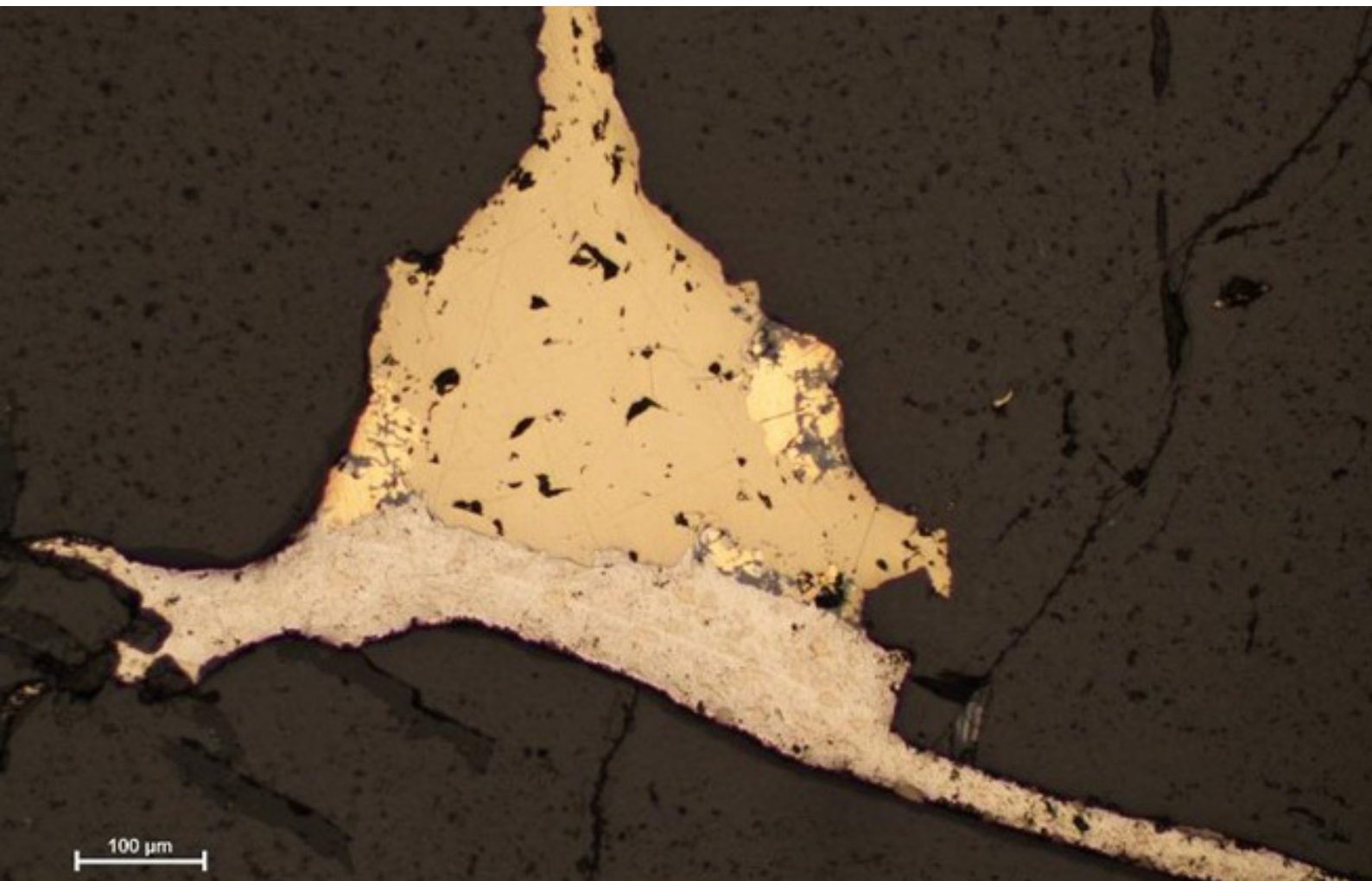


Enåsens guld-koppargruva

– mineralogi, geofysik och geologisk 3D-modellering



Erik Jonsson, Johan Jönberger, Stefan Luth, Stefan Bergman,
Simon Pieslinger & George Morris

SGU-rapport 2025:09

www.sgu.se

Författare: Erik Jonsson, Johan Jönberger, Stefan Luth, Stefan Bergman,
Simon Pieslinger (Uppsala universitet) och George Morris
Granskad av: Alexander Lewerentz och Lena Persson
Ansvarig enhetschef: Ildikó Antal Lundin
Redaktör: Lina Rönnåsen

Omslagsbild: Polerprov av guldrik malm från Enåsen. Skallstreck 100 µm.
Foto: Erik Jonsson

September 2025

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

www.sgu.se

Innehåll

Sammanfattning	5
Summary	6
Inledning	7
Regional berggrundsgeologisk översikt	8
Mineraliseringar i Enåsenområdet	10
Tidigare arbeten	11
Metamorfos och geotermobarometri	11
Genetiska tolkningar av Enåsenmalmen och deras kontext	11
Enåsenmalmens mineralogi	14
Geokemiska undersökningar av Enåsenmalmen och dess värdbergarter	15
Isotopgeokemi	16
Geofysik	16
Metoder	17
Geofysik	17
Geokemi	18
Kombinerad XCT-XRF-skanningsteknologi och metodologi	19
Geologisk 3D-modellering	20
Geokronologi	20
Undersökning och mineralogisk-petrografisk karakterisering av malmassociationer	21
Resultat	21
Fältobservationer	21
Mikrostrukturer	26
Mineraliseringar	29
Flomyraskärpet eller Flomyrgruvan	29
Enåsgruvan-Ramsjögruvan	30
Mineraliseringar i stråket Nymyran-Felberget-Lesatten	33
Enåsens guld-koppargruva	36
Enåsens malmmineralogi och malmpetrografi	38
Geokemi	75
Bergartsgeokemi	75
Geofysik	81

Flomyra, Enåsgruvan, Ramsjögruvan och Långtjärnen.....	88
Nymyran, Döveln och Felberget	99
Enåsens guld-koppargruva.....	107
Litologisk tolkning från borrhälar	136
Provtagning och borrhälskartering.....	136
Generaliserad stratigrafi	136
Resultat av borrhälskanning från XCT–XRF	139
Sillimanitkvartsit	139
Sulfidförande biotitgnejs	141
Övriga bergarter	142
Resultat från geologisk 3D-modellering.....	143
Geologisk modell över Enåsens guld-koppargruva	143
Kombinerad malm- och geofysisk modell	155
Semi-regional modell.....	159
Geokronologi	161
SLH211007A.....	161
SLH211064A.....	163
KES210006A.....	165
KES210006B.....	168
Diskussion	172
Enåsenmalms karaktär och tolkningen av dess bildning och modifikation	172
Metamorfos, deformation och remobilisering av malmen.....	172
Geokemi.....	176
Geokronologi	176
Sammanfattning och slutsatser.....	177
Malmmineralogi och malmpetrografi.....	177
Geofysik	178
Geologisk 3D-modellering	179
Tackord.....	182
Referenser.....	182

Sammanfattning

Mellan 2021 och 2024 genomförde Sveriges geologiska undersökning (SGU) multidisciplinära undersökningar i området kring Enåsen i den nordvästra delen av Ljusdals kommun. Denna rapport sammanfattar resultat och tolkningar från undersökningarna. Arbetet omfattade insamling av ny geologisk, malmmineralogisk, geofysisk, geokemisk och geokronologisk information från Enåsens guld-koppargruva och området kring denna, inklusive mindre mineraliseringar i dess relativa närhet. Nya och befintliga data, inte minst från borrhälsar, har använts för geologisk och geofysisk modellering av malmkropparna och deras regionala ramverk i 3D. Resultaten visar att det fortfarande finns en hög sannolikhet att obrutna malmkroppar utsträcker sig lateralt och på djupet.

Rapporten sammanfattar och syntetiserar också i viss utsträckning tidigare arbeten, särskilt sådana med relevans för tolkningen av Enåsenmalmen och dess karaktär. Det är värt att notera att den senare, förutom nämnda ädel- och basmetall(er), också innehåller flera metaller som idag betecknas som kritiska inom EU, specifikt antimon, kobolt och vismut. Av dem uppvisar framför allt vismut relativt höga halter i telluridrika malmtyper. Just malmens rikedom på tellur (och i mindre utsträckning även selen) är också anmärkningsvärd, inte minst sett till det ökade intresset för tellur i olika högteknologiska tillämpningar som högeffektiva solceller.

Guld-silver-kopparmineraliseringen Enåsen bröts mellan 1984 och 1991 på en disseminationsmalm i en ovanlig typ av kvarts-sillimanitgnejs, och har sedermera klassificerats av SGU som riksintresse för mineralnäringsen med avseende på guld. Det gedigna guldet är vanligen silverhaltigt och förekommer lokalt tillsammans med komplexa associationer med ofta vismutrika tellurid-mineral tillsammans med sulfider och sulfosalter. Sydost om Enåsen finns en zon med mindre sulfidmineraliseringar: Flomyra, Enåsgruvan, Ramsjögruvan, Nymyran och Felberget. Skärpningen vid Flomyra har karakteriserats som en sydlig utlöpare av Enåsens guld-silver-kopparmineralisering. De mindre mineraliseringarna har en enklare malmmineralogi än huvudmalmen i Enåsen och saknar exempelvis telluridmineral.

Baserat på bland annat isotop- och huvudelementgeokemi samt mineralogi har den guld-koppar-vismut-tellurrika Enåsenmalmen och dess värdbergart – en sillimanitrik kvartsitisk bergart – tolkats motsvara en högradigt metamorfoserad ekvivalent till en epitermal mineralisering i en ursprungligen starkt hydrotermalomvandlad zon. Baserat på såväl geokemi som mineralogi (av både sillimanitkvartsit och omkringliggande bergarter) tolkade redan Hallberg (1994) zoneringsmönstren i malmzonen som relikter av primär, hydrotermal omvandling samt att ursprungsmaterialen för det centrala ytbergartspaketet torde ha omfattat både vulkaniska och sedimentära komponenter. Mera välbevarade bergarter utanför sillimanitkvartsiten kan motsvara ursprungligen vulkaniska bergarter av ryodacitiska till andesitiska sammansättningar med inslag av klastiska sedimentära material, samt också mindre andel basiska magmatiska material, de sistnämnda med övervägande basaltiska sammansättningar. Karakterisering av malmmineralen och deras texturella relationer visar att de huvudsakligen förekommer i relativt sena positioner, ofta i spröda strukturer, och att de remobiliserats i stor utsträckning under metamorfos och deformation. Speciella texturer och mineralogiska-mineralkemiska associationer visar att en signifikant andel av den ursprungliga malmen torde ha smält och remobilisering skett i form av smältor. Dessa smältor, och i synnerhet de som stannade längst i smält form, var anrikade på metaller och halvmetaller som guld, silver, bly, koppar, vismut, tellur, selen, antimon, kvicksilver och tenn.

Nya geofysiska undersökningar vid Enåsens guld-koppargruva har omfattat geofysiska mätningar från både flygplan och drönare, markgeofysisk datainsamling och petrofysisk provtagning från både hållar och borrhälsar samt geofysisk loggning av borrhälsar. Dessa olika datamängder har fungerat som ingångsdata för både 2D- och 3D-modellering samt tolkning av de olika geofysiska

signaturerna i relation till berggrundsgeologin. Från de elektromagnetiska mätningarna har geometrier över lågresistiva zoner i berggrunden kunnat identifieras och från petrofysiska mätningar av borrhärdar finns en god överensstämmelse mellan dessa zoner och mineraliserade bergartsled. Den geofysiska loggningen av borrhärdar identifierade horisonter med högre magnetisk susceptibilitet som uppträder nära den mineraliserade sillimanitkvartsiten. Från insamlade tyngdkraftsdata syns ett utpräglat massöverskott vid Enåsens guld-koppargruva, vilket sannolikt härrör från en betydande mafisk komponent i berggrunden. Söder om gruvan finns geofysiska indikationer på att flera av de metasedimentära eller metasuprakrustala bergarterna är grafitförande. Detta har också bekräftats mineralogiskt för flera av förekomsterna.

Det är potentiellt viktigt att lyfta fram den bildningsmässiga relation som i ganska modern tid kunnat påvisas mellan vissa epitermala malmer, bildade på grunda paleodjup, och relativt sett djupare liggande så kallade porfyrmalmer (eng. *porphyry deposits*). Detta har relevans inte minst för eventuell framtida prospektering i området, då konceptet rimligen bör integreras i val av metodik och generell prospekteringsfilosofi.

Summary

This report summarises results and interpretations from multidisciplinary investigations performed by the Geological Survey of Sweden (SGU) in the area around Enåsen in the northwestern part of Ljusdal municipality between 2021 and 2024. The work comprised collection of new geological, ore mineralogical, geophysical, geochemical and geochronological information from the Enåsen gold-copper mine and the surrounding area, including minor mineralisations in its vicinity. New and pre-existing data, including such from legacy drill cores, have been used for geological and geophysical modelling of the ore bodies and their regional framework in 3D. The results suggest that there is still a high probability that unmined ore bodies continue laterally and towards depth.

The report also summarises and, to some extent, synthesises earlier work, particularly such specifically relevant for the interpretation of the Enåsen ore and its character. It is worth noting that the ore, in addition to copper and gold, also contains several metals that are presently classified as critical within the EU, specifically antimony, cobalt and bismuth, among which above all bismuth is present in relatively high contents in telluride-rich ore types. The general abundance of tellurium (and to a lesser extent, selenium) is notable, not least considering the growing interest in tellurium for different high-tech applications such as high-capacity photovoltaics.

The gold-copper mineralisation Enåsen was mined between 1984 and 1991 on a disseminated ore in an unusual type of quartz-sillimanite gneiss and has subsequently been classified by SGU as of national interest for gold for the mineral industry. The native gold here usually contains silver and is often found together with complex associations of commonly bismuth-rich telluride minerals as well as sulphides and sulphosalts. Southeast of Enåsen there is a zone with small sulphide mineralisations: Flomyra, Enåsgruvan, Ramsjögruvan, Nymyran and Felberget. Specifically the one at Flomyra has been interpreted as a southerly offshoot of the Enåsen gold-copper mineralisation. The smaller mineralisations have a simpler ore mineralogy than the main ore at Enåsen and for example lack telluride minerals.

The gold-copper-bismuth-tellurium-rich Enåsen ore and its host rock – a sillimanite-rich quartzitic rock – have, based on e.g. isotope and major element geochemistry and mineralogy, been interpreted to represent a highly metamorphosed equivalent of an epithermal-type mineralisation in an originally strongly hydrothermally altered zone. Based on both geochemistry and mineralogy (of both sillimanite quartzite and surrounding rocks) already Hallberg (1994) interpreted the zoning patterns in the ore zone as relics of primary hydrothermal alteration, and

that the protoliths of the central supracrustal package at Enåsen probably included both volcanic and sedimentary components. Better preserved rocks outside the sillimanite quartzite may represent originally volcanic rocks of rhyodacitic to andesitic compositions with components of clastic sedimentary material, and minor basic magmatic material, the latter with dominantly basaltic compositions.

Characterisation of the ore minerals and their textural relations shows that they are mainly found in texturally relatively late positions, commonly in brittle structures, and that they have, to a large extent, been remobilised during metamorphism and deformation. Specific textures and mineralogical-mineral chemical associations show that a significant part of the original ore most likely melted and was remobilised as melts. These melts, and especially those components that remained in melt-form for the longest duration at decreasing temperatures, were enriched in metals and semi-metals like gold, silver, lead, copper, bismuth, tellurium, selenium, antimony, mercury and tin.

New geophysical investigations at the Enåsen gold-copper mine comprised geophysical measurements from both aeroplane and drone, ground geophysical data collection and petrophysical sampling from both outcrops and drill core, and geophysical logging of drill core. These different data sets have been utilised as input for both 2D and 3D modelling and interpretation of the different geophysical signatures in relation to the bedrock geology. Low-resistive zones in the bedrock have been identified from electromagnetic measurements, and from petrophysical measurements of drill core there is good correspondence between these zones and mineralised parts of the bedrock. The geophysical logging of drill core identified horizons with higher magnetic susceptibility close to the mineralised sillimanite quartzite. In the collected gravity data, a marked mass surplus is observed at the Enåsen gold-copper mine, which is probably caused by a significant mafic component in the bedrock. South of the mine there are geophysical indications that several metasedimentary or metasupracrustal rocks are graphite-bearing and locally also carrying sulphides. This has been confirmed by mineralogical studies at several localities.

It is potentially important to draw attention to the genetic relationship that has fairly recently been shown between epithermal ores, formed at shallow palaeodepths, and relatively deeper porphyry deposits. This is relevant to possible future exploration in the area, in which this concept should be considered in the choice of methods and general exploration philosophy.

Inledning

Undersökningar av mineraliseringarna i Enåsenområdet, i den nordvästra delen av Ljusdals kommun, ingår i en större satsning av Sveriges geologiska undersökning (SGU) som går ut på att genom riktade insatser uppdatera de geologiska, geofysiska och geokemiska underlagen kring valda mineraliseringar och zoner av sådana, och att öka kunskapen kring deras karaktär och bildningssätt. Därmed kan gruvbolag, prospektörer, tillståndsgivare, länsstyrelser, universitet och andra intressenter få tillgång till moderna berggrundsgeologiska, geofysiska och geokemiska underlag.

Guld-silver-kopparförekomsten Enåsen bröts mellan 1984 och 1991 på en disseminationsmalm i kvarts-sillimanitgnejs, och har sedermera klassificerats av SGU som riksintresse för guld. Sydost om Enåsen finns en zon med mindre sulfidmineraliseringar: Flomyra, Enåsgruvan, Ramsjögruvan, Nymyran och Felberget. De två förstnämnda är koppar-guld- respektive koppar-silvermineraliseringar, medan de tre sistnämnda klassificerats som järnsulfidförekomster. I samma stråk finns den zinkförande mineraliseringen Långtjärnen. Malsjöbodarna norr om Enåsen är en koppar- och järnsulfidförekomst.

Över lag har fokus varit på att utöka och komplettera befintlig information och kunskap om Enåsenmalmen, den enda mineralisering som hittills varit ekonomiskt relevant i området och som utöver sina uppenbara guld- och kopparhalter också innehåller såväl silver som flera metaller som idag klassas som kritiska av EU: antimon (Sb), kobolt (Co) och vismut (Bi), samt dessutom halvmetaller som idag är mycket viktiga för specifika ”gröna” teknologier som framför allt tellur (Te), men i viss utsträckning också selen (Se) (se till exempel Grohol m.fl. 2023, Gunn 2014). De två sistnämnda kan också rimligen betecknas som nära-kritiska. Enåsen kan i viss utsträckning betraktas som en modern klassiker i både Sverige, den Fennoskandiska skölden, liksom världen, med tanke på dess roll som en av de första riktigt gamla (geologiskt sett) epitermala malmer som då påvisats.

I denna rapport redovisar vi bakgrund samt resultat från fältundersökning i Enåsenområdet, geofysisk och geologisk 3D-modellering, malmpetrografiska-malmmineralogiska undersökningar, petrografiska och geokemiska analyser, samt åldersbestämningar. Bakgrundsinformation och en del av fältinsatserna har delvis redovisats tidigare i en fältarbetsrapport (Bergman m.fl. 2022).

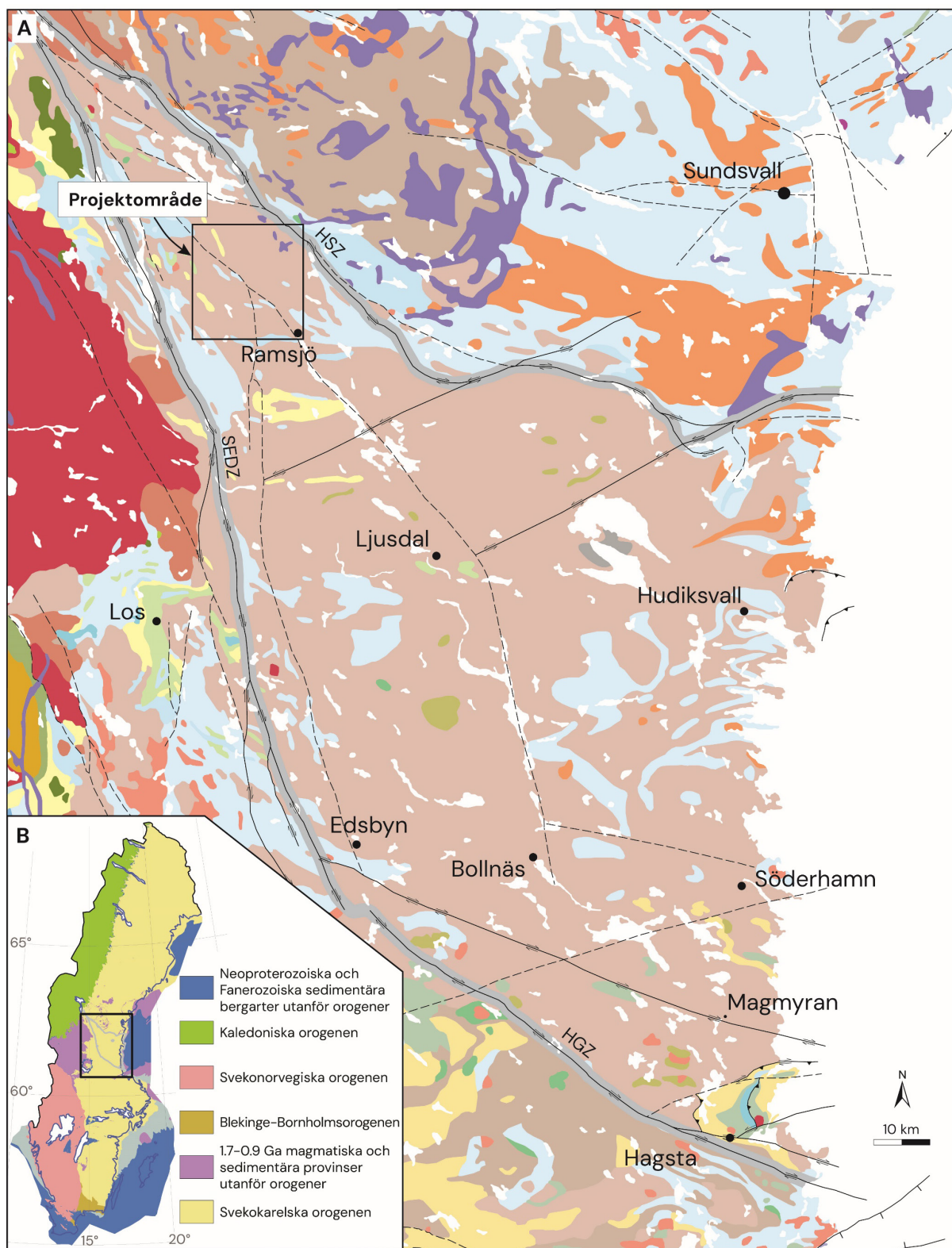
Regional berggrundsgeologisk översikt

Enåsenområdet ligger i den nordvästra delen av Ljusdals litotektoniska enhet (fig. 1, 2; Högdahl & Bergman 2020). Denna enhet begränsas av Hasselaskjuvzonen (Sjöström m.fl. 2000) från Bottnia-Skellefteås litotektoniska enhet i norr och av Storsjön-Edsbyndeformationszonen (Bergman m.fl. 2006) och Hagsta gnejszon (Högdahl m.fl. 2009) från Bergslagens litotektoniska enhet i väster och söder. Mot öster under Bottenhavet överlagras den av yngre sedimentära bergarter. Dextrala rörelser har dominerat i deformationszonerna, men särskilt i Storsjön-Edsbyndeformationszonen finns även spår av betydande rörelser i stupningsriktningen (Bergman m.fl. 2006).

Ljusdals litotektoniska enhet är till största delen uppbyggd av i varierande grad deformerade och metamorfoserade intrusivbergarter med en ålder av 1,87–1,84 miljarder år, vilka tillhör Ljusdalsbatoliten (Lundegårdh 1967, Willdén 1986, Högdahl m.fl. 2009). Inom Ljusdalsbatoliten finns stråk av äldre, 1,96–1,87 miljarder år gamla, sedimentära och vulkaniska bergarter, som vanligen är migmatitiserade. Metamorfa händelser inträffade vid 1,87–1,86 Ga och 1,83–1,82 Ga (Högdahl m.fl. 2008, Högdahl & Bergman 2020).

I Hamrångeområdet vid Hagsta är bergarterna bättre bevarade och primära strukturer är vanliga. Amfibolit finns som en komponent i ytbergartssekvenserna. Granit (1,87–1,75 miljarder år gammal) förekommer som gångar och mindre massiv i hela området.

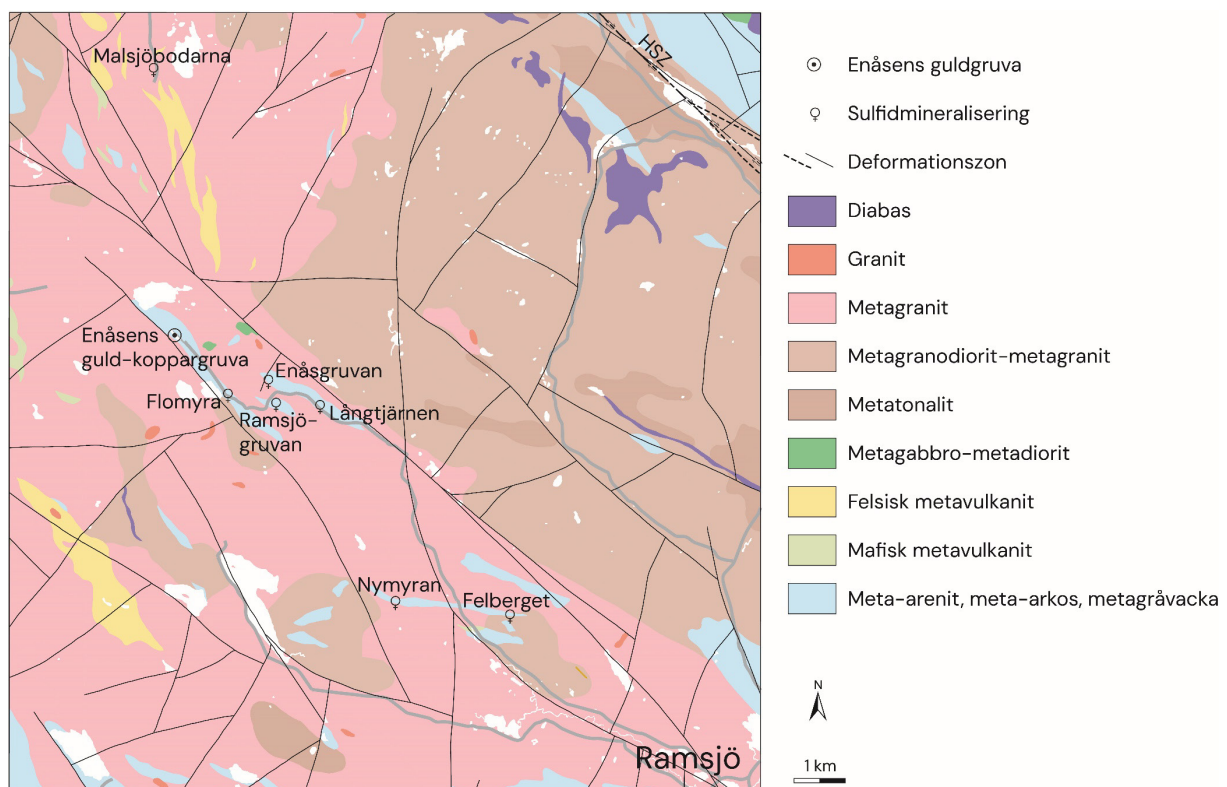
Väster om Storsjön-Edsbyndeformationszonen domineras berggrunden av Rätangraniten (Holmquist 1906), en batolit som huvudsakligen består av 1,7 miljarder år gammal granit, med underordnade inslag av kvartsmonzonit och monzodiorit till gabbro. Norr om Hasselaskjuvzonen finns stora områden med 1,27–1,25 miljarder år gammal diabas, både som brant stupande gångar och som flacka skivor i den äldre berggrunden. Delvis glasiga till fragmentförande bergarter finns lokalt vid Dellensjöarna väst–nordväst om Hudiksvall och har bildats genom uppsmältning och uppkrossning av den äldre berggrunden vid ett meteoritnedslag för cirka 140 miljoner år sedan (Mark m.fl. 2014).



Figur 1. A. Berggrunden i och omkring Ljusdals litotektoniska enhet. Den grå tjocka linjen följer de deformationszoner som begränsar enheten: HSZ = Hasselaskjuvzonen, SEDZ = Storsjön-Edsbyndeformationszonen, HGZ = Hagsta gnejszon. Den svarta rektangeln visar läget för figur 2. Kartorna är modifierade från Berggrund 1:1 miljon (SGU 2021a), och för teckenförklaring hänvisas till SGU:s Kartvisare Berggrund 1:1 miljon på www.sgu.se. **B.** De större litotektoniska enheterna i Sverige. Den svarta rektangeln visar läget för huvudkartan och den grå linjen begränsar Ljusdals litotektoniska enhet.

Mineraliseringar i Enåsenområdet

Ett flertal mineraliseringar har påvisats i Enåsenområdet (se figur 2). De var inte särdeles väl kända före 1980-talet, då Bolidens prospektering i området ledde fram till öppnandet av Enåsens guld-koppargruva. Dock hade man redan på 1920-talet börjat leta efter malm här och Bolidens geologer var i området redan omkring 1929, men utan att resultatet blev mer än observationer av sparsam mineralisering. Den representerades dels av blockfynd, dels av det så kallade Flomyraskärpet, med en märklig kvartsrik bergart innehållande en viss sulfidmineralisering (se till exempel Hallberg 1993). Fortsatt undersökning under 1950-talet, då markanta guldhalter observerades, gjorde i kombination med ökande guldpriser under mitten av 1970-talet att Boliden startade nya undersökningar 1979 (inklusive borrhning av över 100 kärnborrhål) och 1983 beslutade man om att starta brytning av Enåsenmineraliseringen, vilket rekordsnabbt ledde till att Enåsengruvan kunde invigas sensommaren 1984 (Willdén 1986, Sädbom 1987, Hallberg 1993). Willdén (1986) avrapporterade att malmreserven då var 1,1 Mt med snitthalter om 2,2 g/t guld, 4 g/t silver och 0,2 % koppar. Fram till 1989 drevs gruvan som ett dagbrott, varefter underjordsbrytning påbörjades och bedrevs fram till gruvans stängning hösten 1991 (Hallberg 1994). Enligt den senare uppgick den totala brytningen fram till stängning till 1,7 Mt med en genomsnittlig guldhalt på 3 g/t.



Figur 2. Berggrundsgeologi och mineraliseringar i det undersökta Enåsenområdet. HSZ = Hasselaskjuvzonen. Kartan är modifierad från Berggrund 1:50 000–1:250 000 (SGU 2021b).

Tidigare arbeten

Berggrundsgeologiskt har delar av området karterats i samband med länskarteringarna av Gävleborgs, Västernorrlands och Jämtlands län (Lundegårdh 1967, Lundqvist m.fl. 1990, Gorbatshev m.fl. 1997). De senast publicerade berggrundsgeologiska kartorna som omfattar Enåsen med omnejd är i skala 1:50 000 (Delin & Aaro 1992a och b, 1994a och b). De undersökningar som SGU gjorde i Enåsenområdet under fältsäsongen 2021 sammanfattades i Bergman m.fl. (2022).

Metamorfos och geotermobarometri

Sädbom (1987) beskrev ”hypersten”, alltså en ortopyroxen, från Enåsen. Förekomsten av detta metamorfa mineral ger för handen att metamorfosgraden torde vara i granulitfaciesfältet. Han genomförde också bestämningar med grafittermometri, vilka gav en temperatur på 670°C, och länkade detta med existerande silikatmineral för att få ett uppskattat tryckintervall om 5–7 kbar.

Mikrosondanalyser av samexisterande biotit och granat från den muskovitfria gnejs som uppträder invid malmzonen i Enåsen publicerades av Nysten & Annersten (1984) för geotermobarometriska bestämningar enligt Thompson (1976), Ferry & Spear (1978), samt Perchuk (1977). Beräknade jämviktstemperaturer för biotit-granatparen låg mellan 600 och 650°C, med tryck omkring 4–6 kbar (givet att $X_{H_2O} = 0,5$; Kerrick 1972).

Nysten & Annersten (1984) gjorde också termometriska bestämningar av lämpliga malm-associationer med den så kallade arsenikkisgeotermometern (Kretschmar & Scott 1976, Sharp m.fl. 1985). Den tillämpades på associationer med arsenikkis, magnetkis och pyrit till synes samexisterande i jämvikt och gav temperaturer från 380 till 435°C (vid svavelaktiviteter om log -7,5 till -6,0). Dessa temperaturer tolkades som representerande kylning av systemet under retrograda förhållanden.

Hallberg & Fallick (1994) presenterade beräkningar baserade på syreisotopfördelningen mellan kvarts och magnetit, vilka gav en jämviktstemperatur på cirka 650°C, vilket således överensstämmer ganska väl med ovan nämnda beräkningar baserade på mineralkemiska biotit-granatjämvikter (Nysten & Annersten 1984). Den isotopbaserade temperaturbestämningen representerar dock (också) sannolikt en minimi-, snarare än en metamorf ”peak”-temperatur, alltså snarast representerande avklingande svekokarelsk regionalmetamorfos. Detta eftersom metodiken i det aktuella temperaturområdet typiskt ger retrograda temperaturer, snarare än sådana motsvarande maximala metamorfa förhållanden (Hallberg & Fallick 1994, Chiba m.fl. 1989), alltså just någon form av avkylningstemperatur *efter* de maximala förhållandena.

Information om tryck-temperaturförhållanden under vad som bör ha varit ett svekokarelskt regionalmetamorft maximum finns också i form av metamorfa indikatormineral som observerats här. Mest specifikt gäller detta observationerna av ortopyroxen, som utöver vad som nämnts ovan från Enåsen (Sädbom 1987) också påvisats i ett flertal av de metasedimentära bergarterna i området, vilka således samstämmigt visar på regionalmetamorfa förhållanden i granulitfacies (se Högdahl & Bergman 2020, och referenser däri).

Genetiska tolkningar av Enåsenmalmen och deras kontext

Så kallade epitermalmalmer är relativt lågtempererade hydrotermala mineraliseringar, vilka typiskt uppvisar förhållandevis höga ädelmetallhalter tillsammans med modesta totala tonnage. Över lag bildas de i grunda vulkaniska miljöer, typiskt på paleodjup mindre än omkring 1 500 meter och temperaturer under 300°C i annars (i djupare delar) relativt högtempererade, ofta subaerila vulkaniska till subvulkaniska system (se till exempel Berger & Bethke 1985, Simmons m.fl. 2005,

och referenser däri). Typiskt för epitermalmalmer är att mineralisering kan uppträda i olika typer av gångsystem och breccior, men också i form av disseminationer i omvandlingszoner. Sedan sent 1980-tal klassificeras epitermalmalmer oftast som antingen hög- eller lågsulfiderade system (sedermera tillkom också ”intermediära” dito), vilket ursprungligen byggde på hur oxiderat eller reducerat svavel hade varit i de malmbildande hydrotermala fluiderna. I fallet med högsulfiderade system var svavlet övervägande i form av SO₂, medan det i lågsulfiderade system huvudsakligen förefanns i form av H₂S (se till exempel Arribas 1995, och referenser däri). Specifikt de högsulfiderade systemen associeras också typiskt med (mycket) sura, sulfatrika fluider och associerad kraftfull omvandling av värdbergarterna, vilken på grund av fluidernas låga pH (ned till pH < 2 vid omkring 250°C) karakteriseras av omfattande upplösning och urlakning av en merpart av de primära komponenterna. I sin extremare form återstår därefter huvudsakligen kvarts, i övrigt i kombination med andra speciella omvandlingsmineral som alunite (KAl₃(SO₄)₂(OH)₆), kaolinit, illit, montmorillonit och eventuellt klorit. Denna typ av omvandling benämns normalt ”sur sulfatomvandling” (eng. *acid sulphate alteration*; Arribas 1995). Bland de primära malmmineralen är tellurider vanliga i ett flertal kända epitermalmineraliseringar globalt och de kan i vissa fall hålla en signifikant andel av en specifik mineraliserings ädelmetallinnehåll genom förekomsten av såväl guld- som silver- och guld-silvertellurider (se till exempel Pals & Spry 2003, och referenser däri).

Globalt sett är de flesta både kända och mera välstuderade epitermalsystem geologiskt sett unga till mycket unga, vilket oftast varit en grundförutsättning för att de kunnat bevaras. Det faktum att den absoluta merparten av världens större, kända guld-silverrika epitermalmalmer är bildade under den senare delen av fanerozoikum bör främst just tas som intäkt för deras sparsamma chanser till överlevnad över geologisk tid och att de därför är sällsynta till icke-existerande i äldre geologiska system: det är alltså en fråga om en låg bevarandegrad (Bierlein m.fl. 2009). Detta är sålunda en konsekvens av just deras bildande i grunda, subaerila vulkaniska miljöer, vilka ofta utsätts för omfattande erosion under fortsatt geologisk utveckling. Av det kan man sluta sig till att ”gamla” epitermala malmer är något av en raritet och ett geologiskt fenomen som man mestadels fram till 1990-talet tog för osannolikt.

Detta var kunskapsläget när Hallberg publicerade de första arbetena om Enåsenmineraliseringen 1994. Medan Trepka-Bloch (1981) skall ha föreslagit ett sedimentärt ursprung för malmen hade Nysten och Annersten (1984), liksom Willdén (1986), påpekat att mineraliseringen sannolikt hade någon form av hydrotermalt pre-metamorft ursprung, men utan mera specifika tolkningar. I båda fallen lyfte man dock den spridda och delvis rikliga förekomsten av halogenrika mineral, specifikt topas, liksom tellurider, som anmärkningsvärda. Sædbom (1987), å andra sidan, hade föreslagit en epigenetisk, essentiellt syn-regionalmetamorf malmbildningsmodell. Hallberg & Fallick (1994) rapporterade resultat från studier av lätta stabila isotoper (O, S) i Enåsen och tillsammans med Hallbergs (1994) data från geokemi och radiogena isotoper (Pb-Pb) samt kännedomen om malmen och dess värdbergarters karaktär byggdes en relativt robust genetisk modell för Enåsen som varande en deformerad och höggradigt regionalmetamorfoserad epitermalmalm av högsulfideringstyp. Deras syreisotopdata från kvarts ur sillimanitkvartsiten hade δ¹⁸O-värden mellan +8,5 och +12,6 ‰ (relativt SMOW, eng. *Standard Mean Ocean Water*). Den observerade variationen tolkades representera en relik avkylningstrend inom malmzonen, med tyngre syreisotopsammansättningar i dess ursprungligen ytligare delar. Baserat på enklare modellering av isotopsammansättningen av en hydrotermal vattenlösning i jämvikt med kvarts av dominerande δ¹⁸O och ett rimligt temperaturintervall kring 200–300 °C skulle den ursprungliga lösningen kunnat ha ett blandat meteoriskt-magmatiskt ursprung. Rapporterade svavelisotopdata (δ³⁴S) ur sulfider från Enåsenmalmen (i sillimanitkvartsiten) var homogena och hade en genomsnittlig sammansättning på +0,5 ± 0,5 ‰ (relativt CDT, eng. *Canyon Diablo Troilite*; Hallberg & Fallick 1994), vilket kan passa en magmatiskt dominerad svavelkälla väl (se till exempel Ohmoto & Goldhaber 1997), även om en höggradig metamorfos torde ha hjälpt till att just homogenisera isotopfördelningen mellan de enskilda sulfidmineralen. Att tolka Enåsenmalmens ursprungs-

karaktär som just en högsulfiderad epitermalmalm bygger även på värdbergarternas karakteristiska omvandling, omfattande en kraftfull silicifiering (förkislning; se t.ex. Fournier 1985) med associerade, kvarvarande aluminiumrika faser. I kombination med en senare, höggradig regionalmetamorf överprägling skulle en sådan kisel-aluminiumrik hydrotermal omvandlingsbergart högst rimligen kunnat transformeras till en kvarts- och aluminiumsilikatrik bergart motsvarande Enåsens gnejsiga sillimanitkvartsit. Den spridda förekomsten av tellurrika mineral adderar ytterligare till denna tolkning, då just förekomst av tellurider generellt, liksom anrikning av ädelmetaller tillsammans med dem, är karakteristiskt för sådana mineraliseringar. Den relativt höga kopparhalten är också en rimlig komponent. På basis av denna tolkning kom Enåsen redan 1995 med i en global sammanställning av högsulfiderade epitermalmalmer, som den enda ”geologiskt gamla” av totalt endast åtta rapporterade, välkarakteriserade epitermala mineraliseringar i Europa (Arribas 1995).

Även om epitermala mineraliseringar varit erkända som en egen typ av hydrotermalmalmer sedan länge, i princip sedan Lindgrens klassiska arbeten (till exempel Lindgren 1933, samt referenser däri), så finns det nygamla aspekter på de faktiska bildningsprocesserna, och specifikt för transport och avsättning av guld i dem. Specifikt så spekulerade redan Lindgren (1933) i huruvida kolloider kunde spelat en viktig roll i bildandet av vissa malmtypen och då i synnerhet epitermala guldmalmer, något som fortsatt lyfts sporadiskt, för att först på senare tid få något av en renässans (se till exempel Saunders & Burke 2017, och referenser däri). Inte minst har förekomsten av kolloidalt guld, alternativt benämnt nanopartiklar av guld, kommit att få en möjlig betydelse för att förklara uppkomsten av lokalt extremt rika guldmalmer av denna typ (så kallade *bonanzas*). Påvisandet av relikta nanopartiklar av guld liksom större dendritiska aggregat uppbyggda av sådana partiklar i flera välbevarade, unga epitermala mineraliseringar runt om i världen har förstärkt intrycket av att de kan utgöra en relevant komponent av deras bildningsprocess (Saunders & Burke 2017, och referenser däri). Det har sedermera också nyligen föreslagits att nanopartiklar av guld också kan vara relaterade till smältor på nanoskala samt kopplade till upplösnings- och (åter-)utfällningsprocesser (eng. *dissolution-reprecipitation*), åtminstone i hydrotermala system med högre temperaturer än de som normalt förknippas med epitermalsystem (se till exempel Domínguez-Carretero m.fl. 2023, samt referenser däri).

Epitermala hydrotermalsystem överlappar genetiskt delvis också med de mycket grunda (yttnära till ytliga) system man brukar klassificera som geotermala, vilka även de kan hålla metall- och halvmetallkoncentrationer av likartad karaktär med höga halter av koppar, silver, tellur, bly, zink och guld (se till exempel Chambefort & Stefánsson 2020).

Ytterligare andra guldrika mineraliseringar i Sverige, inklusive den betydligt större och mer välkända malmen i Boliden (Skelleftefältet, Västerbotten), har därefter också kommit att tolkas som paleoproterozoiska, regionalmetamorfoserade, deformerade (och i fallet Boliden partiellt remobiliserad) ursprungligen epitermalliknande mineraliseringar (se till exempel Bergman Weihed m.fl. 1996, Wagner & Jonsson 2001). Det är sannolikt att det finns ytterligare malmer av denna typ att upptäcka i svensk berggrund (inklusive förstås Enåsenområdet), vilket också påpekades av Hallberg (1993), och Bolidens på senare tid startade guld-tellurgruva i Kankberg (Nya) torde representera ytterligare en sådan tillsammans med flera guldrika malmer i Finland (se till exempel Eilu 2012) och någon i den närbelägna delen av nordvästligaste Ryssland; Oleninskoe i det så kallade Kolmozero-Voronya-grönstensbältet på Kolahalvön (Kalinin m.fl. 2021), men baserat på deras beskrivning verkar detta inte helt entydigt. Intressant nog föreslås det att regionalmetamorfa processer lett till lokaliserad delsmältning i just Oleninskoemalmen (Kalinin m.fl. 2021).

Generellt har dock tolkningen av många geologiskt sett gamla guldförande system som epitermalmalmer varit omdebatterat och även långt efter att Enåsen etablerats som en sådan så har diskussioner förts om det verkliga ursprunget för sådana system och vilka kriterier som

verkligen betyder något för en sådan tolkning, som exempelvis i Australiens arkeiska berggrund (se till exempel Phillips 2008, och referenser däri).

Man bör därutöver också beakta så kallade porfyrmalmer, främst av kopparrik typ, och deras potentiella genetiska relationer till epitermala mineraliseringar (se till exempel Hedenquist m.fl. 1998, Heinrich 2005, och referenser däri) och vad det skulle kunna innebära för framtida prospekteringspotential i områden med (meta-)epitermala malmer. Föreligger epitermala system så finns det också en möjlighet att porfyrmalmer bildats före och/eller synkront med dem, men i ett relativt sett djupare snitt av dåtidens skorpa.

Enåsenmalmens mineralogi

Som nämnts ovan sitter guldmineraliseringen i Enåsen i en höggradigt metamorfoserad, sillimanitrik, kvartsitisk bergart, medan delvis kopparförande sulfidmineralisering, mestadels utan guld, även uppträder i andra bergartsled i gruvan och dess närområde.

Guldets kemi, mineralogi och uppträdande i Enåsen beskrevs av Nysten & Annersten (1984), som rapporterade att de guldförande associationerna endast förekommer i sillimanitkvartsiten, typiskt som impregnationer (till disseminationer?) av sulfider, lokalt uppvisande mera komplexa associationer inkluderande tellurider. Guldet, vilket generellt är mycket finkornigt (sällan över 50–100 µm), förekommer både som gediget guld och som (sällsynta) guldförande telluridmineral. Det gedigna guldets uppvisar typiskt en varierande halt av silver. Kemiska analysdata (från elektronmikroskop) på gediget guld från Enåsen presenterades av Nysten & Annersten (1984). De delade in det gedigna guldets förekomstsätt i två huvudsakliga typer: guld i tellurfattiga associationer och guld i tellurrika associationer. I de tellurfattiga associationerna, typiskt sulfidförande sådana, håller guldets upp till omkring 12 viktsprocent silver. Övriga samexisterande malmmineral utgörs främst av magnetkis, kopparkis, pyrit och lokalt zinkblände, samt också stannit. Gediget guld påträffades också tillsammans med arsenikkis, med eller utan associerad kopparkis. Mikroskopanalyser (med detektionsgränsen 0,1 viktsprocent Au) av arsenikkisen kunde inte påvisa något guld i den. Guldets kan också förekomma ensamt, eller med sparsamt av kopparkis, i kvarts, i form av både tunna sprickfyllnader samt rundade, droppliknande inneslutningar i den senare. Nysten & Annerstens (1984) tellurrika associationer med gediget guld omfattar delvis också andra malmmineral, främst arsenikkis, pyrit och kopparkis. Tellurider utgör alltså karakteristiska komponenter av malmen och kan också binda guldets i form av guldteallurider, som Sb-Bi-förande montbrayit tillsammans med silverhaltigt guld samt Sb-Bi-teallurid(er?). Silverhalten i denna typ av gediget guld var omkring 6 viktsprocent. Guldtealluriden montbrayit observerades även intimt tillsammans med frobergit associerad med arsenikkis och kopparkis. Guld noterades också bundet i en guld-antimontellurid, angiven som (Au,Sb)₂(Te,Bi), förekommande tillsammans med kopparkis, pyrit, gediget guld samt tellurantimon, ”tellurvismuthaltigt guld” och altait (se tabell 4). Nysten & Annersten (1984) rapporterade även silver-vismuthaltigt guld i myrmekitiska sammanväxningar med tellurider, sulfider samt tennantit. De fann också gediget guld som omkring 5 µm stora inneslutningar i en järn-antimon-bly-selenförande sulfosalt med en sammansättning besläktad med jamesonit (som har den ideala formeln FePb₄Sb₆S₁₄), tillsammans med magnetkis och kopparkis samt arsenikkis och zinkblände. Av sulfider, sulfosalter med flera påvisades kopparkis, magnetkis, pyrit, markasit, arsenikkis, blyglans, molybden-glans, zinkblände, koboltglans, stannit, willyamit och ”tennantit”, och av tellurider/Te-rika mineral observerades altait, frobergit, montbrayit, tellurantimon, wehrilit samt flera ej närmare specificerade faser, inklusive den Sb-Au-teallurid som refereras till ovan; därutöver flera icke-specificerade sulfidmineral (”Pb-Fe-Sb-sulfid”, ”Pb-Fe-sulfid”; Nysten & Annersten 1984).

Hallberg (1994) beskrev sillimanitkvartsiten, som han kallade ”essentiellt sett en tvåkomponents-blandning av kvarts och en mindre andel sillimanit”, i viss detalj och observerade bland annat att den grovt sett bestod av växlande band (eller ”lager”) rikare på rutil respektive sillimanit, rutil, topas och zirkon, varierande i tjocklek mellan några få mikrometer och flera decimeter. De kvartsrikare banden bestod enligt honom av kvarts tillsammans med sparsamt med euhedrales sillimanit- och rutilkristaller. Rutil skulle också förekomma som mycket tunna nålformiga individer ”i kvartskristaller”, något som enligt Lundqvist m.fl. (1990) skulle vara vanligt förekommande i Enstern-Enåsenområdet. Vidare enligt Hallberg (1994) var de sillimanitrika banden rika på delvis deformerade sillimanitkristaller, delvis genomdragna av dicketfyllda sprickor (dickit, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, är ett sekundärmineral relaterat till kaolinit med flera lermineral), tillsammans med varierande andelar av accessorisk rutil, topas, ibland dicketomvandlad, och zirkon. Merparten av dessa observationer har kunnat bekräftas under detta projekt. Nya observationer och data om Enåsenmalmens mineralogi och petrografi redovisas nedan under ”Resultat”, ”Malmmineralogi och malmpetrografi”.

Geokemiska undersökningar av Enåsenmalmen och dess värdbergarter

Genomgripande geokemiska undersökningar av Enåsens guld-kopparmalm och dess värdbergarter presenterades av Hallberg (1994), ett arbete som baserades på en kombination av tillgängliga data från Boliden och nya analyser.

I de tellurrika delarna av malmen observerades en tydlig korrelation mellan halterna av Te och Au (Nysten & Annersten 1984). Över lag varierade guldhalterna ganska kraftigt i de olika delarna av malmzonen; genomsnittlig halt var 4 g/t Au, men sektioner med omkring och till och med över 20 g/t påträffades också (Willdén 1986; opublicerade borrhålsloggar med analysdata).

Hallberg (1994) visade på hur halterna av bas- och ädelmetaller varierade i malmen och föreslog en grov indelning i tre huvudsakliga malmtyper: guld + kopparrik respektive guldräk malm i sillimanitkvartsiten, samt kopparrik malm i hängväggs kvarts-fältspatgnejs. Han kunde också konstatera att den guld-kopparrika malmtypen var dominerande, främst i den underjordiska delen av malmen, och hade låga Au/Ag-förhållanden, 0,6–0,8 i genomsnitt, samt var förhöjd på vismut (oftast >50 ppm Bi), zink (>200 ppm Zn) och bly (>40 ppm Pb).

Hallberg visade vidare att sillimanitkvartsiten som – tämligen uppenbart baserat på dess mineralogi – uppvisar en ovanlig geokemisk karaktär med mycket höga halter av kisel och aluminium ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 > 85$ viktsprocent), låga totala alkalihalter ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}$; med en genomsnittlig halt på mindre än 1,5 viktsprocent), och höga kisel:aluminium-förhållanden [$\text{SiO}_2/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$], mellan 0,76 och 0,99, med ett medelvärde på 0,91. Baserat på data från Bolidens analyser (omfattande över 700 prov) räknade han också ut teoretiska halter av kvarts och sillimanit i bergarten och baserat på detta kunde den delas in i fyra undergrupper; en sillimanitrik (med över 25 viktsprocent sillimanit, utgörande cirka 8 % av bergarten), två intermediära grupper (vilka utgör omkring 75 % av den totala omfattningen av bergarten), samt en sillimanitfattig grupp (med mindre än 5 viktsprocent sillimanit), omfattande cirka 17 % av bergarten. Kvarts-sillimanitfördelningen verkar uppvisa någon form av storskaligt zoneringsmönster i alla riktningar inom den undersökta volymen, där den sillimanitfattiga typen förekommer i den centrala delen av den underjordsbrutna malmen, medan sillimanithalten ökar mot häng- och liggväggarna och mot dagbrottet, den enda del där den mest sillimanitrika typen uppträder. Förhållandena mellan Al_2O_3 och TiO_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) och mellan Al_2O_3 och zirkonium ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Zr}$) i sillimanitkvartsiten visade både relativa minskningar och ökningar av de mindre mobila elementen och i enstaka prov förelåg data som indikerade en kraftig anrikning av aluminium.

Hängväggen till malmen beskrevs av Hallberg (1994) som dominerad av paragnejser (ytbergarts-gnejser av varierande karaktär inklusive en möjligen skarnartad granat-amfibolbergart samt metamafiska eller amfibolitiska enheter med observerad ortopyroxen) med en överliggande gnejsgranit. Den övervägande delen av dem, kvarts-fältspatgnejser med varierande andel av kvarts, fältspater, granat, biotit, sillimanit och cordierit med flera silikatmineral, visades geokemiskt motsvara andesitiska till ryodacitiska sammansättningar, medan de mafiska bergarterna visade mera varierande karaktär, omfattande geokemiskt diversifierade enheter med lokalt anomalt höga kalcium- och järnhalter till mafiska gnejser och amfiboliter med mera homogen geokemiska sammansättningar motsvarande basalter.

Liggväggens bergarter domineras enligt Hallberg (1994) av biotitgnejser, främst bestående av kvarts, fältspater, biotit, samt ofta också cordierit, magnetit, granat och sulfidmineral. Geokemiskt karakteriserades dessa bergarter av höga magnesiumhalter (ofta över 4 viktsprocent MgO) och relativt låga kalcium- och natriumhalter jämfört med kvarts-fältspatgnejsarna i hängväggen. Dessa två bergartssviter uppvisade dock en tydligare korrelation vad gällde halterna/proportionerna av så kallade icke-mobila eller mindre mobila grundämnen som aluminium (Al_2O_3), titan (TiO_2) och zirkonium.

Baserat på såväl geokemi som mineralogi (av både sillimanitkvartsit och omkringliggande bergarter) tolkade Hallberg (1994) zoneringsmönstren i malmzonen som relikter av primära sådana, omfattande både varierande hydrotermal omvandling samt att ursprungsmaterialen för det centrala ytbergartspaketet torde ha omfattat både vulkaniska och sedimentära komponenter.

Isotopgeokemi

Hallberg (1989, 1994) avrapporterade blyisotopdata för prov av värdbergarterna samt blyglans från Enåsenmalmen tillsammans med närliggande Enstern och en svit av andra lokaler. Analyserna visade att malmblyet i Enåsen skilde sig från det från Enstern, men att också Ensternstypen av bly finns med i Enåsenmalmens värdbergarter, samt att beräknade ursprungliga blyisotopsammansättningar passar med en ungefärlig svekofennisk malmbildningsålder.

De dataset (och tolkningar) av lätta stabila isotoper som presenterades av Hallberg & Fallick (1994) har redovisats kort ovan (under ”Genetiska tolkningar av Enåsenmalmen och deras kontext”). Inga nya isotopgeokemiska data har genererats inom ramen för detta projekt.

Geofysik

Innan det här karteringsprojektet inleddes var området föremål för en flygburen geofysisk mätkampanj utförd av SGU. Den här mätningen genomfördes 1977 varvid data samlades in rörande det jordmagnetiska fältet, markens naturliga gammastrålning samt elektromagnetiska data (VLF, eng. *Very Low Frequency*) från en sändare. Mer information kring den mätningen finns i tabell 1.

Under tidigare karteringsverksamhet kring Enåsen har det bedrivits tyngdkraftsmätningar i området. De här mätningarna genomfördes under åren 1986 och 1990 och resulterade i mätpunkter med mätpunktsavståndet 1–4 km.

I de södra delarna av Enåsenområdet har tidigare insamling av geofysisk information ägt rum. En förteckning över de informationsmängderna finns i tabell 2 och de geografiska områdena inom vilka informationen har samlats in visas i figurer i resultatredovisningens avsnittet *Geofysik*.

I samband med tidigare karteringsinsatser i området har det också samlats in och analyserats petrofysikprov från berghällar i området.

Tabell 1. Information rörande den tidigare genomförda flygburna geofysiska mätningen vid Enåsen, utförd av SGU.

Mätår och farkost	Mätområde	Geofysiska mätmetoder	Flygriktning	Flyglinje-separation (m)	Flyghöjd över markytan (m)
1977, flygplan	Hela undersökningsområdet	Magnetfält, gamma-spektrometri, VLF (från en sändare)	Öst-väst	200	30

Tabell 2. Äldre geofysiska markmätningar inom Enåsenområdet. Polygonnumren i tabellen hänvisar till de som finns i figurer i resultatredovisningens avsnitt *Geofysik*.

Polygon nr	Namn	Geofysiska mätmetoder	Mätår
1	Trolltjärnhockeln	VLF, magnetometri	1980
2	Trolltjärnhockeln	IP, SP, resistivitet	1979

Metoder

Det berggrundsgeologiska fältarbetet har främst omfattat provtagning av värdbergarter och mineraliseringar samt hållundersökningar med fokus på strukturmätningar för modellering. Kompletterande mineraliserade prov har också inlämnats från bland annat Uppsala universitet samt Naturhistoriska riksmuseets samlingar, liksom borrhälsprover från SGU:s arkiv i Malå. Ett urval av proven har analyserats kemiskt. Insamlade bergarter och malmer, respektive inlämnade mineraliserade prov har sågats för vidare undersökning samt urval för preparering till polerade tunnslip samt polerprov.

Geofysik

Det geofysiska fältarbetet vid Enåsen har främst varit inriktat på datainsamling av magnetfälts- eller VLF-data längs markprofiler samt provtagning av berggrunden för petrofysiska analyser. De markbundna magnetfälts- och VLF-mätningarna har utförts över vissa anomalier, identifierade från den flygburna informationen, för att erhålla en mer detaljerad informationsmängd som underlag för tolkning och modellering av berggrunden.

Magnetfältsmätningarna har genomförts med en magnetometer av typen GSM-19 från Scintrex Inc. Positionen för varje mätpunkt har bestämts med GPS vars antenn kopplas in i magnetometern. Magnetfältdata tillsammans med positionen har registrerats varje sekund längs mätprofilerna. För att få en uppfattning om de naturliga variationerna hos det jordmagnetiska fältet har en referenspunkt uppmätts före och efter varje genomförd markprofil. I hela Enåsenområdet har 32 mätprofiler genomförts med magnetometer.

VLF data har samlats in med ett WADI-instrument från ABEM. Eftersom det här instrumentet inte har inbyggd GPS så har positionerna för mätprofilerna bestämts med hand-GPS av typen Garmin GPS62. Vanligtvis så har start- och slutkoordinat bestämts med hand-GPS varvid de mellanliggande mätpunkternas positioner är interpolerade. Ett mätpunktsavstånd på 10 m mellan varje mätpunkt med WADI-instrument har genomgående använts. I hela Enåsenområdet har 20 profil-mätningar med WADI-instrument genomförts.

Vid varje observationslokal på håll genomförs rutinemässigt mätningar av berggrundens magnetiska susceptibilitet. Både berggrundsgeologer och geofysiker genomför detta och det är ett mycket viktigt verktyg för att knyta uppmätta magnetfältsanomalier från flygburna eller markbundna mätningar till specifika bergartsled. De magnetiska susceptibilitetsmätningarna på berghällar är minst åtta till antalet för varje observerad bergart per lokal för att uppnå god

statistik. Normalt genomförs dessa mätningar på berghällar vid markytan med en susceptimeter av typen SM-20 från GF Instruments. Under det här karteringsprojektet har berggrundens magnetiska susceptibilitet blivit undersökt vid 105 lokaler på markytan. Under 2022 undersöktes även den magnetiska susceptibiliteten för vissa sektioner från sju borrhärlor från området kring Enåsengruvan. Loggningen av den magnetiska susceptibiliteten genomfördes med en handhållen susceptimeter av typen JH-8 från ABEM. Susceptimetern placerades dikt an mot borrhärlan och fördes längs med densamma varvid mätresultaten antecknades. Samtliga borrhärlor kommer från Boliden Mineral AB:s prospekteringsaktivitet vid gruvan och finns numera i SGU:s borrhärlarkiv i Malå.

För att kunna knyta uppmätta geofysiska potentialfältsdata till berggrunden måste insamling av bergartsprov för petrofysisk analys göras. Bergartsproverna som samlas in från berghällar för petrofysisk analys är ungefär lika stora som en knytnäve och de analyseras sedan i SGU:s laboratorium i Uppsala. Rutinmässigt analyseras provernas densitet och magnetiska egenskaper. De olika bergartsprovernas densitet kopplas ihop med uppmätta anomalier från tyngdkraftsmätningarna och provernas magnetiska egenskaper länkas samman med uppmätta magnetfältsanomalier. Under det här karteringsprojektet har 59 petrofysikprov från berghällar samlats in. Från tre av de borrhärlor vars magnetiska susceptibilitet loggades, togs även 22 mindre sektioner för petrofysisk analys. Analyserna rörde främst de olika sektionernas densitet och magnetiska egenskaper, men vissa blev även föremål för resistivitmätningar. Även det sistnämnda utfördes i SGU:s laboratorium i Uppsala.

Inom projektet har även gammaspektromettermätningar på berghällar ägt rum. De radiometriska mätningarna har utförts på sju lokaler och totalt har 14 mätningar med spektrometer genomförts.

Vid tolkningen av geofysiska data har 2D- och 3D-modelleringsprogram använts. För insamlade VLF-data (både markbunden och flygburen) användes inversionsprogrammet Rebocc (Siripunvaraporn & Egbert 2000). Resultatet presenteras som en resistivitetsmodell längs profilen ner till cirka 300 m djup.

Magnetfälts- och tyngdkraftsdata har initialt tolkats med programvaran Potent genom så kallad *forwardmodellering* längs utvalda profiler. Dessa modeller har sedan använts som stöd i den fortsatta modelleringen där data har inverterats i 3D med programvaran Voxi (Geosoft-Seequent). Resultatet presenteras som 3D-modeller bestående av *voxlar* (volymelement) som visar fördelningen av magnetisk susceptibilitet eller densitet baserat på magnetfälts- respektive tyngdkraftsdata.

Geokemi

Prov för bulkgeokemisk analys togs av både värdbergarter och olika mineraliseringstyper från häll, varp och borrhärlor. Beredning av insamlade prover genomfördes av ALS Scandinavia i Öjebyn, Piteå, för vidare kemisk analys i ALS Minerals laboratorium i Loughrea, Irland. Ett brett spektrum av huvud- och spårelement analyserades med olika metoder, se tabell 3. Ytterligare detaljer om analysmetoderna finns på analysföretagets hemsida (ALS 2022). Tre olika interna bergartsstandarder från SGU blev samtidigt analyserade för kvalitetskontroll. Analysdata är tillgängliga via SGU:s kartvisare ”Bergartskemi” som finns på www.sgu.se. Ett flertal av de diagram som presenteras i avsnittet *Geokemi* nedan har framställts med hjälp av GCDkit (Janousek m.fl. 2006).

Tabell 3. Litogeokemiska analysmetoder som använts för proverna inom detta projekt.

Grundämnen	Beskrivning av analysmetod	Beteckning
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , CaO, MgO, Na ₂ O, K ₂ O, Cr ₂ O ₃ , TiO ₂ , MnO, P ₂ O ₅ , SrO, BaO, Ba, Ce, Cr, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zr, Ge	Litiumboratuppslutning följt av syraupplösning och analys med ICP-AES-instrument (atomemissionspektroskopi med en induktivt kopplad plasma som emissionskälla)	ME_ICPO6, ME-MS81
C, S	Infrarödspektroskopi	ME-IRO8
LOI	Glödningsförslut vid 1000°C	OA-GRA05
Ag, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sc, Zn, Li	Uppslutning i fyra syror följt av analys med ICP-AES-instrument	ME-4ACD81
Ag, Al, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr	Kungsvattenuppslutning följt av analys med ICP-MS-instrument (masspektrometri med en induktivt kopplad plasma som emissionskälla)	ME-MS41, ME-MS42
Au, Pt, Pd	"Fire assay" och analys med ICP-AES-instrument	PGM-ICP23
Cl, F	KOH-uppslutning och jonkromatografi	ME-IC881

Kombinerad XCT-XRF-skanningsteknologi och metodologi

Kombinerad XCT-XRF-borrkärneskanning genomfördes med det mobila GeoCore X10-instrument som utvecklats av Orexplore AB, Stockholm (Bergqvist m.fl. 2019, Luth m.fl. 2022). XCT står för *X-ray Computed tomography* och XRF, som normalt, för *X-Ray Fluorescence (analysis)*, på engelska. Det senare är alltså röntgenfluorescensanalys, vilken medger kvantifiering av individuella grundämnen i ett prov, medan XCT innebär att instrumentet genererar en tredimensionell bild av hur partiklar av olika karaktär fördelar sig inom en viss provvolym. Det sker genom så kallad attenuering, det vill säga hur enskilda partiklar eller provvolymen reagerar på och påverkar inkommande energi, i detta fall röntgenstrålning. Med instrument som detta, med samtidig skanning och därmed samtidig tillämpning av båda metoderna på solida prov som en borrhärna, så genereras alltså ett tredimensionellt dataset med spatiell attenuerings- och kemisk information. Instrumentet har en röntgenkälla med en solid volframanod, en analyspunktstorlek på 50 µm, en detektor av transmissionstyp med en pixelstorlek av 100 µm, och en spektrometer. Allt detta rör sig synkront uppåt och nedåt under en skanning medan den vertikalkomputerade borrhärnan roterar.

I denna studie skannades hela och halverade borrhärnor, med en ursprunglig diameter av 39 mm (WL67), med hastigheter mellan 1 och 3 m/h och med en röntgenenergi av 120 kVp, vilket resulterade i 3D-bilder med en upplösning av 200 µm per voxelsida. Ett förberäknat dataset av vanliga mineral från Enåsen användes för att korrelera uppmätt röntgenattenuering med kända mineralspecifika attenueringsdata, genom användning av tvärsnittsdata från PENELOPE-2006 (Salvat m.fl. 2006). Röntgenavbildningssystemet kalibrerades med trappformade aluminium-*"phantoms"*, alltså geometriska objekt som används i tomografisk avbildning för att kalibrera pixel-pixelvariationer och för att korrigera för *"beam-hardening"*-effekter genom att filtrera bort lågenergifotoner från den genererade röntgenstrålen. GeoCore X10-metoden är en patentskyddad teknik som kombinerar röntgenfluorescensspektra, attenuerings-, och densitetsdata beräknade från tomografisk avbildning och provvikt för att beräkna mineralsammansättningar och slutliga, punktvisa grundämneshalter i viktsprocent eller ppm (Bergqvist m.fl. 2019). Denna metod för bästa anpassning (eng. *best fit*) minskar de analytiska problem som man normalt får med heterogena bergarter eller malmer. Beräkning av röntgenfluorescensresponser från mineral och tomografiska rekonstruktioner utfördes med en högpresterande beräkningsdator utrustad med grafikprocessorer (GPU:er) med *"teraflop"*-kapacitet (TFLOP; ett mått på en dators kapacitet att göra ett mycket stort antal beräkningar per tidsenhet).

Som med konventionella röntgenfluorescensinstrument är detektionsgränserna för GeoCore X10:n avhängiga röntgenenergin, skanningshastigheten, och provets totala sammansättning, densitet och kornstorleksfördelning tillsammans med det enskilda grundämnets karaktär (se till exempel Laperche & Lemi re 2021). Detektionsgränserna med GeoCore X10  r ungefär 100 ppm för grundämnen med atomnummer mellan 25 och 92. Halter för lättare grundämnen  n klor m ts inte men kan uppskattas med st kiometrisk  beräkningar, genom användning av teoretiska ”half-value layers” f r r ntgenfluorescensspektrallinjer, som motsvarar materialtjockleken efter det att strålningen har minskat till 50 % (App. 3; Salvat m.fl. 2006).

Erhållna skanningsdata importerades i mjukvaran Ore Explore Insight (Orexplode 2021), som visualiserar skannade borrhärnor som roterbara 3D-bilder intill en lista med uppskattade och beräknade grund mneskoncentrationer. Genomsnittskoncentrationer beräknades i manuellt utvalda segment, ner till 8 mm tjocka.

Geologisk 3D-modellering

Syftet med modelleringen  r att ge en mer detaljerad bild av berggrundens och malmkroppens uppbyggnad och av geometrin f r Enåsens guldmineralisering samt att placera den i en regional strukturgeologisk kontext. Modellerna och ingående data kan även betraktas som ett underlag till mer detaljerade malmber kningar. Möjliga användningsområden  r inom mineralprospektering, underjordsarbeten och även vattenförvaltning. Målsättningen är att modellen ska stärka kunskapen om och förståelsen för olika geologiska förhållanden och kopplingarna till malmförekomster i liknande områden både i Sverige och andra länder. Ur ett samhällsekonomiskt perspektiv är modellerna dynamiska och lätta att uppdatera efter implementering av ny information.

F r det här projektet har den tidigare ägaren av Enåsens guld-koppargruva, Boliden Mineral AB, tillg ngliggj rt en stor mängd borrh llsdata f r SGU. I vårt arbete har denna externa data integrerats med befintlig och ny SGU-information från fält och borrhärnor (Bergman m.fl. 2022). Provtagning av borrhärnor genomfördes under 2022 i Malå. Resultatet presenteras här som en serie lokala och regionala geologiska 3D-modeller uppbyggda av litologiska lager, f rk stningar och malmkroppar. Även den underjordiska infrastrukturen och rekonstruerade höjdmodeller finns med. Med hjälp av sådana modeller kan man visualisera och grovt kvantifiera mängden utbrutet material och göra en första bedömning om hur stor volym som möjligtvis kan finnas kvar (se figur 3 i resultatredovisningens avsnitt *Fältobservationer*). Dessa volymer kan innehålla guld, men även koppar, vismut och tellur. Den semi-regionala 3D-modellen är mer konceptuell.

Modellering har utförts i programmet Leapfrog Geo v. 2023.1 och SKUA-GOCAD v. 19 och figurerna bearbetades i Adobe Illustrator.

Geokronologi

Zirkoner togs fram genom densitetsseparation av krossade bergartsprov med användning av ett Wilfley-vattenskakbord. De magnetiska mineralen togs bort med en handmagnet. Zirkonerna handplockades och monterades i transparent h rdande epoxiharts tillsammans med referens-zirkon 91500 (Wiedenbeck m.fl. 1995, 2004). Zirkonmontaget polerades, guldbelades och undersöktes med *backscattered-electron*- och katodluminiscens-avbildning (BSE- respektive CL-) med elektronmikroskop vid Naturhistoriska Riksmuseet i Stockholm.

Detaljerade beskrivningar av de analytiska procedurerna ges i Whitehouse m.fl. (1997, 1999) och Whitehouse & Kamber (2005). En cirka 6 nA primär O -jonstr le användes, vilket gav analys-punktstorlekar på cirka 15  m. Pb/U-kvoter, elementkoncentrationer och Th/U-kvoter kalibrerades i förhållande till Geostandards zirkon 91500-referensen, som har en ålder på

cirka 1 065 miljoner år (Wiedenbeck m.fl. 1995, 2004) och OGC-referensen, som har en ålder på $3\,465,4 \pm 0,6$ miljoner år (Stern m.fl. 2009). Så kallade *common lead*-korrigerade isotopvärden (det som på engelska kallas *common lead* är naturligt förekommande icke-radiogent bly som kan inkorporeras i ett mineral under dess tillväxt och som kan störa beräkningarna i samband med geokronologisk analys av U-Pb-systemet) beräknades med användning av en modern *common Pb*-sammansättning (Stacey & Kramers 1975) och uppmätt ^{204}Pb , i de fall då ^{204}Pb hade en räknehastighet över detektionsgränsen. Sönderfallskonstanterna följer rekommendationerna från Steiger & Jäger (1977). Diagram och åldersberäkningar av isotopdata gjordes med programvaran IsoplotR (Vermeesch 2018). Alla åldersosäkerheter presenteras på 2σ eller 95% konfidensnivå.

Undersökning och mineralogisk-petrografisk karakterisering av malmassociationer

Polerprov och polerade tunnslip från olika malmassociationer, främst tillverkade av prov från Enåsengruvan och i mindre grad från andra mineraliseringar i området, har undersökts och karakteriserats med polarisationsmikroskopi (genom- och påfallande polariserat ljus) och ett urval av dessa har därefter undersökts med svepelektronmikroskopi med så kallad *back-scattered electrons*-detektor samt energidispersiv mikrokemisk in situ-analys (förkortade SEM, BSE, respektive EDS) vid Uppsala universitets institution för geovetenskaper. Proven hade innan analys belagts med kol med en så kallad sputter. SEM-instrumentet var ett Zeiss SUPRA 35VP med en RBSR BSE-detektor och EDS-detektor EDAX modell SDD Apollo X. Accelerationsspänningen var 20 kV och arbetsavståndet 8,5 mm.

Ett mindre antal prov valdes också ut för provberedning till pulver och påföljande röntgen-diffraktometrisk analys (XRD, efter engelskans *X-Ray Diffraction*) vid SGU:s laboratorium i Uppsala. Röntgenanalyserna utfördes med en Siemens D5000 tetra-teta-diffraktometer (Bragg-Brentano-geometri), med kopparstrålning ($\text{CuK}\alpha$) och grafitmonokromator under 40 kV spänning och 40 mA strömstyrka. Diffraktometerråfiler upptogs inom 2-tetaintervallet $2\text{--}65^\circ$ på icke-orienterade pulverpreparat. Analyserna har utförts med fast provhållare, 1° divergensspalt, 2 mm ”*antiscatter*”-spalt samt 0,6 mm mottagarspalt. Behandling av rådata inklusive filtrering och tolkning genomfördes med Siemens/Brukers mjukvarupaket EVA.

Resultat

Resultatredovisningen sammanfattar data och observationer från fältarbete och analyser, och omfattar geofysik, geokemi, strukturgeologi och modellering, malmmineralogi och malmpetrografi samt geokronologi från Enåsenområdet.

Fältobservationer

Den lokala till regionala geologin karakteriseras av ett flera km långt och cirka 500 m brett stråk av migmatitiserade bergarter. Stråket stryker nordväst–sydost och består huvudsakligen av metatexit, skarnartade associationer, amfibolit, skiffrika biotit- och grafitförande kvarts-fältspatbergarter samt metaarenit. De omgivande bergarterna är till största delen metagranitoider tillhörande Ljusdalsbatoliten (Lundegårdh 1967, Willdén 1986, Högdahl m.fl. 2009).

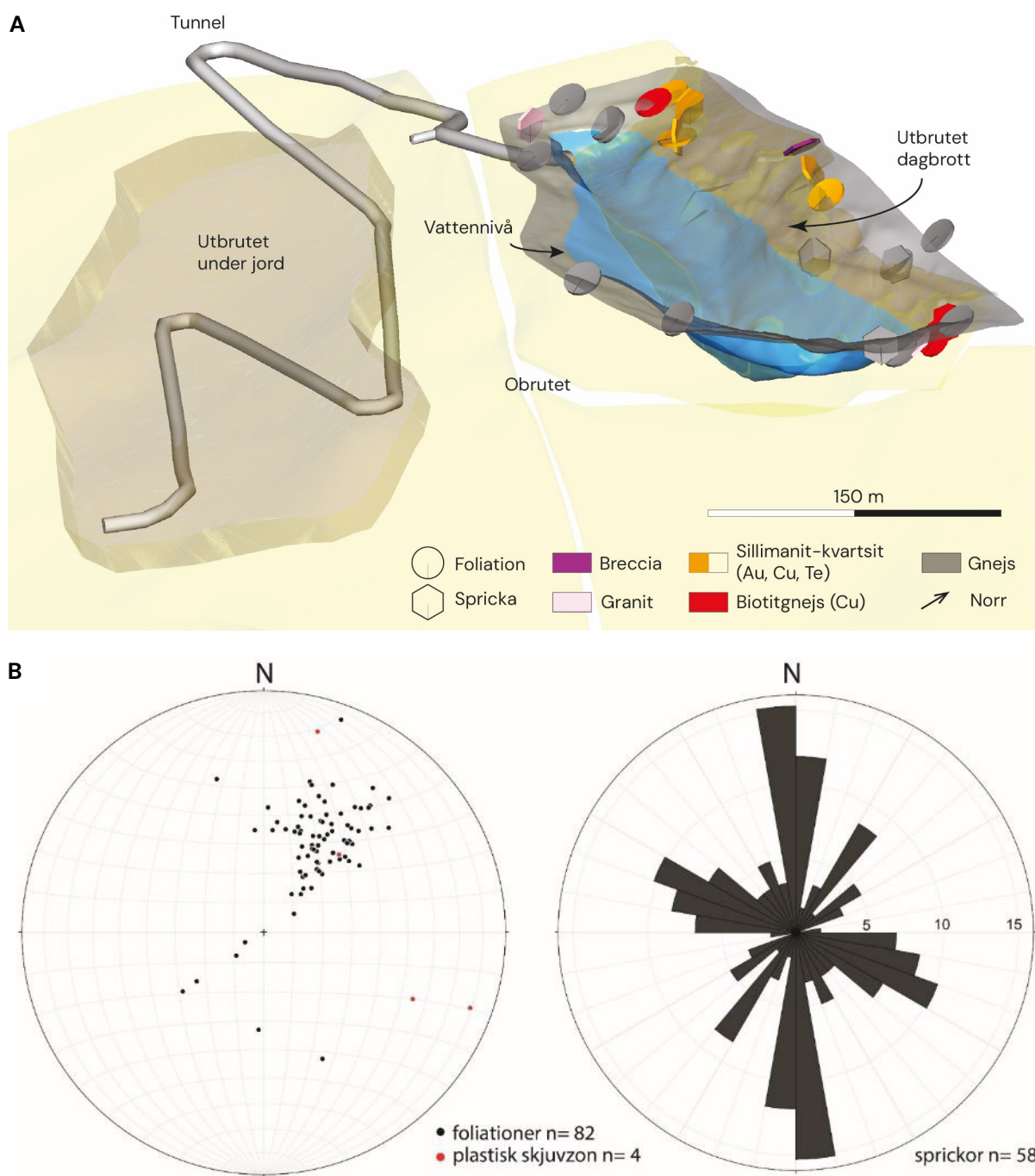
Veckad metatexit dominerar i blottningarna kring Enåsens guld-koppargruva (fig. 4A–C). Bandning av leukosom tolkas som en S1-foliation som är veckad (F2) längs ett axialplan parallellt med en sparsamt utvecklad S2-foliation. Vid gruvans nordöstra sida finns en 2 m bred skjuvzon som markerar en skarp övergång från metatexit till sillimanitkvartsit (fig. 4A–B). I sillimanitkvartsiten finns en stark penetrativ foliation som påminner om sedimentär lagring men som här tolkas som

en tektonisk foliation (S2) som överpräglar alla tidigare strukturer. Sillimanitkvartsiten stupar måttligt mot sydväst (fig. 4D). Lokalt är S2 i sillimanitkvartsiten också veckad och uppvisar småskaliga z- och s-veck som kan tolkas som parasitveck av samma generation. En alternativ tolkning är att de småskaliga vecken är senare skjuvveck som bildats i samband med revers skjuvning under progressiv förkortning under D2 och D3. På några ställen förekommer breccierade zoner som innehåller kantiga block av folierad sillimanitkvartsit i en finkornig matrix (fig. 4E). I några fall är matrixen också folierad (fig. 4F).

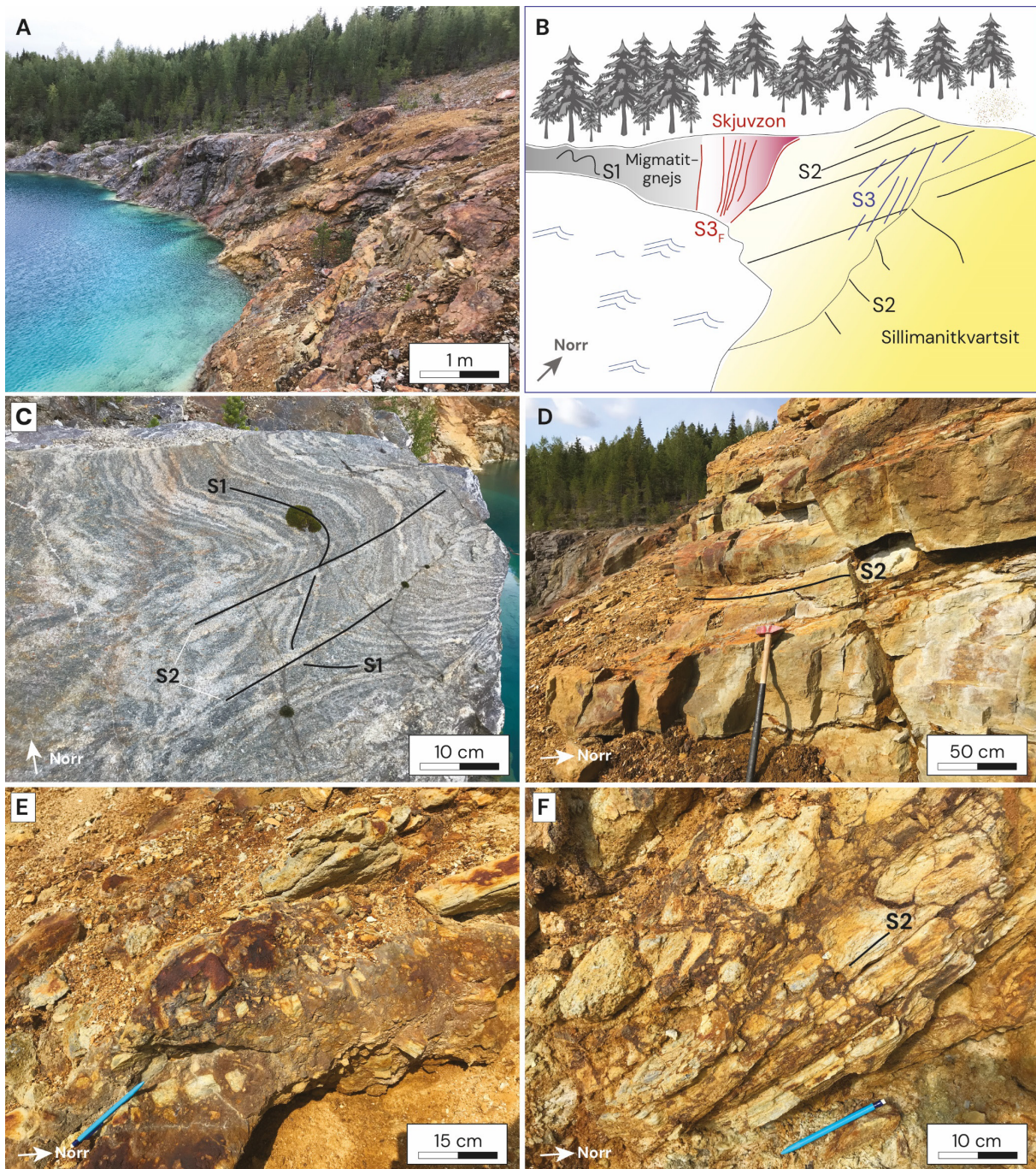
I den sydöstra delen av gruvan finns en gradvis övergång inom cirka 5 m från omvandlad och sulfidrik biotit-sillimanitgnejs till metatexit (fig. 5A–B, E). Lokalt är biotitgnejsen starkt uppsprucken längs S2- och S3-foliationerna och vinkeln mellan de båda planen tyder på en antiklinal F3-veckomböjning mot nordost (fig. 5C). Bara några meter mot söder markeras gränsen mellan metatexit och aplitgranit av en förkastningszon som stupar 50° mot sydväst. Tittar man härifrån mot gruvans norra sida så ses två välvgränsade förkastningar med strykning mot syd–sydväst (fig. 5D). I sin allmänhet är kontakterna mellan metatexiterna och aplitgraniterna diskordanta och den massformiga graniten klipper tvärs över metatexitens bandning och foliation (fig. 6A–B).

Vid både Enåsens guld-koppargruva och Långtjärnen uppmättes ett antal sprickorienteringar vilka är plottade i ett rosdiagram (fig. 3). Utifrån detta kan man konstatera att sprickmönstret domineras av nord–sydligt, nordväst–sydostligt och nordost–sydvästligt strykande sprickor. Vid Enåsen har ett antal plastiska och spröda zoner med riktning i både nord–syd och nordväst–sydost förskjutit malmhorisonterna upp till några meter (fig. 5D, Willdén 1986).

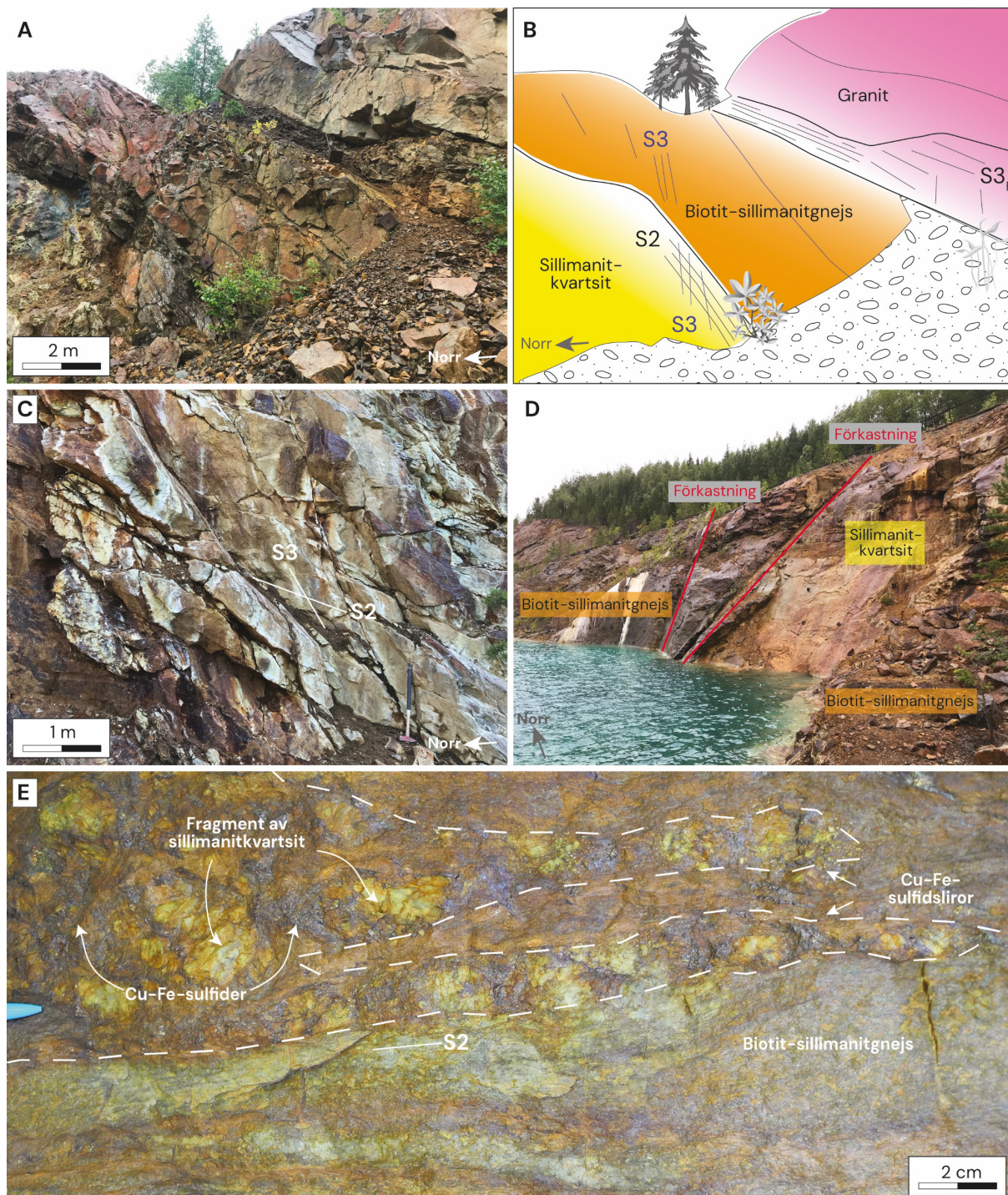
Vid Långtjärnen tolkas även reversskjuvning mot nordost från kinematiska indikatorer i en mylonitiserad metatexit (Bergman m.fl. 2022). På samma ställe har också en liten häll av starkt deformerad kvartsit eller metaarenit påträffats som mycket liknar den mineraliserade sillimanitkvartsiten vid Enåsengruvan. I ett lokalt geologiskt och prospekteringsrelaterat perspektiv antar vi att ytbergarterna vid Långtjärnen tillhör samma stratigrafi som vid Enåsens guld-koppargruva (se också Willdén 1986, Hallberg 1994).



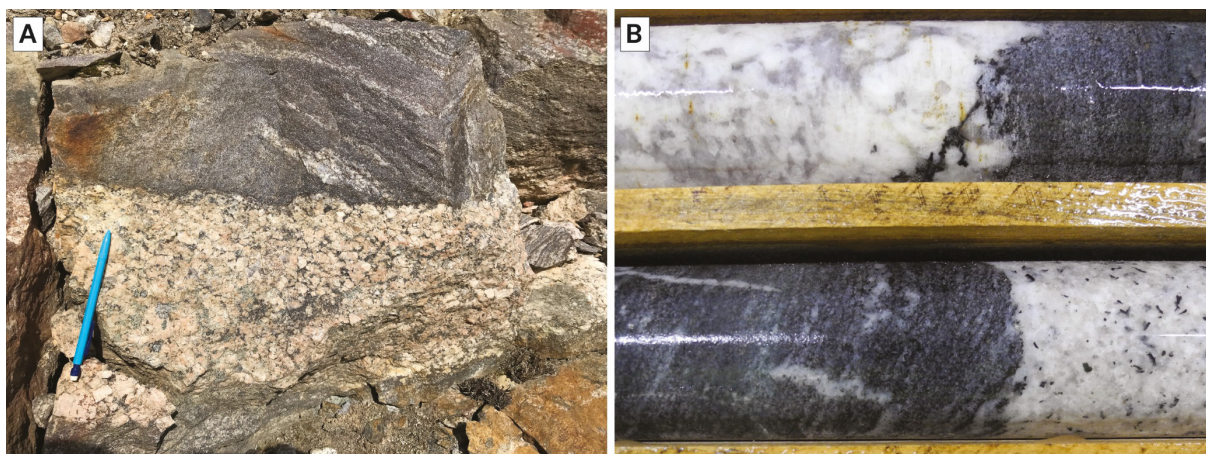
Figur 3. A. 3D-bild av guld-koppargruvan Enåsen som visar dagbrott, underjordisk infrastruktur och utbruten malmvolym. Blått markerar den ungefärliga nuvarande vattennivån i dagbrottet. **B.** Till vänster: Lambert equal area-stereogram där prickarna representerar poler till uppmätta foliationsplan (svarta) och plastiska skjuvzoner (röda). Till höger: rosdiagram för 58 uppmätta sprickor i området. Bredden av en sektor är 10 grader, och längden representerar frekvensen där den maximala längden motsvarar 16 procent av det totala antalet. Data från fältobservationerna är öppet tillgängliga och kan laddas ned från SGU:s webbplats (www.sgu.se).



Figur 4. Enämsgruvans nordöstra sida. **A.** Vid dagbrottets nordöstra sida är sillimanitkvartsiten starkt folierad av S2 som liknar en sedimentär lagring men som här tolkas som tektonisk. Lokalt är S2 korsad av en "spaced cleavage" som kan betraktas som en S3-foliation. Till vänster om bildens mitt markerar en brant skjuvzon ($S3_F$) kontakten mellan hydrotermal-omvandlade bergarter till höger och icke omvandlad metatexit till vänster. **B.** Ritad tolkning av bilden bredvid. **C.** Metatexit vid dagbrottets nordvästra del som visar F2-veckning av leukosom (ljusa band) som representerar S1. Notera att i motsats till i sillimanitkvartsiten så utgör S2 inte den penetrativa foliationen i den här bilden. **D.** S2-foliationen i sillimanitkvartsiten stupar 35 grader mot sydväst. **E.** Brecciazon med kantiga block av sillimanitkvartsit i en finkornig matrix bestående av mest kvarts, fältspat och delvis vittrade sulfidmineral (mörkt bruna områden). **F.** Breccierad och folierad zon som mest utgörs av fragment av sillimanitkvartsit. Foto: Stefan Luth.



Figur 5. Enåsengruvans sydöstra sida. **A.** I gruvans sydöstra del visas en gradvis övergång inom cirka 5 m från omvandlad och sulfidrik biotit-sillimanitgnejs till "ren" metatexit (vänster till höger). Kontakten mellan metatexit och aplitgranit (längst upp till höger) markeras av en förkastning som stupar 50 grader mot sydväst. **B.** Ritad tolkning av bilden bredvid. **C.** Förstoring av ovanstående bild av biotitgnejs visar en vinkel av 45 grader mellan S2- och S3-foliationerna och indikerar att den antiklinala F3-vekomböjningen befinner sig mot nordöst. **D.** Välvägränsade förkastningar med strykning mot syd-sydväst (ritade i rött). **E.** Närbild av Fe-Cu-mineraliserad biotit-sillimanitgnejs. Fe-Cu-mineraliseringen förekommer mest i form av sliror och ådror orienterade parallellt med S2-foliationen. Slirorna i denna bild innehåller även kantiga fragment av sillimanitkvartsit som är omgivna av Fe-Cu-sulfider, alltså texturella relationer som överensstämmer med observationer som gjorts på mikroskala i material av denna typ från brytningen (se stycket om Enåsens guld-koppargruva under Mineraliseringar). Foto: Stefan Luth.



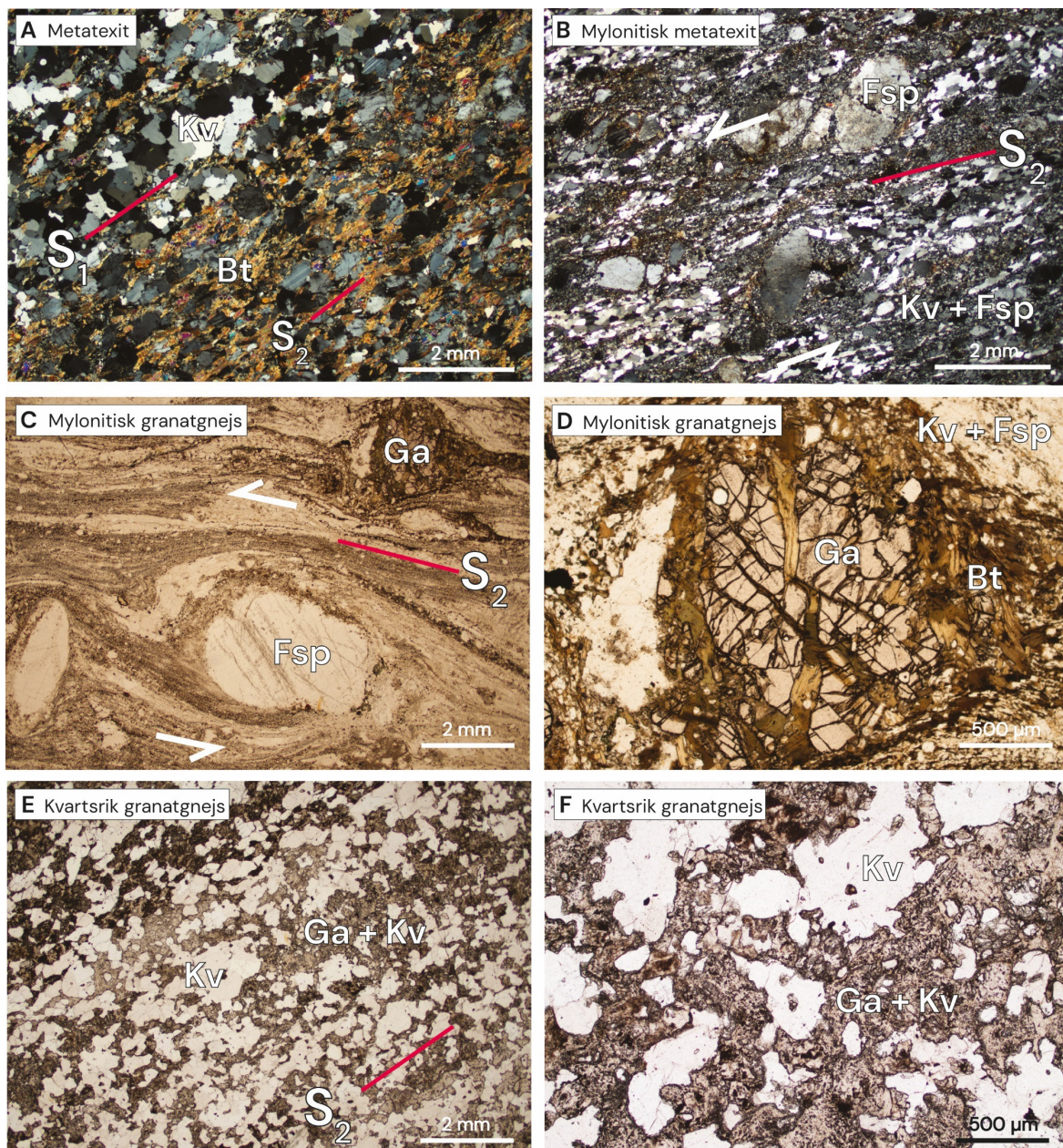
Figur 6. Massformig aplit/pegmatitgranit (ljus) skär tvärs över bandning och foliation i metatexit (mörk). **A.** Exempel i håll vid Enåsens guld-koppargruva. **B.** Exempel från borrkärna BH-111. Foto: Stefan Luth.

Mikrostrukturer

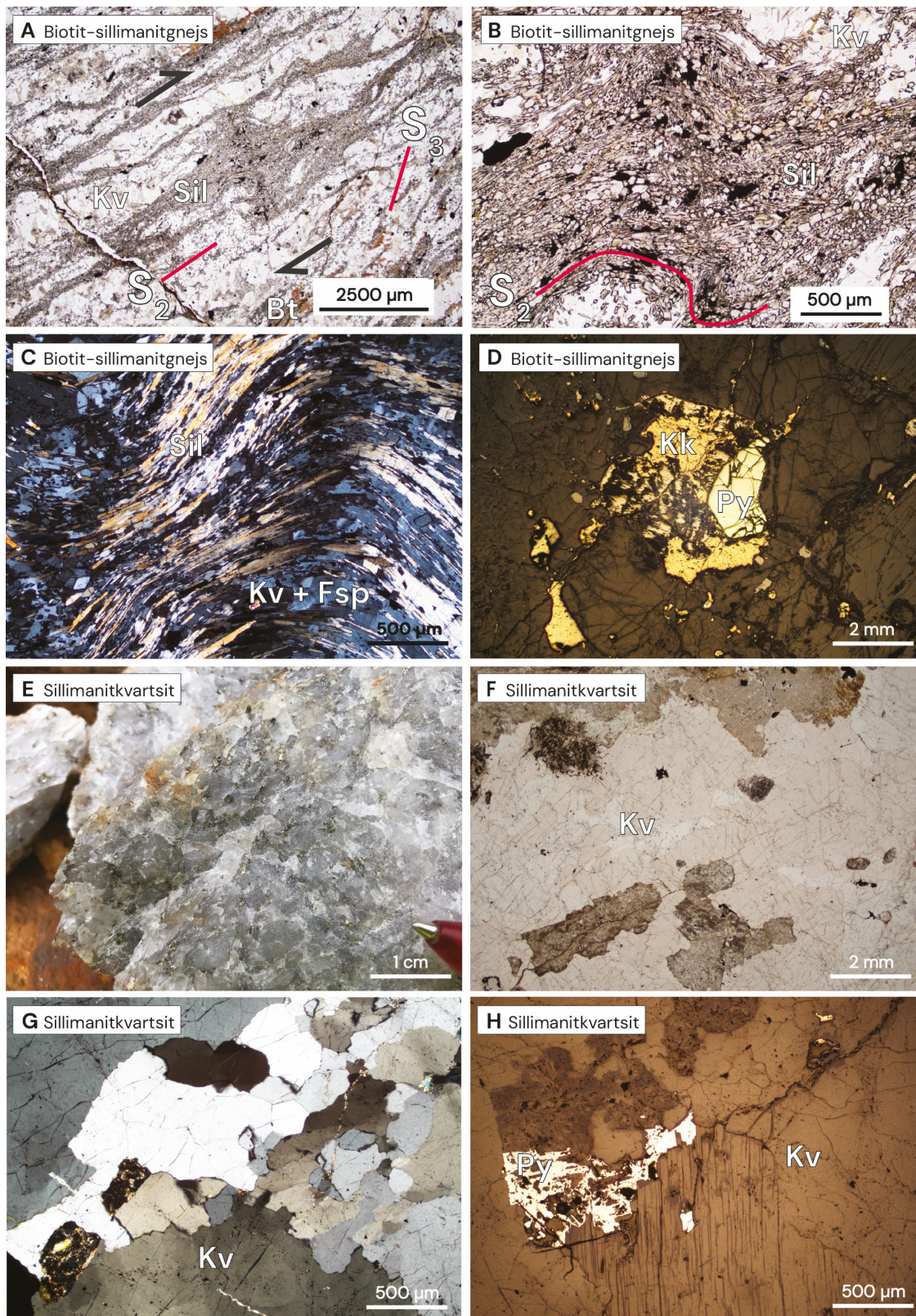
Metatexiterna och granatgnejserna uppvisar i tunnslip en bandning av respektive mest kvarts och biotit (fig. 7). Bandningen tolkas som en tektonisk S1-foliation (fig. 7A). I biotitrika band föreligger en parallellorientering som tolkas som S2. I tunnslip från några lokala skjuvzoner i metatexiterna och granatgnejserna förekommer fältspatporfyroklaster och granatporfyroblaster vilka är delvis omvandlade till biotit i en finkornig kvarts-fältspat-biotit-matrix (fig. 7B-C). Rotation av relativt stora korn av fältspat och granat uppvisar en sinistral rörelse i ett horisontellt snitt (fig. 7B). Asymmetrisk veckning i ett vertikalsnitt av en mylonitisk granatgnejs indikerar en revers rörelse (fig. 7C). I kvartsrika granatgnejs från Långtjärnen finns en bandning definierad av kvarts och granat (fig. 7E-F). Kvartskornen har små inneslutningar av granat och har tydligen växt över dem. Bandningen tolkas som en tektonisk S3-foliation.

Biotit-sillimanitgnejserna uppvisar i tunnslip en stark foliation i form av kvarts- respektive sillimanitrika band, som tolkas här som en S2-foliation (fig. 8A–D). Asymmetrisk veckning av denna S2-foliation indikerar en reversrörelse. Parallellt med F2-axialplanen observeras lokalt en S3-*spaced cleavage* (fig. 8A). I själva veckomböjningen uppträder sillimanit både längs med och tvärs över tunnslipet. Sillimanit förekommer här tillsammans med en förhöjd mängd malmmineral som i reflekterat ljus identifierats som kopparkis, pyrit och magnetkis (fig. 8D).

Sillimanitkvartsiterna består mest av kvarts och det undersökta tunnslipet innehåller enbart en liten mängd sillimanit och opaka mineral, i motsats till biotit-sillimanitgnejsen (fig. 8E-H). Provet är i allmänhet ej folierat men det finns färgnyanser som pekar på olika sammansättningar bland kvartskornen (fig. 8F). Undulös utsläckning av kvarts förekommer och tyder på deformation (fig. 8G). Det ska nämnas att provet som visas här (SLH211061A) inte är helt representativt för sillimanitkvartsiten som helhet, eftersom även starkt folierade och även brecceriade varianter av denna bergart har observerats på nära håll. Också malmmikroskopi, borrkärnekartering och skanning, vilka beskrivs i kommande kapitel, bekräftar att sillimanitkvartsiten växlar mellan starkt folierade och mera massformiga varianter.



Figur 7. Mikroskopbilder av tunnslip i polariserat ljus. **A.** Metatexit med S1-foliation som är orienterad parallellt med kvarts- respektive biotitrika band. De sistnämnda visar även en S3-foliation. Korsade polarisatorer, SLH211010A–Dip. **B.** Protomylonitisk metatexit med uppspruckna och roterade fältspatklastar, som visar sinistral rörelse, i en starkt folierad matrix (S3) bestående av mest kvarts, fältspat och biotit. Korsade polarisatorer, SLH211044A–Stryk. **C.** Mylonitisk granatgnejs med roterade fältspatklastar (Fs) och asymmetriska veck som bildades under revers rörelse. Planpolariserat ljus, SLH211105A–Dip. **D.** Närbild av C av granatporfyroblast som är delvis omvandlad till biotit. SLH211105A–Dip. **E, F.** Kvartsrik granatgnejs. Kvarts och granat + kvarts i form av en symplektit. Bandningen tolkas som en S3-foliation. Planpolariserat ljus, SLH211053A–Stryk. Ga: Granat, Bt: Biotit, Kv: Kvarts, Fsp: Fältspat. Foto: Stefan Luth.



Figur 8. Mikroskopbilder av tunnslip i polariserat ljus. **A.** Biotit-sillimanitgnejs i planpolariserat ljus. Oregelbundna band av kvarts och sillimanit utgör en S3-foliation. Notera asymmetrisk veckning av S3 med en axialplansförskifring representerad av S4. SLH211005A-Dip. **B.** Närbild av bilden bredvid som visar ett z-veck av ett S3-band bestående mest av sillimanit och opakmineral. Sillimanit uppträder både längs med och tvärs över tunnslipet. SLH211005A-Dip. **C.** Veckad biotit-sillimanitgnejs. Korsade polarisatorer, SLH211006A-Dip. **D.** Biotit-sillimanitgnejs i planpolariserat reflekterat ljus med subhedral pyrit och kopparkis. SLH211016A-Stryk. **E.** Sillimanitkvartsitsstuff bestående mest av kvarts. SLH211061A. **F.** Sillimanitkvartsit i planpolariserat ljus. Provet är i allmänhet inte folierat. SLH211061A. **G.** Närbild av bild F med korsade polarisatorer. Notera undulös utsläckning i kvartsen. SLH211061A. **H.** Sillimanitkvartsit i planpolariserat reflekterat ljus. SLH211061A. Sil: Sillimanit, Bt: Biotit, Kv: Kvarts, Fsp: Fältspat, Kk: Kopparkis, Py: pyrit. Foto: Stefan Luth.

Mineraliseringar

Ett flertal objekt i SGU:s mineralresursdatabas i detta område har under innevarande projekt visat sig vara svåra eller omöjliga att spåra i form av mineralisering i fast klyft, i flera fall över huvud taget. Till den senare gruppen hör Malsjöbodarna samt Nymyran (fig. 2; se också avsnitt *Mineraliseringar i stråket Nymyran-Felberget-Lesatten*). Malsjöbodarna (Gustafsson 1972, Hübner 1980) finns representerat i databasen som en skärpning på koppar-järnsulfider, men inga spår av en sådan kunde återfinnas vid ett fältbesök och denna förmenta skärpning är ej heller beskriven av Wik m.fl. (2009).

Flomyraskärpet eller Flomyrgruvan

Återställningsarbeten i och kring Enåsengruvan, efter dess nedläggning, har uppenbarligen påverkat åtkomsten till annat än rester av varp och liknande. Det så kallade Flomyraskärpet eller Flomyrgruvan, sydost om Enåsengruvan (fig. 2), var en guldförande kopparskärpning som upptogs av Boliden på 1930-talet och där man i flera omgångar kärnborrade. Mineraliseringen domineras av kopparkis och magnetkis i vad som tolkats som en sedimentådergnejs (Wik m.fl. 2009). Under fältarbetet eftersöktes skärpningen och det kunde konstateras att den sannolikt blivit offer för återställning och idag är täckt av, sannolikt i relativt nylig tid, kringflyttat grus, sten och blockmaterial. Merparten av närområdet var under tiden för fältarbetet så pass nyligen ”omarbetat” och övertäckt att endast yngre, spridd busk- och slyvegetation hade hunnit etablera sig partiellt (fig. 9).



Figur 9. Området kring det så kallade Flomyraskärpet är idag kraftigt omrört och sannolikt relativt nyligen övertäckt med grus, sand och stenmaterial i samband med återställningsarbeten av gruvområdet och dess omedelbara omnejd. Foto: Erik Jonsson.

Enåsgruvan–Ramsjögruvan

Öster om Flomyra föreligger två andra, mindre skärpningar eller grävningar, kallade Enåsgruvan och Ramsjögruvan (fig. 2, 10–12). Den större av dem, Ramsjögruvan, utgörs av en rundad grävning med eventuell håll exponerad i kanten och rikligt med sulfidrostig sand, grus och block i både varp och kringliggande morän. Varp- och grävningssmaterialen är ofta kraftigt vittrat och rostigt. Båda provtogs under fältarbetet. Enåsgruvan utgör en av flera skärpningar eller grävningar på ett omkring 500 m långt sulfidmineraliserat nordväst–sydöstligt stråk som undersöktes av Boliden under 1930-talet, också med kärnbörning (Wik m.fl. 2009).

Enåsgruvans varpmaterial provtogs och analyserades kemiskt i form av ett större kompositprov (motsvarande 16 delprov). Detta gav cirka 5 500 ppm Cu, cirka 1 300 ppm Zn, cirka 0,5–0,9 ppm Au och 6 ppm Ag. Inga kritiska metaller befanns uppträda i halter över enstaka till någon eller några tiotal ppm.

Ramsjögruvan är den sannolikt större av ett flertal skärpningar eller grävningar som gjorts här av Boliden på 1930-talet, och här har också enligt uppgift 11 kärnborrhål upptagits på ett västnordvästligt strykande magnetit- och kopparkisförande stråk i vad som tolkats som en ådergnejsig metaarenit (Wik m.fl. 2009).

Ramsjögruvans varp- eller grävningssmaterial provtogs som ett mindre kompositprov, vilket analyserades kemiskt. Analysen visade runt 500 ppm Cu, cirka 100 ppm Zn, ett par tiondels ppm Au, samt en knapp till en ppm Ag. Inga relevanta halter av kritiska metaller förelåg.



Figur 10. Den gamla så kallade Enåsgruvan utgörs av mindre grävningar och skärpningar med tillhörande, oftast kraftigt övervuxen, rostfläckad och vittrat varp och framgrävt material. Foto: Erik Jonsson.



Figur 11. Den gamla så kallade Enåsgruvan utgörs av mindre grävningar och skärpningar med tillhörande, oftast kraftigt övervuxen, delvis rostfläckad och vitträd varp, som i denna bild. Foto: Erik Jonsson.



Figur 12. Den gamla så kallade Ramsjögruvan utgörs av en större grävning (eventuellt med en ursprunglig skärpning i botten?) samt spridda, rikligt rostfläckade, mestadels rundade stenar och block över ett större område. Foto: Erik Jonsson.

Ytterligare öster om Ramsjögruvan, sydväst om Långtjärnsmyran, ligger Långtjärnens sulfid-skärpning (fig. 2, 13). Under 1970-talet slog Boliden här ett kärnborrhål genom en 5 m bred pyrit- och magnetisförande sulfidzon, vilken enligt uppgift också innehöll zinkblände (Wik m.fl. 2009). Den idag mycket övervuxna, rostiga skärpningen (fig. 13) provtogs ur fast klyft under fältarbetet, varav tre prov analyserades kemiskt; två av dessa var från en uppenbarligen omvandlad, kvartsrik och synbarligen ganska sparsamt mineraliserad bergart och ett var från en intill förekommande bandad, möjligen delvis omvandlad, amfibol- och lokalt pyritförande metasuprakrustal bergart.

Ett mineral som skulle kunna vara zinkblände observerades i mycket små korn i handstuf, men att döma av analysresultaten föreligger i så fall en tydlig ”nuggeteffekt”. De kemiska analyserna av proven från Långtjärnen visade att de två förstnämnda proven innehöll mellan 66 och över 75 % SiO_2 , vilket bekräftar deras i handstuf bedömda kvartsrika natur. Det ena av de kvartsrika proven håller omkring 1 600 ppm Ba och över 200 ppm Cu, medan alla proven visade enstaka ppm Ag, 60–70 respektive dryga 120 ppm Zn, samt upp till cirka 0,06 ppm Au. Inga relevanta halter av kritiska metaller förelåg.



Figur 13. Del av den mest uppenbara skärpningen vid Långtjärnen efter visst rensningsarbete. Foto: Erik Jonsson.

Mineraliseringar i stråket Nymyran–Felberget–Lesatten

Vid Nymyran (fig. 2), öster om Graningen, kärnborrade Boliden 1958 genom en sulfid-mineraliserad zon dominerad av magnetkis och pyrit, i en grafitförande ådergnejsomvandlad metaarenit (Wik m.fl. 2009). Zonen har tolkats fortsätta cirka 3,5 km till Felberget i öster (fig. 2). Fältbesök vid Nymyran gav inga indikationer om mineralisering, ej ens i block. Till synes är Nymyranområdet dominerat av glaciofluviala avlagringar utan uppenbar förekomst av mineraliserade block, i tydlig kontrast till de morändominerade områdena som tar vid strax österut. Enligt Wik m.fl. (2009) påvisade Boliden också vid Felberget förekomst av en sulfidmineraliserad zon med kärnborrning 1958, vilken skall bestå av magnetkis och pyrit med spår av kopparkis i en grafitförande ådergnejsig metaarenit. Vid fältbesök på Felbergets södra sluttning kring den koordinat som anges för Felbergetmineraliseringen kunde inte annat än uppenbart sulfidförande, rostiga block observeras. Vid fortsatt undersökning vid och kring Felberget påträffades ett mycket stort antal sulfidförande (rostiga) block, mest rikligt längs skogsbilvägen som följer Felbergets västra till nordvästra sida och sluttning, där flera av dessa torde vara mycket korttransporterade eller till och med representera häll, i åtminstone ett fall. Ytterligare undersökningar i området ledde till fler fynd av sådana block, ända ned åt sydost i området väster om sjön Lesattens södra del, vilka blottats på nygjorda hyggen (fig. 14). De nya blockfynden visar möjligen på vidare potential för fynd i området och att den sulfidförande zonen eventuellt viker av i höjd med den nordvästra delen av Felberget, för att fortsätta i en mera sydostlig riktning. Någon signifikant fortsättning efter Felberget stöds dock till synes inte av befintliga geofysiska data (se nedan under avsnittet *Geofysik*). Ett flertal av blocken och en eventuell häll har också provtagits för kemisk analys, flertalet som kompositprov.

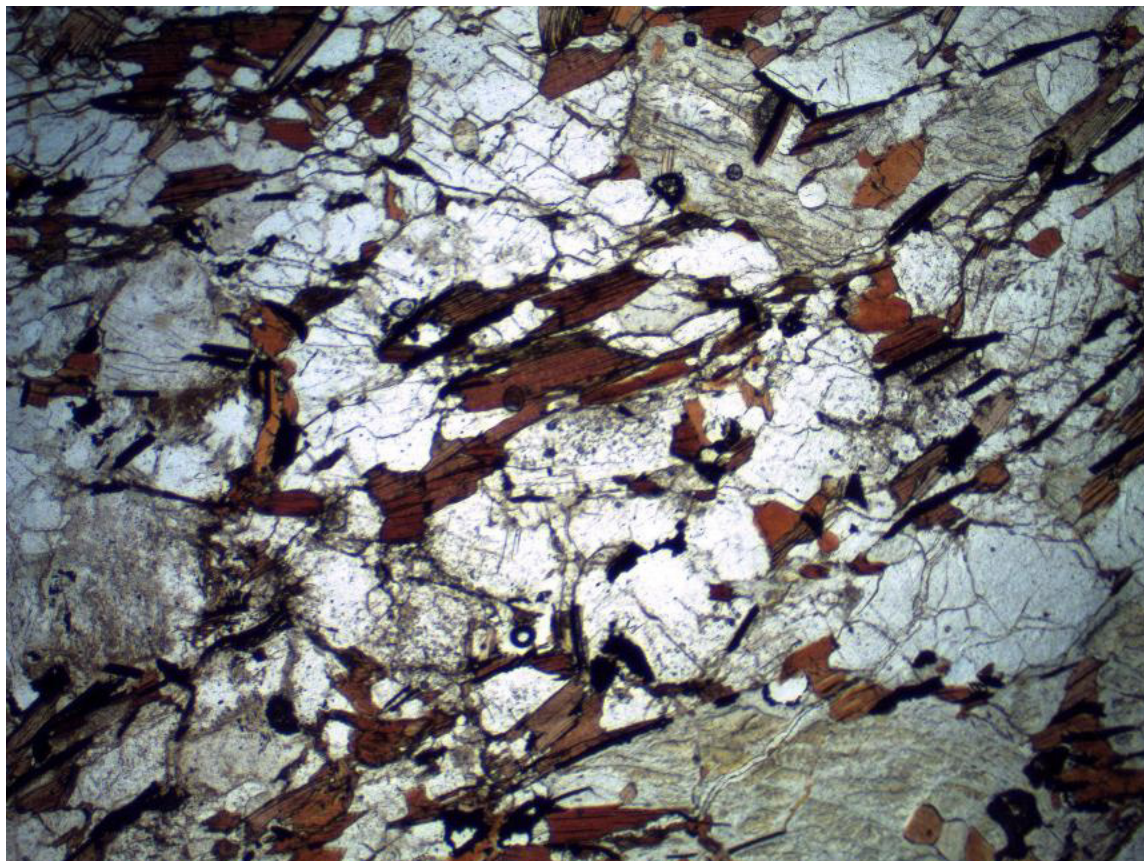


Figur 14. Karakteristiskt rostvittrande block i morän i Lesattenområdet. Foto: Erik Jonsson.

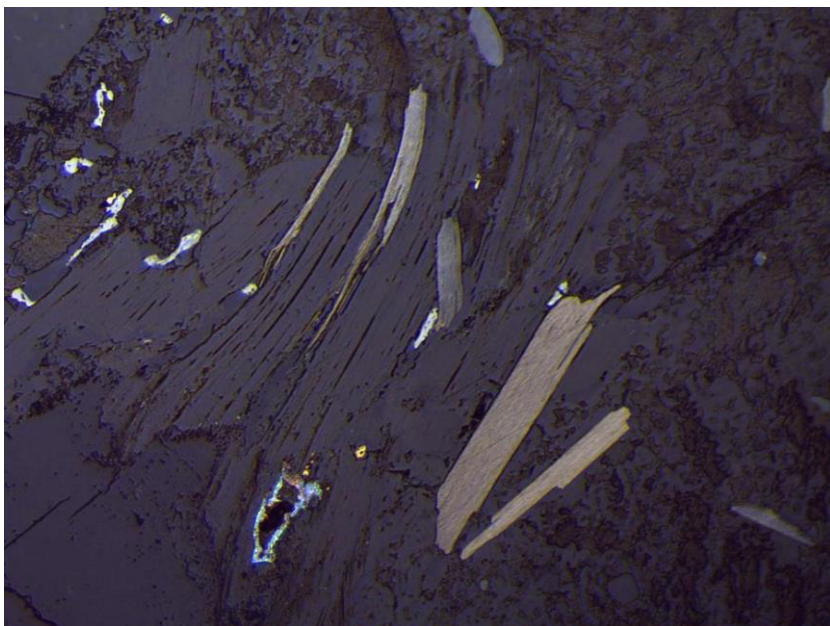
De kemiska analyser som genomförts på block (och eventuell häll) i detta område visar att de är något förhöjda i vanadin, med halter mellan cirka 90 och över 300 ppm V, har mycket modesta kopparhalter om cirka 20–150 ppm Cu, zinkhalter mellan cirka 20 och 350 ppm Zn, och därutöver omkring 0,001 till 0,03 ppm Au, samt enstaka ppm Ag. Inga relevanta halter av kritiska metaller har observerats.

Undersökning med polarisationsmikroskopi av materialet från rostiga block och potentiell häll (eller mycket korttransporterat grovt block) visar på huvudsakligen mestadels ganska finkorniga till fint medelkorniga och jämnkorniga kvarts-fältspat-biotitförande folierade till gnejsiga bergarter av sannolikt omvandlat ytbergartsursprung.

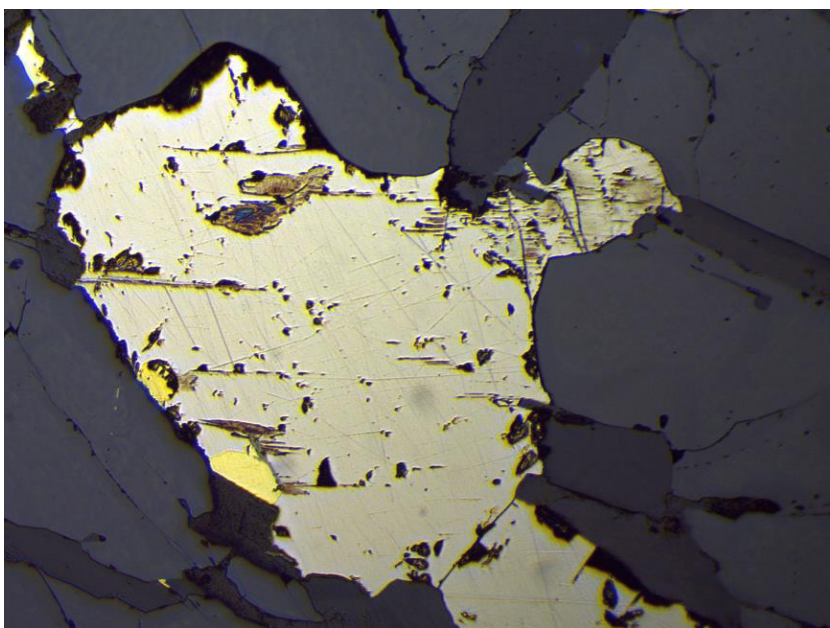
Innehållet av grafit, sulfider och oxider är varierande. Grafiten uppträder som isolerade skiviga kristaller och aggregat, ofta orienterade parallellt med foliationen markerad av mättat rödbrun-pleokroitiska glimmermineral (biotit) och kan vara deformerade både plastiskt och mera sprött eller sprödplastiskt (fig. 15, 16). Pyrit och magnetkis samt underordnad kopparkis verkar vanligast bland sulfiderna, medan bland annat magnetit och (sekundär) hematit observerats av oxider (fig. 16, 17). Granat uppträder i varierande utsträckning som mestadels anhedrala och till synes delvis retrogradomvandlade eller korroderade porfyroblaster (fig. 18).



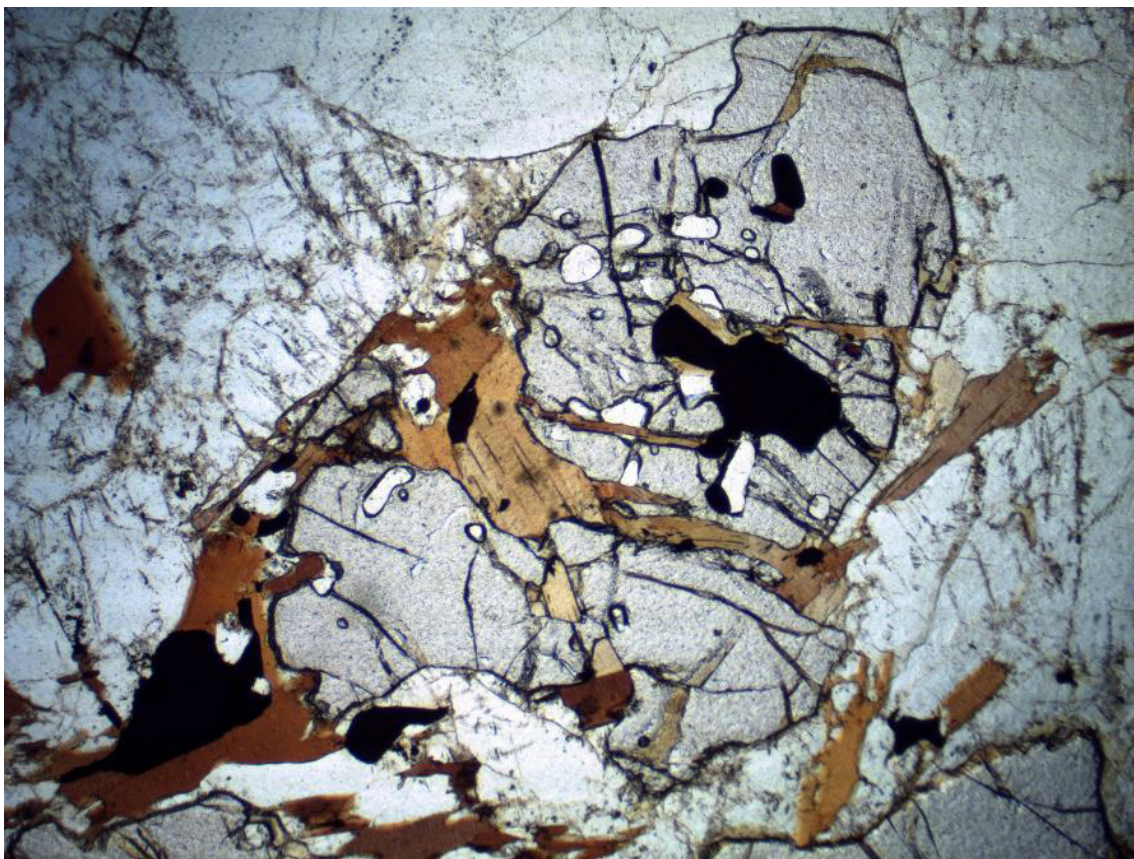
Figur 15. Mikroskopbild i planpolariserat genomfallande ljus av aggregat av kraftigt pleokroitisk biotit (mättat bruna till rödbruna färgtoner) tillsammans med skiviga kristaller och aggregat av grafit (svarta) i en relativt sparsamt sulfidförande kvarts-fältspatdominerad bergart. Många av biotit- och grafitaggregaten definierar en foliation i bergarten. Från karakteristiskt rostvittrande block från Felbergetområdet (KES210010). Bildbredd cirka 3,7 mm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 16. Mikroskopbild i plan-polariserat påfallande ljus av grafitaggregat (ljus gråbruna) följande foliation och svag veckning i glimmeraggregat (mörkt gråsvarta med tydlig spaltning) tillsammans med mindre mängder oxider samt något ytoxiderade sulfider. Från karakteristiskt rostvittrande block från Felbergetområdet (KES210010). Bildbredd 650 µm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 17. Bild i planpolariserat påfallande ljus av anhedral magnetkis (mycket ljus brungul-aktig) tillsammans med anhedral kopparkis (gul) i silikatgrundmassa. Delvis syns också omvandling till finkorniga sammanväxningar av markasit + pyrit i magnetkisen. Från karakteristiskt rostvittrande block eller möjligen håll från Felbergetområdet (KES210011). Bildbredd 650 µm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 18. Mikroskopbild i planpolariserat genomfallande ljus som visar anhedral granat (ljus grå, hög relief i mitten av bilden) som till synes delvis ersatts av biotit (kraftigt rödbrun- till gulbrunpleokroitisk) och delvis inneslutande samt associerad med opakmineral (svarta). Från karakteristiskt rostvittrande mycket korttransporterat block eller möjligen håll från Felbergetområdet (KES210011). Bildbredd cirka 3,7 mm. Foto: Erik Jonsson.

Enåsens guld-koppargruva

I och kring själva Enåsens guld-koppargruva finns idag relativt lite material tillgängligt som representerar malmen som bröts, då återställningsåtgärder efter gruvans stängning, även i relativt sen tid, lett till både ”omrörning” och övertäckning med grus, sand och block samt rivning av anriktningsverk och andra byggnader. I området finns dock en mindre rest av malm som av någon anledning blev kvar där (P. Nysten, muntlig kommunikation, 2021; fig. 19), vilken undersökts och provtagits inom detta projekt, inklusive i form av större kompositprov. Likaledes finns spridda stenar och block runt om i gruvområdet vilka uppenbart representerar material från malmen (och som också insamlades i viss omfattning). I alla dessa fall är det förstås omöjligt att specificera när och ur vilken del av malmen dessa ursprungligen brutits. Detsamma gäller det mindre antal mineraliserade prov (stuffer) som inlänats från olika samlingar (till exempel Naturhistoriska riksmuseet). Ett urval av borrhärneprov har också undersökts, men tids- och budgetramarna för detta projekt innebär att en storskalig och systematisk undersökning (och analys) av det relativt rikhaltiga borrhärnematerialet inte kunde genomföras. Mineralisering, om än relativt sparsam och över lag pyritdominerad, finns också kvar exponerad i gruvans liggvägg, vilken provtagits (fig. 20). Makro- och mikroskopiskt erinrar denna typ av mineralisering mycket om de som observerats fortsättningsvis åt sydost, i både skärpningar, grävningar och block, men med undantaget att mantlingstexturer av oxider kring ursprungliga sulfider förekommer i just liggväggsmaterialet.

Analysresultat från de prov som valts ut och analyserats kemiskt i bulkprov avrapporteras i avsnitt *Geokemi* nedan. Alla prov som analyserats geokemiskt inom ramen för detta projekt finns också tillgängliga i SGU:s litogeokemiska databas. Flera av de mineraliserade proven var så kallade kompositprov som provtagits i form av olika litologier och sedan kombinerats och homogeniserats till en provvolym som slutligen analyserats.



Figur 19. Rostiga och i varierande grad mineraliserade block i kvarlämnad malm nära Enåsengruvan. Foto: Erik Jonsson.



Figur 20. Den delvis mineraliserade liggväggen (notera rostfärgning) till Enåsengruvans malmzon, här exponerad i dagbrottets sydöstra del, direkt öster om rampvägen. Foto: Erik Jonsson.

Enåsens malmmineralogi och malmpetrografi

Enåsenmalmens mineralogi och texturer har delvis beskrivits av Nysten & Annersten (1984), vilket sammanfattats ovan i avsnitt *Tidigare arbeten*. Se tabell 4 för en sammanställning av observerade malmmineral i tidigare och befintligt arbete och deras kemiska formler. Baserat på tillgängligt, mestadels nyinsamlat provmaterial tillsammans med borrhälskärnor och prov från externa samlingar har vi genomfört nya undersökningar och analyser för att komplettera detta arbete och ytterligare kunna beskriva och tolka denna egenartade mineralisering.

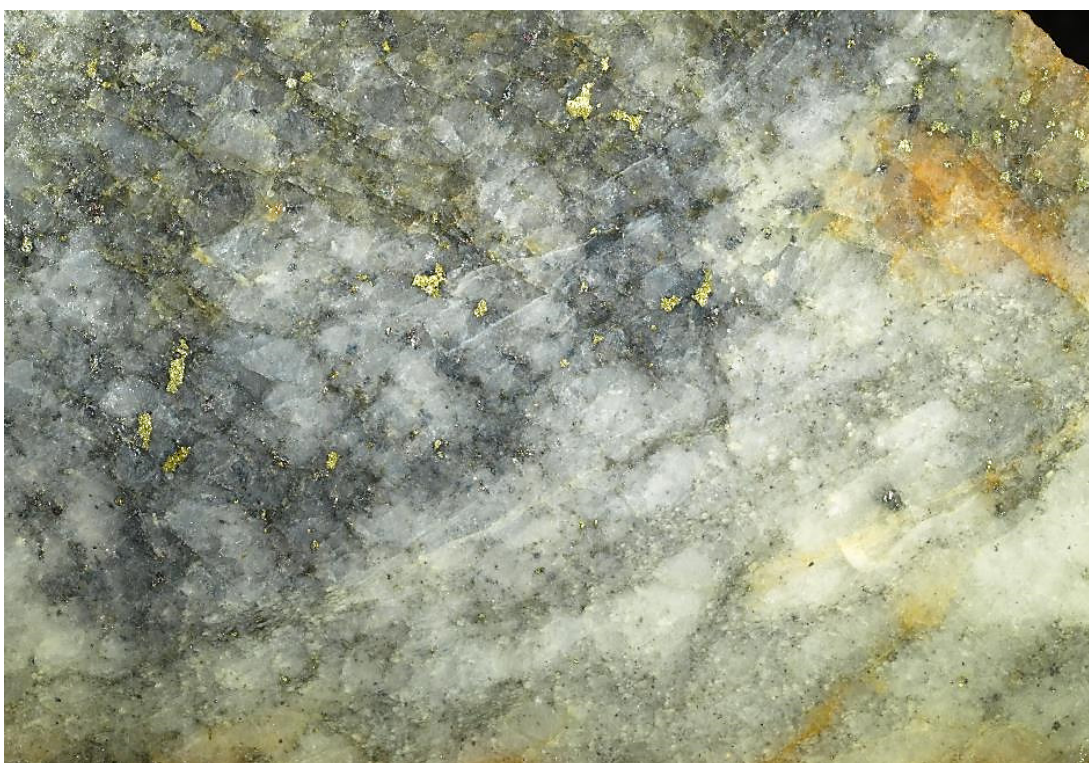
Av sulfidmineralen är kopparkis, pyrit och magnetkis de mest spridda och uppenbara i sillimanitkvartsiten och förekommer både som disseminerade korn, kristaller eller (mestadels) aggregat, inte sällan med varierande mängder associerade mestadels mycket finkorniga tellurider och mikroskopiskt gediget guld i sillimanitkvartsiten (se figurerna 21–23). En avvikande malmtyp som påträffats i varpmaterial motsvarar sannolikt den kopparrika mineraliseringen i kvartsfältspatgnejs i den understa delen av hängväggssekvensen som beskrivs av Hallberg (1994) och som också refereras till under avsnittet *Resultat från geologisk 3D-modellering*. Den skiljer ut sig genom att vara jämförelsevis rik på sulfidmineral, främst magnetkis, pyrit och kopparkis, vilka uppträder som sliror, massor, ådror och sprickfyllnader, tydligt ersättande eller sent introducerad i värdbergarten (fig. 24). Översiktligt, i handstuff eller under måttlig förstoring, ger den vanligaste mineraliseringstypen intryck av att motsvara någon form av disseminerad malm, med spridda synliga korn eller aggregat, framför allt av sulfidmineral som kopparkis eller magnetkis (fig. 22, 23), men vid detaljstudier av proven, i synnerhet i polerprov med malmmikroskop, framkommer flera och delvis kontrasterande texturella relationer. Närmare studier visar att både sulfiderna och andra malmmineral ofta uppvisar uppenbart sent bildade paragenetiska och texturella positioner i relation till värdbergarten och dess huvudmineral. Över lag förekommer flertalet malmmineral i texturellt sett sena positioner, inklusive som tydliga sprickfyllnader, i den absoluta merparten av undersökta prov.



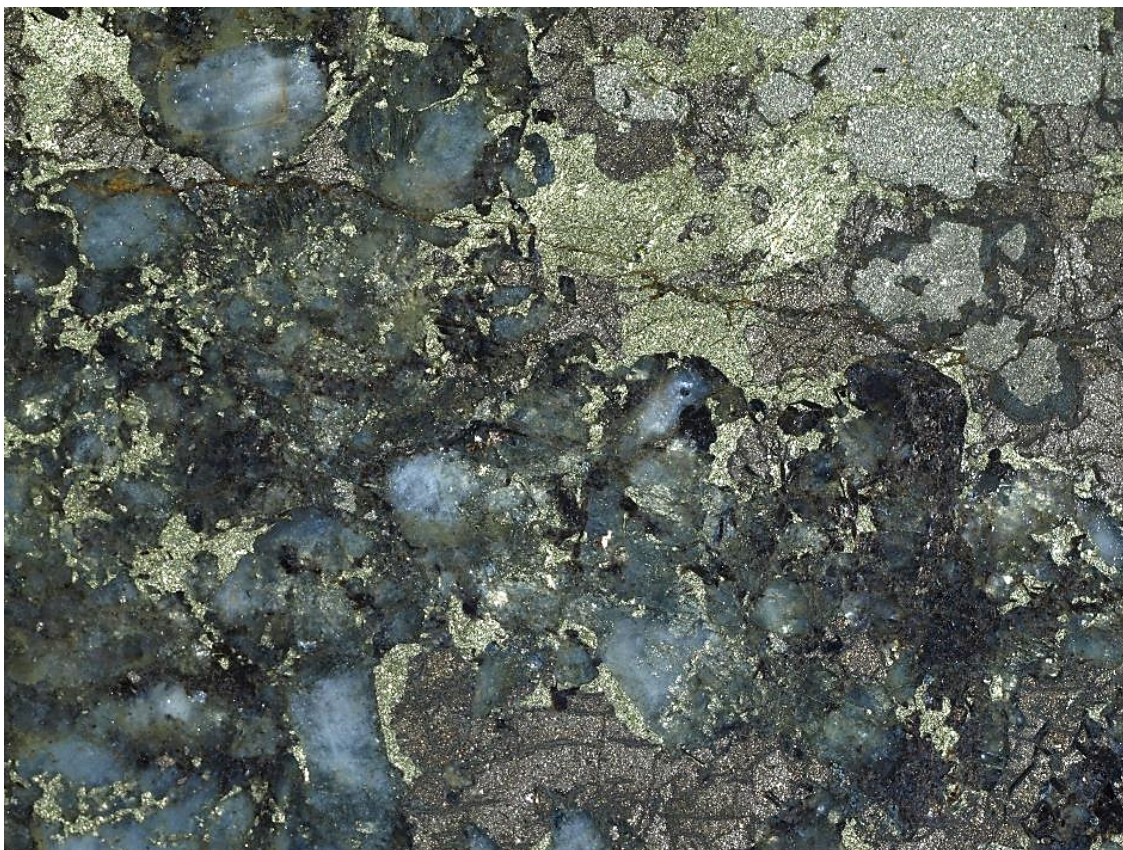
Figur 21. Typisk sparsamt mineraliserad sillimanitkvartsit från Enåsengruvan. Som ofta kan en diffus och oregelbunden bandning ses i kvartsiten (här tydlig främst i den övre halvan). Mörkt rödbruna partier är ytväxande lav; ljusare gulbruna fläckar är järnrika oxidationssprodukter, sannolikt främst från nedbrytning av magnetkis. Snusdosa som skala, diameter 7 cm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 22. Närbild av sågad skiva av relativt sparsamt och ojämnt mineraliserad sillimanitkvartsit med disseminerade små korn av malmineral omfattande sulfider, sulfosalter och tellurider i och med flammigt mörkare gråtonad kvarts, till icke-mineraliserad ljusare eller vit kvarts. Vissa mycket små, mörka eller svarta korn är rutil. Bildbredd cirka 1,5 cm. Foto: Erik Jonsson.



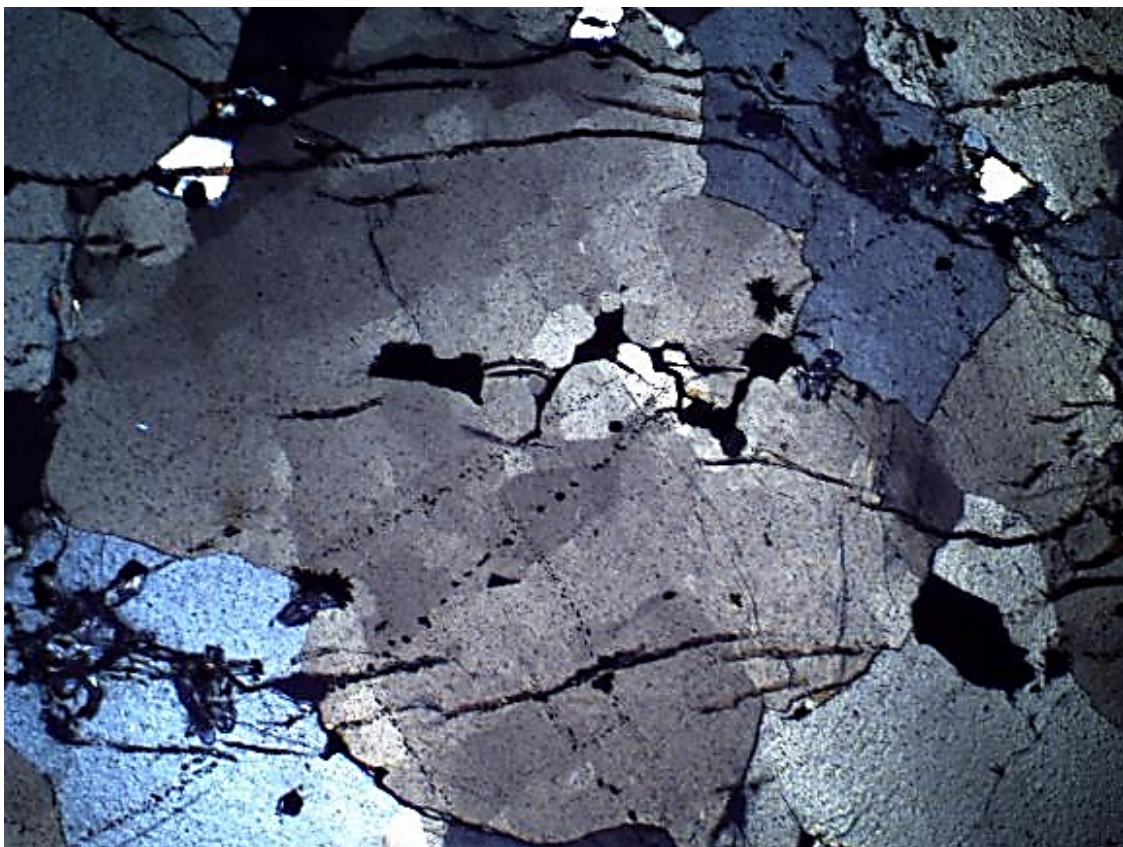
Figur 23. Närbild av sågad skiva av karakteristisk, "disseminerad" guld-tellur-vismut-kopparrik malm. De största aggregaten av malmineral som också syns tydligt i bilden består främst av kopparkis (gul). I de flesta fall så kan varken tellurider eller gediget guld urskiljas i stuff. Notera att de områden som innehåller synliga malmineral mestadels uppvisar en mörkflammig kvarts, medan malmineralfria delar är gråvita eller vita. Merparten av mörkare (grå-mörkgrå) partier beror till synes på rikliga mikro- till submikroskopiska inneslutningar av malmineral i kvartsen. Till synes relikta andra texturer eller strukturer och kontraster i pigmentering, specifik mineralogi och kornstorlek synes också och kan möjligen representera ursprungliga kontraster i den omvandlade protoliten. Bildbredd cirka 4 cm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 24. Närbild av sågad skiva av mycket sulfidrik malmassociation. Denna malmtyp domineras helt av kopparkis (gul), magnetkis (bruntonad) och pyrit (ljus gulvit). Den representerar troligen den kopparrika mineraliseringstyp som uppträder i en kvarts-fältspatgnejs i den understa delen av hängväggen. Notera de molnigt flammiga gråblå fältspatkristallerna som omgärdas av sulfider. Denna malmtyp är mycket fattig till fri från tellurider och guld; både kemiska analyser och malmmikroskopi bekräftar detta. Bildbredd cirka 2 cm. Foto: Erik Jonsson.

I många prov från såväl varp som borrhärna så syns en i varierande grad tydlig mörk ton på kvartsen där den är mineraliserad eller mera rikligt mineraliserad. Dessa mörka stråk kan uppträda dels som en flammighet, men oftast syns också en viss bandformighet i dess förekomst (i varierande grad tydligt i figurerna 22–23). Mestadels förekommer inte den mörkare kvartsen i form av tydliga band i sig (undantag finnes, men är ovanliga), utan det är band där kvartsen är i varierande grad mörkflammig (ganska tydligt bland annat i figur 23). Det visar sig vid detaljstudier att denna mörkfärgning av kvartsen sannolikt beror på mängder av mycket små inneslutningar av malmmineral – en ”dammighet” av opaka mikroinneslutningar. Man kan delvis se hur dessa koncentreras stråkvis och i sina centrala delar uppträder inte sällan mera regelrätta sprickfyllnader av malmmineral. Också i den sulfidrika och guld-tellurfattiga malmen i hängväggen föreligger malmmineralen som rikliga sena sliror och åderpaket som ”invaderar” kvarts-fältspatgnejsen (fig. 24). Alla dessa observationer kan ganska väl också korreleras med resultaten från XCT-XRF-skanning (se avsnittet *Resultat av borrhärneskanning från XCT-XRF*).

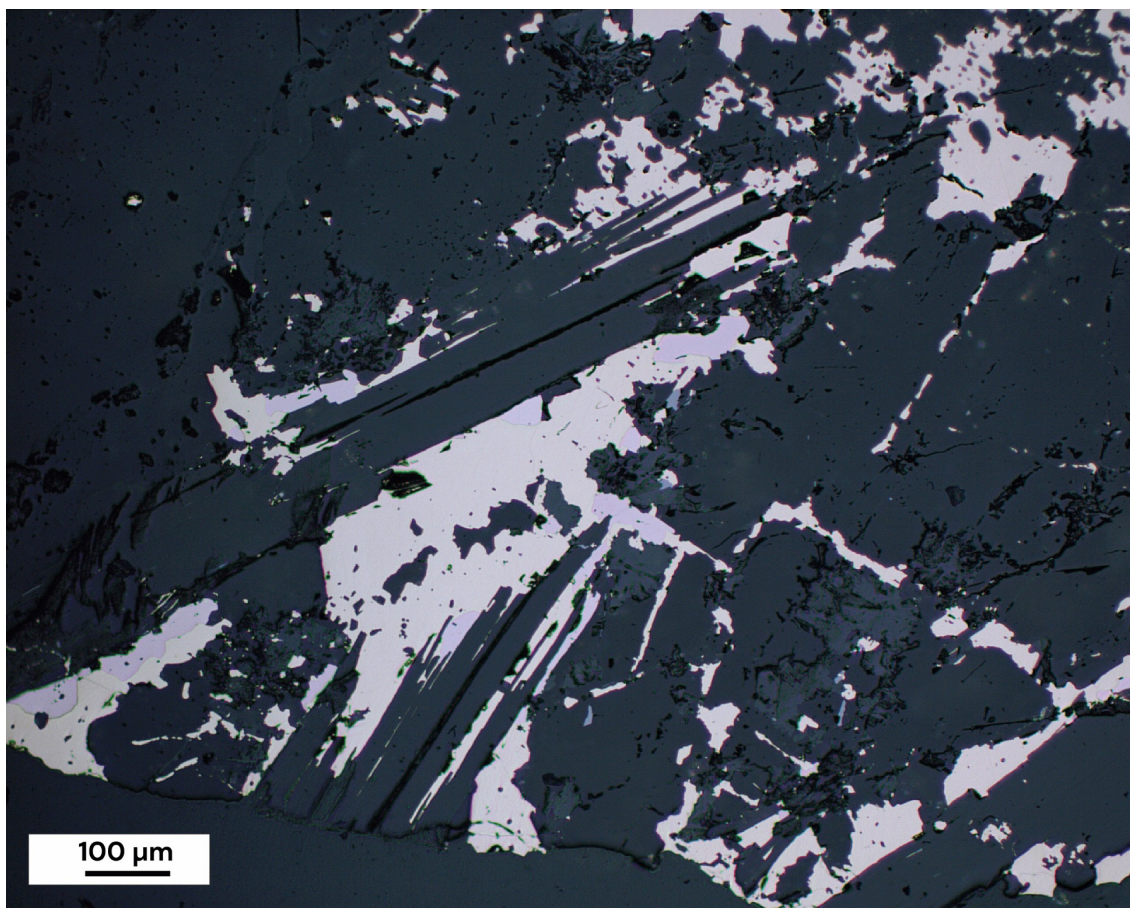
Den mineraliserade kvartsiten har ofta en viss ytterligare flammighet och heterogenitet i sig (utöver den mörka ton som oftast föreligger kring mineralisering som beskrivits ovan), vilken potentiellt kan vara relikter från den omvandlade protoliten (detta syns relativt tydligt i inte minst den ljusare delen av kvartsiten i figur 23). Kvartsen i sig är mestadels starkt omkristalliserad och deformerad internt med karakteristisk undulös utsläckning samt bildning av domäner och subkorn, bandformig utsläckning, ojämna kornfogar och så vidare, samt uppvisar i fallet med mineraliserade prov ofta både sprickfyllnader av malmmineral samt pärlbandsliknande stråk med rundade mikroinneslutningar av malmmineral (fig. 25). Vissa, ofta mindre kvartskorn, uppvisar inte undulös utsläckning och har sannolikt omkristalliserats helt under avtagande temperaturer.



Figur 25. Fotomikrografi i korspolariserat genomfallande ljus av polerat tunnslip av en måttligt mineraliserad sillimanitkvartsit. Kvartsen i sig är starkt omkristalliserad och deformerad internt med karakteristisk undulös utsläckning, subkorn och delvis bandformig utsläckning. Notera svarta (opaka) sprickfyllnader av malmineral samt pärlband av rundade (också svarta) mikroinneslutningar av malmineral, vilka delvis tydligt klipper över kvartsens korngränser. Bildbredd cirka 3,7 mm. Foto: Erik Jonsson.

Generellt uppträder malmineralen oftast alltså i texturellt sena positioner, delvis också som utfyllnader i och mellan spruckna korn och aggregat och runt sillimanitkristaller (se figur 26), men också mycket ofta som tydliga sprickfyllnader (som kan anas i figurerna 23 och 24, samt ses tydligt i figurerna 25 och 27). I just figur 27 syns det mycket tydligt hur den största andelen av malmineral uppträder i mer eller mindre tydliga, ofta grovt sett triangulära öppningar eller förgreningspunkter, ofta mellan korngränser i värdkvartsen, sammanbundna av tunnare spricksystem, vilka också ofta är utfyllda av malmineral. De tunnare och mestadels ganska småskaliga spricksystemen kan både följa korngränser, ofta uppträdande som bågformade sprickfyllnader, och även övertvära eller klippa dessa (oftast mer eller mindre tydligt raka sprickfyllnader). Grövre sulfidförande sprickfyllnader innehåller inte sällan fragment av värdbergarten och dess mineral, vilka cementerats av malmineralen. Att den spröda deformationen av malmen varit flerfasig syns i vissa prov och inkluderar flerfasig deformation och lokal remobilisering av malmineral (se avsnitt *Sulfider*). Att malmzonen genomgått spröd deformation även efter att malmineralen kunde remobiliseras visas bland annat av sena sprickfyllnader av kalcit, vilka klipper sulfidförande sprickfyllnader.

Koncentrationer av malmineral, i sådana texturella-paragenetiska positioner, uppträder i sin tur påfallande ofta grovt och diffust bandvis, där högre halt av malmineral oftast ger den mörkfärgning av kvartsen som beskrivits ovan. Att de bandliknande koncentrationerna också kan kopplas till deformation av malmen och dess värdbergart verkar uppenbart och stöds till synes av de XRF-XCT-skanningar som genomförts inom ramen för projektet (se avsnitt *Borrkärneskanningsresultat från XCT-XRF* nedan).

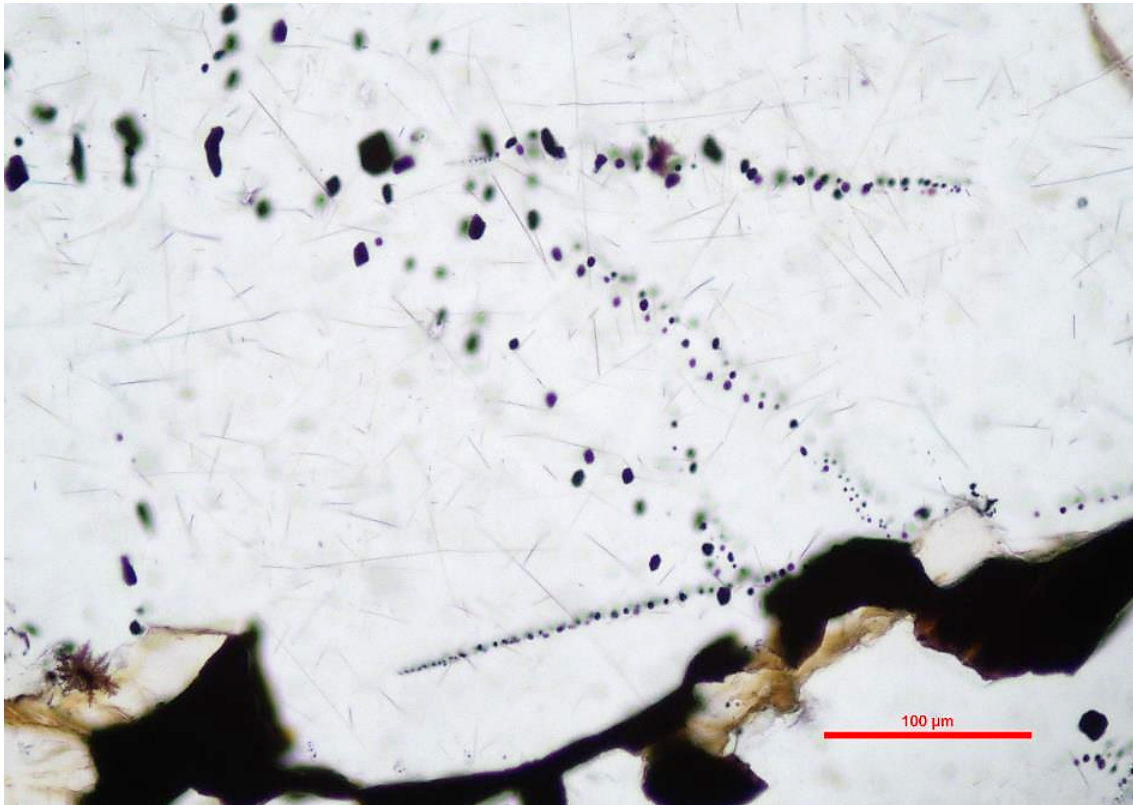


Figur 26. Fotomikrografi i planpolariserat reflekterat ljus som visar en delvis sprödtেকtoniserad sillimanitkvartsit dominerad av kvarts (massiv, mörkgrå) samt sillimanit (prismatiska kristaller och aggregat, också mörkgrå, men tydligt euklinala till subhedrala), med utfyllnad av anhedrala sulfidmineral, främst kopparkis och magnetkis (ljus gul till närmast vit). Texturerna visar tydligt att sulfiderna kristalliserat i denna position efter både kristallisation av sillimaniten och efter eller synkront med spröd deformation av bergarten. Skalstreck 100 μm . Foto: Erik Jonsson.

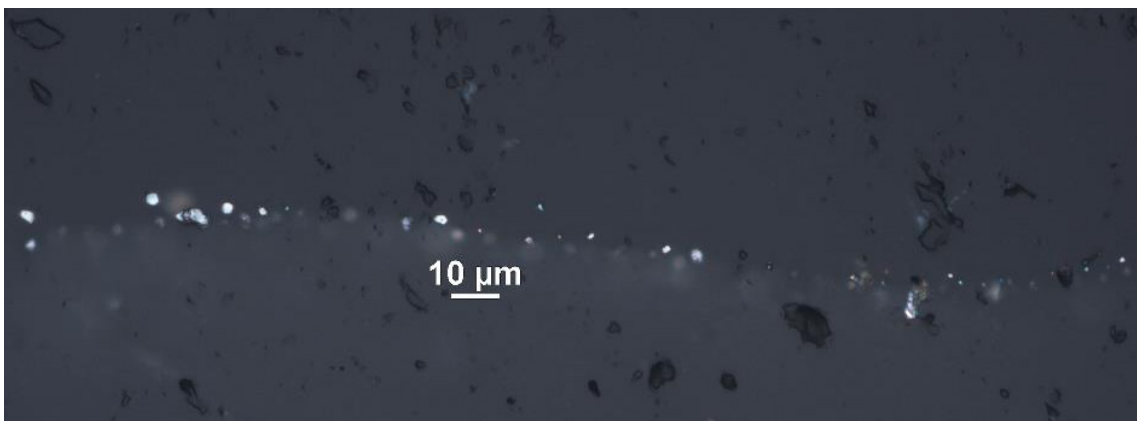


Figur 27. Höglkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop som visar den karakteristiska texturella fördelningen av malmmineral (i detta prov främst tellurider, sulfider, sulfosalter; BSE-vita) i kvartsdominerad grundmassa (svart) från Enåsengruvan. Den absolut största andelen av malmmineral uppträder alltså i mer eller mindre tydliga, ofta grovt sett triangulära öppningar eller förgreningspunkter, typiskt mellan korngränser i värdkvarts, i tunnare spricksystem, mestadels också utfyllda av malmmineral (alla BSE-vita). De tunnare spricksystemen kan både grovt följa korngränser (ofta bågformade sprickfyllnader) och även övertvåra dessa (oftast mer eller mindre tydligt raka sprickfyllnader). Båda typerna föreligger i denna BSE-bild. Observera att de allra tunnaste sprickfyllnaderna och minsta "pärlbanden" med mikro-malmmineralinneslutningar (se figurerna 28 och 29 nedan) ej syns i denna bild på grund av den förhållandevis låga förstoringen tillsammans med en (mycket) hög kontrast. Foto: Erik Jonsson.

Malmmineral kan också förekomma som pärlbandsliknande stråk av i varierande grad rundade till droppliknande, mycket små inneslutningar i tre dimensioner, vilka kan vara böljande till relativt raka plan, erinrande om förekomst av sekundära vätskeinneslutningar längs läkta sprickor (fig. 28 och 29). De generella storlekarna på inneslutningarna, omkring under 1–5 till i sällsynta fall över 10 µm (i många fall är den absoluta merparten av dem under 1 µm), har förhindrat en mera detaljerad undersökning och karakterisering, men till synes utgörs de av sulfider, tellurider och sulfosalter, samt i några fall också troligen gediget guld. I vissa fall har det varit möjligt att se att det rör sig om multipla faser i en och samma inneslutning. Denna typ av pärlband av mikroinneslutningar har observerats i ett flertal prov, typiskt sådana med relativt rikligt förekommande tellurider och med förhöjda halter av bland annat guld och selen.



Figur 28. Fotomikrografi av polerat tunnslip i genomfallande planpolariserat ljus. Mycket tunna pärlbandsliknande planformiga till något böljande stråk av fasta inneslutningar (små, svarta), mestadels av sulfider, tellurider och sulfosalter men troligen också gediget guld, i kvarts, delvis anknutna till grövre (svarta) tydliga sprickfyllnader av motsvarande malmmineral (nedre delen av bilden). I kvartsgrundmassan (ljusgrå, transparent) syns spridda långprismatiska till nålformade sillimanitkristaller utan inbördes orientering. Gulbrunflammiga stråk utgör tunna sprickfyllnader av järnoxhydroxider som bildats genom fluidmedierad, sen nedbrytning av sulfider, sannolikt främst magnetkis. Skallstreck 100 μm. Foto: Erik Jonsson.

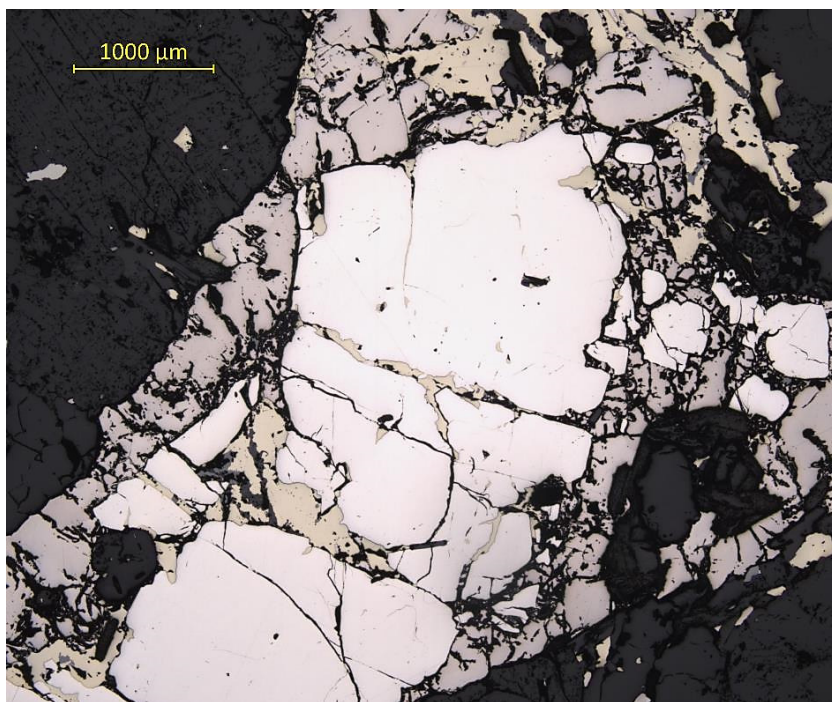


Figur 29. Fotomikrografi av polerprov i påfallande planpolariserat ljus. Pärlbandsliknande planformigt stråk av malmmineralinneslutningar (rundade, vita eller ljusa), mestadels till synes av sulfider, tellurider och sulfosalter i kvarts. Observera att endast ett relativt fåtal är exponerade i provets yta, varför de ser mera sparsamt förekommande ut än i bilden ovan, tagen i genomfallande ljus. Skallstreck 10 μm. Foto: Simon Pieslinger.

Sulfider

Sulfidmineral utgör den allra största volymen av malmmineralen i Enåsen och är också de som i de flesta fall kan observeras tydligt i handstuff. De kan variera från att utgöra de vanligaste malmmineralen i tellur-guldrika associationer där malmmineralen är relativt finkorniga och uppenbart disseminerade (se figur 23) till att i enstaka, ofta guld-tellurfattiga associationer, lokalt dominera fullständigt (se figur 24). Av sulfider så observerade Nysten & Annersten (1984) kopparkis, magnetkis, pyrit, markasit, arsenikkis, blyglans, molybdenglans och zinkblände, samt ej närmare karakteriserade faser i form av en bly-järn-antimonsulfid och en bly-järnsulfid.

Baserat på våra observationer så dominerar kopparkis, magnetkis och pyrit helt malmmineralen i Enåsen, och av dessa torde kopparkis och magnetkis oftast och i varierande grad vara mest rikligt förekommande i respektive association. Kopparkis är alltså en av de mest spridda sulfiderna i Enåsenmalmen och därmed den viktigaste värdfasen för koppar. Som ”primär fas” är den alltid anhedral och kan uppträda tillsammans med de flesta observerade malmmineralen, inklusive övriga sulfider, sulfosalter samt tellurider och gediget guld. Kopparkis förekommer som inneslutningar i zinkblände i form av ”kopparkissjuka” (och zinkblände kan i mindre utsträckning i sin tur även förekomma som inneslutningar i kopparkis). Kopparkis kan också förekomma till synes mantlad av subhedral pyrit, möjligen representerandes någon form av ersättning. Då kopparkis är lättremobiliserad redan vid relativt låga temperaturer uppträder den ofta som synbarligt lokalt remobiliserad och kan exempelvis fylla ut sprickor i mera kompetenta mineral som deformerats sprött, exempelvis pyrit (fig. 30). Kopparkis kan också uppträda i form av avblandade lameller - tunt skiviga, kristallografiskt orienterade inneslutningar i bornit (uppvisande så kallad *basket weave texture*), liksom som dropp- till linsformade eller maskliknande myrmekitiska eller symplektitiska sammanväxningar med vismuttellurid(er) som grundmassa; denna kopparkis är till synes ofta tellurhaltig. Flertalet av dessa typer av associationer och texturer som innefattar kopparkis visas i figurer nedan under respektive huvudmineral eller mineralgrupp. Tellurider kan också förekomma som inneslutningar i kopparkis, och kopparkis har även observerats som en av flera faser i komplexa telluridrika inneslutningar i pyrit.



Figur 30. Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus visar sulfider i en förhållandevis grov sprickfyllnad: spruckna subhedrala kristaller av pyrit (vita) i vilka senare bildade sprickor är fyllda ut av anhedral kopparkis (blekgul); blekt brungrå fas utgörs av anhedral magnetkis som omsluter pyriten och eventuellt också partiellt ersatt den. Små mängder zinkblände förekommer också som anhedrala (mörka, grå) inneslutningar, främst i kopparkisen (knappt urskiljbara i denna bild). Grundmassans kvarts med mera är svart; fragment av den har inkorporerats i sulfidmassan, kopplat till det ursprungliga öppnandet av sprickan och efterföljande ”cementering” av sulfider. Skalstreck 1 000 µm. Foto: Simon Pieslinger.

Tabell 4. Observerade malmmineral (sensu lato) i Enåsengruvans mineralisering, deras kemiska formler och kristallsymmetrier. Baserad på undersökningar genomförda inom detta projekt samt Nysten & Annersten (1984).

Mineral	Kemisk formel	Kristallsymmetri
Altaït	PbTe	Kubisk
Arsenikkis	FeAsS	Monoklin
Blyglans	PbS – Pb(S,Se)	Kubisk
Bornit	Cu ₅ FeS ₄	Ortorombisk
Bournonit	PbCuSbS ₃ – PbCuSb(S,Se) ₃	Ortorombisk
Covellin	CuS	Hexagonal
Cubanit (?)	CuFe ₂ S ₃	Ortorombisk
Digenit	Cu ₉ S ₅	Trigonal (kubisk)
Frohbergit*	FeTe ₂	Ortorombisk
Goethit	FeO(OH)	Ortorombisk
Guld, gediget	(Au,Ag) – (Au,Ag,Hg)*	Kubisk
Hessit	Ag ₂ Te	Monoklin
Idait	Cu ₃ FeS ₄	Hexagonal
Ilmenit, manganhaltig	(Fe,Mn)TiO ₃	Trigonal
Kawazulit (?)	Bi ₂ Te ₂ Se	Trigonal
Kawazulit-liknande	ca. Bi ₅ Te ₄ Se	?
Koboltglans	CoAsS	Ortorombisk
Koboltpentlandit	(Co,Ni,Fe) ₉ S ₈	Kubisk
Kopparkis	CuFeS ₂	Tetragonal
Kostovit, silverhaltig	ca. Cu(Au,Ag)Te ₄	Tetragonal
Löllingit*	FeAs ₂	Ortorombisk
Magnetkis	Fe _{1-x} S	Mon.-ort.-hex.**
Markasit	FeS ₂	Ortorombisk
Mawsonit	Cu ₆ Fe ₂ SnS ₈	Tetragonal
Molybdenglans	MoS ₂	Hexagonal, trigonal
Montbrayit*	(Au,Ag,Sb,Pb,Bi) ₂₃ (Te,Sb,Pb,Bi) ₃₈	Triklin
Okänd Au–Ag–Te	ca. AuAgTe ₃	?
Okänd Bi–Pb–Ag–Se–Te	ca. Bi ₂ Pb ₃ Ag(Se,Te) ₃	?
Okänd Bi–Sb–Te	ca. BiSb ₃ Te ₆	?
Okänd Bi–Te–Se	ca. Bi ₃ (Te,Se) ₂	?
Okänd Bi–Te–Se (2)	ca. Bi ₁₂ (Te,Se)	?
Okänd Bi–Te–Se (3)	ca. Bi ₅ (Te,Se) ₄	?
Okänd Bi–Se–Te	ca. Bi ₃ Te ₂ Se ₂	?
Okänd Bi–Se–Te (2)	ca. Bi ₉ Te ₅ Se ₆	?
Okänd Cu–Pb–S	ca. CuPbS ₂	?
Pampaloit (?)**	AuSbTe	Monoklin
Pentlandit	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Kubisk
Pilsenit – Se-pilsenit (?)	Bi ₄ Te ₃ – Bi ₄ (Te,Se) ₃	Trigonal
Pyrit (svavelkis)	FeS ₂	Kubisk
Rickardit	Cu ₇ Te ₅ alt. Cu _{3-x} Te ₂	Ortorombisk
Rutil	TiO ₂	Tetragonal
Stannit	Cu ₂ FeSnS ₄	Tetragonal
Tellurantimon	Sb ₂ Te ₂ Te – (Sb,Bi) ₂ Te ₂ Te	Trigonal
Tellurobismutit	Bi ₂ Te ₃ – Bi ₂ (Te,Se) ₃	Trigonal
“Tellurvismutantimon”*	(Sb,Bi) ₂ Te ₃	Trigonal?
Tennantit†	Cu ₁₀ (Fe,Zn) ₂ As ₄ S ₁₃	Kubisk
Tetraedrit†	Cu ₁₀ (Fe,Zn) ₂ Sb ₄ S ₁₃	Kubisk
Tsumoit – Se-tsumoit (?)	BiTe – Bi(Se,Te)	Trigonal
Vismut, gedigen	Bi	Trigonal
Vismut, selenrik ?	(Bi,Se) ?	Trigonal (?)
Volynskit (?)	AgBiTe ₂ (?)	Trigonal (?)
Vulcanit	CuTe	Ortorombisk
Willyamit*	(Co,Ni)SbS	Mon.-trikl.
Zinkblände	(Zn,Fe,Cd)S	Kubisk

*Gediget guld oftast silverhaltigt i Enåsen (“elektrum”), men kan också innehålla signifikanta mängder kvicksilver (guld-silver-amalgam).

**Flera kända polytyper av magnetkis: monoklin, ortorombisk och hexagonal.

♦Mineralet endast rapporterat av Nysten & Annersten 1984.

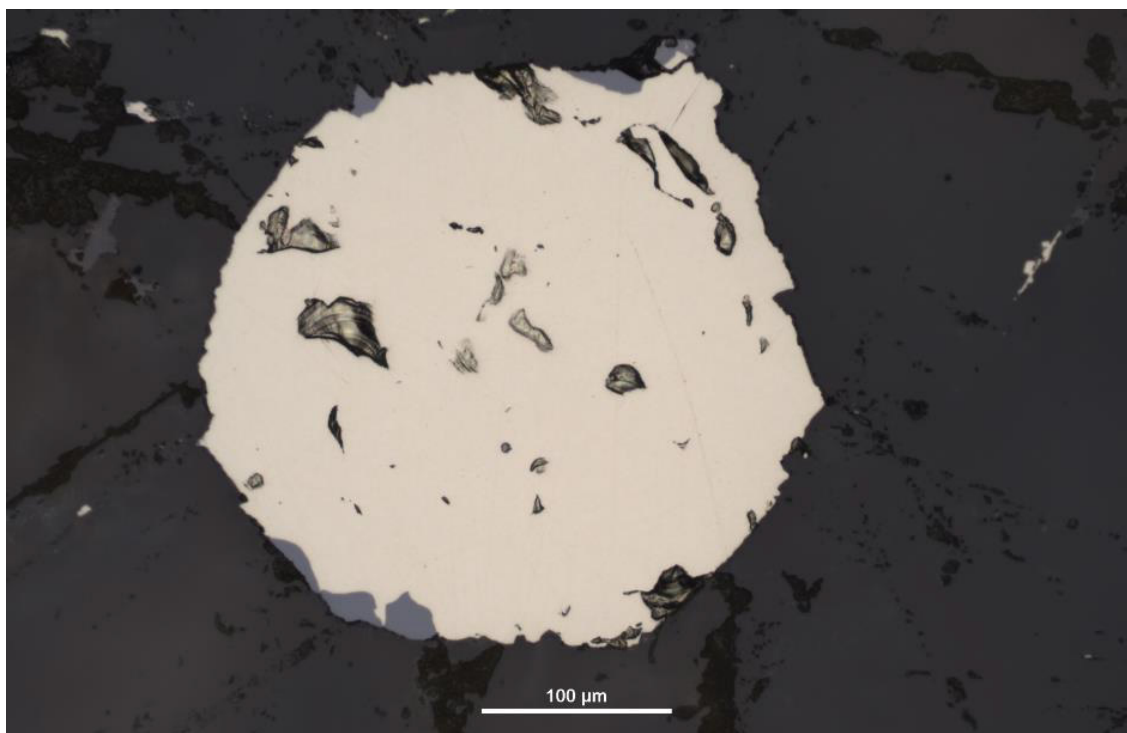
♦♦ Pampaloit (Vymazalová m.fl. 2019) är vår tolkning baserad på kemisk analysdata i Nysten & Annersten (1984).

†Tennantitiska sammansättningar dominerar helt, men med en varierande tetraedritkomponent (från As>Sb till nära 1:1); ställvis tellurhaltiga.

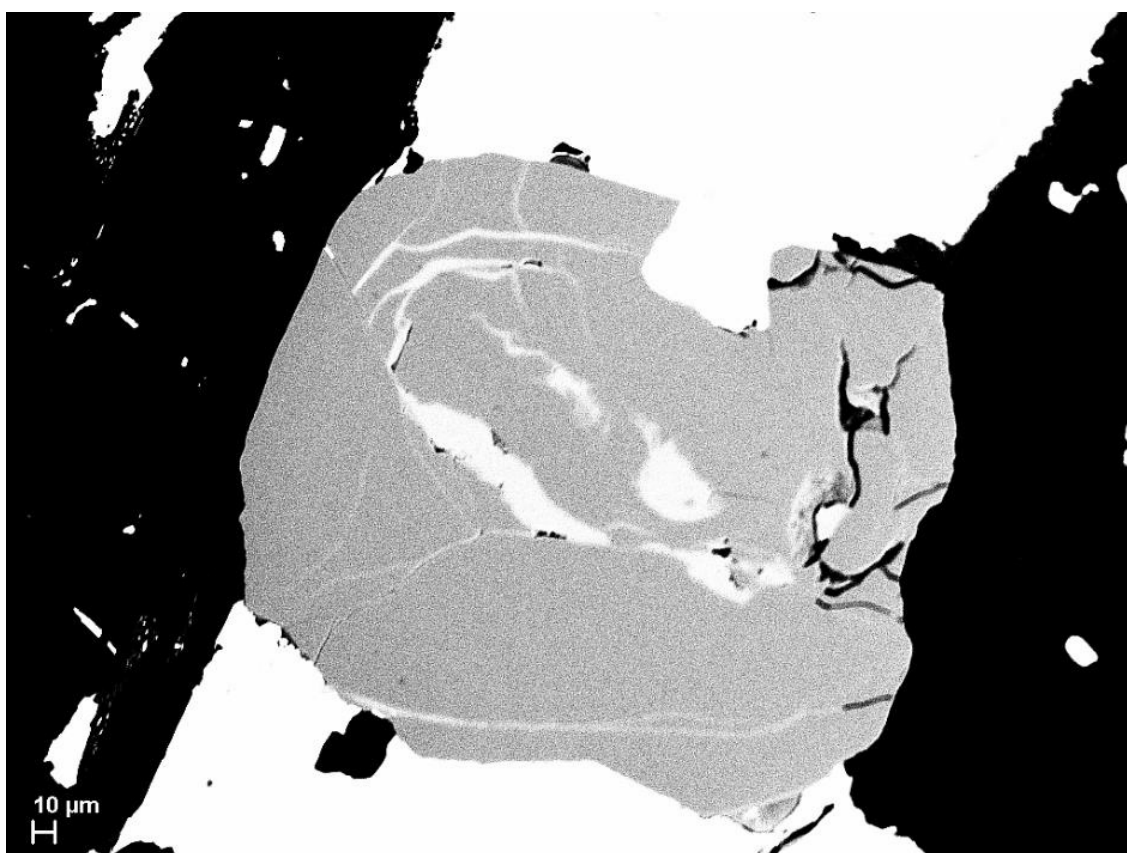
Magnetkis är också ett mycket vanligt malmmineral och uppträder främst som anhedrala massor och aggregat, mestadels i den typiskt ”disseminerade” malmen, men också i mera sulfidrik malm där den kan utgöra det huvudsakliga malmmineralet (se figur 24). Magnetkis kan också förekomma som anhedrala inneslutningar i kopparkis, exempelvis tillsammans med pyrit eller mera massiv anhedral magnetkis. Lokala texturella relationer mellan magnetkis och pyrit indikerar att en del pyrit omvandlats till (ersatts av) magnetkis. I vissa associationer kan magnetkisen innehålla flamliknande till mera blockigt subhedrala inneslutningar av pentlandit-koboltpentlandit, till synes bildade genom avblandning ur magnetkisen (se också nedan, där specifikt koboltpentlandit beskrivs i något mera detalj).

Pyrit är som nämnts tidigare ett av de mera utbredda malmmineralen, volymsmässigt dock underordnad kopparkis och magnetkis, och kan förekomma i en mängd olika associationer, texturer och sannolikt också åtminstone två generationer. Vanligen är pyriten associerad med de vanligare sulfiderna kopparkis eller magnetkis (se till exempel fig. 24, 30). Den är det enda av de vanligare malmmineralen som tämligen ofta kan uppträda i form av subhedrala kristaller (och mera sällsynt tendens till euhedral form). Pyrit har också observerats i form av rundade, dropliknande inneslutningar (fig. 31). Den kan också ha sprickfyllnader eller zonvisa ersättningar av kopparkis (fig. 32, 33). Vissa typer av pyrit har också visat sig vara kobolthaltiga, både i form av en jämn fördelning omkring 2 viktsprocent, samt som markant anrikade zoner i subhedral till euhedral pyrit, med halter av både kobolt och arsenik upp till omkring 4 viktsprocent vardera (fig. 34). Det verkar uppenbart att pyrit tillvuxit i form av blaster (blastes) under (delar av) den metamorfa utvecklingen av malmen och dess värdbergarter (se till exempel fig. 32, 34). Detta antyds likaså av att den inte sällan kan innehålla olika typer av inneslutningar av andra mineral (se figur 34). Under, eller i slutfasen av en omfattande remobilisering skulle pyrit också kunnat kristallisera före vissa andra malmmineral i en form av kristallfraktioneringsprocess, under avtagande temperaturer. Det senare är bland annat baserat på tolkningar av just blastisk, sub- till euhedral pyrit i sprickfyllnader av andra malmmineral inte minst omfattande tellurider och sulfosalter (se till exempel fig. 32). Pyriten föreligger också i form av mestadels anhedrala massor. Pyriten kan i allmänhet innehålla inneslutningar av andra malmmineral, vanligen sulfider. Små euhedrala till subhedrala kristaller av pyrit kan således innehålla rundade inneslutningar av exempelvis kopparkis, men i mera sällsynta fall också mycket komplexa associationer (i en och samma inneslutning) av tellurider inklusive guld- och silverförande sådana, sulfosalt(er) samt sulfidmineral. Pyrit kan också innehålla mera isolerat gediget guld som inneslutning. En manganförande (pyrofanitkomponent) subhedral ilmenit har i ett fall påträffats i en inneslutning tillsammans med kopparkis och rutil i pyrit. Pyriten uppvisar även texturer som indikerar omvandling till magnetkis (medan viss magnetkis också omvandlats sent, särskilt längs sprickor och korngränser, till en finkornig blandning av markasit och pyrit; se nedan). Viss nära euhedral pyrit med något associerad markasit torde kunna vara en tidigare bildad omvandlingsprodukt av magnetkis (vid högre temperatur). Sena sprickfyllnader mestadels innehållande anhedral pyrit förekommer också lokalt.

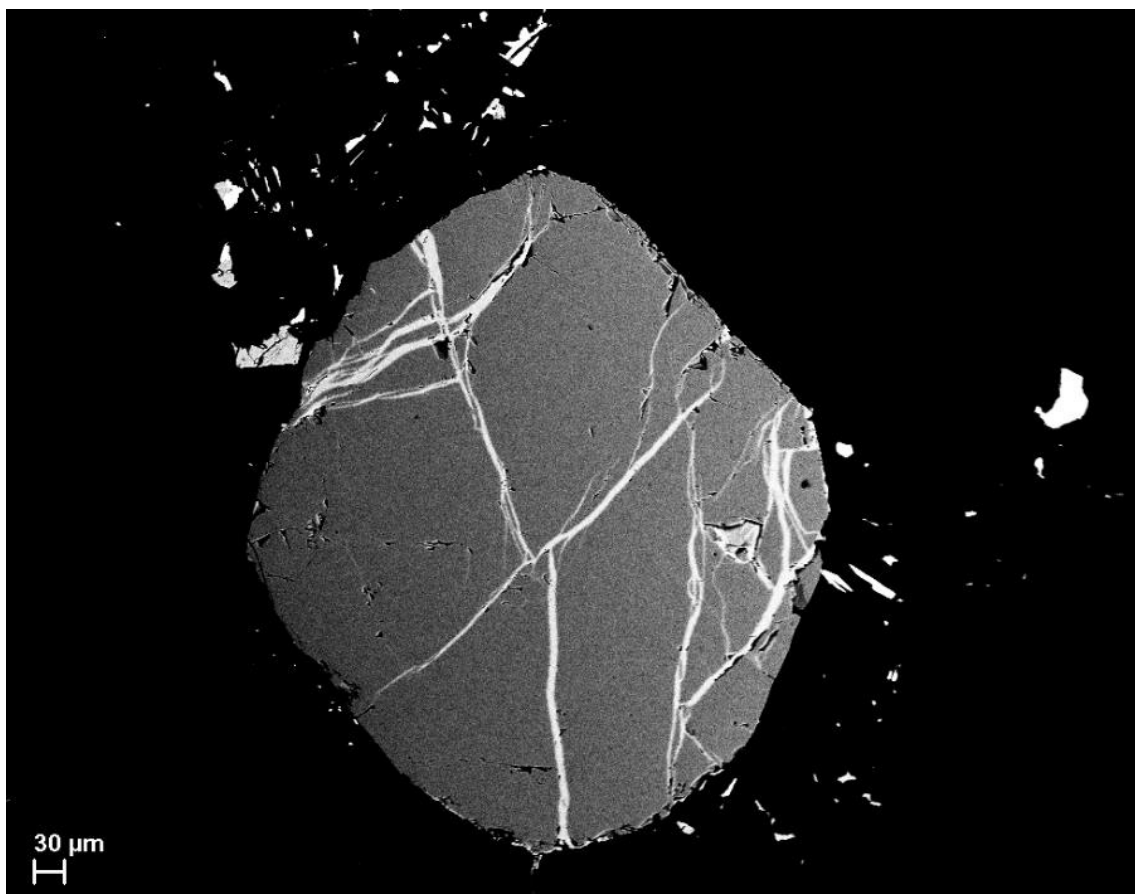
Zinkblände förekommer över lag i relativt små och varierande mängder tillsammans med övriga sulfider, inte minst kopparkis och magnetkis, och alltid i form av anhedrala massor, korn och aggregat. Så kallad kopparkissjuka (fig. 35), det vill säga att zinkbländet innehåller spridda, små inneslutningar av kopparkis som kan (men inte måste) ha bildats genom avblandning ur zinkbländet under avtagande temperatur, är ganska allmänt förekommande, men mestadels i liten skala (något som redan beskrevs av Nysten & Annersten 1984). Exempel på EDS-analyser visar låga till måttliga halter av järn och kadmium, omkring enstaka viktsprocent.



Figur 31. Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus som visar en tämligen rund och droppliknande inneslutning av pyrit med små, anhedrala korn eller aggregat av zinkblände (mörkgrå) längs kontakten till omgivande kvarts. Grundmassans kvarts är mörkgrå till svart. Skalstreck 100 µm. Foto: Simon Pieslinger.



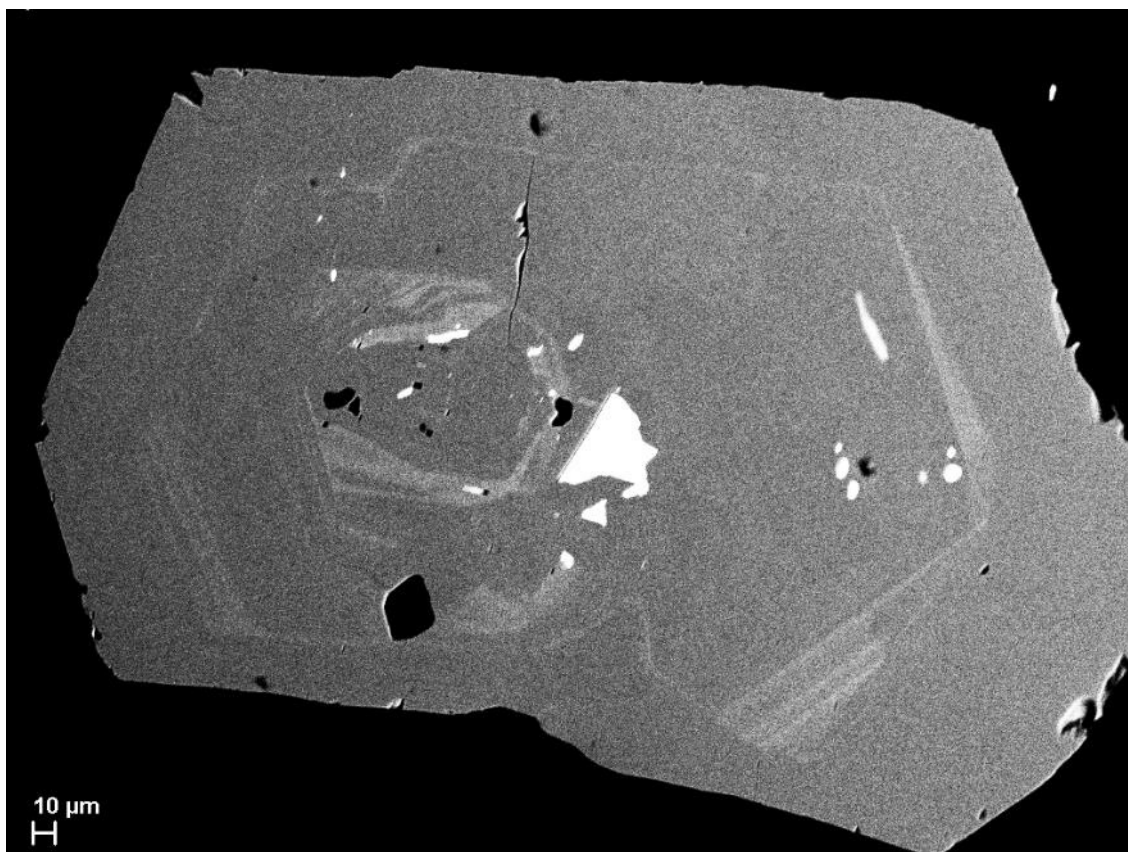
Figur 32. Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop som visar en rundad, subhedral kristall av pyrit (mellangrå) med sprickfyllnader och möjligen zoner utfyllda eller ersatta av kopparkis (vit). Pyritindividen sitter i sin tur i en sprickfyllnad mellan partier av en selenförande vismuttellurid (vit, på ömse sidor om pyritkristallen), möjligen en delvis selensubstituerad tsumoit. Grundmassans kvarts är mörkgrå till svart. Skalstreck 10 µm. Foto: Erik Jonsson.



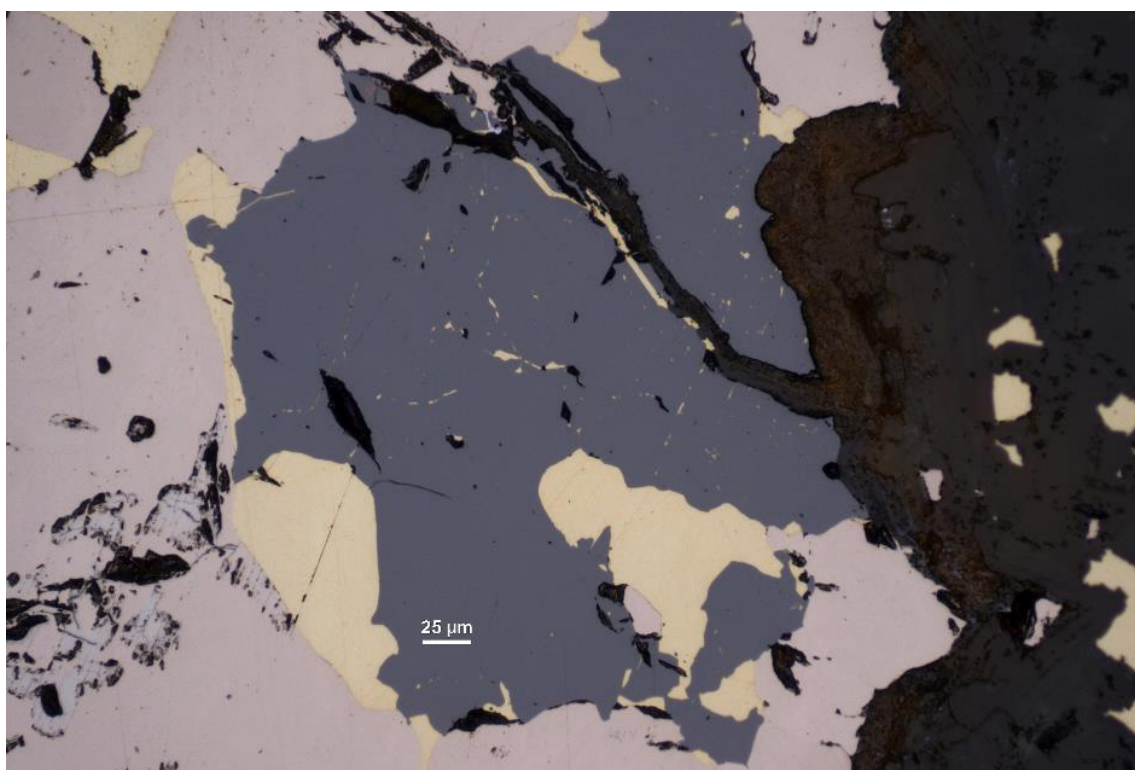
Figur 33. Höglkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop visar en subhedral kristall av pyrit (mellangrå) som tydligt sprödkonstrukturerats och sprickorna har därefter fyllts ut av kopparkis (ljusaste grå till nära vit). Vitare faser utanför pyritkristallen domineras av selenförande vismuttellerurider samt tennantit-tetraedrit. Skalstreck 30 µm. Foto: Erik Jonsson.

► **Figur 34.** Höglkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop som visar en euhedral, blastisk kristall av pyrit (mellangrå) med ljusare zoner som representerar förhöjda halter av kobolt och arsenik (ljusgrå). Den större vita inneslutningen nära kristallens kärna utgörs av selenförande altait. Den tydligt plana "inre" delen av altaitinneslutningen antyder att denna tillväxt på en kristallyta tillhörande en mindre kristall av tidigare bildad kobolthaltig pyrit (den plana ytan är parallell med den kemiska tillväxtzoneringen som följer kristallmorfologin). Associerade faser utgörs av kopparkis, magnetkis och zinkblände, utöver kvarts och sillimanit. Notera den rombformade svarta inneslutningen i nedre delen av kristallen, vilken representerar en sillimanitkristall; pyriten tillväxte alltså också efter kristallisation av euhedral prismatisk sillimanit (och överväxte denna). Skalstreck 10 µm. Foto: Erik Jonsson.

► **Figur 35.** Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus som visar ett aggregat av relativt mörkt grå, anhedral zinkblände med modest "kopparkissjuka", det vill säga inneslutningar av kopparkis som åtminstone till dels kan ha blivit avblandad. Notera dock att de små, ljusgula kopparkisinneslutningarna både uppträder som mera isolerade eller otydligt spridda sådana samt som pärlband som både uppträder längs raka linjer och bågformade stråk. Notera att zinkbländet också är sammanväxt med större anhedrala aggregat av kopparkis. Detta prov härstammar högst sannolikt från den sulfidrika mineraliseringen i underdelen av hängväggssekvensen. Anhedral magnetkis (ljus brunaktig) omsluter kopparkis och zinkblände och är lokalt flammigt omvandlad till aggregat dominerade av finkornig pyrit och markasit. Skalstreck 25 µm. Foto: Simon Pieslinger.

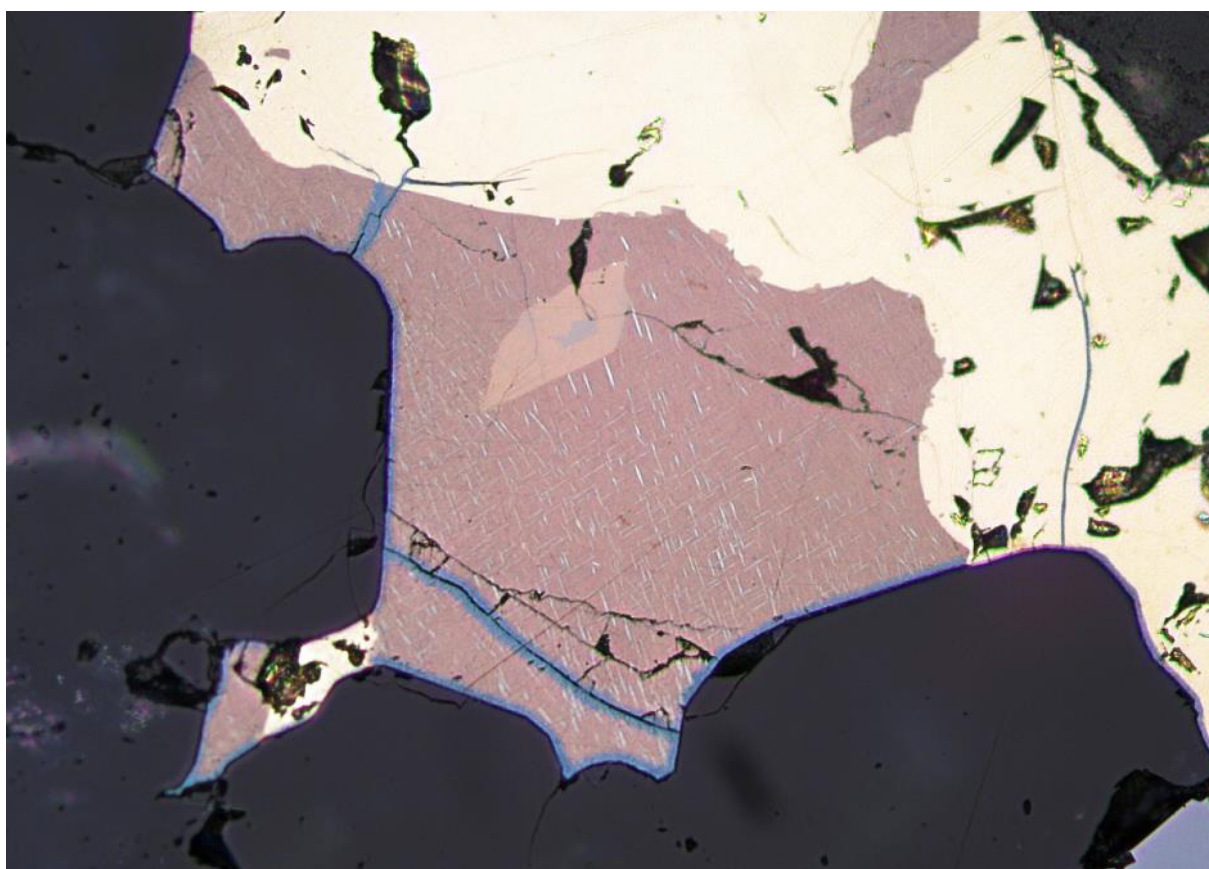


Figur 34. Se figurtext på föregående sida.



Figur 35. Se figurtext på föregående sida.

Koppar-järnsulfiden bornit förekommer i måttliga till sparsamma mängder totalt sett, alltid i form av anhedrala korn och aggregat, ofta tillsammans med andra sulfider, sulfosalter och ibland tellurider. Borniten uppvisar ofta olika, sannolikt avblandade faser i kristallografiskt orienterade nätverk; främst kopparkis, men också idait (fig. 36), vilken troligen bildats genom nedbrytning av ursprunglig kopparkis. Den kan förekomma som maskliknande (vermikulära) till lins- eller droppformade inneslutningar i form av myrmekit- eller symplektitartade sammanväxningar med ofta selenförande vismuttellurider som tellurobismutit, vilket kan ses i flera figurer under respektive mineral eller mineralgrupp nedan. Den senare typen av bornit är ofta tellur- och/eller selenhaltig. Ibland är sådan bornit helt eller delvis omvandlad till digenit. Borniten kan också förekomma som (mikro-) symplektitiska sammanväxningar med koppartelluriderna rickardit och vulcanit. Bornit visar också en ganska systematisk association med tennsulfosalterna stannit och mawsonit (fig. 36; tabell 4). Borniten är typiskt omvandlad i någon grad längs kornkontakter och sprickor till vanligen finkornig digenit och/eller covellin (se till exempel figur 36).



Figur 36. Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus visar ljusgul anhedral kopparkis i kontakt med (partiellt ersättande?) likaledes anhedral bornit (mörkare, rosabrun) med rikligt förekommande kristallografiskt orienterade avblandningslameller av främst idait, partiell omvandling längs yttre korngräns samt längs sprickor till blåpleokroitisk covellin + digenit. Mawsonit uppträder som en subhedral (och ljusare orangebrun) inneslutning med en mycket liten kärna av relativt mörkt grå tennantit-tetraedrit i den idaitförande bornitmassan. Kvartsgrundmassan till sulfiderna är flammigt mörkgrå. Bildbredd cirka 720 µm. Foto: Erik Jonsson.

De senare två kopparsulfiderna, covellin och digenit, förekommer allmänt i kopparrika associationer, främst som omvandlingsprodukt av just bornit, men också intimt tillsammans med, och kanske som omvandlingsprodukt av, koppartellurider (rickardit och vulcanit). Främst digenit förekommer också som sammanväxningar med nedbrytningsprodukter av tellurider, troligen bestående av finkorniga aggregat av oxiderade tellurfaser (i många fall har de sannolikt delvis fallit ur provytan under prepareringen, vilket antyder att de är relativt luckra eller mjuka; de har också ganska låg reflektans och ofta en till synes mikroporös yta). Digenit har också observerats som ersättningsprodukt av dropp- eller linsformade sulfidinneslutningar (symplektiter) med tellurider; sannolikt har dessa ursprungligen utgjorts av kopparkis, eller i de flesta fall troligare, bornit. Den relativt ovanliga koppar-järnsulfiden idait förekommer som nämnts ovan sporadiskt i Enåsen-malmen och då alltid som lamellära kristallografiskt orienterade inneslutningar i bornit. Möjligen är idaiten bildad genom omvandling av ursprungligen avblandad kopparkis.

I anslutning till mera långt gången nedbrytning av sulfidmineral, sannolikt vid än lägre temperaturer och av oxiderade vattenlösningar, förekommer goethit. Mineralen har främst observerats i form av sprickfyllnader eller otydliga massor, exempelvis i anslutning till ytterligare nedbrytning efter markasitomvandling av ursprunglig magnetkis.

Blyglans är mycket sparsamt förekommande, totalt sett, och har främst observerats som mindre anhedrala korn eller aggregat med övriga huvudsakligen förekommande sulfider. Blyglans kan också förekomma i liten mängd intimt sammanvuxen med tellurider och sulfosalter och kan då vara både selen- och kopparhaltig. Även isolerad blyglans kan vara selenhaltig. En selen- och silverförande blyglans påvisades även som en komponent i en komplex telluridsammanväxning (fig. 37).

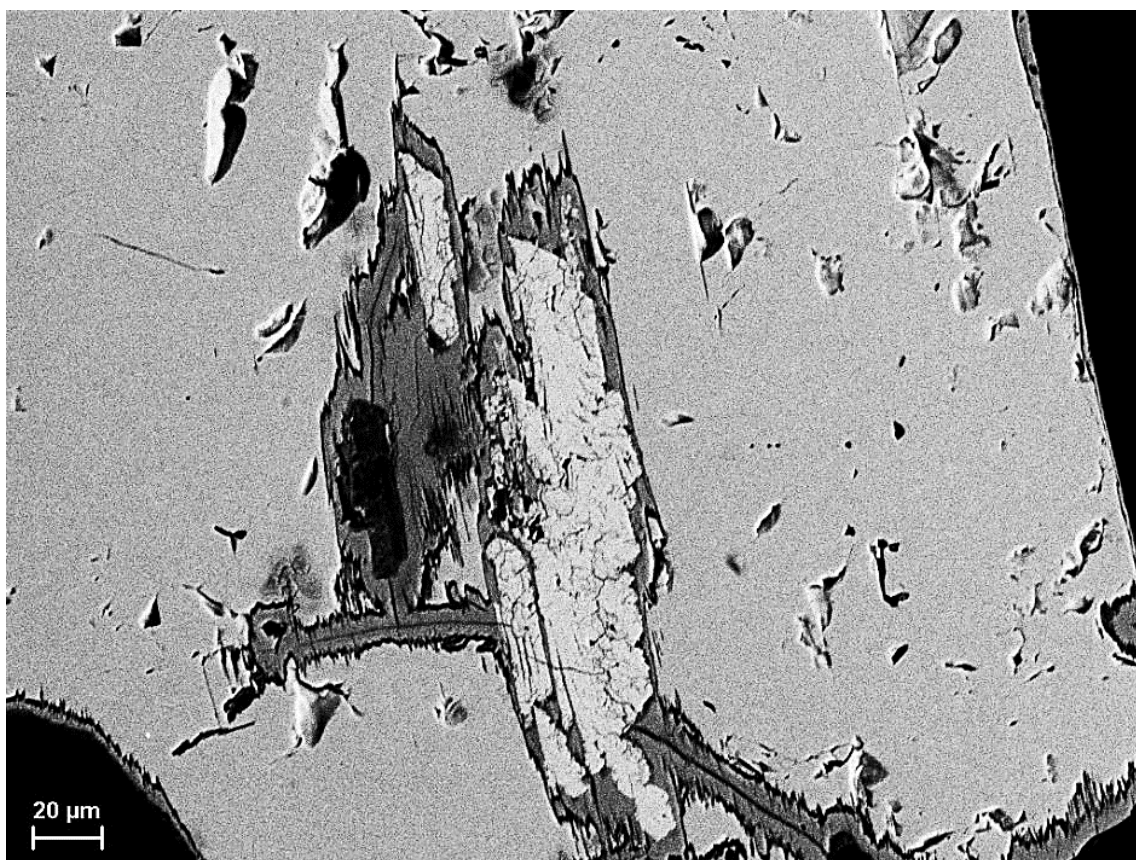
Pentlandit har påträffats och identifierats optiskt som avblandade subhedrala individer och aggregat i magnetkis i flera olika prov (se också Pieslinger 2023). Det besläktade men avsevärt mera ovanliga malmmineralet koboltpentlandit (idealiskt Co_9S_8) har också påvisats med SEM-EDS, och uppträder också det lokalt som otydliga (subhedrala) kristaller och flamlignande inneslutningar i magnetkis (fig. 38). Mineralen har till synes alltid bildats genom avblandning från magnetkis under sjunkande temperaturer. Världmineralet magnetkis uppvisar ofta, men inte alltid, en varierande grad av omvandling längs kornkontakter och sprickor till markasit + pyrit $\pm$ magnetit. Den senare kan vara kopplad till förekomsten av just koboltpentlanditen, kanske genom att sprickor preferentiellt uppstått kring inneslutningar av detta mineral under deformation, vilket sedermera öppnat upp för lågtempererade oxiderade fluider (se figur 38). I ett fall har en frisk kristall av koboltpentlandit observerats parallellväxt med en mycket tunn, skivig kristall av en obestämbart tellurid i en grundmassa av magnetkis. Hur stor andel av endast optiskt bestämd (eller ens bestämbar) ”pentlandit” som kan vara koboltpentlandit är osäkert; kemisk analys krävs i alla fall för att särskilja mellan de två mineralen.

► **Figur 37.** Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop visar en komplex sammanväxning av dels grövre kristaller av svårbestämda vismut-selen-tellurider (mellangrå och vit, vänstra delen) och en mycket finkornig, delvis symplektitisk sammanväxning mellan mestadels maskformig kopparkis (svart) och selen- och silverhaltig blyglans (ljusgrå, delvis större områden i högra delen), vismut-selen-tellurider (vita), samt något gedigen vismut (selenhaltig, delvis blyhaltig, också vit). Texturellt utgör aggregatet en typisk ”ficka” i skärningspunkten mellan flera spricksystem (sprickfyllnader). De svarta nära rombiska hålen i nedre högra delen representerar sannolikt sillimanitkristaller (tvärsnitt) som ramlat ur den mjuka och spröda grundmassan under provprepareringen. Skallstreck 100 µm. Foto: Erik Jonsson.

► **Figur 38.** Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop visar subhedrala kristaller (ljusaste grå, finsprickig och ojämn yta) av koboltpentlandit, delvis omgärdad av omvandlingsprodukter av magnetkis (mörkgrå; dominerade av markasit + pyrit), längs spricksystem utbildat i massiv anhedral magnetkis (ljusgrå), samt som partiell bård kring dess korngräns. Foto: Erik Jonsson.

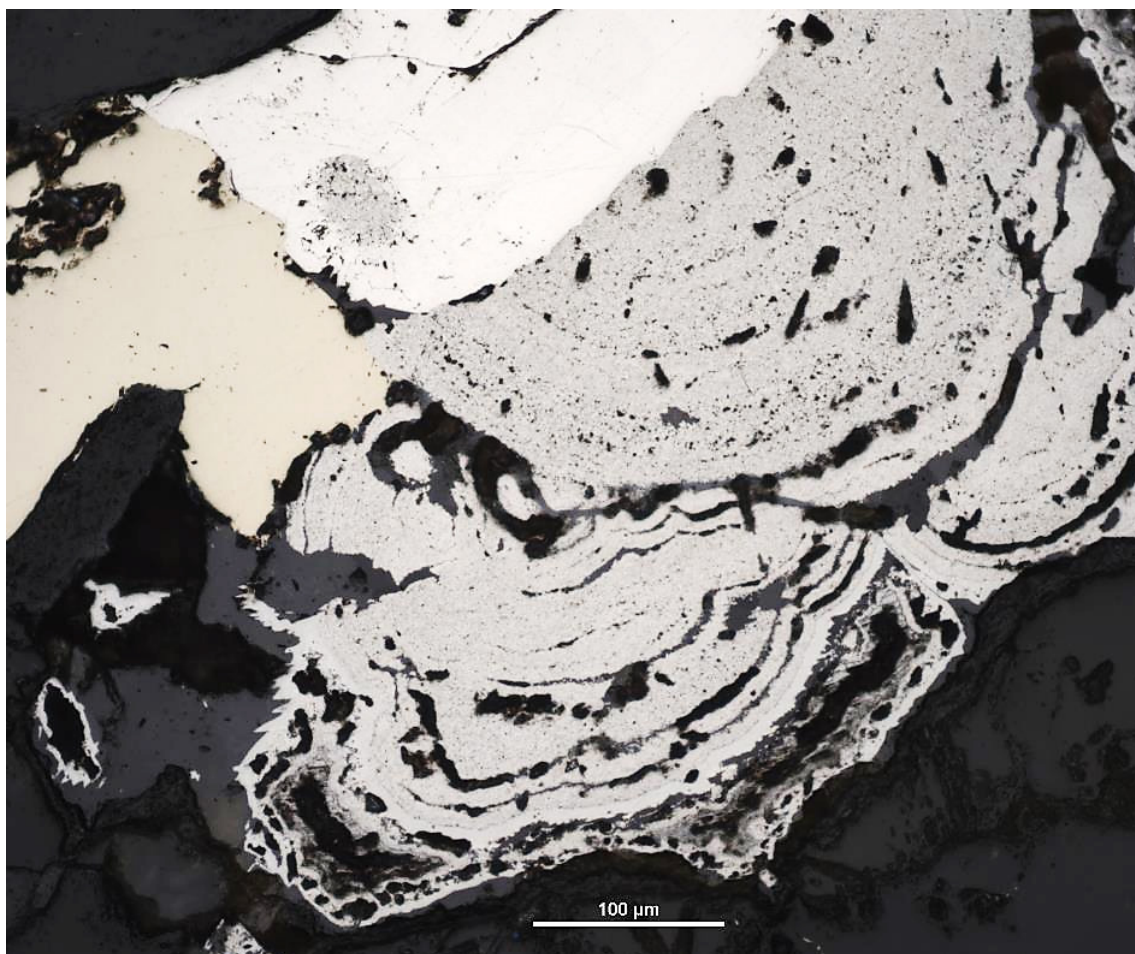


Figur 37. Se figurtext på föregående sida.



Figur 38. Se figurtext på föregående sida.

Markasit med associerad likaledes sent bildad pyrit $\pm$ magnetit utgör en karakteristisk, mestadels finkornig nedbrytningsprodukt av magnetkis. Markasit och associerade faser har således bildats genom omvandling av magnetkisen, väl huvudsakligen av lågtempererade oxiderande fluider, och förekommer oftast längs sprickor och korngränser där dessa primärt kunnat reagera med magnetkisen. Dessa associationer är oftast finkorniga och kan i enstaka fall uppvisa kolloforma, koncentriskt rundade texturer, så kallad ”bird’s eye texture” (se till exempel Craig & Vaughan 1994; fig. 39). Ibland har nedbrytningen av de järnrika faserna gått så långt under (senare) oxiderande förhållanden att goethit också bildats. Det mest uppenbara och rikliga materialet av denna typ förekommer i mera rikligt sulfidförande material som torde härstamma från den kopparrika mineraliseringen i kvarts-fältspatgnejs i hängväggssekvensen (Hallberg 1994). Generellt kan magnetkis dock alltid innehålla mindre volymer av bland annat markasit som småskaliga omvandlingsprodukter.



Figur 39. Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus. Bilden visar en (partiell) så kallad *bird's eye*-textur, uppkommen genom omvandling av magnetkis. De koncentriskt rundade banden består av en finkornig blandning av främst markasit och pyrit ($\pm$ magnetit) som bildats genom lågtempererad fluidmedierad och i detta fall fullständig nedbrytning av magnetkis. En del oxidation har lett till att järnsulfiderna fortsatt omvandlats till goethit (mellangrå, samt svarta hål, där sådana sena och luckra aggregat "plockats" ur provytan). Den kvartsdominerade grundmassan är mörkgrå till svart. Ljust gul högreflekterande fas ovan denna är pyrit och vänster om denna mera lågreflekterande och gulare kopparkis. Skalstreck 100 μm . Foto: Simon Pieslinger.

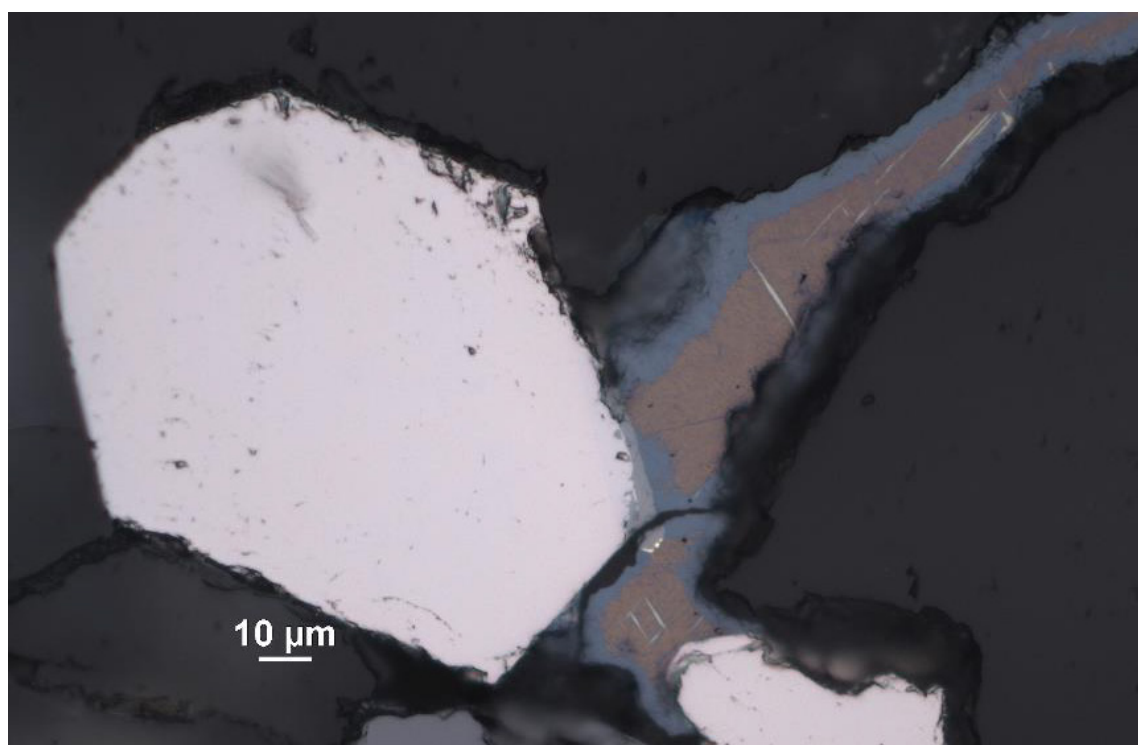
Tenn-koppar-järnsulfiden stannit förekommer sporadiskt och i mindre mängder: Den är alltid anhedral och uppträder ofta tillsammans med tennsulfosalten mawsonit och till synes alltid associerad med eller innesluten i bornit (se vidare nedan i avsnitt *Sulfosalter*; tabell 4).

Koboltglans rapporterades ursprungligen från Enåsen av Nysten & Annersten (1984) och har endast observerats ytterst sparsamt i denna studie. Figur 40 visar en karakteristisk liten kristall av koboltglans som sitter i direkt anslutning till öppnade sprickor och korngränser i sillimanitkvartsit.

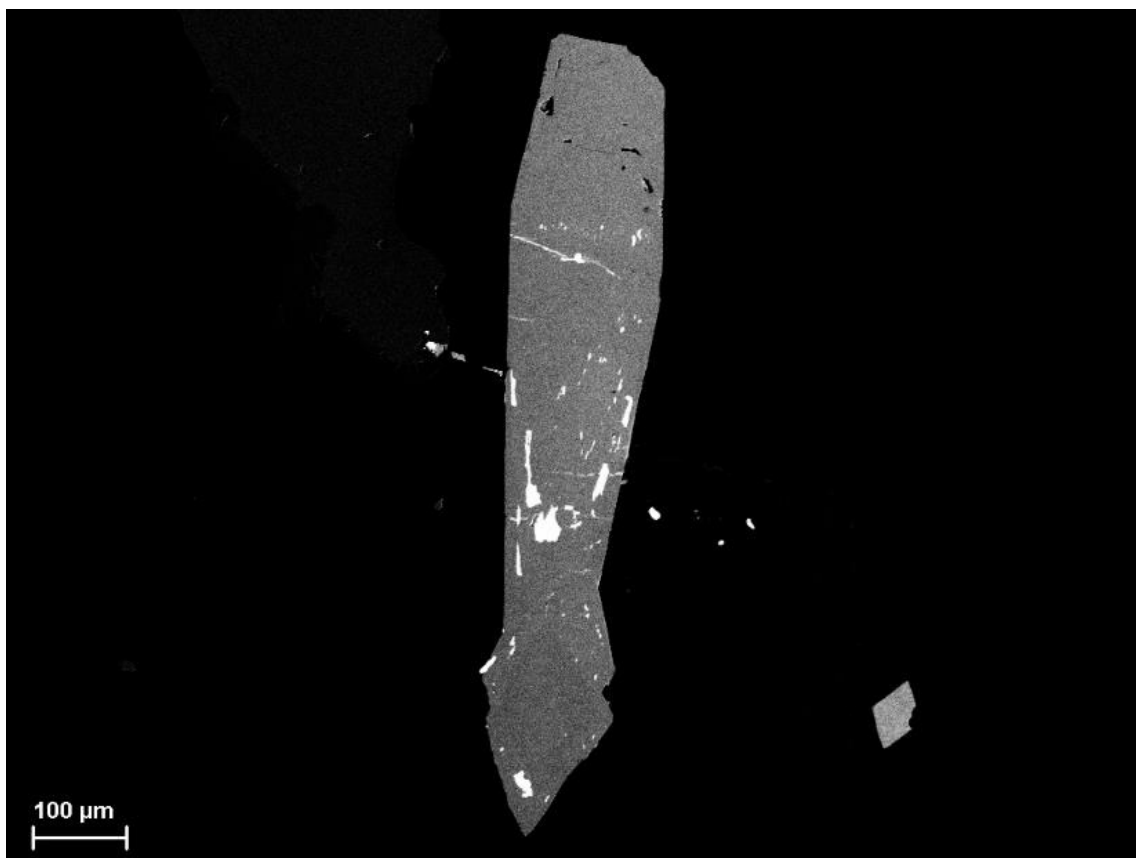
Molybdenglans har påträffats i några få prov som enstaka isolerade skiviga kristaller, associerade med andra sulfider, samt som mera kompakta och otypiska korn/kristaller tillsammans med tellurider och pyrit.

Arsenikkis har endast påträffats i några få undersökta prov under denna studie, i form av euhedra till subhedra kristaller, typiskt med rombiska tvärsnitt, tillsammans med magnetkis och kopparkis, alternativt med tellurider och kopparkis. Arsenikkisen kan innehålla förhöjda halter av kobolt, upp till omkring 4 viktsprocent i fallet med en ”dolkliknande” kristall med rikliga inneslutningar av tellurider (fig. 41).

Koppar-järnsulfiden cubanit har (sannolikt) påträffats som enstaka lamellära kristaller i kopparkis, synbarligen bildade genom avblandning under avtagande temperatur. Mineralet har inte bekräftats med kemiska analyser utan endast på bas av optiska observationer.



Figur 40. Bilden visar en subhedral kristall av koboltglans (vit; med mindre del av en anhedral dito i nedre högra delen) i anslutning till sprickfyllnad dominerad av bornit med avblandade kopparkislameller samt blekblå digenitomvandling. Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus. Skalstreck 10 µm. Foto: Simon Pieslinger.

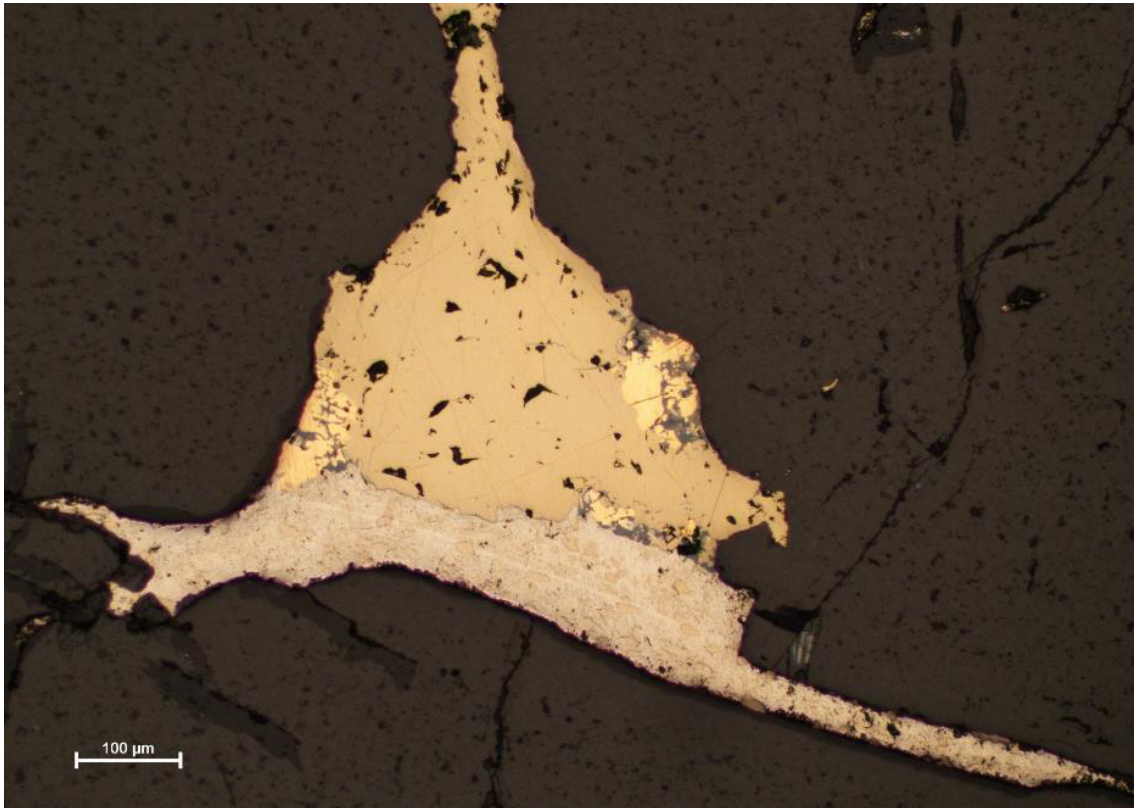


Figur 41. Höglöpt-BSE-bild från svepelektronmikroskop visar två olika stora kristaller av kobolthaltig arsenikkis. Den större, "dolkliknande" kristallen innehåller rikliga inneslutningar av en svårbestämd järn- och silverförande vismut-antimontellurid. Kvartsdominerad grundmassa är svart. Skallstreck 100 µm. Foto: Erik Jonsson.

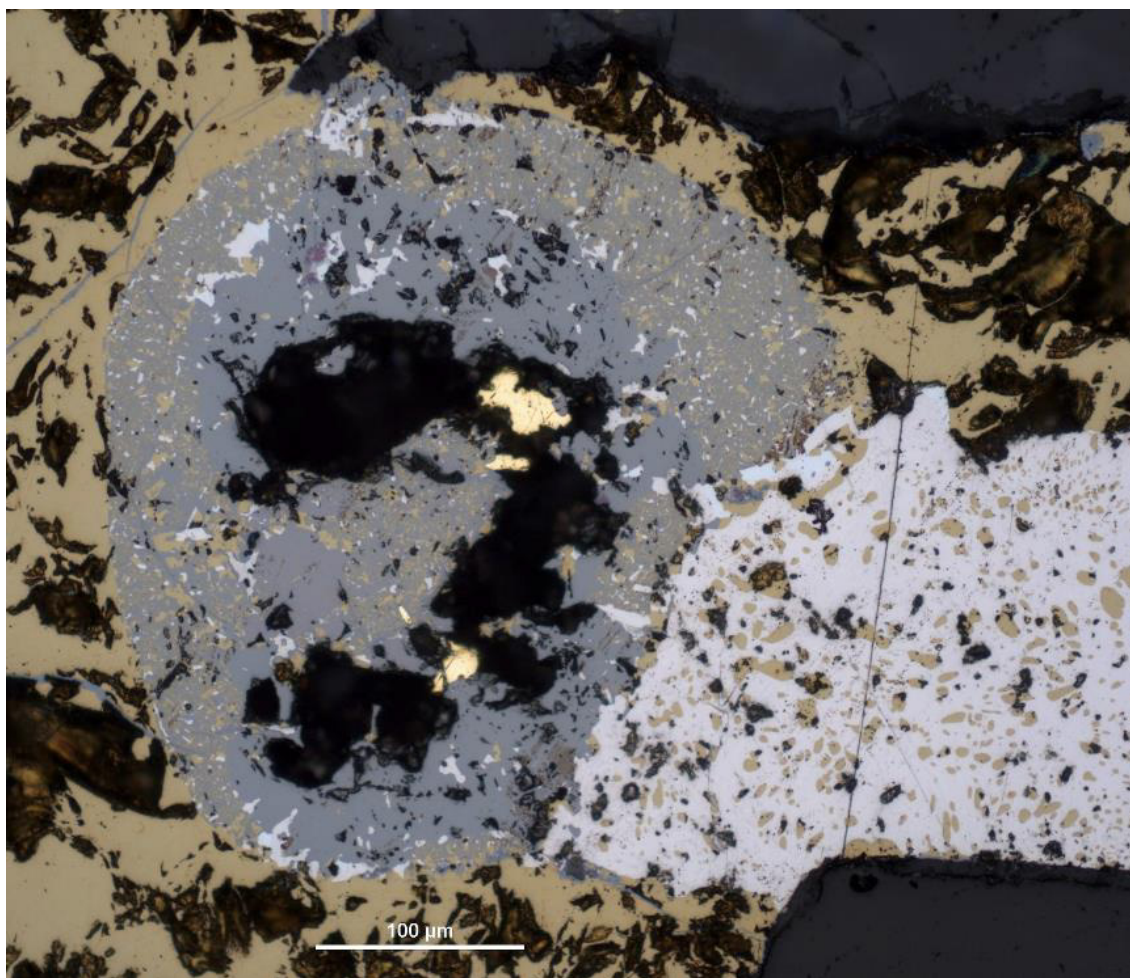
Gediget guld

Gediget guld uppträder i ett flertal olika associationer i Enåsenmalmen. Det är typiskt anhedralt, även om Nysten & Annersten (1984) också rapporterade förekomsten av subhedrala till nära euhedrala kristaller, och förekommer främst som korn eller aggregat tillsammans med (oftast dominerande, volymsmässigt) tellurider, sulfider, sulfosalter, men kan även uppträda singulärt som spridda, ofta rundade inneslutningar eller begränsade, tunna sprickfyllnader i kvarts. Gediget guld har även påträffats i komplexa sammanväxningar med andra malmmineral inklusive som komponent tillsammans med olika typer av tellurid-sulfosalt-sulfid-symplektiter eller symplektitoider (fig. 42, 43; se också Nysten & Annersten 1984). Specifikt har gediget guld observerats i anhedralt aggregat sammanväxta med tellurider, liksom i form av anhedralt aggregat i tennantit-tetraedritdominerade associationer, ofta i komplexa telluridrika prov. En sådan komplex och textuellt svårtolkad association med gediget guld utgörs av rundade, droppliknande aggregat av tennantit-tetraedrit i mikrosymplektitisk sammanväxning med kopparkis i direkt kontakt med vismuttellurid-kopparkissymplektiter, vilka uppvisar en zonering eller gradering i kornstorlek från grövre i centrum till finkornigare i "droppens" yttre del (fig. 43). Guld, vilket är anhedralt, har kristalliserat i den inre delen av den droppliknande sammanväxningen och är som i alla undersökta fall, relativt silverrikt.

Guldet kan också innehålla inneslutningar av andra malmmineral, inte minst flerfasiga sådana med kopparkis och bornit, partiellt omvandlade till digenit, samt tennantit-tetraedrit.

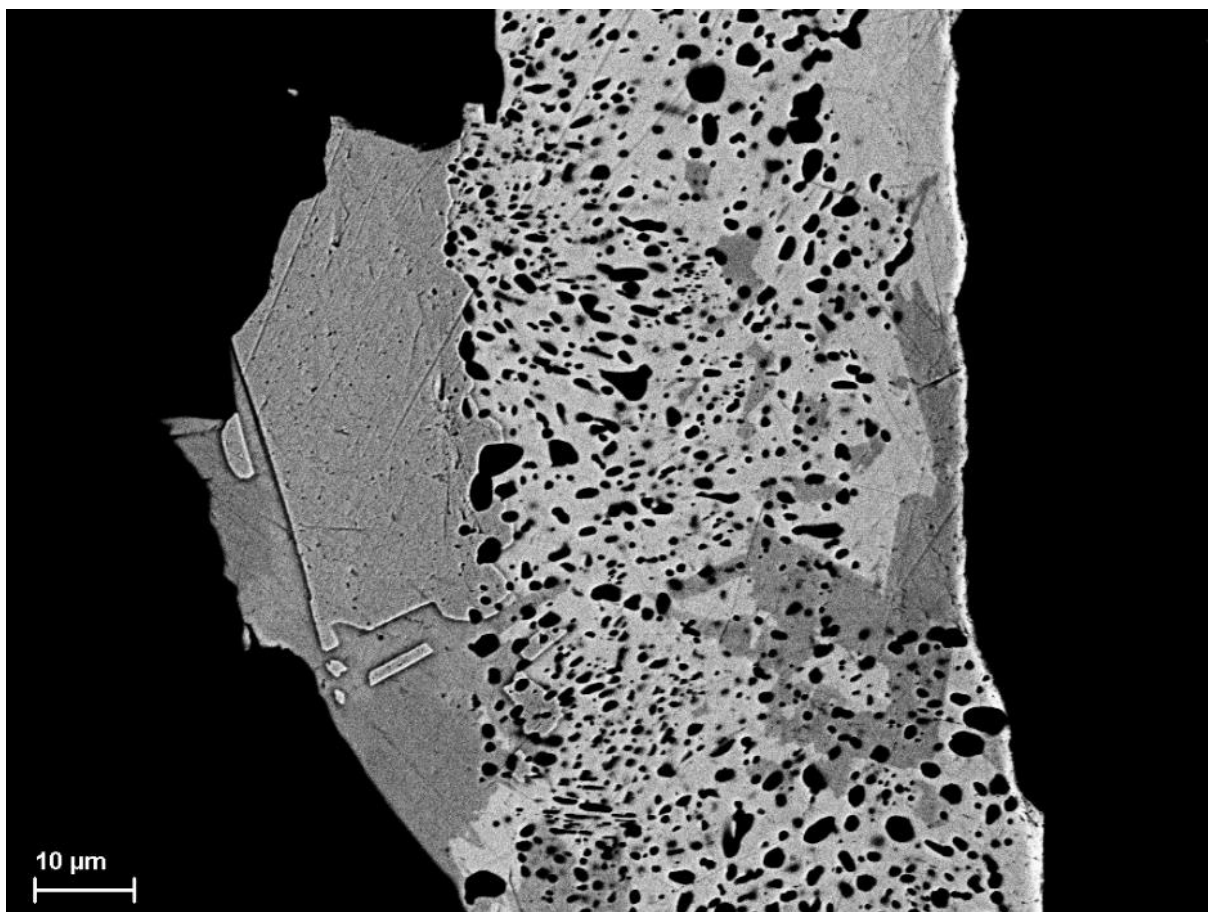


Figur 42. Fotomikrografi i planpolariserat påfallande ljus av guldrik association från Enåsengruvan. Här uppträder anhedrala korn eller aggregat av gediget guld (ljusgult) med anhedral kopparkis (mörkare brungult) och i nederkanten en relativt grov, subhedral gråtonad vismuttelluridkristall övergående i sprickfyllnader. Vismuttelluriden innehåller mängder av oregelbundna symplektitiska inneslutningar av kopparkis (syns i denna bild mest som en gulflammighet). Mörkgrå grundmassa domineras av kvarts. Skallstreck 100 μm . Foto: Erik Jonsson.



Figur 43. Fotomikrografi i planpolariserat påfallande ljus av en komplex guldräk association. En något diffus, rundad droppliktande inneslutning med mycket finkornig sammanväxning mellan blågrå tennantit-tetraedrit och i bilden ganska mörkt brungul kopparkis innehåller flera anhedrala korn och aggregat av gediget guld (ljusgult). Ljusare grå inneslutningar i huvudsaklig tennantit-tetraedrit består av tellurobismutit och altait. Det vita området till höger om den droppliktande strukturen består av en vismuttellurid-kopparkissymplektit. De svarta områdena i den centrala delen av "droppen" är delvis hål i provet och kan (troligen) representera ursprungligen oxiderade faser som på grund av låg hårdhet plockats ur polerprovets yta under preparering. Svart fas utanför malmineralen är kvarts. Skallstreck 100 μm. Foto: Simon Pieslinger.

Sammanställningen på gediget guld i olika geologiska miljöer och inte minst, specifika olika urskiljbara typer av mineraliseringar, kan variera mycket. Medan guld i vissa mineraliserings-typer är relativt "rent" (det vill säga andelen legerade komponenter som silver, koppar, järn eller kvicksilver är liten till icke mätbar med traditionella metoder) kan andra konsekvent ha en stor andel av framför allt silver, något som i synnerhet gäller för guld i epitermala system (se till exempel Morrison m.fl. 1991, och referenser däri). Som redan rapporterats av Nysten & Annersten (1984) så varierar guld i Enåsen också relativt mycket i sin sammansättning, men med tyngdpunkt på signifikanta halter av silver. Gediget guld förekommande som inneslutningar i telluridmineral, liksom i och med tennantit-tetraedrit som vi analyserat har haft sammansättningar med guldhalter kring 80 till 90 viktsprocent, 8 till över 10 viktsprocent silver och omkring 1–2 viktsprocent koppar. Gediget guld i en undersökt sulfid-tellurid-selenidassociation höll cirka 33 viktsprocent silver och 67 viktsprocent guld (baserat på EDS-analys). En guld-silver-kvicksilverförening (guld-silveramalgam) med cirka 57–62 viktsprocent guld, 32–34 viktsprocent silver samt 5–11 viktsprocent kvicksilver påträffades också i en telluridrik association (fig. 44).



Figur 44. Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop som visar euhedra till subhedra kristaller (mellangrå, kantiga till utdragna, med relativt hög relief) av en guld-silver-kvicksilverförening (guld-silver-amalgam) i vänstra delen av en komplex sulfid-telluridsymplektit. Den vita till ljusaste grå grundmassan utgörs av en selenförande vismuttellurid och de mörkare grå kristallerna eller zonerna i denna är samma fas, men med en högre andel selen. De svarta lins- till maskformiga delarna av sammanväxningen är kopparkis. Svart grundmassa utgörs huvudsakligen av kopparkis och kvarts. Skallstreck 10 µm. Foto: Erik Jonsson.

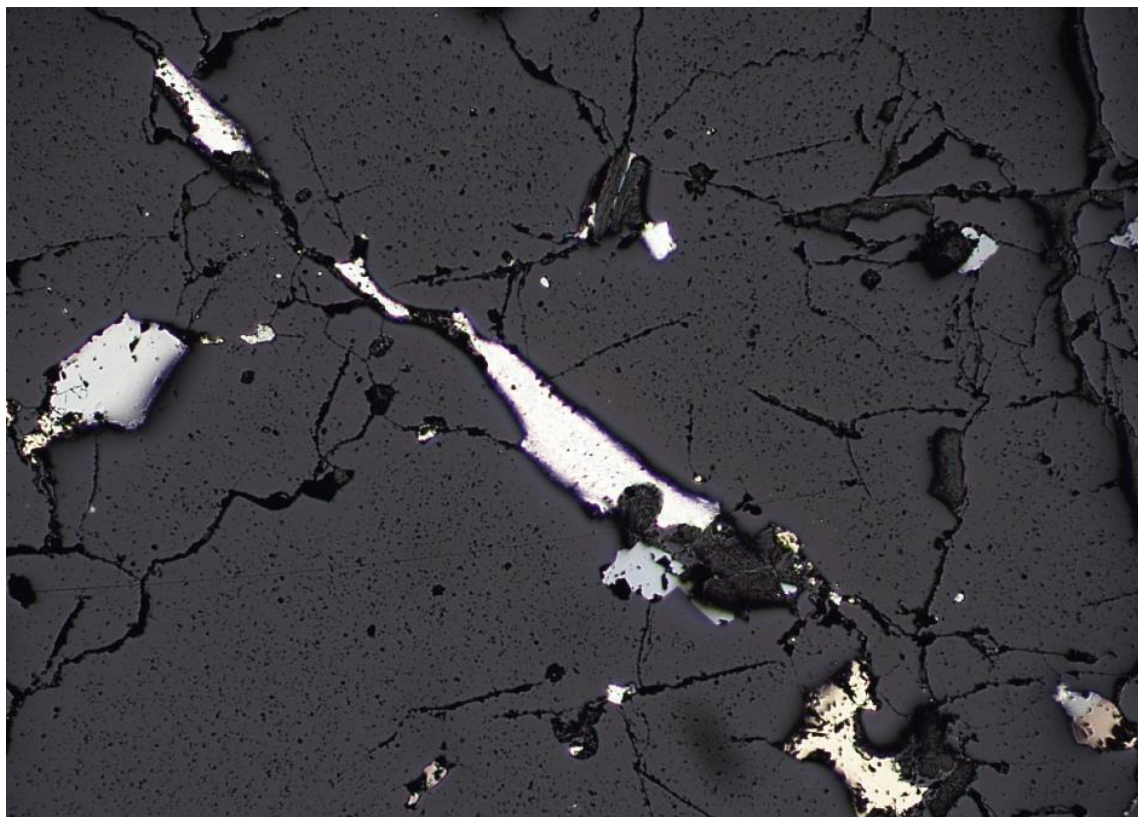
Tellurider (och selenider)

Tellurider är ganska rikligt förekommande i små mängder i delar av Enåsenmalmen. Typiskt uppträder spridda, ofta i varierande grad selenförande vismuttellurider i flertalet observerade mera guldrika associationer tillsammans med kombinationer av olika sulfider och sulfosalter. Spetsiga dihedra vinklar mellan samexisterande sulfider och tellurider har observerats i några fall. I en mera sulfidrik malmtyp är dock telluriderna mestadels sparsamt eller alls icke förekommande. En korrelation mellan tellur (och selen) och guld har påvisats geokemiskt, åtminstone tydligt för mera guldrika associationer (detta beskrivs närmare i avsnitt *Geokemi* nedan). Andra tellurider (samt någon selenid) förekommer också, men i betydligt mindre omfattning än just vismuttelluriderna. De sistnämnda uppvisar mestadels likartade optiska egenskaper och är därför svåra till omöjliga att karakterisera till enskild species endast baserat på optiska metoder. Kristallerna, kornen och aggregaten av telluriderna är liksom det gedigna guldet små och kan mycket sällan observeras med säkerhet i handstuff, i synnerhet för ett otränat öga. Kornstorlekarna varierar normalt mellan några tiotal och några hundratal mikrometer, med enstaka undantag där enskilda, skiviga kristaller av vismuttellurider upp till omkring en millimeter observerats. Vismuttellurider utgör den otvetydigt största andelen av observerade, och undersökta, telluridmineral i materialet från Enåsen (se också tabell 4). Det gäller såväl i fältinsamlat material som i undersökta borrhärdar och inlämnat samlingsmaterial. En mycket markant egenskap hos telluriderna i Enåsenmalmen är deras tendens att ofta uppträda i komplexa

och finkorniga, ofta symplektitiska, sammanväxningar med sulfider liksom med andra tellurider, gediget guld samt sulfosalter. Än mera än flertalet andra malmmineral i Enåsen uppträder telluriderna (och typiskt associerade faser) i textuellt sena positioner, som i sprickfyllnader eller ”fickor” där flera sådana spricksystem mötes (se fig. 45, bland andra).

Nysten & Annersten (1984) beskrev, förutom ”wehrlit”, flera icke närmare specificerade eller okända tellurider: en Sb-Bi-tellurid med stökiometrin $(\text{Sb,Bi})_2\text{Te}_3$, en Sb-Au-tellurid med stökiometrin $(\text{Au,Sb})_2(\text{Te,Bi})$, samt just en Bi-tellurid med stökiometrin $\text{Bi}_2(\text{Te,Se,S})_3$. Förutom i gedigen form så observerades guld av de senare alltså som uppträdande i form av en guld-antimontellurid, angiven som $(\text{Au,Sb})_2(\text{Te,Bi})$, tillsammans med kopparkis, pyrit, gediget guld samt tellurantimon, ”tellurvismutantimon” och altait (tabell 4). Med dagens kunskap verkar det sannolikt att denna då okända guld-antimontellurid kan motsvara en vismuthaltig variant av det betydligt senare beskrivna mineralet pampaloit (idealisk formel AuSbTe , upptäckt i material från Pampalogruvan i Finland; Vymazalová m.fl. 2019; tabell 4). Nysten & Annersten (1984) beskrev alltså också förekomsten av den förmenta vismuttelluriden ”wehrlit” med formeln BiTe . Detta mineral och dess namn har sedermera diskrediterats som varande en blandning av pilsenit och hessit (Clark 1993, och referenser däri).

Under vårt arbete med undersökning och karakterisering av Enåsens malmassociationer och deras texturer och petrografi har vi intressant nog inte lyckats observera de ovan nämnda antimonförande telluriderna, med något möjligt undantag. Däremot saknas inte antimon i sig, vilket syns i den allmänna till lokalt ganska rikliga förekomsten av ofta antimonförande sulfosalter inom tennantit-tetraedritserierna i tetraedritgruppen, liksom i de geokemiska bulkanalyserna.

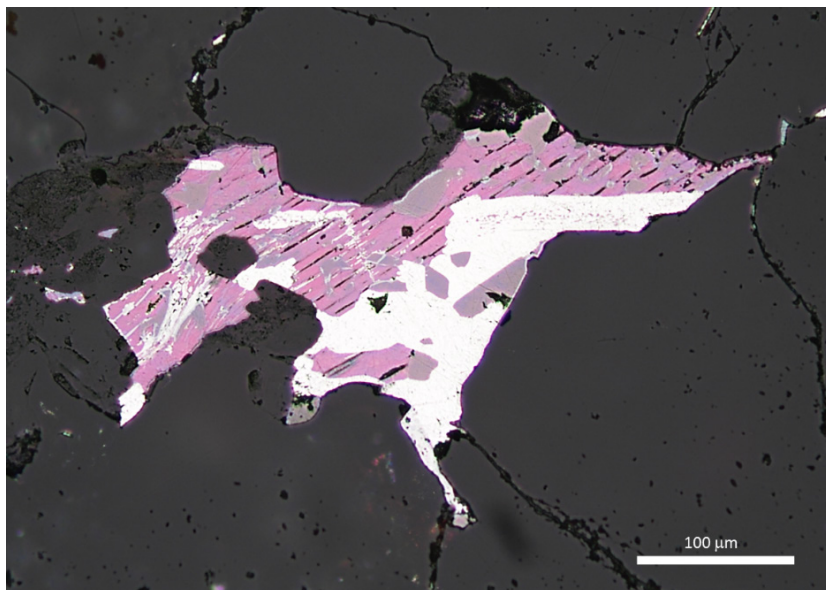


Figur 45. Fotomikrografi i planpolariserat påfallande ljus visar vismuttellurider (vita) i form av sprickfyllnader och inneslutningar med karakteristiskt hög reflektans. Telluriderna innehåller varierande mängder av mikroinneslutningar av sulfidmineral. Mindre mängder associerade sulfider-sulfosalter i form av större korn av kopparkis, tennantit-tetraedrit samt bornit. Mörkgrå grundmassa domineras av kvarts. Bildbredd cirka 4,5 mm. Foto: Erik Jonsson.

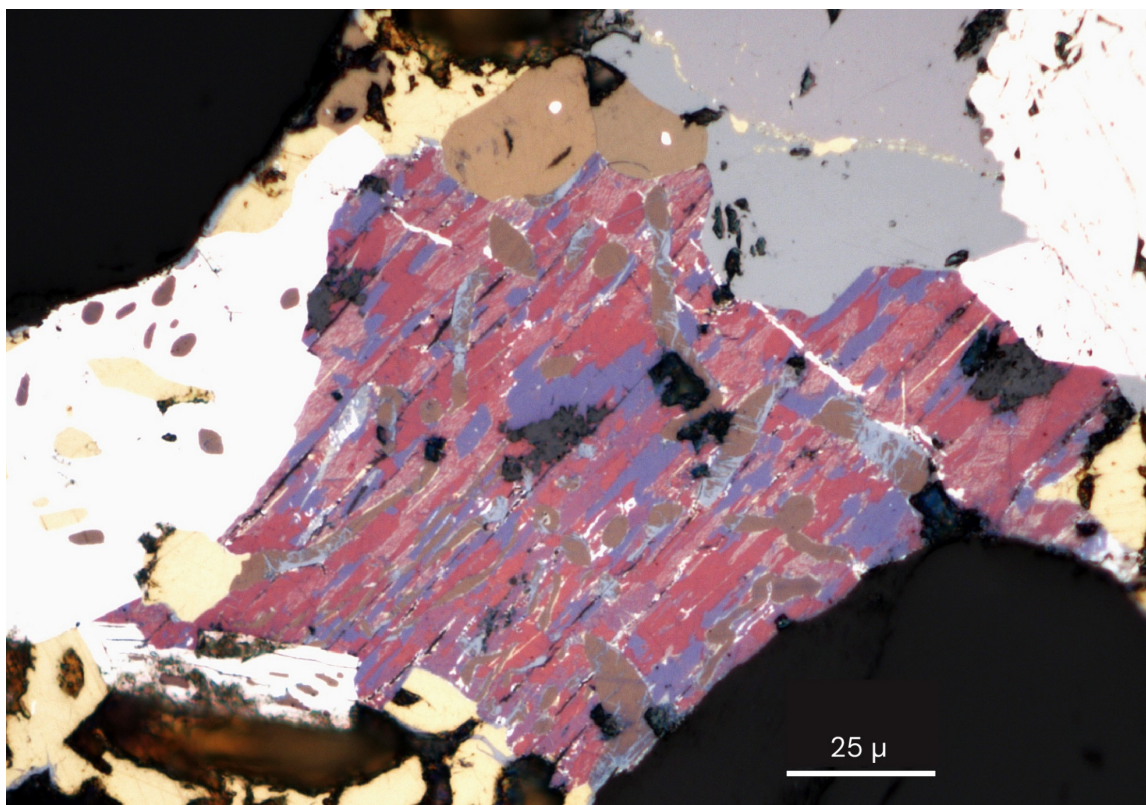
En vanligt förekommande tellurid, baserat på de mikrokemiska analyser som gjorts med SEM-EDS, tolkar vi som en i varierande grad selenhaltig tellurobismutit (motsvarande $\text{Bi}_2(\text{Te},\text{Se})_3$), men ett flertal olika modifikationer på temat vismut-tellur-selen tycks förekomma (tabell 4). Detta är inte så vanligt, även om man redan i en tidig sammanställning visade på att selen specifikt var något vanligare förekommande i just vismut- samt också svavelförande tellurider (Sindeeva 1964). I flera undersökta Enåsenprov föreligger ganska rikligt med markant selenförande vismut-tellurider, typiskt som skiviga subhedrala kristaller associerade med sulfider, mindre mängder sulfosalter och ibland gediget guld, vilka stökiometriskt (baserat på SEM-EDS-analyser) motsvarar sammansättningar mellan ungefär BiTe eller $\text{Bi}(\text{Te},\text{Se})$ och ungefär $\text{Bi}_3(\text{Te},\text{Se})_2$ (se tabell 4). I ett exempel med en association förande kopparkis och magnetkis som huvudsakliga malmmineral i typisk disseminerad form så uppträder spridda, subhedrala skiviga kristaller motsvarande Se-tellurobismutit sammanväxt med, eller övergående i, en optiskt likartad fas med den empiriska stökiometrin Bi_2SeTe , vilket i sig inte motsvarar något känt mineral, men som möjligen kan representera en selensubstituerad tsumoit (idealiskt BiTe , men här med Se:Te cirka 50 %) eller en tellurfattig kawazulit (idealiskt $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$). Symplektitiskt invuxen med den selenförande tellurobismutiten förekommer också en liknande men ej identisk fas motsvarande $\text{Bi}_4\text{Se}_{1,5}\text{Te}_{1,5}$, alltså erinrande om en selensubstituerad pilsenit (idealiskt Bi_4Te_3). I denna symplektitiska del ingår också hessit samt altait liksom kopparkis. I många sådana fall gäller att vi oftast inte vet huruvida det rör sig om ordnad inkorporering av selen respektive tellur i mineralens struktur eller om det bara handlar om en ”enkel” tellursubstitution. I exempelvis fallet med en selenförande vismuttellurid som uppträder som värdfas till en guld-silver-kvicksilverförening (beskriven kort i avsnitt *Gediget guld* ovan) så visar dock den konsekventa empiriska formeln [ungefär $\text{Bi}_{1,2}(\text{Te},\text{Se})$], trots varierande proportioner mellan Te och Se, att det senare högst sannolikt är fallet.

Strukturell information är central för att karakterisera mineral och skulle potentiellt vara nödvändigt för att korrekt bestämma aktuella vismuttellurider. På grund av materialets mestadels mycket finkorniga natur (och avsaknaden av röntgendiffraktometrisk instrumentering och preparationsmetodik för mycket små prov eller enkristaller) var det svårt att få fram användbara data från dem. Detta framför allt alltså avhängigt svårigheten att ta fram relevanta volymer av rent material för standardmässig pulverröntgendiffraktionsanalys av dem. Några försök har dock genomförts med de mest grovkristallina observerade telluriderna (skiviga kristaller mellan några 100 μm och i sällsynta fall upp emot en knapp mm), vilka helt domineras av specifikt vismut-tellurider, dock med ganska variabla empiriska stökiometrier (inklusive selenhalter; se mera om detta ovan samt i tabell 4). Upptagna och filtrerade pulverdiffraktogram har likheter och partiella toppöverlapp med referensdito för flera faser, men ingen överensstämmer till fullo. De Bi-Te-rika mineralen (inklusive syntetiska analoger) med flest överlappande toppar utgörs av ingodit (Bi_2TeS), kawazulit (Bi_2SeTe_2), tellurobismutit (Bi_2Te_3), tetradymit ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), samt tsumoit (BiTe).

Koppartelluriden rickardit (Cu_7Te_5 alternativt $\text{Cu}_{3-x}\text{Te}_2$) kunde initialt med stor säkerhet identifierats i en undergrupp av det undersökta provmaterialet insamlat vid Enåsengruvan, på basis av dess spektakulära optiska egenskaper, specifikt kombinationen av stark färg, kraftfull reflektionspleokroism och färgad, stark anisotropi (Ford 1903, Uytenbogaardt & Burke 1971; fig. 46). Den typiskt associerade vulcaniten (CuTe) kunde också preliminärt också identifieras genom sina optiska egenskaper samt just den intima förekomsten med rickardit (Cameron & Threadgold 1961, Uytenbogaardt & Burke 1971, Picot & Johan 1982). Båda mineralen kunde senare slutligt bekräftas med mikrokemiska *in situ*-analyser med SEM-EDS. I de koppar-tellurrika associationer som båda mineralen observerats i tillsammans dominerar alltid rickardit volymsmässigt (fig. 47), och den uppträder även singularärt, sammanvuxen med andra malmmineral som tennantit-tetraedrit, vismuttellurider, kopparsulfider och sporadiskt gediget guld. Vulcanit har ej säkert observerats utan associerad, dominerande rickardit. I ett fall har en guld-silver-förande vulcanit observerats tillsammans med selen-tellurhaltig bornit och rickardit. Rundade sammanväxningar mellan rickardit och vulcanit tillsammans med bornit har också observerats som inneslutningar i tellurobismutit.



Figur 46. Fotomikrografi i planpolariserat påfallande ljus av komplext aggregat av främst telluridmineral; lilarosa aggregat med markant spaltning utgörs av rickardit, vita massor av i varierande grad sulfidmikro-symplektitisk vismuttellurid, ljusgrå aggregat av tennantit-tetraedrit och mörkare rosagra subhedrala till anhedrala korn/kristaller av bornit. Notera hur aggregatet uppträder som en utfyllnad mellan kvartskorn och i flera hörn börjar övergå i avsmalnande sprickfyllnader. Mörkgrå grundmassa domineras av kvarts. Skallstreck 100 μm. Foto: Erik Jonsson.

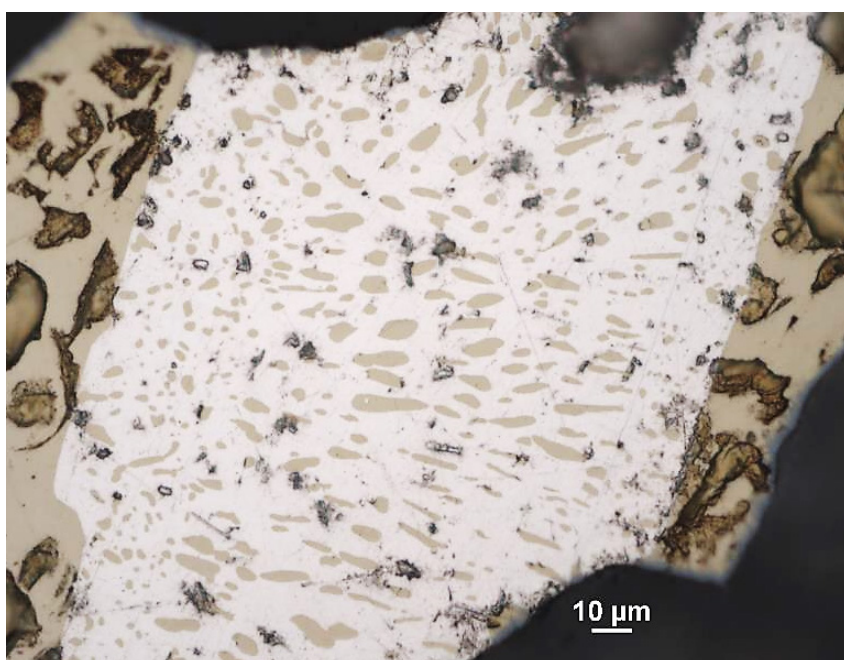


Figur 47. Fotomikrografi i planpolariserat påfallande ljus av mycket komplext aggregat av tellurider och associerade sulfosalter och sulfidmineral. Det centrala aggregatet i form av lilarosa till ljusare rosa till blåtonade (reflektionspleokroism!) sammanväxta parallella kristaller utgörs av koppartelluriden rickardit, delvis sammanvuxen med eller delvis ersatt av gråblå digenit, grå tennantit-tetraedrit samt vagt grönbrun stannit (?). I mycket liten utsträckning uppträder också tunna, ljus gulvita lameller av vulcanit med rickarditen. Aggregatet samexisterar med vita massor och aggregat av i varierande grad symplektitisk vismuttellurid med gula rundade till droppliknande eller linsformade inneslutningar av kopparkis och bornit (mörkt bruntonad), ljusgrå aggregat av anhedral tennantit och mörkare gråbruna subhedrala till anhedrala korn och kristaller av bornit. Vita sliror, sprickfyllnader och mikroinneslutningar domineras av vismuttellurid(er). Svart (bak-)grundmassa är kvarts. Skallstreck 25 μm. Foto: Simon Pieslinger.

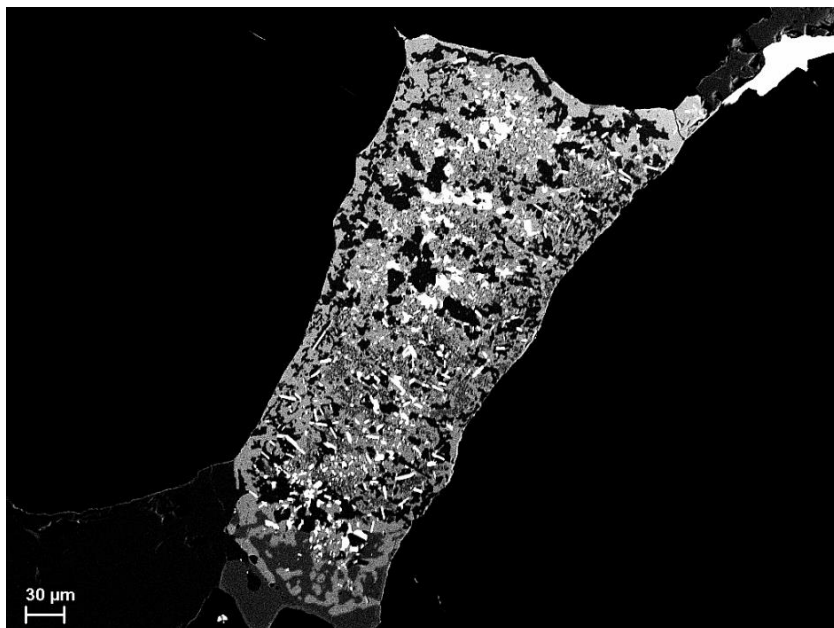
Flertalet tellurider, men med övervikt för de vanligast förekommande vismutrika typerna, uppvisar påfallande ofta olika slags myrmekitiska eller snarare symplektitiska eller mikrosymplektitiska texturer eller sammanväxningar; främst med sulfider, men också med inslag av sulfosalter (främst tennantit-tetraedrit, men också tennsulfosalter), andra tellurider, samt ibland gediget guld (se fig. 42, 48, 49). I vad vi tolkar som besläktade texturer uppträder också mera ”grovkristallina” sammanväxningar mellan ungefär samma faser, kanske en form av ”megasympplektitoider” (se till exempel figur 46). En speciell typ är inte så grafiskt uppenbar, men lokalt förekommande i form av vismuttellurider som skiviga, ibland tydligt kristallografiskt orienterade kristaller (och massor) i en grundmassa av tennantit-tetraedrit och kopparsulfider, vanligen bornit (fig. 50). Verkliga mikrosymplektiter kan exemplifieras med sammanväxningen mellan en maskformig (vermikulär) selen-tellurförande bornit tillsammans med guld-silverhaltig vulcanit i en grundmassa av rickardit (fig. 51).



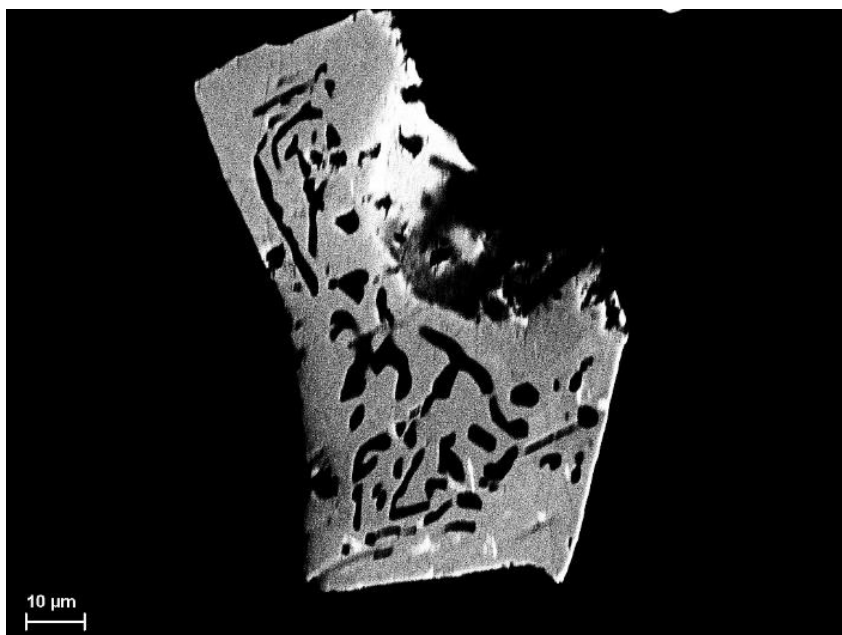
Figur 48. Fotomikrografi i planpolariserat påfallande ljus av en delvis mycket finskalig, heterogen symplektit av en vismuttellurid (med samman-sättning motsvarande en Se-förande tellurobismutit) med rikliga mask- till lins- eller droppformade, delvis orienterade inneslutningar av Se-Te-förande bornit (bruntonad). Den mörkgrå grundmassan domineras av kvarts och ett mindre, gult korn eller aggregat av kopparkis syns också inneslutet i den senare. Bildbredd cirka 500 µm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 49. Fotomikrografi i planpolariserat påfallande ljus av en finskalig symplektit av tellurobismutit (vit grundmassa) med rikliga mask- till lins- eller droppformade inneslutningar av kopparkis (brungul; utgör den utgör också massorna till vänster respektive höger om telluridsymplektiten). Mörkgrå grundmassa till malmineralen är kvarts. Skalstreck 10 µm. Foto: Simon Pieslinger.



Figur 50. Högkontrast-BSE-bild från svepelektronmikroskop visar en mycket komplex mikro-symplektitisk sammanväxning mellan tennantit-tetraedrit (dominerande fas, nära 50:50 As:Sb; BSE-medelgrå), vismut-tellurid (vit) och bornit (mörkgrå till svarta partier). Kwartsdominerad grundmassa är svart. Skallstreck 30 μm. Foto: Erik Jonsson.



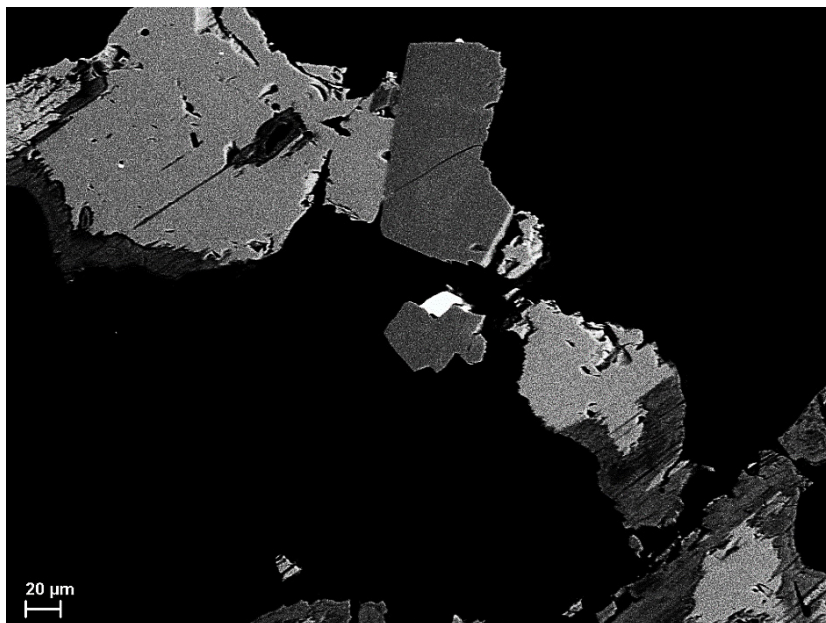
Figur 51. Högkontrast-BSE-bild från svepelektronmikroskop visar en verkligt mikro-symplektitisk sammanväxning mellan rickardit (vårdfas; BSE-ljusgrå) och en Se-Te-förande bornit (svarta, maskliknande inneslutningar i den förra). De BSE-vita och mycket små inneslutningarna i nederkanten av rickarditen utgörs delvis av en Au-Ag-haltig vulcanit. Skallstreck 10 μm. Foto: Erik Jonsson.

Hessit (idealiskt Ag_2Te) uppträder som relativ sällsynthet i olika tellurid- och sulfid-sulfosalt-associationer (se fig. 52 och 53). Vad som till synes är en guldhaltig hessit har också observerats som en av flera faser i en mycket komplex rundad inneslutning i pyrit (fig. 54) och i en annan, telluridrik association påträffades en relativt selenrik hessit. Ett volynskitliknande mineral (idealisk formel AgBiTe_2) påvisades associerad med hessit och selenförande vismuttellurider (fig. 53). Altait (idealiskt PbTe) uppträder i små mängder tillsammans med andra tellurider och kan förekomma som sammanväxning med exempelvis tellurobismutit. Ett mineral som sannolikt är kostovit (idealisk formel CuAuTe_4 , här med den empiriska formeln $\text{Cu}(\text{Au},\text{Ag})_{1,2}\text{Te}_{3,9}$) förekommer tillsammans med selenförande vismuttellurider och rickardit (fig. 55).

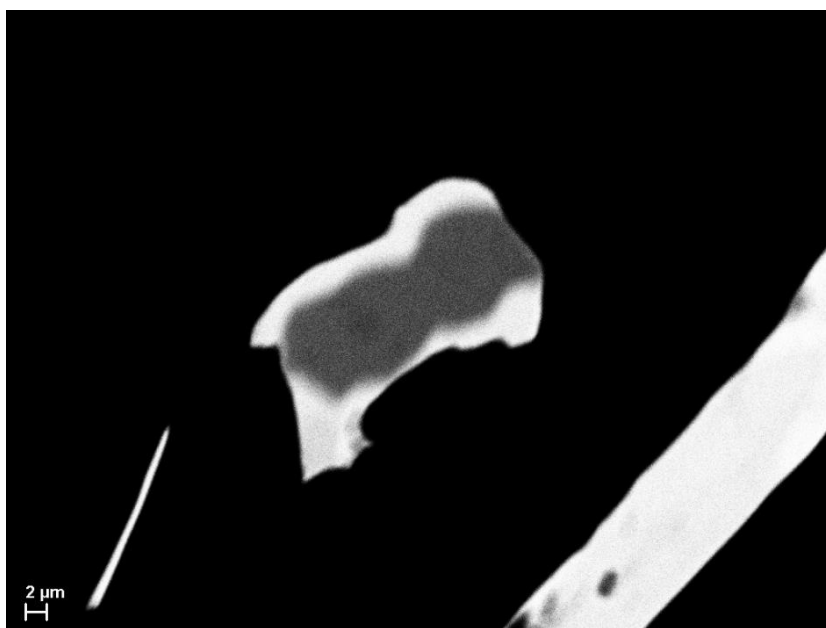
Flera tellurider som undersökts under detta arbete är endast osäkert identifierade, som de selenförande vismuttelluriderna som nämnts ovan, samt i flera fall så motsvarar de inte uppenbart kända mineral (se också tabell 4). Utöver tidigare nämnda vismuttellurider så påträffades en guld-silver-tellurid med den ungefärliga stökiometrin AuAgTe_3 som små korn och kristaller i en komplex sammanväxning med andra tellurider, sulfider och sulfosalter. Den motsvaras till synes närmast av den rapporterade okända fasen 'UM1993-25-Te:AgAu' (se Mindat.org 2024, Cai 1993). Små mängder av en anhedral fas möjligen motsvarande $\text{Bi}_2\text{Pb}_3\text{Ag}(\text{Se},\text{Te})_3$ observerades associerad med de vanligare sulfiderna samt flera olika tellurider, dominerade av selenförande vismuttellurider nära selensubstituerad tsumoit eller kawazulit tillsammans med en möjlig selenförande pilsenit. En fas förekommande som grovt skiviga kristaller i kvarts associerade med lite selenförande altait har en sammansättning som närmar sig BiSb_3Te_6 , vilket inte motsvarar något känt mineral. Möjligen skulle det kunna röra sig om en vismuthaltig variant av det rapporterade men inte namnsatta möjliga mineralet 'UM1992-43-Te:Sb' (Mindat.org 2024). Ytterligare en påträffad antimonrik tellurid, associerad med arsenikkis och kopparkis, innehåller också vismut. Möjligen kan det röra sig om en vismuthaltig tellurantimon. Mycket små, ljus grå, tunna skiviga kristaller ($<10\text{ }\mu\text{m}$), närmast spridda plattor i en grundmassa av tennantit-tetraedit tillsammans med pyrit gav EDS-data som indikerade ett innehåll av främst vismut, tellur och koppar, men också järn och selen. Det är osäkert hur mycket analyserna påverkades av grundmassans sammansättning på grund av kristallernas ringa storlek.

Selenförande tellurider är som beskrivits ovan spridda och tämligen allmänt förekommande i Enåsenmalmen, men i vissa prov har också tentativa selenider (översiktligt sett faser med $\text{Se} > \text{Te}$ om de förekommer i samma strukturella position) kunnat påvisas. I analogi med många undersökta vismuttellurider så handlar det om faser med både selen och tellur i signifikanta halter. En vismut-tellur-selenid (fig. 56) som uppträder associerad med kopparkis, magnetkis och kobolt-haltig pyrit har en empirisk stökiometri motsvarande cirka $\text{Bi}_9\text{Te}_5\text{Se}_6$, alternativt $\text{Bi}_9(\text{Se},\text{Te})_{11}$, vilket till synes inte motsvarar något känt mineral. Därutöver har vi bland annat påträffat en relativt selenrik bly-tellurid, möjligen en selenhaltig altait, men med relativt dålig stökiometri jämfört med idealisk PbTe eller $\text{Pb}(\text{Te},\text{Se})$. En selenförande vismutrik fas kan antingen vara ett okänt mineral (selenid) eller, troligare, selenhaltig gedigen vismut.

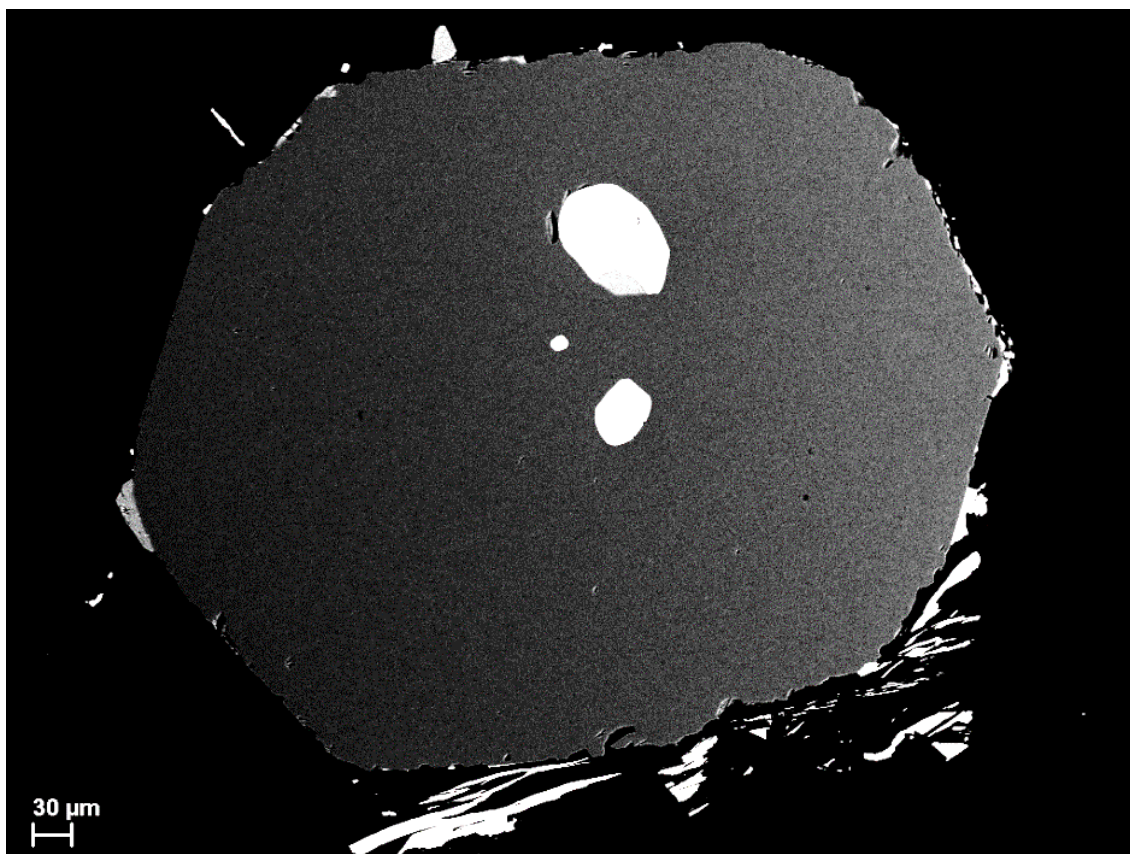
Som nämnts kort tidigare så föreligger i vissa prov finkorniga grå massor, ibland med kolloform textur, med tellurider (fig. 57) eller som delvis symplektitoida sammanväxningar med koppar-sulfiden digenit. De finkorniga aggregaten verkar representera oxidiska tellurfaser. Det finns ett flertal kända koppartellurater, vilka kunde vara potentiellt närvarande i dessa omvandlings-associationer som till synes representerar en relativt sen fluidmedierad nedbrytning av existerande tellurider. Deras finkorniga och till synes delvis heterogena natur har inte möjliggjort några säkra bestämningar.



Figur 52. Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop. Den visar en subhedral kristall av hessit (BSE-vit) associerad med subhedral pyrit (mörkare grå) och magnetkis (ljusare grå), partiellt nedbruten till markasit ± pyrit (mörkgrått, flammigt, delvis parallellstrierat). Svart grundmassa är huvudsakligen kvarts. Skalstreck 20 µm. Foto: Erik Jonsson.



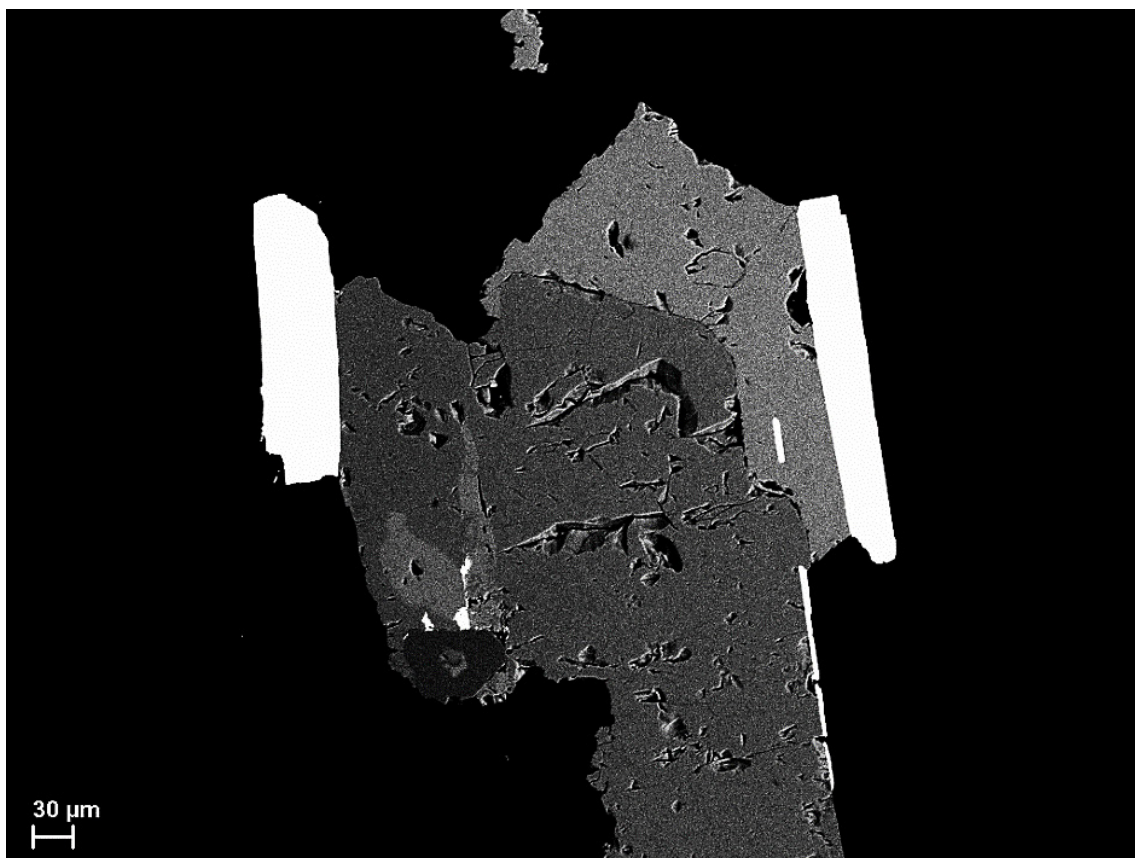
Figur 53. Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop. Ett zonerat korn eller aggregat i centrum av bilden visar en inre, BSE-mörkare kärna av en Se-förande silvertellurid, möjligen hessit, omgiven av en ljusare till vit bård bestående av en Ag-Bi-tellurid, nära volynskit i sammanställning (men med ett överskott av vismut, sett till en ideal stökiometri). Selenförande vismuttellerid(er) utgör de BSE-vita platta eller skiviga kristallerna eller aggregaten invid. Svart grundmassa domineras av kvarts. Skalstreck 2 µm. Foto: Erik Jonsson.



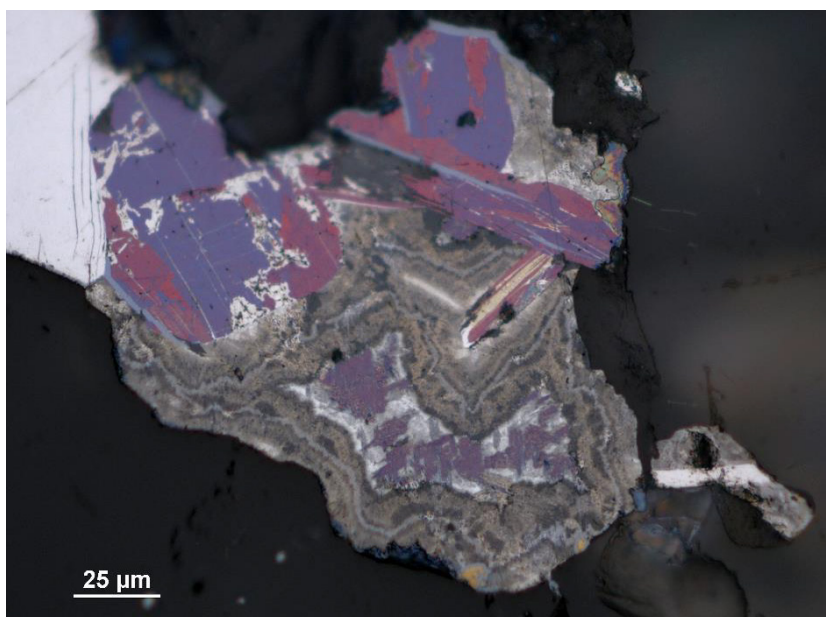
Figur 54. Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop. Den visar en subhedral till nära euhedral kristall av pyrit (mörkgrå, något rundad) med tre olika stora rundade, delvis droppliknande inneslutningar med i varierande grad komplex mineralogi. Den största av dem innehåller minst fem faser; en guld-silvertellurid tillsammans med tennantit-tetraedrit, kopparkis samt komplexa Bi-Ag-Au-Pb-Te-Se-S-förande faser inklusive guldhaltig hessit. Den mörkare fasen som syns i denna BSE-inställning är kopparkis. De mindre inneslutningarna innehåller tennantit-tetraedrit samt Cu-Se-förande blyglans. Selenförande vismuttellurider samt eventuell selenid och sparsamt med normal hessit förekommer som BSE-vita kristaller eller aggregat i nederkant, utanför pyritkristallen. Den ljusgrå, nästan BSE-vita "vårtan" på ovansidan av pyritkristallen utgörs av kopparkis. Monazit-(Ce) har också påvisats i denna association. Svart grundmassa domineras av kvarts. Skallstreck 30 µm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 55. Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop. Bilden visar ett parallellstrukturerat (på grund av spaltning) aggregat av rickardit tillsammans med selenförande tellurobismutit (vita, stora otydliga aggregat i vänstra kanten samt skivig kristall överst till höger); vita kristaller eller lameller i hög vinkel till spaltningen utgörs av kostovit. Telluridaggregatet är i sin tur delvis sammanvuxet med kopparkis (här svart liksom kvartsen). Skallstreck 10 µm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 56. Höglupad-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop. Euhedra till subhedra skiviga kristaller av Bi-Te-selenid (BSE-vita), parallellvuxna med anhedra sammanväxning av kopparkis (ljusare grå) och magnetkis (mörkare grå). Den svarta (med ljusare kärna) subhedra kristallen i aggregatets nedre vänstra hörn utgörs av en kobolthaltig pyrit (med ljusare kärna av kopparkis). De vita anhedra aggregaten ovan denna kristall består av mycket silverrikt gediget guld ("elektrum"). Vismut-tellur-seleniden har en empirisk stökiometri motsvarande ungefär $\text{Bi}_9\text{Te}_5\text{Se}_6$, alternativt $\text{Bi}_9(\text{Se},\text{Te})_{11}$. Skallstreck 30 µm. Foto: Erik Jonsson.

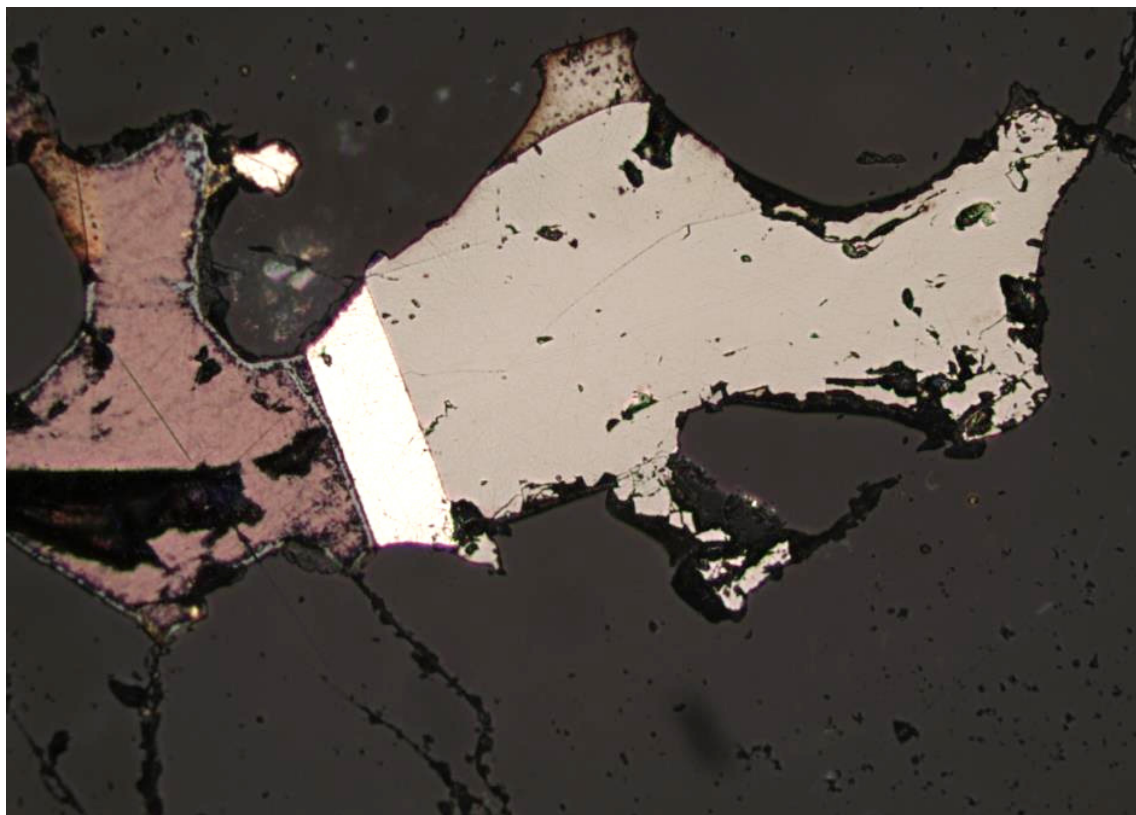


Figur 57. Fotomikrografi i planpolariserat reflekterat ljus som visar finkorniga, delvis kolloformt bandade, grå, gråvita till gråbruna sannaolika oxidiska tellur-faser tillsammans med tellurider (rickardit, tellur-obismutit, vulcanit). De förra är sannaolika en sen omvandlingsprodukt av tellurider. Skallstreck 25 µm. Foto: Simon Pieslinger.

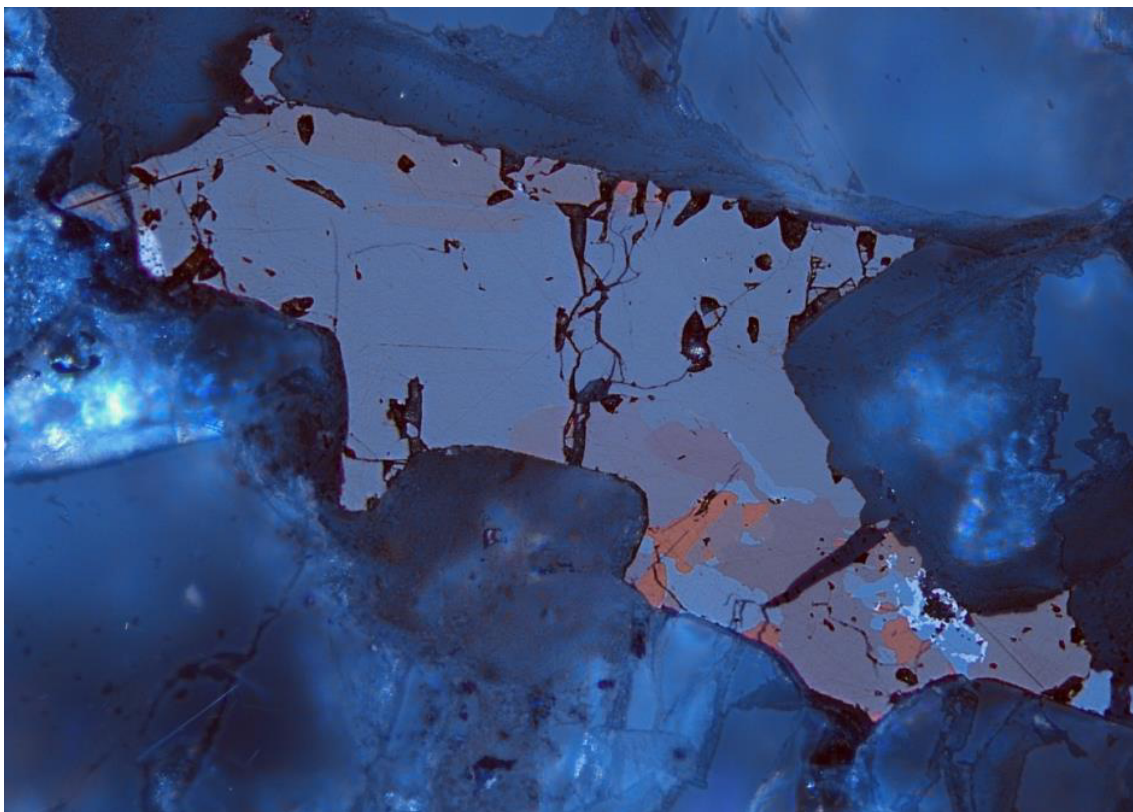
Sulfosalter

Sulfosaltmineral utgör en mindre andel av malmmineralen i Enåsen (tabell 4), men kan lokalt vara rikligt förekommande eller till och med dominerande. Detta gäller framför allt mineral i tennantit-tetraedritserien ("fahlerz"), vilka främst domineras av tennantitrika (As-rika) sammansättningar, men åtminstone upp till cirka 50:50 mellan denna och tetraedrit (Sb-rik). Det kan noteras att tennantit idag motsvaras av mineralnamnet tennantit-(Fe), medan tetraedrit motsvaras av tetraedrit-(Fe) eller tetraedrit-(Zn), enligt den senaste nomenklaturen (Biagioni m.fl. 2020). Då dessa mineral kan ha en vakans i sin struktur har riktigt precisa bestämningar av deras stökiometri inte kunnat göras på basis av endast SEM-EDS-analyser. De är alltid anhedralla, förekommande i mindre massor, inneslutningar eller aggregat och kan också utgöra delkomponenter av komplexa sammanväxningar och symplektiter tillsammans med tellurider, sulfider, eventuella andra sulfosalter och gediget guld (se till exempel figurerna 36, 43, 45, 47, 54). En selenförande bournonit har påträffats som sällsynthet i form av enstaka, små anhedralla korn.

Tennförande sulfid- och sulfosaltmineral har påträffats som mer eller mindre accessoriska faser, i synnerhet i komplexa Cu-Bi-Te-Au-rika associationer och specifikt intimt tillsammans med, eller innesluten i bornit (se fig. 36); de särskiljs ganska tydligt från värdmineralet då stannit och i synnerhet mawsonit uppvisar karakteristiska (delvis kontrasterande) optiska egenskaper (se till exempel Uytenbogaardt & Burke 1971, Ramdohr 1955 och senare upplagor; fig. 58, 59). Deras uppträdande och texturella relationer, inte minst för sulfosalten mawsonit, indikerar att de avblandats ur borniten under avtagande temperatur. Både stannit och mawsonit förekommer i komplexa, delvis symplektitiska telluridassociationer, ofta också med nära förekommande bornit.



Figur 58. Fotomikrografi i delvis korspolariserat påfallande ljus av sulfid-sulfosalt-tellurid-sulfidaggregat; dominerande jämngrå fas utgörs av stannit, den rektangulära vita kristallen i direktkontakt med denna är en vismuttellurid och vagt lilabruna faser i vänstra kanten utgörs av bornit med mindre andel tennsulfosalter, väl främst mawsonit (orangebrun). Mörkaste grå grundmassa domineras av kvarts. Bildbredd cirka 720 µm. Foto: Erik Jonsson.

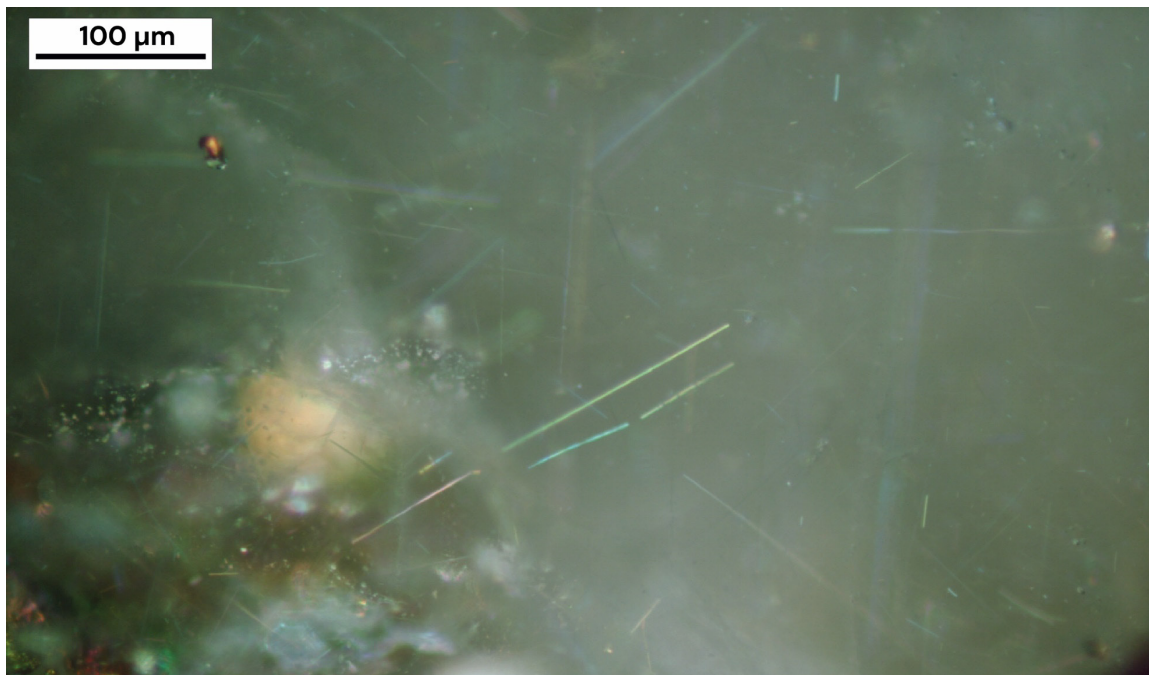


Figur 59. Fotomikrografi i delvis korspolariserat påfallande ljus av tennsulfosalt-bornitaggregat. Karakteristiska starka orange till turkosblå anisotropifärger hos mawsonit kontrasterar mot intimt sammanvuxen stannit med blekt rosabrun till dovt skifferblå anisotropi. Jämnt blågrå fas är bornit. De mycket små, ljusa kornen eller kristallerna i nedre högra delen av sulfid-sulfosaltaggregatet utgörs av svårbestämda silver- och guldförande tellurider eller sulfider. Den uppenbart genomlysbara (inre reflexer) blågråflammiga grundmassan domineras av kvarts. Bildbredd cirka 720 µm. Foto: Erik Jonsson.

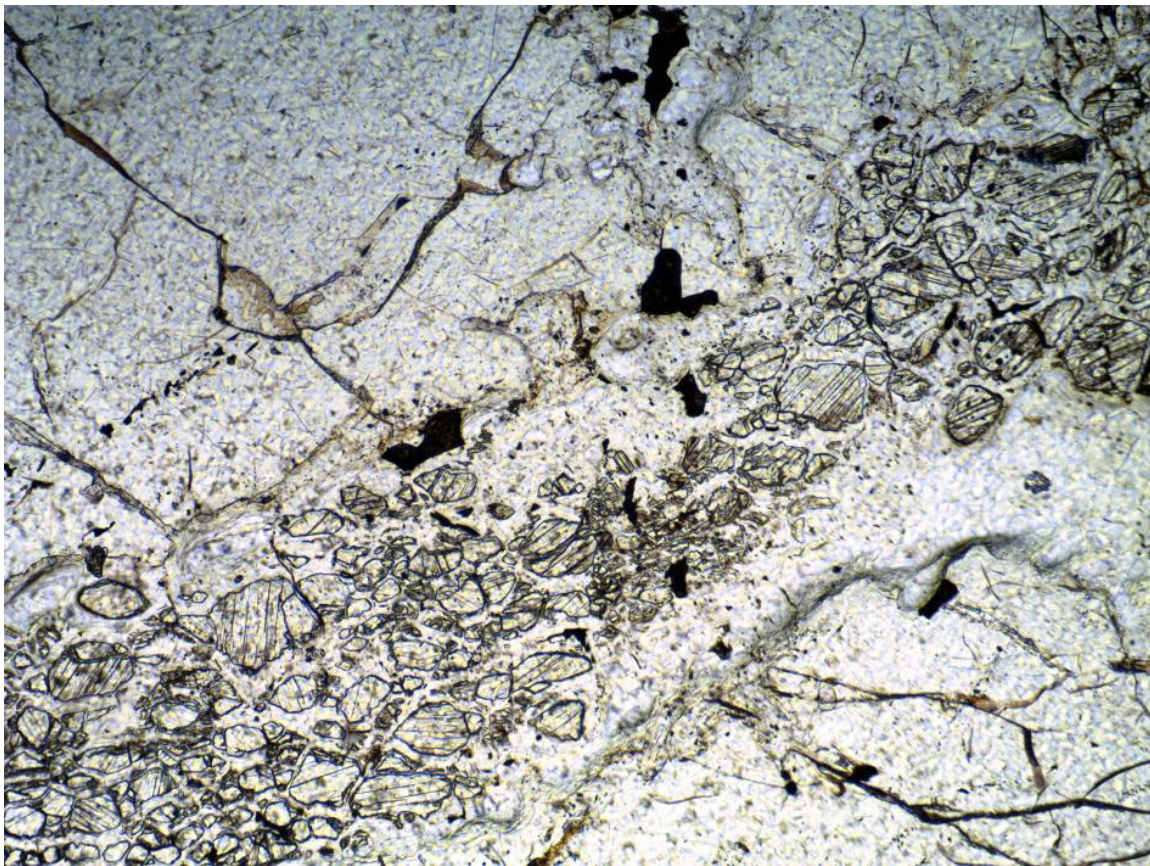
Andra mineral i den mineraliserade sillimanitkvartsiten

Bland de karakteristiska mineralen i Enåsens sillimanitkvartsit utöver malmmineral är rutil, sillimanit, topas, samt glimmermineral (fyllosilikater) troligen mest utmärkande. Förekomsten av dessa mineral har inte minst beskrivits i viss detalj av Nysten & Annersten (1984) samt Hallberg (1993, 1994, 1995, samt referenser däri).

Sillimanit uppträder rikligt, om än i varierande omfattning i den kvartsitiska värdbergarten till malmen i Enåsen, varför alltså termen ”sillimanitkvartsit” kommit att nyttjas. Till synes förekommer tre (troligen) skilda typer av sillimanit i den malmförande kvartsiten. Den första typen är extremt finkornig, nålformig och uppträder genomgripande och till synes mestadels regellöst orienterad i kvartsvolymerna (fig. 60). I vissa fall kan den uppträda liknande en extremt nålformad och finkristallin rutil, vilken dock har en tydligt högre reflektans. Den andra typen är fibrolitisk och utgörs således av mycket finfibriga, tätt sammanväxta och inte sällan böjda aggregat som förekommer som utfyllnader eller synbara omvandlingsprodukter. Till sist förekommer också en mera grovkristallin prismatisk sillimanit som främst uppträder i distinkta planformiga band eller till och med ådror, i vissa fall delvis sprött deformerade och sprickfyllnadsliknande (fig. 61). Dock kan även denna typ förekomma i något divergerande kvastliknande aggregat, men är inte fibrolitisk till sin natur. Denna tredje typ är i princip den som man normalt kan se i handstuff (åtminstone med lupp) i Enåsens sillimanitkvartsit.



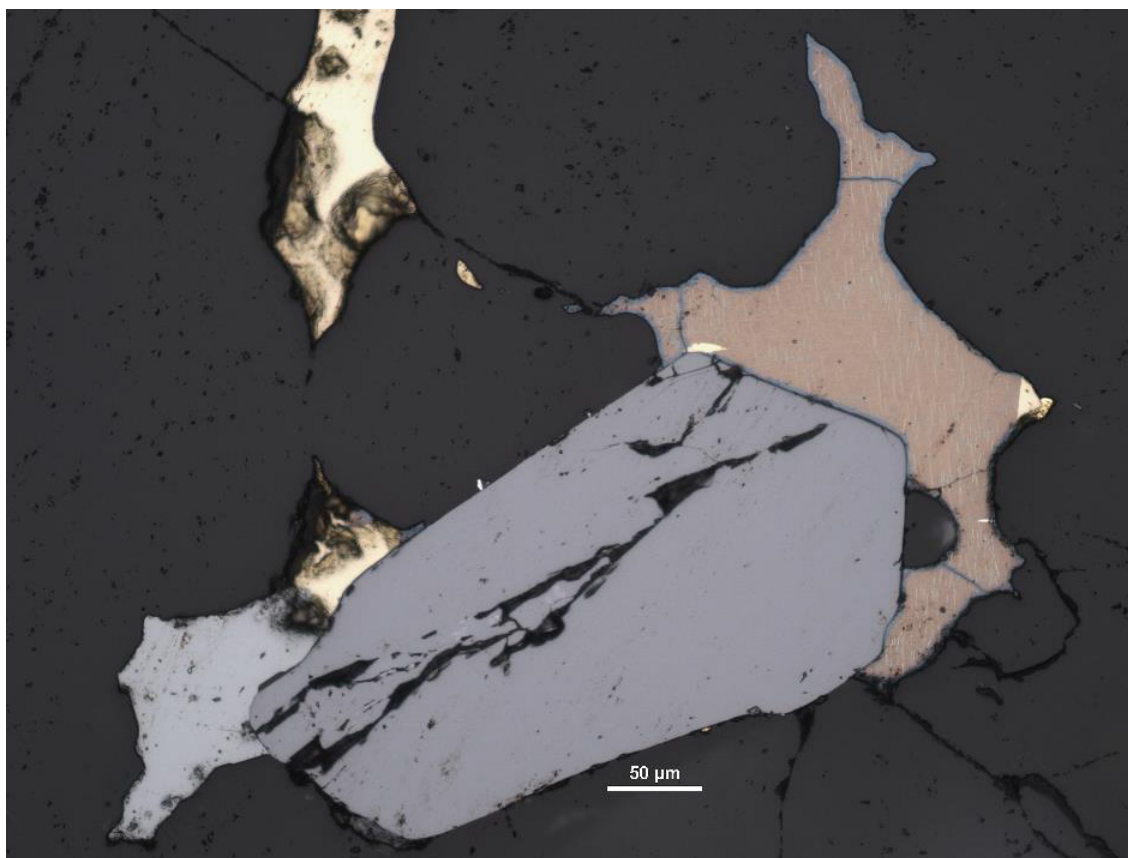
Figur 60. Fotomikrografi i delvis korspolariserat påfallande ljus av till synes regellöst orienterade mycket små och nålformade kristaller av sillimanit i mineraliserad kvartsit. Notera att sillimanitkristallerna är helt färglösa, vilket skiljer dem från motsvarande typ av rutilkristaller.. Skallstreck 100 μm . Foto: Erik Jonsson.



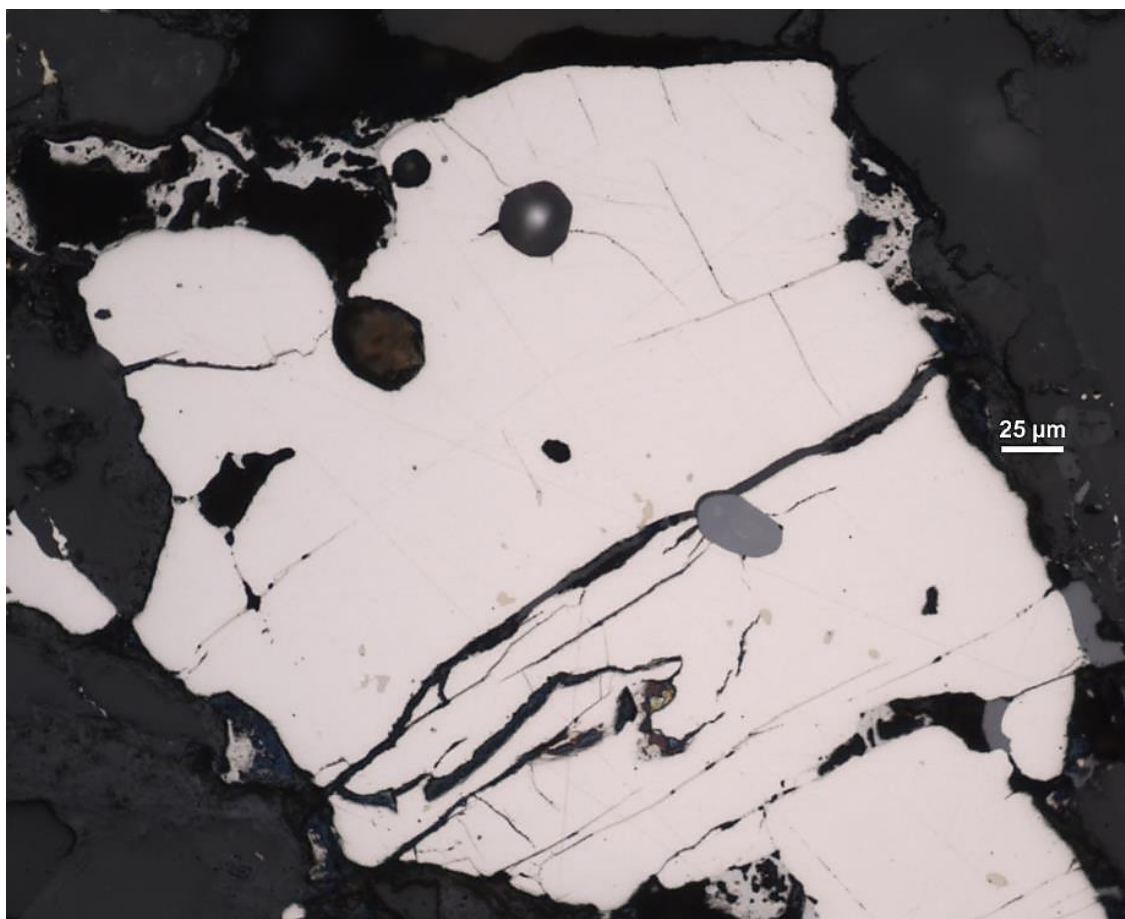
Figur 61. Fotomikrografi i planpolariserat genomfallande ljus av en sprickfyllnad eller ett "band" av ofta sprött deformerade prismatiska sillimanitkristaller i mineraliserad kvartsit (svarta korn är malmmineral). Den prismatiska spaltningen hos sillimanitkristallerna är mycket tydlig. Bildbredd cirka 1,5 mm. Foto: Erik Jonsson.

Ytterst grovkristallin sillimanit (upp till flera centimeter långa kristaller) har också observerats i anslutning till den topasrika kvartsitiska bergarten på Kølaberget (lokalen även kallad ”Glassberget”; Willdén 1986), ett tiotal km nordväst om Enåsen. På grund av dess avsaknad av mineralisering (se till exempel Hallberg 1993) har denna bergart dock ej undersökts närmare under detta projekt, men det förefaller troligt att den sillimaniten är en extrem form av den som här beskrivs som relativt grovkristallin och prismatisk. Bergarten på Kølaberget har tolkats kunna representera en regionalmetamorfoserad, omineraliserad och än mera extrem omvandlingsbergart än protoliten till Enåsenmalmen (Willdén 1986).

Rutil är ett allmänt accessoriskt mineral i Enåsen och förekommer rikligt i sillimanitkvartsiten i form av små, spridda blockiga-kortprismatiska, mera sällan med tendens till långprismatisk habitus, och mestadels subhedrala eller rundade till anhedrala kristaller och korn (fig. 62). Rutilen kan förekomma i direktkontakt med malmmineral, oftast sulfider, men utan någon tendens till systematisk association; vad som däremot är uppenbart är att rutilen alltid är bildad före malmmineralen i sina nuvarande texturellt sena positioner. Blockiga subhedrala till anhedrala rutilkristaller har också observerats helt inneslutna i sulfider (fig. 63). En distinkt fragmentering av rutilen kan ses relativt ofta, inte minst i de sena band eller sprickfyllnader där de uppträder tillsammans med i varierande grad likaledes sprödektioniserade kristaller av sillimanit samt emellanåt också malmmineral. I enstaka fall kan remobiliserade sulfider som kopparkis ses fylla ut eller läka sprickor i sprödektioniserad rutil. Spridd nålförmig rutil i sillimanitgnejsen rapporterades av inte minst Hallberg (1994, 1995). I ett fall har EDS-analys av en isolerad droppformad rutilkristall visat att den är niobhaltig (omkring 2 viktsprocent Nb).



Figur 62. Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus som visar en subhedral kristall av rutil (mellangrå, med svarta plockade sprickor; svagt antydda inre reflexer invid dem) som delvis omsluts av malmmineral (tennantit-tetraedrit, bornit och kopparkis). Grundmassans kvarts är mörkgrå/svart. Skallstreck 50 µm. Foto: Simon Pieslinger.

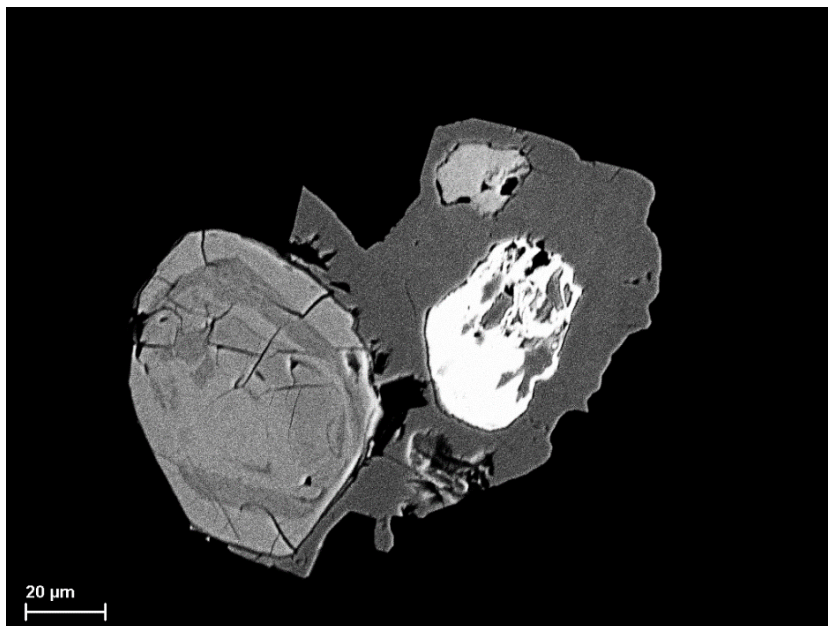


Figur 63. Fotomikrografi i reflekterat planpolariserat ljus som visar anhedral till subhedral, blastisk och sprödektioniserad pyrit med en subhedral inneslutning av rutil (mörkgrå, med svagt antydde inre reflexer) i anslutning till en svit av sprickor. Grundmassans kvarts är mörkgrå/svart. Skallstreck 25 µm. Foto: Simon Pieslinger.

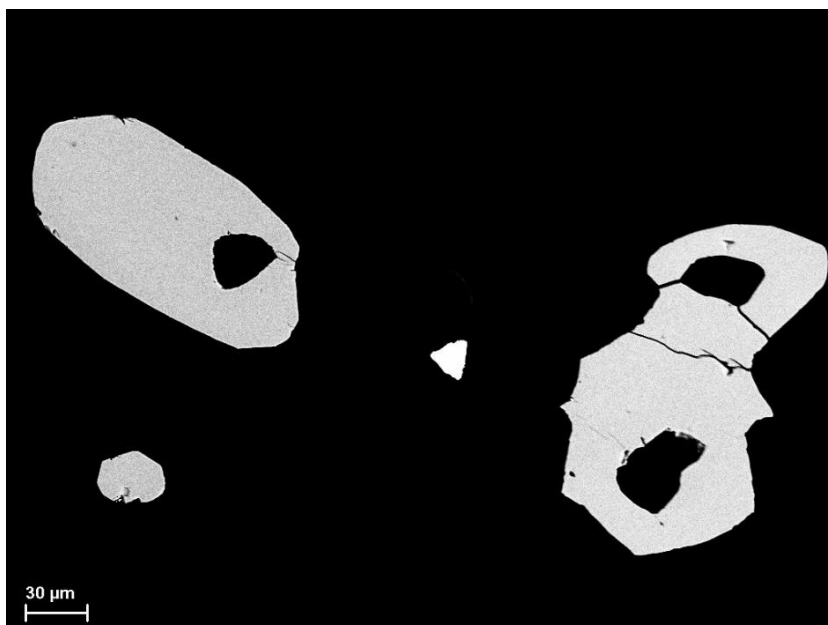
Förekomsten av topas i Enåsenmalmen rapporterades redan av Nysten & Annersten (1984). Topasens närmare förekomstsätt och utbredning i malmen är dock endast måttligt välkända. Den är karakteristiskt anhedral, ofta förekommande som rundade korn och uppenbart omkristalliserad i anslutning till regionalmetamorfosen. I polerprov är topas notoriskt svår att upptäcka, och inte heller i tunnslip (med petrografiskt mikroskop) är den särdeles uppenbar om man inte aktivt letar efter den. Man bör i sammanhanget också notera att det bulkgeokemiska datasetet också inkluderade halogenerna klor (Cl) och fluor (F), av vilka den senare kan korreleras med förekomsten av just topas. Till synes varierar de helt osystematiskt i det undersökta provmaterialet (se mer i avsnitt *Geokemi* nedan).

Zirkon förekommer ganska spritt som spridda, ibland stråkvis, men mestadels isolerade, mer eller mindre spruckna, trasiga och oftast (mycket) små kristaller i Enåsens sillimanitkvartsit; i enstaka fall kan den också uppträda intimt med andra mineral, som sulfider eller monazit-(Ce); zirkonerna uppvisar normalt en karakteristisk magmatisk zonering (fig. 64).

Just monazit, specifikt mineralet monazit-(Ce), har påträffats sparsamt i små, ofta avrundade till linsformade korn eller aggregat i mineraliserade prov från sillimanitkvartsiten. I vissa fall uppträder den oftast anhedrala monaziten tillsammans med sulfidmineral och i något fall också zirkon (fig. 64, 65). I ett fall noterades en monazit med mycket stor andel neodym, nästan lika stor som andelen cerium.



Figur 64. Euhedral till subhedral, sprickrik och zonerad kristall av zirkon (mellangrå, till vänster) intimt förekommande med anhedrala sulfider (mellangrå inneslutning kopparkis, mörkgrå dominerande fas pyrit) med innesluten heterogen och till synes delvis omvandlad monazit-(Ce) (vit). Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop. Skallstreck 20 µm. Foto: Erik Jonsson.



Figur 65. Subhedrala till anhedrala kristaller av monazit-(Ce), associerade med rutil och zirkon i kvartsgrundmassa (svart). Högkontrast-BSE-bild tagen med svepelektronmikroskop. Vitt triangulärt korn i centrum är selenförande blyglans. Skallstreck 30 µm. Foto: Erik Jonsson.

Geokemi

Hallberg (1994) presenterade en systematisk undersökning baserad på ett flertal prov ur Enåsenmalmen och dess närmaste värdbergarter (se avsnitt *Tidigare arbeten*). Under innevarande projekt har ytterligare prov tagits och analyserats på en bred omfattning av grundämnen, inklusive halogener, då dessa var kända som anrikade specifikt i Enåsenmalmen (främst i form av fluor i mineralet topas).

Alla bergarts- och malmprov som analyserats geokemiskt inom ramen för detta projekt finns tillgängliga i SGU:s litogeokemiska databas och kan ses i kartvisaren ”Bergarts kemi” eller hämtas i färdigpaketerad zip-fil via www.sgu.se.

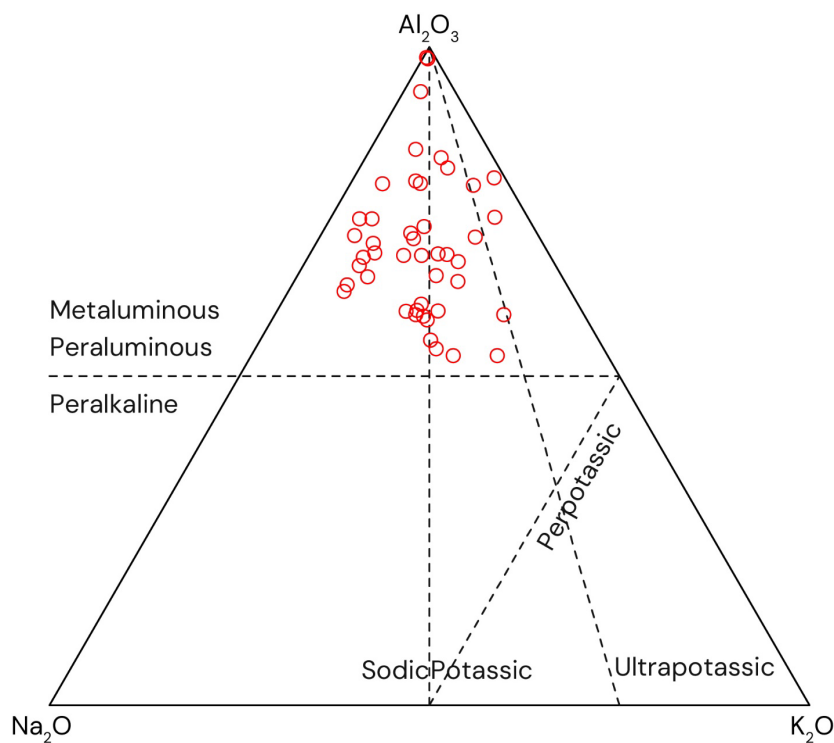
Av de prov av olika malmer och mineraliseringar som analyserades redovisas data från de enskilda skärpningarna under beskrivningarna av respektive lokal i resultatredovisningens avsnitt *Mineraliseringar*, medan själva Enåsengruvan och dess värdbergarter (som var i fokus för arbetet) redovisas i mera detalj här.

Bergartsgeokemi

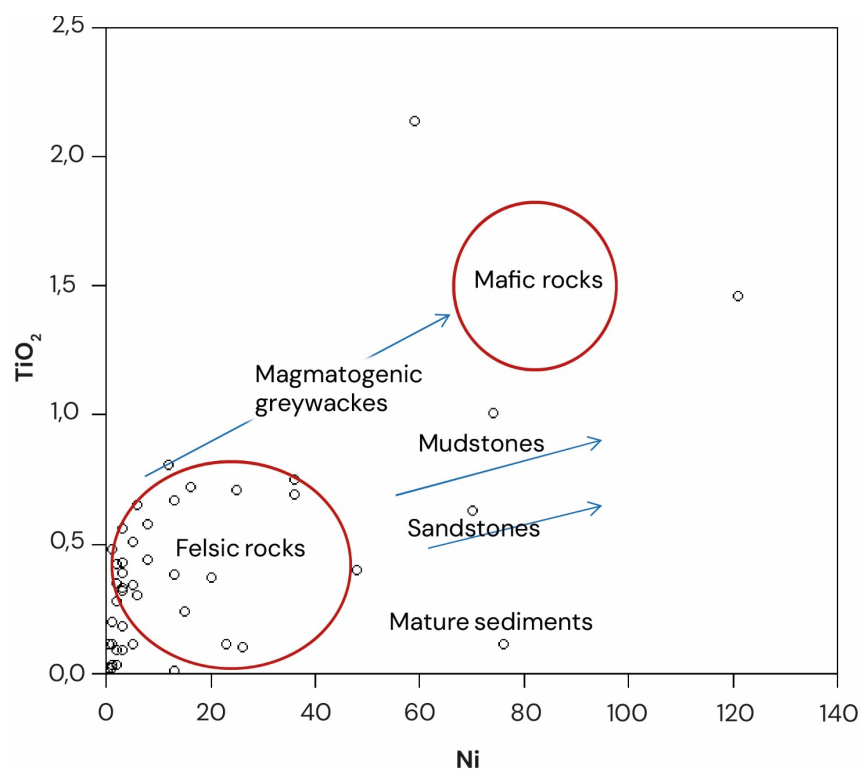
Alla av våra analyserade prov av malm och värdbergarter har visat sig vara mycket SiO_2 -rika, och plottar alla i det kiselextrema hörnet i ett triangeldiagram för Na_2O - K_2O - SiO_2 . I synnerhet är förstås malmen mycket kiselrik.

Bergarterna och malmerna är också aluminiumrika i relation till övriga bergartsbildande alkali-metaller (fig. 66), vilket över lag är väntat med tanke på deras huvudmineralogi. Plottade i ett så kallat TAS-diagram (eng. *Total Alkali Silica*, efter Le Bas m.fl. 1986), principiellt avsett för vulkaniska bergarter, är bergarterna och malmerna ganska spridda, men flertalet återfinns i fälten för ryolit och dacit, på grund av deras tämligen genomgående höga kiselhalter. Ryodacitiska sammansättningar i sillimanitkvartsitens värdbergarter av kvarts-fältspatsgnejstyp rapporterades också som dominerande av Hallberg (1994). Ett annat diskrimineringsdiagram för vulkaniska bergarter är niob över yttrium mot zirkonium över titan (Nb/Y mot Zr/Ti), vilket visar delvis likartade trender, men med över lag större spridning utöver de mest felsiska vulkaniska fälten (ryolit, dacit). Givetvis är det direkt olämpligt att plotta exempelvis metasedimentära bergarter i diagram avsedda för magmatiska (vulkaniska) bergarter, men flera av värdbergarterna saknar också tydliga karaktärsdrag för endera klassifikationen, medan några relativt tydligt kan härledas som ursprungligen sedimentära respektive vulkaniska till subvulkaniska. Själva sillimanitkvartsiten kan svårigen säkert härledas till vad den har varit och dess karaktär idag är främst ett resultat av flera processer, från ursprunglig hydrotermalomvandling till senare metamorf överpräglning. Som nämnts tidigare finns det också stor möjlighet att den ursprungligen bestått av olika material.

En bergartsplott med nickel mot titandioxid (fig. 67) framtagen av Floyd m.fl. (1989) för att visa på ursprunget till (meta-)sedimentära bergarter visar en stor koncentration av de aktuella proven nära det mycket generella ”felsiska bergarter” och ett antal utliggare som främst utgörs av olikartade sannolikt metasedimentära gnejser, vilka här hamnar i varierande ursprungsklassning. Det hela ger ett mycket otydligt och splittrat intryck.



Figur 66. Triangelplott av alkalioxider (molar Al_2O_3 - Na_2O - K_2O) visar att både malmer (sillimanitkvartsit) och värdbergarter i Enäsenområdet är aluminiumrika i relation till övriga huvudsakliga alkalimetaller (notera att klassifikationerna givna i diagrammet endast är för magmatiska bergarter).

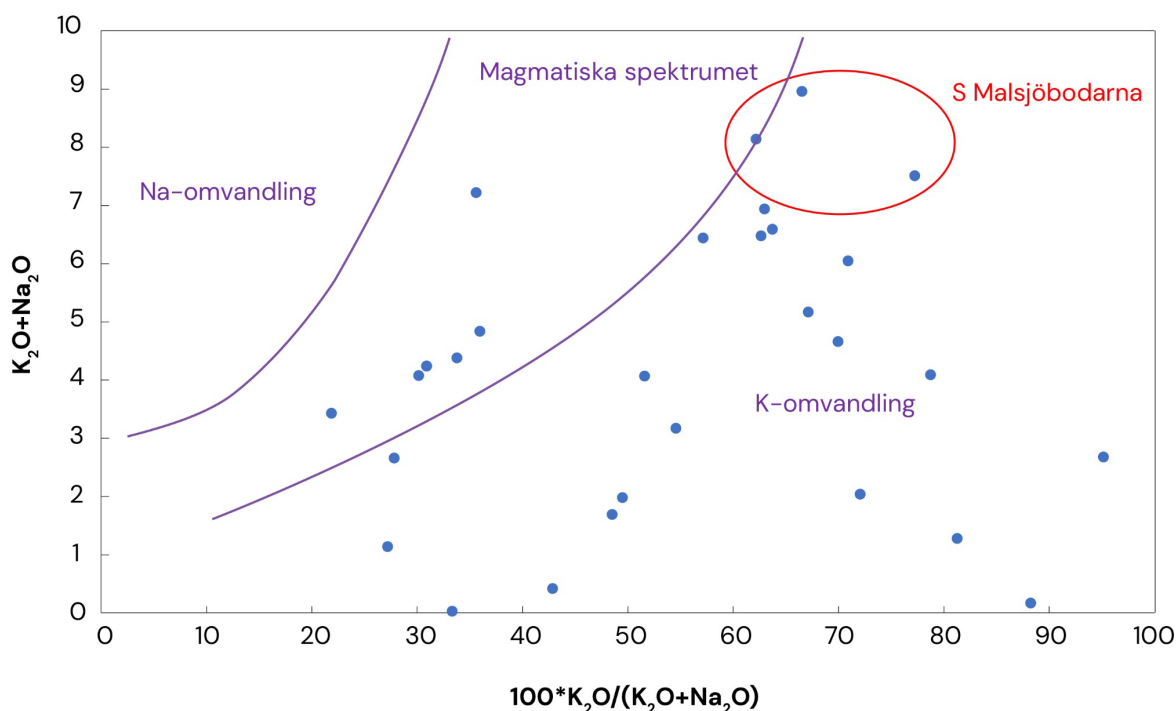


Figur 67. Binär plott av nickel (Ni) mot titandioxid (TiO_2) efter Floyd m.fl. (1989), för att bestämma ursprung för sedimentära bergarter. De plottade proven utgörs av både sidobergarter samt mineraliserade prov och som synes plottar de flesta relativt nära origo, mestadels inom eller nära fältet för felsiska bergarter ("felsic rocks"). Utliggarna som sprider stort över diagrammet består främst av vad som bedöms som meta-sedimentära, i varierande grad gnejsiga bergarter samt en sillimanitkvartsit. Ingen relevant systematik kan i princip urskiljas, mer än att flertalet analyserade prov landar i regionen för ett ursprung som "felsiska bergarter".

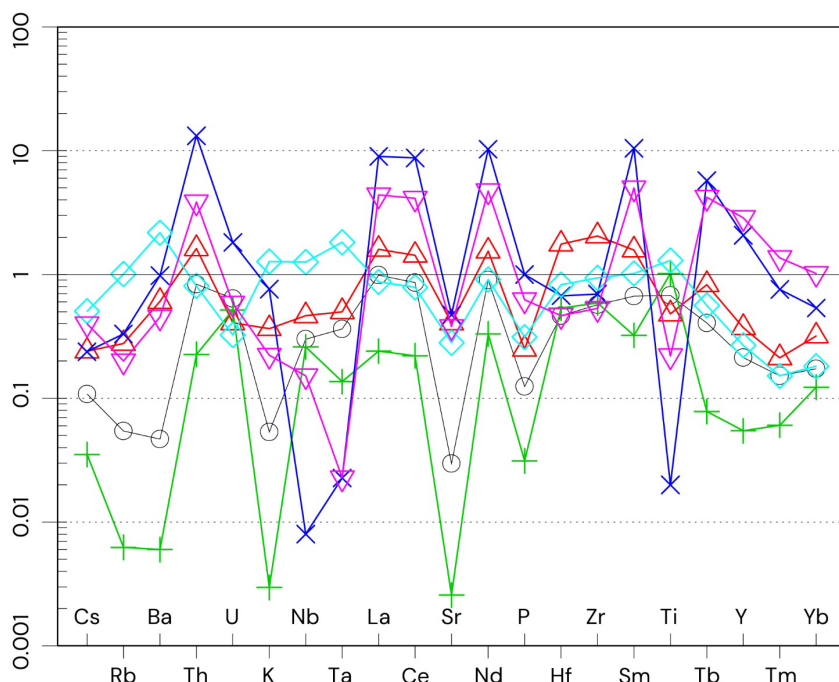
De få observerade bergarter i det vidare området kring Enåsen (fig. 2) som uppvisar en uppenbar likhet med metavulkaniska dito utgörs främst av de som inom detta projekt provtagits i området kring Södra Malsjöbodarna, norr om Enåsengruvan. Geokemiskt plottar de nära det som definierats som det magmatiska spektrumet enligt Hughes (1973; fig. 68) samt en bit ut i det kaliumrikade fältet. Baserat på detta tillsammans med deras generella och petrografiska karaktär gör att vi tolkar dem som det närmsta som förekommer av rimligen minst påverkade meta-vulkaniska till metasubvulkaniska bergarter i området kring Enåsen. De har också provtagits och analyserats för geokronologi (se avsnittet ”Geokronologi”).

En svit analyser har också gjorts av olika malmassociationer, alltså olikartat mineraliserade prov av (främst) Enåsengruvans sillimanitkvartsit. Analyserna från Enåsenområdets smågruvor och skärpningar redovisas under beskrivningarna av dem tidigare i rapporten.

Malmproven som analyserats från Enåsens guld-koppargruva varierar ganska mycket i sitt metallinnehåll. Över lag visar de dock en relativt enhetlig karaktär, exempelvis illustrerat med så kallade spindeldiagram normaliserade till kontinental jordskorpa (fig. 69; Taylor & McLennan 1995). Detta stödjer en tolkning av att kemiskt likartade hydrotermala lösningar var inblandade i storskalig omvandling samt bildande av den faktiska mineraliseringen.



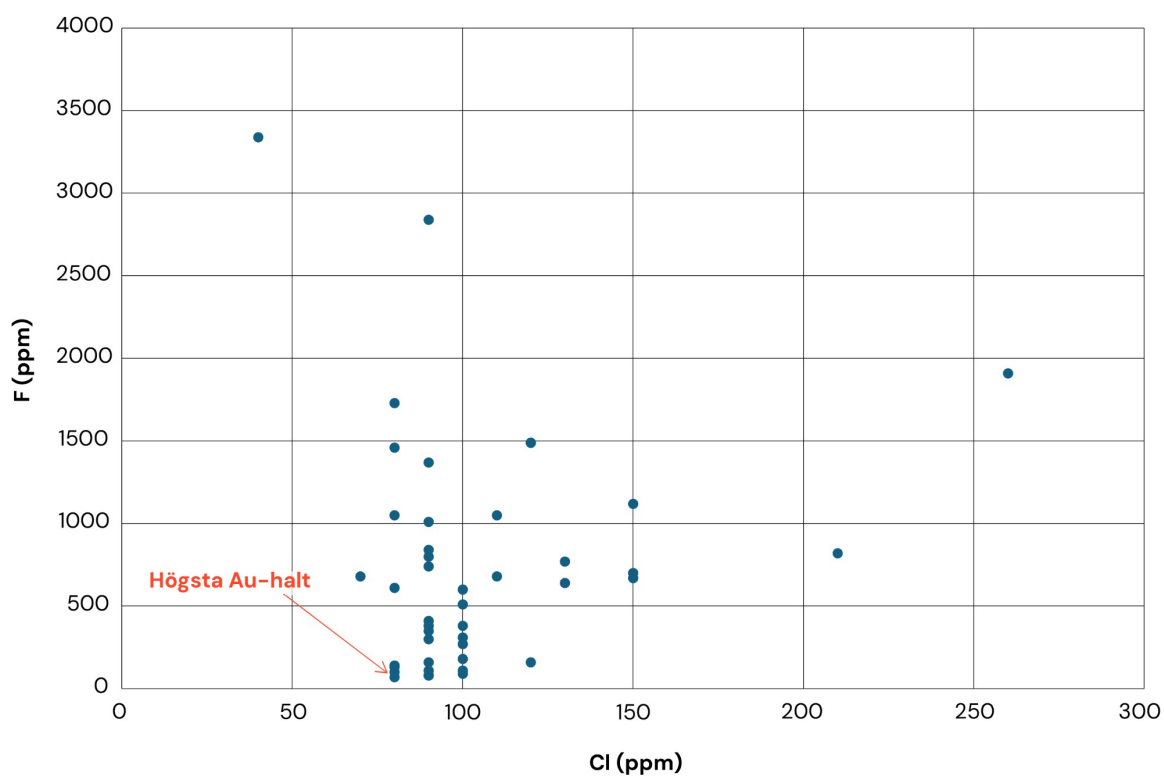
Figur 68. Diagrammet baseras på fördelningen av alkalimetaller i bergarter och skapades för att urskilja graden av alkaliomvandling i magmatiska bergarter (Hughes 1973). Alla plottade prov är från Enåsen med omnejd och omfattar såväl sillimanitkvartsit som olika gnejser och de metavulkaniska-metasubvulkaniska bergarterna från Södra Malsjöbodarna (tre punkter inom röd cirkel). De som faller inom fältet "Magmatiska spektrumet" anses relativt oomvandlade, medan fälten till vänster och höger om detta utgörs av natrium- respektive kaliumanrikade, omvandlade bergarter.



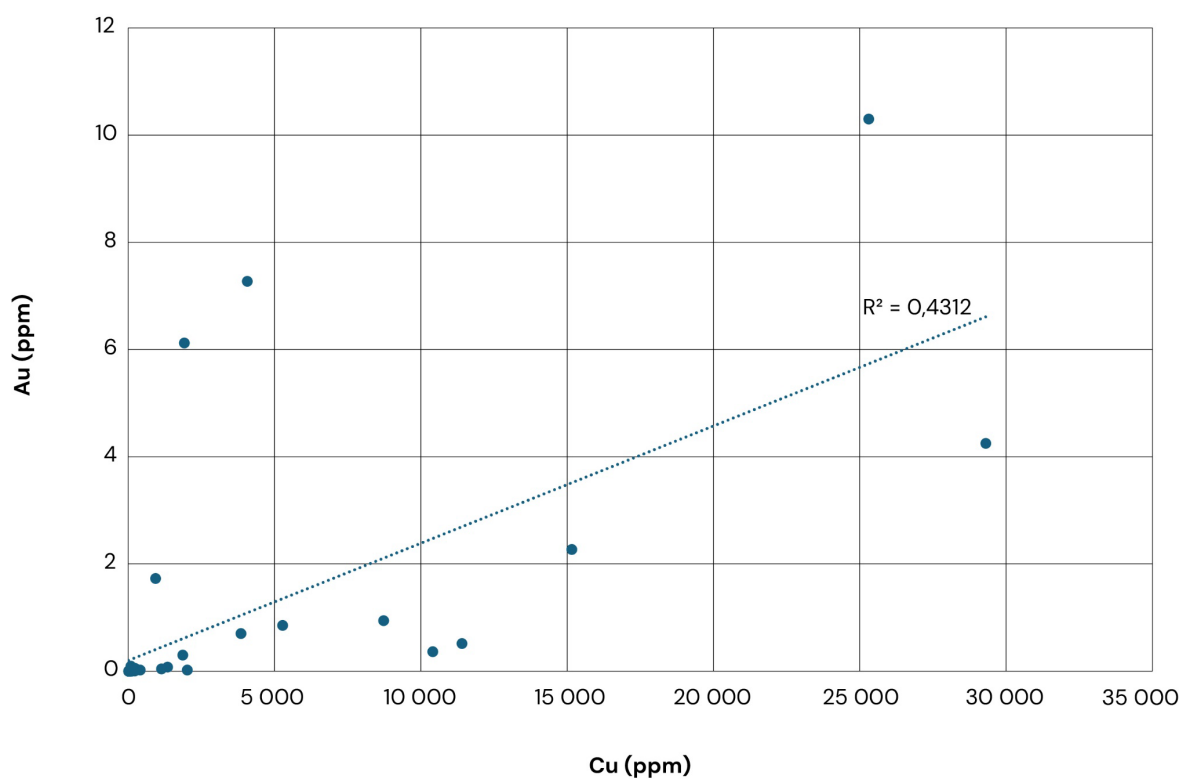
Figur 69. Ett så kallat spindeldiagram av utvalda grundämnen normaliserade till övre kontinental jordskorpa (Taylor & McLennan 1995) visar vilka som är anrikade respektive utarmade i mineraliserade sillimanitkvartsitprov från Enåsengruvan (observera logaritmisk skala). Även om de faktiska halterna varierar så är den generella trenden i många fall likartad mellan proven, vilket understryker att malmbildningen och omvandlingen av den ursprungliga protoliten utgjordes av en specifik process med en specifik fluidkaraktär.

Enstaka prov av mineraliserad sillimanitkvartsit (inklusive fältinsamlade sådana) uppvisar höga till mycket höga guldhalter. Det gäller i synnerhet ett prov som redan i fält bedömdes innehålla telluridmineral och som gav en rekordhög guldhalt om 346 ppm Au. Detta liksom andra med högre guldhalt uppvisar ofta också höga eller åtminstone markanta förhöjningar av silver, vismut, antimon, tenn, bly, selen och tellur. Koppar var högt i vissa prov, men inte alla, och även halterna av de andra metallerna varierar delvis osystematiskt, något som också gäller halogenerna fluor och klor när man plottar dem för prov av både malmer och värdbergarter tillsammans i olika konfigurationer (fig. 70).

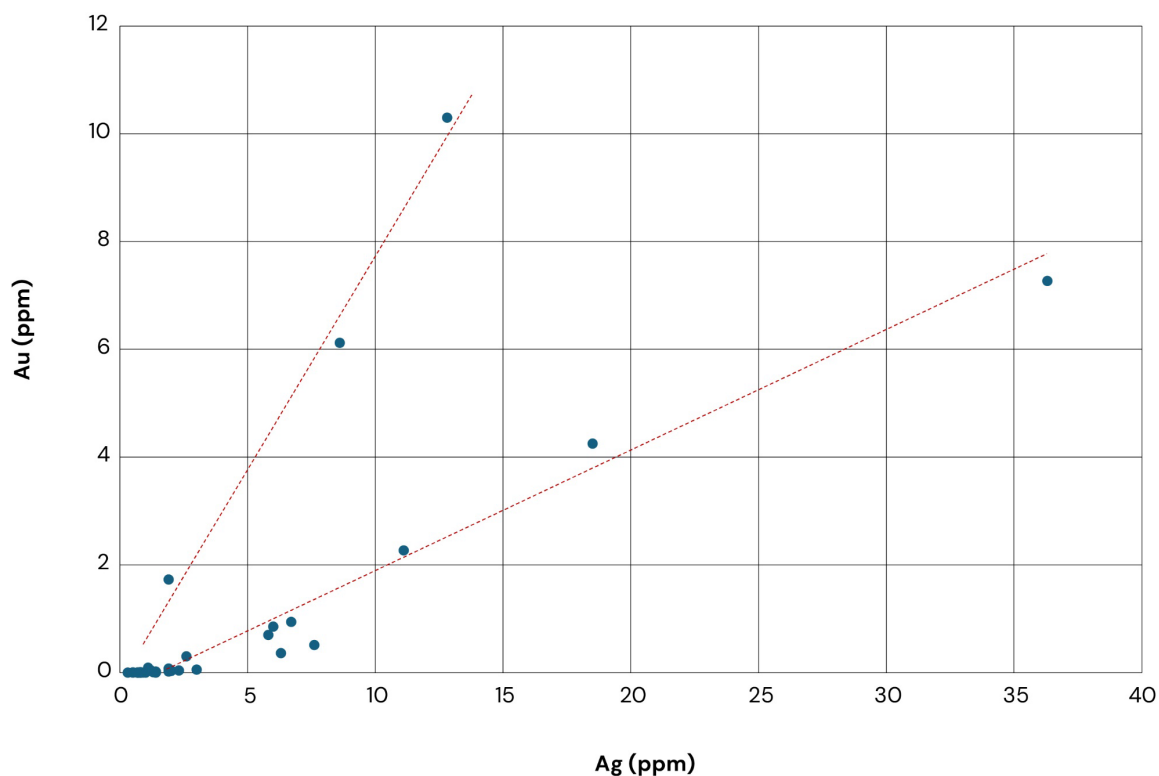
Relationen mellan guld- och kopparhalt är inte helt tydlig och en indikation finnes på två trender, en med höga kopparhalter och låga guldhalter och en med höga guldhalter och varierande men ofta höga kopparhalter (fig. 71). Liknande relationer också påpekats tidigare baserat på såväl mineralogiska som geokemiska observationer (Nysten & Annersten 1984, Hallberg 1994). Guld-kontra silverhalterna i malmen verkar följa två olika trender (fig. 72), i detta fall betydligt mera tydligt än i fallet med koppar och guld. För flertalet analyserade prov med grovt sett medelhöga till något högre guldhalter föreligger en relativt god korrelation med tellurhalterna (fig. 73), medan prov med mycket låga respektive synnerligen höga guld- och tellurhalter varierar mera osystematiskt. I fallet med relationerna mellan tellur och selen i malmen så verkar denna svårtolkad (fig. 74). Detta trots alla mineralkemiska observationer som visar att selen i Enåsenmalmen är huvudsakligen knutet till olika vismuttellurider, vilka i sin tur huvudsakligen uppträder i guldförande till guldrika associationer.



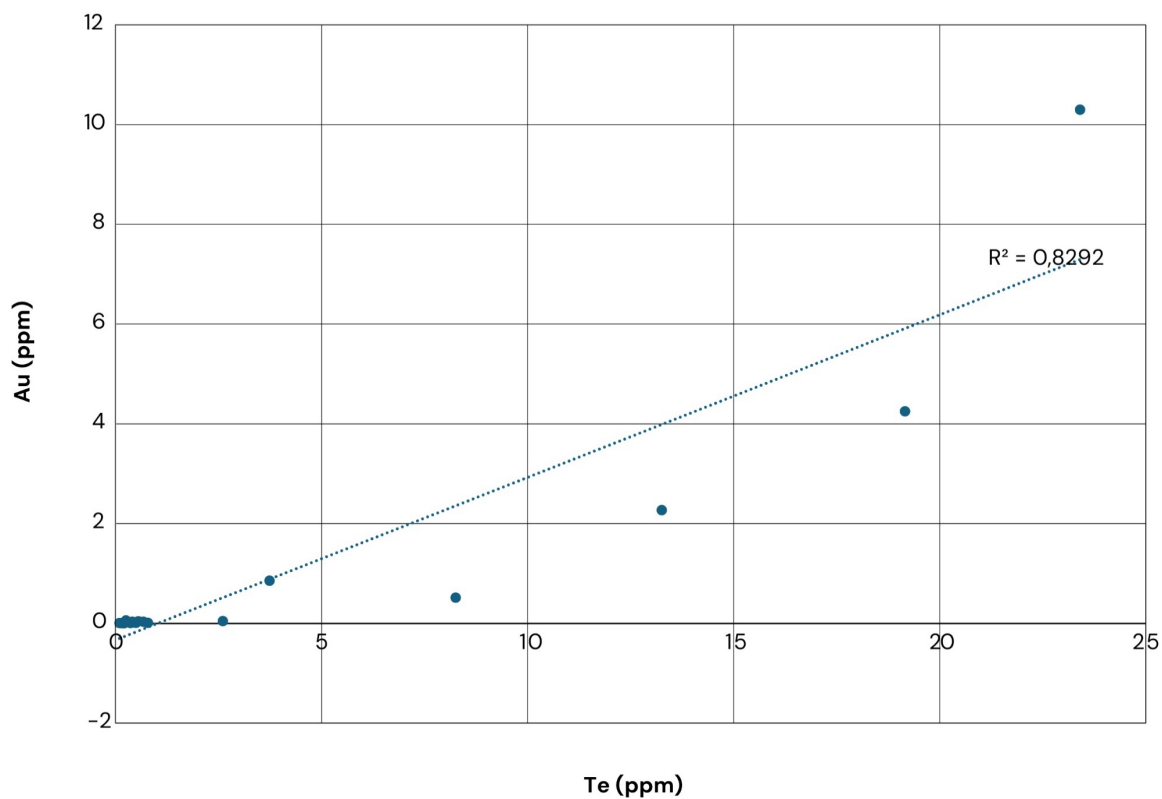
Figur 70. Analysdata från både malmprov och värdbergarter visar att relationen mellan klor- och fluorhalt är till synes obefintlig om man betraktar alla prov. Röd pil visar på provet med allra högst guldhalt (346 ppm) som referens.



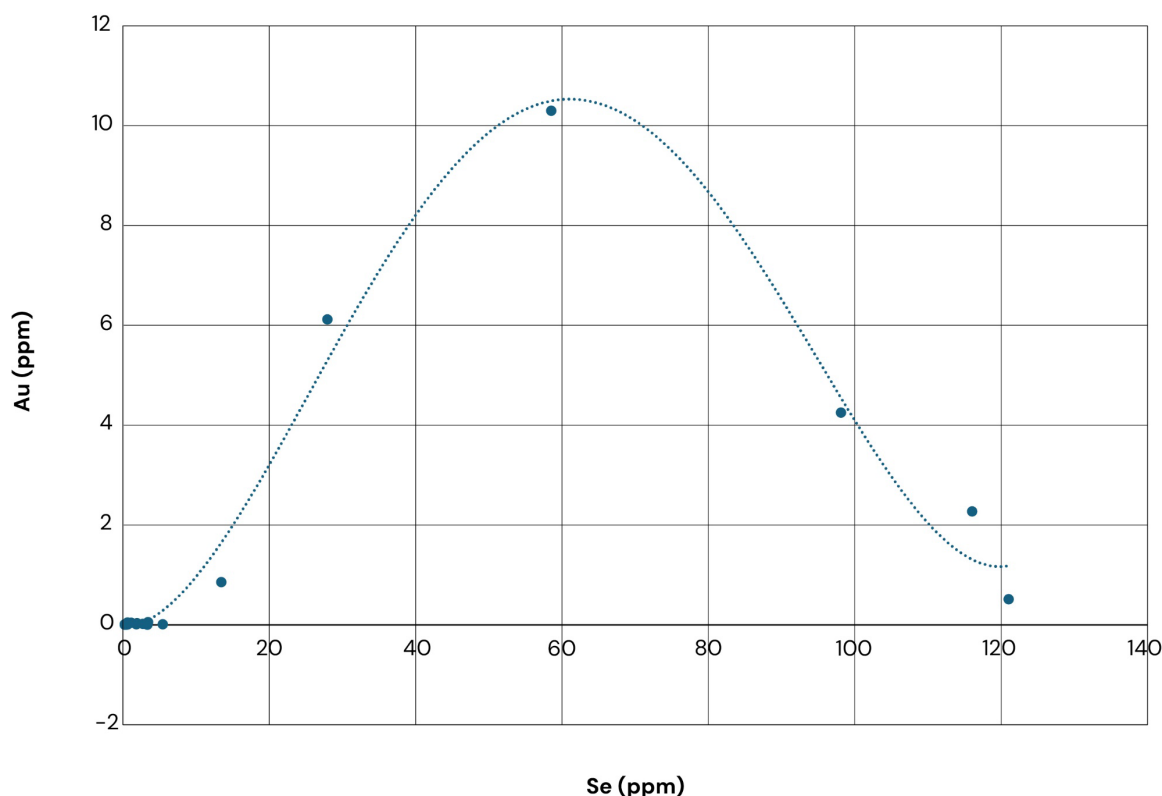
Figur 71. Analysdata från malmprov visar att relationen mellan guld- och kopparhalt inte är särdeles väl korrelerade. En tendens till två olika trender, med en guldräk-kopparfattig och en måttligt guldräk/guldfattig – kopparrik, överensstämmer med tidigare observationer. Ett prov med extremt hög guldhalt har exkluderats.



Figur 72. Relationerna mellan guld- och silverhalter antyder två olika trender i de analyserade malmproven. Ett prov med extremt hög guldhalt har valts bort. Observera att de streckade linjerna inte är korrelationsberäknade utan enkom till för att hjälpa ögat.



Figur 73. Relationerna mellan tellur- och guldhalter visar på en ganska tydlig korrelation i de av de analyserade malmproven som har måttliga till drygt medelhöga guldhalter, efter att två analyser med extremt höga både guld- och tellurhalter tagits bort.



Figur 74. Relationerna mellan selen- och tellurhalter i malmen är svårtolkade. Prickad referenslinje är hypotetisk och motsvarar en fjärde ordningens polynompassning.

Geofysik

Under 2021 genomfördes en flygburen geofysisk mätkampanj av SGU över området vid Enåsen varvid data samlades in rörande det jordmagnetiska fältet, markens naturliga gammastrålning samt elektromagnetiska data (VLF) från två sändare. Magnetfältdata och strömtätheten (beräknad från VLF-data) från de här mätningarna finns i figur 75 och 76. I tillägg till det så har området kring Enåsens guld-koppargruva, inklusive närliggande sulfidmineraliseringar, varit föremål för flygburna geofysiska mätningar med drönare under 2021 och 2022. Mätningarna från drönare samlade in data rörande det jordmagnetiska fältet samt VLF-data från två sändare. Resultaten från mätningarna med drönare finns i texten. En sammanställning av de nya flygburna geofysiska mätningarna som SGU har bedrivit finns i tabell 5.

Tabell 5. Nyligen genomförda flygburna geofysiska mätningar vid Enåsen, utförda av SGU.

Mätår och farkost	Mätområde	Geofysiska mätmetoder	Flygriktning	Flyglinje-separation (m)	Flyghöjd över markytan (m)
2021, flygplan	Största delen av undersökningsområdet	Magnetfält, gamma-spektrometri, VLF (från två sändare)	Ostnordost-västsydväst (60–240 grader)	200	60
2021, drönare	Enåsens guld-koppargruva med närmaste omgivning	Magnetfält, VLF (från två sändare)	Nordost-sydväst	100	50
2022, drönare	Sulfidmineraliseringarna Långtjärnen, Enåsgruvan, Ramsjögruvan, Flomyra	Magnetfält, VLF (från två sändare)	Nordost-sydväst	100	50

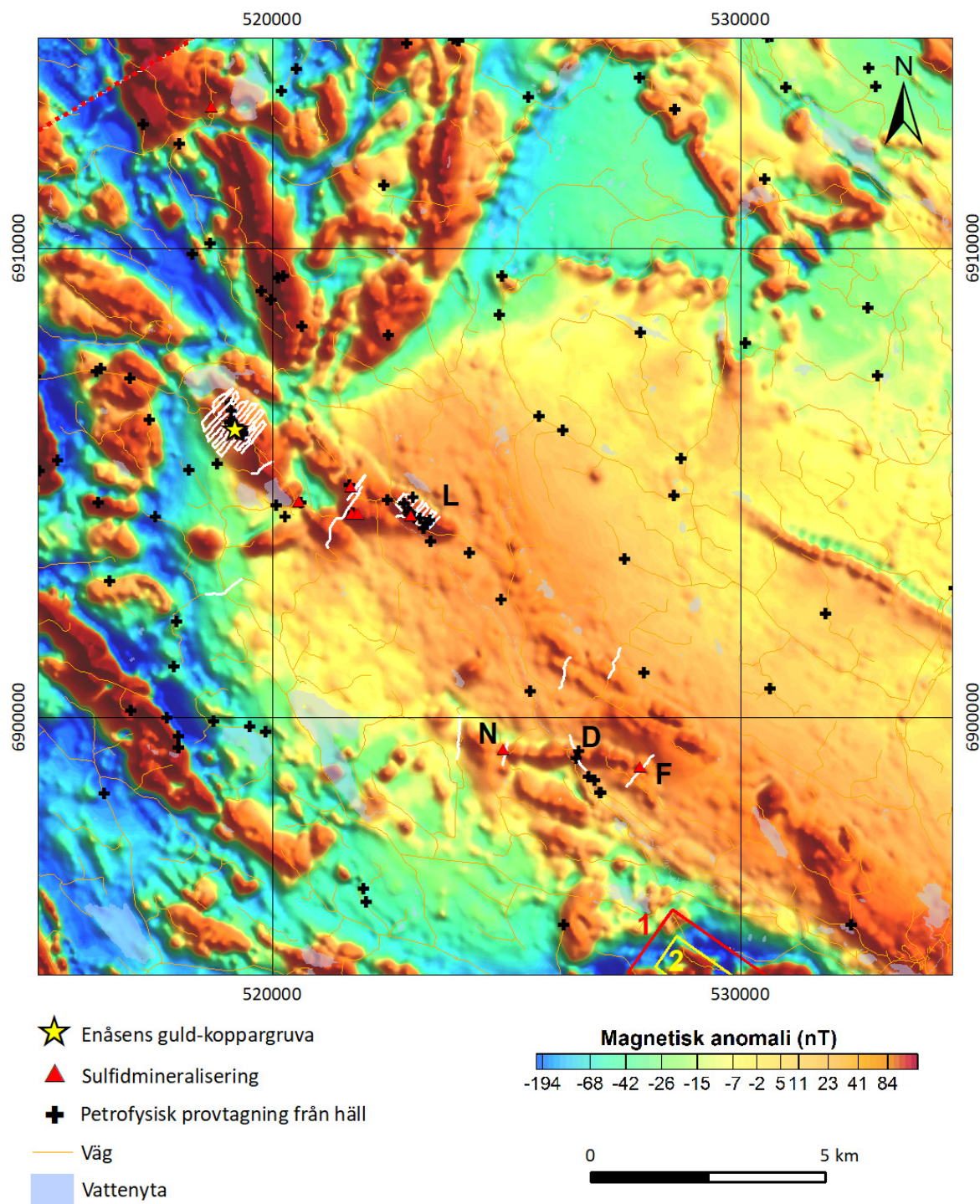
En jämförelse mellan berggrundskartan (fig. 2) och kartan över magnetfältsanomalierna (fig. 75) ger upphov till flertalet korrelationer. I de östra och nordöstra delarna av området utgörs stora delar av berggrunden av metagranodiorit–metatonalit. I kartan över magnetfältsanomalierna uppvisar motsvarande område ett homogent mönster utan några stora anomalier. Även informationen från de petrofysiska bergartsprov som har samlats in och analyserats från dessa bergarter ger vid handen mycket låg magnetiseringsgrad (tabell 6). Jämfört med utbredningen av dessa djupbergarter så finns det mindre områden i öst och nordöst som, i huvudsak, består av metasedimentära bergarter eller diabas. De metasedimentära bergartsleden uppvisar även de ett homogent magnetmönster medan diabaserna ger upphov till högmagnetsiska anomalier. Den petrofysiska informationen från diabaserna visar även den att de är relativt högmagnetiserade (tabell 6).

I övriga delar av området så utgörs berggrunden över stora områden av metagranit som har en mer varierad grad av magnetisering. I väst och nordväst finns stora områden med förhållandevis högmagnetiska anomalier. Där finns främst metagranit som tillsammans med felsisk metavulkanit, samt längst i väster mafisk metavulkanit, ger upphov till de anomalimönstren.

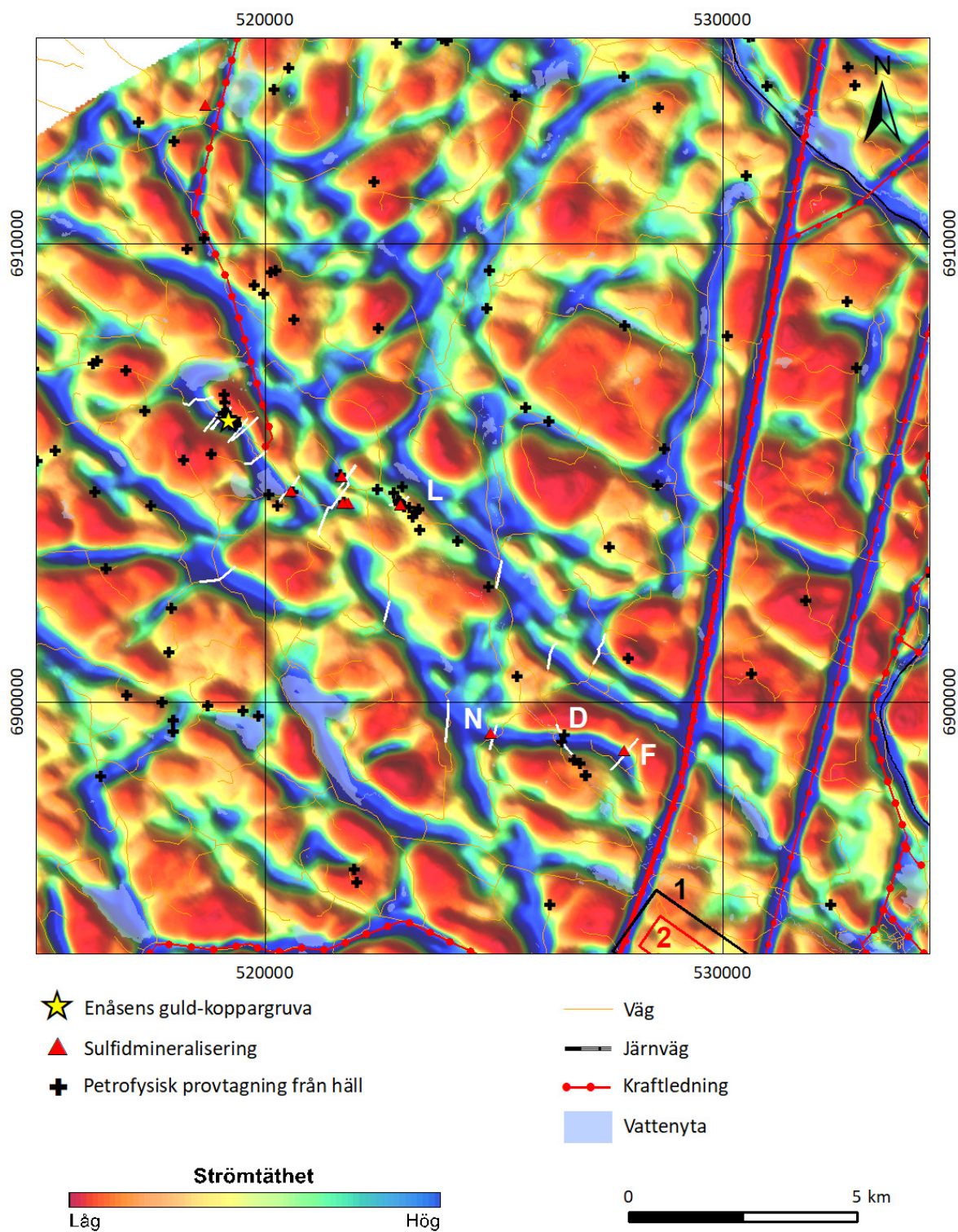
I söder minskar magnetiseringsgraden generellt hos metagraniten vilket gör att magnetfältet har en betydligt mer homogen karaktär. Metagranodiorit–metatonalit förekommer också i mindre omfattning vilket inte ger några nämnvärda magnetfältsanomalier. Dock finns högmagnetiska anomalier även i den södra och sydvästra delen, men de genereras främst av den felsiska metavulkaniten i sydväst samt de metasedimentära bergartsleden. Exempel på det sistnämnda finns vid mineraliseringarna i området. Samtliga är rumsligt associerade med de metasedimentära bergarterna vilket föranleder att samtliga mineraliseringar finns vid högmagnetiska anomalier.

Tabell 6. Sammanställning av samtliga analyserade petrofysikprov i Enåsenområdet, motsvarande det geografiska området i figur 75–77, från både tidigare karteringsinsatser samt den som ägde rum 2021 och 2022. Densiteten är angiven i kg/m³ och den magnetiska susceptibiliteten i ($\times 10^{-5}$ SI).

Bergart	Antal prov	Densitet (medel)	Densitet (stdavv)	Suscept (min)	Suscept (max)	Suscept (median)	Q (min)	Q (max)	Q (median)
Au-mineralisering	2	2 679	43	256	332	294	4,6	8,9	6,7
Cu-mineralisering	12	2 778	171	–1	6 490	161	2,8	494	12,9
Diabas	26	3 037	18	2 240	4 680	3 790	0,7	256	1,3
Felsisk metavulkanit	4	2 678	15	540	6 150	4 630	0,2	0,3	0,2
Gnejs	20	2 694	55	8	3 410	105	0,1	16,4	1,0
Granit	2	2 637	16	1 170	1 520	1 340	0,1	0,5	0,3
Kvartsit	2	2 643	2	18	20	19	0,4	1,3	0,9
Meta-arkos	1	2 753	–	–	–	753	–	–	1,3
Metagabbro	8	2 988	66	–4	7 580	2 350	0,0	5,0	1,3
Metagranit	37	2 648	31	–3	4 710	25	0,0	41,8	1,3
Metagranodiorit	4	2 700	16	26	87	27	0,7	8,0	2,5
Metagråvacka	1	2 722	–	–	–	39	–	–	0,5
Migmatit	26	2 753	87	8	5 480	161	0,2	27,1	1,4
Sillimanitkvartsit	3	2 761	80	137	1 240	165	5,2	11,2	7,1



Figur 75. Karta över magnetfältsanomalierna i det undersökta Enåsenområdet. Anomalierna är uttryckta som skillnaden mellan det polreducerade totalfältet och en analytisk uppåträkning till 1 km för att framhäva mer ytnära källor till magnetfältsanomalierna. De magnetiska data är baserade på flygburna mätningar. Vita linjer markerar markprofiler längs vilka magnetfältsdata samlades in med magnetometer under 2021 och 2022. Den röda streckade linjen i nordväst visar skiljelinjen mellan äldre och nya flygburna geofysiska data. Bokstäverna L, N, D och F markerar lägena för Långtjärnen, Nymyrn, Döveln respektive Felberget. De siffrsatta polygonerna i södra delen av figuren markerar områden där markgeofysiska data tidigare har samlats in (tabell 2).



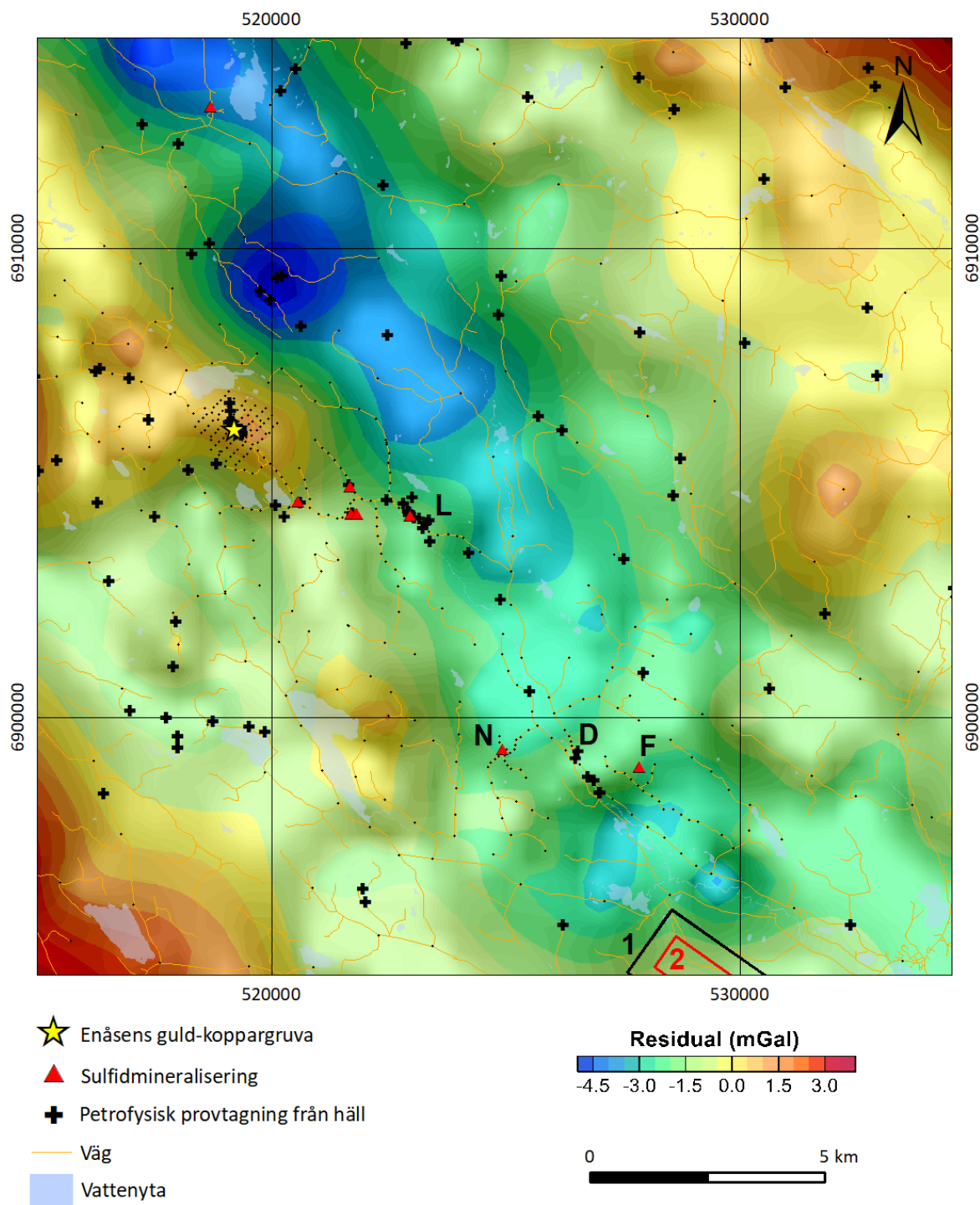
Figur 76. Karta över markens strömtäthet, beräknad från flygburna VLF-mätningar, i det undersökta Enåsenområdet. Observera att även viss infrastruktur avspeglas i dataunderlaget. Vita linjer markerar markprofiler längs vilka VLF-data samlades in med WADI-instrument under 2021 och 2022. Bokstäverna L, N, D och F markerar lägena för Långtjärnen, Nymyran, Döveln respektive Felberget. De siffrsatta polygonerna i södra delen av figuren markerar områden där markgeofysiska data tidigare har samlats in (tabell 2).

I kartan som visar markens strömtäthet, beräknad från elektromagnetiska VLF-data, syns flera smala zoner som indikerar goda elektriska ledare (fig. 76). Många av dessa är orsakade av spröda, vattenförande deformationszoner. Det finns även bergartsled som ger upphov till den goda elektriska ledningsförmågan. Mellan Nymyran och Felberget finns ett, i huvudsak, öst–västligt stråk med grafitförande metasedimentär berggrund (Wik m.fl. 2009) som också innehåller sparsam sulfidmineralisering, vilket också beskrivits ovan (under ”Mineraliseringar”). Det här stråket framträder tydligt i figur 76 som ett område med god elektrisk ledningsförmåga. Liknande signaturer syns även i andra delar av området som sammanfaller med metasedimentär berggrund. Exempelvis vid Enåsens guld-koppargruva, där en nordvästlig–sydöstlig elektriskt ledande zon är synlig, samt vid sulfidmineraliseringarna Flomyra, Enåsgruvan, Ramsjögruvan och Långtjärnen. Observera att även viss infrastruktur syns i dataunderlaget.

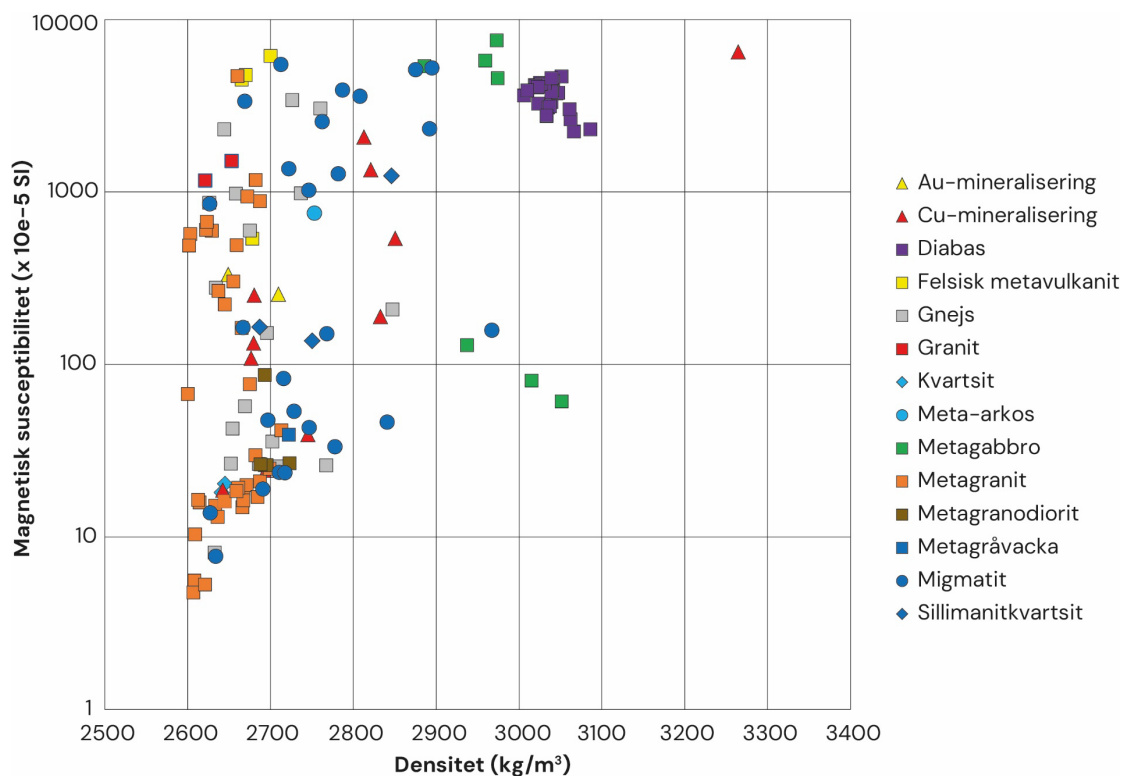
Under 2021 bedrevs förtätade tyngdkraftsmätningar i området kring Enåsens guld-koppargruva. Totalt uppmättes 339 tyngdkraftspunkter. De här mätningarna genomfördes i syfte att både förtäta mätpunktstätheten ur ett regionalt perspektiv samt över vissa objekt. Exempel på de senare är vissa anomalier identifierade från magnetfältsdata samt kring dagbrottet. En regional förtätning av tyngdkraftsmätningar innebär att ett mätpunktsavstånd på cirka 1 km eftersträvas, medan mätpunktsavståndet över objekten var mellan 100 och 200 m. I figur 77 visas det residuala tyngdkraftsfältet som framhäver markens mer ytnära massförhållanden, tillsammans med mätpunkterna, över det undersökta Enåsenområdet.

I kartan som visar anomalierna i tyngdkraftsfältet (fig. 77) syns ett visst massöverskott i de nordöstra delarna som beror på utbredningen och djupgåendet av metagranodioriten–metatonaliten. Dock är mätpunktstätheten relativt gles i det här området. I den nordvästra delen av området syns ett massunderskott med nordväst–sydöstlig utsträckning vilket indikerar att områdets felsiska bergarter har ett betydande djupgående. Vid Enåsens guld-koppargruva gjordes förtätade tyngdkraftsmätningar och i dataunderlaget syns ett lokalt massöverskott. I närheten finns sedan tidigare konstaterad metagabbro på ytan så det är inte osannolikt att denna bergart även finns på större djup. Från de förtätade mätningar som genomfördes över de metasedimentära bergartsleden vid de andra mineraliseringarna syns inga nämnvärda anomalier i tyngdkraftsfältet. Detta indikerar att dessa metasedimentära bergarter, tillsammans med möjliga metavulkaniska material, med deras generellt högre densitet jämfört med angränsande bergarter, inte har så stor volymsutbredning på djupet.

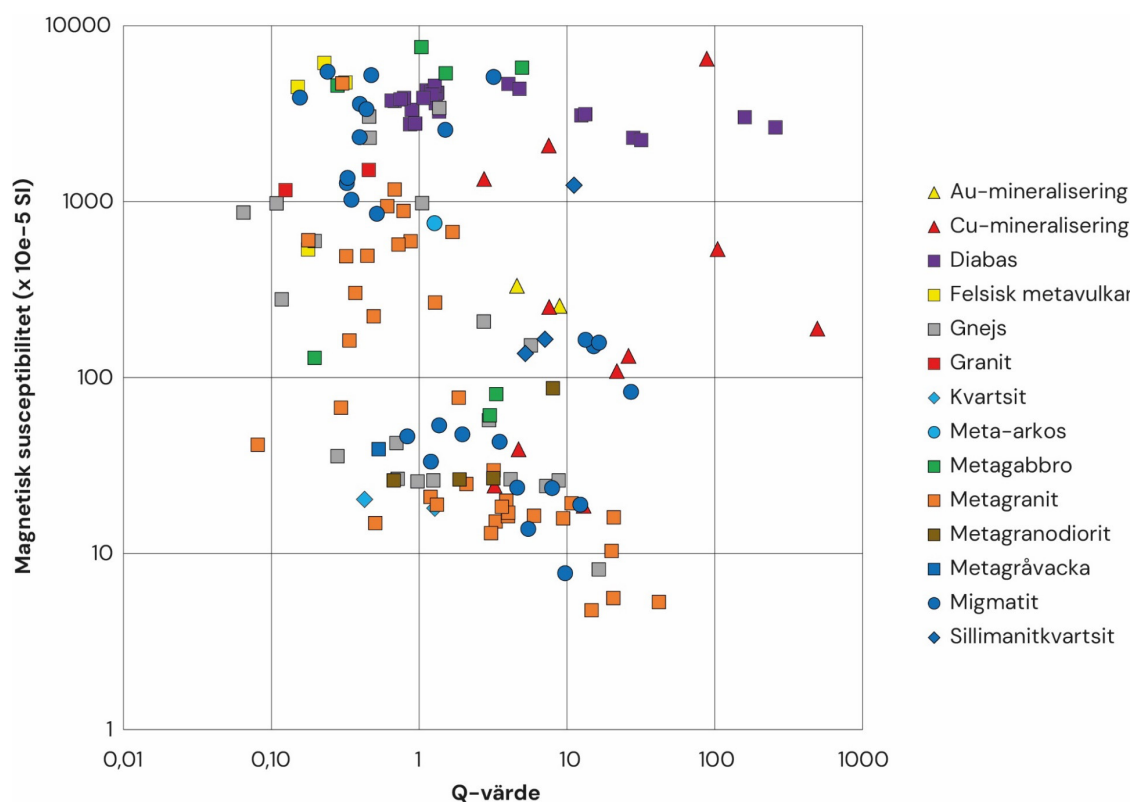
Under fältsäsongerna 2021 och 2022 har fortsatt insamling av petrofysiska bergartsprov från berghällar ägt rum. Samtliga lokaler som har varit föremål för petrofysisk provtagning i Enåsenområdet visas till exempel i figur 75–77. I tillägg till det har också vissa sektioner från några utvalda borrhälsar från området vid Enåsens guld-koppargruva blivit provtagna. Samtliga analyserade bergartsprovers densitet och magnetiska susceptibilitet visas i figur 78, medan samtliga analyserade provers magnetiska susceptibilitet och Q-värde visas i figur 79. I båda dessa figurer finns en uppdelning mellan respektive bergart. Vidare finns en redovisning över dessa petrofysiska egenskaper i tabell 6. Q-värdet är Koenigsbergerkvoten mellan den remanenta och inducerade magnetiseringen. Ett Q-värde större än 1 betyder att den remanenta magnetiseringen dominerar över den inducerade, medan ett Q-värde mindre än 1 visar att den inducerade magnetiseringen dominerar över den remanenta. Det är inte ovanligt att Q-värdet är större än 1 för bergarter med låg magnetisk susceptibilitet, men som visas i figur 79 så gäller detta även för en relativt stor andel bergartsprov som har en betydande magnetisk susceptibilitet.



Figur 77. Karta över det residuala tyngdkraftsfältet i det undersökta Enåsenområdet. De residuala anomalierna är uttryckta som differensen mellan terrängkorrigerad Bougueranomali och en analytisk uppåträkning till 3 km för att framhäva mer ytnära massfördelning i marken. De svarta punkterna representerar lägen för tyngdkraftsmätningar. Bokstäverna L, N, D och F markerar lägena för Långtjärnen, Nymyran, Döveln respektive Felberget. De siffratta polygonerna i södra delen av figuren markerar områden där markgeofysiska data har samlats in tidigare (tabell 2).



Figur 78. Sammanställning av samtliga analyserade petrofysikprov i Enåsenområdet, motsvarande det geografiska området i figur 75–77, från både tidigare karteringsinsatser samt den som ägde rum 2021 och 2022. Diagrammet visar bergartsprovernas densitet tillsammans med deras magnetiska susceptibilitet.

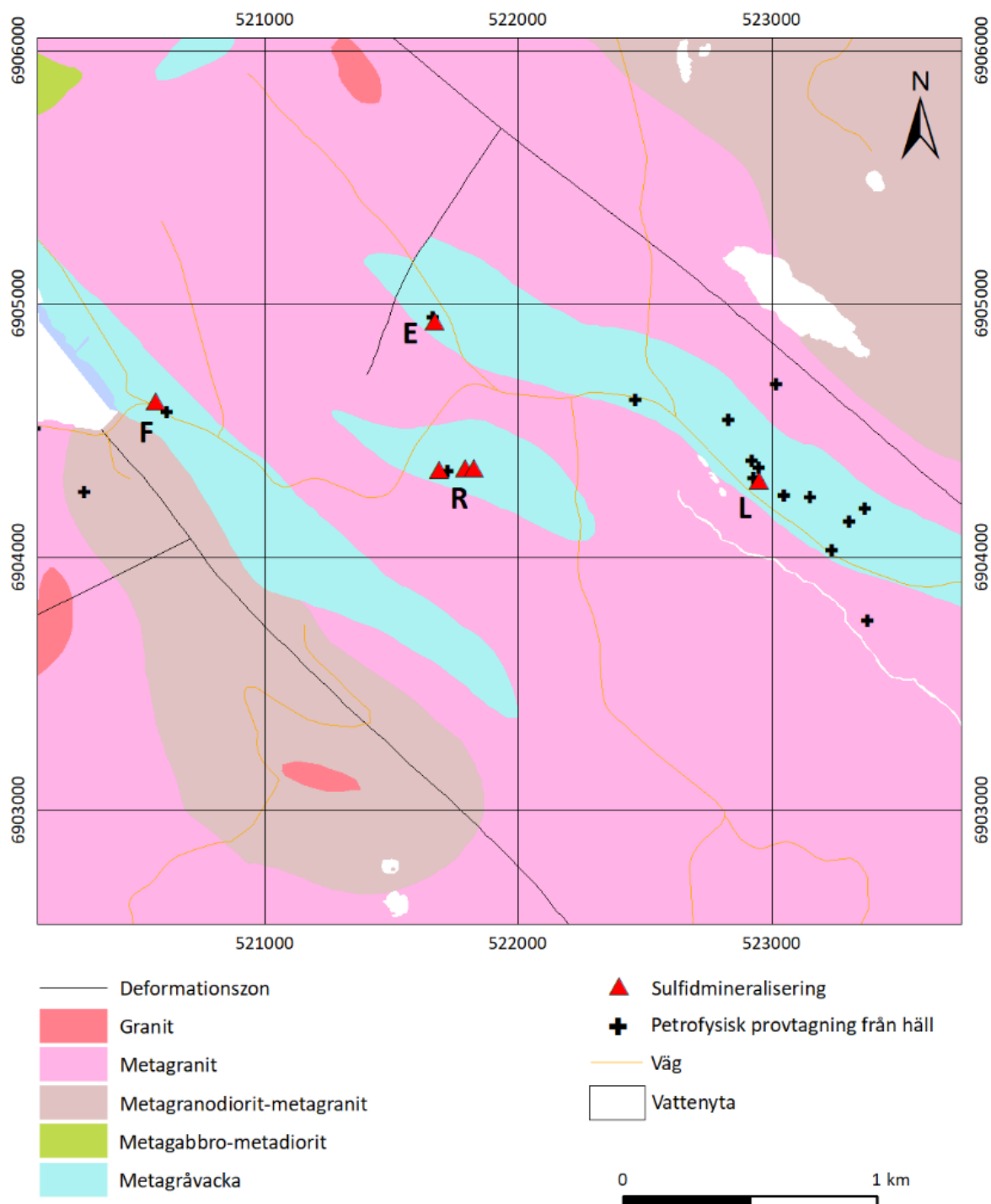


Figur 79. Sammanställning av samtliga analyserade petrofysikprov i Enåsenområdet, motsvarande det geografiska området i figur 75–77, från både tidigare karteringsinsatser samt den som ägde rum 2021 och 2022. Diagrammet visar bergartsprovernas Q-värde tillsammans med deras magnetiska susceptibilitet.

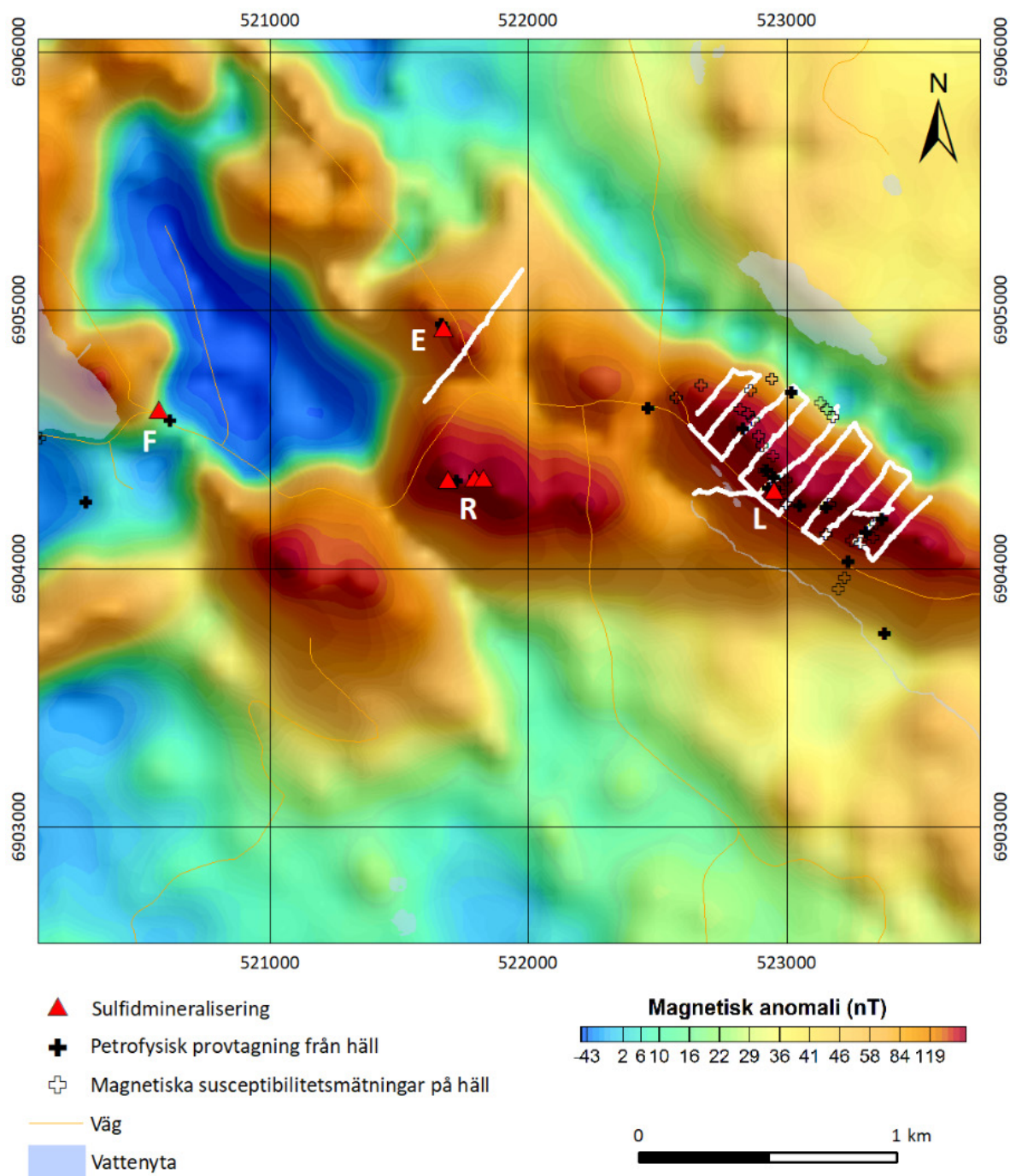
Flomyra, Enåsgruvan, Ramsjögruvan och Långtjärnen

Sulfidmineraliseringarna Flomyra, Enåsgruvan, Ramsjögruvan och Långtjärnen är belägna cirka 2–4 km sydost om Enåsens guld-koppargruva. Sulfidmineraliseringarna är associerade med de metasedimentära till möjligen metavulkaniska bergartsleden i området (fig. 80); se också avsnitt *Mineraliseringar* ovan. Geofysiska data, profiler och modeller från området visas i figur 81–89. Under 2022 var området kring dessa mineraliseringar föremål för en flygburen geofysisk mätkampanj med drönare då information rörande magnetfältet och VLF-data från två sändare samlades in (fig. 82 och 84). Vid en jämförelse mellan magnetfälts- och VLF-data som uppmättes under de flygburna mätningarna 2021 (fig. 81 och 83) och de som samlades in från mätningarna med drönare syns en mycket god korrelation. De skillnader som främst är synliga är den högre detaljrikedomen i datamängderna från drönarmätningen, speciellt när det gäller magnetfältsdata, vilket främst beror på det tätare mätlinjeavståndet men även till viss del den lägre flyghöjden. Under mätningarna med drönare användes 100 m mätlinjeavstånd jämfört med 200 m för de flygburna mätningarna 2021.

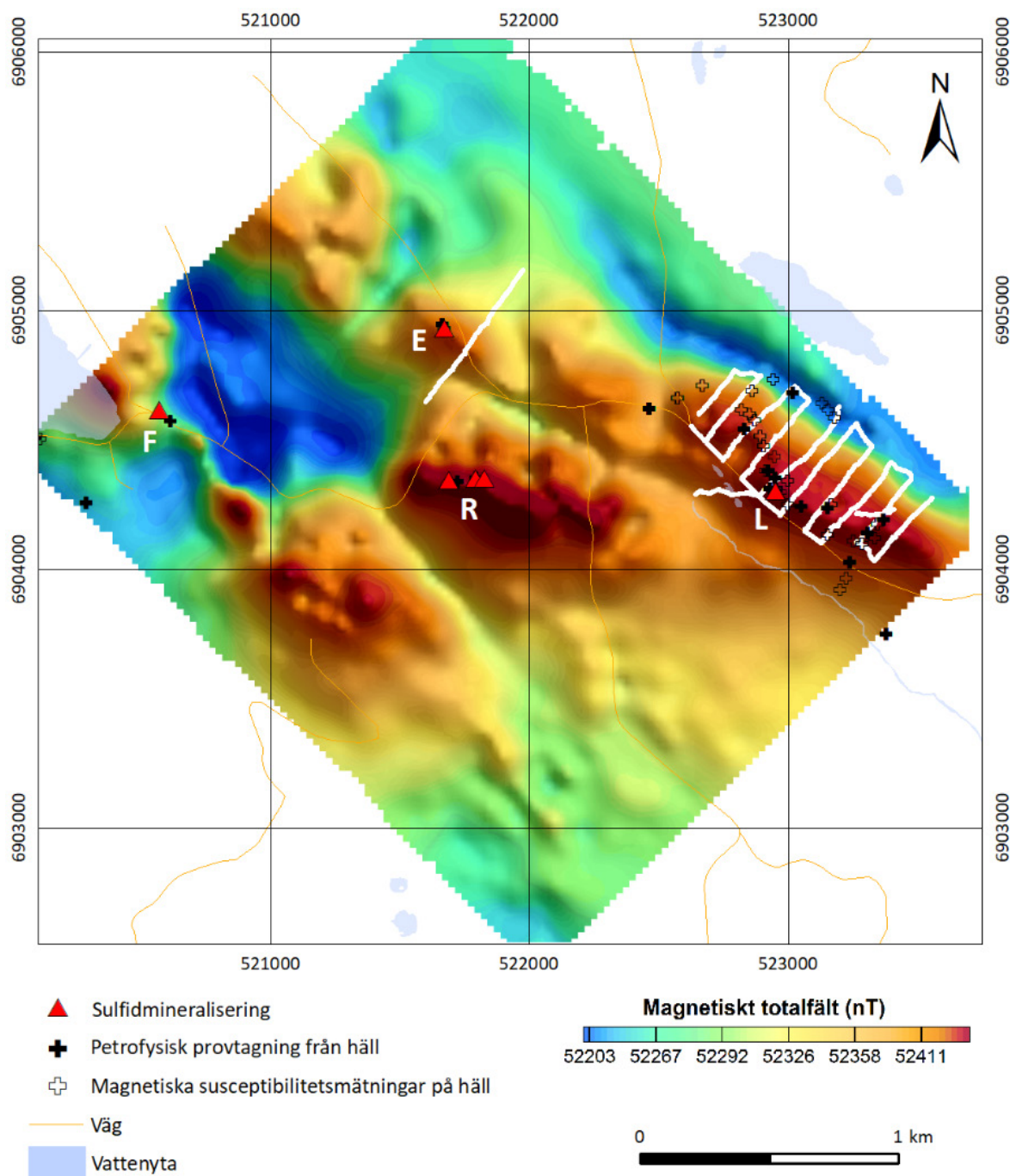
I de geofysiska data från de flygburna mätningarna (fig. 81–84) syns en god överensstämmelse mellan de metasedimentära bergarterna och lokala förhöjningar i magnetfältet. I de elektromagnetiska data syns flera områden med god elektrisk ledningsförmåga. Dessa härrör i flera fall från deformationszoner som, utifrån deras goda ledningsförmåga och lågmagnetiska karaktär, sannolikt har en spröd karaktär. Dock finns några områden med både god elektrisk ledningsförmåga och högmagnetisk signatur. Ett exempel på det är området vid Ramsjögruvan som framträder på liknande sätt i de geofysiska datamängderna. Mineraliseringen Ramsjögruvan består både av magnetkis och kopparkis i ådergnejsomvandlad metaarenit (Wik m.fl. 2009).



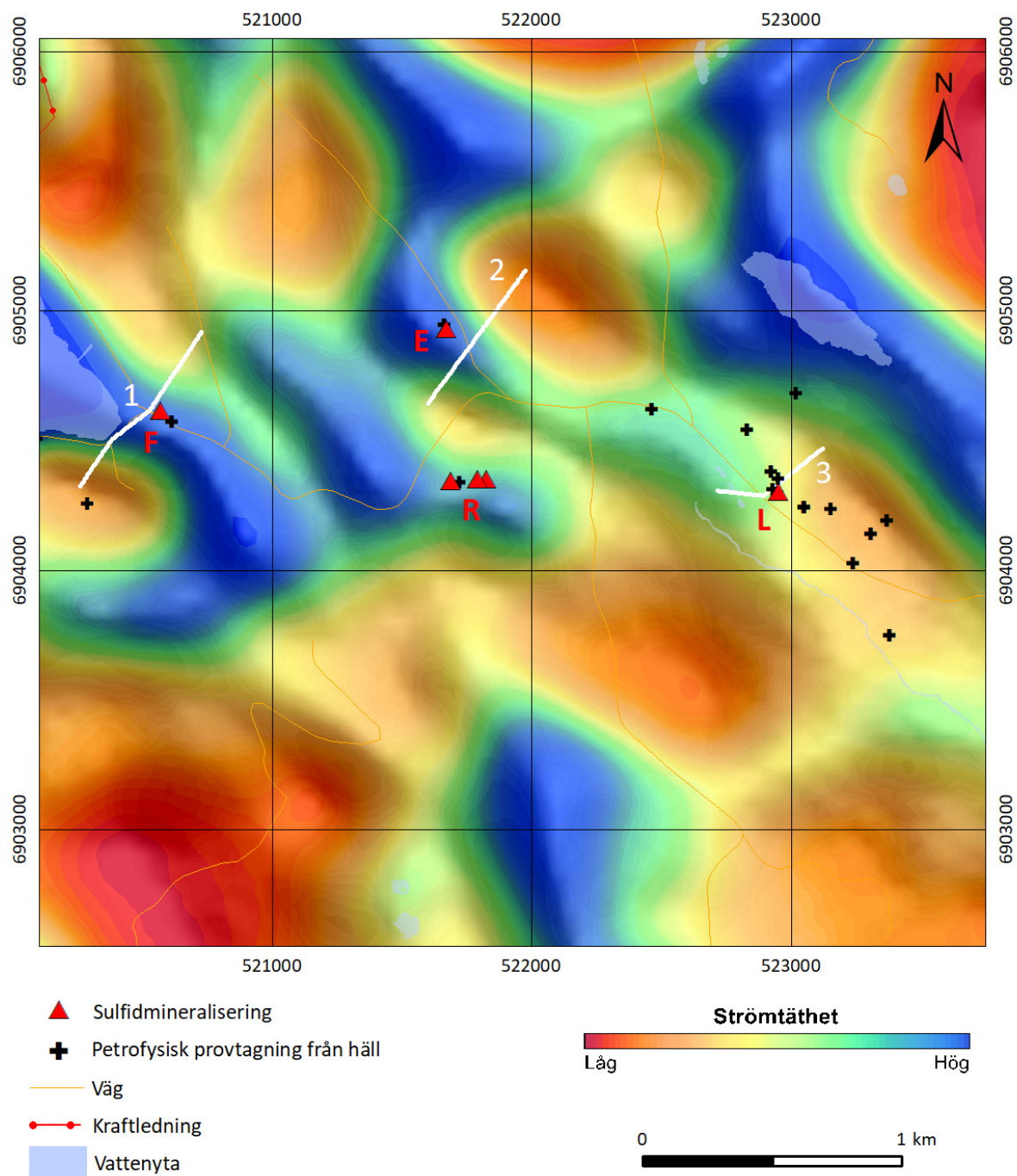
Figur 80. Förenklad berggrundskarta (SGU 2021b) över området med sulfidmineraliseringarna Flomyra (F), Enåsgruvan (E), Ramsjögruvan (R) och Långtjärnen (L). Lägena för sulfidmineraliseringarna kommer från SGU:s mineralresursdatabas.



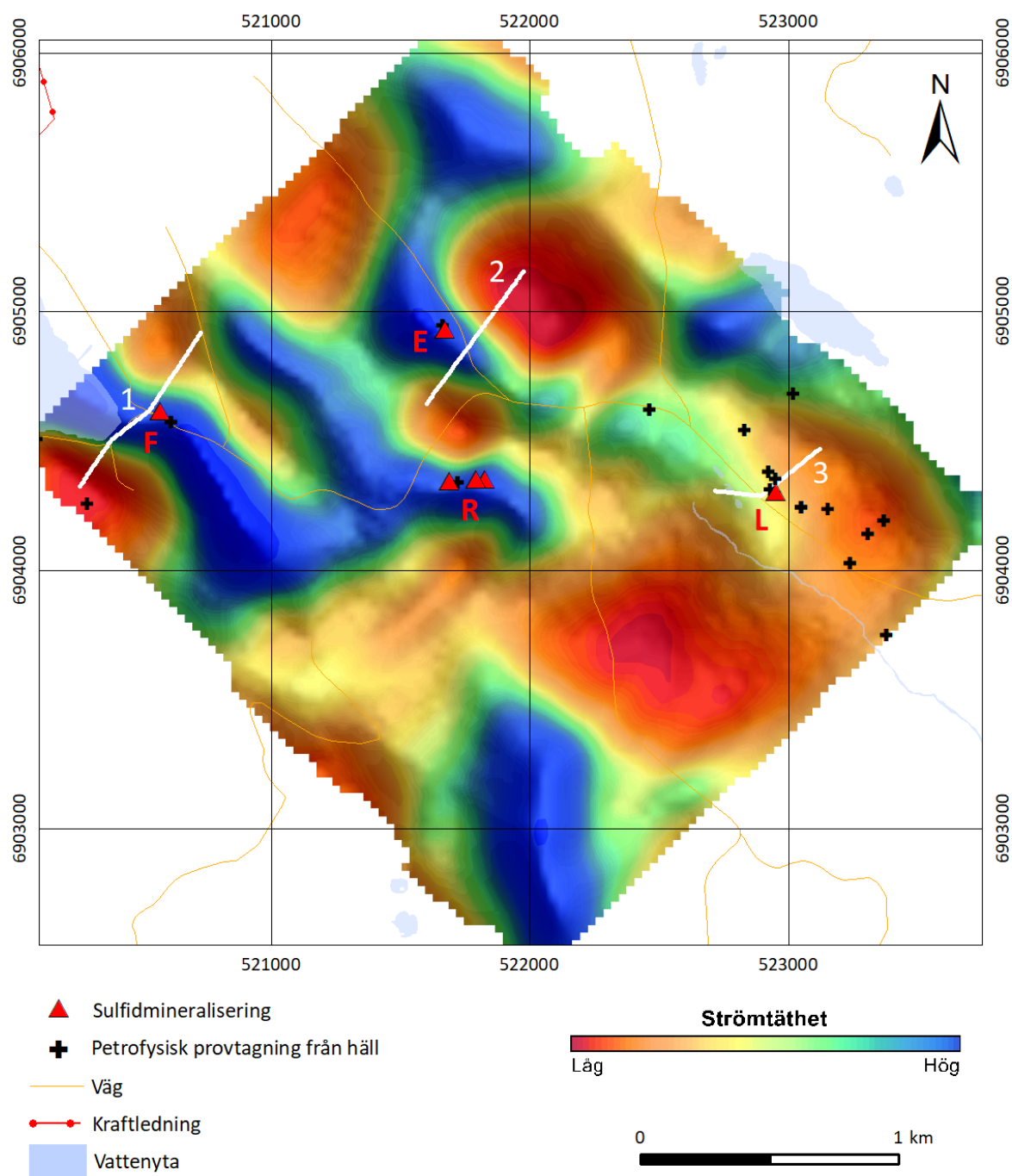
Figur 81. Karta över magnetfältsanomalierna kring sulfidmineraliseringarna Flomyra (F), Enåsgruvan (E), Ramsjögruvan (R) och Långtjärnen (L). Magnetfältdata är baserat på flygburna mätningar och har filterats för att framhäva mer ytnära källor till anomalierna. De vita linjerna representerar markprofiler längs vilka magnetfältsinformation har samlats in. Markprofilerna vid Enåsgruvan och Långtjärnen finns redovisade i figur 86 respektive 89.



Figur 82. Karta över det magnetiska totalfältet kring sulfidmineraliseringarna Flomyra (F), Enåsgruvan (E), Ramsjögruvan (R) och Långtjärnen (L). Magnetfältsinformationen baseras på data som samlades in med drönare. De vita linjerna representerar markprofiler längs vilka magnetfältsinformation har samlats in. Markprofilerna vid Enåsgruvan och Långtjärnen finns redovisade i figur 86 respektive 89.



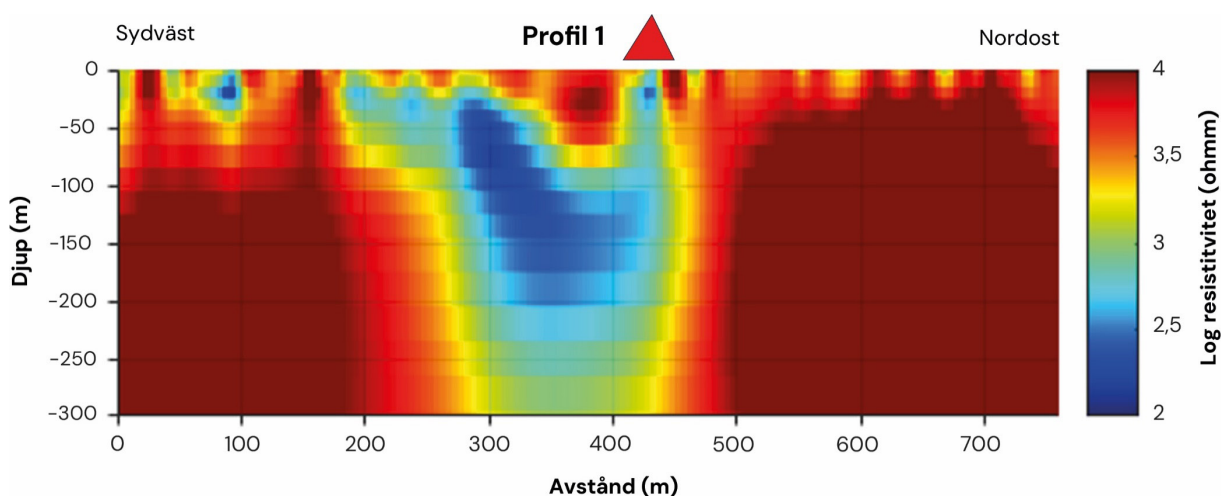
Figur 83. Karta över markens strömtäthet, beräknad från flygburna VLF-mätningar i området kring sulfidmineraliseringarna Flomyra (F), Enåsgruvan (E), Ramsjögruvan (R) och Långtjärnen (L). De vita linjerna markerar läget för tre markprofiler längs vilka VLF-data samlades in under 2021 och 2022.



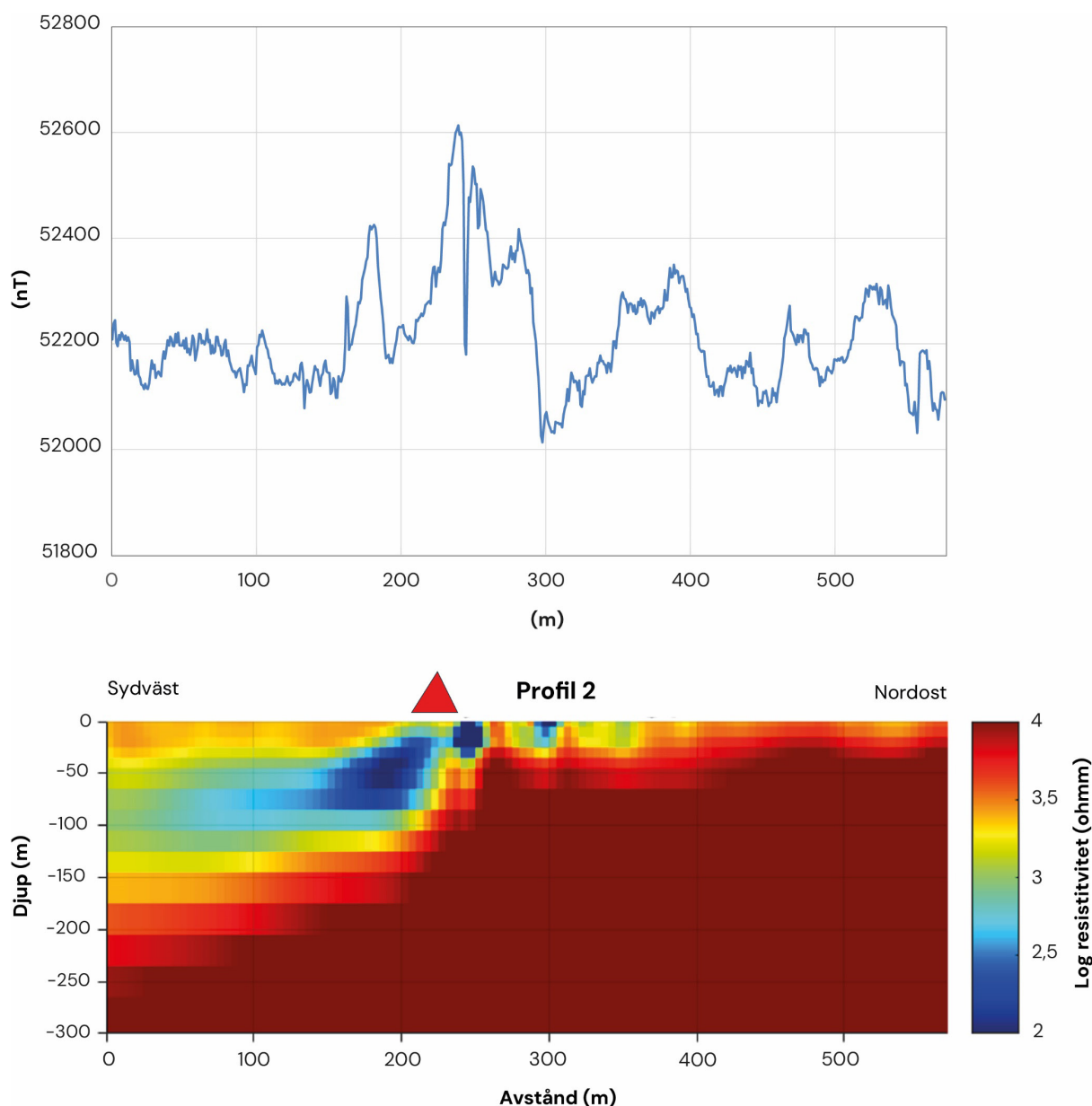
Figur 84. Karta över markens strömtäthet, beräknad från VLF-data insamlade med drönare i området kring sulfidmineraliseringarna Flomyra (F), Enåsgruvan (E), Ramsjögruvan (R) och Långtjärnen (L). De vita linjerna markerar läget för tre markprofiler längs vilka VLF-data samlades in under 2021 och 2022.

Vid sulfidmineraliseringen Flomyra (fig. 80–84) genomfördes VLF-mätningar med WADI-instrument längs en markprofil. Syftet med mätningen var att erhålla en mer detaljerad bild över den lågresistiva struktur som syns i de flygburna VLF-data (fig. 83–84) samt, om möjligt, spåra fler möjliga mineraliseringar i anslutning till Flomyra. Figur 85 visar en resistivitetsmodell som beräknats från uppmätta VLF-data. Modellen visar ett relativt brett område med låg resistivitet i den centrala delen av mätprofilen. Läget för sulfidmineraliseringen Flomyra sammanfaller med en ytnära lågresistiv struktur i resistivitetsmodellen. I närheten av sulfidmineraliseringen togs ett petrofysikprov från migmatiten som har densiteten $2\,716\text{ kg/m}^3$, den magnetiska susceptibiliteten $83 \times 10^{-5}\text{ SI}$ och den naturliga remanenta magnetiseringen 898 mA/m .

Sulfidmineraliseringen Enåsgruvan är belägen cirka en km ostnordost om sulfidmineraliseringen Flomyra (fig. 80–84). Vid Enåsgruvan samlades magnetfälts- och VLF-data in längs en markprofil (fig. 81–84). Resultaten från de här mätningarna visas i figur 86 där det framgår att magnetfältdata är förhållandevis heterogent längs stora delar av mätprofilen. Det här är i paritet med resultaten från andra mätprofiler som har genomförts över metasedimentär berggrund. Dock syns en viss förhöjning i magnetfältet i anslutning till mineraliseringen (fig. 86). Den kraftigaste anomalin uppmättes vid avståndet 240 m vilket även sammanfaller med läget för en ytnära mycket lågresistiv struktur i resistivitetsmodellen från VLF-data (fig. 86). Resistivitetsmodellen visar även en lågresistiv zon ned till cirka 100 m djup vid avståndet 150–200 m, med antydan till stupning mot sydväst (fig. 86). Ett petrofysikprov från migmatiten vid Enåsgruvan har densiteten $2\,634\text{ kg/m}^3$, den magnetiska susceptibiliteten $8 \times 10^{-5}\text{ SI}$ och den naturliga magnetiska remanensen 30 mA/m .

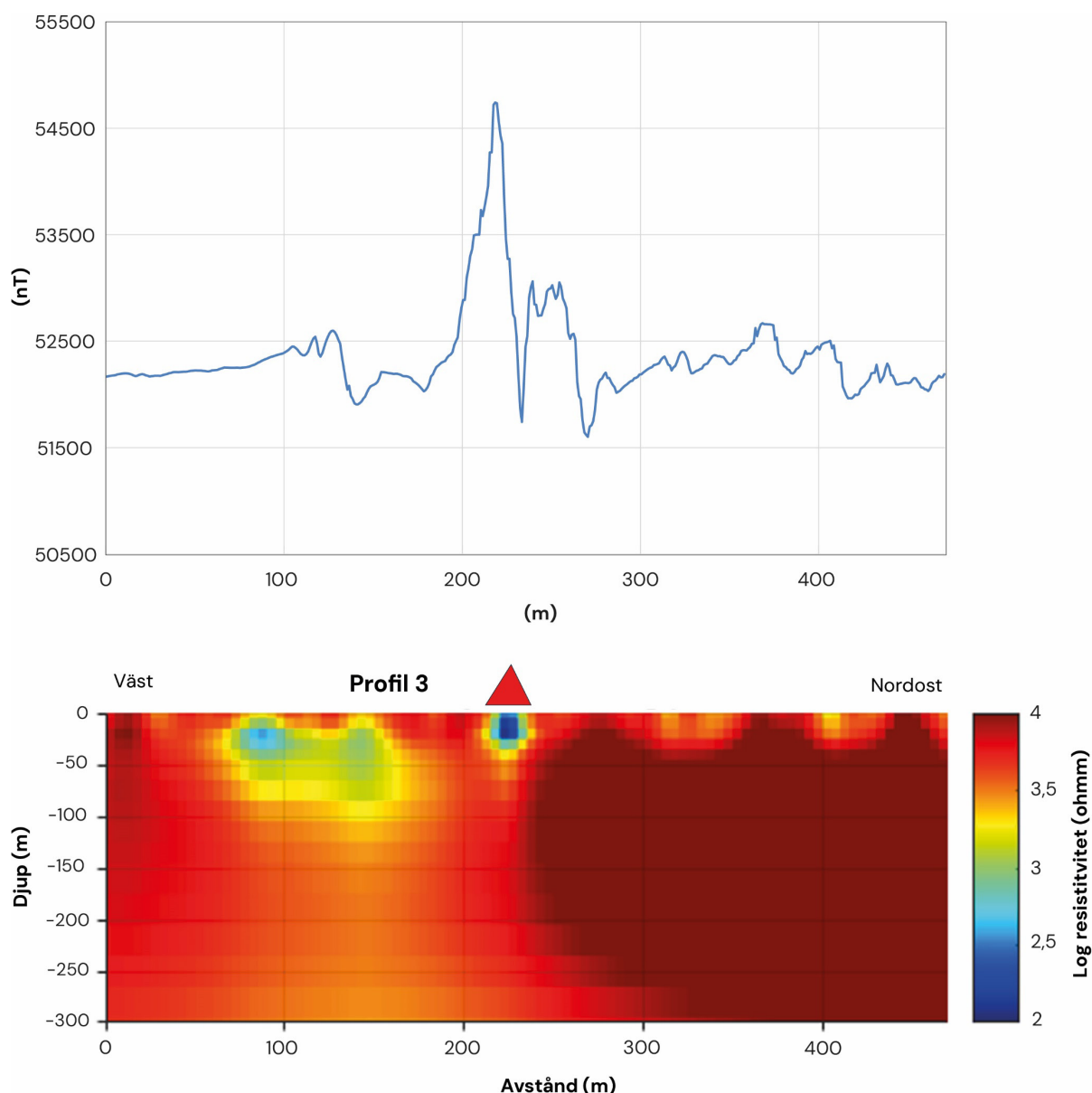


Figur 85. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) vid sulfidmineraliseringen Flomyra (fig. 81–84). Tvärprofilen visar markens resistivitet ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den röda triangeln längs profilen visar läget för sulfidmineraliseringen Flomyra.



Figur 86. Resultat från markprofilmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI) vid sulfidmineraliseringen Enåsgruvan (fig. 81–84). Den övre bilden visar resultat från mätning av magnetiskt totalfält medan den nedre tvärprofilen visar markens resistivitet ner till 300 m under markytan. Profilutsträckningen mellan de båda är identisk. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den röda triangeln längs den nedre tvärprofilen representerar läget för den närliggande sulfidmineraliseringen Enåsgruvan.

Sulfidmineraliseringen Långtjärnen är belägen cirka 1,5 km ostsydost om sulfidmineraliseringen Enåsgruvan (fig. 80–84). Vid Långtjärnen har det genomförts markmätningar där insamling av både magnetfält- och VLF-data har ägt rum. Resultatet från de mätningarna visas i figur 87. Som för de övriga mineraliseringarna i området så är Långtjärnen associerad med de metasedimentära bergarterna (fig. 80). Vid en jämförelse mellan magnetfältdata och resistivitetsmodellen från VLF-data syns en god korrelation mellan positiva magnetfältanomalier och en lågresistiv punktformad anomaly från den elektromagnetiska informationen (fig. 87). Den sistnämnda samstämmer rumsligt väl med sulfidmineraliseringen. Ett petrofysikprov togs från mineraliseringen Långtjärnen som har densiteten $2\,710\text{ kg/m}^3$, den magnetiska susceptibiliteten $256 \times 10^{-5}\text{ SI}$ och den naturliga magnetiska remanensen 910 mA/m . Det resulterande Q-värdet är 8,9.

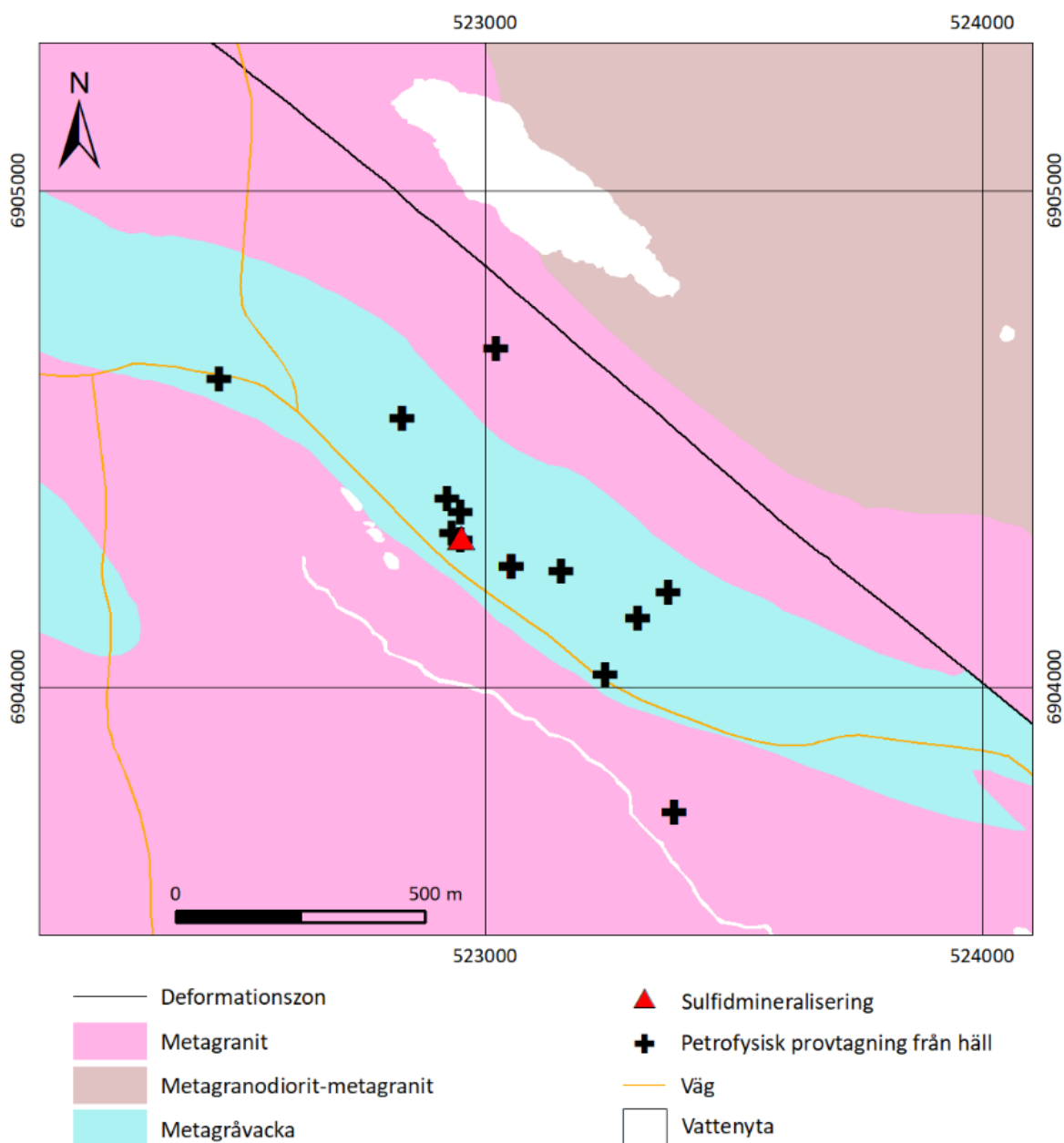


Figur 87. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) vid sulfidmineraliseringen Långtjärnen (fig. 81–84). Tvärprofilen visar markens resistivitet ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den röda triangeln längs profilen visar läget för sulfidmineraliseringen Långtjärnen.

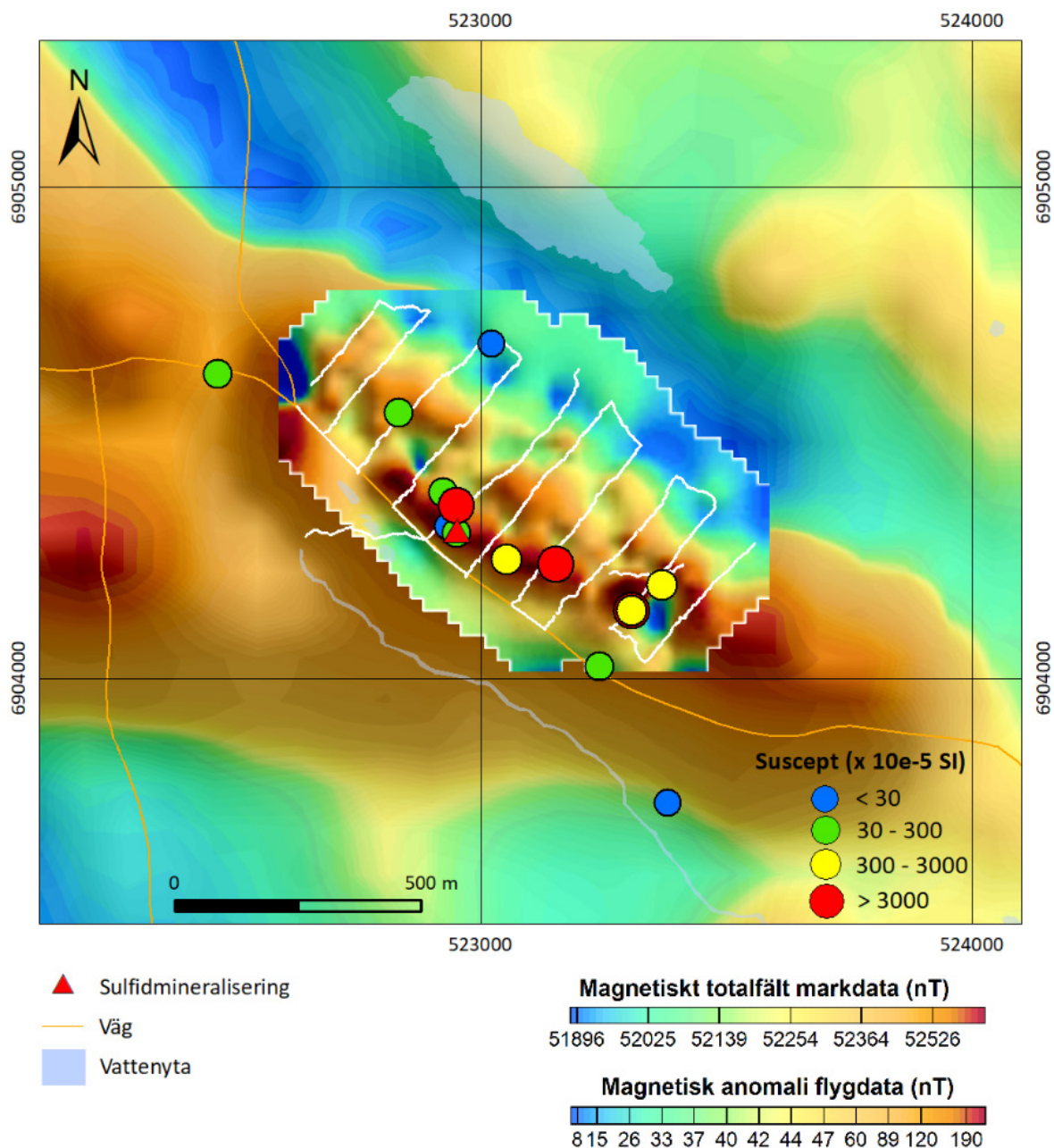
Under 2022 utgjorde de relativt välblottade hållområdena vid sulfidmineraliseringen Långtjärnen ett fokusområde för det geofysiska fältarbetet. I närheten av Långtjärnen utgörs berggrunden av både metagranit och metasedimentära bergarter (fig. 88). Över hållområdena bedrevs magnetfältmätningar längs, i huvudsak, parallella profiler med ett inbördes avstånd av cirka 100 m. Mätprofilernas längd var cirka 250–450 m och deras riktning var i stort sett vinkelrät mot strykningen hos den metasedimentära sekvensen. Resultatet från de här magnetfältmätningarna visas i figur 89 där variationerna i magnetisering hos den metasedimentära bergarten tydligt framträder.

Petrofysiska prov har tagits från bergarterna i området under både 2021 och 2022 samt under tidigare karteringsaktiviteter. Även de magnetiska egenskaperna hos dessa prov visar en stor variation (fig. 89). Totalt inom både tidigare karteringsinsatser och den som ägde rum 2021 och 2022 har det samlats in och analyserats 16 petrofysikprov från området vid Långtjärnen, motsvarande det geografiska området som visas i figur 88 och 89. Dessa prov har tagits från de

metasedimentära bergarterna (13 prover), två från metagraniten och ett från mineraliseringen. Petrofysikproven från de metasedimentära bergarterna uppvisar densiteten $2\,811\text{ kg/m}^3$ i medeltal, den magnetiska susceptibiliteten $1\,800 \times 10^{-5}\text{ SI}$ (medianvärde) och den naturliga remanenta magnetiseringen 240 mA/m (medianvärde). Notabelt är att medianvärdet för Q-värdet hos dessa prov är 1,2. Vidare så är det två prov av dessa 13 som särskiljer sig vad gäller hög magnetisk susceptibilitet tillsammans med höga Q-värden. Dessa prov har den magnetiska susceptibiliteten $2\,550 \times 10^{-5}\text{ SI}$ respektive $5\,110 \times 10^{-5}\text{ SI}$. Provernas Q-värden är 1,5 respektive 3,2. Petrofysikproven som togs från metagraniten har i medeltal densiteten $2\,648\text{ kg/m}^3$, den magnetiska susceptibiliteten $23 \times 10^{-5}\text{ SI}$ (medianvärde) samt den naturliga remanenta magnetiseringen 49 mA/m (medianvärde). Även Q-värdena hos de prov som togs från metagraniten är höga (3,2 respektive 9,4) men eftersom den magnetiska susceptibiliteten är så låg i proven ($30 \times 10^{-5}\text{ SI}$ som högst) så är det inte ovanligt att den remanenta magnetiseringen dominerar över den inducerade.



Figur 88. Förenklad berggrundskarta (SGU 2021b) tillsammans med läget för mineraliseringen Långtjärnen från SGU:s mineralresursdatabas.

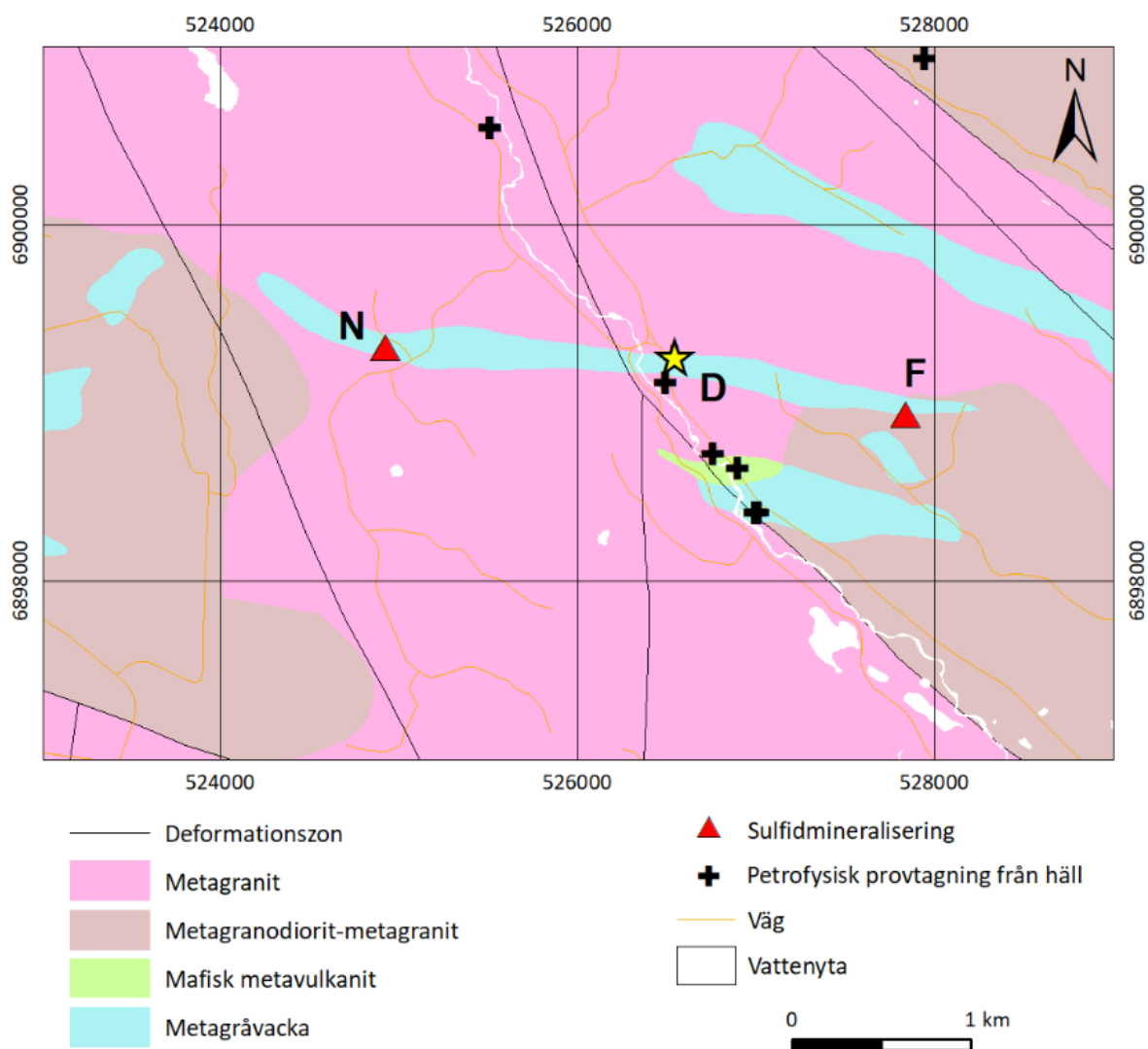


Figur 89. Karta som visar magnetfältvariationerna vid Långtjärnen tillsammans med den magnetiska susceptibiliteten från analyserade petrofysikprov insamlade från berghällar i området. Den detaljerade bilden i mitten av kartan baseras på mätningar längs markprofiler (de vita linjerna) medan de regionala magnetfältsanomalierna baseras på flygburna mätningar.

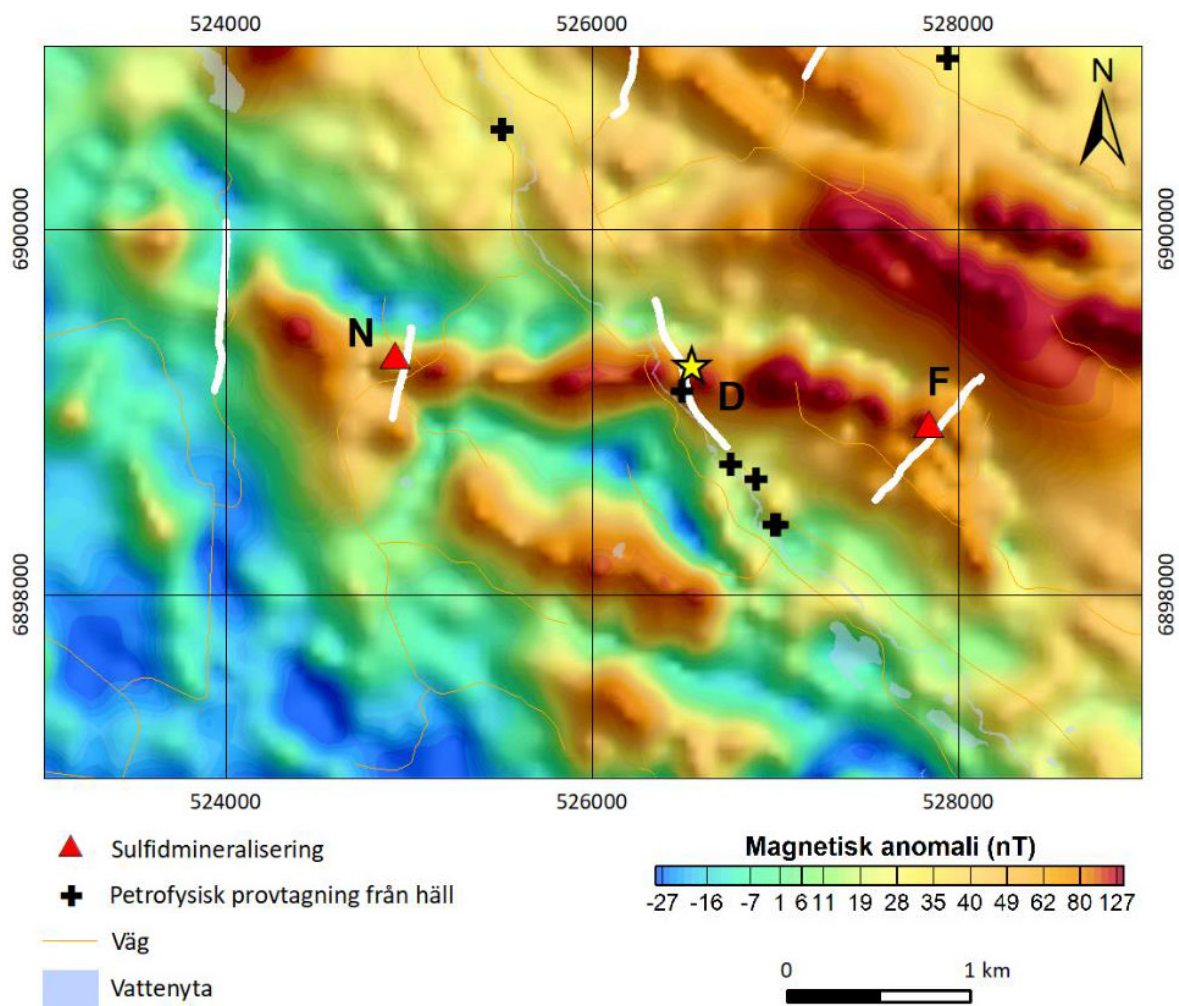
Nymyran, Döveln och Felberget

Nymyran, Döveln och Felberget ligger cirka 9–11 km sydost om Enåsens guld-koppargruva; se också ovan i avsnitt *Mineraliseringar*. Vid Nymyran och Felberget finns sulfidmineraliseringar medan Döveln är lokaliserad ungefär mitt emellan dessa. På berggrundskartan syns ett övervägande öst–västligt stråk med metasedimentär, till delvis möjligen metavulkanisk, berggrund som binder ihop dessa tre platser (fig. 90). Det här metasedimentära stråket sammanfaller väl med både en högmagnetisk anomali (fig. 91) och en struktur med hög strömtäthet, det vill säga god elektrisk ledningsförmåga i VLF-data (fig. 92). Markprofilmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI) ägde rum över den metasedimentära sekvensen vid de här tre platserna.

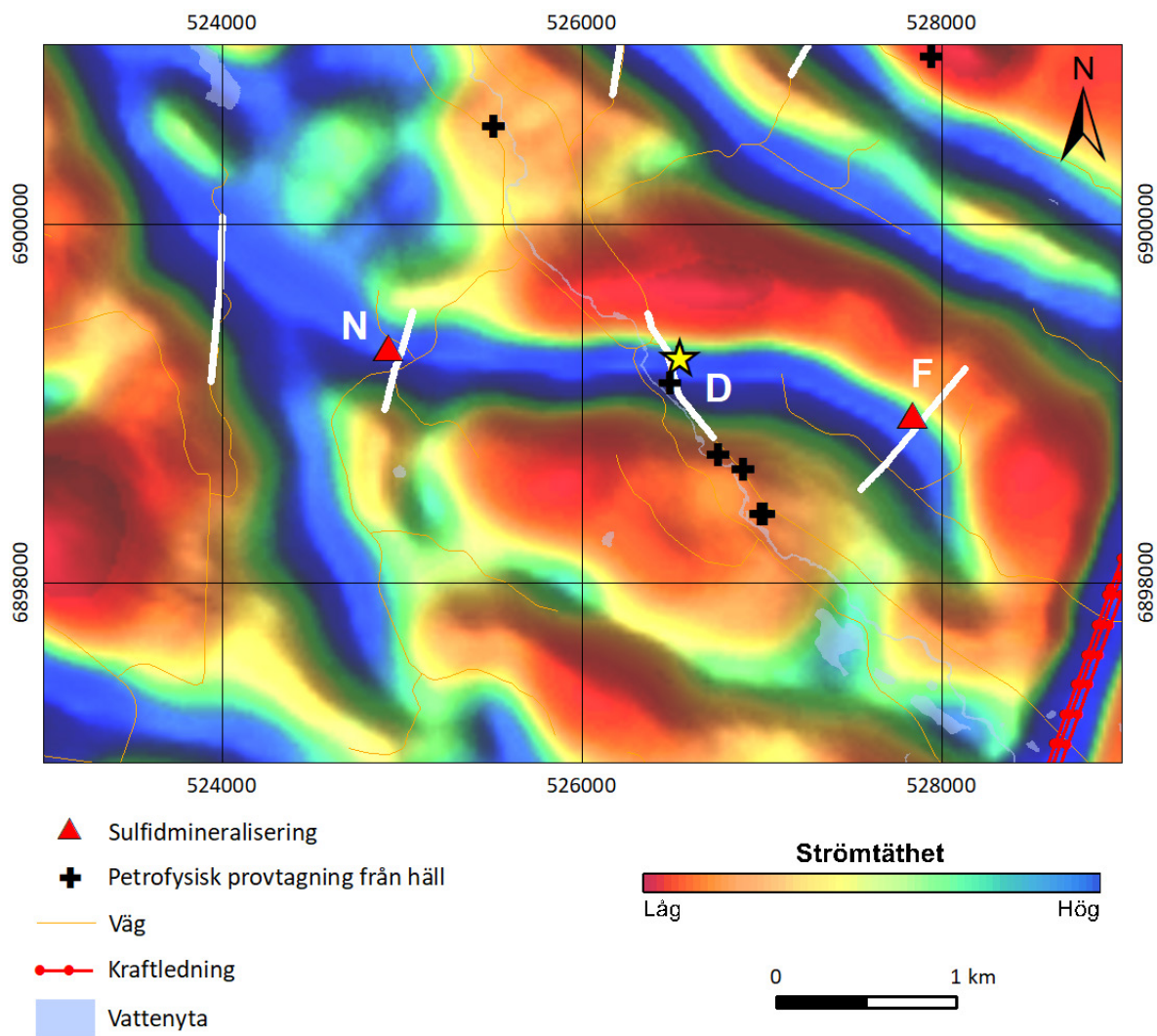
Tidigare undersökningar av det metasedimentära stråket mellan mineraliseringarna Nymyran och Felberget gör gällande att det består av en grafitförande, ådergnejsomvandlad metaarenit (Wik m.fl. 2009). Den här bergarten är sulfidmineraliserad mellan Nymyran och Felberget. Sulfidmineralen i bergarten är främst magnetkis och svavelkis, men även kopparkis har påträffats (Wik m.fl. 2009; se också avsnitt *Mineraliseringar* ovan).



Figur 90. Förenklad berggrundskarta (SGU 2021b) över området vid sulfidmineraliseringarna Nymyran (N) och Felberget (F) vilkas lägen kommer från SGU:s mineralresursdatabas. Platsen Döveln (D) är också markerad i kartan. Den gula stjärnan visar läget för observationen JJR221018.



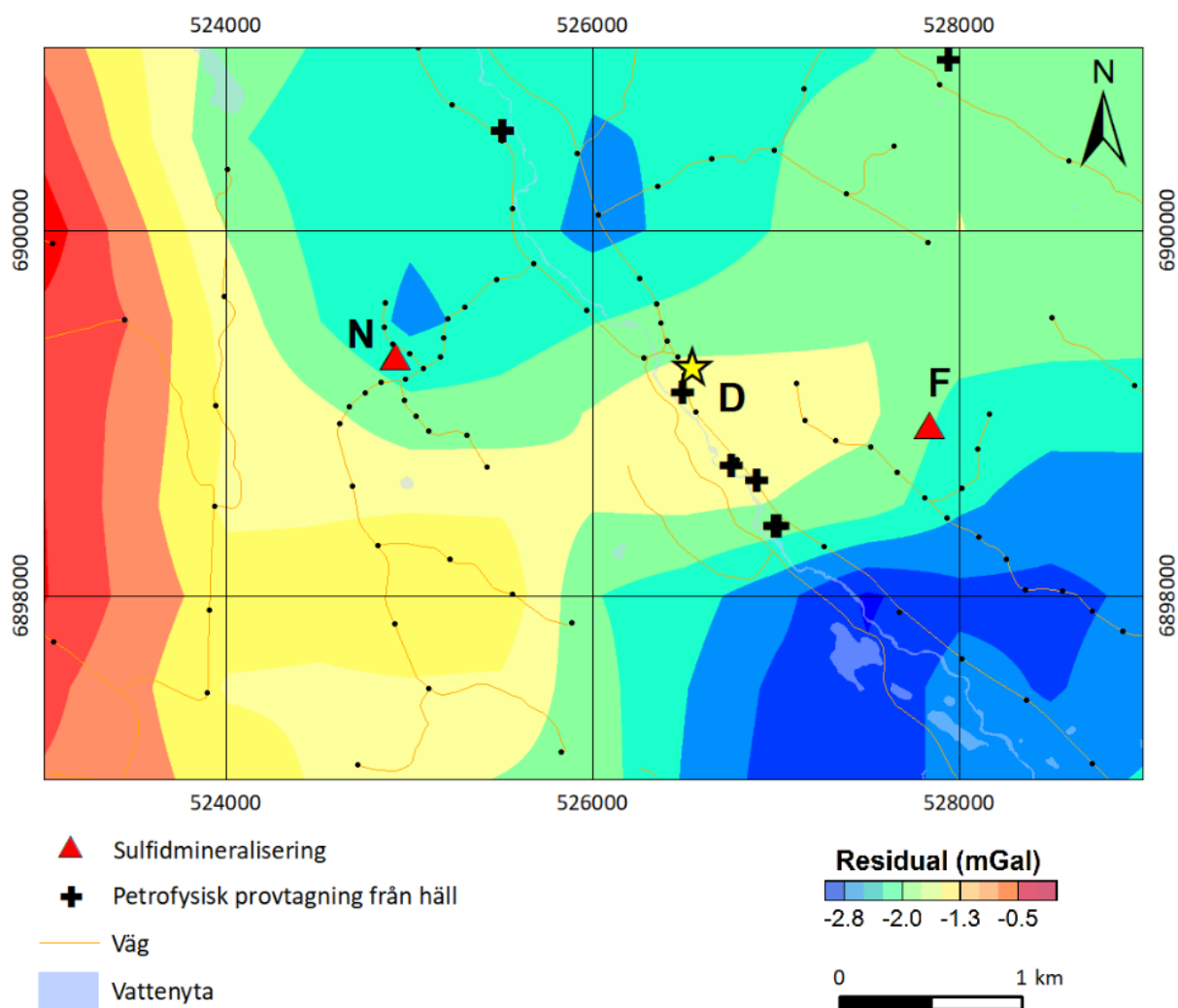
Figur 91. Karta över magnetfältsanomalierna vid sulfidmineraliseringarna Nymyran (N) och Felberget (F). Även platsen Döveln (D) är markerad i kartan. Magnetfältsdata är baserat på flygburna mätningar och har filterats för att framhäva mer ytnära källor till anomalierna. Vita linjer representerar magnetfältsmätningar längs markprofiler medan den gula stjärnan visar läget för observationen JJR221018.



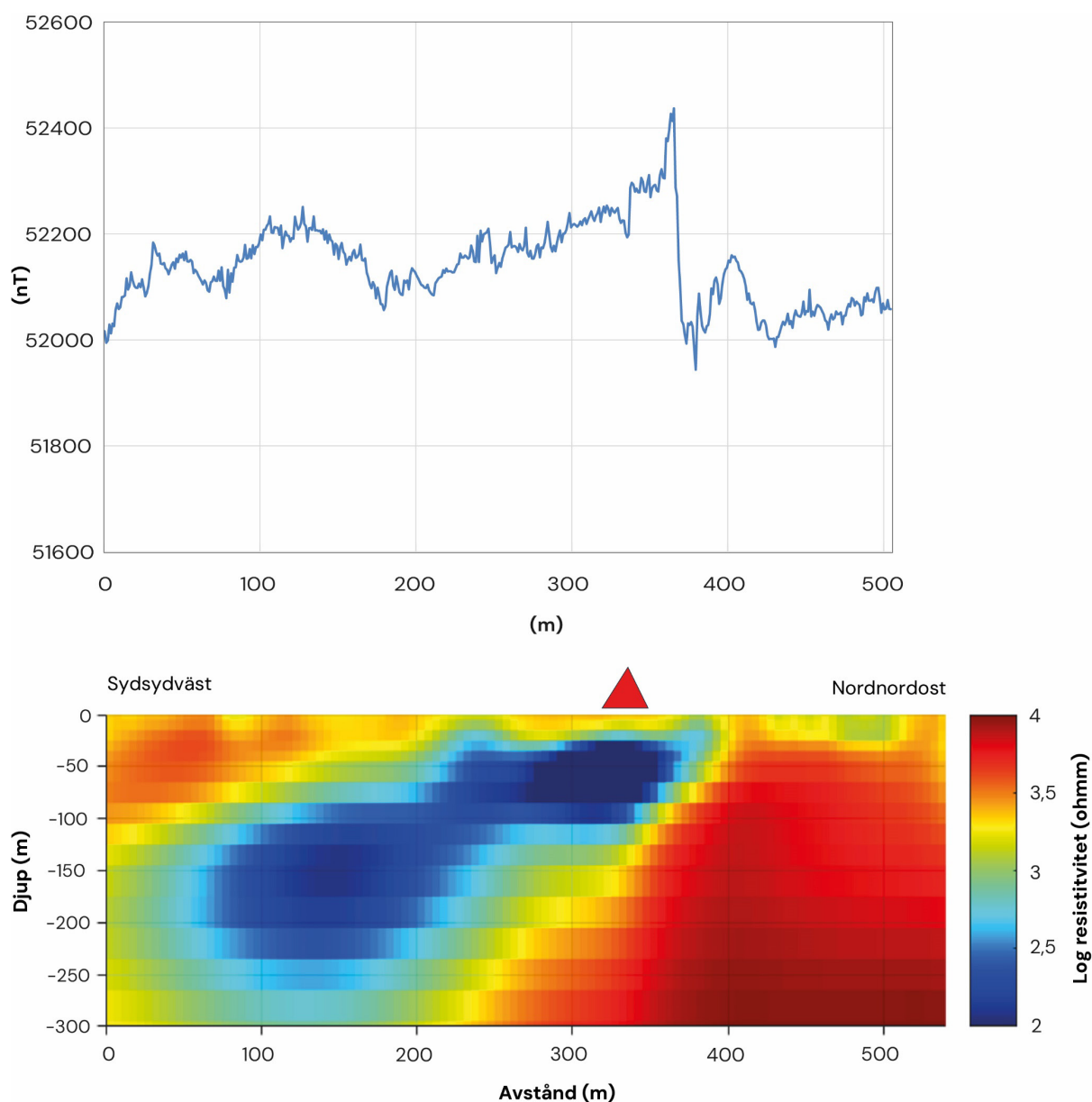
Figur 92. Karta över markens strömtäthet, beräknad från flygburna VLF-mätningar vid sulfidmineraliseringarna Nymyrans (N) och Felberget (F). Även platsen Döveln (D) är markerad i kartan. Observera att även viss infrastruktur avspeglas i dataunderlaget. Vita linjer representerar VLF-mätningar med WADI instrument längs markprofiler medan den gula stjärnan visar läget för observationen JJR221018.

I kartan som visar anomalierna från tyngdkraftsmätningarna i samma område syns ett lokalt, mindre massöverskott med en sydvästlig–nordöstlig riktning (fig. 93). Det här indikerar att det finns en mer mafisk komponent i berggrunden på större djup och med en annan utsträckning jämfört med det metasedimentära stråket vid markytan.

Vid sulfidmineraliseringen Nymyran genomfördes markmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI). Resultaten från dessa mätningar visas i figur 94 där även läget för den sulfidmineraliseringen finns markerad längs dessa profiler. Från magnetfältsmätningen syns, från sydsydväst till nordnordost, en i huvudsak ökande magnetisk fältstyrka ända fram till läget för mineraliseringen. Vid denna sker en abrupt minskning i fältstyrkan som motsvarar en kontakt-anomali. Det här tyder på att strukturen som ger upphov till den högmagnetiska anomalin stupar åt sydsydväst. Inversionsmodellen av VLF-data längs samma profil ger en bild av en konduktiv struktur som stupar cirka 35 grader åt sydsydväst, alltså i paritet med vad som kan tolkas från magnetfältsmätningen. Nymyrans sulfidmineralisering befinner sig där denna konduktiva struktur når markytan.

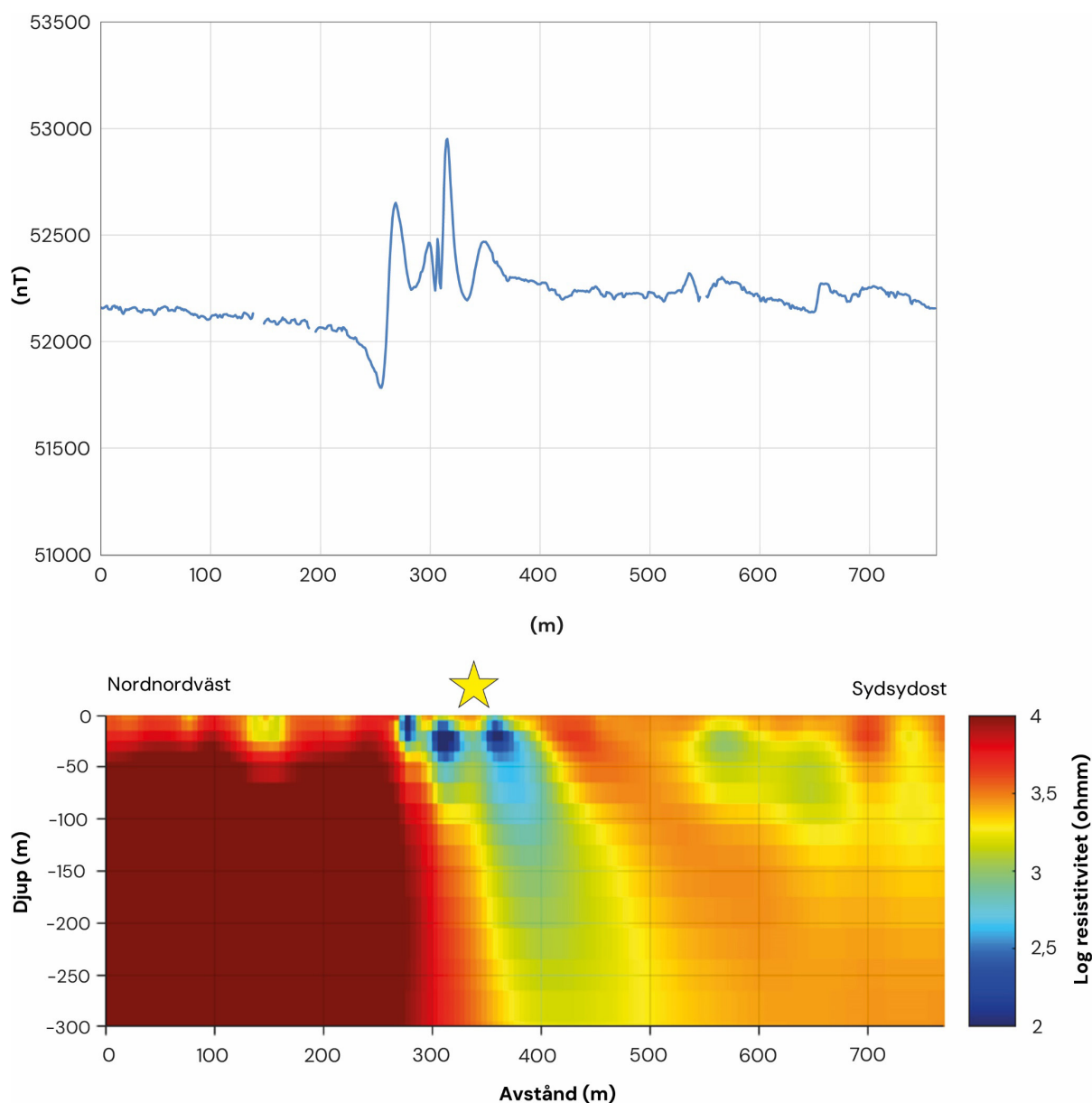


Figur 93. Karta över det residuala tyngdkraftsfältet vid sulfidmineraliseringarna Nymyran (N) och Felberget (F). Även platsen Döveln (D) är markerad i kartan. De residuala anomalierna framhäver den mer ytnära massfördelningen i marken. De svarta punkterna representerar lägen för tyngdkraftsmätningar. Den gula stjärnan visar läget för observationen JJR221018.



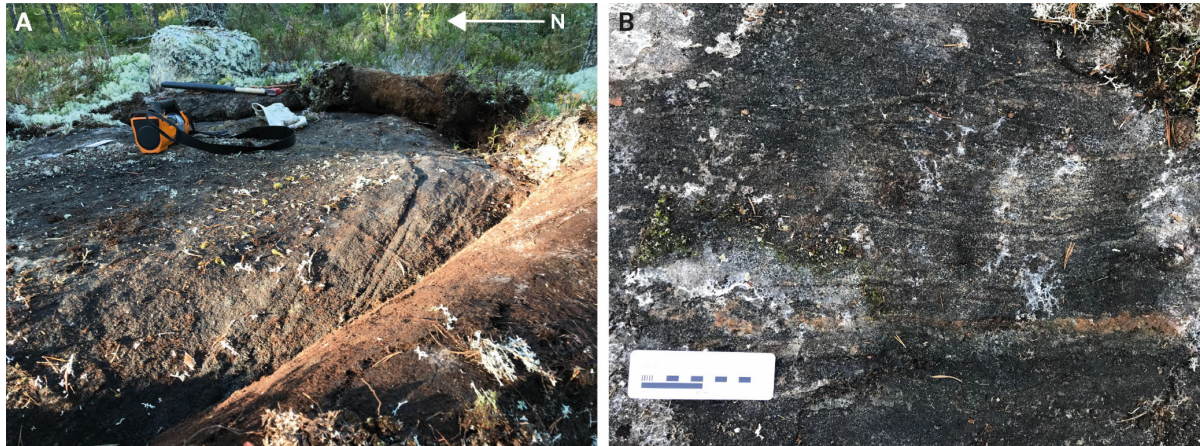
Figur 94. Resultat från markprofilmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI) vid Nymyran (fig. 17 och 18). Den övre bilden visar resultat från mätning av magnetiskt totalfält medan den nedre tvärprofilen visar markens resistivitet ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den röda triangeln längs den nedre tvärprofilen representerar läget för sulfidmineraliseringen Nymyran.

Döveln är beläget längs vägen mellan Ramsjö och Enåsens guld-koppargruva. Vid Döveln genomfördes markmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI) längs samma profilutsträckning. Resultaten från dessa mätningar visas i figur 95 där även läget för observationen JJR221018 finns markerad längs dessa profiler. Från magnetfältsmätningen syns relativt små variationer i de mer perifera delarna av mätprofilen. Dock syns relativt stora anomalier i de centrala delarna med en tydlig kontaktanomali i den nordnordvästra delen av det centrala området i mätprofilen. Inversionsmodellen av VLF-data längs samma profil ger en bild av en lågresistiv struktur i mitten av mätprofilen som till stora delar sammanfaller med de kraftigaste variationerna i den magnetiska fältstyrkan. Den här lågresistiva strukturen stupar ungefär 75 grader åt sydsydost.



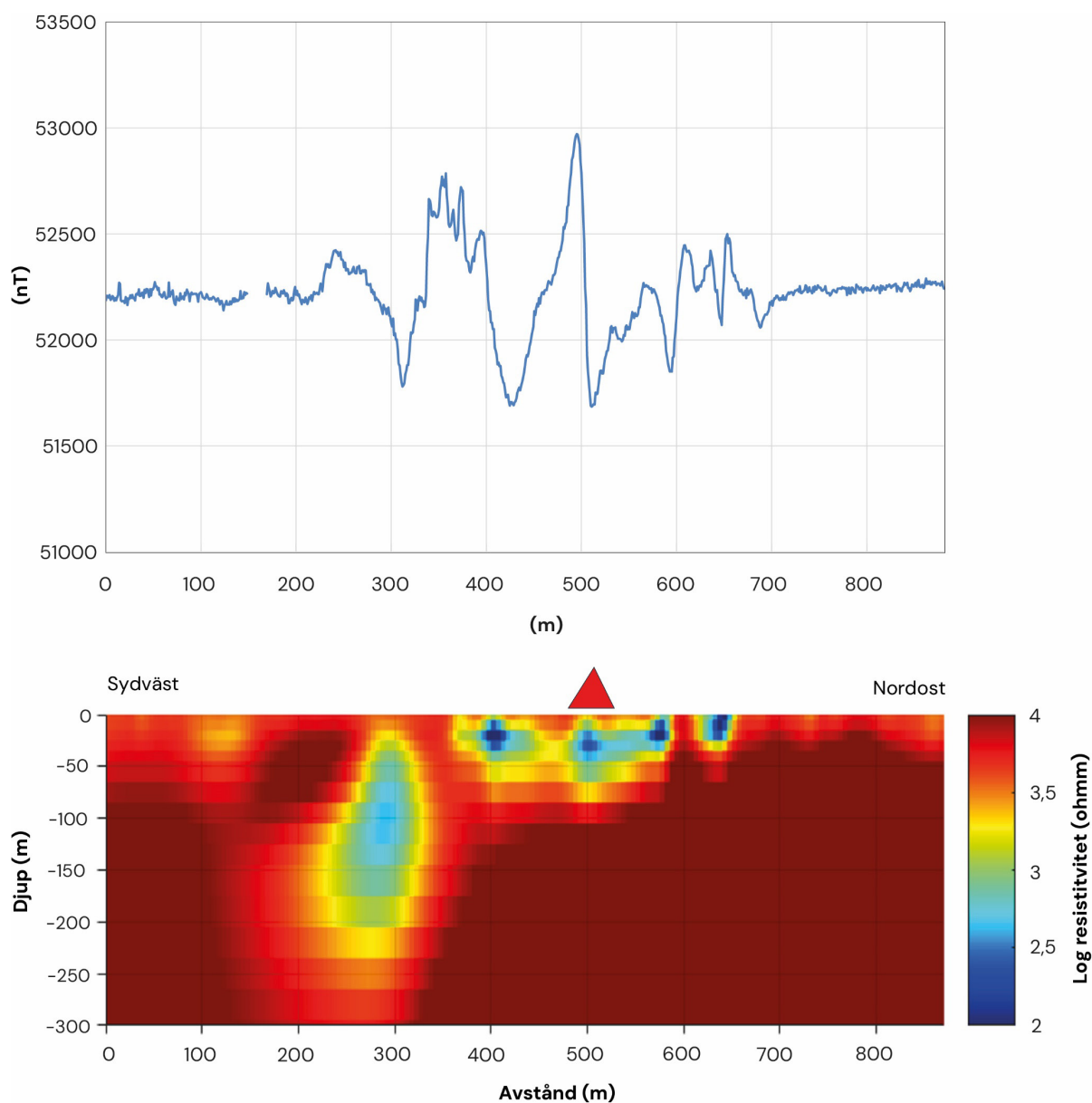
Figur 95. Resultat från markprofilmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI) vid Döveln (fig. 91 och 92). Den övre bilden visar resultat från mätning av magnetiskt totalfält medan den nedre tvärprofilen visar markens resistivitet ner till 300 m under markytan. Profilutsträckningen mellan de båda är identisk. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den gula stjärnan längs den nedre tvärprofilen representerar läget för observationen JJR221018.

Utifrån resultaten i figur 95 gjordes ansatsen att försöka spåra och förklara de anomalier som är synliga i de centrala delarna av mätprofilerna vid Döveln. Ungefär 50 m öster om mätprofilerna gjordes observationen JJR221018 på hälltytor med både metasedimentär (migmatitisk) sammansättning samt en mafisk komponent. Migmatiten uppvisar strukturer som indikerar en sydsydostlig stupning på 55 grader (fig. 96). Ett petrofysikprov togs från den mer mafiska delen av lokalen som uppvisade densiteten $3\,114\text{ kg/m}^3$, den magnetiska susceptibiliteten $103 \times 10^{-5}\text{ SI}$ och den naturliga remanenta magnetiseringen 15 mA/m . Det resulterande Q-värdet är 0,4. Vidare så genomfördes åtta mätningar av den magnetiska susceptibiliteten på hälltyorna och värdena var inom intervallet $68\text{--}92 \times 10^{-5}\text{ SI}$. Det är alltså inte de observerade bergarterna i den lokalen som orsakar de magnetanomalier som syns i figur 95. Fler försök genomfördes i direkt anslutning till lokalen JJR221018 för att hitta fler hälltytor, dock utan framgång.



Figur 96. Metasedimentär bergart vid observationen JJR221018 (6899260/526539). **A.** Tydlig bandning hos den meta-sedimentära bergarten. Stupningsriktningen för bandningen är cirka 55 grader åt sydsydost. **B.** Bild på hållytan som visar bandningen i bergarten. Foto: Johan Jönberger.

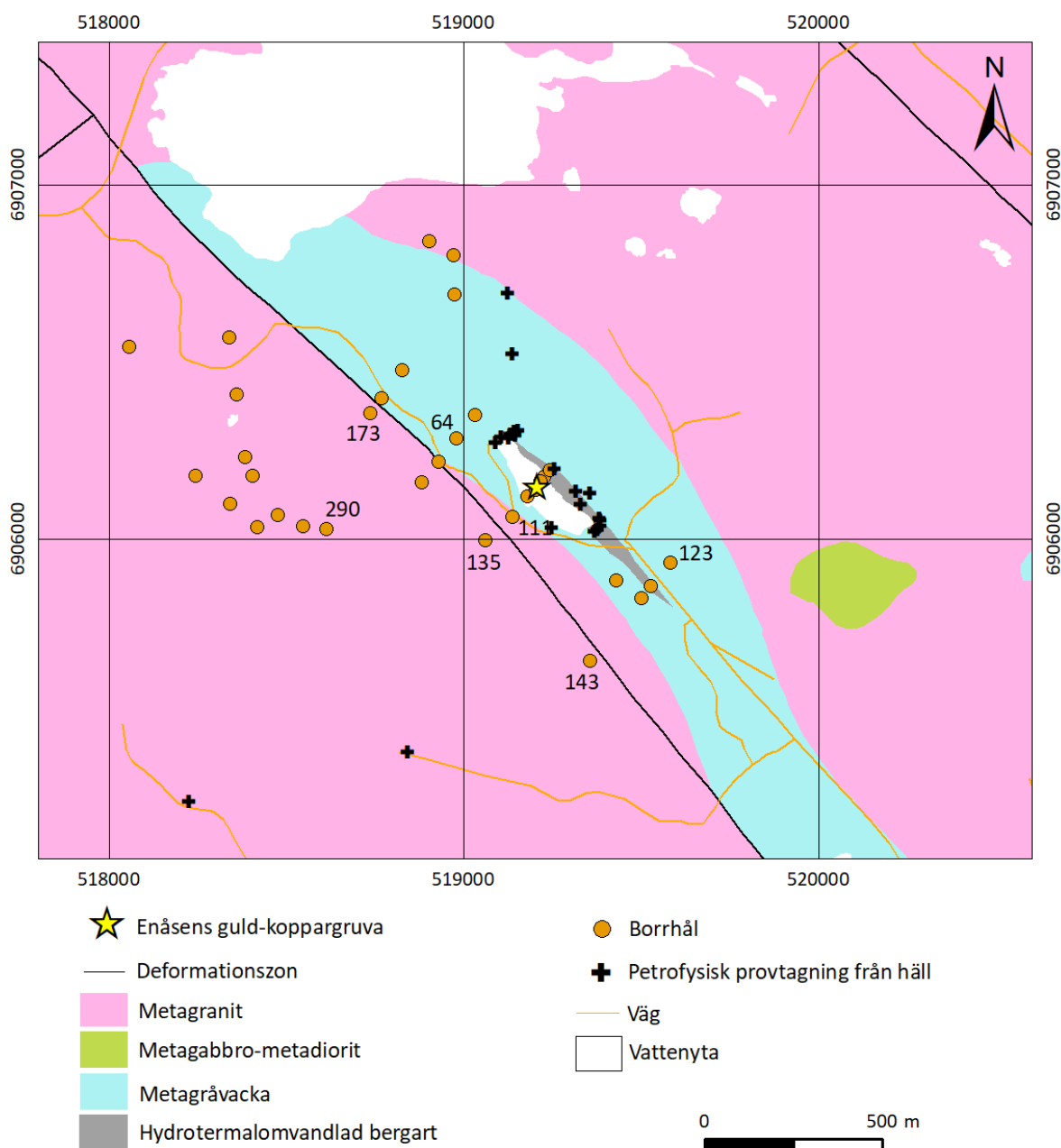
Vid Felberget genomfördes markmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI) längs samma profilutsträckning. Resultaten från dessa mätningar visas i figur 97 där även läget för sulfidmineraliseringen Felberget finns markerad längs dessa profiler. Från magnetfältsmätningen syns, i de perifera delarna av mätprofilen, relativt små anomalier medan det syns betydligt större anomalier i de centrala delarna. Flera av anomalierna från magnetfältsmätningen sammanfaller med lågresistiva zoner i den inversionsmodell som baseras på insamlade VLF-data längs samma profil (fig. 97). I den sydvästra delen av inversionsmodellen, ungefär vid avståndet 300 m, syns en lågresistiv zon på något större djup och med relativt brant sydvästlig stupning. Längre åt nordost, mellan avståndet 400–650 m, finns flera ytnära, lågresistiva zoner. Ett av dem, vid 500 m, sammanfaller väl med det angivna läget för sulfidmineraliseringen Felberget.



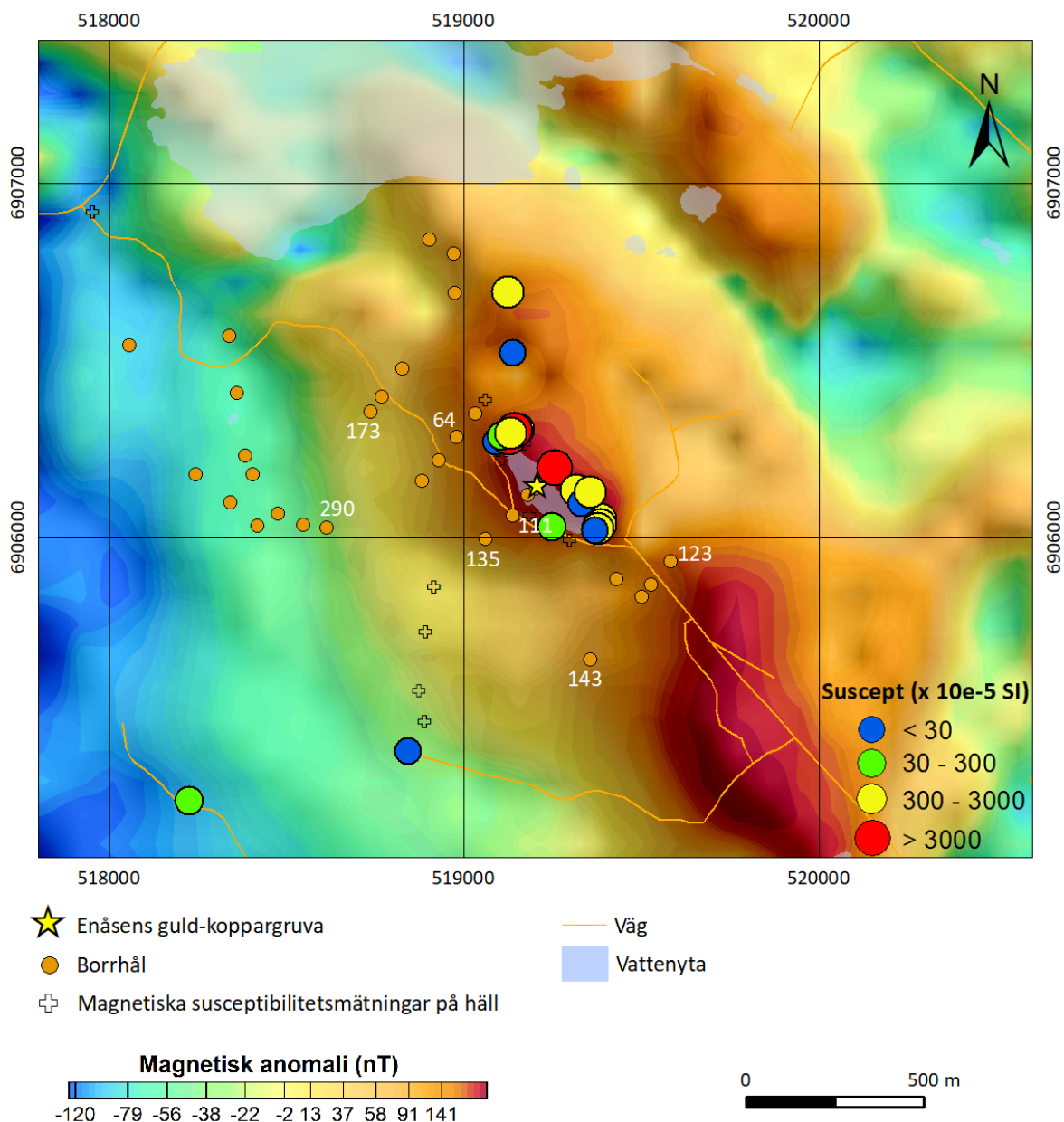
Figur 97. Resultat från markprofilmätningar med magnetometer och VLF-instrument (WADI) vid Felberget (fig. 91 och 92). Den övre bilden visar resultat från mätning av magnetiskt totalfält medan den nedre tvärprofilen visar markens resistivitet ner till 300 m under markytan. Profilutsträckningen mellan de båda är identisk. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den röda triangeln längs den nedre tvärprofilen representerar läget för sulfidmineraliseringen Felberget.

Enåsens guld-koppargruva

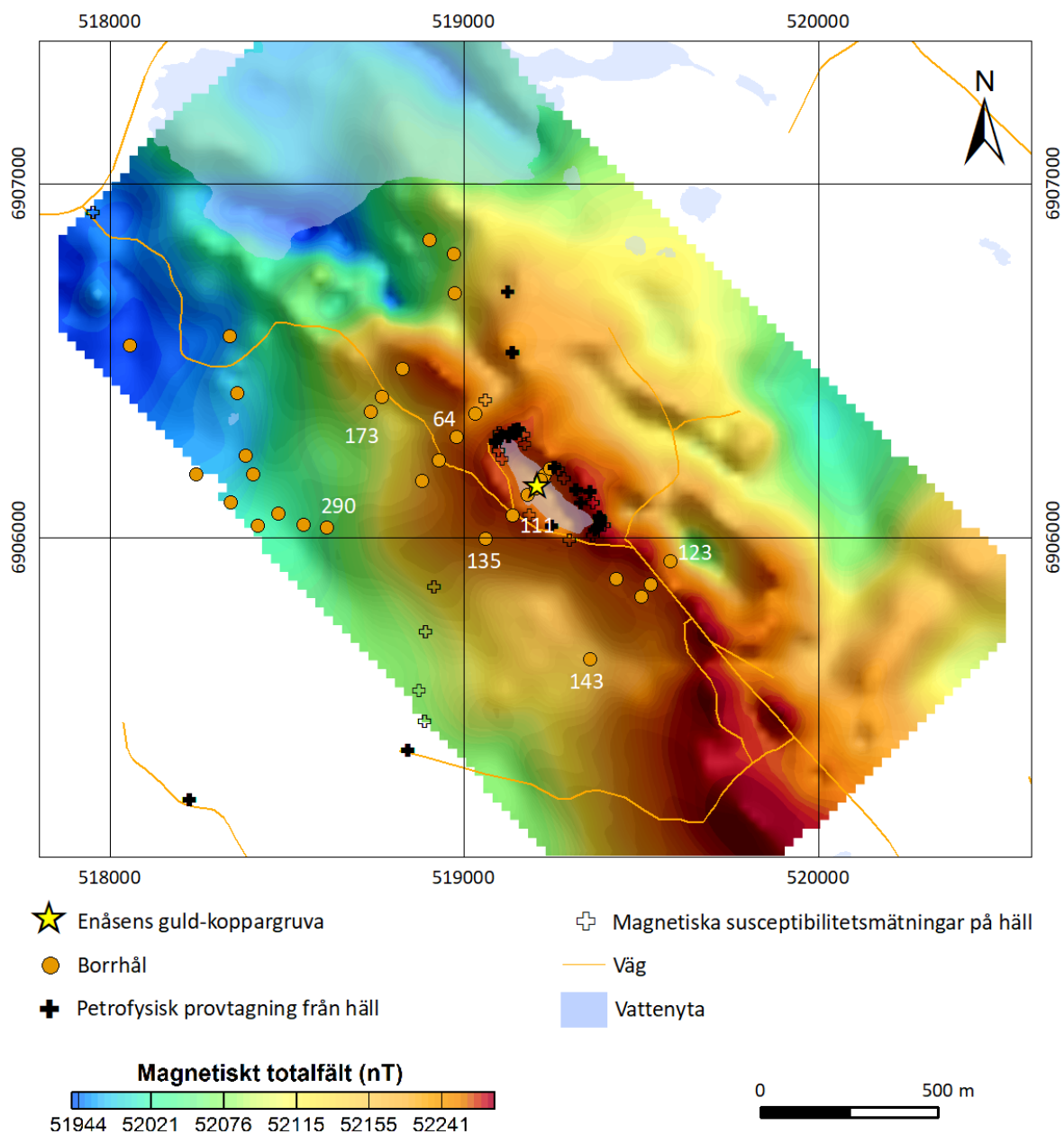
Vid Enåsens guld-koppargruva finns ett stråk med metasedimentär och sannolikt i varierande grad metavulkanisk berggrund (fig. 98) som framträder i magnetfältdata som en huvudsakligen högmagnetisk anomali (fig. 99 och 100). Det föranledde markmätningar av magnetfältet längs mätprofiler för att uppnå en ännu högre detaljeringsgrad av magnetfältet (fig. 101). Under de prospekteringsaktiviteter som Boliden Mineral AB genomförde under 1980-talet genomfördes ett antal borrhningar i området. Kärnorna från dessa borrhningar finns idag i SGU:s borrhkärnarkiv i Malå och deras lägen på markytan finns angivna i figur 98–103. Vissa av dessa kärnors petrofysiska egenskaper har blivit undersökta inom det här projektet. ID-numren för de undersökta borrhkärnorna finns angivna i figur 98–103 och resultaten från dessa undersökningar redovisas i tabell 7–14.



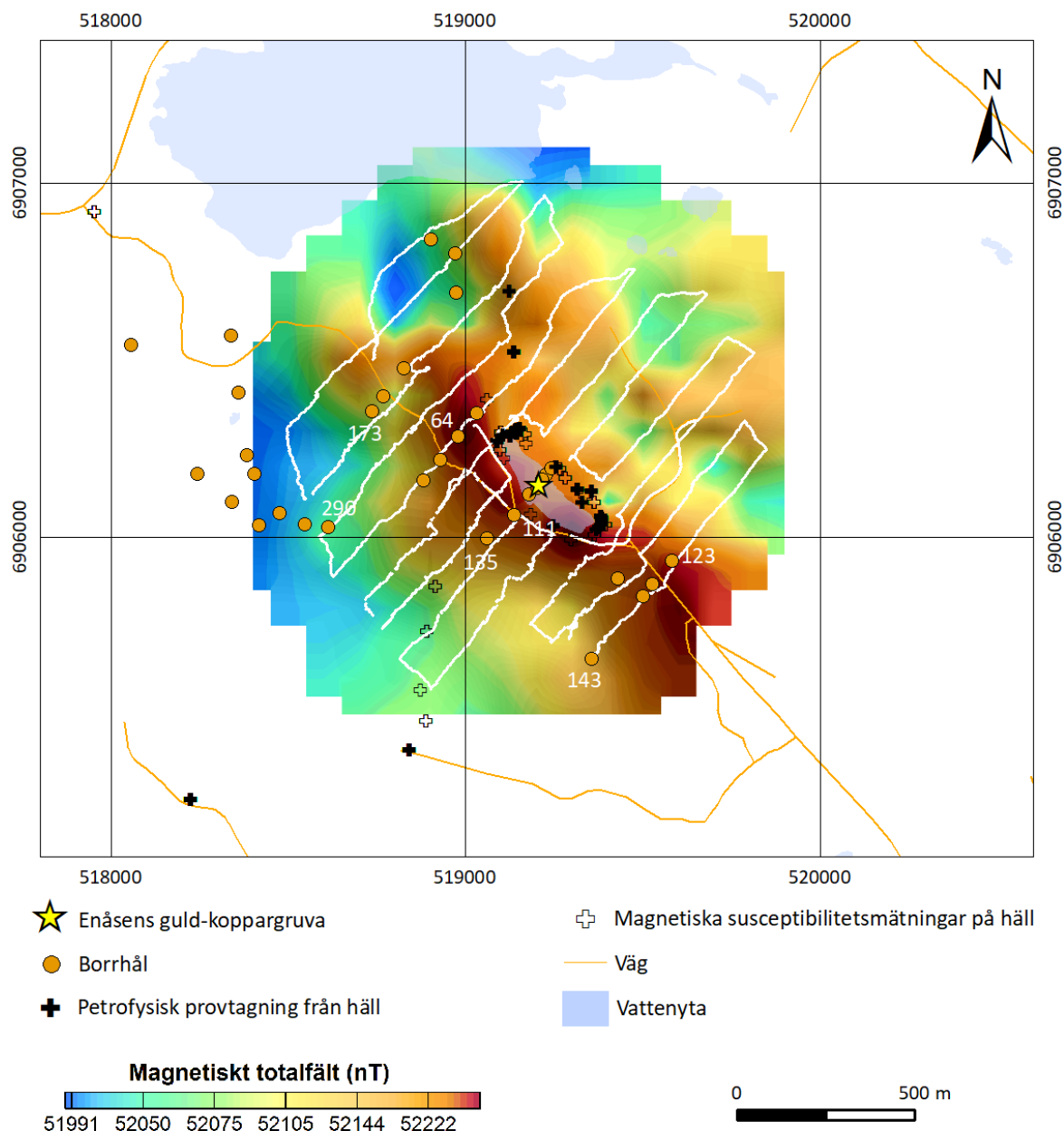
Figur 98. Förenklad berggrundskarta över området vid Enåsens guld-koppargruva (SGU 2021b). De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borrhkärnor vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).



Figur 99. Karta över magnetfältsanomalierna vid Enåsens guld-koppargruva tillsammans med den magnetiska susceptibiliteten från analyserade petrofysikprov insamlade från berghällar i området. Magnetfältsdata är baserat på flygburna mätningar och har filterats för att framhäva mera ytnära källor till anomalierna. De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borkärnor vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).



Figur 100. Karta över det magnetiska totalfältet vid Enåsens guld-koppargruva. Magnetfältsinformationen baseras på data som samlades in med drönare. De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borkärnor vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).



Figur 101. Karta över det magnetiska totalfältet vid Enåsens guld-koppargruva. Data är baserade på informationen från mätningar som gjordes med magnetometer längs markprofiler (vita linjer i kartan) under 2021. De angivna ID-numren för borrhålerna representerar de borrkärnor vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).

Den magnetiska susceptibiliteten för sju borrkärnor från området bestämdes på plats i SGU:s borrkärnearkiv i Malå. Lägena för dessa borrkärnor finns angivna i figur 98–103 och resultaten redovisas i tabell 7–13. Generellt kan nämnas att stora delar av borrkärnorna uppvisar relativt modesta susceptibilitetsnivåer med värden en bra bit under $1\,000 \times 10^{-5}$ SI. Dock finns det sektioner av de olika kärnorna som uppvisar betydligt högre susceptibilitetsvärden. Bergarterna med större utbredning i kärnorna som har den högsta susceptibiliteten är både mineraliserad och icke mineraliserad biotitgnejs och migmatit. Intressant att notera är att även den kalifältspatrika migmatiten som befinner sig ovanför silimatitkvartsiten genomgående uppvisar höga susceptibilitetsvärden. Det finns även mindre sektioner av kärnorna som har höga susceptibilitetsvärden, exempelvis en magnetkis-mineraliserad grön skarnassociation i borrkärna 111, och granatförande gnejs och metagabbro i borrkärna 143.

Från tre av borrhämnarna provtogs 22 sektioner för petrofysisk analys vad gäller densitet och magnetiska egenskaper. Utöver det så uppmättes resistiviteten för 17 av dessa sektioner (tabell 14). Resultaten från analyserna gör gällande att den naturliga remanenta magnetiseringen dominerar över den inducerade (Q-värde över 1). Det här gäller generellt för samtliga prov, även de med höga susceptibilitetsvärden. I synnerhet uppvisar de mineraliserade sektionerna det här mönstret, men även hos sektioner med icke mineraliserad berggrund dominerar magnetiseringen av den remanenta. Det är bara ett fåtal prov som har Q-värde under 1. En bergart med både hög remanent magnetisering, i samma riktning som det jordmagnetiska fältet, och hög magnetisk susceptibilitet framträder som en högmagnetisk anomali. Eftersom de metasedimentära bergarterna vid Enåsens guld-koppargruva framträder som en, i huvudsak, högmagnetisk anomali så är det sannolikt att de samverkande faktorerna av sulfidmineralförekomst, där magnetkis är ett av de mest frekvent förekommande sulfidmineralen vid Enåsen, tillsammans med den del av berggrunden som har hög magnetisering, inducerad och/eller remanent, sammantaget ger den höganomala magnetfältssignaturen. Tilläggas bör att ingen petrofysisk undersökning har gjorts för att utröna vilken riktning den remanenta magnetiseringen har i bergarterna. (fig. 98–101).

Tabell 7. Borrhämnarna 64 från Enåsens guld-koppargruva som har blivit uppmätt för magnetisk susceptibilitet. Borrhämnarnas läge visas i figur 98–101. Borrhämnarnas riktning i förhållande till norr samt stupning är 40 grader östlig respektive 60 grader.

Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
4–6	Granatgnejs, biotitskiktad	0
7–12	Granatgnejs	0
12–16	Amfibolitgnejs	<200
16–17	Granat-amfiboltskarn, mineraliserad (magnetkis)	200
18–19	Amfibol-biotitgnejs, även grafit	300
19–20	Grafit-biotitgnejs	400
20–23	Amfibol-biotitgnejs, även grafit	1 000
23–32	Gnejs, migmatitisk	<600
32–59	Amfibol-biotitgnejs, migmatitgnejs och metagranit	<100
59–63	Migmatitgnejs	<2 000
63–69	Metagranit	400
73–74	Sillimanitkvarst, mineraliserad (kopparkis)	100
74–75	Sillimanitkvarstisk gnejs, mineraliserad (magnetkis och kopparkis)	<1 500
75–78	Sillimanitkvarst	100

Tabell 8. Borrhämnarna 111 från Enåsens guld-koppargruva som har blivit uppmätt för magnetisk susceptibilitet. Borrhämnarnas läge visas i figur 98–101. Borrhämnarnas riktning i förhållande till norr samt stupning är 40 grader östlig respektive 60 grader.

Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
10–14	Granatförande migmatit	0
14–18	Granatförande biotitgnejs	20
18–25	Granatförande biotitgnejs	0
25–26	Granatförande migmatit	800
26–27	Grönskarn, mineraliserad (magnetkis)	8 000
27–30	Biotitgnejs och kvarst	200
30–32	Biotitgnejs	0
32–35	Granatförande biotitgnejs	400
35–36	Granatförande biotitgnejs	600
36–40	Granatförande biotitgnejs	500

Tabell 8. Fortsättning.

Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
40–41	Granatförande biotitgnejs	2 000
41–47	Gnejs	400–700
47–50	Grönskarn	2 000
66–69	Biotitgnejs och kvartsit	2 000
70–88	Granatförande biotitgnejs och aplit	0
88–89	Biotitgnejs	4 000
90–92	Biotitgnejs	200

Tabell 9. Borrkärna 123 från Enåsens guld-koppargruva som har blivit uppmätt för magnetisk susceptibilitet. Borrkärnans läge visas i figur 98–101. Borrkärnans riktning i förhållande till norr samt stupning är 40 grader östlig respektive 60 grader.

Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
11–12	Kvartsit, mineraliserad (magnetkis och kopparkis)	500
12–14	Biotitgnejs, mineraliserad (magnetkis och kopparkis)	500–2 000
14–15	Biotitgnejs	200–300
15–15	Metamafisk gång	0
15–17	Biotitgnejs, mineraliserad (magnetkis)	200
17–20	Migmatit, mineraliserad (magnetkis och kopparkis)	400
20–21	Biotitgnejs, mineraliserad (magnetkis)	400
21–23	Biotitgnejs, mineraliserad (magnetkis)	<8 000

Tabell 10. Borrkärna 135 från Enåsens guld-koppargruva som har blivit uppmätt för magnetisk susceptibilitet. Borrkärnans läge visas i figur 98–101. Borrkärnans riktning i förhållande till norr samt stupning är 40 grader östlig respektive 70 grader.

Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
174–184	Migmatit	<30 000

Tabell 11. Borrkärna 143 från Enåsens guld-koppargruva som har blivit uppmätt för magnetisk susceptibilitet. Borrkärnans läge visas i figur 98–101. Borrkärnans riktning i förhållande till norr samt stupning är 40 grader östlig respektive 70 grader.

Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
85–108	Granatförande migmatit	200–300
108–111	Migmatit	0
111–112	Kalcit, mineraliserad (pyrit)	<100
112–121	Migmatit	200–400
122–135	Granatförande migmatit	<100
135–151	Gnejs	<100
151–157	Granatförande migmatit	<100
157–177	Aplitisk metagranit	200–400
177–179	Migmatit	200–400
179–180	Aplitisk metagranit	200–400
180–183	K-fältspatrik migmatit	4 000–5 500
183–184	Biotitgnejs, mineraliserad (kopparkis)	200–600
184–186	Sillimanitkvartsit	200–800
186–187	Sillimanitkvartsit	<200
187–188	Migmatit, mineraliserad (magnetkis och kopparkis)	2 000–5 000

Tabell 11. Fortsättning.

Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
188–190	Migmatit, mineraliserad (kopparkis)	1 000–7 000
190–193	Biotitgnejs	<3 000
193–199	Granatförande gnejs	2 000–5 000
219–220	Metamafit	200–400
220–223	K-fältspatrik migmatit	200–400
223–235	Gnejs	<2 000
235–244	Metagabbro	<2 000
244–250	Gnejs	<6 000
250–261	Metagabbro	<300
276–289	Migmatit	<2 000

Tabell 12. Borrkärna 173 från Enåsens guld-koppargruva som har blivit uppmätt för magnetisk susceptibilitet. Borrkärnans läge visas i figur 98–101. Borrkärnans riktning i förhållande till norr samt stupning är 40 grader ostlig respektive 60 grader.

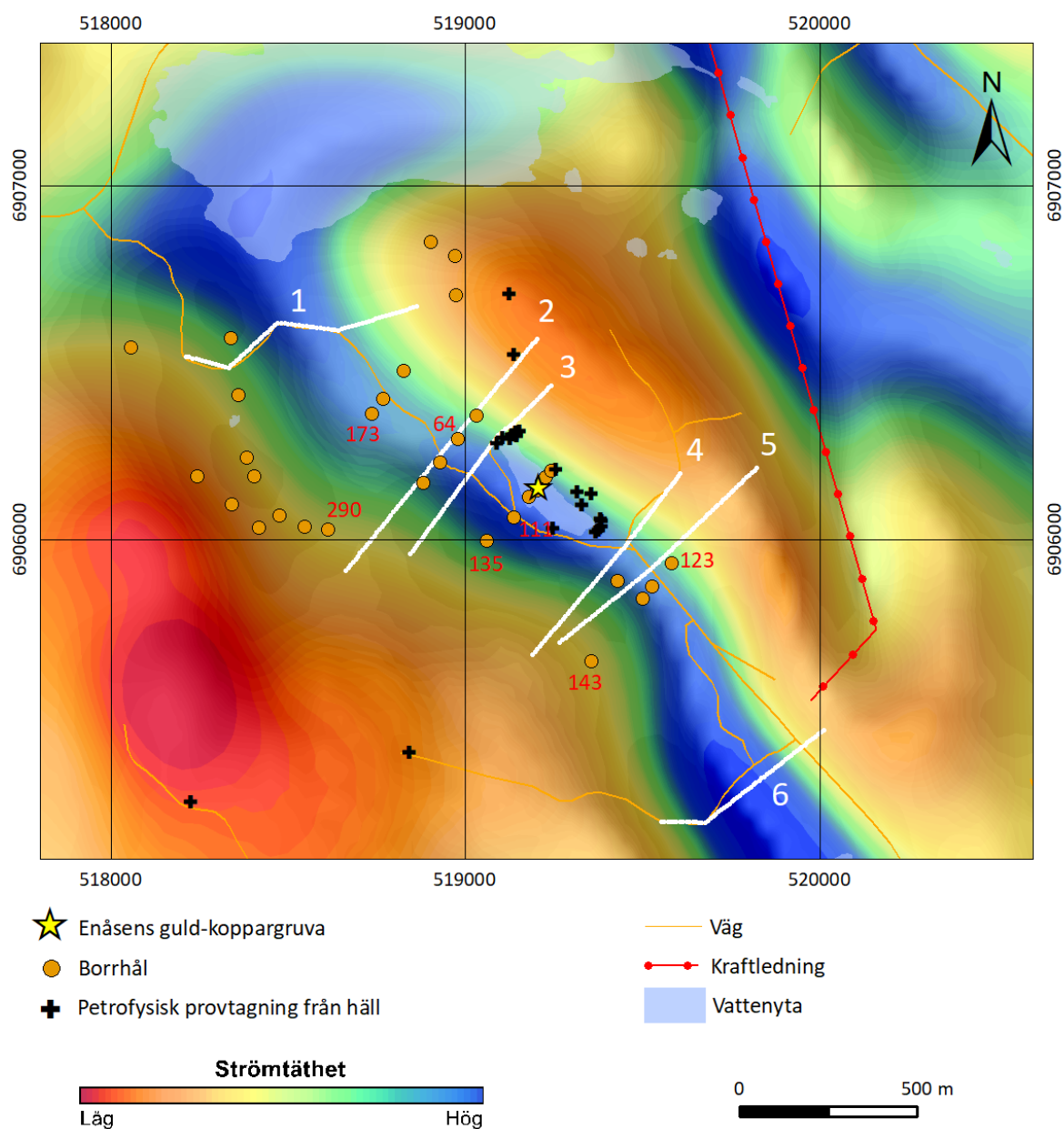
Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
13–25	Granatförande migmatit och metagranit	<100
25–71	Metamafisk gång, metagranit, migmatit och gnejs	<50
71–75	Granatförande migmatit	<400
75–88	Aplitisk metagranit	0
88–107	Granatförande migmatit och aplitisk metagranit	<100
107–111	Granatförande migmatit	0
111–116	K-fältspatrik migmatit	<3 000
116–120	Biotitgnejs	<3 500
120–122	Biotitgnejs, mineraliserad (kopparkis)	<100
122–124	Migmatit, mineraliserad (kopparkis)	<2 500
124–126	Migmatit, mineraliserad (kopparkis)	<400
126–128	Biotitgnejs, mineraliserad (magnetkis och kopparkis)	<400
128–157	Sillimitkvartsit, mineraliserad (kopparkis)	<200
157–159	Biotitgnejs	2 000–4 000
159–168	Migmatit, mineraliserad (magnetkis)	200–400

Tabell 13. Borrkärna 290 från Enåsens guld-koppargruva som har blivit uppmätt för magnetisk susceptibilitet. Borrkärnans läge visas i figur 98–101. Borrkärnans riktning i förhållande till norr samt stupning är 40 grader ostlig respektive 60 grader.

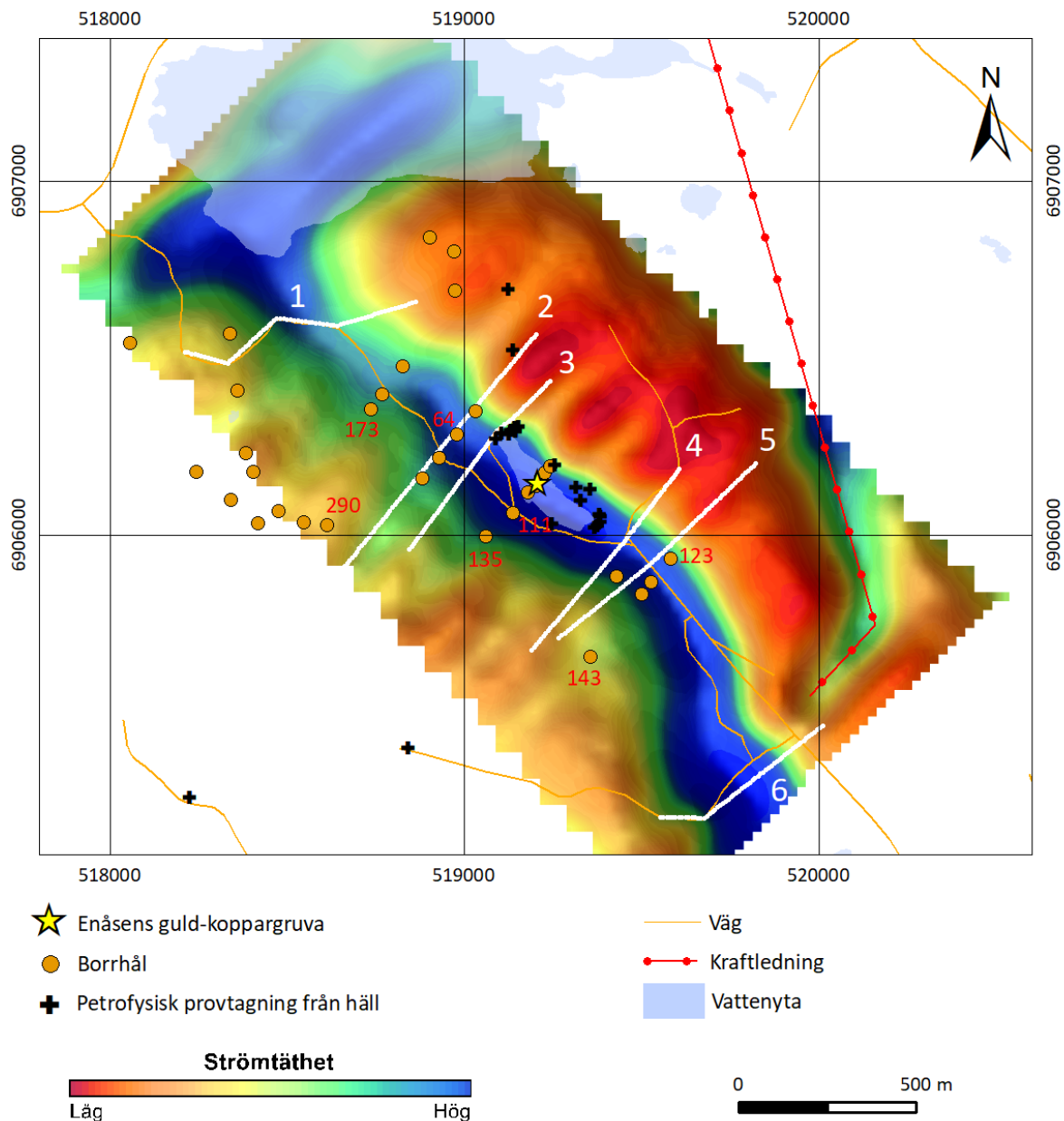
Sektion längs kärnan (meter från markytan)	Bergart	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)
137–155	Metagranit	<100
155–180	Migmatit	<100
180–206	Metamafit, migmatit och metagranit	<100

I de VLF-data som samlades in under både de flygburna mätningarna 2021 och den med drönare 2022 syns en elektriskt ledande zon som sammanfaller väl med utbredningen av de metasedimentära, till möjligen metavulkaniska, bergarterna. Den här anomalin föranledde markmätningar med WADI-instrument över strukturen för att bättre karakterisera dess geometri (fig. 102–109). De metasedimentära bergarterna innehåller olika sulfidmineral. Som nämnts i avsnitt *Mineraliseringar* så är kopparkis och magnetkis de mest frekvent förekommande sulfidmineralen vid Enåsens guld-koppargruva. Från borrhålsloggarna (tabell 7–13) kan noteras att sulfidmineral i huvudsak har observerats i eller i nära anslutning till sillimanitkvartsiten; dock finns undantag från detta.

Vidare är det också notabelt att grafit har påträffats längs flera sektioner av borrhärnan 64 (tabell 7). Det här sammantaget, samt i relation till både den uthålliga, lågresistiva strukturen längs den metasedimentära sekvensen och det förhöjda magnetfältet längs de metasedimentära bergarterna, indikerar att sulfidmineralen tillsammans med förekomsten av grafit ger upphov till den lågresistiva signaturen, medan förekomsten av magnetkis och de delar av de metasedimentära bergarterna med hög susceptibilitet bidrar till den relativt höganomala magnetfältssignaturen. En jämförelse med de geofysiska signaturer som de metasedimentära bergarterna mellan Nymyran och Felberget ger upphov till ligger nära till hands. De här bergarterna syns både som lågresistiva och högmagnetiska anomalier, på samma sätt som de gör vid Enåsens guld-koppargruva. Vid Nymyran och Felberget är det belagt sedan länge att de metasedimentära bergarterna både är sulfidförande (främst kopparkis och magnetkis) och att grafit förekommer (Wik m.fl. 2009; se också ovan i avsnitt *Mineraliseringar*).



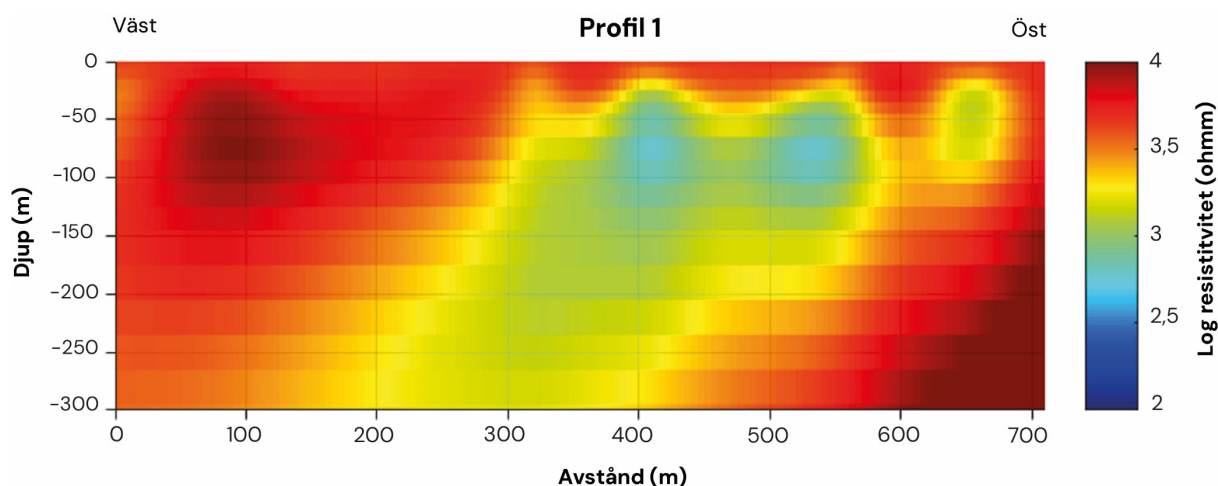
Figur 102. Karta över markens strömtäthet, beräknad från flygburna VLF-mätningar vid Enåsens guld-koppargruva. De numererade vita linjerna representerar mätprofiler längs vilka VLF-data samlades in på marken med WADI-instrument under 2021 och 2022. De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borrhärnor vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).



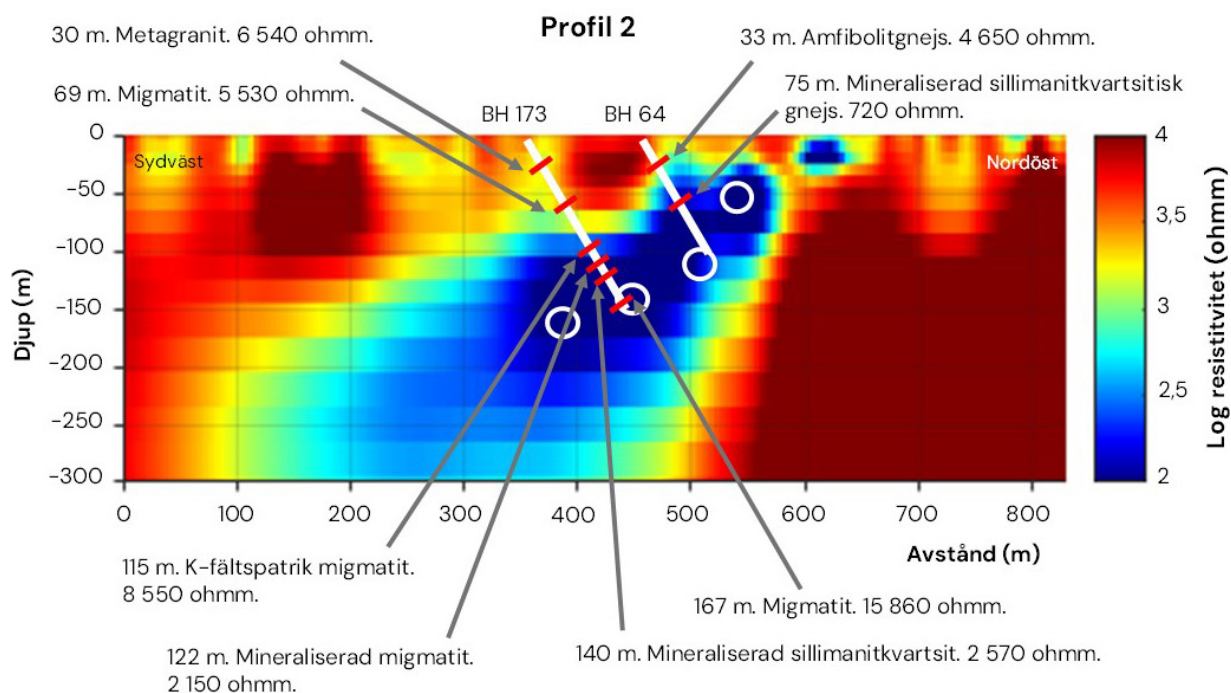
Figur 103. Karta över markens strömtäthet, beräknad från VLF-data insamlade med drönare vid Enåsens guld-koppargruva. De numrerade vita linjerna representerar mätprofiler längs vilka VLF-data samlades in på marken med WADI-instrument under 2021 och 2022. De angivna ID-numren för borrhålerna representerar de borrkärnor vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).

I figurerna 104–109 finns en sammanställning av de VLF-mätningar som gjordes med WADI-instrument vid gruvan. I sammanställningen visas tvärprofiler över markens resistivitet som är framtagna genom inversion av VLF-data. De enskilda profilerna är numrerade som de presenteras i figur 102 och 103.

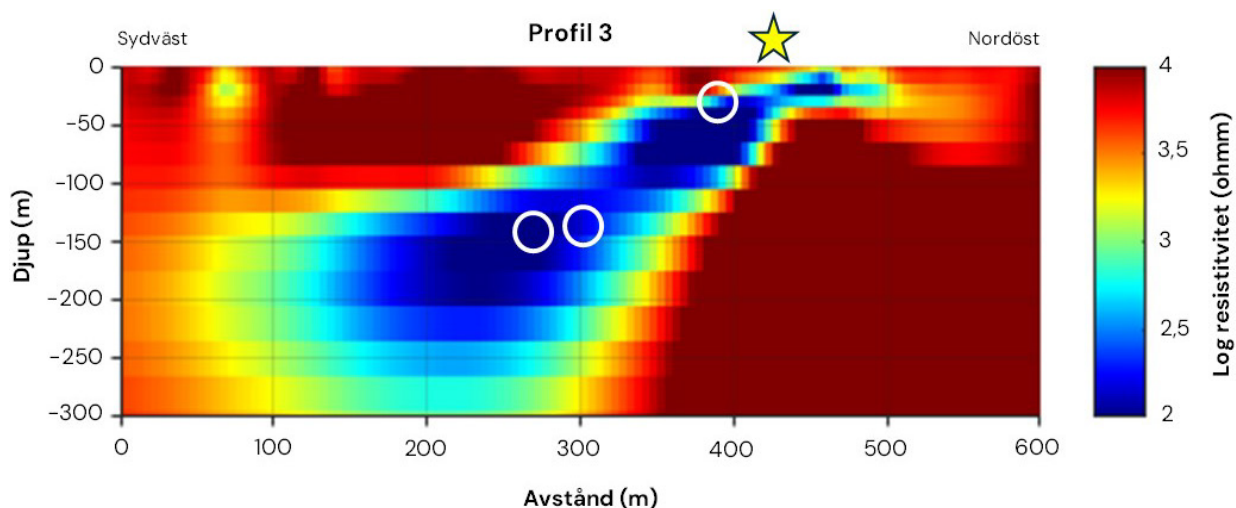
Profil 2 har en utsträckning som korsar borrhållet 64. Profil 2 och 5 befinner sig också relativt nära borrhålerna 173 respektive 143 (fig. 102 och 103). Från dessa borrkärnor har vissa sektioner blivit föremål för resistivitmätningar (tabell 14). De här sektionerna finns inlagda i modellerna över markens resistivitet längs dessa mätprofiler (fig. 105 och 108).



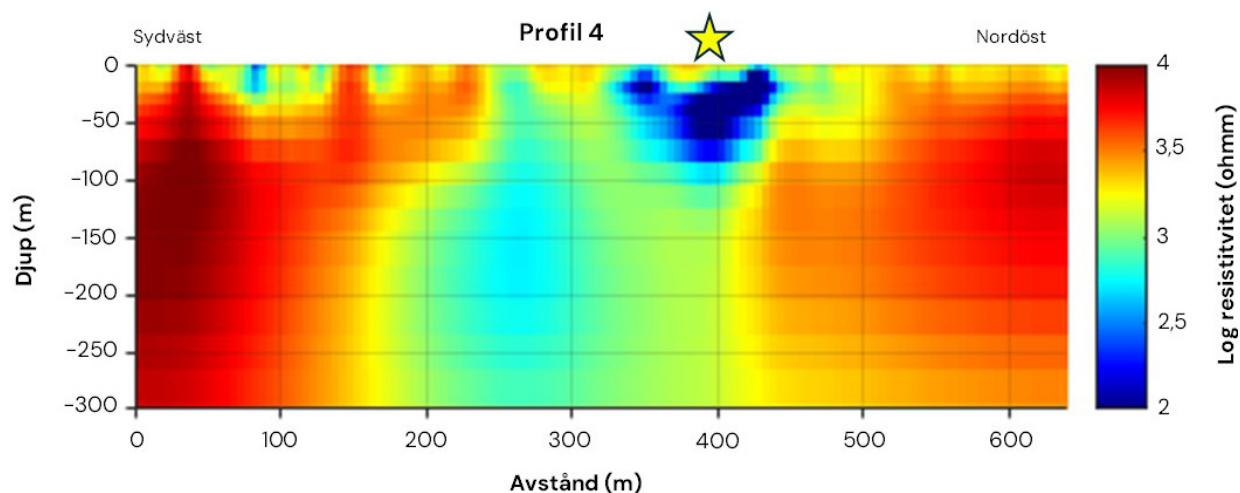
Figur 104. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) längs profil 1 i figur 102 och 103. Tvärprofilen visar resistiviteten i mark och berggrund ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data.



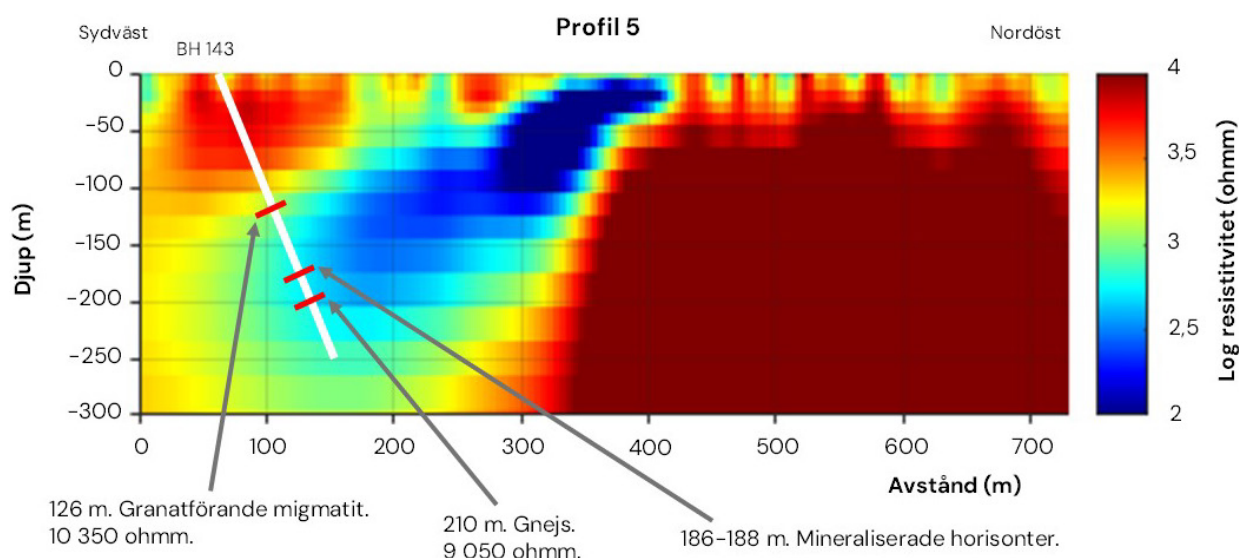
Figur 105. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) längs profil 2 i figur 102 och 103. Tvärprofilen visar resistiviteten ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Lägen och utsträckning för två borrhål (BH 64 och BH 173) nära profilen är markerad samt de sektioner av borrhämnarna vars resistivitet har analyserats. De vita cirkelarna i den lågresistiva zonen i modellen visar var underjordsrampen genomkorsar profilen. Observera att borrhålet med ID-numret 173 befinner sig cirka 220 m nordväst om mätprofilen (fig. 102 och 103).



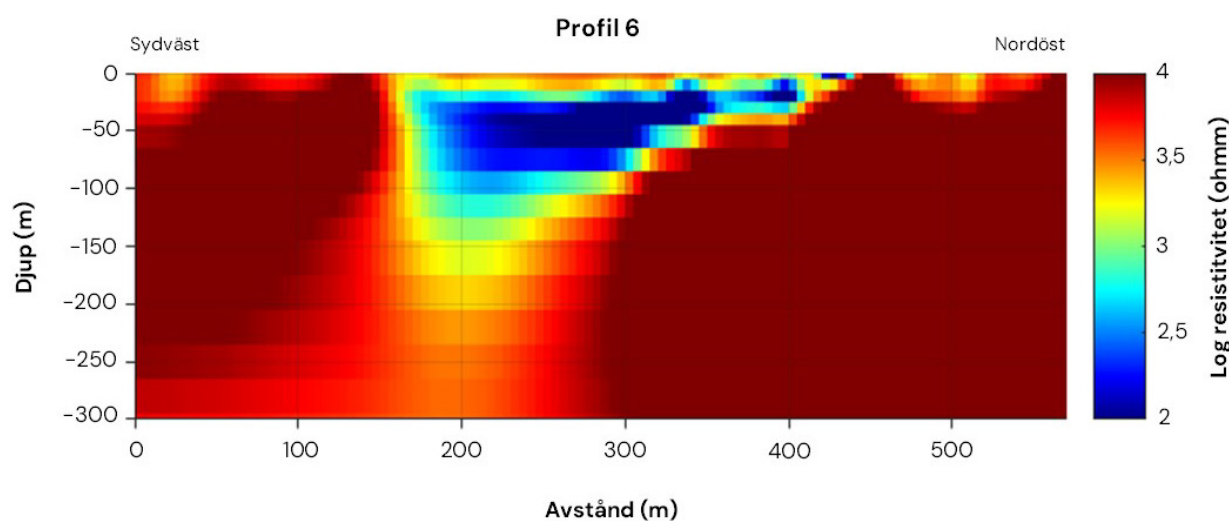
Figur 106. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) längs profil 3 i figur 102 och 103. Tvärprofilen visar resistiviteten ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den gula stjärnan längs profilen visar läget för dagbrottet vid Enåsens guld-koppargruva. De vita cirkelarna i modellen visar var underjordsrampen genomkorsar profilen.



Figur 107. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) längs profil 4 i figur 102 och 103. Tvärprofilen visar resistiviteten ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Den gula stjärnan längs profilen visar läget för dagbrottet vid Enåsens guld-koppargruva.



Figur 108. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) längs profil 5 i figur 102 och 103. Tvärprofilen visar resistiviteten ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data. Läget och utsträckningen för ett borrhål (BH 143) nära profilen är markerad samt de sektioner av borkärnan vars resistivitet har analyserats. Observera att borrhålet med ID-numret 143 befinner sig cirka 90 m sydost om mätprofilen (fig. 102 och 103). Korrelationen mellan de analyserade sektionerna av borkärnan i relation till resistivetsprofilen i figur 108 ska därför göras med viss försiktighet



Figur 109. Resultat från markprofilmätning med VLF-instrument (WADI) längs profil 6 i figur 102 och 103. Tvärprofilen visar resistiviteten ner till 300 m under markytan. Resistiviteten är beräknad genom inversion av insamlad VLF-data.

Från de markmätningar som har genomförts med WADI-instrument över de metasedimentära bergarterna vid Enåsen syns en lågresistiv zon i samtliga inversionsmodeller (fig. 104–109). Geometrin för den här lågresistiva zonen varierar en del mellan profilerna. Zonen är brantast längs profil 4, något mindre brant längs profil 1 och 6, medan den är flackare längs profil 2, 3 och 5. Genomgående för den lågresistiva zonen i profil 1, 2, 3, 5 och 6 är att zonen har en sydvästlig stupning. Det är också värt att notera att dataanpassningen efter avslutad inversion kontra mätvärdena är något sämre för profil 3 och 6 jämfört med övriga inversionsmodeller. Vidare bör man ha i åtanke att osäkerheten i inversionsmodellerna ökar med djupet. Det här gäller i synnerhet djupare strukturer som överlagras av lågresistiva litologier.

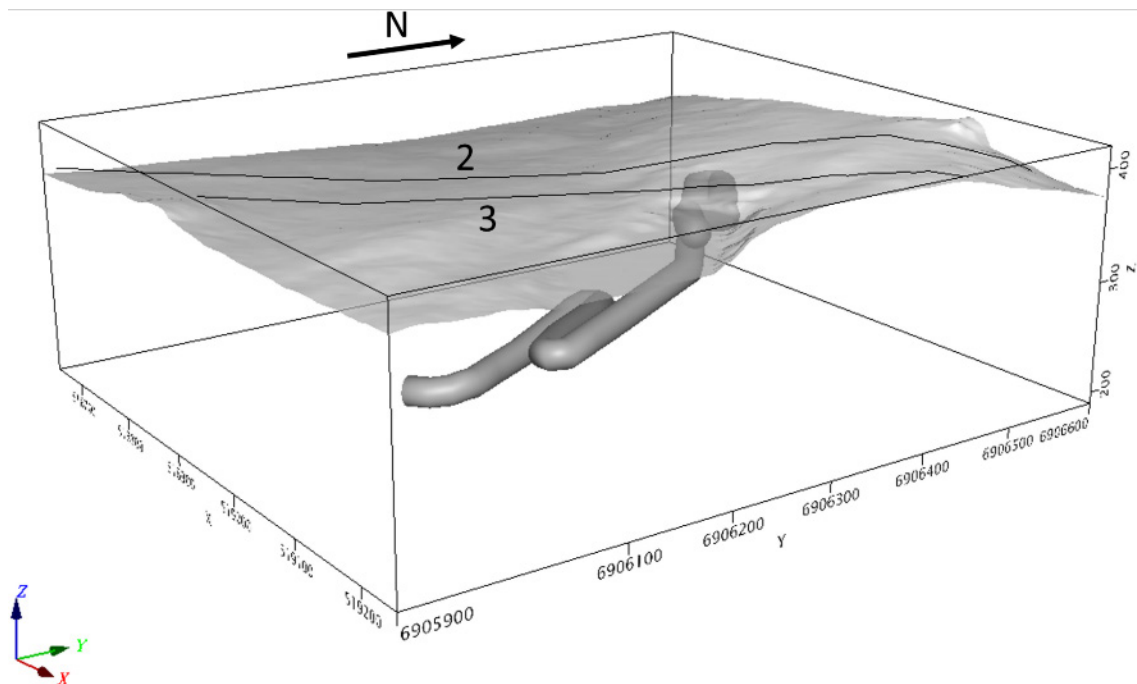
Enligt inversionsmodellerna för profil 1 och 6 har den lågresistiva zonen en stupning på cirka 65 respektive 70 grader mot sydväst, medan modellerna för profil 2, 3 och 5 indikerar att zonen genomgående har en sydvästlig stupning på cirka 40 grader. För profil 1 samt den djupare delen av profil 6 är det sannolikt så att den lågresistiva zonen utgörs av endast metasedimentära bergarter.

Vissa utvalda sektioner från borrhämnarna i tabell 7–13 togs med till SGU:s laboratorium för petrofysisk analys. De här resultaten finns redovisade i tabell 14. Anledningen till att just dessa borrhämnor och sektioner valdes ut beror på kärnornas relativt stora djupgående som gör det möjligt att samla in dataunderlag från så många bergartsled som möjligt under markytan vid gruvan. Den sammanställda statistiken för respektive bergart blir också bättre med fler analyserade prov både från markytan och under densamma. De resistivitetsmätningar som utfördes på flertalet av de här petrofysikproven visar en relativt stor variation både inom de olika bergarterna samt mellan olika bergarter (tabell 14).

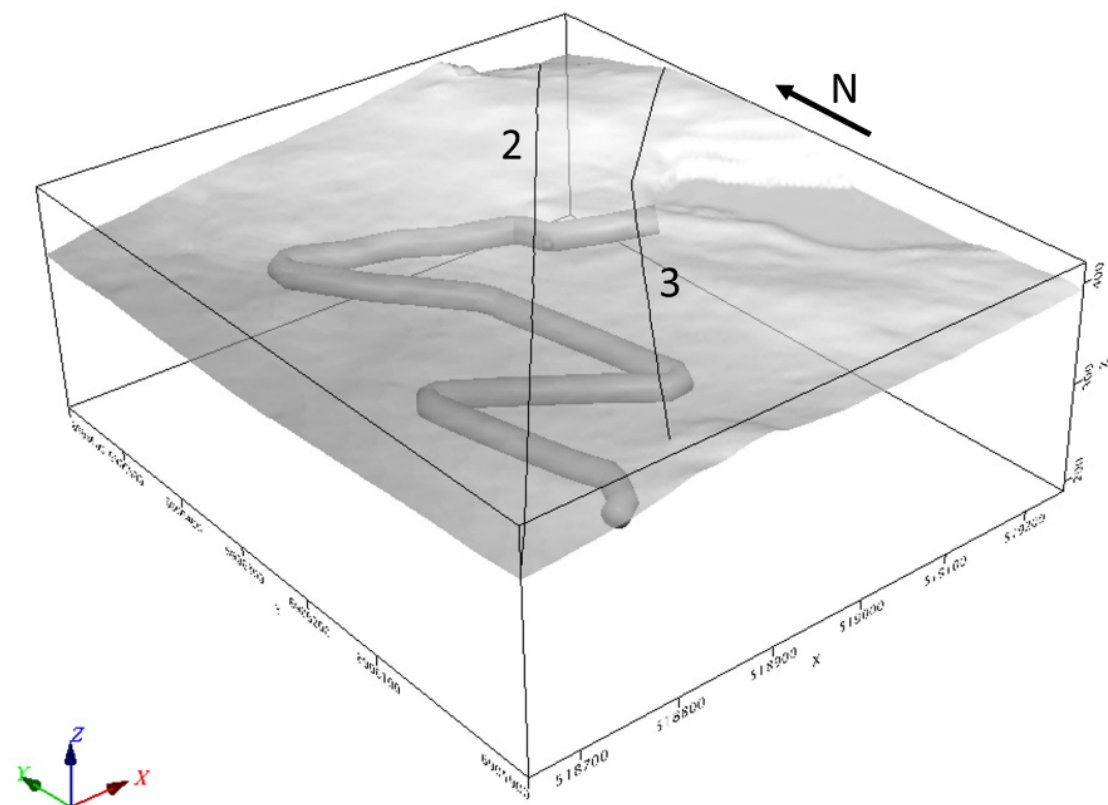
Från borrhålet 64 mättes resistiviteten på tre sektioner av borrhämnarna. Enligt de mätningarna uppvisade metagraniten den högsta resistiviteten, provet från amfibolitgnejsen hade en mer modest resistivitet, medan sektionen från den mineraliserade sillimanitkvartsiten hade den lägsta. Borrhålet 64 befinner sig precis längs utsträckningen av profil 2 (fig. 105). Sektionen med den lågresistiva, mineraliserade sillimanitkvartsiten är belägen i den lågresistiva zonen som syns från inversionen av VLF-data. Försättningen av borrhålet 64 befinner sig i den här lågresistiva zonen, dock provtogs inte djupare sektioner av kärnan för petrofysisk analys.

Från borrhålet 173 bestämdes resistiviteten på nio sektioner av borrhämnarna (tabell 14). Resultaten visar en relativt stor spridning för den metasedimentära sekvensen. De lägsta resistivitetsvärdena uppmättes på mineraliserade sektioner av migmatit, sillimanitkvartsit och biotitgnejs. Sedan följer icke mineraliserade sektioner av biotitgnejs, migmatit, metagranit och kalifältpatrik migmatit. Intressant att notera är att de högsta resistivitetsvärdena uppmättes på prov från biotitgnejs respektive migmatit. Borrhålet 173 befinner sig cirka 220 m nordväst om utsträckningen av profil 2 (fig. 105), trots det har utsträckningen för borrhålet lagts in i modellen för att göra en kvantitativ jämförelse mellan de sektioner av kärnan vars resistivitet har bestämts samt de anomalimönster som framträder i inversionsmodellen från VLF-data.

En viktig sak att ha i åtanke vid den här delen av gruvområdet är den infrastruktur som finns under marken i form av bland annat den ramp längs vilken malmen transporterades upp till markytan. Det var den här delen av gruvområdet som var föremål för brytningen under jord. Figur 110 och 111 visar hur rampen sträcker sig under markytan. I figurerna visas även utsträckningen av profil 2 och 3 tillsammans med topografin. Idag är tunnelsystemet vattenfyllt och eftersom vattnet sannolikt har låg resistivitet med anledning av den mängd elektriskt ledande mineral som har lösts upp så måste hänsyn tas till detta vid tolkning av profil 2 och 3. Sannolikt är det så att en stor del av den lågresistiva zonen som syns i dessa profiler beror på det lågresistiva vattnet i tunnelsystemet.



Figur 110. Underjordsrampen vid Enåsens guld-koppargruva tillsammans med utsträckningarna för profil 2 och 3 längs markytan. Utsträckningen av blocket är 700 m i nord-sydlig riktning och 600 m i öst-västlig. Höjden är cirka 230 m.



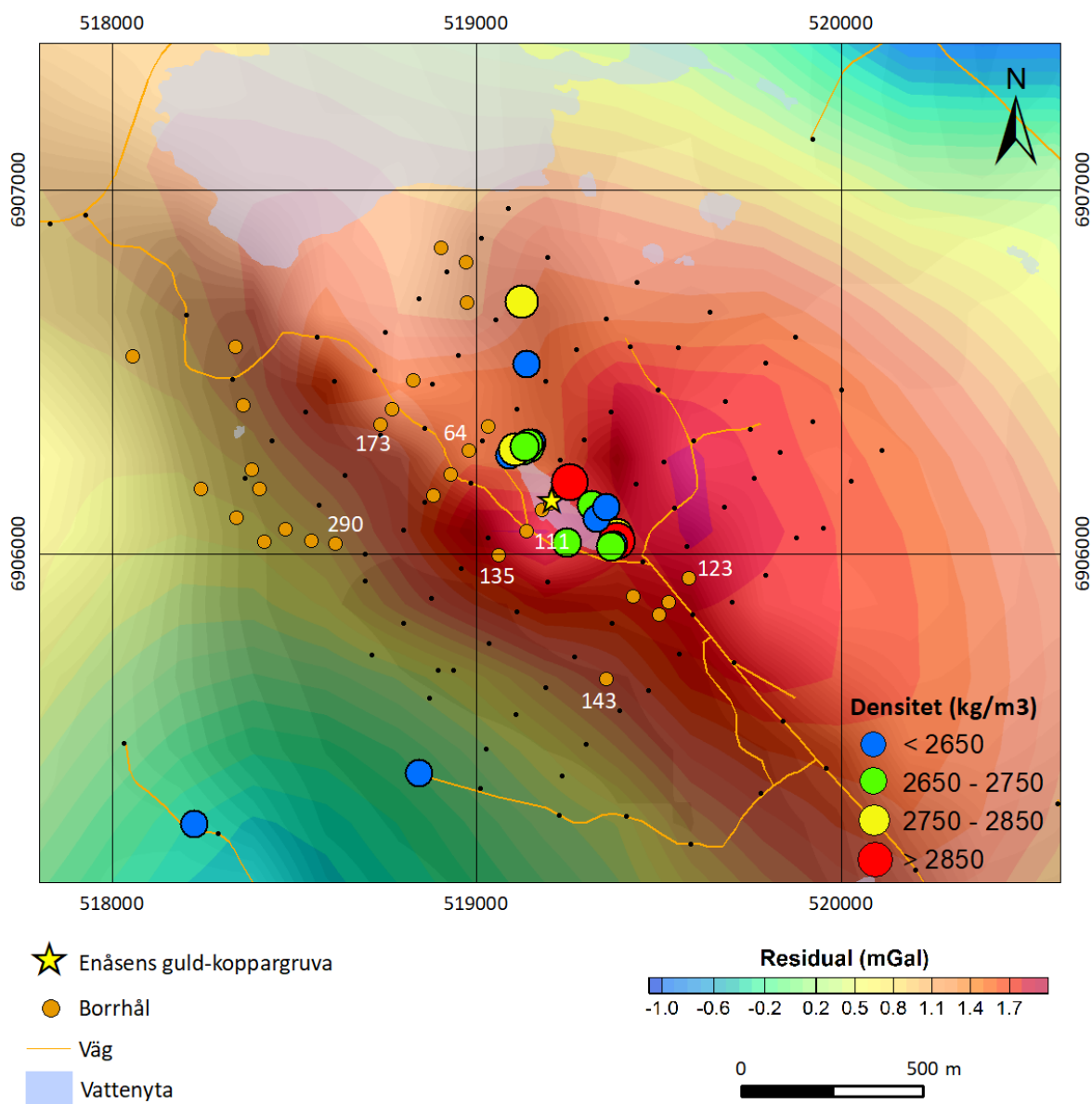
Figur 111. Underjordsrampen vid Enåsens guld-koppargruva tillsammans med utsträckningarna för profil 2 och 3 längs markytan. Utsträckningen av blocket är 700 m i nord-sydlig riktning och 600 m i öst-västlig. Höjden är cirka 230 m.

Från borrhålet 143 mättes resistiviteten på fem sektioner av borrhärnan. Resultaten från de mätningarna visar att resistiviteten är generellt hög för samtliga analyserade bergarter. Biotitgnejsen uppvisar här den högsta resistiviteten. Sedan följer både den granatförande respektive den kalifältspatrika migmatiten tillsammans med gnejs. Sillimanitkvartsiten uppvisar betydligt lägre resistivitet jämfört med de tidigare nämnda bergarterna. Intressant är att försök gjordes att mäta resistiviteten för en sektion av kopparkismineraliserad migmatit. Dock var den elektriska ledningsförmågan så hög i det provet att det inte gick att fastställa resistiviteten. Borrhålet 143 befinner sig relativt nära profil 5 och har därför markerats i figur 108. Det finns en förhållandevis god korrelation mellan den lågresistiva zonen i profil 5 och de sektioner av borrhärnan där de mineraliserade sektionerna är påvisade. Dock finns det flera saker som man måste ha i åtanke; vid det här djupet har osäkerheten ökat vad gäller resultatet från inversionen av VLF-data, borrhålet 143 är cirka 90 m från utsträckningen av VLF-profilen, samt att det är en relativt stor variation av bergarter på korta sträckor längs borrhärnan. Från profil 5 är det notabelt med geometrin hos den lågresistiva strukturen som liknar den från profil 2 och 3. Det är värt att påpeka att data från profil 5, till skillnad från profil 2 och 3, inte är påverkad av yttre störningsfaktorer från tidigare mänsklig aktivitet.

Tabell 14. Sektioner från borrhärnor kring Enåsens guld-koppargruva som har blivit föremål för petrofysisk provtagning och analys gällande deras densitet, magnetiska egenskaper och resistivitet. * = provets resistivitet kunde inte fastställas på grund av för hög elektrisk ledningsförmåga.

Borrhärna ID	Del av kärnan (meter från markytan)	Stuff ID	Bergart	Densitet (kg/m ³)	Magnetisk susceptibilitet ($\times 10^{-5}$ SI)	Q-värde	Resistivitet (ohmm)
64	33,2	JJR229001A	Amfibolitgnejs	2 767	26	8,8	4 650
64	48,3	JJR229002A	Metagranit	2 621	5	41,8	10 550
64	74,6	JJR229003A	Mineraliserad sillimanit-kvartsitisk gnejs	2 846	1 240	11,2	720
143	126,4	JJR229033A	Granat-förande migmatit	2 711	24	4,6	10 350
143	181,7	JJR229026A	K-fältspatrik migmatit	2 895	5 230	0,5	9 190
143	186,3	JJR229028A	Sillimanit-kvartsit	2 750	137	5,2	4 820
143	188,3	JJR229029A	Mineraliserad migmatit	3 265	6 490	88,2	Gick ej att mäta*
143	192,2	JJR229027A	Biotitgnejs	2 695	152	5,7	17 420
143	210,5	JJR229030A	Gnejs	2 847	209	2,7	9 050
143	238,0	JJR229031A	Metagabbro	3 051	61	3,0	Ingen mätning
143	253,7	JJR229032A	Metagabbro	3 015	81	3,3	Ingen mätning
173	30,4	JJR229007A	Metagranit	2 609	10	20,0	6 540
173	69,0	JJR229006A	Migmatit	2 691	19	12,3	5 530
173	115,0	JJR229008A	K-fältspatrik migmatit	2 746	1 020	0,3	8 550
173	117,0	JJR229009A	Biotitgnejs	2 760	3 050	0,5	5 030
173	122,2	JJR229011A	Mineraliserad migmatit	2 813	2 080	7,5	2 150
173	127,5	JJR229010A	Mineraliserad biotitgnejs	2 833	190	493,9	4 530
173	138,7	JJR229014A	Mineraliserad sillimanit-kvartsit	2 677	109	21,7	Ingen mätning
173	139,1	JJR229012A	Mineraliserad sillimanit-kvartsit	2 680	133	26,1	Ingen mätning
173	140,5	JJR229013A	Mineraliserad sillimanit-kvartsit	2 641	-0,6	-	2 570
173	158,9	JJR229015A	Biotitgnejs	2 726	3 410	1,4	9 900
173	167,2	JJR229016A	Migmatit	2 667	164	13,4	15 860

Informationen från de förtätade tyngdkraftsmätningarna vid Enåsens guld-koppargruva visar ett lokalt massöverskott i omgivningen (fig. 112). Det här massöverskottet härrör inte från de metasedimentära bergarterna, i stället är det centrerat kring gruvan och når sitt maximum strax öster därom. Det förekommer metagabbro både vid markytan och i vissa sektioner av borrhämlarna så det är sannolikt att den här förhöjningen i tyngdkraftsfältet beror på förekomsten av denna bergart på större djup.

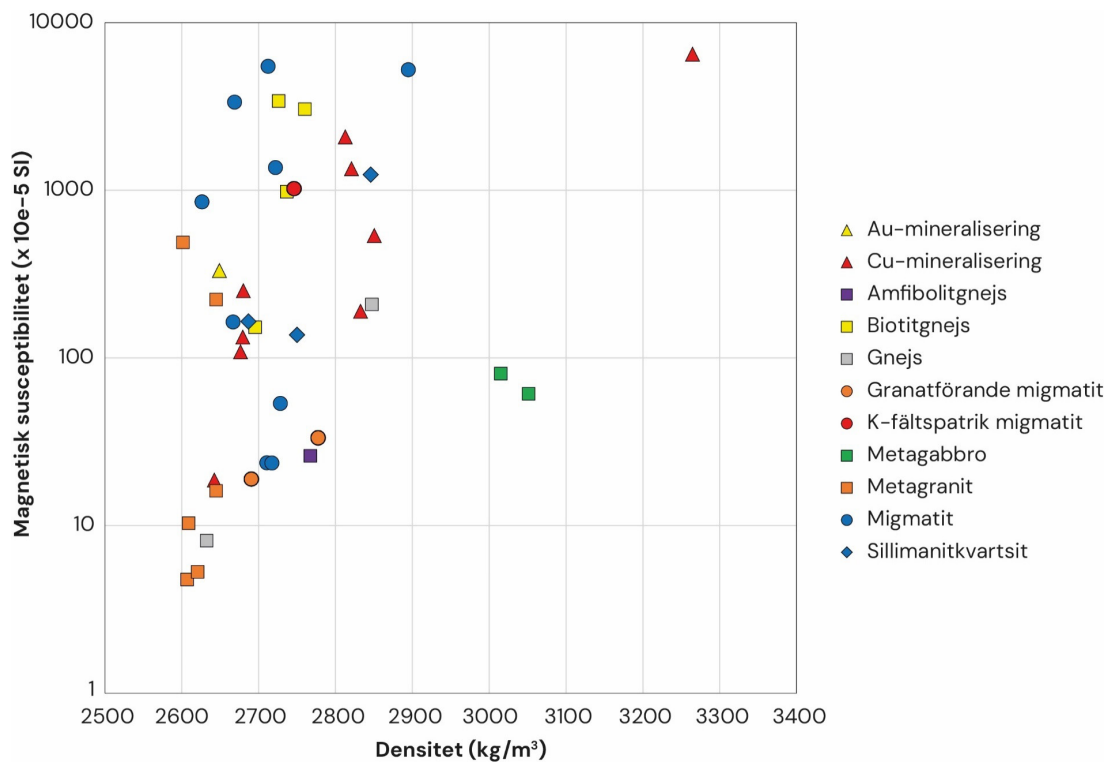


Figur 112. Karta över det residuala tyngdkraftsfältet vid Enåsens guld-koppargruva tillsammans med densiteten från analyserade petrofysikprov insamlade från berghällar i området. De residuala anomalierna framhäver den mer yt nära massfördelningen. De svarta punkterna representerar lägen för tyngdkraftsmätningar. De angivna ID numren för borrhålen representerar de borrhämlar vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).

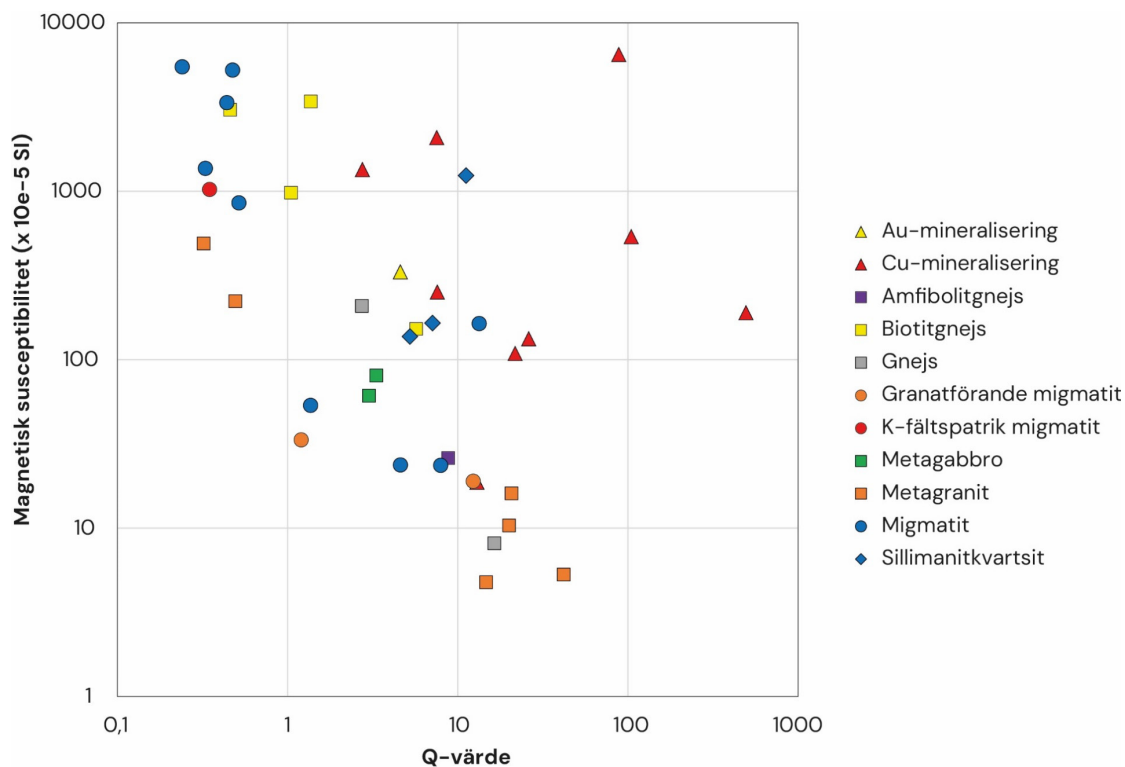
Samtliga analyserade petrofysikprov från det gruvnära området vid Enåsen, motsvarande det geografiska området i figur 98–103 och 112, har sammanställts i tabell 15 och figur 113 och 114. Proverna kommer från både tidigare karteringsinsatser samt de som ägde rum under 2021 och 2022. Vidare så inkluderar sammanställningen även de sektioner av borrhälsar kring gruvan som har analyserats petrofysiskt. Från tabell 15 kan slutsatsen dras att det finns tre huvudsakliga grupper när det gäller bergarternas densiteter. Metagraniten har i särklass lägst densitet och metagabbro har i särklass högst. Förvisso finns det enstaka prov från mineraliseringar som visar endera låga eller höga densiteter men för de bergarter som torde ha en mer voluminös utbredning så står metagraniten och metagabbro för dessa extremer. De övriga bergarternas densiteter befinner sig mellan dessa ytterligheter med, jämfört med varandra, en relativt liten densitetsvariation i medeltal. De olika bergarternas magnetiseringsgrad är generellt modesta, med undantag av biotitgnejsen och den kalifältpatrika migmatiten. Dock uppvisar några prov från mineraliserad migmatit och sillimanitkvartsit högre magnetisk susceptibilitet. Notabelt är, som tidigare har nämnts, den betydande remanenta magnetiseringen i berggrunden som är framträdande i nästan samtliga bergarter. Det är inte ovanligt att den remanenta magnetiseringen dominerar över den inducerade i bergarter som har låg magnetiseringsgrad, men vid Enåsen så gäller det även för de bergarter som har en relativt hög magnetisk susceptibilitet (fig. 114).

Tabell 15. Sammanställning av samtliga analyserade petrofysikprov, insamlade från både hällar och borrhälsar, i det gruvnära området vid Enåsen som motsvarar det geografiska området i figur 98–103 och 112. Densiteten är angiven i kg/m³ och den magnetiska susceptibiliteten i ($\times 10^{-5}$ SI).

Antal prov	Bergart	Densitet (medel)	Densitet (stdavv)	Suscept (min)	Suscept (max)	Suscept (median)	Q (min)	Q (max)	Q (median)
1	Au-mineralisering	2 649	–	–	–	26	–	–	8,8
10	Cu-mineralisering	2 790	187	–1	6 490	220	2,8	490	22
1	Amfibolitgnejs	2 767	–	–	–	26	–	–	8,8
4	Biotitgnejs	2 730	27	152	3 410	2 020	0,5	5,7	1,2
2	Gnejs	2 740	152	8	209	142	2,7	16	9,6
2	Granatförande migmatit	2 734	61	19	33	26	1,2	12	6,8
1	K-fältpatrik migmatit	2 746	–	–	–	1 020	–	–	0,3
2	Metagabbro	3 033	26	61	81	71	3,0	3,3	3,2
6	Metagranit	2 621	19	5	490	13	0,3	42	17
9	Migmatit	2 717	75	24	5 480	852	0,2	13	0,5
3	Sillimanitkvartsit	2 761	80	137	1 240	165	5,2	11	7,1



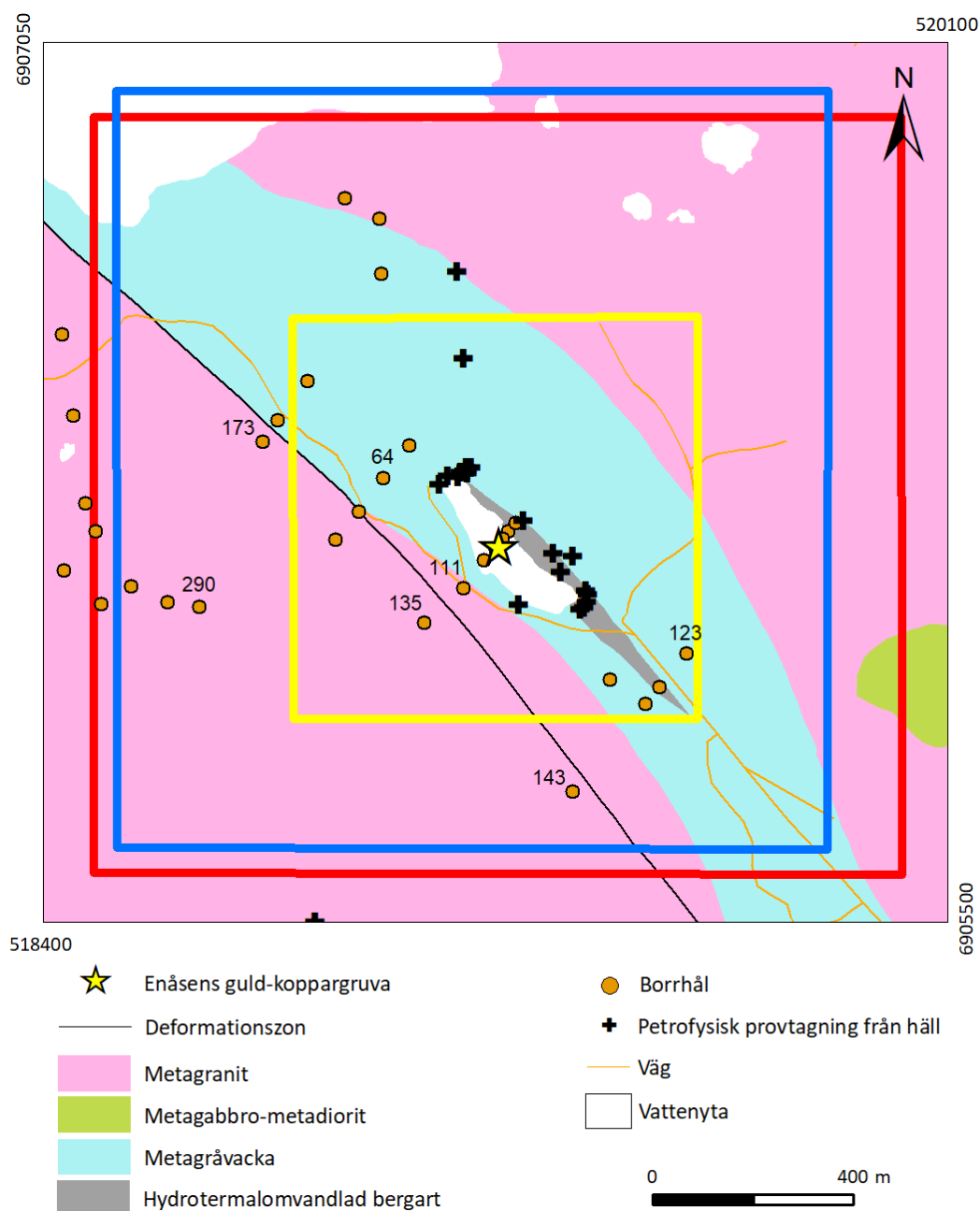
Figur 113. Sammanställning av analyserade petrofysikprov i området vid Enåsens guld-koppargruva. Den petrofysiska informationen inkluderar samtliga analyserade prov inom det geografiska området i figur 98–103 och 112, insamlade från både hällar och borrkärnor. Diagrammet visar bergartsprovernas densitet tillsammans med deras magnetiska susceptibilitet.



Figur 114. Sammanställning av analyserade petrofysikprov i området vid Enåsens guld-koppargruva. Den petrofysiska informationen inkluderar samtliga analyserade prov inom det geografiska området i figur 98–103 och 112, insamlade från både hällar och borrkärnor. Diagrammet visar bergartsprovernas Q-värde tillsammans med deras magnetiska susceptibilitet.

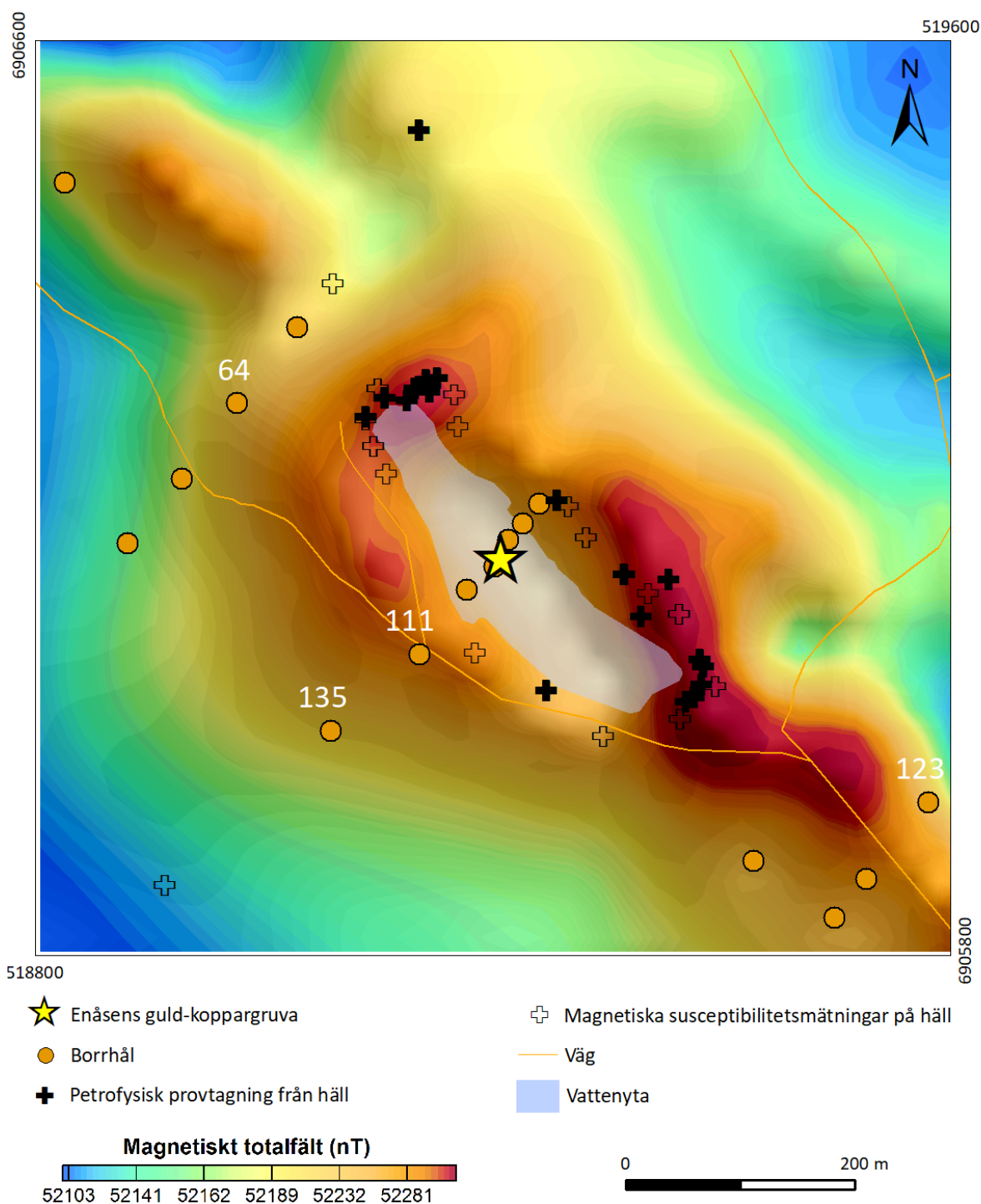
Gruvnära modellering

Berggrundens fysikaliska egenskaper kring Enåsens guld-koppargruva har modellerats utifrån geofysiska potentialfältsdata tillsammans med informationen från de petrofysiska bergartsproven. Totalt har tre olika 3D-modeller genererats i området med hjälp av inversionsteknik. I modell A har magnetfältdata från drönarmätningar modellerats, i modell B har markbundna magnetfältmätningar modellerats och i modell C har tyngdkraftsdata modellerats (fig. 115–124). Vid 3D-inversionen användes programvaran Voxi (Geosoft-Seequent) där modeller genereras som visar fördelningen av berggrundens fysikaliska egenskaper (susceptibilitet och densitet). Varje så kallad voxel i modellen har en storlek på 10×10 m i horisontalled. I vertikalled har voxlarna en storlek av 5 m vid markytan, för att sedan öka exponentiellt mot djupet till 35 m vid cirka 400 m djup. Den petrofysiska informationen har bestått i gruvnära dataunderlag (tabell 15).

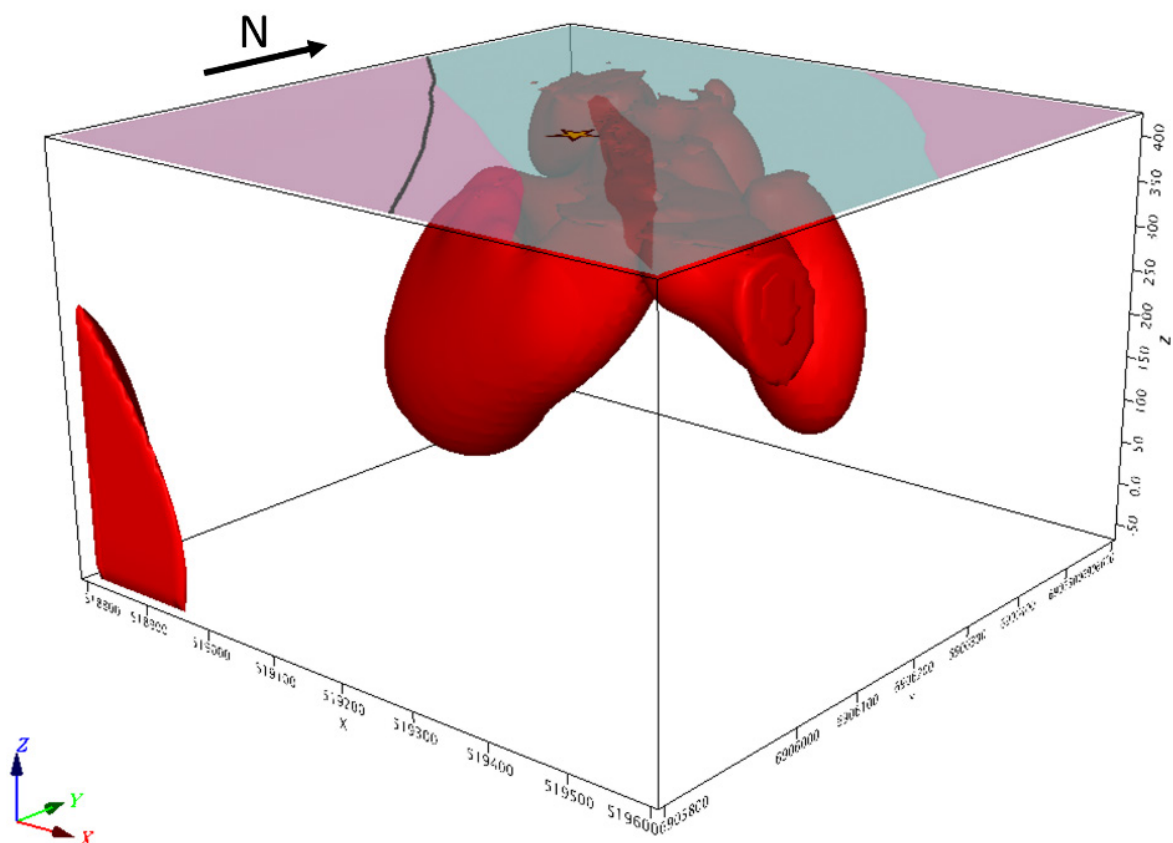


Figur 115. Förenklad berggrundskarta vid Enåsens guld-koppargruva (SGU 2021b). De olika rektanglarna visar geografisk utbredning för de olika 3D-modellerna, där gul färg motsvarar modell A, blå modell B och röd modell C. De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borrhäror vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).

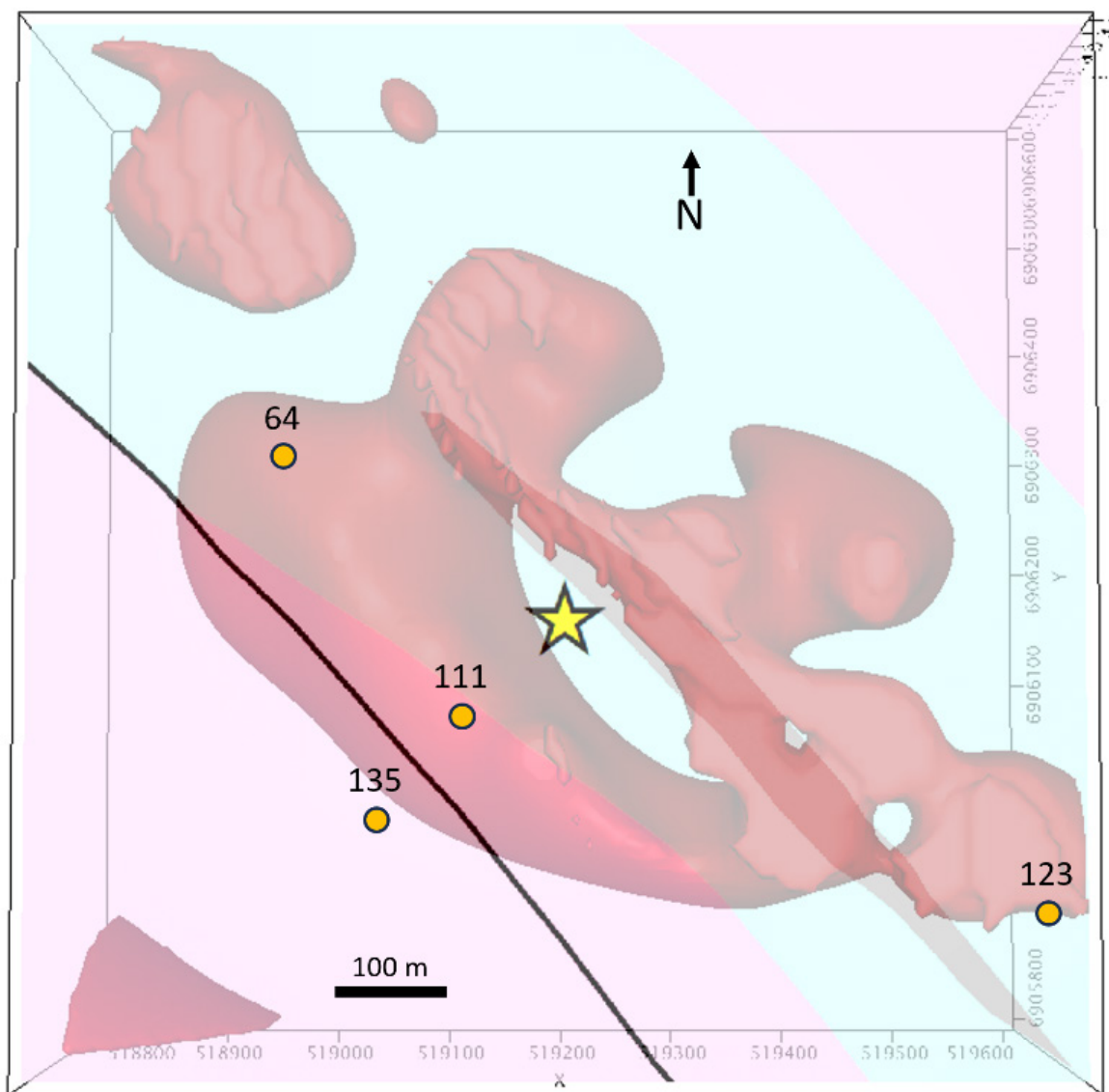
Modell A har en geografisk utbredning på 800×800 m (gul kvadrat i figur 115). Modellen baseras på magnetfältdata från drönarmätningar (fig. 116) och som ingångsdata till modellen ingår även en digital höjdmodell. Figur 117 och 118 visar resultat från 3D-modelleringen. Från voxelmodellen har isoytor draperats kring de voxlar som har en magnetisering större än 500×10^{-5} SI. I 3D-modellen syns bland annat en kropp med relativt brant sydvästlig stupning som befinner sig strax sydväst om det gamla dagbrottet.



Figur 116. Karta över det magnetiska totalfältet vid Enåsen guld-koppargruva, baserat på data som uppmättes under drönarmätningarna, och som användes som ingångsdata till modell A. De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borrhälor vars petrofysiska egenskaper har blivit undersökta (tabell 7–14).



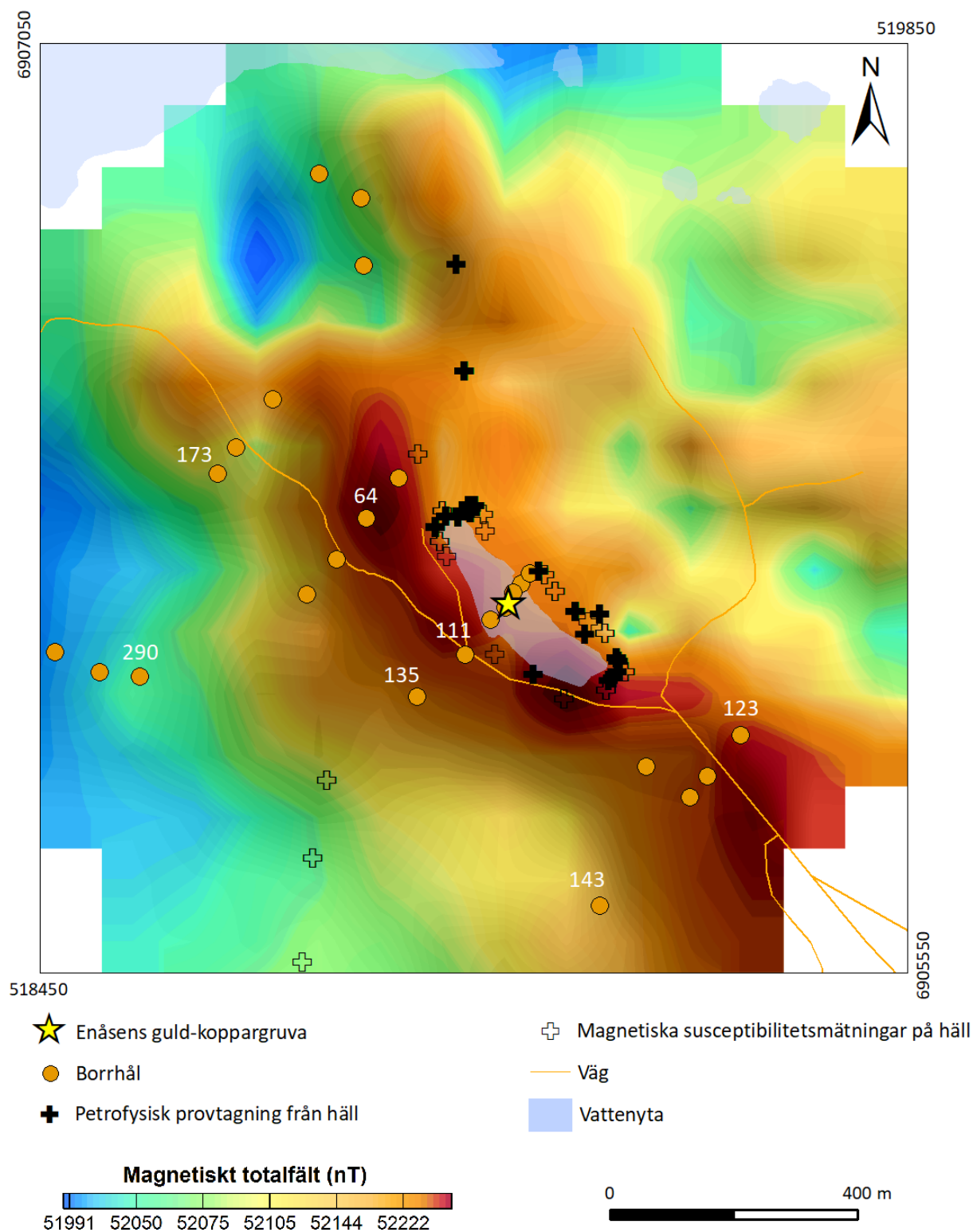
Figur 117. Modell A. Resultat från 3D-modellering vid Enåsens guld-koppargruva baserad på magnetfältdata från drönmätningar. Områdena innanför de röda kropparna motsvarar voxlar som har en magnetisering större än 500×10^{-5} SI. Det geografiska området i horisontalplanet är inom den gula polygonen i figur 115.



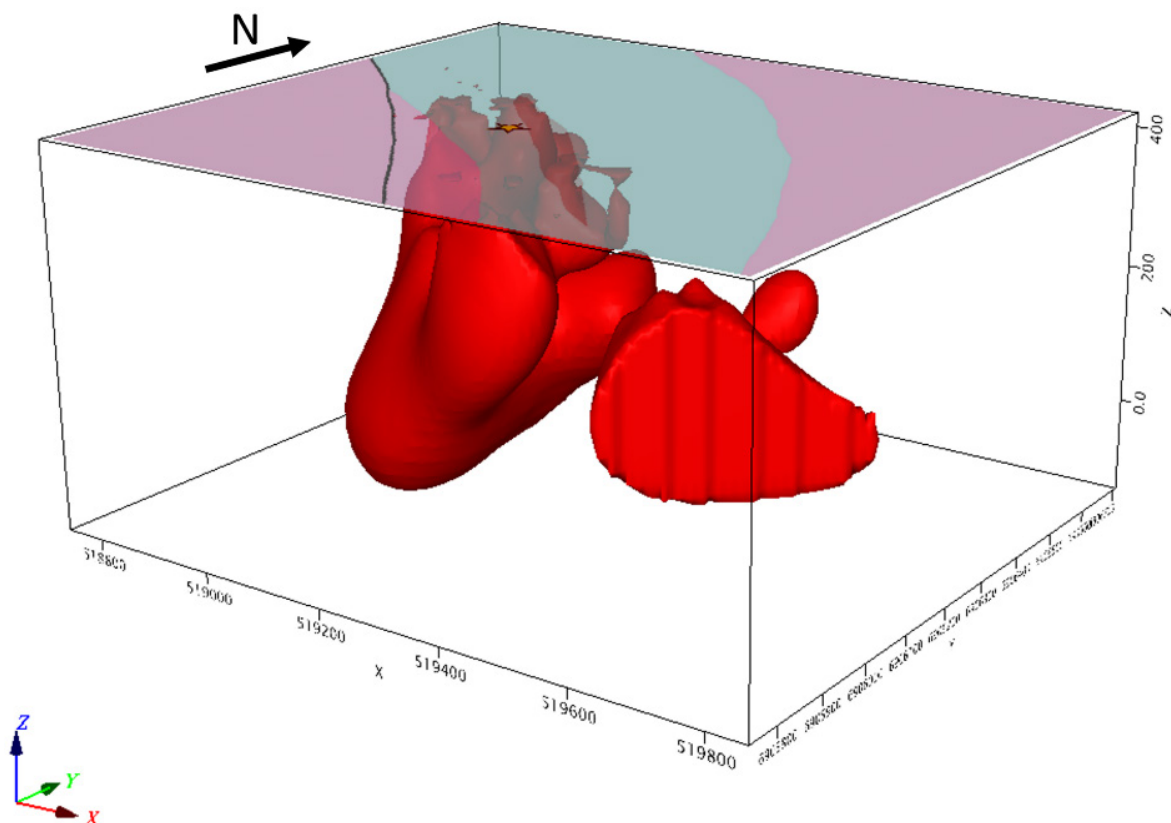
Figur 118. Modell A. Resultat från 3D-modellering vid Enåsens guld-koppargruva baserad på magnetfältdata från drönarmätningar. Modellen överlagras av den förenklade berggrundskartan (SGU 2021b) som är semitransparent i figuren. Figurens geografiska område är inom den gula polygonen i figur 115. De röda kropparna motsvarar berggrund som från modelleringen har en magnetisering större än 500×10^{-5} SI, analogt med de kroppar som visas i figur 117. Den gula stjärnan motsvarar läget för Enåsens guld-koppargruva, för övrig teckenförklaring till berggrundskartan hänvisas till figur 115. Lägen och ID-nummer för de geofysiskt uppmätta borrkärnorna är angivna i figuren (tabell 7–14).

Modell B är baserad på markmätta magnetfältdata som utfördes längs profilerna i figur 101. Den geografiska utbredningen för modellen är 1,4 km i öst–västlig utsträckning och 1,5 km i nord–sydlig (fig. 115 och 119–121). De enskilda voxlarnas storlek i modellen är 10×10 m i horisontalld och i vertikalld har voxlarna en storlek av 5 m vid markytan, för att sedan öka exponentiellt mot djupet till 35 m vid cirka 400 m djup.

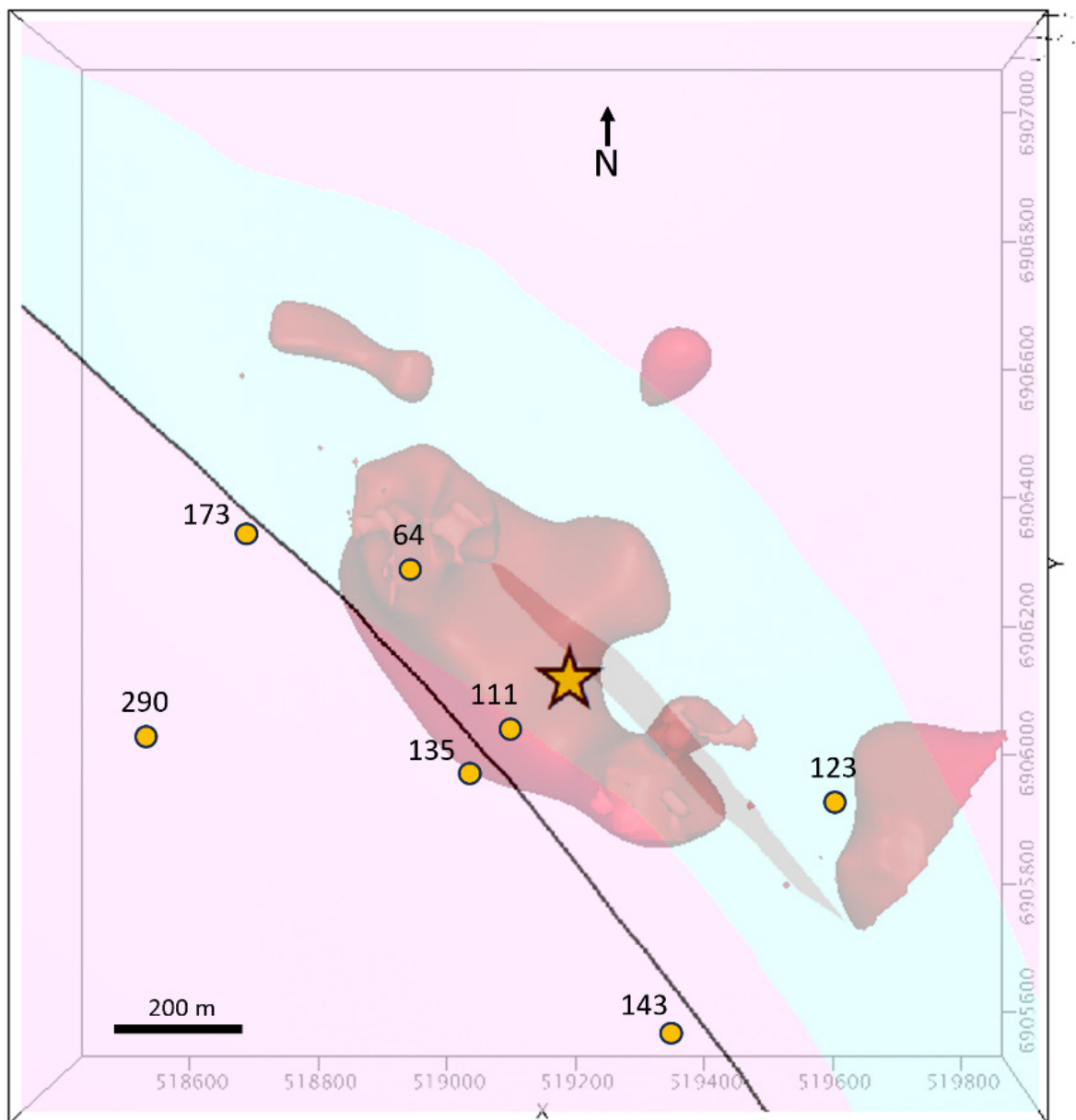
Figur 120 och 121 visar resultat från 3D-modelleringen. Från voxelmodellen har isoytor draperats kring de voxlar som har en magnetisering större än 500×10^{-5} SI. I 3D-modellen syns, i likhet med modell A, en kropp med brant sydvästlig stupning som till stora delar befinner sig under det gamla dagbrottet.



Figur 119. Karta över det magnetiska totalfältet vid Enåsens guld-koppargruva baserat på markmätta data längs profiler. Lägena för mätprofilerna visas i figur 101. De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borkärnor vars petrofysiska egenskaper har blivit uppmätta (tabell 7–14).



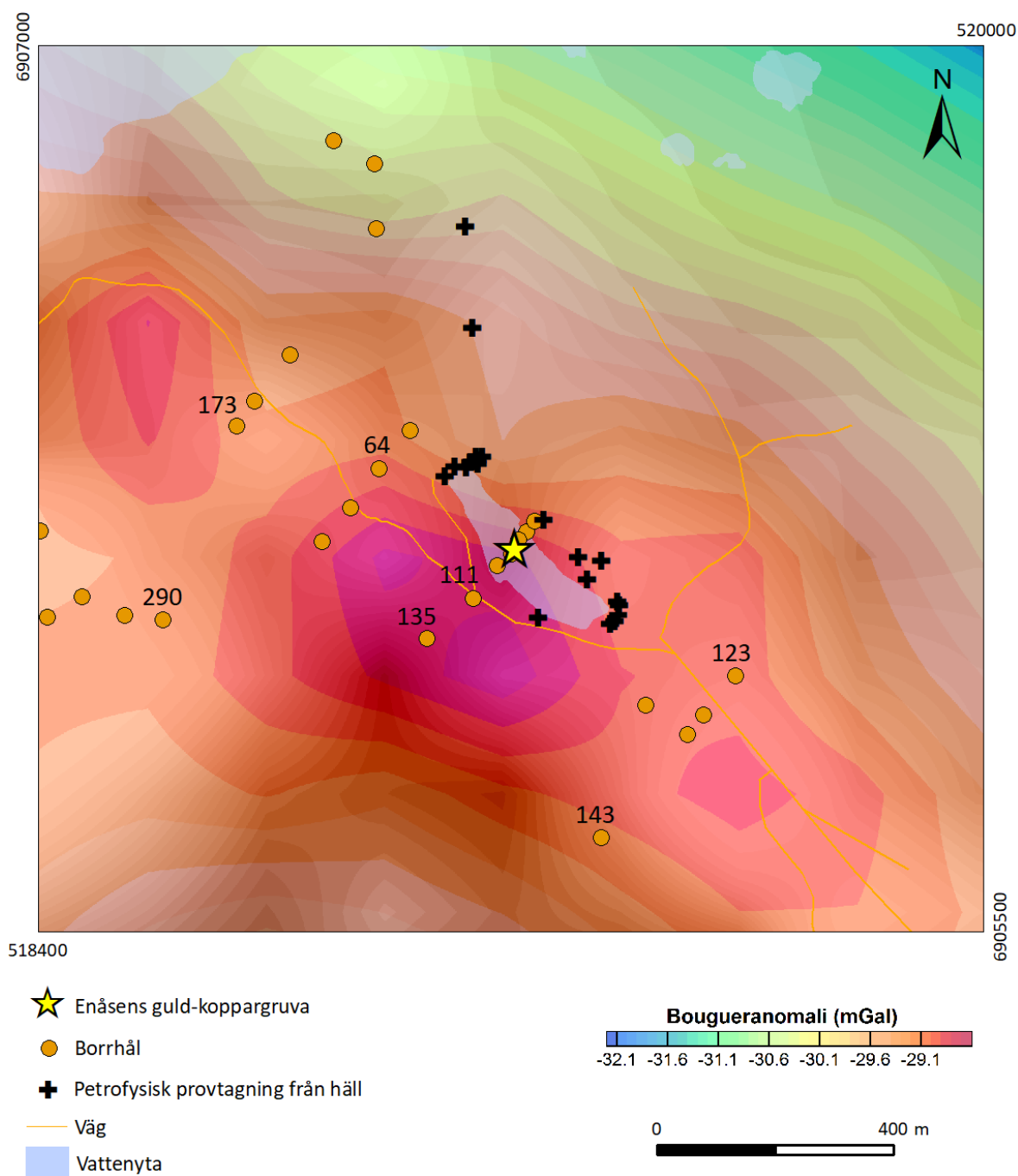
Figur 120. Modell B. Resultat från 3D-modellering vid Enåsens guld-koppargruva baserad på magnetfältdata insamlade längs markprofiler. Volymerna innanför de röda kropparna motsvarar voxlar som har en magnetisering större än 500×10^{-5} SI. Det geografiska området i horisontalplanet motsvarar den blå polygonen i figur 115.



Figur 121. Modell B. Resultat från 3D-modellering vid Enåsens guld-koppargruva baserad på magnetfältdata insamlade längs markprofiler. Modellen överlagras av den förenklade berggrundskartan (SGU 2021b) som är semitransparent i figuren. Figurens geografiska område motsvarar den blå polygonen i figur 115. De röda kropparna motsvarar berggrund som från modelleringen har en magnetisering större än 500×10^{-5} SI, analogt med de kroppar som visas i figur 120. Den gula stjärnan motsvarar läget för Enåsens guld-koppargruva, för övrig teckenförklaring till berggrundskartan hänvisas till figur 115. Lägen och ID-nummer för de geofysiskt uppmätta borkkärnorna är angivna i figuren (tabell 7–14). Lägena för mätprofilerna visas i figur 101.

Modell C är baserad på tyngdkraftsdata i området kring Enåsens guld-koppargruva (fig. 115 och 122–124). Tyngdkraftsdata har initialt modellerats med programvaran Potent (forwardmodellering) längs några utvalda profiler (fig. 112). Dessa modeller har sedan använts som referensmodeller i 3D-modelleringen med programvaran Voxi (Geosoft-Seequent).

Modellen har en geografisk utsträckning av $1,6 \times 1,5$ km i öst–västlig respektive nord–syddlig riktning med gruvan centrerad ungefär i mitten (fig. 115).



Figur 122. Karta över tyngdkraftsfältet vid Enåsens guld-koppargruva, uttryckt som Bougueranomali. Lägena för tyngdkraftsmätningarna visas i figur 112. De angivna ID-numren för borrhålen representerar de borrhållar vars petrofysiska egenskaper har blivit uppmätta (tabell 7–14).

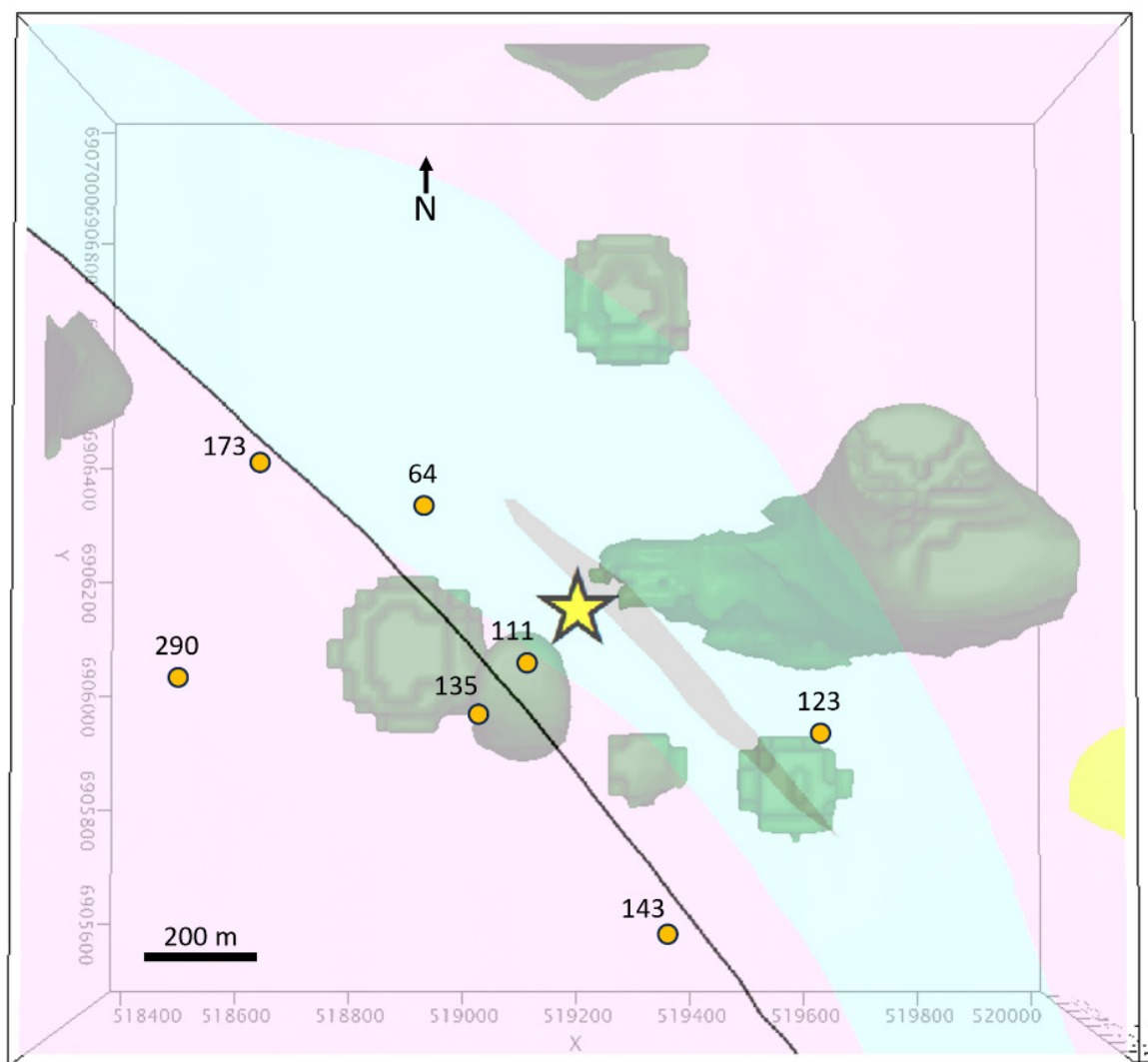
De enskilda voxlarnas storlek i modellen är, i likhet med modell A och B, 10×10 m i horisontalled och i vertikalled har voxlarna en storlek av 5 m vid markytan, för att sedan öka exponentiellt mot djupet till 35 m vid cirka 400 m djup.

Som stöd i modelleringen användes den petrofysiska informationen i tabell 15, där det framgår att den enda bergarten med, i medeltal, signifikant högre densitet än övriga bergarter vid gruvan är den metagabbro som påträffades i ett av de djupare borrhålen.

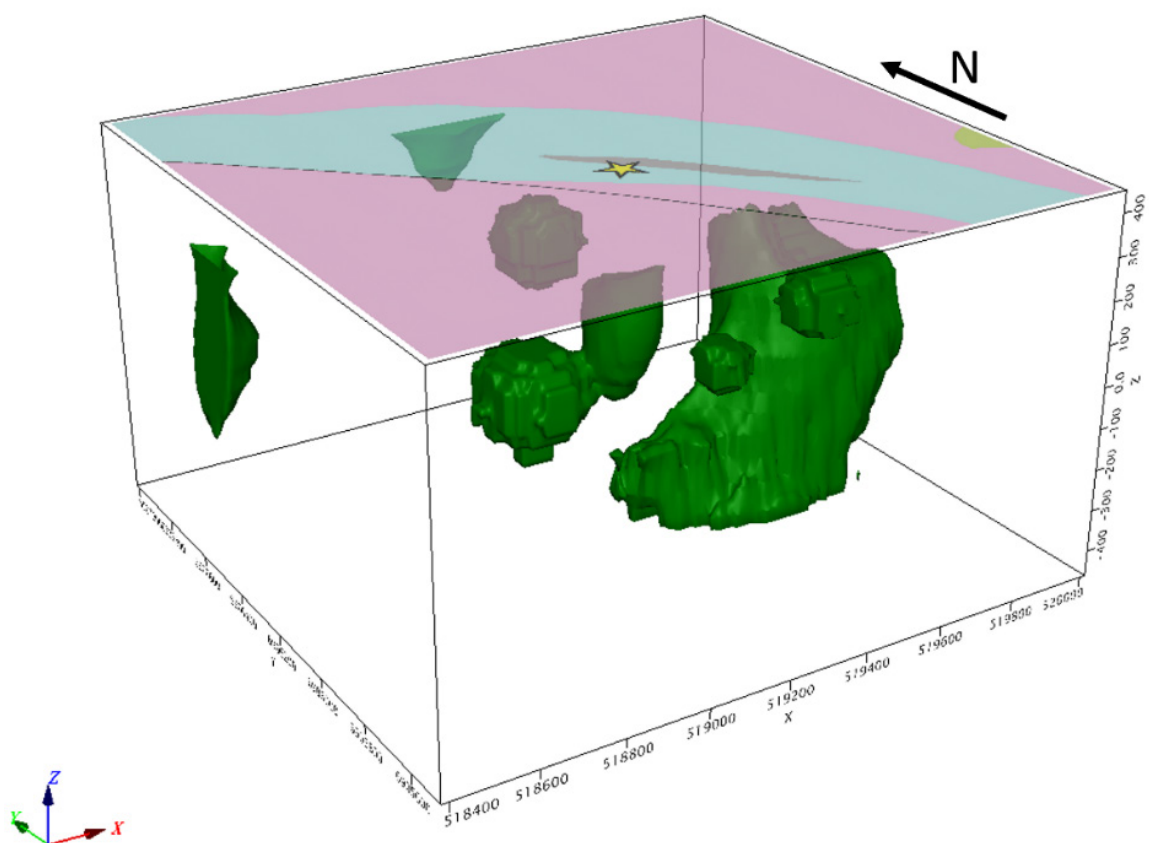
Vid den inledande forwardmodelleringen, som genomfördes längs några av de sydväst–nordostliga mätprofilerna (se figur 112) var det möjligt att bestämma utbredningen av metagabbbron i området. Geometrierna för dessa kroppar har sedan använts som referensmodell (eng. *parameter reference model*) i den fortsatta 3D-inversionen. Innan inversionen initierades så importerades tyngdkraftsinformationen (Bougueranomalierna) tillsammans med en digital höjdmall. Även begränsningar inom vilka ramar de enskilda voxlarnas densitetskontraster tilläts hålla sig definierades. Berggrunden i det gruvnära området bör ha en relativt hög genomsnittlig densitet som beror på förekomster av både metagabbro, metasedimentära bergarter samt metagranit. Även för den här modellen beaktades den petrofysiska informationen i tabell 15, varvid slutsatsen drogs att den genomsnittliga densiteten för berggrunden inom det gruvnära området torde vara cirka $2\,750\text{ kg/m}^3$.

Vid 3D-modellering av tyngdkraftsinformation specificeras inte berggrundens densitet i absoluta tal. I stället hanteras relativa densiteter vilket innebär att berggrundens genomsnittliga densitet, i det här fallet $2\,750\text{ kg/m}^3$, motsvarar den relativa densiteten $0,0\text{ g/cm}^3$. För att modelleringen skulle ta hänsyn till densitetsvariationen hos samtliga ingående bergarter i den gruvnära modellen sattes den nedre begränsningen till $-0,15\text{ g/cm}^3$ medan den övre begränsningen sattes till $0,3\text{ g/cm}^3$. Det här betyder att de kroppar som genereras av modellen kommer i absoluta tal att motsvara densitetsintervallet $2\,600\text{--}3\,050\text{ kg/m}^3$, vilket bör inkludera de större enheterna i berggrunden, från metagranit till metagabbro.

Resultatet från den här inversionen visas i figurerna 123 och 124 där flera större gröna kroppar syns. De här gröna kropparna motsvarar isoytor som har draperats kring voxlar som har en relativ densitet större än $0,2\text{ g/cm}^3$, vilket då skulle motsvara bergarter med högre densitet än $2\,950\text{ kg/m}^3$. Många av de här isoytorna är med stor sannolikhet gabbrokroppar. Flera av de kroppar som importerades från forwardmodelleringen och som sedan användes som referensmodell finns kvar efter inversionen. Någon av dessa kroppar har fått en annan utbredning, exempelvis den största kroppen strax öster om Enåsens guld-koppargruva som har fått en betydligt större utbredning och ett större djupgående i resultatet från 3D-inversionen. Cirka 200 m sydväst om markeringen för gruvan i figur 123 har en ny kropp med hög densitet tillkommit efter inversionen som inte var en av de ursprungliga från forwardmodelleringen. För tydlighetens skull så har de översta 100 metrarna av kropparna i figur 123 och 124 maskats bort eftersom de genererade en del brus.



Figur 123. Modell C. Resultatet från inversionen av tyngdkraftsdata inom det gruvnära området, motsvarande den röda polygonen i figur 115. Modellen överlagras av den förenklade berggrundskartan (SGU 2021b) som är semitransparent i figuren. De mörkgröna kropparna motsvarar berggrund som från modelleringen har en relativ densitet större än 0,2 g/cm³ vilket motsvarar 2 950 kg/m³ i absoluta tal. Den gula stjärnan motsvarar läget för Enåsens guld-koppargruva, för övrig teckenförklaring till berggrundskartan hänvisas till figur 115. Lägen och ID-nummer för de geofysiskt uppmätta borrhämnarna är angivna i figuren (tabell 7–14).



Figur 124. Modell C. Resultatet från inversionen av tyngdkraftsdata inom det gruvnära området, motsvarande den röda polygonen i figur 115. Modellen överlagras av den förenklade berggrundskartan (SGU 2021b) som är semitransparent i figuren. De mörkgröna kropparna motsvarar berggrund som från modelleringen har en relativ densitet större än 0,2 g/cm³ vilket motsvarar 2 950 kg/m³ i absoluta tal. Den gula stjärnan motsvarar läget för Enåsens guld-koppargruva, för övrig teckenförklaring till berggrundskartan hänvisas till figur 115.

Litologisk tolkning från borrhämnor

Information från borrhämnor har använts som ett av underlagen för en geologisk 3D-modell. Totalt har information från 258 borrhämnor från Boliden Mineral AB lagts in i underlaget till modellen. De första kärnbörningarna gjordes under 1960-talet och resulterade tillsammans med senare börningar i en avgränsning av en 1,7 miljoner ton stor guldmalm. Börningarna fortsatte under gruvans drift mellan 1984 och 1991. Den totala borrhålslängden är 26,3 km med ett maximalt djup på 370 meter under markytan och ett medianvärde för borrhålslängden på 203 meter.

Den geologiska informationen från borrhämnor som utnyttjades kom till största delen från ursprungliga logg-beskrivningar och analysresultat. I arbetet har en digitalisering, sammanslagning och förenkling av lagerföljdsuppgifter och benämningar gjorts. Ungefär en tredjedel av alla borrhämnor-data, inklusive alla kemiska analysdata, tillgängliggjordes i digitalt format från Bolidens databas.

Provtagning och borrhämnekartering

I SGU:s borrhämnarkiv i Malå finns borrhämnor från 54 borrhål bevarade från Enäsens guld-koppargruva. Ur detta material har ett urval gjorts för detta projekt av 8 borrhämnor för ytterligare kärnkartering, redovisning av befintliga loggar och provtagning (fig. 125). Urvalet baserades på geografisk och stratigrafisk täckning och guidades även av förekomster av höga guldhalter från tidigare analysresultat. Provtagningen fokuserade mest på sillimanitkvartsiten men även de övriga bergarterna provtogs, framför allt till mineralogisk-geokemisk undersökning och analys, XCT-XRF-skanning, och för att mäta petrofysiska egenskaper (se avsnitt *Geofysik* ovan). Under provtagningen användes förutom lupp ett portabelt röntgenfluorescensinstrument (XRF).

Generaliserad stratigrafi

En förenklad litologisk kolumn från de 8 karterade borrhålen visas i figur 126.

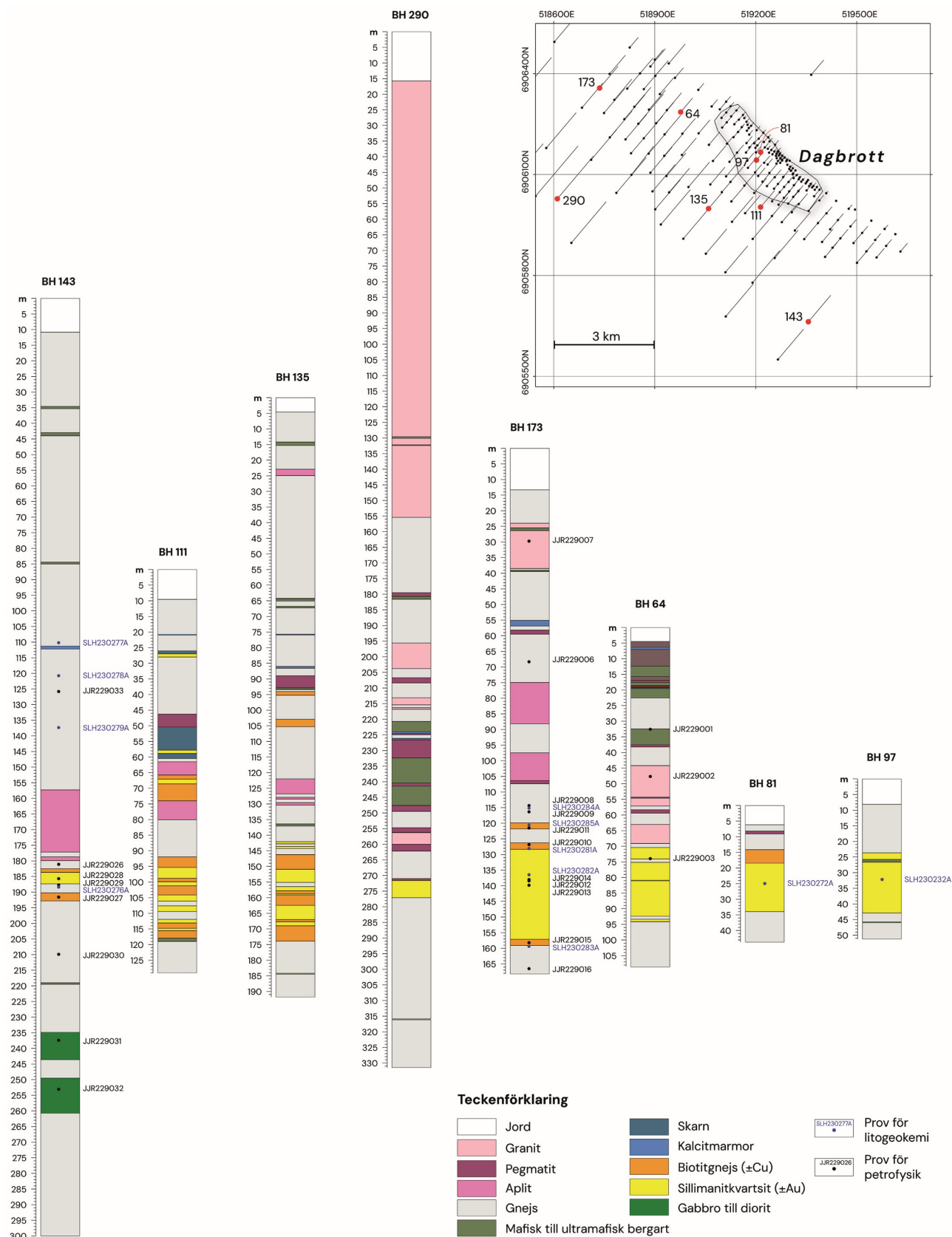
De metasedimentära bergarterna vid Enäsen utgörs huvudsakligen av metatexiter med tydlig bandning av leukosom och melanosom. Granat förekommer främst högst upp och längst ner i kärnornas stratigrafi medan de mellersta delarna innehåller främst fältspat och kvarts.

Nästan längst ner i hålet BH143 observerades en massiv eller svagt folierad gabbro eller metagabbro med en mäktighet av ungefär 20 m. De övriga mafiska bergarterna som förekommer längst hela hålet är mer finkorniga diabaser och är i huvudsak inte folierade.

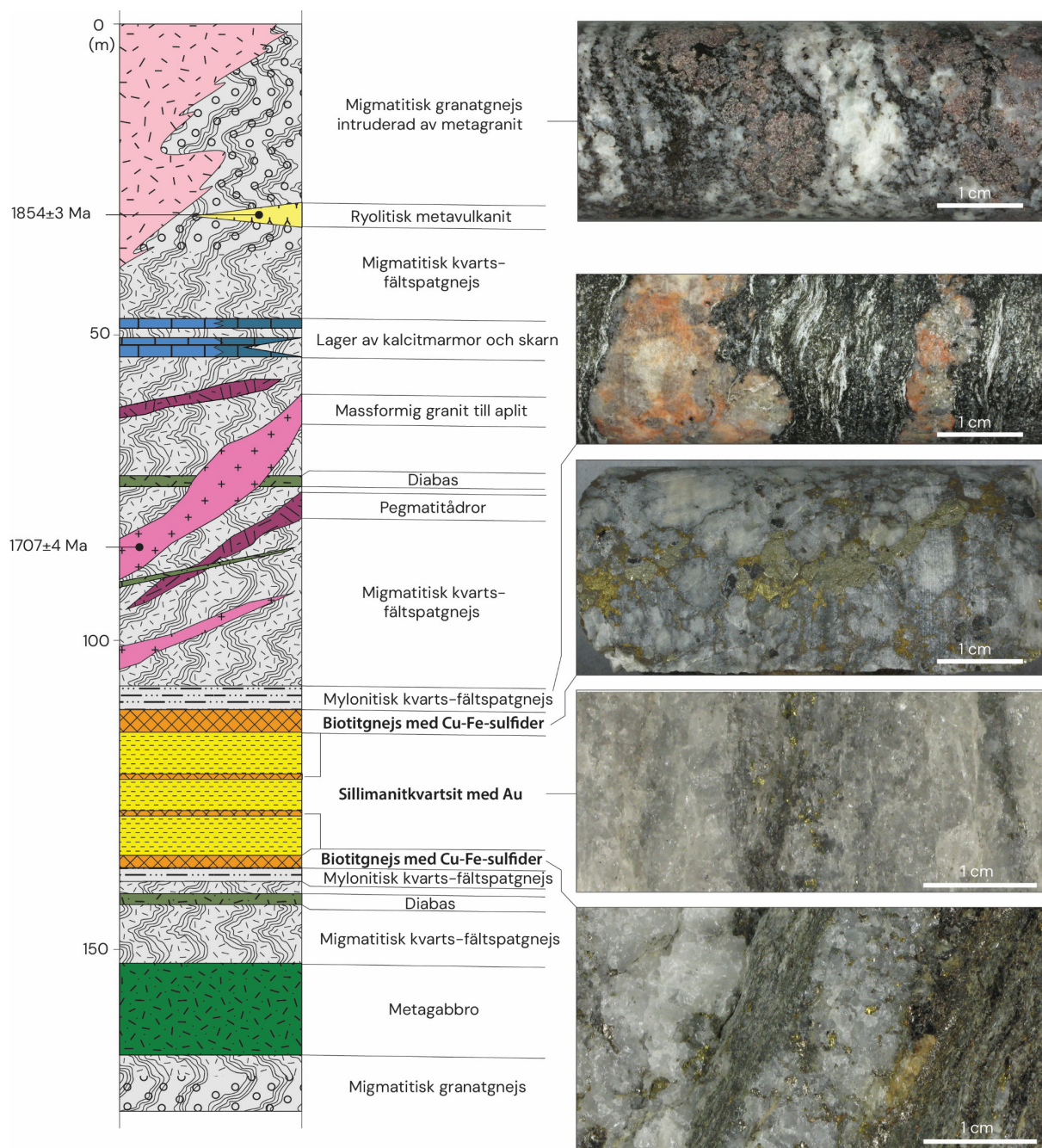
Sillimanitkvartsiten förekommer i alla 8 karterade borrhämnor med en stor variation i mäktighet mellan 2 och 30 m. Merparten av sillimanitkvartsiten är starkt folierad men det finns även en stor andel som är svagt folierad till närmast massformig. I varierande grad förekommer inlagringar i sillimanitkvartsiten av biotit-sillimanitgnejs vilken genomgående är starkt folierad. Längs sillimanitkvartsitens nedre och övre kontakter är det vanligt med en gradvis övergång till starkt folierad biotit-sillimanitgnejs. Biotit-sillimanitgnejsen i hålets översta del innehåller betydligt mer sulfidmineral. Ännu högre upp avgränsas denna mineraliserade gnejs av en 1 till 5 m mäktig mylonitiserad och sillimanitförande kvarts-kalifältspatgnejs. Hur stor andel av de mera kvarts-fältspatdominerade bergarterna som kan representera (omlagrat?) ursprungligt vulkaniskt material är svårt att bedöma.

Upp till 5 m mäktiga lager och sliror av odeformerad aplitgranit samt pegmatitgranit förekommer uppåt och skär tvärs över de bandade och folierade metatexiterna.

Ännu högre upp förekommer tunna och oregelbundna lager av kalksten och skarn. I många borrhål finns det minst två enskilda lager av denna typ. Ett tunt lager av metaryolit förekommer i enstaka hål. Högst upp i många hål finns metagranit med starkt varierande deformationsgrad.



Figur 125. Litologiska loggar av de 8 borrhål som karterades och provtogs i SGU:s borkkärnarkivet inom detta projekt. I kartan högst upp visas deras geografiska lägen med röda prickar och de övriga borrhålen med svarta prickar.



Figur 126. En generaliserad litologisk kolumn av området kring Enåsens guld-koppargruva huvudsakligen baserad på de åtta karterade borrhälskärnor som visas i figur 125. Foto: Stefan Luth

Resultat av borrhärneskanning från XCT-XRF

Sillimanitkvartsit

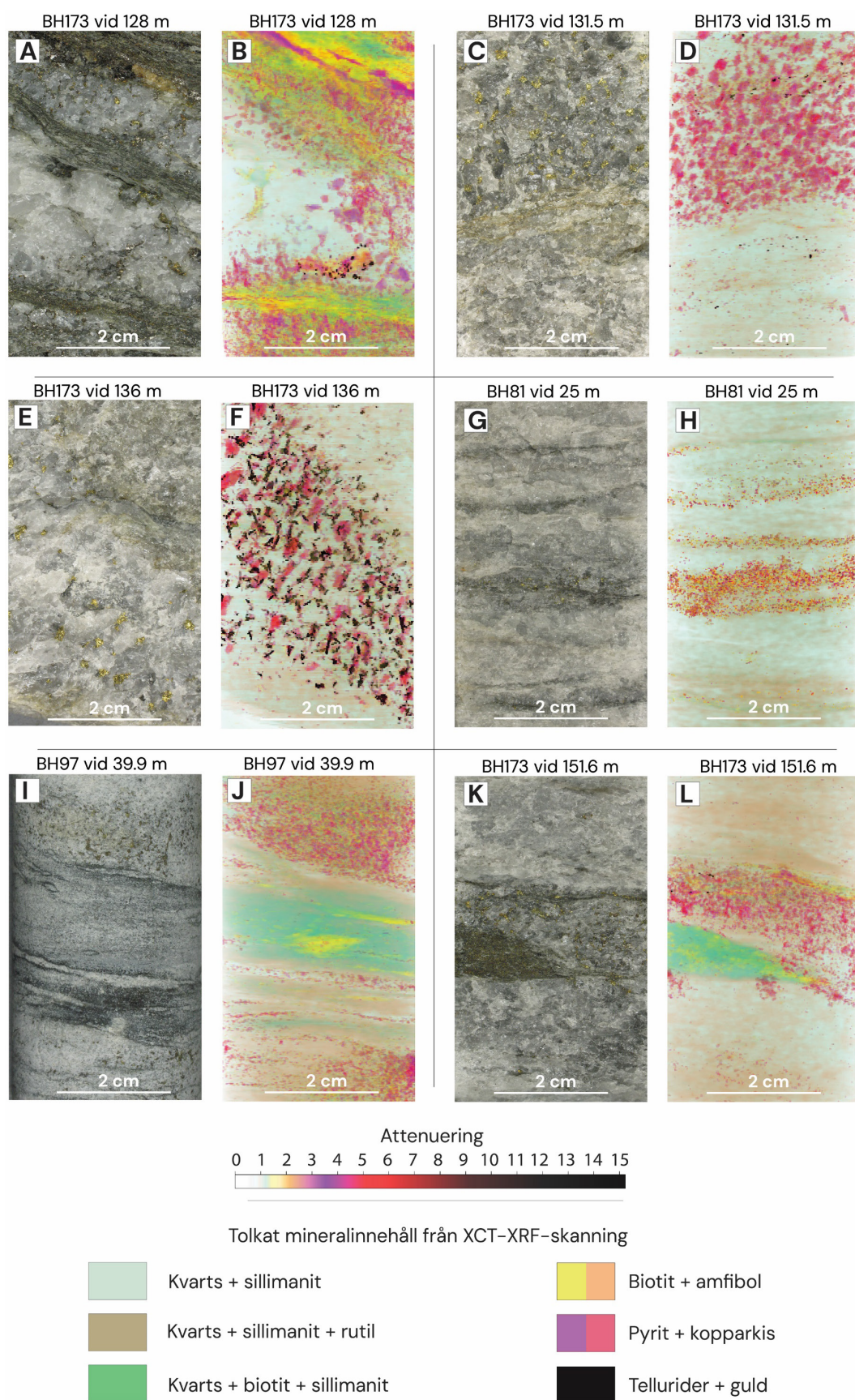
Tomografibilder och optiska bilder av sex olika men representativa borrhärnebitar av sillimanitkvartsit visas i figur 127 (se också Luth & Jönberger, 2024). Färgskalan för tomografibilderna är speciellt anpassad för att förhöja kontrasten mellan de olika mineral som förekommer i sillimanitkvartsiten.

En oregelbunden växlande bandning mellan kvarts och starkt folierad biotitskiffer är kännetecknande för den översta kontakten från biotitgnejs till sillimanitkvartsit (fig. 127A). Skanningbilderna av detta prov visar disseminerad kopparkis och pyrit som främst förekommer i närheten av kontakterna mellan kvarts och biotitskiffer (fig. 127B). Den relativt höga attenueringen i biotitskiffer som uppträder parallellt med förskiffringen beror antagligen på magnetkis. I den nedre delen av skanningsbilden visas ett moln av små svarta prickar som representerar mycket hög attenuering (>8) och kan med ganska hög säkerhet relateras till guld- och tellurhaltiga mineral.

Cirka 3 m ifrån kontakten övergår sillimanitkvartsiten till att nästan helt bestå av kvarts (fig. 127C). En svag 5 till 10 mm bandning syns tydligt i skanningsbilden och orsakas av varierande mängder av kvarts, sillimanit och rutil (fig. 127D). Relativt stora mängder kopparkis förekommer i upp till 5 cm tjocka band vilket klassificeras som typ 0-mineralisering. Kornstorleken är upp till 3 mm och en svag elongation definierar en minerallineation. En del mineraliserade band är parallella med en finare bandning (fig. 127D), medan andra skär över den (fig. 127E–F). Den sistnämnda klassificeras här som typ 1 och skiljer sig från typ 0 i sammanställning genom att den förutom kopparkis även innehåller en stor mängd av tunga, nålformiga partiklar. Troligtvis består partiklarna av guld och tellurider. XRF-data från typ 1 kännetecknas även av rejäla förhöjningar av vismut, silver och bly.

I en annan typ av mineralisering (typ 2) uppträder finkorniga partiklar av pyrit, kopparkis, guld och tellurider i tunna skikt som i den optiska bilden sammanfaller med diffusa band av lite mörkare kvarts (jämför figurerna 127G och 127H). Alla mörka band innehåller inte samma andel av malmmineral vilket framgår när man jämför de övre och undre delarna av skanningbilderna. XRF-data visar att de mineraliserade skikten av typ 2, förutom koppar och tellur, också innehåller förhöjningar av antimon och arsenik.

Liksom den översta delen är den undre delen av sillimanitkvartsiten mycket starkt deformerad. Kännetecknande för det är lokala, 2 till 3 cm breda skjuvzoner som innehåller mest finkornig kvarts, biotit och sillimanit. (fig. 127I–L). I vissa fall är skjuvzonerna fattiga på malmmineral medan de i andra fall är rikligt mineraliserade jämfört med omgivningen (fig. 127J respektive 127L). Läs mer om tolkning och betydelse av detta under rubriken *Metamorfos, deformation och remobilisering av malmen* i avsnitt *Diskussion*.



Figur 127. Tomografibilder från XCT-XR-skanningen bredvid motsvarande optiska bilder av representativa borrhärnprover av sillimanitkvartsit från Enåsens guld-koppargruva. Foto: Stefan Luth

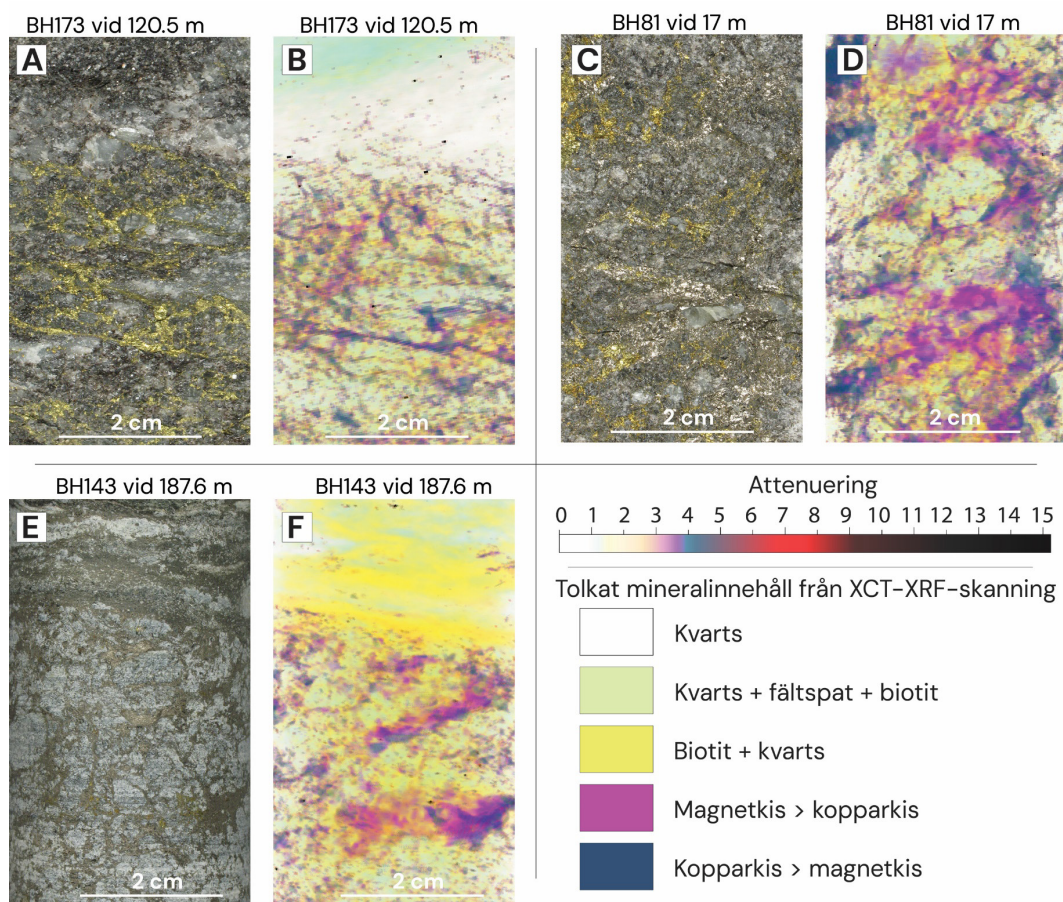
Sulfidförande biotitgnejs

Tomografibilder och fotografier av tre olika men representativa borrhärnebitar av Cu-Fe-sulfidförande biotitgnejs visas i figur 128. Färgpaletten är speciellt anpassad för att framhäva kontrasten mellan de olika mineral som förekommer i denna bergart.

En skarp övergång från folierad biotitgnejs överst till mer kvartsrik och Cu-Fe-sulfidhaltig gnejs markerar den översta kontakten av den Cu-Fe-sulfidförande biotitgnejsen som uppträder i Enåsens guldmineraliserings hängvägg (fig. 128A–B). Kopparkis och magnetkis förekommer tillsammans och deras liknande attenueringsvärden gör att man tomografiskt inte kan skilja mellan dessa faser. Lokalt dominerar kopparkis och på andra ställen gör magnetkis det. Tillsammans bygger dessa mineral ett nätverk av *ådror* eller *sliror* som främst följer foliationsplanen och kvartskornsgränserna.

Lite längre ner från kontakten är det fortfarande samma mineralogi men Cu-Fe-sulfidnätverket är något grövre och omger större fragment av biotitgnejs (fig. 128C–D). Här kan man betrakta gnejsen mer som en Cu-Fe-sulfidrik *malmbreccia*. Trots breccieringen finns en svag dominerade riktning av mineraliserade ådror som syns bäst i tomografibilden. Denna ådring har 45 graders vinkel mot borrhålsriktningen.

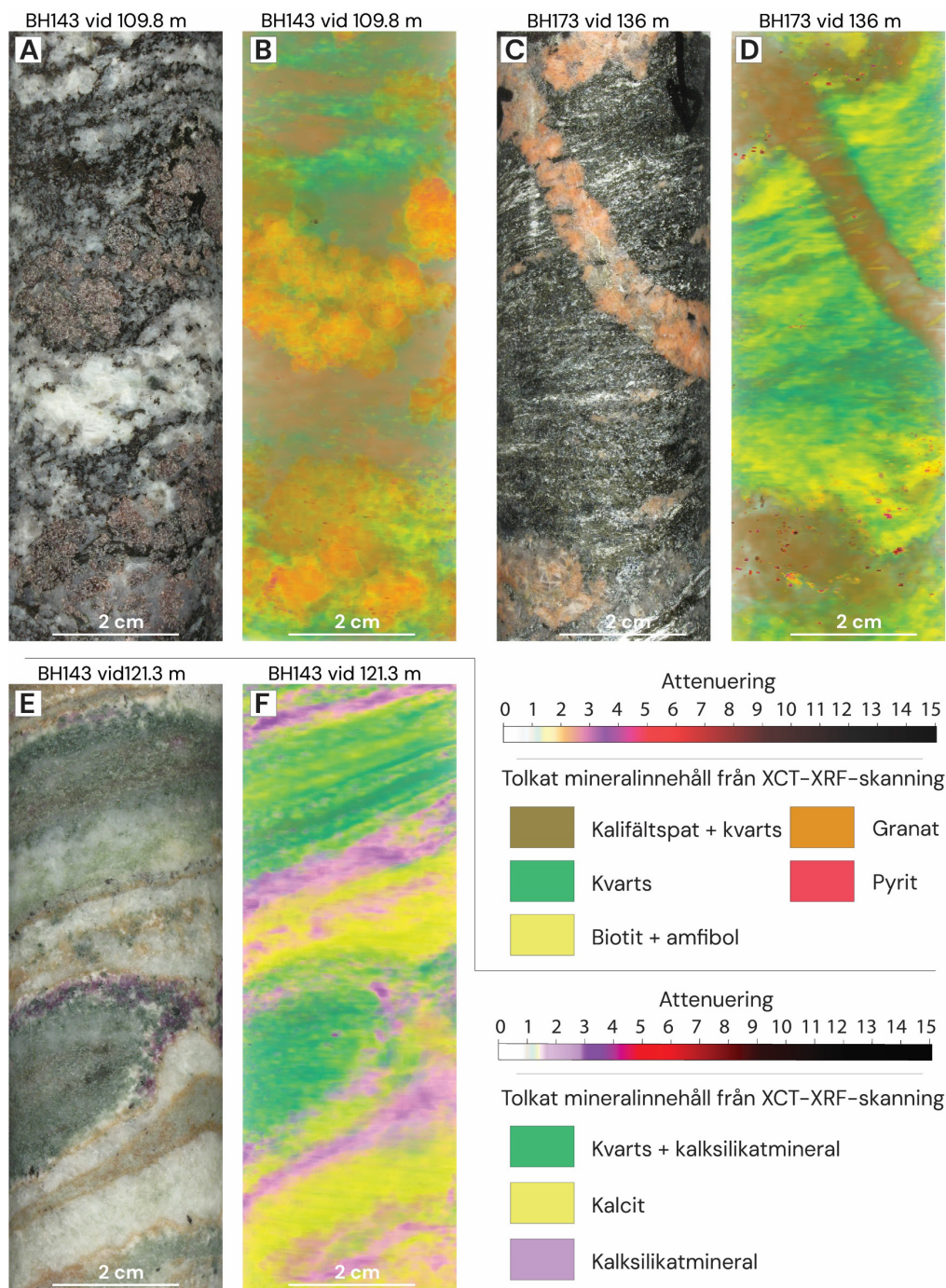
Den Cu-sulfidförande biotitgnejsen i guldmineraliseringens liggvägg skiljer sig inte i sammansättning och texturer från de översta delarna. Den enda skillnaden som kommer fram från de här undersökta proverna är förekomsten av en lokal 4 cm bred skjuvzon som skär tvärs över breccieringen och som saknar sulfidmineral.



Figur 128. Tomografibilder från XCT-XRF-skanningen bredvid motsvarande optiska bilder av representativa borrhärneprover av Cu-sulfidförande biotitgnejs från Enåsens guld-koppargruva. Foto: Stefan Luth

Övriga bergarter

Skanningresultat och optiska bilder av tre borrhärneprov av granatgnejs, mylonitisk kvartsfältspatgnejs, och skarn visas i figur 129. Färgpaletten i tomografibilderna är speciellt anpassad för att lyfta kontrasten mellan de olika mineral som förekommer i respektive bergart. Tomografin av granatgnejsen visar den tredimensionella rundade formen av granat liksom den mjuka veckningen av de biotit- och kvartsrika banden (fig. 129A–B). På liknande sätt visas i den mylonitiska kvartsfältspatgnejsen några alkalifältspatrika ådror som innehåller enstaka biotitaggregat vilka är orienterade parallellt med den mylonitiska foliationen. I skarnbergarten visar tomografibilden kontrasten mellan band med olika mängder av kalksilikatmineral i skarnet.



Figur 129. Tomografibilder från XCT-XRF-skanning bredvid motsvarande optiska bilder av representativa borrhärneprov av granatgnejs (A–B), mylonitisk kvartsfältspatgnejs (C–D) och skarn (E–F) vid Enåsens guld-koppargruva. Foto: Stefan Luth

Resultat från geologisk 3D-modellering

Modelleringsresultaten presenteras här som en serie lokala och regionala geologiska 3D-modeller. I den första delen av detta avsnitt visas en geologisk modell över Enåsens guld-koppargruva som är uppbyggd av förkastningar, malmkroppar och angränsande litologiska lager. Utifrån den modellen extraheras även några 2D-visualiseringar i form av kartor och profiler.

I den andra delen visas en malmmodell över Enåsens guld-kopparmineralisering som inkluderar volymsberäkningar och 3D-interpoleringar av halter av guld, koppar och silver.

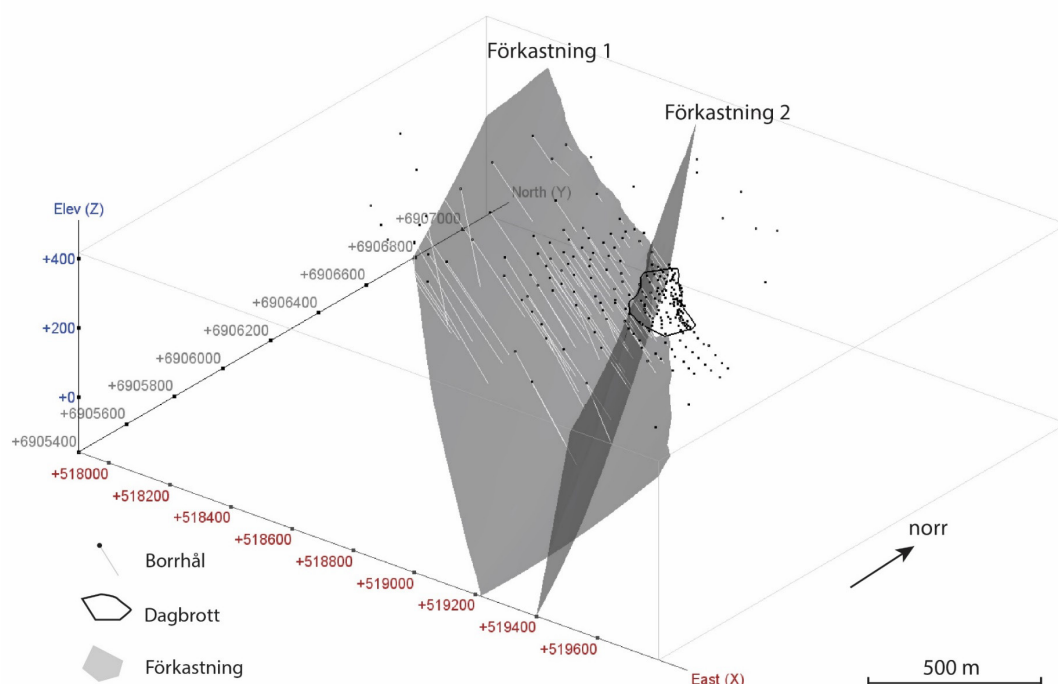
Avslutningsvis presenteras en semi-regional modell som är mer konceptuell i sin karaktär och syftar till att placera malmkropparna och de övriga koppar-guldmineraliseringarna i ett regionalt geologiskt ramverk.

Geologisk modell över Enåsens guld-koppargruva

Den geologiska modellen byggdes stegvis i Leapfrog Geo genom att först modellera förkastningarna vilka delar upp den totala modelleringsvolymen i olika domäner. Efter det fortsatte arbetet med att modellera malmkropparna och de övriga litologierna inom varje domän separat. Vi har även byggt en modell i omvänd ordning där vi först modellerade alla litologier inom den totala modelleringsvolymen och sen "aktiverade" förkastningarna i efterhand, vilket gav ett liknande resultat.

Förkastningar

Två förkastningar har modellerats, här benämnda förkastning 1 och förkastning 2 (fig. 130). Utbredningen och geometrin av den första är baserad på fältobservationer längs gruvhålets norra och södra kant i kombination med tolkning av flygburna VLF-mätningar (fig. 76) och VLF-markprofiler. Utbredningen av förkastning 2 däremot är helt baserad på en vertikal förskjutning mellan 1 och 8 m av sillimanitkvartsiten under markytan, vilket tydligt kommer fram från 3D-visualiseringen av borrhålsdata.



Figur 130. 3D-visualisering av de två modellerade förkastningarna i modellen över Enåsens guld-koppargruva. Koordinater längs X- och Y-axel är i SWEREF99 TM. Längs Z-axeln visas djupet i meter ovan havsnivå.

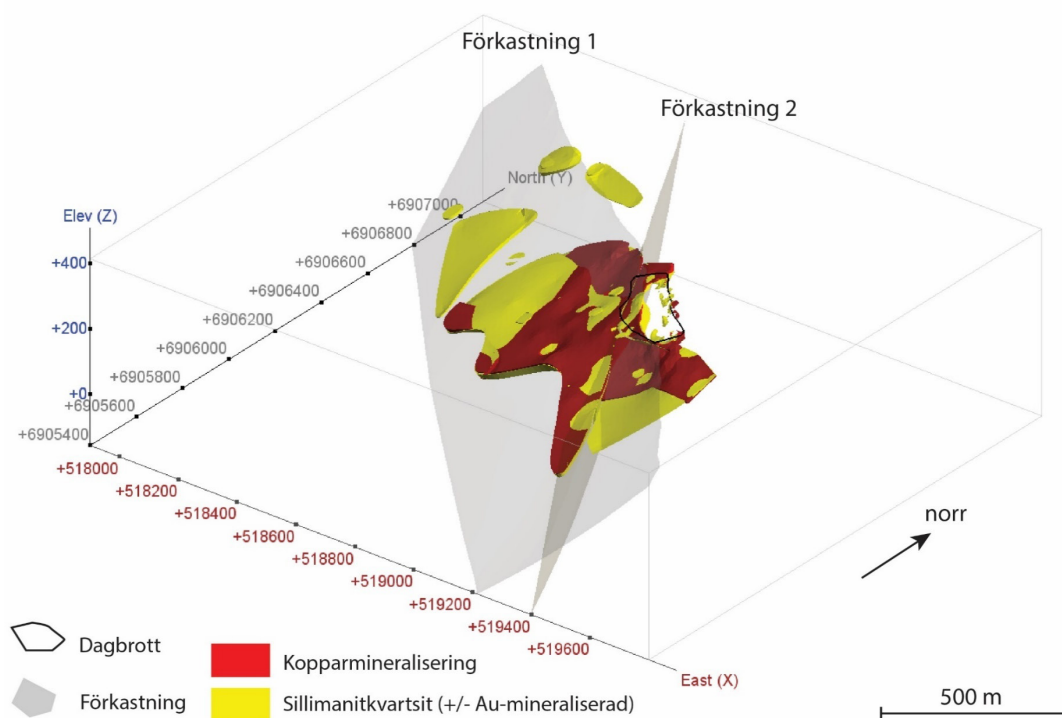
Observera att de båda förkastningarna inte har någon bredd i modellen även om de i verkligheten kan vara upp till 10 m breda, till exempel baserat på förekomsten av förkastningsbreccia i borrhålet BH67.

I de flesta fall finns inte tillräckligt med information rörande förkastningarnas bredd, rörelse-riktning, relativa ålder och utbredning mot djupet och därför krävs konceptuella antaganden. Baserat även på modelleringens tekniska grunder klipper eller förskjuter förkastningarna inte varandra och deras utbredning sammanfaller med modellens avgränsningar.

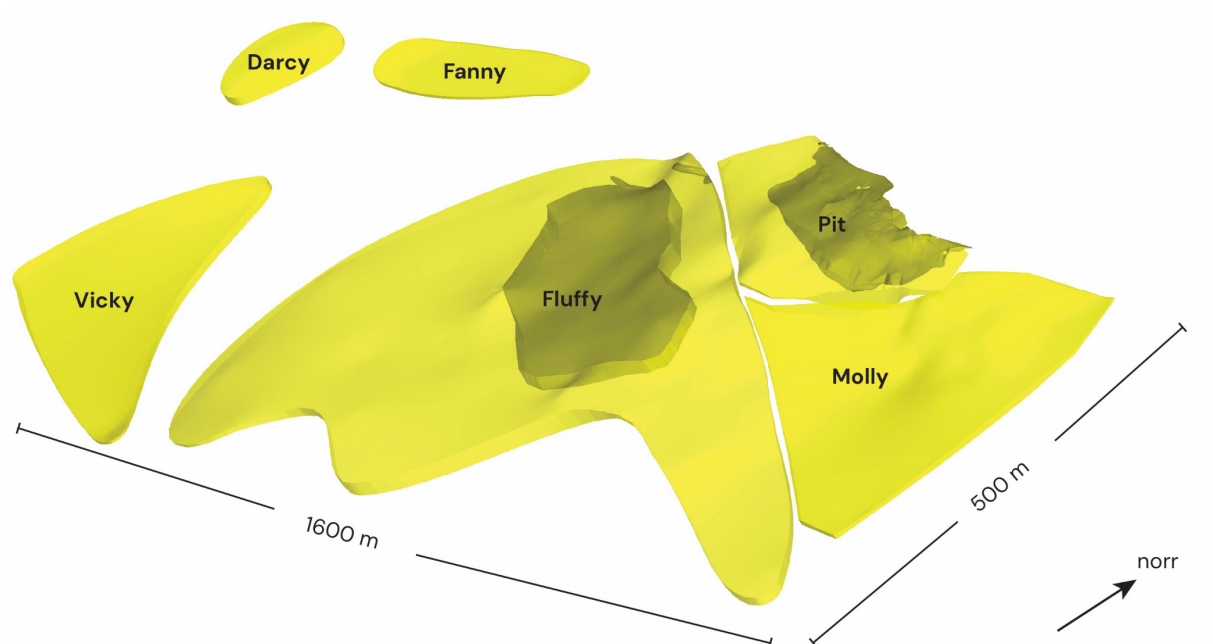
Information om en del mindre förkastningar togs fram genom fältobservationer, från borrhåls-data och på kartor i den äldre litteraturen (till exempel Hallberg 1994). Kanske de mest tydliga är de nordoststrykande förkastningarna som syns i gruvhålets nordöstra vägg (se till exempel fig. 5D). Mest med tanke på att behålla modellen översiktlig har dessa mindre förkastningar inte tagits med.

Sillimanitkvartsiten

Sillimanitkvartsiten har modellerats utifrån borrhålsdata som en "Vein type" med en minimitjocklek av 2 m och en maximal tjocklek av 40 m (fig. 131). Detta "Vein type"-modelleringsverktyg används ofta i modellering av relativt tunna lager och tillhörande verktyg inrymmer olika parametrar som man kan justera manuellt. För sillimanitkvartsiten styrdes interpoleringen av en "Planar Reference Surface" som stupar 34 grader mot sydväst. Även om det saknas sillimanitkvartsit i några borrhål aktiverade vi inte "Pinch Out"-funktionen på grund av att resultatet bara blev en stor kropp med ett orealistiskt utseende. Däremot modellerades olika kroppar separat genom att skapa flera "Boundary Surfaces" och varje kropp redigerades manuellt. Denna redigering utfördes så att kropparna avgränsades direkt där det inte finns borrhålsdata. Resultatet av de modellerade sillimanitkropparna visas i figur 132 tillsammans med deras namn och tillhörande volymer i tabell 16.



Figur 131. 3D-visualisering av den modellerade sillimanitkvartsiten och volymer med Cu >0,3 % i modellen över Enåsens guld-koppargruva. Koordinater längs X- och Y-axel är i SWEREF99 TM. Längs Z-axeln visas djupet i meter ovan havsnivå.



Figur 132. Modellerade sillimanitkvartsitkroppar och deras namn (denna studie). Mörk färg representerar utbruten malm.

Tabell 16. Volym av de modellerade sillimanitkvartsit-kropparna.

Sillimanitkvartsit kropp	Volym utbruten (m ³)	Volym kvar (m ³)
Pit	307 830	230 340
Fluffy	1 741 900	4 134 400
Molly	-	822 460
Vicky	-	791 820
Darcy	-	80 018
Fanny	-	55 252
Totalt	2 049 730	6 114 290

Kopparmalmen (>0,3 %)

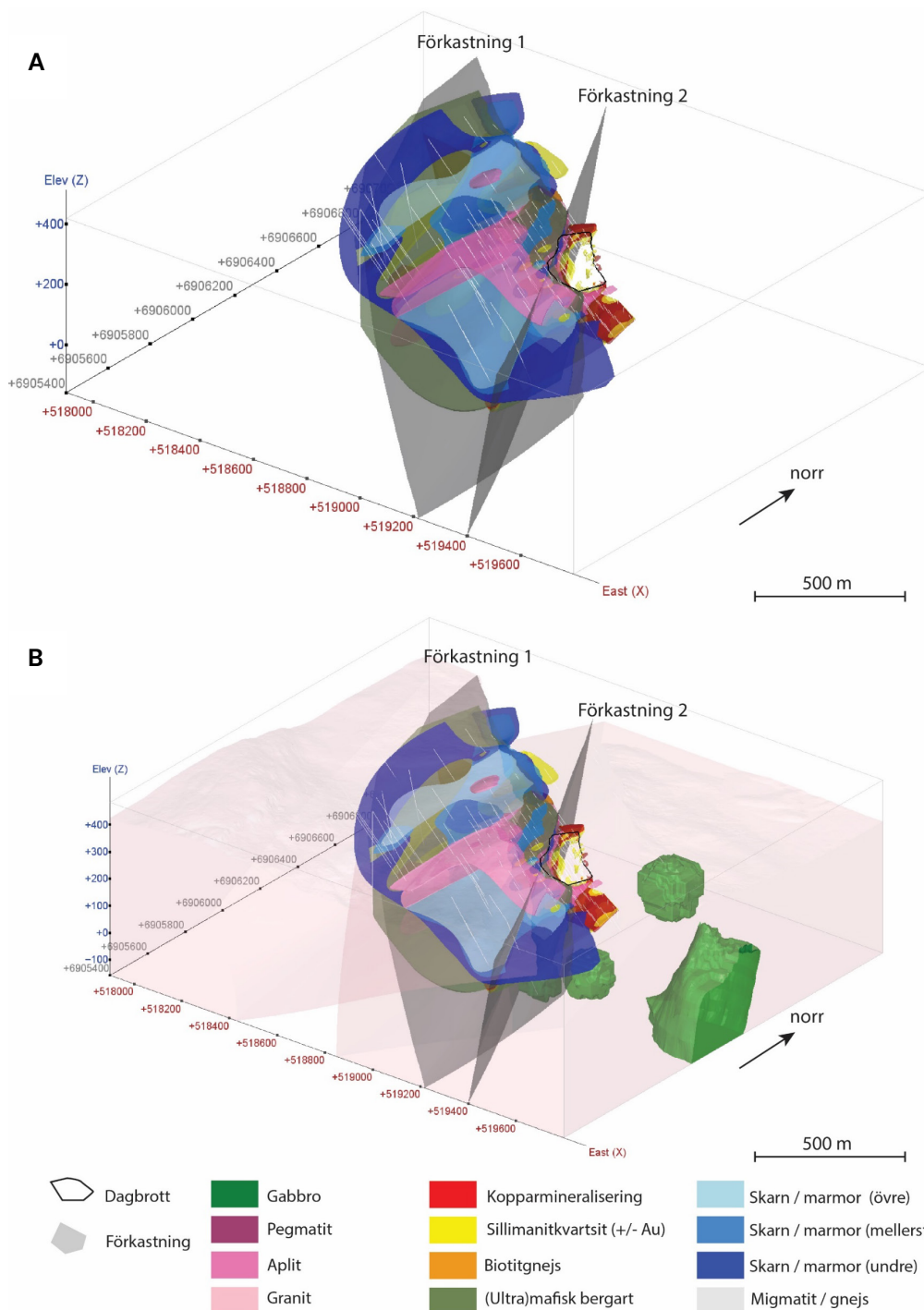
Modelleringen av kopparmalmen skedde genom att först skapa en "Economic Composite" från borrhålens kemidata med inställningarna "Cut-off Grade" ställd på 0,3 % och "Minimum Ore Composite Length" på 3 m. Utifrån dessa filtrerade borrhålssegment skapades sedan en "Vein" i en ny modell vilken sedan kombinerades med den geologiska modellen i en "Combined Model". Allt detta behövdes för att få med de förhöjda kopparhalter (>0,3 %) som inte bara förekommer i sillimanitkvartsiten och biotitgnejserna utan i vissa fall även i de övriga bergarterna (tabell 17).

Tabell 17. Volym av modellerade kroppar med Cu >0,3 % som uppträder i de olika litologierna.

Cu >0,3 % per litologi	Volym (m ³)
Cu >0,3 % i sillimanitkvartsit	1 957 100
Cu >0,3 % i biotitgnejs	92 070
Cu >0,3 % i gnejs (ospecificerad)	1 132 100
Cu >0,3 % i övriga litologier	37 227
Cu >0,3 % totalt	3 135 634

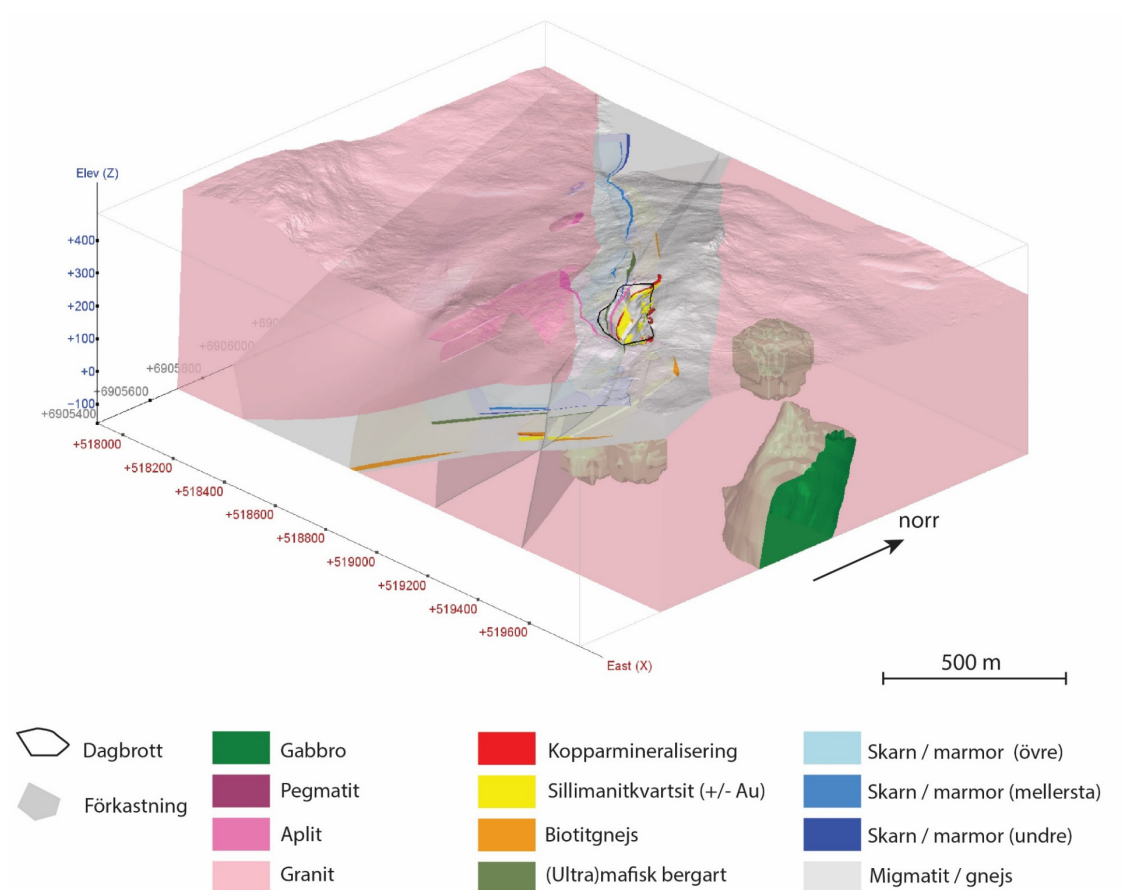
Övriga bergarter

Även övriga bergartsklassifikationer som pegmatit, aplit, och ultramafisk bergart har modellerats baserat på borrhålsdata som "Vein type" med en minimitjocklek av 2 m och en maximal tjocklek av 40 m (fig. 133). Skarn och kalksten har grupperats som en litologi och blev modellerad separat för tre olika stratigrafiska nivåer. Gnejserna modellerades genom en "Unknown infill" mellan de angränsande litologierna. Gnejserna blev i sin tur avgränsade av graniterna på de nordöstra (ligg-vägg) och sydvästra (hängvägg) sidorna, och båda modellerades som en "Deposit type surface".



Figur 133. A. Transparent 3D-visualisering av de modellerade bergarterna i modellen över Enåsens guld-koppargruva. **B.** Samma modell som i A men med granit och gabbro. Notera att gnejserna är helt transparenta i denna figur jämfört med figur 134. Koordinater längs X- och Y-axel är i SWEREF99 TM. Längs Z-axeln visas djupet i meter ovan havsnivå.

Gabbro finns bara i några enstaka borrhål och modellerades därför inte i Leapfrog. Däremot tolkar vi kropparna med höga densiteter i tyngdkraftsmodelleringen (se avsnitt *Geofysik*) som gabbro. Dessa kroppar importerades som "mesh" direkt in i den geologiska modellen i Leapfrog och modellerades som "Intrusion from surface" (fig. 134).

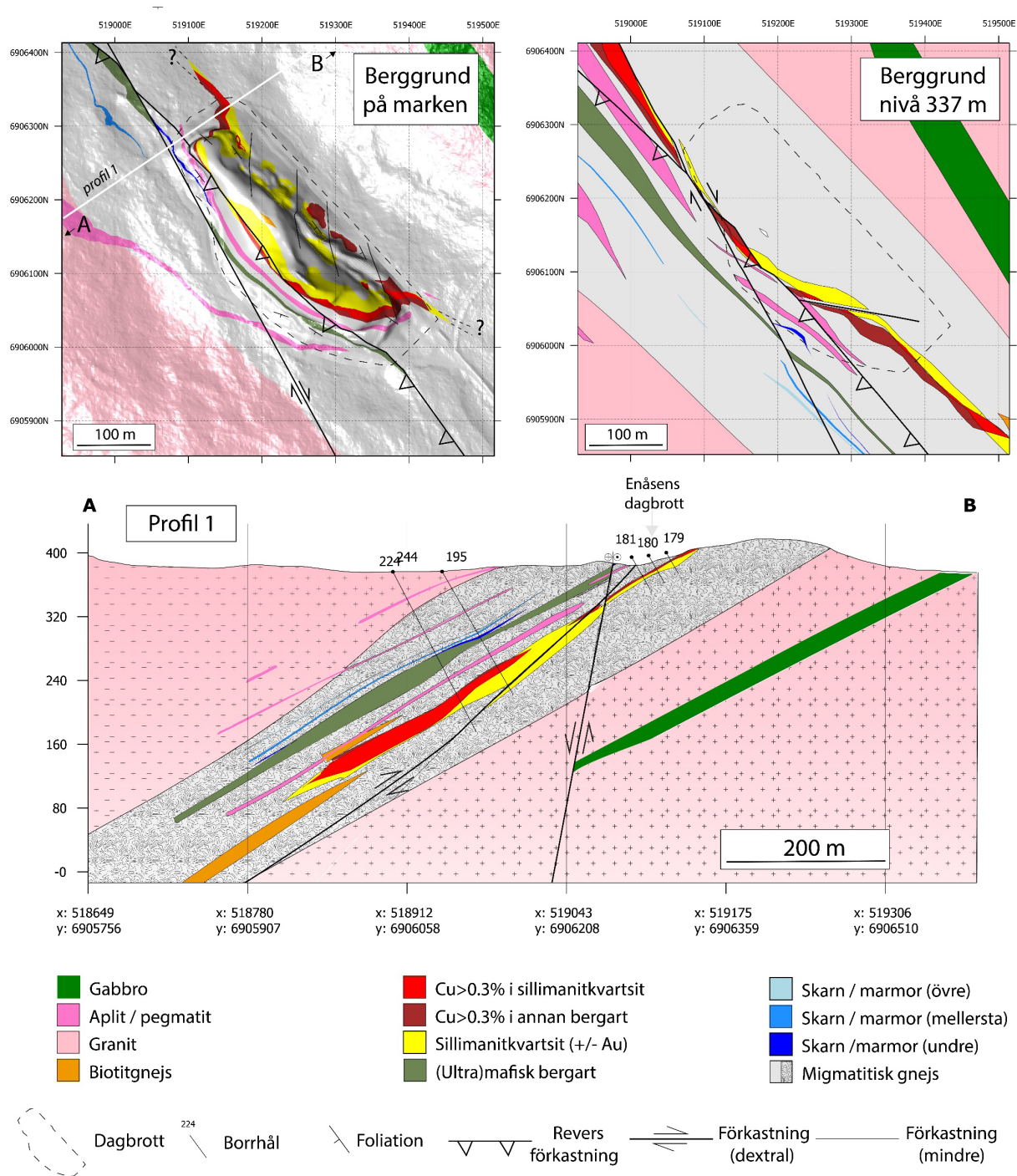


Figur 134. 3D-visualisering som i figur 133 men med gnejs.

2D-visualisering

Från den tredimensionella modellen extraherades en berggrundskarta, en nivåkarta och en profil (fig. 135A). Syftet med dessa är att presentera en 2D-bild som är helt baserad på borrhålsdata som kan jämföras med de befintliga tolkningarna i de rapporter och vetenskapliga publikationer som refererats till ovan.

Det som kommer fram från kartbilden är att sillimanitkvartsiten är blottad under vattenytan ner i dagbrottet samt ovan vattenytan längs den nordöstra kanten. Utifrån dessa blottningar tolkas en del mindre förkastningar med nord-sydlig strykning, vilket bekräftats genom fältobservationer (fig. 5D). Kopparmineraliseringen befinner sig alltid ovan kvartsiterna och följer samma nordvästliga strykning. Sydost och nordväst om dagbrottet finns det få borrhningar och fortsättningen av det mineraliserade stråket är osäkert. Längre åt sydväst är förkastning 1 respektive förkastning 2 associerade med små förskjutningar av de mineraliserade och icke-mineraliserade bergarterna i revers respektive dextral riktning. Direkt under dagbrottet i sydostlig riktning är sillimanitkvartsiten lite tunnare men blir igen tjockare med tilltagande djup nordväst om dagbrottet (fig. 135B).



Figur 135A. Berggrundskarta, nivåskarta och profil extraherade från 3D-modellen över Enåsens guld-koppargruva. Bild: Stefan Luth.

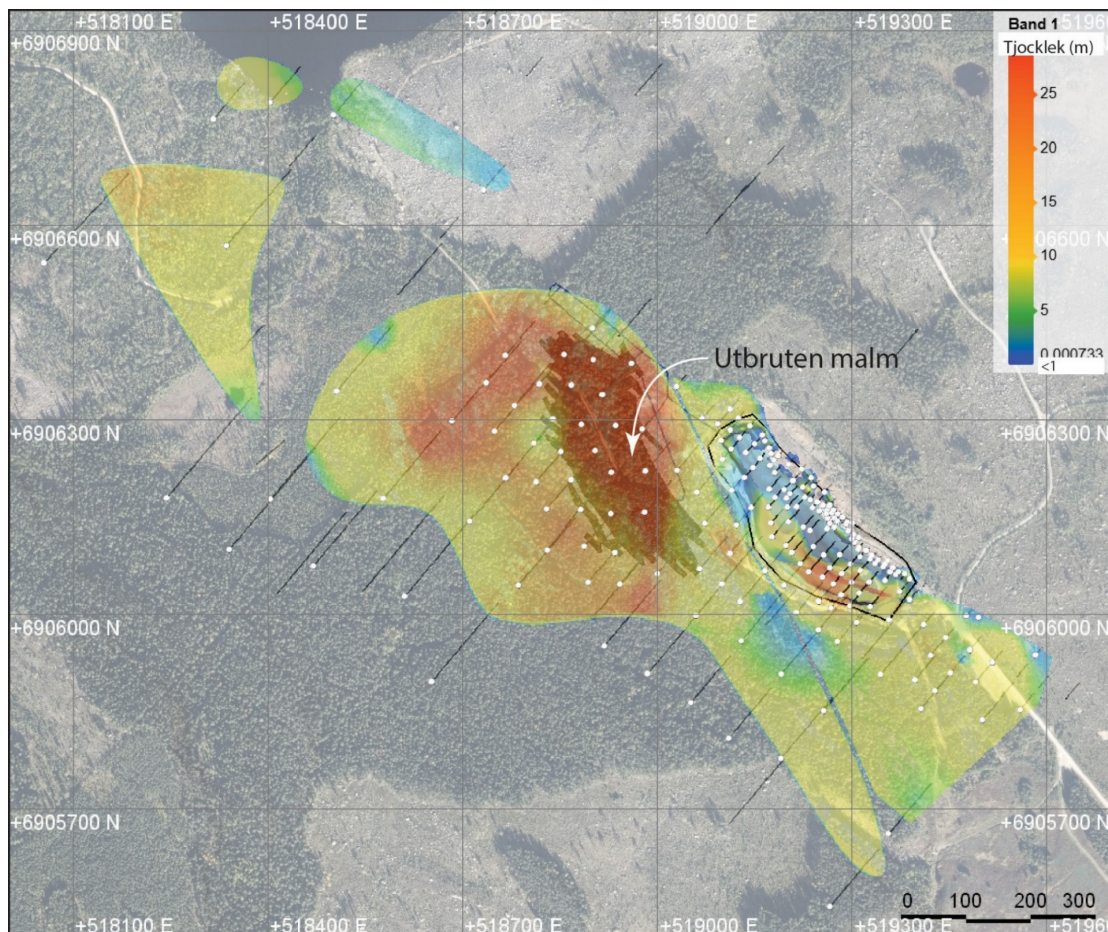


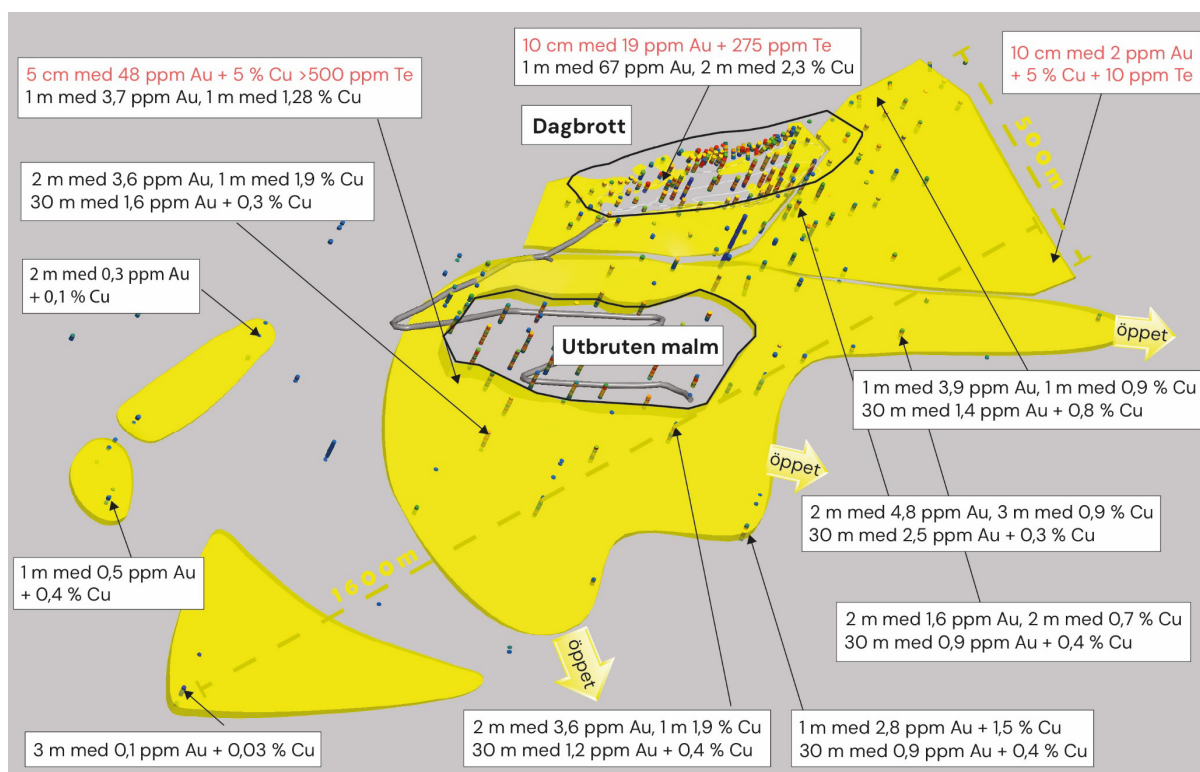
Fig. 135B. Tjockleken av den modellerade sillimanitkvartsiten projicerad vertikalt på markytan (ortofoto). Vita prickar visar de geografiska lägena för borrhål på ytan med själva borrhålen som svarta linjer. Numerisk malmmodell.

Några numeriska modeller byggdes i Leapfrog Geo genom 3D-interpolering av kemiska analysdata från 258 kärnbörningar från Boliden Mineral AB. Interpoleringen utfördes för guld och koppar och blev avgränsade av de litologiska volymerna, främst sillimanitkvartsiten, som kom fram i den geologiska modellen (se förra avsnittet). Anledningen till att sillimanitkvartsiten valdes är för att de analyserade proverna till största del togs från denna bergart. Resultatet ska endast betraktas som ett underlag till mer detaljerade malmberäkningar.

Visualisering av haltdata och numerisk komposit

Ett vanligt och översiktligt sätt att presentera kemiska data från kärnbörningar är med textrutor på en 3D-bakgrund (fig. 136). Textrutorna visar ett urval av halter av guld och koppar för ett segment. Segmentlängder mellan 5 och 10 cm kommer från denna studie medan 1 och 5 m representerar Bolidens provlängder. En numerisk komposit av 30 m skapades i Leapfrog Geo, främst för att få ett genomsnittsvärde som ligger närmare sillimanitkvartsitens totala tjocklek. Denna metod innebär att man delar upp hela borrhålets längd i 30 m långa segment och beräknar ett genomsnittsvärde av guld och koppar för varje segment. Ytterligare krav är att 50 % av varje segment måste ha ett initialt värde. Resultatet visar nästan alltid lägre guld- och kopparvärden, vilka antagligen orsakas av helt omineraliserade intervall (fig. 136).

Generellt visar denna visualisering ett flertal 1 till 2 meter långa segment i kvarlämnade malmkroppar som innehåller i genomsnitt cirka 3–5 ppm guld och 2 % koppar. De 30 m långa segmenten innehåller typiskt 1–2 ppm guld och 0,5 % koppar. Satellitkropparna (Vicky, Fanny och Darcy) har betydligt lägre guld- och kopparhalter.

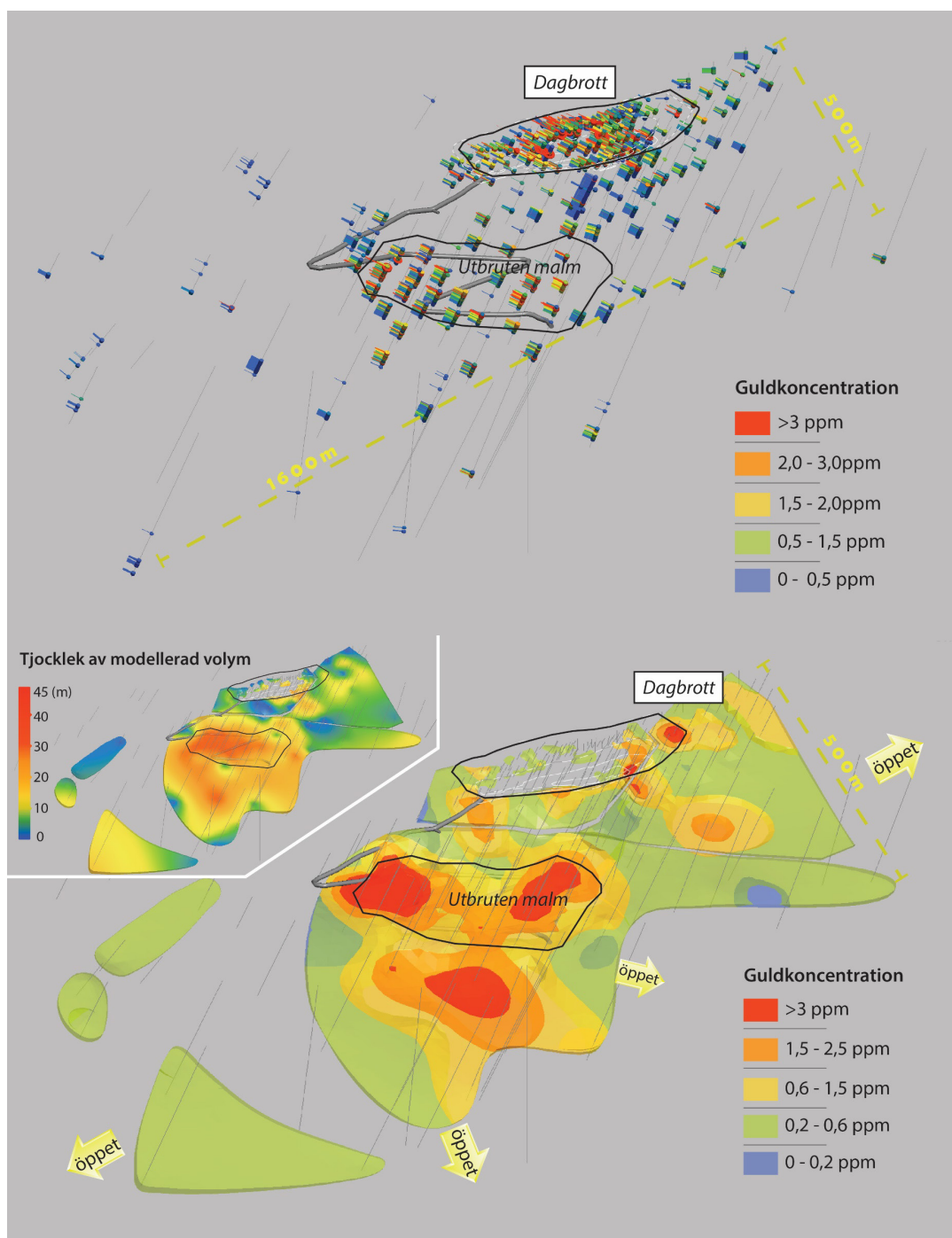


Figur 136. Ett urval av guld- och kopparhalter (samt ett fåtal för tellur) från kärnborrningar vid Enåsens guld-koppargruva. De modellerade malmkropparna i gult består av sillimanitkvartsit. Röda siffror är analysresultat från denna studie medan de övriga kommer från Boliden Mineral AB. De 30 m långa segmenten och tillhörande halter är ett resultat från numerisk komposit i Leapfrog Geo. Bild: Stefan Luth.

Numerisk modell för guldhalter

En numerisk modell byggdes i Leapfrog Geo genom 3D-interpolering av guldhalterna från 258 kärnborrningar från Boliden Mineral AB (fig. 137). Interpoleringen är avgränsad av den modellerade sillimanitkvartsiten som kom fram i den geologiska modellen (se förra avsnittet).

Resultatet visar att de högsta guldhalterna (>3 ppm) sammanfaller med de utbrutna partierna. Dessutom finns en avsevärd mängd kvar av sillimanitkvartsit som innehåller över 2 ppm guld (fig. 137 och tabell 18), framför allt i de större malmkropparna på djupet.



Figur 137. Numerisk Au-modell baserad på 3D-interpolering av Bolidens analysdata från kärnbörningar. Modellen avgränsas av den modellerade sillimanitkvartsiten i denna studie. Bild: Stefan Luth.

Tabell 18. Modellerade kvarlämnade guldmineraliserade volymer inom sillimanitkvartsiten.

Guldmineralisering	Volym kvar (m ³)
0–1 ppm Au	3 538 900
1–2 ppm Au	1 574 600
2–3 ppm Au	643 390
3–4 ppm Au	75 980
4–5 ppm Au	3 470
>5 ppm Au	510

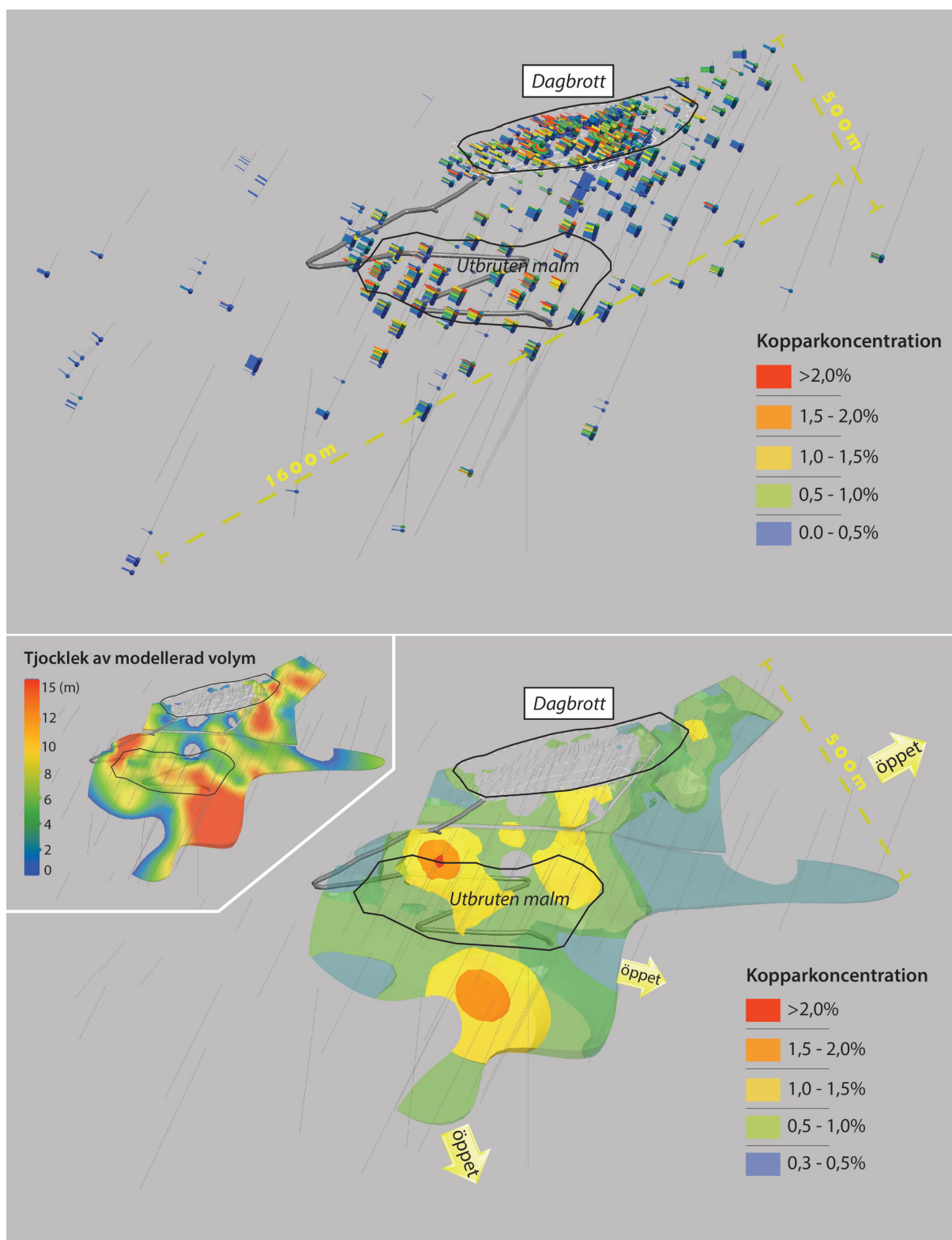
Numerisk Cu-modell

En numerisk modell byggdes i Leapfrog Geo genom 3D-interpolering av kopparhalter från 258 kärnborrhål från Boliden Mineral AB (fig. 138). Interpoleringen avgränsades av den volym med Cu >0,3% som sammanfaller med flera olika litologier (se figur 131). En stor brist i modelleringen av kopparhalterna är att provtagningen för kemisk analys av Boliden Mineral AB främst var fokuserad på den guldrika sillimanitkvartsiten, med stora luckor i de övriga litologierna som följd.

Resultatet visar att de högsta kopparhalterna (>1 % Cu) bara delvis sammanfaller med de utbrutna partierna och att en del kopparanomalier finns i de kvarlämnade partierna (fig. 138 och tabell 19). Höga halter av koppar förekommer främst mellan dagbrottet och den underjordiska gruvan samt på djupare läge i samma malmkropp. I det sistnämnda fallet når kopparmineraliseringen en tjocklek av 15 m. Det finns ingen anledning att tro att kopparmineraliseringen tar slut på ännu större djup (>350 meter) och tolkas här som öppen mot djupet.

Tabell 19. Modellerade kvarlämnade kopparrika volymer inom de olika litologierna.

Kopparmineralisering	Volym kvar (m ³)
<0,5 % Cu	969 380
0,5–1,0 % Cu	1 281 900
1,0–1,5 % Cu	313 590
1,5–2,0 % Cu	44 072
>2,0 % Cu	10 714

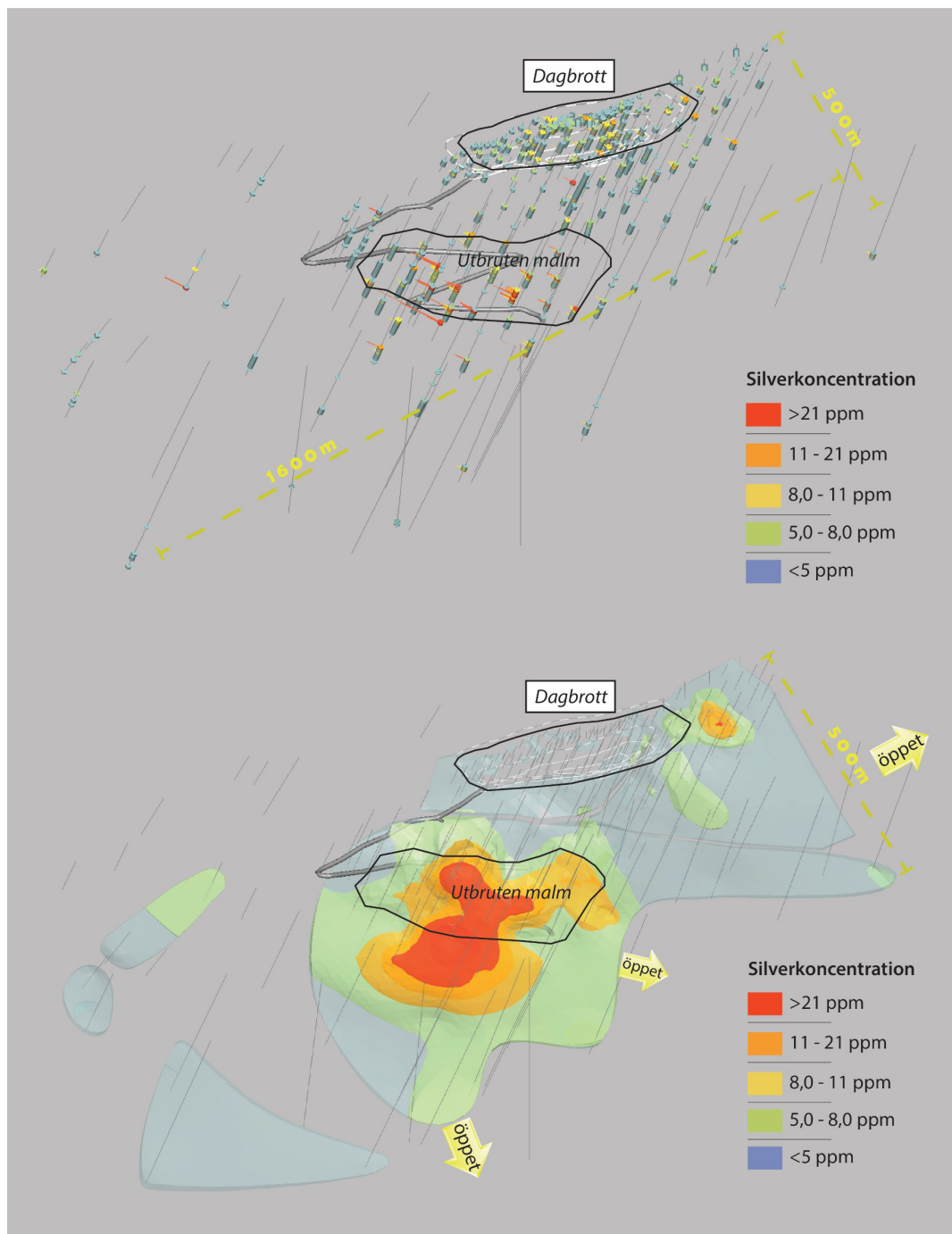


Figur 138. Numerisk Cu-modell baserad på 3D-interpolering av Bolidens analysdata från kärnbörningar. De modellerade volymerna avgränsas av en omgivning med $\text{Cu} > 0,3\%$ som sammanfaller med flera olika litologier (se även figur 131). Bild: Stefan Luth.

Numerisk Ag-modell

En numerisk modell byggdes i Leapfrog Geo genom 3D-interpolering av silverhalterna från 258 kärnborrhål från Boliden Mineral AB (fig. 139). Interpoleringen är avgränsad av den modellerade sillimanitkvartsiten som kom fram i den geologiska modellen (se förra avsnittet).

Resultatet visar att de högsta silverhalterna (>21 ppm) delvis sammanfaller med de utbrutna partierna. Vid avgränsningen på den djupare sidan finns det ungefär lika stor mängd kvar av sillimanitkvartsit som innehåller över 21 ppm silver (fig. 139).



Figur 139. Numerisk Ag-modell baserad på 3D-interpolering av Bolidens analysdata från kärnborrhål. Modellen avgränsas av den modellerade sillimanitkvartsiten i denna studie. Bild: Stefan Luth.

Kombinerad malm- och geofysisk modell

I den här sektionen presenteras några 2D- och 3D-visualiseringar som kombinerar malmodellen och modelleringsresultat baserat på magnetdata och strömtätheten.

Kartbilden

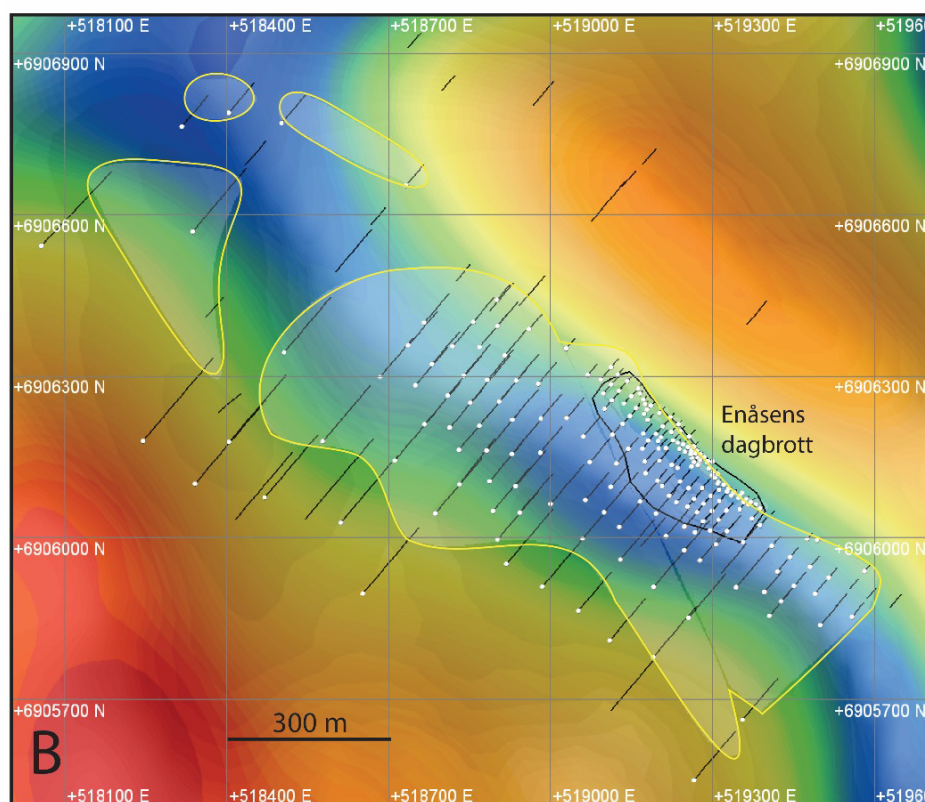
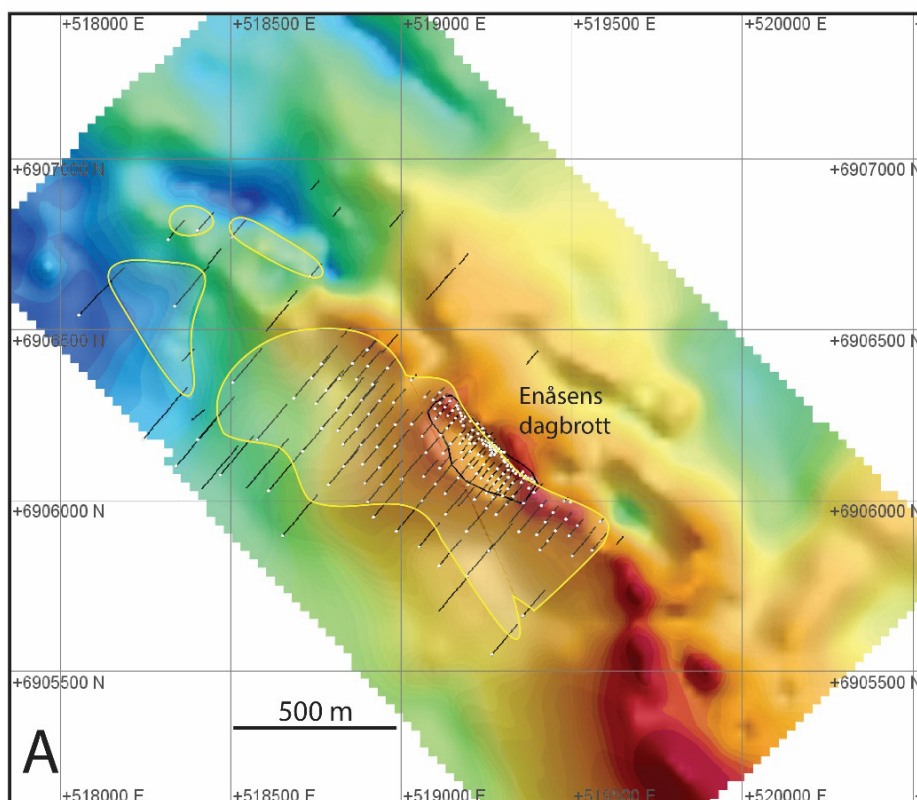
Projicerar man den modellerade utsträckningen av sillimanitkvartsiten på kartan baserad på magnetfältdata som mättes från drönare kommer det fram att kvartsiten sammanfaller med såväl höga som låga magnetiska anomalier (fig. 140A). De mindre satellitkropparna markeras av relativt låga magnetanomalier medan den stora sillimanitkvartsitkroppen befinner sig under en övergång från intermediär till hög anomali. Sydöstra änden av Enåsens dagbrott markeras av en mycket högmagnetisk anomali (röd på kartan). Denna anomali fortsätter i ett smalt stråk i sydostlig riktning. Där saknas borrhålsinformation och därför avslutas den modellerade kroppen även om den i verkligheten förmodligen fortsätter i samma utsträckning som anomalin.

Kartbilden från strömtätheten i kombination med den modellerade utsträckningen av sillimanitkvartsiten visar att kvartsiten sammanfaller med ett nordvästligt strykande stråk med god elektrisk ledningsförmåga (fig. 140B).

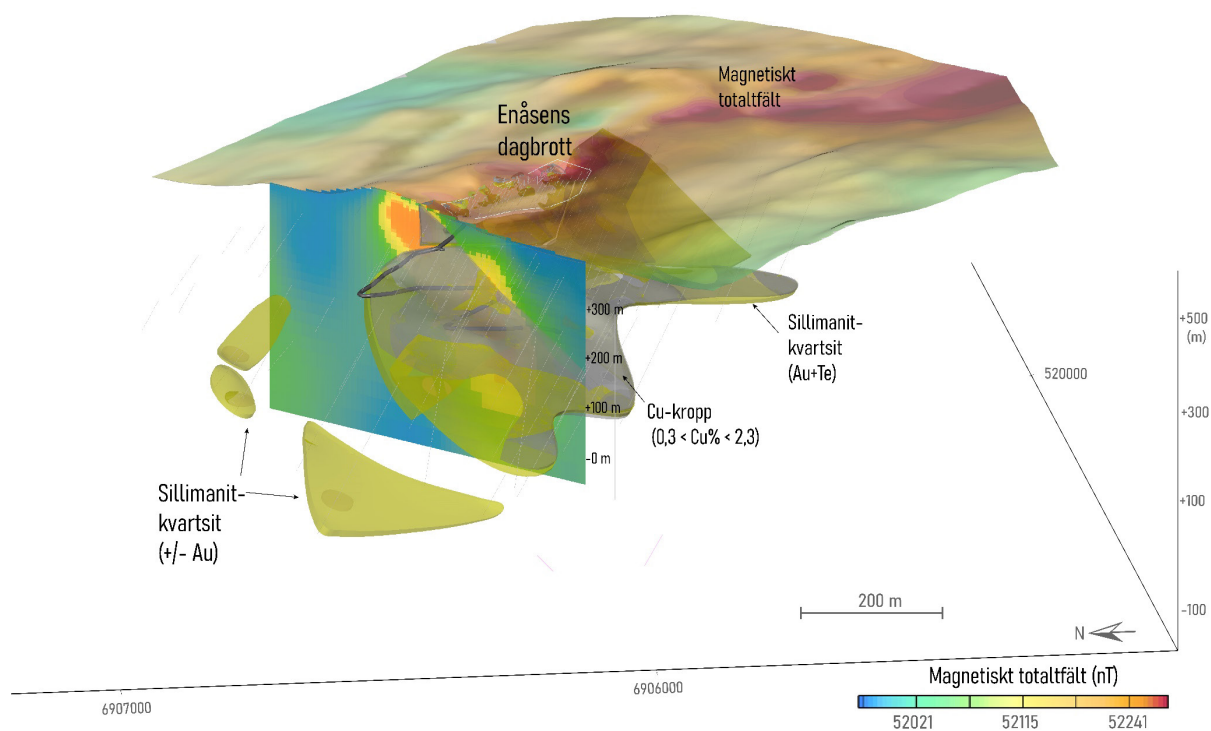
3D-bilden

En 3D-visualisering av sillimanitkvartsiten och volymen med $\text{Cu} > 0,3 \%$ kombinerad med kartan över magnetfältet från Enåsens guld-koppargruva visas i figur 141. Figuren inkluderar också ett tvärsnitt genom en inversionsmodell av samma magnetfältdata. Snittet visar att området med den högsta modellerade magnetiska susceptibiliteten har samma lutning som, men sammanfaller inte med kvartsiten eller volymen med $\text{Cu} > 0,3 \%$. Däremot befinner sig anomalin direkt under kvartsiten i liggväggen.

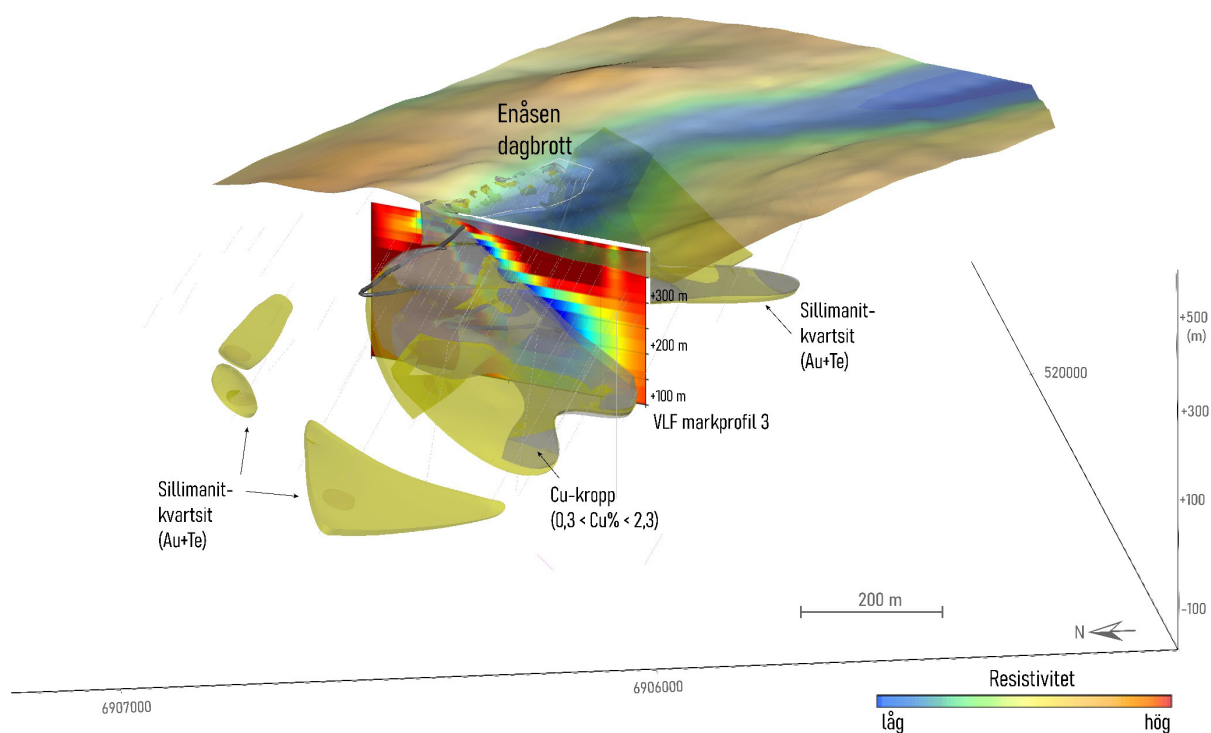
En lite förskjuten bild får man av kombinationen med sillimanitkvartsiten och $\text{Cu} > 0,3 \%$ -volymen med kartan över markens strömtäthet och resistivitetsmodell från VLF-markprofil 3 (fig. 142). Sillimanitkvartsiten och $\text{Cu} > 0,3 \%$ -volymen sammanfaller med bra ledningsförmåga (blå) medan den metasedimentära bergarten i hängväggen, inklusive marmor och skarn, ligger i en övergångsdomän till hög resistivitet (fig. 143). Borrsektionen dominerad av (meta-)granitoider markeras i den här visualiseringen som dålig ledningsförmåga.



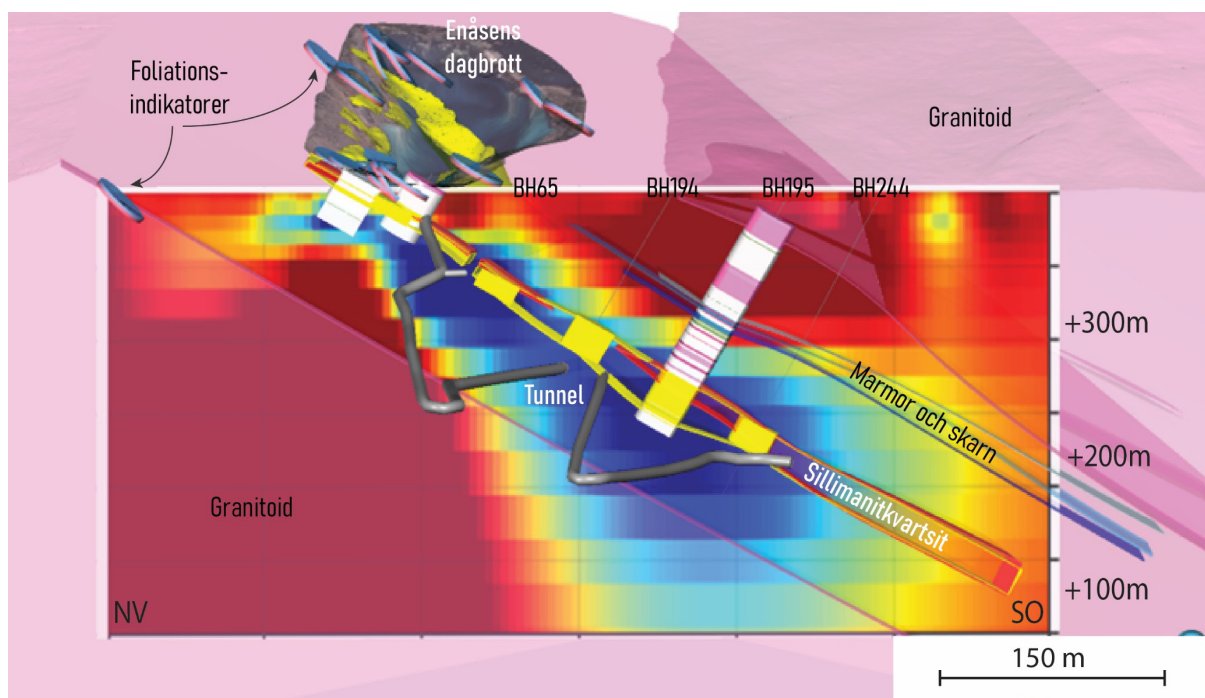
Figur 140. Geofysiska data från flygburna mätningar kombinerade med en projicerad avgränsning av den modellerade sillimanitkvartsiten på djupet (semitransparant polygon med gulfärgad gräns). **A.** Karta över det magnetiska totalfältet, baserat på mätningar från drönare. **B.** Karta över markens strömtäthet beräknad från flygburna VLF-mätningar. Se figur 100 och 102 i avsnittet "Geofysik" för teckenförklaring. Vita prickar visar de geografiska lägena för borrhål på ytan med själva borrhålen projicerade som svarta linjer.



Figur 141. 3D-visualisering av den modellerade sillimanitkvartsiten och 0,3 < Cu% < 2,3-volymen kombinerad med kartan över det magnetiska totalfältet samt profil som visar markens magnetiska susceptibilitet vid Enåsens guld-koppargruva. Magnetfältsinformationen samlades in av SGU med drönare under 2021. Magnetfältskartan är draperad över en topografisk höjdmodell. Profilen som visar markens magnetiska susceptibilitet är ett tvärsnitt genom en inversionsmodell som är baserad på samma magnetfältsdata.

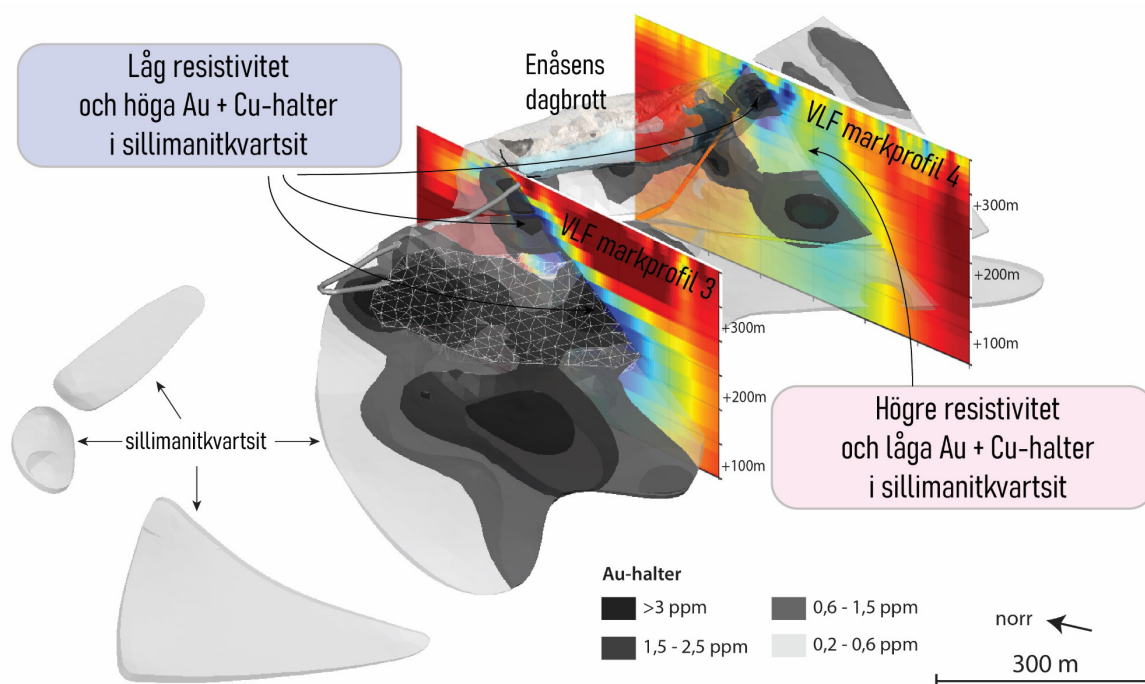


Figur 142. 3D-visualisering av den modellerade sillimanitkvartsiten och 0,3 < Cu% < 2,3-volymen kombinerad med kartan över markens strömtäthet samt profil som visar markens resistivitet längs VLF-markprofil 3 vid Enåsens guld-koppargruva. Strömtätheten är beräknad från flygburna VLF-mätningar.



Figur 143. 3D-visualisering som kombinerar resistivitetsmodell från VLF-markprofil 3 med en del av den geologiska modellen. Sillimanitkvartsiten och $0,3 < \text{Cu} \% < 2,3$ -volymen sammanfaller med låg resistivitet (blå) medan den metasedimentära bergarten i hängväggen, inklusive marmor och skarn, ligger i en övergångsdomän till hög resistivitet. Borrhålssektionen som domineras av granitoider är i den här visualiseringen markerad som högsta resistivitet. Observera borrhålens begränsade djup och att stratigrafin i kvartsitens liggvägg därför till stor del är okänd.

Kartbilden av markens strömtäthet beräknad från VLF-data visar ett kontinuerligt stråk av god ledningsförmåga som till stor del sammanfaller med sillimanitkvartsitens utbredning (fig. 140B). Dock visar de fyra VLF-markprofilerna att resistiviteten varierar även inom sillimanitkvartsiten; jämför till exempel profilerna 3 och 4 (fig. 144, se också Luth & Jönberger 2024). Båda profilerna skär igenom sillimanitkvartsiten men uppvisar olika grad av resistivitet. En möjlig förklaring till detta kommer fram när vi kombinerar VLF-profilerna med den numeriska Au-modellen baserad på 3D-interpolering i sillimanitkvartsiten av kemidata från kärnbörningar (fig. 144). Här sammanfaller höga guld- och kopparhalter i sillimanitkvartsiten med en låg resistivitet (profil 3) medan låga guld- och kopparhalter sammanfaller med en högre resistivitet (profil 4). Det kan vara en tillfällighet, men beaktat att kopparsulfider och guld generellt är mycket bra elektriska ledare är det en rimlig förklaring. En annan förklaring till den relativt låga resistiviteten som syns i markprofil 3 kan vara att den är delvis orsakad av vatten som vid mätillfället fyllde den nedlagda gruvan.



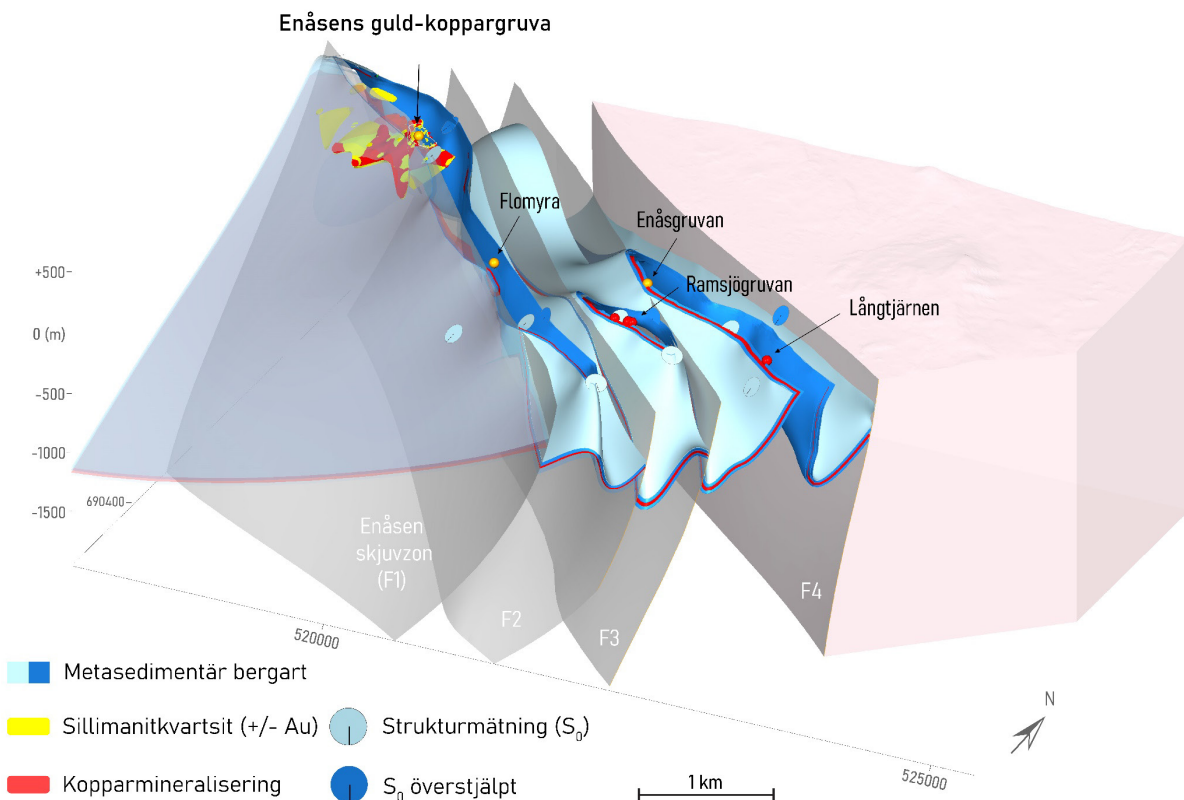
Figur 144. 3D-visualisering som kombinerar resistivitetsmodeller från VLF-markprofil 3 och 4 med den numeriska Au-modellen baserad på 3D-interpolering i sillimanitkvartsiten av kemisk analysdata från kärnborrhål. Höga guld- (och även koppar-) halter sammanfaller med låg resistivitet. Det vita nätet indikerar den utbrutna volymen.

Semi-regional modell

En semi-regional modell har skapats som inkluderar Enåsens guld-koppargruva och mindre omliggande mineraliseringar (fig. 145). Modellens syfte är att belysa den mera storskaliga strukturgeologiska kontexten till mineraliseringarna. Modellen bygger på den befintliga berggrundskartan, strukturmätningar och lineamenttolkningar från VLF-markprofiler samt datamängder från de flygburna magnetfält- och VLF-mätningarna. Modellen ska betraktas som ett koncept med en hög grad av förenkling och osäkerhet.

Tekniskt genomförande

Den första steget i byggandet av en regional modell i Leapfrog Geo är att digitalisera gränserna mellan de metasedimentära bergarterna och övriga bergarter till "Polylines". Längs gränserna skapas några syntetiska "Planar Structural Data" i överensstämmelse med genomsnittet av strukturmätningar. Här handlar det bara om de stora dragen vilket innebär att stora datamängder och lokala variationer undviks. Nästa steg är att använda både polylines och planar structural data som ingångsdata till en "Structural Surface" inom en "Geological Model". Denna Structural Surface utgör modellens grund och det går att lokalt redigera den manuellt. Sedan fortsätter byggandet med att stegvis introducera förkastningarna. I det här fallet tolkas förkastningarna från VLF-markprofiler samt från magnetfält- och VLF-data från de flygburna mätningarna. Efter aktivering av förkastningarna redigeras Structural Surface i varje "Faultblock" genom att applicera en "Global Structural trend". Små skillnader i trenden i varje faultblock resulterar i skenbara förskjutningar av Structural Surfaces längs förkastningarna. Graden av förskjutningar bestäms även genom parametern "Boundary Filter on/off". För att få fram mer detaljer och lokala avvikelser redigeras "Structural Surface" med alla befintliga strukturmätningar. Till sist skapas en stratigrafisk volym genom en "Deposit from Offset Surface", återigen med Structural Surface som ingångsdata.



Figur 145. Semi-regional modell över Enåsens guld-koppargruva och närliggande sulfidmineraliseringar. Bild: Stefan Luth.

Tolkning av modelleringsresultat

Det framkommer av modelleringen att den strukturella kontexten för Enåsens guld-koppargruva kännetecknas av ett asymmetriskt veckmönster med långa veckben stupande mot sydväst och korta, ibland överstjälpta veckben, stupande mot nordost. I samband med denna 3D-geometri tolkas de individuella linserna av metasedimentära bergarter som stora tubveck där veckaxelns riktning varierar starkt.

Förkastningarna stupar konsekvent mot sydväst och har lokalt förskjutit veckbenen med främst reversa rörelser. De stora asymmetriska dragen av både veckmönster och förkastningar implicerar ett samspel mellan de båda under en tektonisk transport riktad mot nordost.

Genom detta strukturgeologiska ramverk kan alla mineraliseringar kopplas till samma stratigrafiska nivå. Dock är det underligt att mineraliseringarna endast förekommer på de långa veckbenen som stupar mot sydväst. Det syns även att guldmineraliseringar bara förekommer där den mineraliserade stratigrafien sammanfaller med en regional skjuvzon. Vi drar därför slutsatsen att mineraliseringarna vid Enåsen kännetecknas av en särskild stratigrafisk nivå och en lokalisering av intensiv plastisk deformation. Dessa förutsättningar för malmbildning ska betraktas som ledtråd inom framtidens prospektering i området.

Geokronologi

Fyra prov valdes för åldersbestämning. De beskrivs nedan och fotografier och analysresultat redovisas i figur 146–156 och i tabell 20. Isotopkvotsdata rapporteras med 1s procentuella fel medan åldersbestämningar rapporteras med 2s absoluta fel.

SLH211007A

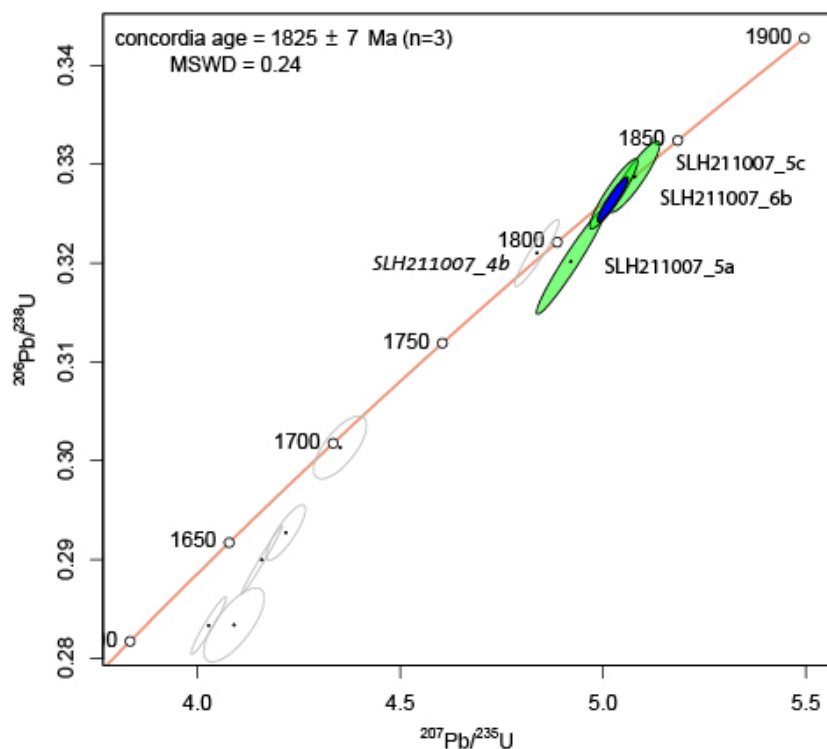
Prov SLH211007A kommer från en lokal som ligger på den sydliga kanten av Enåsengruvans dagbrott (SWEREF99 TM: 6906025/519375). Provtagning skedde i graniten ungefär 2 meter från den tektoniserade och sprickiga kontakten med biotit-sillimanitgnejs (se även fig. 5A–B). Bergarten är en fin- till medelkornig och jämnkornig granit med varierande dissemination av magnetit (fig. 146). Bergarten är inte folierad, men lokalt stark uppsprucken.

Zirkonerna är euhedrala till subhedrala och har en längd av 50–100 μm . Vissa ärvda kärnor förekommer och viss cyklisk zonering kan ses i påväxter. Många kristaller visar på olika sätt störda inre delar, och dessa undveks under analys. Vissa kristaller visar tecken på resorberade zoner med senare överväxt. 17 punkter (9 kärnor och 8 kanter) analyserades från 8 zirkoner. Data presenteras i tabell 20 och figur 147 och 148.

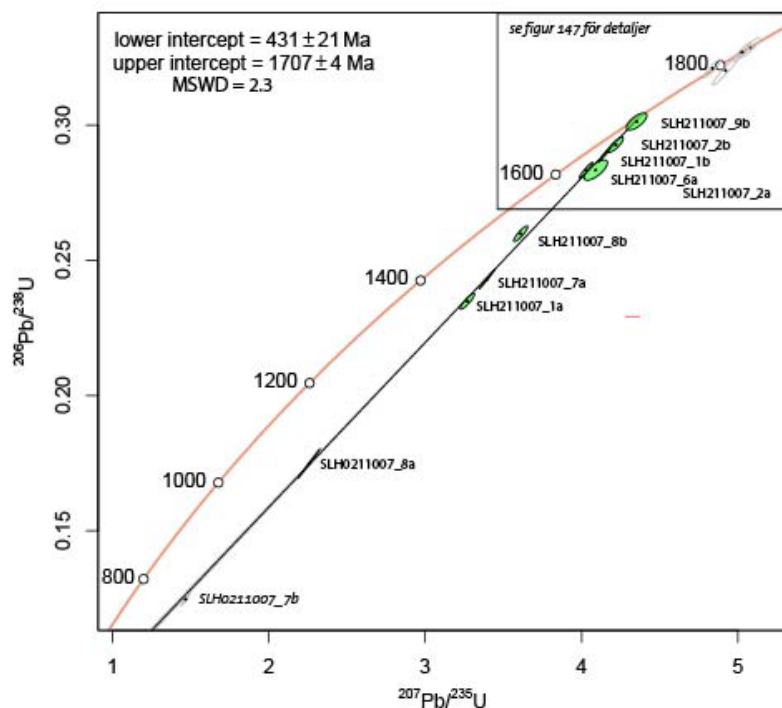
Fyra analyser (SLH211007-4a, SLH211007-5b, SLH211007-7b och SLH211007-9a) godkändes ej på grund av överskott av bly (revers diskordans). Bland de återstående analyserna kan två distinkta grupper urskiljas. Tre zirkonkärnor ger en konkordant ålder på $1\,825 \pm 7$ Ma (SLH211007-5a och c, och SLH211007-6b). En annan punkt (SLH211007-4b) ger en konkordant ålder på $1\,795 \pm 13$ Ma, men detta kan representera en blandad signal från både kärna och kant, så åldern bör användas med försiktighet (fig. 147). De återstående 9 zirkonerna bildar en diskordia med en övre skärningsålder på $1\,707 \pm 4$ Ma (fig. 148).



Figur 146. Närbild av graniten som representerar dateringsprov SLH211007A. Foto: Stefan Luth.



Figur 147. Detalj av konkordiadiagram (Wetherill 1956) för prov SLH211007A som visar kärnanalyser. Ellipserna representerar faktiska analyser där de gröna ellipserna har använts för att beräkna en konkordant ålder på 1825 ± 7 Ma (blå).



Figur 148. Konkordiadiagram (Wetherill 1956) för prov SLH211007A. Gröna ellipser representerar kantanalyser och de bildar en diskordia med en övre skärning på 1707 ± 4 Ma. Se figur 147 för detaljer av den övre delen av diagrammet som ingår i den svarta rektangeln.

SLH211064A

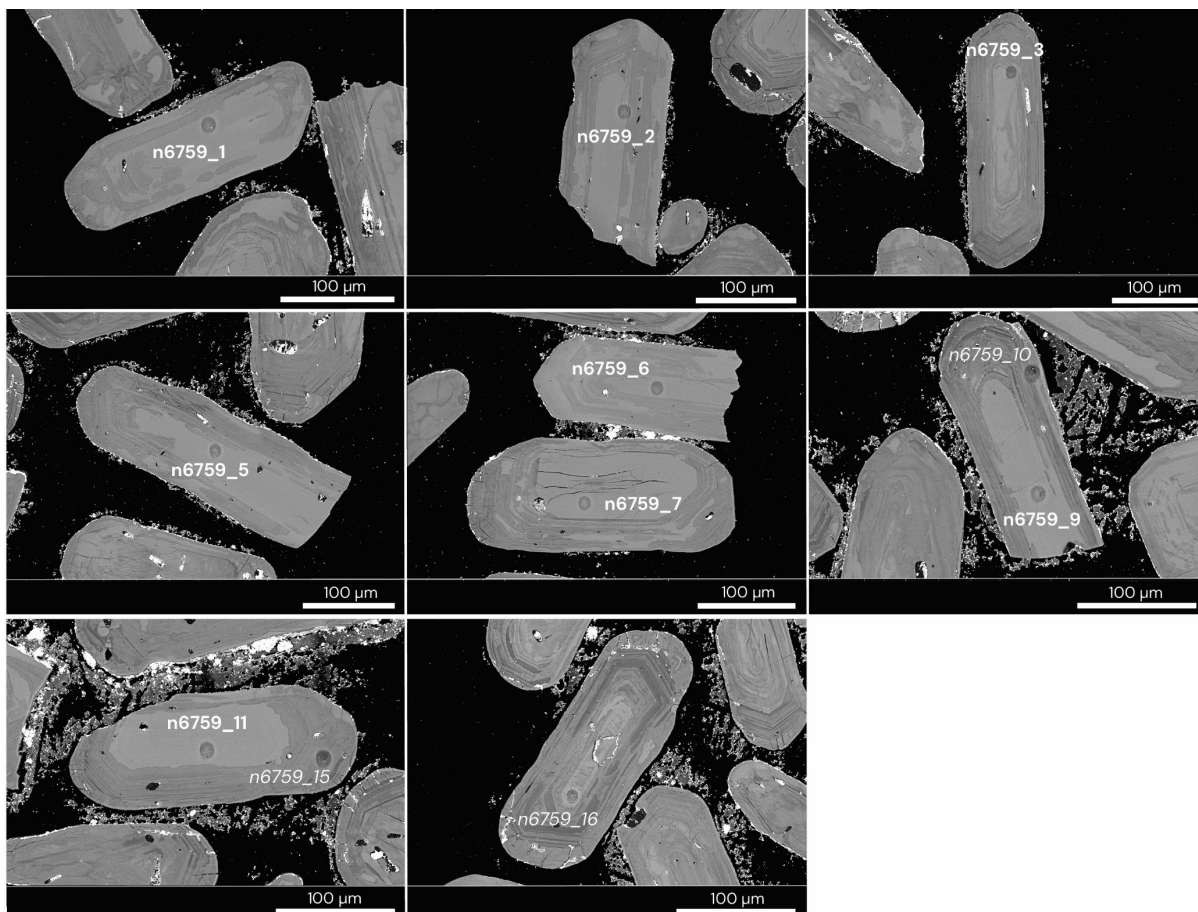
Prov SLH211064A kommer från en lokal som ligger en kilometer sydväst om Enåsengruvans dagbrott (SWEREF99 TM: 6905399/518841). Bergarten är en migmatitisk granatgnejs med centimetertjocka band av kvarts-fältspat och biotit (fig. 149). Bergarten är starkt plastiskt deformerad och höggradigt metamorfoserad upp till granulitfacies vilken gör det svårt att identifiera protoliten. Ingen kontakt med omgivande bergarter i närheten av provlokalen kunde observeras.

Zirkonerna är i allmänhet avlånga och euhedra till subhedra och har en längd av cirka 200 μm (fig. 150). Alla de 20 analyserade kristallerna uppvisar cyklisk zonering men tydliga ärvda kärnor observerades inte. Många kristaller har omvandlade delar som följer zoneringen, men tillräckligt med icke omvandlat material fanns för att erhålla ett meningsfullt resultat.

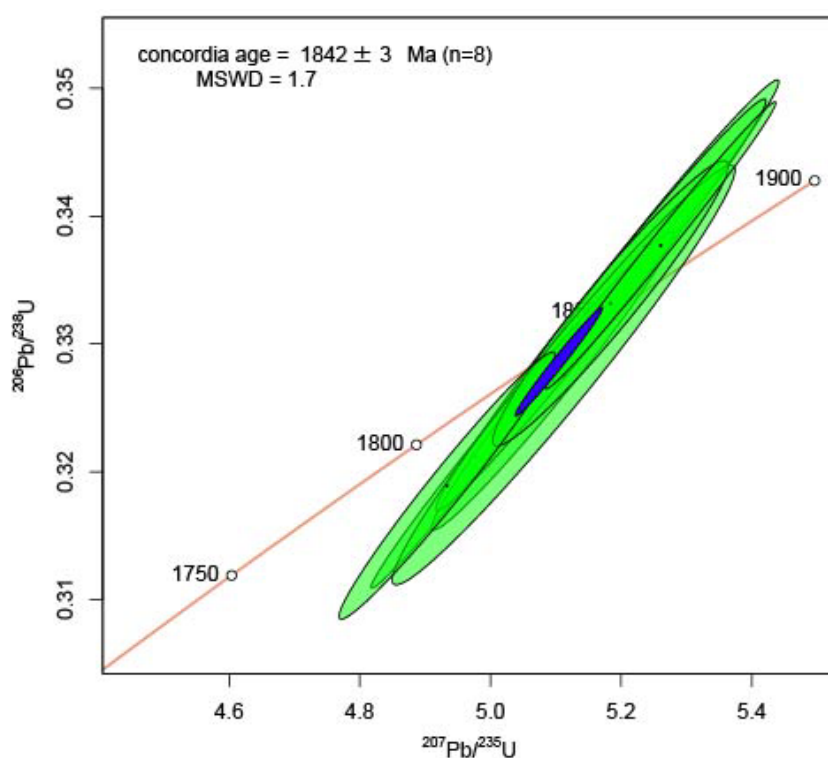
Zirkonerna innehåller 511–2 750 ppm uran och har Th/U-förhållanden på 0,10–0,30 (tabell 20), de uranrika zirkonerna var i allmänhet, men inte alltid, diskordanta. Av de 20 analyserade punkterna avvisades 12 eftersom de har en diskordans $>1\%$ (visas inte i tabellen). De återstående analyserna (1, 2, 3, 5, 6, 7, 9 och 11) ger en konkordiaålder på $1\,842 \pm 3$ Ma (fig. 151), vilken tolkas som en magmatisk kristallisationsålder.



Figur 149. Närbild av migmatitisk granatgnejs i håll som är provtagits för dateringsprov SLH211064A. Foto: Stefan Luth.



Figur 150. Analyserade zirkoner från prov SLH211064A. Punkter med nummer i fet stil gav konkordanta data och användes vid beräkningarna. Punkter med nummer i kursiv stil gav diskordanta data och användes inte vid beräkningarna. Alla diskordanta punkter visas inte i denna figur.

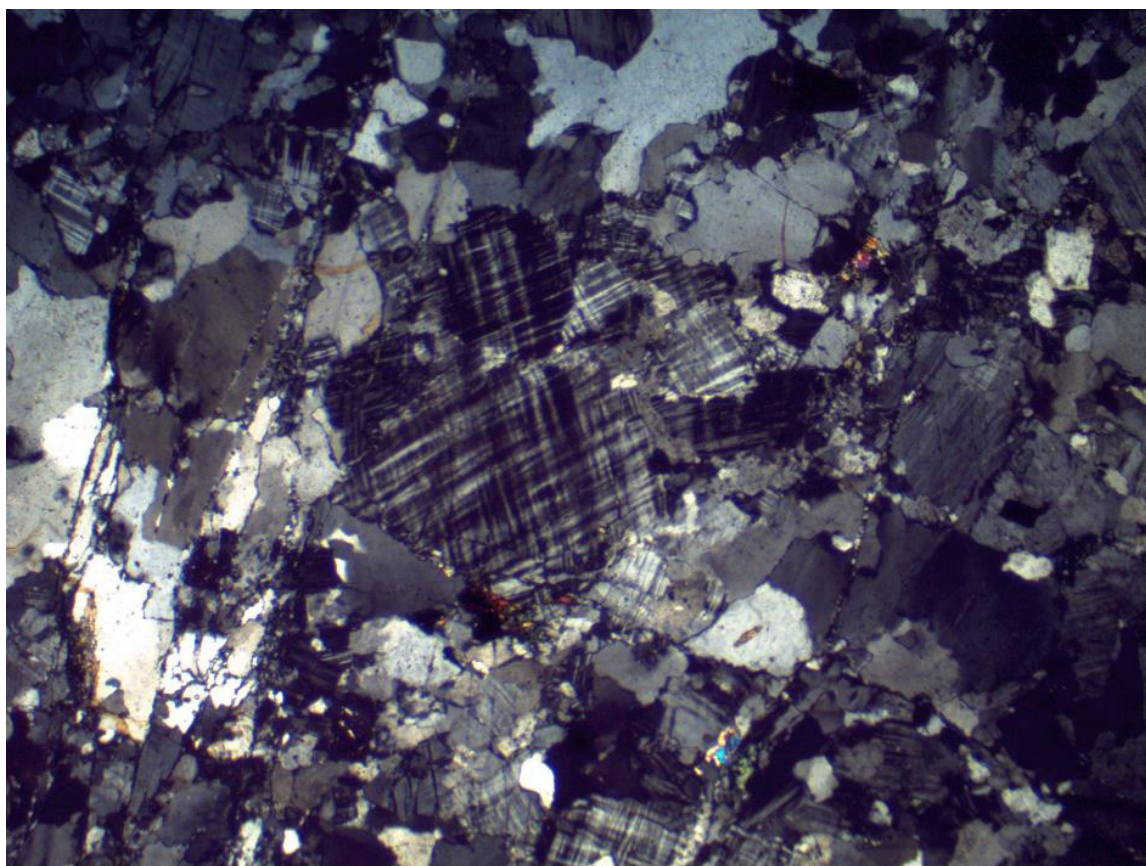


Figur 151. Konkordiadiagram för prov SLH211064A. Gröna ellipser är analyser från kanter och cykliskt zonerade delar (förmodat magmatiska). Den beräknade magmatiska åldern visas med en blå ellips.

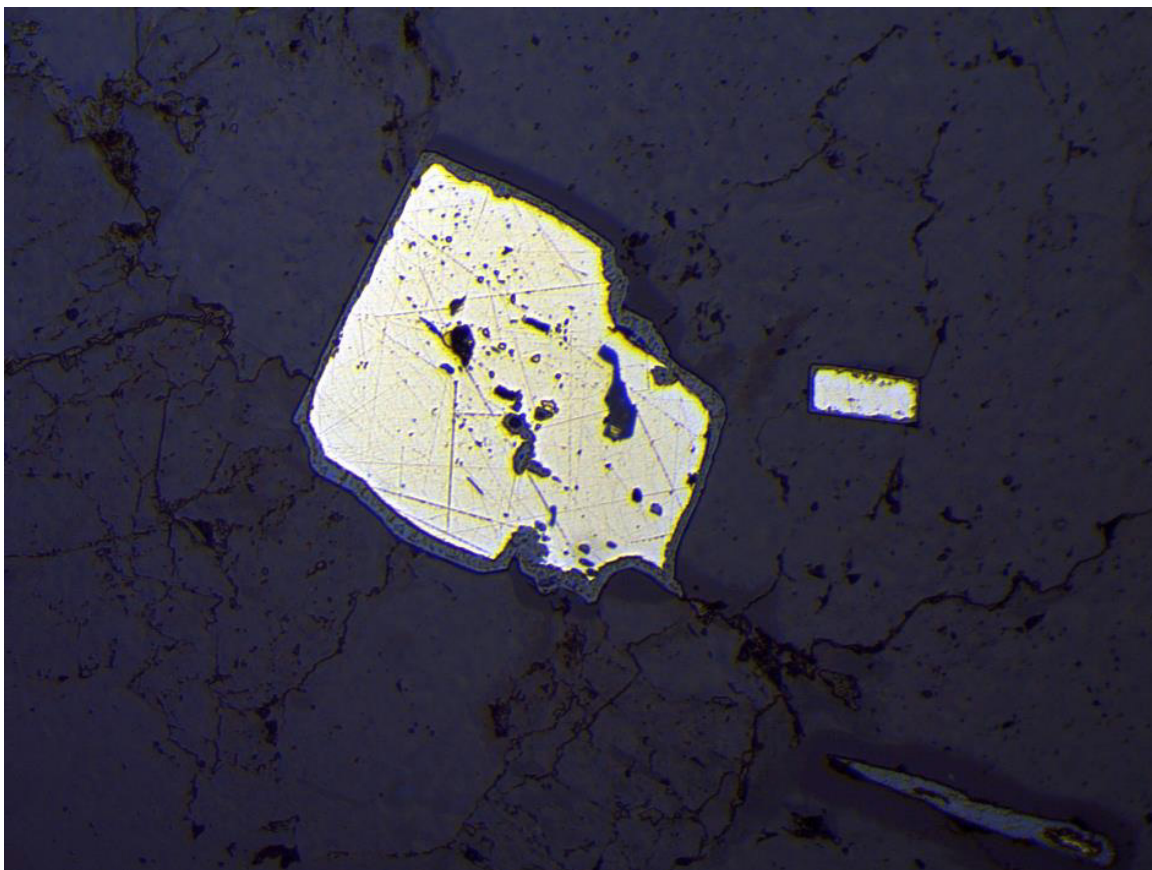
KES210006A

Båda proven (KES210006A, KES210006B) är från samma lokal, en ganska överväxt rundhäll och hållkant med dåligt blottade bergarter, vilka har tolkats som förhållandevis välbevarade felsiska metavulkaniter till meta-subvulkaniter. Lokalen ligger på södra Malsjöberget, söder om Malsjöbodarna och omkring 5 km norr om Enåsens guld-koppargruva, och har koordinaterna 6909967/519913 (SWEREF99 TM).

Bergarten varierar mellan vad som rimligen kan bedömas som ursprunglig vulkanit till subvulkanit, finkornig till medelkornig, delvis mineraliserad (dissemination dominerad av mestadels euhedral pyrit). Prov KES210006A domineras av (men är något heterogen) en grå till gulgrå, finkornig felsisk metavulkanitliknande bergart. Inte minst i tunnslip så syns det tydligt att bergarten är ojämnkornig till fint porfyrisk med kalifältspatfenokryster (fig. 152). Bergarten uppvisar alltså en varierande dissemination av pyrit, vilken delvis ytomvandlats till goethit (fig. 153).



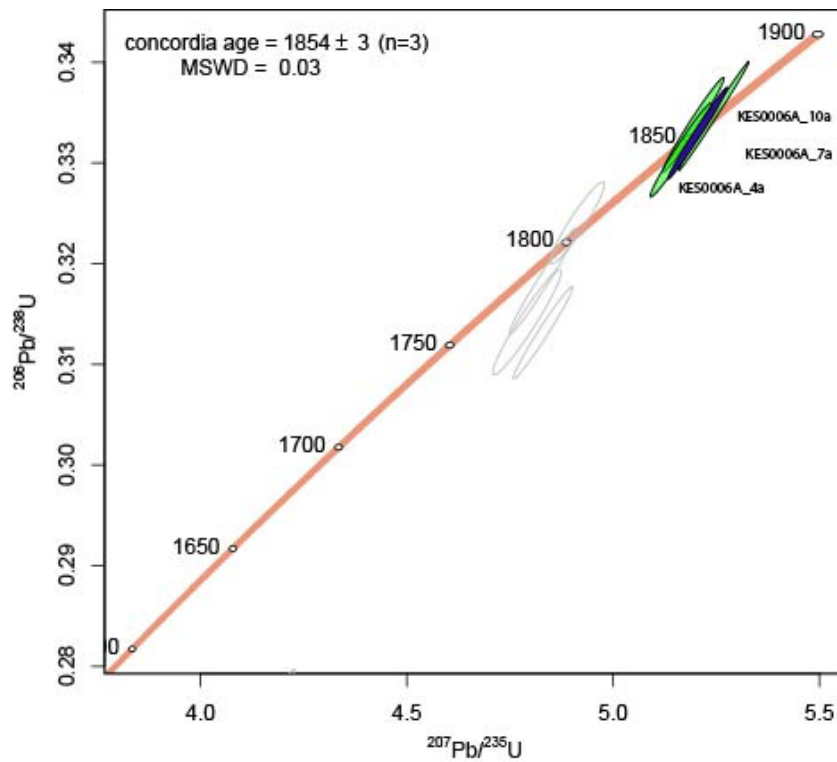
Figur 152. Fotomikrografi i genomfallande korspolariserat ljus av tunnslip av bergartsprovet för geokronologi. Något fenokrystisk kalifältspat (karaktäristisk tvillingbildning för mikroklin) syns i en omkristalliserad grundmassa av mestadels finkornigare kvarts och fältspater. Bildbredd cirka 3,7 mm. Foto: Erik Jonsson.



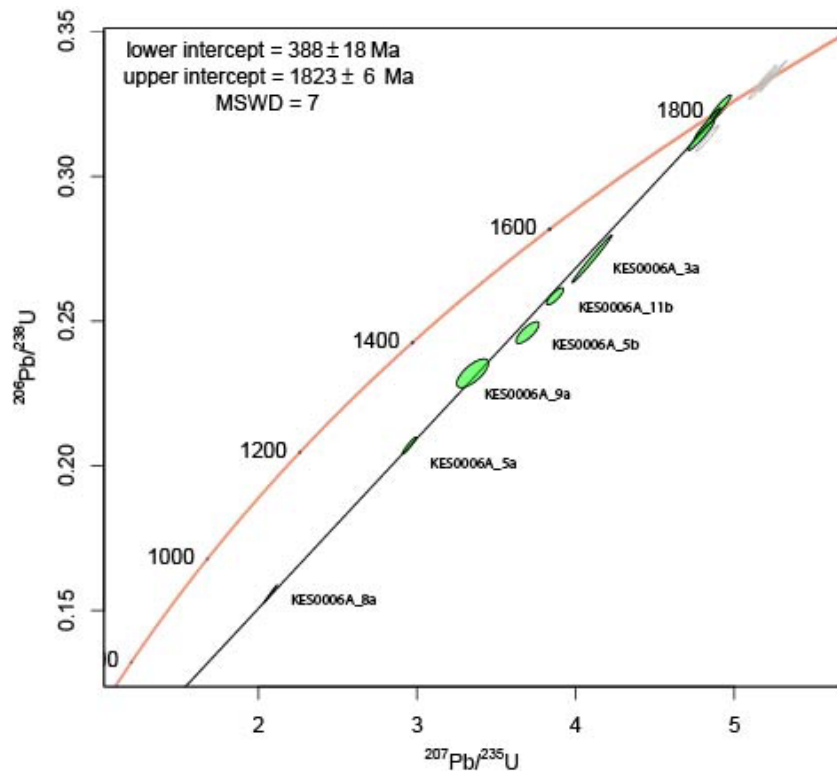
Figur 153. Fotomikrografi i påfallande planpolariserat ljus visar två kristaller av euhedral pyrit (ljusgul till nästan vit, relativt högreflekterande) med en mörkgrå omvandlingsbård av goethit. Grundmassa som figur ovan (fig. 154). Bildbredd cirka 0,65 mm. Foto: Erik Jonsson.

Zirkonerna är övervägande subhedrala till euhedra och 30 till 150 μm långa. Distinkta kärnor är synliga i många kristaller och vissa är på olika sätt störda. Sådana kärnor undveks under analys. Överväxter och cyklisk zonering är vanligt förekommande. 16 punkter (10 kärnor och 6 kanter) analyserades från 11 zirkoner. Tre analyser exkluderades på grund av revers diskordans. Data presenteras i tabell 20 och figur 154 och 155.

Två distinkta grupper av analyser kan urskiljas. Tre konkordanta eller nära konkordanta punkter (KES06A-10a, KES06A-4a och KES06A-7a) definierar en konkordant ålder av $1\,854 \pm 3$ Ma (fig. 154). En diskordiaisokron (med KES06A-10b, KES06A-6b, KES06A-8c, KES210006A-8b, KES210006A-3a, KES210006A-11b, KES210006A-5b, KES210006A-9a, KES210006A-5a och KES210006A-8a) ger en övre skärning på $1\,823 \pm 6$ Ma (fig. 155).



Figur 154. Detalj av koncordiadiagram (Wetherill 1956) för prov KES210006A som visar kärnanalyser. Ellipserna representerar faktiska analyser, varav gröna ellipser användes för att beräkna en konkordant ålder på 1854 ± 3 Ma (blå).



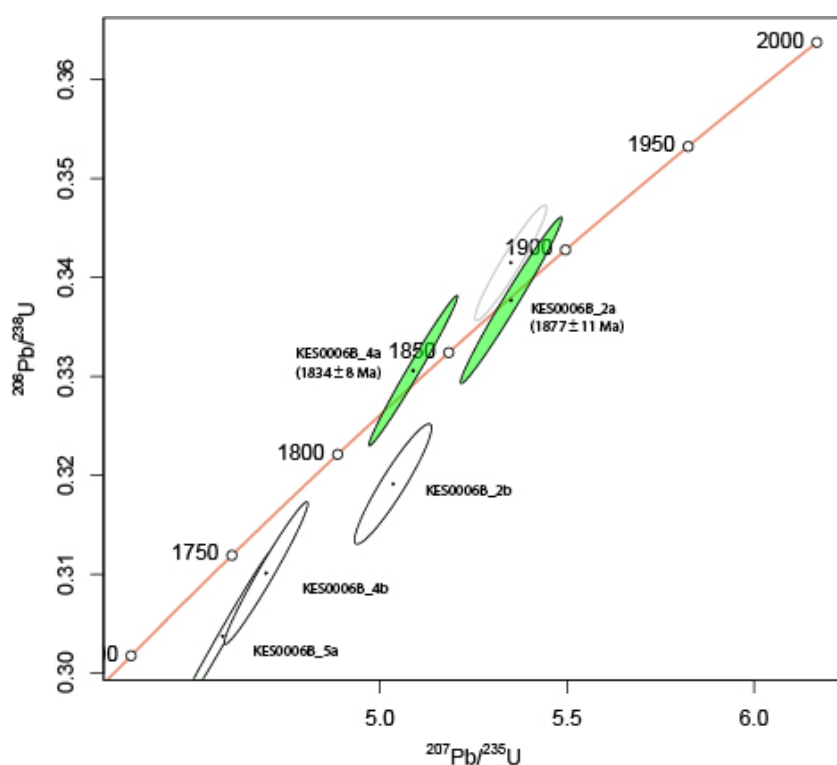
Figur 155. Isokrondiagram för prov KES210006A.

KES210006B

Prov KES210006B domineras av en mera grovkornig, möjligen metasubvulkanisk bergart jämfört med prov A (se beskrivning ovan) och är mera markant rödaktig.

Zirkonerna är övervägande euhedra, mellan 40 och 150 μm stora, och med tydliga kärnor och kanter. Kärnorna är ofta på olika sätt störda och zirkoner med sådana undveks under analysen. 8 punkter (4 kärnor och 4 kanter) analyserades från 5 zirkoner. Data presenteras i tabell 20 och figur 156.

Två analyser från samma zirkon (KES210006B-01a och b) förkastades på grund av överskott av bly, och visas inte i tabellen. En kantanalys (KES210006B-02a) är konkordant på $1\,877 \pm 11$ Ma. En andra zirkon ger en nästan konkordant ålder av $1\,834 \pm 8$ Ma, och en beräknad på $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ålder på $1\,828 \pm 5$, överlappande med övre interceptåldern för provet KES210006A.



Figur 156. Konkordiadiagram för prov KES210006B.

Tabell 20. Resultat från isotopanalys av uran, bly och torium i zirkon.

Analys-nummer	Del av korn	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb-ålder (Ma)	±σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-ålder (Ma)	±σ (%)	Disk. %	Disk. % (2σ-gräns)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U (ber.)
n6603_SLH007_4b	kärna	3,1151	0,8483	0,109326	0,3186	1788,2	5,8	1794,7	13,3	0,4		393,1	176,4	155,6	0,43
n6603_SLH007_5a	kärna	3,1235	1,3433	0,111523	0,3596	1824,4	6,5	1790,5	21,0	-2,1		485,2	130,2	184,5	0,26
n6603_SLH007_5c	kärna	3,0419	0,8829	0,112079	0,4343	1833,4	7,9	1832,3	14,1	-0,1		226,9	57,1	88,6	0,26
n6603_SLH007_6b	kärna	3,0581	0,8727	0,111526	0,3692	1824,4	6,7	1823,8	13,9	0,0		492,6	102,5	188,8	0,21
n6603_SLH007_1a	kärna	4,2585	1,0113	0,101025	0,5107	1643,0	9,5	1359,7	12,4	-19,1	-16.1 [p<5%]	3777,1	1669,2	1085,7	0,42
n6603_SLH007_2a	kärna	3,5290	1,0649	0,104739	1,0105	1709,7	18,6	1608,3	15,2	-6,7	-1.5 [p<5%]	1242,2	792,3	432,1	0,42
n6603_SLH007_1b	kant	3,4488	0,9744	0,104082	0,1443	1698,2	2,7	1641,3	14,1	-3,8	-1.8 [p<5%]	2949,3	973,1	1034,1	0,36
n6603_SLH007_2b	kant	3,4163	0,7680	0,104566	0,4970	1706,7	9,1	1655,1	11,2	-3,4	-0.6 [p<5%]	1362,5	787,3	508,4	0,59
n6603_SLH007_6a	kant	3,5298	0,8260	0,103162	0,2452	1681,8	4,5	1608,0	11,8	-5,0	-3 [p<5%]	1838,3	1075,7	655,1	0,53
n6603_SLH007_7a	kant	4,1128	1,2257	0,101383	0,0995	1649,6	1,8	1403,0	15,5	-16,6	-14.5 [p<5%]	7458,9	5423,0	2353,3	0,67
n6603_SLH007_8a	kant	5,7192	2,5051	0,093673	0,1271	1501,5	2,4	1038,8	24,1	-33,3	-29.9 [p<5%]	12554,5	10154,4	2730,2	0,51
n6603_SLH007_8b	kant	3,8489	0,8956	0,100829	0,4474	1639,4	8,3	1488,9	11,9	-10,3	-7.6 [p<5%]	6152,8	2037,1	1931,5	0,37
n6603_SLH007_9b	kant	3,3187	0,8491	0,104795	0,8613	1710,7	15,8	1697,9	12,7	-0,9		2787,1	1324,5	1044,9	0,48
n6604_KESO6A_4a	kärna	3,0186	0,93	0,113108	0,19	1849,9	3,4	1844,6	14,9	-0,3		1034,0	390,6	419,6	0,39
n6604_KESO6A_7a	kärna	2,9882	1,07	0,113695	0,10	1859,3	1,9	1860,9	17,3	0,1		3310,1	1265,6	1352,8	0,37
n6604_KESO6A_10a	kärna	2,9959	0,93	0,112917	0,17	1846,9	3,1	1856,7	14,9	0,6		1174,2	445,3	479,5	0,38
n6604_KESO6A_6b	kant	3,1419	1,10	0,110118	0,21	1801,4	3,8	1781,3	17,2	-1,3		1161,7	219,9	429,3	0,18
n6604_KESO6A_8b	kant	3,1935	0,97	0,111919	0,19	1830,8	3,5	1756,1	14,9	-4,7	-2.6 [p<5%]	1179,7	413,6	447,4	0,34
n6604_KESO6A_8c	kant	3,1829	1,10	0,110655	0,33	1810,2	6,0	1761,2	17,0	-3,1	-0.5 [p<5%]	2030,5	234,6	736,4	0,15
n6604_KESO6A_10b	kant	3,0860	0,83	0,110013	0,30	1799,6	5,5	1809,4	13,2	0,6		426,2	166,2	168,6	0,38
n6604_KESO6A_3a	kärna	3,6835	2,01	0,109655	0,26	1793,7	4,7	1548,3	27,7	-15,4	-11.8 [p<5%]	3788,2	1608,1	1240,5	0,33
n6604_KESO6A_5a	kärna	4,8310	0,93	0,103444	0,30	1686,8	5,5	1212,8	10,3	-30,8	-28.9 [p<5%]	3563,3	1766,0	914,6	0,47
n6604_KESO6A_5b	kant	4,0650	1,01	0,109011	0,81	1782,9	14,7	1417,8	12,8	-22,8	-18.7 [p<5%]	2438,8	771,0	726,5	0,35
n6604_KESO6A_8a	kärna	6,4231	1,32	0,096721	0,13	1561,8	2,4	932,8	11,4	-43,2	-41.6 [p<5%]	7625,9	2242,2	1376,6	0,21
n6604_KESO6A_9a	kärna	4,3800	1,76	0,105736	0,42	1727,1	7,6	1325,6	21,1	-25,7	-22.4 [p<5%]	3704,6	1137,8	995,1	0,24
n6604_KESO6A_11b	kant	3,8680	0,76	0,108590	0,52	1775,9	9,5	1482,3	10,1	-18,5	-15.7 [p<5%]	2452,5	678,7	752,8	0,27

Analys-nummer	Del av korn	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ålder (Ma)	$\pm\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -ålder (Ma)	$\pm\sigma$ (%)	Disk. %	Disk. % (2 σ -gräns)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U (ber.)
n6605_KES06B_4a	Kärna	3,0267	0,94	0,111765	0,15	1828,3	2,7	1840,3	15,0	0,8		1670,3	137,0	627,8	0,09
n6605_KES06B_2b	Kärna	3,1355	0,78	0,114553	0,30					-5,4		563,6	98,1	210,0	0,19
n6605_KES06B_05a	Kärna	3,2944	1,19	0,109475	0,13					-5,2	-2.9 [p<5%]	5399,7	337,6	1893,9	0,16
n6605_KES06B_02a	Kant	2,9630	1,02	0,115041	0,18	1880,5	2,3	1874,6	16,7	-0,4		1078,1	212,7	426,7	0,20
n6605_KES06B_4b	Kant	3,2266	0,95	0,109932	0,21					-3,7	-1.6 [p<5%]	3021,0	199,3	1056,6	0,06
n6605_KES06B_3a	Kärna	6,5589	1,91	0,094931	0,52					-42,9	-39.5 [p<5%]	3766,0	330,2	642,2	0,08
n6759_SLH064A_1		2,9619	1,58	0,112546	0,24	1840,9	4,4	1875,2	25,8	2,1		2657,6	282,5	1025,7	0,11
n6759_SLH064A_2		3,1137	1,31	0,112469	0,17	1839,7	3,1	1795,4	20,6	-2,8	-0,1	1942,3	454,4	731,8	0,21
n6759_SLH064A_3		3,0570	1,46	0,113020	0,28	1848,5	5,0	1824,4	23,2	-1,5		2612,8	355,3	980,1	0,12
n6759_SLH064A_5		3,0026	1,98	0,112616	0,28	1842,1	5,2	1853,1	32,0	0,7		1795,3	184,4	682,6	0,10
n6759_SLH064A_6		3,0529	2,05	0,113240	0,45	1852,1	8,2	1826,5	32,7	-1,6		952,1	103,7	357,5	0,11
n6759_SLH064A_7		3,0014	1,37	0,112892	0,38	1846,5	6,8	1853,8	22,1	0,5		511,3	84,2	197,6	0,16
n6759_SLH064A_9		3,1357	1,34	0,112250	0,28	1836,2	5,2	1784,4	20,9	-3,2	-0,3	596,2	175,2	227,7	0,30
n6759_SLH064A_11		2,9611	1,36	0,113029	0,16	1848,7	2,9	1875,7	22,1	1,7		2749,7	399,6	1071,5	0,14

Tabell 21. Data från isotopanalys av uran, bly och torium i zirkon som avvisats på grund av diskordans.

Analys-nummer	Del av Korn	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - ålder (Ma)	$\pm\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - ålder (Ma)	$\pm\sigma$ (%)	Disk. %	Disk. % (2 σ -gräns)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U (ber.)
n6603_SLH007_4a	Kärna	3,2378	0,73	0,103628	0,23					3,0	1.1 [p<5%]	997,7	483,0	381,3	0,46
n6603_SLH007_7b	Kärna	8,0227	1,62	0,085465	0,39					-45,4	-42.6 [p<5%]	5986,1	2802,4	913,7	0,47
n6603_SLH007_9a	Kärna	2,9276	4,42	0,105703	0,34					11,2	1.3 [p<5%]	3356,0	2036,7	1452,8	0,56
n6603_SLH007_5b	Kant	2,9718	0,76	0,113072	0,24					1,3		644,7	162,9	257,2	0,25
n6604_KES06A_1a	Kärna	3,0320	0,91	0,110726	0,13					1,7		2239,3	186,0	838,1	0,08
n6604_KES06A_2a	Kärna	2,9201	0,86	0,113554	0,25					2,9	0.7 [p<5%]	658,0	187,1	268,8	0,28
n6604_KES06A_11a	Kärna	3,9643	23,92	0,095590	7,07					0,6		426,2	166,2	168,6	0,38

Diskussion

Enåsenmalmens karaktär och tolkningen av dess bildning och modifikation

Diffusa och otydliga texturer och strukturer observerade i mineraliserad sillimanitkvartsit (se bland annat figurerna 22, 23 i avsnittet *Enåsens malmmineralogi och malmpetrografi*) antyder att den ursprungliga bergarten (malmprotoliten) som mineraliserades och omvandlades kan ha varit relativt heterogen, kanske breccierad eller att dessa texturer härrör från i varierande grad metamorft omkristalliserade så kallade pseudo-breccior, vilka kan ha ett ursprung i ett eller flera stadier av (tidig) hydrotermal omvandling av en ursprunglig, möjligen heterogen vulkanisk bergart eller sekvens av bergarter (se till exempel McPhie m.fl. 1993). Det är högst sannolikt att huvudfasen av magmatisk-hydrotermal omvandling skedde åtminstone tidsmässigt (mycket) nära den primära malmbildningen. Vad gäller själva den malmbildande processen och den resulterande malmens klassning som epitermal så ger alla observationer och data intrycket av att denna tolkning, som ursprungligen framfördes av Hallberg (1994, med flera arbeten), är allra rimligast. Underklassifikationen som högsulfiderad kan möjligen diskuteras. Enåsenmalmen är visserligen förhållandevis sulfidrik, men generellt är kopparsulfider som enargit och kopparsulfosalter som luzonit och famatinit viktiga malmmineral i högsulfiderade epitermalmalmer; förekomsten av fahlerzmineral som tennantit-tetraedrit (som i fallet med Enåsen) indikerar däremot snarare en intermediär sulfideringsnivå (se till exempel White m.fl. 1995, Einaudi m.fl. 2003). I hur stor grad ursprungliga malmmineral konverterats till andra under senare metamorfos, omkristallisation och remobilisering är dock, med något enstaka undantag, svårt eller omöjligt att uppskatta (se vidare avsnittet *Metamorfos, deformation och remobilisering av malmen* nedan); således bör man inte betrakta dagens malmmineralogi som direkt ekvivalent till en primär malm.

Nysten & Annersten (1984) beskrev myrmekitiska sammanväxningar med guld, tellurider, sulfider och sulfosalter som de tolkade som nedbrytningsprodukter av en tidigare existerande komplex högtemperaturfas och tolkade dessa (myrmekiter) som bildade under en sen process, då de synbarligen ersatt pyrit. Man jämförde också detta med förekomsten av finfördelade kopparkis-inneslutningar i zinkblände, så kallad kopparkissjuka (eng. *chalcopyrite disease*; se till exempel Barton & Bethke 1987). Detta tolkades som en effekt av sjunkande temperatur och minskad löslighet av koppar i zinkbländet, vilket i sin tur lett till avblandning av kopparkis. Analytiskt påvisades att ingen koppar fanns (kvar) i zinkbländet, vilket skulle ge en rimlig avblandningstemperatur under 510°C (Nysten & Annersten 1984, och referenser däri). Våra studier av malmmineralen och deras texturer i Enåsengruvan har dock resulterat i en avvikande tolkning, inte minst stödd just på de i flera, ofta guldrika associationer rikligt förekommande myrmekitiska eller symplektitiska texturerna som i olika skalor omfattar såväl ordinära sulfider som olika sulfosalter, men i princip alltid också (vismutrika) tellurider.

Metamorfos, deformation och remobilisering av malmen

Baserat på alla texturella observationer inklusive den vanliga förekomsten av malmmineral som sprickfyllnader och i ”nyöppnade” utrymmen längs korngränser och i multipla kornkontakter är det uppenbart att malmmineralen i Enåsen huvudsakligen sitter i paragenetiskt sena eller mycket sena positioner. Detta kan betyda en av två saker: antingen har malmmineralen introducerats sent i systemet eller så har de remobiliserats från sina ursprungliga (primära) positioner till de befintliga vi kunnat observera. Baserat på tolkningen av Enåsenmalmen som en metamorfoserad epitermalmalm så måste således det senare vara fallet.

Metamorfos och deformation av såväl bergarter som malmer kan leda till olika strukturella, mineralogiska och texturrella förändringar och även om det har uppmärksammats bredare först i förhållandevis modern tid så är metamorfos av malmer (samt också verklig metamorfogen malmbildning) processer som vanligen påverkat malmer och mineraliseringar i äldre berggrund i varierande men inte sällan signifikant grad (se till exempel Spry m.fl. 2000, samt referenser däri). Oavsett detta har sådana processer, inklusive de mineralogiska och texturrella indikationerna på dem, inte sällan lämnats därhän också i förhållandevis moderna studier och tolkningar av olika typer av mineraliseringar. Detta trots att sådana teorier och observationer existerat sedan en längre tid tillbaka (se till exempel Ramdohr 1955 och Stanton 1972, samt referenser däri). En specifik komponent av malmers metamorfos och deformation, särskilt sådana som regional-metamorfoserats till (omkring) amfibolitfaciesgrad eller högre under någon grad av samtidig deformation, är så kallad remobilisering (se till exempel Gilligan & Marshall 1987, Marshall & Gilligan 1987, Vokes & Craig 1993, Marshall m.fl. 1999, samt referenser däri). Remobilisering innebär i detta sammanhang att material (mineral, grundämnen) som funnits primärt på plats i en mineralisering fås att förflytta sig i någon form och skala genom påverkan av överpräglade geologiska processer. Malmremobilisering bör betraktas som en svit av processer, vilka kan vara dominerade av en typ eller (sannolikt oftast) kombinationer av flera typer; från omstrukturering och diffusionsprocesser i fast fas, via mekanisk deformation (inklusive plastisk deformation vid förhöjda temperaturer), till fluid-medierade kemiska processer (se till exempel Marshall m.fl. 1999). På basis av experimentella undersökningar av vanliga sulfidmineral och deras deformation under ökade temperaturer vet man att de kan deformeras plastiskt vid ganska modesta temperaturer; övergången mellan spröd till plastisk deformation av zinkblände ligger exempelvis kring 300°C, medan blyglans och vissa kopparsulfider kan deformeras plastiskt vid betydligt lägre temperaturer (Marshall & Gilligan 1987). Kompetenskontraster mellan olika primärt samexisterande malmmineral gör således att vissa av dem exempelvis kan deformeras plastiskt och remobiliseras, medan andra inte påverkas eller deformeras sprött, vid en viss given temperatur.

Man har också i relativt sen tid kommit fram till att också smältning eller delsmältning (anatexis) av malmmineral kan vara en potentiell process för remobilisering av malmmineral och deras ingående metaller (se till exempel Marshall & Gilligan 1987, Frost m.fl. 2002, Tomkins m.fl. 2006, Tomkins 2007). Flera enskilda malmmineral eller kombinationer av sådana har också smältpunkter som ligger inom ramarna för vad som motsvarar vanligt förekommande regionalmetamorfa förhållanden, som inom metamorfa miljöer i amfibolitfacies. Experimentella data i systemet PbS-FeS-ZnS visar att vid så pass höga temperaturer som 800°C är smältbildning sannolik i princip i alla massiva sulfidmalmer innehållande blyglans och pyrit (Stevens m.fl. 2005). Medan många vanligare sulfider och sulfidassociationer teoretiskt sett kan bilda första smältor vid temperaturer omkring 500 till över 600°C så finns därutöver specifika metall- och mineralassociationer som smälter vid avsevärt lägre temperaturer. Sålunda kan exempelvis en första smälta bildas vid 240°C i systemet Pb-Sb-S, vid 281°C i systemet Cu-As-S, vid 305°C i systemet Pb-As-S, och i system innehållande guld, silver, vismut, tellur och/eller tallium så kan smältor bildas och fortsätta att existera vid temperaturer kring och under 335°C (Cabri 1965, Maske & Skinner 1971, Gather & Blachnik 1974, Frost m.fl. 2002). Förekomsten av mineral innehållande metaller och halvmetaller som just dessa och några till (Ag, As, Bi, Hg, Sb, Se, Sn, Tl, Te) som – enskilda eller tillsammans – är effektiva komponenter för att sänka smälttemperaturen för malmassociationer, kan alltså indikera remobilisering genom smältning (Basu m.fl. 1981, 1983; Hofmann 1994, Cook 1996, Frost m.fl. 2002). Denna grupp av grundämnen tillsammans med ännu några ytterligare (Pb, Cu, Fe, Mn) har på engelska kommit att kallas *Low Melting-Point Chalcophile Elements* (LMCE), alltså kalkofila grundämnen med låg smältpunkt (Frost m.fl. 2002). Flera ytterligare texturer och associationer förutom lokaliserad förekomst av koncentrationer av LMCE-rika malmmineral kan indikera smältning eller delsmältning av en malm: förekomst av flerfasiga och komplexa malmmineralinneslutningar i värdbergarter och högttemperaturfaser, låga (spetsiga) vinklar hos kontakt- eller gränsytor mellan korn av enskilda malmmineral, samt malmmineral, särskilt i form av

komplexa associationer, förekommande som sprickfyllnader (Frost m.fl. 2002). Till dessa kan adderas: 1) förekomsten av myrmekiter eller symplektiter mellan två eller flera malmmineral, vilka är karakteristiska texturer för en avkyld smälta som ej kan existera som en singulär fas vid låga temperaturer, något som är väl demonstrerat experimentellt (Stevens m.fl. 2005), samt 2), förekomsten av planformiga eller pärlbandsliknande stråk av rundade (mikro-)inneslutningar av malmmineral, vilka sannolikt fångats in som smälta på samma sätt som vätskeinneslutningar (se Biagioni m.fl. 2020).

I princip alla dessa typer av texturer, grundämneskombinationer och fenomen föreligger som redovisats ovan i fallet med Enåsenmalmen (se också Jonsson & Pieslinger 2022, 2024). Även i lite större skala (millimeter–decimeter) visar XCT-XRF-skanningen av sillimanitkvartsiten från den här studien en intern zonering och (om-)fördelning av olika associationer av malmmineral. Det förefaller otvivelaktigt att hela eller åtminstone delar av den ursprungliga (primära) malmen har smält under de relativt höggradiga regionalmetamorfa förhållanden som påvisats i området i flera tidigare arbeten. Remobiliseringen av malmen startade sannolikt redan under progradade förhållanden för att nå ett maximum under de högsta regionalmetamorfa temperaturförhållandena.

Under den påföljande retrograda utvecklingen under avtagande temperaturer och fortsatt deformation kunde sannolikt en form av fraktionerad kristallisation (se t.ex. Mavrogenes m.fl. 2013) leda till en successiv utveckling av existerande smältportioner, där vissa högtemperatur-stabila malmmineral som pyrit, arsenikkis, koboltglans och molybdenglans till del kunde börja kristallisera tidigt, medan en restsmälta anrikad på vismut, antimon, bly, silver, tellur och selen kunde fortsätta existera i den formen under systemets utveckling ned till och under temperaturen för övergången mellan plastisk och spröd deformation av kvartsen i Enåsens sillimanitkvartsit (omkring åtminstone 300°C, men tryckberoende; se till exempel Hirth & Tullis 1994, Papeschi & Musumeci 2019 samt referenser däri). Att mineralogin i malmen idag representerar den senare överpräglningen betyder dock inte att den är entydigt ”metamorfogen”, utan en stor andel av malmmineralen är också sådana som man skulle förväntat sig i den primära mineraliseringen, inklusive inte minst de typiska telluriderna och gedigna guld. Andra mineral kan också ha primära ekvivalenter, så är exempelvis mawsonit ett karakteristiskt mineral för felsiska vulkaniska till subvulkaniska hydrotermala mineraliseringar (se till exempel Lee m.fl. 1975, Georgieva m.fl. 2018, och referenser däri).

Fördelningen av malmmineral kan också förändras kemiskt av metamorfa processer, utöver vad som kan hända under olika typer av remobilisering. Ett exempel på detta gäller de vanligaste sulfiderna i Enåsenmalmen, det vill säga kopparkis, magnetkis och pyrit. Kopparkis och pyrit är förväntade malmmineral, men inte magnetkis; den är inte ett typiskt primärt malmmineral i flertalet epitermalmalmer, ett faktum som redan påpekades av Lindgren (1933). Sedan dess har man kommit att inse att magnetkis kan förekomma i vissa epitermalsystem, men då främst i sådana som betraktas som ändled av lågsulfiderade system (se till exempel Arribas m.fl. 1995), vilket dock inte torde vara vad vi har i form av Enåsenmalmen (som troligen alltså motsvarar en höggradigt metamorfoserad, ursprungligen intermediärt sulfiderad epitermalmalm). Bildning av magnetkis genom metamorf nedbrytning (genom svavelförlust) av primär pyrit är en känd process i vissa metamorfoserade sulfidmalmer (se till exempel Craig & Vokes 1993). Det förefaller alltså – något som också indikeras textuellt – sannolikt att dagens fördelning av specifikt järnsulfider i Enåsenmalmen, utöver rena remobiliseringseffekter genom inte minst smältning/delsmältning och successiv kristallisation, är ett resultat av den höggradiga regionalmetamorfosen genom att en större andel av ursprunglig pyrit har omvandlats till magnetkis.

Vad gäller det gedigna guld i Enåsen så kan några observationer sättas i ett vidare sammanhang. Morrisson m.fl. (1991) redovisade ett omfattande dataset för huvudmetallkemin i gediget guld i olika mineraliseringstyper i form av ”gold fineness”, vilken specifikt beskriver hur rent guld är med avseende på inblandning av andra metaller, främst silver. Det handlar i grunden om att i

olika malmbildande system med gediget guld i, vilka bildats av olikartade processer och inom olika temperaturintervall, så kommer guldet att ha större eller mindre möjlighet att agera som värd också för andra metaller, ånyo främst silver, men också exempelvis koppar och kvicksilver. Därtill kan metamorf remobilisering påverka guldets kemiska sammansättning; karakteristiskt är att sådana processer bland annat leder till dels en större variation på guldets sammansättning, men dels också generellt högre silverhalter (alltså lägre ”fineness”; Wagner m.fl. 2004, Huston m.fl. 1992), något som man också kunde förvänta sig i en mineralisering som Enåsen, vilken sannolikt omvandlats under regionalmetamorfa förhållanden i granulitfacies. Sådana effekter är generellt mest uppenbara i mineraliseringar av koppar-guldrik typ, i vilka det primära guldet har (haft) en hög finhet, alltså en hög renhet, och en mycket liten kemisk variabilitet (Huston & Large 1989, Huston m.fl. 1992), något som sannolikt inte varit fallet i Enåsen (som en sannolikt ursprunglig epitermalmalm). Hallberg (1994) rapporterade låga Au/Ag-förhållanden, 0,6–0,8 i snitt för vad han klassificerade som guld+kopparrik malm från Enåsen (se också avsnittet om geologisk 3D-modellering i detta arbete). Dessa halter reflekterar förstås bulkmalmen och inte specifikt det gedigna guldet, men torde också ge en ytterligare bekräftelse av att guldet i Enåsen generellt har en hög silverhalt (låg ”fineness”, enligt ovan). Paragenetiskt sett är mycket av det av oss observerade gedigna guldet kopplat till telluridrika associationer, något som också bekräftas av geokemiska analyser, och är i de flesta fall uppenbarligen remobiliserat genom malmsmältning.

Det är noterbart att inga av de här beskrivna koppartelluriderna observerats av Nysten & Annersten (1984) och att de endast påvisats av oss i undersökta prov från en singulär och isolerad specifik provtagen varpvolum, inte i något annat malmprov. Detta sammantaget med andra observationer av olikartade malmassociationer, exempelvis de diversifierade antimon- och koboltförande associationer som beskrivits, inklusive Sb-rika tellurider och intermetalliska föreningar) som påvisats av Nysten & Annersten (1984) och som vi endast observerat sparsamt eller inte kunnat återfinna alls, visar tämligen tydligt att malmen i viss utsträckning uppenbarligen är både malmmineralogiskt och kemiskt zonerad. Detta gäller specifikt alltså de malmbildande komponenterna, något som också påvisats baserat på geokemiska dataset genom malmzonen av Hallberg (1994) och som också presenteras i denna rapport, på basis av analyser av befintliga borrhärdar, XCT-XRF-skanning och 3D-modellering.

Den rimligaste tolkningen i fallet med Enåsens malmförande kvartsit torde vara att den finkorniga sillimaniten bildades före den grovprismatiska och att åtminstone en signifikant andel av den senare bildades genom fluidmedierade processer under ett relativt sent skede av den orogena/metamorfa utvecklingen. Det senare är sannolikt då dessa sillimaniter till och med kan ge intryck av att uppträda inte bara i band utan närmast sprickfyllnader, parallella med andra strukturer i bergarten. Dessa har uppenbarligen under fortsatt geologisk utveckling lokaliserat deformation (fig. 157D), varvid sillimanitkristallerna deformerats sprött (brutits sönder). I flera fall förekommer också malmmineral samt rutil i form av fragmenterade korn eller aggregat i dessa sprödektioniserade ådror till sprickfyllnader, men också malmmineral som fyllt ut och/eller cementerat deformerade tidigare bildade mineral som den grovprismatiska sillimaniten. Man kan alltså konstatera att den grovprismatiska sillimaniten bildats före en sista fas av (re-)mobilisering av malmmineral, men också efter eller synkront med en tidigare fas av malmmineralens bildning eller mobilisering (eftersom vi också finner malmmineralaggregat utanför och klippta av sillimanitförande ådror eller närmast sprickfyllnader). I viss utsträckning kan en del av den sprickfyllnadsliknande karaktären hos i varierande grad sprödektioniserade ”sillimanitrika ådror” vara en effekt av att de utgjort svagheter som gjort att åtminstone en del av dem just lokaliserat deformation till tidigare bildade ådror eller band. Andra texturella relationer som involverar sillimanit samt fyllosilikater utanför sagda distinkta band-ådror till sprickfyllnader visar att merparten av malmmineralen tillkommit i sina nuvarande paragenetiska positioner efter tillväxten av silikatmineralen och att de förra kan både fylla ut utrymmen kring euhedra silikatkristaller

samt (som nämnts ovan om sprickfyllnaderna) läka eller cementera sprödtektoniserade silikat-mineral samt fylla ut nyskapade utrymmen i fyllosilikataggregat eller -packar där deformation lett till öppnande av utrymme utmed fyllosilikaternas basala spaltplan.

Geokemi

De geokemiska dataset som rapporterades och diskuterades av Hallberg (1994) har kompletterats med nya analyser inom detta projekt. Bolidens stora men kemiskt begränsade dataset tillsammans med våra nya analyser på äldre borrhärdar har också nyttjats för modellering av malmens karaktär.

Sillimanitkvartsiten är extremt kiselrikad samt också aluminiumrikad, vilket torde vara uppenbart sett till dess mineralogiska karaktär. Över lag är också värdbergarterna typiskt relativt kisel- och aluminiumrika. Möjligen metavulkaniska inlagringar i vad som i övrigt främst tolkas som klastiska metasedimentära bergarter kan motsvara inblandning av ryolitiska till ryodacitiska, möjligen marint omlagrade vulkanoklastiska material.

De till synes mest rimliga metavulkaniska till subvulkaniska bergarterna har observerats betydligt norr om Enåsens guld-koppargruva och ligger nära det magmatiska fältet i Hughes (1973) diagram; alla bergarter inklusive dessa är mer eller mindre kraftigt kaliumrikade. Natrium-anrikning verkar inte förekomma.

För flera av de metalliska och halvmetalliska grundämnena i malmen föreligger åtminstone delvis systematiska skillnader. I fallen med guld, koppar och silver verkar två olikartade trender finnas, vilket åtminstone till dels kan sammanhånga med uppdelningen i mera kopparsulfidrika och guldfattiga samt mindre kopparsulfidrika, guld- och telluridrika associationer. Om detta är en i grunden primär skillnad eller om det har med remobiliseringsprocesser att göra är inte klarlagt, men båda alternativen är möjliga. Just tellur och guldhalter samt i mindre utsträckning också selenhalter visar en partiellt god korrelation, i synnerhet om man tittar på medelhöga till höga guldhalter.

Våra halogenanalyser (fluor, klor) visar mycket stor variabilitet och även inom den topasförande sillimanitkvartsiten är halterna diversifierade utan direkt uppenbar systematik.

Geokronologi

De flesta zirkonkristallerna i de analyserade proverna uppvisar komplexiteter i form av kärnor som är störda av till exempel sannolik metamiktisering samt resorberade zoner och påväxter. Detta tillsammans med att endast enstaka konkordanta analyser erhöles gör att säkra tolkningar av data i princip inte är möjliga. En tentativ tolkning är att åldrarna i intervallet 1,88–1,85 Ga från proverna KES210006A respektive KES210006B, bergarter som tolkas ha ett vulkaniskt eller subvulkaniskt ursprung, kan representera just (sub-)vulkaniska kristallisationsåldrar. Detta skulle innebära ett tidsmässigt samband med såväl vulkanismen i Losområdet och inte minst till de i området mycket rikligt förekommande bergarterna i Ljusdalsbatoliten (Welin m.fl. 1993, Högdahl m.fl. 2020). Åldrarna i tidsintervallet 1,83–1,82 Ga från samma prover är mycket osäkra, så det kan vara en tillfällighet att de sammanfaller med åldern för migmatitisering i den östra delen av Ljusdals litotektoniska enhet (Högdahl m.fl. 2008). Den konkordanta åldern $1\,842 \pm 3$ Ma för SLH211064A tolkas som en magmatisk kristallisationsålder, och bergarten bedöms höra till Ljusdalsbatoliten. Den magmatiska kristallisationsåldern för den massformiga graniten SLH211007A har inte kunnat fastställas. Den erhållna diskordiaåldern cirka 1,7 Ga skulle kunna reflektera en termal händelse tidsmässigt relaterad till magmatismen i regionen, representerad av Rätangraniten i väster. Om denna tolkning är riktig så är 1,7 Ga en minimiålder för plastisk deformation i området.

Sammanfattning och slutsatser

Nedan följer en sammanfattning av de viktigaste resultaten och slutsatserna. En schematisk och förenklad illustration av vår tolkning av områdets malmbildning och geologiska utveckling presenteras i form av figur 157.

Malmmineralogi och malmpetrografi

Kopparkis och magnetkis utgör de vanligaste malmmineralen i Enåsens guld-koppargruva, och förekommer även som spridda malmmineral tillsammans med pyrit i flera av de mindre mineraliseringarna och skärpningarna i omgivningen. I specifikt Enåsengruvan uppträder andra sulfider och sulfosalter i varierande utsträckning och lokalt kan olika tellurider, ofta vismutförande, vara rikligt förekommande, i synnerhet associerat med i varierande grad förhöjda guldhalter.

På makro- till mikroskala är merparten av den befintliga mineraliseringen i Enåsen tydligt kopplad till sena strukturer, framför allt sprödetektoniska sådana, även om de senare mycket väl kan sammanfalla med tidigare deformationsstrukturer i flera fall. Sannolikt har huvuddelen eller all mineralisering inom Enåsens guld-kopparmalm i sillimanitkvartsiten och dess direkta närhet modifierats genom remobilisering under regionalmetamorfos med associerad deformation, samt fortsatt under sprödetektoniska förhållanden.

Remobilisering av malmen kan ha varit en kombination av flera processer, omfattande mekaniska (tektoniska) och kemiska samt anatektiska processer. Sannolikt dominerade dock just smältning eller delsmältning av de ursprungliga malmmineralen och en utveckling innefattande sannolik kristallfraktionering under avtagande temperaturer. Komplexa malmmineralassociationer som överväxer liksom utfyller sprickor i sillimanit visar tydligt en fortsatt utveckling av systemet efter att detta metamorfa indikatormineral bildades. De smältor som både bildades och existerade vid lägst temperaturer var i hög grad anrikade på guld, silver, bly, koppar, vismut, tellur, selen, antimon, kvicksilver och tenn, grundämnena som alla ingår i vad som klassificeras som kalkofila grundämnena med låg smältpunkt (eng. *Low Melting Point Chalcophile Elements*, LMCE). De mest lågtempererade smältorna bör ha existerat ända ned till temperaturer betydligt under 300°C. Sannolikt pågick kombinationer av remobiliserings- och fraktioneringsprocesser hela vägen från prograd till sent retrograda regionalmetamorfa förhållanden. Det faktum att vi inte observerat denna typ av associationer utanför sillimanitkvartsiten indikerar att remobiliseringsprocesserna verkat på relativt lokal skala, men detta kan vi inte konstatera med säkerhet. Vi saknar dessutom förstås möjlighet att observera de delar av malmzon och värdbergarter som idag är borteroderade.

Sena oxiderade vattenlösningar som också rört sig i sannolikt spröda strukturer i malmen ledde till bland annat spridd nedbrytning av magnetkis till markasit + pyrit ± magnetit, liksom till bildning av mindre mängder sena eller sekundära kopparsulfider (covellin, digenit) samt oxidation av tellurider. Alla dessa processer skedde vid låga eller mycket låga temperaturer. Minst en sista fas av sprödetektonisering och associerad uppsprickning och mineralutfällning inträffade också under mycket låga tryck och temperaturer, vilket bland annat visas av spröd deformation av kopparkis med klippande sprickfyllnader av karbonatmineral. Denna fas omfattade till synes ingen remobilisering av malmmetaller.

De påvisade genetiska relationerna mellan epitermala mineraliserade system och så kallade porfyrmalmer är potentiellt intressanta att inkludera inom ramarna för eventuella prospekteringsinsatser i Enåsen och dess omgivningar. Sådana relationer gäller i synnerhet för epitermalmer av högsulfiderad typ (se till exempel Hedenquist m.fl. 1998, 2000), och innebär alltså att ett relativt ytnära epitermalt system kan vara relaterat till ett djupare och mera högtempererat (och kortlivat) porfyrmalmsystem, med exempelvis låggradig kopparsulfidmalm.

Geofysik

De nya geofysiska datamängderna har givit värdefull information i området vid Enåsen. De flygburna geofysiska mätningar som har genomförts med drönare över både Enåsens guld-koppargruva och de närliggande sulfidmineraliseringarna strax söder därom har förbättrat detaljrikedomen i det geofysiska anomalimönstret. Loggningen av flera borrhäarnors magnetiska susceptibilitet och provtagning av vissa sektioner av kärnorna för bestämning av deras petrofysiska egenskaper har givit värdefull information av berggrundens fysikaliska egenskaper på djupet. De relativt omfattande markmätningarna av magnetfält och insamling av VLF-data längs mätprofiler har bidragit till karaktärisering av berggrundens geofysiska egenskaper samt utgjort underlag för spårbarheten av de mineraliserade sektionerna i berggrunden.

Loggningen av borrhäarnas magnetiska susceptibilitet identifierade horisonter med hög susceptibilitet nära den mineraliserade sillimanitkvartsiten. De här horisonterna har visat sig vara viktiga markörer i modellerings- och tolkningsarbetet av magnetfältdata i relation till utbredningen av sillimanitkvartsiten. Vidare så visar den magnetiska informationen från de petrofysiska mätningarna att det finns en icke obetydlig remanent magnetisering i berggrunden. Exakt hur mycket som den remanenta magnetiseringen bidrar med till de uppmätta magnetfält-anomalierna, också under antagande att den remanenta magnetiseringsvektorn är relativt likriktad det jordmagnetiska fältet, är svårt att avgöra.

Från VLF-mätningarna har geometrier över elektriskt ledande zoner i berggrunden kunnat identifierats med hjälp av 2D-inversion. Sannolikt härrör flera av dem från mineraliserade horisonter. Från vissa av borrhäarna har den elektriska resistiviteten uppmätts i laboratorium längs utvalda sektioner. En jämförelse mellan dessa sektioners resistivitet och modellerad resistivitet från VLF-data visar i flera fall god överensstämmelse. Dock ska man vara medveten om den underjordiska infrastruktur som finns i delar av området kring gruvan och den påverkan som denna kan ha på de elektromagnetiska mätningarna.

Från det modellerings- och tolkningsarbete av tyngdkraftsinformationen som gjorts kring Enåsens guld-koppargruva visar resultatet att det sannolikt finns en relativt omfattande mafisk komponent i berggrunden kring gruvan. Den mafiska närvaron finns också belagd i en av de djupare borrhäarna.

Variationen av de magnetiska egenskaperna för de metasedimentära bergarterna kring Enåsens guld-koppargruva liknar de som finns hos de metasedimentära bergartsleden vid Långtjärnen där de uppvisar en högst varierande magnetisk susceptibilitet. Vid Långtjärnen har också ett par petrofysikprov från den metasedimentära sekvensen både höga susceptibilitetsvärden och höga Q-värden. Vid sulfidmineraliseringarna Nymyran och Felberget, samt vid Döveln beläget mellan dessa båda, har markgeofysiska undersökningar givit mera detaljer angående den grafitförande metasedimentära bergarten. Vidare så har flera ytnära, lågresistiva anomalier identifierats i närheten av sulfidmineraliseringen Felberget som indikerar att det sannolikt finns ett flertal sulfidmineraliseringar i nära anslutning till Felberget.

Det finns geofysiska indikationer på att flera av de metasedimentära bergartskropparna i området mellan Enåsens guld-koppargruva och Nymyran/Felberget är grafitförande. Att de blottade eventuella hällarna samt blocken med sparsam sulfidmineralisering är grafitförande har bekräftats med malmmikroskopi av insamlade prov från området. I datamängden från de flygburna VLF-mätningarna som nyligen samlades in över området syns flertalet områden med god elektrisk ledningsförmåga som på berggrundskartan sammanfaller med de metasedimentära bergartsleden. Även vid Enåsens guld-koppargruva har grafitförekomst hos metasedimenten observerats i borrhål. I många av de inversionsmodeller som baseras på VLF-data från markmätningar syns lågresistiva strukturer med brant till sydvästlig stupning.

Geologisk 3D-modellering

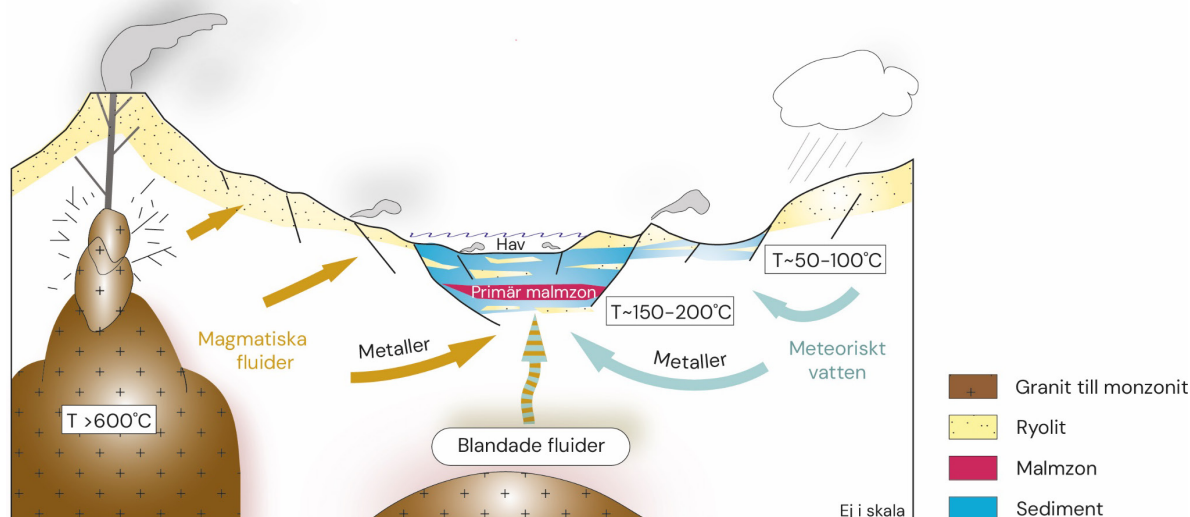
Resultaten som vi kom fram till genom fältarbete och XCT-XRF-borrkärneskanning bekräftar (förstås) att guld-kopparmineraliseringen i Enåsens är knuten till sillimanitkvartsiten, vilken troligtvis är en mycket kraftigt hydrotermalomvandlad ursprunglig ytbergart. Omvandlingen är i sin tur bunden till en stratigrafisk nivå och förmodligen till en tektonisk zon eller en kemiskt mera lämpad ursprungsbergart. Sillimanitkvartsiten och direkt angränsande sulfidmineralisering skiljer sig i deformationsstil från de övriga ytbergarterna så att S1 och S2 är alltid parallella i de förstnämnda. Dessutom avgränsas mineraliseringen vid Enåsen i både häng- och liggvägg av en mylonitisk kvarts-fältspatgnejs. Alla bergartstrukturer är överpräglade av en S3 *spaced cleavage*.

XCT-XRF-skanning av sillimanitkvartsiten från borrkärnor visar en stor variation vad gäller deformations- och mineraliseringsgrad. Inom tre olika typer av mineralisering koncentrerar malmmineralen sig i centimetertjocka band eller i millimetertunna lamineringar. Mycket hög attenuering i vissa band återspeglar korn med guld och ofta vismutrika tellurmineral, vilket också bekräftats i samma prov med optisk och elektronoptisk mikroskopi. Koppar-järn-sulfid-mineraliseringen i biotit-sillimanitgnejs växlar i skanningresultaten mellan en åder- eller slirbunden typ och en mera breccialiknande typ, vilket också överensstämmer väl med tolkningen av omfattande remobilisering av malmmineralen.

Modelleringsresultat från Enåsengruvan i kombination med fältobservationer och geofysisk modellering visar att sillimanitkvartsiten fortsätter under dagbrottet i en sydvästlig riktning och avgränsas där det saknas borrhålsinformation. Därför är sillimanitkvartsiten ”öppen” på djupet och fortsätter troligtvis även i sydöstlig och nordvästlig riktning. De sista borrhålen Boliden borrade i Enåsen slutar bara några meter ovanför den modellerade sillimanitkvartsiten. Volymberäkningar av de tre större och de tre mindre kropparna visar att ungefär tre fjärdedelar av den modellerade sillimanitkvartsiten finns kvar under jord. De numeriska modellerna visar att de guldrikaste partierna mestadels är utbrutna. Det bör dock finnas en signifikant mängd av guld, koppar, tellur, vismut och silver kvar. Den modellerade utsträckningen av sillimanitkvartsiten visar att den sammanfaller med ett nordvästligt strykande stråk med god ledningsförmåga. Detta är viktig information för eventuellt framtida prospekteringsarbete.

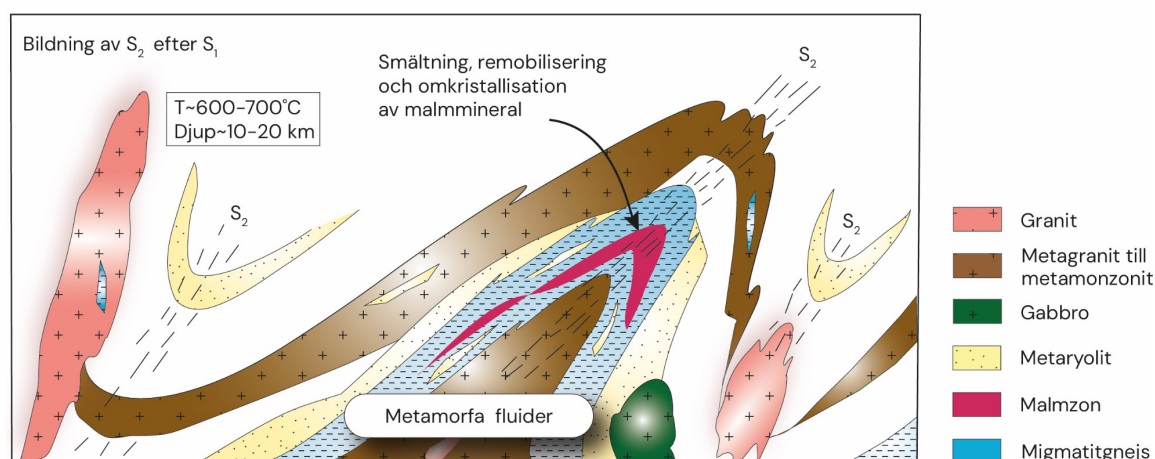
Den semi-regionala modellen visar även att det finns ett asymmetriskt veckmönster med långa veckben stupande mot sydväst och korta veckben stupande mot nordost. De individuella linserna av metasedimentära bergarter har antagligen formen av tubveck. Förkastningarna stupar konsekvent mot sydväst och har lokalt förskjutit veckbenen med en revers rörelse. De stora asymmetriska dragen hos både veckmönster och förkastningar implicerar en tektonisk transport mot nordost. Alla mineraliseringar vid Enåsen kännetecknas av att de ligger på samma stratigrafiska nivå.

Primär malmbildning



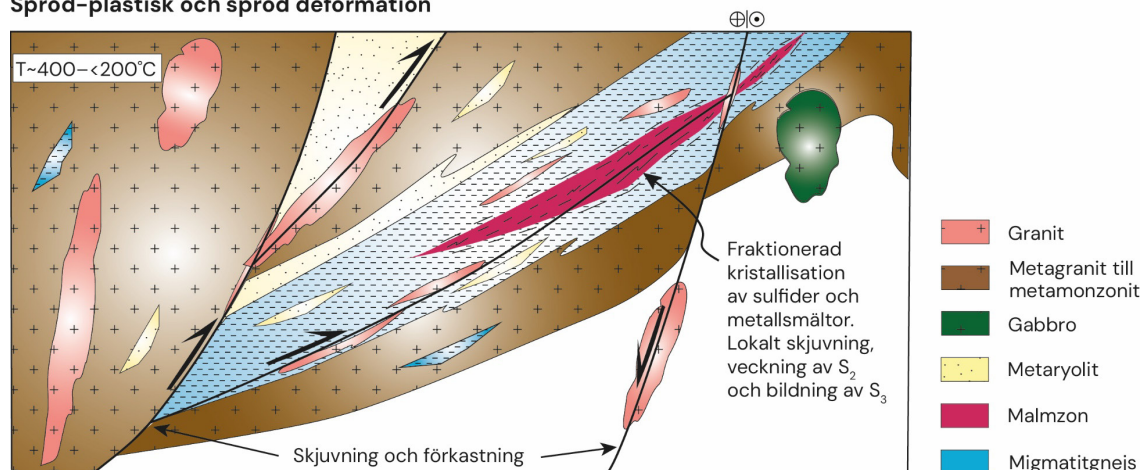
Figur 157A–D. Figuren visar en schematisk och förenklad illustration av malmbildning och fortsatt geologisk utveckling av det mineraliserade system som brutits i form av Enåsens guld–koppargruva. Illustrationerna är baserade på våra tolkningar av tillgänglig information. Delfigur **A** visar en översiktlig bild från tiden då det epitermala hydrotermala systemet var aktivt samtidigt som vulkaniska till subvulkaniska liksom djupare magmatiska processer, dominerade av felsiska magma-sammansättningar. Möjligen var magmatiska fluider dominerande under den allra första fasen av hydrotermal mineralisering och omvandling, medan meteoriska vattenlösningar blev viktigare under systemets fortsatta utveckling vid lägre temperaturer. Vi tolkar miljön som åtminstone delvis marint sedimentär med inslag av vulkanoklastiska material från den då aktiva vulkanismen. Den faktiska värdbergarten till malmen påverkades mycket kraftigt av de sura, aggressiva hydrotermallösningarna vilket ledde till en förkislad och aluminiumrikad omvandlingsbergart med spridd mineralisering, främst bestående av primära sulfider, sulfosalter och tellurider tillsammans med gediget guld. Den genomgripande hydrotermala omvandlingen tillsammans med senare metamorf överpräglning gör att vi inte kan bestämma bergartens ursprungliga karaktär.

Plastisk deformation och metamorfos



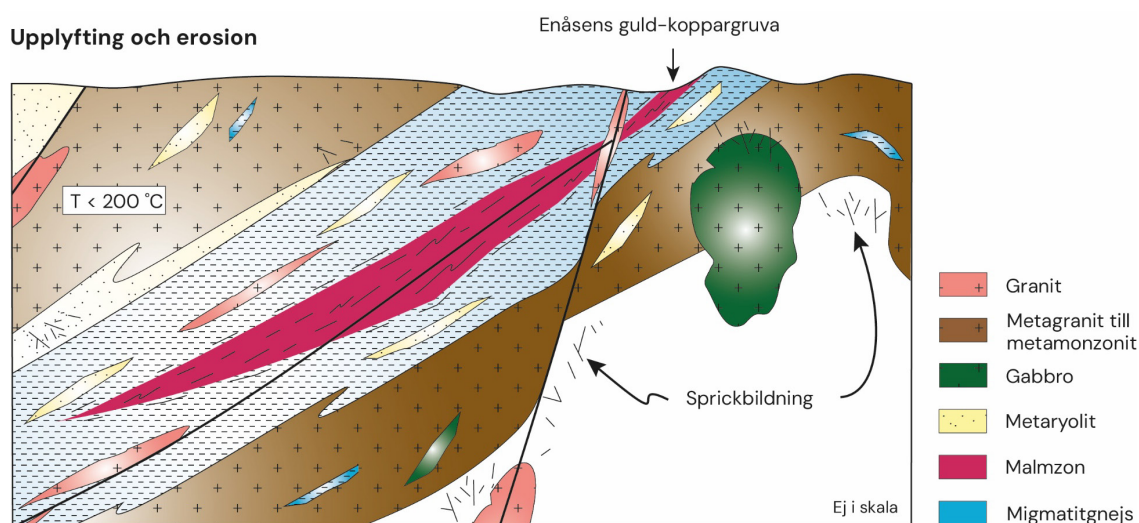
Figur 157B. Delfiguren visar påföljande plastisk, flerfasig deformation och regionalmetamorfos av mineraliseringen och alla de äldre bergartsleden, till maximala tryck- och temperaturförhållanden i granulitfacies. Den hydrotermalomvandlade värdbergarten till malmen konverterades till en sillimanitförande kvartsit. Före till synkront med detta påverkades befintliga bergarter liksom sannolikt malmerna av ökande temperaturer samt metamorft bildade fluider vilket ledde till tidiga stadier av sannolikt blandad mekanisk och fluidmedierad remobilisering av den primära mineraliseringen, som med ökande temperatur kom att övergå i att domineras av hel eller partiell smältning av malmmineralen, liksom migmatitisering av inte minst de ursprungliga sedimentära bergartsmaterialen.

Spröd-plastisk och spröd deformation



Figur 157C. Delfiguren visar den fortsatta utvecklingen av det mineraliserade systemet och dess värdbergarter under, samt efter, avklingande regionalmetamorfa förhållanden. Deformationen gick från ursprungligen plastiska via spröd-plastiska till spröda förhållanden och malmsmältorna i sillimanitkvartsiten modifieras genom successiv kristallisation av högttemperaturfaser till att bli allt mera dominerade av lågttemperatursmältande ("LMCE") elementkombinationer i tilltagande grad anrikade på exempelvis guld, silver, vismut, tellur och selen. Sillimanitkvartsiten deformerades ytterligare och kontakterna kom att karakteriseras av flerfaldigt aktiverade rörelsezonar och förkastningar. Under spröda förhållanden och fortsatt avtagande temperatur kristalliserade en stor andel av de guld-tellurrika associationerna.

Upplyftning och erosion



Figur 157D. Delfiguren visar slutligen resultatet av fortsatt utveckling med erosion och upplyftning samt fortsatta men sporadiska sprödtektoniska processer, utan större påverkan av malmmineralen utöver viss lokaliserad oxidation och omvandling, till dagens situation med delar av malmzonen och dess värdbergarter borteroderade.

Tackord

Vi vill rikta ett stort tack till personalen vid SGU:s Malåkontor och särskilt Johan Söderhielm för hjälp med provtagning av borrhärdar. Vi vill också tacka Boliden Mineral AB för att vi fick tillgång till karterings- och analysresultat från borrhärdar, Orexplore AB för att vi fick möjlighet att skanna borrhärdar med deras system och mjukvaror, och Naturhistoriska riksmuseet i Stockholm för provberedning, avbildning och analys av zirkonprover liksom för malmprov för undersökning. Institutionen för geovetenskaper vid Uppsala universitet tackas också för utlåning av mineraliserat provmaterial, liksom tillgängliggörande av svepelektronmikroskop. Tack även till Anders Hallberg för att du delade med dig av data och sammanställningar.

Referenser

- ALS, 2022: Rock characterisation, ALS Global.
<<https://www.alsglobal.com/en/geochemistry/rock-characterisation/>> Senast åtkommen den 20 mars 2024.
- Arribas, A., 1995: Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. I: J.F.H. Thompson (red.): Magmas, fluids and ore deposits. *MAC Short Course Volume 23*, 419–454.
- Barton, P.B. & Bethke, P.M., 1987: Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *American Mineralogist* 72, 451–467.
- Basu, K., Bortnikov, N.S., Mookherjee, A., Mozgova, N.N. & Tsepin, A.I., 1981: Rare minerals from Rajpura–Dariba, Rajasthan, India. II. Intermetallic compound $\text{Ag}_{74.2}\text{Au}_{16.4}\text{Hg}_{9.4}$. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 141, 217–223.
- Basu, K., Bortnikov, N.S., Mookherjee, A., Mozgova, N.N., Tsepin, A.I. & Vyalsov, L.N., 1983: Rare minerals from Rajpura–Dariba, Rajasthan, India. IV. A new Pb–Ag–Tl–Sb sulphosalt, rayite. *Journal of Mineralogy and Geochemistry* 7, 296–304.
- Berger, B.R. & Bethke, P.M. (red.), 1985: Geology and geochemistry of epithermal systems. *Reviews in Economic Geology* 2, 1–298.
- Bergman Weihed, J., Bergström, U., Billström, K. & Weihed, P., 1996: Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au–Cu–As deposit, Skellefte district, northern Sweden. *Economic Geology* 91, 1073–1097.
- Bergman, S., Sjöström, H. & Högdahl, K., 2006: Transpressive shear related to arc magmatism: The Paleoproterozoic Storsjön–Edsbyn Deformation Zone, central Sweden. *Tectonics* 25, 1–16.
- Bergman, S., Jonsson, E., Jönberger, J. & Luth, S., 2022: Mineraliseringar i området kring Enåsen – sammanfattning av pågående undersökning 2021. *SGU-rapport 2022:05*, Sveriges geologiska undersökning, 29 s.
- Bergqvist, M., Landström, E., Hansson, A., & Luth, S., 2019: Access to geological structures, density, minerals and textures through novel combination of 3D tomography, XRF and sample weight. *Australasian Exploration Geoscience Conference (AEGC), Extended Abstracts 1*, 1–3. 2–5 september 2019, Perth, Australien.
- Biagioni, C., George, L.L., Cook, N.J., Makovicky, E., Moëlo, Y., Pasero, M., Sejkora, J., Stanley, C.J., Welch, M.D. & Bosi, F., 2020: The tetrahedrite group: nomenclature and classification. *American Mineralogist*, 105, 109–122.
- Bierlein, F.P., Groves, D.I. & Cawood, P.A., 2009: Metallogeny of accretionary orogens – the connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews* 36, 282–292.

- Cabri, L., 1965: Phase relations in the Au-Ag-Te systems and their mineralogical significance. *Economic Geology* 60, 1569–1606.
- Cai, C., 1993: A preliminary study on several gold minerals in the Dongping and other gold deposits. *Acta Mineralogica Sinica* 13, 65–71.
- Cameron, E.N. & Threadgold, I.M., 1961: Vulcanite, a new copper telluride from Colorado, with notes on certain associated minerals. *American Mineralogist* 46, 258–268.
- Chambefort, I.C. & Stefánsson, A., 2020: Fluids in geothermal systems. *Elements* 16, 407–411.
- Chiba, H., Chacko, T., Clayton, R.N. & Goldsmith, J.R., 1989: Oxygen isotope fractionation involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite: application to geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2985–2995.
- Clark, A.M., 1993: *Hey's mineral index*. 3rd edition, Natural History Museum Publications, Chapman & Hall, London. 852 s.
- Cook, N.J. 1996: Mineralogy of the sulphide deposits at Sulitjelma, northern Norway. *Ore Geology Reviews* 11, 303–338.
- Craig, J.R. & Vaughan, D.J., 1994: *Ore microscopy and ore petrography*. 2nd edition. John Wiley & Sons, Inc., New York etc. 434 s.
- Craig, J.R. & Vokes, F.M. 1993: The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineralogical Magazine* 57, 3–18.
- Delin, H. & Aaro, S., 1992a: Berggrundskartan 16F Kårböle NO. Skala 1: 50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 57.
- Delin, H. & Aaro, S., 1992b: Berggrundskartan 16F Kårböle NV. Skala 1: 50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 56.
- Delin, H. & Aaro, S., 1994a: Berggrundskartan 17F Ånge SO. Skala 1: 50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 83.
- Delin, H. & Aaro, S., 1994b: Berggrundskartan 17F Ånge SV. Skala 1: 50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 82.
- Domínguez-Carretero, D., González-Jiménez, J.M., Proenza, J.A., Villanova-de-Benavent, C., Llovet, X. & Garcia-Casco, A., 2023: A track record of Au-Ag nanomelt generation during fluid-mineral interactions. *Scientific Reports* 13:7895, 1–7.
- Eilu, P. (red.), 2012: Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 53, 401 s.
- Einaudi, M., Hedenquist, J. & Inan, E., 2003: Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems. I S.F. Simmons & I. Graham (red.), Transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geologists, Special Publication* 10, 285–313.
- Ferry, J.M. & Spear, F.S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 113–117.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A. & Park, R.G., 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W. Scotland: *Precambrian Research* 45, 203–214.
- Ford, W.E., 1903: Rickardite, a new mineral. *American Journal of Science* 165, 69–70.
- Fournier, R.O., 1985: The behaviour of silica in hydrothermal systems. I Berger, B.R. & Bethke, P.M. (red.), Geology and geochemistry of epithermal systems. *Reviews in Economic Geology* 2, 45–61.
- Frost, B.R., Mavrogenes, J.A. & Tomkins, A.G., 2002: Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism. *Canadian Mineralogist* 40, 1–18.
- Gather, B. & Blachnik, R., 1974: Das System Gold–Wismut–Tellur. *Zeitschrift für Metallkunde* 65, 653–656.

- Gilligan, L.B. & Marshall, B., 1987: Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. I B. Marshall & L.B. Gilligan (red.): Mechanical and chemical (re)-mobilization of metalliferous mineralisation. *Ore Geology Reviews* 2, 205–229.
- Georgieva, S., Kerestedjian, T., Sergeeva, I. & Piroeva, I., 2018: Mawsonite from the Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogorie, Bulgaria: Mineral assemblage and chemical composition. *Reviews of the Bulgarian Geological Society* 79, 3, 19–20.
- Gorbatshev, R., Kornfält, K.-A., & Lundegårdh, P.H., 1997: Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget. Med karta i skalan 1: 200 000, tryckt 1984. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1*, 250 pp.
- Grohol, M., Veeh, C., Blagoeva, D., Bourdon, E. & Walch, A., 2023: Study on the Critical Raw Materials for the EU 2023 – Final Report. European Commission, 155 s.
- Gunn, A.G., (red.) 2014: *Critical metals handbook*. BGS, AGU & John Wiley & Sons, Ltd, Chichester. 439 s.
- Gustafsson, G., 1972: *Mineraljakt förr och nu i Västernorrlands län*. Arkiv för norrländsk hembygdsforskning XVII. Mercurs tryckeri Härnösand. 95 s.
- Hallberg, A. 1989: Metals sources in the Early Proterozoic Svecofennian terrain of central Sweden: Pb isotope evidence. *Mineralium Deposita* 24, 250–257.
- Hallberg, A., 1993: Enåsen. Guide till Mineraljaktsexkursionen den 16 oktober 1993. MINK 96229, 8 s.
- Hallberg, A., 1994: The Enåsen gold deposit, central Sweden. 1. A Palaeoproterozoic high-sulphidation epithermal gold mineralization. *Mineralium Deposita* 29, 150–162.
- Hallberg, A., 1995: Enåsen: geologi, geokemi och ursprung. STU Projekt 85-5343P, MINK 95067, 21 s.
- Hallberg, A. & Fallick, A.E., 1994: The Enåsen gold deposit, central Sweden. 2. Light element stable isotope evidence of pre-metamorphic hydrothermal activity. *Mineralium Deposita* 29, 163–169.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. & Reynolds, T.J., 1998: Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 93, 373–404.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. & Gonzales-Urien, E., 2000: Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13, 245–277.
- Heinrich, C.A., 2005: The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita* 39, 864–889.
- Hirth, G. & Tullis, J., 1994: The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research* 99, B6, 11731–11747.
- Hofmann, B.A. 1994: Formation of a sulfide melt during Alpine metamorphism of the Lengenbach polymetallic sulfide mineralization, Binntal, Switzerland. *Mineralium Deposita* 29, 439–442.
- Holmquist, P.J., 1906: Studien über die Granite von Schweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Upsala* VII, 77–269.
- Hübner, H., 1980: Berg och malm i Västernorrlands län. Statens industriverk, SIND1980:18.
- Huston, D.L. & Large, R.R., 1989: A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews* 4, 171–200.
- Hughes, C.J., 1973: Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine* 109, 513–527.
- Huston, D.L., Bottrill, R.S., Creelman, R.A., Zaw, K., Ramsden, T.R., Rand, S.W., Gemmell, B.J., Jablonski, W., Sie, S.H., & Large, R.R., 1992: Geologic and geochemical controls on the

- mineralogy and grain size of gold-bearing phases, eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 87, 542–563.
- Högdahl, K. & Bergman, S., 2020: Paleoproterozoic (1.9–1.8 Ga), syn-orogenic magmatism and sedimentation in the Ljusdal lithotectonic unit, Svecokarelian orogen. I: Stephens, M. B. & Bergman Weihed, J. (red.): Sweden: Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources. *Geological Society, London, Memoirs* 50, 131–153.
<https://doi.org/10.1144/M50-2016-30>
- Högdahl, K., Sjöström, H., Andersson, U.B. & Ahl, M. 2008: Continental margin magmatism and migmatization in the west-central Fennoscandian Shield. *Lithos* 102, 435–459,
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.019>
- Högdahl, K., Sjöström, H. & Bergman, S., 2009: Ductile shear zones related to crustal shortening and domain boundary evolution in the central Fennoscandian Shield. *Tectonics* 28, TC1003,
[doi:10.1029/2008TC002277](https://doi.org/10.1029/2008TC002277).
- Janousek, V., Farrow, C.M. & Erban, V., 2006: Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47, 1255–1259.
- Jonsson, E. & Pieslinger, S., 2022: Evidence for metamorphic ore melts in the Palaeoproterozoic Enåsen gold deposit, central Sweden? *GF Special Publication* 1, 136–137.
- Jonsson, E. & Pieslinger, S., 2024: On the ore mineralogy of the Bi-Te-rich Enåsen Au-Cu deposit, central Sweden. 36th Nordic Geological Winter Meeting, Gothenburg, Abstract.
- Kalinin, A.A., Volkov, A.V. & Lobanov, K.V., 2021: A metamorphosed Au–Ag deposit in the Precambrian of the Fennoscandian Shield: a new conceptual model. *Doklady Earth Sciences* 496, Part 2, 115–118.
- Kerrick, D.M., 1972: Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. *American Journal of Science* 272, 959–968.
- Kretschmar, U. & Scott, S.D., 1976: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist* 14, 364–386.
- Laperche & Lemièr 2021 Laperche, V. & Lemièr, B., 2021: Possible pitfalls in the analysis of minerals and loose materials by portable XRF, and how to overcome them. *Minerals* 11, article 33.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Lee, M.S., Takenouchi, S. & Imai, H., 1975: Syntheses of stannoidite and mawsonite and their genesis in ore deposits. *Economic Geology* 70, 834–843.
- Lindgren, W., 1933: *Mineral deposits*. Fourth edition, revised and reset. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York and London. 930 s.
- Lundegårdh, P.H., 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. Petrology of the Gävleborg County in Central Sweden. Med kartor i skalorna 1: 200 000 och 1: 75 000. *Sveriges geologiska undersökning Ba* 22, 303 pp.
- Lundqvist, T., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, L. & Kresten, P., 1990: Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län. Med kartor i skalan 1: 200 000, tryckta 1987. *Sveriges geologiska undersökning Ba* 31, 429 pp.
- Luth, S., Sahlström, F., Bergqvist, M., Hansson, A., Lynch, E.P., Sädbom, S., Jonsson, E., Andersson, S.S. & Arvanitidis, N., 2022: Combined X-ray computed tomography and X-ray fluorescence drill core scanning for 3-D rock and ore characterization: implications for the Lovisa stratiform Zn-Pb deposit and its structural setting, Bergslagen, Sweden. *Economic Geology*, 117(6), pp.1255–1273.

- Luth, S. & Jönberger, J., 2024: 3D geological modelling and combined XCT-XRF drill core scanning of the Enåsen Au-Cu-(Te-Ag) deposit, Central Sweden. LITHOSPHERE 2024 symposium, Espoo, Extended abstract.
- Mark, D.F., Lindgren, P., & Fallick, A.E., 2014: A high-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for hydrated impact glass from the Dellen impact, Sweden. *Geological Society, London, Special Publications*, 378, 349–366.
- Marshall, B. & Gilligan, L.B., 1987: An introduction to remobilization: information from ore-body geometry and experimental considerations. I: B. Marshall & L. B. Gilligan (red.): Mechanical and chemical (re)-mobilization of metalliferous mineralisation. *Ore Geology Reviews* 2, 87–131.
- Marshall, B., Vokes, F. & Larocque, A., 1999: Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 11, 19–38.
- Maske, S. & Skinner, B.J., 1971: Studies of the sulfosalts of copper. I. Phases and phase relations in the system Cu–As–S. *Economic Geology* 66, 901–918.
- Mavrogenes, J., Frost, R. & Sparks, H.A., 2013: Experimental evidence of sulfide melt evolution via immiscibility and fractional crystallisation. *Canadian Mineralogist* 51, 841–850.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R., 1993: Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. 196 s.
- Mindat.org, 2024: *Mindat.org*. <www.mindat.org>
- Morrison, G.W., Rose, W.J. & Jaireth, S., 1991: Geological and geochemical controls on the silver content (finesness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews* 6, 333–364.
- Nysten, P. & Annersten, H., 1984: The gold mineralization at Enåsen, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 106, 245–256.
- Ohmoto, H. & Goldhaber, M.B., 1997: Sulfur and carbon isotopes. I: Barnes, H. (red.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, s. 517–612. Wiley, New York.
- Pals, D.W. & Spry, P.G., 2003: Telluride mineralogy of the low-sulfidation epithermal Emperor gold deposit, Fiji. *Mineralogy and Petrology* 79, 285–307.
- Papeschi, S. & Musumeci, G., 2019: Fluid-assisted strain localization in quartz at the brittle-ductile transition. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20, 3044–3064.
- Perchuk, L.L., 1977: Thermodynamic control of metamorphic processes. I: Saxena, S. K. & Battacharji, S. (red.), *Energetics of geological processes*, 110–129. Springer Verlag, New York.
- Phillips, G.N. 2008: The oldest epithermal gold deposits? PACRIM Congress 2008, 33–39.
- Picot, P. & Johan, Z., 1982: *Atlas of ore minerals*. BRGM, Orléans and Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam. 458 s.
- Pieslinger, S., 2023: *Character and evolution of ore mineralisation in the Te-rich Enåsen Au-Cu deposit, central Sweden*. Examensarbete vid Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet, nr. 593. 68 s.
- Ramdohr, P. 1955: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie-Verlag, Berlin. 875 s.
- Salvat, F., Fernandez-Varea, J.M., & Sempau, J., 2006: PENELOPE-2006, a code system for Monte Carlo simulation of electron and photon transport: The OECD Nuclear Energy Agency, PENELOPE-2006 Workshop, Barcelona, July 4–7, 2006, Proceedings, v. 4, no. 6222.
- Saunders, J.A. & Burke, M., 2017: Formation and aggregation of gold (electrum) nanoparticles in epithermal ores. *Minerals* 2017, 7, 163, 1–11.
- SGU, 2021a: *Berggrund 1:1 miljon – databas*. Södra Norrland. 2021-11-25.
- SGU, 2021b: *Berggrund 1:50 000–1:250 000 – databas*. Enåsenområdet. 2021-11-25.

- Sharp, Z.D., Essene, E.J. & Kelly, W.C., 1985: A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. *Canadian Mineralogist* 23, 517–534.
- Simmons, S.F., White, N.C. & John, D.A., 2005: Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 485–522.
- Sindeeva, N.D., 1964: *Mineralogy and types of deposits of selenium and tellurium*. Interscience Publishers, John Wiley and Sons, New York, London, Sydney. 363 s.
- Siripunvaraporn, W. & Egbert, G., 2000: An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics* 65, 791–803.
- Sjöström, H., Högdahl, K., Aaro, S. & Bergman, S., 2000: The Hassela shear zone in central Sweden, the western part of a Paleoproterozoic tectonic boundary across the Baltic shield? I: E. Eide (red.), Abstracts, 24:e Nordiske Geologiske Vintermøte, s. 153.
- Spry, P.G., Marshall, B & Vokes, F.M., (red.) 2000: Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. *Reviews in Economic Geology* 11, 310 s.
- Stacey, J.S. & Kramers, J.D., 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.
- Stanton, R.L., 1972: *Ore petrology*. McGraw-Hill International Series in the Earth and Planetary Sciences, McGraw-Hill Book Company, New York etc. 713 s.
- Steiger, R.H. & Jäger, E., 1977: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362.
- Stern, R.A., Bodorkos, S., Kamo, S.L., Hickman, A.H. & Corfu, F., 2009: Measurement of SIMS Instrumental Mass Fractionation of Pb Isotopes During Zircon Dating. *Geostandards and Geoanalytical Research* 33, 145–168.
- Stevens, G., Prinz, S. & Rozendaal, A., 2005: Partial melting of the assemblage sphalerite + galena + pyrrhotite + chalcopyrite + sulfur: implications for high-grade metamorphosed massive sulfide deposits. *Economic Geology* 100, 781–786.
- Sädbom, S., 1987: *Metamorfos och malmbildning i Enåsens guldgruva, Hälsingland*. MSc thesis, University of Uppsala, Department of Mineralogy and Petrology, 49 s.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1995: The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33, 241–265.
- Thompson, A.B., 1976: Mineral reactions in pelitic rocks. *American Journal of Science* 276, 401–453.
- Tomkins, A., 2007: Three mechanisms of ore remobilisation at the amphibolite facies Montauban Zn-Pb-Au-Ag deposit. *Mineralium Deposita* 42, 627–637.
- Tomkins, A., Pattison, D. & Frost, B., 2006: On the initiation of metamorphic sulfide anatexis. *Journal of Petrology* 48, 511–535.
- Trepka-Bloch, C., 1981: Enåsen – geologi och malmberäkning. Rapport, Boliden Mineral AB. GP 81059-1981.
- Uytendogaardt, W. & Burke, E.A.J., 1971: *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Second revised edition, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York. 430 s.
- Vermeesch, P., 2018: IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9, 1479–1493.
- Vokes, F.M. & Craig, J.R., 1993: Post-recrystallisation mobilisation phenomena in metamorphosed stratabound sulphide ores. *Mineralogical Magazine* 57, 19–28.
- Vymazalová, A., Kojonen, K., Laufek, F., Johanson, B., Stanley, C.J., Plášil, J. & Halodová, P., 2019: Pampaloite, AuSbTe, a new mineral from Pampalo gold mine, Finland. *Mineralogical Magazine* 83, 393–400.

- Wagner, T. & Jonsson, E., 2001: Mineralogy of sulfosalt-rich vein-type ores, Boliden massive sulfide deposit, Skellefte district, northern Sweden. *Canadian Mineralogist* 39, 855–872.
- Wagner, T., Boyce, A.J., Jonsson, E. & Fallick, A.E., 2004: Laser microprobe sulphur isotope analysis of arsenopyrite: experimental calibration and application to the Boliden Au-Cu-As massive sulphide deposit. *Ore Geology Reviews* 25, 311–325.
- Welin, E., Christansson, K. & Kähr, A.M., 1993: Isotopic investigations of metasedimentary and igneous rocks in the Palaeoproterozoic Bothnian Basin, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 115, 285–296.
- Wetherill, G.W. 1956: Discordant uranium-lead ages, I. *Transactions American Geophysical Union* 37, 320–326.
- White, N.C., Leake, M.J., McCaughey, S.N. & Parris, B.W. 1995: Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration* 54, 87–136.
- Whitehouse, M.J., Claesson, S., Sunde, T. & Vestin, J., 1997: Ion-microprobe U–Pb zircon geochronology and correlation of Archaean gneisses from the Lewisian Complex of Gruinard Bay, north-west Scotland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4429–4438.
- Whitehouse, M.J., Kamber, B.S. & Moorbath, S., 1999: Age significance of U–Th–Pb zircon data from Early Archaean rocks of west Greenland: a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 160, 201–224.
- Whitehouse, M.J. & Kamber, B.S., 2005: Assigning dates to thin gneissic veins in high-grade metamorphic terranes: A cautionary tale from Akilia, Southwest Greenland. *Journal of Petrology* 46, 291–318.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J.C. & Spiegel, W., 1995: Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1–23.
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, O., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q. & Zheng, Y.F., 2004: Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28, 9–39.
- Wik, N.-G., Albrecht, L., Bergman, S., Kübler, L. & Sundberg, A., 2009: Malmer, industriella mineral och bergarter i Gävleborgs län. *Rapporter och meddelanden* 130, Sveriges geologiska undersökning, 310 s.
- Willdén, M., 1986: The Enåsen gold deposit. I: T. Lundqvist, M. Willdén, P. Kresten & K. Sundblad: The Enåsen Au deposit and the Alnö alkaline complex. 7th IAGOD and Nordkalott project meeting, Excursion guide No 9/10, *Sveriges geologiska undersökning* Ca 67, 14–19.