# Beskrivning till berggrundskartan 27J Porjus SV

Dick Claeson & Ildikó Antal Lundin



SGU Sveriges geologiska undersökning ISSN 1652-8336 ISBN 978-91-7403-450-9

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:** Vy från berget Boahttsunoajvve (renens huvud) mot Björkudden. **Foto:** Dick Claeson.

© Sveriges geologiska undersökning, 2019 Layout: Lina Rönnåsen

## INNEHÅLL

Inledning4
Berggrundsgeologisk utveckling4
Geofysisk översikt5
Bergarter9
Vulkaniska bergarter, ca 1,89–1,86 miljarder år9
Dacit, trakyt och ryolit
Diket St. Samonåive, vulkanisk sekvens
Basalt till andesit och motsvarande plagioklasporfyriska vulkaniska bergarter16
Vulkanisk berggrund vid Lullekietjeforsen
Nordväst om sjön Tuorpunjaure, vulkanisk sekvens vid Njuorram
Sedimentära bergarter
Ytbergarternas petrofysiska egenskaper
Djupbergarter
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,89–1,86 miljarder år
Gabbroida bergarter
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,83–1,77 miljarder år
(granit-pegmatitassociationen)
Djupbergarternas petrofysiska egenskaper
Strukturer, deformation och metamorfos40
Mylonitisk deformation i deformationszoner
Kraftigt deformerad berggrund vid kraftverksdammen i Lullekietjeforsen
Hydrotermalt omvandlade vulkaniter längs den nya vägen på Kåivo
Naturresurser
Mineralisering vid Tåresåive i röd granit (REE och Mo (U, Th, Nb, Ta))
Mineralisering vid Vaikijaur i "Jokkmokksgranitoid" (Cu, Au, Mo)
Mineralisering vid Tallberget i andesit till dacit (Cu, Au, W)
Järnmineralisering vid Åkosjegge
Mineralisering vid Druggegruvan, Klubbudden (Vuottjåive, Maddaåive) i pegmatitgranit (Mo). 54
Diket St. Samonåive, vulkanisk sekvens
Tack
Referenser

#### INLEDNING

Under fältsäsongen 2009 karterades delar av berggrunden i kartområdet 27J Porjus SV av Dick Claeson, Eva Danielsson och Ingrid Norling. Ildikó Antal Lundin utförde det geofysiska fältarbetet som en del i projektet "Sydvästra Norrbotten". Kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO, 27I Tjåmotis SV och SO, 27J Porjus SV, vilka utgör delar av projektområdet för "Sydvästra Norrbotten", har tidigare endast karterats i skala 1:400 000 (Ödman 1957) och delar av området i skala 1:250 000 (Jokkmokksprojektet 1981). En omfattande petrofysisk analys av Norrbottens berggrund genomfördes inom ramen för "Nordkalottprojektet" (Granar m.fl. 1986).

Avrapportering med bildmaterial från projektet "Sydvästra Norrbotten" har skett kontinuerligt (Antal Lundin m.fl. 2010, 2011, 2012a, 2012b, Claeson & Antal Lundin 2013, 2015). Koordinater i texten är angivna efter referenssystemet SWEREF99 TM och ruthänvisningar i texten är angivna efter referenssystemet RT90.

SGUs kontor i Malå, Mineralinformationskontoret, tillhandahåller prospekteringsintressant information till såväl svenska som utländska prospektörer. Här finns borrkärnor, geofysiska markmätningar, protokoll med mera från både statlig och privat prospektering – till exempel från kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO, 27I Tjåmotis SV och SO, 27J Porjus SV. Denna information har bearbetats och implementerats i kartbilden.

Berggrunden består till största delen av paleoproterozoiska bergarter. Blottningsgraden är generellt låg och områden med myrmark och sjöar dominerar landskapet. I delar av området är det framför allt på höjderna som berggrunden är blottad, men även höjdområdena är i många fall täckta med morän.

#### BERGGRUNDSGEOLOGISK UTVECKLING

Sydvästra Norrbotten uppvisar en stor spännvidd för både bergartstyper och bildningsåldrar. De äldsta bergarterna tillhör den arkeiska delen av den fennoskandiska skölden, det vill säga att de är äldre än 2,5 miljarder år. Inom projektområdet är det för närvarande osäkert i vilken utsträckning arkeisk berggrund är exponerad. Isotopgeokemiska data visar dock att arkeiskt material finns på djupet, under de yngre bergarterna. I projektområdets närhet förekommer enstaka större och mindre områden med omkring 2,7 miljarder år gamla bergarter som ligger likt isolerade, uppstickande öar i den yngre berggrunden. De representerar det allra äldsta skedet av Sveriges geologiska utveckling och består av metamorfa, det vill säga omvandlade under höga tryck och temperaturer, ytbergarter och djupbergarter. Merparten av den arkeiska berggrunden i den norra delen av den fennoskandiska skölden har påverkats av åtminstone två regionalmetamorfa händelser.

I östra Norrbotten finns rester av något yngre ytbergarter, tillhörande de omkring 2,4 till 1,96 miljarder år gamla karelska bildningarna, vilka pålagrar den arkeiska berggrunden. Det är inte känt om det förekommer några karelska bildningar inom projektområdet. Bergarter av denna typ har, liksom de arkeiska, en större utbredning i Finland. Den yngre, svekofenniska delen av berggrunden, pålagrar de karelska bergarterna, och båda grupperna är omvandlade genom de höga tryck och temperaturer som rådde under den svekokarelska bergskedjebildningen för ca 1,95–1,75 miljarder år sedan. De svekofenniska bergarterna är omkring 1,96–1,85 miljarder år gamla och består av ursprungligen sedimentära och vulkaniska avsättningar. De genomslås i sin tur av något yngre intrusiva bergarter, bland annat av de så kallade Haparanda- och Pertitmonzonitsviterna. De senare är endast delvis metamorfa och deformerade, vilket visar att de bildades under senare delen av bergskedjebildningen. Det finns även sedimentära och vulkaniska avsättningar som är välbevarade och bildade under bergskedjebildningens senare del.

I området förekommer också större områden med yngre, omkring 1,8 miljarder år gamla graniter, i många fall associerade med granitpegmatiter. Dessa sammanfattas vanligen under beteckningen Linagraniter, eller granit-pegmatitassociationen (GP). Utöver Linagraniter finns enheter med ungefär likåldriga graniter, syenitoider, dioritoider och gabbroider (GSDG). Många av granitoiderna och syenitoiderna är porfyriska med kristaller av kalifältspat som strökorn. De ca 1,8 miljarder år gamla bergarterna är i allmänhet relativt opåverkade av metamorfos och deformation. I samband med den magmatiska aktiviteten omkring 1,8 miljarder år syns metamorfos och även uppsmältning av de äldre bergarterna, tydligast är omvandlingarna hos de sedimentära bergarterna, men även de intrusioner som bara är något tiotal miljoner år äldre än de sista kan visa metamorfos och deformation om de är tillräckligt nära en något senare intrusion.

De yngre bergarterna är till största delen välbevarade och massformiga, men deformation ses dock ställvis i närhet till större deformationszoner. Kartområdena genomkorsas av huvudsakligen nordvästligt, nordostligt och nord–sydligt strykande deformationszoner, varav ett par regionala deformationszoner som framträder mycket tydligt på den magnetiska anomalikartan. Den viktigaste är Karesuando– Arjeplog deformationszon (KADZ). Zonerna är plastiska (duktila) och visar rörelser där berggrunden väster om deformationszonen rört sig uppåt jämfört med den på zonens östra sida (till exempel Bergman m.fl. 2001). Deras bildningsålder är okänd, och de har troligen varit aktiva vid flera tillfällen i den geologiska historien, då flertalet av de äldre, plastiska deformationszonerna har aktiverats vid senare tillfällen och uppvisar spröd deformation.

#### GEOFYSISK ÖVERSIKT

Flyggeofysiska mätningar över kartområdet utfördes av SGU under åren 1966–1967 och då mättes endast det magnetiska fältet. Flygriktningen var öst–västlig, linjeavståndet 200 meter och flyghöjden ca 30 meter. Mätnoggrannheten var 10 nT och lägesbestämningen gjordes visuellt. LKAB utförde flygmätningar 1984 och 1985 över bland annat 27J Porjus SV. Utöver mätningen av det magnetiska totalfältet mättes även det elektromagnetiska fältet med slingram och VLF metoden, samt gammastrålning. Mätningen med VLF-metoden gjordes från två oberoende sändare som ger information om berggrundens ledningsförmåga oberoende av sändarriktningen. Flyglinjeavståndet var 200 meter, flyghöjden ca 30 meter och flygriktningen öst–västlig. Den magnetiska mätningens noggrannhet var 2 nT. Kompletterande tyngdkraftsmätningar för att förtäta befintlig information och mätningar på utvalda objekt utfördes under vårvintern och sommaren 2009. Punkttätheten varierar inom området mellan 1 km och 5 km.

Förutom det flygmätta geofysiska och tyngdkraftsunderlaget, finns det markgeofysiska mätningar av magnetfältet och det elektromagnetiska fältet (slingram och VLF-metoden) samt inducerad polarisation från olika prospekteringskampanjer under 1970- och 1980-talen. Mätområdena framgår av figur 1. Det finns sedan tidigare även 241 petrofysiska prov i SGUs databas. Ytterligare petrofysiska analyser från norra Sverige presenterades av Henkel (1976, 1994). Geofysiskt tolkningsarbete över Porjusbladen genomfördes av bland annat Nisca (1980) och arbetet är redovisat i form av tolkningskartor i skala 1:100 000 och 1:250 000, samt i en rapport.

Geofysisk anomaliuppföljning har bedrivits under sommaren 2009. Arbetet har bestått av markprofilmätningar av det magnetiska totalfältet och det elektromagnetiska fältet, provtagning för mätning av bergarternas petrofysiska egenskaper så som susceptibilitet, densitet och remanent magnetisering, samt gammastrålningsmätningar och susceptibilitetsmätningar på berghällar. Sammanlagt har 80 nya petrofysikprov tagits och 173 spektrometermätningar har gjorts på 62 hällar (provens läge visas i figur 1). Åtta susceptibilitetsmätningar har gjorts regelmässigt på varje besökt häll och positioneringen har utförts med handburen GPS. Syftet med anomaliuppföljningen är att hitta och förklara orsaken till anomalier, göra kvantitativa och kvalitativa tolkningar samt koppla de geofysiska anomalierna till olika bergartsled.

Bergarterna inom undersökningsområdet uppvisar varierande nivåer av magnetisering och magnetfältet avspeglar komplicerade mönster som härrör från variationer i bergarternas sammansättning och deras deformationshistoria (fig. 2). Granitoiderna ger upphov till ett mer homogent anomalimönster på grund av en jämnare magnetiseringsnivå medan ytbergarterna, genom sina höga och generellt starkt varierande susceptibilitetsvärden och deformation, ger upphov till ett bandat anomalimönster som indikerar branta, ställvis flacka, veckade strukturer. Längst ner i det sydöstra hörnet av kartområdet, runt Vajkijaur, framträder ett lågmagnetiskt område förorsakat av en gråvit granitoid med de lägsta susceptibilitetsvärdena i området. Bergarten har låg densitet men sammanfaller med ett tyngdkraftsöverskott, något som



Figur 1. Läget för petrofysiska observationer inom kartområdet visas som gröna symboler. De gula polygonerna visar områden där markgeofysiska mätningar har utförts i prospekteringssyfte under 1970- och 1980-talet. Gråa ytor visar berghällar i dagen.

antyder förekomsten av tyngre bergarter på djupet (fig. 3). Det är ett regionalt tyngdkraftsöverskott och fältstyrkan ökar mot sydost. Tyngdkraftsfältet ökar även i nordväst. Intermediära och basiska vulkaniter som bidrar till massöverskottet förekommer inom kartområdet i nordväst, men anomaliernas regionala karaktär antyder även djupare orsaker till överskottet. I de centrala delarna av kartområdet framträder ett tyngdkraftsunderskott i sydvästlig riktning som till stora delar sammanfaller med förekomsten av granitoider. Tyngdkraftsunderskottets sträckning löper parallellt med den så kallade Karesuando-Arjeplog deformationszonen (till exempel Bergman m.fl. 2001).

Bergarternas petrofysiska egenskaper uppmätta på bergartsprov är sammanställda i diagramform (densitet mot susceptibilitet och susceptibilitet mot Q-värde). I sammanställningen av de petrofysiska egenskaperna har även prover från SGUs äldre databas tagits med. I den äldre databasen finns även prov som togs från block och dessa har uteslutits från sammanställningen. Urvalet har gjorts utifrån den hällinformation som finns på kartområdet där prover som hamnar på hällytor eller i närheten av hällytorna tagits med. Antagandet gjordes utifrån de förutsättningar som fanns vid tidpunkten för provtagning då positioneringen gjordes från kartunderlag. Bergarternas susceptibilitet mätt på berghällar visas som histogram i figur 4, där även statistik för min, max, medel, logaritmiskt medelvärde och median framgår.

Elektrisk resistivitet och strömtäthet har beräknats från de elektromagnetiska VLF-mätningarna med två oberoende VLF-sändare. Anomalierna inom kartområdet härrör huvudsakligen från spröda eller sprödplastiska deformationszoner och framgår som linjära mönster med hög strömtäthet (fig. 33).

Flygmätta radiometriska mätningar visar på förhöjda uranhalter söder om Pakkoselet (Tåresåive), Paktevare, Låutakotvare, söder om Randijaure och Nautasätno (fig. 5). Markuppföljning visar på relativt höga halter av uran huvudsakligen i pegmatitgraniter. Även en granitisk bergart söder om Pakkoselet håller







**Figur 2.** Magnetisk totalfältskarta över Porjus SV. De två svarta linjerna A och B visar lägena för de två tolkade profilerna som diskuteras i beskrivningen. Den vita rutan visar området där 3D-modellering har utförts.







**Figur 4.** Bergarternas susceptibilitetsfördelning, mätningar på häll.



**Figur 5.** Gammastrålningskarta för uran över kartområdet 27J Porjus SV. Symbolerna visar medelvärde för uranhalt uppmätt på berghällar.

höga uranhalter, liksom en ryolitisk bergart söder om Randijaure. De högsta uran- och toriumvärdena uppmättes på molybdenmineraliseringen i Tåresåive öster om Pakkoselet. Bergarternas gammastrålningsegenskaper är sammanställda i diagramform, kalium mot torium och kalium mot uran, i kapitlet *Bergarter*.

## BERGARTER

Bergartsbenämningarna nedan är till största delen från uppskattningar av modala sammansättningar som gjorts i fält, och till mindre del från modalanalyser av tunnslip och från litogeokemiska analyser. Alla bergarter inom området är mer eller mindre överpräglade av metamorfos, utom de yngsta intrusivbergarterna, och därför anges ej prefixet meta- i texten. Strukturmätningar anges i texten enligt högerhandsregeln.

## Vulkaniska bergarter, ca 1,89–1,86 miljarder år

De vulkaniska bergarterna inom kartområdet varierar i sammansättning och grad av metamorf överprägling. Det är även högst troligt att flera generationer av magmatisk aktivitet gett upphov till olika vulkaniter. Upplösningen på och den ringa mängden av åldersbestämningar gör att en strikt korrekt separation inte gjorts i detta arbete. De flesta vulkaniska sekvenser har antagits ha en bildningsålder mellan 1,89 och 1,86 miljarder år inom kartområdet utifrån de data som nu tagits fram i SV Norrbotten-projektet, mellersta Norrbotten-projektet och i "Barents-projektet". Det går dock inte att utesluta att det finns både äldre och yngre vulkaniska bergarter inom kartområdet Porjus SV.



**Figur 6A.** Till största delen hydrotermalt omvandlad, grå dacitoid med mindre mängd ryolitoid i ett bandat mönster (7414523/687041). Foto: Dick Claeson.



**Figur 6B.** Grå dacit med 1–5 mm stora strökorn av fältspater med varierande frekvens upp till 10 procent (7417494/686604). Foto: Dick Claeson.



Figur 6C. Röd folierad ryolit (7402946/696001). Foto: Ingrid Norling.



**Figur 6D.** Odeformerad trakyt till ryolit med strökorn av kalifältspat och plagioklas (7413440/708143). Foto: Dick Claeson.



**Figur 6E.** Trakydacit med rostig överyta och mindre mängd disseminerade sulfidmineral (7413435/708158). Foto: Dick Claeson.

## Dacit, trakyt och ryolit

Dacit med inslag av trakyt och ryolit dominerar delar av kartområdet, underordnat finns lager av basalt och andesit i dessa sekvenser (fig. 6A). Daciten är grå till rödgrå och har varierande mängd av strökorn, dels fältspater 2–5 mm stora och plagioklas 5–10 mm stora (fig. 6B). På vissa ställen går daciten att klassa som porfyrisk men variationen och uthålligheten av de porfyriska delarna, gör att det inte är meningsfullt att särskilja dessa på kartan. Dacit är i allmänhet folierad och stänglig, samt metamorft överpräglad. Vid Lulemus Stainasjaure (7417198/686531) provtogs en dacit till trakyt för åldersbestämning, men zirkonerna var metamikta och av för dålig kvalitet för att ge något resultat. Inom kartområdet anges dessa bergartsled som bildade mellan 1,89 och 1,87 miljarder år då det sammanfaller med de åldersbestämningar som är utförda (Claeson & Antal Lundin (red.) 2018).

Sammanställning av hällsusceptibilitetsmätningarna visar högre medelvärde för dacit, 2 479 × 10<sup>-5</sup> SIenheter och högre logaritmisk medelvärde, 1 363 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter än för ryolit (fig. 4). Deras kaliumhalt varierar mellan 2 och 4 procent, medan uranhalterna oftast är låga, det högsta uppmätta värdet är på 11,2 ppm (fig. 7). Toriumhalterna varierar mellan 7,9 och 64 ppm.



Figur 7. Gammastrålningsegenskaper för dacit till ryolit. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.



Figur 8. Gammastrålningsegenskaper för ryolit. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

Ryolitisk vulkanit med strökorn av kvarts och fältspater med varierande halter (0–30 procent) förekommer intimt förknippat med daciten, men är ställvis urskiljbara inom kartområdet där de utgör den dominerande andelen. Ryoliten är röd i olika nyanser och i allmänhet folierad och stänglig, samt metamorft överpräglad (fig. 6C). I somliga av de ryolitiska leden förekommer fragment av vulkaniter och även av djupbergarter, vilket tolkas som vulkanoklastiska avsättningar och i några fall troligen ursprungligen agglomerat. I ryoliterna finns ofta lager eller band med andesit och basalt, men även trakyt och dacit förekommer, vanligen är det dock i ringa omfattning. Inom kartområdet anges dessa bergartsled som bildade mellan 1,89 och 1,87 miljarder år.

Det logaritmiska medelvärdet för susceptibilitet mätt på hällar är 736 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter och medelvärdet är 1 350 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter, men värdena varierar lokalt (fig. 4). Ryoliternas kaliumhalt varierar mellan 0,6 och 5,9 procent. De lägsta halterna är mätta på hydrotermalt omvandlade vulkaniter. De har varierande halter av uran, som lägst 2,3 ppm och som högst 20,5 ppm. Toriumhalten varierar mellan 8,1 ppm och 88 ppm. De ryoliter som har de högsta uran- och toriumhalterna finns i västra delarna av kartområdet och är intimt associerade med granitoider. De högsta toriumvärdena återfinns i samma bergarter som har höga uranhalter. Sammanställningen av ryoliternas gammastrålningsegenskaper visas i figur 8.

#### Diket St. Samonåive, vulkanisk sekvens

Bergarterna i en vulkanisk sekvens, som återfinns i ett ca 4,5 km brett, högmagnetiskt område i östra delen av kartområdet och har en utbredning i sydvästlig–nordostlig riktning, består av kvartstrakyt till ryolit, trakydacit, trakyandesit till andesitoid och trakybasalt. Den dåliga blottningsgraden gör det svårt att uppskatta frekvensen av de olika bergartsleden inom den vulkaniska sekvensen, dock ser man ett flertal varianter på en sträcka av ca 30 m i ett dike nästan vinkelrätt mot lagringen vid St. Samonåive (7413440/708143). Kompletterande tyngdkraftsmätningar gjordes 2009, vilka visar på ett överskott i södra delen av den magnetiska anomalin, vilket motiverar den högre frekvensen av lager med basalt i denna del av den vulkaniska sekvensen i kartbilden (se geofysisk modellering fig. 9 och fig. 3).

Längst i väster av hällarna i diket förekommer kvartstrakyt till ryolit som ställvis har strökorn av kalifältspat och bergarten kan vara såväl deformerad som odeformerad (fig. 6D). Ryolit till kvartstrakyt är mycket finkornig, grå till rödgrå och blir i samband med hydrotermal omvandling ljust gråvit till ljust rödvit. Strökornen (2–4 procent) består av både kalifältspat och plagioklas, 1–5 mm stora. Det finns ställvis rikligt med sulfidmineral, där de flesta samt största sulfidmineralen sitter i sprickor och hålrum, men förekommer även som dissemination i bergarten (fig. 6D). Pyrit, kopparkis, bornit och magnetit är identifierade malmmineral. Foliationen har riktningen 0/80. Modalanalyser av ett prov som saknar deformation och ett deformerat gav mycket snarlika resultat med en kvartstrakytisk till ryolitisk sammansättning med kvarts 17–18 %, kalifältspat 71–72 % och plagioklas 9–12 %. En litogeokemisk analys visar ryolit (tabell 3). En åldersbestämning av bergarten gav 1 876 ± 6 miljoner år (Claeson m.fl. 2018e).

Åt öster i diket ses trakydacit och ett någon meter brett lager med trakyandesit/andesitoid. Trakydaciten är folierad i riktning 355/82 och linjerad i 170/40. Rostiga överytor är vanligt och disseminerat finns mindre mängd sulfidmineral, kopparkis och pyrit (fig. 6E). Resultat av litogeokemisk analys visar en trakydacit (tabell 3).

Längst i öster i diket ses en basisk vulkanit dominera, vilken är folierad i riktning 0/85 och linjerad i 180/32. Disseminerat finns mindre mängd sulfidmineral, kopparkis och pyrit. En litogeokemisk analys av den basiska vulkaniten visar på en trakybasalt (tabell 3).

Värt att notera är att trots mycket stor variation i sammansättning har bergarterna mycket snarlika foliations- och lineationsriktningar, där foliationen är parallell med lagringen.

Denna trakyt till ryolit uppvisar höga hällsusceptibiliteter som varierar mellan 3 900 och 17 200 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Trakyterna här har en låg medeldensitet, 2 642 kg/m<sup>3</sup> medan tyngdkraftsfältet (fig. 3) visar ett överskott som indikerar att det finns bergarter med högre densitet i området. En trakybasalt har observerats i häll vars densitet är på 2 952 kg/m<sup>3</sup>. En modellering över anomalin har gjorts för att undersöka vilken bulkdensitet som kan förklara tyngdkraftsöverskottet samt för anpassning av magnetfältet (profil A i figur 9). I modellen använda petrofysiska värden redovisas i tabell 1. Profilens läge visas i figur 2 och 3, i den östra delen av kartområdet. Enligt modellen behövs en minimidensitet på 2 760 kg/m<sup>3</sup> för att förklara tyngdkraftsförhöjningen.

			<u> </u>
Nr	Susceptibilitet SI-enhet	Densitet kg/m <sup>3</sup>	Motsvarande bergart
1	0,012	2 620	Granit
2	0,16	2 6 9 5	Vulkanisk bergart
3	0,12	2760	Vulkaniska bergarter
4	0,04	2760	Vulkaniska bergarter

Tabell 1. Susceptibilitet och densitetsvärden som användes vid modellering.



**Figur 9.** Modell över magnet- och tyngdkraftsfält. Profilens läge kan ses i figur 2 och 3 markerad som A. Enligt modellen krävs minst en densitet på 2 760 kg/m<sup>3</sup> för att förklara tyngdkraftsöverskottet. På ytan observerades huvudsakligen sura vulkaniter med låg densitet. Den omgivande densiteten sattes till 2 670 kg/m<sup>3</sup> och susceptibiliteten till 10 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Densitet och susceptibilitet för de olika bergartsenheterna 1–4 framgår av tabell 1.

De provtagna sura vulkaniternas geokemiska signaturer framkommer tydligt i multielementdiagram och det är främst halterna av Cs, Rb och Ba som visar större variation (fig. 10A). Samtliga sura vulkaniter har mycket liknande REE-mönster vilket tyder på att de kommer från liknande sammansättning av jordskorpan alternativt manteln som smält upp för att skapa dem, där Eu-anomalierna visar att differentiering med fraktionering av plagioklas ägt rum (fig. 10B).

Vid Kadddåive (7400390/693216) finns det ryolit, kvartstrakyt till dacit som är kraftigt deformerad. Grundmassan innehåller biotit. Bergarterna är mycket finkorniga och är grå till rödgrå, bandade, omvandlade och kraftigt metamorft överpräglade. Deras hällsusceptibilitet varierar mellan 1 630 och 5 520 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. En åldersbestämning av bergarten gav 1 873 ± 7 miljoner år (Claeson m.fl. 2018f).

Dessa vulkaniska sekvenser tillhör troligen den övre delen av Kirunavaaragruppen eller Arvidsjaurgruppen (Martinsson 2004, Kathol & Weihed 2005), då de till största delen representerar landavsatta (subaeriska) avsättningar. Åldersbestämningar inom kartområdet visar även att vulkaniterna är ca 1,88–1,87 miljarder år gamla (Claeson & Antal Lundin (red.) 2018). Inom kartområdet Jokkmokk NV finns en äldre (1 885 ± 4 miljoner år, Claeson m.fl. 2018g) ansenlig vulkanisk sekvens med ryolit och trakyt, med associerade dacitoida, andesitoida och basaltiska vulkaniter, vilket gör att en strikt uppdelning inom de nu karterade områdena i projektområdet Sydvästra Norrbotten är svår. Dessutom är det inte heller korrekt att slå samman alla vulkaniska bergarter så att dessa skulle tillhöra en och samma magmatiska händelse under en så kort period som 1,88–1,87 miljarder år. Vilket nya åldersbestämningar inom projektområdet Sydvästra Norrbotten visar, till exempel finns inom kartområde Luvos 1,89–1,88 miljarder år gamla sura, landavsatta vulkaniter (Antal Lundin m.fl. 2012b). Det är mera logiskt att vi har ett spann av åldrar bland vulkaniterna likt det som vi ser hos djupbergarterna, vilka också visar på en del åldrar uppåt 1,89 miljarder år i närområdet. Det finns äldre djupbergarter, 1,93 miljarder år och arkeiska, i angränsande kartområden och trots att inga vulkaniska bergarter hittats med dessa åldrar, går det inte att utesluta att de existerar i närområdet. Nyligen åldersbestämdes även en yngre



Figur 10B. REE-diagram med sura vulkaniter från kartområde Porjus SV, symboler som i A. Normalise-

ringsvärden för kondrit från Boyn-

generation vulkaniter till ca 1,77 miljarder år gamla (Claeson m.fl. 2018a) inom kartområdet Tjåmotis SO. Snarlika vulkaniska bergarter som den yngre generationens har iakttagits inom kartområdet Porjus SV. Så även om ingen åldersbestämning visar på att så unga vulkaniska bergarter finns inom kartområdet Porjus SV går det inte heller att utesluta. Det är också av största vikt att inse att väldigt få åldersbestämningar är gjorda i dessa nordliga regioner, vilket gör att upplösningen på de händelser som skapade berggrunden en gång i tiden inte är så god som man skulle önskat. Därför kvarstår mycket systematiskt arbete för att man ska få en gedigen, heltäckande bild av regionen.

## Basalt till andesit och motsvarande plagioklasporfyriska vulkaniska bergarter

Vid ett antal lokaler återfinns trakybasaltisk till andesitisk vulkanit och motsvarande plagioklasporfyriska med en ställvis trakytoid textur (fig. 11A). En del porfyriska basaltoider till andesitoider är omkristalliserade (fig. 11B) och vid flera platser är de folierade, stängliga eller bådadera. I andra delar av kartområdet finns andesitoid och basisk vulkanit med fragment och körtlar av amfibol (fig. 11C). Flera av de basiska vulkaniterna som analyserats med litogeokemi är trakybasaltiska.

Vid Juovjaure 7416958/688777 finns trakybasalt till basaltisk trakyandesit med varierande mängd plagioklasströkorn som ställvis uppvisar en trakytoid textur med parallella eller subparallella kristaller som är relaterat till magmatiska flöden (fig. 11A, D). En litogeokemisk analys visar på en trakybasalt med en hawaiit-sammansättning (Na<sub>2</sub>O-2,0  $\geq$  K<sub>2</sub>O; tabell 3).

I de basiska till intermediära vulkaniterna förekommer lager av surare bergarter, i porfyriten vid Boahttsunoajvve finns ½ dm breda band med en dacitoid som helt saknar strökorn och som är mycket finkornig (fig. 11E, närbild fig. 11F). Vid denna lokal har plagioklaslisterna en längd av ca 10–20 mm och bredd på 1–2 mm, även enstaka mantlade, 5 mm stora kalifältspatkristaller finns. Knottror på ytan i den porfyriska



**Figur 11A.** Plagioklasporfyrisk trakybasalt med trakytoid textur (7416917/688806). Foto: Dick Claeson



**Figur 11B.** Omkristalliserad porfyrisk andesitoid (7414777/686349). Foto: Dick Claeson.



**Figur 11C.** Andesitoid vulkanit med fragment och körtlar av amfibol (7416262/687107). Foto: Dick Claeson.



**Figur 11D.** Plagioklasporfyrisk trakybasalt med en hawaiitisk sammansättning (Na<sub>2</sub>O-2, $0 \ge K_2O$ ) (7416958/688777). Foto: Dick Claeson.

andesiten är kvartsaggregat som omges av amfibol, vilket är en vanlig reaktion då kvartsrika fragment eller xenokrister hamnar i en basisk magma där de inte är i jämvikt och amfibol bildas runt dess periferi (fig. 11G). De mantlade kalifältspaterna och xenokrister av kvarts är indikationer på att denna typ av amfibolförande andesitoider har interagerat med surare magmor, troligen de likåldriga monzonit, kvartsmonzonit, granit till kvartsmonzodiorit inom kartområdet, något som iakttagits även i betydligt yngre magmatiska system jorden runt (till exempel McMurry 2001, Lago m.fl. 2004, Meade m.fl. 2009).

Hällsusceptibiliteten för andesitoider och basiska vulkaniter är huvudsakligen hög. Den ligger mellan 19 och 22 500  $\times$  10<sup>-5</sup> SI-enheter med logaritmiskt medelvärde på 3 075  $\times$  10<sup>-5</sup> SI-enheter och medelvärde på 5 334  $\times$  10<sup>-5</sup> SI-enheter (fig. 4). De allra högsta susceptibilitetsvärdena är kopplade till dessa bergarter som i sin tur tillsammans med dacitoider och ryolitoider ger upphov till de bandade och veckade anomalimönstren i magnetfältskartan (fig. 2). En del av de lågmagnetiska andesitoiderna ligger i ett område där bergarterna är kraftigt hydrotermalt omvandlade, sydväst om Klubbudden. De basiska vulkaniterna uppvisar låga halter av kalium, uran och torium (fig. 12). Andesiterna har hög densitet (fig. 17) och är orsaken till tyngdkraftsöverskotten som kan observeras i karteringsområdet.



**Figur 11E.** Porfyrisk andesit med lager av dacitoid som helt saknar strökorn (7415007/686229). Foto: Dick Claeson.



**Figur 11F.** Närbild av dacitoidlagret i E, notera att bergarten är mycket finkornig längst ned och något grövre uppåt i bilden mot den övre kontakten, vilket indikerar en kyld kontakt i den undre delen (7415007/686229). Foto: Dick Claeson.



**Figur 11G.** De svarta knottrorna på ytan i fotot på den porfyriska andesiten är kvartsaggregat eller xenokrister av kvarts som omges av en reaktionsbård av amfibol (7415007/686229). Foto: Dick Claeson.



Figur 12. Gammastrålningsegenskaper för basalt till andesit. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

De provtagna bergarternas geokemiska signaturer, trakybasalt, basaltisk andesit och trakyandesit, framkommer tydligt i multielementdiagram som visar relativt höga halter av Cs, Rb och Ba (fig. 13A). Värt att notera är att både basalt och andesit visar snarlika mönster vilket tyder på att de kommer från liknande sammansättning av manteln alternativt jordskorpan som smält upp för att skapa dem, även om andesitoiderna genomgått ytterligare differentiering så har de ofta lägre halter av somliga inkompatibla element till exempel REE (fig. 13B).

## Vulkanisk berggrund vid Lullekietjeforsen

Några hundratal meter nordost om Lullekietjeforsen finns relativt välbevarade vulkaniska sekvenser med olika vulkaniska bergarter som innehåller mycket fragment. Sammansättningen växlar mycket snabbt mellan de olika lagren, det är troligen agglomerat ställvis. Den dominerande bergarten är fragmentförande andesitoid vilken är mörkgrå med 1–2 mm fältspat som strökorn (0–3 procent), till största delen plagioklas. Grundmassan innehåller både biotit och amfibol. Foliationen uppmättes till 190/80 och lineationen till



**Figur 13A.** Multielementdiagram med basiska och intermediära vulkaniter från kartområde Porjus SV. Röd symbol = basalt-trakybasalt, grön symbol = porfyrisk trakybasalt (hawaiit Na<sub>2</sub>O-2 < K<sub>2</sub>O), blå symboler = kaliumrik trakybasalt och ljusblå symbol = basaltisk trakyandesit (shoshonit Na<sub>2</sub>O-2 < K<sub>2</sub>O). Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Figur 13B. REE-diagram med basiska och intermediära vulkaniter från kartområde Porjus SV, symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

190/20. Hällsusceptibiliteten varierar mellan 2 780 och 4 630 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Lager av basaltisk andesit urskiljs vilka är mörkgråa till svarta och även dessa är fragmentförande. Grundmassan innehåller amfibol. Hällsusceptibiliteten är 33–70 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter i deformerade partier och 3 300–4 450 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter i bättre bevarade. Dacitoida lager vilka är grå till rödgrå har också fragment och grundmassan innehåller både biotit och amfibol. Hällsusceptibiliteten varierar från 1 010 till 1 950 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Slutligen finns en fragmentförande ryolitoid till ryodacit vilken är rödgrå till gråröd och har 1–10 mm stora fältspater som strökorn (2–10 procent), till största delen kalifältspat (fig. 14A). Grundmassan innehåller biotit och hällsusceptibiliteten är 2 910–5 260 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter.

I hällar närmare Lullekietjeforsen känns dessa bergarter fortfarande igen med lätthet medan de är mer deformerade och metamorft överpräglade, vilket även ses i deras hällsusceptibilitetsvärden som är signifikant lägre för likvärdiga bergartsled. Basaltisk andesit till andesitoid mörkgrå till svart med 5–10 mm plagioklas som strökorn (0–5 procent), där grundmassan innehåller amfibol och biotit, samt är fragmentförande. Foliationen är orienterad 190/80. Dacitoid till ryolitoid grå till gråröd med biotit i grundmassan, samt fragmentförande. Ryolitoid-ryodacit rödgrå 5–10 mm kalifältspat som strökorn (1–3 procent) med biotit i grundmassan. I kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos* redogörs för hur dessa bergarter förekommer i en mycket kraftigt deformerad berggrund, där somliga är svåra att ens känna igen. Detta visar också på vikten av att man kan följa berggrundens skiftningar in mot deformationszoner så att en korrekt karaktärisering kan göras. Utan blottningarna nordost om Lullekietjeforsen med de relativt välbevarade vulkaniska sekvenserna, hade tolkningarna från de deformerade bergarterna inte varit lika enkla att göra och framför allt inte för någon som inte själv karterat i området.

Litogeokemiska analyser av bergarter i deformationszonen visar på ryolit, dacitoid och trakyandesit med latitisk affinitet (Na<sub>2</sub>O-2,0 < K<sub>2</sub>O; tabell 3).



**Figur 14A.** Ryolitoid till ryodacit vilken är rödgrå till gråröd och har 1–10 mm stora fältspater som strökorn (2–10 procent), till största delen kalifältspat (7400462/694545). Foto: Dick Claeson.



**Figur 14B.** Basisk vulkanit med varierande storlek och mängd strökorn av plagioklas med ett nätverk av ådror och körtlar (7418392/691527). Foto: Dick Claeson.



**Figur 14C.** Närbild av körtlar vilka består av kalifältspat + plagioklas + kvarts + amfibol + epidot (7418392/691527). Foto: Dick Claeson.



Figur 14D. Dacitoid med ådror och centimeterstora blaster av magnetit (7418418/691427). Foto: Dick Claeson.

#### Nordväst om sjön Tuorpunjaure, vulkanisk sekvens vid Njuorram

Nordväst om sjön Tuorpunjaure vid Njuorram finns en vulkanisk sekvens med basisk vulkanit, vilken har varierande mängd och storlek på strökornen av plagioklas. Just vid denna lokal ses ett nätverk av ådror och körtlar som består av kalifältspat + plagioklas + kvarts + amfibol + epidot (fig. 14B, C). Dessa tolkas som sent kristalliserade från den basiska vulkaniten och kan då vara de sista differentiaten som ansamlats här. Mängden ådror och körtlar gör det även troligt att dessa kan vara till delar ursprungligen bildade genom interaktion med likåldriga surare magmor, alternativt har basalten assimilerat surare bergarter som helt smält upp och här har smältor med de mest inkompatibla elementen kristalliserat igen. Susceptibiliteten varierar mellan 8 160 och 14 100 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter i den basiska vulkaniten.

Grå till ljustgrå dacitoid till andesitoid med strökorn av fältspat (1–5 mm, 5–10 procent) som ingår i den vulkaniska sekvensen, är folierad, fragmentförande, stänglig och ådrad. Centimeterstora blaster av magnetit är sekundärt bildade i bergarten (fig. 14D). Susceptibiliteten varierar mellan 70 och 100 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter (2 420 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter vid blasterna).

Modellering av de magnetiska anomalierna har gjorts med två olika modelleringstekniker. I nordvästra delarna av kartområdet har en tredimensionell modell av susceptibiliteten tagits fram med inversionsprogrammet Voxi (Geosoft) (fig. 15). Området är markerat i figur 2 som en vit ruta. Även så kallad forwardmodellering med programvaran Potent har utförts längs en profil över den huvudsakligen basiska vulkanitsekvensen vid Njuorram, där har både magnet och tyngdkraftsfältet modellerats (fig. 15A). Förtätad tyngdkraftsmätning utfördes i området för att öka upplösningen i data, och mätpunkternas läge framgår av figur 3. Profilens läge visas i figur 2 och 3 i den västra delen av kartan och är markerad med bokstav B. I figur 15 visas forwardmodellen och ett tvärsnitt från 3D-inversionsmodellen längs samma linje. I modellen representerar de gröna kropparna andesitiska till basaltiska bergarter med mycket hög susceptibilitet och densitet. De petrofysiska värdena som användes vid modelleringen visas i tabell 2. Området är välblottat och anomalierna med lägre susceptibilitet korrelerar mycket väl med de surare vulkaniterna som finns emellan de basiska och vilka har lägre uppmätt hällsusceptibilitet.

Vid 3D-inversionen av magnetfältet har 100 meters cellstorlek använts och ett susceptibilitetsintervall mellan 0,00001 och 0,7 SI-enheter valts. Varje cell tilldelades ett susceptibilitetsvärde och en bästa anpassning till mätdata togs fram. Ett tvärsnitt från 3D-modellen visas söderifrån med ett djup på 2 000 meter som visar veckstrukturens uppbyggnad (fig. 15B).

Tabe	aben 2. Susceptibilitet och densitetsvarden som användes vid modellering.								
Nr	Susceptibilitet SI-enhet	Densitet kg/m <sup>3</sup>	Motsvarande bergart						
1	0,02	2660	Monzonit						
2	0,1	2 918	Basalt till andesit						
3	0,1	2 918	Basalt till andesit						
4	0,1	2 918	Basalt till andesit						
5	0,025	2800	Andesit						

Tabell 2. Susceptibilitet och densitetsvärden som användes vid modellering.



**Figur 15.** Modeller över en veckad sekvens av huvudsakligen mafiska vulkaniter. **A.** Forwardmodell av magnet- och tyngdkraftsfält. I forwardmodellen har en omgivande densitet av 2 670 kg/m<sup>3</sup> och susceptibilitet på 10 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter använts. **B.** Tvärsnitt av susceptibilitetsmodell längs samma linje. Profilens läge visas i figur 2 och 3 i den västra delen av kartan markerad med bokstav B.

I en jämförelse mellan forwardmodellen och susceptibilitetsmodellen som har erhållits med inversionsteknik ser vi att modellerna överensstämmer mycket väl. De högmagnetiska områdena i inversionsmodellen och kropparna i forwardmodellen har samma strykning och bildar veckstrukturer (fig. 15). Dock är djupkänningen, det vill säga hur djupt man "ser" något, det som skiljer sig åt. Detta beror på att i forwardmodellen modellerades även tyngdkraftsfältet vilket avtar långsammare med djupet.

Vulkanoklastiska avsättningar inom kartområdet indikeras främst genom förekomsten av tidigare bildade vulkaniska bergarter som rivits med eller sprängts loss vid eruption av efterföljande magma. De äldre vulkaniterna ses ofta som fragment i en mer homogent sammansatt vulkanit i övrigt och ställvis ses även andra bergarter i denna typ av avsättningar. Vid Namai finns ett troligen vulkanoklastiskt, polymikt konglomerat. Klasterna (fragment, bollar) utgörs av bland annat basisk vulkanit, granit, samt en mafisk bergart av okänt ursprung. Grundmassan ser ut att vara ryolitisk med möjliga strökorn av kvarts och fältspat (fig. 16A, B). Detta vulkaniska konglomerat (eller agglomerat) är som mest 1 meter



**Figur 16A.** Vulkaniskt konglomerat som är polymikt med klaster, fragment och bollar av bland annat granit, mafit och basisk vulkanit i en ryolitisk mellanmassa med strökorn av kvarts och fältspat (7410746/693008). Foto: Dick Claeson.



**Figur 16B.** Närbild av polymikt vulkaniskt konglomerat (7410746/693008). Foto: Dick Claeson.



**Figur 16C.** Fragmentförande sur vulkanit med mafiska och basiska vulkanitfragment som till största delen är orienterade med längdaxeln i foliationsplanet (7400656/692368). Foto: Dick Claeson.

	SiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na₂O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Ryolit St. Samonaive	71,1	12,3	5,03	0,21	0,09	1,53	8,29	0,28	<0,01
Trakydacit St. Samonaive	67,6	13,1	5,55	0,6	1	2,95	6,32	0,36	0,07
Trakybasalt St. Samonaive	46,2	14,7	14,7	7,56	5,41	2,82	3,43	2,13	1,04
Trakybasalt Juovjaure	50,4	16,7	11,2	8,42	3,68	4,19	1,74	2	0,68
Ryolit Lullekietjeforsen	74,4	12,6	2,32	0,87	0,2	3,8	4,72	0,19	0,03
Dacitoid Lullekietjeforsen	68,8	15,55	3,79	3,94	0,43	5,87	0,68	0,24	0,04
Trakyandesit Lullekietjeforsen	59,6	14,9	8,19	4,81	2,1	4,57	3,17	1,36	0,28

#### Tabell 3. Litogeokemiska data från vulkaniska bergarter inom kartområde 27J Porjus SV.

mäktigt, ovanpå följer sedan sura och intermediära vulkaniter där frekvensen av fragment snabbt avtar. Efter någon meter uppåt i sekvensen syns inga fler fragment i den hällen. Norr om Mikkijauratj finns en fragmentförande sur vulkanit till ryolitoid som har strökorn av kvarts och fältspater 1–2 mm stora (fig. 16C). De flesta fragmenten är mafiska/basiska vulkaniter som till största delen är orienterade med längdaxeln i foliationsplanet. Strökornshalten varierar från 0 till 25 procent över mycket korta avstånd, millimeter till centimeter.

#### Sedimentära bergarter

Inga sedimentära bergarter tolkas från det geofysiska underlaget eller observerades i häll.

#### Ytbergarternas petrofysiska egenskaper

Ytbergarternas petrofysiska egenskaper redovisas i figur 17. Bergartsgrupperna ryolit och Dacit till ryolit har liknande petrofysiska egenskaper och uppvisar låga densitetsvärden. Ryolit har dock något lägre densitet, alla proven under 2 670 kg/m<sup>3</sup> medan flera dacit till ryolit klassade bergarter har något högre densitet, upp till 2 705 kg/m<sup>3</sup> (fig. 17). Ryolitens susceptibilitet sprider sig både i det paramagnetiska (låg magnetisering) och i det ferrimagnetiska fältet (hög magnetisering). Q-värdet är lägre än 1, med undantag för ett prov, vilket betyder att den inducerade magnetiseringen dominerar. Gruppen dacit till ryolit har en högre koncentration av värden i det ferrimagnetiska fältet än ryolit, dock finns också lågmagnetiska prover (fig. 17). Även här har de flesta proverna ett Q-värde under 1, men några (4 stycken) har Q-värde > 1 och i de fallen bidrar den remanenta magnetiseringen lika mycket till anomaliernas storlek som susceptibiliteten.

Den absoluta majoriteten av de mätta proverna i bergartsgruppen basalt till andesit har densitet över 2 800 kg/m<sup>3</sup>. Några prov har densitet över 3 100 kg/m<sup>3</sup> och dessa är tagna från Tallberget där förekomsten av sulfidmineral bidrar till densitetsökningen. Basalt till andesit är huvudsakligen koncentrerade i det ferrimagnetiska fältet och de har generellt högre susceptibilitet än de felsiska vulkaniterna. Lågmagnetiska prov förekommer dock. Endast två prover har ett Q-värde över 1.

#### Djupbergarter

#### Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,89–1,86 miljarder år

Så kallad "Jokkmokksgranitoid" förekommer i kartområdets sydostligaste delar och framträder på den magnetiska anomalikartan som en lågmagnetisk anomali (fig. 2). Bergarten är en ljust grå till gråvit, fint medelkornig, ojämnkornig till jämnkornig, folierad och minerallinjerad granit till granodiorit med enstaka vanligen grå till gråvita 5–20 mm stora kalifältspatströkorn. Vid enstaka lokaler ses en blå färgton i kvartsen (fig. 18A). Det förekommer rikligt med gångar och sprickfyllnader av kvarts i denna intrusion (fig. 18B), vilka tolkas vara senmagmatiska i många fall. De klipper även varandra ställvis vilket indikerar multipla generationer, något som kan vara av stort intresse vid fortsatt prospektering av intrusionen (se även kapitel *Naturresurser*, avsnitt *Mineralisering vid Vaikijaur i "Jokkmokksgranitoid" (Cu, Au, Mo)*.

Modalanalys av ett prov från de centrala delarna av intrusionen gav en granodioritisk sammansättning (förutsatt att anortithalten är högre än 5 hos plagioklas, annars klassificeras den som alkalifältspatgranit) med kvarts 25 %, kalifältspat 17 %, plagioklas 55 %, biotit 3 %, muskovit 0,2 % och kalcit 0,2 %. En litogeokemisk analys av samma prov klassade den som granit (tabell 4). I multielementdiagram visar "Jokkmokksgranitoid" toppar vid Ba, U, Pb, Sr och Zr, samt en positiv trend från Cs till Ba. Alla dessa attribut skiljer sig distinkt från de röda granitiska till monzonitiska bergarterna inom kartområdet (fig. 19A respektive fig. 26A). "Jokkmokksgranitoid" har relativt flacka REE-profiler med endast LREE-anrikat och ett fraktioneringsmönster med för granitoida bergarter låga halter av REE, speciellt



Figur 17. Ytbergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.

HREE (fig. 19B). En jämförelse med grå granodiorit och ljusgrå granit från Norvijaur-intrusionen (1,930 miljarder år, Hellström 2015, i kartområdet Jokkmokk NV) och med grå granit till kvartsmonzonit vid Tårrajaur-intrusionen (1,885 miljarder år, Claeson m.fl. 2018c från kartområdet Jokkmokk NV) visar också på distinkta olikheter i multielementdiagram. Där är kvoten Th/U, trenden från Cs till Ba samt Sr-anomalin de mest tydliga skillnaderna (fig. 19C).



**Figur 18A.** Ljust grå till vit albitgranit, jämnkornig, omkristalliserad, stänglig och med en blå ton i kvartsen. Enstaka centimeterstora strökorn av gråvit kalifältspat (7401950/705375). Foto: Ingrid Norling.

Figur 18B. Kvartsfyllda sprickor i "Jokkmokksgranit" (7404691/708937). Foto: Ildikó Antal Lundin.

Susceptibiliteten är genomgående låg (medelvärde  $60 \times 10^{-5}$  SI-enheter) liksom densiteten (fig. 32). Granit till granodioritens utbredning sammanfaller med ett tyngdkraftsöverskott (fig. 3) som antyder förekomsten av basiska bergarter strax under de lätta granitoiderna (se profil på berggrundskartan). Observationer av basiska bergarter som uppträder underordnat tillsammans med granodioriten bekräftar detta. Gammastrålningsmässigt skiljer sig denna granitoid från de övriga genom sina låga kaliumhalter, mellan 2,1 och 2,7 procent. Den har även anmärkningsvärt låga uran- och toriumhalter, uranhalter mellan 0,4 och 1,5 ppm och toriumhalter från 0,9 till 2,7 ppm (fig. 20).

Ovanstående data och resonemang, den petrofysiska undersökningen och gammastrålningsmätningarna som utförts på hällarna inom intrusionen, samt de okulära bedömningarna visar att det rör sig om en intrusion med albitgranitaffinitet. Albitgraniter beskrevs ofta förr i tiden som resultat av post-magmatiska, metasomatiska omvandlingar, men har under senare tid oftast visat sig vara magmatiska (Černý 1991, Barboni & Bussy 2013). De tre litogeokemiska proven kan även klassificeras som trondhjemit med Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 15 viktprocent.

Gråvit "Jokkmokksgranitoid" är åldersbestämd av Lundmark m.fl. (2005a) med multifraktion zirkon U-Pb TIMS till 1 883 ± 15 miljoner år. Den har ett positivt epsilon Nd på 2,8, vilket enligt författarna visar på en liten influens av arkeisk berggrund vid bildandet. Samma bergart bryts i ett större stenbrott vid Haraudden, inom kartområdet Jokkmokk NO.

På flera lokaler inom intrusionen av gråvit "Jokkmokksgranitoid" finns basaltoida och andesitoida bergarter vilka uppträder som inneslutningar men även som yngre gångar och mindre intrusioner.

Utanför intrusionen med "Jokkmokksgranitoid" finns några mindre områden inom kartområdet med



**Figur 19A.** Multielementdiagram med tre litogeokemiska prover av "Jokkmokksgranit", där stålgrå fyrkant är ett svagt sulfidmineraliserat prov från Vaikijaur. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

**Figur 19B.** REE-diagram av "Jokkmokksgranit". Symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

**Figur 19C.** Multielementdiagram. "Jokkmokkgranit" (symboler som i A), samt grå granodiorit och granit från Norvijaur-intrusionen vilka ses i rött, samt grå granit från Tårrajaur med lila symbol. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 20. Strålningsegenskaper för ljust grå granit till granodiorit. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

grå bergarter; tonalit till diorit, granodiorit och granit som troligen har liknande åldrar runt 1,89–1,87 miljarder år. Dessa har andra sammansättningar och en annan bildningshistoria, dock är ingen åldersbestämning utförd på dessa bergarter. Ställvis finns tonalit till diorit som är porfyrisk, med 10 mm stora strökorn av plagioklas (20–25 procent), med amfibol och biotit i grundmassan (fig. 21A). Bergarten är intimt förknippad och troligen likåldrig med folierad och minerallinjerad mikrogabbroid till mikrodioritoid. Ett mindre område längst i norr med grå till rödgrå, medelkornig, folierad och linjerad granodiorit är tolkat från karteringen av kartområdet Porjus NV att fortsätta in på Porjus SV, där det dock saknas hällar.

En röd, medelkornig, stänglig och folierad granit, ofta med intermediära till basiska mafiska inneslutningar, upptar en större del av kartområdet (fig. 21B). Graniten framträder mycket tydligt på både tyngdkraftskartan och på den flygmätta magnetiska anomalikartan (fig. 2, 3). Vanligen saknas strökorn men ställvis finns relikta strökorn av kalifältspat, och på vissa lokaler i sådant antal att det troligen varit en porfyrisk granit (fig. 21C). Preliminärt är graniten bedömd att vara 1,89–1,87 miljarder år gammal. Ett bergartsprov för åldersbestämning av denna granit från en lokal där det även finns en molybden- och REE-mineralisering från kartområdets nordostliga del (se kapitel *Naturresurser*, avsnitt *Mineralisering vid Tåresåive i röd granit (REE och Mo (U, Th, Nb, Ta))*, gav en ålder av ca 1,88 miljarder år (Claeson m.fl. 2018h). Zirkonerna som analyserades var dock kraftigt metamikta och resultatet är därför av lägre kvalitet och med något större osäkerhet. På några lokaler ses tydliga bankningsplan, mer eller mindre horisontella sprickplan som uppkommit vid tryckavlastning vid inlandsisens avsmältning (fig. 21D). En litogeokemisk analys visar granit (tabell 4).



**Figur 21A.** Mörkt grå tonalit till diorit som är porfyrisk, med 10 mm stora strökorn av plagioklas 20–25 procent, samt har amfibol och biotit i grundmassan (7409048/696204). Foto: Dick Claeson.



**Figur 21B.** Röd, medelkornig, stänglig och folierad granit, med mafisk inneslutning. Nedfart vid Randi kraftverk (7406304/699959). Foto: Ingrid Norling.



**Figur 21C.** Omkristalliserad granit med sockrig kvarts och ställvis med relikta strökorn av kalifältspat, samt en inne-slutning av en intermediär bergart (7410521/696676). Foto: Dick Claeson.



**Figur 21D.** Bankningsplan i granit (7404521/686555). Foto: Dick Claeson.



**Figur21E.** Ojämnkornig granit till kvartsmonzonit, som är medelkornig till grovkornig och har 5–10 mm stora strökorn av kalifältspat, där enstaka är upp till 15 mm stora (7401116/685625). Foto: Dick Claeson.

Hällsusceptibilitetsmätningar av denna granit uppvisar en ganska måttlig susceptibilitet, med logaritmiskt medelvärde 616 och ett medelvärde av 1 062 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter (fig. 4). Densiteten är låg (fig. 32) och bergartens huvudsakliga utbredning i kartområdet sammanfaller väl med ett tyngdkraftsunderskott som antyder ett betydande djupgående. Vilket enligt modellering för den geologiska profilen på berggrundskartan indikeras till minimum 4 km djup. Gammastrålningsegenskaperna kan ses i figur 22. Kaliumhalterna varierar mellan 3,8 och 5,3 procent. Vid Namai och sydväst om Klubbudden förekommer hydrotermalt omvandlade graniter som har mycket låg kaliumhalt, mellan 0,9 och 1,8 procent. I nordöstra delen av kartområdet uppträder en omvandlad granit intill och i närheten av samma område som molybdenglansfyndigheten väster om Pakkoselet som beskrivs i kapitel *Naturresurser*. Graniten har förhöjda halter av uran, mellan 20 och 31 ppm och torium mellan 68 och 92 ppm (fig. 22).

Inne i det större området med den röda graniten finns även större partier med omkristalliserad rödgrå till röd, medelkornig till grovkornig, linjerad och folierad monzonit till granit (fig. 21E). Underordnat har bergarten 5–20 mm stora strökorn av kalifältspat och relativt ofta uppvisar den en sockrig kvarts, relaterat till att det även ses en kraftig deformation. På några platser är den relikt kalifältspatströkornförande, med 10–20 mm stora aggregat (5–15 procent), samt med mafiska inneslutningar och fragment. De monzonitiska till kvartsmonzonitiska leden har ofta både amfibol och biotit i grundmassan, medan de granitiska enbart har biotit. Dessa monzonitiska till granitiska bergarter är likåldriga (1,89–1,87 miljarder år) och troligen komagmatiska med den röda graniten.



Figur 22. Strålningsegenskaper för röd granit. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

Kvartsmonzonit, monzonit och granit till underordnat kvartsmonzodiorit förekommer i ett mindre område norr om Njuorramjauratj och tolkas vara 1,88–1,86 miljarder år gamla. De är mestadels fältspatporfyriska, med 10–25 mm stora kalifältspatströkorn och en frekvens från enstaka kristaller upp till 20 procent (fig. 23A). Bergarterna är rödgrå till röda, fint medelkorniga till grovkorniga, massformiga till mycket kraftigt deformerade och då folierade och stängliga (fig. 23B). De mafiska mineralen utgör oftast ca 20 procent i de monzonitiska varianterna, men varierar dock mellan 5 och 20 procent. Amfibol dominerar över biotit, där de mest deformerade är rika på biotit och även de mer granitiska har högre andel biotit än amfibol. Små mängder av kvartsrik pegmatit som troligen är likåldrig med denna bergart har upp till 2 dm stora amfibolkristaller (fig. 23C). Samtliga sammansättningar bland bergartsleden anses vara likåldriga då de magmatiska kontaktrelationerna, men även magmatiska aggregat, visar att de är komagmatiska (fig. 23A). Bergarterna i den här gruppen har medelvärden för kalium på 3,1 procent, uran 4,8 ppm och torium 19 ppm. Bergarterna innehåller i liten omfattning inneslutningar av ryolitoid och basalt.

Kvartsmonzonit, monzonit och granit till underordnat kvartsmonzodiorit har i regel högre susceptibilitet (fig. 4), med logaritmiskt medelvärde på 2 033 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter och medelvärde på 3 636 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Deras förekomst sammanfaller med ett högmagnetiskt område i nordvästra delen av kart-



**Figur 23A.** Fältspatporfyrisk monzonit med 10–25 mm stora fältspatströkorn. Notera de granitiska aggregaten med betydligt lägre halt av mafiska mineral och mer kvarts än resten av bergarten (7421360/690793). Foto: Dick Claeson.



Figur 23B. Kraftigt deformerad, folierad och stänglig monzonit (7421360/690793). Foto: Dick Claeson.



**Figur 23C.** Kvartsrik pegmatit med decimeterstora amfibolkristaller, troligen bildad från monzoniten (7421360/690793). Foto: Dick Claeson.

området (fig. 2). Det är de mest basiska leden som har högst susceptibilitet. Bergarterna har generellt låg densitet (fig. 32) enligt de få prover som finns, men tyngdkraftsfältet är måttligt förhöjt i det västra utbredningsområdet. Det har troligtvis motsvarighet av densitet 2 766 kg/m<sup>3</sup> vilket uppmättes på ett av proven härifrån. Blottningsgraden är låg i området. Uran och toriumhalterna är generellt låga (fig. 24).

Den kalifältspatporfyriska monzoniten norr om Njuorramjauratj provtogs för geokemi, tunnslip och åldersbestämning (fig. 23A). Modalanalys gav Q = 3,8, A = 48,7 och P = 47,5. En litogeokemisk analys visar monzonit (tabell 4). En åldersbestämning gav 1 875 ± 6 miljoner år (Claeson m.fl. 2018d). En slutsats från arbetet i kartområdet är att graden av deformationen är mycket heterogen, ställvis är denna bergartsassociation massformig, och det faktum att en bergart är hårdare deformerad behöver inte betyda att den är äldre än andra tidigorogena intrusivbergarter som är mindre deformerade. Den uppmätta minerallineationen har riktningen 220/65 och foliationen riktningen 220/80 i den kraftigt deformerade delen (fig. 23B).

Trots att det skiljer nästan 100 miljoner år, går det inte att särskilja denna monzonit litogeokemiskt från den yngre generationen som är åldersbestämd till 1784 miljoner år vid Jervas 27I Tjåmotis SV (Claeson m.fl. 2018b). Anledningen till detta är att samma magmatiska processer, grad av uppsmältning, magmor komna ur samma eller mycket snarlikt ursprungsmaterial, och genererade under likartade tryck- och temperaturförhållanden, genererar exakt samma magmasammansättningar, oavsett tidpunkten detta sker. Det låter självklart men ändå framförs att man kan särskilja dessa generationer åt med vissa spårelement från litogeokemiska analyser och därmed anvisa en viss ålder (jämför Ahl m.fl. 2001). Studerar man multielementdiagram och REE-diagram (fig. 25A, B) ser man att de två åldersbestämda proverna – alltså denna monzonit 1 875



Alla bergarter Monzoniter

Figur 24. Strålningsegenskaper för monzonit. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

miljoner år (PMS = Pertitmonzonitsviten) samt kvartsmonzonit från Jervas 1 784 miljoner år gamla intrusionen (GSDG = Granit-Syenitoid-Dioritoid-Gabbroid) vilken utgör större delen av Tjåmotis SV (Claeson & Antal Lundin 2019a) – båda har mycket snarlika innehåll av huvudelement och kan sägas vara av likartad sammansättning. Det innebär att ingen större skillnad föreligger i hur långt magmorna differentierat, samt att de uppvisar närmast exakt samma utformning och därmed absoluta halter (fig. 25A, B). Det leder fram till slutsatsen att man inte kan använda sig av litogeokemiska data för att särskilja dessa generationer av magmatism. Risken är uppenbar att man istället råkar jämföra olika långt differentierade bergartsled med varandra och ser en skillnad som beror på differentieringsprocessen. Det vill säga ett pseudovetenskapligt bevis med avseende på dess ålder, snarare än att det föreligger en skillnad på grund av åldern på bergartsleden. Ponera att den ena bergarten i detta exempel inte blivit åldersbestämd, då hade en litogeokemisk jämförelse dem emellan resulterat i en helt felaktig tolkning av den andra bergartens ålder.



Figur 25A. Monzonit vid Njuorramjauratj daterad till 1875 Ma och kvartsmonzonit från Jervas (27I Tjåmotis SV) daterad till 1784 Ma plottade i multielementdiagram. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 25B. REE-diagram med symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Mindre områden förekommer med folierad, grå till rödgrå, monzonit till kvartsmonzonit, underordnat finns 5–10 mm stora strökorn av fältspater i en medelkornig grundmassa. De visar liknande petrofysiska egenskaper som den tidigare beskrivna porfyriska varianten. De tolkas tillhöra samma generation som tidigare beskrivna kalifältspatporfyriska kvartsmonzonit, monzonit och granit till kvartsmonzodiorit och bildades för 1,88 till 1,86 miljarder år sedan. Bergartsleden innehåller sporadiskt inneslutningar av basalt och är ställvis kraftigt deformerade.

I multielementdiagram över granit, kvartsmonzonit och monzonit från kartområdet ser man att monzonit och kvartsmonzonit har högre eller snarlika halter av de flesta element men att profilernas form är likartade (fig. 26A). Undantaget är den röda graniten från Tåresåive som tydligt uppvisar skillnader som troligen har med mineraliseringsprocessen att göra (se kapitel *Naturresurser*). I REE-diagrammet ses att ursprungsmaterialet till bergarterna och att deras petrogenes bör ha varit mycket lika (fig. 26A, B).



Figur 26A. Multielementdiagram. Röda symboler = graniter, gröna symboler = kvartsmonzonit till monzonit och blå symbol = granit från mineralisering vid Tåresåive. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Nd

Pr

La

Ce

Pm

Eu

Sm

Тb

Gd

Ho

Dy

Tm

Er

Lu

Yb

## Gabbroida bergarter

Gabbroida bergarter inom kartområdet är vanligen deformerade och metamorft överpräglade. Därför är de klassade som tillhörande 1,92–1,87 miljarder år i kartdatabasen, men deras ålder är egentligen okänd. I vissa fall ser man en synmagmatisk koppling till de surare bergarter som beskrivits i rapporten (fig. 21A), men oftast är kontakter och relationer inte blottade. Vid Kåivo förekommer en massformig, relativt välbevarad gabbro med plagioklas, pyroxen, amfibol och biotit (fig. 27A, B). Gabbron har en relativt evolverad sammansättning och är medelkornig till grovkornig med mindre partier av gabbropegmatit. Gabbroidernas hällsusceptibilitetsfördelning är bimodal och varierar brett (fig. 4). Kåivogabbron har låg susceptibilitet med ett medelvärde på 260 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Några högre värden (omkring 2 000 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter) har dock uppmätts. Förtätade tyngdkraftsmätningar utfördes under sommaren 2009 över området för att få information om Kåivogabbrons utbredning. Massöverskottet som framträder där kan knytas till gabbron och de mafiska vulkaniterna som också förekommer i samma område. Området uppvisar en förhöjd tyngdkraft och är en del av den stora, positiva tyngdkraftsanomalin som upptar stora delar av kartområdena Jokkmokk och Porjus (Claeson & Antal Lundin 2019b). Den är tolkad som tillhörande de magmatiska händelser som ägde rum vid 1,88–1,86 miljarder år, men en ålder runt 1,80 miljarder år är också möjlig. Inom kartområdena Jokkmokk NV och NO finns större mängder basiska intrusiva bergarter, såväl som monzodioritiska till granitiska intrusioner som bildades vid ca 1,80 miljarder år (Claeson Antal Lundin (red.) 2018). En litogeokemisk analys av gabbron vid Kåivo visar på en evolverad sammansättning (tabell 4). Den relativt evolverade sammansättningen framkommer tydligt i multielementdiagram som visar höga halter Cs, Rb och Ba (fig. 28). Dessa element sitter i biotit och amfibol i gabbron. En modalanalys visar klinopyroxen 13 %, amfibol 19 %, biotit 14 %, kvarts och apatit 0,2 % vardera, och opakmineral 1,3 %, samt resten som plagioklas.

## Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,83–1,77 miljarder år (granit-pegmatitassociationen)

Den så kallade granit-pegmatitassociationens granit, pegmatitgranit, aplit och pegmatit (Linagranit) är vanlig inom kartområdet och förekommer som mindre intrusioner och gångar. Åldersmässigt är dessa tolkade och åldersbestämda i Norrbotten att ha genererats för omkring 1,80 miljarder år sedan. De är ofta medelkorniga till grovkorniga och uppvisar partier med skriftgranitisk struktur. Ställvis är de finkorniga till fint medelkorniga och ger då ett mer subvulkaniskt intryck. Det förekommer även att graniten innehåller



**Figur 27A.** Odeformerad, massformig gabbroid med plagioklas, pyroxen, amfibol och biotit (7403241/701907). Foto: Eva Danielsson.



**Figur 27B.** Tunnslipsbild som visar massformig gabbroid med plagioklas, pyroxen, amfibol, biotit och opakmineral, korsade nicoler (7403241/701907). Mikrofoto: Dick Claeson.



Figur 28. Multielementdiagram med data från evolverad gabbro vid Kåivo. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



**Figur 29.** Allanitkristall, 27 mm lång, i en grovkornig pegmatitgranit tillhörande G-P-associationen (7407457/ 693817). Foto: Dick Claeson.

enstaka euhedrala, 5–10 mm stora, listformade strökorn av fältspat. Oftast är granit-pegmatitassociationens bergarter massformiga till svagt folierade, gråa till röda. Stark variation i kornstorlek från finkornig till grovkornig, ger intryck av migmatitgranit ställvis. Underordnat förekommer aplitiska delar och gångar. Magnetit förekommer vanligen som aggregat, och allanit, hematit samt ilmenit förekommer sporadiskt i den yngre pegmatiten inom kartområdet (fig. 29).

Pegmatitgraniterna har i regel låg hällsusceptibilitet (fig. 4). Magnetit förekommer på vissa ställen som aggregat och ger upphov till högre susceptibilitet, upp till  $4\,100 \times 10^{-5}$  SI enheter. Pegmatiterna uppvisar mycket varierande gammastrålningsegenskaper (fig. 30). Hälften av alla mätpunkter överstiger det övre gränsvärdet för byggnadsmaterial på 16,4 ppm uran vilket motsvarar ett radiumindex på 1,0 eller 200 Bq/kg radium-226. Nästan hälften av alla mätpunkter överstiger aktivitetsindex 2, vilket är gränsen för rekommenderade



Figur 30. Strålningsegenskaper för pegmatit. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

	SiO <sub>2</sub>	$AI_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na₂O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
"Jokkmokksgranitoid"	69,9	16,8	1,14	2,08	0,35	5,95	2,78	0,12	0,04
Röd granit Randi kraftverk	75,0	12,1	2,31	0,62	0,27	3,31	5,53	0,05	0,04
K-fsp porfyrisk monzonit Njuorramjauratj	57,8	15,0	9,18	3,38	2,02	4,20	5,53	1,33	0,37
Gabbro Kåivo	48,4	15,9	13,1	8,75	6,67	2,83	0,95	1,5	0,23
"Jokkmokksgranitoid" Vaikijaur mineralisering	68,6	15,5	2,58	1,07	0,47	4,53	4,9	0,2	0,08

Tabell 4. Litogeokemiska data från djupbergarter inom kartområde 27J Porjus SV.

strålningsvärden för byggnadsmaterial i de nordiska länderna (The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden 2000).

Ett svagt mineraliserat prov av en pegmatitgranit från Druggegruvan, innehåller molybdenglans och blyglans, visar en U-formad REE-profil med en positiv Eu-anomali (fig. 31A). Denna U-form med såväl anrikad LREE som HREE har förklarats uppkomma i leukograniter på två olika sätt. Antingen som resultat av att den ursprungliga bergarten som smälte upp har innehållit granater vilka också smält (till exempel Otamendi m.fl. 2012), då de innehåller stora mängder HREE orsakar detta en positiv lutning från MREE till HREE (Dy<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub><1). Alternativt som ett resultat av kristallfraktionering i magman av accessoriska mineral rika på REE, särskilt monazit men även zirkon och granat (t.ex. Zhao & Cooper 1993). I just detta prov ser man en positiv anomali hos Zr så troligen har inte zirkon varit med i de processer som skapat REE-mönstret (fig. 31B).



**Figur 31A.** REE-diagram med data från granitpegmatit från Druggegruvan. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Figur 31B. Multielementdiagram med symbol som i A. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

#### Djupbergarternas petrofysiska egenskaper

Granit, kvartsmonzonit, monzonit och i viss mån pegmatiter har liknande petrofysiska egenskaper med låg densitet och varierande susceptibilitet (fig. 32). Granodiorit till tonalit i kartområdet har något lägre susceptibilitet än granit och kvartsmonzonit, medan monzonit till kvartsmonzodiorit har något högre susceptibiliteter än granit. Q-värdet för dessa bergartsgrupper är i regel lägre än 1 med undantag för två prov av granit.

Endast fem prover finns tagna från diorit till gabbro och deras susceptibilitet fördelas både i det paramagnetiska och ferrimagnetiska fältet. Densiteten är över 2 850 kg/m<sup>3</sup> med undantag för ett prov. Det finns ett antal prover i SGUs äldre petrofysiska databas klassade som metadiabaser. Dessa har liknande petrofysiska egenskaper som gabbro med hög densitet och både låg och hög susceptibilitet (fig. 32). Majoriteten av proverna har Q-värde lägre än 1 med undantag för några prover som härrör från Vaikijaur. Trots relativt höga susceptibiliteter (> 2 000 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter) och Q-värde > 1 syns inga högmagnetiska anomalier på de magnetiska kartorna här, vilket förklaras med att gångarnas bredd är < 1 m och kan därför inte fångas upp med en flygmätning med 200 meters linjeavstånd.



Densitet (kg/m<sup>3</sup>)







**Figur 32.** Djupbergarternas petrofysiska egenskaper. **A.** Densitet mot susceptibilitet. **B.** Q-värde mot susceptibilitet. Figuren fortsätter på nästa sida.



Figur 32. Djupbergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet. Forsättning från föregående sida.

#### STRUKTURER, DEFORMATION OCH METAMORFOS

Kartområdet genomkorsas av en deformationszon i nordostlig riktning, den så kallade Karesuando– Arjeplogzonen (KADZ), vilken syns tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 2). På magnetiska anomalikartan förekommer även lågmagnetiska, linjära anomalier i nordostlig, nordnordostlig, nordnordvästlig och nord–sydlig riktning som antyder förekomsten av spröda deformationszoner. Dessa sammanfaller med elektriska ledare på strömtäthetskartan (fig. 33).

Flertalet av de äldre, plastiska deformationszonerna har aktiverats vid senare tillfällen och uppvisar därför även "kallare", spröd deformation. I de södra och västra delarna av kartområdet avbildar de magnetiska anomalierna tydliga Z-formade veckstrukturer (fig. 2). Tidigare tolkningar av strukturer har gjorts bland annat av Nisca (1980).

Två tvärsnitt från 3D-modellen som skapats visas söderifrån med ett djup ned till 2 000 meter. Modellen visar tydligt veckstrukturens uppbyggnad (fig. 34). Områdets läge framgår av figur 2 som en vit polygon.

En genomgående, mestadels sydligt stupande och relativt flack (10–40 grader) minerallinjering återfinns i stora delar av kartområdets bergarter. Dock förekommer det även åt norr flacka lineationer samt andra riktningar, ofta i områden där även veckstrukturer har iakttagits. De geofysiskt indikerade Z-veckade strukturerna i de västra och södra delarna av kartområdets vulkaniter (fig. 2) motsvaras av observerade Z-veck i häll (veckaxlar i 205/40, fig. 35A). De kvartsrika pegmatitiska körtlar, ådror och gångar som troligen är en äldre generation än GP-associationen är medveckade. Här och där syns Z-vecken bäst







**Figur 34.** Tvärsnitt av susceptibilitetsmodell över veckstrukturer i de nordvästra delarna av kartområdet 27J Porjus SV. Områdets läge framgår av figur 2 som en vit polygon.



Figur 35A. Z-veck i basisk till intermediär vulkanit med veckaxlar i riktning 205/40 (7404034/701423). Foto: Dick Claeson.



**Figur 35C.** Öppet veckad, basisk till intermediär vulkanit med veckaxlar i riktning 230/65. Ett veckat band är markerat i svart och skärs av en pegmatitgång, kontakten i rött (7420145/692143). Foto: Dick Claeson.



Figur 35B. Pegmatit med Z-veck i en intermediär vulkanit (7412807/685720). Foto: Dick Claeson.



**Figur 35D.** Gnejsig dacitoid till andesitoid med leukokratisk åderbildning (7413157/686122). Foto: Dick Claeson.



**Figur 35E.** Basaltisk andesit till basaltoid med granitiska ådror. Närheten till en kropp av yngsta granitpegmatit gör att det inte går att utesluta att ådermaterialet härrör från den (7415366/685816). Foto: Dick Claeson.

i pegmatiten (fig. 35B). Öppet veckade vulkaniter med veckaxlar i 230/65 skärs av meterbreda, yngre pegmatitgångar (fig. 35C). De observerade bergarter som tolkats som äldre antyder en metamorfos under amfibolitfaciesförhållanden. I en del gnejsiga varianter finns migmatitiska åderbildningar (fig. 35D), men i många fall går det inte att helt utesluta att ådermaterialet istället kommer från den yngsta granit–pegmatitassociationens bergarter, då dessa mestadels finns i närheten (fig. 35E).

Strukturmätningar från kartområdena 27I Tjåmotis SV, SO, 26J Jokkmokk NV, NO och 27J Porjus SV visar strukturerna lineation och veckaxel som relativt flacka till medelbranta med en huvudriktning runt sydsydväst till syd och en svagare uttalad riktning mot nordnordost (fig. 36). Bingham-analys av veckaxlarna ger axel 1 med egenvärde 0,67 som 191/55 och axel 2 med egenvärde 0,23 som 8/35, samt axel 3 med egenvärde 0,10 som 99/1 med bäst anpassad storcirkel 189/89. Bingham-analys av lineationerna ger axel 1 med egenvärde 0,69 som 189/38 och axel 2 med egenvärde 0,18 som 58/40, samt axel 3 med egenvärde 0,12 som 303/27 med bäst anpassad storcirkel 33/63. Foliationerna inom kartområdena 27I Tjåmotis SV, SO, 26J Jokkmokk NV, NO och 27J Porjus SV uppvisar huvudstrykningen nordnordost-sydsydväst och har relativt branta stupningar, vilket ger en tydlig koncentration i diagrammet (fig. 36).



**Figur 36.** Strukturmätningar från kartområdena 27I Tjåmotis SV, SO, 26J Jokkmokk NV, NO och 27J Porjus SV plottade i Schmidtnät, undre hemisfären.

## Mylonitisk deformation i deformationszoner

En uppåt fem meter bred deformationszon i nästan nord-sydlig riktning (15/88) med mylonitiserade delar och med minst två stycken meterbreda kvartsgångar, ses i häll norr om Mikkijauratj (fig. 37A). Bergarterna i hällområdet utgörs av ryolitiska vulkaniter med lager av andesitoid och basaltoid, vilka båda även uppträder som fragment i den sura vulkaniten. Deformationszonen är troligen för smal för att framträda i geofysiska data men uppvisar mycket kraftig deformation.

Kraftigt deformerad röd granit, har sockrig och utdragen kvarts i foliationsplanet 20/82 (fig. 37B). I vinkel med foliationsplanet finns millimeter- till centimeterbreda deformationszoner i riktning 320/88, möjligen är en del mylonitiska, vilket ger upphov till en skärningslineation med riktning 100/85 (fig. 37B). Deformation som resulterat i mylonitiska bergarter och breccior har observerats ställvis, varav en del ger intryck av att vara pseudotakylitiska (fig. 37C).



**Figur 37A.** Mylonitisk deformationszon i riktning 15/88 (7400499/692477). Foto: Dick Claeson.



**Figur 37B.** Kraftigt deformerad röd granit med sockrig och utdragen kvarts i foliationsplanet. I vinkel mot foliationen ses deformationszoner, millimeter- till centimeterbreda, möjligen mylonitiska (7402192/689388). Foto: Dick Claeson.



**Figur 37C.** Pseudotakylit med fragment av omgivande bergart (7412834/686220). Foto: Dick Claeson.



**Figur 37D.** Plastiskt deformerad berggrund av olika vulkaniska bergarter ger ett bandat utseende i deformationszonen vid Lullekietjeforsen (7399998/694360). Foto: Charlotta Brandt.

## Kraftigt deformerad berggrund vid kraftverksdammen i Lullekietjeforsen

Deformerad berggrund i en mer eller mindre nord-sydlig deformationszon vid Lullekietjeforsen är till största delen plastisk och på några platser både plastisk och spröd. Sammansättningarna hos bergarterna är basaltisk andesit-andesitoida, basaltoida, dacitoida och ryolitoida (se avsnitt *Vulkanisk berggrund vid Lullekietjeforsen*). Plagioklasporfyrisk andesitoid med underordnat lager av basaltiska och dacitiska till trakytiska vulkaniter ger ett bandat utseende (fig. 37D–G). De ryodacitiska lagren uppträder här som band och har starkt skjuvade, asymmetriska fältspatströkorn upp till 10 mm stora (fig. 37H, jämför med fig. 14A). Det är ingen överdrift att säga att man enbart genom att studera samtliga bergartsled i själva deformationszonen inte skulle komma fram till samma slutsats beträffande bergarternas bildningssätt som efter att ha sett hällarna utmed vägen ned till dammen med mindre deformerade, bättre bevarade bergartsled. Bandning och foliation hos bergarterna i Lullekietjeforsen uppmättes till 200/75 och linjärstrukturer till 200/22.



**Figur 37E.** Bandad vulkanisk sekvens. Sammansättningarna hos bergarterna är basaltisk andesit-andesitoida, basaltoida, dacitoida och ryolitoida (7399998/694360). Foto: Charlotta Brandt.



**Figur 37F.** Närbild av plagioklasporfyrisk andesitoid med underordnat lager av dacitiska till trakytiska vulkaniter ger ett bandat utseende (7399998/694360). Foto: Charlotta Brandt.



**Figur 37G.** Laminerad och deformerad dacitoid (7399998/694360). Foto: Charlotta Brandt.



**Figur 37H.** Ryodacitiska band med starkt skjuvade, asymmetriska fältspatströkorn eller blaster upp till 10 mm stora. Notera de centimeterbreda mylonitiska stråken till vänster (7399998/694360). Foto: Charlotta Brandt.

I många av de studerade vulkaniska avsättningarna är en kraftig hydrotermal omvandling påtaglig. Vid Namai (7410758/693027) har de omvandlade felsiska vulkaniterna en kaliumhalt på 0,9 procent, medan den opåverkade vulkanitens kaliumhalt är 5,5 procent. Vid Kåivo ligger kaliumhalten på 2,3 procent i de hydrotermalt omvandlade felsiska vulkaniterna. I vissa fall är den vulkaniska bergarten näst intill helt vit och har då utarmats på bland annat kalium (fig. 38A). Vid andra lokaler har omvandlingen resulterat i kraftig rödfärgning av den vulkaniska bergarten (fig. 38B).

Epidot förekommer allmänt som omvandlingsmineral i de vulkaniska bergarterna och omvandlingen är delvis genomgripande (fig. 38C). Den vanligaste förekomsten av epidot är dock som sprickfyllnad (fig. 38D).

## Hydrotermalt omvandlade vulkaniter längs den nya vägen på Kåivo

Intermediär till basisk vulkanit vilken är grå till mörkfärgad och porfyrisk med 1–5 mm stora fältspatströkorn (0–15 procent) förekommer tillsammans med röd till vit, porfyrisk ryolitoid med 1 till 2 mm stora kvarts- och fältspatströkorn (10 procent), samt en lagrad gråröd till rödgrå, sur till intermediär vulkanit med 1 till 2 mm stora kvarts- och fältspatströkorn (0–5 procent) längs den nya vägen på Kåivo. Samtliga är mycket finkorniga till finkorniga. Vulkaniterna är hydrotermalt omvandlade med varierande mängder av epidot, omvandlingen syns även som vita stråk i den sura vulkaniten (fig. 38E). Bergarterna är folierade i två riktningar 165/60–80 och 15/86 och ryolitoiden även stänglig 195/40.

#### NATURRESURSER

Mineraliseringar på guld och basmetaller i kartområdet har varit intressanta for prospektering, och borrningar och schaktningar har utförts tidigare vid till exempel Vaikijaur, Klubbudden (Druggegruvan) och Tallberget. Två borrningar vid Åkosjegge och geofysiska mätningar (Johansson 1980) visar på en större järnmineralisering som är inmutad 2016 av Jokkmokk Iron Mines AB. Vidare har till exempel mineraljaktsfynd av molybdenglans gjorts vid Tåresåive, där även en uranhalt på 780 ppm och toriumhalt på 827 ppm uppmätts med gammaspektrometer. Fyndet är dokumenterat i SGUs Malåkontors uranarkiv tillsammans med några andra uppslag från kartområdet.

De borrningar som gjorts inom kartområdet finns i de flesta fall dokumenterade i rapporter som är tillgängliga vid SGU. Även en större mängd borrkärnor kan undersökas på plats vid Mineralinformationskontoret, SGUs kontor i Malå. Somliga borrkärnor är avbildade med högupplöst optisk kamera samt med modern infraröd (IR) teknik (hyperspectral imaging), och denna information finns på SGUs webbplats att studera.

## Mineralisering vid Tåresåive i röd granit (REE och Mo (U, Th, Nb, Ta))

Molybdenglans uppträder i hydrotermalt omvandlad granit, ryolit och pegmatit vid Tåresåive (7421196/709317). Graniten är preliminärt ca 1,88 miljarder år (Claeson m.fl. 2018h), men zirkonerna som analyserades var kraftigt metamikta och resultatet därför av lägre kvalitet och med större osäkerhet. Denna granit utgör en större del av kartområdet och syns tydligt på både tyngdkraftskartan och den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Mineraliseringen i häll ser ut att vara relaterad till sprickor, men molybdenglans sitter även disseminerat i värdbergarterna och detta är den enda plats där denna typ av mineralisering iakttagits inom det aktuella kartområdet. Mineraliseringen är ett mineraljaktsfynd (Krister Mattsson 79293), men endast rapporterad som innehållande molybdenglans och vara gammastrålande. Några stycken sprickzoner med 1–3 dm bredd och längder upp till dryga metern med kompakt molybdenglans ses i de aktuella hällarna (fig. 39).

Analysresultatet av ett prov från Tåresåive har en summa på 66,5 procent (utan svavel = 10,3 procent) och Mo är satt till > 0,2 procent på grund av att ACME/Canada analysmetod inte klarade av så mycket



**Figur 38A.** Kraftigt hydrotermalt omvandlad sur vulkanit. Bergarten är näst intill vit, har mycket låg susceptibilitet och en låg kaliumhalt (7410758/693027). Foto: Dick Claeson.



**Figur 38B.** Kraftig rödfärgad, hydrotermalt omvandlad intermediär vulkanit (7424819/697062). Foto: Dick Claeson.



**Figur 38C.** Genomgripande epidotisering av andesitoid (7414777/686349). Foto: Dick Claeson.



**Figur 38D.** Epidot som sprickfyllnad i hydrotermalt omvandlad, sur till intermediär vulkanit (7403177/702067). Foto: Dick Claeson.



**Figur 38E.** Röd ryolitoid med hydrotermalt omvandlade vita stråk (7403177/702067). Foto: Dick Claeson.



Figur 39. Sprickzon med kompakt molybdenglans i häll med hydrotermalt omvandlad granit, ryolit och pegmatit (7421196/709317). Foto: Ildikó Antal Lundin.

Mo som fanns i provet. Om man allokerar allt svavel som molybdenglans  $MoS_2$ , ger en beräkning att det fanns minst 15 procent Mo i provet.

Provet från mineraliseringen uppvisade mycket höga halter av sällsynta jordartsmetaller (REE). Den totala mängden REE är minst 9,5 procent, baserat på en beräkning där Nd-halten antogs vara den av laboratoriet angivna minimum av 10 000 ppm. Om man väljer att ta med yttrium bland REE så ökar halten till 10,06 procent. Halterna är extremt höga generellt och rejält anrikade jämfört med den granitiska värdbergarten (fig. 40A).

En kontrollanalys vid ALS/Sverige av exakt samma pulver gav ett minimum av REE på 4,3 procent, där analysmetoden dock gav minimumhalter för de flesta REE. En XRD-analys utförd vid SGU påvisar uraninit.

I övrigt i mineraliseringen finns förhöjda halter av U1 490 ppm, Th 2 430 ppm, Nb 396 ppm, Ta 36 ppm, Se 37 ppm, Be 115 ppm, Pb 380 ppm, samt W 178 ppm. Liknande mineraliseringar med U, Th och REE finns vid till exempel Bokan Mountain, Alaska (Philpotts m.fl. 1998, Dostal m.fl. 2011), men där sitter mineraliseringarna i en komplex peralkalin granitisk intrusion med helt annorlunda sammansättningar än graniten i Tårisåive och molybdenglans är inget huvudmineral. Relativt nyligen är det rapporterat om REE-, Nb-, Mo-rika kvartssyeniter och pegmatiter från Kin-prospektet, British Colombia, Kanada (Caudle m.fl. 2014). Inte heller dessa är direkta analogier till mineraliseringen i Tåresåive, då de har mycket högre andel Nb i förhållande till Mo.

I ett multielementdiagram ser man att det mineraliserade provet har anrikade halter av en rad element. Dock är typiska element som ökar vid fraktionering av granitiska magmor inte anrikade i sådan utsträckning (till exempel Zr) eller till och med har lägre halter än i graniten (Cs, Ba, Rb och K, fig. 40B). Delvis beror det förstås på att mineral som innehåller dessa element inte finns i mineraliseringen och på grund av dess genes. Med tanke på att några HFSE beter sig olika i mineraliseringen i förhållande till graniten – REE likartat med anrikade halter och LILE olikartat med både anrikade och utarmade – antyder det att mineraliseringens genes troligen inte kan tillskrivas enbart en magmatisk fraktionering (fig. 40B). Det mineraliserade provet har mellan 340 och 2 000 gånger högre halt LREE, mellan 245 och 408 gånger högre MREE, mellan 268 och 336 gånger högre HREE, samt en faktor 750 gånger högre för Y. Även om det i REE-diagrammet ser ut att vara snarlika anrikningar så är de avsevärt högre för Ce, La och Y, i fallande ordning. Som jämförelse kan noteras att U är anrikad 100 gånger högre,





Figur 40B. Multielementdiagram med det mineraliserade provet och värdgraniten vid Tåresåive. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Th 42 gånger, Nb och Ta 16 gånger samt Zr 2 gånger högre. De relativt låga halterna av C = 0,2 procent och P = 0,7 procent i det mineraliserade provet utesluter att REE sitter i karbonat- och fosfatmineral i någon större utsträckning. Det troligaste är att mycket av REE finns i metamikt Ce-allanit. Skillnaden i Eu/Eu\*-anomali, 0,07 i mineralisering och 0,10 i den röda graniten är försumbar och kan tolkas som att båda har genomgått ansenlig fraktionering, samt att de mineral som REE nu finns i troligen har bildats vid mer eller mindre samma tillfälle. Det skulle då innebära att de magmatiska och hydrotermala händelserna är samtida; det är alltså en syngenetisk avsättning. Den negativa Ce-anomalin hos graniten skulle kunna vara orsakad av kristallisation av Ce-allanit i mineraliseringen (fig. 40B). Den låga anrikningen av Zr indikerar att F inte var närvarande i någon större utsträckning i den senmagmatiska granitiska magman (Keppler 1993) och experiment visar även att F-rika lösningar troligen inte har någon större kapacitet att transportera metaller som komplex (Xiaolin m.fl. 1998). Vidare har båda proven låga värden för Zr/Hf (ca 21), vilket indikerar differentierad granit, och låga värden för K/Rb (ca 105 för röda graniten och ca 65 för mineraliseringen), vilka båda visar på att en H<sub>2</sub>O-rik fluid varit närvarande vid kristallisationen (till exempel Irber 1999, K/Rb < 150). Man kan tänka sig en genetisk modell där fluider och ångfaser i ett senmagmatiskt hydrotermalt system bildas i samband med avgasning och reduktion av det interna trycket. I förbindelse med uppkomsten av detta uppstår sprickbildningar, där molybdenrika och REE-rika lösningar bildar stommen för dessa sprickmineraliseringar, vilket överensstämmer med ovanstående data. Även en diplogenetisk modell är möjlig (jämför Lovering 1963), där den hydrotermala fasen inträffat efter granitens stelnande och transport av metallerna skett i senare sprickbildningar. Dock bör en primär anrikning skett redan i det magmatiska skeendet, men är inte den föredragna modellen för genesen. Omfattningen av och potentialen hos mineraliseringen är inte känd och går inte att uppskatta med hjälp av de nu utförda undersökningarna. En jämförelse med pegmatitgranit från Druggegruvan utesluter att graniten vid Tåresåive tillhör GP-generationen (fig. 31B respektive fig. 40B).

## Mineralisering vid Vaikijaur i "Jokkmokksgranitoid" (Cu, Au, Mo)

Vid Vaikijaur finns en ljust grå, fint medelkornig, jämnkornig, minerallinjerad granit till granodiorit med sulfidmineralisering (fig. 41). Modalanalys av ett prov gav en kvartsmonzonitisk sammansättning med kvarts 16 %, kalifältspat 27 %, plagioklas 47 %, biotit 5 %, muskovit 1,5 % och opakmineral 2,3 %. Detta förutsatt att anortithalten är högre än 5 hos plagioklas, annars klassificeras den som kvartsalkalifältspatsyenit. En litogeokemisk analys visar en granodiorit (tabell 4). Något förhöjda halter av Cu, 209 ppm, Mo, 22 ppm och Au, 48 ppb, konstaterades.

Vaikijaur Cu-Au-(Mo)-mineralisering är åldersbestämd av Lundmark m.fl. (2005b) med molybdenglans och isotopsystemet Re-Os till mellan 1 889 ± 10 och 1 868 ± 6 miljoner år i "Jokkmokksgranitoid". Även en yngre pegmatit med molybdenglans åldersbestämdes till ca 1 750 miljoner år, vilket tolkas som en metamorf händelse av författarna. Lundmark m.fl. (2006) rapporterar också resultat från vätskeinneslutningar och isotopstudier (O, H) från Vaikijaur. Dessa visar att det i detta fall varit frågan om låg- till mediumsalina, vatten- och  $CO_2$ -rika lösningar. I motsats till de för Norrbottens Fe-oxid-Cu-Au-



**Figur 41.** Ljust grå granodiorit med sulfidmineralisering, molybdenglans och en hydrotermalt omvandlad stuff (7404240/707874). Foto: Ingrid Norling.

malmer typiskt kraftigt salina lösningarna. Isotopstudierna (O, H) påvisar en blandning av magmatisk vattensignatur och havsvattensignatur. Lundmark m.fl. (2005b) ansåg att Vaikijaur är en porfyrkopparguld mineralisering. Ovanstående iakttagelser tolkas av oss som att malmgenesen varit syngenetisk eller diplogenetisk (jämför Lovering 1963).

Geofysiska markmätningar gjordes i början av 1980-talet. Mätningar av magnetfältet, elektromagnetiska fältet (slingrammetoden) samt inducerad polarisation (IP) gjordes över ett område på drygt 4 km<sup>2</sup>. Mätningarna utfördes med 10 till 20 meters punktavstånd och 40 till 80 meters linjeavstånd och de flesta borrhålen placerades på de anomalier som uppträder i samband med mineraliseringen (fig. 1, fig. 42).

#### Mineralisering vid Tallberget i andesit till dacit (Cu, Au, W)

Mineraliseringen vid Tallberget har undersökts med geofysiska metoder och diamantborrning (Larsson 1985, Rösholt 1985). Magnetiska markmätningar har gjorts 1984 över ett område på ca 2 km<sup>2</sup> med 40 meters linjeavstånd och 20 meters punktavstånd (fig. 1). Även slingram- och VLF-mätningar gjordes över ett område på 0,7 km<sup>2</sup> med samma linje- och punktavstånd. Det är en koppar-och guldmineralisering där man funnit bornit, kopparglans och scheelit-powellit. Det initiala borrhålet uppgavs ha en relativt homogen kopparhalt på ca 2 procent över den ca 3 meter långa mineraliserade sektionen, medan guldhalten varierade kraftigt från 0,3 till 8,0 g/ton/m. De följande 10 borrhålen kunde inte uppvisa liknande halter. En mineraliserad häll vid Tallberget där borrning utförts innehåller grå andesit till dacit med mafiska



**Figur 42.** Resultat från mätning av inducerad polarisation i Vaikijaur. De svarta symbolerna visar lägen för borrhål som borrades efter genomförandet av de geofysiska mätningarna.



**Figur 43.** Grå andesit till dacit med kopparkis, malakit, bornit och covellin, samt impregnering av epidot (7417529/686720). Foto: Dick Claeson.

fragment. Kopparkis, malakit, bornit och covellin är närvarande och epidot finns som impregnering och sprickfyllnader (fig. 43). Bergarten är hydrotermalt omvandlad och dess hällsusceptibilitet varierar från 3 200 till 5 900 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter. I omgivningen ses porfyriska dacitoida till andesitoida bergarter, där strökorn av fältspater varierar mellan 0 och 10 procent. Biotit och ställvis även amfibol är vanligt i grundmassan. Bergarterna är folierade och minerallinjerade. Hällsusceptibiliteten är oftast hög, 3 600–11 700 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter.

## Järnmineralisering vid Åkosjegge

Två borrkärnor (SGU Bh. nr 72601, 72602) borrades under 1972 och geofysisk borrhålsloggning inklusive användning av borrhålsmagnetometer genomfördes. Borrhålsprotokoll visar på en järnmineralisering med skarniga delar i en vad man kallar grå till grönskarnig gnejs. De närmaste hällarna som hittats vid denna kartering (600 respektive 800 meter från malmkroppen) består av hydrotermalt omvandlad och ådrad amfibol- och magnetitrik basaltoid och andesitoid. En mycket liten andel av de två ca 200 meter djupa borrningarna klassades som magnetitjärnmalm och det är oklart om de påträffade den mineralisering som indikeras i geofysiska data. Frietsch (1997) anger att malmzonen är ca 1,5 km lång och 500 meter bred, med en halt av ca 30 procent Fe. Geofysiska markmätningar har gjorts 1970 och 1971 över ett område på ca 4 km<sup>2</sup> och cirka hälften av mätområdet finns på kartbladet Porjus SO. Magnetfältet har mätts med 40 och 80 meters linjeavstånd samt 10 och 20 meters punktavstånd, tätast över de anomalistråken där flygmätningen indikerar starkast magnetfält. Tyngdkraftsfältet mättes med huvudsakligen 40 meters punktavstånd och 160 meters linjeavstånd ovanför anomalin. Mätningarnas läge framgår av figur 1. Resultatet från mätningarna redovisas i figur 44.

En malmberäkning av järnförekomsten från magnet- och tyngdkraftsfältet tyder på ett ungefärligt tonnage av 75 miljoner ton (Johansson 1980). Antagandet då var att malmen är skivformad med brant stupning och ett djupgående på 200 meter. Malmens densitet uppskattades till 3 500 kg/m<sup>3</sup> (30 procent magnetit/hematit). Från markmätningarna framgår dock att sydvästra delen av de magnetiska anomalierna är svagare än de i nordost, skillnaden är hela 10 000 gamma. Tyngdkraftsfältet är ca 1,5 mGal svagare i sydväst. Den kraftigaste tyngdkraftsanomalin är öster om det magnetiska stråket, dock är mätpunkterna där glesare (fig. 44).



**Figur 44.** Resultat från markmätningar vid Åkosjegge. **A.** Magnetisk markmätning, vertikalfält. **B.**Tyngdkraftsfält. **C.** Kombinerat magnet- och tyngdkraftsfält. Vertikalderivatan av magnetfältet visas i gråtoner under och tyngdkraftsfältet överst i färg.



**Figur 45.** Kvartsrik zon med kismineral (7408709/701512). Foto: Eva Danielsson.

## Mineralisering vid Druggegruvan, Klubbudden (Vuottjåive, Maddaåive) i pegmatitgranit (Mo)

Gruvan består av ett utsprängt schakt, 5 × 10 m, skrädhögar samt delar av en rullbana ut på varphögen. Molybdenglans förekommer som fjälliga aggregat, klumpar och ådror i pegmatit och i kvartsrika sprickfyllnader och zoner tillsammans med större mängder svavelkis, samt kopparkis, magnetit och magnetkis (fig. 45). Öppna sprickor med rikliga mängder svavelkis finns.

Berggrunden utgörs mestadels av finkornig till grovkornig pegmatit och pegmatitgranit, ställvis med skriftgranitisk textur, men det finns även inslag av den stängliga, folierade graniten som finns i mineraliseringens närområde. Vid ingången till schaktet ses en basisk bergart som en inneslutning, vilken går att följa i nästan hela gruvhålets längd.

Mineraliseringen är omskriven vid ett flertal tillfällen och under 1940-talet togs det ut en mindre mängd molybdenmalm som gav 20 ton skrädd malm med en genomsnittshalt av 0,48 procent Mo. Tidiga uppgifter från en provbrytning angav skrädd malm med 1,65 procent Mo och fyndighetens genomsnittshalt uppskattades till 0,13 procent Mo (Högbom 1931, Ödman 1942, 1957, Hålenius & Lundmark 1987).

## Diket St. Samonåive, vulkanisk sekvens

Det finns ställvis rikligt med sulfidmineral i vulkaniterna vid diket i St. Samonåive (7413440/708143). De flesta sulfidmineralen och de största kornen sitter i sprickor och hålrum, men sulfidmineral förekommer även som dissemination i bergarten (fig. 6D). Pyrit, kopparkis, bornit och magnetit är identifierade malmmineral. Den mycket låga blottningsgraden gör att malmpotentialen för denna vulkaniska avsättning inte går att uppskatta, men iakttagelserna visar att mineraliseringar kan finnas. En VLF-profil mättes 1985 av LKAB ca 1,5 km söder om dikeshällarna, syftet med mätningen är dock oklart.

## TACK

Inom berggrundskarteringen av 27J Porjus SV har extrageologerna Eva Danielsson och Ingrid Norling förtjänstfullt utfört sitt arbete.

#### REFERENSER

- Ahl, M., Bergman, S., Bergström, U., Eliasson, T., Ripa, M. & Weihed, P., 2001: Geochemical classification of plutonic rocks in central and northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 106*, 82 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.
- 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.
- Barboni, M. & Bussy, F., 2013: Petrogenesis of magmatic albite granites associated to cogenetic A-type granites: Na-rich residual melt extraction from a partially crystallized A-type granite mush. *Lithos 177*, 328–351.
- Bergman, S., Kübler, L. & Martinsson, O., 2001: Description of regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten County (east of the Caledonian orogen). *Sveriges geologiska undersökning Ba 56*, 110 s.
- 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.
- Caudle, D.J, Groat, L.A., Cempirek, J. & Millonig, L.J., 2014: REE, Nb, Mo-Bearing pegmatites from the Kin Property, near Revelstoke, BC. 2014 GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia Paper No. 312-3.
- Černý, P., 1991: Rare-element granitic pegmatites. Part 1. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosciences Canada 18*, 49–67.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2013: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2013. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2013:18, 27 s.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2015: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2014. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2015:03, 32 s.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2019a: Beskrivning till berggrundskartorna Tjåmotis SV och SO. *Sveriges geologiska undersökning K 625*, 64 s.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2019b: Beskrivning till berggrundskartorna 26J Jokkmokk NV och NO. *Sveriges geologiska undersökning K 626*, 74 s.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., (red.) 2018: U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22*, 208 s.
- Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018a: New volcanic succession at 1.77 Ga determined by U-Pb zircon age of andesitoid at Tjäkkaure, map sheet 271 Tjåmotis SO, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22, 196–207.
- Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018b: U-Pb zircon age determination of the Hárrevárddo intrusion using quartz monzonite at Jervas, map sheet 27I Tjåmotis SV, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22, 173–185.
- Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018c: U-Pb zircon age of granite to quartz monzonite north of Tårrajaur, map sheet 26J Jokkmokk NV, Norrbotten County. *I* D. Claeson & Antal Lundin (red.): *U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22*, 128–140.
- Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018d: U-Pb zircon age of monzonite at Njuorramjauratj, map sheet 27J Porjus SV, Norrbotten County. *I* D. Claeson & Antal Lundin (red.): *U-Pb zircon geochronology*

of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22, 106–115.

- Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018e: U-Pb zircon age of quartz trachyte to rhyolite at St. Samonåive, map sheet 27J Porjus SV, Norrbotten County. *I* D. Claeson & Antal Lundin (red.): *U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22*, 77–86.
- Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018f: U-Pb zircon age of rhyolite at Kaddåive, map sheet 27J Porjus SV, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22, 87–95.
- Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018g: U-Pb zircon age of rhyolite to trachyte west of Lagmansgraven, map sheet 26J Jokkmokk NV, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22, 117–127.
- Claeson, D., Antal Lundin, I., Persson, P.-O. & Morris, G., 2018h: U-Pb zircon age of the host granite of the REE and Mo (U, Th, Nb, Ta) mineralisation at Tåresåive, map sheet 27J Porjus SV, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22, 96–105.
- Dostal, J., Kontak, D.J., Hanley, J. & Owen, V., 2011: Geological Investigation of Rare Earth Element and Uranium Deposits of the Bokan Mountain Complex, Prince of Wales Island, Southeastern Alaska. *Final Technical Report in Fulfillment of the Requirement under U.S. Geological Survey Grant G09PA00039*, 122 s.
- Frietsch, R., 1997: The iron ore inventory programme 1963–1972 in Norrbotten county. *Sveriges geologiska* undersökning Rapporter och meddelanden 92, 77 s.
- Granar, L., Henkel, H. & Lind, J., 1986: The Nordkalott Project, Report of petrophysical rock samples. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 86408*, 54 s.
- Hellström, F., 2015: SIMS geochronology of a 1.93 Ga basement metagranitoid at Norvijaur west of Jokkmokk, northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2015:01*, 18 s.
- Henkel, H., 1976: Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden. *Pure and Applied Geophysics 114*, 235–249.
- Henkel, H., 1994: Standard diagrams of magnetic properties and density a tool for understanding magnetic petrology. *Journal of Applied Geophysics 32*, 43–53.
- Hålenius, U. & Lundmark, C., 1987: Minerallokaler i Jokkmokk. Sveriges Geologiska AB PRAP 87035, 19 s.
- Högbom, A., 1931: Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommaren 1930. Sveriges geologiska undersökning ser C 369, 57s.
- Irber, W., 1999: The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 63*, 489–508.
- Johansson, R., 1980: Jokkmokksområdets järnmalmer geofysisk tolkning med malmberäkning. Sveriges geologiska undersökning FM 8012, 14 s.
- Jokkmokksprojektet, 1981: Basprospektering inom Jokkmokks kommun, slutrapport perioden 1979-06-05–1981-06-30. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 81054*, 102 s.
- 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.
- Keppler, H., 1993: Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology 114*, 479–488.
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C. & Gil-Imaz, A., 2004: Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geological Society, London, Special Publications 223*, 465–490.
- Larsson, J-O., 1985: Årsrapport. Undersökningar i Tallberget, Jokkmokk. 840601-841231. *LKAB S 8512*, 9 s. Lovering, T., 1963: Epigenetic, diplogenetic, syngenetic, and lithogene deposits. *Economic Geology 58*, 315–331.
- Lundmark, C., Billström, K. & Weihed, P., 2005a: The Jokkmokk granitoid, an example of 1.88 Ga juvenile magmatism at the Archaean-Proterozoic border in northern Sweden. *GFF 127*, 83–98.

- Lundmark, C., Stein, H. & Weihed, P., 2005b: The geology and Re–Os geochronology of the Palaeoproterozoic Vaikijaur Cu–Au–(Mo) porphyry-style deposit in the Jokkmokk granitoid, northern Sweden. *Mineralium Deposita 40*, 396–408.
- Lundmark, C., Broman, C., Boyce, A. & Weihed, P., 2006: Vaikijaur Cu-Au-(Mo) deposit, northern Sweden: Preliminary results from fluid inclusion and (O, H) isotope studies. *Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1*, 95.
- Martinsson, O., 2004: Geology and Metallogeny of the Northern Norrbotten Fe–Cu–Au Province. *Society* of Economic Geologists guidebook series 33, 131–148.
- Meade, F.C., Chew, D.M., Troll, V.R., Ellam, R.M. & Page, L.M., 2009: Magma Ascent along a Major Terrane Boundary: Crustal Contamination and Magma Mixing at the Drumadoon Intrusive Complex, Isle of Arran, Scotland. *Journal of Petrology 50*, 2 345–2 374.
- McMurry, J., 2001: Crystal Accumulation and Shearing in a Megacrystic Quartz Monzonite: Bodocó Pluton, Northeastern Brazil. *Journal of Petrology 42*, 251–276.
- Nisca, D., 1980: Preliminär flygmagnetisk tolkning 27J Porjus. Sveriges geologiska undersökning BRAP 80404, 5 s.
- Otamendi, J.E., Ducea, M.N. & Bergantz, G.W., 2012: Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology 53*, 761–800.
- Philpotts, J.A., Taylor, C.D., Tatsumoto, M. & Belkin, H.E., 1998: Petrogenesis of late-stage granites and Y-REE-Zr-Nb-enriched vein dikes of the Bokan Mountain stock, Prince of Wales Island, southeastern Alaska. U.S. Geological Survey, OF Report 98-459, 71 s.
- The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden, 2000: Naturally occurring radioactivity in the Nordic countries recommendations. ISBN 91-89230-00-0, 81 s.
- Rösholt, B., 1985: Tallberget kobber- gull-mineraliseringer. Aspro Prospektering AS MINK 96069, 6 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.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, 313–345.
- Xiaolin, X., Zhenhua, Z., Jinchu, Z., Bing, R. & Mingyuan, L., 1998: Partitioning of F between aqueous fluids and albite granite melt and its petrogenetic and metallogenetic significance. *Chinese Journal of Geochemistry 17*, 303–310.
- Zhao, J.-X. & Cooper, J.A., 1993: Fractionation of monazite in the development of V-shaped REE patterns in leucogranite systems: Evidence from a muscovite leucogranite body in central Australia. *Lithos 30*, 23–32.
- Ödman, O.H., 1942: Rapport över provtagning av molybdenmalmen i Druggegruvan vid Klubbudden i Jokkmokks socken. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 00655*, 2 s.
- Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. Sveriges geologiska undersökning Ca 41, 151 s.