

SAMMANFATTNING AV PÅGÅENDE VERKSAMHET 2012

Berggrundsgeologisk undersökning, Jäkkvik–Boden

Benno Kathol, Martiya Sadeghi, Daniel Larsson,
Stefan Luth, Per Nysten & Carl-Axel Triumf

december 2012

SGU-rapport 2012:25



SGU

Sveriges geologiska undersökning
Geological Survey of Sweden

Närmare upplysningar erhålls genom
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 92 10
E-post: kundservice@sgu.se
Webbplats: www.sgu.se

Omslagsbild: Hornavan med Gáldesbuovdda i bakgrunden (övre t.v.)
Norramarks bergtäkt vid Södra Sunderbyn (övre t.h.), Lulep Rámanj
och Tjeggelvas (nedre t.v.), Boden från Rödbergsfortet (nedre t.h.).
Foto: Benno Kathol.

© Sveriges geologiska undersökning, 2012

Layout: Benno Kathol, SGU

INNEHÅLL

Allmän inledning	5
Kartområdet 26H Jäkkvik	8
Berggrunden	8
Tidigare geologiska arbeten	10
Tidigare geofysiska arbeten	10
Karteringen 2012 inom fennoskandiska skölden	11
Resultat från karteringen 2012 inom fjällberggrunden och den rotfasta sedimentära pålagringen	11
Rotfast sedimentär pålagring	11
Undre skollberggrunden	13
Mellersta skollberggrunden	16
Struktur	18
Spröd deformation och tensoranalys	20
Geofysiska arbeten 2012	21
Mineraliseringar	27
Kartområdet 25L Boden	28
Berggrunden	28
Arkeiska bergarter	28
Paleoproterozoiska sedimentära bergarter	30
Paleoproterozoiska intrusivbergarter	30
Paleoproterozoiska vulkaniska bergarter	34
Sm–Nd-analyser	35
Tidigare geofysiska arbeten	36
Geofysiska arbeten 2012	37
Mineraliseringar	41
Referenser	41

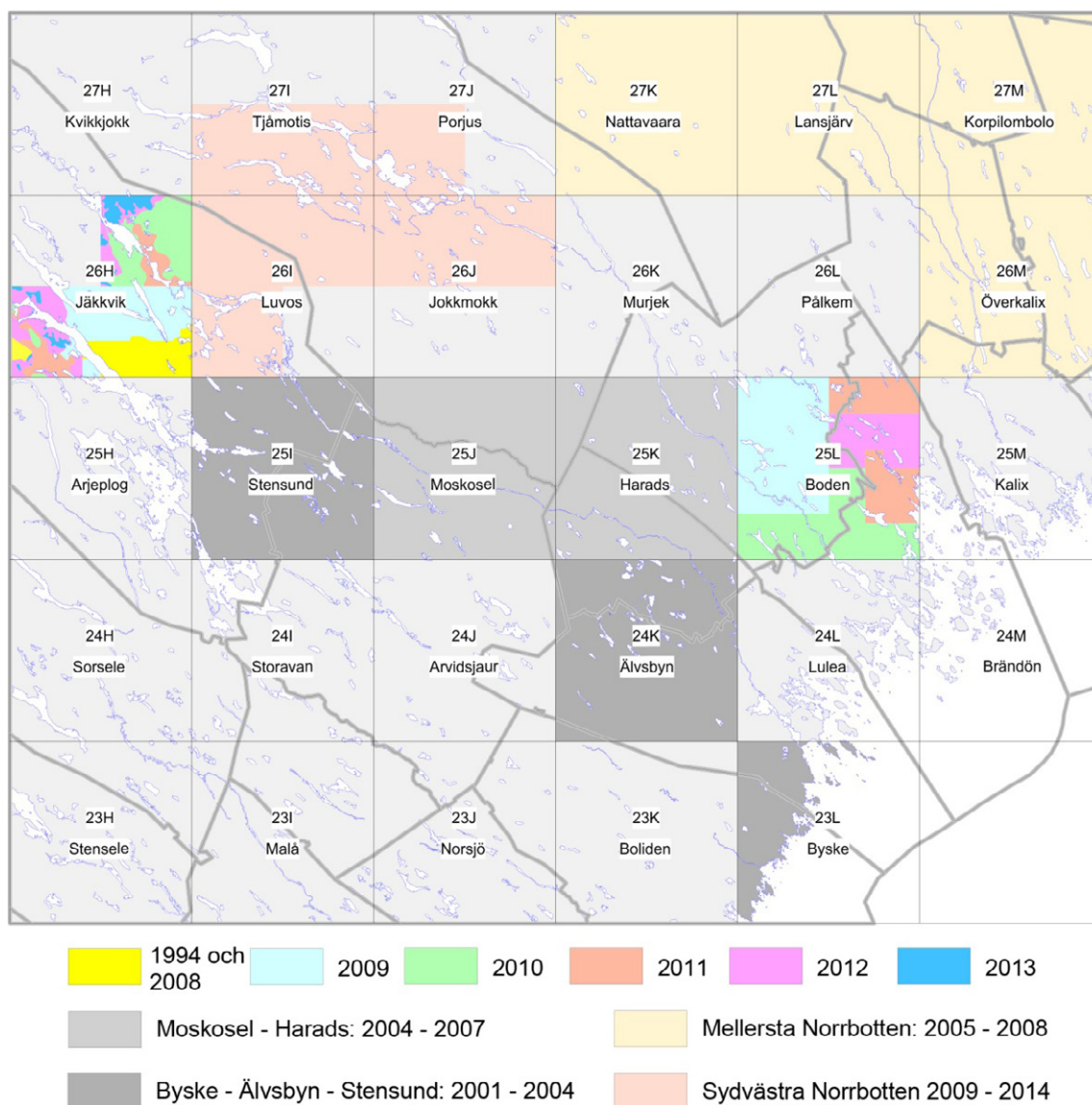
ALLMÄN INLEDNING

”Jäkkvik–Boden, baskartering berg” omfattar kartområdena 26H Jäkkvik NO, SV och SO och 25L Boden (fig. 1). Syftet är att skapa ett berggrundsgeologiskt underlag för en långsiktigt hållbar resurshantering inom delar av Norrbottens län samt att skapa planerings- och beslutsunderlag för företag, kommuner, länsstyrelser och allmänheten. Resultaten kommer att redovisas i form av berggrundsgeologiska och geofysiska databaser samt berggrundskartor i skala 1:50 000. Arbetet genomförs enligt rutin GUBStB i SGUs karteringsprocesser berg. Under sommaren 2012 har karteringen inom projektet pågått i kartområdena 26H Jäkkvik NO och SV samt inom 25L Boden NO och SO. Inom kartområdet 26H Jäkkvik har ca 265 km² karterats. Tillsammans med fältinsatserna år 2008 till 2011 är nu 1 760 km² karterat. Inom kartområdet 25L Boden har 350 km² karterats under sommaren 2012 och sedan undersökningarna började sommaren 2009 är 2 500 km², dvs. hela kartområdet 25L Boden, karterade. Insatserna av geofysisk karaktär har berört kartområdena 26H Jäkkvik NO, SO och SV samt 25L Boden SV, NV och NO. Det som återstår sommaren 2013 är en viss revidering efter undersökningen av det insamlade materialet.

De geologiska fältarbetena inom kartområdet 26H Jäkkvik NO har utförts av Benno Kathol och Daniel Larsson (SGU) med hjälp av extrageologerna Stefan Luth (Vrije Universiteit Amsterdam), Carolin Ryr (Uppsala Universitet), Stefan Persson, Tobias Kampmann (Lunds universitet) och Maximilian Zundel (Karlsruhe Institute of Technology). De geologiska undersökningarna har bedrivits både i den fennoskandiska skölden, den rotfasta sedimentära pålagringen och i fjällkedjans skollberggrund. De geofysiska undersökningarna har utförts av Carl-Axel Triumf (SGU) och koncentrerats på bergarter inom den fennoskandiska skölden.

De geologiska fältarbetena inom kartområdet 25L Boden har utförts av Martiya Sadeghi (SGU) med biträde av extrageologerna Risto Kumpulainen, Jon Lundh (Uppsala Universitet) och Stefan Persson. De geofysiska undersökningarna har utförts av Carl-Axel Triumf (SGU). Mineralfyndigheterna har inom båda områdena (26H Jäkkvik och 25L Boden) kontrollerats i fält, sammanställts och lagrats i SGUs databas av Daniel Larsson (SGU). Mikroskopering av en del tunnslip från kartområdet 25L Boden och modalanalys av de slip där det var möjligt har utförts av Per Nysten (SGU).

Det geofysiska fältarbetet inom kartområdena 26H Jäkkvik och 25L Boden har inriktats på gammastrålningsmätning på berghällar samt på provtagning för bestämning av bergarternas fysikaliska egenskaper, vidare på kontroll av hällar för att belysa sambanden mellan geofysiska anomalier och deras orsaker i berggrunden. Inom kartområdet 26H Jäkkvik har undersökningsområdet norr om sjön Tjeggelvas utökats ytterligare mot norr jämfört med 2011 och når nu ända fram till fjällberggrunden. Riktade insatser har också genomförts i områden med hög tyngdkraft där hällar har besökts som kan belysa vilka bergarter som kan utgöra anomalikällorna. I kartområdet har mätningar genomförts med magnetometer och VLF-instrument längs linjära stråk i terrängen, s.k. profiler. Syftena med profilmätningarna har dels varit att kontrollera ett lineamentkomplex som identifierats i geofysiska data över regionen, dels att kontrollera om några av de högt magnetiserade enheterna som förekommer i östra delen av kartområdet hänger samman med några elektriskt ledande berggrundsenheter. I kartområdet 25L Boden har de geofysiska undersökningarna bedrivits främst med avsikt att få en god rumslig och bergartsmässig täckning av petrofysiska observationer över hela kartområdet. Visst fokus har lagts på hällkontroller i områden där det förekommer



Figur 1. Genomförd och planerad karteringsverksamhet inom "Jäkkvik-Boden, baskartering berg".

lineament som har identifierats i geofysiska data i regional skala. Fältarbetenas och provtagningens omfattning för respektive område framgår av tabell 1 respektive 2.

Bearbetning av det år 2008 och 2009 i kartområdet 26H Jäkkvik SO och SV insamlade materialet (Kathol m.fl. 2010) har påbörjats enbart i liten skala under hösten 2008 respektive 2009. Vidare bearbetning av materialet från fältsäsongerna 2008, 2009 och 2010 (Kathol m.fl. 2011) har pågått under hösten 2010 och våren 2011 samt vintern 2011/2012. Fältarbetsresultaten från sommaren 2011 beskrivs av Kathol m.fl. (2012). Hela arbetsområdet dvs. kartområdena 26H Jäkkvik NO, SV och SO skulle ha varit färdigkarterat i slutet av sommaren 2012. På grund av transporttekniska problem återstår dock flera mindre områden, sammanlagt ca 115 km² i de väglösa delarna av kartområdet. Det insamlade materialet kommer att lagras i SGUs databaser och en tolkning av fältarbetsresultaten kommer att redovisas i SGUs serie K.

Tabell 1. Sammanställningen av de geologiska och geofysiska fältinsatserna samt provtagningen inom kartområdet 26H Jäkkvik (2008–2012).

Tidsperiod	2012	2008–2012
Extrageologer och projektanställda	30 personveckor	97 personveckor
Extrageofysiker	0 personveckor	13 personveckor
Kartbladsgeologer*	2 personveckor	50 personveckor
Kartbladsgeofysiker	4 personveckor	26 personveckor
Karterad yta	265 km ²	1760 km ²
Observerade hållar/hällområden	649	2971
Observationslokaler, geofysik	65	604
Gammastrålningsmätningar (spektrometer)	63	1211
Bergartsprover för petrofysiska mätningar	38	389
Geofysiska mätningar längs profiler	2	14
Bergartsprover geologi	212	888
Tunnslip	21	88
Litogeokemianalyser	20	202
U–Pb-zirkondateringar**	(0)	3+(2)

* Inklusive undersökningen av mineralfyndigheterna.

** Siffror inom parentes avser förslag till analys (U–Pb) eller inlämnade prover (Sm–Nd).

Tabell 2. Sammanställningen av de geologiska och geofysiska fältinsatserna samt provtagningen inom kartområdet 25L Boden (2009–2012).

Tidsperiod	2012	2009–2012
Extrageologer och projektanställda	20 personveckor	96 personveckor
Extrageofysiker	0 personveckor	25 personveckor
Kartbladsgeolog*	4 personveckor	31 personveckor
Kartbladsgeofysiker	4 personveckor	14 personveckor
Karterad yta	350 km ²	2500 km ²
Observerade hållar/hällområden	639	3098
Observationslokaler, geofysik	95	531
Gammastrålningsmätningar (spektrometer)	114	1316
Bergartsprover för petrofysiska mätningar	50	284
Geofysiska profiler	0	18
Bergartsprover geologi	96	826
Tunnslip	33	157
Litogeokemianalyser	41	177
U–Pb-zirkondateringar**	(4)	7+(5)+4
Sm–Nd-analyser**	(6)	15+(6)

* Inklusive undersökningen av mineralfyndigheterna.

** Siffror inom parentes avser förslag till analys (U–Pb) eller inlämnade prover (Sm–Nd).

Lägena för hällobservationerna, provtagningpunkterna för U–Pb-zirkondateringarna och de litogeokemiska analyserna samt en sammanställning av de geofysiska fältinsatserna över motsvarande områden visas i figurer i respektive avsnitt.

KARTOMRÅDET 26H JÄKKVIK

Berggrunden

Berggrunden i den östra delen av kartområdet 26H Jäkkvik (fig. 2) tillhör den fennoskandiska skölden som ofta betecknas som urberg, medan fjällområdena i områdets västra och nordvästra del byggs upp av överskjuten skollberggrund som tillhör de skandinaviska Kaledoniderna (Fjällkedjan). Den senare vilar på en i stort sett rotfast sedimentär pålagring, som i sin tur ligger med en primär diskordans på fennoskandiska sköldens berggrund.

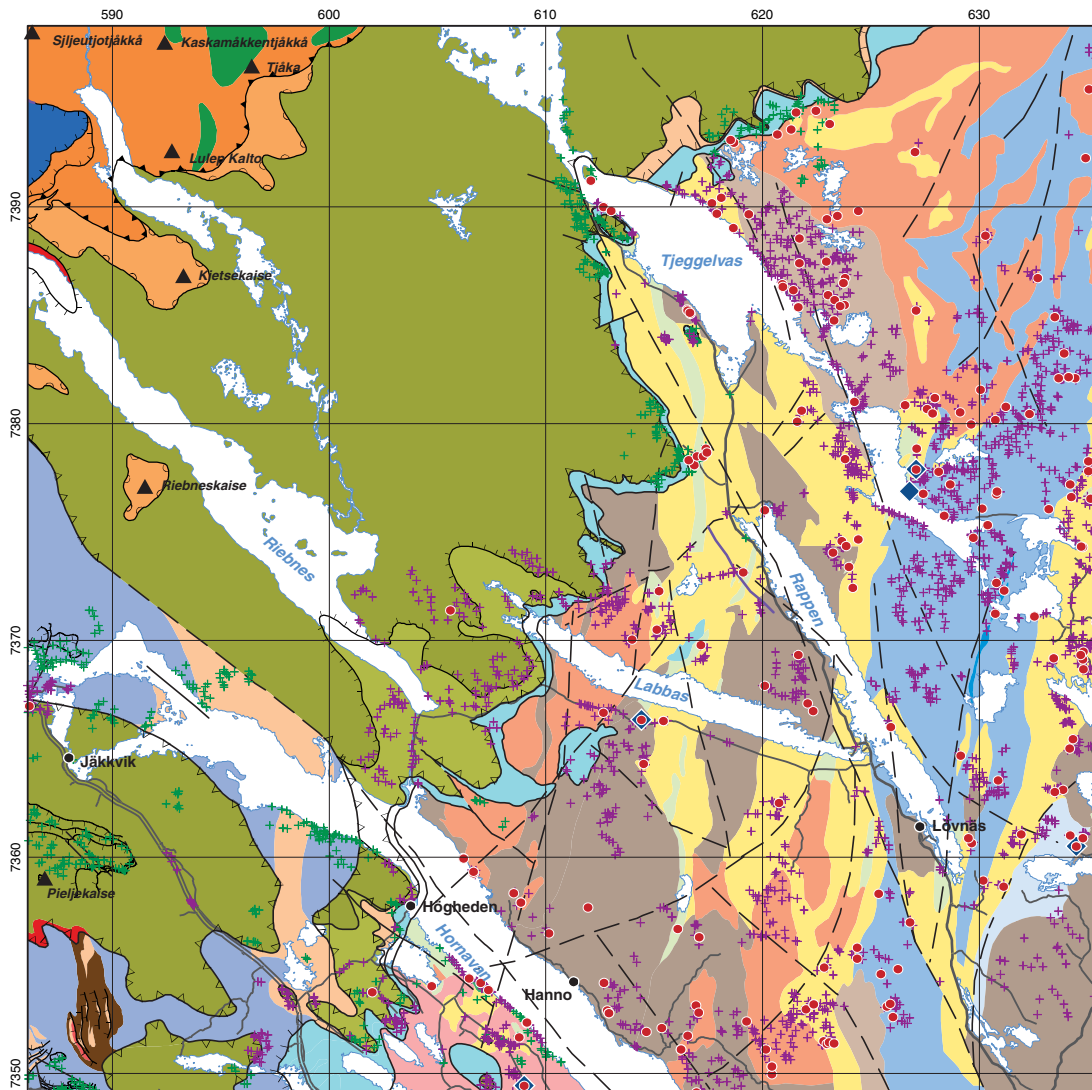
Den paleoproterozoiska berggrunden domineras av tidigvekokarelska och sen- till post-vekokarelska djupbergarter (pertitmonzonitsviten och Jörn GI-sviten resp. Lina- och Revsundssviten) och huvudsakligen landavsatta (subaeriska) ca 1,88 till 1,86 miljarder år gamla vulkaniska och underordnat sedimentära ytbergarter (Arvidsjaurgruppen). Dessa ytbergarter överlagras i områdets östra del av en sekvens av i varierande grad omvandlade kvarts- och fältspatsandstenar (Snavva–Sjöfallsgruppen).

Arvidsjaurgruppens bergarter bildades i en subaerisk magmatisk båge i den norra delen av och norr om ett större havsområde som kallas bottniska bassängen. Dessa vulkaniska och sedimentära ytbergarter intruderades sedan av magmor som bildade de tidigvekokarelska djupbergarterna. Tecken för att även Snavva–Sjöfallsgruppens bergarter har intruderats av tidigorogena magmor finns för närvarande inte. Under huvudfasen av den svekokarelska orogenesisen (bergskedjeveckning för ca 1 900–1 800 miljoner år sedan) nedsänktes den ovan beskrivna berggrunden till större djup i jordskorpan och bergarterna omvandlades under höga tryck- och temperaturförhållanden (metamorfos). Beroende på bergarternas läge i det orogena bältet blev de i olika grad deformerade, veckade och omkristalliserade.

Under en sen fas av den svekokarelska orogenesisen intruderades den deformerade berggrunden av stora mängder magma som stelnade till utsträckta granit- till monzonitintrusioner. Beroende på magmornas ursprung indelas dessa sen- till postvekokarelska bergarter in i Linasviten och i bergarter som tillhör Revsundssviten. De senare räknas till det så kallade transskandinaviska magmatiska bältet.

Längs med Kaledonidernas erosionsfront och under skollberggrundens överskjutna skollenheter överlagras den fennoskandiska sköldens paleoproterozoiska berggrund av ett rotfast tunt täcke eller pålagring av neoproterozoiska till kambriska sedimentära bergarter. Denna rotfasta sekvens har i Laisvallsområdet ca 25 km söder om karteringsområdet delats in av Willdén (1980) i fältspatrika sandstenar (Ackerseletformationen), kvartsiter med inlagrade sand- och siltstenar (Såvvovareformationen) samt lersten, siltsten och alunskiffer (Grammajukku- och alunskifferformationerna).

Figur 2. Preliminär geologisk karta över kartområdet 26H Jäkkvik. Hällobserveringar samt provpunkter för U–Pb-zirkondateringar och geokemiska analyser i kartområdena 26H Jäkkvik SO, SV och NO framtagna under fältsäsongerna 2008–2012 är markerade. Den geologiska bakgrunden inom området av den fennoskandiska skölden är tagen och delvis modifierad från Koistinen m.fl. (2001). Den geologiska kartbilden över fjällberggrunden och den sedimentära pålagringen mellan Låbbås och Högheden är resultat av 2009 års kartering och sammanställd av L. Albrecht (Kathol m.fl. 2010) samt modifikation år 2010. I de andra delarna av fjällberggrunden och den sedimentära pålagringen visas T. Thelanders sammanställning över Kaledoniderna i norra Sverige (Thelander 2009) med kompletteringar efter fältarbetet år 2011 och 2012.



FJÄLLKEDJAN

Övre skollberggrunden, Seveskollkomplexet

- Marmor, kalksilikatbergart med eklogit till granatamfibolit
- Amphibolit och grönskiffer
- Granatförande glimmerskiffer och kvarts-fältspatgnejs, marmor
- Bas för Seveskollkomplexet

Mellersta skollberggrunden

- Metaarenit med diabasgångar (Särsvkollan)
- Bas för Särsvkollan
- Meta-arkos, metagråvacka, kvartsit, fyllit, fyllonit
- Fyllit, fyllonit, metagråvacka, meta-arkos, kvartsit
- Granit, syenit, monzonit, tonalit
- Bas för mellersta skollberggrunden

Undre skollberggrunden

- Fyllit till grafitfyllit, gråvacka och slamsten
- Alunskiffer och grafitfyllit
- Kvartsit, kvartsarenit, slamsten och fyllit
- Proterozoisk granitoid
- Bas för undre skollberggrunden

ROTFAST SEDIMENTÄR PÅLAGRING

- Kvartsarenit, kvartsit, slamsten och alunskiffer

FENNOSKANDISKA SKÖLDEN

Sen- till postsvekokarelska djupbergarter

- Granit till kvartsmonzonit, Revsundssviten
- Gabbro, ultramafit, Revsundssviten
- Granit, Linasviten

Tidigsvekokarelska djupbergarter

- Granit, pertitmonzonitsviten
- Granit till tonalit, Jörn GI-sviten

Svekofenniska ytbergarter

- Sandsten, siltsten, gråvacka, Snava-Sjöfallsgruppen
- Kvartsbandad järnmalm, Snava-Sjöfallsgruppen
- Ryolit till dacit, Arvidsjaurgruppen
- Andesit till basalt, Arvidsjaurgruppen
- Metagråvacka, meta-argillit, paragnejs, bottniska supergruppen

++++ Överskjutning inom skollenhet

— Primär diskordans

— Deformationszon, ospecificerad

◆ Provpunkt för radiometrisk datering

● Provpunkt för geokemisk analys

+ Hällobserveration 2008–2011

+ Hällobserveration 2012

De skandinaviska Kaledoniderna består av ett antal skollenheter som har transporterats västerifrån och överskjutits på den fennoskandiska skölden och den sedimentära pålagringen. De olika skollenheterna delas vanligen in i den undre, mellersta, övre och översta skollberggrunden. Generellt sett härstammar de undre enheterna från kontinentalranden av kontinenten Baltica, medan de övre enheterna härstammar från övergångszonen mellan kontinent och hav samt rent marina miljöer ännu längre i väster innan de överskjutits på varandra och transporterats i deras nuvarande läge. Inom kartområdet 26H Jäkkvik tillhör de

flesta skollenheterna huvudsakligen den undre och mellersta skollberggrunden. Bergarter tillhörande den övre skollberggrunden uppträder i kartområdets nordvästra del.

Tidigare geologiska arbeten

Urbergsdelen i kartområdet 26H Jäkkvik ingår i "Berggrundskarta över urberget i Norrbottens län med beskrivning" i skala 1:400 000 (Ödman 1957). Kartområdets fjällberggrund och den rotfasta sedimentära pålagringen beskrivs i Kautsky (1940), Ljungner (1950), Lilljequist (1973) och Kulling (1982). Den ingår också i en modern sammanställning av fjällberggrunden i norra Sverige (Thelander 2009). Kartområdet täcks också av berggrundskartorna över nordkalottområdet och mittnordenområdet i skala 1:1 000 000 (Silvennoinen m.fl. 1987, Lundqvist m.fl. 1996a) samt över fennoskandiska skölden i skala 1:2 000 000 (Koistinen m.fl. 2001) där det även ingår information från tidigare prospekteringsarbeten. Delar av området 26H Jäkkvik karterades översiktligt i samband med prospektering under flera omgångar. För kartor och rapporter som upprättades under prospekteringen hänvisas till SGUs georegister. De flesta rapporterna och kartorna föreligger nu även digitalt och rapporterna kan laddas ner från SGUs webbplats. Planer pågår att göra även kartorna tillgängliga via hemsidan. Urbergsdelen av de här berörda kartområdena ingår i en digital karta över urberget i norra Sverige (NBDig) som sammanställdes av T. Sjöstrand och H. Henkel under den senare delen av 1980-talet på SGU.

Tidigare geofysiska arbeten

Flygburna geofysiska mätningar över hela kartbladsområdet 26H Jäkkvik genomfördes 1968 av Nämnden för Statens Gruvegendom (NSG). De omfattar magnetfältets totalintensitet och markytans naturliga gammastrålning. År 1972 flygmätte SGU kartområdet 26H Jäkkvik SO och delar av 26H Jäkkvik SV. Från den senare mätningen finns dock endast magnetfältdata tillgängliga. År 1981 utförde Luossavaara–Kiirunavaara AB (LKAB) flygmätningar i en del av området 26H Jäkkvik NO samt den norra delen av 26H Jäkkvik SO. Då mättes magnetfältet, gammastrålningen och det elektromagnetiska fältet (en-frekvens slingram samt envägs VLF). År 1983 genomförde LKAB geofysiska flygmätningar över den södra delen av 26H Jäkkvik SO som omfattade magnetfältet och gammastrålningen samt det elektromagnetiska fältet (en-frekvens slingram samt, till skillnad från 1981, tvåvägs VLF). Samtliga flygmätningar fram till 1980-talet har gjorts i öst–västlig riktning och på 30 m höjd över marken och med ett linjeavstånd av ca 200 m mellan varje flygstråk.

Under sommaren 2009 flygmättes kartområdena 26H Jäkkvik SV och NV samt de delar av 26H Jäkkvik NO som inte hade information om det elektromagnetiska fältet. Mätningarna omfattade magnetfältet, gammastrålningen och det elektromagnetiska fältet (tvåvägs VLF).

De gjordes i öst–västlig riktning och på 60 m höjd över markytan och med ett avstånd av ca 200 m mellan varje flygstråk.

Utöver ovanstående flygmätningar har också en BHP Billiton Limited genomfört flygmätningar med ett transient elektromagnetiskt mätsystem (TEM) över de östra delarna av kartområdet 26H Jäkkvik NO och SO.

Mätningar av tyngdkraften har utförts främst under 1970-talet samt under vårvintern och sommaren 2009. Ytterligare kompletteringsmätningar av tyngdkraften genomfördes under vårvintern 2011.

Över stora delar av kartområdet 26H Jäkkvik har geofysiska markmätningar av magnetfältet, elektromagnetiska fält (slingram och VLF) samt inducerad polarisation (IP) gjorts. Mätresultaten finns både som kartor vid SGUs kontor i Malå samt i digital form. Från tidigare prospekteringsverksamhet i kartområdet 26H Jäkkvik finns 614 koordinatsatta bergartsprover. De har analyserats med avseende på densitet, susceptibilitet och Königsbergerförhållandet (q-värdet) samt i vissa fall på remanensens riktning. En del av dessa bergartsprover är dock tagna ur block. Bedömningen är att 545 stycken av de 614 proverna är tagna ur berghällar.

Karteringen 2012 inom fennoskandiska skölden

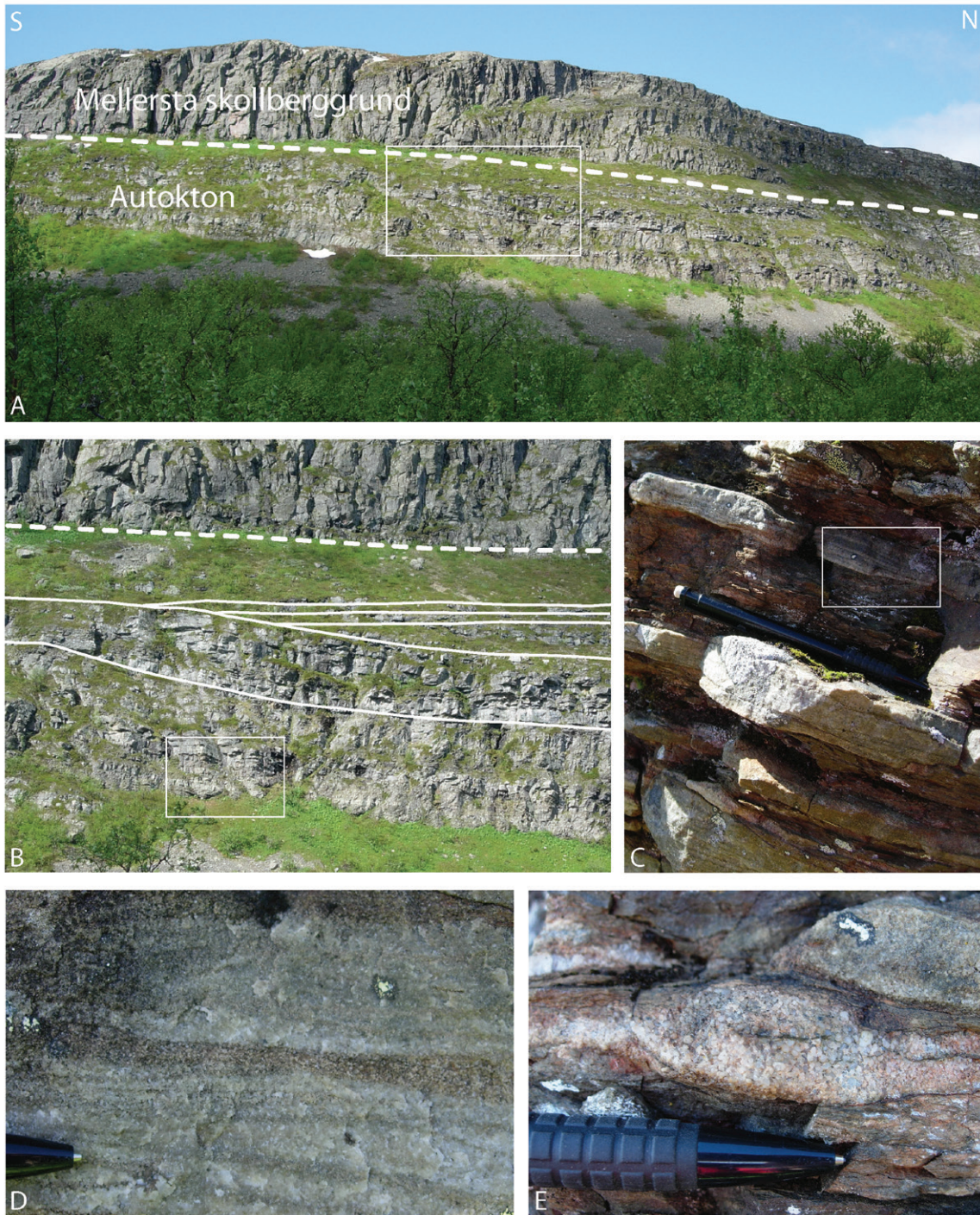
Karteringen av den fennoskandiska sköldens berggrund inom kartområdet 26H Jäkkvik NO och SV har under sommaren 2012 utförts i området mellan Gårdebåkte, Tjärvebielle och Plähhkajávrré, området runt Barturtvälle samt området mellan Hornavan och Laisvikberget. Syfte med denna kartering var att komplettera tidigare undersökningar inom projektet och för att kunna justera bergartsgränserna i de nämnda områdena. Dessutom har uranmineraliseringen vid Áhkábåkte undersökts (se nedan). Undersökningsmaterialet har i skrivandets stund inte tolkats än.

Resultat från karteringen 2012 inom fjällberggrunden och den rotfasta sedimentära pålagringen

Rotfast sedimentär pålagring

Den rotfasta sedimentära pålagringen är blottad mellan Jåbmo och Áhkábåkte och består av en sekvens av tjockbankiga kvartsiter och kvartsareniter med inlagring av sandsten (fig. 2, 3a–e). Den totala tjockleken är i det här området ungefär 100 meter, men den exakta undergränsen mot den fennoskandiska sköldens bergarter har inte observerats. Den övre gränsen utgörs alltid av de basala överskjutningarna av den undre eller den mellersta skollberggrunden.

De understa 70–100 metrarna av de branta klipporna som finns i området av Jåbmo, Gibdnotjåhkkå, och Árdnastjåhkkå består av den rotfasta sekvensen. Vid Jåbmo består denna sekvens av en växellagring mellan lersten och tjock- till tunnbankig sandsten (fig. 3a–c). Sandstenen är lokalt metamorfoserad till kvartsit och visar en tydlig laminering som består av en växling mellan grovsandiga, kantiga kvartskorn och en blandning av mer finkornig kvarts och lermineral. I båda fallen uppvisar bergarterna en måttlig till bra sortering. Kors-siktning och oregelbunden lagring förekommer dels i meterskala med en längd av flera



Figur 3. **A.** Vid Jåbmo vilar den mellersta skollberggrunden direkt på den rotfasta sedimentära pålagringen. Inom den senare förekommer: **B.** *On-lap* av tunnbankiga sandstenar och lerstenar på tjocka sandstens- och kvartsitbanker med en våglängd av flera tiotalmeter. **C.** Växellagring mellan tunnbankig sandsten och lersten. **D.** Korsskiktning i laminerad sandsten i millimeterskala. **E.** Oregel-bunden lagring i laminerad sandsten. (7378766/616150). Foto: Stefan Luth.

tiotal meter (fig. 3b), dels i laminerings- eller millimeterskala (fig. 3d, e); den förra påverkar även tjocka sandstens- och kvartsitbanker. I Tjeggelvasområdet har det även hittats kanaler med en laminerad infyllning. Denna sedimentära struktur är ofta väl bevarad och avslöjar

en energetisk avlagringsmiljö där både sedimentleveransen och vattenströmmarna varierade. Gradvisa *fining upwards* trender saknas men den rikliga förekomsten av korskiktning, grovsandiga linser och den starka variationen i lagertjockleken antyder att de ursprungliga sedimenten har avsatts i en grund marin- eller kustmiljö. Växellagringen mellan sand- och lerlager i olika skalor kan även tolkas som en antydning på avsättning i en deltamiljö med en tidsmässig variation i sedimentleveransen från en kontinent.

Nordost om Tjeggelvas i Áhkábákteområdet är den rotfasta sedimentära pålagringen mest täckt av skog och de stora klipporna består till största delen av bergarter tillhörande den undre och mellersta skollberggrunden (fig. 2). Direkt norr om Áhkábákte är dock här och där tjockbankad kvartsit med subarkosisk sammansättning av den rotfasta sekvensen blottad. Kornstorleken varierar här mellan finsand och mellansand, och bergarten består till ungefär 90 % av ljusfärgad kvarts och till 10 % av vita, kantiga fältspatkristaller. Kraftiga förkastningar och förekomsten av sprickor i kombination med erosion har resulterat i ansamlingar av in situ-liggande men roterade stora block, vilket gör det svårt att bestämma och mäta lagringen och andra strukturer.

Lite längre mot nordost om Áhkábákte varierar lagringens stupning i den rotfasta sekvensen mellan 30° mot väster och subhorisontell. Framträdande hållar längs Rissájáhkå visar tydligt att den rotfasta pålagringen innehåller horisonter av mycket tjockbankad (>2 m), kvartsrik siltsten. Till utseendet kan denna siltsten jämföras med lerskiffer från den undre skollberggrunden men i det här fallet utan foliation. Stratigrafiskt under siltstenshorisonterna uppträder lagrad sandsten med välbevarade ström- och vågstrukturer (rippel, fig. 4a). Dessa strukturer innehåller en laminering där skikt av grovsandiga, dåligt sorterade och kantiga kvartskorn varvas med tunna skikt av siltsten och lersten. Två olika typer av strukturer har observerats. Den ena typen är symmetriska böljeslagsmärken med en våglängd av ca 80 cm, den andra typen är asymmetriska strömmärken med en våglängd av ca 10 cm vars korta sida stupar mot nordväst (fig. 4b). Kombinationen av grova lager (fig. 4c) och laminering av siltsten och lersten antyder att ursprungssedimenten till dessa bergarter har avsatts i en episodiskt högenergetisk miljö och förmodligen i samband med storm- eller vindrelaterade strömmar och tidvattenströmmar. På det här stället gick kustlinjen ungefär i nordost-sydväst. Böljeslagsmärkena med de långa våglängderna var orienterade parallellt med och strömmärkena med kort våglängd vinkelrätt mot kusten. Kontaken mellan sandstenshorisonterna och den överliggande siltstenssekvensen kan tolkas som en transgression till följd av en relativ höjning av havsytan.

Undre skollberggrunden

Den undre skollberggrunden varierar i tjockleken. I den norra delen av kartområdet 26H Jäkkvik t.ex. vid Gibdnotjáhkka och Áhkábákte) består den undre skollberggrunden av en 10–30 m tjock, överskjuten packe av gråvacka och lerskiffer som vilar på den rotfasta sedimentära pålagringen och som i sin tur är överskjuten av den mellersta skollberggrunden (fig. 5a). Beroende på skolltektoniken är bergarterna mest starkt deformerade och visar ofta tydlig foliation, veckning och förkastning. I närheten av stora överskjutningsytor och förkastningszoner är gråvackorna även breccierade (fig. 5b). Gråvackorna har för det mesta en brun till grå färg och består av finkornig kvarts samt ler- och glimmermineral. Sedimentär lagring är ofta svår att skilja från foliationen, men kan ändå bli igenkänd genom laminering eller inlagring av tunna sandstenslager. Sandstenarna i dessa lager är bra sorte-



Fig. 4. **A.** Välbevarade ström- och vågstrukturer i lagrad sandsten av den rotfasta sedimentära pålagringen nordost om Åhkåbåkte. Pilarna visar asymmetriska strömmärken med kort våglängd (t.v.) och symmetriska böljeslagsmärken med lång våglängd (t.h.). **B.** Strömmärken. **C.** Krönen av ström- och vågstrukturerna består av grova och kantiga kvartskorn. (7394646/620636). Foto: Stefan Luth.

rade och består av måttligt rundade kvartskorn med kornstorleken mellansand. Lokalt är sandstenarna metamorfoserade till kvartsit och de nämnda primära texturerna är inte mer igenkännbara. I Åhkåbåkteområdet finns inlagringar av sandsten och upp till 2 m tjocka och 10 m långa kvartsitlinser i gråvacka och lerskiffer. Denna oregelbundna växling mellan kompetenta och inkompetenta fragment har både ett sedimentologiskt och ett tektoniskt ursprung (fig. 5c).



Figur 5. **A.** Överskjutning av den mellersta skollberggrunden över den undre skollberg-grunden norr om Åhkåbåkte. Överskjutningen medförde intensiv deformation inom den övre delen av den undre skollberggrunden. **B.** Brecciering av gråvacka i den undre skollberggrunden. **C.** Deformation i den undre skollberggrunden med isolerade block av sandsten omgivna av stark folierad skiffer. (7393725/619879). Foto: Stefan Luth.

I den sydvästra delen av kartområdet 26H Jäkkvik är den undre skollberggrunden betydligt tjockare (möjligtvis upp till 700 m), även om det troligen föreligger en tektonisk upprepning av den stratigrafiska lagerföljden (imbrikation) som t.ex. vid Hällbacken eller Härregielas nordväst om Jäkkvik (fig. 2). Växellagring mellan horisonter av kompetent sandsten till kvartsit och inkompetent gråvacka medför nämligen att enheten är starkt påverkad av deformation. Det får också uttryck i landskapsbilden där de mest kompe-



Figur 6. Oregelbunden växellagring mellan sandsten och laminerad och veckad lerskiffer. Tjärvekallegiehtje. (7369055/587209). Foto: Stefan Luth.

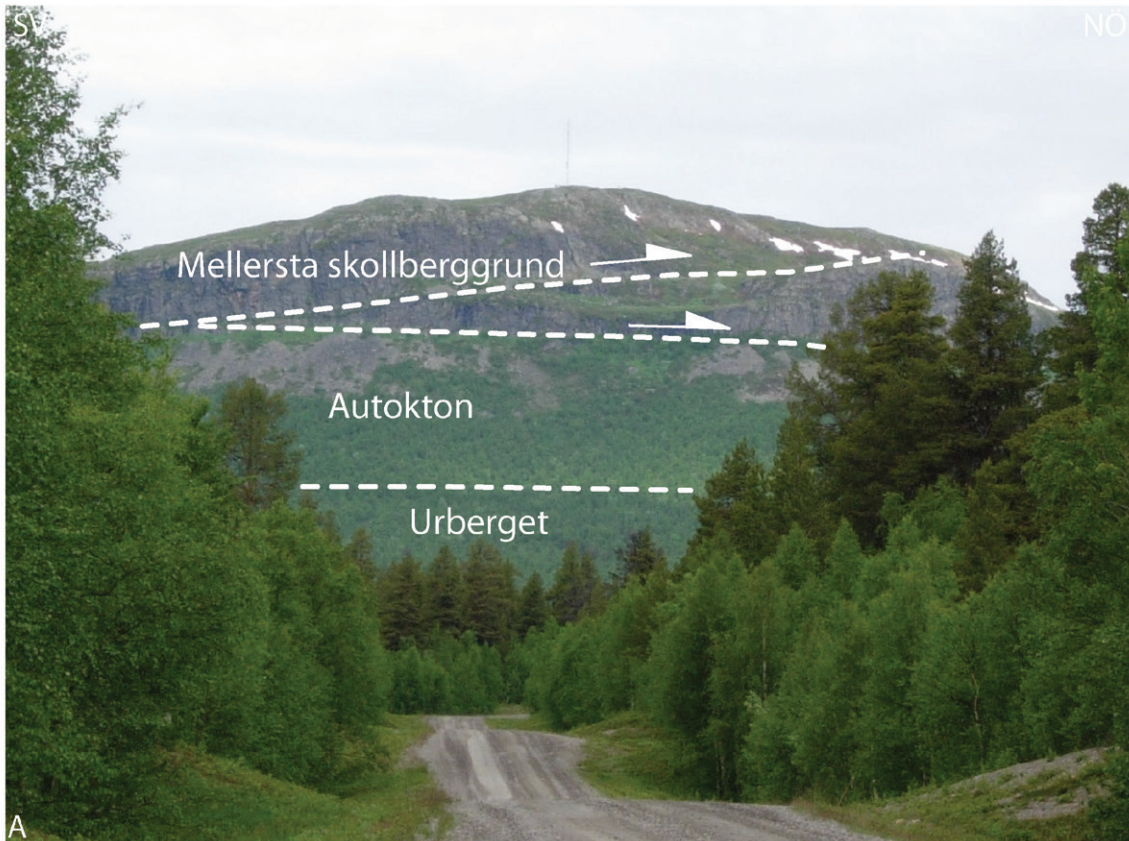
tenta sandstens- och kvartsithorisonterna bildar avlånga höjdryggar. Längs Harrselets och Tjärvekallegiehtjes strand i Härregielasområdet blottas inkompetenta horisonter av fin-kornig lerskiffer som visar tydlig foliation och oregelbundet växellagrar med tunna till tjocka sandstenbankar (fig. 6).

Mellersta skollberggrunden

Den största delen av fjällberggrunden i kartområdet 26H Jäkkvik består av bergarter som räknas till den mellersta skollberggrunden. Sommaren 2012 har mellersta skollberggrunden undersökts på Rijmotjähkkå sydost om Jäkkvik, vid Jåbmo, runt den norra delen av Tjeggelvas och vid Áhkábakte (fig. 2). Enheten uppträder för det mesta på toppen av de olika klipporna i dessa områden och är därför den högsta tektoniska enhet som observerats under fältarbetet. Den mellersta skollberggrunden vilar antingen direkt på den rotfasta sedimentära pålagringen som t.ex. vid Jåbmo (fig. 3a, 7a), eller på den undre skollberggrunden som t.ex. vid Áhkábakte (fig. 5a). Mellersta skollberggrundens undre gräns är överallt tektonisk dvs. det är en basal överskjutning.

Den understa delen av den mellersta skollberggrunden består av en grå, tjockbankad, arkosisk arenit med kornstorlekar av fin- till mellansand. Den för det mesta homogena bergarten består av kantiga kvarts-, fältspat- och biotitkorn. I närheten av den basala överskjutningen är enheten deformerad och bergarterna uppvisar en tydlig, för det mesta subhorisontellt orienterad foliation (fig. 7b).

Den övre delen av den mellersta skollberggrunden består mest av glimmerskiffer eller en växellagring i centimeterskala mellan sandiga och leriga lager vilket ger bergarten ett bandat



Figur 7. **A.** Interna överskjutningar mot öster inom den mellersta skollberggrund. Utsikt mot Jåbmo från vägen till Örnvik vid norra änden av Rappen (7374734/619256). **B.** *Fold-propagation-fault* inom en växellagring mellan sandiga och mer leriga lager som är typiskt för den övre delen av den mellersta skollberg-grunden. Bildbredd är ca 2 m. Jåbmo. (7380766/615171). Foto: Stefan Luth.

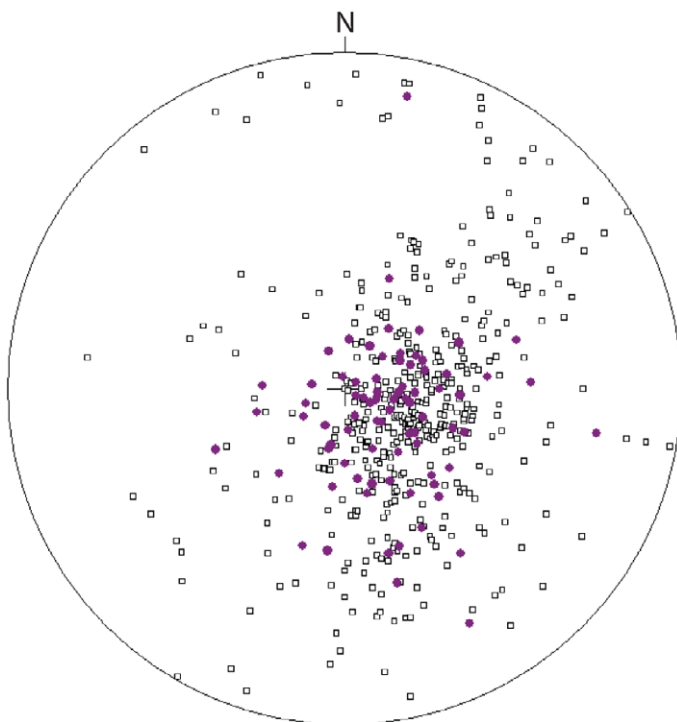
utseende (fig. 7b). Leriga lager har en varierande halt av finkornig glimmer och uppvisar en fyllitisk struktur. Kvarts och fältspat förekommer som 1–5 mm stora porfyroklaster och glimmerfiskstrukturer är vanliga. De ljusare sandiga lagren har en finkornig grundmassa med något kantiga kvarts- och fältspatkorn. Metamorfosen har medfört att de sandiga lagren lokalt är omvandlade till kristallin kvarts. Tjockleken av de sandiga lagren varierar mellan 1 och 10 cm. Högre upp i sekvensen förekommer även granat, t.ex. på Rijmotjåhkkå och

vid Jåbmo (fig. 2). Hela enheten är ofta starkt deformerad genom asymmetrisk veckning och överskjutningar i både håll- och klippskala (fig. 7a,b).

Struktur

Deformationsstrukturer som påverkat fjällbergarterna är resultatet från överskjutningsrörelserna i Kaledoniderna. De sedimentära bergarterna som nu är del av den undre och mellersta skollberggrunden har ursprungligen bildats i områden längre mot nordväst och har under den kaledoniska orogenesisen transporterats mot sydost. Generellt ökar transportsträckan uppåt mellan de tektoniska enheterna. Längs fjällranden i årets undersökningsområden betyder det att den mellersta skollberggrunden har rest längst, den undre skollberggrunden mycket mindre och den rotfasta pålagringen (nästan) ingenting alls. Samtidigt med de stora rörelserna, som ägde rum längs lokala mylonit- och förkastningszoner, blev de olika enheterna internt deformerade. Veckning och förkastning påverkade de vanligen lagrade sedimentära bergarterna och en penetrativ foliation utvecklades. Inom de undersökta delarna av kartom-rådet 26H Jäkkvik är foliationen i den mellersta skollberggrunden för det mesta parallell eller subparallell med den sedimentära lagringen och båda stupar flackt till medelbrant mot nordväst (fig. 8).

Längst fjällranden är bergarter som tillhör den rotfasta sedimentära pålagringen bara svagt deformerade. Penetrativ foliation utvecklades bara i lerrika horisonter men är även här svår att skilja från sedimentär lagring. Lokalt och framför allt i närheten av undre eller mellersta skollberggrundens basala överskjutningsytor är enheten veckad och förkastad t.ex. vid Jåbmo. Vid Årdnastjähkkå klipps parallella strukturer som tolkas som normalförkastningar i de rotfasta sandiga lagren av den överskjutna mellersta skollberggrunden. Detta innebär att förkastningarna är äldre än överskjutningen; möjligen handlar det om synsedimentära strukturer. (fig. 9).

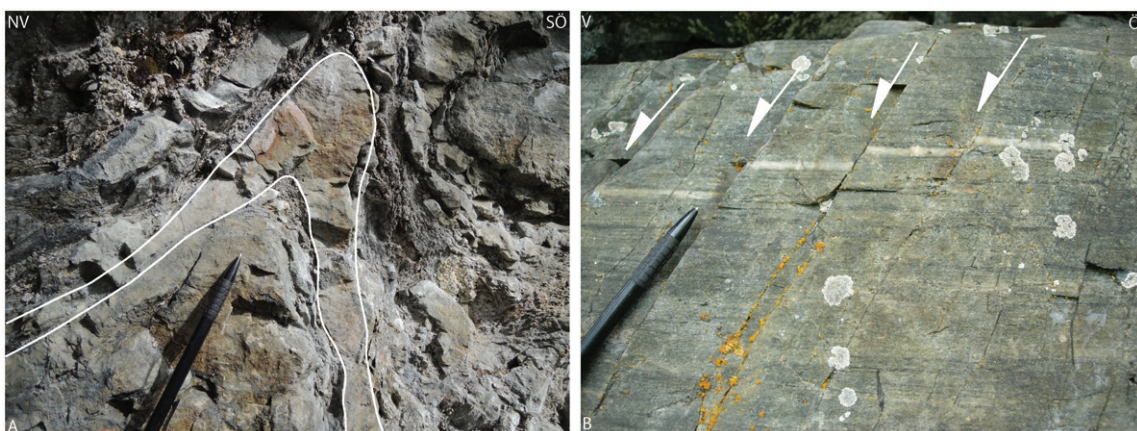


Figur 8. Orientering av foliationsytor (fyrkanter) och sedimentära lagringsytor (violettera punkter) inom den undre och mellersta skollberggrunden i den undersökta delen av kartområdet 26H Jäkkvik. Strukturerna är plottade som poler till ytorna i ytriktigt stereonät (Schmidt), nedre hemisfären.

Den undre skollberggrunden är starkt deformerad genom veckning och förkastning. Växellagring mellan kompetent sandsten och mer inkompetent gråvacka gör att enheten innehåller mycket förkortning genom lagringsparallell förskjutning. En foliation av typ förskiffning är bäst utvecklad in de finkorniga lerskifferlagren (fig. 6), medan de mera kompetenta lagren är starkt påverkade av både plastisk deformation som veckning och skjuvning (fig. 10a) och av spröd deformation såsom brecciering och förkastning (fig. 5c, 10b). I den nordvästra delen av kartområdet förekommer den undre skollberggrunden bara som tunna horisonter av skiffer och det verkar som att enheten har blivit utsmetad längs överskjutnings-



Figur 9. Överskjutning av den mellersta skollberggrunden över den rotfasta sedimentära pålagringen. Brant mot sydost stupande normalförkastningar påverkar den sedimentära pålagringen men fortsätter inte in i den överliggande skollberggrunden. Årdnastjåhkkå. (7388609/613181). Foto: Stefan Luth.



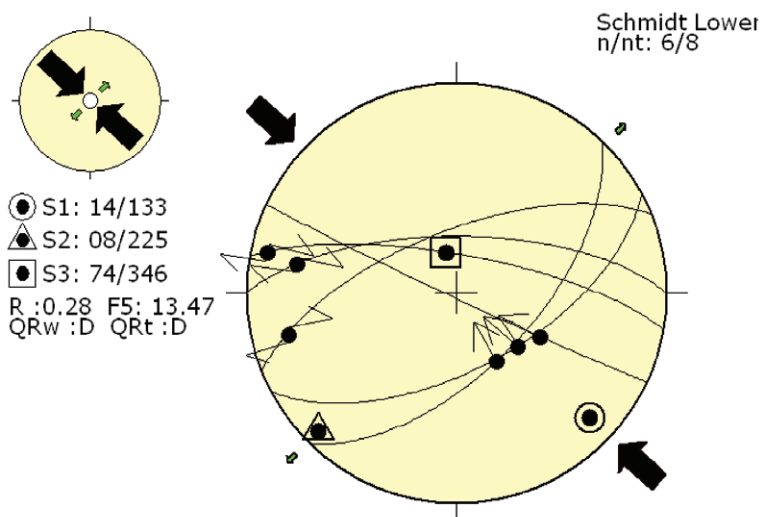
Figur 10. Bilder på deformationsstrukturer. **A.** Intensiv veckning av ett lager av kompetent sandsten i inkompetent skiffer. Åhkåbåkteområdet. (7393634/619977). **B.** Parallella normalförkastningar i kompetent sandsten. Hällbacken. (7348630/589230). Foto: Stefan Luth.

ytor och att den på så vis fungerade som avskärningshorisonter mellan hårda lager av den rotfasta sekvensen och den överskjutna mellersta skollberggrunden. Stark deformation som uppträder direkt under den basala överskjutningen, i t.ex. Åhkábákteområdet, antyds av intensiv isoklinalveckning och en brecciering som resulterade i förekomsten av stora isolerade block av sandsten inom en matrix av skiffer (fig. 5b).

Den mellersta skollberggrunden skiljer sig strukturellt sett från den andra, underliggande enheterna genom en kraftigt utvecklad penetrativ foliation. Detta gäller framför allt i den övre delen av mellersta skollberggrunden som består av en växellagring av glimmer- och kvartsrika skikt. Foliationen uppvisar mest vågiga ytor och är även här bäst utvecklad i de glimmerrika lagren. Kombinationen av den intensiva foliationen med olika typer av *simple shear*-indikatorer (bland annat glimmerfiskar, *shear bands*) ger bergarterna ett mylonitiskt eller protomylonitiskt utseende. Dessa indikatorer tillsammans med en asymmetrisk veckning av Z-typ, *fold-propagation-faults* och *kinkbands* visar konsekvent en skjuvningskomponent mot sydost (fig. 7b). Interna överskjutningar i den mellersta skollberggrunden förekommer i varje skala. De har en typisk listrisk geometri där subhorisontella lager med mjukare bergarter fungerar som avskärningshorisonter, och överskjutningsytorna dör vanligen ut i dessa lager (fig. 6). I Jåbmo- och Rijmotjåhkkåområdena finns bra exempel på storskalig tektonisk upprepning av den stratigrafiska lagerföljden (imbrikation) inom den mellersta skollberggrund vilka uppträder tillsammans med kvartsrika myloniter och veckstrukturer, varierande från öppna till isoklinala veck i hängväggen. Veckaxlarna är mest subhorisontala och är antingen parallella med (nordost–sydväst) eller vinkelräta mot fjällranden (nordväst–sydost).

Spröd deformation och tensoranalys

I vissa områden längs fjällranden inom kartområdet 26H Jäkkvik förekommer strukturer vilkas analys kan bidra till en förståelse av deformationshistorien i fjällberggrunden. I Tjeggelvasområdet har vi till exempel kartlagt många sprickor med hjälp av ortofoton och det magnetiska totalfältet. Sprickorna kan bli indelade i två olika grupper varav den ena stryker huvudsakligen i nordnordväst–sydsydost och den andra i västnordväst–ostsydost. Även om sambandet mellan båda grupperna av sprickor är okänt när det gäller exempelvis tidsrelation och förskjutningsbelopp, kan vi anta att sprickorna möjligtvis är konjugerande och på så sätt bildats under en kompression riktad i nordväst–sydost. Det är viktigt att nämna att denna typ av sprickor också påverkade de angränsande bergarterna i den fennoskandiska skölden. Om det betyder att de utvecklades samtidigt i både skölden, pålagring och fjällberggrund eller om de blev reaktiverade och ”kopierade” till fjällberggrunden kan vi inte dra någon slutsats om. Detsamma gäller för en normalförkastning med sinistral komponent med nordnordöstlig strykning i Gibdnotjåhkkå, vilken visar en tydlig förskjutning inom skollberggrunden och den rotfasta pålagringen, och som förmodligen också påverkade urberget. Normalförkastningens senaste rörelsekomponent är alltså yngre än överskjutningen av den mellersta skollberggrunden. I Hällbackenområdet i kartområdets sydvästra del har det uppmätts ett antal förkastningar och tillhörande glidrepor från den starkt deformerade undre skollberggrunden. Antalet är tillräckligt stort för att kunna göra en paleostressanalys. Men resultatet från analysen utförd med programmet Win-Tensor (Delvaux & Sperner 2003) visar att bara 6 av de 15 förkastningarna från lokalen (7349117/587347) passar bra ihop i en ”D-kvalitet”-tensor med nordväst–sydöstligt riktad *compressional strike-slip* till *pure compression* (fig. 11). Och även om resultatet stämmer överens med den sydostliga transportriktning som antyds av många rörelseindikatorer inom både den undre och den mellersta skollberg-



Figur 11. Tensoranalys visar en kompression i nordväst-sydöstlig riktning (svarta pilar) i Hällbackenområdet. Plottad är förkastningsytor och tillhörande glidrepor som passar in en beräknad tensor med "D"-kvalitet enligt programmet Win-Tensor (Delvaux & Sperner 2003).

grunden, behövs fler observationer och mätningar av spröda strukturer för att ingränsa den rörelse och kinematik som påverkade bergarterna i kartområdet 26H Jäkkvik från den kaledoniska orogenesisen fram till idag.

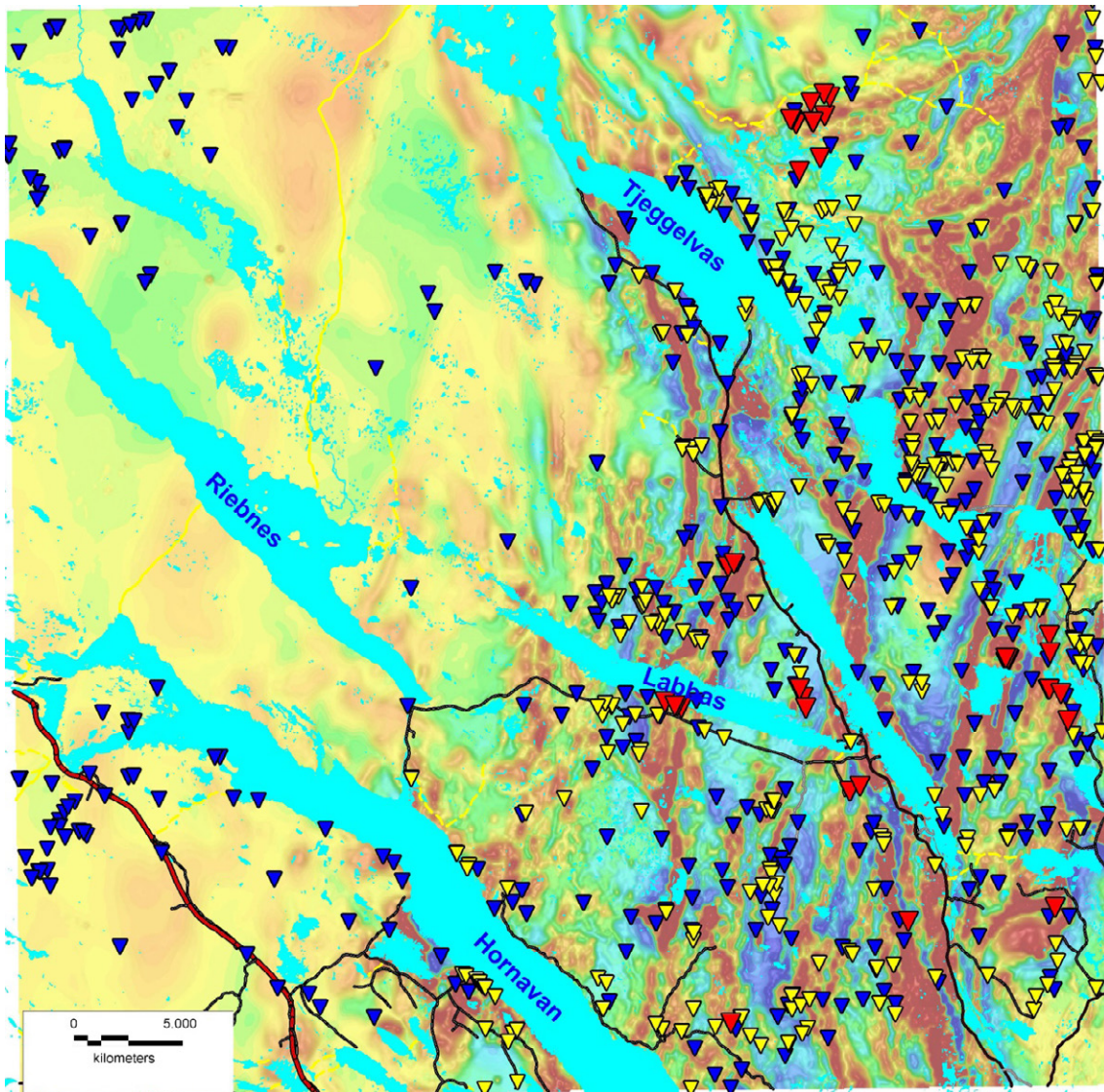
Geofysiska arbeten 2012

Under fältsäsongen 2012 har arbetena med geofysisk prägel i huvudsak koncentrerats till följande områden:

- nordost om Tjeggelvas där urberget möter Kaledoniderna; ett område där geofysiska observationer hittills inte genomförts inom ramen för det pågående karteringsprojektet,
- vid sjön Lábbás söder om viken Njahkahuokta där ett stråk med förhöjd magnetisering och därtill kopplad förhöjd tyngdkraft stryker fram i nordnordostlig-sydsydvästlig riktning,
- nordväst om Sundnäs där en tyngdkraftsrygg stryker fram i nordnordostlig-sydsydvästlig riktning,
- vid sjön Guddunjávrre och berget Sjiunjanåjvve, där några tyngdkraftsmaxima tidigare inte fullt ut blivit förklarade,
- vid sjön Suobddekjávrre för att kontrollera om det finns elektriska ledare i berggrunden.

Därutöver har några andra områden besökts bl.a. för att kontrollera lineament som identifierats i geofysiska data av regional skala.

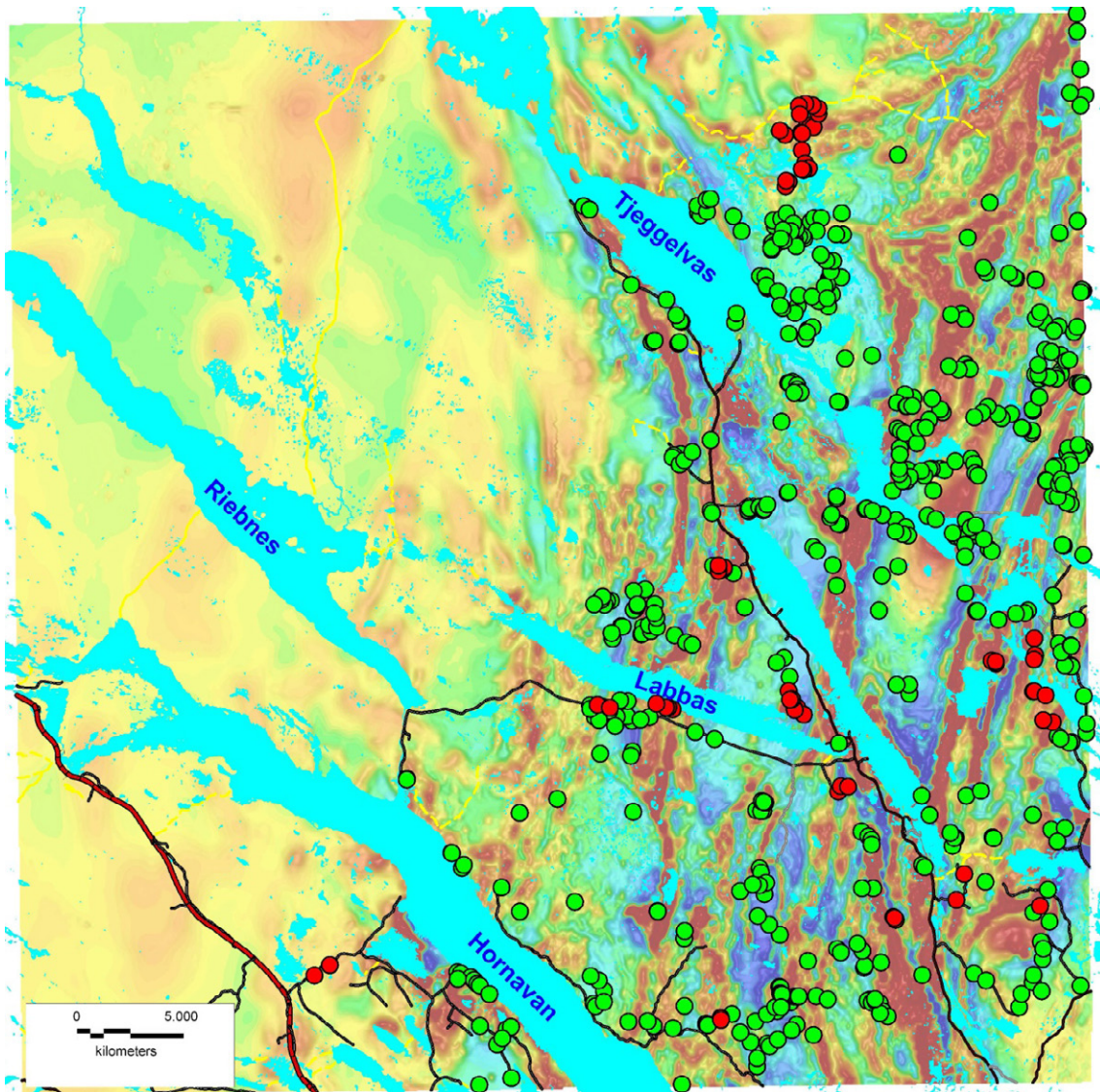
Med årets fältarbete inräknat är täckningen med geofysiska observationer och provtagningar förhållandevis god över urbergsdelen, sett ur både rumslig och bergartsmässig synvinkel. I några delområden är dock blottningsgraden extremt låg och eftersom hållar nästan helt saknas är den geofysiska karakteriseringen av berggrunden också bristfällig. Fördelningen av insamlade bergartsprover för bestämning av geofysiska egenskaper ses i figur 12. Lägena av de geofysiska observationslokalerna från åren 2008–2012 visas i figur 13.



Figur 12. Lägen av bergartsprover t.o.m. 2012. Proverna är tagna huvudsakligen ur hållar för bestämning av petrofysiska egenskaper. Blåa trianglar visar prover tagna före 2008, gula trianglar visar prover tagna 2008–2011, röda trianglar visar prover tagna 2012. I bakgrunden ses en filtrerad version av det magnetiska totalfältet (blå: låg intensitet, brun: hög intensitet).

I området norr om Plähkkájávrru finns några bågformiga parallella stråk med förhöjd magnetisering i berggrunden (fig. 14). I en håll på ett av de anomala stråken påträffades en grå veckad ådergnejs (fig. 14) med hög magnetisk susceptibilitet (upp till $5\,690 \times 10^{-5}$ SI-enheter) med ungefärlig öst–västlig huvudstrykning.

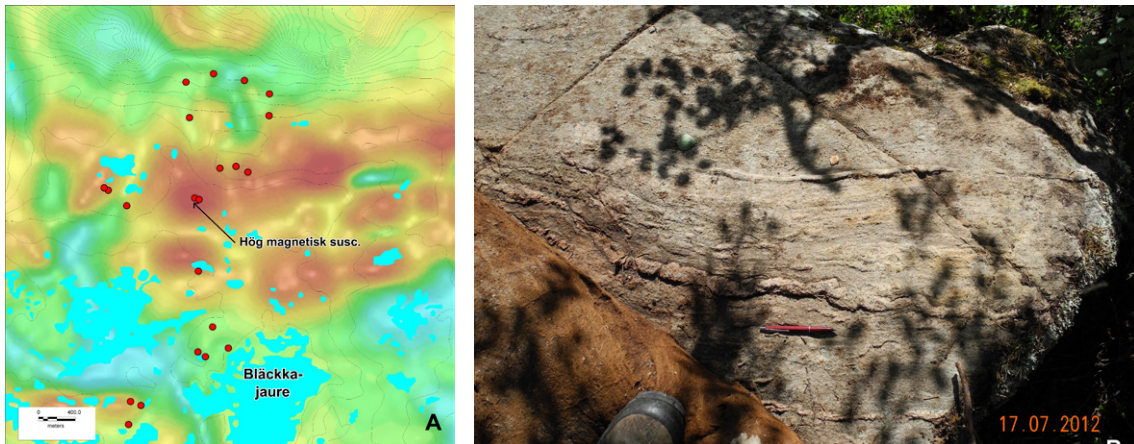
Ett stråk med förhöjd magnetisering och tyngdkraft stryker i nordnordostlig–sydsydvästlig riktning och träffar sjön Lábbás södra strand ungefär mitt emot viken Njähkahuokta (fig. 15). Den södra stranden av Lábbás är gynnsam för att studera berggrundens sammansättning eftersom den är full med block utan nämnvärd vegetativ påväxt. En ca 2 km lång strandremsa kontrollerades under fältsäsongen 2012 med avseende på bergarter som möjligen kunde förklara anomalikomplexet. Förklaringen hittades och visar sig vara mafiska bergarter i olika varianter som manifesterar sig i blockmaterialet. Andelen mafiska bergarter



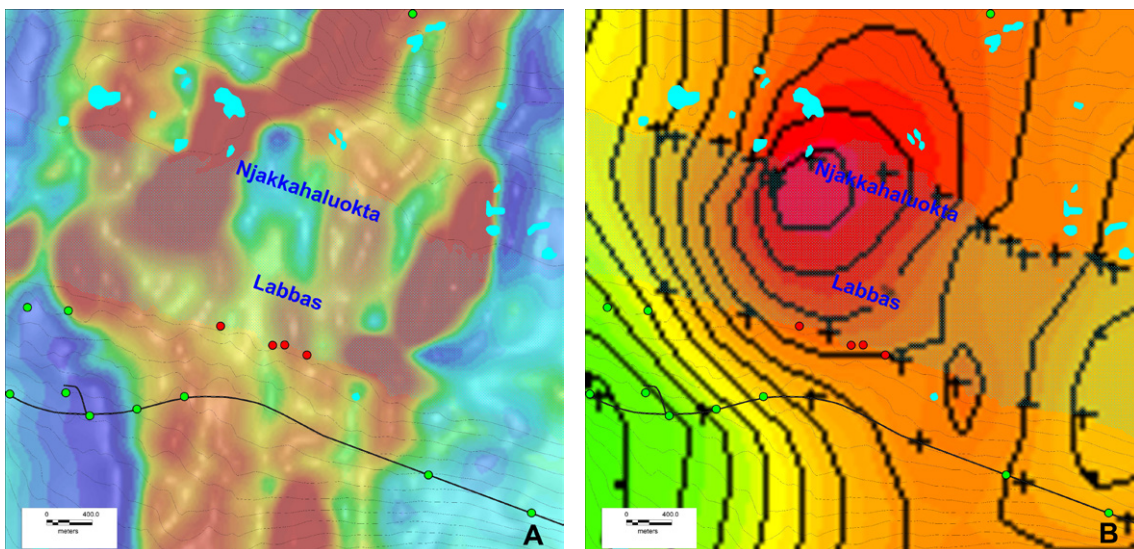
Figur 13. Lägen av samtliga lokaler där geofysiska fältobservationer har genomförts inom ramen för innevarande karteringsprojekt. De gröna cirklarna markerar lokaler från 2008–2011, de röda markerar lokaler från 2012. I bakgrunden ses en filtrerad version av det magnetiska totalfältet (blå: låg intensitet, brun: hög intensitet).

bland blocken ligger stadigt mellan 20 och 80 % och av kantigheten att döma är de flesta helt lokala (fig. 16). I en punkt hittades också en osäker häll. Det finns dock en mängdmässigt underordnad inblandning av intermediära vulkanitliknande bergarter i blockmaterialet. Anomalikomplexet kan på ovanstående grunder anses vara orsakat av mafiska bergarter med underordnade volymer av intermediära bergarter. I samband med arbetet vid Låbbås hittades också ett svagt kopparmineraliserat block som tagits till analys. Värdbergarten bedömdes vara vulkanisk och intermediär till sammansättningen.

I Sundnäs finns sedan tidigare känt basiska bergarter i häll. Området kring Sundnäs kännetecknas av förhöjd tyngdkraft och hög intensitet i det magnetiska totalfältet. Medan det magnetiska totalfältet går ner ca 1,5 km nordväst om Sundnäs, fortsätter dock tyngdkraftsfältet att vara högt ända till ca 4 km mot nordväst. Förklaringen till denna differens finns



Figur 14. **A.** Cirka 1,5 km norr om Plähhkåjávrré (Bläckkajaure) finns en håll där en migmatit med hög magnetisk susceptibilitet påträffats. Hållen ligger på en bågformig rygg i det magnetiska totalfältet (brun: hög intensitet). **B.** Migmatiten med hög magnetisk susceptibilitet i håll. Foto: Carl-Axel Triumf.



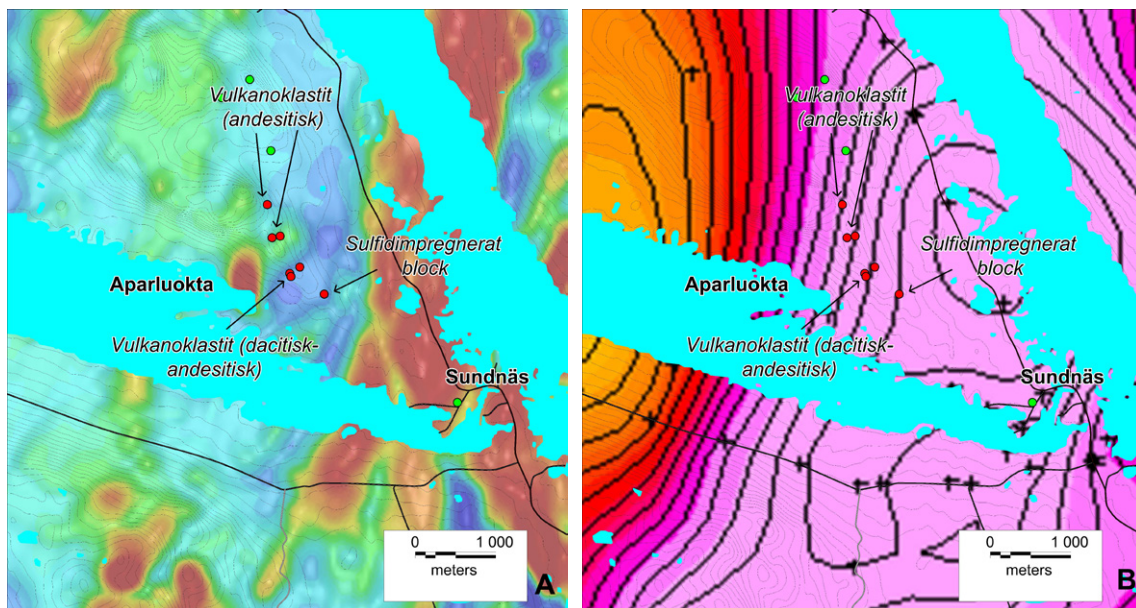
Figur 15. Ett stråk med förhöjd magnetisering och tyngdkraft övertvårar sjön Lábbás ungefär vid viken Njakkahaluokta. Längs stränderna har observationer gjorts av lokala block och en osäker håll (röda punkter). Mafiska bergarter är dominerande längs stranden och deras karaktär visar att förklaringen till anomalikomplexet representeras av dessa block (se också fig.10). **A.** Filtreerad version av magnetiskt totalfält (brun: hög intensitet, blå: låg intensitet). **B.** Filtreerad version av tyngdkraftsfältet (röd: hög intensitet).



Figur 16. Lokala block av mafiska bergarter längs södra stranden av Lábbás. Foto: Carl-Axel Triumf.

i flera hållar nordost om viken Áhparluokta (fig. 17). Där påträffas bl.a. kvartsiter med inlagringar av basiska bergarter och vulkaniska sandstenar med dacitisk till andesitisk sammansättning. I sandstenarna finns amfibolrika lager. Ett antal prover har tagits för bestämning av bl.a. densitet och resultaten kommer sannolikt att bekräfta att det är dessa bergarter som ger upphov till tyngdkraftsförhöjningen. I området hittades också ett sulfidimpregnerat block som tagits till analys (fig. 18).

Vid sjön Guddunjávrre och berget Sjiunjanávjve finns det stråk med hög magnetisering som delvis är kopplade till förhöjd tyngdkraft (fig. 19). Punktavståndet i tyngdkraftsmätningen



Figur 17. I Sundnäs har basiska bergarter observerats i håll (grön punkt) och platsen ligger i en markerad tyngdkraftsrygg. Tyngdkraftsryggen utbreder sig cirka 4 km mot nordväst. I hållar nordost om Áhparluokta (Aparluokta) hittades förklaringar till tyngdkraftsryggens utbredning i form av främst vulkanoklastiter med basiska till intermediära sammansättningar. Ett sulfidimpregnerat block togs också till analys (se även fig. 12). **A.** Filterad version av magnetiskt totalfält (brun: hög intensitet, blå: låg intensitet). **B.** Filterad version av tyngdkraftsfältet (violett: hög intensitet).

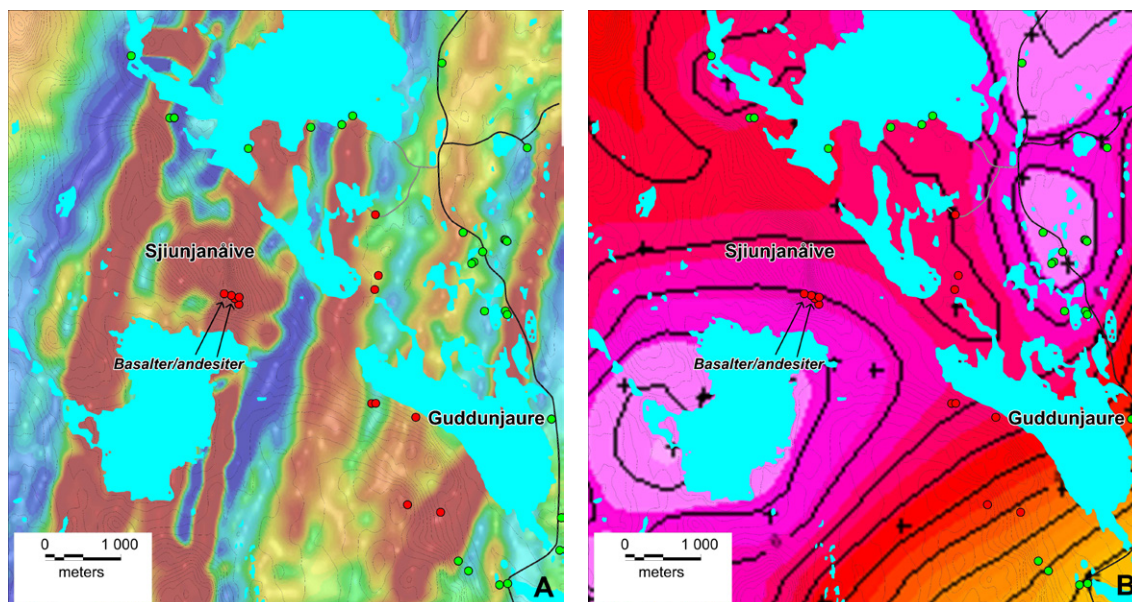


Figur 18. Sulfidimpregnerat block öster om Áhparluokta. Provet har tagits för analys men resultatet har ännu inte inkommit. Foto: Carl-Axel Triumf.

är dock något för stort för att ge möjlighet till direkt kontroll av vilka av de högre magnetiserade horisonterna som sammanhänger med förhöjd tyngdkraft. Under fältsäsongen 2012 har området undersökts med avseende på bergarter som möjligen kan ge upphov till den anomalibild som kännetecknar området. Från tidigare observationer och årets vet vi att hög magnetisk susceptibilitet kan förekomma i bergarter med både låg och hög densitet. Här avhandlas de observationer som skulle kunna förklara förhöjningen i både magnetiskt och tyngdkraftsfält. På Sjiunjanåjvve finns flera parallella stråk med basiska bergarter av andesitisk till basaltisk sammansättning. Den magnetiska susceptibiliteten är mycket hög hos de kontrollerade basiska bergarterna och ligger i intervallet ca $3\,300 \times 10^{-5}$ till $12\,400 \times 10^{-5}$ SI-enheter. I en horisont observerades håligheter fyllda med ett vitt mineral, möjligen kalcit (fig. 20). I området förekommer också magnetitanrikning i en sandstensliknande bergart, möjligen av dacitisk sammansättning då färgen är brungrå. Laboratoriebestämning får visa dess densitet och hur stor del av det förhöjda tyngdkraftsfältet som bergartstypen skulle kunna förklara.

Observationerna på Sjiunjanåjvve visar att de ovan nämnda basiska bergarterna förekommer i området i sådan mängd att de sannolikt ger upphov till en betydande del av det förhöjda tyngdkraftsfältet.

I området kring Suobddekjávrrre finns metamorfa bergarter som tidigare ansetts kunna representera den botteniska supergruppen (Kathol & Weihed 2005). I botteniska supergruppen som den är känd från kustnära områden i Norr- och Västerbotten förekommer talrika horisonter med förhöjda halter av magnetkis och grafit inom de sedimentära enheterna. I trakten av Suobddekjávrrre finns tydliga positiva anomalier i det magnetiska totalfältet som uppmätts från flyg. För att kontrollera eventuell förekomst av elektriska ledare, som skulle



Figur 19. Flera högt magnetiserade stråk förekommer i område nära sjön Guddunjävrre och berget Sjiunjanåjvve där tyngdkraften också är relativt hög. Under fältsäsongen har området kontrollerats med avseende på potentiella källbergarter till denna typ av anomalikomplex. De röda punkterna visar observationer från 2012, de gröna från tidigare år. På berget Sjiunjanåjvve finns flera parallella stråk med basiska bergarter med andesitisk till basaltisk sammansättning vilka ger upphov till tyngdkraftsförhöjning om de förekommer i tillräcklig volym. **A.** Filtrerad version av magnetiskt totalfält (brun: hög intensitet, blå: låg intensitet). **B.** Filtrerad version av tyngdkraftsfältet (violett: hög intensitet).

kunna indikera förekomst av magnetkis och grafit, genomfördes mätning av magnetiskt totalfält och det elektromagnetiska fältet längs en profil (fig. 21).

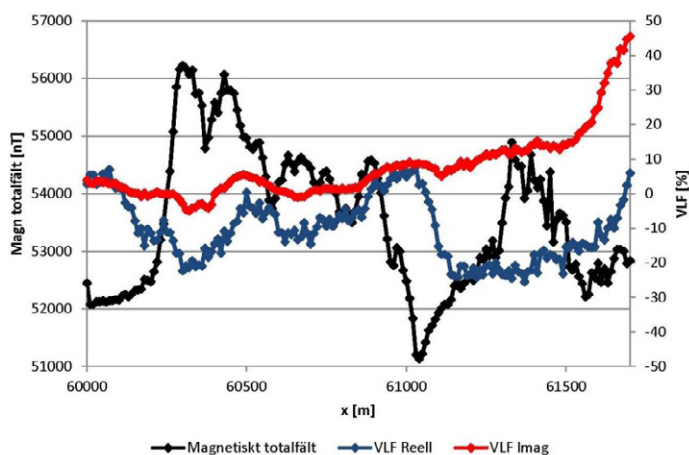
Mätresultaten visar att ett antal elektriska ledare förekommer längs profilen. Ingen av dessa har dock någon hög konduktans (produkt av elektrisk ledningsförmåga och bredd), inte heller sammanfaller dessa ledare med sektioner i berggrunden som har hög magnetisering. Det finns därför inte skäl att anta att vare sig grafit eller magnetkis förekommer i berggrunden på likartat sätt som i nämnda kustnära representanter av botteniska supergruppen.

Mineraliseringar

Uranmineraliseringen vid Áhkábakte (7393700/620660) upptäcktes 1969 av Sveriges geologiska undersökning genom mätning av arkiverade stuffer samt radiometrisk blockletning. Den förekommer i basala lager av den rotfasta sedimentära pålagringen (Hyalithusserien) vilka består av vittringsbreccia och konglomerat (Gustafsson 1971). Mineraliseringen uppträder mycket oregelbundet. Ett antal hållområden där den aktuella sekvensen förekommer undersöktes med scintillometer under fältsäsongen 2012. Endast lokalt kunde radioaktiva anomalier påvisas. Strax norr om sjön Håvgak (7394390/621555) uppmättes lokalt upp till 1000 mikroröntgen/timme i konglomerat. Ett prov av detta har enligt våtkemisk analys 134 ppm uran och endast 4 ppm torium.



Figur 20. Mafit från Sjunjanåjvve med håligheter som fyllts med vitt mineral (kalcit?). Foto: Carl-Axel Triumf.



Figur 21. Resultat från mätning av det magnetiska totalfältet och VLF-fältet längs en profil nordost om sjön Suobdekjävrr. X=60000 i 636100/7360000 och x=61700 i 636100/7361700, koordinater anges i Sweref99.

KARTOMRÅDET 25L BODEN

Berggrunden

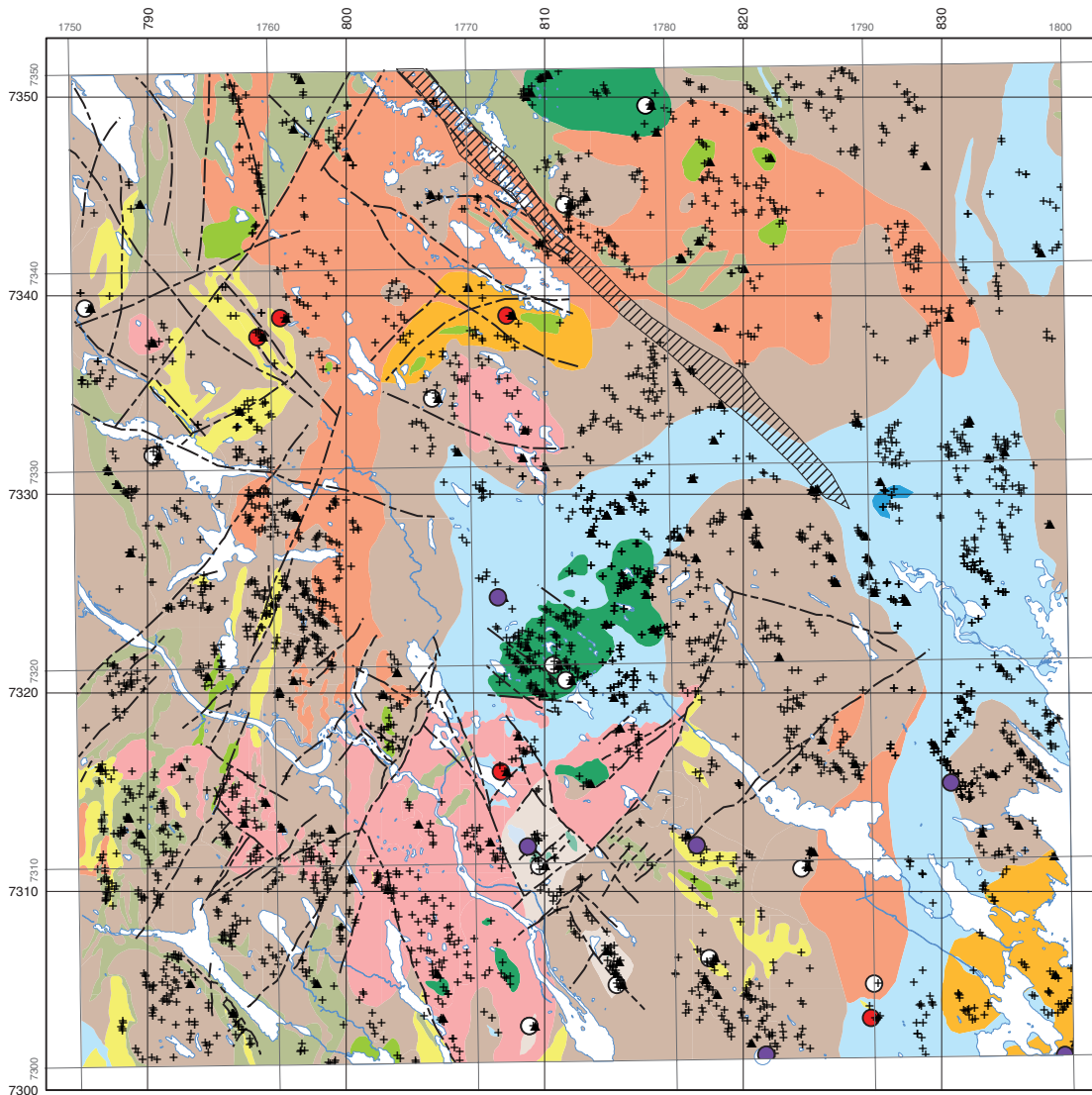
Berggrunden inom den norra delen av kartområdet 25L Boden SO och den södra delen av området 25L Boden NO (fig. 22) kännetecknas främst av djupbergarter med varierande ålder samt olika bergarter med sedimentärt eller vulkaniskt ursprung. Arkeisk berggrund har upptäckts i de södra och västra delarna av området 25L Boden SO vilket visar att utvecklingen i området har varit mer komplex än vad som tidigare antagits. Den östra delen av karteringsområdet kännetecknas mest av sedimentära bergarter som ställvis är migmatitiserade med olika metamorfa grader. Den norra delen av karteringsområdet kännetecknas av granit som räknas till den sen- till postsvekokarelska Linasviten, granodiorit till kvartsdiorit av den tidigsvekokarelska Haparandasviten och kvartsmonzonit till monzonit tillhörande peritmonzonitsviten samt migmatitiserade sedimentbergarter. I den västra delen av kartområdet 25L Boden NO uppträder även vulkaniska bergarter såsom basalt och andesit till dacit.

Arkeiska bergarter

Förekomsten av arkeisk berggrund inom kartområdet konstaterades först av tidigare kartering och forskning (Lundqvist m.fl. 1996b, Mellqvist m.fl. 1999, Wikström & Söderman 2000a,b). Under nuvarande kartering har arkeisk berggrund upptäckts på flera lokaler i närheten av Boden. De hållar som anses bestå av arkeisk berggrund förekommer på Gruvberget, på Lillberget vid Unbyn och i Markbergsområdet. Dessutom finns en håll med arkeisk berggrund vid Lindvallsmyran i Sunderbyområdet. Uppträdandet av dessa rester av arkeiska bergarter varierar från några få decimeter till åtskilliga meter stora xenoliter till storskaliga tektoniska block i kilometerskala. De senare är tämligen opåverkade av yngre magmatism i motsats till xenoliterna som uppvisar magmatiska kontakter till proterozoiska magmatiska bergarter (Mellqvist 1999). De blottade arkeiska bergarterna är porfyriska granodioriter till monzoniter i enlighet med K-P diagrammet av Debon & LeFort (1982). En granit till granodiorit från Lillberget vid Unbyn har blivit daterat och levererat en ålder av 2 660 miljoner år. Dessutom har det gjorts en Sm–Nd-analys av bergarten från från den här lokalen för att kunna jämföra den med de andra förmodade arkeiska bergarter inom kartområdet 25L Boden. Resultatet av Sm–Nd-analysen visar $\epsilon_{Nd}(T)$ -värdet på $-11,83$. Ytterligare fyra förmodade arkeiska bergarter har provtagits för Sm–Nd-analys och resultaten kommer att presenteras i form av en dateringsrapport.

Troligen arkeiska bergarter (Kathol m.fl. 2011), för det mesta porfyriska graniter, uppträder som intrusioner i en suprakrustal sekvens av metasedimentära och vulkanoklastiska bergarter, vulkaniska konglomerat, gråvackor och amfiboliter på Gruvberget. Från vulkanoklastiterna på Gruvberget, som tolkas vara äldre än graniterna har det tagits ett prov för datering. Sm–Nd-analyser har gjorts på prover av den porfyriska graniten i de ovan nämnda områdena för att kunna jämföra den med graniten från dateringslokalen på Lillberget vid Unbyn (Mellqvist m.fl. 1999, SGU opublicerad).

Fig. 22. Preliminär geologisk karta över kartområdet 25L Boden. Hällobserveringar samt provpunkter för U–Pb-zirkondateringar, Sm–Nd-analyser och geokemiska analyser är markerade. Den geologiska kartbilden i området som karterats sommaren 2012 är tagen från och modifierad efter SGUs databas Berggrund 1:1 miljon .



- Provpunkt för radiometrisk datering (genomförd)
 - Provpunkt för radiometrisk datering (förslag)
 - Provpunkt för Sm–Nd-analys
 - ▲ Provpunkt för geokemisk analys
 - + Observation 2008–2012
 - - - Deformationszon
 - ▨ Större, regional deformationszon
- Sen till postsvekokarelska djupbergarter**
- Granit, kvartssyenit till syenit, Edeforssviten
 - Diorit till gabbro, Edeforssviten
 - Granit, pegmatit, aplit, Linasviten
- Tidigsvekokarelska djupbergarter**
- Alkalifältspatgranit, granit till monzonit, peritimonzonitsviten
 - Granit, granodiorit till tonalit, kvartsdiorit, Haparandasviten
 - Diorit till gabbro, Haparandasviten
- Svekofenniska ytbergarter**
- Ryolit till dacit, Arvidsjaurgruppen
 - Andesit till basalt, vulkanoklastisk, amfibolit, Arvidsjaurgruppen
 - Marmor, bottniska supergruppen
 - Paragnejs, gråvacka, arenit, arkos, skiffer, kvartsit
Bottniska supergruppen
- Arkeikum**
- Granit till granodiorit, fältspatporfyrisk, gnejsig
 - Gråvacka, paragnejs
 - Andesit till basalt, vulkanoklastisk
 - Gabbro

Tre prover av den porfyriska graniten har undersökts i mikroskop. Modalanalysen visar att bergarten har en sammansättning av granit till granodiorit. Den har en tydligt gnejsig struktur och innehåller lokalt upp till 6 cm stora megakrister av mikroklin. Ett prov visar omkristallisation av megakristerna till en finkornig mosaik av fältspat. Mafiska mineral domineras av olivgrön biotit.

Paleoproterozoiska sedimentära bergarter

De äldsta paleoproterozoiska sedimentära bergarterna är förmodligen marint avsatta gråvackor och areniter. I den östra delen av karteringsområde finns ett större stråk med sedimentära bergarter som delvis har blivit migmatiserade. Enligt äldre litteratur tillhör hela det här stråket Råneågruppen (Wikström 1989). De här sedimentära bergarterna har bildats ur slamsediment med omväxlande leriga och siltiga till sandiga skikt. I begränsade områden är de relativt välbevarade. I vissa områden är sedimentbergarterna genomvädda av lagergångar och små massiv av granodiorit som tillhör Haparandasviten (Ödman m.fl. 1949, Ödman 1957, se nedan).

Vid Toberget uppträder en sekvens av migmatiserade sedimentära bergarter som domineras av metamorfa slamstenar med underordnade mängder av tunt lagrade gråvackor, i allmänhet tunnare än 5 cm. Andelen gråvackelager är mindre än 25 %. Andelen neosom är mindre än 25 %, den begränsas till slamstenarna och den innehåller kvarts, fältspat och biotit. Söder om Morkheden finns upp till ca 1 cm stora granater både i neosomen och i paleosomen. I Halskölenområdet uppträder en sekvens av sandig slamsten och sandsten. Sekvensen finns även blottad i andra hållar i området. Lagren varierar i tjocklek längs lagringen och i några fall kilar de ut helt. Lågvinklig korsskiktning inom de utkilande lagren är vanlig. Tre kanalstrukturer har blivit iakttagna, och korsskiktning med en skärande erosionsyta har observerats på ett ställe. Ett prov för zirkonanalys och proveniensstudier har tagits i år inom ett hållområde på Storberget norr om Notträsket som tidigare besökts under 2009.

Paleoproterozoiska intrusivbergarter

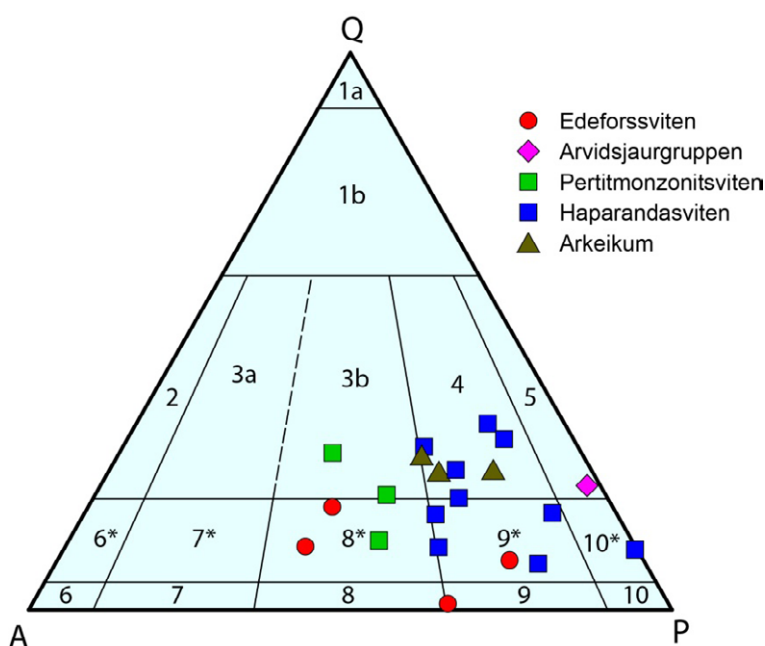
Berggrunden i det karterade området är huvudsakligen uppbyggd av paleoproterozoiska bergarter och enbart underordnat av en förmodad förekomst av arkeiska granitoider. Tidigsvetikokarelska, ca 1,91–1,86 miljarder år gamla intrusivbergarter är relativt vanliga i stora delar av det karterade området. Dessa bergarter har traditionellt delats upp i ca 1,91–1,86 miljarder år gamla grå, kalk-alkalina metagranodioriter till metadioriter och metakvartsdioriter (Jörn GI resp. Haparandasviten; Kathol & Weihed 2005, Ödman m.fl. 1949, Ödman 1957) och ca 1,89–1,86 miljarder år gamla röda, mer alkalirika graniter till syenitoider (pertitmonzonitsviten, Witschard 1984). Haparandasvitens bergarter är relativt rika på mörka mineral, kalifältspatfattiga, jämnkorniga, massformiga eller svagt stängliga till penetrativt folierade. Rundade, utdragna mafiska enklaver är vanligt förekommande i dessa bergarter. I stora delar av kartområdena 25L Boden SO och NO består berggrunden av bergarter som tillhör Haparandasviten.

Bergarter tillhörande Haparandasviten uppträder på många ställen och dominerar i området av årets kartering. Vid Bettsberget finns en ojämnkornig granit till granodiorit med en del 5–6 mm stora fältspatkorn i en för det mesta fint medelkornig grundmassa som innehåller ganska mycket kvarts. Ställvis är denna bergart rödfärgad och uppvisar oxidationsränder

längs sprickor. Granodioriten vid Breddalsberget är finkornigare men även där finns det upp till 5 mm stora fältspatkorn. Biotit- och hornbländeaggregat uppgår till 1 cm i storlek. Inneslutningar av basaltisk andesit uppträder i området och är några cm i diameter. Vid Ringelhuvudet förekommer en fint medelkornig till medelkornig granodiorit som har samma utseende som den vid Breddalsberget. Inneslutningar av andesit till dacit är vanliga i området runt Ringelhuvudet. De innehåller parallellt orienterade strökorn av hornblände (ca 60 %) och plagioklas (ca 40 %) i en finkornig (<1 mm) grundmassa.

Vid Brattanet finns en inneslutning av metatexit i en granodiorit till tonalit. Kontakten mellan båda bergarterna är skarp. Tonaliten uppvisar i närheten av kontakten en något finkornigare grundmassa än den dominerande, vilket kan tyda på avkylningskontakt. Inneslutningen av metatexit är ca 2 m bred och utsträckt som en skiva i samma riktning som metatexitens foliation. Vid Kultberget är Haparandasvitens bergarter ställvis rödoxiderade och epidotomvandlade. Det förekommer en några centimeter bred deformationszon som stryker i ca 275° och bergarterna i deformationzonen har blivit finkornigare.

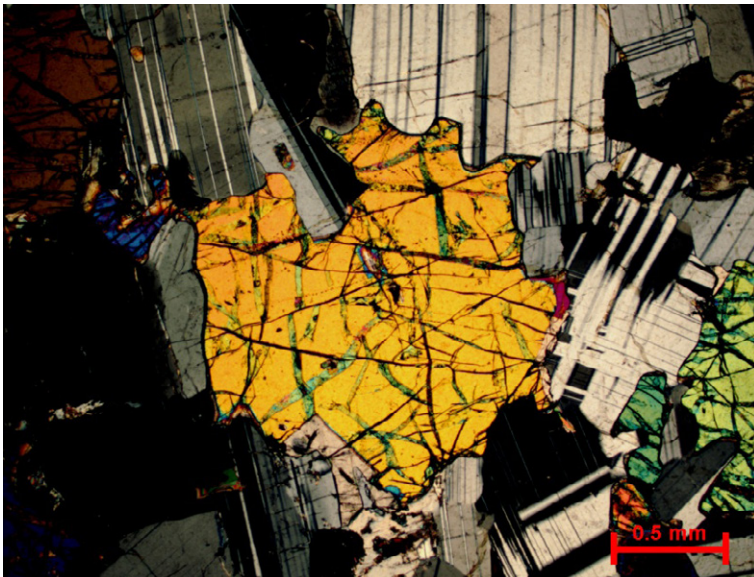
Tio prover har undersökts planimetriskt för modalanalys. Sammansättningen hos proverna varierar från monzogranit till kvartsdiorit med tyngdpunkt på granodiorit till kvartsmonzodiorit (fig. 23). De granodioritiska leden innehåller grov plagioklas, lokalt med tendens till magmatisk zoner, grov mikroklin, biotit och hornblände samt accessoriskt epidot eller klinozoisit, apatit, titanit och zirkon i biotit. Det sistnämnda mineralet är relativt friskt med undantag för ett prov där biotiten är helt kloritiserad. De kvartsmonzodioritiska leden är rikare på blågrönt hornblände, grön till olivbrun biotit och titanit. Ett prov är rikt på plagioklas som är lokalt kraftigt omvandlad, blågrönt hornblände och olivgrön eller blekbrun biotit. Ett prov av granit till granodiorit visar euhedra alla nitkorn med epidotpåväxt och biotit med zirkoninneslutningar (fig. 24). Kvalitativ undersökning av ett slip från Notträskgabbbron visar att bergarten är en olivingabbro (fig. 25).



Figur 23. Sammansättningsvariation av mikroskoperade bergarter från kartområdet 25L Boden. För förklaring av fältbeteckningarna se LeMaitre (2002).



Figur 24. Granit till granodiorit av Haparandatyp. Grov euhedral albitic plagioklas med epitaxiellt påvuxen epidot, biotit med zirkoninneslutningar samt mikroklin.



Figur 25. Olivängabbro Notträsk. Bilden visar samväxt frisk tvillingbildad plagioklas och anhedral olivin.

Intrusivbergarter som tillhör pertitmonzonitsviten uppträder inom kartområdet 25L Boden vanligen som grå till rödgrå, lokalt gnejsiga ögonförande graniter. De är små- till grovporfyrisk och relict grovkorniga och har vid Fällmyrberget i kartområdet 25L Boden daterats till en ålder av $1\,869 \pm 8$ miljoner år (Kathol m.fl. 2011). Ett prov av en liknande granit från Kalixområdet daterades av Wikström m.fl. (1996) till $1\,888 \pm 17$ miljoner år. Under årets kartering har bergarter av pertitmonzonitsviten observerats öster om Knipkölmyran. De har en granitisk sammansättning och är ojämnkorniga till småporfyrisk. Ställvis är dessa bergarter mer deformerade och uppvisar en protomylonitisk struktur. Möjligtvis förekommer större skjuvzoner i massformig granit. En några cm bred, brant stupande deformationszon bestående av protomylonit eller mylonit utsträcker sig i nordväst-sydostlig riktning i en granit. Graniten är medelkornig till grovkornig eller småporfyrisk med medelkornig grundmassa.

En granit vid Långmyran är vanligen fint medelkornig men ojämnkornig med upp till 5 mm stora fältspatkorn. Norr om Frängsmyran dominerar ojämnkornig till småporfyrisk

granit till granodiorit. Den är i högre grad porfyrisk och innehåller mer biotit än en ”vanlig” granodiorit av Haparandasviten och räknas därför trots sammansättningen till pertitmonzonitsviten. Det krävs dock ytterligare geokemisk analys och tunnslipsundersökning för att kunna bekräfta detta. Vid Pålberget uppträder en rödfärgad, svagt folierad syenogranit som troligen tillhör pertitmonzonitsviten. Detta gäller även liknande bergarter vid Hällberget där även porfyrisk granit med porfyroblaster av gråblå kalifältspat uppträder.

Tre prover har mikroskoprats kvantitativt för modalanalys och deras sammansättning faller inom monzogranit- till kvartsmonzonitfälten. Mikroklinrika bergarter där pertitisk kalifältspat bildar megakrister visar Karlsbadertvillingar. Plagioklas finns med sericitiserade kärnor (magmatisk zonerings) samt även som tvillingbildad plagioklas inneslutande små mikrokliner. Granofyrisk textur är vid handen i två av proven. Hornblände, titanit och lokalt grov apatit är vanliga. Brun frisk biotit bildar aggregat vid korngränser mellan fältspater.

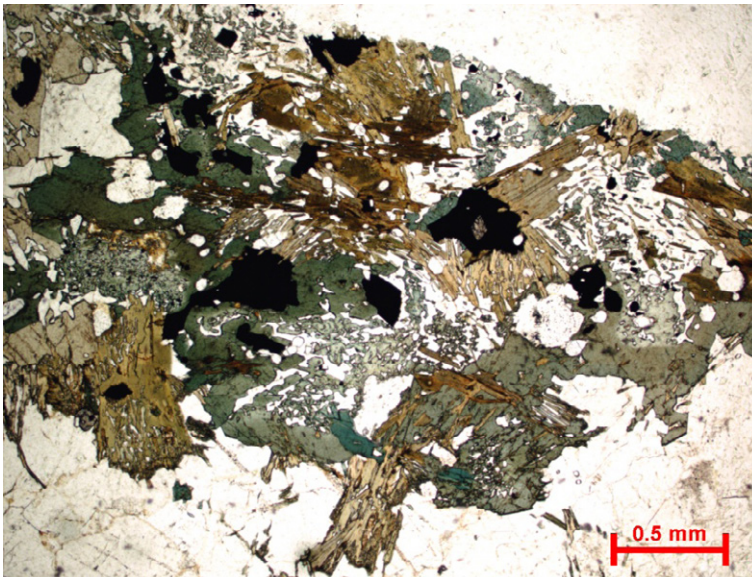
Sen- till postsvekokarelska, ca 1,83–1,75 miljarder år gamla intrusivbergarter förekommer i de norra och östra delarna av kartområdet 25L Boden. Den så kallade Linasviten består av ljusst röda till gråroda graniter och associerade pegmatiter. Graniterna är vanligtvis medel- till grovkorniga, men Linasviten innehåller även finkorniga till fint medelkorniga partier och ger då ett subvulkaniskt intryck. De sen- till postsvekokarelska intrusivbergarterna tillhörande Edeforssviten dominerar berggrunden i den centrala delen av kartområdet 25L Boden SV och SO. De felsiska leden i Edeforssviten utgörs vanligen av massformiga, medel- till grovkorniga, för det mesta jämnkorniga men ställvis små- eller små- till grovporfyriska graniter. Syenit till kvartssyenit förekommer i ett större område runt Boden och kallas Bodensyenit. Även dessa bergarter är vanligen massformiga. I årets karteringsområde vid Långberget norr om Snöberget uppträder en deformerad och folierad granit till granodiorit. Fältspathalten varierar inom hällområdena. Vid Niemiselberget uppträder grovkornig och massformig granit till monzogranit. Den är relativt jämkornig och grusvittrar.

Fyra prover från Edeforssviten har studerats kvantitativt för modalanalys. Bergarterna är kvartsfattiga och har en kvartsmonzonitisk till kvartsmonzodioritisk sammansättning. Det kvartsrikaste provet tangerar monzogranitfältet och innehåller mikropertitisk mikroklin samt listformad plagioklas. Granofyrisk textur är vanlig. Mafiska mineral i detta prov är ljusst gulbrun till grön biotit som stora aggregat med poikilitiskt innesluten kvarts, grönt hornblände associerat med titanit, zirkon och apatit samt troligen klinopyroxen med amfibolpåväxt. (fig. 26). De kvartsfattigare leden (monzonit–kvartsmonzodiorit) visar grov mikroklin, delvis utbildad som mikropertit, samt stora friska plagioklaser lokalt med sericitiserade kärnor. Mafiska mineral består av grönt till gulgrönt hornblände samt klinopyroxen. Accessoriskt finns titanit, zirkon och apatit (fig. 27).

De mafiska leden i Edeforssviten, som t.ex. Notträskgabbron i den centrala delen av kartområdet 25L Boden, är vanligen fint medelkorniga till medelkorniga eller grovkorniga och består av kvartsdiorit, diorit och gabbro. De basiska intrusivbergarterna i kartområdet orsakar oftast lokala, positiva tyngdkraftsanomalier och positiva anomalier i magnetfältet. De basiska bergarterna upptar en större yta än den som tidigare kartor visar, och en hittills okänd basisk kropp har upptäckts norr om Källberget, i norra delen av kartområdet. Två större basiska intrusioner finns i kartområdet. Den ena är Notträskgabbron som ligger nordost om Boden, den andra påträffas norr om Fällberget vid Gunnarsdjupträsk. En detaljerad 3D-modell av gabbron vid Gunnarsdjupträsk har upprättats och kommer att redovisas under ett speciellt 3D-projekt på SGU. Preliminära resultat har visats på SGUs ”Öppet hus 2012”.



Figur 26. Titanitrik kvarts-monzonit av Edeforstyp. Euhedral titanit med inneslutningar av apatit omgiven av mikroklin och biotit.

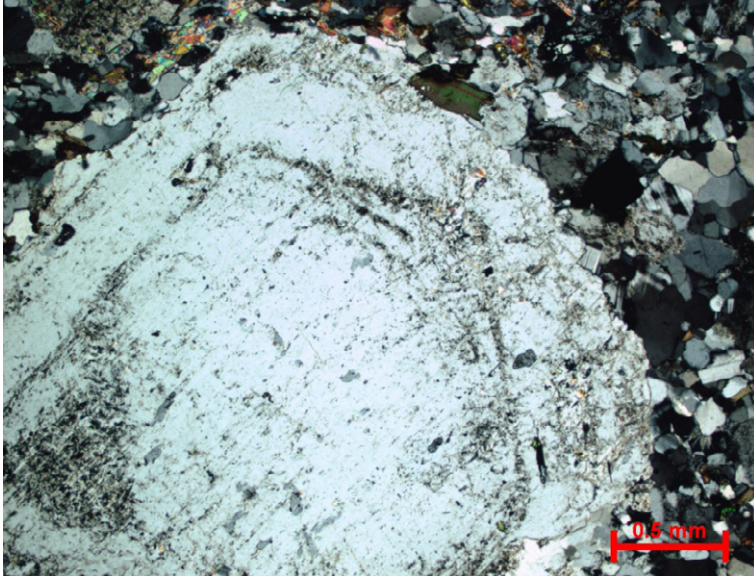


Figur 27. Kvartsmonzonit av Edeforstyp. Grönt hornblände poikilitiskt inneslutande kvarts samväxt med aggregat av brun biotit. Hexagonala tvärsnitt av apatit syns tydligt i högra bildkanten.

Paleoproterozoiska vulkaniska bergarter

Karaktären av de vulkaniska bergarterna varierar mycket inom kartområdet 25L Boden. Generellt sett är de vulkaniska bergarterna mer dominanta i den västra delen av kartområdet jämfört med den östra. Under sommaren 2012 upptäcktes ytterligare en hel del vulkaniska bergarter inom kartområdena 25L Boden SO och NO.

Vid Pålberget uppträder en subvulkanisk ryolit som innehåller upp till 1,5 mm stora kvartsströkorn och maximalt 1 mm stora kalifältspatkorn i en finkornig grundmassa. Inom det granodioritdominerade området vid Fågelsberget uppträder ganska många upp till 16 × 8 cm stora inneslutningar av basaltiskt andesit. I Yttreklappum finns två bergarter. Ett hållområde domineras av en subvulkanisk dacit som längre åt nordväst övergår i en vulkanit med lite grövre kornstorlek i grundmassan, den är där finkornig till fint medelkornig. I den sydöstra delen av den här lokalen förekommer granodiorit till tonalit. Kontakten mellan den och



Figur 28. Fältspatporfyrisk dacit av Haparandatyp. Euhedral plagioklas med magmatisk tillväxtzoner i matrix bestående av mikroklin, plagioklas, kvarts och biotit. Accessoriskt syns även epidot i bilden. Kvartsen visar tendens till subkornbildning.

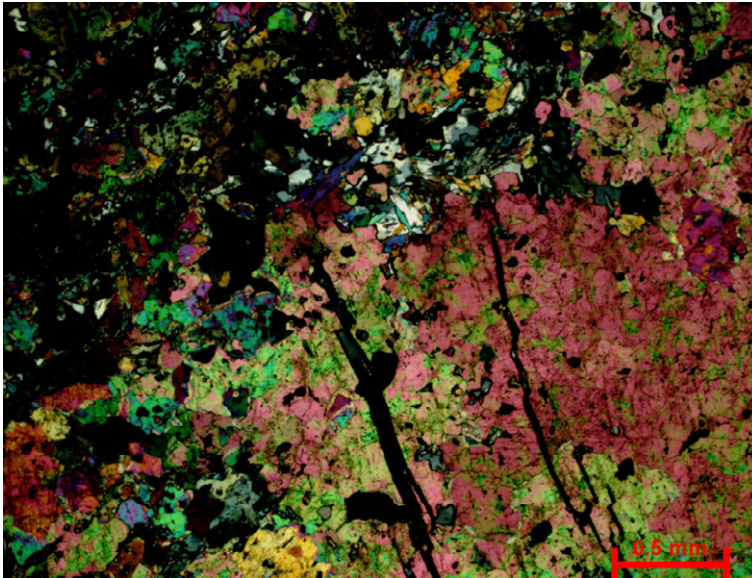
subvulkaniten syns vid observationslokalen där granodioriten till tonaliten dyker ner mot nordväst under subvulkaniten. I subvulkaniten dominerar plagioklas bland strökornen med ca 60 %, kvarts utgör ca 35 % och kalifältspat ca 5 % av strökornshalten. Plagioklasströkornen är upp till 6 mm stora, kvartsströkornen upp till 1,5 mm och kalifältspatströkorn upp till 5 mm stora. Amfibol- och biotitaggregat uppgår till 5 mm. Kvartsströkornen är runda och strökornsfördelningen är jämn. Subvulkanitens färg varierar från lila eller gråröd till grå, den gråa varianten dominerar inom hållområdet.

Subvulkaniten sträcker sig mot Inreklappum där den har en grå till rödgrå färg. Även vid Toberget förekommer en finkornig till svagt fint medelkornig subvulkanisk dacit med jämn strökornsfördelning. Vid Ängesträsk uppträder en andesit till dacit med relativt höga halter av pyroxen, olivin och plagioklas och en mindre del kvarts.

Ett tunnslip av en plagioklasporfyrisk subvulkanit visar en plagioklasrik omkristalliserad bergart med små kvartslika korn i matrix vilka kan misstas för plagioklas utan tvillingar. Strökornen uppvisar en tillväxtzoner (fig. 28). Dessutom ingår grön biotit och hornblände samt disseminerad epidot. Bergarten kan betecknas som finkornig tonalit alternativt dacit till andesit. Ett annat prov från området visar en epidot-hornbländeskarn med en svag mineralisering av magnetit och kopparsulfid (fig. 29).

Sm–Nd-analyser

Gränsdragningen mellan de båda tidigsvekokarelska sviterna (Jörn GI- och Haparandasviten; Kathol & Weihed 2005, Ödman m.fl. 1949, Ödman 1957) motsvarar den s.k. arkeiska gränsen och baseras till en stor del på isotopgeokemiska kriterier (Mellqvist 1999, Mellqvist m.fl. 1999, 2003). Bergarterna i Jörn GI-sviten visar positiva $\epsilon_{Nd}(T)$ -värden och i motsats till detta uppvisar Haparandasviten negativa $\epsilon_{Nd}(T)$ -värden. Fyra Sm–Nd-analyser från kartområdet 25L Boden gjordes år 2010 och elva nya Sm–Nd-analyser tillkom under 2011 och 2012 för att kunna jämföra $\epsilon_{Nd}(T)$ -värden mellan förmodade arkeiska bergarter och även för att jämföra gabbbron vid Gunnarsdjupträsk med Notträskgabbbron samt för



Figur 29. Epidot-hornbländeskarn mineraliserat med magnetit och kopparsulfider. Prov från Arvidsjaurgruppen.

jämförelse mellan Edefors- och Haparandasviten. Resultaten kommer att publiceras i form av dateringsrapporter på SGU eller i vetenskapliga tidskrifter. Under året 2012 har ytterligare sex nya prover för Sm–Nd-analys skickats för komplettering av undersökningen inom kartområdet 25L Boden.

Tidigare geofysiska arbeten

Geofysiska flygmätningar har utförts av SGU år 1970 över kartområdena 25L Boden NV och 25L Boden NO och år 1971 över kartbladsområdena 25L Boden SV och 25L Boden SO. Flygmätningarna omfattar magnetfältets totalintensitet och markytans naturliga gammastrålning. Mätningarna utfördes i öst–västlig riktning på 30 m höjd över markytan och längs linjer med ett inbördes avstånd av ca 200 m. För att även få information om markens resistivitet utfördes nya geofysiska flygmätningar av SGU 2009 och 2010. Vid de senare mätningarna användes samma flygriktning och linjeavstånd, men med en flyghöjd av 60 m höjd över markytan.

Tyngdkraftsmätningar över karteringsområdet har utförts främst på 1970- och 1980-talet. Vissa insatser gjordes 1994 av Luleå Tekniska Högskola (LuTH, numera Luleå tekniska universitet). Förutom SGU och LuTH har Lantmäteriet gjort mindre arbeten. Mätningarna är relativt jämnt fördelade inom de västra delarna av kartområdet 25L Boden, men inom den östra delen finns ganska stora områden som har en gles och ojämn fördelning av mät-punkter. Bland annat därför har kompletterande tyngdkraftsmätningar utförts åren 2010 och 2011. En speciell mätkampanj riktades mot en gabbrointrusion i den norra, centrala delen av kartområdet 25L Boden (Gunnarsträskgabbron, Aaro m.fl. 2012). Mätningarna ingår i SGUs tredimensionella (3D) undersökning av den nämnda gabbrointrusionen. SGUs tidigare tyngdkraftsundersökningar och flyggeofysiska mätningar är beskrivna av Aaro & Byström (2001).

Förutom ovanstående geofysiska undersökningar av mera regional karaktär och de objektrelaterade mätningarna på Gunnarsträskgabbron har detaljerade geofysiska markmätningar utförts över flera mineraliseringar inom kartområdet 25L Boden. Objekten Holberg, Bränd-

berg och Alberg täcks av geofysiska mätningar med flera olika geofysiska metoder. Prospekteringsarbetena motiverades av fynd av koppar, molybden och wolfram i en vulkanisk sekvens med skarninlagringar (Hansson 1981). I Notträskområdet har flera generationer geofysiska mätningar, som utförts på marken, täckt delar av ett gabbrokomplex (Notträskgabbbron) där man hittills funnit subekonomiska halter av nickel, koppar, guld och platina-gruppens element. Flera aktörer har varit involverade i dessa mätningar, bl.a. LKAB Prospektering AB, dåvarande dotterbolag till Luossavaara-Kiirunavaara AB (LKAB), och Luleå Tekniska Högskola (Widenfalk m.fl. 1985). Vid Degerselet inom kartområdet 25L Boden NV påträffades i slutet av 1970-talet (Lilljequist & Minell 1979) ett trettiotal mineraliserade block med magnetkis, kopparkis samt nickel- och koboltmineral, vilket motiverade geofysiska mätningar av det magnetiska fältet och den elektriska resistiviteten i marken. Vid Norra Prästhalm inom området 25L Boden NO genomförde SGU mätningar med magnetiska, elektriska och elektromagnetiska metoder i slutet av 1970-talet. Mätningarna motiverades av bl.a. en gammal skärpning vid Andträsk-Prästhalm där en kraftigt tektoniserad basisk intrusivbergart med kopparkis och magnetkis samt pentlandit hade påträffats.

I samband med prospekteringsarbetena i Nämnden för Statens Gruvegendoms (NSG) regi analyserades totalt 545 bergartsprov inom kartområdet 25L Boden med avseende på densitet, susceptibilitet och Königsbergerförhållande (q-värde). Av dessa är många orienterade prov, vilket gör att information om den remanenta magnetiseringens riktning föreligger. Huvuddelen av de orienterade proven har tagits från basiska intrusivbergarter. Geofysiska undersökningar genomfördes också på Gunnarsträskgabbbron (Arkko 1986, Lundmark 1992).

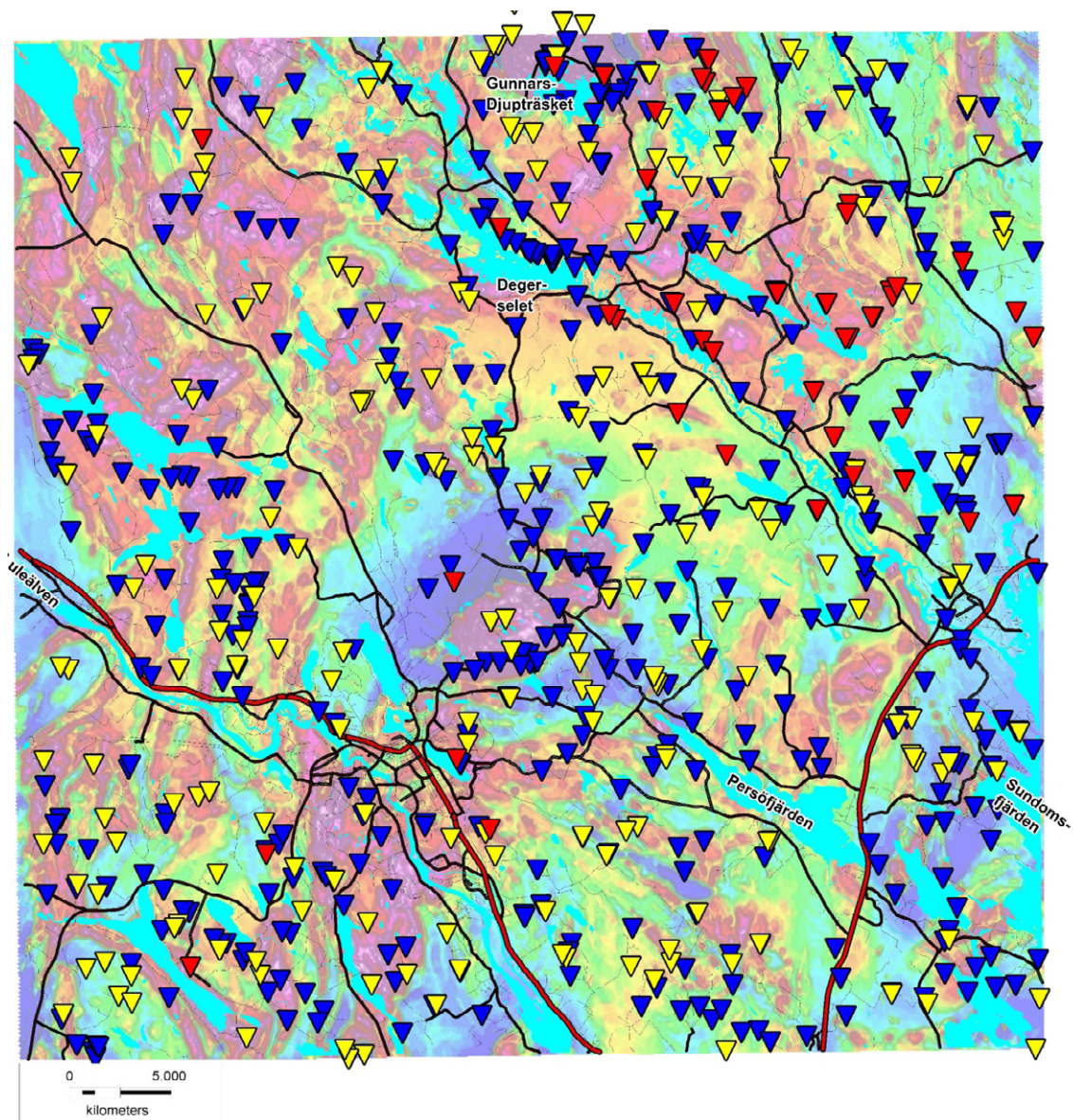
Flera av de mer betydande geofysiska anomalikomplexen inom kartområdet 25L Boden beskrivs och kommenteras i Kathol m.fl. (2011).

Geofysiska arbeten 2012

Den geofysiska fältinsatsen år 2012 har främst varit koncentrerad till de nordöstra delarna av kartområdet 25L Boden; dessutom har mindre insatser gjorts inom 25L Boden SV och NV. Förutom att samla information om olika bergarters petrofysiska egenskaper har fältarbetena också riktats mot vissa anomalier, såväl de som förekommer i gammastrålningsdata som de som förekommer i det magnetiska totalfältet och i tyngdkraften. Insatserna har bestått i att besöka hållar som är lokaliserade i anomala områden. Några begränsade insatser har riktats mot att undersöka hållar som sammanfaller med lineament som identifierats i geofysiska data av regional karaktär.

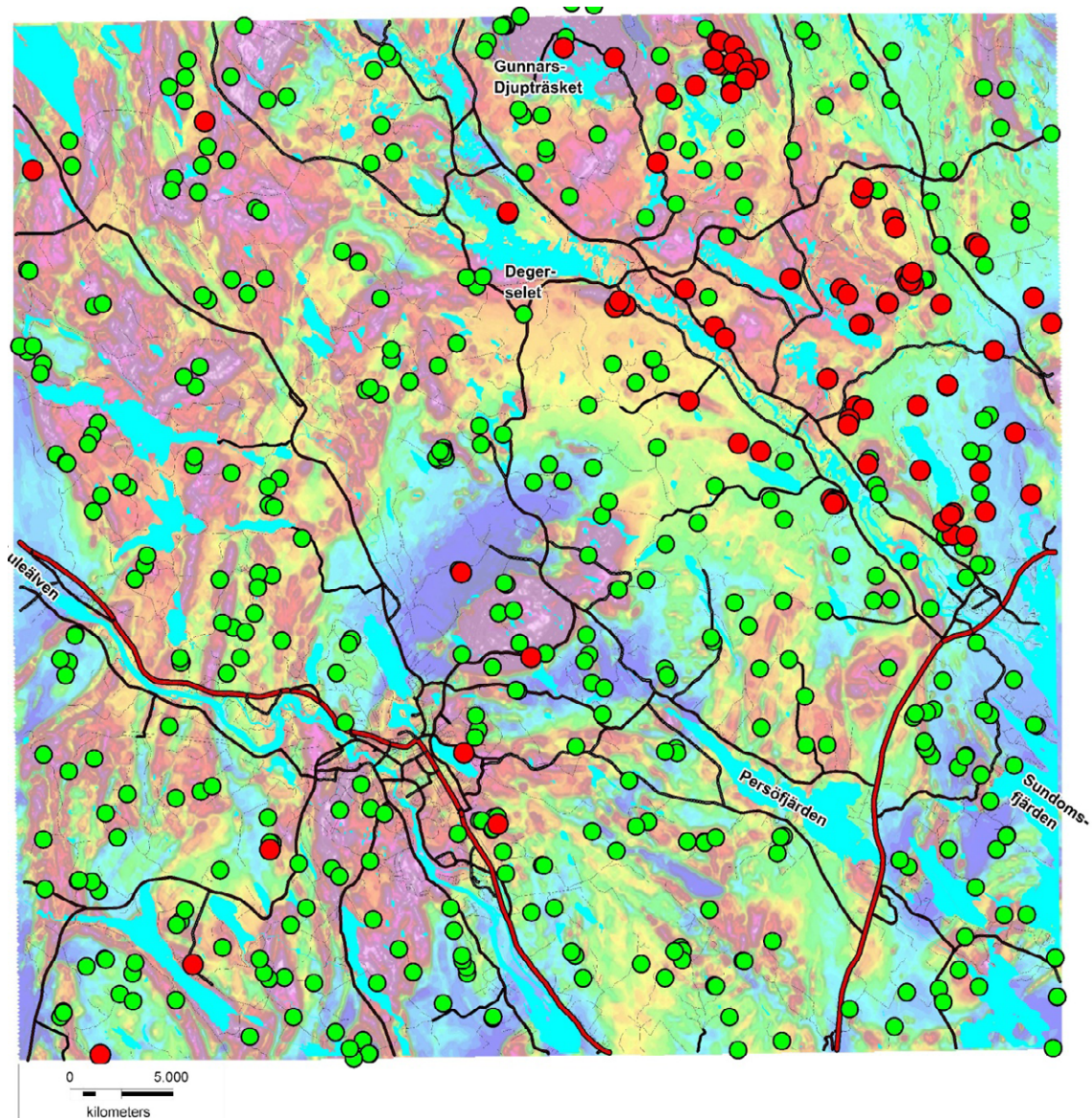
Om insatserna från fältsäsongen 2012 inkluderas är täckningen med geofysiska observationer och provtagningar god inom karteringsområdet såväl rumsligt som bergartsmässigt. Fördelningen av insamlade bergartsprover för bestämning av petrofysiska egenskaper visas i figur 30. Lägena av de geofysiska observationslokalerna från åren 2009–2012 visas i figur 31.

Ett prov av ett mineraliserat block från Råneåområdet har sänts in för analys. Blocket är ca $0,7 \times 0,5 \times 0,5$ m stort, något kantrundat och rostigt och består av en förgnejsad bergart med sulfidmineral. Blocket har reellt låg magnetisk susceptibilitet (ca $25\text{--}350 \times 10^{-5}$ SI-enheter) men det kan inte uteslutas att dess remanenta magnetisering kan vara förhöjd då magnetkis observerats bland sulfiderna. Analysresultaten inkommer under vintern 2012/2013 liksom resultaten från bestämningen av de petrofysiska egenskaperna.



Figur 30. Lägen av samtliga bergartsprover från hållar, t.o.m. 2012. Proverna är tagna för bestämning av petrofysiska egenskaper. Blåa trianglar visar prover tagna före 2009, gula trianglar visar prover tagna 2009–2011, röda trianglar visar prover tagna 2012. I bakgrunden ses en filtrerad version av det magnetiska totalfältet (blå: låg intensitet, röd till violett: hög intensitet).

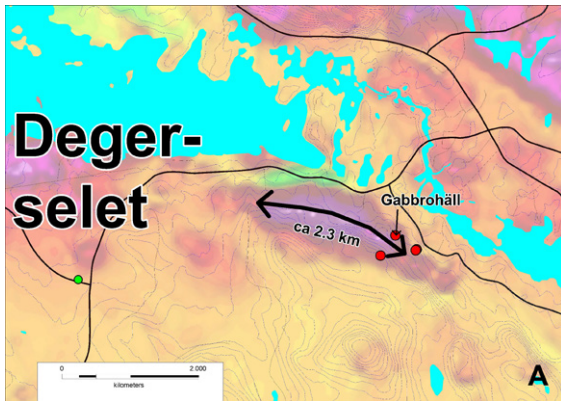
Vid Degerselet har ett område med en markerad rygg i det magnetiska totalfältet (fig. 32) undersökts i fält med avseende på eventuella blottningar. En håll hittades i en bergssluttning och i den finns en grovkornig gabbro. Gabbron har hög magnetisk susceptibilitet (ca $500\text{--}3550 \times 10^{-5}$ SI-enheter) varför anomalikällan därmed torde vara identifierad. Gabbron ser vacker ut i håll och i handstuff (fig. 32) och skulle kunna utgöra en kandidat för undersökning med avseende på eventuell naturstensutvinning. I hållen framstår dock gabbron som något uppsprucken här och var men det kan inte uteslutas att sprickigheten kommer ur yttlig påverkan av inlandsisen. Tyvärr ligger dock gabbrokroppen i anslutning till Råneälvens dalgång som torde representera en eroderad sprödplastisk deformationszon, vilket kan medföra



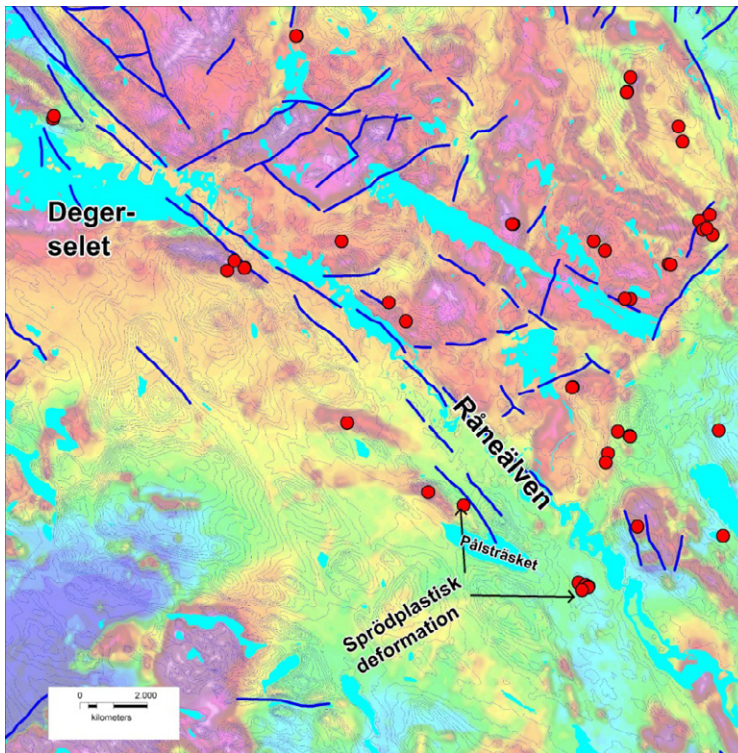
Figur 31. Lägen av samtliga lokaler där geofysiska fältobservationer har genomförts. De gröna markerar lokaler från 2009–2011, de röda markerar lokaler från 2012. I bakgrunden ses en filtrerad version av det magnetiska totalfältet (blå: låg intensitet, röd till violett: hög intensitet).

ökad sprickighet även i gabbrokroppen. Om hela den magnetiska anomalin skulle orsakas av gabbron skulle kroppen vara minst 2 km lång (fig. 32).

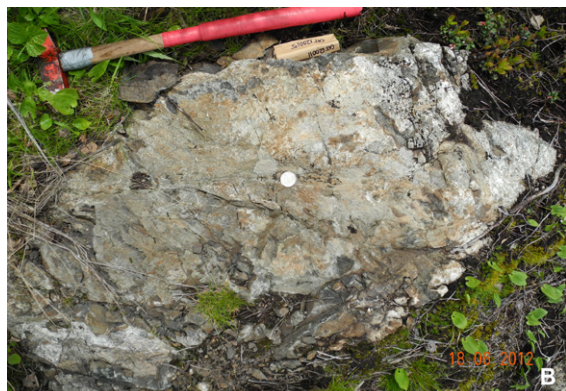
I Råneåälvens dalgång har den magnetiska susceptibiliteten minskat till följd av den oxidation av magnetiten som den regionala deformationen medfört. Deformationen avspeglas också i morfologin (fig. 33). Hällar är ovanliga i dalgången men på några platser går det att studera deformationens inverkan på bergarterna och där finns tydliga tecken på deformation som skulle kunna representera en spröd-plastisk deformationshistoria. Dels finns flera tunna sub-parallella skjuvzoner i en håll strax norr om Pålträsket, dels finns mera fragmenterade till mylonitiserade bergarter vid Södra Prästhalm (fig. 34).



Figur 32. **A.** I det magnetiska totalfältet (här i filtrerad version med violett färg som motsvarar hög intensitet) vid Degerselet finns en markerad magnetisk fältrygg. I det anomala området finns en håll med en grovkornig gabbro. Källan till anomalin bedöms vara minst 2 km lång där anomalin är som mäktigast. **B.** Fotografi av handstuffer från gabbro vid Degerselet. Foto Carl-Axel Triumf.



Figur 33. Två lokaler i Råneälvens dalgång där tecken på sprödplastisk deformation kan observeras i håll. I bakgrunden magnetiskt totalfält (filtrerad version med violett färg för hög intensitet och blå färg för låg intensitet) samt höjdkurvor, sjöar och vattendrag.



Figur 34. **A.** Håll med tunna skjuvzoner norr om Pålsträsket i kanten av Råneälvens dalgång. **B.** Håll med fragmenterade bergarter i Råneälvens dalgång. Foto: Carl-Axel Triumf.

Mineraliseringar

Vid Lillträsk 6 kilometer nordväst om Råneå förekommer en äldre skärpning (7328940/829770) i en nickel- och kopparmineraliserad ultramafisk bergart. Halter mellan 0,5 och 0,7 % nickel och 0,4 och 2,3 % koppar har tidigare rapporterats (Lilljequist & Gerdin 1980). Den mineraliserade ultramafiska bergarten innehåller disseminerad kopparkis och magnetkis och utgör en del av en mafisk intrusion som intruderat sulfidrika metasedimentära bergarter. Ett mineraliserat prov taget från den gamla skärpningen under fältsäsongen 2012 gav vid analys 0,30 % koppar, 0,16 % nickel och 780 ppm krom.

Flera äldre skärpningar i grafitförande metasedimentära bergarter finns i ett ca 80 000 kvadratmeter stort område på Huvudköllandets sydsluttning 15 kilometer nordost om Boden. Ett antal av skärpningarna undersöktes fältsäsongen 2012. De är huvudsakligen jordfyllda eller vattenfyllda och övervuxna. Förekommande blottningar (7329300/813630) består av rostvitträd grafitkiffer eller kvartsit. Grafit har brutits åtminstone under början av nittonhundratalet vid Huvudköllandet eller Skatamark som området tidigare kallades för. Grafitten har använts till smörjning av vagnshjul (Tegengren 1924). Efter en utvärdering gjord av Sveriges geologiska AB (Gerdin m.fl. 1989) bedömdes identifierade grafitförekomster vid Huvudköllandet som alltför små och av för låg kvalitet för att motivera vidare undersökning.

Vid Tväråkölen (7333078/827055) 11 kilometer nordväst om Råneå förekommer skärpningar i rostvitträd grafitkiffer som kan följas ca 40 m på Tväråkölens sydsluttning. Den mineraliserade zonen ser ut att vara 1–2 m bred och har ett sidoberg bestående av paragnejs. Gerdin m.fl. (1989) gjorde bedömningen att grafitten är något grövre än vid Huvudköllandet men i alltför liten volym i det väl blottade området för att motivera ytterligare undersökningar.

Ett flertal kopparmineraliseringar i håll och block är sedan länge kända i ett område ostnordost om Svartlå vid gränsen mellan kartområdena 25K Harads NO och 25L Boden NV. Dokumentation är sparsamt förekommande och är begränsade till observationer gjorda under reguljär berggrundskartering (Kathol & Jönberger 2012) och granskning av mineraljaktfynd. Under fältsäsongen 2012 togs prov av en kopparmineraliserad pegmatit för kemisk analys från Gruvbergets sydöstra sluttning (7335774/786396). Mineraliseringen utgörs av ådror av kopparsulfid i en pegmatitgång som i den kopparmineraliserade delen innehåller amazonsten. Analysen gav 920 ppm koppar, 0,1 ppm guld och 1,46 ppm silver.

REFERENSER

Aaro, S. & Byström, S., 2001: Tyngdkraften och magnetfältet – två viktiga nycklar till Jordens inre. *Geologiskt forum* 32, 21–28.

Aaro, S. & Johansson, P. & Jönberger, J., 2012: SGUs tyngdkraftsundersökningar – bakgrund, syfte och Gunnarsträskgabbbron. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2012:2*, 30 s.

Arkko, V., 1986: The Nordkalott project – geophysical aspects of large mafic intrusions in northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning BRAP86401*, 79 s.

Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.

- Delvaux, D. & Sperner, B., 2003: Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. *I. New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland red.). *Geological Society, London, Special Publications* 212, 75–100.
- Gerdin, P., Hålenius, U., Karlberg, K. & Ranqvist, T., 1989: Grafit i Norrbotten. *Sveriges geologiska AB PRAP 8906*, 17 s.
- Gustafsson, B., 1971: Mineralogisk-petrografisk undersökning av en uranmineraliserings sidobergart i fjällrandens Eokambrium. *4-betygs Uppsats. Stockholms universitet. BRAP00628*, 59 s.
- Hansson, K.-E., 1982: Årsrapport 1981: Projekt 4012, 4022. *LKAB Prospektering AB KI8208*. 10 s.
- Kathol, B. & Jönberger, J., 2012: Berggrundskartan 25K Harads NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 407*.
- Kathol, B. & Weihed, P. (red.), 2005: Description of regional geological and geophysical maps of the Skellefte District and surrounding areas. *Sveriges geologiska undersökning Ba 57*, 1–197.
- Kathol, B., Sadeghi, M., Aaro, S., Albrecht, L., Larsson, D. & Jönberger, J., 2010: Jäkkvik–Boden. *I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2009. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2010:2*, 17–42.
- Kathol, B., Sadeghi, M., Aaro, S., Jönberger, J. & Larsson, D. 2011: *I S. Lundqvist (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2010. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2011:6*, 37–69.
- Kathol, B., Sadeghi, M., Triumpf, C.-A. & Larsson, D., 2012: Berggrundsgeologisk undersökning Jäkkvik–Boden. Sammanfattning av pågående verksamhet 2011. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2012:5*, 39 s.
- Kautsky, F., 1940: Das Fenster von Gautojaure im Kirchspiele Arjeplog. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 62, 121–147.
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.
- Kulling, O., 1982: Översikt över södra Norrbottensfjällens kaledonberggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba 26*, 1–295.
- Lilljequist, R., 1973: Caledonian geology of the Laisvall area, southern Norrbotten, Swedish Lapland. *Sveriges geologiska undersökning C 691*, 1–43.
- Liljequist, R. & Gerdin, P., 1980: Lägesrapport för projekt norra Norrbotten under tiden 1979-07-01 till 1980-03-15. *BRAP 83591*, 16 s.

- Lilljequist R. & Minell H., 1979. Blockuppslaget i området Degerselet-Lassbyn. *Sveriges geologiska undersökning, BRAP79007*, 7 s.
- Ljungner, E., 1950: Urbergsytans form vid fjällranden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 72, 269–300.
- Lundmark, L.-G., 1992: Den naturliga remanensens riktningar i jämförelse mellan lagrade och inte lagrade mafiska intrusioner. *Sveriges geologiska AB. PRAP92007*, 11 s.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Koussa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weihed, P., 1996a: *Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1:1 000 000*. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).
- Lundqvist, T., Vaasjoki, M. & Skiöld, T., 1996b: Preliminary note on the occurrence of Archaean rocks the Vallen–Alhamn area, northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 828*, 32–33.
- Mellqvist, C., 1999: Proterozoic crustal growth along the Archaean continental margin in the Luleå and Jokkmokk areas, northern Sweden. *Doktorsavhandling 1999:24, Luleå tekniska universitet*, 15 s.
- Mellqvist, C., Öhlander, B., Skiöld, T. & Wikström, A., 1999: The Archaean–Proterozoic Palaeoboundary in the Luleå area, northern Sweden: field and isotope geochemical evidence for a sharp terrane boundary. *Precambrian Research* 96, 225–243.
- Mellqvist, C., Öhlander, B., Weihed, P. & Schöberg, H., 2003: Some aspects on the subdivision of the Haparanda and Jörn intrusive suites in northern Sweden. *GFF* 125, 77–85.
- Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1987: *Geological map, Pre-Quaternary rocks, Northern Fennoscandia. Scale 1:1 000 000*. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden.
- Tegengren, F.R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *Sveriges geologiska undersökning Ca 17*, 406 s.
- Thelander, T., 2009: Berggrundskartan Kaledoniderna i norra Sverige, skala 1:250 000. Södra delen. *Sveriges geologiska undersökning K 222:2*.
- Widenfalk, L., Elming, S.-Å. & Enmark, T., 1985: A multidisiplinary investigation of the Notträsk Gabbro, northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 107, 109–126.
- Wikström, A., 1989: Berggrundskartan 25M Kalix SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 45*.
- Wikström, A. & Söderman, J., 2000a: Berggrundskartan 24L Luleå NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 153*.
- Wikström, A. & Söderman, J., 2000b: Berggrundskartan 24L Luleå SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 155*.

Wikström, A., Skiöld, T. & Öhlander, B., 1996: The relationship between 1.88 Ga old magmatism and the Baltic–Bothnian shear zone in northern Sweden. *I.T.S. Brewer (red.): Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region. Geological Society Special Publication 112*, 249–259.

Willdén, M.Y., 1980: Paleoenvironment of the autochthonous sedimentary rock sequence at Laisvall, Swedish Caledonides. *Stockholm Contributions in Geology 33*, 1–100.

Witschard, F., 1984: The geological and tectonic evolution of the Precambrian of northern Sweden – a case for basement reactivation? *Precambrian Research 23*, 273–315.

Ödman, O.H., Härme, M., Mikkola, A. & Simonen, A., 1949: Den svensk-finska geologiska exkursionen i Tornedalen sommaren 1948. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 71*, 113–120.

Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sve- riges geologiska undersökning Ca 41*, 1–151.