

Berggrundsgeologisk och geofysisk dokumentation omfattande den norra delen av brandområdet öster om Norberg, Västmanland

Per Nysten och Johan Jönberger

februari 2019

SGU-rapport 2019:04



Omslagsbild: Hällar med Malingsbogranit. Sjön Snyten i bakgrunden.
Fotograf: Per Nysten

Författare: Per Nysten, Johan Jönberger
Granskad av: Dick Claeson
Ansvarig enhetschef: Nikolaos Arvanitidis
Projektnamn: Kartläggning Bergslagen
Projekt-id: 80030

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

Sammanfattning.....	4
Inledning.....	4
Regional geologi och geofysik	6
Lokal geologi och geofysik	7
Beskrivning av områdets bergarter.....	11
Svekofenniska ytbergarter.....	11
Ryolit.....	11
Dacit.....	14
Skarn	18
Gnejsig metagråvacka	20
Svekofenniska djup- och gångbergarter.....	20
Granit till granodiorit	20
Gabbro.....	25
Amfibolit.....	25
Yngre djupbergart tillhörande GP-sviten	28
Granit	28
Pegmatit	32
Strukturer och metamorfos samt hydrotermala omvandlingar	34
Plastisk deformation.....	34
Spröd deformation.....	37
Naturresurser	40
Sulfidförekomst vid Hästbäck.....	40
Litogeokemisk undersökning	44
Geologisk utveckling.....	45
Förslag på framtida arbete.....	45
Referenser.....	46

SAMMANFATTNING

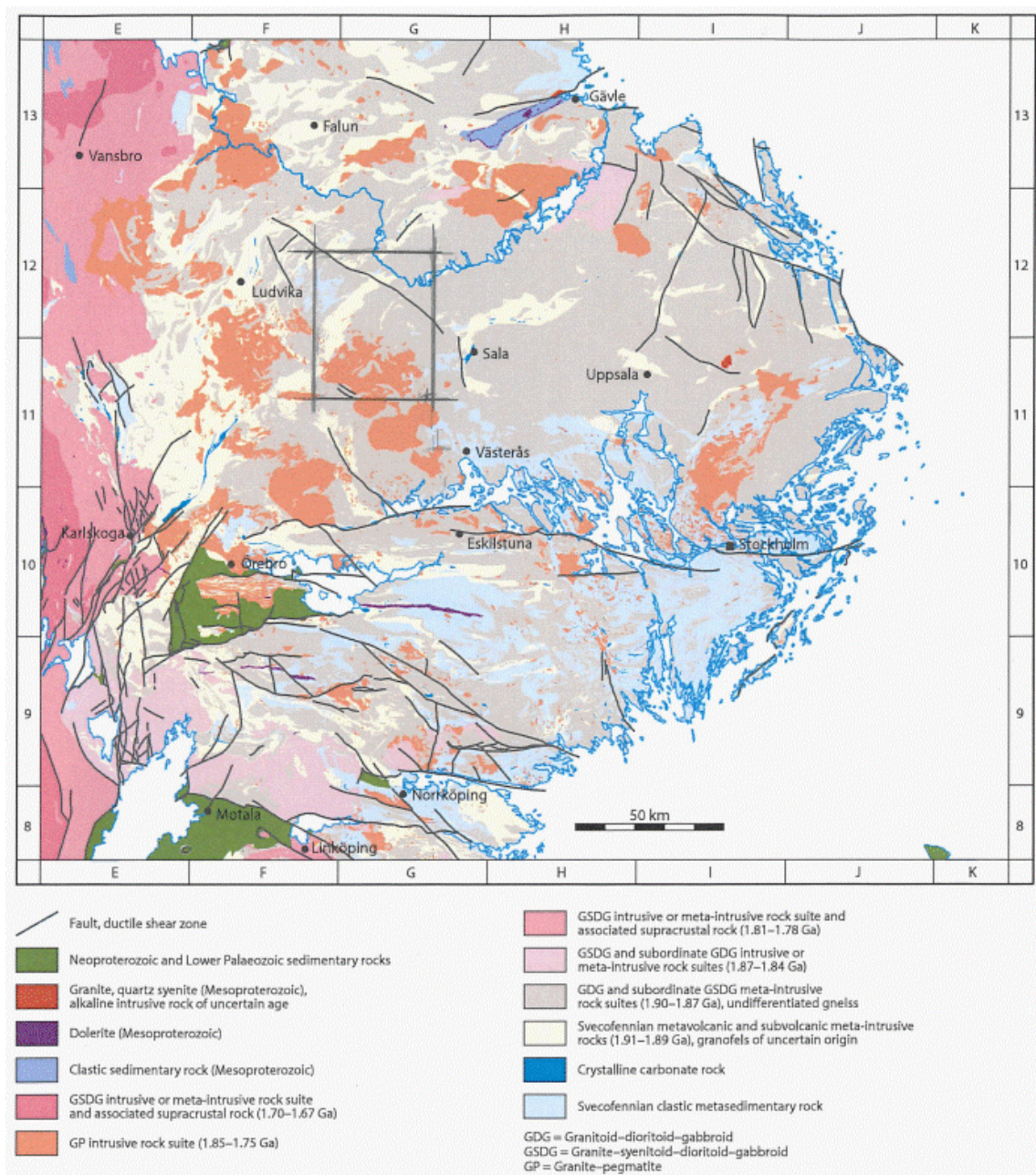
Under skogsbranden i Västmanland sommaren 2014 blottades morän- och hällområden, som tidigare inte varit synliga. Mängden och storleken av dessa hällpartier har gett en unik möjlighet att förbättra kunskapen om områdets geologi. Den tidigare kända kartbilden har modifierats på några väsentliga punkter. Det nord-sydligt orienterade metavulkanitstråket mellan sjön Snyten och Karbenning, samt strax väster om Hästbäck har utökats. Detta område är tidigare redovisat som gnejsig granit till granodiorit inom kartområdet 12G Avesta SV (Ambros, 1986 och 1988). Vulkaniten utgörs av kraftigt skarnig ryolit, speciellt i de östra delarna. Den REE-anrikade sulfidförekomsten finns inte heller med inom kartområdet Af 153. Lokalt mycket kraftig hydrotermal omvandling som har drabbat stora områden har noterats vid denna undersökning. Strukturellt dominerar flacka minerallineationer med utdragna kvartskorn och mikroklinaggregat i äldre granitoider och felsiska metavulkaniter. Ett stort antal mafiska, mer eller mindre parallella amfibolitgångar har exponerats vid branden och dessa har dokumenterats. I det sydöstra hörnet nära gränsen mot obränd skog finns nyupptäckta väghällar med gabbro, som möjligen kan vara utlöpare till ett större gabbromassiv söder om Dammsjön. Tidigare okända massiv, skivor och gångar av yngre granit till pegmatit av Malingsbotyp har dokumenterats vid denna undersökning. Tre stycken bergtäkter och en mineralisering har observerats.

INLEDNING

Skogsbranden i Västmanland utbröt den 31 juli 2014 i den nordöstra delen av Surahammars kommun och 13 800 hektar skog drabbades av denna händelse. I och med att stora skog- och växtbevuxna ytor avbrändes blottades de underliggande morän- och hällområden, som tidigare inte varit synliga. Mängden och storleken av dessa hällpartier har gett en unik möjlighet att förbättra kunskapen om områdets geologi, genom kartering och provtagning av berggrunden. Detta har genomförts under åtta dagar i maj och två dagar i september 2016, inkluderande geofysiska undersökningar (gammasppektrometri och petrofysisk provtagning). Vid samtliga besökta lokaler har susceptibilitetsmätningar genomförts på hällytorna. Rutinmässigt görs åtta sådana mätningar per lokal och bergart. Det undersökta området omfattar de nordligaste partierna av brandområdet och begränsas av Hästbäck-Karbenning i norr och Stabäck i söder samt området väster om Örbäck.

Det undersökta området har karterats av SGU tidigare och finns redovisat, dels inom Bergslagsprojektet (Stephens m.fl., 2009) se figur 1, dels som berggrundskartan 12G Avesta SV med tillhörande beskrivning Af 153 (Ambros, 1986 och 1988). En nytolkning av områdets kvartärgeologi utfördes av H. Mikko vid SGU under våren 2016, vilken resulterade i ett mer detaljerat hällunderlag. Mot söder (inom brandområdet) föreligger geologisk information från berggrundskartan 11G Västerås NV med beskrivning K 12 (Ripa & Kübler 2005).

Det har utförts geofysiska flygmätningar över området vid ett flertal tillfällen. Över den del som innefattar kartbladsområdet 12G Avesta SV bedrevs flygmätning 1978, då mätningar genomfördes i nord-sydlig riktning, längs flyglinjer med 200 m mellanrum och på 30 m höjd över markytan. Flygmätningar gjordes 1989 över delen som omfattar kartbladsområdet 11G Västerås NV. Mätningarna utfördes i öst-västlig riktning, med samma linjetäthet och flyghöjd som 1978. Gemensamt för båda mätkampanjerna var att information samlades in som rörde magnetfältet, markens naturliga gammastrålning och det elektromagnetiska fältet från en VLF-sändare. Det har även bedrivits tyngdkraftsmätningar i området, i huvudsak under åren 1976, 1992 och 2000 med ett mätpunktsavstånd från 1 km till 3,5 km.



Figur 1. Översiktskarta Bergslagen (Stephens m.fl. 2009). Markerat område visas i figur 2, se kapitel *Regional geologi och geofysik*.

Under 2016 genomfördes en ny geofysisk flygmätning som omfattade området. Vid den mätningen insamlades data som rör magnetfältet, markens naturliga gammastrålning och det elektromagnetiska fältet från två VLF-sändare. Mätningarna genomfördes i nordvästlig–sydöstlig riktning, längs flyglinjer med 200 m mellanrum och på 60 m höjd över markytan. Den regionala kartan över magnetfältets variation i figur 3 består till största del av den nya informationen.

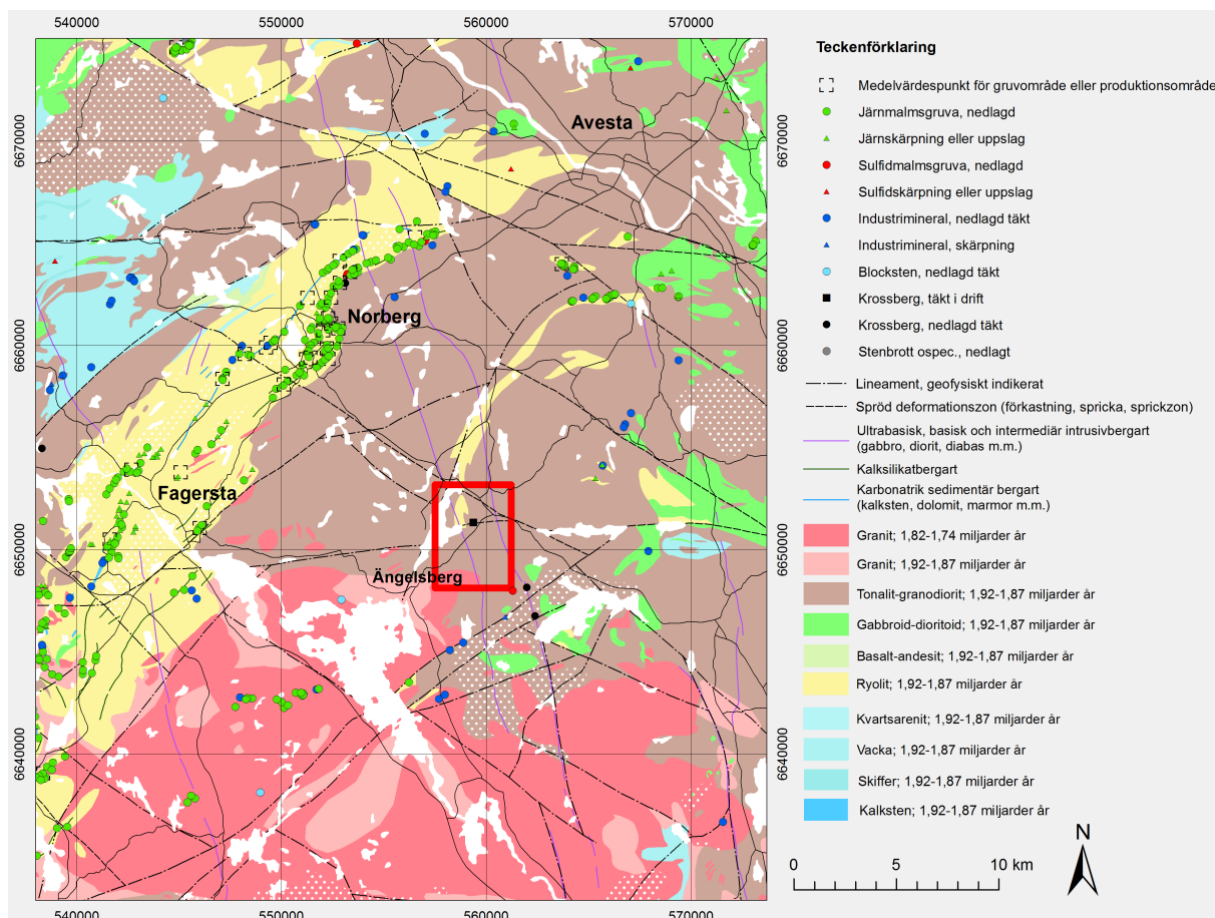
På grund av skogsbranden 2014 ökade exponeringen av berghällar, vilket bidrog till att fler och större områden av berggrundens naturliga gammastrålning blev möjlig att detektera från de flygburna mätningarna. De geofysiska kartor som presenteras i figur 5 och 6 är uteslutande resultatet av den information som samlades in under 2016 (se kapitel *Lokal geologi och geofysik*).

Koordinater anges i SWEREF99TM och strukturmätningar enligt högerhandsregeln.

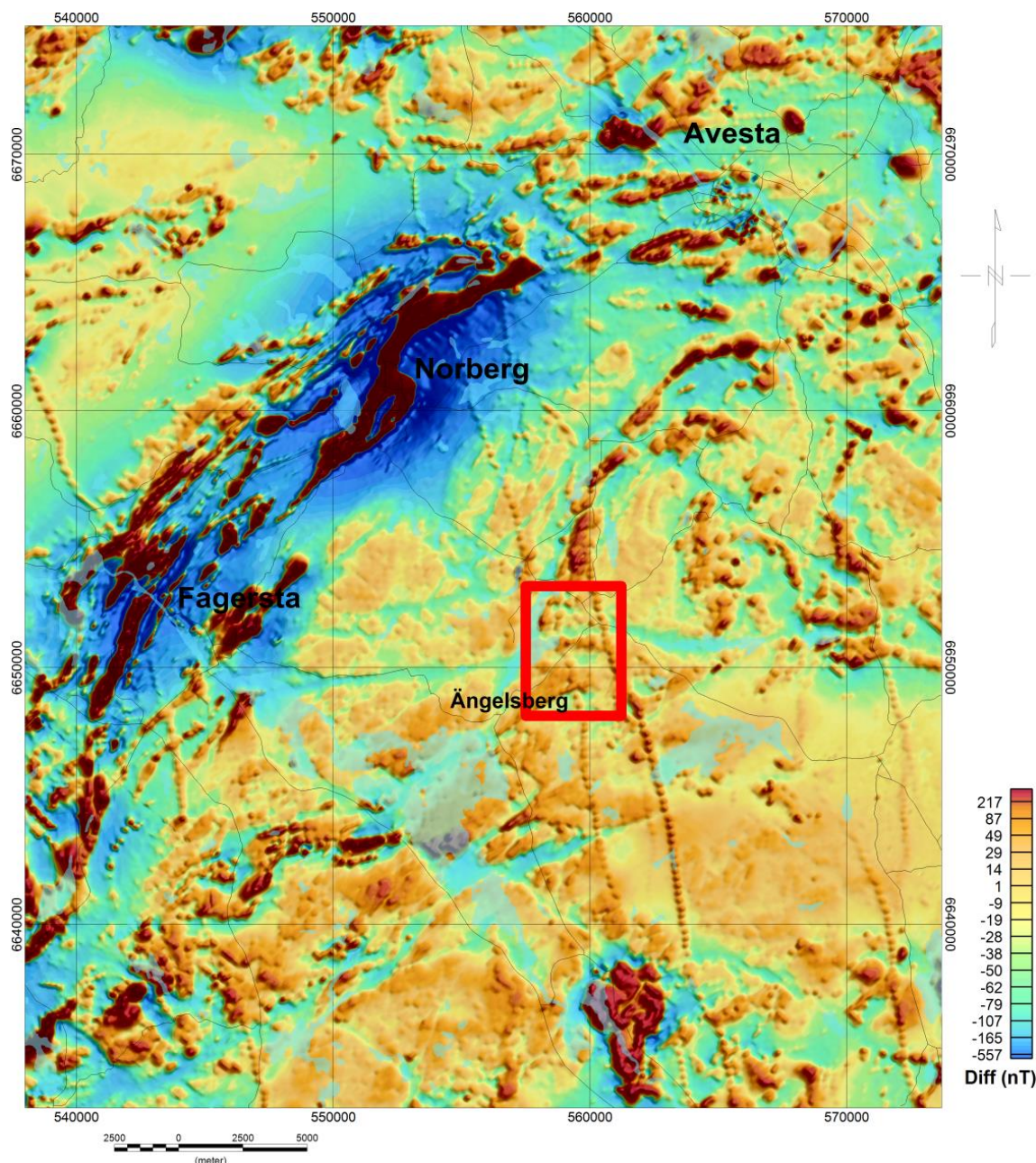
REGIONAL GEOLOGI OCH GEOFYSIK

Det undersökta området ingår i den centrala delen av Bergslagen (fig. 2), omgivet av de klassiska malmförekomsterna Sala i öster, Norberg–Riddarhyttan i väster och Garpenberg i norr. Berggrunden domineras av Palaeoproterozoiska yt- och djupbergarter bestående av huvudsakligen felsiska, lokalt hydrotermalomvandlade vulkaniter, meta-karbonatstenar (kalcitiska och dolomitiska), meta-gråvackor och kvartsiter samt meta-plutoniter (gabbro–granit) med tillhörande mafiska gångsvärmar. Yngre intrusiva bergarter utgörs av granit-pegmatit samt diabas. Närmast anslutande av ovanstående områden är Norberg, vilket domineras av skarnjärnmalmers avsatta i en kalkig–vulkanisk miljö (Geijer 1936, Ambros 1986).

På kartan som visar magnetfältets variation i regional skala syns flera högmagnetiska anomalier (fig. 3). De mest framträdande beror på skarnjärnmalmerna kring Norberg och deras utbredning i främst sydvästlig riktning. Den största delen av berggrunden i området utgörs av granitoider och deras heterogena magnetiska egenskaper framträder tydligt i figur 3. Det finns till exempel ett stort, lågmagnetiskt område nordväst om Norberg som sammanfaller väl med utbredningen av äldre granitoider. Centralt i den södra delen av området, ca 12 km söder om Ängelsberg, finns en större högmagnetisk anomali som orsakas av yngre granit med lokalt högre andel magnetiska mineral. Graniten i det här området är även titanitförande (Ripa & Kübler 2005). Flera diabaser genomkorsar området i nordnordvästlig–sydsydöstlig riktning och de syns som smala, högmagnetiska anomalier i figur 3. Vissa av diabaserna har en utsträckning på mer än 80 km (Ambros 1988).



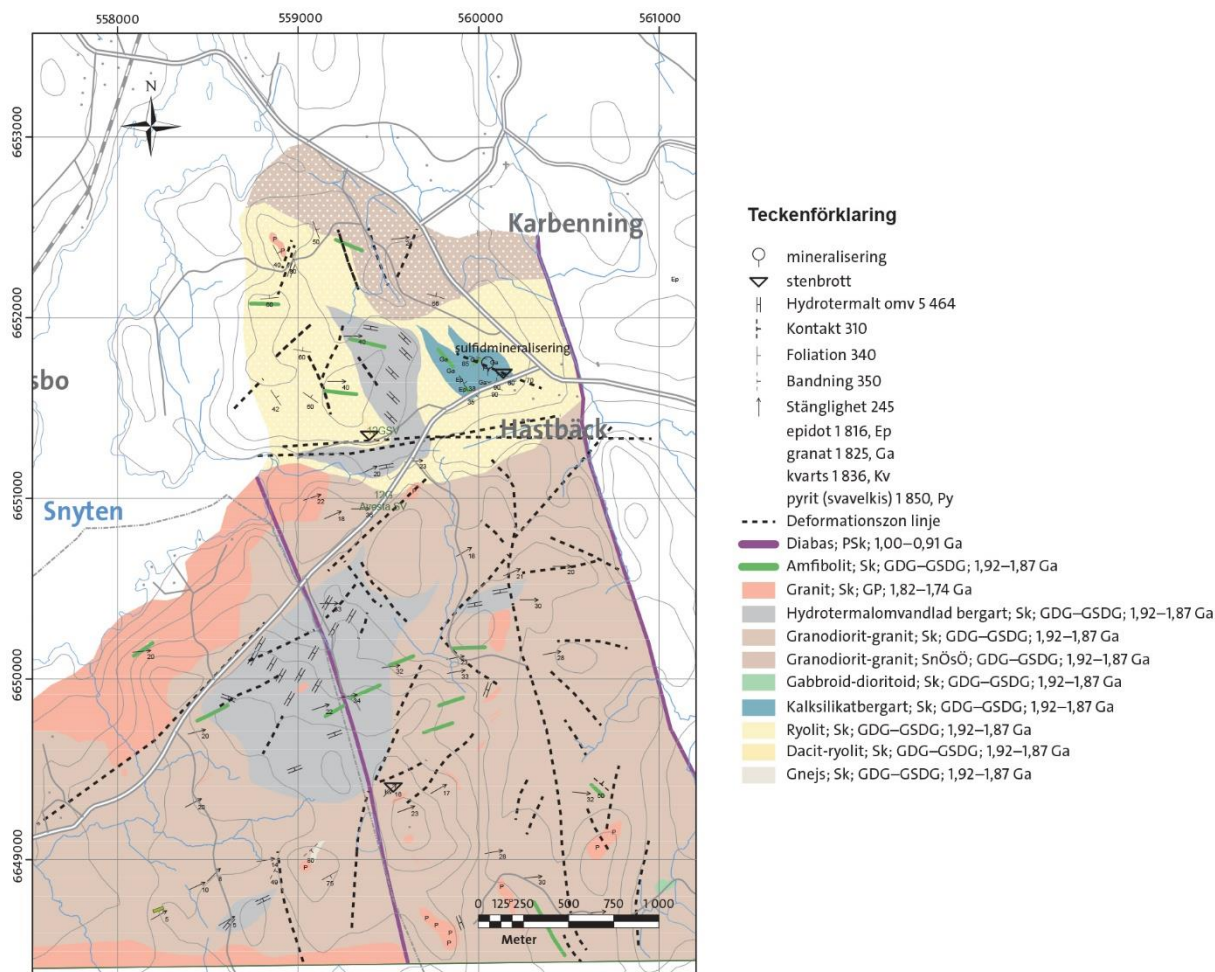
Figur 2. Berggrundsgeologi och mineralresurser. Modifierad efter Stephens m.fl. (2009). Röd markering motsvarar utsnitt i figur 4 till 7.



Figur 3. Magnetfältets variation i regional skala. Röd markering motsvarar utsnitt i figur 4 till 7.

LOKAL GEOLOGI OCH GEOFYSIK

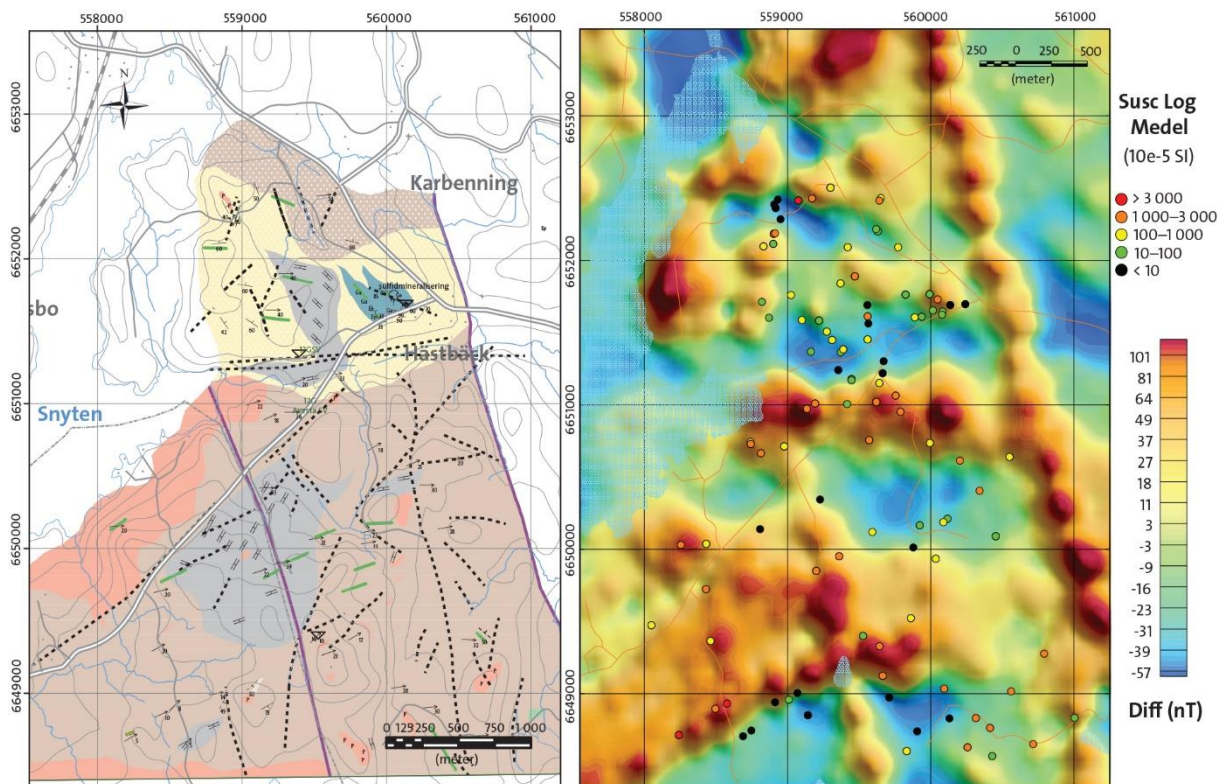
Enligt berggrundskartan Af 153 Avesta SV (Ambros 1986), domineras kartområdet helt av gnejsig granit till granodiorit. Ett nord-sydligt stråk av felsisk (sur) metavulkanit finns öster om sjön Snyten. Stråket skärs av mot söder av en öst-västligt orienterad förkastning, och mot norr av en nord-nordvästligt orienterad förkastning. Deformationszonerna är delvis utbildade som kvartsbreccior. Ambros (1986) redovisar lagring med nära nord-sydlig orientering stupande 45° åt öster inom vulkanitstråket. Tecken för inneslutningar av lagrad metavulkanit i granit finns i anslutning till Hästbäck i den norra delen av området. Centralt och i den södra delen av granitområdet, vid Stora Hoberget finns foliation observerad; inga lineationer finns dock redovisade på den tryckta kartan. Likaså saknas de rikligt förekommande gångsvärmarna av amfibolit som observerats under detta arbete, samt yngre granit och pegmatit, se figur 4.



Figur 4. Nytolkad berggrundskarta över projektområdet.

I beskrivningen till berggrundskartan Af 153 (Ambros 1988) beskrivs Bennebostråket, vilket är fortsättningen mot norr på vulkanitstråket vid Snyten. Bergarterna består av sura vulkaniter som lokalt är porfyriska med strökorn av kvarts och fältspat. Det finns även skiktade, samt strukturlösa och järnmalmsförande vulkaniter som uppvisar stor variation inom de olika bergartsleden. Det har inte varit möjligt att kartera ut specifika bergartsled inom detta stråk (Ambros 1988). Det anslutande området mot söder har beskrivits av Ripa & Kübler (2005) och som visas i figur 2 ökar inslaget av yngre granit av Malingsbotyp söderut, markerad med röd färg. Yngre granit finns även inom det område som har berörts av vår undersökning inom delar av kartområdet Avesta SV (fig. 4).

Projektområdet domineras av djupbergarter med granitisk eller granodioritisk sammansättning. En jämförelse mellan vår berggrundskarta och magnetkartan (fig. 5) ger vid handen att granitoiderna har en stor variation när det gäller deras innehåll av magnetiska mineral. De högsta susceptibilitetsvärdena på granitoiderna, upp till $5\,380 \times 10^{-5}$ SI-enheter, har uppmätts på granit vid (6651063/559755). Lokalen är belägen nära kontakten mellan ryolit i norr och granit i söder, 1 km sydväst om Hästbäck. På magnetkartan befinner sig den här mätningen inom ett högmagnetiskt område som sträcker sig parallellt med den regionala öst–västligt orienterade deformationszonen, vilken har en utsträckning från sjön Snyten vidare österut (fig. 5).



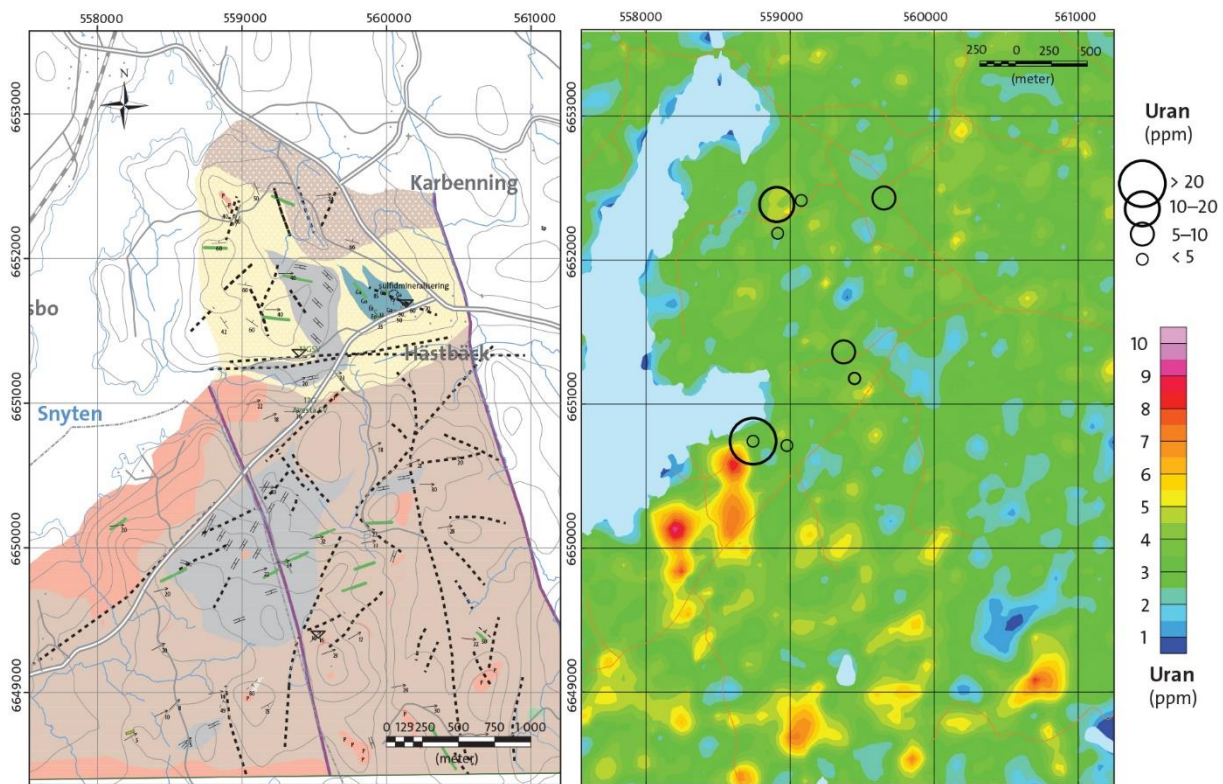
Figur 5. Kartor som visar jämförelse mellan berggrunden och magnetfältets variation i projektområdet, baserat på flygburna mätningar 2016. Punkterna representerar logaritmiska medelvärden från susceptibilitetsmätningar utförda på berghällar.

Ett annat område med högmagnetisk granit finns ca 2,5 km åt sydväst, där ett anomalt, långsträckt område i nordöstlig-sydvästlig riktning syns på magnetkartan. De susceptibilitetsmätningar som har utförts på håll i det här högmagnetiska området ger värden upp till $4\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Observationer på högmagnetisk granit i det här området har exempelvis gjorts vid (6648932/558577). Sydost om den här högmagnetiska strukturen finns ett relativt stort, lågmagnetiskt område. Där har flera observationer gjorts på granit med mycket låg susceptibilitet, oftast under 10×10^{-5} SI-enheter.

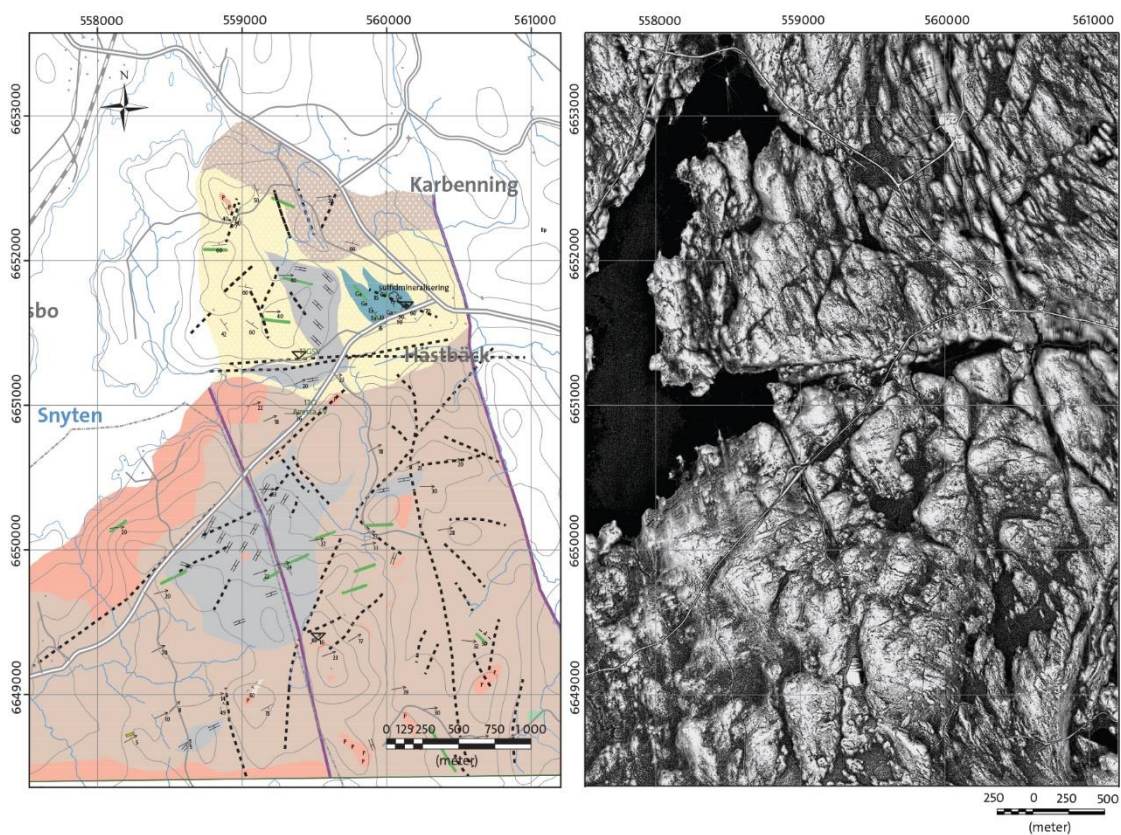
Enligt urankartan är strålningshalterna generellt låga över projektområdet (fig. 6). I de sydvästra delarna av området, nära Snytens östra strand, är uranhalterna högre vilket härrör från yngre graniter. Att de yngre graniterna är mer högstrålande än de äldre gäller generellt för det här området (Ambros 1988). Söder om projektområdet, och sydväst om Snyten, finns flera uran- och toriumanomala områden som främst orsakas av den yngre graniten.

I den östra delen av kartan över magnetfältets variation framträder en distinkt, högmagnetisk anomali som orsakas av diabas (fig. 5). Anomalin sträcker sig i nordnordvästlig-sydsydöstlig riktning och det finns en parallell högmagnetisk anomali ett par km västerut. Den västra diabasen är dock inte lika iögonfallande på grund av den heterogena magnetiseringen i omgivande berggrund. Det är ovanligt att påträffa diabas i håll eftersom de är lättvittrade. Deras utbredning kan dock bestämmas genom att kombinera information från LiDAR data (fig. 7) och magnetfältdata, eftersom diabaserna kan ses som långsträckta, topografiska sänkor (Ambros 1988).

Det förekommer amfiboliter, pegmatiter och hydrotermalt omvandlade bergarter i stora delar av projektområdet och dessa har generellt låg eller mycket låg magnetisering.



Figur 6. Kartor som visar jämförelse mellan berggrunden och uranhalten inom projektområdet, baserat på flygburna mätningar 2016. Cirklarna representerar medelvärden av uranhalter från spektromettermätningar på berghällar.



Figur 7. Kartor som visar jämförelse mellan berggrunden och topografiska skillnader i projektområdet baserat på LiDAR data.

BESKRIVNING AV OMRÅDETS BERGARTER

Svekofenniska ytbergarter

Ryolit

Ljust rödvittrande ryolit med rödgrått inre, finns i stora hållar strax norr om vägen mellan Hästbäck och Stabäck. Bergarten har rikligt med strökorn av kvarts, vilka är flera mm långa och utdragna i en stänglighet (65/20). Susceptibiliteten är måttlig och denna har uppmätts till nära noll i en lokalt hydrotermalomvandlad, helt vit del av vulkaniten. I anslutning till denna omvandling finns rikligt med helt vita, lokala kvartsblock. Cirka 500 m norr om denna lokal, centralt i vulkanitområdet finns ytterligare ljust röd, kvartsporfyrisk ryolit. Tre spektrometermätningar gjordes på den ljusröda ryoliten (6651178/559447, fig. 8–9) och de visar genomsnittliga halter på 4,4 procent kalium, 3,4 ppm uran och 14 ppm torium. Susceptibilitetsmätningar på ryoliten ger generellt låga värden, med typiska värden under 100×10^{-5} SI-enheter. Enstaka mätningar når upp till ca 400×10^{-5} SI-enheter. Ett petrofysikprov insamlades från denna lokal och analysen visar en densitet på $2\,609 \text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten 11×10^{-5} SI-enheter. En spektrometermätning gjordes även på den hydrotermalomvandlade delen av ryoliten (fig. 10). Den mätningen visade relativt liknande halter i fråga om uran och torium, medan kalium är betydligt lägre; 0,9 procent kalium, 4,3 ppm uran och 16 ppm torium. Den hydrotermalomvandlade ryoliten saknar i stort sett magnetiska mineral. *In-situ* mätningar av susceptibiliteten visar värden mellan 0 och 2×10^{-5} SI-enheter. Ytterligare ett exempel på den bleka hydrotermalomvandlade och stängliga ryoliten visas i figur 11.



Figur 8. Mätning med spektrometer på ryolit (6651178/559447). Foto: Johan Jönberger.



Figur 9. Närbild av ryolit (6651178/559447). Foto: Mats Thörnelöf.



Figur 10. Mätning med spektrometer på hydrotermalomvandlad ryolit (6651178/559447). Foto: Johan Jönberger.



Figur 11. Blekt hydrotermalomvandlad, stänglig ryolit (6651653/560015). Foto: Per Nysten.

Stora delar av den ryolitiska berggrunden strax väster om Hästbäck är skarnomvandlad, bestående av epidot och andradit, vilket visar att ryoliten ursprungligen varit karbonatförande. Exempel på detta visas i figur 12 samt i avsnitt *Skarn*.

Vulkanoklastiska, fragmentförande ryoliter har observerats i en liten väghäll nära Hästbäck och i de skarniga vulkaniterna strax norr om denna väg, med urvittrade hålrum orienterade i band (fig. 13).

Alternerande skivor av vulkanit och kraftigt deformerad, hydrotermalomvandlad granit leder till en svårbedömd gränsdragning mellan dessa bergartstyper. Lokalt kan den kraftigt deformerade bergartens ursprung karteras ut, men det finns även lokaler där detta inte är möjligt.



Figur 12. Ursprungligen karbonatskiktad ryolit med metamorft nybildad, brun andraditisk granat (6651609/559937). Foto: Per Nysten.



Figur 13. Vulkanoklastit (6651624/560079). Notera de avlånga, mörkgrå, kantiga fragmenten. Foto: Per Nysten.

Dacit

Bergarter med dacitisk sammansättning har observerats på två olika platser inom vulkanitområdet. Längst i norr, ca 2 km väster om Karbenning, finns en ca 20 m mäktig skiva av grå fältspatporfyrisk, svagt deformerad dacit. Bergarten har, på grund av riklig dissemination av 2–3 mm stora magnetitblaster, en hög susceptibilitet $2\,000\text{--}7\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. De vita, euhedra plagioklaskornen är upp till 4 mm stora i en grågrön, finkornig grundmassa (fig. 14–16).



Figur 14. Mätning med spektrometer på den högmagnetiska daciten (6652414/559077). Foto: Johan Jönberger.



Figur 15. Fältspatporfyrisk dacit med metamorft nybildad magnetit (6652414/559075). Foto: Per Nysten.

Tre spektrometermätningar på den här bergarten visar genomsnittliga halter på 2,4 procent kalium, 4,5 ppm uran och 11 ppm torium (6652414/559077). Det togs också ett petrofysikprov från den här lokalen och analysen av provet gav densiteten $2\,793\text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten $2\,150 \times 10^{-5}$ SI-enheter.

Även omgivande partier med en tydligt relik granitisk textur och kornstorlek, innehåller rikligt med magnetit och små mikroklinblaster. Graniten är dock kraftigt deformerad med cm stora skivor av kvarts. Magnetit- och mikroklinblasterna är troligen en reaktionsprodukt av nedbrutna FeMg-silikater som biotit och hornblände.



Figur 16. Närbild av dacit (6652414/559075). Foto: Mats Thörnelöf.

Strax väster om vägen mellan Hästbäck och Stabäck finns i de södra delarna av vulkanitområdet en aktiv liten bergtäkt med en ca 30 m lång brytningsfront orienterad i öst-väst och med ca 10 m höjd. Denna är huvudsakligen upptagen på en grå, dacitisk metavulkanit (fig. 17–19). Bergarten är kraftigt folierad och skivigt uppdelad, samt skölzoner rika på fyllosilikater förekommer. Kvartsfyllda sprickor orienterade *en echelon* finns även och lokalt syns epidot som sprickfyllnad. I fronten syns en öppen veckning i daciten med en nordligt orienterad, flack veckaxel. Den östra veckskänkeln är avskuren av en förkastning, där förkastningsplanet stryker mot norr och stupar ca 45° åt öster. Disseminerad pyrit är vanligt förekommande i bergarten. I de västra och östra väggarna av täkten syns en kataklastiskt deformerad, mer ljus rödbrun metavulkanit. Som sprickfyllnader i denna förekommer delvis drusig (öppna hålrum) euhedral kalcit, adular och vit laumontit, samt små väl utbildade pyritkristaller i aggregat. I täktens sprängmassor har dessutom pegmatitblock innehållande molybdenglans noterats.

Det gjordes tre spektromettermätningar på de mycket branta bergväggarna i stenbrottet (6651362/559371). Mätningarna visade genomsnittliga halter på 2,8 procent kalium, 5,8 ppm uran och 9,3 ppm torium. Det bör noteras att spektromettermätningarna kan ha påverkats av den dåliga mätgeometrin på grund av de branta bergväggarna i stenbrottet. Ett bergartsprov för petrofysisk analys samlades in från daciten och provet har densiteten $2\,728\text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten 30×10^{-5} SI-enheter. Bergartens innehåll av magnetiska mineral är generellt lågt med susceptibilitetsvärden väl under 100×10^{-5} SI-enheter ($n = 25$), men det finns tunna partier i daciten som har betydligt högre andel magnetit. Susceptibilitetsmätningar på de magnetitrika horisonterna ger värden över $8\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter.



Figur 17. Översikt av den norra delen av karteringsområdet. Bergtåkten i bakgrunden (6651005/559416). Foto: Per Nysten.



Figur 18. Vy mot norr, detalj av brytningsfronten i bergtåkten. I den vänstra delen syns ett öppet veck med en flack axel mot norr. Centralt i bilden syns en förkastning som skär av veckets högra skänkel. Notera även lokaliserade fyllosilikatrika zoner samt kvartsfyllda sprickor (6651383/559389). Foto: Per Nysten.



Figur 19. Mätning med spektrometer på den mycket branta bergväggen i stenbrottet (6651362/559371). Foto: Johan Jönberger.

Skarn

Området strax öster om Hästbäck domineras av felsisk metavulkanit (ryolit till dacit) som innehåller rikligt med epidot, kvarts och andradit. Skarnet bildar disseminationer, körtlar och lokalt veckade band av både andradit och epidot (fig. 20–21). Kvarts finns även som sprickfyllnader och breccior. En tydlig kvartbrecciezoon kan följas i den skarniga ryoliten med utsträckning i väst–nordvästlig riktning och ett litet stenbrott har upptagits i breccian för utvinning av kvarts. I anslutning till brecciezonen finns även en sulfidskärpning i form av ett litet provbrott i sydsidan av en skarnbandad ryolit. Brottet är igenväxt och de geologiska relationerna till skarnet är svåra att se. I anslutning till skärpningen finns en liten varphög med rostvittrade sulfidrika block. Koncentrationer av rostiga block finns ca 30 m söder om hällen på det nuvarande hygget, dock utan synliga hällar. Utbredningen av mineraliseringen är därmed okänd och torde kunna fastställas med hjälp av markmätning av magnetfältet. Mineraliseringen beskrivs i detalj i kapitel *Naturresurser*. Det skarniga partiet är ca 400 × 400 m stort och övergår mot väster i skarnfri metavulkanit. Amfibolitgångar är vanliga i området tillsammans med den skarniga metavulkaniten. Båda bergarterna intraderas av pegmatitgångar.



Figur 20. Kompakt till bandat andradit–kvarts–epidotskarn (6651762/559824). Foto: Per Nysten.



Figur 21. Hornbländefläckig amfibolitgång som intruderar skarnig ryolit (6651765/559992). Foto: Per Nysten.



Figur 22. Bandad, lokalt veckad metagråvacka–sedimentgnejs (6649015/559069). Foto: Per Nysten.

Gnejsig metagråvacka

I östra kanten av Stora Malingsboklint finns bandade gnejsiga bergarter vars ursprung är något osäkert. Delvis liknar dessa ortognejser med granitiskt ursprung och delvis finns glimmerrik paragnejs som troligen har ett sedimentärt ursprung. Dessa visar brantstående bandning med alternerande kvarts-fältspatrika och biotit–muskovitrika band. Veckning kring brantstående veckaxlar förekommer och även omveckade veck. Bergarten intruderas av decimeterbredda vita pegmatitgångar (fig. 22).

Svekofenniska djup- och gångbergarter

Granit till granodiorit

Det karterade området domineras helt av granitiska till granodioritiska bergarter. De är regionalt deformerade och uppvisar en flack stänglighet med huvudsakligen östlig stupning. Ljust gråröda, jämnkorniga till mikroklinporfyriska varianter finns, där de ursprungliga mikroklinmegakristerna består av omkristalliserade aggregat upp till flera centimeters storlek. I kontaktzoner mot vulkanitområdet i norr finns ojämnkornig granitoid som tolkats vara en subvulkanit (fig. 23).



Figur 23. Finkornig porfyrisk granit eller ryolit. Notera omkristalliserade mikroklinaggregat som brunröda fläckar i bergarten (6652183/558903). Foto: Per Nysten.

Underordnat finns även ljusgrå, kvartsrika, leukokratiska, biotitförande varianter. Möjligen skulle dessa kunna ha en tonalitisk sammansättning. Kemisk analys av en rödgrå till grå kvartsrik granodiorit, (PNY160097A, 6652215/559619) visar SiO_2 75,8 % och K_2O 1,5 %, medan en ljus röd till grågrön granit (PNY160063A, 6649951/559360) har liknande SiO_2 halt men K_2O 3 %.

Ca 600 m sydväst om Karbennings kyrka gjordes tre spektrometermätningar på en stänglig granit (6652431/559651, fig. 24–25). Den här graniten har betydligt lägre halter av främst uran och torium jämfört med den yngre, röda Malingsbograniten. Även kaliumhalten är lägre.

Spektrometermätningarna uppvisar i genomsnitt halterna 3,6 % kalium, 5,4 ppm uran och 16 ppm torium. Susceptibilitetsmätningar på graniten vid den här lokalen visar relativt samstämmiga värden mellan 500 och $1\,200 \times 10^{-5}$ SI-enheter ($n = 17$). Det togs också ett petrofysikprov från samma lokal och provet har densiteten $2\,654 \text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten 920×10^{-5} SI-enheter.

Längre åt sydväst, ca 600 m öster om gården Stavsänget vid Snydens östra strand, gjordes två spektrometermätningar på en röd, massformig, mikroklinporfyrisk granit (6650712/558977, fig. 26–27). Mätningarna visar att den här varianten har liknande strålningssignatur som den stängliga graniten nära Karbennings kyrka. I medeltal var halterna 4,1 % kalium, 4,2 ppm uran och 14 ppm torium. Susceptibilitetsmätningarna på hällen ger värden mellan 300 och $1\,200 \times 10^{-5}$ SI-enheter ($n = 8$). Det samlades också in ett petrofysikprov som har densiteten $2\,596 \text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten $1\,480 \times 10^{-5}$ SI-enheter.



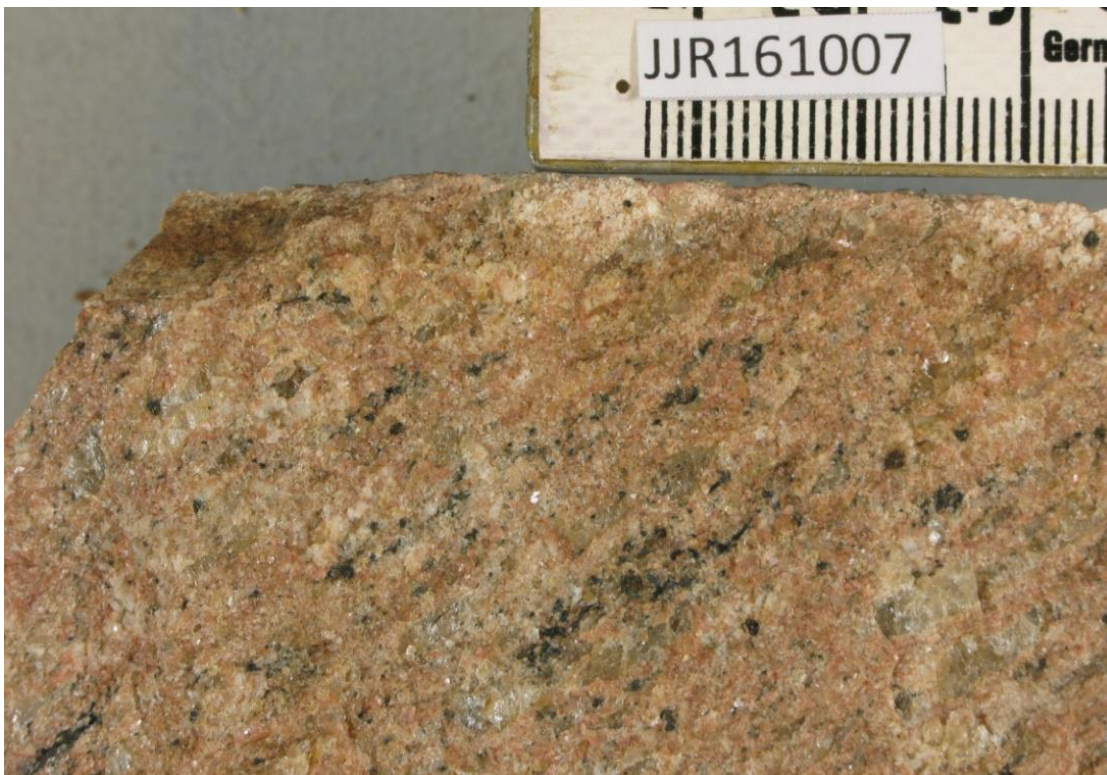
Figur 24. Mätning med spektrometer på den stängliga graniten (6652431/559651). Foto: Johan Jönberger.



Figur 25. Närbild av den stängliga graniten (6652431/559651). Foto: Mats Thörnelöf.



Figur 26. Mätning med spektrometer på mikroklinporfyrisk granit (6650712/558977). Foto: Johan Jönberger.



Figur 27. Omkristalliserad, reliktporfyrisk, stänglig granit (6650712/558977). Foto: Mats Thörnelöf.

Typiskt utseende för den friska gråröda, stängliga graniten och en skarp kontakt mellan gråröd granit och grå granodiorit, visas i figur 28 och 29. Dessa bergartstyper dominerar helt i den södra delen av projektområdet.



Figur 28. Ljust gråröd, stänglig, frisk granit (6649365/558462). Foto: Per Nysten.



Figur 29. Kontakt mellan granit och granodiorit (6649850/559200). Foto: Per Nysten.

Gabbro

Strax norr om Rudtjärnen finns väghällar inom ett ca 10×20 meter stort område med medelkornig, svagt deformerad till massformig, något ojämnkornig gabbro även innehållande vita plagioklasådror. Gabbron är troligen comagmatisk med den dominerande granitoiden i området och kan kopplas samman med det större gabbromassivet som finns söder om Dammsjön (Ambros 1986).

Amfibolit

Gångsvärmar av mafiska bergarter är vanliga i området och dessa intruderar både granitoider och felsiska vulkaniter (fig. 30–34). Den dominerande bredden på gångarna är 0,5 till 1 m med ett maximum av något 10-tal meter. Gångarna är så pass vanliga att enbart ett urval har representerats i kartbilden. De gångar som finns inom granitoiderna i söder är i stort sett parallella och stryker i $45\text{--}70^\circ$ med stupning $50\text{--}80^\circ$. Kylida kontakter är vanliga och de centrala delarna är ställvis hornbländefläckiga. Multipla intrusioner förekommer även där de olika delarna skär över varandra. Inom vulkanitområdet i norr är gångarna orienterade i $90\text{--}120^\circ$ med branta stupningar. Speciellt i de skarnrika vulkaniterna finns en vacker bandning med alternerande mörka amfiboliter, ljusa ryoliter och brun-gröna skarnband. Lokalt finns även inlagrade tunna, felsiska (vulkaniska?) delar i amfiboliten samt reaktionsbårder vid kontakterna. I partier som genomgått stark plastisk deformation är gångarna omvandlade till hornblände–biotitskiffrar. Den mäktigaste amfibolitgången finns i det sydligaste området och dess orientering avviker från de övriga. Kontakten mot omgivande berggrund stryker ca 120° . Gången är heterogent bandad med fin- till grovkorniga delar. Den är diffust hornblände- och plagioklasfläckig, samt intruderar/växellagrar med pegmatitgångar. Bandningen skärs av tunna subparallella plagioklasfyllda sprickor.

Det gjordes en spektromettermätning på en amfibolitgång som slår igenom granit av Malingsbotyp (6650742/558742, fig. 30). Mätningen visade halter på 1,0 procent kalium, 1,9 ppm uran och 4,3 ppm torium. Det bör påpekas att halterna från mätningen kan vara något högre än vad som skulle vara fallet om gången hade varit bredare, eftersom den högstrålande graniten befann sig relativt nära instrumentet. Amfiboliterna har i stort sett samma låga magnetisering över hela området med susceptibilitetsvärden på ca 60×10^{-5} SI-enheter. Den här gången utgör inget undantag med värden mellan 48 och 62×10^{-5} SI-enheter ($n = 8$).



Figur 30. Mätning med spektrometer på amfibolitgång som slår igenom granit av Malingsbotyp (6650742/558742). Foto: Johan Jönberger



Figur 31. Deformerade amfibolitgångar med mellanlagrade skivor av ryolit (6652096/559832). Foto: Per Nysten.



Figur 32. Amfibolit som gångsvärmar i granit. Notera den korsande pegmatitgången (6649850/559200). Foto: Per Nysten.



Figur 33. Multipla intrusioner av mafiska gångar (amfibolit) med ryolitinnestutning (6652096/559832). Foto: Per Nysten.



Figur 34. Cirka 5 m bred amfibolitgång som intruderar granit (6651840/559370). Foto: Per Nysten.

Yngre djupbergart tillhörande GP-sviten

Granit

Röd, medel- till fint medelkornig, massformig till svagt deformerad granit av Malingsbotyp dominerar i de västra och sydvästra delarna av området. Graniten är anomalt högstrålande och anrikad på torium och uran. Den här graniten finns exempelvis vid sjön Snytens östra strand där det utfördes tre spektrometermätningar på graniten (6650742/558742, fig. 35–36). De genomsnittliga halterna för mätningarna visar att graniten innehåller 4,9 procent kalium, 23 ppm uran och 25 ppm torium. Susceptibilitetsmätningar på hälletan ger värden mellan 100 och $1\,200 \times 10^{-5}$ SI-enheter ($n = 17$). Även ett petrofysikprov samlades in och densiteten för detta var $2\,614 \text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten 930×10^{-5} SI-enheter.



Figur 35. Mätning med spektrometer på Malingsbogranit (6650742/558742). Notera den bandade, ljusgrå granitinneslutningen. Foto: Johan Jönberger.



Figur 36. Närbild av massformig granit av Malingsbotyp (6650742/558742). Foto: Mats Thörnelöf.

Öster om Stora Hoberget finns flera flacka skivor och mindre massiv av granit till pegmatitgranit, som har intruderat äldre ofta starkt deformerade granitoider (fig. 37–38).



Figur 37. Typiskt exempel på brandskadat träd på pegmatitgranit, strax öster om Stora Hoberget (6649934/560035). Foto: Per Nysten.



Figur 38. Granite av Malingsbotyp med comagmatiska körtlar av pegmatit (6649934/560035). Foto: Per Nysten.

Ett större toriumanomalt område mellan sjön Åmänningen och Märresjön besöktes med spektrometer (6646903/557961, fig. 39–40). Det här området är beläget ca 1,5 km söder om projektområdet, vars utbredning visas i figur 4–7 (se kapitel *Lokal geologi och geofysik*). I det toriumanomala området påträffades berghällar bestående av granit av Malingsbotyp. Två mätningar på bergarten gav i medeltal halterna 5,1 procent kalium, 8,7 ppm uran och 58 ppm torium. Susceptibilitetsmätningar på hälletan visar på en homogen magnetisering med värden mellan $1\,100$ och $1\,900 \times 10^{-5}$ SI-enheter ($n = 19$). Det togs också ett bergartsprov för petrofysisk analys och det har densiteten $2\,624 \text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten $1\,880 \times 10^{-5}$ SI-enheter.



Figur 39. Mätning med spektrometer på den toriumanomala graniten av Malingsbotyp mellan sjön Åmänningen och Märresjön (6646903/557961). Foto: Johan Jönberger.



Figur 40. Närbild av massformig, toriumanomal granit av Malingsbotyp (6646903/557961).
Foto: Mats Thörnelöf.

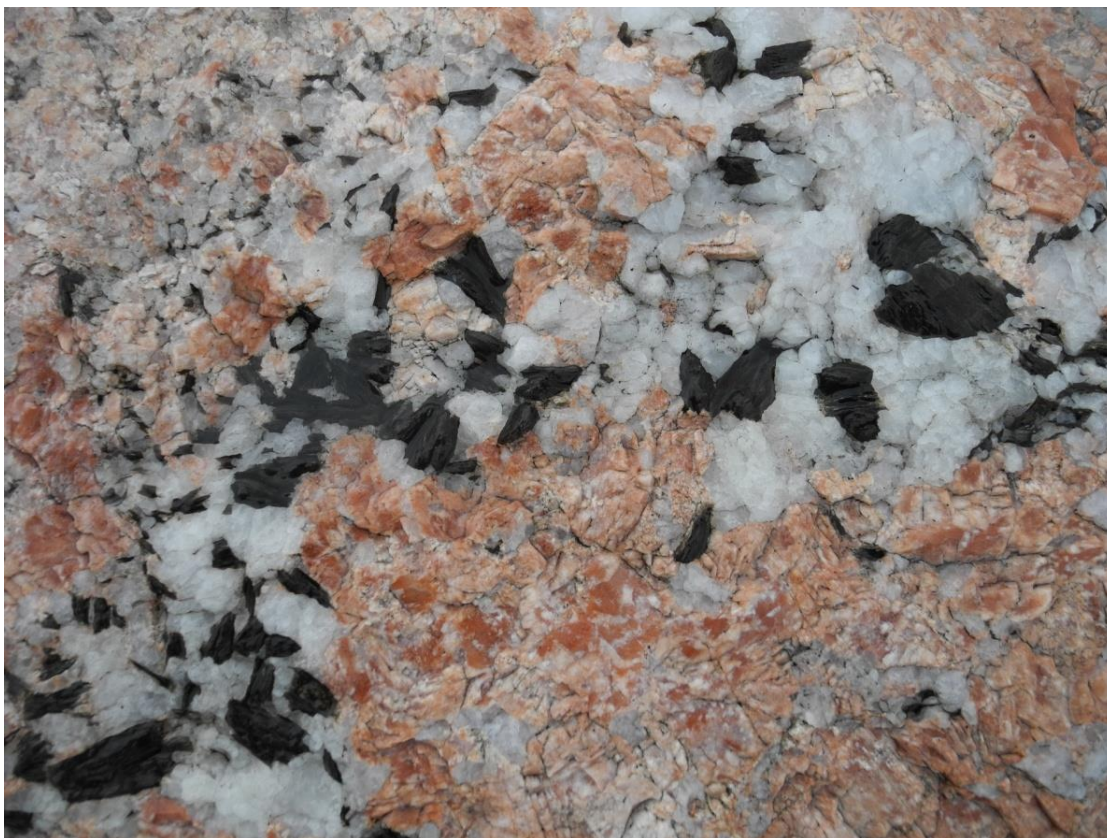
Pegmatit

Bergarten uppträder som mindre massiv upp till 100 m i längd och bildar då ryggar och mindre berg, vilka visar relief mot omgivande granitoider. Pegmatitgångar av decimeter till några meters bredd uppvisar tydliga intrusiva kontakter mot omgivande berggrund. Pegmatitmassiven är sammansättningsmässigt primitiva "*ceramic type*" (Cerny 1991) med skriftgranitisk textur. I områdets nordligaste del 1,3 km sydväst om Karbennings kyrka finns ett markant massiv av muskovitrik pegmatit med ljust röd mikroklin, vit plagioklas och kvarts, samt lokalt några mm stora, gulgröna korn och kristaller av ett mineral som tolkas vara krysoberyll (BeAl_2O_4). Små becksvarta, glasiga till submetalliska korn finns disseminerat och på sprickor i bergarten, troligen mineralet thucholit vilket är uranförande pyrobitumen. Spår av kolumbit har även noterats (fig. 41–42). Pegmatitmassivet har undersökts geofysiskt med avseende på spektromettermätningar och petrofysisk provtagning (6652386/558907). Tre spektromettermätningar utfördes med följande genomsnittshalter: 3,5 procent kalium, 11 ppm uran och 10 ppm torium. Pegmatiten innehåller i stort sett inga magnetiska mineral. De susceptibilitetsmätningar som gjordes i fält visar värden mellan 0 och 4×10^{-5} SI-enheter. Petrofysikprovet visar densiteten $2\,613\text{ kg/m}^3$ och susceptibiliteten 2×10^{-5} SI-enheter.

Liknande pegmatitmassiv finns även längst i söder inom naturreservatet Hobergsklack. Muskovit, och underordnat biotit, är vanliga glimmermineral i de flesta pegmatiter inom området. Exempel på en zonerad pegmatitgång som intruderat granodiorit visas i figur 43.



Figur 41. Mätning med spektrometer på pegmatit (6652386/558907). Foto: Johan Jönberger.



Figur 42. Närbild av pegmatitgång med muskovit som bladpackar i kvartskörtlar, omgivna av grovkristallin mikroklin (6652502/559300). Foto: Per Nysten.



Figur 43. Zonerad pegmatitgång som intruderat granodiorit (6649850/559200). Foto: Per Nysten.

STRUKTURER OCH METAMORFOS SAMT HYDROTHERMALA OMVANDLINGAR

Vid en lokal strax öster om Gillermossen har en metamorft omvandlad mafisk gång eller mafiskt lager observerats med sub- till euhedrala plagioklaskristaller, upp till 2×3 centimeter stora. Kristallerna bildar delvis radiellt orienterade aggregat, dels regellöst orienterade vita rektangulära fältspater i ett matrix av biotit (fig. 44). Plagioklaskristallerna växer över foliationen som definieras av biotit i bergarten och är därför bildade efter deformationen. De är bildade genom så kallad blastesis, vilket är tillväxt genom omkristallisation under metamorfos. Den svartvita bergarten omges av porfyrisk, stänglig till bandad granit, där man kan se en korntillväxt av kvarts nära kontakten mot den mafiska bergarten. Initialt misstänktes att de vita kristallerna kunde bestå av skapolit men dessa har entydigt identifierats som plagioklas med hjälp av röntgendiffraktionsundersökning vid SGU.

Plastisk deformation

Den äldre berggrunden är generellt sett kraftigt deformerad och omvandlad. Granit och granodiorit är flackt stänglig, med utdragna kvartskorn och mikroklinaggregat. Vulkaniterna ger ett mer bandat och folierat intryck, dock är stänglighet lokalt tydligt utbildad. Plastisk deformation och muskovitbildning är mycket vanlig. Centralt i dessa ofta flera meter breda zoner, finns ren kvarts av några decimeters mäktighet (fig. 45). Muskoviten är folierad samt småveckad (krenulerad) och övergår till mer välbevarad granit finns. Lokalt är gränsen dock relativt skarp (några centimeter till decimeter, fig. 46). De mest omvandlade bergarterna är svåra att klassificera till sitt ursprung och rena glimmerskiffrar finns vars ursprung inte går att härleda. Ett sådant exempel ses väster om Karbenning (6652420/558932), där ett mindre stenbrott upptagits i en hårt deformerad ”granit”.



Figur 44. Metamorft bildade euhedra plagioklaskristaller i biotitmatrix, där fältspaten växer över foliationen i den omvandlade mafiska gången (6650211/560117). Foto: Per Nysten.



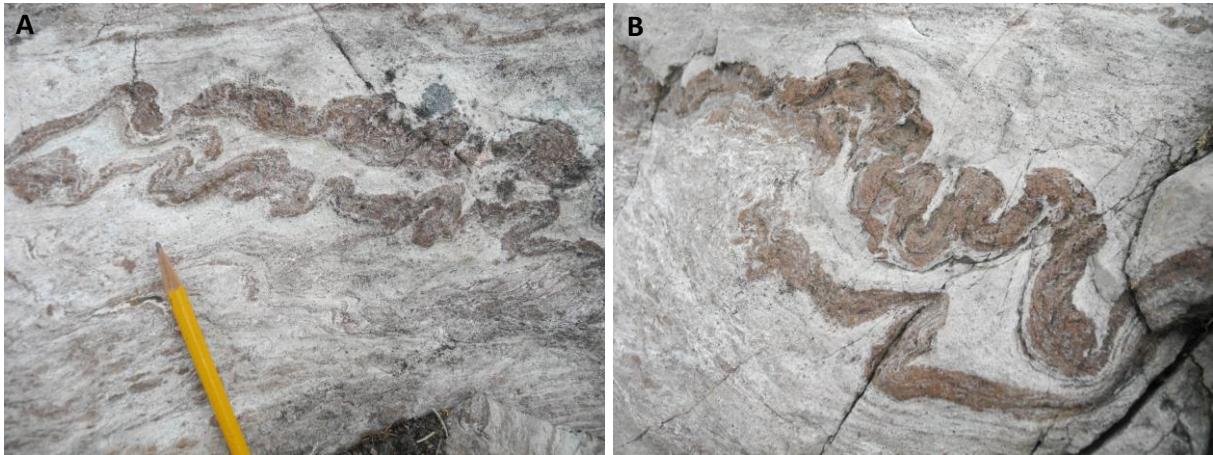
Figur 45. Exempel på lokal plastisk deformation av granit i en skjuvzon. Central kvartszon omgiven av muskovit (6652090/559772). Foto: Per Nysten.



Figur 46. Skarp gräns mellan måttligt muskovitomvandlad granit till höger och helt omvandlad granit (glimmerkvartsit) dominerad av brant, småveckad glimmer till vänster (6652113/558900). Foto: Per Nysten.

Glimmeromvandling av vulkaniter, lokalt även åtföljd av cordierit, ledande till glimmerkvartsiter har beskrivits av Ambros (1988). Detta gäller framför allt från centrala Norberg till Riddarhyttan. Ingen entydig förklaringsmodell ges men troligt är att en tidig synvulkanisk omvandling har skett, med efterföljande metamorf överprägling. Inom det nu undersökta området har även djupbergarterna med rumsligt associerade vulkaniter omvandlats, varför omvandlingen inte enbart kan vara en tidig, ytlig process. Cordierit har dock inte påvisats entydigt i projektområdet. Från LiDAR data (se fig. 7 i kapitel *Lokal geologi och geofysik*) ses tydliga linjära sänkor med flera huvudriktningar, dels i nordnordväst till nordväst och dels nordöst. Lokalt möts ett flertal av dessa centralt inom delar av det karterade området. Berggrunden är troligtvis speciellt kraftigt omvandlad längs med dessa sänkor/lineament och i synnerhet där de korsar varandra. I landskapet syns dessa sänkor tydligt och håller saknas helt. Omvandlingen i de topografiska sänkorna kan härledas från lokala block som innehåller rikligt med muskovit och kvarts, och tolkas här som resultatet av en lokaliserad plastisk till spröd deformation.

I det norra vulkanitområdet visar skarnomvandling dessutom att en metamorf omvandling och plastisk deformation under epidot-amfibolitfacies skett (fig. 47A, B). Ingen tydlig muskovitomvandling ses i skarnet; dock finns det en yngre, kloritförande mineralisering i skarnmiljö (se kapitel *Naturresurser*). Figur 48 visar ett exempel på kraftig deformation och metamorfos av en ursprunglig mafisk gång.



Figur 47. A. Skarnig vulkanit med andraditrika delar, visande asymmetriskt till ptygmatiskt veckade granatlager omgivna av heterogent slirig ryolit (6651563/560015). Foto: Per Nysten. **B.** Närbild av det veckade andraditlagret (6651563/560015). Foto: Per Nysten.



Figur 48. Intensivt tvärveckad amfibolit (6651582/559220). Foto: Per Nysten.

Spröd deformation

Rent spröda zoner finns där kvarts breccierar berggrunden i ett nätverk av ådror, med lokala små öppna hålrum där rudimentära kvarskristaller har utbildats. Underordnat har även violett fluorit observerats i anslutning till en öst–västligt orienterad, markant kvartsbreccia strax väster om Hästbäck (PNY160040, 6651240/559354). Tydlig spröd kvartsbreccia finns i den granatskarniga ryoliten vid Hästbäck (fig. 49) och i ryolit nordväst om Hästbäck (fig. 50). En indikation på tidig

kvartsbrecciering (äldre än 1,8 Ga) ses i det nordliga ryolitområdet (fig. 51). Stora deformationszoner (delvis spröda) syns även regionalt i det geofysiska och topografiska underlaget. En tydlig öst–västorienterad, lågmagnetisk zon sammanfaller med utbredningen av sjöarna Snyten och Långsjön. Kvartsbrecciering inom det nykarterade området omnämns även av Ambros (1988).

Noterbart är även den kataklastiskt deformerade daciten som har observerats i den aktiva bergtäkten strax väster om Hästbäck (se kapitel *Beskrivning av områdets bergarter*, avsnitt *Dacit*). Euhedral laumontit och adularkristaller i öppna hålrum, visar tydligt på spröd deformation under lågmetamorfa betingelser. Laumontits stabilitetsområde är experimentellt bestämt till ca 150–300°C vid tryck lägre än 3 kbar. Laumontit kan även bildas metastabilt vid lägre temperatur (Boles 1981). Utsträckning och riktning av den kataklastiska zonen är jämförbar med ovan beskrivna öst–västliga kvartsbreccia. Troligtvis har dessa zoner reaktiverats under Svekonorvegisk tid, då ett västligt orienterat tryck (stressfält) öppnade öst–västligt orienterade spricksystem.



Figur 49. Spröd kvartsbrecciering av ett kompetent andraditlager. Notera plastisk deformation i den omgivande ryoliten (6651765/559992). Foto: Per Nysten.



Figur 50. Lokalt spröd kvartsbrecciering (öppna hålrum) med omgivande folierad, plastiskt deformerad muskovitrik bergart, samt brun götit/limonit i en omvandlad zon (6651240/559354). Foto: Per Nysten.



Figur 51. Exempel på relativ datering. Pegmatitgång som tillhör Malingsbogranit (ca 1,8 Ga) intruderar ryolit (ca 1,9 Ga) som är kvartsbreccierad och klipper även denna. Detta ger en uppfattning om när breccieringen skedde. OBS: ingen genomgripande muskovitomvandling har drabbat ryoliten här (6652183/558903). Foto: Per Nysten.

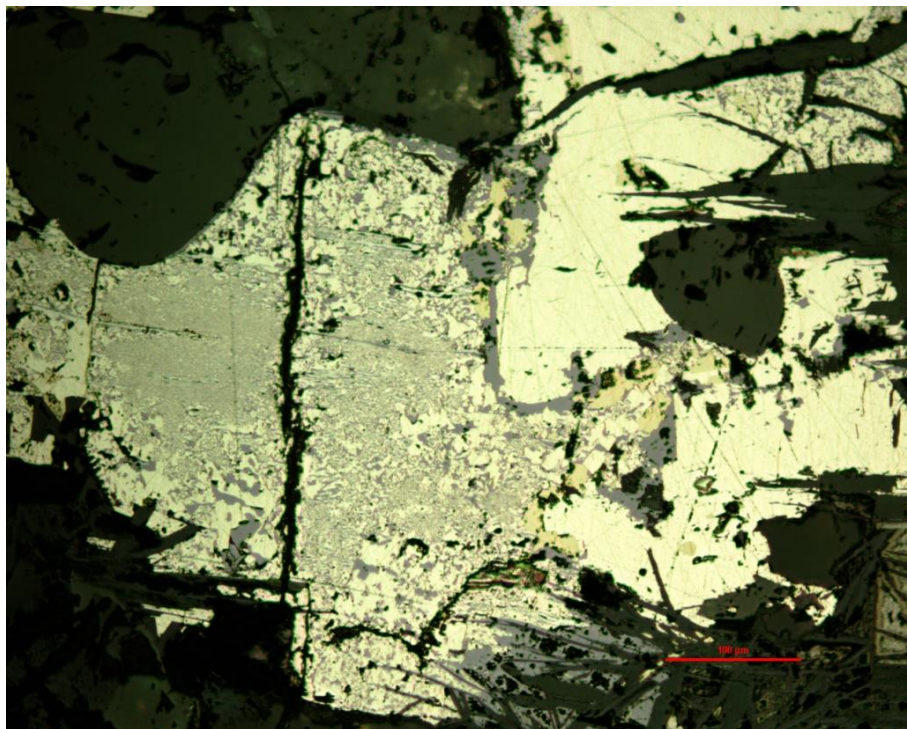
NATURRESURSER

Två små stenbrott upptagna på kvarts har dokumenterats vid Hästbäck (6651690/560136) samt inom Stora Hobergets naturreservat. Brottet vid naturreservatet (6649400/559527) är ca $8 \times 2,5 \times 2$ meter stort och vattenfyllt. Det mesta av kvartsen är bortbruten och man kan se en ca $1 \times 1,5$ meter stor yta med restmaterial i den östra väggen. Kvartsen är ren till måttligt ren med fältspat och biotitådror som inneslutningar. Brottet är orienterat i öst–väst och kvartsen omges av stänglig granit och amfibolit. Bergtäkten vid Hästbäck har beskrivits ovan (se kapitel *Beskrivning av områdets bergarter*, avsnitt *Skarn*).

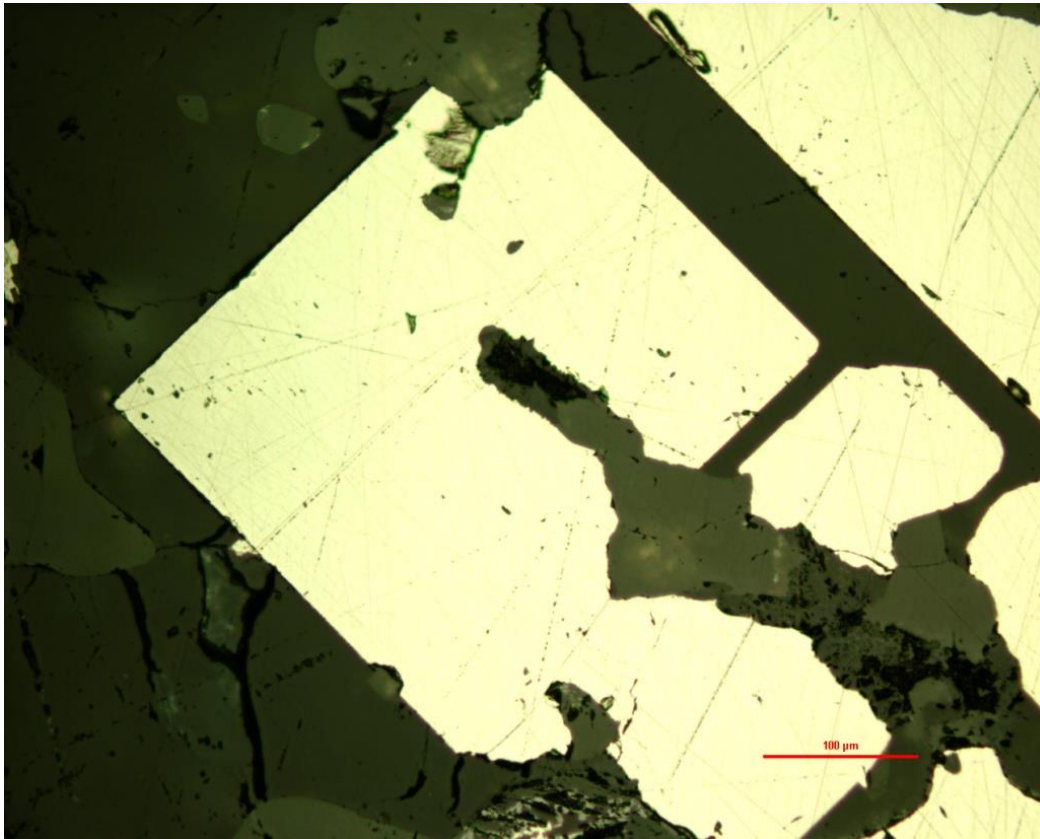
Sulfidförekomst vid Hästbäck

Vid en nyligen utförd skogsavverkning strax nordost om gränsen till brandområdet, helt nära Hästbäck, finns en skärpning i sydvästkanten av en skarnig vulkanithäll. Hålet är ca 3×2 meter stort och bevuxet med sly, och i anslutning till detta finns en liten varphög med granat-, epidot- och kvartsskarniga mycket rostiga block. Denna typ av block finns även på några ställen på det markberedda hygget ca 20–30 m söder om skärpningen, utan att man ser något gruvhål. Det finns borrhål i blocken varför det inte rör sig om morän. Förutom skarnmineral består blocken av rikligt med disseminerad pyrit i en finkornig, kvartsig grundmassa. En svag bandning mellan kvartsrika och skarniga partier kan ses. Kemisk analys visar anomala halter av LREE + Y (summa 6 500 ppm), samt koppar (1 420 ppm).

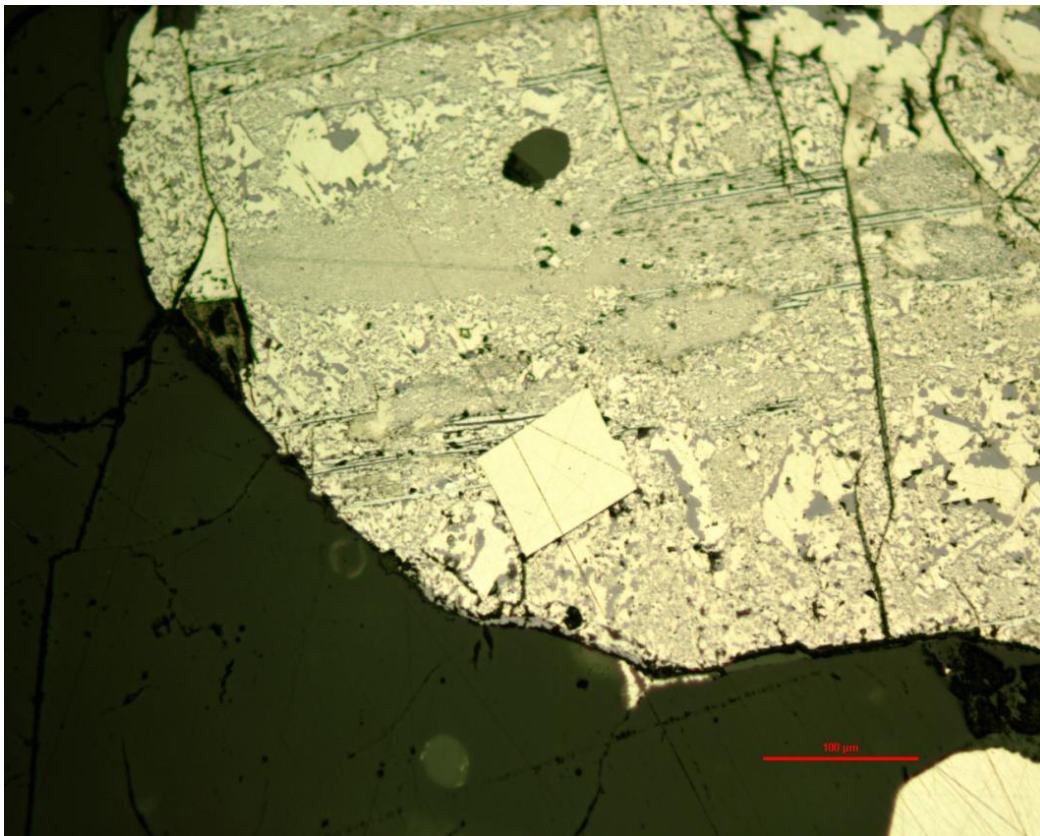
Prov för mikroskopi har preparerats från pyrit-rika partier i en grundmassa dominerad av kvarts och matt gröna, finkorniga partier. I polerprov syns sub- till euhedra, stora pyritkorn, lokalt grafiskt sammanväxta med magnetit. Möjligen är delar av detta markasitomvandlat. Underordnat finns helt omvandlad magnetkis vilken även uppträder i frisk form innesluten i pyriten. Pyriten är även värd för relativt rikligt med små kopparkisinneslutningar. Kopparkis finns även underordnat direkt i grundmassan av silikater. Kemisk analys visar även att bergarten är anrikad på koppar. Mikroskopi visar stora heterogena domäner med låg relief och mörkt grön färg. Dessa tolkas som hydrotermalt bildad klorit (fig. 52–54).



Figur 52. Pyrit, kopparkis + finkornig sammanväxning av pyrit och magnetit. Mineralisering vid Hästbäck (6651729/560048). Reflekterat planpolariserat ljus. Skalan är 100 µm. Foto: Per Nysten.



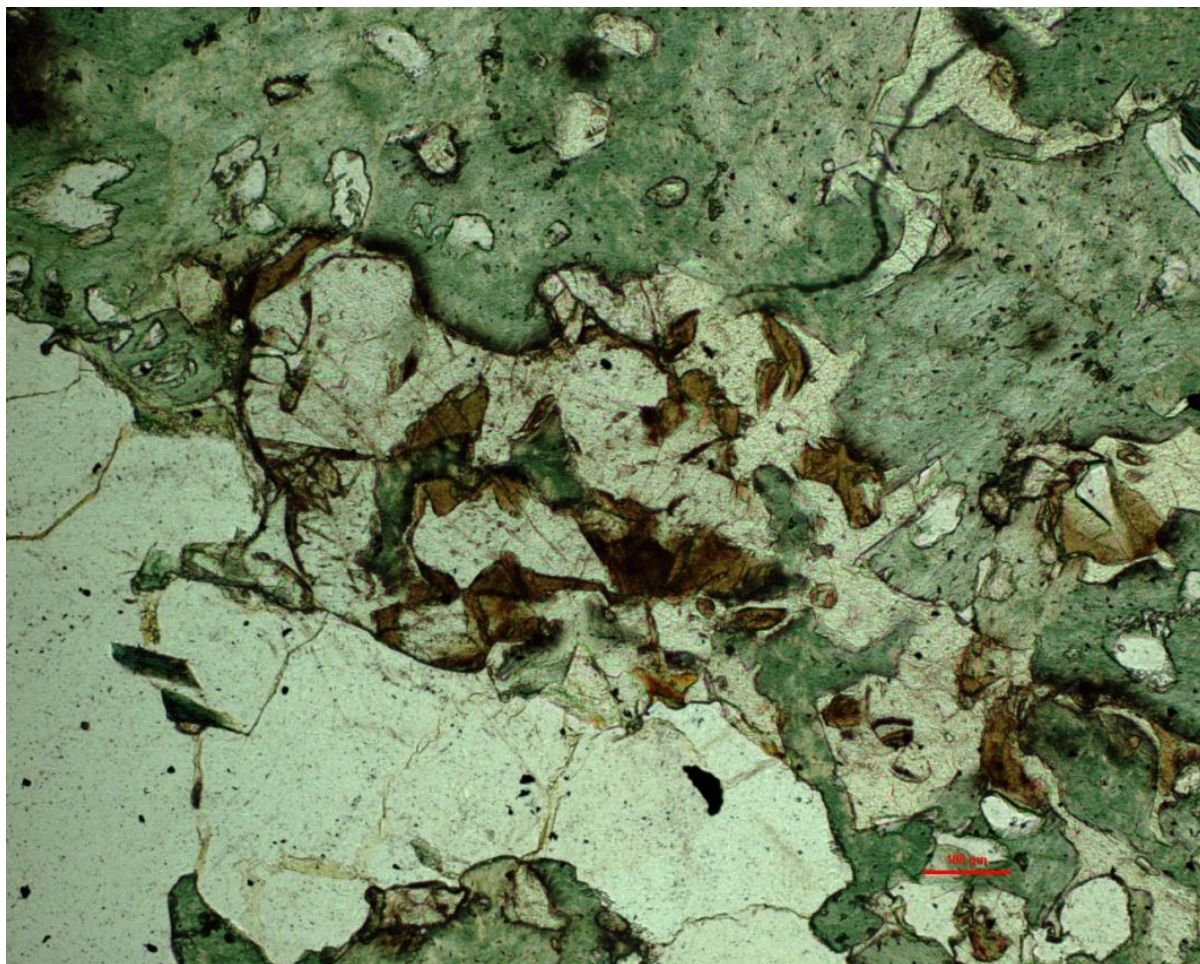
Figur 53. Närbild av euhedralt utbildad, och lokalt korroderad (?) pyrit från Hästbäck. Reflekterat planpolariserat ljus. Skalan är 100 µm. Foto: Per Nysten.



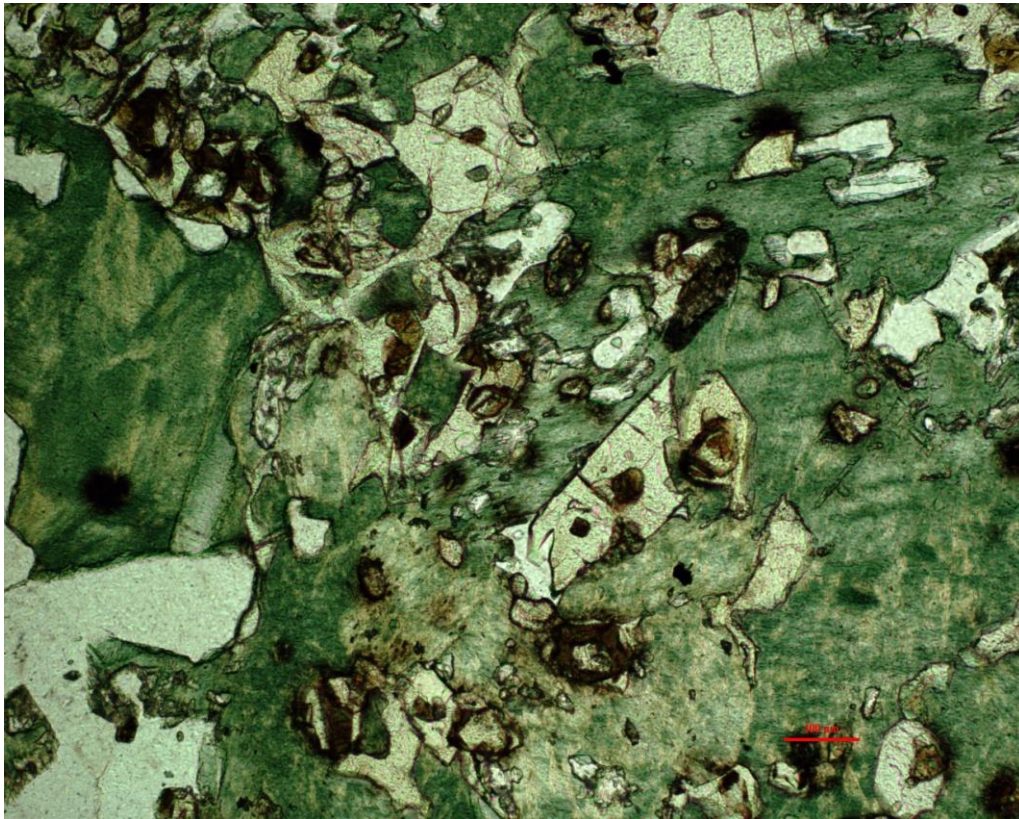
Figur 54. Två generationer pyrit, Hästbäck. Reflekterat planpolariserat ljus. Skalan är 100 µm. Foto: Per Nysten.

I ett polerat tunnslip syns en riklig dissemination av mineral i epidotgruppen i anslutning till klorit. Dels finns här färglös till gulgrön epidot "*sensu stricto*", färglös till gråaktig klinozoisit med låga anisotropifärger samt brun allanit "*sensu lato*". Allaniten visar en tydlig kristallografiskt betingad sammanväxningstextur med epidot, med koncentriskt ordnade växlingar mellan de båda mineralen. Allanit torde vara värdfas för de anomalt höga REE-halterna som har observerats i materialet. Omkristalliserad kvarts med raka korngränser är lokalt dominerande. I kvarts finns lokalt små anhedrala korn av ett blågrönt hornblände. Stora gröna kristaller av relikthornblände har kloritiserats helt; en svag tendens till ursprunglig spaltning kan anas. Accessoriskt finns fluorit och troligen apatit samt titanit. Enstaka, svagt gulbruna, anhedrala granatkristaller finns även i tunnslipet. Granat och delar av epidotmineralen representerar det skarn som omger den hydrotermala mineraliseringen (fig. 55–57).

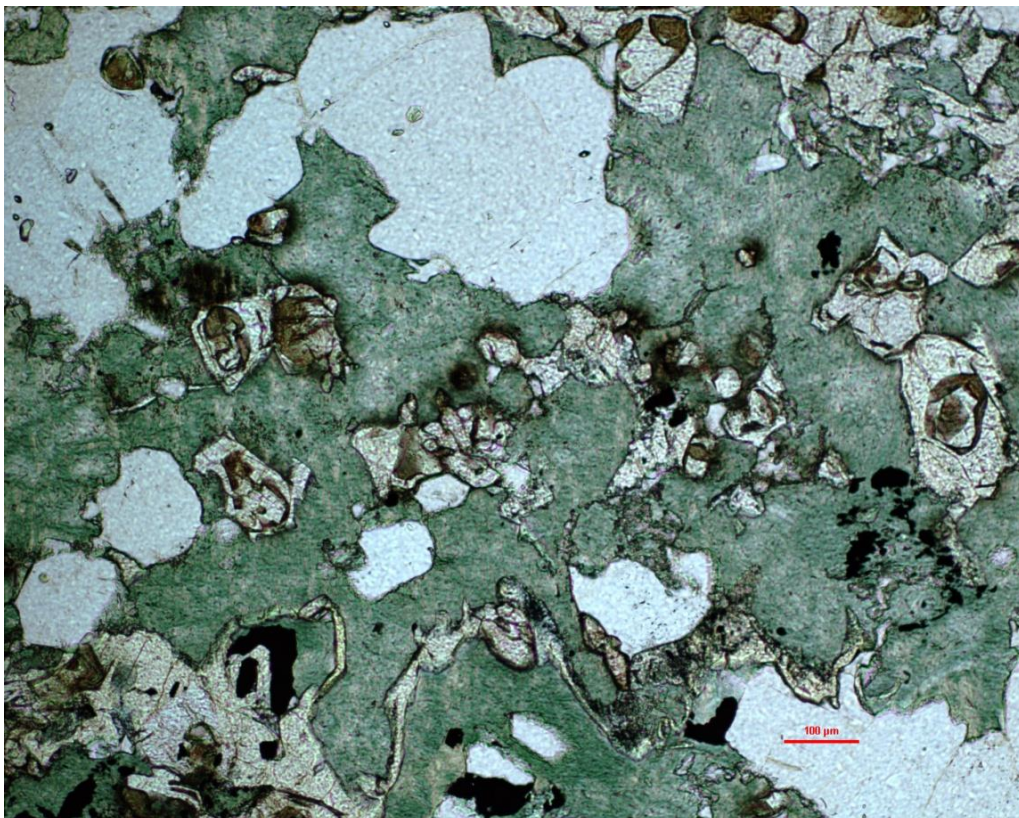
Noterbart är att en kvartsbrecciezona finns i angränsande håll väster om skärpningen, samt i ett mindre kvartsbrott öster om denna. Zonen är utsträckt i väst–nordvästlig riktning. Kvartsådror finns även i skarnet. Kemisk analys av granat–epidotskarn av analog typ från projektområdet visar dock inga förhöjda REE. Skarnet har undersökts med hjälp av kortvågigt UV-ljus för att detektera eventuell scheelit men med negativt resultat. Molybdenglans har dock dokumenterats från pegmatit som intruderat dacit vid den aktiva bergtäkten väster om Hästbäck (6651383/559389).



Figur 55. REE-mineralisering från Hästbäck. Färglös epidot och brun allanit som sammanväxningar, associerad med kvarts och kloritiserat hornblände. Reflektat planpolariserat ljus. Skalan är 100 µm. Foto: Per Nysten.



Figur 56. REE-mineralisering Hästbäck. Epidot, allanit, kvarts och klorit; notera relikthornbländespaltning i kloriten. Transmitterat planpolariserat ljus, parallella nicoller. Skalan är 100 μm . Foto: Per Nysten.



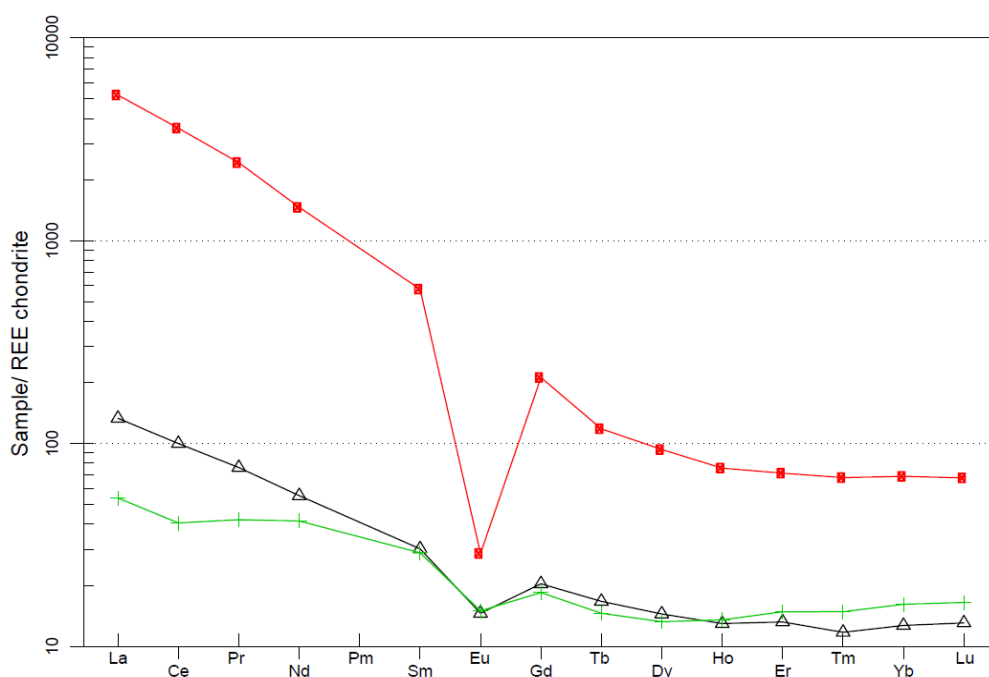
Figur 57. REE-mineralisering Hästbäck. Zonerade sammanväxningar mellan färglös epidot och mörk allanit i klorit, samt färglös kvarts. Reflektat planpolariserat ljus. Skalan är 100 μm . Foto: Per Nysten.

LITOGEOKEMISK UNDERSÖKNING

Kemisk analys av några bergarter från området kan klassificeras enligt Middlemost (1994) enligt följande: prov pny160075 och pny160053 visar sammansättningar inom alkalifältspat–granitfältet; pny160063 (6649951/559360) är granit och pny160097 (6648651/560715) är granodiorit, samt pny160098 (6648833/561004) som visar en gabbroisk–dioritisk sammansättning. Klassifikationen enligt Middlemost (1994) för vulkaniter visar att pny160007 (6651653/560015) har en ryolitisk, och pny160017 (6652414/559075) en dacitisk sammansättning. Resultatet stämmer väl med observerade fältbestämningar (geologi och geofysik).

Kondritnormaliserad REE-plot enligt Boynton (1984) av prov från sulfid-REE-mineraliseringen vid Hästbäck visar tydlig anrikning av lätta REE samt en utpräglad negativ Eu-anomali för mineraliseringen (fig. 58). Av de omgivande bergarterna visar ryolit en liknande trend som mineraliseringen, men epidot-granatskarnet avviker med avseende på lätta REE. Orsaken är troligtvis att skarnet delvis har bildats från en karbonatsten vars primära innehåll av REE är lägre än ryolitens.

Om man förmodar att värddmineralet för REE i Hästbäcksminaliseringen tillhör epidotgruppen, kan det vara intressant att jämföra med besläktade REE-anrikade fyndigheter i Bergslagen. Holtstam m.fl. (2003) visar REE-fördelningen för mineralet ferriallanit från Bastnäs i Riddarhytteområdet. REE-fördelningen för mineralet från Bastnäs är analog för lätta och medeltunga REE jämfört med provet från Hästbäck. Dock avviker mönstret för de tunga elementen, där Hästbäcksmaterialet visar en konstant anrikningsnivå medan Bastnäsmineralet visar en negativ trend med ökande atomnummer. Skillnaden i beteende för tunga REE kan förklaras då ferriallanit från Bastnäs samexisterar med cerit. Cerit är ett mineral som företrädesvis anrikar tunga REE och detta mineral har inte observerats i prov från Hästbäck. Värt att notera är likheten mellan Hästbäck och REE-skärpningen Mörkens 4 (6662160/577464) vid Knutsbo, sydöst om Avesta. Här förekommer allanitmineral associerade med kvarts, pyrit, magnetkis, kopparkis och tremolit inom en kraftig deformationszon. Möjligen finns det en strukturell kontroll av betydelse för bildningen av REE-anomala förekomster inom den här delen av Bergslagen.



Figur 58. Diagram över REE-fördelning för bergarter vid Hästbäck. Röd kurva visar sulfid-REE-mineraliserat prov, svart kurva visar ryolit och grön kurva visar skarn. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

GEOLOGISK UTVECKLING

Baserat på relativ datering i form av strukturer, gångar och inneslutningar föreslås följande punktvisa tolkning av den geologiska utvecklingen inom karteringsområdet:

- Vulkanism med avsättning av ryolit till dacit och lokalt underordnat kalkigt material i ryolit, 1 890 Ma.
- Tidig hydrotermalomvandling av vulkaniter.
- Intrusion av djupbergarter, dominerat av granit till granodiorit samt underordnat tonalit och gabbro, 1 890 Ma.
- Multipla intrusioner av mafiska gångar (Herrängstyp), < 1 890 Ma.
- Amfibolitfacies metamorfos (skarnomvandling) och deformation inklusive kvartsbrecciering, samt lokalt kraftig hydrotermalomvandling och lokalt strukturellt betingad mineralisering (sulfid–REE–klorit–kvarts) i skarnmiljö, men som överpräglar skarnet.
- Intrusion av granit–pegmatitsviten (Malingsbotyp), 1 780–1 820 Ma.
- Intrusion av diabas (Blekinge–Dalarnadiabaser), 980 Ma.
- Reaktivering av deformationszoner med sen kvartsbrecciering, samt kataklas (adular, kalcit och laumontit i öppna hålrum). Post-svekonorvegisk (920 Ma)–kaledonisk (420 Ma).

Relationer mellan diabas tillhörande BDD-generationen och regionala deformationszoner är delvis enigmatisk. Baserat på geofysisk information samt LiDAR data ses två nord–sydligt orienterade diabasgångar här. Den västra gången ser ut att skäras av en kraftig öst–västligt, respektive en nordöst–sydvästligt orienterad deformationszon. Den östra gången övertvåras dock (tillsynes) deformationszonen. Dock är området mer komplext där den västra gången ses och det går inte att utesluta att det med ytterligare mätningar och filtreringar, framträder bevis för att båda gångarna är yngre än samtliga regionala deformationszoner inom kartområdet.

FÖRSLAG PÅ FRAMTIDA ARBETE

Följande punkter föreslås av oss för att fördjupa kunskapen rörande områdets geologi:

- Relationen mellan värdbergart och mafisk gång med avseende på intrusionsålder, deformation och metamorfos är komplex (till exempel multipla mafiska intrusioner).
- Markmätning av magnetfältet vid mineraliseringen vid Hästbäck kan visa om denna har en utsträckning längs det där förekommande högmagnetiska lineamentet.
- Markmätning av magnetfältet vid kontaktpunkter mellan 980 Ma BDD-gång(ar) och den öst–västliga deformationszonen för att utreda åldersrelation mellan svekonorvegisk deformation, intrusion av BDD och postsvekonorvegisk deformation.
- Utbredningen av granit, pegmatitgranit och pegmatit med avseende på kemisk sammansättning och mineralogiskt uppträdande kan visa om fraktioneringstrender finns. Man bör provta muskovit och mikroklin samt analysera dessa på Li, K, Rb och Cs.
- Anomaliuppföljningar med spektrometer utgående från strålningsanomalier från flygmätningar kan påvisa utbredningen av granit av Malingsbotyp.

REFERENSER

- Ambros, M., 1986: Berggrundskartan Avesta SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 153*.
- Ambros, M., 1988: Beskrivning till berggrundskartorna Avesta NV och SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 152 och 153*, 1–84.
- Bergman, S., Stevens, M.B., Andersson, J., Kathol, B., Bergman, T. 2012: Sveriges berggrund, skala 1:1 miljon. *Sveriges geologiska undersökning K423*.
- Boles, J. R., 1981: Zeolites in low-grade metamorphic rocks. In F.A. Mumpton, (ed.): *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites. Reviews in Mineralogy 4*, 103–135. Mineralogical society of America.
- Boynton, W.V., 1984: Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. In P. Henderson (ed.): *Rare earth element geochemistry. Elsevier B.V.*, 63–114.
- Černý, P., 1991: Rare-element granite pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada 18*, 49–67.
- Geijer, P., 1936: Norbergs berggrund och malmfyndigheter. *Sveriges geologiska undersökning Ca 24*, 1–162.
- Holtstam, D., Andersson, U.B., Mansfeld, J., 2003: Ferrialllanit-(Ce) from the Bastnäs deposit, Västmanland, Sweden. *Canadian Mineralogist 41*, 1 233–1 240.
- Lantmäteriet 2014: Produktbeskrivning GSD Högdata grid 2+. Lantmäteriet Gävle.
- Middlemost, E.A.K., 1994: Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews 37*, 215–224.
- Ripa, M. & Kübler, L., 2005: Berggrundskartan 11G Västerås NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 12*.
- Stephens, M. B., Ripa, M., Lundström, I., Persson, L., Bergman, T., Ahl, M., Wahlgren, C.-H., Persson, P. och Wickström, L. 2009: Synthesis of the bedrock geology in the Bergslagen region, Fennoscandian Shield, south-central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ba 58*.