Sammanfattning av pågående verksamhet 2018

Berggrundsgeologisk undersökning, Ludvika, Bergslagen etapp 1

Dick Claeson, Martiya Sadeghi, Johan Jönberger, Lena Persson & Mehrdad Bastani

september 2019

SGU-rapport 2019:16





Omslagsbild: Vy över det största gruvhålet vid Cedercreutzgruvorna. *View of largest pit at the Cedercreutzgruvorna.* Fotograf: Dick Claeson.

Författare: Dick Claeson, Martiya Sadeghi, Johan Jönberger, Lena Persson & Mehrdad Bastani Granskad av: Ildikó Antal Lundin Ansvarig enhetschef: Ildikó Antal Lundin

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

www.sgu.se

INNEHÅLL

Abstract
Sammanfattning
Inledning
Geofysisk översikt
Allmänt
Modelleringar
Bergarter
Sedimentära bergarter
Vulkaniska bergarter
Gångar av amfibolit, basalt och diabas24
Djupbergarter
Strukturer och metamorfos
Naturresurser
Markmätningar av sulfidmineraliseringar med RMT, Slingram, VLF och magnetfält
Mätningar i området Vallberget och Lobergsgruvorna
Mätningar vid Cu-Ni-PGE mineraliseringen, Brunnsjöberget 44
Järnoxidmineraliseringar
Sulfidmineraliseringar
Geofysisk modellering Stollberg
Geofysisk modellering Cedercreutzgruvorna
Industrimineral
Referenser

ABSTRACT

The project *Bergslagen, etapp 1* is part of SGUs systematic geological surveying of areas of interest for mineral exploration, including the sub-project *Ludvika*. Location determinations have been made in the coordinate system Sweref99 TM.

The purpose of the project is to update the local bedrock and geophysical databases, which may constitute documentation for planning and resource management for exploration companies, municipalities, county administrative boards and others in Bergslagen. The data from the project will include updates to digital maps, outcrop observations, lithogeochemistry, age determinations, mineral deposits, petrophysical properties and geophysical field measurements. The project started in the beginning of 2017.

During summer and autumn 2018, geological and geophysical field investigations were carried out in the subproject mostly mapping along traverses and specific corridors across the so called Stollbergssynklinalen to try to get a better understanding of the geological record. These areas are located in the map area Ludvika NV, but targeted efforts and lithogeochemical sampling have also been made outside of this area during 2018. There were also geophysical surveys conducted at the newly discovered Cu-Ni-PGE mineralization at Brunnsjöberget, south of Hedemora (Claeson et al. 2018), Vallgruvorna, Lobergsgruvan, Cedercreutzgruvorna and north of Stollberg.

The following description presents mainly new information from the 2018 field season, some analysis results, and modelling results.

SAMMANFATTNING

Representativa fältobservationer inom delprojektområdet *Ludvika* av projektet *Bergslagen, etapp 1* dokumenteras och analyseras.

En fokuserad studie med geofysiska markmätningar vid den nyupptäckta Cu-Ni-PGE mineraliseringen vid Brunnsjöberget, söder om Hedemora (Claeson m.fl. 2018) och modellering av data presenteras. Geofysiska markmätningar och modellering vid Vallgruvorna och Lobergsgruvan presenteras.

Ett urval av nya geofysiska markmätningar och petrofysiska mätningar redovisas för bergarter och mineraliseringar inom delprojektområdet *Ludvika*. Det bristfälliga underlaget av petrofysiska mätningar av prover från olika typer av mineraliseringar har vi systematiskt försökt utöka med nya stuffer, vilka nu är uppmätta i SGUs petrofysiska laboratorium. Även det litogeokemiska underlaget av analyser från mineraliseringar och malmer har kraftigt utökats, då det var rudimentärt när projektet startades.

I rapporten beskrivs järnoxid- och sulfidmineraliseringar inom delprojektområdet Ludvika, vilka bland annat innehåller platinagruppens element, basmetallerna järn, koppar, zink och bly, samt ädelmetaller. Ett mindre urval litogeokemiska analysdata presenteras. Huvuddelen av den insamlade informationen finns i SGUs olika databaser.

INLEDNING

Projektet Bergslagen, etapp1 ingår i SGUs systematiska geologiska undersökningar av prospekteringsintressanta områden, där delprojektet Ludvika ingår (se www.sgu.se/om-sgu/nyheter/2017/juli/nytt-karteringsprojekt-i-bergslagen). Huvuddelen av de under 2017 undersökta områdena inom Ludvika presenterades 2018 (Claeson m.fl. 2018). Under 2018 karterades korridorer utmed tänkta linjer över den så kallade Stollbergssynklinalen, främst inom kartområdet Ludvika NV. Korridorerna visas som polygoner i figur 1, men även riktade insatser har gjorts utanför dessa under 2018 inom det ytkarterade området. Lägesbestämningar har gjorts i koordinatsystemet Sweref 99 TM.

Syftet med projektet är att uppdatera de lokala berggrundsgeologiska och geofysiska databaserna, vilka kan utgöra planerings- och resurshushållningsunderlag för prospekteringsföretag, kommuner, länsstyrelse m.fl. i Bergslagen. Databaserna från projektet kommer att omfatta kartor, hällobservationer, litogeokemi, åldersbestämningar, mineralfyndigheter, petrofysiska egenskaper och geofysiska markmätningar. Projektarbetet startade i början på året 2017 och avslutas under 2019.

Sommaren och hösten 2018 utfördes geologiska och geofysiska fältundersökningar inom delprojektområdet för linjekarteringar i tre utvalda korridorer (fig. 1). Nedanstående beskrivning redovisar huvudsakligen nytillkommen information från fältsäsongen 2018 och en del analysresultat och modelleringar. Alla strukturmätningar redovisas enligt högerhandsregeln där annat inte anges.



Figur 1. Positioner av karteringsinsatser. Ytkarteringsområdet visas som polygon med röd linje och linjekarterade områden som polygoner med lila linjer.

GEOFYSISK ÖVERSIKT

Allmänt

Det nu undersökta området har varit föremål för flera geofysiska flygmätningskampanjer, vilka är tidigare redovisade inom projektet (Claeson m.fl. 2018). Den senaste flygmätningen genomfördes 2016 då information rörande magnetfältet, markens naturliga gammastrålning och elektromagnetisk information från två VLF-sändare samlades in.

I vissa delar av karteringsområdet finns också mer detaljerad geofysisk information från prospekteringsundersökningar som bedrevs under 1980- och 2000-talet. Den informationen består av magnetiska eller elektromagnetiska data och en översikt var dessa har bedrivits finns i Claeson m.fl. (2018).

På kartan över områdets magnetfältsanomalier (fig. 2) syns flera kraftiga högmagnetiska anomalier i projektområdet. Både i de västra, centrala och sydöstra delarna är de framträdande, vilka orsakas av järnoxidmineraliseringar som finns inlagrade i sura vulkaniter. Ytbergarterna uppvisar en stor variation i deras magnetiska signatur, något som också framträder i tabell 1. I de östra delarna finns stora områden med sura vulkaniter vilka har en relativt hög magnetisering, medan de är betydligt mer lågmagnetiska i de centrala och västra delarna. De magnetiska egenskaperna hos de basiska till intermediära vulkaniterna varierar också mycket, dock finns det områden där deras magnetiska signatur har varit betydligt högre än omgivningen vilket har gjort det möjligt att kartera ut dessa. Djupbergarterna har generellt en mer homogen magnetisering över större områden, dock finns det gabbromassiv som uppvisar rik variation i sina magnetiska egenskaper. I figur 2 syns flera smala högmagnetiska stråk, med främst nordnordvästlig riktning, som troligen orsakas av relativt yngre Blekinge-Dalarna diabasgångar, vilka slår igenom de andra magnetmönstren. Karbonatrik berggrund, tillsammans med marmor och skiffer, är de bergarter med lägst andel magnetiska mineral utifrån de analyserade petrofysikstufferna (tabell 1).



Figur 2. Karta över områdets magnetfältsanomalier, uttryckt som differensen mellan det polreducerade totalfältet och en analytisk uppåträkning till 1 km. De svarta polygonerna visar de huvudsakliga karteringsområdena. Cirklarna representerar lägena och magnetisk susceptibilitet hos analyserade petrofysiska stuffer. De vita linjerna representerar markprofiler utförda med magnetometer.

Tyngdkraftsmätningar har bedrivits i området i flera omgångar från mitten av 1970-talet fram till 2000. Det erhållna mätpunktsavståndet från de mätningarna var mellan 1 km upp till 4 km. De största avstånden mellan mätpunkterna fanns då i de centrala delarna av karteringsområdet. Under 2016 och 2017 gjordes ytterligare tyngdkraftsmätningar inom området som förtätade informationen till ett genomsnittligt mätpunktsavstånd av 0,5–2 km. Även ytterligare förtätning gjordes över främst högmagnetiska anomalier för att utröna om dessa har högre densitet jämfört med omgivningen.

Den rikliga förekomsten av basiska djupbergarter i främst de östra delarna av projektområdet framträder som lokala massöverskott på kartan som baseras på tyngdkraftsdata (fig. 3). Dessa bergarter har en hög densitet (tabell 1) vilket gör att de ger upphov till massöverskotten. Mellan dessa finns områden vars berggrund i huvudsak utgörs av granodiorit, granit eller sura vulkaniter. Deras relativt låga densiteter avspeglas som massunderskott i figur 3. Även förekomsten av basiska till intermediära vulkaniter syns som mindre massöverskott i de centrala delarna av området. I de västra delarna av området är det residuala tyngdkraftsfältet relativt högt, trots den rikliga förekomsten av sura vulkaniter. En möjlig anledning till detta är att djupgåendet hos ytbergarterna är relativt begränsat och att det är tyngre bergarter som underlagrar dessa. I figur 3 ses ett flertal prover med hög densitet från området i väster där linjekarteringarna utfördes. Dessa uppmättes dock på malm eller kraftigt mineraliserade prover. Eftersom mineraliseringarna finns längs smala stråk som kraftigt understiger mätpunktavståndet återspeglas dessa inte i anomalibilden.



Figur 3. Karta över områdets residuala tyngdkraftsfält, uttryckt som differensen mellan Bougueranomalin och en analytisk uppåträkning till 3 km. De röda polygonerna visar de huvudsakliga karteringsområdena. Cirklarna representerar lägena och densiteterna för analyserade petrofysiska stuffer. Små svarta punkter visar lägena för tyngdkraftsmätningarna.

Under den flygburna geofysiska undersökningen 2016 samlades elektromagnetiska data från två VLF-sändare in. Från den här datamängden har markens strömtäthet beräknats (fig. 4). Tack vare att två VLF-sändare användes i datainsamlingen är det möjligt att identifiera elektriskt ledande strukturer som är riktningsoberoende i relation till sändarna. De elektriskt ledande zonerna härrör både från geologiska företeelser och infrastruktur från mänsklig aktivitet (fig. 4).

Antalet bergartsprov vars petrofysiska egenskaper hade undersökts inom området uppgick till 320 innan denna kartering inleddes. Under 2017 insamlades 161 bergartsprov för petrofysisk analys och under 2018 tillkom ytterligare 87 petrofysiska stuffer. I figurerna 2 och 3 visas lägena för samtliga petrofysikstuffer som har insamlats, både under tidigare verksamheter samt inom ramen för innevarande projekt. Lägesmarkeringarna för petrofysikstufferna har färg- och storlekskodats i dessa figurer beroende på deras magnetiska susceptibilitet respektive densitet.



Figur 4. Karta över markens strömtäthet, beräknat ur flygburna VLF-mätningar. De svarta polygonerna visar de huvudsakliga karteringsområdena. Gula punkter representerar lägena för analyserade petrofysiska stuffer.

Tabell 1 visar en sammanställning över petrofysiska egenskaper inom de mest dominerande bergartsleden inom karteringsområdet. För stuffer som har tagits från olika varianter av mineraliseringar finns en sammanställning i tabell 2.

Bergart	Antal prov	Densitet (medel)	Densitet (std avv)	Suscept (min)	Suscept (max)	Suscept (median)	Q (min)	Q (max)	Q (median)
Andesit- basalt	48	3 080	266	10	35 700	176	0,00	261	0,46
Dacit-ryolit	231	2 665	38	0	6 845	25	0,00	78,5	0,42
Diabas	5	2 854	73	63	5 346	2 030	0,27	4,92	0,98
Gabbro-diorit	98	3 006	188	0	883 000	96	0,00	52,8	0,27
Granit	5	2 623	12	21	697	454	0,04	0,65	0,09
Granodiorit- granit	59	2 644	35	0	7 927	189	0,00	21,8	0,19
Karbonatsten- marmor	7	2 744	51	7	854	11	0,50	8,76	1,62
Ryolit	14	2 642	44	2	952	18	0,00	67,7	0,24
Skiffer	4	2 697	55	3	34	16	0,00	0,96	0,37
Tonalit- granodiorit	8	2 718	40	11	7 720	199	0,03	4,80	0,44
Vacka	9	2 736	80	6	3 570	27	0,00	4,12	1,32

Tabell 1. Densitet och magnetiska egenskaper för bergarter inom respektive bergartsenhet inom karteringsområdet, exklusive mineraliseringarna. Tabellen omfattar både tidigare insamlade data tillsammans med innevarande projekt.

Densitet anges i kg/m³, den magnetiska susceptibiliteten i 10⁻⁵ SI och Q-värdet representerar Köningsbergerkvoten.

Typ av mineralisering	Antal prov	Densitet (medel)	Densitet (std avv)	Suscept (min)	Suscept (max)	Suscept (median)	Q (min)	Q (max)	Q (median)
Koppar	1	3 144	-	-	-	4 990	-	-	5,72
Järnsulfid	3	3 555	568	84	140 000	600	0,59	7,55	5,78
Järnoxid	40	3 895	410	3 446	1 410 000	352 000	0,04	80,0	0,58
Bly	3	3 185	393	20	1 450	589	0,10	10,9	1,85
Sulfid	24	3 394	358	5	34 200	3 098	0,20	1 010	7,39
Zink	2	2 737	26	5	643	99	0,12	14,6	0,20

Tabell 2. Densitet och magnetiska egenskaper för mineraliseringarna inom karteringsområdet. Tabellen omfattar tidigare insamlade data tillsammans med innevarande projekt.

Densitet anges i kg/m³, den magnetiska susceptibiliteten i 10⁻⁵ SI och Q-värdet representerar Köningsbergerkvoten.

Modelleringar

Modelleringsarbetet med geofysisk information har koncentrerats till flera områden; vid sjön Trehörningen (se kapitel *Strukturer och metamorfos*) och sulfidmineraliseringarna Cedercreutzgruvorna och Stollberg (se kapitel *Naturresurser*). De elektromagnetiska mätningarna (RMTradiomagnetotellurik, Slingram och VLF) och magnetfältsmätningar i området vid Vallgruvorna och Lobergsgruvorna, samt Cu-Ni-PGE mineraliseringen vid Brunnsjöberget redovisas i kapitel *Naturresurser*.

BERGARTER

Sedimentära bergarter

Större och ihållande lager av marmor med några nedlagda stenbrott finns inom de nu linjekarterade områdena (korridorerna längst i väster i fig. 1). Marmorn tolkas att vara jämnåldriga avsättningar med de vulkaniska bergarterna och ligger oftast konformt med den lagring som ses i vulkaniterna i övrigt. Vid Jätturns kalkbrott slår en cirka fem meter bred, plagioklasporfyrisk Tunadiabas igenom marmorn i riktning 150/84. Då marmor är en relativt plastisk bergart har den vid ett flertal lokaler deformerats, ibland svagt och ibland mycket kraftigt (se kapitel *Strukturer och metamorfos*). Marmor noteras vid flertalet mineraliseringar som besökts vid linjekarteringen. Där det inte funnits hällar av marmor vid mineraliseringarna ses ofta kalkälskande växter t.ex. blåsippor, vilket indikerar närvaro av kalkrik berggrund. Marmorn varierar i färg från smutsgrå till snövit och i renhet. Skarn i någon form finns nästan alltid i marmorn, som mineralaggregat eller band (se kapitel *Strukturer och metamorfos*).

Större förekomster av marmor som lager och band uppträder inom ett område vid Hyttberget. Marmorn vid Hyttberget har en snövit till grå vittringsyta med kalciumrika silikatmineral och



Figur 5. A. Kalksten med rostig järnoxid från Hyttberget (6670332/516720). **B.** Skarn i form av gedrit som kärvar i marmor vid Hyttberget. (6670332/516720). **C.** Parallell lagring av ryolitoid, glimmerskiffer och tunna lager av kalksten, samt sprickfyllnad med rökfärgad kvarts från område nära Dagkarlsbo (6670976/515086). **D.** Närbild av sprickfyllnad av rökfärgad kvarts i C. (6670976/515086). Samtliga fotografier: Martiya Sadeghi.

rostig järnoxid (fig. 5A). Karbonatstenen ligger parallellt med ryolit och mafiska vulkaniter vilket har givit upphov till en finskalig lagring i marmorn vid Hyttberget. Amfibolskarn i form av gedrit uppträder också i området (fig. 5B). I området nära Dagkarlsbo ligger marmor som band och lager parallellt med silicifierad ryolitoid och glimmerskiffer (fig. 5C–D). Tunna lager av skarnomvandlad kalksten uppträder något oregelbundet. Rökfärgad kvarts som sprickfyllnad med en bredd upp till 5 cm finns i området nära Dagkarlsbo och sprickorna är nästan parallella med lagringen. De petrofysiska mätningarna på stuff av marmor från Hyttberget gav en densitet på 2 836 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om $32,9 \times 10^{-5}$ SI och naturlig remanent magnetisering av 34,5 mA/m.

I området runt Hillbo uppträder glimmerskiffer och omvandlad gråvacka av ett sedimentärt ursprung inom de vulkaniska avsättningarna (fig. 6). Kvartsrika lager ses tillsammans med metamorft omvandlade lager av gråvacka och glimmerskiffer vilka innehåller kalksilikat och cordierit. I detta område uppträder växellagring av metaarenit med gråvacka. Cordierit har växt i samma riktning som foliationen och senare bildade kvartsådror som är veckade. Strukturer som mättes där var veckaxlar F1 = 136/48, F2 = 28/56, S0: 34/?, S1: 95/82, och stänglighet i riktning 210/67.

En litogeokemisk analys av glimmerskiffer från norr om Hillbo (fig. 6B) visar SiO₂ 65,2 %, Al₂O₃ 17,2 %, Fe₂O₃ 7,72 %, CaO 0,30 %, MgO 2,80 %, Na₂O 1,17 %, K₂O 3,73 %, TiO₂ 0,60 %, MnO 0,05 %, P₂O₅ 0,10 %, Cr 80 ppm och Ni 25 ppm. När glimmerskifferns data plottas tillsammans med litogeokemiska data från dacitiska bergarter (fig. 11, 12) noteras en mycket god överensstämmelse. Det tolkas som att ursprungsmaterialet till glimmerskiffern är vulkanogent och troligen av dacitoida bergarter.



Figur 6. A. Linjerad glimmerskiffer med lager av metaarenit norr om Hillbo (6670658/513848). **B.** Porfyroblaster av cordierit i glimmerskiffer till gråvacka norr om Hillbo (6670734/513846). Samtliga fotografier: Martiya Sadeghi.

Vulkaniska bergarter

Till största delen utgörs berggrunden i de linjekarterade områdena av olika varianter av sura vulkaniska bergarter. De flesta besökta hällar utgjordes av ryolit och underordnat av dacit. Även växellagring med olika sammansättningar som lager av t.ex. andesitoida eller basaltoida vulkaniska bergarter ibland de sura vulkaniterna är vanligt förekommande och foliationen i bergarterna sammanfaller ofta med denna lagring.

Ryolit vid Källgruvan är ljust grå, omvandlad och jämnkornig (fig. 7A). En litogeokemisk analys visar en ryolit med SiO₂ 73,3 %, Al₂O₃ 12,6 %, Fe₂O₃ 3,59 %, CaO 0,82 %, MgO 1,24 %, Na₂O 5,23 %, K₂O 1,58 %, TiO₂ 0,40 %, MnO 0,02 % och P₂O₅ 0,15 %. Petrofysiska mätningar på stuff av ryoliten visar en densitet på 2 658 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 17,4 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 6,61 mA/m.

Vid Svartberget finns en ljust grå till grå, jämnkornig sur vulkanit, vilken är genomsatt av kvarts som sprickfyllnad (fig. 7B). En litogeokemisk analys visar en ryolit med SiO₂ 74,6 %, Al₂O₃ 12,85 %, Fe₂O₃ 4,67 %, CaO 0,30 %, MgO 0,82 %, Na₂O 4,98 %, K₂O 1,77 %, TiO₂ 0,20 %, MnO 0,05 % och P₂O₅ 0,02 %. Petrofysiska mätningar på stuff av ryoliten visar en densitet på 2 689 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om $21,5 \times 10^{-5}$ SI och naturlig remanent magnetisering av 18,1 mA/m.

Från östra del av linjekarteringen vid Gubbo till västra delen vid Väsman, uppträder mest ryolitoida vulkaniter i mitten och mera dacitoida vid Gubbo och Väsman områdena. Norr om Norra Hillbo finns hällar som uppvisar kraftig hydrotermal omvandling i ryolitoid med inslag av glimmerskiffer. Ryoliten är folierad, något porfyrisk, grå och omvandlad är den ljust grå (fig. 7C). En litogeokemisk analys av ryolit visar SiO₂ 84,3 %, Al₂O₃ 9,59 %, Fe₂O₃ 1,3 %, CaO 0,34 %, MgO 0,55 %, Na₂O 4,64 %, K₂O 0,63%, TiO₂ 0,1 %, MnO 0,02 % och P₂O₅ 0,02%. De petrofysiska mätningarna på stuff gav en ryolit på 2 659 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 6,0 × 10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 7,9 mA/m.

Berggrunden vid Dagkarlsboberget utgörs främst av en omvandlad, folierad, porfyrisk sur vulkanisk bergart (fig. 7D). En litogeokemisk analys av ryolit vid Dagkarlsboberget visar SiO₂ 72,1 %, Al₂O₃ 12,2 %, Fe₂O₃ 4,90 %, CaO 0,29 %, MgO 0,92 %, Na₂O 5,13 %, K₂O 1,24 %, TiO₂ 0,2 %, MnO 0,05 % och P₂O₅ 0,02 %. De petrofysiska mätningarna på ryoliten gav 2 662 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 21,4 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 24,6 mA/m.

Vid Djuptjärnsberget finns en hydrotermalomvandlad ryolitoid, lokalt dacitoid som är småporfyrisk. Det är svårt att bedöma om det är en vulkanisk ryolit eller sub-vulkanisk till intrusiv granit. En litogeokemisk analys av ryolitoiden vid Djuptjärnsberget visar SiO₂ 76,3 %, Al₂O₃ 12,65 %, Fe₂O₃ 1,75 %, CaO 0,78 %, MgO 0,12 %, Na₂O 3,58 %, K₂O 4,04 %, TiO₂ 0,09 %, MnO 0,04 % och P₂O₅ 0,05 %. De petrofysiska mätningarna på ryolitoiden gav 2 608 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om $38,9 \times 10^{-5}$ SI och naturlig remanent magnetisering av 28,0 mA/m.



Figur 7. A. Ryolit vid Källgruvan (6673830/518418). Foto: Dick Claeson. **B.** Ljust grå till grå ryolit vid Svartberget (6674777/515700). Foto: Dick Claeson. **C.** Omvandlad ryolit från norr om Norra Hillbo (6671315/513850). Foto: Martiya Sadeghi. **D.** Folierad, porfyrisk ryolit vid Dagkarlsboberget (6669225/515179). Foto: Martiya Sadeghi.

De litogeokemiska analyser som utförts av ryolitiska bergarter påvisar mycket liknande signaturer i multielementdiagram och i REE diagram (fig. 8, 9). Det är främst Cs, Rb och Ba som uppträder med någon större variation i multielementdiagram, vilket kan härledas till större mobilitet i samband med de omvandlingar som noterats hos de ryolitiska bergarterna. Karaktäristiska kraftiga negativa anomalier för Nb och positiva Pb anomalier är indikationer på att magmorna kan ha haft sitt ursprung i en subduktionsrelaterad miljö (fig. 8). De negativa anomalierna för Ti och trågen för Sr och P tolkas härröra från tidigare fraktionering av ursprungsmagmor av Fe-Ti oxider, plagioklas respektive apatit (fig. 8). I REE diagrammet ses en fraktioneringsstyrd anrikning av de lätta REE med en flat kurva för de tunga REE, vilket tolkas att ursprungsmagmorna inte haft någon residual av granater i det område som de genererades ur (fig. 9). De genomgående negativa Eu-anomalierna har sitt ursprung i fraktionering av plagioklas av ursprungsmagmorna.



Figur 8. Multielementdiagram av ryolit. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 9. Diagram över REE av ryolit. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Inom de linjekarterade områdena finns även dacit och trakydacit som vulkaniska bergarter, ofta som lager men även som större, sammanhängande hällområden med avsevärd utbredning. Vanligen är dacit grå till ljust grå och har varierande mängd fältspatströkorn, främst plagioklas. En litogeokemisk analys av dacit (fig. 10A) vid Dagkarlsboberget norr om Fiskarbo visar SiO₂ 69,8 %, Al₂O₃ 12,45 %, Fe₂O₃ 7,82 %, CaO 0,31 %, MgO 1,68 %, Na₂O 2,56 %, K₂O 3,85 %, TiO₂ 0,21 %, MnO 0,07 % och P₂O₅ 0,03 %. De petrofysiska mätningarna på daciten gav 2 736 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om $35,9 \times 10^{-5}$ SI, och naturlig remanent magnetisering av 25,32 mA/m.

Väster om Lilla Dagkarlsbo finns en dacit med ställvis kraftigt omvandlad berggrund med amfibol och granat som skarnmineral. Stora porfyroblastiska granater upp till 3 cm stora och granataggregat upp till 10 cm stora ses i skarnet (fig. 10B). Möjligen är detta delar som primärt varit en intermediär till basisk vulkanit och underordnat förekommer i den av dacit dominerande vulkaniska avsättningen. Prov till litogeokemi och arkiv. visar SiO₂ 66,4 %, Al₂O₃ 12,5 %, Fe₂O₃ 7,72 %, CaO 3,28 %, MgO 2,32 %, Na₂O 0,29 %, K₂O 5,10 %, TiO₂ 0,20 %, MnO 0,71 %, P₂O₅ 0,03 %, Cr 10 ppm och Ni 1 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av dacit visar en densitet på 2 699 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 25,8 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 29,8 mA/m.

Söder om Håksberg finns en folierad, plagioklasporfyrisk trakydacit (fig. 10C). Den uppvisar hög magnetisk susceptibilitet mätt på hällyta, 2000 till 4000 × 10^{-5} SI. En litogeokemisk analys visar en trakydacit med SiO₂ 65,9 %, Al₂O₃ 13,85 %, Fe₂O₃ 7,94 %, CaO 1,91 %, MgO 1,77 %, Na₂O 3,37 %, K₂O 4,19 %, TiO₂ 0,96 %, MnO 0,11 %, P₂O₅ 0,22 %, Cr 20 ppm och Ni 6 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av trakydacit visar en densitet på 2 729 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 4 070 × 10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 158 mA/m.

Fältspatporfyrisk dacit förekommer i hällområden söder om Östra Långgruvan (fig. 10D). Strökornen består största delen av plagioklas men även kalifältspat är vanlig. Storleken är 1–5 mm och frekvensen varierar mellan 1 till 10 %. Petrofysiska mätningar på en stuff från söder om Östra Långgruvan visar en densitet på 2 661 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 19×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 12,4 mA/m.



Figur 10. A. Plagioklasporfyrisk dacit vid Dagkarlsboberget norr om Fiskarbo (6669225/515179). Foto: Martiya Sadeghi. **B.** Kontakt mellan dacit till vänster i bild och amfibol och granat skarnomvandlad, intermediär till basisk vulkanit till höger (6670371/515028). Foto: Martiya Sadeghi. **C.** Plagioklasporfyrisk trakydacit söder om Håksberg (6671759/510671). Foto: Martiya Sadeghi. **D.** Fältspatporfyrisk dacit söder om Östra Långgruvan (6680809/513854). Foto: Dick Claeson.

De litogeokemiska analyser som utförts av dacitiska bergarter påvisar mycket likartade signaturer i multielementdiagram och i REE diagram (fig. 11, 12). Karaktäristiska kraftiga negativa anomalier för Nb och positiva Pb anomalier är indikationer på att magmorna kan ha haft sitt ursprung i en subduktionsrelaterad miljö (fig. 11). De negativa anomalierna för Ti och trågen för Sr och P tolkas härröra från tidigare fraktionering av ursprungsmagmor av Fe-Ti oxider, plagioklas respektive apatit (fig. 11). I REE diagrammet ses en fraktioneringsstyrd anrikning av de lätta REE med en flat kurva för de tunga REE, vilket tolkas att ursprungsmagmorna inte haft någon residual av granater i det område som de genererades ur (fig. 12). De genomgående negativa Eu-anomalierna har sitt ursprung i fraktionering av plagioklas av ursprungsmagmorna.



Figur 11. Multielementdiagram av dacitiska vulkaniter och glimmerskiffer. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 12. Diagram över REE av dacitiska vulkaniter och glimmerskiffer. Normaliseringsvärden för kondrit Från Boynton (1984).

Intermediära vulkaniska bergarter i det linjekarterade området är till största delen observerade i häll som lager och i mindre utsträckning som hällområden. De sammansättningar av intermediära vulkaniska bergarter som identifierats med hjälp av litogeokemi är andesit och basaltisk andesit. Sidoberget vid Lagmansgruvan utgörs av en grå, mycket finkornig till finkornig, magnetitrik, intermediär vulkanit (fig. 13A). En litogeokemisk analys visar en andesit med SiO₂ 60,3 %, Al₂O₃ 13,9 %, Fe₂O₃ 11,2 %, CaO 5,68 %, MgO 1,04 %, Na₂O 1,81 %, K₂O 3,16 %, TiO₂ 1,27 %, MnO 0,10 %, P₂O₅ 0,27 %, Cr 60 ppm och Ni 6 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av andesit visar en densitet på 2 852 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 24 131 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 2407 mA/m.

I Ivikens bergtäkt finns en plagioklasporfyrisk vulkanit (fig. 13B). En litogeokemisk analys visar en plagioklasporfyrisk andesit med SiO₂ 60,3 %, Al₂O₃ 16,3 %, Fe₂O₃ 9,36 %, CaO 2,55 %, MgO 3,05 %, Na₂O 4,1 %, K₂O 2,1, TiO₂ 1,12 %, MnO 0,11 %, P₂O₅ 0,26 %, Cr 10 ppm och Ni 8 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av plagioklasporfyrisk andesit visar en densitet på 2 740 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1 093 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 95,1 mA/m.

Vid Skolmästargruvan finns en mörkt grå vulkanit som sidoberg (fig. 13C). En litogeokemisk analys visar en basaltisk andesit med SiO₂ 52,9 %, Al₂O₃ 8,72 %, Fe₂O₃ 13,7 %, CaO 11,35 %, MgO 10,5 %, Na₂O 2,24 %, K₂O 0,41 %, TiO₂ 0,51 %, MnO 0,20 %, P₂O₅ 0,09 %, Cr 50 ppm och Ni 12 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av basaltisk andesit visar en densitet på 2 919 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 180×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 41,9 mA/m.

En intermediär vulkanit med mindre mängder av sulfidmineral finns vid Hyttberget1. En litogeokemisk analys visar en basaltisk andesit med SiO₂ 52,3 %, Al₂O₃ 14,1 %, Fe₂O₃ 12,6 %, CaO 9,43 %, MgO 3,16 %, Na₂O 3,73 %, K₂O 0,64 %, TiO₂ 0,74 %, MnO 0,32 %, P₂O₅ 0,14 %, Cr 8 ppm och Ni 3,3 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av basaltisk andesit visar en densitet på 2 970 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 84×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 19,7 mA/m.



De litogeokemiska analyser som utförts av intermediära vulkaniska bergarter påvisar likartade signaturer i multielementdiagram och i REE diagram (fig. 14, 15). Karaktäristiska kraftiga negativa anomalier för Nb och positiva Pb anomalier är indikationer på att magmorna kan ha haft sitt ursprung i en subduktionsrelaterad miljö (fig. 14). De negativa anomalierna för Ti och trågen för Sr och P tolkas härröra från tidigare fraktionering av ursprungsmagmor av Fe-Ti oxider, plagioklas respektive apatit (fig. 14). Båda analyserna av basaltisk andesit uppvisar tråg för Ba och Rb (fig. 14). Elementen Ba och Rb är normalt associerade med kalifältspat och den mer basiska sammansättningen, med lägre K₂O enligt analyserna ovan, är helt i överensstämmelse med att det är primära egenskaper hos basaltisk andesit som noteras. I REE diagrammet ses en fraktioneringsstyrd anrikning av de lätta REE med en flat kurva för de tunga REE, vilket tolkas att ursprungsmagmorna inte haft någon residual av granater i det område som de genererades ur (fig. 15). Basaltisk andesit från Skolmästargruvan avviker något och har ett något brantare REE mönster (fig. 15). Båda proverna av basaltisk andesit har en negativ Zr anomali (fig. 14), vilket även ses hos de basiska vulkaniterna (fig. 17).



Figur 14. Multielementdiagram av basaltisk andesit och andesit. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 15. Diagram över REE av basaltisk andesit och andesit. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Basiska vulkaniska bergarter i de linjekarterade områdena är till största delen observerade i häll som lager och i mindre utsträckning som hällområden. De sammansättningar som identifierats med hjälp av litogeokemi är basalt, basalt till tefrit och trakybasalt. I närheten av mineraliseringar är de basiska vulkaniterna ofta skarnomvandlade med främst bildning av amfibol, granat och epidot, men även kvarts och fältspat ses i samband med omvandlingarna.

Väster om Lagmansgruvan finns basalt mot väster i hällen och ryolitoid till dacitoid åt öster (fig. 16A). I den sura vulkaniten ses stråk av basalt vilka kan vara fragment eller mindre uttryck för en avslutande alternativt påbörjande eruption av basaltisk magma. Oavsett vilket så ser de olika vulkaniska bergarterna ut att vara mer eller mindre likåldriga. En litogeokemisk analys visar en basalt med SiO₂ 49,5 %, Al₂O₃ 15,7 %, Fe₂O₃ 10,05 %, CaO 9,14 %, MgO 7,88 %, Na₂O 2,65 %, K₂O 2,04 %, TiO₂ 0,55 %, MnO 0,2 %, P₂O₅ 0,11 %, Cr 180 ppm och Ni 70 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av basalten visar en densitet på 2 909 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 622×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 16,4 mA/m.

Basalt till tefrit öster om Jätturn förekommer som lager i en dacitoid tillsammans med marmor (fig. 16B). Basalt till tefrit ses även som fragment i marmorn (fig. 16C-D). En litogeokemisk analys visar en basalt till tefrit med SiO₂ 44,0 %, Al₂O₃ 13,9 %, Fe₂O₃ 15,15 %, CaO 11,9 %, MgO 8,32 %, Na₂O 2,07 %, K₂O 1,86 %, TiO₂ 0,74 %, MnO 0,57 %, P₂O₅ 0,13 %, Cr 1200 ppm och Ni 243 ppm. Enligt CIPW-norm innehåller bergarten ol 5,75 %, vilket tillsammans med Na₂O + K₂O > 3% och SiO₂ < 45 % klassar den som en tefrit. Bergarten har också 3,07 % normativ nefelin. Dessa litogeokemiska fakta, speciellt de mycket höga Cr och Ni halterna vilka primärt finns i klinopyroxen respektive olivin i denna typ av bergarter, utesluter att det rör sig om en skarnprocess och enbart ett skarnderivat. Vidare visar lokalen att basisk vulkanism är mer eller mindre samtida med avsättningen av karbonatrika bergarter i detta område av Bergslagen. Det bör också föranleda att man i sina framtida undersökningar är öppen för att i områden med kraftiga omvandlingar också har basiska och intermediära vulkaniter i större utsträckning. När basiska och intermediära vulkaniter utsätts för amfibolitfacies metamorfos skapas enkelt de parageneser med aluminiumsilikat som ses ställvis som lager och som tidigare ansetts höra till enbart en skarnprocess eller gigantiska hydrotermala celler för att förklara deras uppkomst (se t.ex. Spear 1993 för metamorfos av basiska vulkaniter). Omvandlas även basiska och intermediära vulkaniter i samband med en skarnbildning finns risken att man aldrig föreställer sig att dessa bergarter kan ha varit protoliter till en amfibolrik bergart som direkt klassas som skarn. Petrofysiska mätningar på stuff av basalt till tefrit visar en densitet på 3 088 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 110×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 17,5 mA/m.

Vid Gäddtjärnen finns en trakybasalt som ligger i en subvulkanisk ryolit eller en randfacies av mycket finkornig till finkornig och ställvis medelkornig, röd till gråröd granit. Båda bergartsleden uppvisar enbart stänglighet och med samma riktning 85–90 samt stupning runt 35 grader. Ställvis har trakybasalten sprickfyllnader av fältspat, epidot och kvarts (fig. 16E). En litogeokemisk analys visar en trakybasalt med hawaiitisk sammansättning det vill säga att den har Na₂O-2, $0 \ge K_2O$, med SiO₂ 49,5 %, Al₂O₃ 14,4 %, Fe₂O₃ 12,45 %, CaO 7,16 %, MgO 6,56 %, Na₂O 3,66 %, K₂O 1,36 %, TiO₂ 1,21 %, MnO 0,23 %, P₂O₅ 0,22 %, Cr 150 ppm och Ni 36 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av basalten visar en densitet på 2 940 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 107 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 33,4 mA/m.

Basalten vid Källgruvan är ställvis kraftigt skarnomvandlad med stora mängder rödbruna granater (fig. 16F) och ställvis är den inte fullt så skarnomvandlad (fig. 16G). En litogeokemisk analys av ett prov utan granat visar en basaltisk sammansättning med SiO₂ 48,4 %, Al₂O₃ 4,14 %, Fe₂O₃ 12,8 %, CaO 19,95 %, MgO 10,55 %, Na₂O 0,89 %, K₂O 0,46 %, TiO₂ 0,19 %, MnO 0,22 %, P₂O₅ 0,07 %, Cr 70 ppm och Ni 26 ppm. Här noteras de låga Al och höga Ca halterna som associeras till skarnbildningen. Petrofysiska mätningar på stuff av basalt utan granat och med rödbrun granat visar en densitet på 3 338 och 3 558 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 3 523 och 171 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 346 respektive 51 mA/m.



De litogeokemiska analyser som utförts av basiska vulkaniska bergarter påvisar likartade signaturer i multielementdiagram och i REE diagram (fig. 17, 18). Karaktäristiska kraftiga negativa anomalier för Nb och positiva Pb anomalier är indikationer på att magmorna kan ha haft sitt ursprung i en subduktionsrelaterad miljö (fig. 17). De negativa anomalierna för Ti, förutom för trakybasalt vid Gäddtjärnen som saknar anomali, tolkas härröra från tidigare fraktionering av ursprungsmagmor av Fe-Ti oxider (fig. 17). Plagioklas inverkan på Sr uppvisar skillnad mellan de olika typerna av basiska vulkaniter (fig. 17). Olika processer, parametrar och egenskaper som spelar stor roll är till exempel vad som ursprungligen smälte upp, på vilket djupet skedde det, hur mycket smälta genererades, vilka residuala mineral fanns kvar, samt omfattningen av fraktionering genom kristallisation av magman har ägt rum innan vulkaniten avsattes. I REE diagrammet ses en fraktioneringsstyrd anrikning av de lätta REE med en relativt flack kurva för de tunga REE, vilket tolkas att ursprungsmagmorna inte haft någon residual av granater i det område som de genererades ur (fig. 18). Basalt från Källgruvan avviker något och har ett något brantare REE mönster vilket också kan vara en påverkan i samband med bildandet av det granatförande skarnet, där granat skulle ta upp HREE (fig. 16F, 18). Samtliga prover av basiska vulkaniter har en negativ Zr anomali (fig. 17).



Figur 17. Multielementdiagram av basaltiska bergarter. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 18. Diagram över REE av basaltiska bergarter. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Gångar av amfibolit, basalt och diabas

I delar av de karterade områdena uppträder svärmar av basiska gångar i de äldre bergarterna. Basisk magma har trängt in i sprickor, svaghetszoner och utmed foliationen i tidigare deformerade ytbergarter och djupbergarter. Gångarna är 0,1–1 m breda och tillhör troligen flera generationer, samt har genomgått amfibolitfacies metamorfos. Ofta kan man observera strukturer i de amfibolitiska gångarna av metabasit relaterade till deformation. Amfiboliter uppträder i flera former, syngenetiska som lager eller lagerkonforma gångar ses de i suprakrustala vulkaniska avsättningar. Amfiboliterna är normalt mörkt gråbruna till mörkfärgat gröna.

Det finns flera yngre generationer av gångar med basaltisk sammansättning i det undersökta området. En generation är de ställvis plagioklas- och olivinporfyriska gångarna som troligen hör samman med de cirka 1 470 till 1 460 Ma gamla Tunagångarna och Gustafsporfyr (t.ex. Söderlund m.fl. 2005). Det har observerats signifikant fler Tunagångar än vad som tidigare varit känt i samband med den nu utförda linjekarteringen inom kartområdet Ludvika NV, men ingen Gustafsporfyr noterades. Riktningarna som uppmättes på Tunadiabasgångar inom korridorerna med linjekartering varierar, med flertalet orienterade i NO till några mer åt N, men enstaka även mot NV. De flesta av Tunagångarna uppvisar kylda kontakter till omgivande berggrund och ibland även en kontaktrelaterad differentiation av plagioklasströkornen och orientering som troligen beror på magmatiskt flöde och sammansättningsvariation (fig. 19A). I några kontakter ses plagioklas som oorienterade små lister istället (fig. 19B). En mer än 5 m bred Tunadiabas har subparallellt med kontakten, zoner med ansamling av upp till ¹/₂ cm stora olivin kristaller (fig. 19C). Dessa är möjligen kraftigt serpentinomvandlade och uppvisar brun vittringshud. En ännu yngre generation är de så kallade Blekinge-Dalarna diabasgångarna (BDD), vilka bildades för cirka 980 till 945 Ma sedan (t.ex. Söderlund m.fl. 2005). Dessa är mycket välbevarade och ingen dynamisk metamorf överprägling kan ses (Claeson m.fl. 2018). De basiska gångarna av dessa två yngre generationer har ofta välbevarade avkylningskontakter med täta avsnitt mot den omgivande berggrunden. Vid några lokaler ses multipla pulser av basisk magma som gångar, där senare pulser klipper tidigare smala gångar, men där båda är i stort sett av samma ålder och uppvisar avkylningsfenomen. Nordnordvästliga, linjära, högmagnetiska anomalier antyder förekomst av flertal diabasgångar i området (fig. 2). Sannolikt hör dessa till Blekinge-Dalarna diabaserna som 24



Figur 19. A. Primär flödesorientering av plagioklasströkornen, med längdaxlar i gångens riktning (6680819/515000). **B.** Diabasgång i riktning 30/70 vilken är mer än 5 m bred. Listformade plagioklasströkorn i massformig, mycket finkornig till finkornig mellanmassa (6682314/514440). **C.** Subparallellt med kontakten hos en Tunadiabas ses zoner med ansamling av olivinporfyrer, upp till ½ cm stora (6682369/514326). **D.** Plagioklasporfyrisk, 5 m bred gång av trolig Tunadiabas i riktning 150/84. Plagioklas som 5 till 20 mm stora strökorn (6681391/515236). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

normalt har högre magnetisk susceptibilitet, relativt omgivande berggrund inom karteringsområdet. Tunadiabas och Gustafsporfyr framträder inte tydligt på magnetanomalikartan.

Diabas som tolkas tillhöra Tunadiabas genomsätter marmorn vid Jätturns kalkbrott. Dess riktning är 150/84 och gången är där 5 m bred. Diabasen är porfyrisk med 5 till 20 mm stora strökorn av plagioklas med en frekvens av 5 till 10 procent (fig. 19D). Den är massformig, finkornig, mörkt grå och uppvisar endast mycket låggradig metamorf överprägling (se kapitel *Strukturer och metamorfos*).

Djupbergarter

Inom det sydliga nu linjekarterade området uppträder några djupbergarter i västra delen av området, från Burtjärnen vid Sörvik mot norr till Rösjöberget. Vid och väster om Burtjärnen består de mest av yngre granit samt mindre pegmatit och mot Rösjöberget mest av äldre granit tillhörande den 1,92–1,87 Ga gamla generationen. Vid Lilla Dagkarlsbo finns mest omvandlade vulkaniska bergarter, men även en större mängd muskovitförande pegmatitgranit med stora kvartskörtlar. Vid Snickargruvan uppträder en flat häll med omkristalliserad granit eller ryolitoid, med kvarts- och fältspatkörtlar och gångar. Pegmatitgraniten innehåller även muskovit (fig. 20B).

Vid Digervåla öster om Rösjöberget finns omkristalliserad, omvandlad granit av den äldre generationen samt yngre pegmatitgranit uppträder i området. I området söder om Södra Gussjön

(fig. 20C) ses en omkristalliserad granit med kvarts- och fältspatströkorn, vilken är både linjerad och folierad. Graniten är ställvis en vit och ljusfärgad leukogranit och består då mest av kvarts och fältspat. Kornstorleken hos graniten varierar inom området och ställvis ser graniten massformig ut och även grövre, till exempel vid Djuptjärnsberget (fig. 20A). Petrofysiska mätningar på stuff av graniten visar en densitet på 2 599 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 363×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 25,2 mA/m. Norr om Hillklinttjärnen och söder om Övre Getbottenkärret samt i Håksberg bergtäkt finns det stora hällområden vilka består mest av granit till granodiorit och pegmatitgranit. Runda, upp till 15 cm stora, mafiska enklaver uppträder också i graniten (fig. 20D). Vid Håksberget är graniten medelgrovkornig med ett fåtal mafiska enklaver i en rödgrå granit av samma typ. Yngre granit och associerad pegmatit med en del epidotomvandling utmed sprickor.

En litogeokemisk analys av en äldre granit vid Djuptjärnsberget (fig. 20A) visar SiO₂ 78,5 %, Al₂O₃ 12,2 %, Fe₂O₃ 1,76 %, CaO 0,49 %, MgO 0,05 %, Na₂O 3,8 %, K₂O 4,2, TiO₂ 0,07 %, MnO 0,02 % och P₂O₅ <0,01.

I området runt Gäddtjärnen finns en mycket finkornig till finkornig subvulkanisk ryolit och med mindre inslag av medelkornig, röd till gråröd granit. Cirka 500 till 600 m öster om kontakten till de vulkaniska bergarterna i Stollbergssynklinalen, dominerar helt medelkornig. röd till gråröd granit (fig. 20E). Båda bergartsleden uppvisar enbart stänglighet och med samma riktning 85–90 samt stupning runt 35 grader. De vulkaniska bergarterna i Stollbergssynklinalen direkt väster om den subvulkaniska ryoliten är istället folierade med riktningar runt nord–syd och mestadels branta stupningar. Tolkningen är att den subvulkaniska ryoliten rör sig om en randfacies av den större intrusionen av granit. Petrofysiska mätningar på stuff av subvulkanisk ryolit visar en densitet på 2 609 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 17,1 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 12,4 mA/m.

Inom ytkarteringsområdet besöktes 2018 en sulfidmineralförande granodiorit från Såggården. Granodioriten innehåller koboltglans och Co har pekats ut av EU som ett av de för EU kritiska grundämnena. Då det tidigare utförts prospektering i området där granodioriten vid Såggården finns, provtogs bergarten något öster om det området för litogeokemi (fig. 20F). Analysen visar Co 202 ppm, Zn 159 ppm, Pb 148 ppm, SiO₂ 69,3 %, Al₂O₃ 14,25 %, Fe₂O₃ 4,95 %, CaO 1,44 %, MgO 1,80 %, Na₂O 4,57 %, K₂O 1,75 %, TiO₂ 0,43 %, MnO 0,02 %, P₂O₅ 0,10 % och S 0,54 %. Petrofysiska mätningar på stuff av granodioriten visar en densitet på 2 694 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 2,92 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 44,2 mA/m.



Figur 20. A. Omvandlad, omkristalliserad granit från Djuptjärnsberget (6675546/511351). Foto: Martiya Sadeghi. **B.** Muskovitförande pegmatitgranit 100 m från Snickargruvan (6675041/508355). Foto: Martiya Sadeghi. **C.** Folierad granit söder om Södra Gussjön (6675206/509224). Foto: Martiya Sadeghi. **D.** Runda mafiska enklaver i graniten från Håksberg bergtäkt (6672443/510018). Foto: Martiya Sadeghi. **E.** Stänglig, medelkornig, röd till gråröd granit öster om Gäddtjärnen (6673956/519736). Foto: Dick Claeson. **F.** Koboltglans och sulfidmineral i granodiorit vid Såggården (6677086/526019). Foto: Dick Claeson.

De två litogeokemiska analyserna som utförts av äldre generationen granodiorit vid Såggården respektive granit vid Djuptjärnsberget påvisar likartade signaturer i multielementdiagram (fig. 21). Karaktäristiska kraftiga negativa anomalier för Nb och positiva Pb anomalier är indikationer på att magmorna kan ha haft sitt ursprung i en subduktionsrelaterad miljö (fig. 21). De negativa anomalierna för Ti och trågen för Sr och P tolkas härröra från tidigare fraktionering av ursprungsmagmor av Fe-Ti oxider, plagioklas respektive apatit (fig. 21). I REE diagrammet ses en fraktionerings-

styrd anrikning av de lätta REE med en flat kurva för de tunga REE hos graniten, vilket tolkas som att ursprungsmagman inte haft någon residual av granater i det område som den genererades ur (fig. 22). Granodioriten vid Såggården har en relativt jämn lutning av samtliga REE till följd av fraktionering och möjligen en residual av granater i det område som den genererades ur (fig. 22). Graniten uppvisar en kraftig negativ Eu-anomali vilket tillskrivs plagioklas som kristalliserat i stor mängd ur ett tidigare skede i ursprungsmagman. Kristallisationsförloppet hos granodioriten har varit annorlunda, vilket ses genom att den nästan saknar negativ Eu-anomali (fig. 22).



Figur 21. Multielementdiagram av granodiorit med koboltglans och granit. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 22. Diagram över REE av granodiorit med koboltglans och granit. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

STRUKTURER OCH METAMORFOS

De största deformationszonerna i området har i huvudsak två riktningar; nordväst–sydost eller nordost–sydväst. Ett framträdande exempel på den förstnämnda riktningen finns i de centrala delarna av karteringsområdet och syns både på kartan som visar magnetfältsanomalierna (fig. 2) samt på kartan som visar markens strömtäthet (fig. 4). I figur 4 syns deformationszoner som en elektriskt ledande struktur vilket indikerar spröd deformation. Ett exempel på en regional deformationszon i nordostlig-sydvästlig riktning finns i de norra delarna av karteringsområdet. Den zonen syns tydligast på kartan som visar magnetfältsanomalierna (fig. 2), men är också till största delen synlig som en elektriskt ledande struktur (fig. 4).

Även vissa av stråken med sulfidmineraliseringar framträder som goda elektriska ledare på kartan över markens strömtäthet. Tre exempel visas i kapitlet *Naturresurser*, och de berör Vallberget, Stollberg och Cedercreutzgruvorna (fig. 4). I de västligaste delarna av karteringsområdet finns Rösjöberget med flertalet sulfidmineraliseringar, vilka också ger upphov till goda elektriskt ledande strukturer (fig. 4).

Strax sydöst om sjön Trehörningen syns ett område i den magnetiska anomalikartan, baserad på data från flygmätningen, som har en signatur vilken kan tolkas som att den påminner om en veckomböjning, eftersom de magnetiska anomalierna avviker i riktning jämfört med de i området i övrigt (fig. 2, 23). På den magnetiska anomalikartan framträder det höganomala Håksbergs-stråket tydligt med sin sydväst-nordostliga riktning. Precis söder om Trehörningen



Figur 23. Karta över magnetfältsvariationerna vid sjön Trehörningen med omnejd. Magnetfältsdata baseras på den geofysiska flygmätningen som genomfördes 2016. Markprofiler med magnetometer visas som vita streck och lokaler där bergartsprov för petrofysisk analys samlats in symboliseras av svarta punkter.

finns en lokal, högmagnetisk anomali som även den har en riktning i sydväst–nordost. Öster om denna syns en högmagnetisk anomali som har en ostlig till sydostlig riktning.

För att erhålla en tydligare bild över de magnetiska signaturerna genomfördes markmätningar med magnetometer över området sydöst om Trehörningen. Mätningarna bedrevs längs profiler i nord–sydlig riktning, med ett inbördes avstånd av cirka 50 m. De enskilda profilernas längd var cirka 700 till 900 m långa. Resultatet av mätningarna griddades och informationen från dessa mark-mätningar visas i figur 24.

I området för markmätningarna finns flera järnmineraliseringar vars lägen visas i figur 23. Från två av dessa togs stuffer för petrofysisk analys; vid koordinaterna 6680840/515233 (DCL180057) och 6680617/515467 (DCL180020). Den förstnämnda petrofysikstuffen har densiteten 4 374 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 2,73 SI och remanent magnetisering på 41 075 mA/m. Bergarten som stuffen togs från finns också beskriven mer ingående i kapitel *Naturresurser*. Petrofysikstuffen vid den sistnämnda lokalen uppvisade densiteten 3 761 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 0,57 SI och en naturlig remanent magnetisering på 336 278 mA/m. Cirka 200 till 400 m sydväst om järnmineraliseringarna fanns sedan tidigare petrofysisk information från två lokaler rörande den felsiska vulkaniten. Från lokalen vid 6680567/514915 hade en stuff från vulkaniten analyserats som visade densiteten 2 658 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 28 × 10⁻⁵ SI och en naturlig remanent magnetisering på 6,73 mA/m. Det andra provet från vulkaniten var





taget från lokalen vid 6680521/515315 och har densiteten 2 676 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 50×10^{-5} SI och en naturlig remanent magnetisering på 6,07 mA/m.

Den petrofysiska informationen användes för att generera en 3D-modell över de magnetiserade strukturerna i berggrunden. 3D-modellen genererades genom inversionsteknik i mjukvaran Geosoft, i deras VOXI modul. Magnetfältsdata från markmätningarna användes som ingångsvärde i modellen som har en cellstorlek av 20×20 m i horisontalled, samt 10 m i djupled. För att avgränsa intervallet inom vilken inversionen tillåts bestämma värdena för magnetiseringen hos volympixlarna (voxlarna), sattes avgränsningar nedåt och uppåt. Den nedre avgränsningen sattes till 10×10^{-5} SI, medan den övre avgränsningen blev tilldelad värdet 3,0 SI.

Resultatet från inversionen visas i figur 25, där en yta har skapats för att åskådliggöra de voxlar som har en magnetisering större än 0,01 SI. Från 3D modellen syns minst tre zoner med sydvästlig–nordostlig riktning som bryter av de magnetiserade kropparna. Istället för ett sammanhängande band av magnetiserade horisonter tyder magnetfältsmätningarna på att det är friliggande strukturer som sinsemellan har blivit dislokaliserade på grund av tektonik.

I samband med de geofysiska markmätningarna utfördes även en förtätad geologisk kartering över den högmagnetiska anomalin sydöst om Trehörningen. Syftet var att studera bergarter och strukturer, samt om möjligt utröna om det föreligger en veckomböjning här i den norra delen av den så kallade Stollbergssynklinalen.

Berggrunden i området utgörs främst av grå, mycket finkornig till finkornig ryolitoid till dacitoid. Vulkaniten är fragmentförande med fragment av basisk vulkanit. Den högmagnetiska anomalin utgörs av en skarnig järnoxidmineralisering, vilken även har brutits i ett flertal mindre brott i dess östra delar (se kapitel *Naturresurser*). Vulkaniten är folierad och ställvis även linjerad samt veckad. Ställvis är den kraftigt deformerad och främst kvarts ses som sprickfyllnad. Foliationen i området varierar med riktningar 50/75, 25/88, 205/88, 20/80, 30/75, 35/80 och 35/80 inom de observationspunkter som utfördes. Stänglighet uppmättes till 200/70 och 210/70. Veckaxlar 53/70, 70/70 och 216/70. S-formade, relativt slutna veck noterades vid två lokaler (fig. 26A–B).

Riktningarna hos samtliga strukturer inom området sydöst om Trehörningen avviker inte från de i Stollbergssynklinalen runt om detta område, vilka mestadels ses i nordostliga–sydvästliga riktningar. Slutsatsen av undersökning är att den högmagnetiska anomalin inte utgör del av en större veckomböjning här, men att rörelser utmed foliationsriktningarna har skapat veckstrukturer och specifikt S-veck.

Inom området förekommer 4 till 8 m breda gångar av troligen Tunadiabas. Diabasen är plagioklasporfyrisk och svagt metamorft överpräglad, med primär flödesorientering av plagioklasströkornen (fig. 19A). Riktningar hos diabasen uppmättes till 35/88, 20/88 och 30/88, det är möjligen samma gång, men kontinuerlig blottning föreligger inte. Diabaserna visar att strukturerna i området funnits på plats när gångarna intruderade, att de i princip har samma riktning som foliationen i vulkaniten och att diabaserna själva inte varit med om någon omfattande deformation eller metamorfos.



Figur 25. 3D-modell från inversion av markmätningar av magnetfältet sydöst om sjön Trehörningen. Betraktningsvinkeln är åt nordost. De gröna ytorna avgränsar kroppar med högre magnetisering än 0,01 SI. Kropparnas djupgående har begränsats till 200 m. De grå ytorna med svarta linjer är tolkade deformationszoner.

Veckade bergarter har noterats i några hällar i det linjekarterade området. En veckad dacitoid till ryolitoid vulkanisk bergart som har fragment av en mafisk bergart och är genomsatt av kvarts som sprickfyllnad (fig. 26A). Ett till storleken större veck har veckaxel i riktning 53/70, och ett mindre har veckaxel i riktning 70/70 (fig. 26B). Bergarten är även folierad i riktning 20/80 och mineral-stänglig i riktning 200/70.

Cirka 1,4 km nordväst om Siksjöberget noterades vid flera lokaler större mängder med brecciekvarts som sprickfyllnad, somliga minst 12 m breda (fig. 26C). Brecciekvartsen har riktningen 230/78 och den är till största delen ren med mindre innehåll av bitar från den omgivande ryoliten (fig. 26D). Hällmätningar av brecciekvartsen visar på en magnetisk susceptibilitet om 0 till -2. Det har även gjorts mindre försök till brytning av kvartsen sydväst om Siksjöberget, se avsnitt *Industrimineral*. Om detta är ett sammanhängande system har brecciekvartsbildningen varit mycket omfattande i denna västra del av det linjekarterade området.



Figur 26. A. Veckad dacitoid till ryolitoid med fragment av mafisk bergart, genomsatt av kvarts som sprickfyllnad (6680783/514913). B. Närbild av den veckade vulkaniten i A. med fragment av en mafisk bergart ovan och under brecciekvartsen mitt i bilden. C. En minst 12 m bred förekomst av brecciekvarts i riktning 230/78 (6681318/516583).
D. Närbild av brecciekvarts med mindre innehåll av bitar från den omgivande ryoliten (6681318/516583). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

Skarnomvandlingar i berggrunden varierar i omfattning från att ses som enstaka körtlar (fig. 27A), genomgripande omvandling i en tydlig värdbergart (fig. 27B), till där skarn dominerar hela hällar (fig. 27C). Sydväst om Siksjöberget ses ett lagrat skarn (fig. 27C) och petrofysiska mätningar på stuff därifrån visar en densitet på 3 255 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1 690 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 177 mA/m.

Cirka 100 m söder om Östra Långgruvan i Södra Torrstensbergsfältet finns kraftigt deformerad och skarnomvandlad berggrund med lager av dacitoid till ryolitoid och basaltoid (fig. 27E). Granat, amfibol, epidot och fältspat ses som skarnmineral. Upp till ½ m breda lager av epidotskarnomvandlad vulkanit. Både flacka och branta veckaxlar, både Z- och S-veck, de flesta relativt slutna veck (fig. 27D). Veckaxlar uppmättes i riktning 200/85 och 200/30, foliation 20/80 och lineation 110/80.

Vid Jätturns kalkbrott finns en relativt ren marmor-karbonatsten, i vilken förekommer kalksilikater i form av amfibol och granat som smala lager eller band och sliror (fig. 27F). Bandningen med kalksilikat är öppet veckad med veckaxel i riktning 270/85 och bandningen i riktning 180/85.



Figur 27. A. Basaltoid till andesitoid med körtlar av granat, epidot, fältspat och kvarts som skarn (6682320/514410).
B. Basaltoid med genomgripande skarnomvandling av granat, epidot, kvarts och amfibol (6682335/514364). C. Hällområde som domineras av basalt och i en häll ses lagring av skarnbergart med nästan monomineraliska lager av granat, epidot och karbonatsten. Förhöjd magnetisk susceptibilitet indikerar också att magnetit finns ibland kalksilikatlagren (6680121/516834).
D. Kraftigt deformerad och skarnomvandlad berggrund med lager av dacitoid till ryolitoid och basaltoid (6680972/513882).
E. Närbild av hällen i D. med relativt slutna veck, både Z- och S-veck. F. Foto taget genom vattnet av marmor med bandning av skarn från botten av Jätturns kalkbrott. Mycket öppet veckad bandning av kalksilikat (6681346/515214). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

Basiska gångbergarter tolkade som Tunadiabas är normalt massformiga och uppvisar endast mycket låggradig metamorf överprägling i prehnit-pumpellyit facies inom de linjekarterade områdena.

NATURRESURSER

Markmätningar av sulfidmineraliseringar med RMT, Slingram, VLF och magnetfält

Under hösten 2018 genomfördes geofysiska markmätningar i två områden inom projektområdet Ludvika, Bergslagen etapp 1 (fig. 28, område A1 & A2). Syftet med undersökningarna var att undersöka och modellera de utvalda mineraliseringarna i detalj. Området i väster (A1) ligger inom ett stråk med sulfidmineraliseringar med en nordöstlig riktning (Vallgruvorna och Lobergsgruvorna) och området i öster (A2) ligger vid en sulfidmineralisering (Brunnsjöberget) sydväst om Hedemora.

I båda områdena genomfördes olika typer av elektromagnetiska mätningar (RMT- radiomagnetotellurik, Slingram och VLF) samt magnetfältsmätningar. Vid RMT-mätningarna har EnviroMT från Uppsala Universitet använts (Bastani 2001). Slingramdata samlades in med CMDinstrumentet (Multidepth EM conductivity meter) från SF GF Instruments. Magnetfält och VLF-mätningarna utfördes med GSM19 (från GEM systems) respektive WADI (från ABEM). SGUs flyggeofysiska data användes som underlag och vid planering av profilerna för magnetfält och VLF. Inom område A1 finns även äldre flyg-TEM data (VTEM) som lämnats in till Bergsstaten, vilka är insamlade av Geotech 2008.



Figur 28. Område A1 och A2 där markgeofysiska mätningar utförts. Som bakgrund visas terrängkartan tillsammans med läget av mineraliseringar i området från SGUs fyndighetsdatabas.

Magnetometern loggade magnetfältsdata varje sekund längs profilerna samtidigt som positionen registrerades med ansluten GPS-antenn. Syftet med mätningarna var att utröna hur geometrin för berggrunden ser ut vid respektive mineralisering genom att konstruera en tolkningsmodell baserad på magnetfältsdata, petrofysisk information och *in situ* mätningar av berggrundens magnetiska susceptibilitet.

Tolkningsprofiler över berggrunden med hjälp av magnetisk susceptibilitet modellerades i mjukvaran Potent och förfarandet var så kallad "forward modeling".

Mätningar i området Vallberget och Lobergsgruvorna

Område A1 ligger cirka 10 km väster om Säter (fig. 28). Både RMT- och Slingram-mätningar utfördes längs två profiler i området, L1 vid Vallberget och L2 vid Stora Lobergsgruvan (fig. 28). Mätpunktavståndet var 10 m för båda metoderna. Längs profil L1 genomfördes även "controlled source magnetotelluric" mätningar (CSMT). Syftet med att använda sändaren var att erhålla information från större djup (> 100 m) av berggrunden än vad som kan uppnås vid en vanlig RMT-mätning. Läget av CSMT-sändaren visas i figur 29. Tre VLF-mätningar utfördes längs parallella profiler, VLF1-VLF3, vid Stora Lobergsgruvan. Profil VLF2 överlappar med profil L2 (fig. 29). Även här var mätpunktsavståndet cirka 10 m.




Figur 29. A. Läget av RMT- och VLF-profiler visas på fastighetskartan från Lantmäteriet tillsammans med mineraliseringar ur SGUs Mineralresursdatabas. **B.** Läget av RMT- och VLF-profilerna samt nerlagda sulfidmalmsgruvor och skärpningar i området. Berggrundskartan från SGUs kartdatabas. Berghällar visas med gråa polygoner. Sändaren till CSMT-mätningar visas med ett T och ett kryss.

Figur 30 visar strömtäthet, vilken i 30A är beräknad från SGUs flygmätta VLF-data och i 30B från VTEM-data (kanal 15). Strömtäthetskartorna uppvisar skillnader och likheter som delvis beror på skillnader i känslighet hos de olika mätsystemen. Strömtäthetskartan visar en förhöjning längs en zon med en strykning på cirka 45 grader, strax nordväst om den ost-västliga vägen. Zonen sammanfaller med en vattenmättad sankmark som kan orsaka denna lågresistivitetszon (högre strömtäthet). VTEM-data visar en måttlig förhöjning av signalen längs vägen. Båda kartorna visar en anomali vid profil L1 som sammanfaller med en mineraliserad zon. Däremot mättes L2 över en zon med förhöjd VTEM-signal och en relativt låg strömtäthet.



Figur 30. A. Strömtäthetskarta från SGUs flygmätta VLF-data. **B.** VTEM bearbetade rådata (kanal 15). I båda kartorna visar områden med violett till röd färg höga värden, det vill säga goda elektriska ledare. Läget av RMT-profilerna visas med svarta symboler. Sändare till CSMT-mätningar visas med ett T och ett kryss.

Efter bearbetning av RMT-data har modellering utförts med 2D inversionsprogrammet REBOCC (Siripunvaraporn & Egbert 2000). Resultaten visas i figur 31 i form av resistivitetssektioner längs varje profil ner till 100 m djup. I området finns ingen borrhålsinformation och i tolkningen har enbart resistivitetsmodellerna använts. Längs båda profilerna finns en högresistiv struktur (> 10000 Ohmm) i de djupare delarna av modellerna, vilken tolkas som den vulkaniska berg-grunden. Längs profil L1 finns två cirka 10 m breda lågresistiva zoner som antingen kan orsakas av sulfidmineraliseringar eller omvandlingar av berggrunden. CSMT-mätningar genomfördes även längs denna profil. Dessa data visar en påverkan från sändaren (så kallade närfältseffekter) och därför redovisas de inte i rapporten.

Längs profil L2 påträffas berghällar vid två lokaler där den tolkade bergytan når ytan i resistivitetsmodellen (fig. 31B). En cirka 70 m bred, ytlig lågresistiv zon uppträder i modellen mellan berghällarna. Zonen sammanfaller med läget av den nerlagda sulfidgruvan Lobergsgruvan. Mellan 60 till 140 m avstånd längs profilen, uppträder en djupare lågresistiv zon i berget som kan tyda på en potentiell sulfidmineralisering eller en sprickzon med kraftig omvandling i berggrunden.



Figur 31. Resistivitetsmodellerna från 2D inversion av RMT-data längs **A.** profil L1 och **B.** profil L2. Den röda triangeln visar läget av nerlagda sulfidmalmsgruvor. Observera att gruvan i figur B är förskjuten i förhållande till profillinjen (fig. 29). Den streckade svarta linjen är den tolkade bergytan under respektive profil.

Även VLF-data längs profil L2 (VLF 2) har modellerats med REBOCC (Siripunvaraporn & Egbert 2000). För att kunna jämföra RMT- och VLF-modellerna visas de i figur 32. Skillnaden i den beräknade berggrundsresistiviteten beror på val av startresistivitet i VLF-inversionen och har inte stor betydelse för tolkningen. VLF-modellen visar en lågresistiv zon från ytan ner till 35 m djup i intervallet 120–200 m längs profilen. Zonen sammanfaller relativt väl med den ytligare lågresistiva zonen i RMT-modellen. Den största skillnaden mellan modellerna är att i VLF-modellen saknas den djupa lågresistiva zonen som uppträder i RMT-modellen. VLF-modellen är baserad på inversion av data från endast en sändare i en viss riktning och saknar därför tillräcklig upplösning. RMT-modellen däremot, bygger på information från minst 18 radiosändare som täcker ett bredare frekvensområde och flera riktningar. Dessutom innehåller RMT-data även mätning av det elektriska fältet.



Figur 32. Resistivitetsmodellerna längs L2 från 2D inversion av **A.** RMT-data och **B.** VLF-data. Den röda triangeln visar läget av nerlagd sulfidmalmsgruva. Observera att gruvan i figur B är förskjuten i förhållande till profillinjen (fig. 29). Den streckade svarta linjen är den tolkade bergytan från RMT-modellen.

I området vid Stora Lobergsgruvan gjordes i mitten av september 2018 markmätningar med magnetometer längs fem parallella profiler. Lägena för dessa mätningar visas i figur 33 och den mellersta profilen (MP) har i stort sett samma utsträckning som RMT-mätningen längs profilen L2 (se ovan).



Figur 33. A. Kartunderlaget utgörs av fastighetskartan från Lantmäteriet. **B.** Magnetisk anomalikarta med differensen i den flygmagnetiska informationen som skillnaden mellan totalfält och en uppåträkning till 1 km. Läget för markmätningar med magnetometer visas med svarta streck. De gröna polygonerna visar läget för petrofysikstuffer. Gula punkter visar RMT-profilerna.

Magnetfältsdata från den mellersta profilen användes för att göra en tolkningsprofil av berggrunden. Resultatet av modellen visas i figur 34. Som ingångsvärden till modellen användes de data som uppmätts från de petrofysiska proven samt de *in situ* markmätningar av magnetisk susceptibilitet som gjordes vid samma lokaler som provtogs.

I modellen representerar den gula enheten felsisk vulkanit. Den magnetiska susceptibiliteten för denna är låg i enlighet med data från petrofysiska stuffer och fältdata. Den gröna enheten längre åt nordväst är en basisk till intermediär vulkanit som även den har blivit tilldelad låg magnetisk susceptibilitet. Från den här bergarten finns inga fältobservationer eller petrofysiska prov i den omedelbara närheten, så värdet för den magnetiska susceptibiliteten är ett antagande utifrån den magnetiska signaturen i figur 33B.

De mörkare partierna som finns insprängda i den felsiska vulkaniten representerar horisonter med högre andel magnetiska mineral, och har därför blivit tilldelade högre susceptibilitetsvärden. Ett petrofysikprov från en varphög vid Stora Lobergsgruvan har analyserats, men dess magnetiska egenskaper uppvisade alltför höga värden för att kunna anpassas till de anomalier som har uppmätts med magnetometern. Petrofysikprovet har densiteten 4 150 kg/m³, den magnetiska susceptibiliteten är 13 131×10^{-5} SI och den magnetiska remanensen är 10 049 mA/m.

Dock finns det en lokal strax söder om gruvan där ett petrofysiskt prov har tagits från diabas. Det provet har densiteten 2 860 kg/m³ och dess magnetiska susceptibilitet står mer i paritet med de högmagnetiska anomalier som har uppmätts längs profilen. Den magnetiska susceptibiliteten hos diabasprovet är 847 × 10⁻⁵ SI och den magnetiska remanensen är 90 mA/m. Petrofysikprovets susceptibilitet överensstämmer väl med de *in situ* mätningar som har gjorts på berghällen, vilka har ett logaritmiskt medelvärde av 963 × 10⁻⁵ SI (n = 8). Detta ingångsvärde har använts för den mörka strukturen i modellen som är längst åt sydost (fig. 34). Vid samma lokal finns även observationer av lågmagnetisk felsisk vulkanit. De susceptibilitetsmätningar som utfördes på den felsiska vulkaniten visar i allmänhet värden under 100×10^{-5} SI. Felsisk vulkanit är den dominerande bergarten längs profilens utsträckning och har således blivit tilldelad en magnetisk susceptibilitet under 100×10^{-5} SI i modellen.

Dock är diabasens magnetiska susceptibilitet inte tillräckligt hög för att motsvara de anomalier med högre magnetiska egenskaper som finns i de centrala delarna av profilen. I det området finns inga berghällar som gör det möjligt att inhämta petrofysiska prov eller *in situ* mätningar av magnetisk susceptibilitet. Istället har de magnetiska egenskaperna hos de mer högmagnetiska anomalierna i berggrunden antagits utifrån data som uppmättes med magnetometer. Det innebar att anomalierna tilldelades susceptibiliteter mellan 2 000 och 4 000 × 10⁻⁵ SI. De anomalier i berggrunden som har högre andel magnetiska mineral visas som mörka partier (fig. 34). Geometrin (stupningen) för dessa magnetiska anomalier har sedan anpassats för att motsvara signaturen hos de magnetiska anomalierna från markmätningarna. Det bör noteras att antagandet för de magnetiska strukturerna är att den remanenta magnetiseringen är underordnad den inducerade.

Från tolkningsmodellen framgår det att orsaken till de magnetiska anomalierna har en övervägande sydostlig stupning. Bergarten som ger upphov till anomalierna är relativt brantstående med cirka 75–80 graders stupning. I mitten av profilen ses en struktur som avviker stupningsmässigt jämfört med merparten av de övriga (fig. 34). Denna struktur har istället en nordvästlig stupning av cirka 65 grader för att kunna anpassa modellen till den magnetiska anomalin över densamma.



Figur 34. Tolkningsprofil över berggrunden längs den mellersta magnetprofilen i figur 33, från sydost till nordväst. I den övre delen visas uppmätt magnetfält som en blå linje, medan den röda linjen visar responsen från modellen. I den undre delen representerar de olika enheterna berggrunden, med respektive magnetiska susceptibilitetsvärde angivet (SI-enheter), ner till cirka 100 m djup. Notera skillnaderna mellan de vertikala och horisontella skalorna.

En jämförelse mellan RMT-mätningen och tolkningsprofilen från magnetfältsdata visas i figur 35. Det finns både likheter och skillnader mellan dessa. I profilernas sydostliga del vid 50 m, finns en överensstämmelse vad gäller geometrin hos det högresistiva bergartsledet som även sammanfaller med en relativt högmagnetisk struktur i berggrunden. Nära profilernas nordvästligaste del, vid 170 m, finns samma korrelation mellan högresistivt och högmagnetiskt bergartsled. Däremellan finns en del diskrepanser mellan modellerna. Om samma resonemang ska appliceras på området strax nordväst om mineraliseringen, så skulle man förvänta sig en högmagnetisk, åt nordväst stupande högmagnetisk struktur vid 120 m. Denna struktur framträder inte i tolkningsprofilen från magnetfältet. Istället syns flera branta, åt sydost stupande, högmagnetiska strukturer i det området. Vid den djupa, lågresistiva strukturen vid 75 m syns en i stort sett vertikal, högmagnetisk struktur i tolkningsprofilen. Det här mönstret kan tolkas som att det finns en omvandlingszon mellan den låg- respektive högmagnetiska berggrunden vilken skulle kunna vara mineraliserad.



Figur 35. Jämförelse mellan **A.** resistivitetsmodell från 2D inversion av RMT-data längs profil L2 och **B.** tolkningsprofil baserad på magnetfältsdata och petrofysik. Den streckade svarta linjen i resistivitetsmodellen är tolkad berggrundsyta. De mörka enheterna i tolkningsprofilen i B. representerar partier i berggrunden med högre magnetisering. Den röda triangeln visar läget av nedlagd sulfidmalmgruva.

Mätningar vid Cu-Ni-PGE mineraliseringen, Brunnsjöberget

Område A2 ligger cirka 2 km väster om Hedemora (fig. 28). I detta område utfördes RMT- och slingrammätningar (fig. 36), samt magnetfältsmätningar (fig. 38).



Figur 36. Svarta symboler visar läget för mätpunkter av RMT och slingram. **A.** I bakgrunden visas fastighetskartan från Lantmäteriet. **B.** Berggrundskartan från SGUs databas används som bakgrund. Berghällar visas med gråa polygoner.





På grund av oländig terräng utfördes RMT-mätningarna längs en mindre väg i området (Profil L1 och L2, fig. 36). Resistivitetsmodellerna (fig. 37) visar relativt låg och varierande resistivitet i ytan som troligtvis orsakas av jordlagren. I de djupare delarna är resistiviteten mycket hög vilket motsvarar den gabbro som utgör berggrunden och inga tydliga lågresistiva zoner förekommer här.

Under september 2018 gjordes förtätade markmätningar med magnetometer vid Cu-Ni-PGE sulfidmineraliseringen vid Brunnsjöberget, sydväst om Hedemora. Mätningarna fokuserades över mineraliseringen där de bedrevs längs parallella profiler med ett inbördes avstånd av cirka 20 m (fig. 38).



Figur 38. De svarta strecken visar lägen för markmätningar med magnetometer.

Slingrammätningarna utfördes över sulfidmineraliseringen och i dess absoluta närhet. Resultaten från magnetfältsdata och slingrammätningarna visas i figur 39. Slingramdata visar ytnära förhållanden vad gäller markens elektriska ledningsförmåga. I slingramdata syns en smal konduktiv zon, blått område i figur 39B, som sammanfaller med mineraliseringen. Zonen har en utsträckning på cirka 100 m i nordvästlig–sydostlig riktning.

En jämförelse med magnetfältsdata visar en liknande signatur vad gäller strukturen. I det data syns en relativt högmagnetisk struktur som också sträcker sig i nordvästlig–sydostlig riktning. Sulfidmineraliseringen är belägen vid kontakten mellan den högmagnetiska strukturen och omgivande lågmagnetisk berggrund nordost om densamma. Längs en profil tvärs över den högmagnetiska strukturen har magnetfältsdata använts, för att tillsammans med petrofysisk information generera en tolkningsprofil över berggrundens geometri (fig. 40).



Figur 39. A. visar magnetfältsvariationerna vid sulfidmineraliseringen, baserat på mätpunkterna som symboliseras av svarta punkter. Den blå linjen visar läget av tolkningsprofilen som baseras på magnetfältsdata och petrofysisk information. **B.** visar data från slingrammätningen (realkomponent) vid sulfidmineraliseringen. Mätpunkterna visas som gula symboler. 48

Det finns petrofysisk information från tre lokaler med gabbro som är nära sulfidmineraliseringen, samt från varphögen bredvid gruvhålet. Två av lokalerna finns på eller strax bredvid den högmagnetiska strukturen där sulfidmineraliseringen är belägen. Vid lokalen som är belägen på den högmagnetiska strukturen, cirka 70 m västnordväst om sulfidmineraliseringen, finns en högmagnetisk gabbro. *In situ* mätningar av gabbrons magnetiska susceptibilitet gav varierande värden, från 900 × 10⁻⁵ SI upp till 13 500 × 10⁻⁵ SI (n = 13). Ett petrofysiskt prov som togs från gabbron och sedan analyserades har densiteten 3 068 kg/m³, magnetisk susceptibilitet 8 864 × 10⁻⁵ SI och remanenta magnetisering av 3 119 mA/m.

Strax öster om den högmagnetiska strukturen gjordes observationer av en lågmagnetisk gabbro. Lokalen är belägen cirka 30 m nordväst om Cu-Ni-PGE mineraliseringen. *In situ* mätningar av magnetisk susceptibilitet hos gabbron gav värden mellan 40 och 320×10^{-5} SI (n = 8). Från den här lågmagnetiska gabbron togs ett petrofysikprov som har densiteten 3 079 kg/m³, susceptibiliteten 53 × 10⁻⁵ SI och den remanenta magnetiseringen 26 mA/m.

Cirka 90 m nordnordost om Cu-Ni-PGE mineraliseringen har ett petrofysikprov samlats in från gabbron under en tidigare kartering. Analysen från petrofysikstuffen gav en densitet på 3 013 kg/m³, susceptibiliteten 2 563 × 10⁻⁵ SI och den remanenta magnetiseringen 23 950 mA/m.

Från varphögen bredvid sulfidmineraliseringen har tre petrofysikprov samlats in och analyserats. Provtagningen gjordes från sulfidmineraliserad gabbro, pegmatitgabbro och sulfidmineraliserad pegmatitgabbro. Analyserna av stufferna visar densiteter på 3 232, 3 024 respektive 3 229 kg/m³, de magnetiska susceptibiliteterna är 3 219, 697 respektive 3 275 × 10⁻⁵ SI, samt de remanenta magnetiseringarna är 6 132, 1 876 respektive 8 135 mA/m.

I tolkningsprofilen har ovanstående petrofysisk information angivits för de olika bergartsleden i så stor utsträckning som möjligt (fig. 40). Den högmagnetiska strukturen syns som en mörkgrön enhet. Sydväst om densamma finns ingen observation av berggrunden inom tolkningsprofilens utsträckning. Istället har den magnetiska egenskapen antagits utifrån signaturen i magnetfältet. För den högmagnetiska strukturen har susceptibiliteten $10\ 000 \times 10^{-5}$ SI angivits vilket stämmer bra med den petrofysiska informationen. Stupningen hos den högmagnetiska strukturen är brant, enligt tolkningsprofilen cirka 85 grader åt sydväst.

Precis nordost om strukturen finns en lågmagnetisk del av gabbron. Denna har blivit tilldelad susceptibiliteten 50×10^{-5} SI, vilket är i paritet med den petrofysiska informationen. Sulfidmineraliseringen är belägen nära kontakten mellan den högmagnetiska strukturen och den här lågmagnetiska delen av gabbron. Längre åt nordost längs tolkningsprofilen är gabbron mer magnetiserad. Den magnetiska egenskapen som finns hos petrofysikprovet i det här området, $2\ 000 \times 10^{-5}$ SI, har tilldelats en enhet i tolkningsprofilen (fig. 40). Längst åt nordost i tolkningsprofilen finns ingen petrofysisk information. Den enheten i tolkningsprofilen som motsvarar berggrunden i det området har blivit tilldelad susceptilibiliteten 4 000 × 10^{-5} SI utifrån den magnetiska signaturen.

Det bör påpekas att vissa av petrofysikstufferna från området har visat hög remanent magnetisering jämfört med den inducerade. Det här gäller de stuffer som togs från varphögen vid gruvhålet samt lokalen 90 m nordost om densamma. Dock föreligger ingen bestämning av riktningen hos den remanenta magnetiseringen, varvid denna är svår att utnyttja i modelleringsarbetet. Om antagandet görs att den remanenta magnetiseringen har samma riktning som det nuvarande jordmagnetiska fältet blir responsen från modellen för stor jämfört med det uppmätta magnetfältet.



Figur 40. Tolkningsprofil över berggrunden längs den blå profillinjen i figur 39A, från sydväst till nordost. I den övre delen visas uppmätt magnetfält som en blå linje, medan den röda linjen visar responsen från modellen. I den undre delen representerar de olika enheterna berggrunden, med respektive susceptibilitetsvärde angivet (SI-enheter), ner till cirka 130 m djup. Läget för Cu-Ni-PGE sulfidmineraliseringen är angivet med röd triangel. Notera skillnaderna mellan de vertikala och horisontella skalorna.

Följande slutsatser kan dras från ovanstående mätningar; oberoende modellering av magnetfältsoch RMT-data har visat likheter och skillnader i de beräknade egenskaper hos underliggande bergarter längs de uppmätta profilerna (fig. 35). Det beror på olika mätmetoder samt på vad och vilka modelleringsmetoder som använts. En förbättring kan utföras genom att samtolka och modellera uppmätt data. Det vill säga att man kan använda susceptibilitetsmodellen för att skapa en resistivitetsmodell, vilken i sin tur kan användas som en startmodell för RMT-modelleringen. Det förfarandet leder till att variationen av resistivitet begränsas och minskar mjukningseffekter i inversionsprocessen.

Järnoxidmineraliseringar

Järnoxidmineraliseringar dominerade av magnetit inom det linjekarterade undersökningsområdet uppträder oftast i riktning nordost-sydväst, även om det mer sällan noteras avvikande riktningar t.ex. sydöst om sjön Trehörningen (fig. 2, 23).

Malmen vid Svarttjärnsbergsgruvan 1 består av magnetit och skarn med sidoberg av basaltoida, andesitoida och dacitoida vulkaniska bergarter (fig. 41A). Större mängd amfibolskarn uppträder i magnetitmalmen (fig. 41B). Upp till 10 mm stora rödbruna granater ses i den basaltoida vulkaniten (fig. 41C). En litogeokemisk analys av malm från Svarttjärnsbergsgruvan 1 visar SiO₂ 20,1 %, Fe₂O₃ 61,6 %, CaO 5,98 %, MnO 0,36 %, P₂O₅ 0,17 %, S <0,01 %, C 0,01 % och förhöjd Be 4,85 ppm, Ga 21 ppm, Sn 185 ppm, W 510 ppm samt höga halter av REE+Y. Provet från järnmineraliseringen vid Svarttjärnsbergsgruvan 1 har förutom stora mängder magnetit, även kraftigt förhöjda halter av sällsynta jordartsmetaller (REE). Enligt den litogeokemiska analysen är totalhalten av REE+ yttrium 0,68 procent. Den låga halten P₂O₅ i provet utesluter att det är några fosfatmineral som REE+Y sitter i. Det kan heller inte vara mineralet granat, då detta uppvisar en preferens för de tunga REE+Y, medan i REE-diagrammet visar analysen istället på en kraftigare

anrikning av de lätta och medeltunga REE jämfört med de tunga (fig. 44). I multielementdiagrammet noteras att den kraftiga anrikningen till största delen gäller REE+Y och i övrigt visar denna malm upp ett likartat mönster som övriga nu provtagna järnmineraliseringar (fig. 43). De förhöjda halterna av elementen Be, Ga, Sn och W i provet kan möjligen relateras till en kontaktmetamorfos i samband med bildning av skarnjärnmalmen eller del av en greisen-relaterad omvandling, dock utgörs blottat sidoberg av vulkaniska bergarter och inte av granit. Vid provtagningen av järnmineraliseringen noterades heller inga ljusare delar bland de stuffer som knackades ned. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Svarttjärnsbergsgruvan 1 visar en densitet på 4 058 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 3,82 SI och naturlig remanent magnetisering av 83 602 mA/m.

Järnmineraliseringen vid Lagmansgruvan finns i ett sidoberg av en vulkanisk bergart med andesitisk sammansättning. Stuffer från malmen visar på kvartsinnehåll och avsaknad av skarnmineral (fig. 41D). En litogeokemisk analys av malm från Lagmansgruvan visar SiO₂ 23,3 %, Fe₂O₃ 71,2 %, CaO 0,99 %, MnO 0,08 %, P₂O₅ 0,1 %, S <0,01 %, C 0,02 %. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Lagmansgruvan visar en densitet på 4 000 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 6,67 SI och naturlig remanent magnetisering av 169 033 mA/m.

Källgruvan i Norra Nybergsfältet utgörs idag av en cirka 165 m lång, vattenfylld gruva vars bredd varierar mellan 70 och 40 m (Ripa m.fl. 2015). Stuff av järnmalmen visar på innehåll av kvarts och skarn (fig. 41E). Sidoberget består av basalt och andesitoida vulkaniter i den södra delen och av ryolit i den norra delen. Ljust grå marmor och stora partier med kraftig skarnomvandling ses runt om i samtliga bergarter av sidoberget. Till största delen utgörs skarnmineralen av rödbrun granat, amfibol och magnetit. I liten omfattning ses även sulfidmineral och då främst magnetkis här och var i hällarna. En litogeokemisk analys av malm från Källgruvan visar SiO₂ 24,5 %, Fe₂O₃ 61,5 %, CaO 5,12 %, MnO 0,45 %, P₂O₅ 0,01 %, S <0,01 %, C 0,03 % och förhöjd As 104 ppm, Bi 20,9 ppm, Ge 17 ppm, In 1,73 ppm och Sn 22,4 ppm. Petrofysiska mätningar på två stuffer av järnmalm från Källgruvan visar en densitet på 3 741 och 4 026 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 2,42 och 3,55 SI och naturlig remanent magnetisering av 114 811 och 49 044 mA/m.

Vid Skolmästargruvan ses två stycken gruvhål, varav det ena har en kraftig skoning kvar vilken består av stockar. Större mängder varp av järnoxidmineraliseringen med amfibol och epidot som skarn, finns runt gruvorna (fig. 41F). Utifrån en litogeokemisk analys av skrotstenar består omgivande berggrund av en basaltisk andesit med inslag av skarnomvandling. En litogeokemisk analys av malm från Skolmästargruvan visar SiO₂ 10,85 %, Fe₂O₃ 84,3 %, CaO 4,20 %, MnO 0,11 %, P₂O₅ 0,04 %, S <0,01 %, C 0,05 %. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Skolmästargruvan visar en densitet på 4 763 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 7,19 SI och naturlig remanent magnetisering av 130 758 mA/m.

Nordväst om Lilla Klackgruvan finns häll och ett cirka 6×6 m stort, vattenfyllt gruvhål, samt varp runt om det senare. Magnetitmalmen innehåller amfibolskarn och små mängder sulfidmineral (fig. 41G). Malmen omges av en basaltoid vulkanit. En litogeokemisk analys av järnoxidmalm från NV om Lilla Klackgruvan visar SiO₂ 22,3 %, Fe₂O₃ 66,8 %, CaO 9,75 %, MnO 0,63 %, P₂O₅ 0,21 %, S 0,17 %, C <0,01 % och något förhöjd Pb 876 ppm och Zn 1220 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från NV om Lilla Klackgruvan visar en densitet på 4 374 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 2,73 SI och naturlig remanent magnetisering av 41 075 mA/m.

Tyskgruvan är den största gruvan i Torrstensbergsfältet och har fått sitt namn av att den tidigare har varit i tysk ägo (Ripa m.fl. 2015). Magnetitmalmen utgörs av brantstående lager som stupar österut. Gruvöppningen är idag cirka 5×10 m och man bröt 1944 vid 140 m djup (Grip 1983). Malmen anges som kvartsig svartmalm med mindre mängder blodsten (Grip 1983). En litogeokemisk analys av järnoxidmalm i form av varp från Tyskgruvan visar SiO₂ 27,5 %, Fe₂O₃ 67,5 %, CaO 0,17 %, MnO 0,08 %, P₂O₅ 0,11 %, S 0,04 %, C 0,01 % och något förhöjd Pb 139 ppm.

Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Tyskgruvan visar en densitet på 4 145 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 5,77 SI och naturlig remanent magnetisering av 45 245 mA/m.

I en kvartsporfyrisk ryolit ses skärpningen Kopparfallsgruvan. I berggrunden noteras också en riklig förekomst av kvartsfyllda sprickor. Varpen består av magnetit, amfibolskarn, med impregnation av sulfidmineral, främst pyrit med enstaka kristaller av kopparkis (fig. 41H). En litogeokemisk analys av magnetitmalm från Kopparfallsgruvan visar SiO₂ 6,95 %, Fe₂O₃ 89,3 %, CaO 1,71 %, MnO 0,08 %, P₂O₅ 0,05 %, S 1,13 %, C <0,01 % och något förhöjd Cu 130 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Kopparfallsgruvan visar en densitet på 4 661 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 8,37 SI och naturlig remanent magnetisering av 931 950 mA/m.

Järnmineraliseringen vid Hyttmyrgruvan 1 består mest av magnetit, amfibolskarn och impregnation av pyrit (fig. 41I). En litogeokemisk analys av magnetitmalm från Hyttmyrgruvan 1 visar SiO₂ 14,9 %, Fe₂O₃ 74,7 %, CaO 5,59 %, MnO 0,25 %, P₂O₅ 0,05 %, S 0,81 %, C <0,01 % och något förhöjd Pb 143 ppm och Zn 537 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Hyttmyrgruvan 1 visar en densitet på 4 184 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 5,26 SI och naturlig remanent magnetisering av 28 300 mA/m.



Figur 41. A. Sidoberget vid Svarttjärnsbergsgruvan 1 består av basaltoida, andesitoida och dacitoida vulkaniska bergarter (6682373/514503).
B. Amfibolskarn uppträder i magnetitmalmen vid Svarttjärnsbergsgruvan 1 (6682373/514503).
C. Rödbruna granater ses i den basaltoida vulkaniten vid Svarttjärnsbergsgruvan 1 (6682373/514503).
D. Stuffer från malmen vid Lagmansgruvan visar på kvartsinnehåll och avsaknad av skarnmineral (6681371/514027). Samtliga fotografier: Dick Claeson.



Vid Källbotten 1 ses ett gruvhål med en del varp men ingen häll. Varpen består av järnoxidmineralisering i form av magnetitmalm med en mindre mängd sulfidmineral (fig. 42A). I varpen ses skarnomvandlade bergarter med granat och amfibol, samt kvartsgångar. Mineraliseringen är bandad. En litogeokemisk analys av magnetitmalm från Källbotten1 visar SiO₂ 44,7 %, Fe₂O₃ 39,3 %, CaO 1,49 %, MnO 0,06 %, P₂O₅ 0,18 %, S <0.01 % och C 0.08 %, samt något förhöjd La 267 ppm, Ce 315 ppm, Ba 1 370 ppm och W 69 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Källbotten1 visar en densitet på 3 430 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1,60 SI och naturlig remanent magnetisering av 49 358 mA/m. Varp vid sidan av Hampgruvan 1 innehåller sulfidmineral och bandad magnetitmalm (fig. 42B–C). Skarn i form av epidot, kvarts och magnetit uppträder som tunna lager. Granit uppträder i varpen. En litogeokemisk analys av magnetitmalm från Hampgruvan visar SiO₂ 20,5 %, Fe₂O₃ 62,3 %, CaO 6,45 %, MnO 0,38 %, P₂O₅ 0,03 %, S 5,95 % och C 0,8 %, samt förhöjd Bi 78,4 ppm och Co 327 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Hampgruvan visar en densitet på 3 681 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 0,87 SI och naturlig remanent magnetisering av 2 782 234 mA/m.

I skärpningen på magnetitmalm med skarn av granat vid Håksberg (fig. 42D), vilken troligen är del av Stationsgruvan, ses även sulfidmineralisering som dissemination eller sprickfyllnad. Sidoberget består av basit, ryolit, och glimmerskiffer. En litogeokemisk analys av magnetitmalm från Stationsgruvan? visar SiO₂ 36,4 %, Fe₂O₃ 54,5 %, CaO 6,32 %, MnO 0,34 %, P₂O₅ 0,12 %, S <0,01 %, C 0,3 %. Petrofysiska mätningar på stuff av magnetitmalm från Stationsgruvan? visar en densitet på 3 665 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 4,4 SI och naturlig remanent magnetisering av 20 360 mA/m.

Cirka 500 m sydväst om Stationsgruvan finns Kärrgruvan 2 (6671627/510526). Från varpen av magnetitmalm togs två petrofysiska stuffer som visade densitet 3 380 och 3 390 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 2,4 respektive 3,9 SI samt naturlig remanent magnetisering av 23 052 respektive 95 225 mA/m.

Från varpen bredvid Fransgruvan (6671770/510436) togs en petrofysikstuff från magnetitmalmen vars analysresultat visade densiteten 4 864 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 10,1 SI och naturlig remanent magnetisering av 368 571 mA/m.

Vid Biskopsnäset 2 finns en magnetitmineralisering som lager, vilken även innehåller större mängd Mn och något Zn i form av zinkblände. Sidoberget består av en kraftigt skjuvad och omvandlad ryolitoid, med granat och fältspat- och kvartsströkorn (fig. 42E). En litogeokemisk analys av malm från Biskopsnäset 2 visar SiO₂ 28,8 %, Fe₂O₃ 55,1 %, CaO 5 %, MnO 6,45 %, P₂O₅ 0,08 %, S 0,17 %, C 0,1 % samt förhöjda värden av Zn 3 640 ppm och Cd 8,5 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Biskopsnäset 2 visar en densitet på 4 105 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1,4 SI och naturlig remanent magnetisering av 322 794 mA/m.



De litogeokemiskt analyserade proven av olika typer av järnoxidmalmer uppvisar en relativt homogen signatur, utom för två prover, med tråg för Sr-P, distinkta negativa anomalier för Nb, Ti, och något mer varierat för Zr, samt positiv anomali för Pb (fig. 43). De två proven som avviker är Svarttjärnsbergsgruvan 1 som avviker genom de höga halterna av REE och negativ anomali för Pb, samt Källbotten 1 vilken har signifikant högre halt av U och Ba (fig. 43). Proven av ovanstående järnoxidmalmer visar generellt svag till måttlig anrikning av de lätta REE och de flesta har en relativt flat kurva för de tunga REE (fig. 44). Enbart provet från Svarttjärnsbergsgruvan 1 har en kontinuerlig lutning utan flack del av de tunga REE. De järnoxidmalmer med en flack kurva för de tunga REE har troligen inte sett någon påverkan vid den malmbildande processen som involverat kristallisation av mineralet granat, innan malmerna kristalliserat. Både positiva och negativa Eu anomali ses hos prov av järnoxidmalm (fig. 44).



Figur 43. Multielementdiagram av prover från järnoxidmalm. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 44. Diagram över REE av prover från järnoxidmalm. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Sulfidmineraliseringar

Sulfidmineraliseringarna inom det linjekarterade undersökningsområdet uppträder ofta associerade med eller i närheten av järnoxidmineraliseringar. Dessa sulfidmineraliseringar är vanligen lågmagnetiska och har hög densitet. Inom de linjekarterade områdena provtogs sulfidmineraliseringarna vid Lilla Dammbergsgruvan 3 norr om Stollberget, Gränsgruvan, Norrgruvan och Tvistbogruvan för litogeokemisk analys. Utanför de linjekarterade områdena, men inom projektområdet Ludvika, provtogs även sulfidmineraliseringarna vid Östra Silvbergsgruvan, Skrivargårdsgruvan och Fredrikssongruvan under fältsäsongen 2018.

Lilla Dammbergsgruvan 3 i Dammbergsfältet, norr om Stollberget, består av tre branta schakt och intill ligger mycket stora varphögar. Gruvan har bearbetats ned till som djupast 140 m avvägning (Ripa m.fl. 2015). Varpen är rik på sulfidmineral vars halter varierar starkt mellan olika varianter (fig. 45 A–C). Det är främst zinkblände, blyglans, magnetkis, pyrit och kopparkis, samt magnetit. På grund av denna variation provtogs tre varieteter för litogeokemi och petrofysik, där urvalet gjordes utifrån magnetisk susceptibilitet och frekvensen av zinkblände, blyglans och kopparkis. Granat och flusspat noterades endast i de två magnetitrika proven De tre litogeokemiska proven, skrivna i följd enligt hög, mellan och låg magnetisk susceptibilitet, visar Zn 0,68, 2,1, och 13,85 %, Pb 3,37, 1,20 och 3,58 %, Cu 688, 2 460 och 921 ppm, SiO₂ 20,0, 16,15 och 19,85 %, Fe₂O₃ 49,1, 45,5 och 22,4 %, CaO 2,40, 3,35 och 2,87 %, S 18,6, 18,1 och13,0 %, och förhöjd Ag 100, 43 och 68 ppm, As 178, 940 och 4 010 ppm, Au 0,018, 0,144 och 0,19 ppm, Bi 88, 14,5 och 55 ppm, Cd 10, 43 och 282 ppm, Hg 2,56 ppm och In 2,04 ppm i det lågmagnetiska provet, Sb 33,7, 24,7 och 33,7 ppm, Se 3,8, 3,6 och 10,8 ppm, Te 0,65 ppm i det högmagnetiska provet, Tl 1,58, 3,37 och 2,91 ppm. Petrofysiska mätningar på de tre olika stufferna av sulfidmalm från Lilla Dammbergsgruvan 3 norr om Stollberget visar densitet på 3 887, 3 634 och 3 384 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 13 796, 4 628 och 480×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 63 781. 20 353 och 2 222 mA/m.

Malmen vid Gränsgruvan består av impregnationer av silverhaltig blyglans och zinkblände i flera linser (Ripa m.fl. 2015). Linserna sitter i vulkanit tillsammans med skarn och karbonatsten, där det även förekommer svavelkis, ställvis rikligt med magnetkis och arsenikkis samt något fattig karbonathaltig järnmalm, medan guld och kopparhalterna är låga. Något öppet gruvhål fanns inte vid fältbesöket 2018, dock provtogs sulfidrik varp för litogeokemi och petrofysik (fig. 45D). Proven är från den typ av varp som uppvisar lägre susceptibilitet. Den litogeokemiska analysen visar Zn 14,0 %, Pb 5,05 %, Cu 218 ppm, SiO₂ 26,6 %, Fe₂O₃ 18,2 %, CaO 11,7 %, S 16,3 %, förhöjd Au 0,20 ppm, Ag 149 ppm, Cd 257 ppm, Hg 13,4 ppm, och Sb 156 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Gränsgruvan visar en densitet på 3 688 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 4 112 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 2 605 mA/m.

Vid Norrgruvan var det mycket svårt att hitta rikligt mineraliserad varp. Kopparkis och pyrit finns disseminerat i en skarnomvandlad, mörkfärgad vulkanit (fig. 45E). Flusspat ses som sprickmineral ibland varpen. En litogeokemisk analys av provtagen varp visar Cu 0,32 %, Pb 265 ppm, Zn 565 ppm, SiO₂ 62,9 %, Fe₂O₃ 15,8 %, CaO 1,65 %, S 5,92 % och något förhöjd Au 0,04 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Norrgruvan visar en densitet på 2 919 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 95×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 17 mA/m.

Gruvhålet vid Tvistbogruvan är helt igenlagt i överytan, troligen med betong. Tre större varphögar med stor andel marmor och skarn, samt sur vulkanit finns intill gruvan. Ett rosa till svagt tegelrött mineral förekommer i varpen, troligen den blyrika varianten av epidot, hancockit eller thulit (fig. 45F). Mycket skarn i form av kärvar av tremolit-aktinolit och klara, ljusbruna granater ses i bergarterna i varpen. Sulfidmineraliserad varp rik på blyglans provtagen för litogeokemi och petrofysik (fig. 45G). Den litogeokemiska analysen visar Pb 16,1 %, Zn 2,44 %, Cu 278 ppm, MnO 2,08 %, CaO 16,4 %, S 3,96 % och förhöjd Ag 76,3 ppm, Au 0,12 ppm, Bi 102 ppm, Cd 99,3 ppm, In 4,89 ppm, Sb 47,7 ppm, Se 4,8 ppm, Te 1,21 ppm, Tl 1,39 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Tvistbogruvan visar en densitet på 3 582 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 48×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 52 mA/m.





Norr om Norra Hillbo finns häll och gruvhål med ryolit och glimmerskiffer som uppvisar kraftig hydrotermal omvandling. Ryoliten är förskiffrad, något porfyrisk, grå och när den är kraftigt omvandlad har den en ljusare färgton. Till delar är ryoliten rostig och sulfidmineraliserad (fig. 45H). En litogeokemisk analys av sulfidmineraliserad ryolit visar Cu 4 840 ppm, SiO₂ 72,4 %, Al₂O₃ 13,05 %, Fe₂O₃ 6,54 %, CaO 0,26 %, MgO 1,58 %, Na₂O 2,09 %, K₂O 2,4 %, TiO₂ 0,15 %, MnO 0,03 %, P₂O₅ <0,01 %, S 2,07 % och C 0,06 %. Petrofysiska mätningar på stuff av ryolit som inte var mineraliserad visar en densitet på 2 660 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 6,1 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 7,91 mA/m.

Nordost om Brusgruvan i Stollbergsfältet förekommer en sulfid- och magnetitmineralisering, främst rik på zinkblände och blyglans. Dessutom är den rik på mangan. Sidoberget består av en skjuvad ryolitoid med fältspatströkorn som ger upphov till en porfyrisk karaktär. Ryolitoiden har glimmerrika inlagringar (fig. 45I). En litogeokemisk analys av sulfidmineraliseringen nordost om Brusgruvan visar Zn 9,16 %, Pb 7 880 ppm, SiO₂ 28,2 %, Fe₂O₃ 33,4 %, CaO 4,98 %, MnO 5,62 %, P₂O₅ 1,12 %, S 5,68 %, C 0,06 %, förhöjd Ba 2960 ppm och Cd 140 ppm, samt svagt guldanomal med Au 0,024 ppm.

På Rösjöberget finns Snickargruvan, en koppar och järnsulfidmineralisering med kopparkis och pyrit (fig. 45J). Berggrunden är kraftigt omvandlad, rostig och det är svårt att bedöma vad den ursprungliga bergarten i sidoberget varit. Det troligaste är att det var en sur vulkanisk bergart. En hel del muskovit ses med kvarts vilket kan innebära att delar utgjorts av en pegmatitisk, granitisk bergart. Även en större mängd mafiska bergarter uppträder i häll som amfibolit. En litogeokemisk analys av koppar och järnsulfidmineraliseringen visar Cu 6 610 ppm, SiO₂ 37,7 %, Fe₂O₃ 45,8 %, CaO 0,12 %, MnO 0,08 %, P₂O₅ 0,03 %, S 21,7 %, C 0,15 % och något förhöjd Bi 17,6 ppm och Zn 379 ppm, samt svagt guldanomal med Au 0,055 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av

sulfidmalmen visar en densitet på 3 588 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 600×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 1 811 mA/m.

Från varpen vid Sjögruvan (6675328/508163) togs en stuff för petrofysisk analys vars resultat visade densiteten 3 679 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 30 456 × 10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 9 282 mA/m.

Utanför de linjekarterade områdena men inom projektets ytkarteringsområde provtogs följande sulfidgruvor.

Östra Silvbergsgruvorna har en lång historia och dess glansperiod inföll redan på 1300- och 1400talen (Ripa m.fl. 2015). Sulfidmineraliseringen är provtagen för litogeokemi och petrofysik från varpen söder om Maskingruvan och Storgruvan (fig. 46A). Det litogeokemiska provet består av en blandning med okända proportioner av olika varianter av sulfidmineraliserade stuffer och visar Zn 8,54 %, Pb 5,73 %, Cu 448 ppm, SiO₂ 27,6 %, Fe₂O₃ 27,7 %, CaO 2,73 %, S 27,8 %, och förhöjd Ag 47,3 ppm, As 180 ppm, Au 0,696 ppm, Bi 6,53 ppm, Cd 239 ppm, Hg 4,36 ppm, In 3,02 ppm, Sb 39 ppm, Se 17,4 ppm, Tl 2,88 ppm. Petrofysiska mätningar på stuffer av sulfidmalm från Östra Silvbergsgruvan visar en för en något mer magnetitrik varietet en densitet på 3 275 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 744 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 915 mA/m och för en magnetitfattig variant densitet på 3 687 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 5×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 29 mA/m.

I varpen från Skrivargårdsgruvan ses zinkblände, blyglans, magnetkis, kopparkis och pyrit (fig. 46B). En litogeokemisk analys av provtagen varp visar Zn 3,57 %, Pb 3,46 %, Cu 495 ppm, SiO₂ 49,8 %, Fe₂O₃ 18,2 %, CaO 2,45 %, S 9,15 %, och förhöjd Ag 31,8 ppm, Au 0,014 ppm, Bi 88 ppm, Cd 134 ppm, Co 94 ppm, In 2,63 ppm, Se 30 ppm, Te 0,52 ppm, Tl 2,84 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Skrivargårdsgruvan visar en densitet på 2 972 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 445×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 30 109 mA/m.

Fredrikssongruvan bröts under åren 1978 till 1981 till 91 m djup och fortsatt prospektering har visat på att malmen fortsätter till minst 190 m (Ripa m.fl. 2015). Den är väl instängslad och vattenfylld idag (fig. 46C). Den undersökta varpen är främst rik på zinkblände och blyglans, magnetkis och små mängder kopparkis, samt magnetit (fig. 46D). I övrigt noterades granat och amfibol som skarnmineral. Ett litogeokemiskt prov från varpen visar Zn 11,4 %, Pb 4,43 %, Cu 47 ppm, SiO₂ 27,9 %, Fe₂O₃ 22,2 %, CaO 7,08 %, MnO 5,38 %, S 8,68 %, och förhöjd Ag 116 ppm, As 583 ppm, Au 0,071 ppm, Ba 6560 ppm, Bi 146 ppm, Cd 242 ppm, Hg 2,3 ppm, In 1,14 ppm, Sb 36 ppm, Se 7 ppm, Te 5,2 ppm, Tl 1,11 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Fredrikssongruvan visar en densitet på 3 585 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 220×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 48 mA/m.



Figur 46. A. Varp rik på zinkblände och blyglans från söder om Maskingruvan och Storgruvan i Östra Silvbergsgruvorna (6690257/532362). **B.** Stuffer från Skrivargårdsgruvan med zinkblände, blyglans, magnetkis, kopparkis och pyrit (6690368/530995). **C.** Del av vattenfyllda Fredrikssongruvan (6684214/521387). **D.** Varp rik på zinkblände och blyglans från Fredrikssongruvan (6684214/521387). **D.** Samtliga fotografier: Dick Claeson.

De litogeokemiskt analyserade proven av olika typer av sulfidmalmer från Lilla Dammbergsgruvan 3 (tre prover med olika halter av Zn-Pb-Cu), Gränsgruvan (Zn-Pb), Norrgruvan (Cu), Tvistbogruvan (Pb-Zn-Cu), Norr om Norra Hillbo (Cu), Nordost om Brusgruvan (Zn-Pb), Snickargruvan (Cu), Östra Silvbergsgruvorna (Zn-Pb-Cu), Skrivargårdsgruvan (Zn-Pb-Cu) och Fredrikssongruvan (Zn-Pb) uppvisar en homogen signatur med tråg för Sr-P, enbart Sr för Skrivargårdsgruvan och Fredrikssongruvan, distinkta negativa anomalier för Nb, Ti, och något mer varierat för Zr, samt positiv anomali för Pb (fig. 47). Med tanke på de varierande sammansättningarna hos malmerna, att de har olika typer av värdbergarter och ändå uppvisar en så homogen signatur är anmärkningsvärd. Troligen beror det på att den malmbildande processen för denna grupp av sulfidmalmer är mycket snarlik, liten varians kan man se i multielementdiagrammet, men det ser mer ut som detaljer och inga övergripande skillnader. Proven av ovanstående sulfidmalmer visar generellt svag till måttlig anrikning av de lätta REE och de flesta har en relativt flat kurva för de tunga REE (fig. 48). De sulfidmalmer med en flack kurva för de tunga REE har troligen inte sett någon påverkan vid den malmbildande processen som involverat kristallisation av mineralet granat, innan malmerna kristalliserat. En positiv Eu anomali ses hos samtliga prov utom Norrgruvan, norr om Norra Hillbo och Snickargruvan (fig. 48). De senare tre innehåller dessutom främst koppar och blygsamma mängder av Zn och Pb jämfört med de övriga proverna från sulfidmineraliseringar (fig. 49). Europium förekommer i naturen både som Eu^{2+} och Eu³⁺ bland annat beroende av hur reducerande miljön är och för att erhålla Eu-anomalier måste den vara tillräckligt reducerande för att Eu²⁺ ska finnas och därmed avvika i egenskaper från de andra trevärda REE jonerna (t.ex. Bau 1991). En mängd andra variabler kan sedan påverka

storleken på och om man erhåller en positiv eller negativ Eu-anomali, där temperatur har störst påverkan (t.ex. Bau 1991, Migdisov m.fl. 2016). Vår data indikerar att det finns fundamentala skillnaderna mellan de olika sulfidmineraliserande processerna som producerar Zn-Pb respektive de med Cu i detta urval. Samtliga prover, utom det från nordost om Brusgruvan i Stollbergsfältet, har mycket låga halter av P₂O₅ vilket indikerar att endast marginella mängder av apatit, monazit eller xenotim är närvarande. Endast provet från Tvistbogruvan innehåller en större mängd kalciumkarbonat i form av marmor.



Figur 47. Multielementdiagram av prover från sulfidmalm. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 48. Diagram över REE av prover från sulfidmalm. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 49. Ternära diagram av analyserade sulfidmalmer enligt teckenförklaring.

Analyserna av olika typer av sulfidmalmer enligt ovan plottades i ternära diagram för att dokumentera variationen av några element som är av vikt för malmgenes och intressanta för prospektering (fig. 49).

Geofysisk modellering Stollberg

Vid Stollberg har markprofiler genomförts med både magnetometer och WADI instrument. Markprofilerna gjordes över Stollbergstråket där det finns både järn- och sulfidmineraliseringar. Syftet med mätningarna var främst att försöka detektera mineraliseringar mellan tidigare kända mineraliseringar samt att modellera berggrundsförhållandena utifrån magnetfältsdata och petrofysisk information.



Figur 50. Kartor som visar magnetfältsvariationerna och berggrunden över Stollbergsstråket. Magnetfältsdata härrör från flygburen geofysisk mätning under 2016. Den svarta linjen visar läget för markprofilen med magnetometer.

Figur 50 visar magnetfältsvariationerna över området mellan Stollberget och Dammberget tillsammans med den markprofil med magnetometer som gjordes. Markprofilens läge är mellan tidigare kända sulfidmineraliseringar och deras association med järnmineraliseringar i Stollbergsområdet ger vid handen att de är belägna vid den högmagnetiska anomalin.

Ett hundratal meter söder om profilmätningarna togs en stuff vid Clasgruvan 1. Stuffen var inte mineraliserad utan kom från sidoberget som är dacit. Petrofysiska mätningar visar en densitet på 2 738 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 38,6 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 18,9 mA/m. Insprängt i daciten fanns smala, högmagnetiska band som genom *in situ* mätningar av susceptibiliteten uppvisade en magnetisering upp till 35 000 × 10⁻⁵ SI. Dock var det inte möjligt att erhålla ett bergartsprov från dessa band.

Ett hundratal meter norr om markprofilen finns Lilla Dammbergsgruvan 3 där tre stuffer för petrofysisk mätning har inhämtats. Resultaten från de petrofysiska mätningarna finns redovisade i början av kapitel *Sulfidmineraliseringar*. Dessa har använts som ingångsvärden i den tolkningsprofil vilken visas i figur 51. Magnetfältsdata längs tolkningsprofilen visar tydligt en stark positiv anomali som sammanfaller rumsligt längs en tänkt linje mellan de kända mineraliseringarna norr och söder om profilen. Strax öster om den kraftiga högmagnetiska horisonten syns en kontaktanomali vilket tyder på att de högmagnetiska horisonterna har en västlig stupning.

För att modellera den kraftigaste magnetanomalin har antagandet varit att strukturen som orsakar denna motsvarar de fysikaliska egenskaper som uppmättes på det mest magnetiska petrofysikprovet från Lilla Dammbergsgruvan 3. Provets magnetiska egenskaper visar en magnetisk susceptibilitet om 13 796 \times 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 63 781 mA/m. Eftersom riktningen hos den remanenta magnetiseringen inte är känd har det också antagits att den har samma riktning som det jordmagnetiska fältet, det vill säga med deklinationen fem grader öster om norr och inklinationen 73 grader. Den här strukturen syns som en smal, mörkgrå horisont i tolkningsprofilen. Dess bredd är mellan fem och tio meter medan djupgåendet kan följas ned till cirka 60 m. Väster om den högmagnetiska strukturen finns en kropp med lägre magnetisering och har en ljusgrå färg i tolkningsprofilen. Den har blivit tilldelad de magnetiska egenskaper som mättes upp på det minst magnetiserade provet från Lilla Dammbergsgruvan 3. Det provets magnetiska egenskaper visar en magnetisk susceptibilitet om 480×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 2 222 mA/m. Även här har riktningen för bergartens remanenta magnetisering antagits vara i samma riktning som det jordmagnetiska fältet. Bredden för den strukturen är cirka 140 m och djupgåendet kan tolkas fram till cirka 80 m.

Sidoberget kring mineraliseringen utgörs av dacit och är symboliserat i tolkningsprofilen som den olivfärgade enheten. Den magnetiska susceptibiliteten för daciten i tolkningsprofilen har tilldelats 50×10^{-5} SI utgående från resultatet av mätningar på det petrofysikprov som togs från Clasgruvan 1. Den remanenta magnetiseringen i petrofysikprovet är försumbart. Den gröna ytan utgörs av lågmagnetisk basalt till andesit.

Längs samma profilutsträckning för magnetfältsmätningen genomfördes även en markprofilsmätning med WADI instrument för att inhämta VLF-data. Dess utsträckning är åskådliggjord i figur 52 vars underlag utgörs av beräknad strömtäthet från flygburna VLF-mätningar. Stollbergsstråket, med dess rika förekomster av järn- och sulfidmineraliseringar, framträder i figur 52 som en god elektrisk ledare.



Figur 51. Tolkningsprofil över berggrunden längs markprofilen mätt med magnetometer norr om Stollberget. Petrofysisk information i närheten av profilen har använts för de olika kropparnas magnetiska egenskaper. I den övre delen visas uppmätt magnetfält som en blå linje, medan den röda linjen visar responsen från modellen. I den undre delen representerar de olika enheterna berggrunden. Notera skillnaderna mellan de vertikala och horisontella skalorna.



Figur 52. Karta som visar strömtätheten över Stollbergsstråket. Data är beräknat från flygburna VLF-mätningar under 2016. Den gula linjen visar utsträckningen för markprofilen som genomfördes med WADI instrument.

Resultatet från VLF-mätningen längs markprofilen visas som en tvärprofil i figur 53, vilken åskådliggör markens resistivitet ner till 300 m under markytan. I tvärprofilen framträder tydligt en kraftig, konduktiv struktur vid avståndet 260 m. Den här strukturen har ett djupgående på cirka 100 m. Läget för det här konduktiva området stämmer väl överens med den högmagnetiska anomalin i figur 51. Troligen härrör den här konduktiva strukturen från en sulfidmineralisering.

Vid avståndet 100–250 m syns ett relativt konduktivt område från markytan ned till cirka 100 m djup. Det här området är en del av Stollbergsstråket som är mineraliserat. Intressant är också geometrin av de konduktiva områdena. Nordväst om den konduktiva delen syns ett parti med betydligt högre resistivitet och kontakten mellan dessa har en sydostlig stupning. Öster om de konduktiva områdena, vid avståndet 300 m, framträder en skarp gräns till den resistiva östra delen. Kontakten mellan dessa stupar brant och är inte lika tydligt nordväststupande som den högmagnetiska strukturen i figur 51. Dock kan sägas att vid mätningen av markprofilen med VLFmetoden användes endast en frekvens, vilket begränsar möjligheten att dra säkra slutsatser om stupningen av de lågresistiva strukturerna som framträder i profilen.



Figur 53. Tvärprofil som visar markens resistivitet ner till 300 m djup under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av VLF-data längs markprofilen i figur 52.

Geofysisk modellering Cedercreutzgruvorna

Även vid Cedercreutzgruvorna har markprofiler genomförts med både magnetometer och WADI instrument. I området finns både järn- och sulfidmineraliseringar. Syftet med mätningarna var främst att undersöka geometrin för mineraliseringen vid Cedercreutzgruvorna, hur mineraliseringen ser ut på elektromagnetiska data samt att modellera berggrundsförhållandena utifrån magnetfältsdata och petrofysisk information.

Figur 54 visar magnetfältsvariationerna över området vid Cedercreutzgruvorna tillsammans med den markprofil mätt med magnetometer som gjordes. I kartan syns tydligt mineraliseringarnas rumsliga läge längs den högmagnetiska strukturen i nord–sydlig riktning.

Markprofilens utsträckning sträcker sig från daciten i väster, över mineraliseringen och slutar i daciten i öster (fig. 54). Längs profilen har flera stuffer tagits för petrofysisk analys vars fysikaliska egenskaper har implementerats i tolkningsprofilen som visas i figur 55. Den gula enheten i tolkningsprofilen representerar dacit och från den har en petrofysikstuff tagits cirka 300 m sydost om markrpofilen. Stuffens densitet är 2 689 kg/m³, den magnetiska susceptibiliteten är 21×10^{-5} SI och den naturliga remanenta magnetiseringen är 18,1 mA/m.

Sedan tidigare har det analyserats petrofysiska stuffer från närområdet kring Cedercreutzgruvorna som har tagits från dacit. Två lokaler är belägna cirka 850 m norr om markprofilen och en lokal finns ungefär en kilometer söder om densamma. Gemensamt för dessa är att de uppvisar låg magnetisering; den magnetiska susceptibiliteten är mellan 14 och 171×10^{-5} SI samtidigt som den naturliga remanenta magnetiseringen är mellan 0 och 61 mA/m. Utifrån denna information har det område som motsvarar dacit i tolkningsprofilen blivit tilldelad en magnetisk susceptibilitet på 50×10^{-5} SI.

Av mineraliseringarna vid Cedercreutzgruvorna har det tagits tre petrofysikstuffer; två från järnmineraliseringen och en från sulfidmineraliseringen. Stufferna som togs från järnmineraliseringen har densitet 3 722 kg/m³ respektive 4 142 kg/m³, magnetiska susceptibiliteter om 53 888 × 10⁻⁵ SI respektive 57 464 × 10⁻⁵ SI samt de naturliga remanent magnetiseringarna om 248 437 mA/m respektive 163 241 mA/m. Stuffen som togs från sulfidmineraliseringen har densiteten 3 052 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1 547 × 10⁻⁵ SI samt den naturliga remanenta magnetiseringen 22 447 mA/m.



Figur 54. Kartor som visar magnetfältsvariationerna och berggrunden vid Cedercreutzgruvorna. Magnetfältsdata härrör från flygburen geofysisk mätning under 2016. Den svarta linjen visar läget för markprofilen.

I tolkningsprofilen i figur 55 utgörs järnmineraliseringen av den mörkgrå kroppen precis under den högsta magnetanomalin. För att anpassa markprofilens magnetfältsdata vid mineraliseringen tilldelades denna kropp en magnetisk susceptibilitet 50 000 \times 10⁻⁵ SI, tillsammans med en remanent magnetisering om 100 000 mA/m. Vidare gjordes antagandet att den remanenta magnetiseringen har samma riktning som det jordmagnetiska magnetfältet. Anledning till att en lägre remanent magnetisering tilldelades denna horisont var att amplituden för responsen från kroppen blev för stor att anpassa till det uppmätta magnetfältet. Med detta antagande kan den uppmätta magnetiska anomalin anpassas till ett djupgående för järnmineraliseringen av cirka 80 m, sedan avtar fältet. I magnetfältsdata syns också en kontaktanomali strax öster om den kraftigaste amplituden, vilket indikerar att järnmineraliseringen stupar åt väster.

Sulfidmineraliseringen, som motsvarar de båda ljusgrå kropparna i tolkningsprofilen, har blivit tilldelade en magnetisk susceptibilitet om 1 500×10^{-5} SI samt en remanent magnetisering om 22 000 mA/m. Även för dessa kroppar har det antagits att den remanenta magnetiseringen har samma riktning som det jordmagnetiska magnetfältet. Strax väster om den kraftigaste magnet-anomalin syns en mindre anomali i magnetfältsdata, ungefär vid avståndet 310 m (fig. 55). Denna lokala anomali har tolkats vara orsakad av en ytnära sulfidmineralisering. Magnetfältet klingar sedan av vidare västerut och denna förhöjning i data kan utgöras av sulfidmineralisering på större djup. Djupgåendet för den västra sulfidmineraliseringen är enligt tolkningsmodellen cirka 120 m.

Den östra sulfidmineraliseringen finns belägen i kontakt med järnmineraliseringen. För att väga upp mot en alltför kraftig kontaktanomali, vilket hade varit fallet om endast järnmineraliseringen hade funnits där, är det sannolikt att en kropp med samma magnetiska egenskaper som den västra



Figur 55. Tolkningsprofil över berggrunden längs markprofilen mätt med magnetometer vid Cedercreutzgruvorna. Petrofysisk information i närheten av profilen har använts för de olika kropparnas magnetiska egenskaper. I den övre delen visas uppmätt magnetfält som en blå linje, medan den röda linjen visar responsen från modellen. I den undre delen representerar de olika enheterna berggrunden. Notera skillnaderna mellan de vertikala och horisontella skalorna.

sulfidmineraliseringen finns där. Djupgåendet för den östra sulfidmineraliseringen är enligt tolkningsmodellen cirka 120 m.

Från flygburet insamlat VLF-data syns ett kraftigt, elektriskt ledande område som sammanfaller med sulfidmineraliseringar (fig. 56). Därför genomfördes även en VLF-mätning på marken med WADI-instrument längs samma utsträckning som ovanstående magnetfältsmätning. Resultatet från denna mätning finns åskådliggjort som en tvärprofil med markens resistivitet (fig. 57).



Figur 56. Karta som visar strömtätheten vid Cedercreutzgruvorna. Data är beräknat från flygburna VLF-mätningar under 2016. Den gula linjen visar utsträckningen för markprofilen som genomfördes med WADI-instrument.

I tvärprofilen syns två elektriskt ledande strukturer; en är belägen vid avståndet 70 m och den andra vid avståndet 350 m (fig. 57). Den förstnämnda är en isolerad företeelse som inte har någon tydlig fortsättning på djupet, medan den sistnämnda har en betydligt mer uthållig konduktiv signatur även på större djup. Vid en jämförelse med tolkningsmodellen från magnetfältsdata, som har i stort sett samma avståndsskala, syns att den konduktiva strukturen sammanfaller väl med järn- och sulfidmineraliseringen. Både vad gäller dess läge vid ytan och den västliga stupningen hos strukturen. I tolkningsmodellen från magnetfältsdata fortsätter mineraliseringarna ner till mellan 80 och 100 m djup under markytan, vilket motsvarar den mest konduktiva zonen i tvärprofilen från VLF-data. Dock finns det en fortsättning på djupet hos den konduktiva strukturen vilket inte syns i magnetfältsdata. Anledning kan vara att mineraliseringen inte innehåller så stor andel magnetiska mineral på större djup, vilket gör den omöjlig att upptäcka med magnetfältmätningar på markytan.



Figur 57. Tvärprofil som visar markens resistivitet ner till 300 m djup under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av VLF-data längs markprofilen i figur 56.

Industrimineral

Ett nyfynd av ett cirka 6×3 m och 2 m djupt gruvhål, med utskrädd brecciekvarts som varp, gjordes sydväst om Siksjöberget (fig. 58A). Brecciekvartsen har små inneslutningar av omgivande sura vulkanit. Ryolitoiden i omgivande berggrund ses ofta med större mängder sprickfyllnader av brecciekvarts, vilken troligen bildats i samband med uppkomsten av en deformationszon (fig. 58B). En två till tre meter bred, jämnkornig, massformig, lågmetamorf diabasgång slår igenom berggrunden i riktning 205/87 och tillhör troligen samma generation som Tunadiabas. Riktningen hos diabasen är densamma som ses som foliation hos ryolitoiden och som brecciekvartsen i sprickfyllnader visar. Tolkningen är att både den sura vulkaniten och brecciekvartsen redan hade bildats då diabasen intruderade. Brecciekvartsen söder om Siksjöberget provtogs för petrofysik och uppvisar en densitet på 2 643 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om -0,67 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 11 mA/m.



Figur 58. A. Gruvhål i brecciekvarts sydväst om Siksjöberget (6679869/517218). **B.** Ryolitoid med större mängder sprickfyllnader av brecciekvarts (6679869/517218). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

REFERENSER

Bastani, M., 2001: EnviroMT – A New Controlled Source/Radio Magnetotelluric System. PhD thesis. Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala, Dissertations from the Faculty of Science and Technology 32.

Bau, M., 1991: Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology 93*, sid 219–230.

Boynton, W.V., 1984: Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. *I* P. Henderson (red.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier Science B.V., sid 63–114.

Claeson, D., Antal-Lundin, I., Sadeghi, M., Persson, S. & Jönsson, C., 2018: Sammanfattning av pågående verksamhet 2017. Berggrundsgeologisk undersökning, Ludvika, Bergslagen etapp1. *SGU-rapport 2018:12*. Sveriges geologiska undersökning, 66 s.

Grip, E., 1983: Berg och malm i Kopparbergs län. Statens industriverk, SIND PM 1983:7, 373 s.

Migdisov, A., Williams-Jones, A.E., Brugger, J. & Caporuscio, F.A., 2016: Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. *Chemical Geology 439*, sid 13–42.

Ripa, M. (red.), Sundberg, A., Wik, N.-G., Bergman, T., Claeson, D., Hallberg, A., Hellström, F., Kübler, L. & Nysten, P., 2015: Malmer, industriella mineral och bergarter i Dalarnas län. *Rapporter och meddelanden 139.* Sveriges geologiska undersökning, sid 545.

Siripunvaraporn, W. & Egbert, G., 2000: An efficient data-subspace inversion method for twodimensional magnetotelluric data. *Geophysics 65*, 791–803.

Spear, F.S., 1993: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799 s.

Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *I* A.D. Saunders & M.J. Norry (red.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, sid 313–345.

Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. & Andersson, U.B., 2005: U-Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contributions to Mineralogy and Petrology 150*, sid 174–194.