K 626

Beskrivning till berggrundskartorna 26J Jokkmokk NV och NO

Dick Claeson & Ildikó Antal Lundin



SGU Sveriges geologiska undersökning ISSN 1652-8336 ISBN 978-91-7403-449-3

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: Magmatisk autobreccia bildad genom injektion av ny magma i delvis stelnade kumulat, Ruoutevaregabbron. **Foto:** Dick Claeson.

© Sveriges geologiska undersökning, 2019 Layout: Lina Rönnåsen

INNEHÅLL

Inledning	4
Berggrundsgeologisk utveckling	4
Geofysisk översikt	5
Bergarter	10
Ytbergarter	10
Vulkaniska bergarter	10
Mafisk och felsisk granulit samt granatamfibolit	16
Sedimentära bergarter	22
Djupbergarter	23
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,93 miljarder år	23
Norra kontakten mellan Nårvejaurintrusionen och yngre vulkaniter	
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,89–1,87 miljarder år	
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år	
Sensvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,82–1,78 miljarder år	
Granit-pegmatitassociationen och Linagranit	
Strukturer, deformation och metamorfos	53
Naturresurser	60
PGE-Au-förande ultramafiskt kumulat vid Ruoutevare	61
Järnsulfidmineralisering 1 km sydost om Kanivare	62
Sulfidmineraliseringar i vulkaniska, vulkanoklastiska och sedimentära bergarter ca	1,5 km
nordväst om Tjerkisberget	65
Mineraliserade vulkaniter vid Nårvejaur (Zn, Cu)	65
Mineraliseringar inom området med de mafiska granuliterna	65
Kalkbrott Nårvejaur och Haraudden	67
Stora pegmatitbrottet Ruoutevare	68
Pegmatitbrottet Flakaberget	71
Pegmatit Hundberget-Getberget	71
Stenbrott Haraudden, gråvit Jokkmokksgranitoid	71
Blocksten söder om Tvärträsket, porfyrisk monzonit till granit	71
Tack	71
Referenser	72

INLEDNING

Under fältsäsongerna 2012 till 2014 karterades delar av berggrunden i kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO av Dick Claeson, Charlotta Brandt, Caroline Lundell, Lotta Olausson, Puck Palm och Åke Rosén. Ildikó Antal Lundin utförde det geofysiska fältarbetet som en del i projektet "Sydvästra Norrbotten". Kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO, 27I Tjåmotis SV och SO, 27J Porjus SV, vilka utgör delar av projektområdet för "Sydvästra Norrbotten", har tidigare endast karterats i skala 1:400 000 (Ödman 1957) och delar av området i skala 1:250 000 (Jokkmokksprojektet 1981). En omfattande petrofysisk analys av Norrbottens berggrund genomfördes inom ramen för "Nordkalottprojektet" (Granar m.fl. 1986).

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

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

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

BERGGRUNDSGEOLOGISK UTVECKLING

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

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

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 deformationszone (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 1967, 1985 och 2009. Första gången mättes endast det magnetiska fältet. LKAB utförde 1985 flygmätningar över de nordvästligaste delarna av kartområdet. Utöver mätningen av det magnetiska totalfältet mättes då även det elektromagnetiska fältet med slingram och VLF-metoden över hela kartområdet, samt gammastrålning. Mätningen med VLF-metoden gjordes från två oberoende sändare som ger information oberoende av sändarriktningen. Positioneringen gjordes visuellt. Vid den senaste mätningen, 2009, mättes förutom det magnetiska fältet och gammastrålningen även det elektromagnetiska fältet med VLF-metoden, även denna gång med två olika sändare som ger information om markens ledningsförmåga oberoende av sändarriktningen. Lägesbestämningen gjordes med GPS vilket ger en noggrann lokalisering av anomalier. Vid alla mätningarna var flygriktningen öst–västlig och linjeavståndet 200 meter. Vid de tidigare mätningarna var flyghöjden ca 30 meter och vid den senaste mätningarna, och vid den senaste mätningarna snoggrannhet var på 10 nT respektive 2 nT vid de tidiga mätningarna, och vid den senaste mätningen 0,1 nT. Kartområdet har en mycket bra täckning av tyngdkraftsmätningar, mätpunkttätheten är mellan 1 000 och 150 meter som ger en hög upplösning av tyngdkraftsfältet i området. Endast i sydvästligaste delen av kartområdet är punkttätheten lägre, ca 1 500 meter mellan mätpunkterna.

Vulkanitstråket som förekommer i de sydvästra delarna av kartområdet har varit föremål för guldprospektering i början av 2000-talet. Vid det tillfället utfördes även transientelektromagnetiska mätningar (TEM) från helikopter med ca 400 m linjeavstånd och 125 m radarhöjd. Mätområdet visas i figur 1. Mätningarna utfördes av BHP Billiton World Exploration Inc. från Kanada.

Förutom det flygmätta geofysiska och det markmätta tyngdkraftsunderlaget, finns det detaljerade markgeofysiska mätningar av magnetfältet och det elektromagnetiska fältet (slingram och VLF-metoden) samt inducerad polarisation från olika prospekteringskampanjer under 1970- och 1980-talen. Ytterligare mätningar av magnetfält, tyngdkraftsfält och multifrekvensslingram har utförts 2004 och 2005 i det sydöstra hörnet av kartområdet. Mätområdenas lägen framgår av figur 1. Det finns sedan tidigare även 1 183 petrofysiska prov i SGU:s databas. En omfattande petrofysisk provtagning har genomförts huvudsakligen under 1970- och i början av 1980-talet inom ramen för olika projekt. Ytterligare petrofysiska tolkningsarbeten över området genomfördes av bland annat Henkel (1978, 1984) samt Nylund & Nisca (1981).

Geofysisk anomaliuppföljning i fält har bedrivits under sommaren 2012, 2013 och 2014. Arbetet har bestått av markprofilmätningar av det magnetiska totalfältet och det elektromagnetiska fältet, provtagning



Figur 1. Lantmäteriets höjddata över kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO. Läget för petrofysiska prover inom kartområdet visas som gröna symboler. De gula polygonerna visar områden där markgeofysiska mätningar har utförts under 1970- och 1980-talet i prospekteringssyfte. De röda linjerna visar geofysiska profiler gjorda i prospekteringssyfte. Den rastrerade ytan visar området med TEM-mätningar.

för mätning av bergarternas petrofysiska egenskaper så som susceptibilitet, densitet och remanent magnetisering, samt gammastrålningsmätningar och susceptibilitetsmätningar på berghällar. Sammanlagt har 109 nya petrofysikprov tagits och 390 spektrometermätningar har gjorts på 121 hällar. Åtta susceptibilitetsmätningar har gjorts regelmässigt på varje besökt häll och positioneringen har utförts med handburen GPS. Syftet med anomaliuppföljningen är att hitta och förklara orsaken till anomalier, göra kvantitativa och kvalitativa 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 variationer i bergarternas sammansättning och deras deformationshistoria. Vulkaniterna i nordvästra hörnet av kartområdet, norr om Nårvejaur bildar högmagnetiska veckmönster. Öster om Purkijaur övergår dessa till öppna veck med lägre magnetiseringsnivåer (fig. 2). Den granodioritiska till granitiska intrusionen söder om de veckade vulkanitstråken bildar ett hjärtformat anomalimönster med måttliga magnetiseringsnivåer (fig. 2). Tyngdkraftsfältet är måttligt förhöjt och avtar mot väster (fig. 3). I sydvästra delen av kartområdet framträder ett bandat, åt nordväst strykande anomalimönster som huvudsakligen orsakas av felsiska vulkaniter, vilkas låga densiteter ger upphov till ett tyngdkraftsunderskott (fig. 3). Öster om den hjärtformade anomalin vid och sydväst om Flakaberget, samt vid Ruoutevare ger gabbroida bergarter upphov till de kraftigaste magnetiska anomalierna i kartområdet, som mest 6 500 nT. Gabbroiderna här ger också upphov till det största tyngdkraftsöverskottet inom kartområdet, på 14 till 19 mGal. Gabbroiderna tillsammans med bland annat de mafiska granuliterna och granatamfiboliterna ger upphov till det stora massöverskottet som upptar de centrala delarna av kartområdet (fig. 3). De mafiska granuliterna och granatamfiboliterna förekommer inom de lågmagnetiska delarna, runt omkring de högmagnetiska anomalierna som orsakas av gabbroider. Tyngdkraftsöverskottet diskuterades tidigare av bland annat Nisca (1980) och Nylund & Nisca (1981), bland annat konstaterades att sedimentgnejserna har anmärkningsvärt höga densitetsvärden. Sedimentgnejserna är nu



Figur 2. Magnetisk anomalikarta över 26J Jokkmokk NV och NO. Förekomster av sulfider visas med gula symboler, kalksten och pegmatit med blåa respektive vita symboler. Provbrytning för blocksten visas med svarta symboler.



Figur 3. Tyngdkraftskartans residualfält över 26J Jokkmokk NV och NO. De vita punkterna visar mätpunkternas läge och övriga färgade symboler visar densitetsvärden för bergartsprover.

av oss omtolkade till basiska granuliter (se avsnitt *Mafisk och felsisk granulit samt granatamfibolit*). En tydlig korrelation kan ses mellan tyngdkraftsöverskottet och de densitetsvärden som erhållits från gabbroider och basiska granuliter inom det karterade området (fig. 3). Tillsammans med andra bergarter med basisk sammansättning utanför kartområdet bildar de ett av de största tyngdkraftsöverskotten i Norrbotten. Längre österut inom kartområdet 26J Jokkmokk NO domineras den magnetiska anomalibilden av en triangelformad, högmagnetisk anomali (fig. 2). Anomalimönstret antyder en del interna strukturer, och mönstret överensstämmer mycket bra med de tyngdkraftsanomalier som observerats; ett tyngdkraftsöverskott i den centrala delen av intrusionen och ett tyngdkraftsunderskott på den östra respektive västra sidan av intrusionen (fig. 3, 42). I den nordöstra delen av kartområdet finns ytterligare en oval högmagnetisk anomali som orsakas av samma typer av bergarter. Även denna anomali sammanfaller med ett måttligt tyngdkraftsöverskott på ca 3,5 mGal.

Gammastrålningskartorna (fig. 4) återspeglar den naturliga gammastrålningen från de översta decimetrarna av marken. 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 flygmätningarna visar huvudsakligen låga uran- och toriumhalter över hela kartområdet med några lokala undantag. Dessa anomalier är huvudsakligen knutna till pegmatiter och granitoider. Bergarternas gammastrålningsegenskaper är sammanfattade i tabell 1.



Figur 4. Karta över markens toriumhalt inom kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO. Symbolerna visar medelvärde för uranoch toriumhalter uppmätta på berghällar.

Bergarternas petrofysiska egenskaper 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 = kvoten mellan den remanenta magnetiseringen och den inducerade magnetiseringen). Q-värde över 1 innebär att förutom susceptibilitet nöt den största bidragande orsaken till anomaliernas storlek och form. Den remanenta magnetiseringen av de petrofysiska egenskaperna har även prover från SGUs äldre databas tagits med. I den äldre databasen finns även analysresultat från prover som tagits 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 dess absoluta närhet (högst 15 meter ifrån) tagits med. Antagandet gjordes utifrån de förutsättningar som fanns vid tidpunkten för provtagningen, då positioneringen gjordes från topografiskt kartunderlag. Läget för de petrofysiska prover som använts i beskrivningen kan ses i figur 1.

Tredimensionella susceptibilitets- och densitetsmodeller har skapats med inversionsteknik för utvalda områden där Geosoft Voxi-programvaran har använts. Vid inversion anpassas det uppmätta magnetoch tyngdkraftsfältet automatiskt. Modellen delas upp i tredimensionella celler och cellerna tilldelas susceptibilitets- respektive densitetsvärden vilka ska återge det uppmätta fältet. För modellerna som visas i beskrivningen har 1 000 × 1 000 × 500 m cellstorlek använts för tyngdkraftsmodellering, där 1 000 m är i horisontell led och 500 m i djupled. För magnetfältsinversionen har celler av storleken 250 × 250 × 125 m använts, där 250 m är i horisontell led och 125 m i djupled.

Bergart	Bergartsenhet, miljarder år	n	Kalium % median	Uran ppm median	Torium ppm median
Pegmatitgranit	GP, 1,82–1,74	20	4,1	5,9	10,2
Granit, pegmatitgranit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	34	3,9	3	36
Granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	17	4,2	1,6	7,6
Syenitoid till granit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	9	3,2	2	6,1
Syenitoid till granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	13	4	1,9	8,4
Gabbroid till dioritoid	GDG-GSDG, 1,84–1,77	27	1,9	1,2	3,3
Monzodiorit till syenitoid	GDG-GSDG, 1,88–1,84	7	2,3	1,6	6,5
Syenitoid till granit	GDG-GSDG, 1,88–1,84	14	4,1	2	8,5
Syenitoid till granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,88–1,84	20	5	3,8	19,8
Granit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	40	4,5	2,5	9,5
Tonalit till granodiorit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	4	3,7	4,1	13,2
Granodiorit till granit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	21	2,6	2	5,8
Granodiorit till granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,92–1,87	6	2,9	2,5	6,8
Mafisk granulit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	16	2,2	2,5	10,2
Ryolit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	25	4,8	3,7	13,4
Dacit till ryolit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	10	3,8	2,7	11,2
Basalt till andesit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	7	2	2,5	6,9
Granodiorit, tonalit och granit	GDG, 1,96–1,92	16	2	1,8	7,2
Hydrotermalomvandlad granit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	6	2,4	1,3	8,2

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

Bergart	Bergartsenhet, miljarder år	n	Densitet (kg/m³) median	Magnetisk susceptibilitet (SI) median	Q-värde median
Pegmatitgranit	GP, 1,82–1,74	17	2 628	25	0,35
Granit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	9	2 627	1 413	0,4
Granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	28	2 667	4 926	0,4
Syenitoid	GDG-GSDG, 1,84–1,77	6	2 652	244	0,2
Monzodiorit till syenitoid, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	31	2 698	5 4 4 4	0,2
Gabbroid till dioritoid	GDG-GSDG, 1,84–1,77	86	2 998	4 293	0,8
Gabbroid till dioritoid, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,84–1,77	14	2 861	362	1,9
Syenitoid	GDG-GSDG, 1,88–1,84	11	2 654	3 820	0,6
Syenitoid till granit	GDG-GSDG, 1,88–1,84	7	2 664	110	0,2
Syenitoid till granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,88–1,84	8	2 633	426	0,2
Gabbroid till dioritoid	GDG-GSDG, 1,88–1,84	23	3 121	75	0,2
Granit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	40	2 629	1 2 4 7	0,2
Granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,92–1,87	5	2 683	20	0,5
Granodiorit till granit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	26	2 664	880	0,2
Granodiorit till granit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,92–1,87	8	2 646	1 2 3 5	0,1
Tonalit till granodiorit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	4	2 707	402	0,3
Monzodiorit till granodiorit	GDG-GSDG, 1,92–1,87	17	2 695	750	0,3
Mafisk granulit	GDG-GSDG, 1,84–1,77	37	2 801	52	0,3
Ryolit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	52	2 641	2 240	0,2
Dacit till ryolit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	54	2 693	2 019	0,2
Basalt till andesit	GDG-GSDG, 1,89–1,86	62	2 897	88	0,4
Basalt till andesit, porfyrisk	GDG-GSDG, 1,89–1,86	4	2 815	62	0,6
Granodiorit, tonalit och granit	GDG, 1,96–1,92	36	2 712	1 472	0,2

Tabell 2. Sammanfattning av bergarternas densitet och magnetiska egenskaper uppmätta på bergartsprov.

BERGARTER

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

Ytbergarter

Vulkaniska bergarter

De vulkaniska bergarterna inom projektområdet varierar i sammansättning och grad av metamorf överprägling. Ofta är de deformerade, folierade och stängliga, ibland även veckade och ådrade. Ett exempel från en kraftigt deformerad vulkanisk sekvens i berggrunden vid Lullekietjeforsen (7399998/694360) är beskriven i Claeson & Antal Lundin (2019a), vilken fortsätter in på kartområdet 26J Jokkmokk NV. Vulkaniska avsättningar med distinkta växellagringar mellan sura och basiska vulkaniter visar ibland kontaktrelationer där bergarterna i själva kontakten är mycket finkorniga till täta. Detta tolkas som att



Figur 5A. Lagrad vulkanisk sekvens med distinkta lager av dacit, andesit och basalt. Kontakterna är mycket finkorniga till täta, vilket tolkas som att de svalnat snabbt mot underliggande avsättning (7379445/693866). Foto: Dick Claeson.



Figur 5B. Inom andesitoida vulkaniska avsättningar varierar sammansättningen och halten ljusa och mörka mineral mellan lager avsevärt (7398585/711219). Foto: Ildikó Antal Lundin.



Figur 5C. Trakytoid textur i andesitoid till basaltoid vulkanit (7395650/713716). Foto: Dick Claeson.

de svalnat snabbt mot underliggande avsättning (fig. 5A) och att de är av snarlik ålder, vilket innebär att vissa vulkaniska avsättningar har haft en bimodal magmatism som sitt ursprung.

Sur, ryolitisk till trakytisk vulkanit med inslag av dacit, samt underordnat andesit och basalt, förekommer i den sydvästra delen av kartområdet 26J Jokkmokk NV i en vulkanisk avsättning. Denna är ca 35 km lång och fortsätter in på kartområdet 26J Jokkmokk SV, indikerat av geofysiska data (fig. 3). Dessa ryolitiska till trakytiska vulkaniter har ofta strökorn av kvarts och fältspater, fragment av andra vulkaniska bergarter (Antal Lundin m.fl. 2012b), samt är åldersbestämda till 1 885 ± 4 miljoner år (Claeson m.fl. 2018g). Vid många hällar ses en genomgripande hydrotermal omvandling. Inom denna vulkaniska avsättning har BHP Billiton World Exploration Inc. prospekterat efter guld mellan 2001 och 2004, men ännu har inga resultat visat på en större ekonomisk potential. Vulkaniterna i den sydvästra delen av 26J Jokkmokk NV har låga till måttliga susceptibilitetsvärden och ger upphov till ett bandat anomalimönster som stryker i nordvästlig riktning (fig. 2). De sura vulkaniterna har låga densiteter, mellan 2 602 och 2 639 kg/m³ och orsakar tillsammans med de i området förekommande granitiska till monzonitiska bergarterna ett tyngdkraftsunderskott i sydvästra delen av kartområdet 26J Jokkmokk NV (fig. 3). Densitetsfördelningen av de prov som finns från området bekräftar anomalibilden bortsett från de prov som tagits från den östra delen av anomalin, intill den branta gradient där tyngdkraftsfältet ökar mot nordost. Där påträffades bland annat dacitiska och andesitiska led med högre densitet (fig. 3).

I de nordvästliga delarna av 26J Jokkmokk NO finns större områden med ryolitoida till trakytoida vulkaniter, samt andesitoida och dacitoida vulkaniter i mindre omfattning, vilka uppvisar lagring och bandning (Claeson & Antal Lundin 2013). Från Hästkullen inom kartområdet 26J Jokkmokk NO och väster därom finns kraftigt hydrotermalt omvandlade dacitoida till ryolitoida vulkaniska bergarter (Claeson & Antal Lundin 2015). De är gråa till gråröda, mycket finkorniga till finkorniga, omkristalliserade och folierade. Ställvis uppträder enstaka 1–2 mm stora strökorn av plagioklas. Epidot förekommer som sprickfyllnader. Dacitoider och ryolit förekommer mestadels i de norra delarna av kartområdet där de ger upphov till bandade anomalimönster. Hällsusceptibiliteten varierar och dacitoiderna har ett medianvärde på 785 × 10⁻⁵ SI-enheter medan ryolit har ett något högre medianvärde på 1 280 × 10⁻⁵ SI-enheter. I övrigt är de surare, ryolitoida till trakytoida vulkaniterna inte lika vanligt förekommande som de intermediära till basiska och dacitiska vulkaniterna inom kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO.

Andesit till dacit är intermediära till sura vulkaniter som ställvis har sulfidmineral i sprickor och hålrum men även disseminerat i bergarten. Ofta är de andesitoida vulkaniterna bandade med underordnat både surare och basiska vulkaniter som lager (Antal Lundin m.fl. 2012b). Även inom andesitoida vulkaniska avsättningar varierar sammansättningen och halten ljusa och mörka mineral mellan lager avsevärt (fig. 5B). På några platser har fragmentförande, plagioklasporfyrisk dacit till andesit med hög andel magnetitaggregat påträffats vilket antyder att de magnetitrika mineraliseringarna i projektområdet kan ha ett vulkaniskt ursprung, främst då fortsättningarna av dessa vulkaniska avsättningar norr om 26J Jokkmokk NV, inom kartområdena 27I Tjåmotis SO och 27J Porjus SV (Antal Lundin m.fl. 2010, 2011, 2012a, b). Andesiterna och daciterna i norra delen av 26J Jokkmokk NV ger upphov till positiva magnetiska anomalier och de har normalt hällsusceptibilitetsvärden som överstiger 2 000 × 10⁻⁵ SI-enheter. De bildar de södra delarna av det veckade anomalistråk som ses på den magnetiska anomalibilden över kartområdena 27I Tjåmotis SO och 27J Porjus SV (Antal Lundin m.fl. 2010, 2011, 2012a, b).

Basaltiska till andesitiska vulkaniter med stora mängder strökorn av plagioklas finns på ett flertal platser inom kartområdet 26J Jokkmokk NO och uppvisar ibland en trakytoid till trakytisk textur (Claeson & Antal Lundin 2015). Plagioklasporfyrisk andesitoid till basaltoid vulkanit med en ställvis trakytoid textur förekommer inom kartområdena, bland annat i centrala Jokkmokk (fig. 5C). Dessa basiska till intermediära vulkaniska bergarter ger ofta upphov till en frodig växtlighet som gör att de kan vara underrepresenterade i den från flygfoton tolkade hällbilden. Detsamma gäller för djupbergarter med basiska till intermediära sammansättningar. Andesitoidernas susceptibilitet är tämligen låg och varierar mellan 40 och 1 649 × 10⁻⁵ SI-enheter med ett medianvärde på 61 × 10⁻⁵ SI-enheter. Densiteten varierar mellan 2 750 och 2 900 kg/m³ och andesitoiderna bidrar till det tyngdkraftsöverskott som finns i de västra delarna av kartområdet 26J Jokkmokk NO (fig. 3).

I de östra delarna av det stora lågmagnetiska området ned mot den södra kartbladsgränsen av 26J Jokkmokk NO (fig. 2) förekommer ett större område med andesitoid, basaltoid och dacitoid (Claeson & Antal Lundin 2015). Dessa är snarlika de bergarter som tidigare klassificerats som sedimentär berggrund inom ett mycket stort område inom 26J Jokkmokk NV och NO, men som omtolkats av oss till mafiska granuliter (se avsnitt *Mafisk och felsisk granulit samt granatamfibolit*). I detta område är den metamorfa graden inte mer än amfibolitfacies, migmatitisering är ovanlig och granater saknas helt. I ett område ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget inom kartområdet 26J Jokkmokk NO finns andesitiska, dacitiska, basaltiska och vulkanoklastiska bergarter. I de leriga metasedimentära bergarterna inom detta område uppträder omvandlingsmineralen kordierit och sillimanit (se kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos*). Kärnborrning efter sulfidmineraliseringar har ägt rum i området och disseminerade förekomster av pyrit och magnetkis samt mindre mängder zinkblände, kopparkis och blyglans har noterats (se kapitel *Naturresurser*).

Litogeokemiska analyser av sura, intermediära och basiska vulkaniska bergarter från kartområdena Jokkmokk NV och NO plottade i multielement- och REE-diagram visar på att den variation som ses i diagrammen till största delen kan tillskrivas skillnader i ursprung, fraktionering och andra faktorer i bergarternas petroge-



Figur 6A. Multielementdiagram med litogeokemiska analyser av vulkaniska bergarter inom kartområdet 26J Jokkmokk NV, NO. Grön symbol = basalt, klarblå symbol = trakyandesit med latitisk affinitet, grönblå symbol = andesit, gul symbol = dacit och röd symbol = ryolit. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Figur 6B. REE-diagram med litogeokemiska analyser av vulkaniska bergarter inom kartområdet 26J Jokkmokk NV, NO, symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

nes till exempel grad av uppsmältning (fig. 6). En litogeokemisk jämförelse mellan de olika generationernas vulkaniter inom delar av projektområdet sydvästra Norrbotten – åldersbestämda 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. 7A). I multielementdiagram ser man att profilernas form är likartade men de yngre vulkaniska bergarterna från Tjäkkaure 27I Tjåmotis SO (Claeson m.fl. 2018a) 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. 7B).

Vulkaniternas petrofysiska egenskaper och gammastrålningsegenskaper är presenterade i diagramform i figur 8 och 9. Ryolitoida till trakytoida bergarter har lägst densitet och deras susceptibilitet fördelas bimodalt i det paramagnetiska respektive det ferrimagnetiska fältet. Dacitoida till ryolitoida bergarter har



Figur 7A. Jämförelse mellan åldersbestämda vulkaniter i multielementdiagram. Röd symbol = ryolit Lagmansgraven 1885 Ma och mörkgrön symbol = andesit vid Nårvejaur tolkad som 1885 Ma från 26J Jokkmokk NV, rosalila diamant = ryolit 1873 Ma och triangel = kvartstrakyt till ryolit 1876 Ma från 27J Porjus SV, ljusblå symbol = kvartstrakyt vid Kallak 1873 Ma 27I Tjåmotis SO, grön triangel = trakybasalt och kryss = basaltisk trakyandesit vid Tjäkkaure 1773 Ma från 27I Tjåmotis SO. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Figur 7B. Jämförelse mellan åldersbestämda vulkaniter i REE-diagram, symboler som i A. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

liknande magnetiska egenskaper som de ryolitoida till trakytoida bergarterna, men en del prover uppvisar högre densitetsvärden. De lägre susceptibilitetsvärdena kan huvudsakligen kopplas till de vulkaniter som uppträder i sydvästra delarna av kartområdet 26J Jokkmokk NV. Förutom några undantag har de ett Q-värde under 1, vilket betyder att den inducerade magnetiseringen är överordnad den remanenta magnetiseringen och är den huvudsakliga orsaken till magnetiska anomalier (fig. 8).

Inom kartområdet förekommande basaltoider till andesitoider har tydligt högre densitetsvärden och deras susceptibilitetsvärden sprider sig både i det paramagnetiska fältet och i det ferrimagnetiska fältet (fig. 8). Majoriteten av de bergartsprov som har hög susceptibilitet härrör från vulkanitstråken i nordvästra delarna av kartområdet 26J Jokkmokk NV, där de tillsammans med dacitoider bildar ett högmagnetiskt, bandat veckmönster (fig. 2). De västligaste delarna av detta vulkanitstråk ger, tillsammans med omgivande granitoider, upphov till ett tyngdkraftsunderskott på grund av mindre andel vulkaniska bergarter



Figur 8. De vulkaniska bergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.



Figur 9. Vulkaniternas gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

med basisk till intermediär sammansättning, och förekomst av större andel granitoider med låga densiteter (fig. 3). De östra delarna av vulkanitstråkets vecksystem visar på en förhöjning av tyngdkraftsfältet, vilket korrelerar väl med de uppmätta densitetsvärdena på dacit och andesitoider (fig. 3). Flera bergartsprov med andesitisk och basaltisk sammansättning visar på högre Q-värden än 1. Flertalet av de högsta, över 10, härrör från de mineraliserade proven och redovisas även separat i kapitel *Naturresurser*.

Vulkaniternas gammastrålningsegenskaper visas i figur 9. Ryolit, dacit och andesit till basalt har låga uranhalter, under 6 ppm. Ryoliternas kaliumhalter sprider mellan 2 och 6 procent, där de lägsta och högsta värdena kan kopplas till hydrotermal omvandling. Vulkaniternas toriumhalter är också relativt låga, de flesta lägre än 20 ppm. Den basiska sammansättningen återspeglas i låga kaliumvärden.

Mafisk och felsisk granulit samt granatamfibolit

Definitionen för mafisk granulit som används i Coutinho m.fl. (2007) har inte verifierats genom petrografiskt arbete eller observation av ortopyroxen i fält, utan vår beteckning mafisk granulit härleds från det faktum att basiska och intermediära bergarter är partiellt uppsmälta och har bildat migmatit. Framtida mer avancerade studier än en fältkartering kan komma till slutsatsen att det mesta av områdets berggrund istället bör namnges som basiska till intermediära migmatiter bildade under granulitfacies vid relativt låga tryck. I Coutinho m.fl. (2007) poängteras svårigheterna med definitionen vid fältarbete där ortopyroxen saknas. Inom det område som klassificerats som mafisk granulit finns vissa delar som inte har högre metamorf grad än granatamfibolit eller amfibolitfacies registrerat i bergarterna idag. Det är troligt att den tidsrymd under vilken uppsmältning och granulitfacies metamorfos ägde rum inte var tillräckligt lång för att dehydrera bergarterna. Detaljstudier krävs om områdets bergarter ytterligare ska kunna uppdelas i kartbilden och den ställvis dåliga blottningsgraden gör det svårt att enkelt avgränsa mindre områden med avvikande facies.

De mafiska granuliterna inom 26J Jokkmokk NV och NO visar schollen migmatit med flottar av basalt och restit som flyter i neosom (fig. 10). Protoliterna tolkas ha varit mestadels vulkaniska bergarter av andesitisk, basaltisk och i mindre utsträckning dacitisk sammansättning. De anatektiska minimumsmältorna har granodioritiska, tonalitiska och trondhjemitiska sammansättningar och inte granitiska. Detta är i enlighet med experimentella data som visat dessa sammansättningar hos smältor som genereras från basiska och intermediära bergarter då dessa genomgår uppsmältning under dehydrerande förhållanden (t.ex. Beard & Lofgren 1991). Facies gränser beror på temperaturen och litostatiskt tryck samt P_{H2O} . Minskande P_{H2O} sänker övergången till den högre facies (till exempel Spear 1993). Experimentella data tyder på att övergången från amfibolit till granulit facies sker vid 800–850 °C med P_{H2O} = Ptotal, medan naturliga parageneser visar lägre temperaturer för övergången vid 700–750 °C, vilket visar vikten av tillgång till H₂O under metamorfos (till exempel Spear 1993). Det poängteras i Bucher & Frey (1994) att vid samma temperatur (till exempel 750 °C, P = 6 kbar), kan basiska migmatiter, amfiboliter och mafisk granulit förekomma bredvid varandra, den enda variationen är sammansättningen av den fluidfas som var närvarande i de olika bergarterna vid tiden för metamorfosen.

I de centrala delarna av kartområdet förekommer främst mafisk och till mycket mindre del felsisk granulit. Ett mycket stort område inom 26J Jokkmokk NV och NO är sedan tidigare klassificerat som sedimentär berggrund, blått på äldre kartor, trots att man redan då visste att bergarterna har en hög densitet (Nylund & Nisca 1981, Jokkmokksprojektet 1981). Även på den opublicerade digitala kartan NB-dig (Thomas Sjöstrand och Herbert Henkel vid SGU) är dessa områden klassificerade som antingen metamorf sedimentär berggrund eller som granit-pegmatitassociationen (Linagranit). På kartan över Fennoskandiska skölden (Koistinen m.fl. 2001) är de främst klassificerade som metamorf sedimentär berggrund och i mindre utsträckning som tidigorogena svekokarelska sura intrusivbergarter. Dessa områden är i dagsläget till större delen omtolkade av oss till att bestå av starkt metamorft överpräglade avsättningar av basaltoider och andesitoider, och i mindre utsträckning även gabbroida bergarter och ultramafiska kumulat med ett mindre inslag av pegmatit och granit.



Figur 10A. Tolkad primär lagring i andesitoid till basaltisk andesit (7381686/708058). Foto: Dick Claeson.



Figur 10B. Relativt välbevarad fragmentförande och strökornsförande andesitoid med komagmatiska kontakter till fragment av basaltoid inom den mafiska granulitens utbredningsområde. Gångar av vit till ljusgrå granodiorit till trondhjemit slår igenom de vulkaniska bergarterna (7386740/711108). Foto: Dick Claeson.



Figur 10C. Basaltoid till andesitoid vulkanit med svarta basiska fragment (7376465/700325). Foto: Dick Claeson.



Figur 10D. Partiellt uppsmält och veckad fragmentförande andesitoid, fragment av basalt till dacit och restiter (7386704/701956). Foto: Dick Claeson.

De geokemiska analyser som nu utförts visar på bergarter med låga SiO₂-halter (47–61 procent) och typiska sammansättningar för basiska och trakybasaltiska bergarter, samt enstaka med dacitisk sammansättning. Trots signifikanta skillnader i huvudelementinnehåll visar granuliterna en homogen sammansättning i multielementdiagram och REE-diagram (fig. 11). En litogeokemisk analys från ett prov med 1–10 mm stora, röda granatkristaller (1–5 procent) i granatamfibolit indikerar en andesitoid som protolit (tabell 3). En del av dessa är även mineraliserade (se kapitel *Naturresurser*). Primär lagring ses i områden med relativt lägre metamorfos och svag deformation (fig. 10A). Fragmentförande och strökornsförande varianter av bergarterna ses ofta där de inte är så starkt metamorft överpräglade (fig. 10B). Utseendet på och halten av fragment varierar liksom sammansättningen på fragmenten, vilka kan vara basiska till sura (fig. 10C). På ett flertal platser är de vulkaniska bergarterna ådrade och partiellt uppsmälta där små, smala ådror av troligen in-situ anatektiska smältor ses. Fragment av vulkaniska bergarter är dock ofta intakta (fig. 10D, Antal Lundin m.fl. 2012b, Claeson & Antal Lundin 2013). På några platser är de vulkaniska bergarterna veckade, ådrade och uppsmälta, migmatitiska, och är då ofta bandade (fig. 10E). Schollen



Figur 10E. Veckad, bandad, ådrad och kraftigt migmatitiserad och deformerad andesitoid till basaltoid (7384280/703513). Foto: Dick Claeson.



Figur 10F. Kraftigt migmatitiserad vulkanisk sekvens med omfattande deformation. Boudinerad basalt i en mestadels dacitisk till andesitisk sammansättning på vulkaniterna. Ljusa ådror med granodiorit-tonalit-trondhjemit sammansättning (7385491/703757). Granatförande ställvis. Foto: Dick Claeson.



Figur 10G. Schollenmigmatit i vulkanisk sekvens med isärdragen, deformerad basalt och paleosom som flottar i neosom. Basaltisk till andesitisk sammansättning på de vulkaniska protoliterna. Ljusa ådror med granodiorit-tonalittrondhjemit-sammansättning (7386061/703460). Foto: Dick Claeson.

migmatit noteras vid ett flertal lokaler inom området med mafiska granuliter och även inom det mindre området med surare granuliter (fig. 10F). De båda senare, bandade, migmatitiska och schollen migmatitiska, är svåra att vid en första anblick tolka som att de en gång i tiden var vulkaniska bergarter men de övergår ofta i hällen till mer igenkännliga vulkaniter. Det är de basaltoida delarna i dessa vulkaniska avsättningar som normalt sett inte är uppsmälta och för det mesta saknar leukokratiska ådror helt och hållet. De basaltoida delarna ligger som flottar och simmar i neosomet, vilket utgörs av mer eller mindre fullständig uppsmältningen av andesitoida och dacitoida delar. Även restiter av palesom ses som flottar i en blandning av melanosom och leukosom (fig. 10G). Ovanstående basaltoida och andesitoida bergarter har genomgående låg susceptibilitet, oftast lägre än 100 × 10⁻⁵ SI-enheter och höga densiteter, mellan 2 740 och 3 020 kg/m³ (fig. 2, 3, 8). De bidrar till det stora tyngdkraftsöverskott (fig. 3) som uppträder i centrala delarna av kartområdet och anomaliorsaken har diskuterats av Nylund & Nisca (1981). Det



Figur 11A. De litogeokemiska analyserna av basiska, intermediära till sura granuliter visar en mycket homogen sammansättning i multielementdiagram. Blyglans finns i de mineraliserade proven och ses tydligt som positiva Pb-anomalier. Granuliterna plottar som beigebrun symbol = basaltisk trakyandesit (shoshonit Na2O-2<K2O), röd symbol = basaltisk andesit, grön symbol = andesit, grönblå symbol = trakyandesit med latitisk affinitet (Na2O-2,0 < K2O) och gul symbol = dacit. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Figur 11B. De litogeokemiska analyserna av basiska, intermediära till sura granuliter visar ett mycket homogent mönster i REE-diagram, symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

går inte att utesluta att delar av det område som genomgått metamorfos under granulitfacies innehöll sedimentära bergarter. Dock är det mycket osannolikt att dessa varit siliciklastiska av ovan nämnda anledningar och bör ha varit erosionsprodukter från de basiska och intermediära vulkaniska avsättningarna. Den totala avsaknaden av observationer av till exempel sillimanit och kordierit inom området klassat som granulitfacies indikerar att epiklastiska areniter och peliter inte utgör någon större del (t.ex. Spear 1993).

En tredimensionell densitetsmodell har tagits fram över de centrala delarna av kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO för att få en uppfattning om form och djup på de tunga bergarter som orsakar det stora tyngdkraftsöverskottet i området (fig. 12). En densitetskontrast mellan -0,2 och 0,5 g/cm³ har använts. I figur 12 visas isoytan för 0,17 g/cm³ motsvarande en densitet av 2,84 g/cm³, vilken är normal för basiska bergarter. Modellen visar ett djupgående på drygt 13 km.



Figur 12. A. Densitetsmodell över Jokkmokksområdet som visar isoytan motsvarande en densitet på 2,84 g/cm³. Vy från sydost. **B.** Tyngdkraftsfältet över området som modellen bygger på.



Figur 13A. Jämförelse i multielementdiagram mellan basiska, intermediära och sura bergarter från området med granulitfacies metamorfos med en andesit (mörkgrön triangel) tolkad som 1885 miljoner år gammal från Nårvejaur. Ljusgrön symbol = granatamfibolit med andesitisk sammansättning, svart kors i kvadrat = trakyandesitisk sammansättning, beigebrun symbol = trakybasaltisk sammansättning, gul symbol = dacitisk sammansättning och röd symbol = basaltisk sammansättning. Överensstämmelsen är mycket god. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Figur 13B. Jämförelse av REE-halter, symboler som i A. Även här mycket god överensstämmelse. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Vid en litogeokemisk jämförelse mellan basiska, intermediära och sura granuliter med till exempel en andesit tolkad som 1 885 miljoner år gammal från Nårvejaur, finner man en mycket god överensstämmelse (fig. 13). Detta är en stark indikation på att det är främst andesitiska vulkaniter och inte felsiska sedimentära bergarter som *de facto* utgör protoliter till granuliterna. Lägger man därtill de höga uppmätta densiteterna och de bättre bevarade delarnas utseende som basalter och strökornsförande andesitoider är det inte ens något tvivel om schollen migmatiternas ursprung som vulkaniska bergarter. Värt att särskilt notera är att ådror och *in-situ* anatektiska smältor inom detta område som angetts som mafisk granulit till största delen består av granodiorit, tonalit och trondhjemit, och inte granitiska minimumsmältor (fig. 10B, F–G).

Den uppenbara orsaken till granulitfaciesmetamorfosen och uppsmältningen var värmetillförseln från de mycket stora mängder med basiska magmor som senare kristalliserade till gabbroida bergarter och ultramafiska kumulat. Gabbrorna ses i stort sett inom hela det område som klassificerats som mafisk granulit. Även tidigt intruderade gabbroiska bergarter inom detta område har till delar genomgått metamorfos och deformation som de allra yngsta gabbroiska bergarterna inte uppvisar. 3D-modeller över området visar utbredningen på djupet av dessa gabbroiska intrusioner (se kapitel *Sensvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,82–1,78 miljarder år*).

De mafiska granuliterna är lågmagnetiska och susceptibilitetsvärdena fördelar sig uteslutande i det paramagnetiska fältet (fig. 8). Det är högst troligt att de har förlorat sin magnetisering, då temperaturen överskred ca 585 °C (Curietemperatur), under den metamorfa processen de varit utsatta för och som även delvis smälte upp de ursprungliga bergarterna. De basiska magmorna som orsakade den omfattande metamorfosen bör ha haft temperaturer mellan 1 000 och 1 250 °C, och med tanke på de stora volymer som konstaterats i området, kan de utan vidare höjt de mafiska granuliterna över Curietemperaturen.

Granuliternas gammastrålningsegenskaper uppvisar låga uranhalter, under 5 ppm (fig. 9). Ett undantag på över 9 ppm uran finns bland de mafiska granuliterna, vilket också har en något högre kaliumhalt än de övriga, och förklaras med att granuliten innehöll mer neosom i detta prov.

Sedimentära bergarter

Omvandlade sedimentära bergarter och paragnejser finns på ett flertal platser inom kartområdet 26J Jokkmokk NO. Ofta är dessa intimt förknippade med vulkaniska bergarter, många gånger som inlagringar, och det kan ställvis vara svårt att med absolut säkerhet ange det genetiska ursprunget. I ett område ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget inom kartområdet 26J Jokkmokk NO finns vulkaniska och vulkanoklastiska bergarter, samt vad som mer liknar ursprungligen lerhaltiga metasedimentära bergarter. Dessa innehåller ibland kordierit och sillimanit som omvandlingsmineral (se kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos*). Kärnborrningar påvisade förekomster av sulfidmineraliseringar i detta område (se kapitel *Naturresurser*).

Ådrad, grå paragnejs, som kan observeras till exempel i sandtaget ca 2 km söder om Mattisudden inom kartområdet 26J Jokkmokk NO, innehåller ställvis kristaller av kordierit och granat. I paragnejsen finns argillitiska linser och lager av dacitoid vulkanit (Claeson & Antal Lundin 2015).

Vid kartbladsgränsen till 26I Luvos NO finns på Luvos-sidan en metamorft överpräglad slamsten med inslag av metagråvacka som inte är blottad inom det aktuella kartområdet. Dessa sedimentära bergarter är grå till ljusgrå, lagrade, förskiffrade, folierade och linjerade, samt har tolkats där att vara äldre än Snavva– Sjöfallsgruppen (F. Hellström, muntlig kommunikation 2016).

I de metasedimentära bergarterna inom kartområdet uppträder ibland de metamorfa omvandlingsmineralen granat, sillimanit och korderit (se även kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos*). De mer kvartsrika metasedimenten har sällan några ådror av nybildad granitiska smältor, medan de ursprungligen mer lerhaltiga och arkosiska metasedimentära bergarterna kan ha betydande mängder av neosom och paleosom där de blivit partiellt uppsmälta. Dessa kan ställvis klassas som anatektiska, diatexitiska eller metatexitiska migmatiter beroende på graden av uppsmältning som ägt rum (jämför Antal Lundin m.fl. 2012a, Claeson & Antal Lundin 2019b).

Ansenliga mängder karbonatsten finns vid Nårvejaur inom kartområdet 26J Jokkmokk NV och har brutits till en del (se kapitel *Naturresurser*). Karbonatstenen är knuten till de i området uppträdande vulkaniska avsättningarna och är troligen en biokemiskt utfälld bergart i samband med den vulkaniska aktiviteten. De flesta moderna och förmodligen även de äldsta karbonatbergarterna, bildas främst på grunt vatten (djup < 10–20 m). Detta beror på att organismerna som producerar karbonat är antingen fotosyntetiska eller kräver närvaro av fotosyntetiska organismer. Eftersom fotosyntesen kräver ljus från solen, och sådant ljus inte kan tränga ned till stora djup i haven, trivs organismerna bara på relativt grunt vatten. Vidare förekommer i allmänhet endast karbonatavsättning i miljöer där det finns en brist på siliciklastiska inslag. Siliciklastiskt material ökar grumligheten hos vattnet och hindrar solljuset från att tränga ned. Dessutom är silikatmineralen mycket hårdare än karbonatmineral och tenderar att mekaniskt slipa bort karbonaterna. De flesta karbonatavsättningar kräver också relativt varma vatten, vilket ökar mängden av karbonatutsöndrande organismer och minskar lösligheten av kalciumkarbonat i havsvatten. Ändå bildas karbonatstenar i de djupa oceanerna och i kallare miljöer om andra förutsättningar är de rätta.

Djupbergarter

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,93 miljarder år

Vid Nårvejaur finns det en intrusion som inte har intruderat i sin nuvarande omgivning i ytan, då den är äldre än dessa bergarter. I de flesta referenser anges denna hjärtformade intrusion vara granodioritisk till tonalitisk (till exempel Skiöld m.fl. 1993, Hellström 2015 och referenser däri), men den nu genomförda kartläggningen visar att granodioritiska och granitiska sammansättningar är helt dominerande, och att tonalitiska inslag är underordnade. Den ljusa graniten samexisterar ofta med och är samtida med granodioriten, även om man ibland kan uppfatta de granitiska partierna som gångar (fig. 14). Multielement- och REE-diagrammen visar det nära släktskapet mellan granodiorit och granit (fig. 14, 15). Inom intrusionen förekommer sällsynt även kvartsmonzodiorit till mer basiska dioritoida bergarter som uppvisar kontaktrelationer tolkade som komagmatiska med granodiorit. Båda bergartsleden uppvisar samma riktning på och omfattning av deformation. Dessa iakttagelser pekar på att de dioritoida bergarterna är samtida med övriga bergarter inom intrusionen. Granodiorit från intrusionen har åldersbestämts vid ett flertal tillfällen och uppvisar kristallisationsåldrar på 1 926 + 13–11 Ma (Skiöld m.fl. 1993) och 1 930 ± 6 miljoner år (Hellström 2015). Vanligen är granitoiderna medelkorniga, men inom större, sammanhängande områden ses även finkorniga varianter som påminner om subvulkaniska intrusivbergarter (Claeson & Antal Lundin 2013). Bergarterna är penetrativt deformerade och ställvis ses veckade partier. I de norra delarna av intrusionen noteras granat ställvis som omvandlingsmineral vilket inte gjorts i övriga delar, det kan till delar bero på att blottningsgraden är högre där men mer troligt är det en skillnad i djupsnitt eller metamorf överprägling.



Figur 14. Ljust grå granit som samexisterar med mörkare grå granodiorit över stora delar av Nårvejaurintrusionen (7392060/690320). Foto: Lotta Olausson.

Intrusionen framgår tydligt på den magnetiska anomalikartan som ett hjärtformat mönster, huvudsakligen söder om byn Nårvejaur (fig. 2). Susceptibilitetens medianvärde är 1 472 × 10⁻⁵ SI-enheter, endast tre prov har värden under 100 × 10⁻⁵ SI-enheter. En stor grupp av de mätta proven har susceptibiliteter mellan 1 000 och 2 000 × 10⁻⁵ SI-enheter medan en grupp placerar sig mellan 100 och 1 000 × 10⁻⁵ SI-enheter. Denna variation återspeglas även i det magnetiska anomalimönstret. Tyngdkraftsfältet är något förhöjt mot öster och det är här de proven med högst densitet hittats, upp till 2 856 kg/m³. Densitetsvärdena varierar mellan 2 639 och 2 856 kg/m³ med en median på 2 712 kg/m³ (fig. 16). Tyngdkraftsfältet återspeglar väl densitetsvariationen som återger intrusionens sammansättning. Tolkning av tyngdkraftsfältet visar att intrusionen har ett djupgående på mer än 4 km. Den tredimensionella susceptibilitetsmodell som skapades från magnetfältet visar på medelbranta kontakter i öster och flackare kontakter mot norr (fig. 17).



Figur 15A. Röd triangel = granit och rött kors = granodiorit-granit 1 930 Ma Nårvejaur, lila kryss = granit 1 885 Ma Tårrajaur. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 15B. Jämförande REE-diagram, symboler som i A. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Alla

Granodiorit till granit och tonalit, 1,96–1,92

Figur 16. Nårvejaurintrusionens petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.



Figur 17. 3D-susceptibilitetsmodell som visar Nårvejaurintrusionens kontaktförhållanden mot öster. Modellen representerar en isoyta motsvarande 0,02 SI. Vy från söder.



Granodiorit till granit och tonalit, 1,96–1,92

Figur 18. Nårvejaurintrusionens gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

Granitoiderna uppvisar genomgående låg gammastrålning och deras medianvärden visas i tabell 1. Kaliumhalten varierar mellan 1,4 och 3,2 procent, uranhalten mellan 0,7 och 3,5 ppm medan toriumhalten varierar mellan 4,4 och 11 ppm torium (fig. 18).

Granodioriten intruderas av några mindre kroppar av yngre intrusivbergarter. Dels en massformig kalifältspatporfyrisk granit tolkad som tidigsvekokarelsk 1,88–1,86 miljarder år, dels massformiga bergarter ur granit-pegmatitassociationen.

Norra kontakten mellan Nårvejaurintrusionen och yngre vulkaniter

Kontakten mellan granodiorit till granit och de yngre vulkaniska enheterna, tolkade att vara ca 1 885 miljoner år gamla, är inte blottad. Vid koordinaterna 7393568/689734 är det dock högst 1 m mellan dessa olika bergartsled. Vid 7393533/689751 finns granodiorit till granit som är lätt igenkännlig och inte alltför kraftigt deformerad (fig. 19A). Mot nordväst inom hällområdet ökar deformationsgraden och i en 30–35 m bred, kraftigt deformerad zon intill kontakten mot vulkaniterna är den inte alls simpel att känna igen (fig. 19B, C, D). De vulkaniska bergarterna fortsätter sedan norrut utan att man ser något mer av granodiorit blottat i hällarna. Denna kraftigt deformerade granitoida bergart är högst troligen den som beskrivs som arkos till kvartsit av Markkula (1977), där den tolkas som en pålagrande klastisk avsättning med graderad skiktning som visar uppåtriktningen i lagerföljden. Zonen sammanfaller exakt med positionen i Markkulas (1977) detaljkartor i skala 1:1 000 och 1:5 000 och mäktigheten på arkos-kvartsiten överensstämmer med bredden på deformationszonen.

I deformationszonen är granodiorit till granit folierad i riktning 240/72 och minerallinjerad i 60/70, hällsusceptibiliteten varierar mellan 10 och 750 × 10^{-5} SI-enheter och utanför zonen varierar den från 500 till 2 600 × 10^{-5} SI-enheter.

Vulkaniterna i kontaktzonen består av dacitoid, ryolitoid, andesitoid och basaltoid, som är mycket finkorniga till finkorniga, gråa, röda, gröna och svarta (fig. 19E). De är omkristalliserade, jämnkorniga och



Figur 19A. Granodiorit till granit som utseendemässigt är lätt igenkännlig och inte alltför kraftigt deformerad (7393533/689751). Foto: Dick Claeson.



Figur 19C. Den allt kraftigare deformationen av granodiorit till granit mot kontakten till vulkaniterna gör den svår att känna igen (7393555/689738). Foto: Dick Claeson.



Figur 19B. Mot nordväst över hällområdets hällar noterar man en allt kraftigare deformation och tektonisering av granodiorit till granit (7393550/689740). Foto: Dick Claeson.



Figur 19D. Granodiorit i kontaktzon mot vulkaniterna. Biotiten är överlag ljusbrun till nästan transparent. Veckaxel från Z-veck i skjuvzonen 220/6 (7393976/690433). Foto: Lotta Olausson.

hydrotermalt omvandlade med decimeterbreda omvandlingszoner med epidot (fig. 19F). De är lagrade, folierade, metamorfa och fragmentförande med foliation i riktning 230/86. Förekomst av fragment främst av vulkaniska bergarter tyder på att det ställvis är fråga om vulkanoklastiska avlagringar (fig. 19G). Dessa vulkanoklastiter förekommer dock först norr om de basaltoida och dacitoida vulkaniterna som ses i själva kontakten. Högbom (1931) benämner till stor del berggrunden som leptitisk med inslag av glimmerskiffrar och andra mera klastiska suprakrustala bergarter. Högbom nämner även förekomst av grönsten som tuffer med konglomeratlika bankar som han tolkar vara agglomerat och ej klastiska konglomerat.



Figur 19E. Basaltoid vulkanit i kontaktzonen, mycket finkornig och svart, med ribbor bestående av mer vittringsresistenta mineral (7393568/689734). Foto: Dick Claeson.



Figur 19F. Omkristalliserad, hydrotermalt omvandlad dacitoid vulkanit med decimeterbreda omvandlingszoner av epidot (7393568/689734). Foto: Dick Claeson.



Figur 19G. Tydligt lagrad och fragmentförande vulkanoklastisk avsättning i kontaktområdet (7393575/689725). Foto: Dick Claeson.

Även berghällar ca 800 m åt nordost från denna lokal visar upp samma deformationsmönster i kontaktzonen och är i det närmaste identiska vad avser litologierna, med ett större inslag av andesitoid till basaltoid (fig. 19D).

Själva kontakten mellan Nårvejaurintrusionen och de yngre vulkaniterna bör fortsatt benämnas som en pålagringskontakt. Deformationszonen ligger helt i granodioriten och har högst troligen uppstått vid en annan händelse. Den ska därför inte ses som en tektonisk kontakt mot de pålagrande vulkaniska avsättningarna.

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,89–1,87 miljarder år

Så kallad Jokkmokksgranitoid förekommer i kartområdets norra del i skarven mellan de två norra Jokkmokksbladen och framträder på den magnetiska anomalikartan som en lågmagnetisk anomali (fig. 2). Bergarten är en ljust grå till gråvit, fint medelkornig, ojämnkornig till jämnkornig, folierad och minerallinjerad granit till granodiorit, med enstaka vanligen grå till gråvita 5–20 mm stora kalifältspatströkorn (fig. 20). Vid enstaka lokaler ses en blå färgton i kvartsen (Antal Lundin m.fl. 2010). Det



Figur 20. Ljust grå till gråvit, fint medelkornig, ojämnkornig till jämnkornig, folierad och minerallinjerad granit till granodiorit (Jokkmokksgranitoid, 7398585/711219). Foto: Ildikó Antal Lundin.

förekommer rikligt med gångar och sprickfyllnader av kvarts som i många fall tolkas vara senmagmatiska. Överskärande relationer indikerar multipla generationer, något som kan vara av stort intresse vid fortsatt prospektering av intrusionen (Claeson & Antal Lundin 2019a). I de östra delarna av intrusionen ses även porfyriska delar med upp till 5 procent kalifältspatströkorn. Modalanalys av ett prov från de centrala delarna av intrusionen gav en granodioritisk sammansättning med kvarts 25 %, kalifältspat 17 %, plagioklas 55 %, biotit 3 %, muskovit 0,2 % och kalcit 0,2 %. Detta förutsatt att anortithalten är högre än 5 hos plagioklas, annars plottar den som alkalifältspatgranit. En litogeokemisk analys av samma prov visar på en granitisk sammansättning (tabell 3). I multielementdiagram visar Jokkmokksgranitoid toppar vid Ba, U, Pb, Sr och Zr, samt en positiv trend från Cs till Ba, alla dessa attribut skiljer sig distinkt från de röda till gråa granitiska till monzonitiska bergarterna inom kartområdet (fig. 21A respektive fig. 28 i avsnitt *Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år*). Jokkmokksgranitoid har relativt flacka REE profiler med endast LREE anrikat och ett fraktioneringsmönster med för granitoida bergarter låga halter av REE, speciellt HREE (fig 21B). En jämförelse med grå granodiorit och ljusgrå granit från Nårvejaurintrusionen (1,93 miljarder år, Hellström (2015), kartområde 26J Jokkmokk NV) och med grå granit till kvartsmonzonit vid Tårrajaur intrusionen (1,885 miljarder år, Claeson m.fl. (2018d), kartområde 26J Jokkmokk NV) visar också på distinkta olikheter i multielementdiagram. Där är kvoten Th/U, trenden från Cs till Ba samt Sr-anomali de mest tydliga skillnaderna (fig. 21C). Susceptibiliteten är låg (medelvärde 60×10^{-5} SI-enheter). Strålningsmässigt skiljer sig denna granitoid från de övriga inom kartområdet genom sina låga kaliumhalter mellan 2,1 och 2,7 procent. Den har även anmärkningsvärt låga uran- och toriumhalter, 0,4–1,5 ppm respektive 0,9–2,7 ppm.

De just uppräknade egenskaperna, den petrofysiska undersökningen och gammastrålningsmätningarna som utförts på hällarna inom intrusionen samt de okulära bedömningarna visar att det rör sig om en intrusion med albitgranit affinitet. Albitgraniter har ofta beskrivits som resultat av post-magmatiska, metasomatiska omvandlingar förr i tiden men har under senare tid oftast visat sig vara magmatiska (Černý 1991a, Barboni & Bussy 2013). De tre litogeokemiska proven från kartområdet 27J Porjus SV kan även klassas som trondhjemit med Al₂O₃ > 15 viktprocent (Barker 1979).

Gråvit Jokkmokksgranitoid är åldersbestämd av Lundmark m.fl. (2005a) med multifraktion zirkon U-Pb TIMS till 1 883 ± 15 Ma. Den har ett positivt epsilon Nd på 2,8, vilket enligt författarna visar på en liten influens av arkeisk berggrund vid bildandet. Vaikijaur Cu-Au-(Mo)-mineralisering,



Figur 21A. Multielementdiagram med Jokkmokksgranitoid där stålgrå fyrkant är prov från Vaikijaur och svagt mineraliserat. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Figur 21B. REE-diagram, data från litogeokemiska analyser av Jokkmokksgranitoid. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

som ligger i Jokkmokksgranitoid, är åldersbestämd av Lundmark m.fl. (2005b) med molybdenglans och isotopsystemet Re-Os till mellan 1 889 ± 10 och 1 868 ± 6 miljoner år. Lundmark m.fl. (2006) rapporterar också resultat från vätskeinneslutningar och isotopstudier (O, H) från Vaikijaur. Dessa visar att det i detta fall varit frågan om låg- till mediumsalina, vatten- och CO_2 -rika lösningar – i motsats till de för Norrbottens Fe-oxid-Cu-Au-malmer typiskt kraftigt salina lösningarna. Isotopstudierna (O, H) påvisar en blandning av magmatisk vattensignatur och havsvattensignatur.

Gråvit Jokkmokksgranitoid bryts i ett större stenbrott vid Haraudden, inom kartområdet Jokkmokk NO (se kapitel *Naturresurser*). Vid flera lokaler inom intrusionen finns basaltoida och andesitoida bergarter vilka dels uppträder som inneslutningar men även som yngre gångar och mindre intrusioner (se kapitel *Naturresurser*).



Figur 21C. Multielementdiagram med Jokkmokksgranitoid, samt grå granodiorit och granit från Nårvejaurintrusionen vilka ses i rött, samt grå granit från Tårrajaur med lila symbol. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Norr om Tårrajaur finns det en strökornsförande, grå till ljust grå granit till kvartsmonzonit. Denna bergart avviker i sitt utseende och överpräglingar från de flesta andra inom projektets kartområden. Därför ansågs den vara en möjlig kandidat för arkeisk berggrund (Claeson & Antal Lundin 2013), men en nu utförd åldersbestämning visar en ålder av 1 885 ± 3 miljoner år (Claeson m.fl. 2018d). Den är deformerad, hydrotermaltomvandlad och omkristalliserad (fig. 22A). Vidare är den strökornsförande med 2–20 procent, ställvis rundade megakrister, 5–20 mm stora kalifältspatkristaller och innehåller ca 10 procent mörka mineral, både amfibol och biotit (fig. 22B). Megakristerna av kalifältspat varierar i färg mellan röda, rosa, gråa och vita vid de olika lokalerna som bergarten iakttagits. Det är inte alltid självklart att alla megakrister är strökorn utan ställvis ger bergarten intryck av att kunna vara ögonförande, det vill säga att megakristerna till delar är metamorfa bildningar av augen (fig. 22A, B). Främst där överpräglande deformation varit kraftig och megakristerna är mestadels runda till linsformade. Bergarten är kraftigt hydrotermalt omvandlad ställvis och blir då ofta ännu ljusare till färgen. Foliationen vid åldersbestämningslokalen är i riktning 210/86, vilket är snarlikt vad som uppmättes vid de andra lokalerna där bergarten är blottad. Den genomsätts av massformig pegmatit som gångar vilka skär foliationen. En litogeokemisk analys av bergarten visar en granitisk sammansättning (tabell 3). Jämför man den litogeokemiska analysen med data från den 1930 miljoner år gamla intrusionen vid Nårvejaur avviker graniten vid Tårrajaur inte mycket och visar på att de har genererats ur liknande magmor, trots att det skiljer 45 miljoner år mellan deras bildande (fig. 15). Den största skillnaden okulärt är förekomsten av kalifältspatströkornen, den hydrotermala överpräglingen och där kraftig deformation noteras även möjligen förekomst av augen. Jämförelsen med den albitgranitiska Jokkmokksgranitoiden visar att de inte har samma petrogenes (fig. 21C).

I övrigt förekommer områden med grå granodiorit, granit och tonalit vars ålder är okänd, men tolkas tillhöra den något äldre generationen magmor i området och troligen bildade för 1,89 till 1,87 miljarder år sedan. I relativt nära anslutning till Jokkmokksgranitoid i de norra delarna av kartområdena 26J Jokkmokk NV, NO finns ett antal mindre områden med tonalit till granodiorit och porfyrisk granodiorit, vilka möjligen kan höra ihop med denna. Inga studier har dock gjorts på dessa så de kan vara av en helt annan natur. I det stora lågmagnetiska området ned mot den södra kartbladsgränsen av 26J Jokkmokk NO (fig. 2) förekommer flera större områden med grå, jämnkornig granodiorit, granit och mycket underordnat tonalit, vilka är kraftigt metamorft överpräglade, omkristalliserade, folierade och linjerade, samt några är ställvis ådrade (Claeson & Antal Lundin 2015). De är finkorniga till medelkorniga och har



Figur 22A. Deformerad, hydrotermaltomvandlad och omkristalliserad, kalifältspatmegakristförande, grå till ljust grå, fint medelkornig granit till kvartsmonzonit (7377242/708368). Foto: Dick Claeson.



Figur 22B. Ljust grå, strökornsförande granit med ställvis rundade megakrister av 5–20 mm stora kalifältspatkristaller 2–20 procent (7377242/708368). Foto: Dick Claeson.

Figur 22C. Rundade enklaver av monzodiorit till dioritoid i kvartsmonzodiorit till kvartsmonzonit (7393628/715562). Foto: Caroline Lundell.

Figur 22D. Diorit till tonalit med upp till 25 procent amfibol i grundmassan och med enklaver av basiska bergarter (7375882/716702). Foto: Dick Claeson.

ibland flusspat i grundmassan och längs sprickplan (Claeson & Antal Lundin 2015). Finkorniga varianter kan möjligen vara vulkaniska bergarter eller subvulkaniska intrusioner (Claeson & Antal Lundin 2015). Dock ska det poängteras att hällfrekvensen inom det stora, lågmagnetiska området är mycket låg vilket gör tolkningen av berggrundens sammansättning svårare. Bergarternas inbördes åldersförhållanden är okända men som grupp tolkas de som äldre än 1 870 miljoner år på grund av sina kraftiga omvandlingar.

I den sydostligaste delen av 26J Jokkmokk NO finns en röd till rödgrå, jämnkornig, finkornig till medelkornig granit till kvartsmonzonit (Claeson & Antal Lundin 2015). Även denna tolkas som äldre än 1 870 miljoner år på grund av att den är kraftigt deformerad, omkristalliserad och ådrad. Densiteten varierar mellan 2 623 och 2 630 kg/m³ och dessa bergarter bidrar till tyngdkraftsunderskottet som syns i den sydöstra delen av tyngdkraftskartan (fig. 3). Området med tyngdkraftsunderskott sammanfaller inte helt med det lågmagnetiska området (fig. 2), men andra bergarter som andesitoid och dioritoid med högre densitet har karterats i norra delen av det lågmagnetiska området där tyngdkraftsfältet ökar (Claeson & Antal Lundin 2015). På tidigare kartor utgjordes hela detta lågmagnetiska område som granit-pegmatitassociationen eller Linagranit och svekofenniska metasedimentära bergarter (opublicerad NB-dig, Thomas Sjöstrand & Herbert Henkel vid SGU, Jokkmokksprojektet 1981, Koistinen m.fl. 2001).

Två områden med porfyrisk granit till kvartsmonzonit tolkas vara något äldre än de andra bergarterna av liknande sammansättning som främst genereras vid 1,88–1,86 miljarder år. Detta baseras inte på några observationer av överskärande relationer, utan på att den generella metamorfa överpräglingen är kraftigare liksom deformationen på bergartsenheter som ligger nära varandra. Det är dock inget bevis på åldersrelationen i sig. Bergarten är vanligen omkristalliserad, folierad, linjerad och ställvis veckad, porfyrisk med 5–20 mm stora kalifältspatströkorn, men ofta är strökornen omkristalliserade så att en relikt textur är det som observeras. Relativt ofta uppvisar den en sockrig kvarts, relaterat till att det även ses en kraftig deformation. De kvartsmonzonitiska leden har ofta både amfibol och biotit i grundmassan, medan de granitiska mestadels har biotit. Bergarten har inneslutningar av olika äldre vulkaniska bergarter.

Främst i de norra delarna av kartområdet finns det mindre områden med kvartsmonzonit, monzonit, monzodiorit till diorit som tolkas vara något äldre på samma grunder som nyss nämnda porfyrisk granit till kvartsmonzonit. Bergarterna är vanligen omkristalliserade, folierade, linjerade och ställvis veckade, jämnkorniga till ojämnkorniga, medel- till grovkorniga, grå till rödgrå. Rundade enklaver av monzodiorit och dioritoid ses ställvis (fig. 22C).

Diorit till gabbro med mindre inslag av tonalit och kvartsmonzodiorit förekommer i mindre omfattning inom kartområdet. Bergarterna innehåller xenoliter av basiska till intermediära vulkaniska bergarter och enklaver av basiska bergarter (fig. 22D). Bergarterna är vanligen jämnkorniga medel- till grovkorniga, grå, samt har upp till 25 procent amfibol i grundmassan. De är omkristalliserade, folierade, linjerade och ställvis veckade. De genomsätts av gångar av massformig pegmatit och pegmatitgranit. I de mest deformerade och metamorft överpräglade områdena är hällsusceptibiliteten genomgående låg, oftast lägre än 50 × 10⁻⁵ SI-enheter. Längst i söder på 26J Jokkmokk NO är det mycket svårt att avgränsa dessa bergarters utbredning med hjälp av de magnetiska egenskaperna, men tyngdkraftsmätningarna visar att de inte kan vara ett betydande inslag söderut (fig. 2, 3).

De äldre intrusivens granit, granodiorit och monzonit visar liknande densitetsvärden, huvudsakligen mellan 2 600 och 2 700 kg/m³, något högre för porfyrisk granit och granodiorit (fig. 23). I gruppen monzodiorit till syenitoid visar hälften av proverna högre densitet än 2 700 kg/m³. De äldre graniternas huvudsakliga utbredning i östligaste och i nordvästligaste delarna av kartområdet korrelerar väl med tyngdkraftsunderskotten, vilket antyder att de fortsätter på större djup. Susceptibiliteten är måttlig med medianvärde på 1 247 × 10⁻⁵ SI-enheter, men höga värden förekommer i de nordostligaste delarna av kartområdet. De fåtal låga susceptibilitetsvärden som finns i det paramagnetiska fältet härstammar från intrusionen i sydostligaste delarna av kartområdet, öster om Larve, och korrelerar väl med det lågmagnetiska området där (fig. 2). De få prov från den porfyriska varianten av de äldre graniterna uppvisar uteslutande låga susceptibilitetsvärden, men med något högre densitet.

Granodioriter till graniter, där även den gråvita Jokkmokksgranitoid ingår, har måttliga till låga susceptibiliteter, där de allra lägsta värdena härrör från intrusionerna i sydöstra delen av kartområdet. Susceptibilitetsvärdena korrelerar väl med magnetfältet i deras utbredningsområden. Den porfyriska varianten i denna bergartskategori hamnar uteslutande i det ferrimagnetiska fältet med måttliga susceptibiliteter och de har något lägre densitet.

Monzodiorit till granodiorit har liknande magnetiska egenskaper som de övriga bergartsgrupperna i denna ålderskategori, men en grupp skiljer ut sig med högre densitet än de övrigas, från 2 700 till 2 800 kg/m³. Dessa förekommer inom ett begränsat område runt Jokkmokk, och tillsammans med intermediära till basiska vulkaniter bildar de ett tyngdkraftsöverskott (fig. 3).

Tonalit till granodiorit har generellt låga gammastrålningsegenskaper. Uranhalter är med ett undantag under 5 ppm och toriumhalter är under 15,5 ppm (fig. 24).

Graniterna har högre kaliumhalter, mellan 4 och 6 procent med ett undantag. Även graniterna har låga uran- och toriumhalter förutom en grupp graniter inom intrusionen i sydöstra kartområdet, öster om Larve (fig. 4, 24), där halter på 22 ppm uran och mellan 33 och 39,5 ppm torium har uppmätts.

Figur 23. De äldre, 1,92–1,87 Ga, intrusionernas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.

Figur 24. De äldre, 1,92–1,87 Ga, intrusivens gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år

En oftast röd eller gråröd, medelkornig till grovkornig samt inom mindre områden finkornig, omkristalliserad, jämnkornig granit (fig. 25A) upptar delar av kartområdet, främst i norr. Den har ofta intermediära till basiska, mafiska inneslutningar. 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 texturen är relikt porfyrisk. Oftast är bergarten folierad och stänglig med sockrig kvarts, samt i mindre omfattning är foliationen veckad (Antal Lundin m.fl. 2012b). Ställvis är graniten hydrotermalt omvandlad och ibland innehåller den flusspat. Radiometriska data visar på låga uranhalter (2,6–3,3 ppm) och toriumhalter (6,1–12,3 ppm) i den nordvästra delen av kartområdet Jokkmokk NV (fig. 4, Antal Lundin m.fl. 2012b). Susceptibiliteten är låg och varierar mellan 200 och 950 × 10⁻⁵ SI-enheter. Preliminärt är graniten bedömd att vara ca 1,89–1,87 miljarder år gammal baserat på åldersbestämningar som utförts inom kartområdena Porjus SV och Tjåmotis SO av kraftigt metamikta zirkoner som gav osäkra resultat (Claeson & Antal Lundin (red.) 2018). På några lokaler ses tydliga bankningsplan, mer eller mindre horisontella sprickplan som uppkommit vid tryckavlastning vid inlandsisens avsmältning.

I den nordvästra delen av kartområdet 26J Jokkmokk NV förekommer folierade, stängliga och metamorft omvandlade monzoniter, kvartsmonzoniter och graniter. De innehåller både amfibol och biotit i grundmassan och har ofta 5–20 procent, 5 till 20 mm stora kalifältspatströkorn (Antal Lundin m.fl. 2012b). De porfyriska bergarterna är gråa till röda, medelkorniga till grovkorniga och vanligen omkristalliserade. Dessa bergartsled finns även utmed större delen av kartbladsgränsen mot 26I Luvos NO och en åldersbestämning visar en ålder av 1 876 ± 6 miljoner år (Skiöld m.fl. 1993). Monzoniter, kvartsmonzoniter, och granit med samma metamorfa överprägling förekommer i det centrala området mellan de båda stora gabbrointrusionerna i kartområdet 26J Jokkmokk NV respektive NO (fig. 25B). Granatkristaller finns ställvis i bergartsleden från denna grupp i det centrala området (se kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos* och fig. 46A).

Gråa till röda monzoniter, kvartsmonzoniter och graniter vilka förekommer i de centrala delarna av kartområdena är ställvis höggradigt metamorft omvandlade med undulerande, öppet veckade strukturer. Inom andra delar är de enbart linjerade och folierade, samt kraftigt deformerade och omkristalliserade. Bergarterna är medelkorniga och har underordnat 5–10 mm stora strökorn av fältspat. Tillsammans med dessa bergarter finns även mindre områden med mer basiska inslag som domineras av grå till rödgrå

Figur 25A. Röd, medelkornig till grovkornig, omkristalliserad, jämnkornig granit (7399882/732864). Foto: Dick Claeson.

Figur 25B. Rödgrå, medelkornig till grovkornig, kalifältspatporfyrisk, folierad, omkristalliserad kvartsmonzonit med amfibol och biotit i grundmassan (7394745/710500). Foto: Caroline Lundell.

monzonit, kvartsmonzonit, monzodiorit och diorit. De är enklavförande, jämnkorniga till ojämnkorniga med 5–10 mm stora strökorn av fältspat. Bergarterna är omkristalliserade, linjerade och folierade.

Mindre områden med grå till mörkt grå kvartsmonzodiorit till monzodiorit som hör till de tidigsvekokarelska bergarterna finns spridda över kartområdet. Bergarterna är vanligen medelkorniga, omkristalliserade, ojämnkorniga och folierade. I ett mindre område i den sydöstra delen av 26J Jokkmokk NV ses en porfyrisk, enklavförande, folierad och linjerad monzodiorit.

Gabbroida och dioritoida bergarter är i mindre omfattning associerade med likåldrig monzodiorit och kvartsmonzodiorit. Bergarterna är svarta till gråa, fint medelkorniga till grovkorniga, omkristalliserade, massformiga till folierade och ställvis även stängliga. Några är ojämnkorniga, andra bandade och har även ultrabasiska eller ultramafiska delar. Dessa basiska bergarter ses främst som intrusioner i de något äldre vulkaniska bergarterna, men även intimt förknippade med de samtida porfyriska monzonit-, kvartsmonzonit- och granit intrusionerna i de norra delarna av kartområdet.

Aldre felsiska, intrusiva bergarter med granitisk och syenitoid sammansättning har likartade petrofysiska egenskaper, med låga densiteter och susceptibilitetsvärden som visar en bimodal karaktär. Susceptibiliteten är låg till måttlig i jämförelse med till exempel vulkaniterna och endast i ett fall överstiger den 2 000 × 10⁻⁵ SI-enheter (fig. 26). Deras huvudsakliga utbredning återspeglas väl i den magnetiska anomalibilden som lågmagnetiska områden i de västligaste delarna av kartområdet 26J Jokkmokk NV och

Figur 26. De äldre, 1,88–1,86 Ga, intrusiva bergarternas petrofysiska egenskaper. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.
syd-sydväst om Purkijaur (fig. 2). Ett relativt cirkelformat anomalimönster finns sydväst om Jokkmokk och det är från det här området bergartsproven med högre magnetisering härstammar. De har med ett undantag Q-värde < 1 vilket innebär att den remanenta magnetiseringen i anomalibilden är försumbar. Proven som plottar i det ferrimagnetiska fältet har dock högre susceptibilitet än gruppen syenitoid till granit. Bland de få prov från de äldre gabbroider till dioritoider finns både låg och hög susceptibilitet och densiteten sprider från 2 800 till över 3 100 kg/m³ (fig. 26). Gruppen av prov som överstiger 3 100 kg/m³ är dock tagna från samma lokal, öster om Purkijaur och är troligen mineraliserad. De tre prov med låg susceptibilitet som överstiger Q-värde 1 kommer samtliga från samma lokal. Tyngdkraftsfältet är här förhöjt men djupgåendet är troligen inte särskilt stort.

Syenitoid till granit har kaliumhalter som huvudsakligen varierar mellan 3 och 6 procent. Kaliumhalter som överstiger 6 procent är mätningar på hällar där dessa bergarter är hydrotermalt omvandlade. En skillnad kan dock observeras mellan de jämnkorniga respektive de porfyriska syenitoid- till granitgrupperna, då den senare uppvisar kaliumhalter över 4 procent, de flesta över 4,5 procent, medan de jämnkorniga har kaliumhalter mellan 3 och 4 procent. Uranhalterna är låga, samtliga mätningar visar halter under 6,1 ppm. Generellt har de flesta porfyriska bergarterna högre toriumhalt, över 10 ppm, än de jämnkorniga varianterna där de flesta med några undantag har toriumhalter under 10 ppm (fig. 27).

Jämför man litogeokemiska analyser från porfyriska och jämnkorniga, röda till gråa, granit, granodiorit och kvartsmonzonit från olika intrusionssviter inom kartområdena Jokkmokk NV och NO med varandra ser man ingen avgörande variation, trots att det är ett åldersspann på uppåt 100 miljoner år (fig. 28). Samma slutsats drogs av Claeson & Antal Lundin (2019a, b) vid en jämförelse mellan två åldersbestämda prover, en monzonit från Njuorramjauratj kartområdet 27J Porjus SV 1 875 miljoner år gammal (Claeson m.fl. 2018e, PMS = Pertitmonzonitsviten) och kvartsmonzonit från Jervas 1 784 miljoner år gammal inom Hárrevárddointrusionen (Claeson m.fl. 2018b, GSDG = Granit-Syenitoid-Dioritoid-Gabbroid). Anledningen till detta är att samma magmatiska processer, 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



Figur 27. De äldre, 1,88–1,86 Ga, intrusiva bergarternas gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium.



att man kan särskilja dessa generationer åt med vissa spårelement från litogeokemiska analyser och därmed anvisa en viss ålder (jämför Ahl m.fl. 2001).

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

Det finns troligen något äldre intrusiva sura till intermediära bergarter än de två stora intrusioner som nu är åldersbestämda till ca 1795 miljoner år gamla (Claeson m.fl. 2018f). De förmodat något äldre intrusiva bergarterna uppvisar ställvis foliation. Vid karteringen av kartområdet 27K Nattavaara åldersbestämdes folierade porfyriska bergarter som låg utanför de största, helt bevarade och yngsta intrusionerna till ca 10–15 miljoner år äldre än de senare (Claeson & Antal Lundin (red.) 2018). I analogi med dessa observatio-

ner inom kartområdet 27K Nattavaara och åldersdata, är de välbevarade men ställvis folierade bergarterna inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO tolkade att vara något äldre än de två stora intrusionerna. Det är påverkan från de senare intrusionerna som gett upphov till deformationen som iakttagits, men även till en del kan denna foliation bero på interna rörelser i magman utmed svala kontaktzoner som senare överpräglats. Några mindre områden är också klassade att tillhöra denna den yngsta generationen, vilka ses i SV-hörnet på kartområdet 26J Jokkmokk NV och inne i den 1,93 miljarder år gamla hjärtformade granodiorit till graniten (se avsnitt Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,93 miljarder år). De flesta av dessa något tidigare än ca 1 795 miljoner år gamla intrusioner, är vanligen medel- till grovkorniga, gråa till gråröda sällan röda. Bergarterna är vanligen kalifältspatporfyriska och några av intrusiven är ojämnkorniga, med 5–20 mm stora euhedrala kalifältspatströkorn vilka förekommer i varierande antal. Sammansättningar varierar mellan granit, monzonit till kvartsmonzonit med ställvis mycket litet inslag av komagmatisk monzodiorit till kvartsmonzodiorit, men de senare bildar även egna intrusiva kroppar i närheten av de två stora intrusionerna. Oftast uppfattas samtliga dessa bergarter som ej metamorfa till låggradigt metamorfa, massformiga för det mesta men ställvis är de folierade och på enstaka lokaler kan de även uppvisa minerallinjering. Den intrusion som finns i den 1,93 miljarder år gamla granodiorit till graniten består av en låggradigt metamorf, massformig, röd till gråröd, medelkornig, kalifältspatporfyrisk granit. Kalifältspatströkornen är euhedrala, 10–20 mm stora och antalet 20 till 30 procent.

Magmamingling och magmablandning är sällsynt observerat inom de yngre intrusionerna inom kartområdet, men till exempel strax väster om Årrejaure är en medelkornig, massformig, grå kvartsmonzonit till monzonit minglad med en monzodiorit till diorit (fig. 29A). De typiska runda kontakterna mellan de olika magmorna och avsaknaden av kylningsfenomen är tydliga. Ingen deformation eller metamorf överprägling är uppenbar, vilket gör att det troligen är en yngre magmatisk generation runt 1,80 miljarder år gammal.

Ett antal större intrusioner av mestadels kvartsmonzonit, granit till monzonit och underordnat kvartsmonzodiorit till monzodiorit förekommer inom kartområdet 26J Jokkmokk NO. De två yngre, större, sura till intermediära intrusionerna inom kartområdet 26J Jokkmokk NO består av bergarter med en starkt varierad sammansättning. Dock uppträder de tre olika huvudtyperna: 1) röd till gråröd, jämnkorning till ojämnkornig kvartsmonzonit till granit, 2) rödgrå till gråröd, grovt kalifältspatporfyrisk kvartsmonzonit till granit, samt 3) grå till gråröd, grovt kalifältspatporfyrisk kvartsmonzodiorit, monzonit, kvartsmonzonit till monzodiorit i båda intrusionerna. Intrusionen i nordöstra hörnet uppvisar högre andel av de intermediära, kvartsmonzodiorit till mozonit, jämfört med den största intrusionen i söder. De två intrusionerna framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan som positiva anomalier (fig. 2). I den magnetiska anomalibilden framträder även tydliga interna magnetiska strukturer inom de två stora intrusionerna (fig. 2). De interna magnetiska strukturerna är möjligen orsakade av magmatiska flödesstrukturer (Claeson & Antal Lundin 2015). En del av de magnetiska strukturerna är relaterade till deformationszoner eller sprickor. Bergarterna är gråröda till rödgrå, medelkorniga till grovkorniga och kalifältspatporfyriska med 10-50 mm stora strökorn (5-30 procent). Bergarterna är odeformerade, massformiga eller har en mycket svag mineralorientering som troligen är av magmatisk natur och flödesrelaterad. Amfibol och biotit förekommer i varierande mängd (vanligen 10 till 20 procent) i grundmassan. Rapakivitextur med plagioklas som en mantel runt kalifältspatströkornen är vanligt förekommande. Monzodioritiska till dioritiska enklaver förekommer ställvis. Synmagmatiska gångar av gråröd till röd, fint medelkornig granit, vilka saknar kylda kontakter till dessa porfyriska bergarter, uppträder ställvis. Runda enklaver och större partier med dioritoid till gabbroid som uppvisar ocelli av kalifältspatströkorn, vilka ställvis uppvisar rapakivitextur, förekommer men dessa basiska bergartsled är generellt sett ovanliga inom dessa intrusioner (fig. 29B, Claeson & Antal Lundin 2015). I kontakt med äldre andesitoida och basaltoida vulkaniska bergarter slås dessa igenom av gångar, löses delvis upp i och breccieras av de yngre graniter till monzodioriter som tillhör de större intrusionerna (Claeson & Antal Lundin 2015). Fältobservationerna indikerar att samtliga bergartsled som är del av de större intrusionerna tillhör någon yngre generation av magmatism och är likåldriga med den åldersbestämda bergarten vid Tvärträsket, ca 1 795 miljoner år gamla (Claeson m.fl. 2018f).



Figur 29A. Magmablandningsstruktur i form av ofullständig blandning mellan kvartsmonzonit till monzonit och monzodiorit till diorit med rundade kontakter (7387440/727529). Foto: Puck Palm.



Figur 29B. Dioritoid till gabbroid som uppvisar en stor mängd ocelli av kalifältspatströkorn, vilka har rapakivitextur (7376997/722987). Foto: Dick Claeson.



Figur 29C. Kvartsmonzodiorit till kvartsmonzonit med 10–50 mm stora kalifältspatströkorn och monzodioritisk enklav, samt en synmagmatisk gång av granit vilken saknar kylda kontakter (7378262/715688). Foto: Dick Claeson.



Figur 29D. Ljust grå, massformig, grovkornig monzonit till kvartsmonzonit med 5–40 mm stora kalifältspatströkorn (7377066/729501). Foto: Dick Claeson.

Kvartsmonzodiorit till kvartsmonzonit och underordnat granit förekommer i ett område vid Appokberget–Herr Danielberget–Sasnekåive inom den södra delen av kartområdet 26J Jokkmokk NO. Bergartsleden är porfyriska och innehåller 10–50 mm stora kalifältspatströkorn (5–20 procent). De är odeformerade, massformiga eller har en mycket svag orientering av mineralen, vilken troligen är av magmatisk natur vid flöden av kristallgröten, gråa till rödgråa och grovkorniga (fig. 29C). Amfibol och biotit förekommer i varierande mängd, 10–20 procent, i grundmassan. Monzodioritiska enklaver förekommer ställvis (fig. 29C). Synmagmatiska gångar av gråröd till röd, fint medelkornig granit saknar kylda kontakter till dessa porfyriska bergarter (fig. 29C). Fältobservationerna indikerar att bergartsleden tillhör någon yngre generation och är troligen ca 1,80 miljarder år gamla.

Ljust gråa kalifältspatströkorn är utmärkande för en grå, enklavförande granit vid bland annat berget Suobbatåive inom kartområdet 26J Jokkmokk NO (Claeson & Antal Lundin 2015). Graniten är medelkornig och vanligen massformig, men uppvisar en magmatisk foliation med mineralorientering som tolkas vara flödesrelaterad i riktning 135/74. Kalifältspatströkornen är 5–40 mm stora och förekommer i en halt av 15–25 procent. Biotit dominerar de mörka mineralen medan amfibol finns i mindre mängd,



Figur 29E. Ljust grå granit med listformade 5–10 mm stora strökorn av kalifältspat (7378018/721150). Foto: Dick Claeson.



Figur 29F. Röd, massformig, jämnkornig, medelkornig till grovkornig granit med enklav av monzonitisk sammansättning (7382467/724345). Foto: Caroline Lundell.



Figur 29G. Små- till grovporfyrisk monzonit till granit vid provbrytning för blocksten (7378805/726008). Foto: Dick Claeson.



Figur 29H. Magmatisk flödesrelaterad foliation och parallellorientering av strökornen i små- till grovporfyrisk monzonit till granit (7378805/726008). Foto: Dick Claeson.

uppskattat till 10 procent respektive 3 procent. Hällsusceptibiliteten varierar från 424 till 2 020 × 10^{-5} SI-enheter. Fältobservationerna med en låg metamorf överprägling och avsaknaden av deformationsstrukturer indikerar att den porfyriska, grå graniten tillhör någon yngre generation. Troligen är den ca 1,80 miljarder år gammal och direkt relaterad till den unga intrusionen mot öster. I den magnetiska anomalikartan (fig. 2) finns ett område med lägre magnetisering väster om det triangelformade, högmagnetiska anomalimönstret som upptar stora delar av kartområdet 26J Jokkmokk NO. Sammanställningen av de geometriska medelvärdena av hällsusceptibilitet från området med lägre magnetisering (fig. 2 i Claeson & Antal Lundin 2015) visar på susceptibiliteter omkring 500–1 500 × 10^{-5} SI-enheter, vilket är klart lägre än susceptibiliteterna för bergarterna i öster. Området sammanfaller dock med ett tyngdkraftsöverskott vars ursprung inte kan härledas till dessa granitförekomster på ytan, vilka har låga densiteter.

I den sydöstra flanken av det triangelformade, högmagnetiska anomalimönstret finns en del av intrusionen som vid Görjeån utgörs av en grå till ljust grå, massformig, medel- till grovkornig monzonit till kvartsmonzonit (fig. 29D). Kalifältspatströkornen är 5–40 mm stora och förekommer i en halt av 10–25 procent. Amfibol och biotit dominerar de mörka mineralen, uppskattat till 8 procent respektive 7 procent. I de södra delarna av den större, triangelformade intrusionen finns en ljust grå till ljust röd, ojämnkorning granit (fig. 29E). Den har välbevarade listformade 5–10 mm stora strökorn av kalifältspat (0–3 procent) och biotit i en finkornig till fint medelkorning grundmassa.

Inom andra delar av den större intrusionen förekommer en röd till gråröd, massformig, medelkornig till grovkornig granit till kvartsmonzonit som vanligen är jämnkornig och endast ställvis har 5–20 mm stora kalifältspatströkorn i ringa halter. Ställvis ses enklaver av mer monzonitisk sammansättning i de granitiska delarna (fig. 29F). Även aplitiska och pegmatitiska delar har bildats i dessa områden. Även inom intrusionen i den nordöstra delen av kartområdet har tolkats en sammanhängande yta av detta bergartsled. Framför allt utifrån de petrofysiska egenskaperna som visar lägre susceptibilitet och lägre densitet än övriga delar av intrusionen.

En tredimensionell susceptibilitetsmodell har tagits fram med hjälp av inversion av magnetfältsdata över delar av kartområdet 26J Jokkmokk NO. Ett susceptibilitetsintervall från 0,00001 till 0,6 SI-enheter har angetts före inversionen. Modellen som erhållits efter inversionen har susceptibilitet mellan 0,00001 och 0,25 SI-enheter. Ett tvärsnitt av susceptibilitetsmodellen söderifrån visar att den högmagnetiska, triangelformade intrusionens sidor stupar inåt (fig. 30). Den gråa ytan är en isoyta som motsvarar susceptibiliteten 0,035 SI-enheter.

På ett fåtal platser inom den södra intrusionen har provbrytning för blocksten av små- till grovporfyrisk monzonit till granit ägt rum (fig. 29G). Magmatisk flödesrelaterad foliation och parallellorientering av strökornen i riktning 260/78 ses i häll vid denna plats, söder om Tvärträsket (fig. 29H). Bergarten är även xenolitförande med fram för allt andesitoida vulkaniska bergarter. En litogeokemisk analys visar på en kvartsmonzonit till monzonit (tabell 3). En åldersbestämning av grovporfyrisk monzonit till granit härifrån provbrytningen utfördes vilken gav en ålder av 1 794 ± 5 miljoner år (Claeson m.fl. 2018f). Denna ålder bör vara giltig för de olika typerna av bergarter som klassats att tillhöra någon av de båda stora intrusionerna inom 26J Jokkmokk NO.

De allra flesta granit och monzodiorit till kvartsmonzonitproven av de yngre bergarterna, både de jämnkorniga och porfyriska, härstammar från de två stora intrusionerna inom kartområdet 26J Jokkmokk NO. Majoriteten av susceptibilitetsvärdena hamnar i det ferrimagnetiska fältet och korrelerar väl med de högmagnetiska anomalierna i den magnetiska anomalikartan (fig. 31, 2). Bergarter med granitisk



Figur 30. Ett tvärsnitt av en tredimensionell susceptibilitetsmodell över kartområdet 26J Jokkmokk NO. Den gråa ytan markerar susceptibilitetsytan för 0,035 SI-enheter. Det uppmätta magnetfältet visas ovanför modellen.

sammansättning har de lägsta densiteterna, under 2 680 kg/m³ med en viss överlappning med porfyriska graniter och enstaka prov med monzonitisk sammansättning. De låga densitetsvärdena sammanfaller väl med tyngdkraftsunderskottet i området (fig. 3). Gruppen monzodiorit till kvartsmonzodiorit har högst susceptibilitetsvärden och även högre densiteter upp till 2 776 kg/m³. De ger upphov till ett tyngdkraftsöverskott i de södra delarna av den stora södra intrusionen, liksom även i den norra intrusionen öster om Mattisuden (fig. 3). Syenitoidernas petrofysiska egenskaper överlappar med graniternas, men har måttligare susceptibiliteter. Den absoluta majoriteten av graniter, syenitoider och monzodioriter har Q-värden under 1 (fig. 31).

Pegmatiterna som är associerade med de yngre gabbrointrusionerna avger hög gammastrålning (fig. 32). Uranhalter upp till 454 ppm och toriumhalter upp till 430 ppm har mätts i pegmatiterna vid Flakaberget, medan lägre halter har uppmätts på Ruoutevare, 60 ppm uran och 65 ppm torium som högst. De allra högsta värdena visas inte i diagrammet.

Granit, syenitoid och monzodiorit visar alla låga värden för gammastrålning med uranhalter under 7,1 ppm och toriumhalter under 20 ppm (fig. 32). Undantaget är en syenitoid med toriumhalt över 30 ppm och en granit vars toriumhalt är över 25 ppm, båda förekommer i sydvästra hörnet av kartområdet vid Tjerkisberget och förhöjningarna framgår också på den flygmätta gammastrålningskartan (fig. 4). Lägst gammastrålning har gabbroid till dioritoid (fig. 32).

En litogeokemisk jämförelse mellan de olika generationernas grovporfyriska bergarter med strökorn av kalifältspat inom delar av projektområdet sydvästra Norrbotten – till största delen åldersbestämda



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





- Granit/pegmatitgranit, 1,84–1,77
- Granit, porfyrisk, 1,84–1,77
- Syenitoid till granit, 1,84–1,77
- Syenitoid till granit, porfyrisk, 1,84–1,77
- Gabbroid till dioritoid, 1,84–1,77

Figur 32. De yngre intrusiva bergarternas gammastrålningsegenskaper. A. Kalium mot uran. B. Kalium mot torium. Mätningar som överstiger 50 ppm visas ej i diagrammet.

prover – 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. 33A). I multielementdiagram ser man att profilernas form är likartade och att avvikelser har med fraktionering att göra, trots att det är ett åldersspann på uppåt 100 miljoner år mellan de olika intrusionerna som analyserats går de inte att skilja åt (fig. 33B).

En vit till ljust grå, hydrotermalt omvandlad och omkristalliserad granit med ställvis ljusbruna, 0,5–2 mm stora kristaller av granat finns inom kartområdet 26J Jokkmokk NV (Antal Lundin m.fl. 2012b). Den är folierad och linjerad och förekommer framför allt i närheten av basiska bergarter (Antal Lundin m.fl. 2012b). Det mest troliga är att intrusionen av de stora mängder basisk magma som ses i kartområdets centrala, östra och nordöstra delar har gett upphov till de kraftiga omvandlingarna och möjligen även genererat graniterna.

Inom större delar av kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO uppträder ett mer eller mindre sammanhängande område med gabbroiska intrusioner som även har ultrabasiska och ultramafiska delar. Området är associerat med de kraftigaste tyngdkraftsöverskotten på 14–19 mGal (fig. 3).

Väster om Juokojaure (7386315/703148) inom kartområdet 26J Jokkmokk NV finns mycket välbevarade ultramafiska kumulat som består av olivin och klinopyroxen, ofta som kadakrister i oikokrister av amfibol, och ortopyroxen med plagioklas och biotit som interstitiella mineral (fig. 34A, B, Antal Lundin m.fl. 2012b). Lagring uppmättes i riktning 125/44, främst i form av modal lagring med varierande andel mörka respektive ljusa mineral. En modalanalys av ett tunnslip gav; klinopyroxen 30 %, ortopyroxen



Figur 33A. Kalifältspatporfyriska sura bergarter inom delar av karteringsområdet SV Norrbotten plottade i REE-diagram. Jervas (27I Tjåmotis SV), Tvärträsket (26J Jokkmokk NO), Ammaberget/ Slakka (26J Jokkmokk NO), sydost om Tjuovttjajávrre (27I Tjåmotis SO), Njuorramjaurat (27 Porjus SV)och norr om Laddonbäcken (26J Jokkmokk NV). Åldrar anges vid åldersbestämda prov eller enheter och de två utan har tolkats att vara ca 1,80 Ga gamla. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 33B. Multielementdiagram av kalifältspatporfyriska sura bergarter inom delar av karteringsområdet SV Norrbotten, symboler som i A. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Tabell 3. Litogeokemiska	data från bergarter ino	m kartområde 26J Jokkmokk NV, N(Э.
		,	

-	-								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Granatamfibolit (protolit andesitoid), väst om Juokojaure	60,6	14,7	10,2	2,13	5,44	1,96	3,34	0,90	0,14
"Jokkmokksgranitoid"	69,9	16,8	1,14	2,08	0,35	5,95	2,78	0,12	0,04
Porfyrisk grå granit, Tårrajaur	71,7	14,4	3,85	2,57	0,75	3,77	3,02	0,34	0,07
Kvartsmonzonit/monzonit, Tvärträsket	66,7	15,4	4,71	2,64	1,2	3,98	4,99	0,76	0,28
Ultramafiskt kumulat, väst om Juokojaure	48,4	6,64	13,5	12,1	17,2	1,02	0,41	0,70	0,08
Ultrabasiskt kumulat, sydväst om Juokojaure	43,2	4,16	17,95	6,39	24,2	0,69	0,44	0,57	0,02

2 %, olivin 2 %, amfibol 61 %, plagioklas 0,5 %, biotit 2 % och opakmineral 2 %. En litogeokemisk analys av det ultramafiska kumulatet visade bland annat 0,31 % svavel, 800 ppm krom och 7 ppb platina (tabell 3). Området med dessa ultramafiska kumulat är sedan tidigare tolkat som sedimentär berggrund (Jokkmokksprojektet 1981, Koistinen m.fl. 2001) eller som granit-pegmatitassociationen (opublicerad NB-dig, Thomas Sjöstrand & Herbert Henkel vid SGU). Ytterligare väster om Juokojaure inom kartområdet 26J Jokkmokk NV finns mycket välbevarade gabbroida bergarter blottade som delar av en större sammanhängande lagrad intrusion (Antal Lundin m.fl. 2012b). I partier uppträder pegmatoida delar med mer evolverade sammansättningar (Antal Lundin m.fl. 2012b). Ofta är de gabbroida och ultramafiska kumulaten kraftigt grusvittrade (Antal Lundin m.fl. 2012b).

Inom de lågmagnetiska, ultrabasiska och ultramafiska delarna ser man ofta större områden som är fulla av små kullar, där dessa vanligen är väl överväxta men i kanterna ibland har partier med grus där inget verkar växa speciellt väl (fig. 34C). Det som kan uppfattas som morän är i själva verket vittringsprodukter från ultramafiska och ultrabasiska bergarter i området. Dessa små kullar utgörs av ofta kraftigt vittrade delar av ultrabasiska och ultramafiska bergarter och gräver man i gruset något tiotal centimeter finner man fast klyft. Vittringsprodukterna vid lokalen (fig. 34C) har en hällsusceptibilitet runt 1 300–1 400 × 10⁻⁵



Figur 34A. Kristaller av olivin och klinopyroxen som kadakrister inuti en oikokrist av amfibol i ett mycket välbevarat ultramafiskt kumulat, korsade nicoler (7386315/703148). Mikrofoto: Dick Claeson.



Figur 34B. Interstitiell plagioklas mellan tidigare kristalliserad klinopyroxen och amfibol i ett mycket välbevarat ultramafiskt kumulat, korsade nicoler (7386315/703148). Mikrofoto: Dick Claeson.



Figur 34C. Överväxt kulle med vittringsgrus från sulfidförande ultrabasiska och ultramafiska kumulat (7386170/703910). Foto: Dick Claeson.

SI-enheter och med maximum på 2 600 × 10⁻⁵ SI-enheter. På den magnetiska anomalikartan syns dessa bergarter som smala, linjära anomalier söder om Flakaberget och liknande magnetiska anomalier ses även söder om Vajmat (fig. 2). Petrofysikprov visar en densitet på 3 088 kg/m³. En litogeokemisk analys från ett prov taget från den avbildade kullen visar på en ultrabasisk sammansättning med ca 1 procent S, bland spårelementen kan anges Cr 970 ppm, Ni 384 ppm och förhöjda halter (100–300 ppm) av Co, Cu och Zn noteras (tabell 3). Det kan konstateras vara ett relativt primitivt kumulat utifrån den litogeokemiska analysen. Kumulatet har troligen större mängder av olivin, klinopyroxen och amfibol som i de liknande bergarterna som mikroskoperats, samt mindre mängd sulfidmineral. Okulärt ser man flera centimeter stora oikokrister av klinopyroxen med kadakrister av olivin, samt sulfidmineral disseminerat. Den ultrabasiska och ultramafiska bergarten i kullen avviker inte från de andra prover som tagits inom de stora basiska intrusiven på Jokkmokks norra kartområden (fig. 35).



Figur 35A. De lagrade intrusionerna på kartområden 26J Jokkmokk NV, NO jämfört med mer evolverade gabbror inom delar av karteringsområdet SV Norrbotten, där REE-profilerna visar på liknande ursprungssammansättningar. Från den lagrade intrusionen Ruoutevare; lila symbol = ultrabasiskt kumulat mineraliserat med kopparkis, pyrit och järnoxid, rosa symbol = ultrabasiskt kumulat, ljusblå symbol = PGE anomalt ultrabasiskt och ultramafiskt kumulat, samtliga tre från Jokkmokk NO, brun symbol = ultrabasiskt kumulat och grönblå symbol = ultramafiskt kumulat Jokkmokk NV, ljusgrön symbol = evolverad gabbro 27J Porjus SV, klarblå symboler = gabbro och magnetitrik gabbro Hárrevárddointrusionen på 271 Tjåmotis SV. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 35B. Multielementdiagram av gabbroider och basiska kumulat, symboler som i A. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 36A. Gabbroid och ultramafisk bergart som indikerar att det varit flera pulser av magma med olika sammansättning, vilka har interagerat (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.



Figur 36C. Några centimeter bred gång av ultramafisk bergart som slår igenom gabbroida bergarter (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.



Figur 36B. Gabbroid och ultramafisk bergart som indikerar att det varit flera pulser av magma med olika sammansättning, vilka har interagerat och här bildat ett nätmönster (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.



Figur 36D. Synmagmatisk brecciering och enklavbildning med två gabbroida magmor som interagerat (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.

Berget Ruoutevare 6 km söder om Jokkmokk består dels av en lagrad gabbro, dels av en relativt tunn förekomst av pegmatit. I pegmatiten förekommer ett större antal stenbrott (se kapitel *Naturresurser*). Kontaktrelationerna mellan gabbro och pegmatit tolkas som att bergarterna är mer eller mindre samtida eftersom kylda kontakter väldigt sällan ses hos någon av bergarterna. Flertalet av de iakttagna kontakterna är mjukt vågiga och ingen kontakt uppvisar en deformationsrelaterad del i gabbron (Claeson & Antal Lundin 2013, däri fig. 11 A–C). Den lagrade intrusionen är ställvis mineraliserad (se kapitel *Naturresurser*). Gabbroida bergarter dominerar helt men de varierar i sammansättning och på flera platser ses indikationer på att det varit fråga om flera pulser av magma med olika sammansättning som har interagerat (fig. 36A, B). Ultramafiska bergarter finns både som kumulatlager och som några centimeter breda gångar (fig. 36C). Ställvis är de gabbroida och ultramafiska kumulaten kraftigt grusvittrade. Synmagmatiska breccieringar och enklaver ses mycket tydligt på ett fåtal berghällar (fig. 36D, Claeson & Antal Lundin 2013). På några lokaler finns även mycket grovkornig gabbropegmatit, ställvis invid ultramafiska till gabbroida lager. På ett fåtal hällar påträffas svagt undulerande planstrukturer och möjlig trågbildning i lagringen, vilken kan följas kontinuerligt. Ställvis finns en gånggeneration som klipper magmatiska planstrukturer, lagring och magmatisk minerallinjering men som tolkas genererad ur gab-



Figur 36E. Mycket grovkornig gabbropegmatit invid ultramafiska–gabbroida lager (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.



Figur 36F. Närbild av mycket grovkornig gabbropegmatit (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.



Figur 36G. Del av oikokrist av klinopyroxen med olivin som kadakrister, samt amfibol och opakmineral från PGE-Auanomal mineralisering i ultramafiskt och ultrabasiskt kumulat (7388439/715280). Mikrofoto: Dick Claeson.

brons magma. Dessa gångar är upp till en decimeter breda. Ibland har de en kvarts- och plagioklasrik vit bård i kontakten och gångbergarten har en sned planstruktur i förhållande till den i gabbron (Claeson & Antal Lundin 2013). Troligen är dessa gångar synmagmatiska då de trots sin ofta ringa bredd helt saknar kylda kontakter och att de uppvisar en stor variation i kornstorlek och mineralsammansättning mellan olika gångar i samma häll. De är dock alltid finkornigare än gabbroiden som de slår igenom. En del av dessa synmagmatiska gångar tolkas vara relaterade till skjuvningar av gabbron i duktilt magmatiskt tillstånd, där delar av den utvecklade interstitiella magman mobiliseras och pressas ut ur kumulaten för att bilda gångarna (Claeson & Antal Lundin 2013). Leukokratiska plagiogranitiska gångar ses ihop med ultramafiska kumulat och hornbländit. Kopparkis, pyrit och sulfidmineral uppträder ställvis i de basiska bergarterna vid lokaler med de plagiogranitiska gångarna. Dessa granitoida associationer tolkas som sena derivat vid kristalliseringen av den gabbroiska magman. Hornbländiten bildas vid reaktionen med de fluidrika plagiograniterna och är en omvandlingsprodukt (Claeson & Antal Lundin 2013). På ett fåtal platser inom intrusionen finns mineraliserade partier blottade i häll och några beskrivs i kapitel *Naturresurser*, värt att notera särskilt är förekomst av ett ultrabasiskt PGE-Au anomalt prov. Mycket grovkornig gabbropegmatit ses intimt med ett primitivt ultramafiskt och gabbroiskt lager (fig. 36E, F). Att det bildats en pegmatoid gabbro just på denna plats förklaras enklast med att de ultramafiska delarna utgjort hinder för fluider att fritt röra sig då de stelnar tidigare än de gabbroiska. Därför har det ansamlats fluidier i ett lager eller en horisont där kristallerna kunnat växa sig större än i sin omgivning. Gabbropegmatiten provtogs för åldersbestämning och zirkonerna uppvisar två distinkta åldrar 1 883 ± 5 miljoner år och 1 785 ± 10 miljoner år (Claeson m.fl. 2018c). Vår tolkning av dessa är att zirkonerna är ärvda från en sur bergart som kristalliserade vid 1,88 miljarder år och att den yngre åldern är den tidpunkt som gabbroiden kristalliserade vid och den sura bergarten blivit upplöst i den basiska magman. Total avsaknad av högmetamorf påverkan av gabbron som skulle kunnat bilda metamorf zirkon vid det yngre tillfället utesluter hypotesen om metamorfos vid ca 1 785 miljoner år, istället är bergarten och de i närheten förekommande gabbroiderna mycket välbevarade (fig. 36A–C, E–F), okulärt liksom i mikroskop (fig. 36G).

Yngre gabbroider och dioritoider har övervägande hög densitet med en stor spridning, med några undantag mellan 2 800 till 3 435 kg/m³. Högst densitet har de mineraliserade proverna och prover med ultramafisk sammansättning. Denna grupp av bergarter står även för de högsta susceptibiliteterna mätta på prover, den högsta på 29 440 × 10⁻⁵ SI-enheter. De ger upphov till de kraftigaste magnetiska anomalierna inom kartområdet. Många har också ett Q-värde över 1, ett antal över 10 vilket innebär att den remanenta magnetiseringen har en större inverkan på anomalier än den inducerade (fig. 31). Ett antal prov är dock lågmagnetiska och placerar sig i det paramagnetiska fältet (fig. 31). Gammastrålningen är som väntat låg, allra lägst bland de mest mafiska delarna (fig. 32).

En tydlig korrelation finns mellan de densitetsvärden som är erhållna från gabbroiderna och från de basiska vulkaniska bergarterna i området och tyngdkraftsöverskottet (fig. 3). Tyngdkraftsgradienten är brant mot väster och här är anomalin som störst, 19 mGal. De lagrade gabbrointrusionerna i östra delarna av kartområdet 26J Jokkmokk NV och i Ruoutevare har de högsta uppmätta hällsusceptibilitetsvärdena (medelvärde 4 785 × 10⁻⁵ SI-enheter) och framträder tydligt på den magnetiska anomalibilden (fig. 2). Däremot är den magnetiska fältstyrkan starkast sydsydväst om Flakaberget. Här saknas tyvärr hällar helt men anomalierna tolkas med största sannolikhet, tillsammans med tyngdkraftsöverskottet, vara orsakade av de unga gabbrointrusionerna.

En tredimensionell susceptibilitetsmodell och tyngdkraftsmodell har tagits fram över delar av kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO med inversionsteknik. Ett susceptibilitetsintervall mellan 0 och 0,5 SI-enheter har angetts i inversionen och modellen som erhållits har värden mellan 0 och 0,37 SI-enheter. I figur 37 ses ett tvärsnitt av susceptibilitetsmodellen som visar responsen av gabbrorna i genomskärning, samt Nårvejaurintrusionen i väster. De högmagnetiska delarna överensstämmer väl med de kraftigaste tyngdkraftsöverskotten.



Figur 37. Susceptibilitetsmodell för gabbron vid Flakaberget till vänster och Ruoutevaregabbron till höger. Längst till vänster ses Nårvejaurintrusionen.

För densitetsmodellen har en densitetskontrast på 0,2 och 0,5 g/cm³ använts. Lösningen efter inversionen ger denistetskontraster mellan 0 och 0,232 g/cm³. Modellen som visas i figur 38 är isolinjer för densitetskontrast på 0,23 g/cm³, vilken tolkas motsvara gabbroider som har högst densitet i undersökningsområdet. Modellen visar att den stora gabbron söder om Flakaberget stupar mot öster på djupet och kan ses ner till 8 km djup som mest.



Figur 38. A. 3D densitetsmodell över delar av gabbrokroppar söder om Flakaberget och Ruoutevare. **B.** Modellen på tyngdkraftskartan pålagrad i horisontalplan. Modellen har ett maximum djup på 8 km.

Granit-pegmatitassociationen och Linagranit

Den så kallade granit-pegmatitassociationens granit till pegmatit är vanlig inom kartområdena och den är ofta medelkornig till grovkornig, gråröd till grå, med en biotithalt av 3–8 procent och uppvisar partier med skriftgranitisk struktur. Ställvis är den finkornig till fint medelkornig. Ställvis finns det en stark variation i kornstorlek från finkornig till grovkornig som ger intryck av migmatitgranit med nästan helt upplösta rester av protoliter i (fig. 39A). Det förekommer även att graniten innehåller enstaka euhedrala, 5–10 mm stora, listformade strökorn av kalifältspat (fig. 39B). Oftast är granit-pegmatitassociationens bergarter massformiga, men de uppvisar ibland en svag foliation som till delar kan uppfattas som magmatiska flödesstrukturer. Ljust grå till rödgrå och röd, massformig pegmatit som gångar och körtlar finns i de större områden som är fin- till medelkorniga. Underordnat förekommer aplitiska delar och gångar. Magnetit förekommer vanligen som aggregat, och allanit, hematit samt ilmenit förekommer sporadiskt i den yngre pegmatiten inom kartområdena.



Figur 39A. Stark variation i kornstorlek hos Linagraniten från finkornig till grovkornig, ger intryck av migmatitgranit med nästan helt upplösta rester av protoliter (7375258/708300). Foto: Dick Claeson.



Figur 39B. Linagranit som innehåller enstaka 5–10 mm stora euhedrala, listformade strökorn av fältspat (7375258/708300). Foto: Dick Claeson.



Figur 39C. Porfyrisk, grå, medel- till grovkornig granit tillhörande granit-pegmatitassociationen, med välbevarade ljusgrå till ljust rosa kalifältspatströkorn 5–15 procent och som innehåller upp till 15 procent amfibol och biotit (7376050/716405). Foto: Dick Claeson.

Pegmatiterna uppvisar varierande strålningsegenskaper, där uranhalten varierar mellan 1,2 och 454 ppm (medelvärde 39,8 ppm, medianvärde 5,8 ppm), medan toriumhalten varierar mellan 4,6 och 430 ppm (medelvärde 55 ppm och medianvärde 27,5 ppm).

I södra delen, i skarven mellan 26J Jokkmokk NV och NO, finns en porfyrisk till grovporfyrisk granit vilken tillhör granit-pegmatitassociationen (fig. 39C). Den har välbevarade ljusgrå till ljust rosa kalifältspatströkorn 5–15 procent och innehåller upp till 15 procent amfibol och biotit, samt är medel- till grovkornig. Graniten är för det mesta massformig, men kan uppvisa foliation och vara svagt deformerad men bedöms vara lågmetamorft överpräglad. I graniten finns grå, amfibolrik diorit till tonalit som xenoliter och partier. Massformiga, finkorniga till grovkorniga pegmatitgångar sätter igenom den porfyriska graniten.

STRUKTURER, DEFORMATION OCH METAMORFOS

Kartområdet genomkorsas av huvudsakligen nordvästligt, nordostligt och nord–sydligt strykande deformationszoner. De framgår tydligt i VLF-informationen som elektriska ledare, vilket tyder på en spröd eller sprödplastisk karaktär (fig. 40). Veckstrukturerna i norra delarna av kartområdet med veckaxlar i huvudsakligen nordnordostlig till nordostlig riktning framgår tydligt i den magnetiska anomalibilden (fig. 41).

Gabbrointrusionerna vid Flakaberget, Ruoutevare och söder om Nårvejaurintrusionen visar tydliga ringformade strukturer i den magnetiska anomalibilden som antyder lagring, något som även observerats i häll vid berggrundskarteringen. De två yngre, högmagnetiska, större monzonitiska till granitiska intrusionerna i östra delen av kartområdet uppvisar interna strukturer i den magnetiska anomalibilden, vilket kan indikera flödesstrukturer, något som även observerats i häll vid berggrundskarteringen (fig. 41).



Figur 40. Karta över strömtätheten i kartområdet 26J Jokkmokk NV och NO. Blåa färgnyanser visar områden med god ledningsförmåga, mestadels deformationszoner och sprickor med spröd karaktär. Sulfidförekomster visas med gula symboler, kalkstenförekomster och pegmatit med vita symboler. Provbrytning för blocksten visas med svarta symboler. Kraftledningar visas med grå färg och järnväg med svart.



meter

Figur 41. Magnetfältets vertikalderivata som återspeglar berggrundens strukturer över 26J Jokkmokk NV och NO.

En susceptibilitetsmodell över den stora veckstrukturen som framträder i nordvästra hörnet av kartområdet 26J Jokkmokk NV och som sträcker sig över till kartområdena 27J Porjus SV, 27I Tjåmotis SO och 26I Luvos NO har tagits fram. Området och modellen visas i figur 42. Modellen visar en tydlig synform i västra delen som övergår i antiform i öster. Detta är tvärtom mot tidigare tolkningar vid SGU Malmbyrån (Reg. nr 26J 0-9,a-j: 3 och G13079).

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. 43). 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. 43).

I det sydvästra hörnet av kartområdet 26J Jokkmokk NV ses på den magnetiska anomalikartan en deformationszon med nordvästlig riktning som en lågmagnetisk anomali (fig. 2), och en jämförelse med foliationer som uppmätts i de bergarter som finns i anslutning till deformationszonen visar en tydlig överensstämmelse och att zonen är relativt brantstående (fig. 44).

I Mellqvist (1999) framförs idéer om specifika överskjutningar i kartområdena Jokkmokk (och på Porjus SV) vilka vi under denna kartering inte kunnat verifiera. Dessutom ses flacka lineationer över i stort sett hela det nu karterade området inom projekt "Sydvästra Norrbotten", så det går heller inte enkelt att härleda dessa till ett enskilt överskjutningsförlopp. En deformationszon vid Överselet strax norr om Jokkmokk har foliation i riktning 205/30 till 210/62, samt lineation i 295/30 i en ojämnkornig dioritoid och monzodiorit (fig. 45A, B). Ca 1,7 km nordväst om denna lokal och fortsatt i Överselet noteras även krenulationslineation i riktning 215/43, samt två olika generationer av foliationer, den äldre i riktning 130/40 och den yngre i 204/67 i en andesitoid (fig. 45C).



Figur 42. A. Magnetfältet över det modellerade området. Modellen är pålagrad magnetfältet i horisontalplan med blått. **B.** Susceptibilitetsmodellen visar formen på veckstrukturen, vilken visas som isoytan motsvarande susceptibilitet 0,045 SI-enheter.

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

Granatkristaller finns på flera platser inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO, främst i

andesitoida till basaltoida vulkaniska avsättningar av varierande ålder, men även i till exempel monzonit till kvartsmonzonit och andra bergartsled (fig. 46A). Det förekommer 1–10 mm stora (1–5 procent) granatkristaller i en ådrad, fragmentförande granatamfibolit inom det mafiska granulitområdet vars protolit tolkas vara en andesitoid med dacitoida delar, väster om Juokojaure inom kartområdet 26J Jokkmokk NV (fig. 46B, C). De flesta granatförande bergarterna finns inom eller intill området med mafisk granulit och utgör även delar därav. I kapitel *Mafisk och felsisk granulit samt granatamfibolit* tolkades den troligaste orsaken till uppkomsten av granulitfacies-bergarter att vara de stora basiska intrusivens bidrag med stora mängder värme under en längre tid. De basiska intrusivens utbredning utgör i princip begränsningen för var vi funnit granulit och granatamfibolit inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO.



Foliation poler till plan n = 56



Figur 44. Foliationsmätningar från det sydvästra hörnet av 26J Jokkmokk NV av den nordvästligt strykande deformationszonen plottade i Schmidtnät, undre hemisfären.



Figur 45A. Deformationszon vid Överselet strax norr om Jokkmokk med foliation i riktning 205/30 till 210/62, samt lineation i 295/30 i en ojämnkornig dioritoid och monzodiorit (7396735/714838). Foto: Åke Rosén.



Figur 45B. Närbild från A, folierade och linjerade bergarter. Foto: Åke Rosén.



Figur 45C. I Överselet noteras krenulationslineation i riktning 215/43, samt två olika generationer av foliationer, den äldre i riktning 130/40 och den yngre i riktning 204/67 i en andesitoid. Bilden är tagen mot nordnordost (7397339/713248). Foto: Åke Rosén.



Figur 46A. Rödbruna, 1–5 mm stora granatkristaller i en stänglig och omvandlad monzonit till kvartsmonzonit (7384470/704901). Foto: Dick Claeson.



Figur 46B. Granatkristaller, 1–10 mm stora (1–5 procent), i en ådrad, fragmentförande granatamfibolit inom det mafiska granulitområdet (7386612/702587). Foto: Dick Claeson.



Figur 46C. Granatkristaller i dacitoid del av granatamfibolit från figur 46B (7386612/702587). Mikrofoto: Dick Claeson.

På ett flertal platser i området med de mafiska granuliterna är de vulkaniska bergarterna ådrade och partiellt uppsmälta där små, smala ådror av troligen in-situ anatektiska smältor ses ställvis, fragment av vulkaniska bergarter är dock ofta intakta (fig. 10D, Antal Lundin m.fl. 2012b, Claeson & Antal Lundin 2013). På några platser är de vulkaniska bergarterna veckade, ådrade och uppsmälta, migmatitiska, och är då ofta bandade (fig. 10E). Även schollenmigmatit noteras vid ett flertal lokaler inom området med mafiska granuliter och även inom det mindre området med surare granuliter (fig. 10F). De båda senare, bandade, migmatitiska och schollenmigmatitiska, är svåra att vid en första anblick tolka som att de en gång i tiden var vulkaniska bergarter men de övergår ofta i hällområdet till mer igenkännliga vulkaniter. Det är de basaltoida delarna i dessa vulkaniska avsättningar som normalt sett inte är uppsmälta och för det mesta saknar leukokratiska ådror helt och hållet. De basaltoida delarna ligger som flottar och simmar i de schollenmigmatitiska delarna av berggrunden. Uppsmältningen av andesitoida och dacitoida delar har varit mer eller mindre fullständig och utgör neosom. Det ses även restiter av palesom som flottar i en blandning av melanosom och leukosom (fig. 10G).

Kordierit och sillimanit finns som omvandlingsmineral i vulkaniska och vulkanoklastiska bergarter, framför allt i de som mer liknar leriga metasedimentära bergarter i ett område ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget inom kartområdet 26J Jokkmokk NO. I mikroskop syns porfyroblaster av kordierit



Figur 47. Omvandlingar i sprickor och vid kordieritkristallers kanter med bildning av gulaktig pinit, vilket är en blandning av muskovit, klorit och lermineral. **A.** Planpolariserat ljus. **B.** Korsade nicoler (7376949/731144). Mikrofoto: Dick Claeson.



Figur 47C. Andesitoid till dacitoid med flera meterbreda kordieritrika partier (7376446/730854). Foto: Dick Claeson.



Figur 47D. Metasedimentär bergart uppvisar en linjering med riktning 10/30, foliation i riktning 280/30 och är öppet veckad med relativt flack veckaxel mot norr 10/30 (7376446/730854). Foto: Dick Claeson.

med tydliga inklusioner av biotit och kvarts, och de uppvisar alltså poikiloblastisk och porfyroblastisk textur (fig. 47A, B, Claeson & Antal Lundin 2015). Det mycket vanliga fenomenet med omvandlingar i sprickor och längs kordieritkristallers kanter noteras även i tunnslipet, med gulaktig pinit vilket är en blandning av muskovit, klorit och lermineral. Värt att notera är förekomsten av en orientering parallellt med kordieritkristallens längdaxel hos de mineral som är inneslutna i kordierit, mest biotit och kvarts. Samt att de draperingar av biotit som uppträder runt kordieritkristallerna avviker från denna orientering, tydligast vid kristallernas kortändor (fig. 47A, B, Claeson & Antal Lundin 2015). Detta indikerar att det även efter tillväxten av kordieritporfyroblasterna har funnits ett spänningsfält som gett upphov till de orienterade draperingarna av biotit. I andesitoid till dacitoid finns flera meterbreda kordieritrika delar (fig. 47C), varav en del även innehåller sulfidmineral. Samtliga bergarter är hydrotermalt omvandlade och lagrade, samt uppvisar en linjering med riktning 10/30, foliation i riktning 280/30 och är öppet veckade med relativt flack veckaxel mot norr i riktning 10/30 (fig. 47D).

Ådrad, grå paragnejs, som kan observeras till exempel i sandtaget ca 2 km söder om Mattisudden inom kartområdet 26J Jokkmokk NO, innehåller ställvis kristaller av kordierit och granat. I paragnejsen finns argillitiska linser och lager av dacitoid vulkanit (Claeson & Antal Lundin 2015).

NATURRESURSER

Inom kartområdet finns sedan tidigare detaljerade markgeofysiska mätningar av magnetfältet och elektromagnetiska fältet (slingram och VLF-metoden) samt inducerad polarisation. Mätningarna utfördes i samband med olika prospekteringskampanjer huvudsakligen under 1970- och 1980-talen. Ytterligare mätningar av magnetfält, tyngdkraftsfält och multifrekvensslingram har utförts 2004 och 2005 i den sydöstra delen av kartområdet vid Tjerkis. De markgeofysiska mätningarnas läge är redovisade i figur 1.

I början av 2000-talet utfördes flyggeofysiska mätningar (transientelektromagnetiska och magnetiska) i sydvästra delen av kartområdet Jokkmokk NV av BHP Billiton World Exploration Inc. Mätningen gjordes med 400 meters linjeavstånd och ca 125 m höjd och dess läge framgår av figur 1. Området har varit föremål för prospektering efter guld och sulfidmineraliseringar.

Petrofysikprover från sulfidmineraliseringarna inom kartområdet, utmärker sig genom betydligt högre densitet än övriga bergarter. Även Q-värdet är tydligt högre än övriga bergarters (fig. 48). De flesta prov med mycket hög densitet (> 3 100 kg/m³) kommer från Kanivare inklusive de tre tyngsta proven. Ett antal bergartsprov som är tagna från gabbron på Flakaberget och norra sidan av Ruoutevare intrusionen har också mycket höga densiteter, oftast över 3 100–3 300 kg/m³. Dessa kan innehålla opakmineral och i pegmatitbrottet på Flakaberget har man observerat sulfidkörtlar tidigare (Hålenius & Lundmark, 1987).

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



Figur 48. Petrofysiska egenskaper, mineraliseringar. A. Densitet mot susceptibilitet. B. Q-värde mot susceptibilitet.

PGE-Au-förande ultramafiskt kumulat vid Ruoutevare

Ett ultramafiskt och ultrabasiskt kumulat, troligen ett lager men endast återfunnen på en plats (7388439/715280), ses som ett upp till möjligen någon meter brett parti (fig. 49A). Kumulatet innehåller flera centimeterstora oikokrister av klinopyroxen, olivin, amfibol, samt kopparkis, pyrit, magnetkis och magnetit (fig. 49B). En litogeokemisk analys av 2,2 kg prov från mineraliseringen visar bergartens ultrabasiska sammansättning (tabell 4), samt 0,49 procent svavel, 3 330 ppm krom, 927 ppm koppar, 732 ppm nickel, 0,2 ppm tellur, 26 ppb guld, 42 ppb platina och 49 ppb palladium. PGE-halterna i detta prov är en tiopotens högre än i vanlig gabbro vilket innebär att de är anomala. Detta indikerar att gabbrointrusionen vid Ruoutevare är en möjlig PGE-Au-anomal lagrad intrusion i Sverige och som saknas i Filéns (2001) genomgång. En modalanalys av ett tunnslip gav följande halter: klinopyroxen 59 %, olivin 15 %, amfibol 17 % och opakmineral 9 % (fig. 36G). Den ultramafiska och ultrabasiska bergarten har en densitet på 3 186 kg/m³, susceptibilitet på 14 939 × 10⁻⁵ SI-enheter och remanens på 8,3 A/m. Hällsusceptibiliteten varierar mellan 65 och 14 200 × 10⁻⁵ SI-enheter, med ett geometriskt medelvärde på 2 209 × 10⁻⁵ SI-enheter.



Figur 49A. PGE-Au-anomal mineralisering i ett ultramafiskt och ultrabasiskt kumulat, gabbro ses till vänster i bilden (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.



Figur 49B. Flera centimeter stora oikokrister av klinopyroxen och sulfidmineral (kopparkis, pyrit, magnetkis) i PGE-Auanomal mineralisering i ultramafiskt och ultrabasiskt kumulat (7388439/715280). Foto: Dick Claeson.

Tabell 4. Litogeokemiska data från minera	aliseringar och värdberg	garter inom kartområde 26J Jokk	mokk NV, NO.
---	--------------------------	---------------------------------	--------------

	SiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
PGE-Au ultrabasiskt kumulat, Ruoutevare	42,9	5,06	14,6	14,1	18,2	0,48	0,08	0,79	0,03
Järnsulfidmineralisering, Kanivare	29,4	2,84	28,5	18,6	8,47	0,36	0,21	0,26	5,77
Mineraliserad andesit, Nårvejaur	60,9	17,4	7,8	3,22	3,74	3,0	2,66	0,78	0,19
Mineraliserad amfibolit-granulit, väst om Väst-Kieratj	52,4	13,4	13,6	0,97	3,0	3,36	2,33	0,6	0,07
Mineraliserad amfibolit-granulit, syd om Nilsatjärn	47,0	13,8	19,6	1,92	2,63	3,23	3,24	0,55	0,07
Mineraliserad amfibolit-granulit, Tebrikkullen	50,1	10,9	19,7	1,86	1,42	2,25	2,18	0,49	0,11

Järnsulfidmineralisering 1 km sydost om Kanivare

Under karteringen 2012 påträffades en apatitförande järnsulfidmineralisering 1 km sydost om Kanivare (7397813/694183) inom kartområdet 26J Jokkmokk NV. Denna har anomala halter av uran (160 ppm litogeokemisk analys, Antal Lundin m.fl. 2012b). Mineraliseringen undersöktes år 2013 med geofysiska metoder. Fyra elektromagnetiska markprofiler med VLF mättes över de mineraliserade och hydrotermalt omvandlade hällarna. Mätningarnas läge visas i figur 50 och resistivitetsmodeller från inversion av de fyra VLF-profilerna visas i figur 51. Resultaten från VLF-mätningarna visar på en mycket god ledare med en bredd på ca 20–30 m. På grund av att man vid mätningen endast använde en frekvens och att ledningsförmågan är mycket god, kan djupgåendet följas endast till drygt 30 m djup. Mätning rekommenderas med till exempel någon multifrekvens-EM-metod, vilken skulle ge en högre upplösning på djupet. De fyra profilerna har mätts med ca 60 m linjeavstånd och täcker ca 240 m av mineraliseringen i längdled



Figur 50. Detaljområde från nordvästra delen av kartområdet 26J Jokkmokk NV. VLF-profilernas läge visas som svarta linjer och hällarna som gråa konturer.
A. Magnetisk anomalikarta. B. Karta över markens uranhalt. C. Karta över strömtätheten beräknad från VLF-information. Röd färg visar hög strömtäthet.

(nord–syd). Mineraliseringen sammanfaller med en nord–sydlig deformationszon (fig. 50), samma zon som vid Lullekietjeforsen (Claeson & Antal Lundin 2019a), och även de av deformationszonen orsakade anomalierna kan ses i profilerna som goda elektriska ledare. Den nord–sydliga deformationszonen korsas av en nordostlig deformationszon strax söder om mineraliseringen (fig. 50). De mineraliserade och hydrotermalt omvandlade bergarterna uppvisar även höga uranhalter, mellan 140 och 422 ppm uran har uppmätts. Den förhöjda uranhalten kan ses även i flygmätta data (fig. 50). En annan intressant geofysisk aspekt är att prover från mineraliseringen uppvisar hög remanens som troligen beror på magnetkisen, 48 och 226 A/m, och höga Q-värden, de flesta över 10 och upp till 119, medan omgivande bergarter saknar remanens.

Berggrunden består av bandade vulkaniter av basaltiska till andesitiska sammansättningar, ställvis rostig och omvandlad. Bandning och foliation uppmättes i riktningar 198/82, 23/80 och minerallineation i riktning 223/28. Den mineraliserade delen innehåller malmmineralen magnetkis, pyrit, koppar-



Figur 51. Resistivitetsmodeller framtagna från VLF-data längs fyra markprofiler. Profilerna är ordnade från norr till söder, där den översta modellen motsvarar den nordligaste profilen i figur 50. Den indikerade mineraliseringen har mycket låg resistivitet (mörkblå färgnyanser). kis, zinkblände, bornit och covellin. Vid 7397832/694182 ses basalt till ultramafit. Pegmatit till granit förekommer som en gång med fragment av basiska vulkaniter.

En litogeokemisk bergartsanalys av 3 kg prov från järnsulfidmineraliseringen vid Kanivare (huvudelement tabell 4) visar på 622 ppm nickel, 1 115 ppm koppar, 10,8 procent svavel och förhöjda halter av vismut, bly, rhenium, sällsynta jordartsmetaller (REE_{tot} 635 ppm, inkl. Y), selen, tellur och uran, men endast 5 ppb guld och 3 ppb palladium. Resultatet indikerar att det är en apatitförande järnsulfidmineralisering dominerad av magnetkis, där de låga uppmätta susceptibilitetsvärdena på lokalen visar att den inte innehåller magnetit. I tunnslip och polerprov ses nästan enbart magnetkis (fig. 52A). I övrigt finns mest klinopyroxen i tunnslipet (fig. 52B). En CIPW-normberäkning av den litogeokemiska bergartsanalysen ger 13,4–14 viktprocent apatit. Mineraliseringens genes är vid denna tidpunkt inte klarlagd, ej heller vilken potential den kan tänkas ha.



Figur 52A. Magnetkis (ljus) och silikatmineral (grå) i tunnslip från järnsulfidmineraliseringen vid Kanivare, reflekterat ljus (7397813/694183). Mikrofoto: Dick Claeson.



Figur 52B. Klinopyroxen och magnetkis i tunnslip från järnsulfidmineraliseringen vid Kanivare, korsade nicoler (7397813/694183). Mikrofoto: Dick Claeson.

Sulfidmineraliseringar i vulkaniska, vulkanoklastiska och sedimentära bergarter ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget

Tidigare utförda kärnborrningar ca 1,5 km nordväst om Tjerkisberget 26J Jokkmokk NO påvisade förekomster av sulfidmineraliseringar. Mineraliseringarna består av disseminerad pyrit och magnetkis, samt mindre mängder zinkblände, kopparkis och blyglans enligt borrprotokollen. De bergarter som påträffades i berghällar vid karteringen i området består till större delen av andesitiska, dacitiska och basaltiska vulkaniska bergarter. Det finns även vulkanoklastiska bergarter och vad som mer liknar ursprungligen lerhaltiga metasedimentära bergarter, vilka ibland innehåller kordierit och sillimanit som omvandlingsmineral (se kapitel *Strukturer, deformation och metamorfos*). Även i områdets berghällar ses ställvis sulfidmineraliseringar (Claeson & Antal Lundin 2015). Hydrotermal omvandling är vanlig i de gångar av grå granit som finns i området.

Tre magnetiska och elektromagnetiska (HLEM, horisontal-loop electromagnetic system) markprofiler gjordes av Suomen Malmi Oy (Lathi 2004) på uppdrag av BHP Billiton World Exploration Inc. över en smal magnetisk och elektromagnetisk anomali nedanför Tjerkisberget. De elektromagnetiska anomalierna sammanfaller väl med de magnetiska (fig. 53) och i borrhållsprotokollet framgår att magnetkis är orsaken till den magnetiska anomalin (susceptibilitet upp till 2 500 × 10⁻⁵ SI-enheter) medan den elektromagnetiska anomalin orsakas av förekomsten av sulfider, inklusive magnetkis. Anomalin öster om Larve framgår även tydligt på den flygmätta magnetiska anomalikartan liksom på VLF-kartan (fig. 1, 40). GeoVista utförde 2004–2005 gravimetriska mätningar vid bland annat Tjerkis på uppdrag av BHP Billiton World Exploration Inc. (Pitkänen & Lindberg 2005).

Mineraliserade vulkaniter vid Nårvejaur (Zn, Cu)

Bandade vulkaniska bergarter med sammanfallande bandning och foliation förekommer i området väster om Nårvejaur. Banden varierar i storlek och har olika sammansättning, dacit-trakyt-andesit-basalt, där övervägande delen är mafiska och basiska (fig. 54A). Ställvis har de mafiska banden strökorn av plagioklas. Enstaka kalkhaltiga band finns liksom enstaka kvartsådror och körtlar som korsar bandningen. Ett fåtal lokaler uppvisar granater i de mer basiska till intermediära vulkaniterna. Vulkaniterna är ställvis mineraliserade med främst zinkblände och kopparkis (7394185/689858, Zn, Cu). Mineraliseringen är av impregnationstyp i de mest mafiska delarna men ses även på foliationsplan. En litogeokemisk analys gav en andesitisk sammansättning (tabell 4) och endast svagt förhöjda halter av Zn och Cu.

Mineraliseringar inom området med de mafiska granuliterna

Vid ett flertal lokaler i de mafiska granuliterna ses rostiga hällar och vid några har prov tagits för litogeokemiska undersökningar. Dessa visade sig innehålla sulfidmineral med intressanta halter av olika element.

Mineraliseringen väst om Väst-Kieratj (7389972/709278) analyserades litogeokemiskt med ett 1,65 kg bergartsprov från dels fast klyft, dels kvarlämnade bitar från borrkärnor (tabell 4). Det uppvisar 4,2 ppm silver, 2 920 ppm koppar, 5 270 ppm bly, 7 980 ppm zink, 4,8 procent svavel, samt förhöjda halter av vismut, indium, rhenium, antimon, selen och tellur, men endast 22 ppb guld, 12 ppb platina och 8 ppb palladium. Vid vägen söder om Nilsatjärn (7380003/708975) togs ett 1,73 kg bergartsprov för litogeokemisk analys (fig. 54B, C, tabell 4). Provet innehåller 1,62 ppm silver, 1 830 ppm koppar, 63 ppm molybden, 7 procent svavel och förhöjda halter av vismut, bly, rhenium, selen, tellur och tallium, men endast 18 ppb guld, 5 ppb platina och 6 ppb palladium. Värdbergarterna till mineraliseringarna väst om Väst-Kieratj och syd om Nilsatjärn är idag båda tolkade som trakybasaltiska till basaltisk trakyandesitiska bergarter som genomgått granulitfacies metamorfos.

På Tebrikkullen (7379504/705666), ca 5 km nordväst om Tårrajaur, finns mineraliserade, högmetamorfa bergarter vars protoliter tolkas vara dacitoida till andesitoida vulkaniter (fig. 54D). En litogeokemisk bergartsanalys av 3 kg prov visar på en andesitoid sammansättning (tabell 4) med 1 procent svavel, samt något förhöjda värden av 28 ppb platina och 8 ppb palladium.





Mätningarna är gjorda av Suomen Malmi Oy (Lahti 2004). Den magnetiska- och EM-anomalin sammanfaller väl förutom den första ledaren som har en lågmagnetisk signatur.



Figur 54A. Mineraliserade (Zn, Cu) och bandade vulkaniska bergarter väster om Nårvejaur (7394185/689858). Foto: Lotta Olausson.



Figur 54C. Mineraliserad del söder om Nilsatjärn (7380003/708975). Foto: Dick Claeson.



Figur 54B. Sulfidmineralisering vid vägen strax söder om Nilsatjärn, i kraftigt omvandlad andesitoid till basaltoid (7380003/708975). Foto: Dick Claeson.



Figur 54D. Mineraliserad andesitoid vulkanit inom området med mafisk granulit (7379504/705666). Foto: Dick Claeson.

Kalkbrott Nårvejaur och Haraudden

Ansenliga mängder omkristalliserad karbonatsten finns vid Nårvejaur inom kartområdet 26J Jokkmokk NV och har brutits till en del i ett flertal stenbrott. En utförligare beskrivning av förekomsten ges i Högbom (1931). Variation i renhet och kornstorlek noteras i hällar där även bandning av orenare, mer vittringsbeständiga led med kristaller av skarnmineral förekommer (fig. 55A, B). Kopparkismineraliserade basaltiska till andesitiska gångar ses i kalkstenen. Kalkstenen är veckad och bandad med veckaxel i bandningen i riktning 214/58, bandning i 120/58 och foliation i 110/72. Ansenliga varphögar finns fortfarande kvar och uppskattade tonnage för hela fyndigheten är 2–7,5 miljoner ton (Högbom 1931, Jokkmokksprojektet 1981). Fyndigheten är närmare beskriven i Högbom (1931) som en medelkornig, vit-gulvit eller blågrå randig kalksten. Vid omkristallisation försvinner lagringsstrukturer och den blir jämnt vit och grövre. Skarnbankar förekommer. Tre magnetiska markprofiler gjordes över kalkhorisonten av LKAB 1985 i syfte att lokalisera fyndigheten. Magnetiska markprofiler mättes 1993, samt ett antal grävningar och kärnborrningar i syfte att lokalisera kalkstensförekomstens utbredning och kvalitet (Einarsson 1994). Profilernas läge framgår av figur 1.

Vid Haraudden finns karbonatsten som brutits i mycket liten omfattning (Claeson & Antal Lundin 2013).



Figur 55A. Stenbrott i omkristalliserad kalksten finns vid Nårvejaur. Variation i renhet och kornstorlek samt med bandning av orenare, mer vittringsbeständiga led med kristaller av skarnmineral (7394560/692620). Foto: Lotta Olausson.



Figur 55B. Bandning av skarnmineral i omkristalliserad kalksten finns vid Nårvejaur (7394560/692620). Foto: Lotta Olausson.

Förekomsten vid Haraudden uppskattas till minst 30 000 ton, men huvuddelen förekommer under Lule älv (Högbom 1931). Ett 2,5 × 1 m stort block av karbonatsten vid Sasnekåive indikerar att det möjligen finns mer karbonatsten inom kartområdet (Claeson & Antal Lundin 2013).

Stora pegmatitbrottet Ruoutevare

Vid den östra delen av berget Ruoutevare (7388619/715070) finns ett ca 150 × 50 × 25 m stort stenbrott i pegmatit med över meterstora kristaller (fig. 56A). Welin & Blomqvist (1964) och Welin (1979) åldersbestämde med hjälp av allanit och fergusonit (Y,REE)NbO4 i pegmatiten bildandet till runt 1 795 miljoner år för båda mineralen. Pegmatiten på Ruoutevare har brutits i flera stenbrott främst på kvarts (9 286 ton till ett saluvärde av 151 449 kr) och fältspat (3 489 ton till ett saluvärde av 48 978 kr) under åren 1927 till 1944 (Sundius 1952). En förteckning över gruvlämningar i Ruoutevare har utgivits av Länsstyrelsen i Norrbottens län (Senften 2008). Ett examensarbete om Ruoutevarepegmatiten av Dagbo & Martinsson (1981) visar att det bland annat förekommer en rad REE-mineral, beryll, niob-tantaloxider och det sällsynta skandiummineralet thortveitit. Pegmatiten i Ruoutevare uppvisar varierande strålningsegenskaper, uranhalten är låg inom vissa områden, mellan 1,2 och 4,6 ppm, och hög inom andra delar, mellan 22 och 61 ppm.

Karaktäristiska drag för pegmatiten vid Ruoutevare är lokalt meterstora biotitkristaller, 5–10 cm stora, euhedrala magnetitkristaller som rombdodekaedrar, samt meterstora kristaller av fältspat och kvarts (fig. 56A). Rombdodekaedrarna av magnetit ses oftast 1–2 dm ifrån kontakten till gabbron, ställvis nästan som ett pärlband (fig. 56B). Denna observation i båda de större stenbrotten vid Ruoutevare kan möjligen relateras till kontaktmetasomatism, där ett utbyte mellan den pegmatitiska magman och den stelnade men ännu inte kalla gabbroiden har ägt rum. Bildandet av gigantiska kristaller av biotit, kvarts och fältspat kan förklaras av att snabb kristalltillväxt främjas genom närvaron av volatila komponenter (till exempel vatten, fluor) som fungerar som flussmedel och samtidigt håller nere bildandet av nya kristallkärnor (till exempel Webber m.fl. 1999, London 2005, Nabelek m.fl. 2010). Höga halter av vatten medför att kristaller kan växa i kraftigt underkylda granitiska smältor, vilka kan förbli flytande hundratals grader under jämvikts solidus under längre tidsperioder än i en granit med lägre halter (Nabelek m.fl. 2010). Vatten främjar också snabb tillväxt av stora kristaller, eftersom det drastiskt minskar hastigheten av nybildning av kristaller. De få kärnor som växer till stora kristaller bildas därför inte förrän smältan är mycket underkyld (Nabelek m.fl. 2010). Positionen i den gabbroiska intrusionen innebar att den vattenrika, granitiska magman har varit relativt skyddad inuti den avsvalnande gabbroiden. Det medförde att fluiderna fortsatt fanns kvar i magman under kristallisationen och att någon förlust av volatila komponenter inte skedde samt att pegmatiten snabbt kunde kristallisera. Endast ett fåtal gångar av aplit och skriftgranit noterades vid karteringen.

Pegmatiter har vanligen en zonering med små kristaller ytterst i en så kallad border zone följt av en wall zone och kristallerna blir allt grövre in mot dess centrum (till exempel Lang & Redden 1953, Webber m.fl. 1999, Nabelek m.fl. 2010). Även vilka mineral som samexisterar i de olika zonerna varierar. Några små kristaller i pegmatiten vid kontakten ses normalt inte, utom i apofyser och smala gångar ned i decimeterstorleks bredd (fig. 56B, C, D). I kontaktzonen ses inte så stora kristaller men de är fortfarande flera centimeter stora (fig. 56D). De gigantiska kristallerna inne i stenbrotten ses inte mer än några meter från kontakter till gabbro. Någon egentlig zonering i form av en centralzon som avviker i sammansättning har inte iakttagits.

Kristallerna i pegmatiter växer vanligen inåt från kontakter och saknar tidigare bildade kristaller som till exempel strökorn, vilket visar på att de intruderar som mer eller mindre kristallfria smältor och inte som partiellt kristalliserade magmor (Nabelek m.fl. 2010). Förekomst av elongerade kristaller i kontakten och zonering med olika mineral är bevis på ojämvikt, samt visar att efter intruderingen kristalliserar pegmatiter mycket snabbt (Nabelek m.fl. 2010). Vid nedkylning i kontakten kan även viskositeten öka (London 2005). En antydan till orienterad tillväxt av kristallerna i den absoluta kontakten och någon centimeter inåt i pegmatiten kan ses ställvis (fig. 56D).

Gabbron var stelnad vid tidpunkten för pegmatitens intrusion, vilket ses som en enstaka liten apofys som nästan bryter loss en bit av gabbron (fig. 56B). Dock är inga gabbroxenoliter funna i pegmatiten vid denna kartering. Gabbro stelnar flera hundra grader innan första kristallen har formerats i en granitisk smälta. Tidsskillnaden bergarterna emellan är svårt att svara på med enbart utgångspunkt från deras kontaktrelationer. Kontakterna i Ruoutevare ger inte intryck av att vara deformationsrelaterade eller relaterade till raka sprickor. Ett tydligt exempel ses där pegmatiten är bortbruten vilket gör att man lättare får en bild, ett avtryck kan man säga, av kontaktens böljande karaktär (fig. 56E). Gabbrons temperatur är inte kritisk för pegmatitens intruderande men om gabbron varit kall så bör det spröda inslaget i kontakter eller xenoliter i samband med pegmatitmagmans intruderande vara mer påtagligt än vad vi kunnat dokumentera.

Nyss nämnda observationer tolkas som att gabbron fortfarande var varm och stelnad när pegmatiten trängde in. Några hybridbergarter har inte noterats vid Ruoutevare eller Flakaberget vid karteringen.

Pegmatit med NYF-karaktäristika (niob, yttrium och REE, fluor) uppträder vanligen i A-typ graniter och liknande sammansättningar och då i de centrala delarna av intrusionerna (till exempel Simmons m.fl. 1987, Černý 1991a, b, Černý & Ercit 2005, London 2005). I båda fallen Ruoutevare och Flakaberget uppträder de helt och hållet inom de två största gabbrointrusionerna i närområdet. Det finns främst norr om dessa gabbror kalifältspatporfyriska monzonitiska till granitiska bergarter som är tolkade att vara likåldriga med pegmatiten och gabbrorna, det vill säga ca 1,80 miljarder år gamla och som kan vara ursprungen till pegmatitmagmorna. Dessa uppvisar komagmatiska gabbroiska till monzodioritiska bergartsled med lågmetamorf överprägling. Troligen är en av drivkrafterna bakom den sura magmatismen för ca 1,80 miljarder år sedan injektioner av större mängder basisk magma på olika djup i krustan.



Figur 56A. Pegmatit med över meterstora kristaller i stenbrott på berget Ruoutevare (7388619/715070). Foto: Dick Claeson.



Figur 56B. Rombdodekaedrarna av magnetit ses oftast 1–2 dm ifrån kontakten till gabbron på Ruoutevare, ställvis nästan som ett pärlband (7388619/715070). Foto: Dick Claeson.



Figur 56C. Böljande kontakt mellan pegmatit och gabbro, med centimeterbred kontaktzon där kristallerna i pegmatiten är mindre än 5 mm (7388619/715070). Foto: Dick Claeson.



Figur 56D. Kontakten mellan pegmatit och gabbroid visar avkylningsfenomen som en antydan till orienterad tillväxt av kristallerna någon centimeter in i pegmatiten (7388619/715070). Foto: Dick Claeson.



Figur 56E. Mjukt vågig kontaktyta mellan gabbro och pegmatit (7389038/714057). Foto: Dick Claeson.



Figur 56F. Stenbrott i en pegmatit med meterstora kristaller vid Flakaberget (7389428/703658). Foto: Dick Claeson.

Pegmatitbrottet Flakaberget

Ett större stenbrott i en pegmatit med över meterstora kristaller finns vid Flakaberget (fig. 56F). Rombdodekaedrarna av magnetit har inte påträffats vid denna kartering. Pegmatiten har snarlika kontaktrelationer till den ännu större omgivande gabbrointrusionen som vid Ruoutevare och tolkas ha intruderat i en stelnad men inte kall gabbro. Pegmatiten bröts främst på kvarts (31 767 ton till ett saluvärde av 477 000 kr) och i mindre utsträckning fältspat(1 216 ton till ett saluvärde av 21 000 kr) under åren 1934 till 1943 (Sundius 1952). Tusentals kubikmeter fältspat och kvarts finns i skrotstenshögarna söder om stenbrottet. Uranhalt på 454 ppm uran och toriumhalt på 430 ppm har mätts i pegmatiterna på Flakaberget. Även här har hittats ovanliga mineral till exempel polykras (Y-variant, Chukanov 2013) liksom REE-mineral och niob-tantaloxider.

Pegmatit Hundberget-Getberget

Hundberget och Getberget ligger väster om Jokkmokk och där förekommer en större pegmatit av granitpegmatitassociationen. Magnetiska markmätningar utfördes i området och mätningarnas läge framgår i figur 1 (Sjöstrand 1981).

Stenbrott Haraudden, gråvit Jokkmokksgranitoid

Stenbrott i ljust grå, fint medelkornig, ojämnkornig, folierad granit till granodiorit med enstaka 5–20 mm stora kalifältspatströkorn. Bergarten som bryts är en albitgranit (se avsnitt *Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,89–1,87 miljarder år*, Claeson & Antal Lundin 2013).

Blocksten söder om Tvärträsket, porfyrisk monzonit till granit

På ett fåtal platser inom den triangelformade intrusionen inom 26J Jokmokk NO har provbrytning för blocksten av små- till grovporfyrisk monzonit till granit ägt rum. Söder om Tvärträsket har ett sådant försök skett där ca 8 × 4 m är utbrutet ur hällen för blockstensprovtagning, några block finns kvar på platsen (fig. 29G). Ett annat försök har gjorts ca 2 km mot nordnordost från det söder om Tvärträsket.

ТАСК

Inom berggrundskarteringen har extrageologerna Charlotta Brandt, Caroline Lundell, Lotta Olausson, Puck Palm och Åke Rosén förtjänstfullt utfört sitt arbete.

REFERENSER

Ahl, M., Bergman, S., Bergström, U., Eliasson, T., Ripa, M. & Weihed, P., 2001: Geochemical classification of plutonic rocks in central and northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 106*, 82 s.

Antal Lundin, I., Claeson, D., Hellström, F. & Kero, L., 2010: Sydvästra Norrbotten. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2009. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2010:2*, 43–69.

Antal Lundin, I., Claeson, D. & Hellström, F., 2011: Sydvästra Norrbotten, berg. I S. Lundqvist (red.): Sammanfattning av pågående verksamhet 2010. Berggrundsgeologisk undersökning. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2011:6*, 86–105.

Antal Lundin, I., Claeson, D., Hellström, F. & Berggren, L., 2012a: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2011. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2012:3*, 34 s.

Antal Lundin, I., Claeson, D., Hellström, F. & Berggren, L., 2012b: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2012. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2012:21*, 44 s.

Barboni, M. & Bussy, F., 2013: Petrogenesis of magmatic albite granites associated to cogenetic A-type granites: Na-rich residual melt extraction from a partially crystallized A-type granite mush. *Lithos* 177, 328–351.

Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. I F. Barker, (red.): *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks.* Elsevier, Amsterdam. 1–12.

Beard, J.S. & Lofgren, G.E., 1991: Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *Journal of Petrology 32*, 365–402.

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.

Černý, P., 1991a: Rare-element granitic pegmatites. Part 1. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosciences Canada 18*, 49–67.

Černý, P., 1991b: Rare-element granitic pegmatites. Part 2: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada 18*, 68–81.

Černý, P. & Ercit, T.S. 2005: The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mine-ralogist 43*, 2 005–2 026.

Chukanov, N.V., 2013: Infrared spectra of mineral species: Extended library. Springer, 295.

Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2013: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2013. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2013:18*, 27 s.

Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2015: Berggrundsgeologisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2014. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2015:03*, 32 s.

Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2019a: Beskrivning till berggrundskartan Porjus SV. *Sveriges geologiska* undersökning K 627, 57 s.

Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2019b: Beskrivning till berggrundskartorna Tjåmotis SV och SO. *Sveriges geologiska undersökning K 625*, 64 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 gabbro pegmatite at the Ruoutevare intrusion, map sheet 26J Jokkmokk NO, 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*, 141–150.

Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018d: U-Pb zircon age of granite to quartz monzonite north of Tårrajaur, map sheet 26J Jokkmokk NV, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): *U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22*, 128–140.

Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018e: U-Pb zircon age of monzonite at Njuorramjauratj, map sheet 27J Porjus SV, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning, SGU-rapport 2018:22, 106–115.

Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018f: U-Pb zircon age of porphyric quartz monzonite to monzonite south of Tvärträsket, map sheet 26J Jokkmokk NO, 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*, 151–161.

Claeson, D., Antal Lundin, I. & Hellström, F., 2018g: U-Pb zircon age of rhyolite to trachyte west of Lagmansgraven, map sheet 26J Jokkmokk NV, Norrbotten County. I D. Claeson & Antal Lundin (red.): *U-Pb zircon geochronology of rocks from the mid and southwestern part of Norrbotten County, Sweden. Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2018:22*, 117–127.

Dagbo, E. & Martinsson, O., 1981: Ruoutevarepegmatiten Jokkmokk en mineralogisk-geologisk undersökning. *Examensarbete, Högskolan i Luleå 1981:081E*, 61 s.

Einarsson, Ö., 1994: Fältundersökningar hösten 1993 avseende grön och orangefärgad marmor inom Norvijaureområdet, Jokkmokks kommun. *Naturstensprospektören AB, konsultrapport MINK 0314*, 21 s.

Filén, B., 2001: Swedish layered intrusions anomalous in PGE-Au. I P. Weihed (red.): Economic geology research. Vol. 1, 1999–2000. *Sveriges geologiska undersökning C833*, 33–45.

Granar, L., Henkel, H. & Lind, J., 1986: The Nordkalott Project, Report of petrophysical rock samples. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 86408*, 54 s.

Hellström, F., 2015: SIMS geochronology of a 1.93 Ga basement metagranitoid at Norvijaur west of Jokkmokk, northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2015:01*, 18 s.

Henkel, H., 1976: Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden. *Pure and Applied Geophysics 114*, 235–249.

Henkel, H., 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 BRAP 84404, 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.

Hålenius, U. & Lundmark, C., 1987: Minerallokaler i Jokkmokk. *Sveriges Geologiska AB PRAP 87035*, 19 s. Högbom, A., 1931: Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommaren 1930. *Sveriges geologiska undersökning C 369*, 57 s.

Jokkmokksprojektet, 1981: Basprospektering inom Jokkmokks kommun, slutrapport perioden 1979-06-05-1981-06-30. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 81054*, 102 s.

Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: *Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000.* Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.

Lang, A.J. & Redden, J.A., 1953: Geology and pegmatites of part of the Fourmile area, Custer County, South Dakota. U.S. Geological Survey circular 245, 20 s.

Lathi, M., 2004: Magnetic and HLEM surveys in Jokkmokk. Suomen Malmi Oy, 20 s.

London, D., 2005: Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos 80*, 281–303.

Lundmark, C., Billström, K. & Weihed, P., 2005a: The Jokkmokk granitoid, an example of 1.88 Ga juvenile magmatism at the Archaean-Proterozoic border in northern Sweden. *GFF 127*, 83–98.

Lundmark, C., Stein, H. & Weihed, P., 2005b: The geology and Re–Os geochronology of the Palaeoproterozoic Vaikijaur Cu–Au–(Mo) porphyry-style deposit in the Jokkmokk granitoid, northern Sweden. *Mineralium Deposita 40*, 396–408.

Lundmark, C., Broman, C., Boyce, A. & Weihed, P., 2006: Vaikijaur Cu-Au-(Mo) deposit, northern Sweden: Preliminary results from fluid inclusion and (O, H) isotope studies. *Bulletin of the Geological Society of Finland Special Issue 1*, 95.

Markkula, H., 1977: En sedimentsynklinal mellan två graniter i Norvijaur, Norrbotten, Sverige. *Sveriges geologiska undersökning MINK 96202*, 59 s.

Mellqvist, C., 1999: Proterozoic crustal growth along the Archaean continental margin in the Luleå and Jokkmokk areas, northern Sweden. Doktorsavhandling, Luleå tekniska universitet. 199:24.

Nabelek, P.I., Whittington, A.G. & Sirbescu, M.-L.C., 2010: The role of H2O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology 160*, 313–325.

Nisca, D.H., 1980: Preliminär flygmagnetisk tolkning 26J Jokkmokk. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 80403*, 9 s.

Nylund, B. & Nisca, D., 1981: Regionala tyngdkraftsmätningar och flygmagnetisk tolkning över Jokkmokks kommun. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 81420*, 32 s.

Pitkänen, T. & Lindberg, H., 2005: Såkevare, Tjerkis and Harads Jokkmokk area – Sweden. *GeoVista* AB GVR 05003, 16 s.

Senften, T., 2008: Dokumentation av gruvlämningar i Ruotevare, Jokkmokks kommun. *Länsstyrelsen i Norrbottens län rapportserie 1*, 27 s.

Simmons, W.B., Lee, M.T. & Brewster, R.H., 1987: Geochemistry and evolution of the South Platte granite–pegmatite system, Jefferson County, Colorado. *Geochimica Cosmochimica Acta 51*, 455–472.

Sjöstrand, T., 1981: Undersökning av pegmatiter i närheten av Jokkmokk. Sveriges geologiska undersökning BRAP 81090, 9 s.

Skiöld, T., Öhlander, B., Markkula, H., Widenfalk, L. & Claesson, L.Å., 1993: Chronology of Proterozoic orogenic processes at the Archaean continental margin in northern Sweden. *Precambrian Research 64*, 225–238.

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.

Sundius, N., 1952: Kvarts, fältspat och glimmer samt förekomster därav i Sverige. Sveriges geologiska undersökning C 520, 231 s.

Webber, K.L., Simmons, W.B., Falster, A.U. & Foord, E.E., 1999: Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. *American Mineralogist* 84, 708–717.

Welin, E., 1979: Tabulation of recalculated radiometric ages published 1960-1979 for rocks and minerals in Sweden. *GFF 101*, 309–320.

Welin, E. & Blomqvist, G., 1964: Age measurements on radioactive minerals from Sweden. *GFF 86*, 33–50. Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 41*, 151 s.