

SAMMANFATTNING AV PÅGÅENDE VERKSAMHET 2014

Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten

Dick Claeson & Ildikó Antal Lundin

januari 2015

SGU-rapport 2015:03



SGU

Sveriges geologiska undersökning
Geological Survey of Sweden

Omslagsbild: Vy från berget Luspevårsj västerut mot Predikstolen. Foto: Dick Claeson.

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
tel: 018-17 90 00
fax: 018-17 92 10
e-post: sgu@sgu.se
www.sgu.se

INNEHÅLL

Inledning	4
Kartområdena 26J Jokkmokk NO och 27I Tjåmotis SV	5
Vulkaniska bergarter	5
Sedimentära bergarter	12
Djupbergarter	15
Strukturer, deformation och metamorfos	24
Naturresurser	27
Tredimensionell modell av magnetfältet över delar av Jokkmokk NO	30
Referenser	32

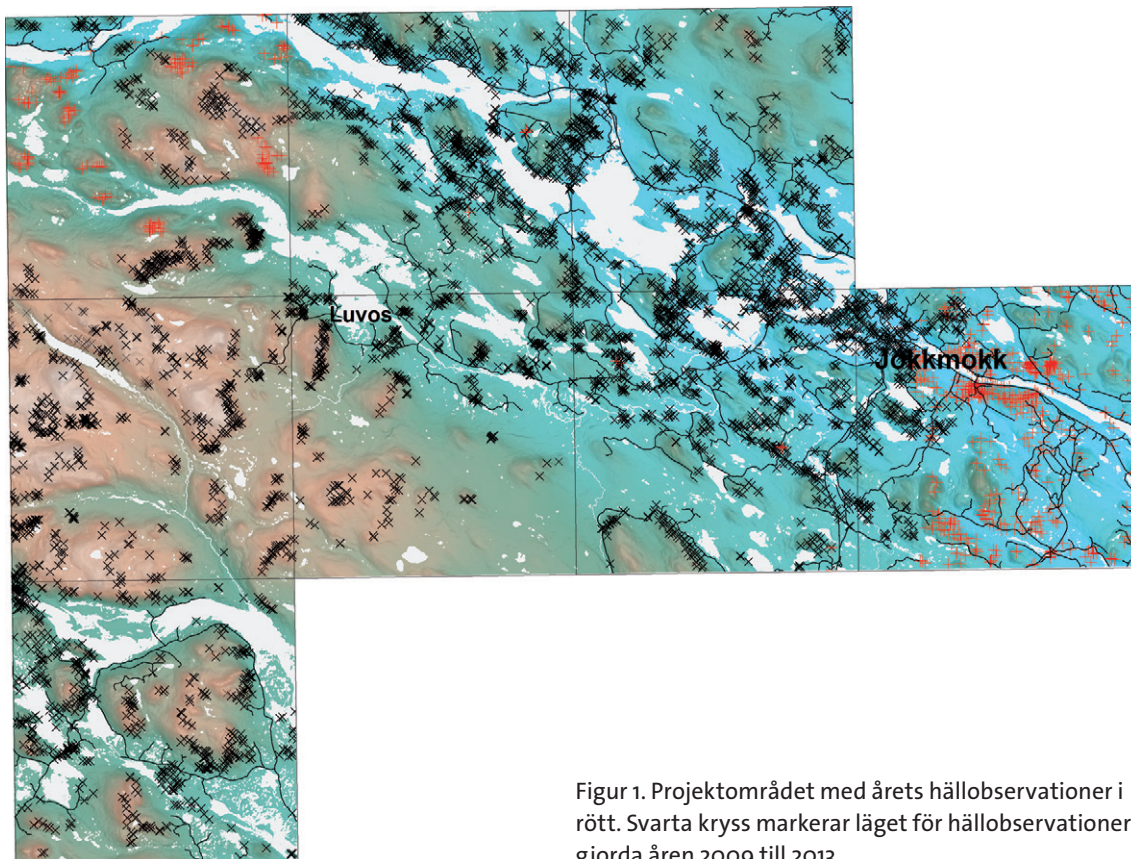
INLEDNING

Projektet ”Sydvästra Norrbotten” ingår i SGUs systematiska geologiska kartering av prospekteringsintressanta områden och omfattar kartområdena 26I Luvos NV, NO och SV, 26J Jokkmokk NV och NO, 27I Tjåmotis SV och SO samt 27J Porjus SV (RT90). De indextrutor som berörs i Sweref99 TM är 73G, 73H, 74G och 74H. Lägesbestämningar har gjorts i koordinatsystemet Sweref99 TM.

Syftet med projektet är att skapa lokala berggrundsgeologiska och geofysiska databaser som kan utgöra planerings- och resurshushållningsunderlag för prospekteringsföretag, kommuner, länsstyrelse m.fl. i Norrbottens län. Databaserna från projektet kommer att omfatta kartor, hållobservationer, litogeokemi, åldersbestämningar, mineralfyndigheter, petrofysiska egenskaper och geofysiska markmätningar. Projektarbetet startade våren 2009.

Sommaren 2014 utfördes geologiska och geofysiska fältundersökningar inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO samt 27I Tjåmotis SV (fig. 1). Vid årets helikopterflygningar inom väglöst land på kartområdet 27I Tjåmotis SV fokuserades arbetet på att få så stor areal täckning som möjligt med de till buds stående ekonomiska resurserna.

Somrarna 2009, 2011 och 2012 genomfördes geofysiska flygmätningar över delar av kartområdet 26I Luvos, större delarna av 26J Jokkmokk NV och NO samt 27I Tjåmotis SV och SO. Magnetfältet, det elektromagnetiska fältet och gammastrålningen mättes och positioneringen gjordes med differentiell GPS. Det elektromagnetiska fältet mättes från två sändare i VLF-bandet vilket innebär att markens skenbara resistivitet kan beräknas ur denna information och att en karta över markens strömtäthet kan tas fram. Tyngdkraftsmätningar utfördes under vårvintern 2011 över projektområdet i syfte att förtäta informationen och få en bättre upplösning



Figur 1. Projektområdet med årets hållobservationer i rött. Svarta kryss markerar läget för hållobservationer gjorda åren 2009 till 2013.

i tyngdkraftsinformationen. Transporten mellan mätpunkterna gjordes med hjälp av skoter och helikopter och ca 457 punkter har tillkommit. Tyngdkraftsmätningar utfördes även på ett antal valda objekt.

Nedanstående beskrivning redovisar huvudsakligen nytillkommen information från fältsäsongen 2014 över kartområdena 26J Jokkmokk NO och 27I Tjåmotis SV. En berggrundsgeologisk och geofysisk översikt över området finns i Antal Lundin m.fl. (2010).

KARTOMRÅDEN 26J JOKKMOKK NO OCH 27I TJÅMOTIS SV

Under fältsäsongen 2014 karterades delar av berggrunden inom kartområdet 26J Jokkmokk NO och 27I Tjåmotis SV av Dick Claeson, Caroline Lundell och Puck Palm. Geofysiska fältundersökningar utfördes av Ildikó Antal Lundin. Tidigare har området endast karterats i skala 1:400 000 (Ödman 1957) och delar av kartområdet i skala 1:250 000 inom ”Jokkmokkprojektet” (BRAP 81054, 1981). En omfattande petrofysisk analys av berggrunden i Norrbottens län genomfördes inom ramen för Nordkalottprojektet (Granar m.fl. 1986). Det finns sedan tidigare även petrofysiska analysdata från 778 bergartsprover. Vissa av dem är provtagna från block. Ytterligare 55 prover togs under fältsäsongen 2014 för mätning av densitet, susceptibilitet och remanent magnetisering. Mätningar av berggrundens gammastrålning har utförts med handburen spektrometer på 118 lokaler. Markgeofysiska mätningar har dessutom utförts längs sammanlagt tio profiler under 2014. Det magnetiska totalfältet uppmättes längs åtta profiler och det elektromagnetiska fältet (VLF) längs två profiler. Susceptibilitetsmätningar har gjorts på 647 lokaler, på vilka det regelmässigt görs åtta mätningar per bergart. Positioneringen har skett med handburen GPS. Sedan tidigare finns det markgeofysiska mätningar väster om Ruotevare, över delar av Ruotevare och Tjerkisberget gjorda i prospekteringsyfte.

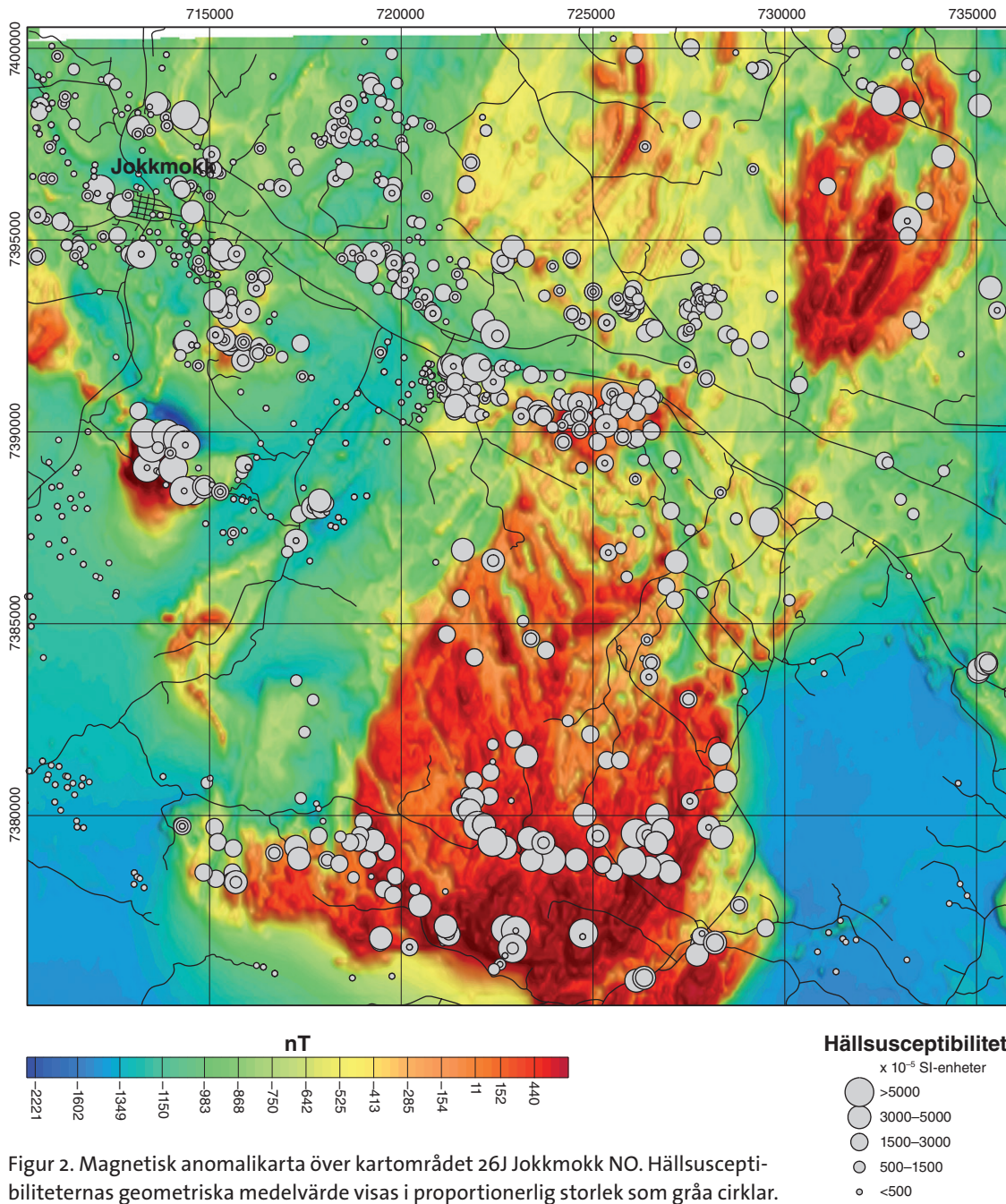
Ett antal bergartsprover för tunnslipsundersökning och bulkgeokemisk undersökning samt fyra prov för eventuell datering togs.

Berggrunden inom kartområdena 26J Jokkmokk NO och 27I Tjåmotis SV består till största delen av paleoproterozoiska bergarter. Blottningsgraden är generellt låg till mycket låg och stora områden med myrmark och sjöar dominerar landskapet, men som framgår av figur 1 finns det även områden som har rikligt med berghällar. I en del områden är det framför allt i höjd-områden som berggrunden är blottad, men även dessa är ofta täckta med morän. Stora delar av 27I Tjåmotis SV utgörs av väglöst land och helikopter har använts för transport.

Den magnetiska anomalibilden över kartområdet 26J Jokkmokk NO (fig. 2) domineras av en triangelformad, högmagnetisk anomali som huvudsakligen orsakas av granitiska och monzonitiska bergarter. Anomalimönstret (fig. 3) antyder att det finns en del interna strukturer, och mönstret överensstämmer mycket bra med de tyngdkraftsanomalier som observerats: ett tyngdkraftsöverskott i mittersta delen av intrusionen och tyngdkraftsunderskott på östra respektive västra sidan av intrusionen (fig. 4). I den nordöstra delen av kartområdet finns ytterligare en oval högmagnetisk anomali som förmodligen orsakas av liknande bergarter. Även denna anomali sammanfaller med ett måttligt tyngdkraftsöverskott på ca 3,5 mGal. Västra sidan av kartområdet domineras av ett tyngdkraftsöverskott vars huvudsakliga utbredning faller inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och 27J Porjus SO. Detta tyngdkraftsöverskott orsakas av gabbroider och andesitoider som förekommer i området. En tredimensionell tolkning av anomalin i form av en densitetsmodell presenterades i Claeson & Antal Lundin (2013).

Vulkaniska bergarter

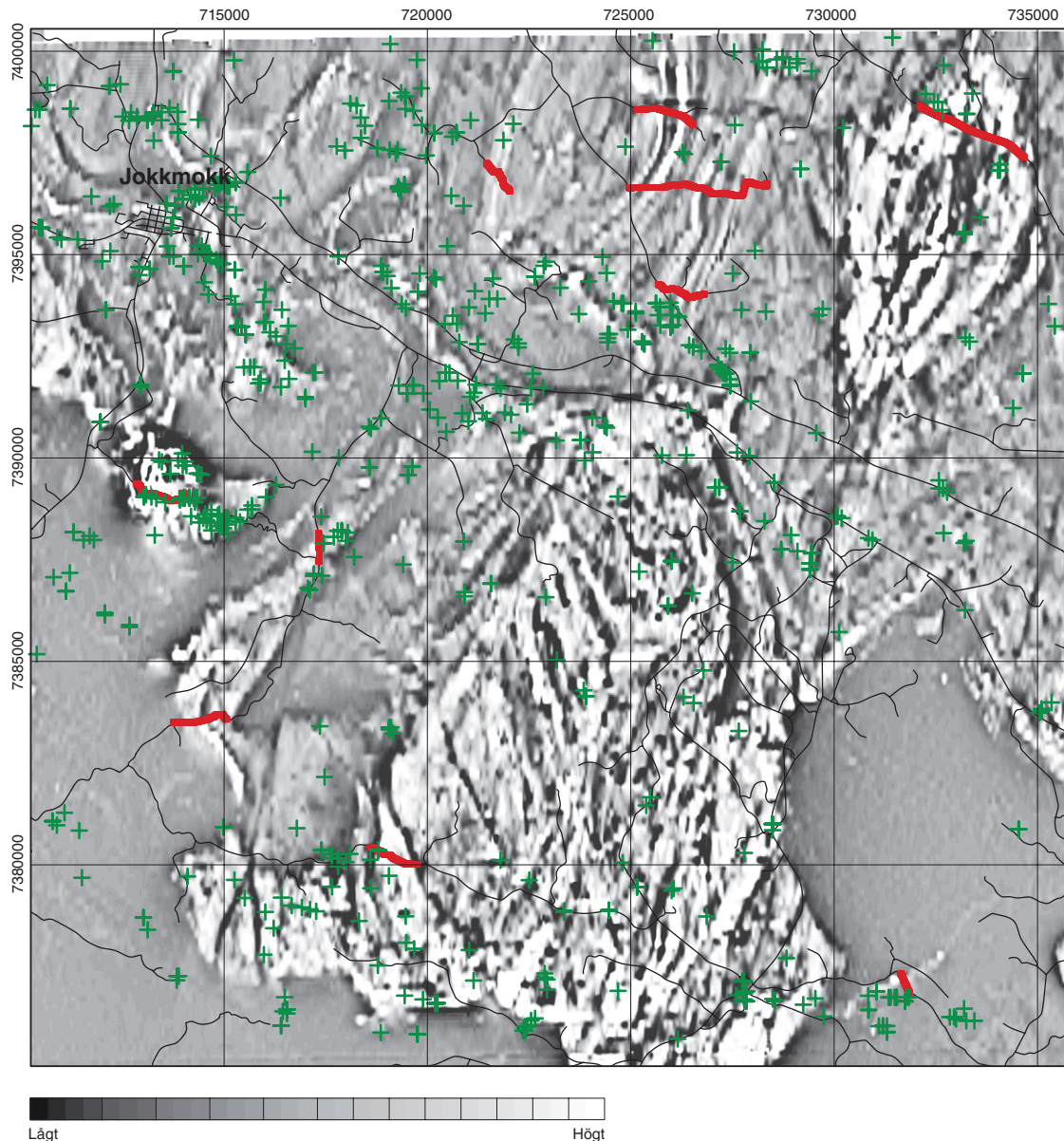
De vulkaniska bergarterna inom projektområdet varierar i sammansättning och grad av metamorf överprägling. De är ofta deformerade, folierade och stängliga, samt ibland även veckade och ådrade. Vulkaniska avsättningar med distinkt lagrade, omväxlande sura och basiska vulka-



Figur 2. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 26J Jokkmokk NO. Hälsusceptibiliteternas geometriska medelvärde visas i proportionerlig storlek som gråa cirklar.

niter visar ibland kontaktrelationer där bergarterna i själva kontakten är mycket finkorniga till täta. Detta tolkas som att de svalnat snabbt mot varandra.

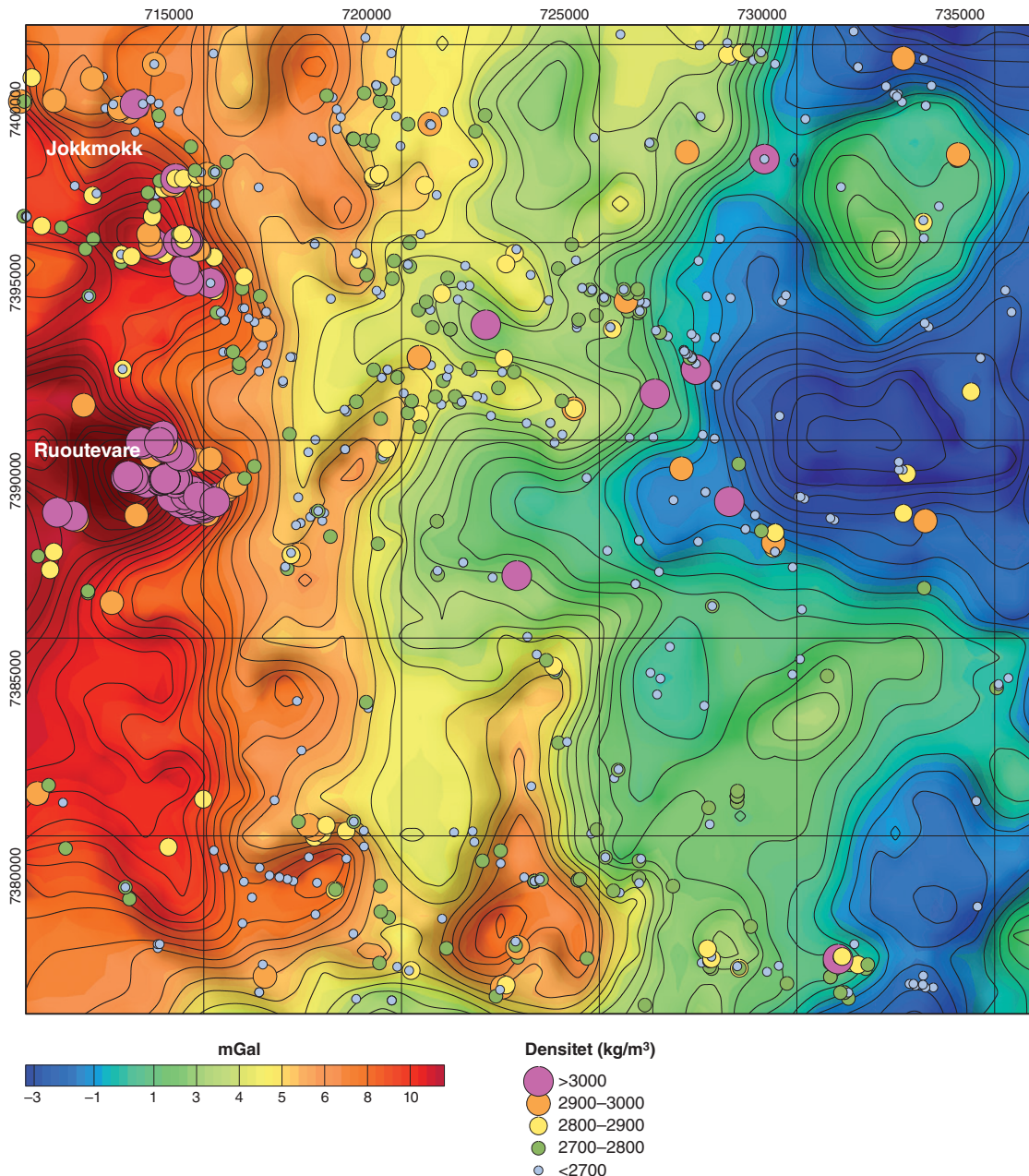
Basaltiska till andesitiska vulkaniter med stora mängder strökorn av plagioklas finns på ett flertal platser inom kartområdet 26J Jokkmokk NO och uppvisar ibland en trakytoïd till trakytisk textur (fig. 5A). Dessa basiska till intermediära vulkaniska bergarter ger ofta upphov till en frodig växtlighet som gör att de kan vara underrepresenterade i den från flygfoton tolkade hållbilden. Detsamma gäller för djupbergarter med basiska till intermediära sammansättningar. Andesitoidernas susceptibilitet är tämligen låg och varierar mellan 40 och 1649×10^{-5} SI-enheter med ett medianvärde på 61×10^{-5} SI-enheter. Densiteten varierar mellan 2750 och 2900 kg/m³ och andesitoiderna bidrar till det tyngdkraftsöverskott som finns i västra delarna av kartområdet (fig. 4).



Figur 3. Karta över magnetfältets vertikala derivat över kartområdet 26J Jokkmokk NO. Markprofilernas läge visas med rött. Läget för alla petrofysiska prover inom området visas som gröna kryss.

Från Hästkullen inom kartområdet 26J Jokkmokk NO och väster därom finns kraftigt hydrotermalt omvandlade dacitoida till ryolitoida vulkaniska bergarter (fig. 5B). De är grå till gråroda, mycket finkorniga till finkorniga, omkristalliserade och folierade. Ställvis uppträder enstaka 1–2 mm stora ströckorn av plagioklas. Epidot förekommer som sprickfyllnader. Dacitoider och ryoliter förekommer mestadels i de norra delarna av kartområdet där de ger upphov till bandade anomalimönster. Susceptibiliteten varierar och dacitoiderna har ett medianvärde på 785×10^{-5} SI-enheter medan ryoliterna har ett något högre medianvärde på 1280×10^{-5} SI-enheter.

I ett område ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget inom kartområdet 26J Jokkmokk NO finns andesitiska, dacitiska, basaltiska och vulkanoklastiska bergarter och i de leriga metasedi-



Figur 4. Tyngdkraftsfältets residual. Densiteter uppmätta på bergartsprov visas i proportionell storlek i olika färger.

mentära bergarterna inom området uppträder omvandlingsmineralen kordierit och sillimanit (se avsnittet Strukturer, deformation och metamorfos). Kärnbronning efter sulfidmineraliseringar har ägt rum i området och disseminerade förekomster av pyrit och magnetkis samt mindre mängder zinkblände, kopparkis och blyglans har noterats (se avsnittet Naturresurser).

Vid Latanjarka inom kartområdet 27I Tjåmotis SV finns en lagrad sekvens av dacitoid och andesitoid, i vilken det förekommer hydrotermal omvandling och skarn (fig. 5C). Skarnet består av rosa fältspat, magnetit, smaragdgrön epidot, grön amfibol och manganoxid i form av psilomelan–hausmannit som ibland uppträder likt puder på ytor, ibland som massiva kristaller (fig. 5D). Vidare på Latanjarka finns högmagnetisk andesitoid till basaltoid med strökorn av plagioklas, samt epidotomvandlad dacitoid (fig. 5E–F). Det finns fem hällobservationer gjorda på daci-



Figur 5. Bergarter från kartområdet 27I Tjåmotis SV och 26J Jokkmokk NO. **A.** Traktytoid textur i basaltoid vulkanit (7376922/727844). **B.** Hydrotermalt omvandlad grå dacitoid (7398808/732539). **C.** Lagrad sekvens av dacitoid och andesitoid som är hydrotermalt omvandlad och skarnförande (7424356/657974). **D.** Skarn av rosa fältspat, magnetit, smaragdgrön epidot, grön amfibol, samt manganoxid som psilomelan/hausmannit vilka ses likt puder på ytan (7424356/657974). **E.** Högmagnetisk andesitoid till basaltoid med strökorn av plagioklas (7424499/658287). **F.** Högmagnetisk dacitoid (7424401/658310). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

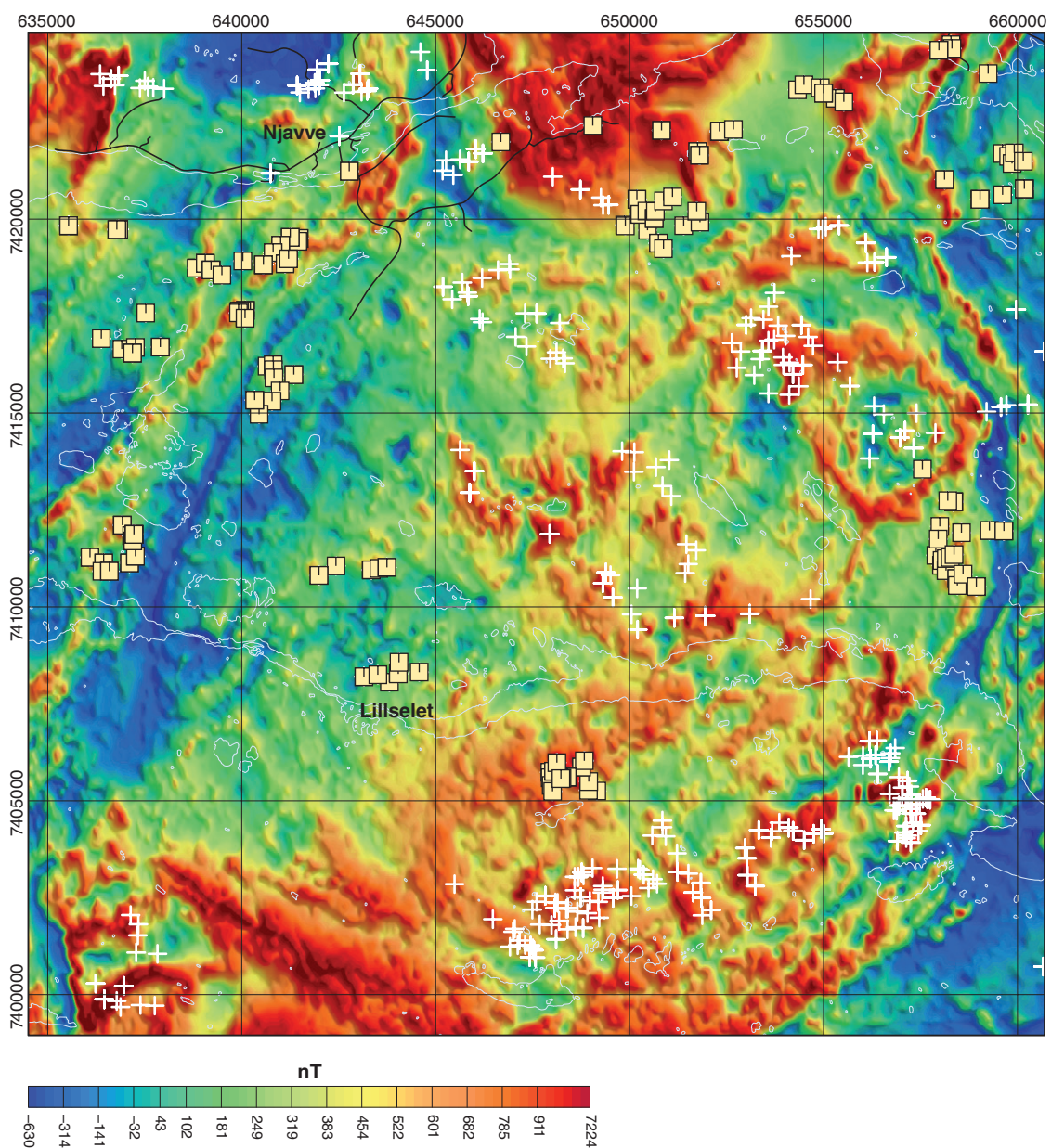
toiderna och andesitoiderna inom samma högmagnetiska anomalistråk i området längst upp i nordöstra hörnet i figur 6. Dacitoiderna har en susceptibilitet mellan $3\,380$ och $11\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter och andesiterna mellan $5\,060$ och $16\,100 \times 10^{-5}$ SI-enheter och dessa bergartsled är den troliga orsaken till anomalierna där.

En kilometer väster om Alemus Goarnnajavrasj inom kartområdet 27I Tjåmotis SV har en dacitoid observerats som innehåller fragment av andesitoid, vilka i sin tur är fragmentförande

(fig. 7A). I hållar strax söderut finns högmagnetiska basaltoida till andesitoida avsättningar som varierar i sammansättning, halten av plagioklasströkorn och mängden mafiska mineral (fig. 7B–C). Där finns även magmatiska sprickfyllnader och gångar med ultramafiska till gabbroiska sammansättningar (fig. 7B).

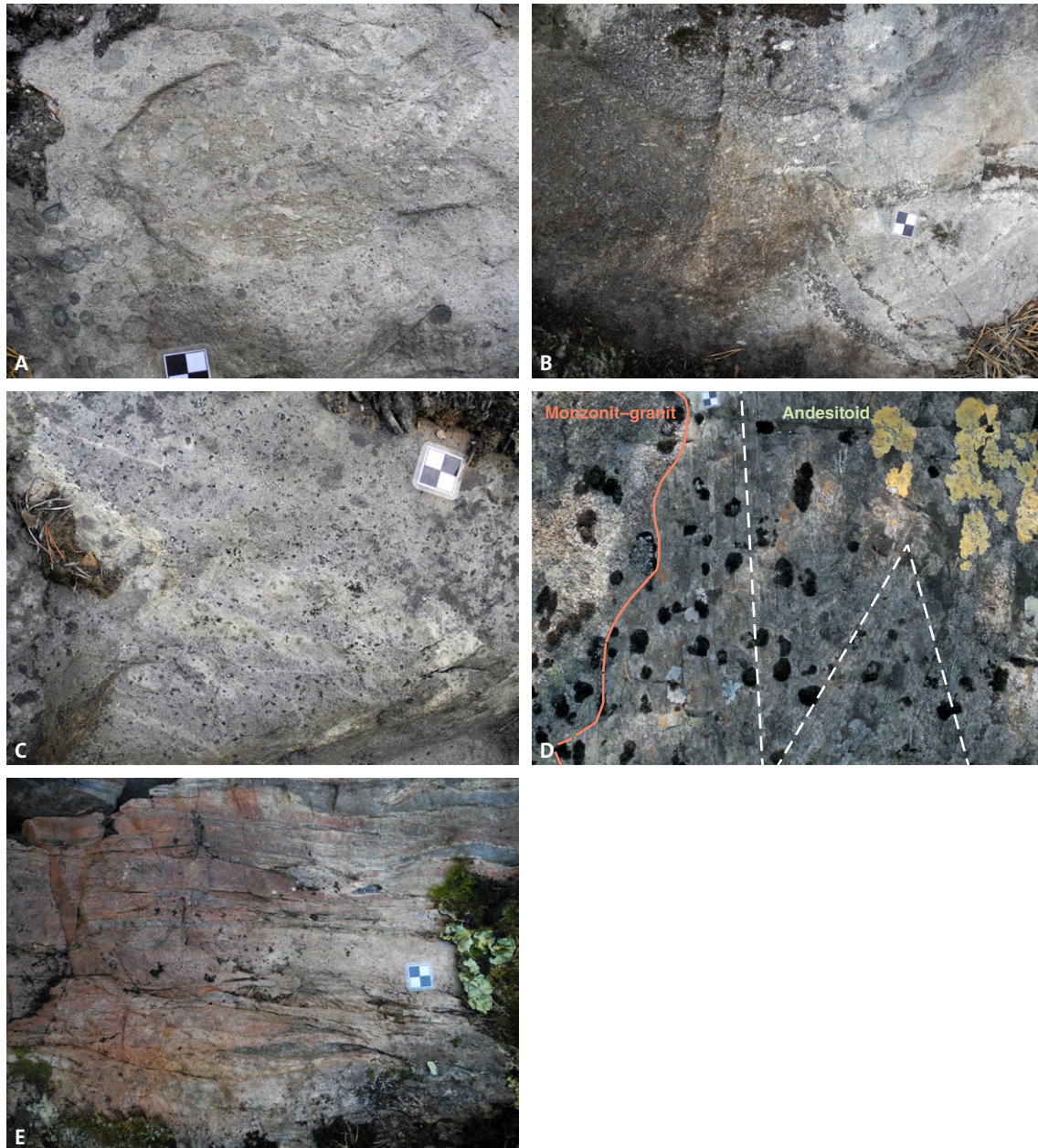
Vid Nuortap Guossoajvve inom kartområdet 27I Tjåmotis SV finns en andesitoid vars lagring klipps av yngre monzonit till granit (fig. 7D). Andesitoiden är S-veckad i kontaktområdet med branta veckaxlar (195/80) och raka veckben och skarpa omböjningar (chevron-veck, fig. 7D). Utanför detta meterbredda kontaktområde syns enbart en planfoliation eller lagring i hållen.

Större delen av andesitoiderna inom kartområdet 27I Tjåmotis SV är högmagnetiska, hela 75 % av de uppmätta susceptibilitetsvärdena är högre än $2\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Bland dacitoiderna hamnar 53 % av alla mätningar över $2\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter.



Figur 6. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 27I Tjåmotis SV. Polreducerat totalfält. Vita kryss visar läget av tidigare års hållobservationer medan gula boxar visar läget för årets hållobservationer.

Inom de hällområden vid Luspevárásj inom kartområdet 27I Tjåmotis SV som domineras av metamorft omvandlad arkos och sandsten finns likåldriga avsättningar med sura till intermediära vulkaniter. Vulkaniternas mäktighet idag uppskattas till tiotals meter och de ser ut att växellagra med de sedimentära bergarterna på ett flertal platser. I de vulkaniska avlagringarna förekommer avrundade klaster och fragment av andra vulkaniter och kvartsit, vilka är avlånga i



Figur 7. Bergarter från kartområdet 27I Tjåmotis SV. **A.** Dacitoid som innehåller fragment av andesitoid, vilka i sin tur är fragmentförande (7421745/651756). **B.** Högmagnetiska basaltoida till andesitoida avsättningar som uppvisar stor variation i sammansättning, halten ströckorn av plagioklas och halten mafiska mineral (7421648/651804). **C.** Högmagnetisk andesitoid med amfibolkristaller (7421648/651804). **D.** Andesitoid vars lagring klipps av yngre monzonit till granit, kontakten streckad i rött. Andesitoiden är S-veckad i kontaktområdet med chevron-veck som har raka veckben och skarpa omböjningar (markerat i vitt, 7417622/639996). **E.** Vulkanisk avlagring med avrundade klaster och fragment av andra vulkaniter och kvartsit som är avlånga i foliationsplanet (7418823/640561). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

foliationsplanet (fig. 7E). Ställvis finns mycket finkorniga lager och fragment i de metasedimentära bergarterna som tolkas som sura vulkaniska askor.

Ett mycket stort område inom kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO är sedan tidigare klassificerat som sedimentär berggrund, trots att man redan då visste att bergarterna har en hög densitet som motsvarar mer basiska bergarter (Nylund & Nisca 1981, Jokkmokksprojektet 1981). Även på den opublicerade digitala kartan NB-dig (Thomas Sjöstrand och Herbert Henkel, SGU) är dessa områden klassificerade som antingen metamorf sedimentär berggrund eller som granit-pegmatitassociationen (Linagranit), och på kartan över Fennoskandiska skölden (Kois-tinen m.fl. 2001) främst som metamorf sedimentär berggrund och i mindre utsträckning som tidigorogena svekokarelska sura intrusivbergarter. Dessa områden är till större delen i dagsläget omtolkade av oss till att bestå av starkt metamorft överpräglade avsättningar av basaltoider och andesitoider och i mindre utsträckning även gabbroida bergarter och ultramafiska kumulat med ett mindre inslag av pegmatit och granit. De geokemiska analyser som nu gjorts visar på bergarter med låga SiO₂-halter och typiska sammansättningar för basiska och trakybasaltiska bergarter, samt enstaka med dacitisk sammansättning. En del av dessa är även mineraliserade (Claeson & Antal Lundin 2013). Ovanstående basaltoida och andesitoida bergarter har genomgående låg susceptibilitet, oftast lägre än 100×10^{-5} SI-enheter och höga densiteter, mellan 2 800 och 3 000 kg/m³. De bidrar till det stora tyngdkraftsöverskott vars östra delar kan ses i figur 4 och anomalorsaken har diskuterats av Nylund & Nisca (1981). En tredimensionell densitetsmodell har tagits fram över Jokkmokksområdet (Claeson & Antal Lundin 2013).

I samband med årets fältarbete besöktes de dikesgrävningar och sprängningar av provgropar som genomförts vid järnmineraliseringen vid Kallak inom kartområdet 27I Tjåmotis SO (se avsnittet Naturresurser). Den vulkaniska bergart som finns vid dikesgrävningarna är en granatförande kvartstrakyt med tomma eller rostiga amygduler. Mindre mängder skarn som består av amfibol, granatkristaller, epidot, rosa till orange kalcit samt grönaktig apatit finns både i kvartstrakyt och i järnmineraliseringen.

Sedimentära bergarter

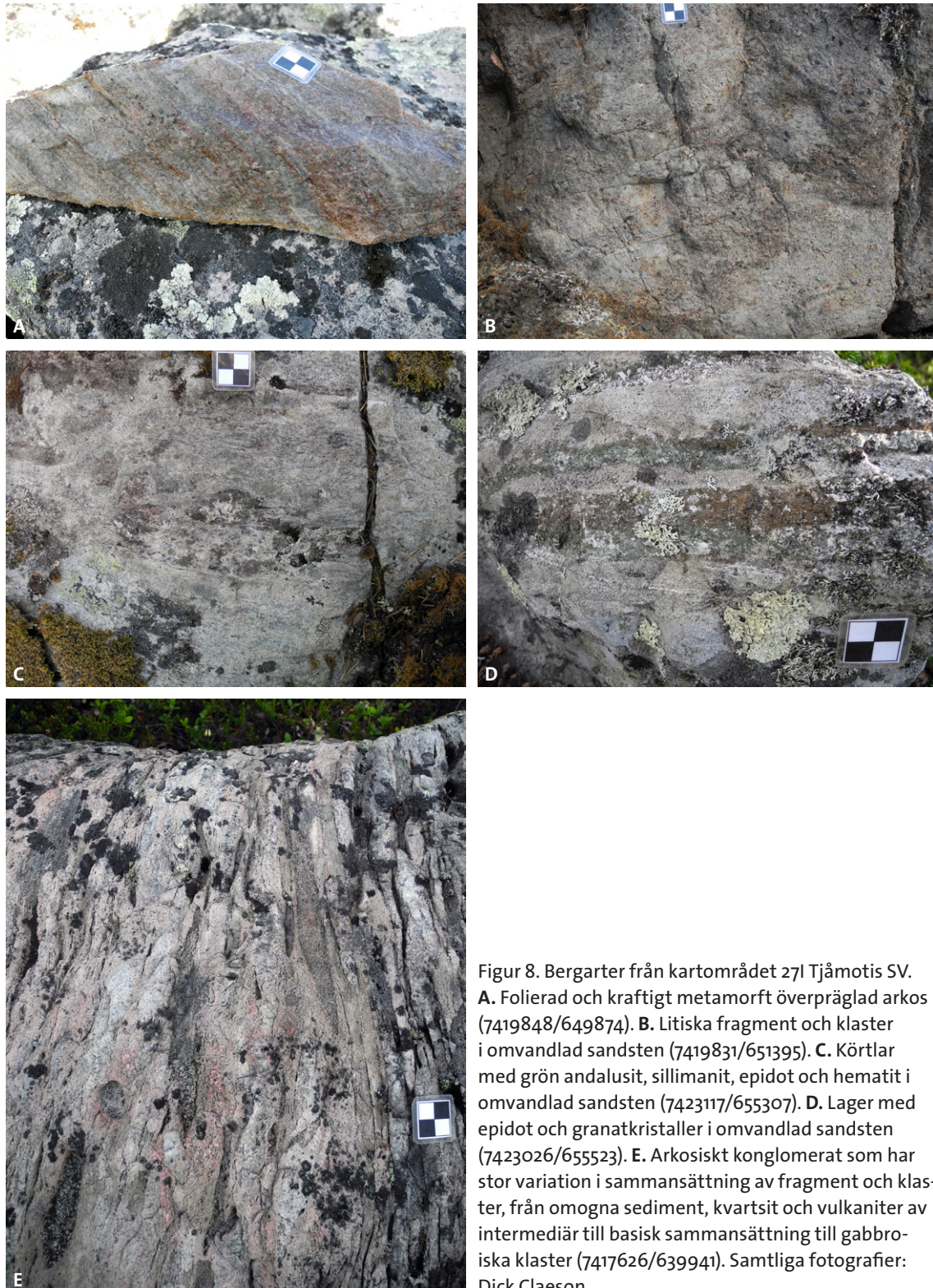
I metasedimentära bergarter inom projektområdet uppträder ibland de metamorfa omvandlingsmineralen granat, sillimanit, andalusit och korderit (se även avsnittet Strukturer, deformation och metamorfos). De mer kvartsrika metasedimenten har sällan några ådror av nybildad granitiska smältor, medan de ursprungligen mer lerhaltiga och arkosiska metasedimentära bergarterna kan ha betydande mängder av neosom och paleosom där de blivit partiellt uppsmälta. Dessa kan ställvis klassas som anatektiska, diatexitiska eller metatexitiska migmatiter beroende på graden av uppsmältning som ägt rum (jämför Antal Lundin m.fl. 2012a).

Kvartsiter och arkoser samt i mycket mindre omfattning mer leriga avsättningar vilka troligen tillhör Snavva-Sjöfallsgruppen finns inom kartområdet 27I Tjåmotis SV. Enligt vad som hittills kommit fram vid denna kartering utgör de inte så stora områden som tidigare kartor visar.

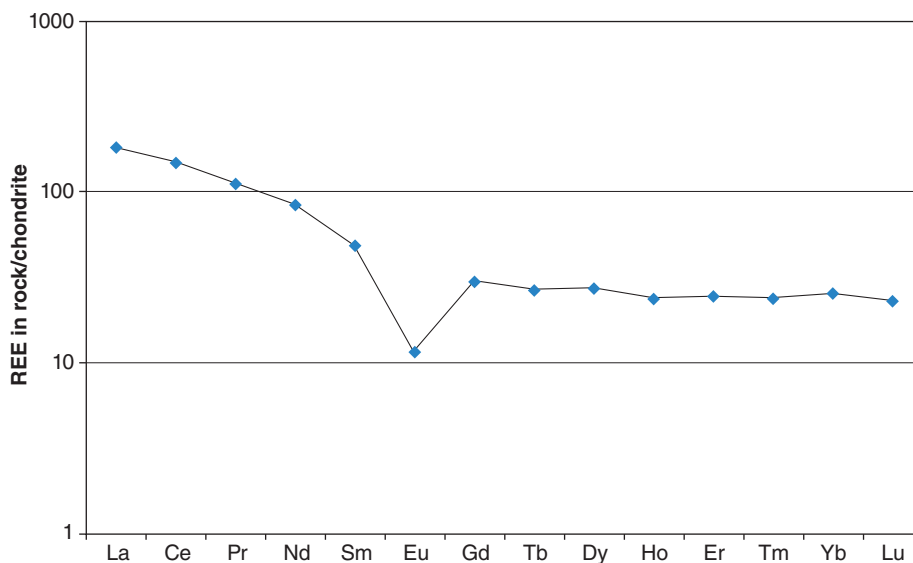
De sedimentära bergarterna har i regel låg susceptibilitet, men lokala undantag finns där hög susceptibilitet uppmättes på kvartsiter, areniter och sandstenar. Rena kvartsiter har ibland negativ susceptibilitet. På några lokaler påträffades sedimentära bergarter med hög susceptibilitet, upp till $2\,000\text{--}3\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter, och på kvartsitklaster har susceptibiliteter på upp till $23\,900 \times 10^{-5}$ SI-enheter uppmätts. Kvartsiterna har också mycket låg gammastrålning, kaliumhalten överstiger sällan 1 %. Uran och toriumhalten är oftast under 1 ppm. Arkoserna har relativt hög kaliumhalt (mellan 4,2 och 5,5 %) och låg uranhalt (oftast under 1 ppm) medan toriumhalten ligger mellan 15 och 26 ppm.

Den hästskoformade enhet med kraftigt omvandlade sedimentära bergarter som finns i norra delen av kartområdet 27I Tjåmotis SV består mest av arkosiska och kvartsitiska led (fig. 6).

De sedimentära bergarterna har sammansättningar motsvarande sandsten, vanligen arenit eller arkos, men är idag kraftigt metamorft överpräglade (fig. 8A). Stora mängder litiska fragment och klaster uppträder i sandstenarna vid Sasnek (fig. 8B). I några berghällor vid Goarnnannjunje finns körtlar med grön andalusit, sillimanit, epidot och hematit (fig. 8C), och i närlig-



Figur 8. Bergarter från kartområdet 271 Tjåmotis SV. A. Folierad och kraftigt metamorft överpräglad arkos (7419848/649874). B. Litiska fragment och klaster i omvandlad sandsten (7419831/651395). C. Körtlar med grön andalusit, sillimanit, epidot och hematit i omvandlad sandsten (7423117/655307). D. Lager med epidot och granatkristaller i omvandlad sandsten (7423026/655523). E. Arkosiskt konglomerat som har stor variation i sammansättning av fragment och klaster, från omogna sediment, kvartsit och vulkaniter av intermediär till basisk sammansättning till gabbroiska klaster (7417626/639941). Samtliga fotografier: Dick Claeson.



Figur 9. REE-diagram med data från en litogeokemisk analys av omvandlad arkos från Sasnek (7419848/649874). Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

gande berghällar finns det flera centimeter breda lager som till större delen består av epidot och granatkristaller (fig. 8D). Vid Sasnek togs ett prov på 1,8 kg för geokemisk analys av en granat-, sillimanit- och andalusitförande arkos. Analysen visar 77,1 % SiO_2 , 11,0 % Al_2O_3 , 3,16 % Fe_2O_3 , 0,29 % CaO , 0,39 % MgO , 0,93 % Na_2O och 6,02 % K_2O . I ett tunnslip från samma provtagningsplats är fördelningen 42,5 % kvarts, 49,7 % kalifältspat, 2,7 % plagioklas, 1,5 % muskovit, 2,7 % opakmineral och 1 % sillimanit. Studerar man de sällsynta jordartsmetallerna (REE) från provet så ser det ut som att det varit en till största delen granitisk–monzonitisk sammansättning (eller motsvarande vulkanisk bergart) på materialet som bildade det arkosiska sedimentet (fig. 9). Metamorfosen och bildandet av de granatkristaller och aluminiumsilikat som ingår i provet verkar heller inte ha haft någon större påverkan på fördelningen av sällsynta jordartsmetaller (fig. 9).

Det mesta tyder på att i samband med intrusionerna av stora monzonitoida till granitiska plutoner inom kartområdet 27I Tjåmotis har den magmatiskt orsakade metamorfosen och deformationen format metasedimentens nuvarande utseende och har inget med de äldre regionala deformationerna i området att göra. Intrusionerna är yngre än de sedimentära bergartsleden ur Snavva-Sjöfallsgruppen. Liknande bergarter som bedöms vara likåldriga och tillhör samma pluton finns vid Jervas och är ca 1790 miljoner år gamla (Antal Lundin m.fl. 2011, SGU opublikerad). De metasedimentära bergarterna ligger draperade runt intrusionerna och har klämts samman och veckats i de områden dit de flyttats i samband med den magmatiska aktiviteten i närområdet. Ett exempel ses norr om Njavve där det finns ett konglomerat som troligen tillhör Snavva-Sjöfallsgruppen (Antal Lundin m.fl. 2012a). Inom kartområdet 27I Tjåmotis SV har de ursprungligen sedimentära bergarterna delvis genomgått en mycket kraftig omvandling med migmatitisering och nybildande av mindre smältor i varierande omfattning som följd (Antal Lundin m.fl. 2012a). Det ovanstående är förklaringen till att Snavva-Sjöfallsgruppens sedimentära bergarter kan uppvisa mycket välbevarade strukturer, t.ex. böljeslagsmärken, på andra håll där den magmatiska aktiviteten för omkring 1,80 miljarder år sedan inte förekommit.

I den östra kontakten av den stora intrusion som upptar stora delar av kartområdet 27I Tjåmotis SV (fig. 6) finns ställvis, t.ex. vid Jiervavårddo, kvartsit och arkos som är mycket heterogen

med meterlånga stråk med sillimanit i foliationsplanet i arkosen och millimeter-små granat-kristaller (se avsnittet Strukturer, deformation och metamorfos). Kvartsiten och arkosen har även ett betydande inslag av klaster av vulkaniska och metasedimentära bergarter.

I den västra kontakten av samma intrusion, t.ex. vid Nuortap Guossoajvve inom kartområdet 27I Tjämotis SV, uppträder 60 m väster om den ovan beskrivna andesitoiden med chevronveck en helt annan litologi med arkos och konglomerat som uppvisar en stor variation i sammansättningen av fragment och klaster, från omogna sediment, kvartsit och vulkaniter av intermediär till basisk sammansättning till gabbroiska klaster (fig. 8E).

Det bör här noteras att det är mellanmassan som definierar bergartens härkomst i dessa bergarter med en riklig halt av klaster och fragment. Jämför t.ex. figur 7E med figur 8E, där bergarterna i figur 7E klassas som vulkaniska medan de i figur 8E klassas som sedimentära. Det är inte alltid enkelt och självklart hur bergarterna ska klassas om inte hållblottningarna är stora och har hög kvalitet.

Metasedimentära bergarter och paragnejser finns på ett flertal platser inom kartområdet 26J Jokkmokk NO. Ofta är dessa intimt förknippade med vulkaniska bergarter, ofta som inlagringar, och det kan ställvis vara svårt att med absolut säkerhet ange det genetiska ursprunget. Två av de mer betydande förekomsterna inom kartområdet finns ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget samt ca 2 km söder om Mattisudden och behandlas i avsnittet Strukturer, deformation och metamorfos.

Djupbergarter

I de östra delarna av det stora lågmagnetiska området ned mot den södra kartbladsgränsen av 26J Jokkmokk NO (fig. 2) förekommer ett flertal bergarter som är kraftigt metamorft överpräglade, omkristalliserade och folierade, och några är ställvis ådrade. Dock ska det poängteras att hållfrekvensen inom det stora, lågmagnetiska området är mycket låg vilket gör tolkningen av berggrundens sammansättning svårare. Bergarternas inbördes åldersförhållanden är okända men som grupp tolkas de som äldre än 1860 miljoner år på grund av deras kraftiga omvandlingar. De kan delas in i följande tre bergartsled: 1) Jämnkornig, grå granit till granodiorit med mycket underordnat tonalit som är finkornig till medelkornig och ibland har flusspat i grundmassa och längs sprickplan (fig. 10A). Det går inte att utesluta att några av dessa kan vara av dacitoid till subvulkanisk natur (fig. 10B). 2) Röd till rödgrå, jämnkornig, finkornig till medelkornig granit till kvartsmonzonit (fig. 10C). 3) Andesitoid, basaltoid och dacitoid (fig. 10D). Dessa är snarlika de bergarter som tidigare klassificerats som sedimentär berggrund inom ett mycket stort område inom 26J Jokkmokk NV och NO men som omtolkats av oss (se avsnittet Vulkaniska bergarter). Granitoiderna här har kaliumhalter mellan 3,9 och 4,2 % och toriumhalter mellan 34,4 och 39,5 ppm. Den högre toriumhalten framgår även av flygmätningen (fig. 11). Uranhalterna ligger mellan 3 och 22 ppm. Densiteten varierar mellan 2 623 och 2 630 kg/m³ och dessa bergarter bidrar till tyngdkraftsunderskottet som syns i den sydöstra delen av tyngdkraftskartan i figur 4. Området med tyngdkraftsunderskott sammanfaller inte helt med ett lågmagnetiskt område (fig. 2), men andra bergarter som andesitoid och dioritoid med högre densitet har karterats i norra delen av det lågmagnetiska området där tyngdkraftsfältet ökar.

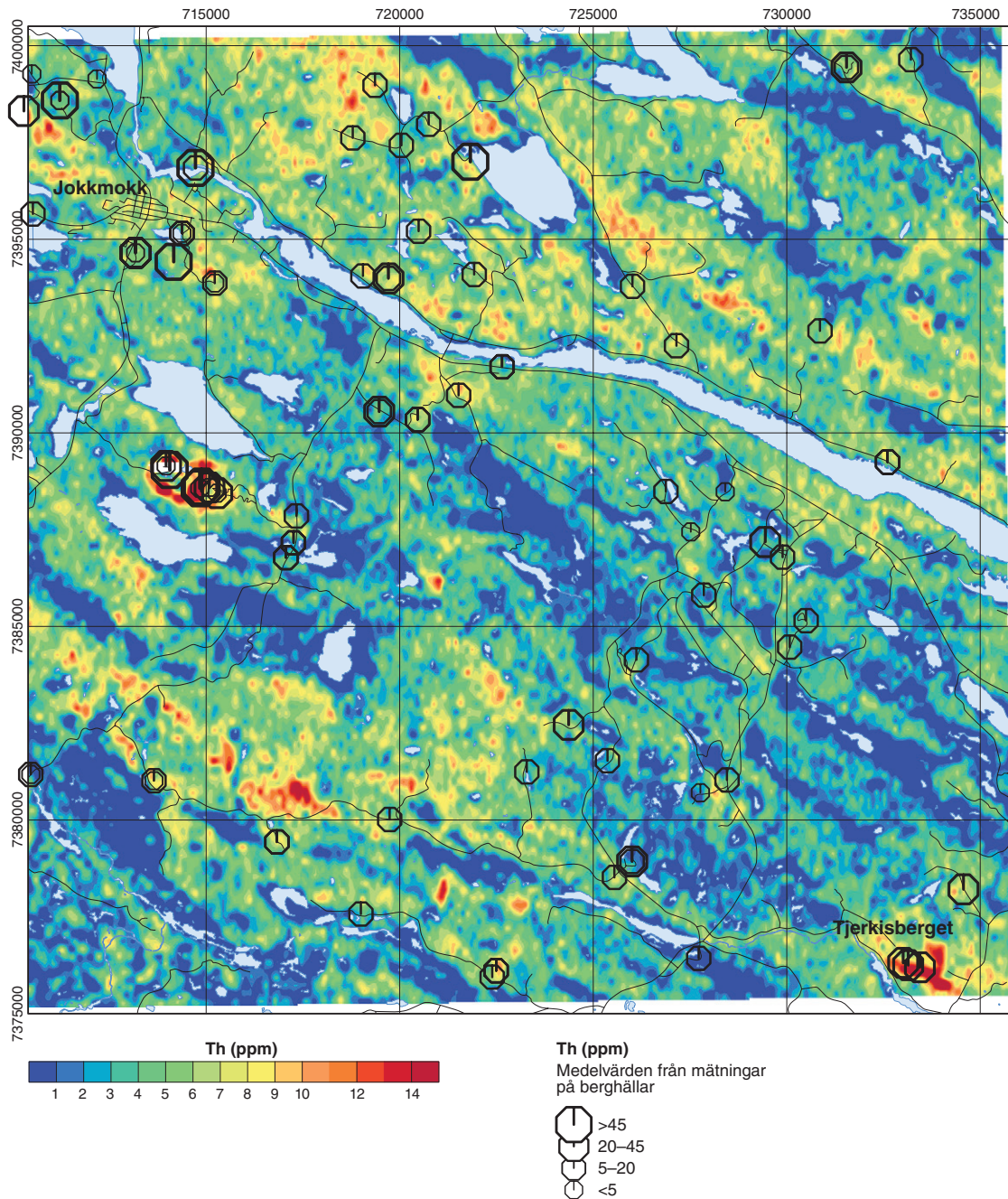
I den sydvästra delen av det stora lågmagnetiska området ned mot den södra kartbladsgränsen av 26J Jokkmokk NO (fig. 2) finns en grå till ljusgrå, massformig till svagt deformerad, medelkornig till grovkornig, porfyrisk granit (fig. 12A). Kalifältspatströkornen är 10–40 mm stora, ofta listformade och har en frekvens av 15–25 %, men kalifältspatströkornen minskar i storlek mot öster där de är 5–10 mm stora och halten enbart några procent. Den porfyriska grå till ljusgrå graniten tillhör troligen någon yngre generation av intrusioner som är



Figur 10. Bergarter från kartområdet 26J Jokkmokk NO. A. Jämnkornig, grå granit till granodiorit med flusspat i grundmassa och i sprickplan (7376236/733184). B. Dacitoid eller subvulkanisk granodiorit med små basiska enklaver, ådrad och skjuvad (7380842/734522). C. Röd till rödgrå, jämnkornig, finkornig till medelkornig granit till kvartsmonzonit (7377911/734756). D. Jämnkornig, omkristalliserad, mycket finkornig till finkornig, grå till mörkt grå andesitoid (7384015/730732). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

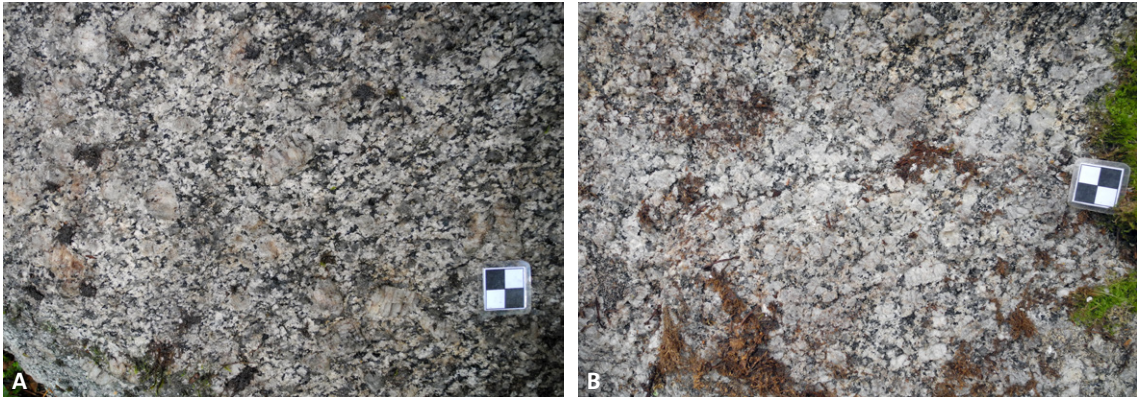
ca 1,80 miljarder år gammal. Detta baseras på fältobservationerna med en låg metamorf överprägling samt svag deformation.

Ljust grå kalifältspatströkorn är utmärkande för en grå, enklavförande granit vid bl.a. berget Suobbatåive inom kartområdet 26J Jokkmokk NO (fig. 12B). Graniten är medelkornig och vanligen massformig men uppvisar en magmatisk foliation med mineralorientering som tolkas vara flödesrelaterad. Kalifältspatströkornen är 5–30 mm stora och förekommer i en halt av 15–25 %. Biotit dominerar de mörka mineralen medan amfibol finns i mindre mängd, uppskattat till 10 % respektive 3 %. Susceptibiliteten varierar från 424 till 2020×10^{-5} SI-enheter. Fältobservationerna med en låg metamorf överprägling och avsaknaden av deformationsstrukturer indikerar att den porfyriska, grå graniten tillhör någon yngre generation och troligen är ca 1,80 miljarder år gammal. I den magnetiska anomalikartan (fig. 2) finns ett område med lägre magnetisering väster om det triangelformade, högmagnetiska anomalimönstret som upptar stora delar av kartområdet 26J Jokkmokk NO. Susceptibilitetssammansättningen av de geometriska medelvärdena från området med lägre magnetisering i figur 2 visar på susceptibiliteter omkring $500\text{--}1500 \times 10^{-5}$ SI-enheter vilket är klart lägre än susceptibiliteterna för bergarterna i öster. Området sammanfaller dock med ett tyngdkraftsoverskott vars ursprung inte kan härledas till dessa granitförekomster på ytan som har låga densiteter.

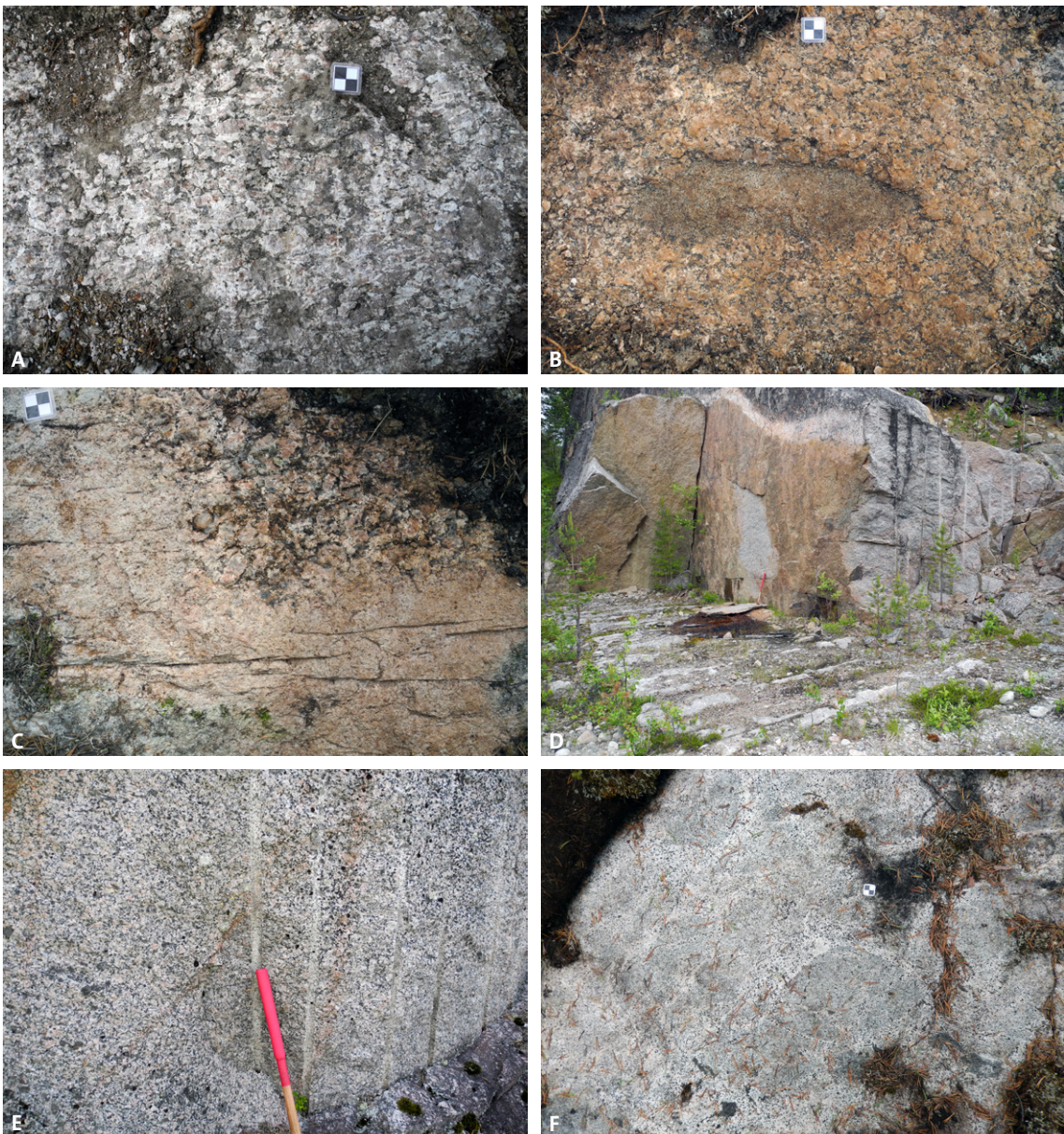


Figur 11. Karta över markens toriumhalt inom kartområdet 26J Jokkmokk NO. Medelvärden på torium erhållna från mätningar på berghällar visas i proportionerlig storlek.

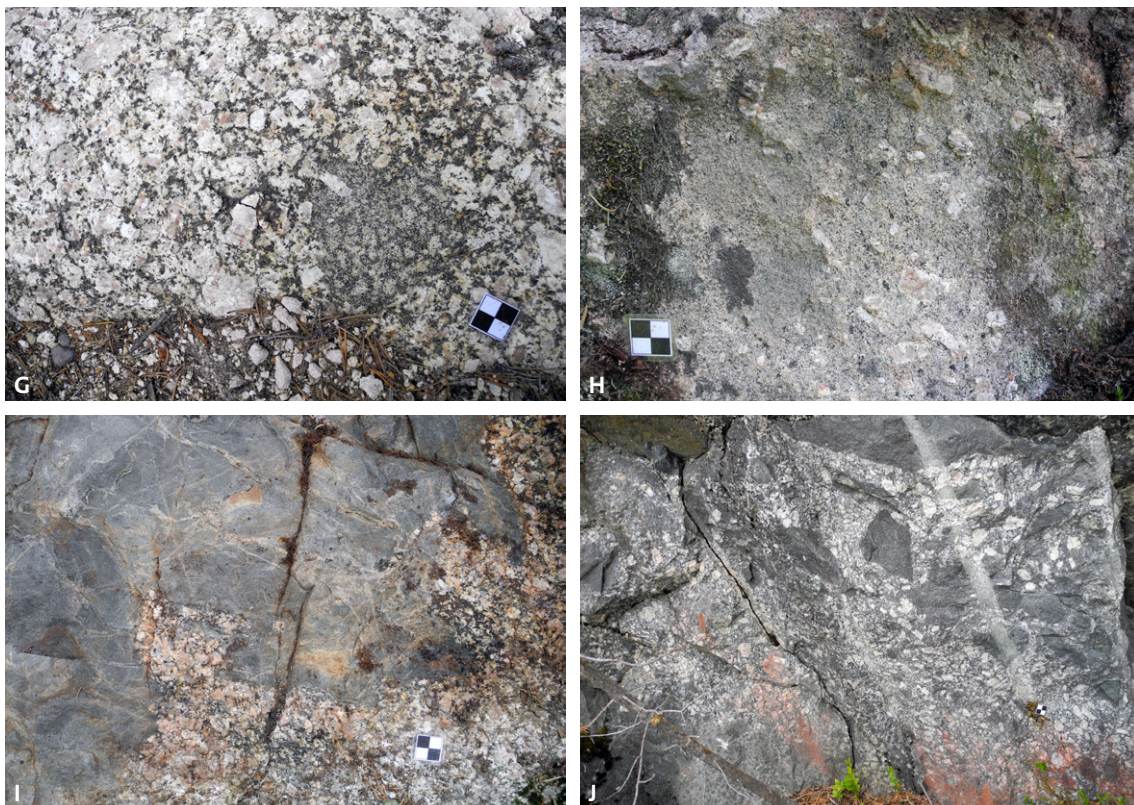
Ett antal större intrusioner av mestadels kvartsmonzonit, granit till monzonit och underordnat kvartsmonzodiorit förekommer inom kartområdet 26J Jokkmokk NO. Dessa framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan som positiva anomalier (fig. 2). Bergarterna är gråröda till rödgrå, medelkorniga till grovkorniga (fig. 13A) och kalifältspatporfyriska med 5–30 % 10–50 mm stora ströckorn. Bergarterna är odeformerade, massformiga eller har en mycket svag mineralorientering som troligen är av magmatisk natur och flödesrelaterad. Amfibol och biotit förekommer i varierande mängd (vanligen 10 till 20 %) i grundmassan. Rapakivitextur med



Figur 12. Bergarter från kartområdet 26J Jokkmokk NO. **A.** Grå till ljus grå, massformig till svagt deformerad, medelkornig till grovkornig, kalifältspatporfyrisk granit (7376050/716405). Foto: Dick Claeson. **B.** Ljust gråfärgade kalifältspatströkorn i grå, medelkornig granit. Denna är vanligen massformig men uppvisar i bilden magmatisk foliation med en mineralorientering som tolkas vara flödesrelaterad (7383519/717264). Foto: Dick Claeson.



plagioklas som en mantel runt kalifältspatströkornen är vanligt förekommande (fig. 13A). Monzodioritiska till dioritiska enklaver förekommer ställvis (fig. 13B). Synmagmatiska gånger av gråröd till röd, fint medelkornig granit, vilka saknar kylda kontakter till dessa porfyriska bergarter, uppträder ställvis (fig. 13C). På några platser har försök till blockstensbrytning förekommit (fig. 13D–E). Magmamingling och magmablandning är sällsynt inom intrusionerna men t.ex. strax väster om Årrejaure är en medelkornig, massformig, grå kvartsmonzonit till monzonit minglad med en monzodiorit. De typiska runda kontakterna mellan de olika magmorna och avsaknaden av kylningsfenomen är tydliga (fig. 13F). Runda enklaver och större par-



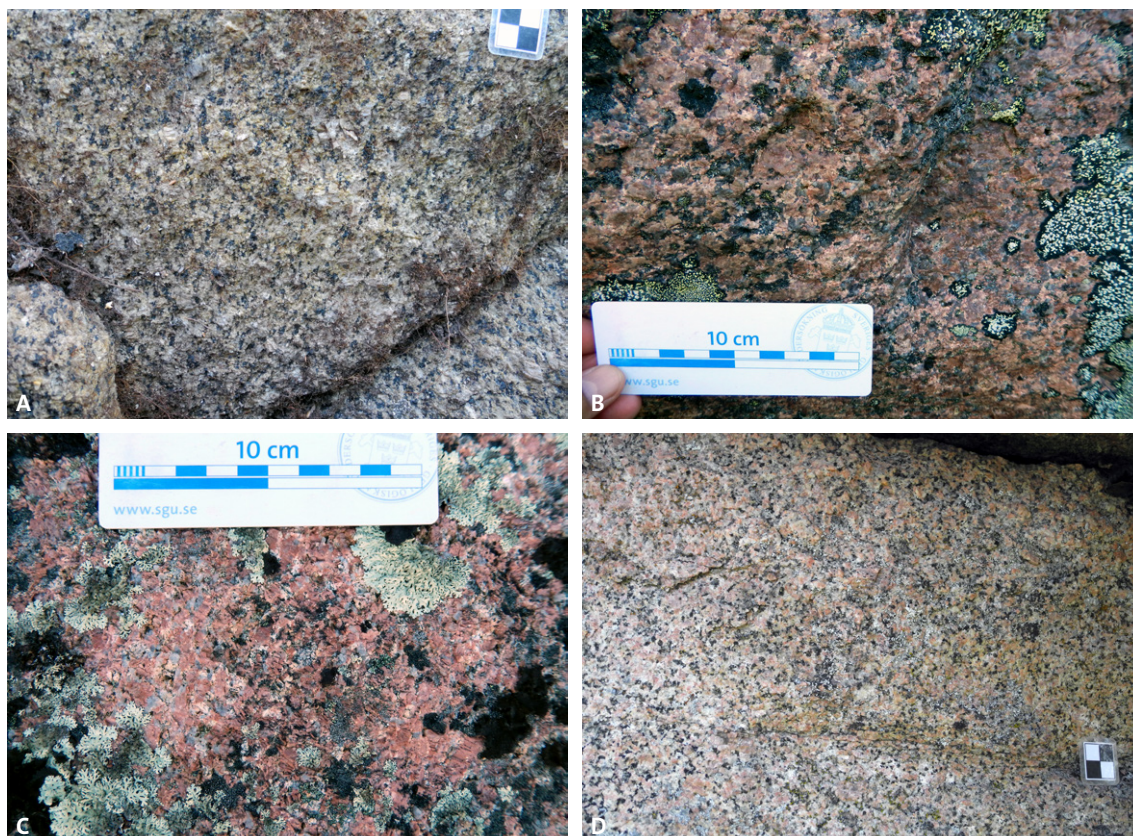
Figur 13. Till vänster och ovan. Bergarter från kartområdet 26J Jokkmokk NO. **A.** Monzonit till kvartsmonzonit med 10–30 mm stora kalifältspatströkorn som definierar en svag orientering vilken troligen är av magmatisk natur och flödesrelaterad. I bilden syns även flera kalifältspatströkorn med plagioklas som en mantel runt om, s.k. rapakivitextur (7380021/724782). Foto: Dick Claeson. **B.** Dioritisk till monzodioritisk enklav i monzonit till monzodiorit (7379752/722161). Foto: Dick Claeson. **C.** Synmagmatisk gång av gråröd till röd, fint medelkornig granit vilken saknar kylda kontakter till porfyrisk granit till monzonit (7378716/725249). Foto: Dick Claeson. **D.** Plats där provbrytning för blocksten av små- till grovporfyrisk monzonit till granit ägt rum (7378805/726008). Foto: Dick Claeson. **E.** Provbrytning av blocksten i en grovporfyrisk kvartsmonzonit till monzonit (7379690/728017). Foto: Dick Claeson. **F.** Magmamingling mellan massformig, grå kvartsmonzonit till monzonit och monzodiorit. Notera de typiska rundade kontakterna och avsaknaden av kylningsfenomen (7387440/727529). Foto: Puck Palm. **G.** Rund enklav av dioritoid till gabbroid som uppvisar ocelli av kalifältspatströkorn som kommer från den omgivande porfyriska monzoniten till kvartsmonzoniten (7377040/722725). Foto: Dick Claeson. **H.** Dioritoid till gabbroid som uppvisar en stor mängd ocelli av kalifältspatströkorn, vilka har rapakivitextur (7376997/722987). Foto: Dick Claeson. **I.** Kontakt mellan äldre andesitoid till basaltoid vulkanisk bergart och yngre porfyrisk granit (7376728/727788). Foto: Dick Claeson. **J.** Kontaktrelationer mellan äldre andesitoid till basaltoid och yngre porfyrisk monzodiorit där den äldre bergarten breccieras och delvis löses upp i den yngre (7376728/727788). Foto: Dick Claeson.

tier med dioritoid till gabbroid som uppvisar ocelli av kalifältspatströkorn, vilka ställvis uppvisar rapakivitextur, förekommer men dessa basiska bergartsled är generellt sett ovanliga inom dessa intrusioner (fig. 13G–H). I kontakt med äldre andesitoida och basaltoida vulkaniska bergarter slås dessa igenom av gångar, löses delvis upp i och breccieras av de yngre graniter till monzodioriter som tillhör de större intrusionerna (fig. 13I–J). Fältobservationerna indikerar att samtliga bergartsled som är del av de större intrusionerna tillhör någon yngre generation av magmatism och troligen är ca 1,80 miljarder år gamla.

I den magnetiska anomalibilden framträder tydliga interna magnetiska strukturer inom de två stora intrusioner som framträder distinkt på den magnetiska anomalikartan. Dessa magnetiska strukturer är möjligen orsakade av magmatiska flödesstrukturer (fig. 3). En del av de magnetiska strukturerna är relaterade till deformationszoner eller sprickor. Intrusionen i den nordöstra delen av kartområdet ger upphov till ett måttligt tyngdkraftsöverskott. Det magnetiska anomalimönstret korrelerar mycket väl med variationen i tyngdkraftsanomalierna (fig. 4). Den östra sidan av den stora triangelformade intrusionen framträder som ett underskott i tyngdkraftsfältet medan det mittersta området, där det högmagnetiska mönstret ändras, sammanfaller med ett tyngdkraftsöverskott för att sedan övergå till ytterligare ett underskott i den västra och norra delen av intrusionen. I sammanställningen av de geometriska medelvärdena av hållsusceptibilitetsmätningar framgår att de monzonitiska bergarterna oftast har värden mellan $3\,000$ och $5\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter eller ibland högre än $5\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. De uppmätta värdena korrelerar väl med de uppmätta anomalierna. En del av de monzonitiska bergarterna har densiteter som vanligtvis är lägre än $2\,700 \text{ kg/m}^3$ men inte sällan har de en densitet mellan $2\,730$ och $2\,760 \text{ kg/m}^3$ vilket framgår av sammanställningen i figur 4. De högsta densiteterna har de andesitoider och basaltoider som också förekommer inom det triangelformade, högmagnetiska anomaliområdet.

Den s.k. granit-pegmatitassociationens granit-pegmatit är vanlig inom kartområdena och den är ofta medelkornig till grovkornig och uppvisar partier med skriftgranitisk struktur. Ställvis är den finkornig till fint medelkornig och ger då ett mer subvulkaniskt intryck. Det förekommer även att graniten innehåller enstaka euhedra, 5–10 mm stora, listformade strökorn av fältspat. Oftast är granit-pegmatitassociationens bergarter massformiga men de uppvisar ibland en svag foliation. Underordnat förekommer aplitiska delar och gångar. Magnetit förekommer vanligen som aggregat, och allanit, hematit och ilmenit förekommer sporadiskt i den yngre pegmatiten inom kartområdena. Pegmatiterna inom kartområdet 26J Jokkmokk NO uppvisar varierande strålningsegenskaper, uranhalt varierar mellan 0,2 och 60 ppm medan toriumhalten varierar mellan 3,7 och 271 ppm. Toriumanomalin söder om Jokkmokk vid berget Ruoutevare härrör från pegmatiterna (fig. 11).

Den stora, runda anomalin som ytmässigt nästan helt motsvarar kartområdet 27I Tjåmotis SV består av likåldriga multipla intrusioner med bimodal magmatism, dvs. basiska magmor och samtida granitiska–monzonitoida magmor (fig. 6). Samtliga av dessa intrusioner bedöms vara likåldriga med de som finns vid Jervas vilka har åldersbestämts till ca 1 790 miljoner år (Antal Lundin m.fl. 2011, SGU, opublicerad). Vid Oarjep Guossoajve finns grå till mörkt grå, medelkornig monzonit till monzodiorit (fig. 14A). Den är kalifältspatporfyrisk med 3–15 % 5–25 mm stora strökorn, massformig och uppvisar ställvis magmatisk flödesorientering som foliation. Monzonit till monzodiorit med inslag av kvartsmonzonit och kvartsmonodiorit dominerar även hållarna på Låttakvárre, men där förekommer även massformig, grovt medelkornig, röd granit som är grovporfyrisk med 10–30 mm stora kalifältspatströkorn (fig. 14B). Massformig, brungrå till rödgrå, medelkornig till grovkornig monzodiorit som är strökornsförande med 2–8 % 5–25 mm stora kalifältspatströkorn förekommer på Ganijvárre. Den har ställvis gabbroida enklaaver och mörka mineral ansamlade till aggregat. I den sydostliga delen av Sasnek finns



Figur 14. Bergarter från kartområdet 27/ Tjåmotis SV. A. Kalifältspatporfyrisk monzonit till monzodiorit (7416210/640656). Foto: Dick Claeson. B. Massformig, grovporfyrisk röd granit (7405242/648016). Foto: Ildikó Antal Lundin. C. Röd, massformig, porfyrisk granit (7412108/636923). Foto: Ildikó Antal Lundin. D. Grå-röd till rödgrå, massformig, medelkornig monzonit till kvartsmonzonit som är jämnkornig med enstaka 10 mm stora kalifältspatströkorn (7411132/636443). Foto: Dick Claeson.

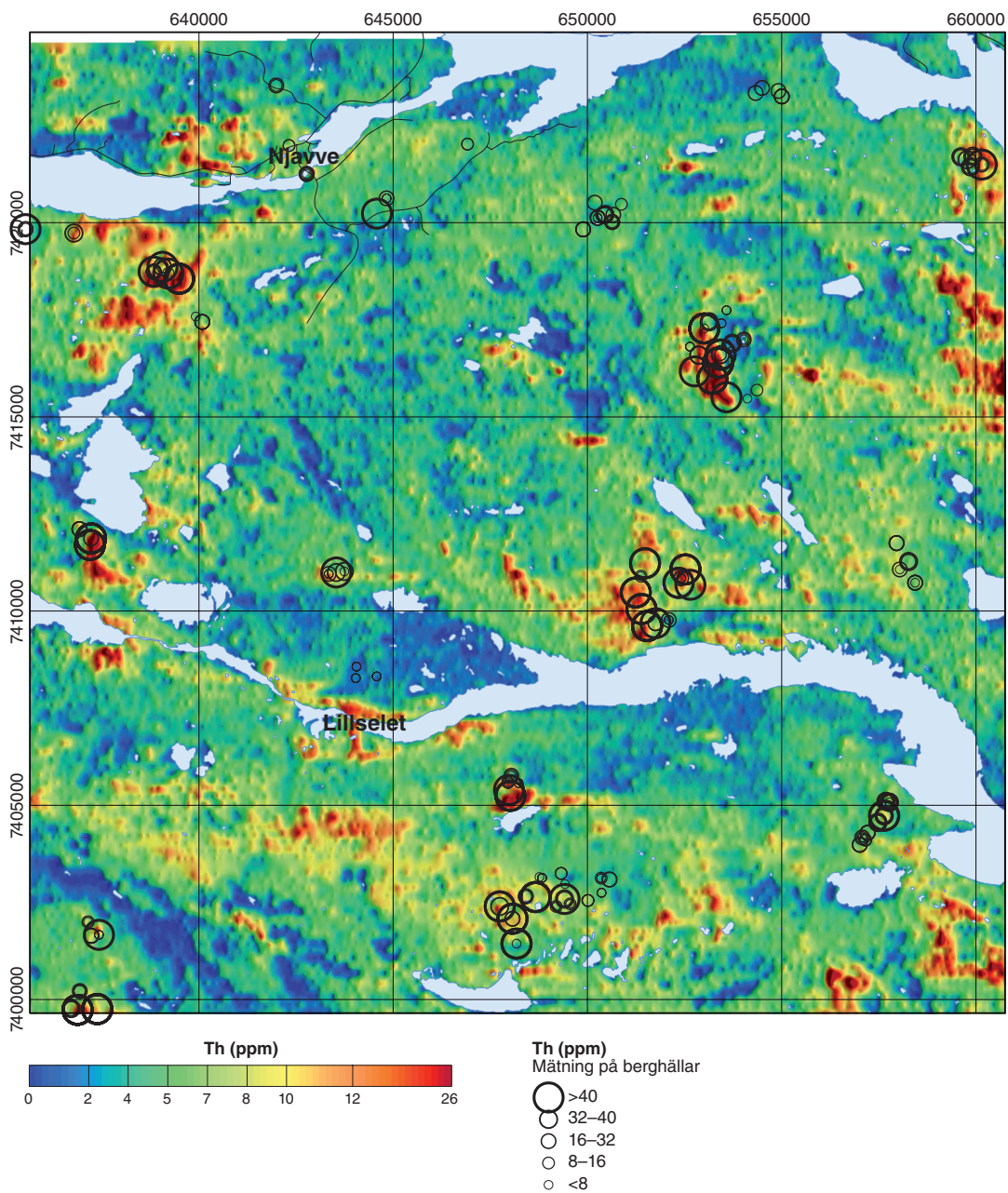
ojämnkornig, massformig, medelkornig till grovkornig, grå till mörkt grå kvartsmonzodiorit till monzodiorit. Vid Biehtsesasse förekommer dels röd till gråröd, massformig, medelkornig till grovkornig, ojämnkornig till porfyrisk granit (fig. 14C), dels gråröd till rödgrå, massformig, medelkornig monzonit till kvartsmonzonit som är jämnkornig med enstaka 10 mm stora kalifältspatströkorn (fig. 14D). Vid Biehtsesasse finns även äldre, ofta klastrika metasedimentära bergarter som arkos, kvartsit och konglomerat.

Följande områden ligger inte strikt inom den stora, runda anomalin men då bergarterna i dessa områden tolkas som mer eller mindre samtida med de som beskrivits ovan avhandlas de tillsammans här. De södra delarna av Åjlådis består främst av röd, fint medelkornig till grovkornig, massformig syenogranit till kvartsmonzonit som är jämnkornig till ojämnkornig och innehåller 5–25 mm stora kalifältspatströkorn som varierar i frekvens från enstaka till 2 %. Inslag av kalifältspatporfyrisk till ojämnkornig, mörkt grå till grå monzodiorit och kvartsmonzodiorit finns också. De hållområden på Predikstolen som besöktes består till största delen av dels röd till gråröd, massformig, medelkornig till grovkornig, jämnkornig till ojämnkornig granit, dels av röd till gråröd, massformig, medelkornig till grovkornig, kvartsmonzonit till monzonit som är porfyrisk med 10–30 % 10–25 mm stora strökorn av kalifältspat.

De toriumanomalier som syns i figur 15 kan vanligen kopplas till de granitiska delarna av den intrusion som ger upphov till den stora, runda anomalin som ytmässigt nästan helt motsva-

rar kartområdet 271 Tjåmotis SV, ibland till pegmatiter. Graniterna har en toriumhalt mellan 7 och 85 ppm med ett medianvärde på 37,8 ppm. Vissa av graniterna med låga toriumhalter är antagligen hydrotermalt omvandlade då även deras kaliumhalt, som normalt ligger på ca 4 %, är lägre (mindre än 3 %) eller högre (mer än 5 %).

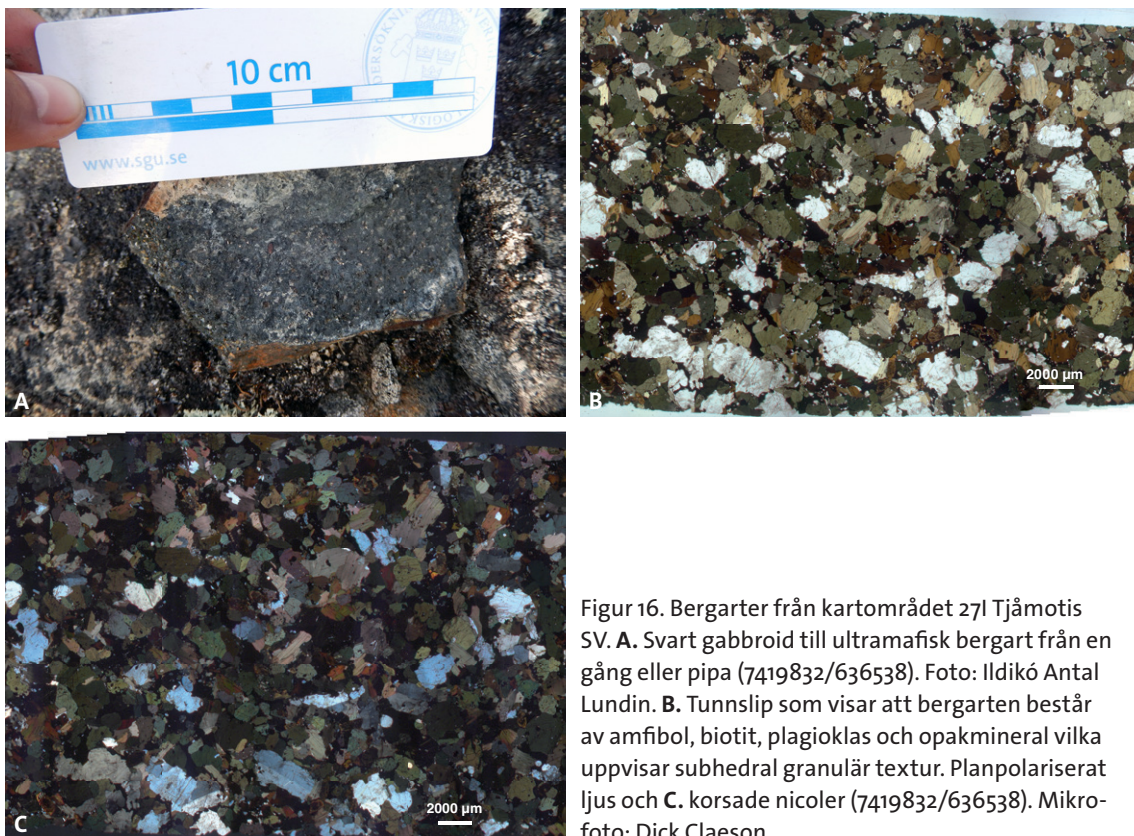
I graniten vid Predikstolen finns en smal gång eller pipa av en svart, massformig, fin-kornig till fint medelkornig gabbroid till ultramafisk bergart som är högmagnetisk och där halten plagioklasströkorn varierar mellan 0 och 20 % (fig. 16A). Strukturer och texturer i berghällan samt mineralens sammansättning i tunnslip tolkas som magmatiska till största delen (fig. 16B–C). Bergarten har en subhedral, granulär textur (fig. 16B–C). I tunnslip



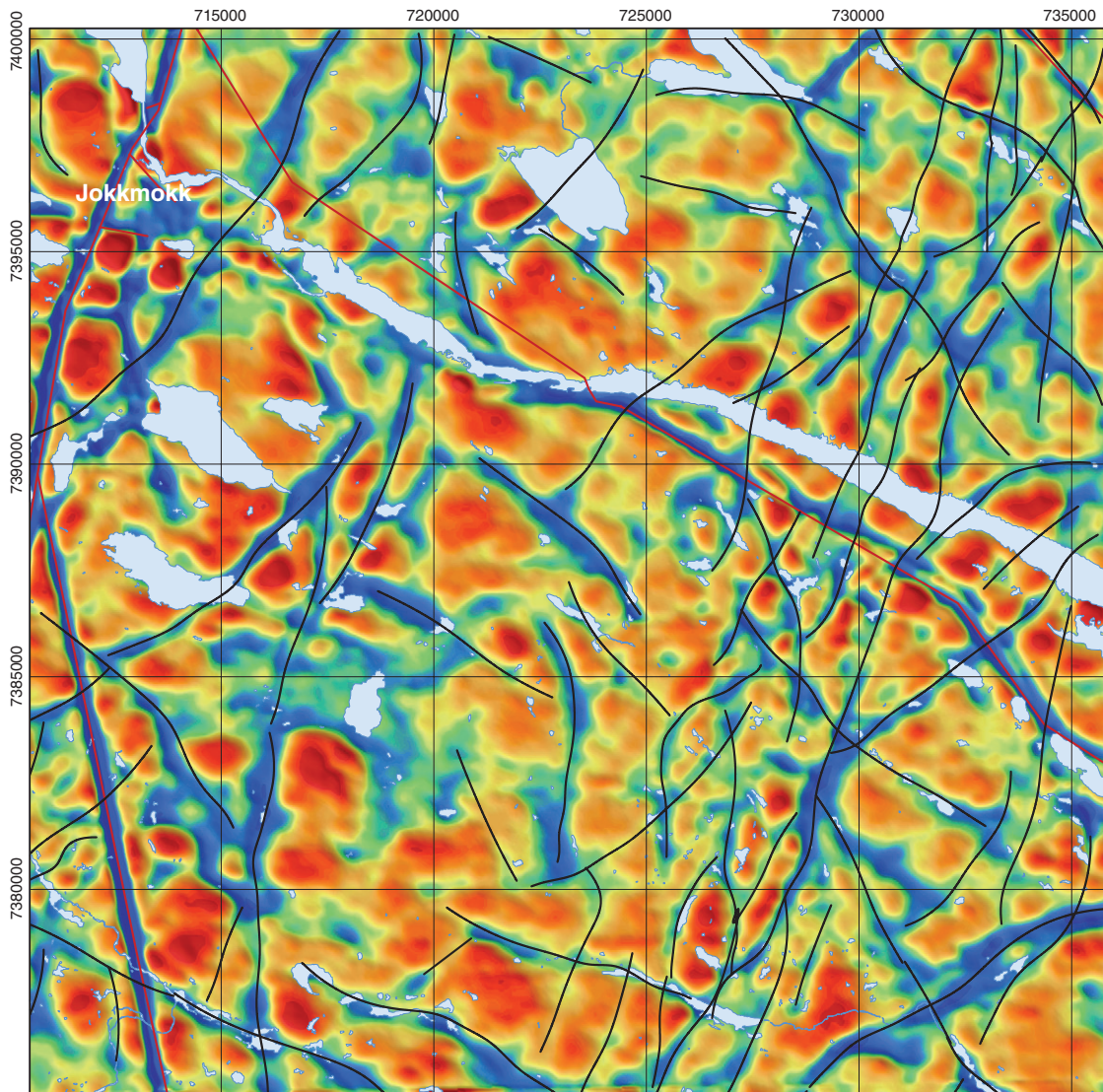
Figur 15. Karta över markens toriumhalt inom kartområdet 271 Tjåmotis SV. Medelvärden på torium erhållna från mätningar på berghällar visas i proportionerlig storlek.

från gabbroiden är mineralfördelningen 14,8 % plagioklas, 38,2 % amfibol, 23,7 % biotit, 0,5 % apatit, 4,3 % klinopyroxen (mycket kraftigt omvandlad, troligen hydrotermalt) och 18,5 % opakmineral. I mikroskop syns även små kristaller av bland annat olivin, zirkon och möjligen rutil. Mineralsammansättningen, med de dominerande magmatiska mineralen amfibol och biotit tillsammans med plagioklas, indikerar ett släktskap med lamprofyr och enligt nomenklaturen för de senare skall dessa inte innehålla fältspat annat än i grundmassan (fig. 16B–C). Gabbroiden har en mycket hög densitet på 3 411 kg/m³ och en hög susceptibilitet på $46\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Gabbroidens volym är så pass liten att den trots sin höga densitet och susceptibilitet inte syns varken på tyngdkraftskartan eller på den flygmätta magnetiska anomalikartan. En markmätning över strukturen skulle vara besvärlig på grund av den mycket branta topografin i området.

Under årets fältinsatser påträffades inte några större basiska intrusioner inom kartområdet 27I Tjåmotis SV som tillhör den ca 1790 miljoner år gamla generationen, men sedan tidigare har ett flertal besökts: vid Hårrevårddo finns det en mycket välbevarad lagrad basisk intrusion (Antal Lundin m.fl. 2012a). Vindlande kontakter mellan gabbron och omgivande monzodiorit–kvartsmonzodiorit–monzonit tolkas som att bergarterna är mer eller mindre samtida, vilket även gäller för graniten vid Hårrevårddo och kvartsmonzonit, monzonit, granit, kvartsmonzodiorit och monzodiorit som finns vid Hårrevårddo (Antal Lundin m.fl. 2012a). Även vid Oarjep Gaddojvve finns det en lagrad basisk intrusion med magnetitrika delar och plagioklasrika delar. Gabbroiderna är oftast högmagnetiska och den i Oarjep Gaddojvve orsakar den högsta anomalin på flygmätningen i kartområdet med en diameter på 900 m. Susceptibiliteten här är $27\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter och densiteten 3 282 kg/m³. Tyvärr finns inga mätpunkter för tyngdkraft på själva anomalin på grund av oländig terräng.



Figur 16. Bergarter från kartområdet 27I Tjåmotis SV. A. Svart gabbroid till ultramafisk bergart från en gång eller pipa (7419832/636538). Foto: Ildikó Antal Lundin. B. Tunnslip som visar att bergarten består av amfibol, biotit, plagioklas och opakmineral vilka uppvisar subhedral granulär textur. Planpolariserat ljus och C. korsade nicoler (7419832/636538). Mikrofoto: Dick Claeson.



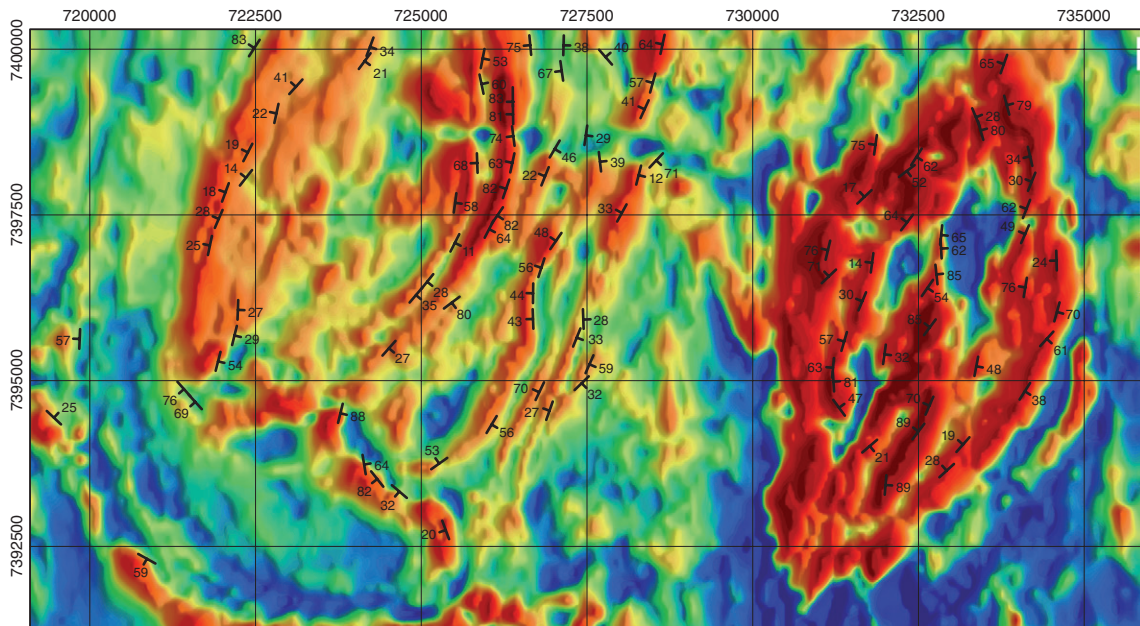
Figur 17. Strömtätheten beräknad från VLF-information över kartområdet 26J Jokkmokk NO. Blå färg indikerar hög strömtäthet. De svarta linjerna visar tolkade strukturer och de röda kraftledningarna.

Gabbroida till dioritoida bergarter i projektområdet är ställvis omvandlade och omkristalliserade. Troligen finns det flera generationer av gabbroida och dioritoida bergarter men deras åldrar är okända.

Strukturer, deformation och metamorfos

Undersökningsområdet för projektet genomkorsas av deformationszoner som huvudsakligen stryker nordväst, nordost och nord-syd. Den dominerande riktningen inom kartområdet 26J Jokkmokk NO är nordnordostlig och nordostlig (fig. 17). Nordvästliga lineament förekommer i mindre utsträckning.

I norra delen av kartområdet 26J Jokkmokk NO finns vulkaniska bergarter som bildar bandade anomalimönster som antyder veckning. De högmagnetiska intrusionernas anomalibild visar på interna strukturer som kan vara orsakade av interna flytstrukturer (fig. 3). De magnetiska strukturernas strykning och stupning kan beräknas automatiskt (Bastani & Pedersen 2001) och resultatet av en sådan beräkning visas över ett område i nordost i figur 18.



Figur 18. Automatiskt beräknade strykningar och stupningar för magnetiska anomalier i nordöstra delen av kartområdet 26J Jokkmokk NO.

De observerade bergarterna som tolkats som äldre än ca 1850 miljoner år visar ställvis på metamorfos under amfibolitfacies. I en del gnejsiga bergarter finns migmatitiska åderbildningar, men i andra fall går det inte att helt utesluta att ådermaterial istället kommer från granitpegmatitassociationens bergarter.

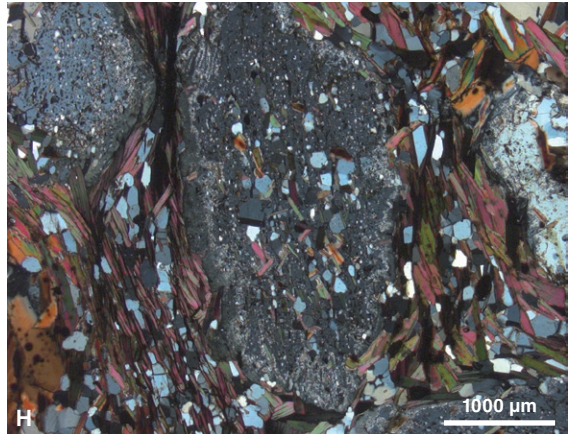
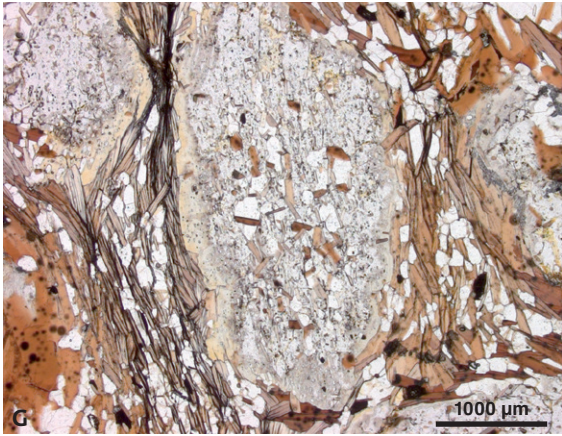
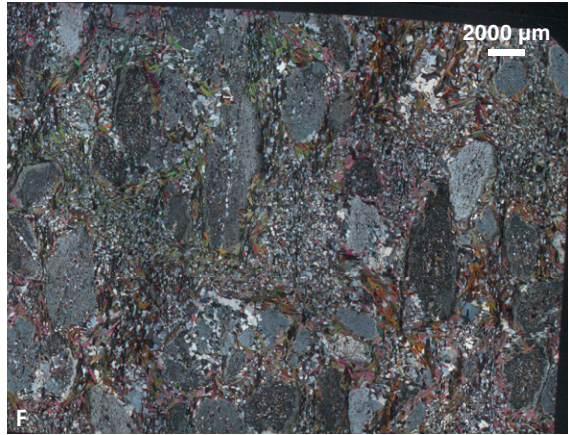
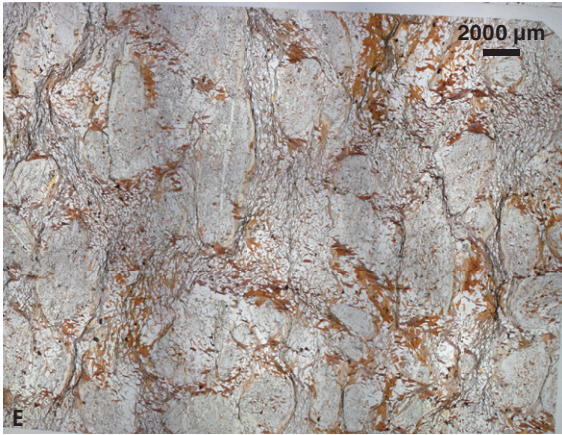
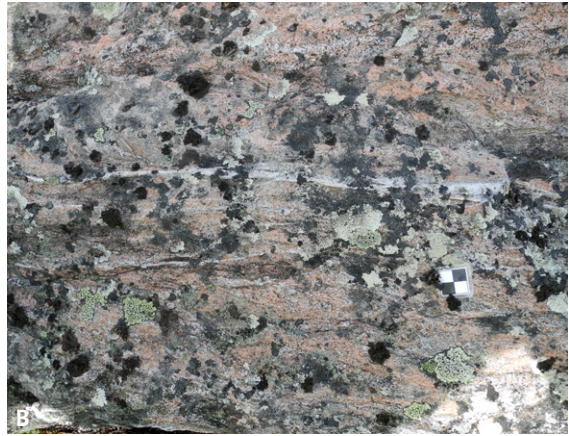
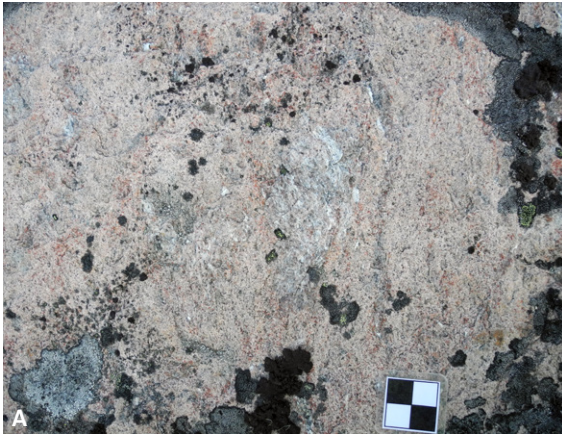
En kraftig hydrotermal omvandling är påtaglig i många vulkaniska avsättningar inom kartområdet (Antal Lundin m.fl. 2012b). I vissa fall är den omvandlade vulkaniska bergarten nästintill helt vit och har då vanligtvis utarmats på bl.a. kalium. Även kraftig rödfärgning förekommer i samband med hydrotermal omvandling av berggrunden.

Granatkristaller uppträder i varierande utsträckning i metasedimentära bergarter inom kartområdet 27I Tjåmotis SV. Granatkristaller finns också på flera platser inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO, främst i andesitoida till basaltoida vulkaniska avsättningar, men även i t.ex. monzonit till kvartsmonzonit och andra bergartsled (Claeson & Antal Lundin 2013). I en ådrad, fragmentförande andesitoid inom ett område väster om Juokojaure inom kartområdet 26J Jokkmokk NV förekommer 1–10 mm stora (1–5 %) granatkristaller (Antal Lundin m.fl. 2012b).

Sillimanit, granat och, mycket mer sparsamt, grönaktig andalusit finns i arkoserna vid Sasnek inom kartområdet 27I Tjåmotis SV (fig. 19A) och meterlånga stråk av sillimanit uppträder i mycket heterogen arkos till arenit vid Jiervavårddo (fig. 19B). Sillimanit förekommer vid Guossavárásj i metasedimentära till vulkanogena avsättningar och även som kärvar i kvartsitiska led vid Tjåtjisvárásj. Granatkristaller förekommer i andesit till basaltisk andesit mellan Guossavárásj och Guossagåbbå inom kartområdet 27I Tjåmotis (Antal Lundin m.fl. 2012a).

Ådrad, grå paragnejs, som kan observeras i sandtaget ca 2 km söder om Mattisudden inom kartområdet 26J Jokkmokk NO, innehåller ställvis kristaller av kordierit och granat. I paragnej-sen finns argillitiska linser och lager av dacitoid vulkanit (fig. 19C).

Kordierit och sillimanit finns som omvandlingsmineral i vulkanoklastiska bergarter och framför allt i de som mer liknar leriga metasedimentära bergarter i ett område ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget inom kartområdet 26J Jokkmokk NO (fig. 19D). I mikroskop syns por-



fyroblaster av kordierit med tydliga inklusioner av biotit och kvarts och de uppvisar alltså poikiloblastisk och porfyroblastisk textur (fig. 19E–F). Det mycket vanliga fenomenet med omvandlingar i sprickor och längs kordieritkristallernas kanter noteras även i tunnslipet med gulaktig pinit vilket är en blandning av muskovit, klorit och andra lermineral (fig. 19G–H). Värt att notera är förekomsten av en orientering i kordieritkristallens längdaxel hos de mineral som är inneslutna i kordierit, mest biotit och kvarts (fig. 19G, H), samt att de draperingar av biotit som uppträder runt kordieritkristallerna avviker från denna orientering. Detta indikerar att det även efter tillväxten av kordieritporfyroblasterna har funnits ett stressfält som gett upphov till de orienterade draperingarna av biotit (fig. 19E–F).

Epidot förekommer vanligen som sprickfyllnad och ofta som omvandlingsmineral i vulkaniterna och omvandlingen är ställvis genomgripande.

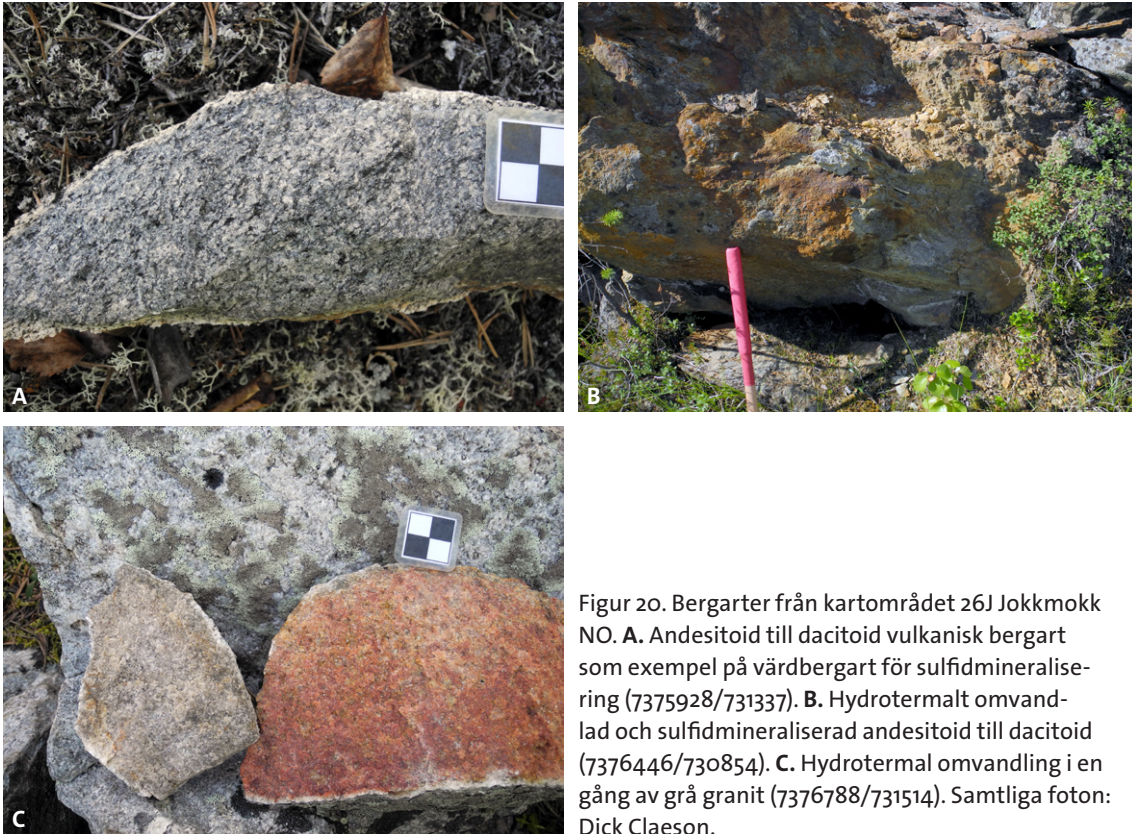
Naturresurser

Mineraliseringar av guld och basmetaller inom kartområdena 26J Jokkmokk NV, NO och 27I Tjåmotis har varit intressanta för prospektörer. Borrningar och schaktningar har utförts tidigare, t.ex. i kartområdet 26J Jokkmokk NV vid Närvejaure, Sjuvajaure och Såkevare samt i kartområdet 27I Tjåmotis vid Iekelvare, Jervas, Lattakvare, Malmtjärn, västra Jullevare, östra Råttek och Tjäula. Även geofysiska markmätningar av magnetfältet samt elektromagnetiska och elektriska fält har gjorts vid t.ex. Iekelvare, Lattekvare och Tjäula.

Tidigare kärnbronningar ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget 26J Jokkmokk NO påvisade förekomster av sulfidmineraliseringar. Mineraliseringarna består av disseminerad pyrit och magnetkis, samt mindre mängder zinkblände, kopparkis och blyglans. De bergarter som påträffades i berghällar i området består till större delen av andesitiska, dacitiska och basaltiska vulkaniska bergarter (fig. 20A). Det finns även vulkanoklastiska bergarter och vad som mer liknar leriga metasedimentära bergarter vilka ibland innehåller kordierit och sillimanit som omvandlingsmineral (fig. 19D). Även i områdets berghällar ses ställvis sulfidmineraliseringar (fig. 20B). Hydrotermal omvandling är vanlig i de gångar av grå granit som finns i området (fig. 20C). Tre magnetiska och elektromagnetiska (HLEM) markmätningar gjordes år 2004 av Suomen Malmi Oy på uppdrag av BHP Billiton över en smal magnetisk och elektromagnetisk anomali nedanför Tjerkisberget. De elektromagnetiska anomalierna sammanfaller väl med de magnetiska och i borrhållsprotokollet framgår att magnetkis är orsaken till den magnetiska anomalin (susceptibilitet upp till $2\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter) medan den elektromagnetiska anomalin orsakas av förekomsten av sulfider, inklusive magnetkis.

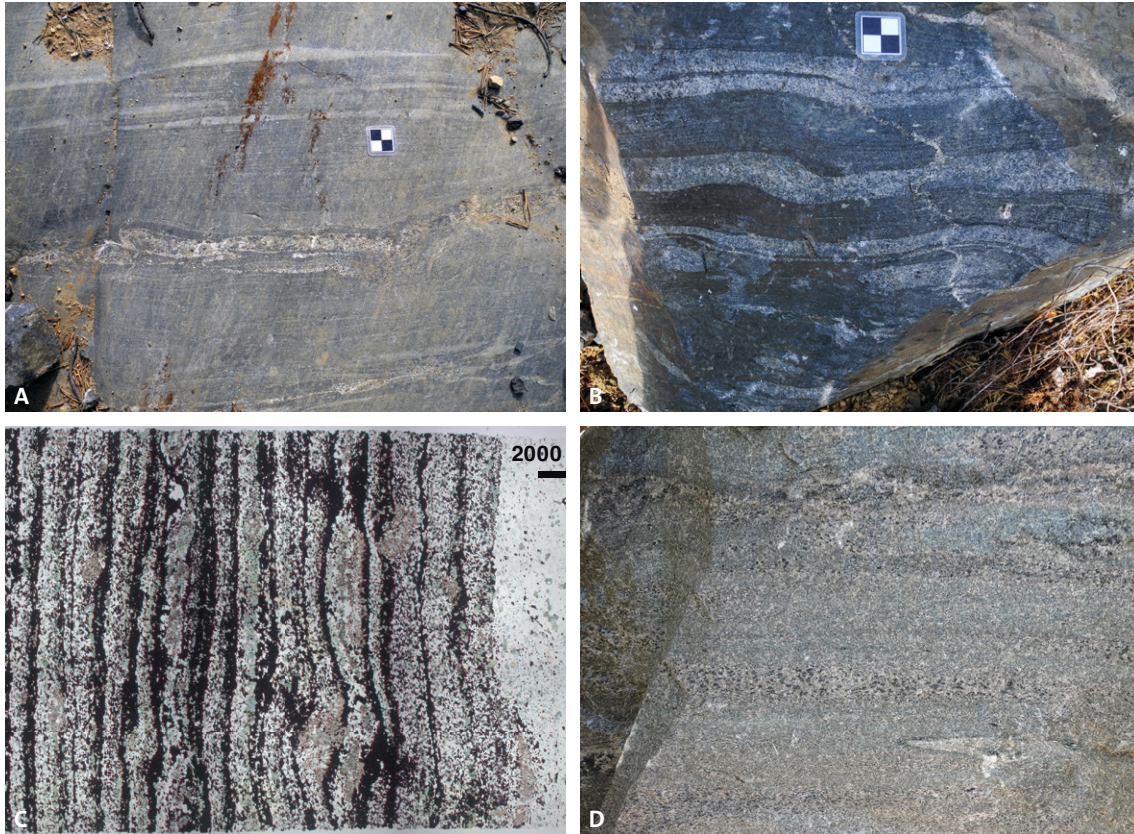
I samband med årets fältarbete besöktes de dikesgrävningar som genomförts av Jokkmokk Iron Mines AB vid järnmineraliseringen vid Kallak inom kartområdet 27I Tjåmotis SO (fig. 21A–B). Ett prov från järnmineraliseringen visar på 34,1 % SiO₂, 1,24 % Al₂O₃, 62,3 %

Figur 19. Bergarter från kartområdet 27I Tjåmotis SV och 26J Jokkmokk NO. **A.** Sillimanit, granat och mycket sparsamt förekommande svagt grönaktig andalusit finns i de omvandlade arkoserna vid Sasnek (7419848/649874). Foto: Dick Claeson. **B.** Meterlånga stråk av sillimanit i mycket heterogen, omvandlad arkos till arenit vid Jiervavårddo (7411959/659650). Foto: Dick Claeson. **C.** Ådrad, grå paragnejs med argillitiska linser och inlagringar av dacitoid vulkanit (7390331/720469). Foto: Caroline Lundell. **D.** Kordierit och sillimanit som omvandlingsmineral i vad som troligen är en lerig sedimentär bergart (7376949/731144). Foto: Dick Claeson. **E.** Tunnslip med porfyroblaster av kordierit som innehåller inklusioner av biotit och kvarts. Bergarten uppvisar poikiloblastisk och porfyroblastisk textur. Planpolariserat ljus och **F.** korsade nicoler (7376949/731144). Mikrofoto: Dick Claeson. **G.** Omvandlingar i sprickor och vid kordieritkristallernas kanter med bildning av gulaktig pinit vilket är en blandning av muskovit, klorit och andra lermineral. Planpolariserat ljus och **H.** korsade nicoler (7376949/731144). Mikrofoto: Dick Claeson.

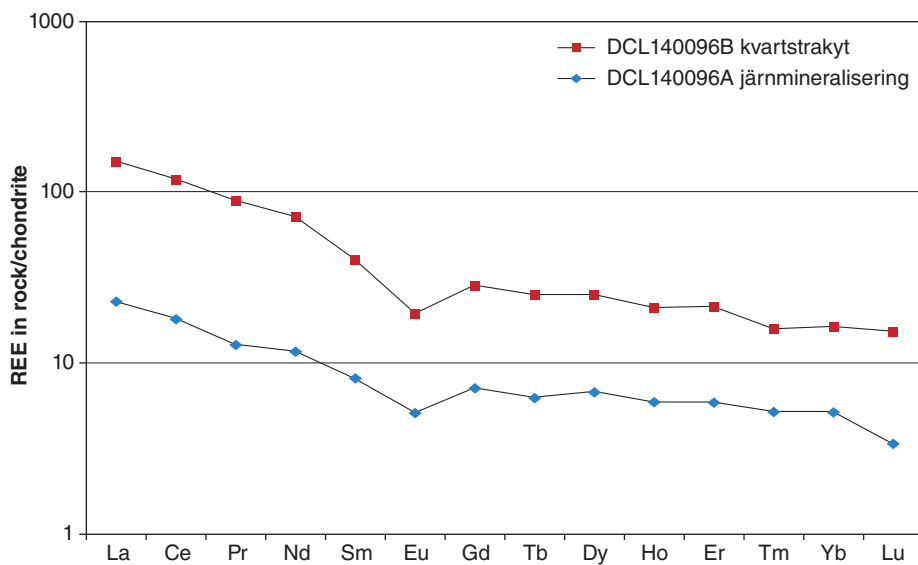


Figur 20. Bergarter från kartområdet 26J Jokkmokk NO. A. Andesitoid till dacitoid vulkanisk bergart som exempel på värdbergart för sulfidmineralisering (7375928/731337). B. Hydrotermalt omvandlad och sulfidmineraliserad andesitoid till dacitoid (7376446/730854). C. Hydrotermal omvandling i en gång av grå granit (7376788/731514). Samtliga foton: Dick Claeson.

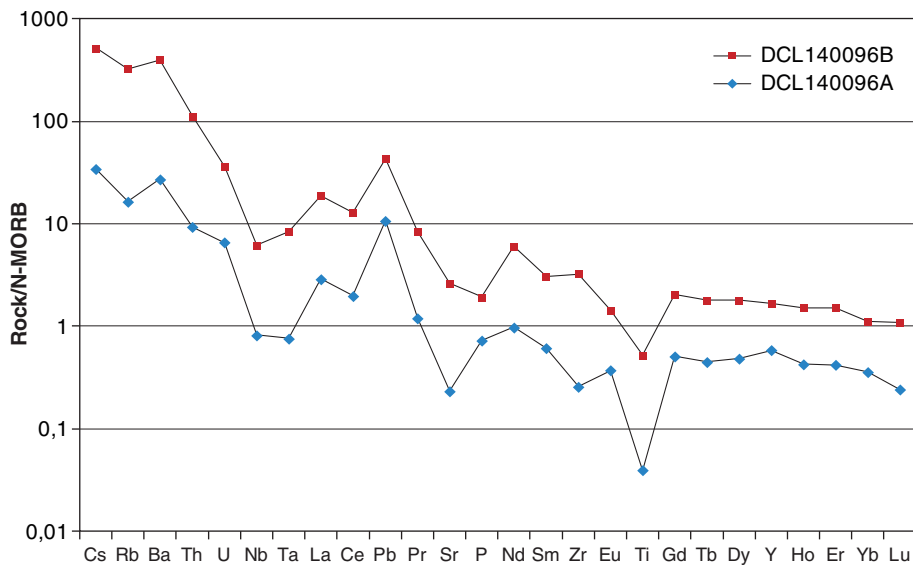
Fe_2O_3 , 1,67 % CaO , 2,26 % MgO , 0,23 % Na_2O , 0,27 % K_2O . I tunnslip från järnmineraliseringen är mineralfördelningen 22,2 % kvarts, 3,5 % plagioklas, 0,7 % pyroxen, 14,0 % amfibol samt 59,7 % opakmineral. I mikroskop syns ett finlaminerat mönster definierat av opakmineralens förekomst (fig. 21C). Den vulkaniska bergart som provtogs vid dikesgrävningarna är en kvartstrakyt som innehåller 63,1 % SiO_2 , 13,7 % Al_2O_3 , 7,47 % Fe_2O_3 , 2,33 % CaO , 2,46 % MgO , 2,79 % Na_2O och 6,55 % K_2O , samt en hög halt av barium (2 350 ppm) vilket möjligen indikerar att vulkanogena hydrotermala processer varit verksamma (fig. 21D). Järnmineraliseringen och kvartstrakyt har snarlika REE-mönster men mineraliseringen har betydligt lägre halter av sällsynta jordartsmetaller (fig. 22). Detsamma gäller för multielementdiagrammet som uppvisar snarlika trender för de två proven men järnmineraliseringen har betydligt lägre halter än kvartstrakyt (fig. 23). Resultaten från ovanstående undersökningar tolkas som att järnmineraliseringen avsattes i en vulkanogen miljö snarare än i en sedimentär miljö med släktskap till kvartsbandade järnmalmer vilket tidigare föreslagits (t.ex. Frietsch 1962). Bandningens och lamineringens felsiska delar i järnmalmen, som syns tydligt i tunnslipet men även i delar på berghäll, utgörs sålunda av kvartstrakyt och inte av kvartsrika sediment. Sedan tidigare finns omfattande markgeofysiska mätningar över Kallakområdet (Antal Lundin m.fl. 2011). Malmberäkningar över mineraliseringen har utförts vid flera tillfällen, t.ex. av Johansson (1980) som uppskattade malmtonnaget för den norra delen till 92 miljoner ton utifrån gravimetriska data och till 73–104 miljoner ton utifrån magnetiska data. Den senare siffran är en korrektion för 30 % hematitnehåll. Det uppskattade malmtonnaget för Södra Kallak var 29 miljoner ton utifrån gravimetriska data och 16–23 miljoner ton utifrån magnetiska data för. Malmberäkningar gjordes även för de längre söderut liggande delarna av stråket med järnmineraliseringar, nämligen för Parkijaure och Södra Parkijaure inom kartområdet 27I Tjåmotis SO, Akkihaure



Figur 21. Bergarter från kartområdet 27| Tjåmotis SO. A. Häll i järnmineraliseringen vid Kallak (7414247/681408). B. Bandning i millimeter- och centimeterskala som utgörs av magnetitrika respektive kvartstrakytiska band (7414247/681408). C. I mikroskop ses ett finlaminerat mönster definierat av opakmineralens förekomst. Planpolariserat ljus (7414247/681408). D. Närbild på den kvartstrakytiska vulkaniska bergarten som provtogs vid dikesgrävningarna (7414247/681408). Samtliga foton: Dick Claeson.



Figur 22. Järnmineraliseringen och kvartstrakytten uppvisar snarlika mönster i diagrammet över sällsynta jordartsmetaller (REE) men mineraliseringen har betydligt lägre halter (7414247/681408). Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 23. Järnmineraliseringen och kvartstrakyten uppvisar snarlika mönster i multielementdiagrammet men mineraliseringen har betydligt lägre halter (7414247/681408). Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

inom kartområdet 26I Luvos NO och Åkosjegge inom kartområdet 27J Porjus NV/SV (Johansson 1980). Jokkmokk Iron Mines AB har genomfört borrhningar och andra undersökningar och uppskattade i november 2014 att Kallakfyndigheten innehåller mer än 600 miljoner ton (<http://jimab.eu/projects/kallak/project-overview/>).

En apatitförande järnmineralisering med anomala halter av uran finns 1 km sydost om Kaniware inom kartområdet 26J Jokkmokk NV (Antal Lundin m.fl. 2012b, Claeson & Antal Lundin 2013). Mineraliseringen sammanfaller med en nord-sydlig deformationszon.

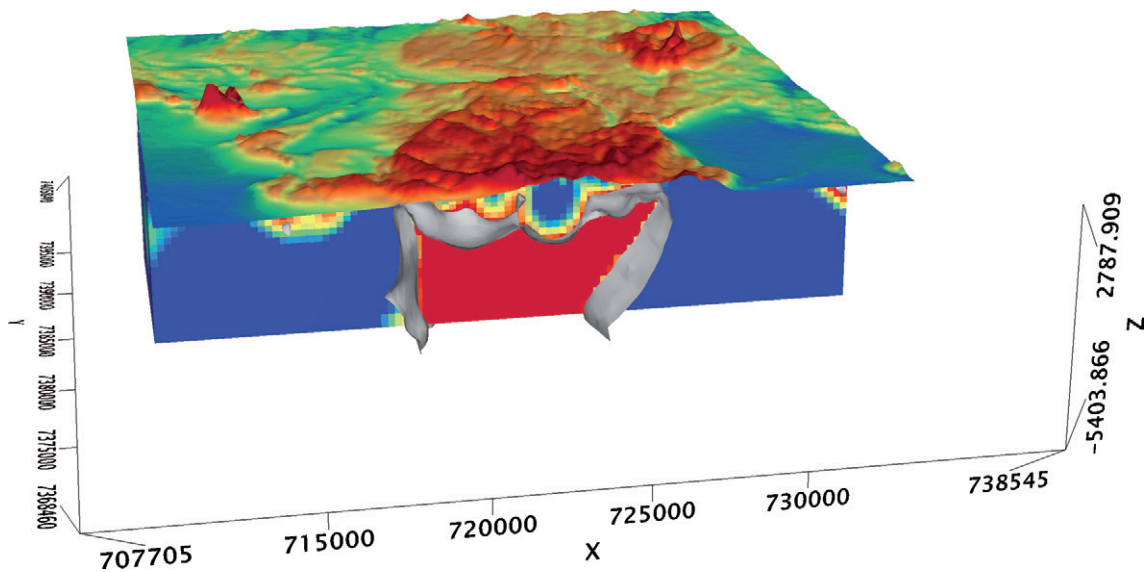
Ett ultramafiskt kumulat från berget Ruoutevare har analyserats geokemiskt år 2013 och resultaten visar halter av platinagruppens element (PGE) och guld som är anomala och en tio-potens högre än i gabbbron, vilket indikerar ytterligare en möjlig PGE-Au-anomal lagrad intrusion (Claeson & Antal Lundin 2013).

Provbrytningar av blocksten har gjorts på några platser inom det i år karterade området i små- till grovporfyriska, odeformerade graniter till monzoniter (fig. 13D-E).

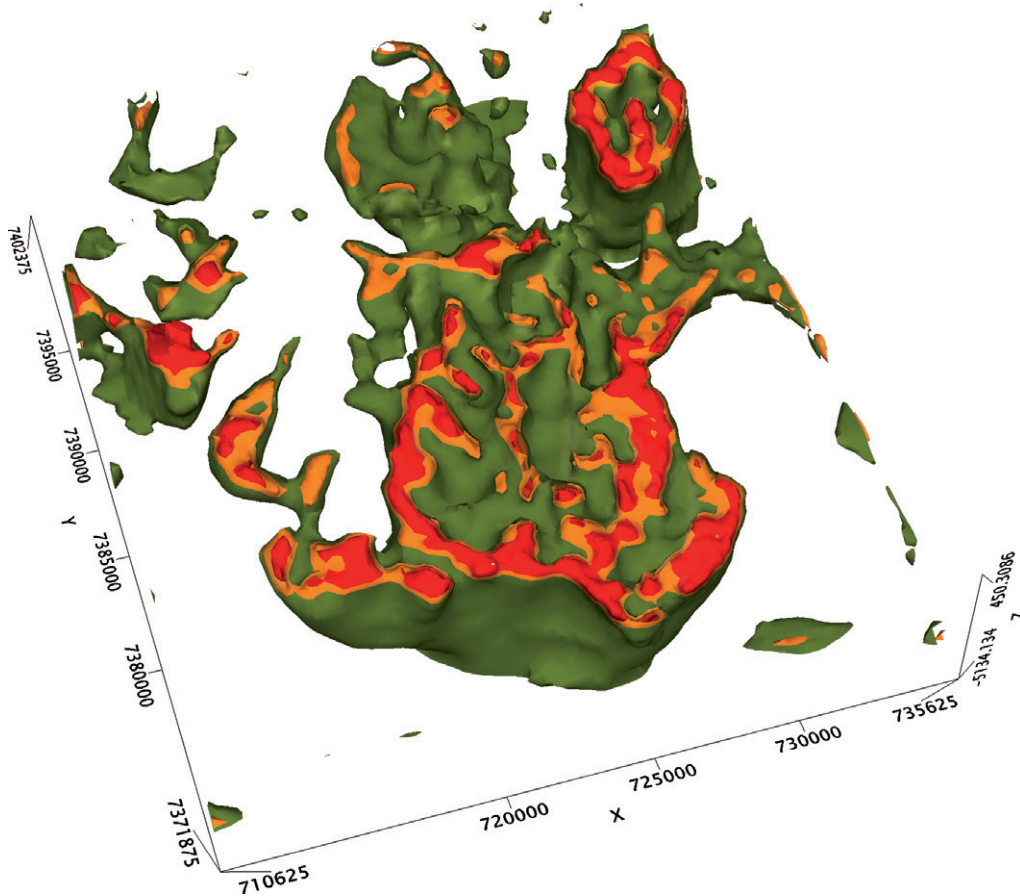
Två större stenbrott i pegmatit med mer än meterstora kristaller finns dels vid den östra delen av berget Ruoutevare, dels vid Flakaberget (Antal Lundin m.fl. 2012b, Claeson & Antal Lundin 2013).

Tredimensionell modell av magnetfältet över delar av Jokkmokk NO

En susceptibilitetsmodell har skapats med hjälp av inversionsteknik över kartområdet 26J Jokkmokk NO. Vid inversion anpassas det uppmätta fältet automatiskt. Modellen delas upp i tredimensionella celler och cellerna tilldelas susceptibilitetsvärden som ska återge det uppmätta fältet. Vid modelleringen har utgångsceller av storleken $250 \times 250 \times 125$ m använts, där 250 m är i horisontell led och 125 m i djupled. Ett susceptibilitetsintervall av 0,00001 och $0,6 \times 10^{-5}$ SI-enheter har angetts före inversionen. Susceptibilitetsmodellen som erhållits efter inversionen har susceptibilitet mellan 0,00001 och 0,25 SI-enheter. Ett tvärsnitt av susceptibilitetsmodellen söderifrån visas i figur 24 där det framgår att den högmagnetiska, triangelformade intrusionens sidor stupar inåt. Den gråa ytan är en isoyta som motsvarar susceptibiliteten 0,035 SI-enheter. I figur 25 visas hela området som isoytor för susceptibilitet mellan 0,03 och 0,08 SI-enheter.



Figur 24. Ett tvärsnitt av en tredimensionell susceptibilitetsmodell över kartområdet 26J Jokkmokk NO. Den gråa ytan markerar susceptibilitetsytan för 0,035 SI-enheter. Det uppmätta magnetfältet visas ovanför modellen.



Figur 25. Tredimensionell susceptibilitetsmodell över kartområdet 26J Jokkmokk NO. Modellen visas som isoytor för olika susceptibiliteter mellan 0,03 och 0,08 SI-enheter, där grön, orange och rött går från lägre till högre susceptibilitet.

Referenser

- Antal Lundin, I., Claeson, D. & Hellström, F., 2011: Sydvästra Norrbotten, berg. / I S. Lundqvist (red.): Sammanfattning av pågående verksamhet 2010. Berggrundsgeologisk undersökning. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2011:6*, 86–105.
- Antal Lundin, I., Claeson, D., Hellström, F. & Berggren, L., 2012a: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2011. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2012:3*, 34 s.
- Antal Lundin, I., Claeson, D., Hellström, F. & Berggren, L., 2012b: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2012. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2012:21*, 44 s.
- Antal Lundin, I., Claeson, D., Hellström, F. & Kero, L., 2010: Sydvästra Norrbotten. / I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2009. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2010:2*, 43–69.
- Bastani, M. & Pedersen, L.B., 2001: Automatic interpretation of magnetic dike parameters using the analytical signal technique. *Geophysics* 66, 551–561.
- Boynton, W.V., 1984: Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. / I P. Henderson (red.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier Science B.V. 63–114.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2013: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2013. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2013:18*, 27 s.
- Frietsch, R., 1962: Järnmalmförekomster inom Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 00917*.
- Granar, L., Henkel, H. & Lind, J., 1986: The Nordkalott project, Report of petrophysical rock samples. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 86408*.
- Johansson, R., 1980: Jokkmokksområdets järnmalm – geofysisk tolkning med malmberäkning. *Sveriges geologiska undersökning FM 8012*.
- Jokkmokksprojektet, 1981: Basprospektering inom Jokkmokks kommun, slutrapport perioden 1979-06-05–1981-06-30. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 81054*, 102 s.
- 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.
- Nylund, B. & Nisca, D., 1981: Regionala tyngdkraftsmätningar och flygmagnetisk tolkning över Jokkmokks kommun. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 81420*, 32 s.
- Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 41*, 151 s.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. / I A.D. Saunders & M.J. Norry (red.): *Magnetism in ocean basins*. *Geological Society of London, Special Publication 42*, 313–345.