Beskrivning till berggrundskartorna 27I Tjåmotis SV och SO

Dick Claeson & Ildikó Antal Lundin





ISSN 1652-8336 ISBN 978-91-7403-448-6

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 Jullevare. **Foto:** Ildikó Antal Lundin.

© Sveriges geologiska undersökning, 2019 Layout: Lina Rönnåsen

INNEHÅLL

Inledning	4
Berggrundsgeologisk utveckling	4
Geofysisk översikt	5
Modellering	8
Bergarter	10
Sedimentära bergarter	10
Konglomerat norr om Njavve, 1,87–1,84 miljarder år	12
Snavva-Sjöfallsgruppen arkos till kvartsit vid Sasnek, 1,87–1,84 miljarder år	13
Vulkaniska bergarter	14
Vulkaniska bergarter, ca 1,89–1,86 miljarder år	18
Vulkaniska bergarter, ca 1,79–1,77 miljarder år	21
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,89–1,86 miljarder år	25
Sensvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,82–1,78 miljarder år	29
Multipla intrusioner inom 27I Tjåmotis SV, Hárrevárddointrusionen	32
Diatexitisk migmatitgranit	44
Granit-pegmatitassociationen	44
Strukturer, deformation och metamorfos	45
Naturresurser	52
Kallak järnmalm med kvartstrakyt som värdbergart	53
Mineralisering vid Tjäula (Cu, Co, Mo, Zn)	58
Mineralisering vid Kårvo (Zn, Cu)	59
Mineraliseringar vid Björkholmen, Tjäkkaure, Parkijaure (Cu, Au)	60
Mineralisering vid Lattakvare (Mo, W)	60
Mineraliseringsuppslagen vid Råttek, västra och östra	60
Mineralisering Iekelvare och mineraliseringar vid Pälkasbäcken och Malmtjärn (Cu, Au)	60
Parkijaure stenbrott i dacit	60
Industrimineral	61
Tack	61
Referenser	62

INLEDNING

Under fältsäsongerna 2010 till 2014 karterades delar av berggrunden i kartområdet 27I Tjåmotis SV och SO av Dick Claeson, Kristin Karlsson, Erik Björklund, Charlotta Brandt och Lotta Olausson. 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. Stora delar av kartområdet 27I Tjåmotis SV utgörs av väglöst land och helikopter har använts för transport, samt i mindre omfattning båt. Detta gör att observationstätheten inom kartområdet 27I Tjåmotis SV inte är jämförbar med de övriga kartområdena.

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. Snavva-Sjöfallsgruppens bergarter utgör en större sammanhängande sedimentär avsättning som troligen är yngre

än 1,87 miljarder år då de ligger stratigrafiskt ovanpå åldersbestämda vulkaniter med åldrar runt 1,87 miljarder år inom kartområdet.

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, 1980 och 2012. Första gången mättes endast det magnetiska fältet. 1980 mättes även gammastrålning och det elektromagnetiska fältet med VLF metoden, dock användes endast en sändare vilket innebar att informationen om den elektriska ledningsförmågan är beroende av sändarens riktning och erhölls enbart i en riktning. Positioneringen gjordes visuellt. Vid den senaste mätningen, 2012, mättes förutom det magnetiska fältet och gammastrålningen även det elektromagnetiska fältet med VLF-metoden, denna gång med två olika sändare vilket ger information om markens ledningsförmåga oberoende av riktningen hos sändarna. Lägesbestämningen gjordes med GPS vilket ger en noggrann lokalisering av anomalier speciellt i västra delarna av kartområdet. Vid alla mätningarna var flygriktningen öst-västlig och linjeavståndet 200 m. Vid de tidigare mätningarna var flyghöjden ca 30 m och vid den senaste mätningen 60 m. De magnetiska mätningarnas noggrannhet var 10 nT respektive 2 nT vid de tidiga mätningarna, och vid den senaste mätningar på utvalda objekt utfördes 2010 och under vårvintern 2011. Punkttätheten varierar inom området mellan 1 km och 5 km.

Förutom de flyggeofysiska mätningarna och tyngdkraftsunderlaget finns det markgeofysiska mätningar av magnetfältet, tyngdkraftsfältet och elektromagnetiska fältet (slingram och VLF-metoden), samt inducerad polarisation. Dessa härrör från olika prospekteringskampanjer, mest intensivt under slutet av 1960- och 1980-talen. Mätområdena framgår av figur 1. Det finns sedan tidigare även 829 petrofysiska prov i SGU:s databas. Ytterligare petrofysiska analyser från norra Sverige presenterades av Henkel (1976, 1994). Storregionala och regionala geofysiska tolkningsarbeten över området genomfördes bland annat av Henkel (1978, 1984) och Nisca (1979). Tolkning av bland annat magnetfältet har även utförts av Einarsson m.fl. (1985).

Geofysisk anomaliuppföljning i fält har bedrivits under somrarna 2010, 2012, 2013 och 2014. 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.



280 291 347 386 419 449 478 509 542 583 949

Figur 1. Lantmäteriets höjddata över kartområdet 27I Tjåmotis SV och SO. Läget för petrofysiska observationer inom kartområdet visas som gröna symboler. De gula polygonerna visar områden där markgeofysiska mätningar har utförts i prospekteringssyfte.

Sammanlagt har 110 nya petrofysikprov tagits och 489 spektrometermätningar har gjorts på 164 hällar. Åtta susceptibilitetsmätningar har gjorts regelmässigt på varje besökt häll och positioneringen har gjorts med handburen GPS. Syftet med anomaliuppföljningen är att hitta och förklara orsaken till anomalier, göra kvantitativa och kvalitativa anomalitolkningar, samt koppla de geofysiska anomalierna till olika bergartsled.

Bergarterna inom undersökningsområdet uppvisar varierande nivåer av magnetisering och magnetfältet avspeglar komplicerade mönster som härrör från skillnader i bergarternas sammansättning och deras deformationshistoria. Det mest iögonfallande magnetiska anomalimönstret kan ses i det västra kartområdet som ett tydligt cirkulärt mönster som ytmässigt upptar nästan hela kartområdet 27I Tjåmotis SV (fig. 2). Det magnetiska mönstret uppvisar olika magnetiseringsnivåer, och det faktum att det även inom det stora cirkulära mönstret uppträder mindre, runda strukturer tolkas som att orsaken till det interna anomalimönstret kan vara multipla intrusioner. Tyngdkraftsfältet inom motsvarande område i väst är förhöjt med lokala variationer som indikerar förekomster av bergarter med varierande densitet (fig. 3). Vid ca 645000E minskar tyngdkraftsfältet mot väster och sammanfaller med ett område vilket delvis har lägre fältstyrka på den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Tyngdkraftsfältet här tyder på bergarter med huvudsakligen sura sammansättningar med större djupgående. Öster om den stora cirkulära anomalin (662500E) uppträder ett företrädesvis lågmagnetiskt område som sammanfaller med ett tyngdkraftsunderskott vilket huvudsakligen orsakas av sura intrusiva bergarter.

Vulkaniska bergarter längst ut i öster på 27I Tjåmotis SO, ger upphov till positiva, bandade anomalimönster genom sina höga susceptibilitetsvärden. De huvudsakligen intermediära och basiska sammansättningarna hos dessa vulkaniter, återspeglas i ett tyngdkraftsöverskott i tyngdkraftskartan (fig. 3). Den i särklass kraftigaste magnetiska anomalin återfinns ca 3,5 km sydost om Björkholmen och orsakas av järnmalmsfyndigheten "Kallak norra". Fältstyrkan över malmen mätt från flygplan på 60 m höjd är 18 500 nT högre än genomsnittet på magnetfältet i området som är ca 52 300 nT. Markmätningar visar på en fältstyrka högre än 120 000 nT, vilket är mer än en fördubbling av magnetfältsstyrkan.



Figur 2. Magnetisk totalfältskarta över 27I Tjåmotis SV och SO. Förekomster av järnoxid, sulfid och wolfram visas med gröna, rosa och gula symboler. De svarta rutorna visar områden där tredimensionell susceptibilitetsmodell har skapats.



Figur 3. Tyngdkraftskartans residualfält över 27I Tjåmotis SV och SO. De vita symbolerna visar mätpunkternas läge och den svarta rutan visar området för den tredimensionella densitetsmodellen över vulkaniternas utbredningsområde. Övriga färgade symboler visar densitetsvärden för bergartsprover.

Gammastrålningskartorna återspeglar den naturliga gammastrålningen från de översta decimetrarna av marken (fig. 4). Det innebär att kartorna visar både gammastrålning som härrör från de lösa avlagringarna och gammastrålning som härrör från de sparsamt förekommande berghällarna. Uppföljning av gammastrålningsanomalier med handburen spektrometer har genomförts på berghällar. Radiometriska data från flygmätningar visar på förhöjda uranhalter, exempelvis sydväst om Granudden, norr om sjön Karats och i det sydvästligaste hörnet av kartområdet 27I Tjåmotis SV (fig. 4). De högsta uranhalterna, mellan 22 och 97 ppm, har mätts söder om Björkholmen och Skalkka på en gnejsig, inhomogen vulkanit. Högsta toriumhalten på 538 ppm uppmättes på en pegmatitgranit på Hárrevárddo. En sammanfattning av gammastrålningsegenskaper för de vanligast förekommande bergarterna visas i tabell 1 och presenteras även i diagramform i respektive avsnitt i kapitel *Bergarter*. Från kartområdet finns sedan tidigare information om gammastrålning från området som samlades in under arbetet med uranprospekteringen under 1970och 1980-talen. Mätprotokoll och prospekteringsrapporter finns att tillgå från SGUs uranarkiv i Malå.

Bergarternas petrofysiska egenskaper uppmätta på bergartsprov är sammanfattade i tabell 2. De petrofysiska egenskaperna är även presenterade i semilogaritmiska standarddiagram (Henkel 1994) för densitet mot susceptibilitet och logaritmisk skala för susceptibilitet mot Q-värde (Koeningsberger faktorn, det vill säga kvoten mellan den remanenta magnetiseringen och den inducerade magnetiseringen). I sammanställningen av de petrofysiska egenskaperna har även prover från SGUs äldre databas tagits med. I den äldre databasen finns analysresultat från prover som togs från block och dessa har uteslutits från sammanställningen. Urvalet har skett utifrån den hällinformation som finns för kartområdet där prover som hamnar på hällytor eller i absoluta närheten av hällytorna tagits med. Antagandet gjordes utifrån de förutsättningar som fanns vid tidpunkten för provtagning då positioneringen gjordes från topografiskt kartunderlag. Läget för de petrofysiska prover som använts i sammanställningen kan ses i figur 1.

Modellering

Tredimensionell susceptibilitets- och densitetsmodell har skapats med inversionsteknik för utvalda områden där Geosoft Voxi-programvaran har använts. Läget för modellerna visas i figur 2 och 3. Vid inversion anpassas det uppmätta magnet- eller tyngdkraftsfältet automatiskt. Modellen delas upp i tredimensionella celler och cellerna tilldelas susceptibilitets- respektive densitetsvärden vilka ska återge det uppmätta fältet.

Bergart	Bergartsenhet, miljarder år	n	Kalium % median	Uran ppm median	Torium ppm median
Granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	89	4,8	4,1	30,1
Granit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	125	4,7	5	38
Syenitoid	GDG-GSDG, 1,84–1,77	36	4,7	8,6	38
Monzodiorit till kvartsmonzodiorit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	24	3,7	1,9	3
Gabbroid till dioritoid	GDG-GSDG, 1,84–1,77	5	2,1	3,7	9,3
Pegmatitgranit	GP, 1,87–1,84	45	4,8	8,6	34,7
Granit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	38	4,6	5,1	22,6
Kvartsit	Snavva-Sjöfallsg., 1,87–1,84	13	0,6	0,6	3,6
Arkos	Snavva-Sjöfallsg., 1,87–1,84	14	4,7	0,6	20
Konglomerat	Snavva-Sjöfallsg., 1,87–1,84	5	3,8	1,5	17
Andesit till dacit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	5	2,1	3,5	7,4
Ryolit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	32	5,4	4,1	14,5
Dacit till ryolit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	37	3,2	4,9	13,4
Basalt till andesit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	13	1,8	2,9	7,1

Tabell 1. Sammanfattning av gammastrålningsegenskaper för de vanligast förekommande bergarterna, erhållna från hällmätningar med handburen gammaspektrometer.





Figur 4. Gammastrålningskarta över kartområdet 27I Tjåmotis SV och SO presenterad som en ternär komposit, där röda nyanser visar högre uranhalter, blåa nyanser visar högre toriumhalter och gröna nyanser visar högre kaliumhalter. Ljusgrå till vita nyanser visar på områden där alla tre halterna är förhöjda. Symbolerna visar medelvärde för uranhalt uppmätt på berghällar. Berghällarna visas med svarta konturer.

Tabell 2. Sammanfattning av bergarternas densitet o	ch magnetiska egenskaper	uppmätta på bergartsprov
---	--------------------------	--------------------------

Bergart	Bergartsenhet, miljarder år	n	Densitet (kg/m³) median	Magnetisk susceptibilitet (SI) median	Q-värde median
Granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	26	2 639	926	0,1
Granit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	32	2 617	919	0,3
Syenitoid	GDG-GSDG, 1,84–1,77	14	2 627	1607	0,3
Monzodiorit till kvartsmonzodiorit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	10	2 707	4 255	0,2
Gabbroid till dioritoid, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	6	2 732	3 886	0,5
Gabbroid till dioritoid	GDG-GSDG, 1,84–1,77	40	2 990	7 519	1,2
Granit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	30	2 629	474	0,2
Gabbroid till dioritoid	GDG-GSDG, 1,92–1,87	4	2849	87	0,4
Kvartsit	Snavva-Sjöfallsg., 1,87–1,84	26	2 637	99	0,3
Arkos	Snavva-Sjöfallsg., 1,87–1,84	25	2 656	43	0,7
Basalt till andesit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	6	2 724	2 4 4 9	0,3
Ryolit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	25	2 624	1 116	0,3
Dacit till ryolit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	136	2 668	1 4 2 7	0,4
Basalt till andesit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	62	2 912	4 269	0,5

BERGARTER

Bergartsbenämningarna i detta kapitel 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.

Sedimentära bergarter

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

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

De sedimentära bergarterna har i regel låg susceptibilitet, men lokala undantag finns där hög susceptibilitet uppmättes på kvartsiter, areniter och sandstenar. Rena kvartsiter är diamagnetiska och uppvisar ställvis negativ susceptibilitet. På några lokaler påträffades sedimentära bergarter med hög hällsusceptibilitet, upp till 2 000–3 000 × 10⁻⁵ SI-enheter, och på kvartsitklaster i konglomerat lokalt har susceptibiliteter på upp till 23 900 × 10⁻⁵ SI-enheter uppmätts. Densiteten för de sedimentära bergarterna är oftast låg (tabell 2) och har i regel Q-värden under 1 (fig. 5). Kvartsiterna har också mycket låg gammastrål-



Figur 5. De sedimentära bergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.

ning, kaliumhalten överstiger sällan 2 procent och deras uran- och toriumhalt är oftast lägre än 2 ppm. Arkoserna har relativt hög kaliumhalt (mellan 4,2 och 5,5 procent) och låg uranhalt (oftast under 1 ppm) medan toriumhalten ligger mellan 15 och 26 ppm (fig. 6).

Den hästskoformade enhet med kraftigt omvandlade sedimentära bergarter som finns i norra delen av kartområdet 27I Tjåmotis SV, består till övervägande delen av arkosiska och kvartsitiska led (Claeson & Antal Lundin 2015). De sedimentära bergarterna har sammansättningar motsvarande sandsten, vanligen arkos eller kvartsrikare arenit, men är idag kraftigt metamorft överpräglade. Stora mängder litiska fragment och klaster uppträder i sandstenarna vid Sasnek. I några berghällar vid Goarnnanjunnje finns körtlar med grön andalusit, sillimanit, epidot och hematit, och i närliggande berghällar finns det flera centimeter breda lager som till större delen består av epidot och granatkristaller (Claeson & Antal Lundin 2015).

I den östra kontakten av den stora intrusion som upptar stora delar av kartområdet 27I Tjåmotis SV (fig. 2) finns ställvis – till exempel vid Jiervavárddo – kvartsit och arkos som är mycket heterogen med meterlånga stråk med sillimanit i foliationsplanet i arkosen och millimetersmå granatkristaller (se kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos*). Kvartsiten och arkosen har även ett betydande inslag av klaster av vulkaniska och sedimentära bergarter.

I den västra kontakten av samma intrusion, till exempel vid Nuortap Guossoajvve inom kartområdet 27I Tjåmotis SV, uppträder 60 m väster om den nedan beskrivna andesitoiden med chevronveck en helt annan litologi med arkos och konglomerat. Konglomeratet uppvisar en stor variation i sammansättningen av fragment och klaster, från omogna sedimentära bergarter, kvartsit, och vulkaniter av intermediär till basisk sammansättning till gabbroiska klaster (fig. 7A).

Det bör här noteras att det är mellanmassan som definierar bergartens härkomst i dessa bergarter med en riklig halt av klaster och fragment. Jämför till exempel figur 7A med figur 15A, där bergarterna i figur 15A klassas som vulkaniska medan de i figur 7A klassas som sedimentära. Det är inte alltid enkelt och självklart hur bergarterna ska klassas om inte hällblottningarna är stora och av hög kvalitet.



Arkos

Konglomerat

Figur 6. De sedimentära bergarternas gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.



Figur 7A. Arkosiskt konglomerat som har stor variation i sammansättningen av fragment och klaster – från omogna sediment, kvartsit och vulkaniter av intermediär till basisk sammansättning till gabbroiska klaster (7417626/639941). Foto: Dick Claeson.



Figur 7B. Konglomerat med mörka, rundade bollar av kvartsit, ljusa av kvartsit och felsiska vulkaniter (7423459/641991). Foto: Charlotta Brandt.



Figur 7C. Konglomerat med mörkare parti med ursprungligen lerigare innehåll (7423531/641986). Foto: Charlotta Brandt.

Konglomerat norr om Njavve, 1,87–1,84 miljarder år

Norr om Njavve (7423459/641991) finns ett konglomerat som troligen tillhör Snavva-Sjöfallsgruppen. Inom konglomeratet ses en stor heterogenitet i hur väl bevarat det är. Över några meter förändras det till att vara gnejsigt och migmatitiserat och näst intill ej längre igenkännbart som ett konglomerat (se kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos*). De flesta fragmenten är rundade men det uppträder även fragment som är kantiga. Klasterna utgörs av vulkaniska bergarter med olika sammansättningar, sandsten och kvartsit, ljusa granitoider och enstaka av mörka djupbergarter (fig. 7B–D). De elongerade klasterna är mestadels utdragna parallellt med bandningen och det duktila/plastiska intrycket indikerar att deformationen skett i samband med hög temperatur (fig. 7E, F). Tillsammans med konglomeratet finns ställvis även kvartsit och omvandlade sandstenar (fig. 7G). Konglomeratens hällsusceptibilitet varierar mellan hällblottningarna från mycket låga till måttliga eller i enstaka fall till relativt höga. De har ett medelvärde på 1 800 × 10⁻⁵ SI-enheter och ett medianvärde på 900 × 10⁻⁵ SI-enheter. Bandning i riktning 31/68, foliation i 231/85, veckaxel i 201/30, axialplan i 18/73 och z-veck är iakttagna i hällarna.



Figur 7D. Konglomerat med större klast av vulkaniskt ursprung (7423531/641986). Foto: Charlotta Brandt.



Figur 7E. Konglomerat med deformerade klaster av olika bergarter (7423812/642305). Foto: Charlotta Brandt.



Figur 7F. Elongerade klaster av olika bergarter i konglomerat (7423531/641986). Foto: Charlotta Brandt.



Figur 7G. Kvartsit till omvandlad sandsten med mafiska horisonter (7423649/641976). Foto: Charlotta Brandt.

Snavva-Sjöfallsgruppen arkos till kvartsit vid Sasnek, 1,87–1,84 miljarder år

Vid Sasnek (7419848/649874) finns en kraftigt metamorft överpräglad grå till rödgrå arkos till kvartsit. Gröntonad andalusit och sillimanit förekommer i upp till flera centimeter långa stråk. Granaterna är millimeterstora men ofta betydande i antal. Bergarten ger vid fältbesöket intryck av att ställvis ha högre densitet än förväntat av en arkos eller kvartsrikare sandsten, men det varierar. Vid Sasnek togs ett prov på 1,8 kg för litogeokemisk analys av en granat-, sillimanit- och andalusitförande arkos (fig. 40D). Resultatet från analysen indikerar att sammansättningen är som en arkos (tabell 3). I ett tunnslip från samma provtagningsplats är fördelningen 42,5 % kvarts, 49,7 % kalifältspat, 2,7 % plagioklas, 1,5 % muskovit, 2,7 % opakmineral och 1 % sillimanit. I multielement- och REE-diagram uppvisar arkosen samma mönster som vulkaniska bergarter och djupbergarter i närområdet, vilket indikerar att dessa till huvuddelen är vad som utgjort ursprunget till sedimenten som arkosen bildades ifrån (jämför fig. 8A, B med 14A, B respektive 19A, B). I ett fältspatdiagram plottar provet med en mycket hög andel normativ kalifältspat (fig. 9). Metamorfosen och bildandet av de granatkristaller, sillimanit och andalusit som ingår i



Figur 8A. Multielementdiagram av en kaliumrik sedimentär bergart från Sasnek, ursprungligen arkos som tillhör Snavva-Sjöfallsgruppen. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Figur 8B. REE-diagram av samma bergart som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

provet verkar heller inte ha haft någon större påverkan på fördelningen av sällsynta jordartsmetaller. Detta visar att i skalan som ett prov utgör, några kilo, är processen här en isokemisk metamorfos, granaternas preferens för de tunga REE i kvartsrika system hade annars visat på en uppåtböjd REE kurva för dessa (Sisson & Bacon 1992, fig. 8B). Sillimanit och andalusit antas ha väldigt låga partitionskoefficienter för REE så deras påverkan är minimal oavsett bildningen (Hanson 1978).

Vulkaniska bergarter

De vulkaniska bergarterna inom kartområdet varierar starkt i sammansättning och grad av metamorf överprägling, ofta är de deformerade, folierade och stängliga, ibland även veckade. Vulkaniska avsättningar med distinkt lagrade, omväxlande sura och basiska vulkaniter visar ibland kontaktrelationer

Feldspar triangle (O'Connor 1965)



där bergarterna i själva kontakten är mycket finkorniga till täta. Detta tolkas som att de svalnat snabbt mot varandra och att vulkanismen då är likåldrig. Det är även högst troligt att flera generationer av magmatisk aktivitet givit 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 "Barentsprojektet". Dessutom har en tidigare helt okänd yngre generation vulkaniska bergarter identifierats vid Tjäkkaure i sydöstra delen av kartområdet och åldersbestämts (se avsnitt *Vulkaniska bergarter, ca 1,79–1,77 miljarder år*). Det går dock inte att utesluta att det finns både äldre och fler lokaler med yngre vulkaniska bergarter inom kartområdet.

De vulkaniska bergarterna ger i regel upphov till positiva magnetiska anomalier på grund av sina höga susceptibiliteter, med bandade och veckade anomalimönster huvudsakligen i östra delen av kartområdet 271 Tjåmotis SO (fig. 2). Vulkaniternas utbredning i östra delen av kartområdet sammanfaller med en tyngdkraftsförhöjning (fig. 3) vars storlek tyder på en dominerande intermediär sammansättning hos vulkaniterna. En tredimensionell densitetsmodell över vulkanitsekvensen i östra delen av kartområdet 271 Tjåmotis SO har skapats och visas som en isoyta med densitetskontrast 0,03 (2 700 kg/m³) i figur 10. Ytan motsvarar väl utbredningen av vulkaniter med dacitisk sammansättning. Densitetsmodellen visar att vulkaniterna har relativt branta kontakter och är veckade i domliknande antiformer, dock visar det magnetiska mönstret mer detaljerat att vulkaniterna är veckade i både antiformer och synformer. I figur 10 syns även en grön isoyta motsvarande tyngre bergarter (2 850 kg/m³) som i sin tur har en bra överensstämmelse med utbredningen av de mafiska vulkaniterna i vulkanitsekvensen. Vid modelleringen har en cellstorlek på 250 × 250 × 125 m celler använts och som modellens ingångsvärden angavs en densitetskontrast mellan -0,09 och 0,45.





Större delen av andesitoiderna inom kartområdet 27I Tjåmotis SV är högmagnetiska, hela 75 procent av de uppmätta hällsusceptibilitetsvärdena är högre än 2 500 × 10⁻⁵ SI-enheter. Bland dacitoiderna hamnar 53 procent av alla mätningar över 2 500 × 10⁻⁵ SI-enheter.

Vulkaniternas petrofysiska egenskaper visas i figur 11. Fördelningen av susceptibiliteteten är bimodal, där mer än hälften av susceptibilitesvärdena finns i det ferrimagnetiska fältet. En tydlig densitetsskillnad kan ses mellan vulkaniter med basisk sammansättning och vulkaniter med dacitisk till ryolitisk sammansättning. Skillnader i densitet mellan gruppen dacit till ryolit och ryolit är låga med en tendens till högre densitetsvärden hos gruppen dacit till ryolit. De yngre vulkaniska bergarternas susceptibilitet återfinns i det ferrimagnetiska fältet. Dock är antalet prov få. Merparten av de vulkaniska bergarterna har ett Q-värde lägre än 1, men ett antal prov visar värden över 1, vilket innebär att förutom susceptibiliteten har den remanenta magnetiseringen inverkan på de magnetiska anomaliernas storlek och form. Ett prov från den yngre daciten har betydligt högre densitet, 2 916 kg/m³ vilket beror på den höga magnetithalten (susceptibilitet 33 415 × 10⁻⁵ SI-enheter, motsvarande drygt 10 procent magnetit).

Vulkaniternas gammastrålningsegenskaper visas i figur 12. Ryolit, dacit och andesit till basalt har låga uranhalter (< 10 ppm) och allra lägst är uranhalterna för basalt och andesit. Den basiska sammansättningen återspeglas i låga kaliumvärden. I ett antal mätningar på dacit till ryolit överstiger kaliumhalterna



Figur 11. De vulkaniska bergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.



Figur 12. De vulkaniska bergarternas gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

6 procent på grund av hydrotermal omvandling. Toriumhalterna är generellt låga för dacit och dacit till ryolit, oftast under 20 ppm. Halter som överstiger 20 ppm kan observeras bland hällmätningar, där kaliumhalten varierar mellan 4 och 6 procent. De få mätningar som finns på dacit tillhörande den yngre generationen vulkaniska bergarter visar låga halter av kalium (< 3 procent), uran (< 5 ppm) och torium (< 10 ppm).

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

Sur, röd till rödgrå, ryolitisk till kvartstrakytisk vulkanit med strökorn av kvarts och fältspater förekommer (fig. 13A), men är inte lika vanligt förekommande som de intermediära och dacitiska till trakytiska vulkaniterna inom kartområdet. Den kvartstrakyt som är värdbergart för järnmineraliseringen vid Kallak avhandlas under kapitlet Naturresurser nedan. Ryolit till granitporfyr finns i mindre utsträckning och har ofta 2–10 mm stora strökorn av fältspat och med en frekvens av 20–35 procent, i en mycket finkornig mellanmassa (fig. 13B). Till delar är granitporfyren klassad som subvulkanisk och därmed en intrusiv bergart, fast stelnad på ett mycket ringa djup. I kartbilden anges dessa delar med ett "I" och bottenfärgen avgör om omgivningen klassats som en ytbergart eller intrusivbergart.

Litogeokemiska analyser av sura vulkaniska bergarter plottade i multielement- och REE-diagram visar på en homogen petrogenes och den variation som ses i diagrammen kan till största delen tillskrivas skillnader i graden av fraktionering (fig. 14A, B). De sura vulkaniska bergarternas klassificering geokemiskt enligt TAS och användandet av CIPW-norm för att särskilja dem, ger ryolit, trakydacit och trakyt från de litogeokemiska prover som tagits inom kartområdena 27I Tjåmotis SV, SO. Jämfört med de sura vulkaniterna på 27J Porjus SV har de möjligen högre halter av kalium, men fler prover behövs för att kunna fastställa om så är fallet.

Inom de hällområden vid Luspevárásj inom kartområdet 27I Tjåmotis SV som domineras av metamorft omvandlad arkos och sandsten finns likåldriga avsättningar med sura till intermediära vulkaniter. Vulkaniternas mäktighet idag uppskattas till tiotals meter och de ser ut att växellagra med de sedimentära bergarterna på ett flertal platser. I de vulkaniska avlagringarna förekommer avrundade klaster och fragment av andra vulkaniter och kvartsit, vilka är avlånga i foliationsplanet (fig. 15A). Ställvis finns mycket finkorniga lager och fragment i de metasedimentära bergarterna som tolkas som sura vulkaniska askor. Detta visar att Snavva-Sjöfallsgruppens sedimentära bergarter i alla fall till delar avsattes samtidigt med vulkanisk aktivitet, vilken troligen är runt 1,87 miljarder år gammal utifrån de dateringar som gjorts inom projektet (Claeson & Antal Lundin (red.) 2018).

Andesit till dacit är intermediära till sura vulkaniter som ställvis har sulfidmineral i sprickor och hålrum men även disseminerat i grundmassan. Ofta är de intermediära vulkaniterna bandade med underordnat både surare och basiska vulkaniter som lager (Antal Lundin m.fl. 2011). Plagioklasporfyrisk andesitisk vulkanit med en ställvis trakytoid textur förekommer inom kartområdet. På några platser har fragmentförande, plagioklasporfyrisk dacit till andesit med hög andel magnetitaggregat påträffats, vilket antyder att de magnetitrika mineraliseringarna i kartområdet kan ha ett vulkaniskt ursprung.

Basaltisk andesit till basalt finns underordnat i de exponerade delarna av berggrunden och en del av dem



Figur 13A. Sur, ryolitisk till kvartstrakytisk vulkanit med strökorn av kvarts och fältspater (7406951/675120). Foto: Dick Claeson.



Figur 13B. Granitporfyr med 2–10 mm stora strökorn av fältspat, 20–35 procent (7410020/674827). Foto: Dick Claeson.

är trakybasaltiska (Antal Lundin m.fl. 2012a). En trolig gång av plagioklasporfyrisk basalt till trakybasalt, med järn- och titanrik sammansättning, innehåller även enklaver eller möjligen fragment av plagioklasrik gabbro, vilket visar på det petrogenetiska sambandet mellan dessa två bergartsled (Antal Lundin m.fl. 2011).

Dacitoida, andesitoida och basaltoida vulkaniska bergarter förekommer i ett höjdområde ca 1 km sydväst om Gávlakjávrásj, i SV-hörnet inom kartområdet 27I Tjåmotis SV (Claeson & Antal Lundin 2013). Vulkaniterna är bandade och ställvis ådrade samt hydrotermalt omvandlade (Claeson & Antal Lundin 2013). De andesitoida och basaltoida vulkaniterna har högre hällsusceptibilitet än de dacitoida, från 9 870 upp till 55 000 × 10⁻⁵ SI-enheter, och framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Två markprofilmätningar i syfte att förklara anomaliorsaken och knyta vulkaniterna till den, har utförts över denna anomali och en maximal fältstyrka på 59 586 nT uppmättes (Claeson & Antal Lundin 2013). Gångar av granit och pegmatit slår igenom vulkaniterna och gångarna är tydligt yngre än den veckning som ses i vulkaniterna (fig. 15B).



Figur 14A. Multielementdiagram med sura vulkaniter från kartområde Tjåmotis SV, SO. Ryolit = gul symbol, trakydacit = röd och mörkgrön symbol, trakyt = övriga symboler. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).





Figur 15A. Vulkanisk avlagring med avlånga och avrundade klaster och fragment av andra vulkaniter och kvartsit (7418823/640561). Foto: Dick Claeson.



Figur 15B. Gångar av granit och pegmatit slår igenom veckade vulkaniter (7399880/636456). Foto: Dick Claeson.



Figur 15C. Andesitoid vars lagring klipps av yngre monzonit till granit, kontakten streckad i rött. Andesitoiden är s-veckad i kontaktområdet med chevron-veck som har raka veckben och skarpa omböjningar (markerat i vitt, 7417622/639996). Foto: Dick Claeson.



Figur 15D. Fragmentförande, plagioklasporfyrisk basaltisk andesit till basaltisk trakyandesit med en ställvis primär foliation som ses bäst i de elongerade mafiska fragmenten (7405033/683559). Foto: Dick Claeson.

Vid Latanjarka inom kartområdet 27I Tjåmotis SV finns en lagrad sekvens av dacitoid och andesitoid, i vilken det förekommer hydrotermal omvandling och skarn (Claeson & Antal Lundin 2015). Skarnet består av rosa fältspat, magnetit, smaragdgrön epidot, grön amfibol och manganoxid i form av psilomelan–hausmannit som ibland uppträder likt puder på ytor, ibland som massiva kristaller (Claeson & Antal Lundin 2015). Vidare på Latanjarka finns högmagnetisk andesitoid till basaltoid med strökorn av plagioklas, samt epidotomvandlad dacitoid (Claeson & Antal Lundin 2015). Det finns fem hällobservationer gjorda på dacitoiderna och andesitoiderna inom samma högmagnetiska anomalistråk i området längst upp i nordöstra hörnet av kartområdet 27I Tjåmotis SV (fig. 2). Dacitoidernas hällsusceptibilitet varierar från 3 380 till 11 600 × 10⁻⁵ SI-enheter och andesiternas mellan 5 060 och 16 100 × 10⁻⁵ SI-enheter och dessa bergartsled är den troliga orsaken till de magnetiska anomalierna i området.

En kilometer väster om Alemus Goarnnajavrasj inom kartområdet 27I Tjåmotis SV har en dacitoid observerats som innehåller flera fragment av andesitoid, vilka i sin tur är fragmentförande (Claeson & Antal Lundin 2015). I hällar strax söderut finns högmagnetiska basaltoida till andesitoida avsättningar som varierar i halten av plagioklasströkorn och mängden mafiska mineral (Claeson & Antal Lundin



Figur 15E. Fragmentförande, plagioklasporfyrisk basaltisk andesit till basaltisk trakyandesit med hög andel magnetitaggregat (7404458/683199). Foto: Dick Claeson.



Figur 15F. Basaltisk trakyandesit ca 1,79–1,77 Ga från Tjäkkaure. Större kvartskorn som uppvisar några subkorn och viss undulös utsläckning, korsade nicoler (7404458/683199). Mikrofotografi: Dick Claeson.



Figur 15G. Odeformerad grundmassa samma tunnslip som i F, planpolariserat ljus. Mikrofotografi: Dick Claeson.



Figur 15H. Odeformerad grundmassa samma tunnslip som i F, korsade nicoler. Mikrofotografi: Dick Claeson.

2015). Där finns även magmatiska sprickfyllnader och gångar med ultramafiska till gabbroiska sammansättningar (Claeson & Antal Lundin 2015).

Vid Nuortap Guossoajvve inom kartområdet 27I Tjåmotis SV finns en andesitoid vars lagring klipps av yngre monzonit till granit (fig. 15C). I kontaktområdet är andesitoiden s-veckad med branta veckaxlar i riktning 195/80 och med raka veckben och skarpa omböjningar (chevron-veck, fig. 15C). Utanför detta meterbreda kontaktområde syns enbart en planfoliation eller lagring hos bergarten i hällen.

Vulkaniska bergarter, ca 1,79–1,77 miljarder år

En yngre vulkanisk sekvens finns inom kartområdet 27I Tjåmotis SO vid Tjäkkaure (7405033/683559) som inte tidigare är känd i denna del av regionen. Typisk är en grå till mörkt grå basaltisk andesit till andesit, vilken är mycket finkornig till finkornig, folierad och bandad i riktning 200/82-88 där det är frågan om en primär foliation. Ställvis ses även en primär lineation i riktning 20/60 där det oftast är de mafiska fragmenten som bäst definierar lineationen (fig. 15D). Strukturerna har uppkommit i samband med att de mycket heta vulkaniska avsättningarna rört sig i ett semi-plastiskt tillstånd och har inte med en regional plastisk deformation som skett efter 1,77 miljarder år att göra.

Dessa intermediära vulkaniter är relativt välbevarade och jämfört med de omgivande äldre vulkaniska avsättningarna avsevärt bättre bevarade, där endast mindre tillväxt av subkorn av kvarts och viss undulös utsläckning ses i mikroskop och aggregat av amfibol, samtliga indikativa på en lågmetamorf dynamisk rekristallisation (fig. 15E–H; jämför med till exempel foton från Parkijaure stenbrott med åderbildning, se kapitel *Naturresurser*, som ligger 5,7 km norrut i foliationsriktningen fig. 48A, B). Den är ställvis hydrotermalt omvandlad och fragmentrik, med varierande halt av plagioklasströkorn 5–10 mm (0–10 procent). I övrigt i denna vulkaniska avsättning finns dacitoid och basalt, vilken ställvis är plagioklasporfyrisk. Uppenbart är det vulkanoklastiska avsättningar, där fragmenten visar att man samtidigt har haft avsättning av andesitoida, dacitoida och basaltoida vulkaniter. Epidot finns som omvandlingsmineral och sprickfyllnader. Magnetit förekommer som aggregat, ofta tillsammans med amfibol.

En litogeokemisk analys visar på en basaltisk andesit till basaltisk trakyandesit med en shoshonitisk



Figur 16A. Jämförelse mellan de basiska och intermediära vulkaniterna vid Tjäkkaure daterade till 1773 Ma och kvartsmonzonit från Jervas daterad till 1784 Ma samt likåldrig gabbro inom Hárrevárddointrusionen på Tjåmotis SV i multielementdiagram. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 16B. REE-diagram med samma bergarter jämförda som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

sammansättning (Na₂O-2,0 < K₂O, tabell 3). En åldersbestämning på zirkon resulterade i en bildningsålder för ca 1 773 miljoner år sedan (Claeson m.fl. 2018a). Yngre vulkaniter som åldersbestämts i regionen är bland annat en ryolit i Dobblon-gruppen 1 803 ± 15 miljoner år gammal (Skiöld 1988), vilken troligen inte är besläktad med denna då det rör sig om surare sammansättningar där. Istället är det mest troligt att de yngre vulkaniterna vid Tjäkkaure hör samman med den magmatiska aktivitet som sker vid 1 784 miljoner år, då de multipla intrusionerna bildas inom kartområde 27I Tjåmotis SV (se avsnitt *Sensvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,82–1,78 miljarder år*).

En litogeokemisk jämförelse mellan den åldersbestämda kvartsmonzoniten vid Jervas och en synmagmatisk gabbro därifrån, med de två litogeokemiska prov av vulkaniska bergarter från Tjäkkaure, visar på att dessa kan ha samma ursprung och även vara komagmatiska (fig. 16A, B). Den typen av sammansättningar på magmor har tidigare genererat snarlika vulkaniska bergarter för 1,89–1,86 miljarder år sedan i



Figur 16C. Basiska och intermediära vulkaniter från kartområde Tjåmotis SV, SO plottade i ett REE-diagram. Röd symbol = andesit till trakyandesit med latitisk affinitet (Na₂O-2,0 < K₂O) från mineraliseringen vid Tjäula, grön symbol = porfyrisk trakybasalt till basalt (kaliumrik Na₂O-2 < K₂O), ljusblå symbol = andesit, blå symboler = trakybasalt och basaltisk trakyandesit (shoshonit Na₂O-2 < K₂O) med en ålder av 1773 Ma vid Tjäkkaure. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 16D. Basiska och intermediära vulkaniter från kartområde Tjåmotis SV, SO plottade i ett multielementdiagram, symboler som i C. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 17A. Jämförelse mellan de daterade vulkaniterna i REE-diagram. Röd symbol = ryolit med åldern 1885 Ma från Lagmansgraven, mörkgrön symbol = andesit vid Nårvejaure tolkad att vara 1885 Ma gammal i kartområdet 26J Jokkmokk NV, rosalila diamant = ryolit med en ålder av 1873 Ma, triangel = kvartstrakyt till ryolit med en ålder av 1876 Ma i kartområdet 27J Porjus SV, ljusblå symbol = kvartstrakyt med en ålder av 1873 Ma vid Kallak i kartområdet 27I Tjåmotis SO, grön triangel = trakybasalt och kryss = basaltisk trakyandesit med en ålder av 1773 Ma vid Tjäkkaure i kartområdet 27I Tjåmotis SO. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



karteringsområdet. Även inom kartområdena 26J Jokkmokk NV, NO sker vid tiden runt 1 795 miljoner år ansenlig magmatisk aktivitet i form av lagrade gabbroiska intrusioner och grovporfyriska intrusioner, vilka till största delen består av kvartsmonzodiorit, monzonit, kvartsmonzonit och granit (Claeson & Antal Lundin (red.) 2018).

Jämfört med äldre generationers basalt och andesit inom kartområdet 27I Tjåmotis SO har de analyserade proven från Tjäkkaure generellt högre halter REE vid jämförbara SiO₂-halter (fig. 16C), samt lägre halter av Cs och Rb vid jämförbara SiO₂-halter (fig. 16D). Det finns ett flertal hällområden med snarlika vulkaniska bergarter som de vid Tjäkkaure vilka även de skulle kunna tillhöra denna yngsta generation inom kartområdet 27I Tjåmotis SO, men då inga fler åldersbestämningar är utförda klassas dessa konservativt som om de tillhör de äldre generationerna. Några hällområden till finns även inom

Tabell 3. Litogeokemiska data från bergarter inom kartområde 27I Tjåmotis SV, SO.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Arkos, Sasnek	77,1	11,0	3,16	0,29	0,39	0,93	6,02	0,32	0,05
Basaltisk trakyandesit, Tjäkkaure	53,4	13,3	15,2	6,72	1,62	3,09	2,71	2,43	0,83
Porfyrisk granit, Tjuovttjajávrre	74,5	12,6	2,14	1,02	0,27	3,22	4,95	0,26	0,07

de närmast omgivande kartområdena som nu karterats där åldern kan vara avsevärt yngre, men ingen datering har utförts och även dessa är klassade som äldre generationer.

En litogeokemisk jämförelse mellan de olika generationernas vulkaniter inom delar av projektområdet, med daterade prover till största delen, visar i REE-diagram att dessa haft snarlika sammansättningar på ursprungsmaterial ur vilka bergarterna bildats och att deras petrogenes bör ha varit mycket lika (fig. 17A). I multielementdiagram ser man att profilernas form är likartade men bergarterna från Tjäkkaure avviker jämfört med de andra genom negativa Pb-anomalier och positiva P-anomalier, samtidigt som de har de högsta halterna av REE trots sina basiska till intermediära sammansättningar (fig. 17B).

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

Omkristalliserad, ibland bättre bevarad, röd eller gråröd granit till kvartsmonzonit, ofta med intermediära till basiska mafiska inneslutningar, upptar delar av kartområdet 27I Tjåmotis SO (fig. 18A). Graniten är fint medelkornig till medelkornig, samt inom mindre områden finkornig. 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 ibland i sådant antal att det troligen ursprungligen varit en porfyrisk granit (fig. 18B). Deformation i graniten ses som stänglighet, foliation eller både och, samt i mindre omfattning veckning av bergarten. Ställvis är graniten hydrotermalt omvandlad. Ibland ses flusspat i graniten.

Litogeokemiskt skiljer den sig inte från andra graniter som förekommer inom kartområdet 27I Tjåmotis SO (fig. 19A, B). På några lokaler ses tydliga bankningsplan, mer eller mindre horisontella sprickplan som uppkommit vid tryckavlastning vid inlandsisens avsmältning. Graniten är bedömd att vara 1,89–1,87 miljarder år gammal och ett bergartsprov för datering av denna granit från en lokal vid Ritavare gav en ålder av ca 1,88 miljarder år (fig. 18A, Claeson m.fl. 2018c), men zirkonerna som analyserades var kraftigt metamikta och resultatet därför av lägre kvalitet och med större osäkerhet. Även ett dateringsförsök vid Tåresåive REE- och Mo (U, Th, Nb, Ta)-mineralisering i snarlik röd granit inom kartområdet 27J Porjus SV, gav en ålder av ca 1,88 miljarder år (Claeson m.fl. 2018f, Claeson & Antal Lundin 2019).

Omkristalliserad kvartsmonzonit med ett bandat utseende förekommer i ett område väster om Maivesjaure. Det mest påtagliga i bandningen utgörs av variation i kalifältspatens färg, där gråfärgade band på upp till 5 cm bredd förekommer (Antal Lundin m.fl. 2012a). De monzonitiska till kvartsmonzonitiska leden är grå till gråröda, medelkorniga till grovkorniga, folierade och linjerade, samt har ofta både amfibol och biotit i grundmassan. Centimeterstora aggregat av amfibol förekommer i kvartsmonzoniten (Antal Lundin m.fl. 2012a) och små, smala metatexitiska ådror av troligen in-situ anatektiska smältor ses ställvis (fig. 18C). 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 relativt kraftig deformation. Dessa monzonitiska till granitiska bergarter är likåldriga och troligen komagmatiska med den röda graniten.



Figur 18A. Omkristalliserad, jämnkornig, röd till gråröd granit till kvartsmonzonit med ett fåtal relikta kalifältspatströkorn (7418372/680995). Foto: Dick Claeson.



Figur 18B. Omkristalliserad granit med sockrig kvarts och relikt porfyrisk textur (7414696/671644). Foto: Dick Claeson.



Figur 18C. Små, smala ådror av troligen anatektiska, granitiska in-situ smältor i omkristalliserad kvartsmonzonit. Ådror är markerade med pilar i bilden (7412021/670976). Foto: Dick Claeson.

En mineraliserad dioritoid till gabbroid intrusion förekommer vid Iekelvare (se kapitel *Naturresurser*), vilken lokalt är omvandlad, folierad och omkristalliserad. Troligen finns det flera generationer av gabbroida och dioritoida bergarter inom kartområdena 27I Tjåmotis SV, SO, och deras åldrar är till största delen okända.

Äldre sura intrusiva bergarter med granitiska och syenitoida sammansättningar har likartade petrofysiska egenskaper med låga densitetsvärden och med en bimodal karaktär på susceptibilitetsvärden (fig. 20). Susceptibiliteten är låg till måttlig (i jämförelse med till exempel vulkaniterna) och överstiger sällan 2 000 × 10⁻⁵ SI-enheter. Deras huvudsakliga utbredning återspeglas väl i den magnetiska anomalibilden som lågmagnetiska områden öster om den runda, yngre intrusionen i den västra delen av kartområdet. De har med enstaka undantag Q-värde < 1 vilket innebär att den remanenta magnetiseringen i anomalibilden är försumbar (fig. 20). Äldre gabbroider till dioritoider har låg till måttlig susceptibilitet och uppvisar en densitet mellan 2 800 och 3 000 kg/m³ (fig. 20). De få prov som finns har undantagslöst ett Q-värde under 1. Kompletterande tyngdkraftsmätningar utfördes under sommaren 2010 på de gabbroida intrusiven och resultatet visar en måttlig förhöjning av tyngdkraftsfältet på 2 mGal, vilket kan tolkas som att de gabbroida intrusivens utbredning på djupet är liten.



Figur 19A. Graniter från Tjåmotis SO i multielementdiagram, varav en är subvulkanisk och en är en röd skriftgranitisk GSDG-granit. Mörkbrun diamant = granit med en ålder av 1,88 Ga, övriga symboler motsvarar granit som tolkats tillhöra en yngre generation med åldern 1,84–1,77 Ga. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 19B. Graniter från Tjåmotis SO plottade i REE-diagram, symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 20. De äldre intrusiva bergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.

Sensvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,82–1,78 miljarder år

En svagt metamorft överpräglad granit till kvartsmonzonit som är relativt välbevarad och tolkad att tillhöra en yngre generation runt 1 800 miljoner år, förekommer bland annat sydväst om sjön Májvesjávrre och i ett nord-sydligt stråk inom kartområdet 27I Tjåmotis SO. Den är ofta fältspatporfyrisk, med 10–30 mm stora kristaller och en frekvens av 0–30 procent (Antal Lundin m.fl. 2012a). Även mindre mängder av kvartsmonzodiorit förekommer i området. Mafiska och basiska enklaver vilka ibland innehåller rikligt med kalifältspatströkorn som ocelli finns ställvis (fig. 21A). Dessa graniter till kvartsmonzoniter har låga susceptibilitetsvärden, medelvärde 500 × 10⁻⁵ SI-enheter och på grund av sin låga densitet (2 616 kg/m³) ger de upphov till negativa tyngdkraftsanomalier. Kaliumhalten varierar mellan 4,6 och 5,4 procent, uranhalten från 4 till 9,7 ppm medan toriumhalten uppmättes till mellan 23,3 och 33,7 ppm.

Längre söderut inom stråket har den ofta grå kalifältspatströkorn och är små till grovporfyrisk (10– 30 procent), ställvis ses rapakivitextur med en bård av plagioklas runt kalifältspatströkorn. Vanligen är den massformig och är endast lokalt svagt metamorft överpräglad med en utvecklad foliation (fig. 21B). Ett litogeokemiskt prov SO om sjön Tjuovttjajávrre uppvisar en granitisk sammansättning (tabell 3). Samtida ljust gråa aplitgångar förekommer (fig. 21C).

Vid karteringen av kartområdet 27K Nattavaara daterades folierade porfyriska bergarter som låg utanför



Figur 21A. Monzodiorit till diorit som enklaver, vilka innehåller rikligt med kalifältspatströkorn som ocelli, i en porfyrisk granit till kvartsmonzonit (7413459/674852). Foto: Dick Claeson.



Figur 21B. Kalifältspatporfyrisk granit med välbevarad magmatisk textur (7407108/673656). Foto: Dick Claeson.



Figur 21C. Kalifältspatporfyrisk granit med ljust grå aplitgångar som tolkas vara likåldrig med graniten (7407108/673656). Foto: Dick Claeson.



Figur 21D. Röd skriftgranit vid Kortakullen (7415903/662333). Foto: Ildikó Antal Lundin.

de största, helt bevarade och yngsta intrusionerna till ca 10–15 miljoner år äldre än dessa (Claeson & Antal Lundin (red.) 2018). I analogi med de observationerna och åldersdata, är dessa välbevarade men ställvis folierade bergarter inom kartområdet tolkade att vara något äldre än den stora intrusionen och att det är påverkan från densamma och den samtida magmatiska samt tektoniska aktiviteten, som gett upphov till deformationen som iakttagits. Till en del kan dock iakttagna foliationer bero på interna rörelser i magman utmed svala kontaktzoner som senare överpräglats.

En röd, finkornig till medelkornig granit finns öster om den kartbladsstora anomalin (se avsnitt *Hárrevárddointrusionen*) och uppvisar deformation mest som foliation, dock är den massformig inom stora områden. Områdets äldre ryolitoida och andesitoida vulkaniter förekommer som xenoliter.

Speciellt i ett område vid Kortakullen uppvisar en större mängd hällar en framför allt röd skriftgranit (fig. 21D). Tillsammans med skriftgraniten förekommer finkorniga till fint medelkorniga och pegmatitiska delar. Skriftgraniten har höga uran- och toriumhalter vilket syns tydligt på de flygmätta radiometriska kartorna i de västra delarna av kartområdet 27I Tjåmotis SO. Uranhalten varierar från 8 till 30 ppm och toriumhalten mellan 48 och 67 ppm. Till viss del finns även en mer ordinär röd syenogranit i området vid Kortakullen och jämför man deras litogeokemiska signatur är skriftgraniten en fraktioneringsprodukt av syenograniten (symbol mörkblå stjärna i fig. 19A, B). I likhet med Nattavaaraområdet är det något oklart exakt vilken magmatisk händelse dessa bergarter tillhör. Dels kan de tolkas som granit-pegmatitassociationens bergarter och dels kan det vara en randfacies till den yngre Hárrevárddointrusionen som ytmässigt dominerar kartområdet 27I Tjåmotis SV eller vara en tiotalet miljoner år äldre intrusion som sedan deformerats av huvudintrusionen. Litogeokemiskt skiljer denna röda skriftgranitiska GSDG-granit sig från GP-granit, speciellt för elementen P och Ti vilka indikerar fraktionering av apatit respektive magnetit i GSDG-magman (fig. 22A). Den röda skriftgranitiska GSDG-graniten är heller inte lika fraktionerad med avseende på HREE som GP-granit (fig. 22B).

Syenogranit förekommer vid Uppávárre, norr om Karatjsjön, där mätning av gammastrålning på häll visar uranhalter från 8 till 27 ppm och toriumhalterna varierar mellan 70 och 140 ppm. Syenograniten är röd, finkornig till medelkorning, felsisk med endast biotit (2 procent) i grundmassan. Den är massformig till svagt folierad och flytstrukturer samt aplitiska delar förekommer ställvis. Sulfidmineralen molybdenglans och pyrit tillsammans med högre halter av kvarts finns i rostiga partier, vilka har låga hällsusceptibilitetsvärden. Syenograniten har låg magnetisering och framträder tydligt i den magnetiska anomalikartan utanför den runda intrusionens sydöstra del (fig. 2). Bergartsleden tolkas som att de antingen är en randfacies till den yngre Hárrevárddointrusionen, eller alternativt som tiotalet miljoner år äldre som har deformerats svagt av den senare (se tidigare nämnda erfarenheter från Nattavaaraområdet).



Figur 22A. Jämförelse mellan röd skriftgranitisk GSDG-granit och en GP-pegmatitgranit från Druggegruvan (26J Porjus SV) i multielementdiagram. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 22B. Bergarterna plottade i REE-diagram, symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Multipla intrusioner inom 27I Tjåmotis SV, Hárrevárddointrusionen

Den stora, runda anomalin som ytmässigt dominerar kartområdet 27I Tjåmotis SV utgörs av likåldriga multipla intrusioner med bimodal magmatism, det vill säga både basiska bergarter, gabbro till diorit och intermediära till sura bergarter från kvartsmonzodiorit till granit (fig. 2). Dessa är intimt förknippade med varandra och det råder ingen tvekan utifrån fältuppträdande att samtliga dessa bergartsled är likåldriga (Antal Lundin m.fl. 2010, 2011, 2012a, 2012b, Claeson & Antal Lundin 2013, 2015). På den magnetiska anomalikartan (fig. 2) framträder strukturen med varierande magnetiseringsnivåer och strukturen sammanfaller med ett tyngdkraftsöverskott med små, interna variationer (Antal Lundin m.fl. 2012a). Den geofysiska signaturen antyder en cirkulär men samtidigt komplext uppbyggd multipel intrusion, där de ytbergarter som finns i området gör mönstren än mer komplexa. Inom den stora, nästan cirkulära anomalin framträder vid Hárrevárddo ett mindre cirkulärt anomalimönster med en diameter på ca 4,5 km. Detta tillsammans med bergarternas variation med ett stort inslag av basiska bergarter inom den mindre cirkulära anomalin, visar att den mer än kartbladstora, runda strukturen består av flera intrusioner och pulser av magmatism, men vilka samtliga är mer eller mindre likåldriga. Utifrån storleken på tyngdkraftsförhöjningen på 27I Tjåmotis SV, vilken nästan sammanfaller med det cirkulära magnetiska anomalimönstret, och från modellering av den kan man dra slutsatsen att inga större mängder gabbroida bergarter förekommer på djup ned till ca 8–10 km.

Bästa området för att se de flesta varieteter av bergartsled inom den stora, runda anomalin som ytmässigt dominerar kartområdet 27I Tjåmotis SV och intrusivets multipla karaktär är vid Hárrevárddo och därför namnges hela det intrusiva komplexet till Hárrevárddointrusionen. Här följer en genomgång av de bergartsled som man för övrigt finner inom och till delar utanför Hárrevárddointrusionen. En datering av kvartsmonzonit vid Jervas, som är associerad med för den multipla intrusionen typiska bergartsled granit-monzonit-kvartsmonzodiorit-monzodiorit och ligger inom Hárrevárddointrusionen, resulterade i en ålder på 1 784 miljoner år (Claeson m.fl. 2018b). Kvartsmonzoniten är odeformerad, massformig, grå, medelkornig till grovkornig, samt porfyrisk med 10–15 mm stora strökorn av kalifältspat (0–3 procent, fig. 23). Amfibol och biotit finns i grundmassan med 6 respektive 3 procent. Dess magnetiska susceptibilitet varierar mellan 2 210 och 6 300 × 10⁻⁵ SI-enheter.



Figur 23. Kvartsmonzonit, åldersbestämd till 1784 Ma, med amfibol och biotit i massformig grundmassa. Bergarten är fältspatporfyrisk, med 10–15 mm stora strökorn som uppträder med en frekvens av 0–3 procent (7403249/650222). Foto: Dick Claeson.

Kvartsmonzodiorit, monzodiorit och gabbroid till diorit har hög susceptibilitet inom Hárrevárddointrusionen. Kvartsmonzodiorit till monzodiorit har densitetsvärden omkring 2 700 kg/m³ och ger enligt modelleringen bidraget till de måttliga förhöjningarna i tyngdkraftsfältet i västra delarna av kartområdet (fig. 3). Flera prov av gabbroid till dioritoid har susceptibilitet över 10 000 × 10⁻⁵ SI-enheter och deras densitetsvärden spänner mellan 2 800 och 3 400 kg/m³. Den största utbredningen av gabbroida till dioritoida bergarter kan ses vid Hárrevárddo där de bildar det tidigare nämnda cirkelrunda, högmagnetiska anomalimönstret med en diameter på ca 4,5 km, och ger upphov till ett tyngdkraftsöverskott på 6 mGal. En tredimensionell susceptibilitetsspann mellan 10 × 10⁻⁵ och 15 000 × 10⁻⁵ SI-enheter har använts som ingångsvärden och en cellstorlek på 150 × 150 × 125 meter. Modellen som visas som en isoyta motsvarande en susceptibilitet på 4 000 × 10⁻⁵ SI-enheter visar branta sidor på östra och södra sidan av strukturen, medan den stupar något norrut på dess norra sida. Strukturen liknar en så kallad "ring dyke" (fig. 24).

Studerar man multielementdiagram och REE-diagram (fig. 25A, B) ser man att de två åldersbestämda proverna, det vill säga denna kvartsmonzonit från Jervas 1 784 miljoner år gammal inom Hárrevárddointrusionen (GSDG = Granit-Syenitoid-Dioritoid-Gabbroid, Claeson m.fl. 2018b) och en monzonit från Njuorramjauratj kartområdet 27J Porjus SV 1 875 miljoner år gammal (PMS = Pertitmonzonitsviten, Claeson m.fl. 2018d, Claeson & Antal Lundin 2019), båda har mycket snarlika innehåll av huvudelement



Figur 24. 3D-susceptibilitetsmodell över ringstrukturen vid Hárrevárddo bestående av yngre gabbroida till dioritoida intrusivbergarter. Modellens utbredning visas med svart polygon i figur 2.

och kan sägas vara av likartad sammansättning. Det innebär att ingen större skillnad föreligger i hur långt dessa två magmor har differentierat, samt att de uppvisar närmast exakt samma utformning och därmed absoluta halter (fig. 25A, B). Trots att det skiljer nästan 100 miljoner år går det alltså inte att särskilja de olika bergarterna åt med litogeokemi. 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). 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



Figur 25A. Kvartsmonzonit från Jervas daterad till 1784 Ma och monzonit vid Njuorramjauratj (27J Porjus SV) daterad till 1875 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).

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.

Största delen av Hárrevárddointrusionen utgörs av röd till gråröd kalifältspatporfyrisk monzonit till granit, där strökornen är 5–20 mm stora men enstaka större finns, i en i övrigt medelkornig till grovkornig grundmassa. Vid Láttakvárre förekommer massformig, grovt medelkornig, röd granit som är grovporfyrisk med 10–30 mm stora kalifältspatströkorn (fig. 26A).

Mörkt grå till rödgrå kalifältspatporfyrisk monzodiorit, kvartsmonzodiorit till monzonit utgör större sammanhängande områden över hela Hárrevárddointrusionen. Strökornen är 5–20 mm stora (5–20 procent) i en i övrigt medelkornig till grovkornig grundmassa. Normalt har de upp till 15–20 procent amfibol och biotit i grundmassan, där amfibol klart dominerar. Ibland har monzodiorit, kvartsmonzodiorit till monzonit en välutvecklad magmatisk flytstruktur där parallellt orienterade strökorn och mörka mineral utgör en foliation och även minerallineation ställvis, till exempel vid Oarjep Guossoajve (fig. 26B).

Kvartsmonzonit, monzonit och kvartsmonzodiorit till monzodiorit förekommer i ett område vid Jervas och är ofta fältspatporfyriska. Strökornen är 10–15 mm stora och förekommer med en frekvens av 0–3 procent. Bergarterna är odeformerade, massformiga, grå och varierar från medelkorniga till grovkorniga. Amfibol och biotit förekommer i grundmassan (fig. 23).

Monzonit till monzodiorit med inslag av kvartsmonzonit och kvartsmonzodiorit dominerar hällarna på Láttakvárre. I den sydostliga delen av Sasnek finns ojämnkornig, massformig, medelkornig till grovkornig, grå till mörkt grå kvartsmonzodiorit till monzodiorit.

Stora områden inom Hárrevárddointrusionen består av röd till gråröd granit till kvartsmonzonit som är medelkornig till grovkornig. Normalt saknas eller finns endast ett fåtal strökorn av kalifältspat, och det huvudsakliga mörka mineralet är biotit. Kvartsmonzonit till granit, förekommer i ett större område vid Hárrevárddo och är massformig, odeformerad, röd till gråröd, där kornstorleken varierar mellan medelkornig till grovkornig (Antal Lundin m.fl. 2012a). Jämnkornig, medelkornig till grovkornig, odeformerad, massformig, röd granit till kvartsmonzonit förekommer i ett område vid Sálastjåhkkå och Stuortjåhkkå med ett för Hárrevárddointrusionen typiskt utseende (fig. 26C).

I västra delen inom den runda anomalin förekommer massformig, medelkornig till grovkornig kalifältspatporfyrisk monzonit till kvartsmonzonit, vilken främst utmärker sig genom att ha grå kalifältspat, till skillnad från liknande bergarter inom anomalin som istället har rödaktig kalifältspat.

Följande områden med sura bergarter ligger inte strikt inom den stora, runda anomalin men då bergarterna i dessa områden tolkas som mer eller mindre samtida med de som beskrivits ovan avhandlas de tillsammans här. Områden främst väster om den stora Hárrevárddointrusionen består av röd till gråröd granit till kvartsmonzonit som är fint medelkornig till grovkornig, jämnkornig till ojämnkornig med låga halter av kalifältspatströkorn. Vanligen är den massformig men ställvis finns magmatisk flödesorientering. De södra delarna av Ájládis består främst av denna röda granit och innehåller 5–25 mm stora kalifältspatströkorn som varierar i frekvens från enstaka till 2 procent. Inslag av massformig kalifältspatporfyrisk till ojämnkornig, mörkt grå till grå monzodiorit och kvartsmonzodiorit finns, vilket är typiska associationer för den magmatism som förekommer inom Hárrevárddointrusionen. De hällområden på Predikstolen, i nordvästra delen av 27I Tjåmotis SV, som besöktes består till största delen av dels röd till gråröd, massformig, medelkornig till grovkornig, jämnkornig till ojämnkornig granit, dels av röd till gråröd, massformig, medelkornig till grovkornig, kvartsmonzonit till monzonit vilken är porfyrisk med 10-25 mm stora strökorn av kalifältspat (10-30 procent), det vill säga samma slags bergarter som utgör huvuddelen av Hárrevárddointrusionen (fig. 26D). Vid Biehtsesasse förekommer dels röd till gråröd, massformig, medelkornig till grovkornig, ojämnkornig till porfyrisk granit (fig. 26E), dels gråröd till rödgrå, massformig, medelkornig monzonit till kvartsmonzonit som är jämnkornig med enstaka 10 mm stora kalifältspatströkorn (fig. 26F). Vid Biehtsesasse finns även stora sammanhängande områden med äldre ytbergarter som xenoliter, ofta klastrika metasedimentära bergarter som arkos, kvartsit och konglomerat, vilka troligen är delar av Snavva-Sjöfallsgruppen.



Figur 26A. Massformig, grovporfyrisk röd granit (7405242/648016). Foto: Ildikó Antal Lundin.



Figur 26B. Magmatisk flytstruktur 25/50 i grå till mörkt grå, kalifältspatporfyrisk monzonit till monzodiorit (7416245/640810). Foto: Dick Claeson.



Figur 26C. Jämnkornig, medelkornig till grovkornig, massformig, röd granit till kvartsmonzonit (7410873/651433). Foto: Dick Claeson.



Figur 26E. Röd, massformig, porfyrisk granit (7412108/636923). Foto: Ildikó Antal Lundin.



Figur 26D. Röd till gråröd, massformig, kalifältspatporfyrisk kvartsmonzonit till monzonit (7419736/636829). Foto: Dick Claeson.



Figur 26F. Gråröd till rödgrå, massformig, medelkornig monzonit till kvartsmonzonit som är jämnkornig med enstaka 10 mm stora kalifältspatströkorn (7411132/636443). Foto: Dick Claeson.



Figur 27A. Kalifältspatporfyriska sura bergarter inom delar av karteringsområdet SV Norrbotten plottade i multielementdiagram. Proverna kommer från Jervas (27I Tjåmotis SV), Tvärträsket (26J Jokkmokk NO), Ammaberget/ Slakka (26J Jokkmokk NO), sydost om Tjuovttjajávrre (271 Tjåmotis SO), Njuorramjaurat (27J Porjus SV) och norr om Laddonbäcken (26J Jokkmokk NV). Åldrar anges vid daterade prov eller enheter och de två proverna utan angiven ålder har tolkats att vara ca 1,80 Ga gamla. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 27B. Bergarter och symboler enligt A, plottade i REE-diagram. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Litogeokemiskt har de undersökta sura kalifältspatporfyriska bergarterna inom delar av karteringsområdet SV Norrbotten snarlika signaturer vid liknande sammansättningar, oavsett ålder (fig. 27A, B).

Vid Hárrevárddo finns det en mycket välbevarad lagrad basisk intrusion med lättvittrade, lågmagnetiska delar (1 350–4 000 × 10⁻⁵ SI-enheter) och mer vittringsbeständiga högmagnetiska delar (6 000– 15 000 × 10⁻⁵ SI-enheter, fig. 28A). Det förekommer även en del ultramafiska lager, gångar och sprickfyllnader av amfibol, samt pegmatoida delar (Antal Lundin m.fl. 2012a). Lagringen ses som ljusa och mörka lager, variation i sammansättningen och kornstorleksskillnader. Gabbron är massformig, svart till mörkt grå, fint medelkornig till grovkornig. Pyroxen, amfibol och biotit förekommer i grundmassan. Större områden med svart till mörkt grå, kalifältspatporfyrisk diorit till monzodiorit (Antal Lundin m.fl. 2012a) påträffas också vid Hárrevárddo, men verkar vara rumsligt åtskilda från gabbron i dagens exponerade delar och ingen iakttagelse i fält har visat på deras relation. Det troligaste är dock att de senare är derivat från fraktionering av gabbron (fig. 29A). I övrigt finns båda dessa bergartsled på olika platser inom intrusionen. Vindlande kontakter mellan gabbro och omgivande monzodiorit, kvartsmonzodiorit och monzonit tolkas indikera att bergarterna är mer eller mindre samtida (fig. 28B), vilket även gäller för graniten vid Hárrevárddo och den tidigare beskrivna kvartsmonzonit, monzonit, granit, kvartsmonzodiorit till monzodiorit som finns vid Hárrevárddo. Samtliga av dessa bedöms vara 1 784 miljoner år gamla, likåldriga med de vid Jervas.

I området vid Doaresoajvve finns en mycket välbevarad gabbro som har vindlande kontakter mot granit till kvartsmonzonit i området och som tolkas vara likåldrig med dessa. Gabbron är medelkornig till grovkornig och innehåller upp till 20 mm stora strökorn av plagioklas (Antal Lundin m.fl. 2012b).

Massformig, brungrå till rödgrå, medelkornig till grovkornig monzodiorit som är strökornsförande med 5–25 mm stora kalifältspatströkorn (2–8 procent) förekommer på Ganijvárre. Den har ställvis gabbroida enklaver och mörka mineral ansamlade till aggregat. Vid en lokal på Ganijvárre uppvisar den välutvecklad magmatisk flytstruktur med en flack orientering i riktning 290/8 hos både parallellt orienterade strökorn och mörka mineral (fig. 28C).

Små intrusiv med diameter ≤ 1000 m förekommer som till exempel vid Oarjep Gaddoajvve i den sydöstra delen av Hárrevárddointrusionen. Dessa är oftast högmagnetiska och är trots höga densitetsvärden svåra att detektera på tyngdkraftskartan på grund av det glesa mätpunktavståndet. Vid Oarjep Gaddoajvve (7405090/656900) finns det en lagrad basisk intrusion med plagioklasrika delar och magnetitrika delar, där handhållen kompass missvisar kraftigt. Intrusionen som har en diameter på 900 m syns tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 2) och orsakar den högsta anomalin på flygmätningen inom kartområdet 271 Tjåmotis SV. Susceptibilitetsmätning på häll resulterar i värden på 15 000–25 000 × 10⁻⁵ SI-enheter för magnetitrik och biotitförande gabbroid till dioritoid (fig. 28D), och 2 500–3 500 × 10⁻⁵ SI-enheter för plagioklasrik gabbroid till dioritoid (fig. 28E). Bergarterna i gabbrointrusionen vid Oarjep Gaddoajvve är massformiga och ser mycket välbevarade ut och intruderar i äldre vulkaniska avsättningar. Susceptibiliteten mätt på stuff här är 27 000 × 10⁻⁵ SI-enheter och densiteten 3 282 kg/m³. Tyvärr finns inga tyngdkraftsmätningar över själva anomalin på grund av oländig terräng.

I sydvästra hörnet av kartområdet 27I Tjåmotis SO, under sjön Karats, framträder en rund magnetisk anomali med ca 1 km i diameter (Antal Lundin m.fl. 2012b). Endast en mätpunkt av tyngdkraften är lokaliserad på anomalin, vilken visar en förhöjning av tyngdkraftsfältet. En tolkning av magnetfältet indikerar en kropp som ligger på ytan och som stupar mot sydost (Antal Lundin m.fl. 2012b). Sannolikt har bergartskroppen en basisk sammansättning, liksom flera andra mindre basiska kroppar som har observerats inom den stora, runda anomalin.

De bergarter som i fält klassats som gabbro, monzodiorit, kvartsmonzodiorit och kvartsmonzonit inom Hárrevárddointrusionen uppvisar en fraktioneringstrend i REE-diagram som helt överensstämmer med klassningen (fig. 29A). Gabbron har lägst halter vilka sedan ökar systematiskt till kvartsmonzonit. Den magnetitrika gabbron vid Oarjep Gaddoajvve som även tolkas åldersmässigt tillhöra Hárrevárddointrusionen, men som intruderat i omgivande vulkaniter i SO, visar betydligt högre halter än gabbron vid Hárrevárddo och har även högre halter av HREE än de surare bergarterna (fig. 29A). Detta är troligen en följd av fraktionering i en magmakammare med basisk sammansättning på större djup och vilken möjligen även matat delar av den multipla Hárrevárddointrusionen vi nu ser blottad i ytan. Tydligast ses det i den kraftiga Eu-anomalin (Eu/Eu* = 0,24), vilken indikerar att plagioklasrik magma fraktionerat innan den magnetitrika gabbron bildades (fig. 29A). Även i multielementdiagram uppvisar bergarterna inom Hárrevárddointrusionen snarlika profiler, medan den magnetitrika gabbron avviker något, framför allt med sin djupa Zr-anomali (fig. 29B).

I graniten vid Predikstolen (7419832/636538) finns en smal gång eller pipa av en svart, massformig, finkornig till fint medelkornig gabbroid till ultramafisk bergart som är högmagnetisk och där halten plagioklasströkorn varierar mellan 0 och 20 procent (Claeson & Antal Lundin 2015). Strukturer och texturer i berghällen samt mineralens sammansättning i tunnslip tolkas som magmatiska till största delen



Figur 28A. Lättvittrad, lågmagnetisk del av en välbevarad lagrad gabbro vid Hárrevárddo (7414486/657886). Foto: Dick Claeson.



Figur 28C. Välutvecklad magmatisk flytstruktur med en flack orientering i riktning 290/8 (7408199/643150). Foto: Dick Claeson.



Figur 28B. Vindlande kontakt mellan gabbro och monzodioritkvartsmonzodiorit-monzonit indikerar att bergarterna är mer eller mindre likåldriga (7414364/656970). Foto: Dick Claeson.



Figur 28D. Magnetitrik och biotitförande gabbroid till dioritoid (7405172/656706). Foto: Dick Claeson.



Figur 28E. Plagioklasrik gabbroid till dioritoid (7405172/656706). Foto: Dick Claeson.



Figur 29A. REE-diagram med data från litogeokemiska analyser av likåldriga bergarter inom Hárrevárddointrusionen på Tjåmotis SV, och den magnetitrika gabbron sydost om denna. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 29B. Multitelementdiagram med samma symboler som i A. De likåldriga bergarterna inom Hárrevárddointrusionen på Tjåmotis SV uppvisar snarlika profiler, medan den magnetitrika gabbron avviker något med sin djupa Zr-anomali. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

(Claeson & Antal Lundin 2015). Bergarten har en subhedral, granulär textur (Claeson & Antal Lundin 2015). I tunnslipet från gabbroiden är mineralfördelningen 14,8 % plagioklas, 38,2 % amfibol, 23,7 % biotit, 0,5 % apatit, 4,3 % klinopyroxen (mycket kraftigt omvandlad, troligen hydrotermalt) och 18,5 % opakmineral. I mikroskop syns även små kristaller av bland annat olivin, zirkon och möjligen rutil. Mineralsammansättningen, med de dominerande magmatiska mineralen amfibol och biotit tillsammans med plagioklas, indikerar ett släktskap med lamprofyr och enligt IUGS terminologin för de senare ska de inte innehålla fältspat annat än i grundmassan (Claeson & Antal Lundin 2015). Gabbroiden har en mycket hög densitet på 3 411 kg/m³ och en hög susceptibilitet på 46 000 × 10⁻⁵ SI-enheter. Gabbroidens volym är så pass liten att den trots sin höga densitet och susceptibilitet inte syns, varken på tyngdkraftskartan eller på den flygmätta magnetiska anomalikartan. En markmätning över strukturen skulle vara besvärlig på



Figur 30A. Massformig, röd, medelkornig, jämnkornig granit (7399681/636878). Foto: Dick Claeson.



Figur 30B. Massformig, röd, finkornig till fint medelkornig granit till aplitgranit med strökorn av kvarts (7399754/637382). Foto: Ildikó Antal Lundin.

grund av den mycket branta topografin i området. Denna gångbergart tolkas tillhöra det magmatiska skeende som skapade Hárrevárddointrusionen vid 1 784 miljoner år och inte någon yngre generation.

En större mängd xenoliter förekommer inom Hárrevárddointrusionen och på sina håll utgör dessa mer sammanhängande områden, men är trots detta att betrakta som xenoliter då de är helt inneslutna av intrusiva bergarter. De flesta xenoliter utgörs av de i området förekommande äldre bergarterna som till exempel ryolit till dacit, kvartsit och paragnejser, där några varit föremål för prospekteringsinsatser (se kapitel *Naturresurser*).

Utanför den nästan cirkulära Hárrevárddointrusionen förekommer till exempel granit till pegmatit och underordnat aplitgranit i ett höjdområde ca 1 km sydväst om Gávlakjávrásj inom kartområdet 27I Tjåmotis SV. Bergartsleden har intruderat i den äldre vulkaniska sekvensen och är normalt odeformerade men ställvis finns en svagt utvecklad foliation. De är vanligtvis massformiga, röda och kornstorleken varierar mellan fint medelkornig till grovkornig med mindre inslag av finkorniga led (fig. 30A). Bergarterna innehåller mycket sällan 10–20 mm stora enstaka strökorn av kalifältspat, medan strökorn av kvarts ses i de mer aplitgranitiska bergarterna (fig. 30B). Biotit förekommer i varierande mängd i grundmassan med 2–8 procent. Graniten till pegmatiten och aplitgraniten bedöms vara likåldriga med liknande bergarter inuti Hárrevárddointrusionen (Antal Lundin m.fl. 2011), och kan alltså tolkas som apofyser. Höga uranhalter har mätts både på graniten (13,1–31,4 ppm) och aplitgraniten (22–41,7 ppm) i området. De anomala värdena framgår även i flygmätta data (Claeson & Antal Lundin 2013). Dessa värden är snarlika den syenogranit med röd skriftgranit som finns på den östra sidan om det stora intrusivet, till exempel i området vid Kortakullen. I höjdområdet ca 1 km sydväst om Gávlakjávrásj förekommer även den vanligaste bergarten inom Hárrevárddointrusionen; röd till gråröd kalifältspatporfyrisk monzonit till granit, samt även den med näst störst utbredning, mörkt grå till rödgrå kalifältspatporfyrisk monzodiorit, kvartsmonzodiorit till monzonit.

Sammanfattningsvis tolkar vi det som att magmatism som är relaterad i närtid (något tiotal miljoner år äldre som mest) till den kartbladsstora Hárrevárddointrusionen förekommer utanför densamma, men exakt hur långt bortom dess begränsning vet vi ej, då det faller utanför de här kartlagda områdena. Dock ses indikationer på den flygmätta magnetiska anomalikartan att de kan fortsätta åt väster och söder ut. De yngre intrusionernas petrofysiska egenskaper presenteras i figur 31.

Strålningsegenskaper för granit av yngre och äldre generationer, syenitoid, monzodiorit och pegmatitgranit redovisas i diagram som visar kalium mot uran samt kalium mot torium (fig. 32). Yngre granit och syenitoider har liknande strålningsegenskaper och uppvisar stor spridning på uran- och toriumhalter. De på berghällar uppmätta höga värdena överensstämmer väl med de anomalier som framgår av de flygmätta data (fig. 4). De låga kaliumhalterna runt och lägre än 2 procent, liksom de höga över 6 procent, är mätta på hydrotermalt omvandlade yngre granitoider, undantaget pegmatitgraniter. Graniter tillhörande den äldre generationen har generellt påtagligt lägre uranhalt, oftast under 10 ppm och även en mindre spridning av toriumhalten, där de flesta mätningarna gav halter lägre än 40 ppm torium. Monzodiorit som hör till den yngre generationen intrusiva bergarter har tydligt lägre uran- och toriumhalter än de granitoida och syenitoida bergarterna, uran lägre än 5 ppm och torium som högst 15 ppm.



[•] Gabbroid till diorit, yngre

Figur 31. De yngre intrusiva bergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.



Figur 32. De yngre intrusiva bergarternas gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

Diatexitisk migmatitgranit

Röd till gråröd, finkornig till grovkornig, bandad till massformig diatexitisk migmatitgranit förekommer i ett mindre område inom 27I Tjåmotis SV vid Jiervas-Njallatjåhkkå-Miesektjåhkkå och även som gångar i den veckade, bandade dacit till ryolit som finns i närområdet, liksom i kvartsit ur Snavva-Sjöfallsgruppen. Migmatitgraniten varierar starkt i sitt utseende, från helt massformig och fräsch till tydligt bandad och folierad (fig. 33A). Det är från fältuppträdandet tydligt att de partiella smältorna som bildat migmatitgraniten kommer ur de på platsen befintliga sura vulkaniterna. Ställvis finns upp till ½ m breda lager av magnetitrik basalt, vilka ligger konformt med bandningen i migmatitgraniten. Det går ej att avgöra om basalten utgör delar av den äldre vulkaniska sekvensen som stått emot partiell uppsmältning, då den har en basisk sammansättning. Eller om basalten utgör nya lagergångar bildade i samband med den bimodala magmatiska aktiviteten i Hárrevárddointrusionen, där tidigare beskrivna magnetitrika gabbro vid Oarjep Gaddoajvve tolkas åldersmässigt tillhöra detta massiv och som intruderat i omgivande vulkaniter. Dock är det rimligt att anta att själva uppsmältningen och bildandet av migmatitgraniten skett för ca 1 784 miljoner år sedan på grund av den värmemängd som de voluminösa intrusionerna genererat.

Granit-pegmatitassociationen

Inom kartområdena är den så kallade granit-pegmatitassociationens granit till pegmatit förekommande. Denna är ofta medelkornig till grovkornig och uppvisar partier med skriftgranitisk struktur (fig. 33B). Ställvis är den finkornig till fint medelkornig och ger då mer ett subvulkaniskt intryck. För det mesta är granit-pegmatitassociationens bergarter massformiga men uppvisar ibland en svag foliation. Underordnat förekommer aplitiska delar och gångar. Magnetit förekommer vanligen som aggregat och allanit, hematit samt ilmenit sporadiskt i den yngre pegmatiten inom kartområdena. Pegmatiterna uppvisar varierande strålningsegenskaper, uranhalten varierar mellan 1,1 och 75 ppm (medelvärde 13,5 ppm, medianvärde = 9 ppm), medan toriumhalten varierar mellan 3,7 och 537 ppm (medelvärde = 55 ppm och medianvärde = 35 ppm, fig. 32).



Figur 33A. Migmatitgranit med bandning (7402180/652105). Foto: Dick Claeson.



Figur 33B. Medelkornig till grovkornig granit till pegmatit av GP-generationen (7403000/678119). Foto: Dick Claeson.

STRUKTURER, DEFORMATION OCH METAMORFOS

Kartområdet genomkorsas av huvudsakligen nordvästligt, nordostligt och nord–sydligt strykande deformationszoner. Många av deformationszonerna framgår tydligt även i VLF-informationen, vilket tyder på en spröd karaktär (fig. 34). Veckomböjningarna i nordligaste delarna av 27I Tjåmotis SV framgår tydligt i den magnetiska anomalibilden, liksom vulkaniternas veckmönster i kartområdets östligaste del. Ett antal mindre veckstrukturer kan ses i anomalibilden, utanför den stora, runda Hárrevárddointrusionen med nordnordostliga till nordsydliga veckaxlar (fig. 35).



Figur 34. Karta över strömtätheten i kartområdet 27I Tjåmotis SV och SO. Blå färgnyanser visar områden med god ledningsförmåga, vilka mestadels återspeglar deformationszoner och sprickor med spröd karaktär. Förekomster av järnoxid, sulfid och wolfram visas med gröna, rosa respektive gula symboler.



Figur 35. Magnetfältets vertikalderivata över 27I Tjåmotis SV och SO. Den svarta rutan visar området där tredimensionell susceptibilitetsmodell har skapats. Den röda markeringen visar diskontinuiteten i magnetmönstret, de gula linjerna visar ett urval veckaxlar. Förekomster av järnoxid, sulfid och wolfram visas med gröna, rosa respektive gula symboler.

De mest prominenta veckstrukturerna kan ses i den magnetiska anomalikartan i de östligaste delarna av kartområdet 27I Tjåmotis SO, med veckaxlar i nordnordostlig och nordsydlig riktning. Det bandade mönstret i nordnordostlig riktning i de vulkaniska bergarterna bryter diskordant av ett nordnordvästligt–nordsydligt bandat anomalimönster (fig. 35). En tredimensionell susceptibilitetsmodell har skapats över området SO i syfte att undersöka diskontinuiteten som framgår i det magnetiska anomalimönstret här. Ett susceptibilitetsintervall mellan 0,00001 och 0,65 SI-enheter har använts som ingångsdata och cellstorleken sattes till 100 × 100 × 50 m. Susceptibilitetsmodellen som erhållits efter inversionen har en susceptibilitet mellan 0,00001 och 0,25 SI-enheter. Syftet med modelleringen var att belysa geometrin av dels diskontinuiteten som framträder i magnetiska anomalimönstret här och dels att få en 3D bild av de eventuella veckstrukturer som finns i området. Två sektioner från modellen visas i figur 36.





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. 37). 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. 37).



Figur 37. Strukturmätningar från kartområdena 27I Tjåmotis SV, SO, 26J Jokkmokk NV, NO och 27J Porjus SV. Strukturerna är plottade i Schmidtnät, undre hemisfären.



Figur 38. Strukturmätningar från kartområdet 27I Tjåmotis SV. Strukturerna är plottade i Schmidtnät, undre hemisfären.

Strukturmätningar från kartområdena 27I Tjåmotis SV respektive SO plottade i diagram har olika riktningar och karaktärer (fig. 38, 39). Kartområdet 27I Tjåmotis SV domineras helt av Hárrevárddointrusionen som självt oftast saknar strukturer utom som magmatiska flödesstrukturer och ut mot dess periferi som kontaktrelaterade strukturer (fig. 38, 2). Dessutom har Hárrevárddointrusionen kraftigt påverkat sin omgivnings strukturer så att dessa ofta följer kontaktens riktning, vilket syns mycket väl även i den magnetiska anomalikartan (fig. 38, 2). Kartområdet 27I Tjåmotis SO domineras helt av de mer eller mindre nord-sydliga deformationszoner som löper igenom och där huvuddelen är relativt branta (fig. 39). Även lineationer inom kartområdet 27I Tjåmotis SO har övervägande nord–sydliga riktningar (fig. 39). Bingham-analys av lineationerna ger axel 1 med egenvärde 0,61 som 168/44 och axel 2 med egenvärde 0,24 som 7/45, samt axel 3 med egenvärde 0,11 som 267/10 med bäst anpassad storcirkel 357/80. Lineationsmätningar inom kartområdet 27I Tjåmotis SV är få (fig. 38) och man ska kanske inte tillmäta dessa allt för stor vikt, men vid Bingham-analys av lineationerna indikerar de en något annorlunda riktning jämfört med de inom kartområdet 27I Tjåmotis SO med en bäst anpassad storcirkel 24/73. Uppmätta veckaxlar inom båda kartområdena även om de är mycket få, visar på för 27I Tjåmotis SV riktningar mot sydsydväst och sydost, med både flacka och branta lutningar (fig. 38), medan veckaxlar inom 27I Tjåmotis SO är fokuserade mot nord och mot syd med både flacka och branta lutningar (fig. 39). Strukturmätningarna på berghällarna överensstämmer mycket väl med magnetiska data (fig. 2, 35).



Figur 39. Strukturmätningar från kartområdet 27I Tjåmotis SO. Strukturerna är plottade i Schmidtnät, undre hemisfären.

Det mesta tyder på att i samband med intrusionerna av stora syenitoida till granitiska plutoner inom kartområdet 271 Tjåmotis SV har den magmatiskt orsakade metamorfosen och deformationen format de metasedimentära bergarternas nuvarande utseende och har inget med de äldre regionala deformationerna i området att göra. Intrusionerna är yngre än de sedimentära bergartsleden ur Snavva-Sjöfallsgruppen, då de intruderar i dessa. Liknande bergarter som bedöms vara likåldriga och tillhör samma pluton finns vid Jervas och är 1784 miljoner år gamla (Antal Lundin m.fl. 2011, Claeson m.fl. 2018b). De metasedimentära bergarterna ligger draperade runt intrusionerna och har klämts samman och veckats i de områden dit de flyttats i samband med den magmatiska aktiviteten i närområdet. Ett exempel ses norr om Njavve där det finns ett konglomerat som troligen tillhör Snavva-Sjöfallsgruppen (se avsnitt Konglomerat norr om Njavve, 1,87–1,84 miljarder år). Inom konglomeratet ses en stor heterogenitet i hur väl bevarade olika delar av konglomeratet är. Förändringen sker över några meter, till att näst intill ej längre vara igenkännbara som tillhörande konglomeratet – deformerade, gnejsiga och migmatitiserade (fig. 40A–C). Detta väcker frågan hur många hällar med kraftigt deformerade och metamorft omvandlade bergarter inom kartområdena 27I Tjåmotis SV och SO och i regionen i stort som ursprungligen har varit konglomerat eller andra sedimentära bergarter. Inom kartområdet 27I Tjåmotis SV har de ursprungligen sedimentära bergarterna delvis genomgått en mycket kraftig omvandling med migmatitisering och nybildande av mindre smältor i varierande omfattning som följd (Antal Lundin m.fl. 2012a). Det ovanstående är förklaringen till att Snavva-Sjöfallsgruppens sedimentära bergarter kan uppvisa mycket välbevarade strukturer, till exempel böljeslagsmärken, på andra håll där den magmatiska aktiviteten för omkring 1,80 miljarder år sedan inte förekommit eller varit så omfattande.

Boudinerade lager av basalt till basaltisk andesit ses i surare vulkaniska avsättningar och visar på omfattande deformation (Antal Lundin m.fl. 2012a).

Sillimanit, granat och, mycket mer sparsamt, grönaktig andalusit finns i arkoserna vid Sasnek inom kartområdet 27I Tjåmotis SV (fig. 40D) och meterlånga stråk av sillimanit uppträder i mycket heterogen arkos till arenit vid Jiervavárddo (fig. 40E). Sillimanit förekommer vid Guossavárásj i metasedimentära till vulkanogena avsättningar och även som kärvar i kvartsitiska led vid Tjátjisjvárásj (Antal Lundin m.fl. 2012a). Granatkristaller, 1–2 mm stora, förekommer i andesit till basaltisk andesit som uppträder som ett lager i en dacitisk till ryolitisk vulkanisk avsättning mellan Guossavárásj och Guossagåbbå (Antal Lundin m.fl. 2012a).

De observerade bergarterna som tolkats som äldre, antyder metamorfos under olika grader av



Figur 40A. Del av konglomeratet vid Njavve – kraftigt deformerad och metamorft överpräglad, ådrad och migmatitiserad. Notera att till vänster i bild känns konglomeratet relativt enkelt igen för att snabbt ses ändra karaktär mot höger i bild (7423986/642116). Foto: Charlotta Brandt.



Figur 40B. Närbild från den vänstra delen av A (7423986/642116). Foto: Charlotta Brandt.



Figur 40C. Ådrad och migmatitiserad del av konglomeratet vid Njavve där man inte längre kan se dess ursprung, närbild från den högra delen av A (7423986/642116). Foto: Charlotta Brandt.



Figur 40D. Omvandlad arkos med sillimanit, granat och mycket sparsamt förekommande svagt grönaktig andalusit vid Sasnek (7419848/649874). Foto: Dick Claeson.

amfibolitfacies. I en del gnejsiga varianter finns migmatitiska åderbildningar, men i många andra fall går det inte att helt utesluta att ådermaterial i stället kommer från den yngsta granit-pegmatitassociationens bergarter då dessa ofta också finns intill (fig. 40F). I många av de studerade vulkaniska avsättningarna är en kraftig hydrotermal omvandling påtaglig. I vissa fall blir den vulkaniska bergarten näst intill helt vit och har då ofta utarmats på bland annat kalium (fig. 40G). Väster om Karats vid Oarjep Gaddoajvve har de omvandlade vulkaniterna däremot kaliumanrikats, för vilka kaliumhalter mellan 7 och 9 procent uppmättes. Även kraftig rödfärgning kan ses i samband med hydrotermal omvandling av berggrunden. Vid några lokaler noteras en ljus till vit omvandlingszon runt kristaller av magnetit. Koronan har troligen bildats i samband med metamorfos och sekundär tillväxt av magnetitkristallerna har utarmat sin omgivning på järn (Antal Lundin m.fl. 2011).

Epidot förekommer vanligen som sprickfyllnad och ofta som omvandlingsmineral i vulkaniterna och omvandlingen är ställvis genomgripande. Även övriga äldre bergartsled har ställvis omvandlats med bildning av epidot.



Figur 40E. Meterlånga stråk av sillimanit i mycket heterogen, omvandlad arkos vid Jiervavárddo (7411959/659650). Foto: Dick Claeson.



Figur 40F. Gnejsig dacit till basaltisk andesit med migmatitisk åderbildning och veckning (7410202/682855). Foto: Dick Claeson.



Figur 40G. Kraftig, hydrotermal omvandling i sur vulkanit, den intilliggande hällen av vulkaniten är helt vit (7404153/655005). Foto: Dick Claeson.

NATURRESURSER

Omfattande geofysiska markmätningar finns inom kartområdet och deras läge är redovisade i figur 1. Petrofysikprover från mineraliseringar, huvudsakligen järnoxider från Kallak och Májvesvárre, men också prov med magnetit och hematitmineralisering från Stuortjånkkå (7409414/650205 norr om Karats) och ett prov öster om sjön Tjäkkaure (7404290/682739) utmärker sig genom betydligt högre densitet än övriga bergarter. Även den remanenta magnetiseringen är tydligt högre än övriga bergarters med undantag för de hematitmineraliserade proverna (fig. 41).

De borrningar som gjorts inom kartområdena 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, och somliga är skannade i vilken ingår fotografering med högupplöst optisk kamera samt avbildning med modern infraröd (IR) teknik (hyperspectral imaging) och dessa finns på SGUs webbplats att studera.



Figur 41. Petrofysiska egenskaper hos mineraliseringar och malmer. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Remanent magnetisering mot susceptibilitet.

Kallak järnmalm med kvartstrakyt som värdbergart

Ett större område med förekomst av järnmalm vid Kallak–Björkholmen–Parkijaure är känt sedan 1940-talet då omfattande arbeten genomfördes bland annat kärnborrningar och provgropar. Redan 1948 uppmättes Kallak norra förekomsten med magnetometer och 1960 utfördes flygmätningar över ett 40 km² stort område. 1948 grävdes 58 undersökningsgropar och 7 stycken diamantborrhål varav 5 stycken på fyndigheten (Eriksson & Ödman 1948, Eriksson BRAP83801). Prospektering har nyligen utförts med kärnborrningar i den norra och södra delen (2010–2014).

Den mycket magnetitrika berggrunden vid Kallak är folierad och stänglig, samt innehåller även fragment av både felsiska och mafiska vulkaniska bergarter och en bandning med den omgivande sura vulkaniten är uppenbar (fig. 42A, B). I samband med 2014 års fältarbete besöktes de dikesgrävningar och sprängningar av provgropar som genomförts av Jokkmokk Iron Mines AB vid järnmalmen vid Kallak (7413965/681220, fig. 42C). Den vulkaniska bergart som finns vid dikesgrävningarna är en granatförande kvartstrakyt med tomma eller rostiga amygduler. Mindre mängder skarn som består av amfibol, granatkristaller, epidot, rosa till orange kalcit samt grönaktig apatit finns både i kvartstrakyten och i järnmalmen.

Ett litogeokemiskt prov från järnmalmen har ca 62 procent Fe₂O₃ (tabell 4) och visar på låga halter av andra element. Halten för V är 19 ppm, för S 0,09 procent, Cu 2,3 ppm, Th 1,12 ppm, Nb 1,9 ppm och Zr 19 ppm, vilket inte indikerar en direkt nära koppling till apatitjärnmalm av Kirunatyp. I tunnslip från järnmalmen är mineralfördelningen 22,2 % kvarts, 3,5 % plagioklas, 0,7 % pyroxen, 14,0 % amfibol samt 59,7 % opakmineral. I mikroskop syns ett finlaminerat mönster definierat av opakmineralens förekomst (fig. 42D). Den vulkaniska bergart som provtogs vid dikesgrävningarna för litogeokemi är en kvartstrakyt (tabell 4) som innehåller en hög halt av barium 2 350 ppm, vilket möjligen indikerar att vulkanogena hydrotermala processer varit verksamma (fig. 42E). Järnmalmen och kvartstrakyten har snarlika REE-mönster, men malmen har betydligt lägre halter av sällsynta jordartsmetaller (fig. 43A). Detsamma gäller för multielementdiagrammet som uppvisar snarlika trender för de två proven, men järnmalmen har betydligt lägre halter än kvartstrakyten (fig. 43B). En åldersbestämning av trakyten visar att det finns en heterogen uppsättning zirkon, där de äldsta var arkeiska ca 2,70 miljarder år och en trolig bildningsålder för den vulkaniska aktiviteten vid ca 1 873 miljoner år (Claeson m.fl. 2018e).

Resultaten från ovanstående undersökningar tolkas som att järnmalmen avsattes i en vulkanogen miljö snarare än i en sedimentär miljö med släktskap till kvartsbandade järnmalmer, vilket tidigare föreslagits (till exempel Frietsch 1963, 1997). Den kvartsbandning som Frietsch (1963, 1997) nämner har vi inte iakttagit vare sig i häll eller i de borrkärnor som vi studerat från de nyligen genomförda borrningarna. Inte heller är kvartsbandning någonsin nämnd i borrprotokollen från 1940- och 1950-talen, men bandad i samband med utseendet hos malmen och värdbergartens uppträdande som band i malmen förekommer ofta (Eriksson & Ödman 1948, Eriksson BRAP 83801). Martinsson m.fl. (2016) skriver att Kallak utgörs av en så kallad Banded Iron Formation, men inget i de data som tagits fram i denna undersökning och presenteras i malmgenesen antyder ens att det är frågan om en BIF eller någon förekomst av chert, ej heller rapporterades någon förekomst av chert vid de äldre borrningarna (Eriksson & Ödman 1948, Eriksson BRAP 83801). Ödman (1957) angav följande: "Om malmmaterialets ursprung kan ingenting med bestämdhet uttalas. Malmens miljö är vulkanisk – leptiterna i trakten tolkas som tuffogena bergarter – och det förefaller troligt, att järnet utfällts ur vulkaniskt termalvatten". Frietsch (1997) hänför malmerna i området till "In the intermediate-felsic volcanic rocks of the c. 1.9 Ga old Porphyry Group in the region W and NW of Jokkmokk and SW of Malmberget, there are quartz-banded iron ores of volcanogenic origin". Bandningens och lamineringens felsiska delar i järnmalmen, som syns tydligt i tunnslipet men även i delar på berghäll då dessa var blottade efter prospekteringsdikena, utgörs sålunda av kvartstrakyt och inte av kvartsrika sediment eller chert avsättningar. Ovanstående iakttagelser tolkas som att malmgenesen varit syngenetisk eller diplogenetisk (jämför Lovering 1963). Strukturer är ej inmätta på grund av den mycket höga magnetithalten i berggrunden, vilken ger varierande missvisning, men en stänglighet stupar söderut.



Figur 42A. Häll i järnmineralisering vid Kallak med band av kvartstrakyt (7414247/681408). Foto: Dick Claeson.



Figur 42C. Dikesgrävning och provgropar vid Kallak (7414247/681408). Foto: Dick Claeson.



Figur 42B. Närbild av bandning i millimeter- och centimeterskala som utgörs av magnetitrika respektive kvartstrakytiska band (7414247/681408). Foto: Dick Claeson.



Figur 42D. I mikroskop ses ett finlaminerat mönster definierat av opakmineralens fördelning. Planpolariserat ljus. Foto: Dick Claeson.



Figur 42E. Närbild på den kvartstrakytiska vulkaniska bergarten som provtogs från dikesgrävningarna vid Kallak (7414247/681408). Foto: Dick Claeson.



Figur 43A. REE-diagram med värdbergarten kvartstrakyt och järnmineraliseringen vid Kallak. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 43B. Multielementdiagram, bergarter och symboler som i A. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Tabell 4. Litogeokemiska data	a från mineraliserin	gar och värdbergarte	er inom kartområde a	27l Ti	åmotis SO.
Tuben n'Energeonennona auto		Sur och furubergure	ci interni itali terni ala c		

	SiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na₂O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Fe-malm Kallak norra	34,1	1,24	62,3	1,67	2,26	0,23	0,27	0,05	0,09
Kvartstrakyt Kallak norra	63,1	13,7	7,47	2,33	2,46	2,79	6,55	0,61	0,13
Mineraliserad trakyandesit Tjäula	57,8	14,0	12,5	0,43	2,57	2,94	3,36	0,54	0,16
Mineraliserad trakyt till trakyandesit Kårvo	61,2	12,9	9,34	0,67	0,42	2,7	5,92	0,63	0,18

Malmberäkningar över malmen har utförts vid flera tillfällen, till exempel av Johansson (1980) som uppskattade malmtonnaget för den norra delen till 92 miljoner ton utifrån gravimetriska data och till 73–104 miljoner ton utifrån magnetiska data. Den senare siffran är en korrektion för 30 procent hematitinnehåll. Det uppskattade malmtonnaget för Södra Kallak var 29 miljoner ton utifrån gravimetriska data och 16–23 miljoner ton utifrån magnetiska data. Malmberäkningar gjordes även för de längre söderut liggande delarna av stråket med järnmineraliseringar, nämligen för Parkijaure och Södra Parkijaure inom kartområdet 271 Tjåmotis SO, Akkihaure inom kartområdet 261 Luvos NO och Åkosjegge inom kartområdet 27J Porjus NV/SV (Johansson 1980). Jokkmok Iron Mines AB – Beowolf Mining plc har genomfört borrningar och andra undersökningar och uppskattade i november 2014 att "Kallakfyndigheten" det vill säga fyndigheterna inom området Kallak norra och södra tillsammans innehåller mer än 150 miljoner ton malm med 26,2 till 27,5 procent Fe, samt att Kallak norra är öppen norrut och på djupet (http://beowulfmining.com/projects/ sweden/kallak/). Frågan om man ska få en bearbetningskoncession för fyndigheten ligger hos Bergsstaten 2016. Vid ett besök 2015 hade bolaget återställt samtliga provdiken och sprängda gropar, vilket skett minutiöst med tallplantor redan på plats och total avsaknad av järnmineraliserade block i ytan att studera.



Figur 44. Markmätningar över Kallak. Järnoxidmineraliseringarna (malmen) visas som gula boxar. A. Magnetisk anomali, vertikalkomponent. B. Tyngdkraftsanomali, terrängkorrigerad Bougueranomali.

Heltäckande markmätningar av magnetfältet, elektromagnetiska fältet (slingram) samt täta tyngdkraftsmätningar över malmen finns från tidigare prospekteringskampanjer. Mätpunktavståndet varierar mellan 10–20 m och 40–80 m, linjeavståndet mellan 20–80 m, upp till 150 m längre bort från objektet. Mätområdet är 18 km långt och ca 5 km brett, och mätningarna gjordes mellan 1968 och 1970. På samma magnetiska anomalistråk som Kallakmalmerna ligger finns även järnmineraliseringarna Parkijaure och Södra Parkijaure inom kartområdet 27I Tjåmotis SO, samt Akkihaure inom kartområdet 26I Luvos NO (fig. 35, 44). Av magnetiska data framgår att malmkropparna är styrda av deformationszoner i nordsydlig och nordnordvästlig riktning, där de sinsemellan blivit uppdelade och förskjutna utmed deformationszonerna (fig. 35, 44). Malmens petrofysiska egenskaper skiljer sig markant från de övriga bergarternas, förutom susceptibiliteten har de betydligt högre densitet och mycket högre remanent magnetisering (fig. 41).





Figur 45A. Kraftigt omvandlade och rostiga dacitiska till andesitiska vulkaniter med mineraliserade delar (7420999/668283). Foto: Erik Björklund.

Figur 45B. Mineraliseringen är smal och långsträckt vid Tjäula (7420999/668283). Foto: Erik Björklund.

Mineralisering vid Tjäula (Cu, Co, Mo, Zn)

Mineraliseringen uppträder i dacitiska till andesitiska vulkaniter som är kraftigt omvandlade (7420999/668283, fig. 45A, B). En litogeokemisk analys av ett med kopparkis mineraliserat prov visar en värdbergart som andesit till latit (Na₂O-2,0 < K₂O, tabell 4), samt > 1 procent Cu, 726 ppm Co, 117 ppm Mo, 562 ppm Zn, 96 ppb Au och 25 ppm Se. Mineraliseringen domineras av pyrit, molybdenglans, kopparkis, magnetit och magnetkis, samt blyglans och zinkblände, där Co-förande pyrit, elektrum och Ag-förande kopparkis rapporterats (till exempel Carlon 1984). Vulkaniterna har en foliation i riktning 345/35. Geofysiska markmätningar har utförts inom området 1984 för att försöka utröna mineraliseringens utbredning. Magnetiska-, elektromagnetiska- (slingram) och IP- (inducerad polarisation) mätningar utfördes med 40 till 80 meters linjeavstånd och ett punktavstånd av 20 till 40 m (fig. 46.). Tio kärnborrhål om ca 800 m har utförts vid Tjäula, dock har ingen brytning ägt rum till dags dato (till exempel Rösholt 1985b, Larsson 1993). Mineraliseringen stupar flackt mot öster och har en bredd på 3–5 m samt en sammanhängande längd överstigande 700 m (Larsson 1993).



Figur 46. Inducerad polarisation till vänster och slingram imaginär till höger vid Tjäula. Borrhålens lägen visas som svarta cirklar.

Blockfynd vid Koberget ca 2 km öster om Tjäula med höga halter av främst Cu föranledde IP-mätningar och ytterligare blockletning under åren 1979–1984, men det verkar som man ansett att blocken kommer från mineraliseringen vid Tjäula (Lundmark 1983a, b, Martyn 1984). Vid vår kartering hittades mineraliserade hällar av dacitoida till andesitoida vulkaniska bergarter med kopparkis, magnetkis och svavel, vilka ligger i området mellan Tjäula och Kobergets topp. Även vid Koberget har markgeofysiska undersökningar ägt rum efter att Questor Surveys Limited 1983 utförde geofysiska flygmätningar över fyra områden inom kartområdet 27I Tjåmotis SO, då det elektromagnetiska fältet mättes. Flygmätningarna följdes upp 1984 bland annat med geofysiska markmätningar redovisade av Einarsson & Triumf (1984).

Mineralisering vid Kårvo (Zn, Cu)

En tidigare okänd mineralisering 1 km nordnordost om Kårvo (7421688/683585) påträffades under en geofysisk anomaliuppföljning, vilken innehåller mineralen hematit, pyrit, zinkblände, molybdenglans, kopparkis och bornit i hydrotermalt omvandlad dacit, trakyt till trakyandesit (fig. 47A, B). En litogeokemisk analys av 2 kg prov visar på 1 procent Zn, 565 ppm Cu, 4,9 procent S och förhöjda halter av Ag, As, Bi, Cd, Hg, In, Mo, Pb, Sb och Te, men endast 3 ppb Au i en trakyt till latit (Na₂O-2,0 < K₂O, tabell 4). Foliation i riktning 5/60.

Mineraliseringens läge sammanfaller med en högmagnetisk anomali (Antal Lundin m.fl. 2012a). Daciten har höga susceptibilitetsvärden, mellan 3 430 och 7 200 × 10⁻⁵ SI-enheter. Intill mineraliseringen är daciten hydrotermalt omvandlad och ljusfärgad, susceptibiliteten här är lägre, mellan 2 100 och 2 680 × 10⁻⁵ SI-enheter. Mineraliseringens susceptibilitet är ännu lägre, mellan 15 och 310 × 10⁻⁵ SI-enheter. Markprofilen över den högmagnetiska anomalin visar inte något större minima i höjd med mineraliseringen, däremot ca 30 m ifrån mineraliseringens utgående i ytan minskar fältstyrkan med drygt 2 000 nT (Antal Lundin m.fl. 2012a).



Figur 47A. Närbild av hematit i hydrotermalt omvandlad dacit (7421688/683585). Foto: Dick Claeson.



Figur 47B. Hydrotermalt omvandlad dacitoid vid tidigare okänd mineralisering 1 km nordnordost om Kårvo (7421688/683585). Foto: Dick Claeson.

Mineraliseringar vid Björkholmen, Tjäkkaure, Parkijaure (Cu, Au)

Mineraliseringar med bornit, kopparkis, pyrit och malakit förekommer vid ett antal lokaler inom kartområdet 27I Tjåmotis SO, till exempel Björkholmen, Tjäkkaure och Parkijaure (Antal Lundin m.fl. 2011), vilket har tolkats som en möjlig regional indikation på förutsättningar för koppar och guld i områdets vulkaniska avsättningar (Rösholt 1985a). Tallberget med snarlika malmmineral ses i fortsättningen av denna linje och finns på kartområdet 27J Porjus SV och där har kärnborrningar utförts (Rösholt 1985a, Claeson & Antal Lundin 2019).

Mineralisering vid Lattakvare (Mo, W)

Geofysiska markmätningar utfördes 1982 över ett område på ca 15 km² vid Lattakvare (7405000/646200). Borrningarna vid Lattakvare visade att uppslaget bestod av tunna skivor av "gnejs" med varierande innehåll av molybdenglans och scheelit (Niva 1983, Quezada 1983a, b), och vid denna kartering kan det slås fast att dessa skivor utgörs av en mindre mängd större xenoliter som finns i Hárrevárddointrusionen.

Mineraliseringsuppslagen vid Råttek, västra och östra

De geofysiska markmätningarna över Råttek har varit omfattande, ca 30 km² täcktes 1973 med magnetiska mätningar. I slutrapporten över ett Zn-Pb-Cu-uppslag från rikligt mineraliserade block vid Västra Råttek (7401400/657550) konstateras att mineraliseringen aldrig har påträffats trots insatser med geokemi, geofysik och fyra borrhål (Minell m.fl. 1981a). I slutrapporten över ett molybden-uppslag från mineraliserade block och hällar vid Östra Råttek (7400000/661850), anses att insatser med geokemi, geofysik och berggrundskartering visat att mineraliseringen troligen är allt för liten för att vara av ekonomiskt värde (Minell m.fl. 1981b).

Mineralisering lekelvare och mineraliseringar vid Pälkasbäcken och Malmtjärn (Cu, Au)

I en dioritisk bergart vid Iekelvare (7408200/676200) domineras mineraliseringen av kopparkis, pyrit och zinkblände, med mindre impregnationer av blyglans, komplexa sulfosalter, arsenikkis och gediget guld (Lundmark 1983a, b, Martyn 1984, Lundmark & Hålenius 1984, Einarsson 1985). Magnetiska-, elektromagnetiska- (slingram) och IP- (inducerad polarisation) mätningar har utförts 1985. De rikligt mineraliserade delarna ses inte i häll utan i borrkärnor.

På 1980-talet utfördes geofysiska och geologiska undersökningar vid Pälkasbäcken (till exempel Lundmark 1983a, b, Martyn 1984, Einarsson 1985). Ett antal mineraliserade block och hällar med främst kopparkis och pyrit finns i områdets graniter och suprakrustala bergarter.

Namnet Malmtjärn existerar inte på den topografiska kartan utan benämningen har getts den tjärn som ligger i området mellan berget lekelvare och Pälkasjaure (Einarsson 1985). Förutom i häll påvisade mineraliseringar av pyrit, kopparkis och molybdenglans, finns ett flertal intressanta blockuppslag med Cu och W som inte hittats i häll ännu (Einarsson 1985). Vid fältbesök på de sprängda hällarna vid Malmtjärn identifierades både dacitoid till andesitoid och en granitoid till monzodiorit, vilka är hydrotermalt omvandlade och omkristalliserade. Både de vulkaniska och djupbergarterna innehåller sulfidmineral, till exempel disseminerad magnetkis och pyrit, medan bättre bevarad andesitoid uppvisar ½ cm stora blaster av magnetit.

Parkijaure stenbrott i dacit

 $Ett ca 200 \times 200 \ m \ stort \ stenbrott \ med \ upp \ till \ 25 \ m \ pallhöjd \ finns \ i \ en \ dacit \ till \ intermediär \ vulkanit \ med \ underordnat \ surare \ och \ mer \ basiska \ sammans \ ättningar \ vid \ Parkijaure \ (7410072/684244). Vulkanit \ rna \ arrare \ vulkanit \ rna \ arrare \ vulkanit \ rna \ arrare \ vulkanit \ rna \ rna \ vulkanit \ vulkanit \ vulkanit \ rna \ vulkanit \ vulkanit$



Figur 48A. Bandad, eventuellt lagrad, sur (dacit) till intermediär vulkanit med underordnat både surare och mer basiska vulkaniska band (7410072/684244). Foto: Dick Claeson.



Figur 48B. Bandade vulkaniska bergarter med pegmatit och granit som både ådror, troligen bildade vid uppsmältning insitu, och som gångar (7410072/684244). Foto: Dick Claeson.

bandade, hydrotermalt omvandlade och ställvis ådrade (fig. 48A). Pegmatit förekommer som gångar och ådror (fig. 48B). Stora delar av det stråk med vulkaniska bergarter som ses på Tjåmotis SO, Porjus SV och Jokkmokk NV är av denna typ men i stråket finns även basaltoida, andesitoida och trakytoida vulkaniter. Susceptibiliteten hos vulkaniterna varierar mellan 625 och 3 480 × 10⁻⁵ SI-enheter. Vulkaniterna är folierade i riktning 25/56. Sprickzoner ses i väggen, med epidot, hematit och klorit som sprickfyllnad.

Industrimineral

Även prospektering efter industrimineral har förekommit inom kartområdena, till exempel wollastonit vid Latanjarka, Kårnanjunnje, Skalkka och Luokanjarka.

ТАСК

Inom berggrundskarteringen av 27I Tjåmotis SV, SO har extrageologerna Kristin Karlsson, Erik Björklund, Charlotta Brandt och Lotta Olausson 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.
- 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.
- Carlon, C.J., 1984: The BP-LKAB-Jokkmokk mineral joint venture Tjåmotis; Jokkmokk; Swedish Lappland. Comments; Notes and Recommendations (june-september 1984). *LKAB Report BSG 84-372*, 73 s.
- 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., 2019: Beskrivning till berggrundskartan Porjus SV. Sveriges geologiska undersökning K 627, 57 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 27I 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 at Ritavare, map sheet 27I 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, 163–172.
- 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., Persson, P.-O. & Morris, G., 2018e.U-Pb zircon age of host quartz trachyte at the Kallak iron ore deposit east of Björkholmen, map sheet 27I 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, 186–195.

- Claeson, D., Antal Lundin, I., Persson, P.-O. & Morris, G., 2018f. 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.
- Einarsson, Ö., 1985: Iekelvare, Prospekteringsarbeten utförda under 1984. *Sveriges geologiska AB PRAP 83035*, 19 s.
- Einarsson, Ö. & Triumf C.-A., 1984: Sydöstra Tjåmotis. Uppföljning av flyggeofysiska anomalier 1984. Sveriges geologiska AB PRAP 84131, 17 s.
- Einarsson, Ö., Sjöblom, B., Nisca., Lindros H. & Hålenius U., 1985: Tjåmotis Rappen. Konsultrapport. *Sveriges geologiska AB PRAP 85047*, 80 s.
- Eriksson, T. okänt publiceringsår: Järnmalmen vid Björkholmen i Jokkmokk socken. Sveriges geologiska undersökning BRAP 83801, 32s.
- Eriksson, T. & Ödman, O.H., 1948: Rapport angående undersökningar av järnmalmsfyndigheterna vid Björkholmen och Kallakområdena i Jokkmokk socken. *Sveriges geologiska undersökning C 592*, 35 s.
- Frietsch, R., 1963: Järnmalmsförekomster inom Norrbottens län. Sveriges geologiska undersökning MINK 96240, 35 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.
- Hanson, G.N., 1978: The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters 38*, 26–43.
- Henkel, H., 1976: Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden. *Pure and Applied Geophysics 114*, 235–249.
- Henkel, H., 1978: Density as a tectonic motor; diapirism in northern Sweden from magnetic, gravity and petrophysical interpretation. *Geoskrifter 19*, 59–74.
- Henkel, H., 1984: Nordkalottprojektet flygmagnetisk tolkning I testområdet. Sveriges geologiska undersökning Geofysikrapport 8404 BRAP84404, 22 s.
- Henkel, H., 1994: Standard diagrams of magnetic properties and density a tool for understanding magnetic petrology. *Journal of Applied Geophysics 32*, 43–53.
- 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.
- Larsson, J.-O., 1993: Tjåmotisområdet, ett framtida gruvcentrum i Jokkmokks kommun? *Sveriges geologiska undersökning MINK 96235*, 10 s.
- Lovering, T., 1963: Epigenetic, diplogenetic, syngenetic, and lithogene deposits. *Economic Geology 58*, 315–331.
- Lundmark, C., 1983a: Sydöstra Tjåmotis utvärdering. Sveriges geologiska AB PRAP 83090, 43 s.
- Lundmark, C., 1983b: Sydöstra Tjåmotis resultat från fältsäsongen 1983. *Sveriges geologiska AB PRAP 83137*, 12 s.
- Lundmark, C. & Hålenius, U., 1984: Iekelvare-Guldanalysering. Sveriges geologiska AB PRAP 84040, 7 s.
- Martinsson, O., Billström, K., Broman, C., Weihed, P., Wanhainen, C., 2016: Metallogeny of the Northern Norrbotten Ore Province, northern Fennoscandian Shield with emphasis on IOCG and apatite-iron ore deposits. *Ore Geology Reviews 78*, 447–492.
- Martyn, D., 1984: Airborne electromagnetic survey. Nämnden för statens gruvegendom. Jokkmokk area, northern Sweden. *NSG MINK 98066*, 21 s.
- Minell, H., Persson, G., Sjöstrand, T., 1981a: Västra Råttek. Sveriges geologiska undersökning BRAP 81009, 8 s.
- Minell, H., Persson, G., Sjöstrand, T., 1981b: Östra Råttek. Sveriges geologiska undersökning BRAP 81014, 4 s.
- Nisca, D., 1979: Preliminär flygmagnetisk tolkning 27I Tjåmotis. *Sveriges geologiska undersökning BRAP* 79406, 7 s.
- Niva, B., 1983: Lattakvare. Geofysiska undersökningar under år 1982. Sveriges geologiska AB PRAP 83013, 24 s.

- O'Connor, J.T., 1965: A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Paper B525. USGS, 79–84.
- Quezada, R., 1983a: Lattakvare. Sveriges geologiska AB PRAP 83015, 23 s.
- Quezada, R., 1983b: Delrapport II över Lattakvare. Sveriges geologiska AB PRAP 83045, 9 s.
- Rösholt, B., 1985a: Tallberget kobber- gull-mineraliseringer. Aspro Prospektering MINK 96069, 6 s.
- Rösholt, B., 1985b: Tjäula mineralization, Tjåmotis. Aspro Prospektering MINK 96123, 34 s.
- Sisson, T.W. & Bacon, C.R., 1992: Garnet high-silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 56*, 2133–2136.
- Skiöld, T., 1988: Implications of new U-Pb zircon chronology to early Proterozoic crustal accretion in northern Sweden. *Precambrian Research 38*, 147–164.
- 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.
- Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. Sveriges geologiska undersökning Ca 41, 151 s.