan till den undre Köliskollan. Amfibolitglinten vid den undre Seveskollans erosionsfront syns tydligt i profilens morfologi (se fig. 61 i avsnitt *Morfologi och förvittring*). Mot väst bildar den mellersta Seveskollan en mindre erosionskant vid Ájnánjuönnies östsluttning (även i figur 43) och i större skala vid Njieriebeäjvvie (se fig. 63 i avsnitt *Morfologi och förvittring*). Lagringen i Seveskollorna stupar mot västnordväst och är brantare än deras taköverskjutning (fig. 52). Därför kapas lagringen i Seveskollorna av den undre Köliskollans basala överskjutning och den mellersta Seveskollan kilar ut mot nordöst (jämför figur 52). Den övre Seveskollan syns bara som en liten kil i profilens botten, täckt av den undre Köliskollan.

Profil 24G SO börjar i öst med urberget och den rotfasta sedimentära pålagringen, båda betecknade som *autokton* i profilen. Mot väst skärs de av den kaledoniska orogenens basala överskjutningsyta och överlagras av den undre skollberggundens *Flakaträskduplex*. Profilen visar den nordligaste delen av *duplexen*, där dess tjocklek är mindre än i den centrala delen. Den undre skollberggrunden är delvis relativt tunn, och den kilar ut helt längre mot väst där Stalonskollan troligen ligger direkt på de autoktona enheterna. Mot väst bildar även Stalonskollan en duplex med omväxlande delskollor av mer eller mindre mylonitiserade urbergsbergarter och arkoser. Den överlagrande Danabergensskollan kilar ut mot väst och syd så att Slussforsskollan ligger direkt på Stalonskollan.

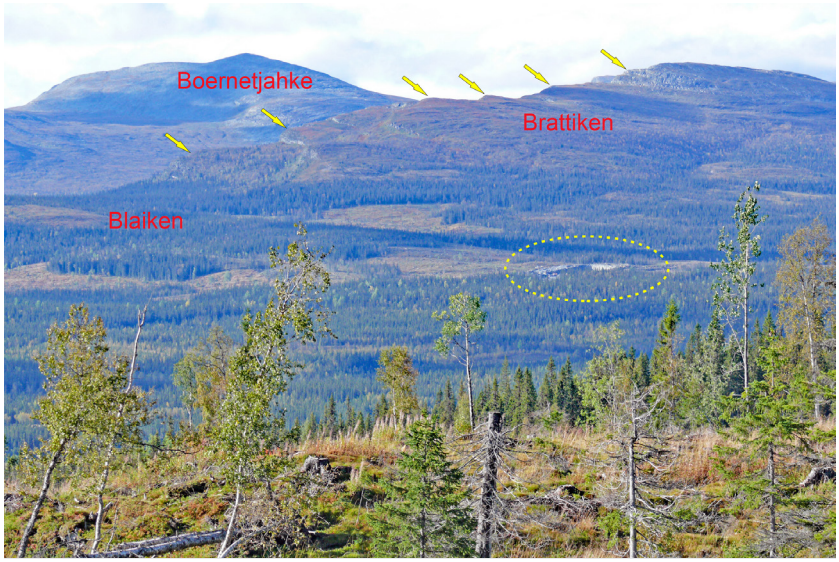
På profilen 24G SV fortsätter Stalonskollans *duplex* en bit mot väst. Den överlagrande Slussforsskollan täcks mot väst successivt av den undre och den mellersta Seveskollan. Erosionskanten av den undre Seveskollan (amfibolitglint) är här gömd i Umnässjön. Den mellersta Seveskollan bildar dock en tydlig erosionskant (se fig. 63 i avsnitt *Morfologi och förvittring*), men i motsats till situationen i profil 24G NV och till de andra skollorna i kartområdet är den basala överskjutningen mycket brantare.

NATURRESURSER

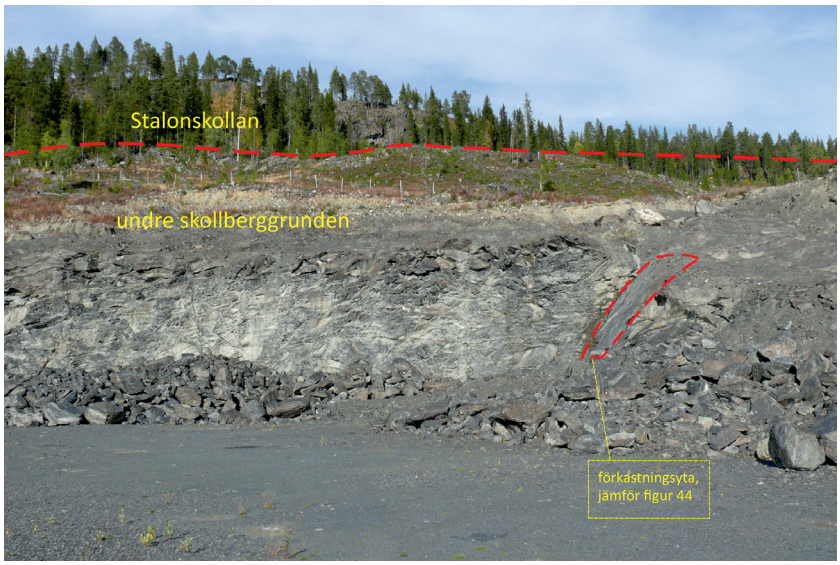
SGU för ett register över malmer och mineraliseringar, samt industriella mineral och berg arter. Registret heter *Mineralsesursdatabasen* och fyndigheterna har beteckningarna ORED eller OREC. För det aktuella kartområdet 24G Umnäs finns inga malmer eller mineraliseringar nämnda i det här registret. Det finns inte heller någon aktiv bearbetningskoncession i kartområdet. Uttaget av naturresurser är begränsat till natursten och ballast. I förteckningen över ”Bergtäkter AC-Miljöenheten Lst AC” finns två stenbrott:

Det ena brottet *21:112 Allmänningsskogen 1:1 Forsmark (berg) 551-6329-2007 SVEVIA AB* ligger söder om Forsmark, vid Blaikens nordsluttning (fig. 53). Amfibolit i den undre Seveskollan (jämför figur 24) utvinns där som ballast för vägbyggen och liknande ändamål.

Det andra brottet *21:113 Allmänningskogen 1:1 Kvarnberget (berg) 551-2866-2007 Swerock AB* ligger vid Kvarnbergets sydsluttning, ovanför Blå vägen. I stenbrottet utvinns kvartsiter av den undre skollberggrunden. De är växlande mörka, finkorniga och ljusa, något grovkornigare kvartsiter som tillhör *Gärdsjöformationen* (fig. 8). Ovanför stenbrottet överlagras kvartsiterna av arkoser som tillhör Stalonskollan (fig. 54).



Figur 53. Amfibolitområdet i den undre Seveskollan söder om Forsmark. I mitten, något till höger, syns stenbrottet Forsmark, där amfibolit utvinns (inramad med ellips). Amfibolit bildar Brattikens höjdrygg och på den även tydliga branter vid gränsen till glimmerskiffer (exempel märkt med gula pilar). Vy från skogsbilväg nordväst om Brånavikberget (7264369/545141) mot sydväst. Foto: Reinhard Greiling.



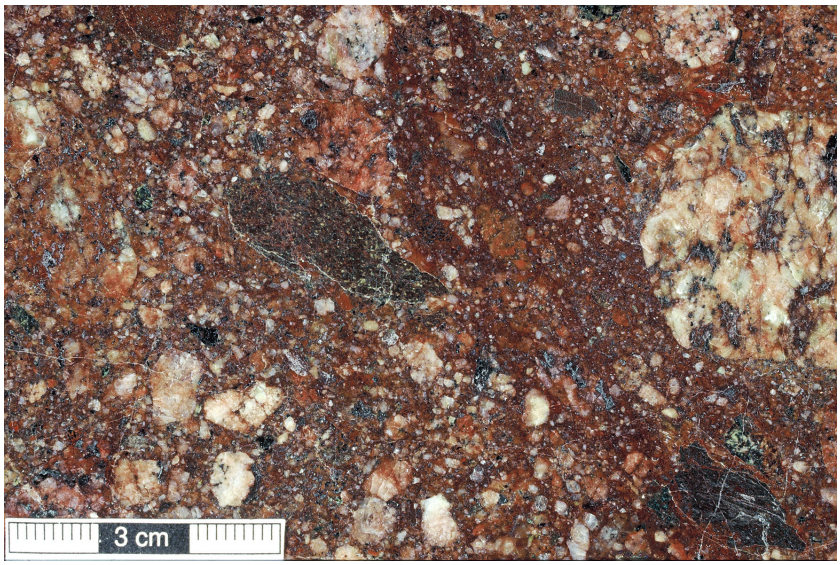
Figur 54. Stenbrottet Kvarnberget med *Gärdsjöformationens* kvartsiter i den undre skollberggrunden. Den markanta branten på bergets topp är Stalonskollans erosionskant. Kvarnbergets sydsluttning (7251704/570704). Foto: Reinhard Greiling.

Andra bergarter från den undre skollberggrunden och Stalonskollan har studerats som möjliga resurser för natursten under en rad forskningsprojekt (Einarsson 1997, Einarsson & Greiling 1997, Greiling & Febbroni 1997, Febbroni m.fl. 1998). I den undre skollberggrunden är särskilt *Flakaträskkonglomeratet* och *Risbäckgruppens* arkoser av ekonomiskt intresse. Det förra beskrevs av Febbroni (1997) och Febbroni & Greiling (2000). Konglomeratets färger på slipade ytor varierar från djupröd över lättröd till ljusgrå (fig. 55, 56). Enstaka bollar är även mörkgrå eller vita.

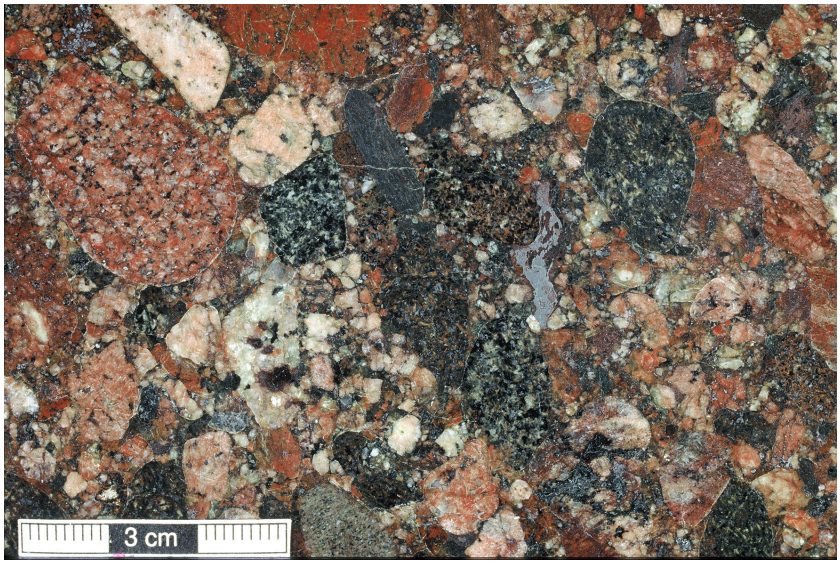
Figur 57 visar konglomeratets rödaktiga färg i fält, men också det faktum att konglomeratbollar kan lossna från den färska ytan, en egenskap som är ogynnsamt för naturstensanvändning.

Risbäckgruppens arkos är vanligen ganska kompakt, och både färgen och de tekniska egenskaperna bedömdes som gynnsamma för användning som natursten (Febbroni 1997, Febbroni & Greiling 2000). Kvartsen är både ljus- och röd-färgad, och fältspatkornen syns som nästan vita prickar (fig. 58).

I Stalonskollan var främst kristallina bergarter föremål för naturstensprospektering. Vulkaniterna vid Björkkullarna (fig. 9) liknar ur teknisk synpunkt de bandade myloniterna i det södra



Figur 55. Exempel på *Flakaträskkonglomeratet* med några rundade men övervägande kantiga bollar. Grundmassan är breccia-liknande och relativt finkornig med djupröd färg. Polerad yta. Rismyran (7257826/582196, Febbroni & Greiling 2000) Foto: Stefano Febbroni.



Figur 56. Exempel på *Flakaträskkonglomeratet* med övervägande rundade bollar med varierande storlek med lite finkornig grundmassa. Polerad yta. Borstmyrhobben (7261076/580745, Febbroni & Greiling 2000). Foto: Stefano Febbroni.

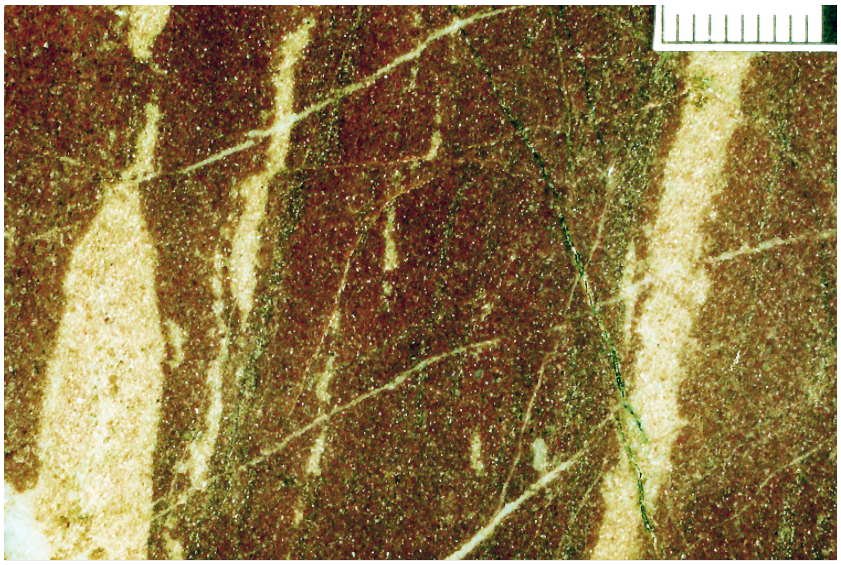
grannområdet (Einarsson & Greiling 1997, Greiling & Febbroni 1997). Myloniterna söder om Slussfors (fig. 11) undersöktes i detalj av Bobbink (2006). De är mindre tydlig bandade än de längre söderut och därför kanske mindre attraktiva som natursten.

Kvartsrika glimmerskiffer i Slussforsskollan kan möjligen användas till olika ändamål. Strax norr om det aktuella området, söder om Kraddsele (Greiling & Kathol 2021e), öppnades ett stenbrott i liknande bergarter för användning som natur- eller byggnadssten.

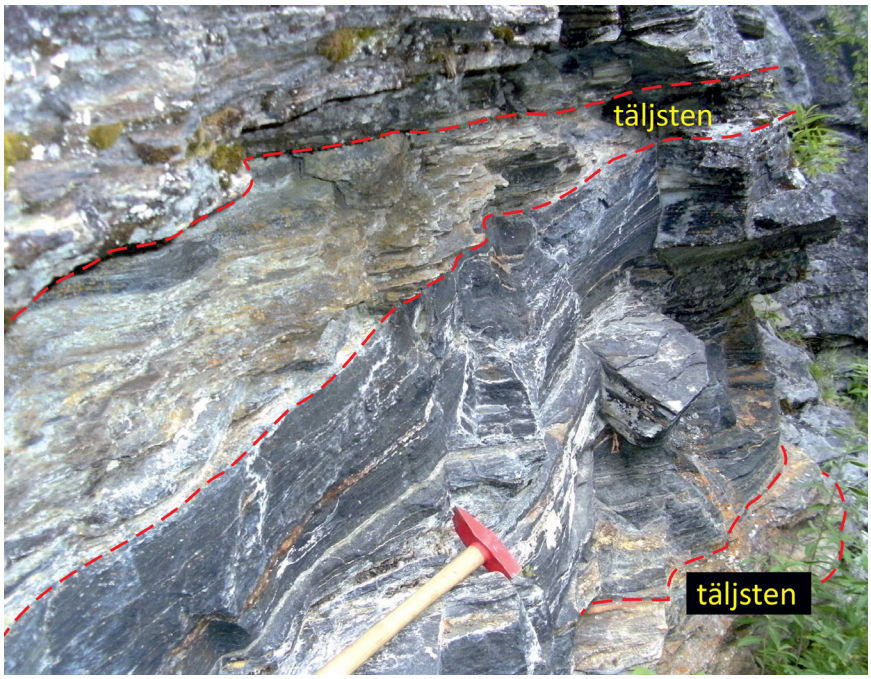
Med hänsyn till industrimineral studerades dels kvartsiter av *Gärdsjöformationen* i den undre skollberggrunden, dels täljsten i den undre Seveskollan. Kvartsiterna är ställvis relativt rena kvartsbergarter (Stålhös 1958). Men i motsats till de vanligen förekommande tjocka kvartsitlagren i de i söder angränsande kartområdena är kvartsitlagren i det aktuella området ganska tunna och växellagrar med slam- och siltstenar (fig. 7, 8).

Talk- och täljstensförekomster nämndes redan i rapporter från 1900-talets början (Falk 1906). Statsgeolog (1949) lämnade en beskrivning av talk med dålig kvalitet som fanns i mindre linser på Silverberget väster om vägen Umnäs–Dikanäs vid nuvarande kartområdets sydgräns.

Figur 57. *Flakaträskkonglomeratet.* Uppstickande konglomeratbollar och små, släta gropar visar att några konglomeratbollar har lossnat från grundmassan. Skogsbilväg nära Tjuppesmyran, öster om Flakaträsk (7258322/582108). Foto: Reinhard Greiling.



Figur 58. Arkos från *Risbäcksgruppen*. Färgskiftningen från den djupröda färgen till ljusgråa lager eller linser är representativt för bergarterna i *Risbäcksgruppen*. Väg Flakaträsk–Sorsele vid Nedre Kalvmyran, norr om Flakaträsk (7259817/580751). Polerad yta, skalan i millimeter, stuff 54/96. Foto: Stefano Febbroni.



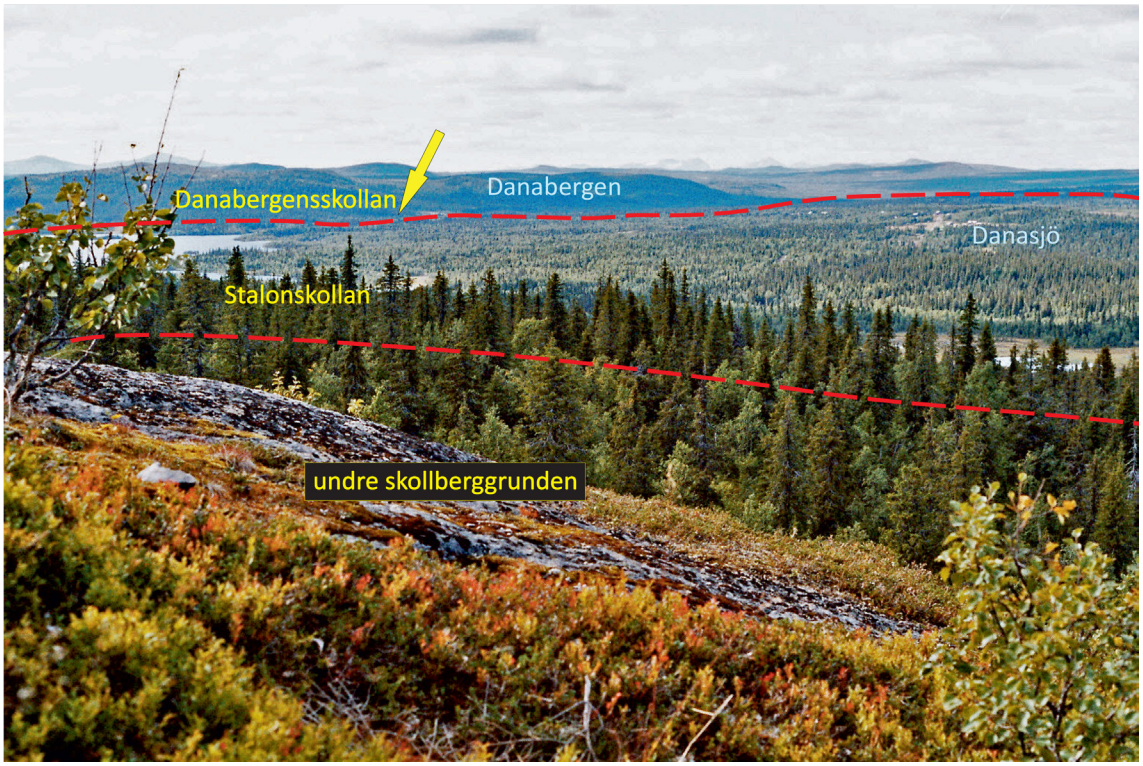
Figur 59. Täljsten (gulbrun) i amfibolit (mörk gröngrå) i den undre Seveskollan. Bergarterna är starkt förskiffrade och kontakten mellan täljsten och amfibolit (markerade med röda streck) är parallell med foliationsytorna. Silverbergets sydvästsluttning (7248119/550582) Foto: Jennifer Rodriguez.

Även Thelander (1988) beskrev förekomsten, men den visade sig vara betydligt mer otillgänglig än tidigare. De nämnda täljstenslinserna återfanns inte under karteringsarbetet i det södra grannområdet 23G Dikanäs (Greiling & Zachrisson 1999). Lokalbefolkningen mindes dock talkutvinning och uppgav att talk (täljsten) har använts tidigare för spisar och även för gravstenar. Under projekten Natursten i Baltica-Atlantica (NIBA 2010, 2011, 2013; t.ex. Sabelfeld 2011) lyckades Örjan Einarsson genom arkivarbeten, och Mantel & Rodriguez (2010) genom detaljkarteringar, hitta mindre talkförekomster vid Silverberget (fig. 59).

Enligt Falk (1906) har det även ryktats om silvermineral vid Silverberget, men han lyckades inte hitta några indikationer på silvermalmer. Likaså är Kopparberg, mellan Boksjön och Överst-Juktan, inte känd som lokal för koppar- eller liknande malmer.

MORFOLOGI OCH FÖRVITTRING

Tidigare geomorfologiska studier har utförts främst i grannområdena 24H Sorsele (Ransed & Wahlroos 2007), 25G Ammarnäs (Ulfstedt 1977) och 24F Tärna (Ulfstedt 1976). I motsats till de västra och nordvästra grannområdena är den glaciala påverkan på landformen relativt svag. Vid Umeälven och Juktån bildades större dalgångar, men tydliga U-dalar som tecken för glacial erosion framträder först längre mot väst och nordväst. I samband med arbeten för en geologisk karta över Västerbotten (Backlund & Quensel 1929, Quensel 1960) uppmärksammades glintbildningen ”vid Järfsjö v. om Slussfors” (Quensel 1924) som relaterades till en överskjutning och skollgräns av regional betydelse. Mindre morfologiska ”glintar” bildas av selektiv erosion i olika skollor i skollstapeln. Flakaträskkonglomeratet kring Abborrberg bildar markanta höjder som sticker upp både över de andra bergarterna i den undre skollberggrunden och över den omgivande Stalonskollan (fig. 60). Stalonskollans erosionsfront bildar mindre branter i en annan del av kartområdet, till exempel vid Dergaliden och Aborrsjöliden (fig. 51) samt vid Kvarnberget (fig. 54). Även Danabergensskollan uppvisar delvis en tydlig erosionsfront (fig. 60).



Figur 60. Nordsidan av Abborrbergen (i förgrunden) byggs upp av *Flakaträskkonglomerat* och *Risbäckgruppens* arkoser, båda tillhörande den undre skollberggrunden. Låglandet mot nordväst representerar Stalonskollan som överlagras av Danabergensskollan med en tydlig erosionsbrant (i bakgrunden). Det ungefärliga läget för figur 40 markeras med en gul pil. Vy från Abborrbergens nordsida (7266586/573806) mot nordväst till Danabergen. Foto: Reinhard Greiling.

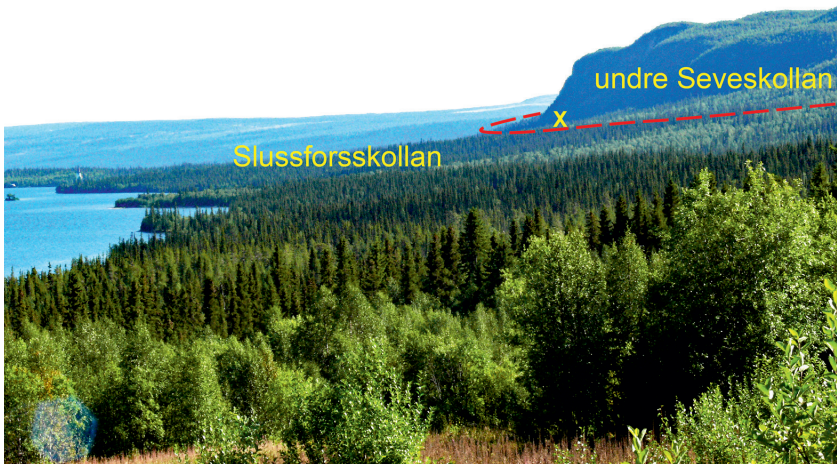
Amfibolitglinten i Järvsjötrakten (Quensel 1924, 1960, Lannerbro 1954) kan följas över hela kartområdet från Silverberg i söder (Lannerbro 1954, Mantel & Rodriguez 2010) över Getarhobben (Lannerbro 1954, Quensel 1924, 1960) och Korpberget (fig. 61) till området norr om Överst-Juktan i norr.

Berggrunden i kartområdets västliga och nordvästliga delar byggs upp av den undre Seveskollans amfiboliter, som på många ställen bildar höjder. Således består Boernetjahke, som med 1 130 m är en av de två högsta topparna i kartområdet, av amfibolit (fig. 53). Vid gränsen mot relativt mindre motståndskraftiga glimmerskiffrar bildar amfiboliterna tydliga kanter i terrängen (fig. 53, 62).

Figur 62 visar även att en större del av Gumtikens nordöstsluttning är jordtäckt, eftersom bäcken som rinner ner från toppområdet eroderat en tydlig ravin. Den skuggade väggen i ravinen ger en uppfattning om jordtäckets tjocklek.

Mellersta Seveskollans gnejser bygger upp Njieriebeäjvvie, som med 1 130 m är den andra av kartområdets högsta toppar, belägen vid kartområdets västra kant (fig. 63). Skollans basala överskjutning går i dagen framför bergsmassivet, men framträder mindre tydligt som amfibolitglinten vid erosionsfronten av den undre Seveskollan (jämför figur 61).

Även den undre Köliskollan bildar en mindre erosionskant som bland annat syns nedanför toppen av Stångfjället (fig. 52).



Figur 61. Erosionsfronten av den undre Seveskollan är en tydlig kant i terrängen, kallad ”amfibolitglint“, där Slussforsskollan överlagras av den undre Seveskollan med övervägande amfiboliter, som bygger upp Korpberget. Vy från Skirknäs (7292158/554598) mot sydöst mot Korpberget (till höger) och Överst-Juktans nedre ända (till vänster, Viktoriakyrkan skymtar vid sjöns kant). Det gula krysset betecknar det ungefärliga läget av figur 28. Foto: Reinhard Greiling.

Figur 62. Den skogklädda kullen i förgrunden och även toppen på berget Gumtiken i bakgrunden byggs upp av den undre Seveskollans amfiboliter. Den tydliga kanten på Gumtiken representerar en erosionsrand av amfibolit, som reser sig över lagerföljden av den mjukare, mera jämnt eroderbara glimmerskiffern. Ravinen med den skuggade väggen är dock eroderad in i jordtäcket. Vy från skogsbilväg nordväst om Brånavikberget (7264369/545141) mot sydväst. Foto: Reinhard Greiling.

Figur 63. Mellersta Seveskollans gnejser bildar bland annat Njieriebeäjvvie, som syns som högsta topp i mitten. Nedanför berget och fram till förgrunden är området täckt av den undre Seveskollan, där amfiboliter bildar höjderna. Vy från Stenträskliden (7250288/550413) mot nordväst. Foto: Reinhard Greiling.

ABSTRACT

This report describes the bedrock within the map area 24G Umnäs, which covers parts of the Västerbotten County with the Sorsele Municipality in the northeast, the Storuman Municipality in the southwest, and a minor part of the Vilhelmina Municipality in the southwest. Caledonian rock units cover the major part of the area. They rest upon a thin autochthonous cover that consists of Cambrian sandstones, siltstones and alum shales, which overly Palaeoproterozoic crystalline basement rocks of the Svecokarelian orogen. The latter are exposed at the eastern margin of the map area around the Juktån River. The Caledonian bedrock formed c. 500–400 million years ago and comprises numerous overthrust units, which commonly are divided into the Lower, Middle and Upper Allochthons.

The Lower Allochthon covers areas at Hemfjäll in the northeastern part of the map area, around Lake Flakaträsk and the Abborrbergen hills in the southeast and minor windows at Lake Abborrsjön and the lower Gardsjöbäcken stream. It comprises minor slices of felsic crystalline rocks, derived from the Svecokarelian basement, with overlying Neoproterozoic to Cambrian sedimentary rocks: the Flakaträsk conglomerate and arkoses of the Risbäck group, quartzites and siltstones of the Gärdsjö formation and alum shales of the Alum shale formation.

The Middle Allochthon overlies the Lower Allochthon and covers the largest part of the map area. It comprises, from below, the Stalon nappe, the Danabergen Nappe, the Ammarnäs complex, the Slussfors Nappe and the Seve nappe complex.

The Stalon nappe occurs from the area around Lake Storuman in the southern part northwards along the eastern to the northeastern margin of the map area. Slices of Palaeoproterozoic crystalline, mafic, felsic and mylonitic rocks alternate with Neoproterozoic arkoses and subordinate siltstones.

The Danabergen Nappe with arkoses and garnet-bearing phyllitic interlayers occurs from Lake Gardsjön in the south to Lake Renträsket and the northeastern margin of the area in the north, with the type locality at Danabergen in the central parts of the nappe.

The Ammarnäs complex covers the northeastern part of the map area and is dominated by Neoproterozoic greywackes with subordinate conglomerates. These rocks overlie a slice of gneissose Palaeoproterozoic felsic rocks at Renberget.

The Slussfors Nappe reaches from the area around Lake Bastansjön in the south via its type locality at Slussfors to the northern margin of the map area. The nappe consists of quartz-rich mica schists and subordinate gneisses.

The Seve nappe complex covers most of the western part of the map area and is divided into the lower Seve nappe, the middle Seve nappe and the upper Seve nappe.

The lower Seve nappe dominates the area of the Seve nappe complex and occurs from Silverberget at the southern margin over the area of the Vállietjåhkka hill to the northern margin of the map area. Amphibolite forms most of the hills, including the cliff at the eastern erosional margin of the nappe (amphibolite glint). Mica schist and gneiss dominate the Neoproterozoic sedimentary rocks with quartzite and subordinate marble and calc-silicate rocks.

The middle Seve nappe forms the mountains at the western margin of the map area between Lakes Gardiken and Övre Boksjön and at the Väretsfjället hill, where it pinches out northwards. It is built up by Neoproterozoic felsic, locally kyanite-bearing paragneisses (Marsfjäll gneiss) and migmatites.

The upper Seve nappe occurs only in a minor area to the west of Väretsfjället at the western margin and pinches out northwards. It is composed of mica schist (Svartsjöbäcken mica schist).

The lower Köli nappe represents the Upper Allochthon of the map area and occurs in the

northwesternmost part of the area. It consists of Cambrian to Ordovician sedimentary rocks (Seima formation), which comprise quartzite, arenite, greywacke and phyllite, together with subordinate marble and calcsilicate rocks.

A chapter on geophysics presents data on magnetic susceptibility. Radiation maps show the extent of the alum shale in the Flakaträsk duplex in the southeast. Ten geochemical whole rock analyses referring to major and trace elements and some isotope data are available for some of the rock types.

Metamorphism led to the formation of new greenschist and amphibolite facies minerals in the Middle Allochthon and of greenschist facies minerals in the Upper Allochthon. Structural elements observed in the map area are divided into nappe boundaries, minor structures such as foliation, folds and fractures, as well as regional structures.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Beschreibung umfasst den geologischen Aufbau in dem Gebiet des Kartenblattes 24G Umnäs in der Provinz Västerbotten. Das Gebiet deckt im Nordosten Teile der Gemeinde Sorsele und im Südwesten Teile der Gemeinde Storuman ab. In der Südwestecke berührt es einen kleinen Anteil der Gemeinde Vilhelmina. Der überwiegende Teil des Gebietes besteht aus Einheiten des kaledonischen Deckengebirges. Diese Gesteine ruhen auf einer dünnen Zone autochthoner Sedimentgesteine (kambrische Sandsteine, Siltsteine und Alaunschiefer), die das paläoproterozoische kristalline Grundgebirge des Svekokarelischen Orogens überlagern. Die kaledonischen Gesteine bauen sich intern aus einer großen Anzahl tektonisch überschobener Einheiten auf, und werden von unten nach oben in das Untere, Mittlere und Obere Allochthon eingeteilt.

Das Untere Allochthon ist in dem Gebiet von Hemfjäll in der nordöstlichen Ecke, im Südosten um den See Flakaträsk und die Berge Abborrbergen sowie in kleineren Fenstern um den See Abborrsjön und den unteren Gardsjöbäcken verbreitet. Es besteht aus kleineren Spänen felsischer Grundgebirgsgesteine mit auflagernden neoproterozoischen bis kambrischen Sedimentgesteinen wie das Flakaträskkonglomerat und Arkosen der Risbäcksgruppe, Quarzite und Siltsteine der Gärdsjöformation und Alaunschiefer der Alaunschieferformation.

Das Mittlere Allochthon hat flächenmäßig die größte Ausbreitung im Kartengebiet und besteht, von unten nach oben, aus der Stalondecke, der Danabergendecke, dem Ammarnäskomplex, der Slussforsdecke und dem Seve Deckenkomplex.

Die Stalondecke kommt vom Südrand des Gebietes um den See Storuman bis zum nordöstlichen und nördlichen Rand vor. Sie baut sich aus paläoproterozoischen felsischen, mafischen und mylonitischen Kristallingesteinen auf, die mit neoproterozoischen Arkosen und untergeordnet Siltsteinen wechseln.

Die Danabergendecke bestehend aus Arkosen mit granatführenden phyllitischen Zwischenlagen ist vom See Gardsjön im Süden bis zum See Renträsket und dem Nordostrand verbreitet, mit der Typlokalität Danabergen in der Mitte.

Der Ammarnäskomplex kommt am Nordostrand des Kartengebietes vor und besteht zum größten Teil aus Grauwacken mit untergeordneten Konglomeraten. Diese Gesteine überlagern einen Span aus paläoproterozoischen felsischen Gneisen im Berg Renberget.

Die Slussforsdecke reicht vom südlichen Rand des Gebietes um den See Bastansjön über ihre Typlokalität Slussfors bis an den nördlichen Rand. Sie besteht aus quarzreichen Glimmerschiefern und untergeordnet felsischen Gneisen.

Der Seve Deckenkomplex kommt in dem westlichen Teil des Kartengebietes vor, eingeteilt in die untere Sevedecke, die mittlere Sevedecke und die obere Sevedecke.

Die untere Sevedecke dominiert das Gebiet des Seve Deckenkomplexes von dem Berg Silverberget am südlichen Rand des Gebietes bis zum nördlichen Rand um den Berg Vállietjåhkka. Amphibolite bilden die meisten der Höhenzüge und auch die östliche Erosionskante der Decke (Amphibolitglint). Glimmerschiefer und Gneis sind die vorherrschenden neoproterozoischen Sedimentgesteine, mit einigen Linsen von Quarzit und Marmor.

Die mittlere Sevedecke bildet die Höhen am Westrand des Gebietes von den Seen Gardiken bis Övre Boksjön und zu dem Berg Väretsfjället, wo die Decke nach Norden auskeilt. Sie besteht aus neoproterozoischen felsischen, gelegentlich Disthen führenden Paragneisen (Marsfjällsgneis) und Migmatiten.

Die obere Sevedecke bedeckt nur einen kleinen Teil am westlichen Rand des Gebietes, westlich des Väretsfjällets, und keilt ebenfalls nach Norden aus. Sie besteht aus Granatglimmerschiefern (Svartsjöbäckenschiefer).

Die untere Kölidecke im Nordwesten des Gebietes repräsentiert das Obere Allochthon. Sie besteht aus kambrischen bis ordovizischen Sedimentgesteinen (Seimaformation) wie Quarzit, Arenit, Grauwacke und Phyllit und untergeordnet Marmor och Kalksilikatgestein.

Der Abschnitt Geophysik weist auf Daten zur magnetischen Suszeptibilität hin, Geostrahlungskarten zeigen die Verbreitung des Alaunschiefers im Flakaträsduplex im Südosten. Der Abschnitt Geochemie gibt Hinweise zu zehn Haupt- und Spurenelementanalysen einiger Gesteine sowie Isotopendaten.

Metamorphose führte zur Neubildung von Mineralen in dem Mittleren Allochthon (Grünschiefer- und Amphibolitfazies) und dem Oberen Allochthon (Grünschieferfazies). Die in dem Kartengebiet beobachteten strukturgeologischen Elemente sind Deckengrenzen, kleinere Strukturen wie Foliation, Falten und Frakturen sowie regionale Strukturen.

TACK

Författarna tackar Jens Grimmer för den geokemiska informationen om Stalonskollans metavulkaniter och Stefano Febbroni och Jennifer Rodriguez för tillståndet att använda bilder från deras arbeten i den aktuella rapporten. Johan Jönberger sammanställde informationen till de geofysiska kartorna. Ett stort tack till Alexander Lewerentz som har granskat och korrekturläst texten. Lina Rönnåsen (SGU) tackas för redigeringen av beskrivningen och för många värdefulla kommentarer under redigeringsarbetet.

REFERENSER

Andersen, T.B., Corfu, F., Labrousse, L., & Osmundsen, P.T., 2012: Evidence for hyperextension along the pre-Caledonian margin of Baltica. *Journal of the Geological Society of London 169*, 601–612.

Andersson, A., Dahlman, B., Gee, D.G. & Snäll, S., 1985: The Scandinavian alum shales. *Sveriges geologiska undersökning Ca 56*, 1–50.

Angerer, T. & Greiling, R.O., 2012: Fabric evolution at basement-cover interfaces in a fold-and-thrust belt, and implications for décollement tectonics (Autochthon, Lower Allochthon, central Scandinavian Caledonides). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 101*, 1763–1788. doi: 10.1007/s00531-012-0765-4.

Backlund, H., 1925: Försök till magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 47*, 155–179. doi: 10.1080/11035892509454041.

Backlund, H., 1935: Zur Tektonik des nordschwedischen Hochgebirges. Erläuterung eines Kartenausschnitts. *Geologische Rundschau 26*, 429–432.

Backlund, H. & Quensel, P., 1929: Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. *Sveriges geologiska undersökning Ca 21* [Har senare blivit Ba 21, se Quensel 1960].

Bartusch, J.M., 2006: *Lithofazielle und tektonische Entwicklung vom passiven Kontinentalrand zur Orogenese (ein Beispiel einer grünschiefermetamorphen Deckeneinheit aus den Kaledoniden, Västerbotten, Schweden)*. Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 279 s.

Bergman, S. & Kathol, B. (red.), 2018: Synthesis of the bedrock geology in southern Norrbotten County, northern Sweden. *Rapporter och meddelanden 144*, Sveriges geologiska undersökning, 243 s.

Bergman, S., Stephens, M.B., Anderson, J., Kathol, B. & Bergman T., 2012: Sveriges berggrund, skala 1:1 miljon. *Sveriges geologiska undersökning K 423*.

Bobbink, F., 2006: *Untersuchungen an den Gesteinen des Mittleren Allochthons der Kaledoniden in Västerbotten, Schweden (Stalon, Slussfors)*. Diplomkartierung, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 114 s.

Claesson, S., Klingspor, I. & Stephens, M.B., 1983: U–Pb and Rb–Sr isotopic data on an Ordovician volcanic-subvolcanic complex from the Tjopasi Group, Köli Nappes, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 105*, 9–15.

Cloos, H., 1935: Vorbemerkung [till Backlund 1935]. *Geologische Rundschau 26*, 429.

Einarsson, Ö., 1997: Prospekteringsarbeten inom Sorsele kommun under 1997. *GEOP 9709*, 34s.

Einarsson, Ö & Greiling, R.O., 1997: Natursteine in Nordschweden. *Naturstein 05/97*, 137–139.

Eliasson, T., Greiling, R.O. & Triumf, C.-A., 2003a: Berggrundskartan 24H Sorsele NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 187*.

Eliasson, T., Greiling, R.O. & Triumf, C.-A., 2003b: Berggrundskartorna 24H Sorsele SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 188*.

Falk, C.A., 1906: Rapport om malmgeologiska undersökningarna efter Inlandsbanans sträckning mellan Vilhelmina och Stensele i Lappland samt vestra delen af Vilhelmina och Tärna socknar. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 84110*, 8 s.

Febbroni, S., 1997: Rilevamento geologico e dei valori della suscettività magnetica nelle Caledonidi della Lapponia svedese. *AZ Marmi 131*, 50 s.

Febbroni, S., Gillespie, P.A. & Greiling, R.O. 1998: Prospektion und strukturelle Beurteilung von Naturwerkstein in den Schwedischen Kaledoniden. *Terra Nostra 98/3*, V69–V70.

Febbroni, S. & Greiling, R.O. 1999: Structure of a duplex at the Caledonian front, northern Sweden: the Flakaträsk Duplex, Lower Allochthon. *Journal of Conference Abstracts 4*, 838.

Febbroni, S. & Greiling, R.O., 2000: Naturstein und Industrieminerale in Västerbotten – Kommunen Sorsele, Storuman, Vilhelmina, Dorotea. Universität Heidelberg, 272s. SGU diarienummer 462-2112/2019.

Gayer, R.A. & Greiling, R.O., 1989: Caledonian nappe geometry in north central Sweden and basin evolution on the Baltoscandian margin. *Geological Magazine 126*, 499–513.

Gee, D. G., Kumpulainen, R. & Karis, L., 1990: Fjällrandens berggrund. *I* Lundqvist, T.: Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands Län. *Sveriges geologiska undersökning Ba 31*, 206–237.

Gee, D.G., Andréasson, P.-G., Lorenz, H., Frei, D. & Majka, J., 2015: Detrital zircon signatures of the Baltoscandian margin along the Arctic Circle Caledonides in Sweden: The Sveconorwegian connection. *Precambrian Research 265*, 40–56.

Gee, D.G. & Stephens, M.B. 2020a: Lower thrust sheets in the Caledonide orogen, Sweden: Cryogenian-Silurian sedimentary successions and underlying, imbricated, crystalline basement. *I* M.B. Stephens & J. Bergman Weihed (red.): *Sweden: Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources.* Geological Society, London, Memoirs 50, 495–515.

Gee, D.G. & Stephens, M.B. 2020b: Regional context and tectonostratigraphic framework of the early-middle Paleozoic Caledonide orogen, northwestern Sweden. *I* M.B. Stephens & J. Bergman Weihed (red.): Sweden: *Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources.* Geological Society, London, Memoirs 50, 481–494.

Gee, D.G., Klonowska, I., Andréasson, P.-G. & Stephens, M.B., 2020: Middle thrust sheets in the Caledonide orogen, Sweden: the outer margin of Baltica, the continent–ocean transition zone and late Cambrian–Ordovician subduction–accretion. *I* M.B. Stephens & J. Bergman Weihed (red.): *Sweden: Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources.* Geological Society, London, Memoirs 50, 517–548.

Grambow, C., 2001: *Das Råvovare-Konglomerat: Geologischer Rahmen und regionale Vergleiche (Kaledoniden in Västerbotten, Schweden) kombiniert mit einer Kartierung der umgebenden Gesteine des Unteren-, Mittleren- und Oberen Allochthons.* Diplomarbeit und Diplomkartierung, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 111 s.

Greiling, R.O. & Febbroni, S., 1997: L'Industria della Pietra Naturale in Svezia. *AZ Marmi 126*, 64–68.

Greiling, R.O. & Febbroni, S., 2019: Magnetic susceptibility of the rocks of the Blaik Nappe (Flakaträsk Duplex) and some overlying nappes between Umeälven and Juktån (Caledonian margin of Västerbotten). SGU diarienummer 462-2112/2019, 8 s.

Greiling, R.O. & Kathol, B., 2021a: Berggrundskartan 24G Umnäs NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 707.*

Greiling, R.O. & Kathol, B., 2021b: Berggrundskartan 24G Umnäs NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 706*.

Greiling, R.O. & Kathol, B., 2021c: Berggrundskartan 24G Umnäs SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 709.*

Greiling, R.O. & Kathol, B., 2021d: Berggrundskartan 24G Umnäs SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 708*.

Greiling, R.O. & Kathol, B. 2021e: Beskrivning till berggrundskartorna 25G Ammarnäs NV, NO, SV & SO. *Sveriges geologiska undersökning K 690*, 57 s.

Greiling, R.O. & Zachrisson, E., 1999: Berggrundskartorna 23 G Dikanäs NV & SV, 1:50.000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 122 & 123*.

Greiling, R.O., Gayer, R.A. & Stephens, M.B., 1993: A basement culmination in the Scandinavian Caledonides formed by antiformal stacking (Bångonåive, northern Sweden). *Geological Magazine 130*, 471–482.

Greiling, R.O., Zachrisson, E., Bjork, L. & Kero, L., 1996: Berggrundskartan 22G Vilhelmina NO, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 86*.

Greiling, R.O., Garfunkel, Z. & Zachrisson, E., 1998: The orogenic wedge in the central Scandinavian Caledonides: Scandian structural evolution and possible influence on the foreland basin. *GFF 120*, 181–190. doi.org/10.1080/11035899801202181

Greiling, R.O., Jensen, S. & Smith, A.G., 1999a: Vendian – Cambrian subsidence of the passive margin of western Baltica – application of new stratigraphic data from the Scandinavian Caledonian margin. *Norsk Geologisk Tidsskrift 79*, 133–144.

Greiling, R.O., Zachrisson, E., Thelander, T. & Sträng, T., 1999b: Berggrundskartorna 23 G Dikanäs NO & SO, 1:50.000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 124 & 125*.

Greiling, R.O., Stephens, M.B. & Persson, P.-O., 2002: Crystalline basement rocks in the Lower and Middle Allochthons, Västerbotten, Sweden: Palaeoproterozoic U-Pb zircon ages from the north-central Swedish Caledonides. *I* Bergman, S. (red.): Radiometric dating results 5. *Sveriges geologiska undersökning C 834*, 31–42.

Greiling, R.O., Grimmer, J.C., de Wall, H. & Björk, L., 2007: Mesoproterozoic dyke swarms in foreland and nappes of the central Scandinavian Caledonides: structure, magnetic fabric, and geochemistry. *Geological Magazine 144*, 525–546. doi: 10.1017/S0016756807003299.

Greiling, R.O., Oszczypko, N. & Garfunkel, Z., 2013. A comparison of two orogenic margins: central Scandinavian Caledonides and western Outer Carpathians. *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (German Journal of Geosciences) 164*, 9-32. doi: 10.1127/1860-1804/2013/0013

Greiling, R.O., Kathol, B. & Kumpulainen, R.A., 2018: Nappe units along the Caledonian margin in central Scandinavia (Grong–Olden to Nasafjället): definition, distinction criteria and tectonic evolution. *GFF 140*, 66–89. doi: 10.1080/11035897.2018.1453864.

Greiling, R.O., Kathol, B. & Kumpulainen, R.A., 2019a: Danabergensskollan, Danabergen Nappe, id 4808. SGU, Geologiska namn i Sverige databas. sgudb-genas.

Greiling, R.O., Kathol, B. & Kumpulainen, R.A., 2019b: Slussforsskollan, Slussfors Nappe, id 4810. SGU, Geologiska namn i Sverige databas. sgudb-genas.

Grimmer, J.C., Greiling, R.O. & Gerdes, A., 2011: The Ammarnäs Greywacke Complex in the central Scandinavian Caledonides: an allochthonous basin fragment in the foreland of the Sveconorwegian orogen? *Terra Nova 23*, 270–279. doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01009.x

Grimmer, J.C., Glodny, J., Drüppel, K., Greiling, R.O. & Kontny, A., 2015: Early- to Mid-Silurian extrusion wedge tectonics in the central Scandinavian Caledonides. *Geology 43*, 347–350. doi:10.1130/G36433.1.

Grimmer, J.C., Hellström, F.A. & Greiling, R.O., 2016: Traces of the Transscandinavian Igneous Belt in the central Scandinavian Caledonides: U-Pb zircon dating and geochemistry of crystalline basement rocks in the Middle Allochthon. *GFF 138*, 320–335. doi: http://dx.doi.org/10.1080/11035897.2015.1063537

Heuer, J., 2015: *Lagerstättenkundliche Untersuchung in der Dobblon-Abfolge (Paläoproterozoikum) und Vergleich mit dem Flakaträsk Konglomerat (Neoproterozoikum) in Västerbotten, Nord-Schweden*. Bachelorarbeit, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), 53 s.

Holmquist, P.J., 1903: En geologisk profil öfver den Skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. *GFF 25*, 27–78.

Holmquist, P.J., 1910: Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland. *GFF 32*, 913–983.

Kathol, B. & Weihed, P., 2005: Description of regional geological and geophysical maps of the Skellefte District and surrounding areas. *Sveriges geologiska undersökning Ba 57*, 197 s.

Kontny, A., Engelmann, R., Grimmer, J.C., Greiling, R.O. & Hirt, A., 2012: Magnetofabric analysis from highly anisotropic magnetitebearing mylonitic garnet-micaschists in a metamorphic nappe (Seve Nappe Complex, Scandinavian Caledonides). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 101*, 671–692. doi: https://doi.org/10.1007/s00531-011-0713-8.

Kulling, O., 1933: Bergbyggnaden inom Björkvattnet-Virisen-området i Västerbottensfjällens centrala del. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 55*, 167–422.

Kulling, O., 1942: Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. *Sveriges geologiska undersökning C 445*, 320 s.

Kulling, O., 1955: Den kaledoniska fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län. *I* S. Gavelin & O. Kulling: Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 37*, 101–296.

Kumpulainen, R., 1982: *The Upper Proterozoic Risbäck Group, northern Jämtland and southwestern Västerbotten, central Swedish Caledonides*. University of Uppsala, Department Mineralogy and Petrology, Research Report 28, 60 s.

Kumpulainen, R., 1992: *Fältanteckningar från karteringen av Seve- Stalon- och Ammarnäs skollkomplexen i området Ammarnäs – Tärnaby – Slussfors – Stor-vindeln i norra Västerbotten*. Sveriges geologiska undersöknings arkiv, Nya arkivförteckningen, serie F9E, volym 6, 38 s.

Kumpulainen, R.A., 2011: Chapter 61. The Neoproterozoic glaciogenic Lillfjället Formation, southern Swedish Caledonides. *I* E. Arnaud, G.P. Halverson & G. Shields-Zhou (red.): *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs 36, 629–634, doi:10.1144/M36.61.

Kumpulainen, R.A. & Greiling, R.O., 2011: Chapter 60. Evidence for late Neoproterozoic glaciation in the central Scandinavian Caledonides. *I* E. Arnaud, G.P. Halverson & G. Shields-Zhou (red.): *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs 36, 623–628.

Kumpulainen, R., Nystuen, J.P. & Thelander, T., 1981: Late Precambrian stratigraphy (including tillites) within the Caledonian Front from central-west Sweden to south-eastem Norway. *Excursion B8. Uppsala Caledonide Symposium*.

Lannerbro, R., 1954: Den bandade hårdskiffern. Ett studium av amfibolitglintens bergartskomplex inom Västerbotten. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 79*, 1–49.

Mantel, R. & Rodriguez, J., 2010: Talkkartierung 2010, Silverberg & Grönfjäll (Schweden). NIBA Natursten i Botnia-Atlantica. Karlsruher Institut für Technologie (KIT), 38 s.

Pettersen K., 1887: De geologiske bygningsforholde langs den nordlige side af Torne träsk, *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar 9*, 420–433.

Quensel, P., 1924: Myloniternas uppträdande vid glinten v. om Slussfors i Västerbotten. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 46*, 746–747.

Quensel, P., 1960: Beskrivning till karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. *Sveriges geologiska undersökning Ba 21*, 53s.

Ransed G. & Wahlroos J.-E., 2007: Jordartskartan 24H Sorsele, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 42*.

Rehm, S. M., 2014: *AMS und Mikrogefüge einer Scherzone innerhalb der Seve-Decke (Umnässjön, schwedische Kaledoniden)*. Bachelorarbeit, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), 51s.

Rodhe, A., 1992: Terminology and ideas regarding the Protogine Zone in southern Sweden, *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 114*, 360–365.

Rodriguez, J.A., 2011: *Kaledonische Deckeneinheiten zwischen Vindelälven und Vuovosvardo, Nordschweden, mit Schwerpunkt auf der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität*. Bachelorarbeit, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), 39 s.

Roos, F.G., 2008: Fabric and fluid evolution at nappe boundaries from the Swedish Caledonides. *Gaea Heidelbergensis 17*, 1–362.

Sabelfeld, A., 2011: Inventering av bergtäkter i Västerbottens län 2011. NIBA Natursten i Botnia-Atlantica. Karlsruher Institut für Technologie (KIT), 250 s. + svensk sammanfattning, 5 s.

Satzke, T.M., 1997: *Gesteinsmagnetische Untersuchungen und mikrostrukturelle Beobachtungen an der Deckengrenze Oberes-/Mittleres Allochthon (am Beispiel von 3 Profilen: Slussfors, Dikanäs und Saxnäs, N-Schweden)*. Diplomarbeit, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 110 s.

Statsgeolog, 1949. Rapport angående täljstensfyndigheten vid Silverberg, Stensele socken, Västerbotten. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 84108*, 3s.

Stephens, M. B., 1977: Stratigraphy and relationship between folding, metamorphism and thrusting in the Tärna-Björkvattnet area, northern Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska undersokning C 726*, 1–146.

Stephens, M.B., 2001a: Berggrundskartan 24E Joesjö SO / 24F Tärna SV, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 161*.

Stephens, M.B., 2001b: Berggrundskartorna 24F Tärna SO & NO, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 162 & 163*.

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 Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas, 135–162*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.

Stephens, M.B., 2020: Upper and uppermost thrust sheets in the Caledonide orogen, Sweden: outboard and exotic continental terranes. *I* M.B. Stephens & J. Bergman Weihed (red.): *Sweden: Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources*. Geological Society, London, Memoirs 50, 549–575.

Stålhös, G., 1958: Fjällrandens sparagmit- och kvartsitformationer – en petrografisk jämförelse. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 80*, 209–225.

Svenonius, F., 1896: Några bidrag till belysning af eruptivens betydelse för fjällbildningarna. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 18*, 317–343, doi:10.1080/11035899609444795

Sveriges geologiska undersökning, 1980a: Geo - Strålningskarta 24G Umnäs NO, 1:50 000, Edition 1. Sveriges geologiska undersökning.

Sveriges geologiska undersökning, 1980b: Geo - Strålningskarta 24G Umnäs SO, 1:50 000, Edition 1. Sveriges geologiska undersökning.

Sveriges geologiska undersökning, 2005: Flygmagnetiska kartan 24G Umnäs SO, 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning, SGU specialkarta.

Thelander, T., 1982: The Torneträsk Formation of the Dividal Group, northern Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C 789*, 41 s.

Thelander, T., 1988: Talk II fältrekognoscering av talkuppslag. *Sveriges Geologiska AB PRAP 88541*, 1–44, 3 bilagor.

Trouw, R.A.J., 1973: Structural geology of the Marsfjällen area, Caledonides of Västerbotten, Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 689*, 155 s.

Törnebohm, A.E., 1869: *Resa i Westerbottens och Norrbottens lappmarker*. Sveriges geologiska undersöknings arkiv, Gamla arkivförteckningen, serie EIV2b, volym 21, 42 s.

Ulfstedt, A.-C., 1976: Geomorfologiska kartbladen 24E Joesjö och 24F Tärna – beskrivning och naturvärdesbedömning. *Statens Naturvårdsverk SNV PM 732*, 1–65.

Ulfstedt, A.-C., 1977: Geomorfologiska kartbladet 25 G Ammarnäs – beskrivning och naturvärdesbedömning. *Statens Naturvårdsverk SNV PM 859*, 1–55.

Warr, L.N., Greiling, R.O. & Zachrisson, E., 1996: Thrust-related, very low-grade metamorphism in the marginal part of an orogenic wedge, Scandinavian Caledonides. *Tectonics 15*, 1213–1229.

Williams, I.S. & Caesson, S., 1987: Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Seve nappes, Scandinavian Caledonides. ll. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology 97*, 205–217.

Zachrisson, E., 1969: Caledonian geology of northern Jämtland - southern Västerbotten. *Sveriges geologiska undersökning C 644*, 1–33.

Zachrisson, E. & Greiling, R.O., 1993: Berggrundskartorna 23F Fatmomakke NO och SO, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 77–78*.

Zachrisson, E., Greiling, R.O. & Persson, P.-O., 1996: Recognition of basement rocks in the metamorphic Seve Nappe: the U-Pb zircon age of the Nuortenjuone Gneiss, Upper Allochthon, central Swedish Caledonides. I T. Lundqvist (red.): Radiometric dating results 2. *Sveriges geologiska undersökning C 828*, 56–72.