

Rapporter och meddelanden 126

# Berggrundsgeologisk undersökning

Sammanfattning av pågående verksamhet 2006

Hans Delin (red.)



**SGU**

Sveriges geologiska undersökning  
Geological Survey of Sweden



Rapporter och meddelanden 126

# **Berggrundsgeologisk undersökning**

**Sammanfattning av pågående verksamhet 2006**

*Bedrock mapping  
Summary of ongoing activities 2006  
with an introduction in English*

Hans Delin (red.)

Sveriges geologiska undersökning  
2007

ISSN 0349-2176  
ISBN 978-91-7158-781-7

Omslagsbild: Städjan i norra Dalarna. Den vulkanliknande toppen är en erosionsrest i fjällkedjans Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden i Kaledoniderna). Projekt Västra Dalarna. Foto Katalin Holényi.

© Sveriges geologiska undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU  
Tryck: Lenanders Grafiska AB, Kalmar

## INLEDNING

I denna skrift presenteras sammanfattningar av de fältarbeten och övriga undersökningar som utfördes under fältsäsongen 2006 inom SGUs berggrundsgeologiska undersökningsverksamhet. Syftet är att kontinuerligt informera om karteringsläget och att presentera preliminära resultat efter hand som undersökningarna fortskrider. Detta gör att geoinformationen snabbare kan nå användarna och komma till nytta.

Rapporteringen startade med 1994 års fältarbeten och detta är den trettonde rapporten i sitt slag. De tidigare volymerna har publicerats våren efter respektive fältsäsong och är av relativt kortfattad och preliminär karaktär, eftersom de skrivs innan någon större bearbetning av den insamlade informationen ägt rum. Liksom tidigare har innehållet i denna rapport inte genomgått en strikt vetenskaplig granskning, och författarna ansvarar själva för innehållet i varje enskild del. För vidare information hänvisas den intresserade till den för området ansvarige geologen eller geofysikern.

Manusstopp för rapporterna var den 18 december 2006.

Den insamlade berggrundsgeologiska och geofysiska informationen lagras successivt i SGUs databaser. De färdiga berggrundskartorna är tillgängliga både i tryckt form och som kartdatabaser. Produktionsläget för dessa framgår av figurerna 1 och 2 respektive figurerna 3 och 4.

Alla är välkomna att ta del av arbetsmaterial från pågående arbeten, men det är först efter en slutlig sammanställning och utgivning som resultaten och grundinformationen finns till allmän försäljning.

Hans Delin  
1:e Statsgeolog

## INTRODUCTION

This volume provides summaries of predominantly field activities carried out during the summer of 2006 within the Geological Survey of Sweden's (SGU) programme for bedrock mapping. It aims to present the status of bedrock map production at SGU as at 18th December 2006 and to provide access to new geological information from ongoing projects prior to final release when the material is published.

This report series started with the field works of 1994 and the present one is the thirteenth volume. The reports in all these volumes are relatively short and general in character and provide preliminary results from ongoing projects. As in earlier volumes, the reports presented here have not been subjected to a peer scientific review and the authors are solely responsible for the information provided in the individual contributions. If you are interested in more information from the individual projects, please do not hesitate to contact directly the responsible geologist or geophysicist. However, information cannot be fully released to the general public before the final compilation and publication.

The location of the ongoing mapping projects and the status of production of bedrock maps at different scales can be seen in figures 1 and 2. Geological and geophysical information from the mapping projects is stored in SGU's databases. The compiled information is available both as printed bedrock geological maps and as map databases, status of the latter is illustrated in figures 3 and 4.

Hans Delin  
Senior State Geologist

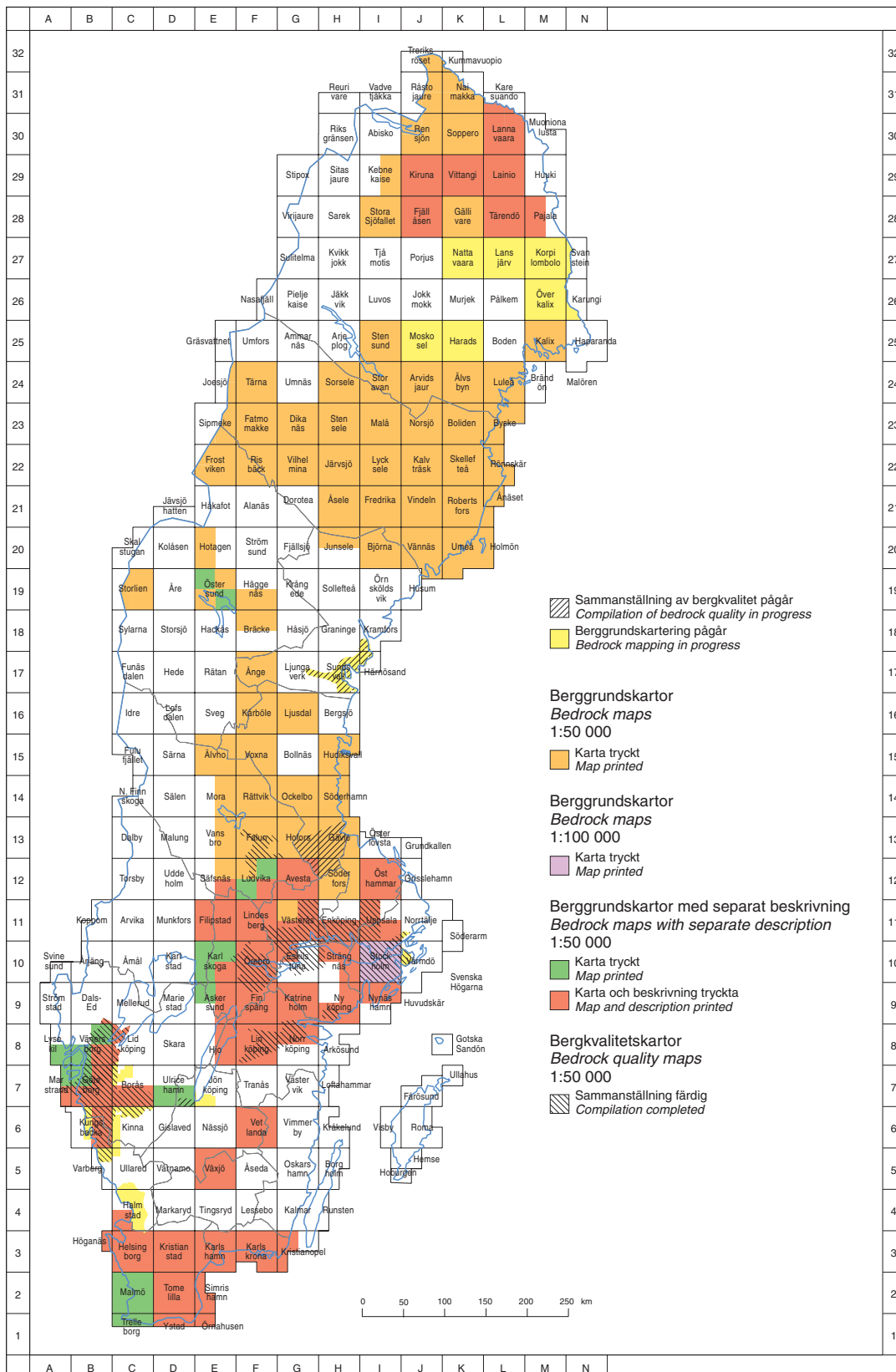


Fig. 1. Produktionsläget för berggrundskartor i skala 1:50 000, regionala berggrundskartor i skala 1:250 000 samt tematiska sammanställningar i skala 1:250 000 (2007-03-31).  
 Status concerning production of bedrock maps at the scale 1:50 000, regional bedrock maps at the scale 1:250 000 and thematic compilations at the scale 1:250 000 (2007-03-31).

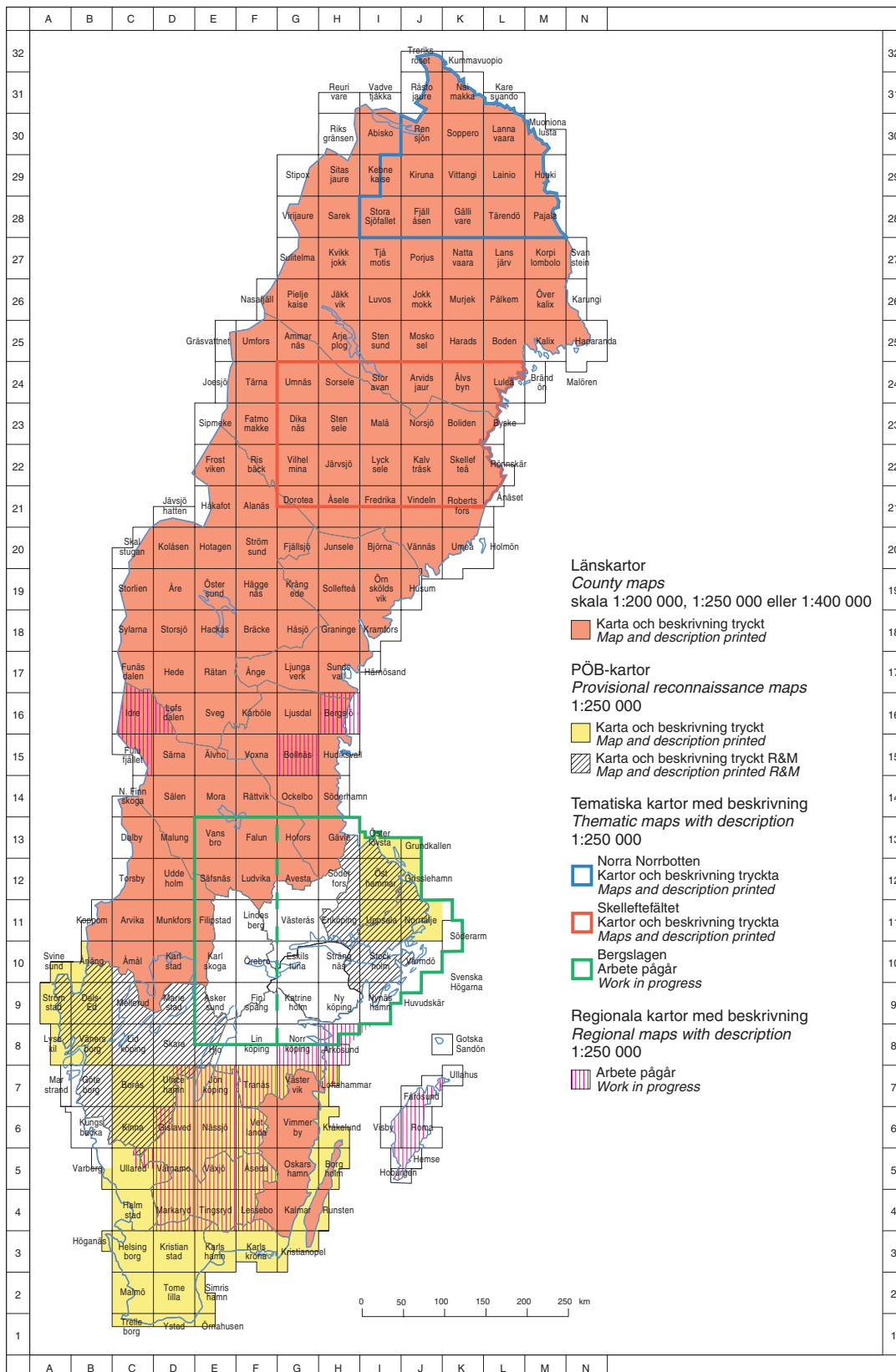


Fig. 2. Produktionsläget för länkartor i skala 1:200 000 respektive 1:400 000 och provisoriska översiktliga berggrundskartor (PÖB) i skala 1:250 000 (2007-03-31).  
 Status concerning production of county maps at the scale 1:200 000 and 1:400 000 respectively and provisional reconnaissance maps at the scale 1:250 000 (2007-03-31).

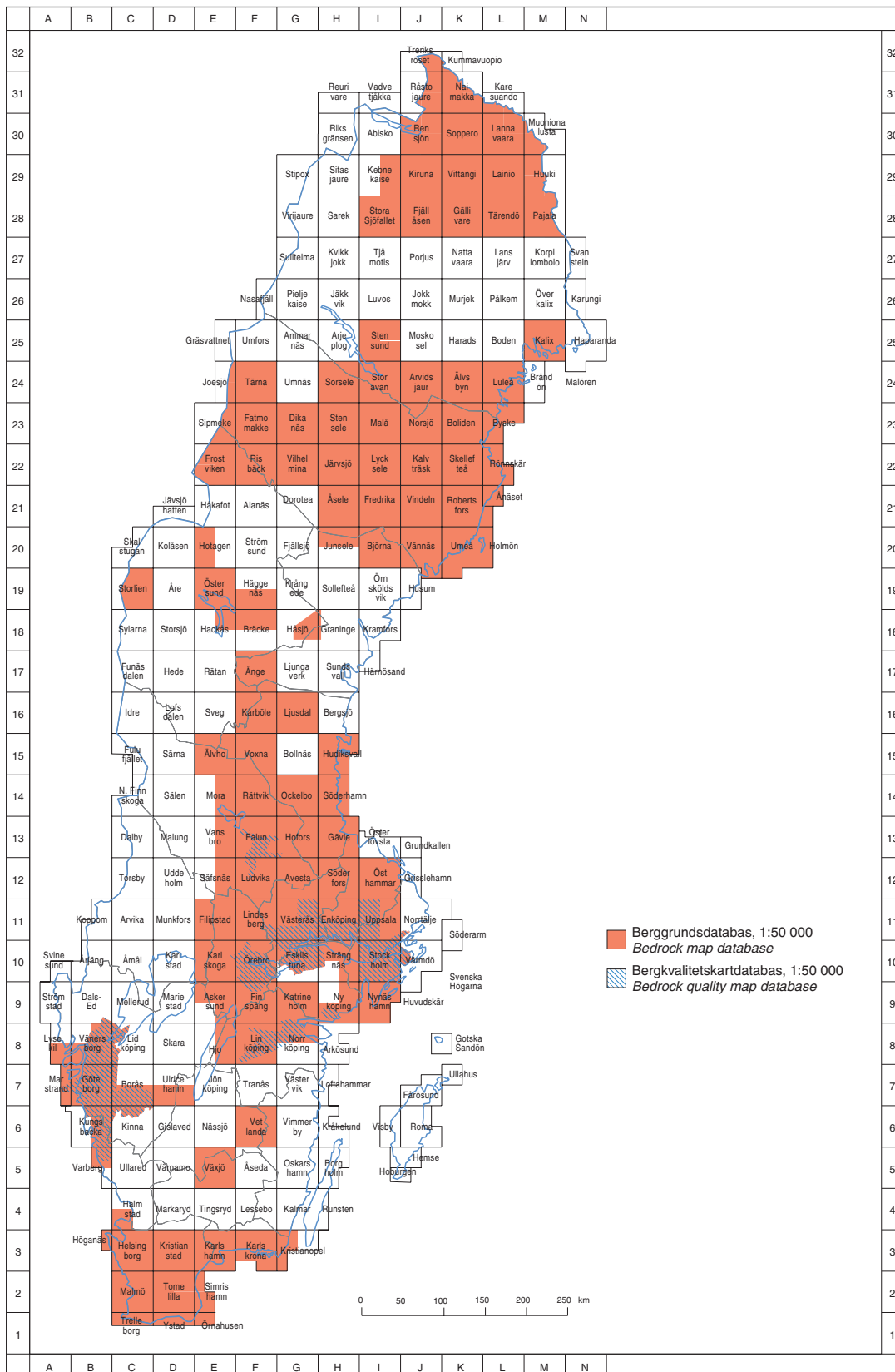


Fig. 3. Produktionsläget för digitala lokala berggrundskartor. Den angivna skalan i teckenförklaringen anger den skala i vilken kartan är digitaliserad (2007-03-31).

*Status concerning production of digital local bedrock geological maps. The map scale shown in the legend refers to the scale in which the map is digitized (2007-03-31).*

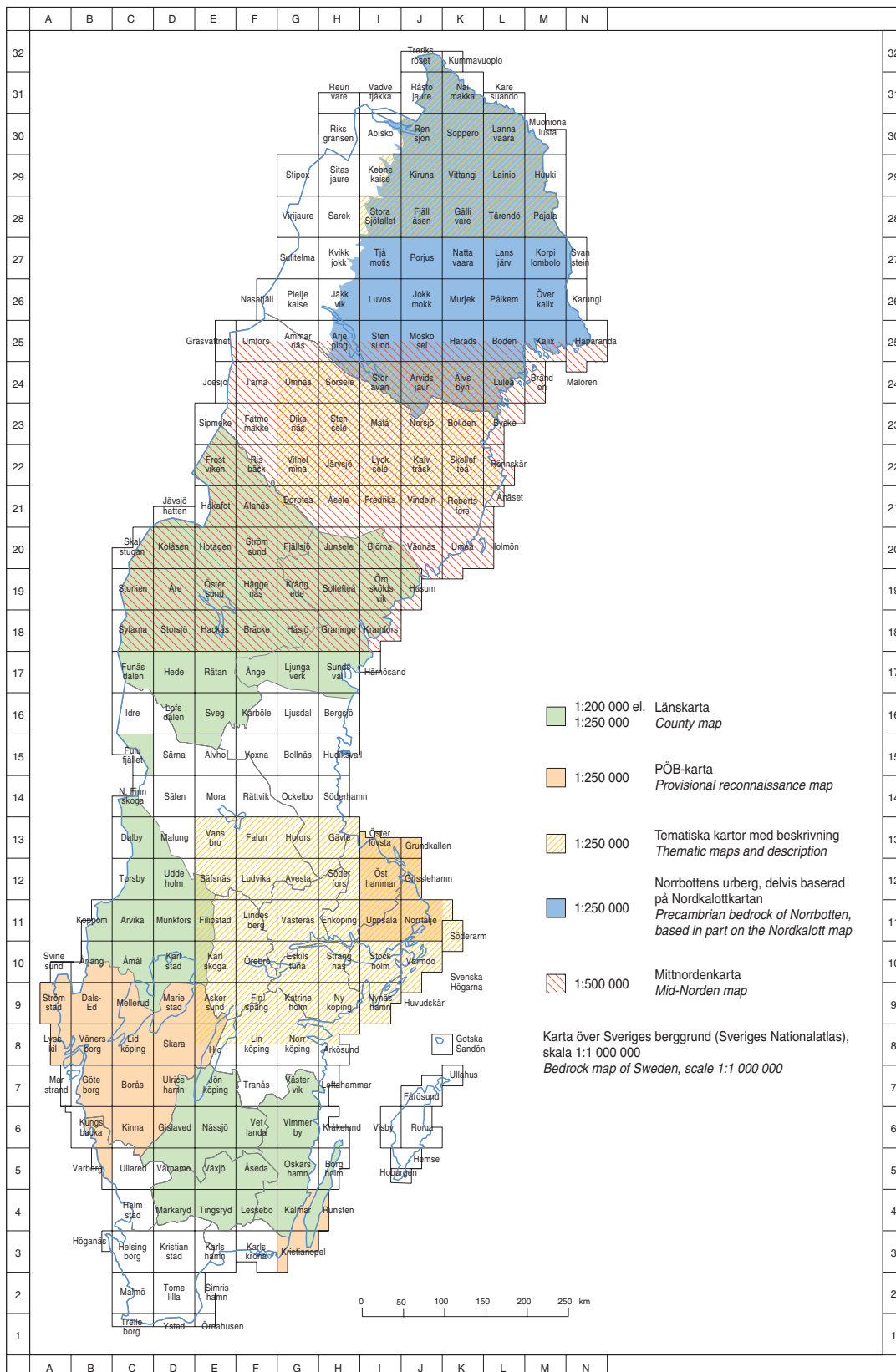


Fig. 4. Produktionsläget för digitala regionala berggrundskartor. Den angivna skalan i teckenförklaringen anger den skala i vilken kartan är digitaliserad (2007-03-31).

Status concerning production of digital regional bedrock geological maps. The map scale shown in the legend refers to the scale in which the map is digitized (2007-03-31).

# INNEHÅLLSFÖRTECKNING

## PROSPEKTERINGSINTRESSANTA OMRÅDEN. KARTOR 1:50 000

<b>Projekt Moskosel–Harads</b> .....	10
Benno Kathol, Sven Aaro, Fanny Hartvig, Johan Jönberger, Uppsala och Christina Lundmark, Malå	
Kartområdet 25J Moskosel SV .....	12
Kartområdet 25J Moskosel NO .....	18
Kartområdet 25K Harads SV .....	21
<b>Projekt Mellersta Norrbotten</b> .....	28
Ildikó Antal Lundin, Leif Björk, Maria Carlsäter Ekdahl, Uppsala, Dick Claeson, Lund, Fredrik Hellström, Erik Jonsson, Leif Kero, Mahmood Sadeghi och Christer Åkerman, Uppsala	
Kartområdet 27K Nattavaara .....	33
Kartområdet 27L Lansjärv .....	41
Kartområdet 27M Korpilombolo och 27N Svanstein .....	50
Kartområdet 26M Överkalix och 26N Karungi .....	59

## Tätortsprojekt. Kartor 1:50 000 och 1:250 000

<b>Projekt Södra Halland, berg</b> .....	67
Inger Lundqvist, Göteborg och Maria Carlsäter, Uppsala	
<b>Projekt Jönköping, berg och bergkvalitet</b> .....	74
Tomas Eliasson, Ulf bergström, Göteborg och Hossein Shomali, Uppsala	
<b>Projekt Västra Götaland, berg</b> .....	79
Lena Lundqvist, Göteborg, Ildikó Antal Lundin, Fredrik Hellström, Uppsala, Inger Lundqvist, Göteborg, Charlotte Möller, Lund och Hossein Shomali, Uppsala	
<b>Projekt Östra Göteborg, Borås kommun, bergkvalitet</b> .....	84
Mattias Göransson, Mehrdad Bastani och Hossein Shomali, Uppsala	
<b>Projekt Sundsvall, berg och bergkvalitet</b> .....	90
Katarina P. Nilsson, Torbjörn Bergman, Magnus Döse, Rune Johansson, Sven Lundqvist och Claes Mellqvist, Uppsala	

## REGIONALA KARTOR 1:250 000

<b>Projekt Gotlands län</b> .....	105
Mikael Erlström, Lund och Lena Persson, Uppsala	
<b>Projekt Gävleborgs län</b> .....	114
Stefan Bergman, Martin Ahl, Lena Albrecht, Mehrdad Bastani, Johan Jönberger och Lutz Kübler, Uppsala	
Södra Gästrikland, bergkvalitet .....	114
Kartområdet 15G Bollnäs .....	122
Kartområdet 16E Sveg .....	123
Kartområdet 17G Ljungaverk .....	124
Kartområdet 16H Bergsjö .....	127

<b>Projekt Västra Dalarna, berg</b> .....	138
Magnus Ripa, Hans Delin, Lena Persson och Torbjörn Thelander, Uppsala	
Kartområdena 14E Mora NV och SV .....	139
Kartområdena 16C Idre, 16D Lofsdalen NV och SV samt 17C Funäsdalen SV .....	146
<b>Kartor och övriga publikationer 2006</b> .....	161

Sveriges geologiska undersökning  
 Box 670, 751 28 Uppsala  
 Tel. 018-17 90 00  
 Fax. 018-17 92 10

Sveriges geologiska undersökning  
 Geovetarcentrum  
 Guldhedsgatan 5A, 413 81 Göteborg  
 Tel. 031-20 00 75  
 Fax. 031-20 02 05

Sveriges geologiska undersökning  
 Kiliansgatan 10, 223 50 Lund  
 Tel. 046-14 01 05  
 Fax. 046-12 00 39

Sveriges geologiska undersökning  
 Skolgatan 4, 930 70 Malå  
 Tel. 0953-10 760  
 Fax. 0953-216 86

# PROSPEKTERINGSINTRESSANTA OMRÅDEN. KARTOR 1:50 000

## Moskosel–Harads, baskartering berg

*Benno Kathol, Sven Aaro, Fanny Hartvig, Johan Jönberger och Christina Lundmark*

### ALLMÄN INLEDNING

Projektet ”Moskosel–Harads, baskartering berg” omfattar kartområdena 25J Moskosel och 25K Harads (fig. 1). Syftet är att skapa berggrundsgeologiskt underlag för en långsiktigt hållbar resurshandling inom delar av Norrbottens län samt att skapa planerings- och beslutsunderlag för företag, kommuner, länsstyrelser och allmänheten. Resultaten kommer att redovisas i form av berggrundsgeologiska och geofysiska databaser samt tryckta berggrundskartor i skala 1:50 000. Arbetet genomförs enligt rutin GUBStB i SGUs kvalitetssystem. Under sommaren 2006 har karteringen pågått i kartområdena 25J Moskosel SV och NO samt 25K Harads SV och SO där ca 1 688 km<sup>2</sup> karterats. Tillsammans med fältinsatserna år 2004 och 2005 (se Kathol & Aaro 2005, Kathol m.fl. 2006) är nu kartområdena 25J Moskosel NV, NO, SV och SO samt 25K Harads SV färdigkarterade. Kartområdet 25K SO har påbörjats men tas inte upp i den här rapporteringen. Sammanlagt är i dagsläget ca 3 213 km<sup>2</sup> karterade inom projektet.

De geologiska fältarbetena har utförts av Fanny Hartvig, Benno Kathol och Christina Lundmark (SGU) med biträde av extrageologerna Charlotta Brandt, Stefan Persson, Carl-Henrik Pettersson (Stockholms universitet), Maria Erlandsson (Lunds universitet) samt Sarah Mell och Helena Svenningsson (Göteborgs universitet). De geofysiska undersökningarna har utförts av Sven Aaro och Johan Jönberger (SGU). Martin Hjærtén (Uppsala universitet) och Kristoffer Johansson (Göteborgs universitet) har biträtt som extrageofysiker. Det geofysiska fältarbetet har inriktats huvudsakligen på spektrometermätningar på berghällar för bestämning av kalium-, uran- och toriumhalter samt på provtagning för bedömning av bergarternas fysikaliska egenskaper. Magnetiska data från flygmätningen har använts som underlagsmaterial vid planering av markprofilmätningarna. Profilerna har gjorts i syfte att mer i detalj kartlägga deformationszoner (inkl. sprickzoner) samt bergartskontakter. Mineralfyndigheterna har kontrollerats och uppgifterna om dem har sammanställts av Bo Gustafsson (SGU). Fältarbetenas och provtagningens omfattning framgår av tabell 1.

Tabell 1. Sammanställning av de geologiska och geofysiska fältinsatserna inom kartområdena 25J Moskosel och 25K Harads.

Tidsperiod	2006	2004–2006
Extrageologer	69 personveckor	141 personveckor
Extrageofysiker	20 personveckor	46 personveckor
Kartbladsgeologer	24 personveckor	49 personveckor
Kartbladsgeofysiker	12 personveckor	23 personveckor
Karterad yta	1688 km <sup>2</sup>	3213 km <sup>2</sup>
Observerade hållar/hällområden	2150	4549
Observationslokaler, geofysik	445	797
Gammaspektrometermätningar	1213	2064
Bergartsprover för petrofysiska mätningar	285	492
Geofysiska profiler	22	60
Tunnslip	85 (68)	174 (129)
Kemiska analyser	107	194
U-Pb-zirkondateringar	2	4

Siffrorna inom parentes avser antal undersökta tunnslip (beskrivning och modalanalys om möjlig) vid manusstopp. Lägena för hålobservationer, geokemi- och dateringsprover visas i figurerna 2, 6 och 10.

Bearbetningen av det insamlade materialet har börjat under hösten 2006 och kommer att fortsättas under våren 2007. Detta innebär att någon slutgiltig geologisk och geofysisk tolkning av resultaten från fältarbe-

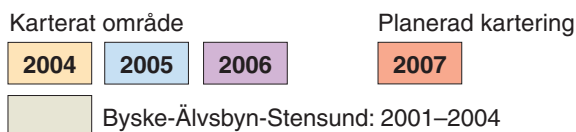
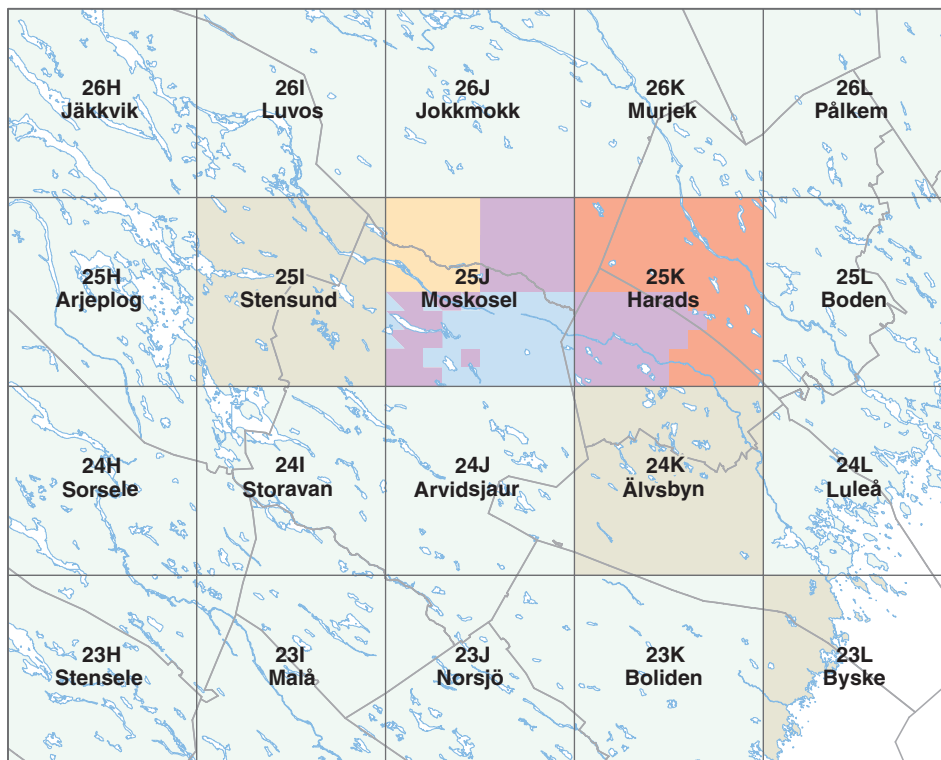


Fig. 1. Genomförd och planerad karteringsverksamhet inom projektet "Moskosel–Harads, baskartering berg".

tena inte gjorts. Preliminära fältkartor över områdena 25J Moskosel SV och NO samt 25K Harads SV visas i figurerna 2, 6 och 10, En sammanställning av de geofysiska fältinsatserna över motsvarande områden ges i figurerna 4, 8 och 12.

### Berggrunden i området

Berggrunden inom kartområdena 25J Moskosel och 25K Harads med omgivningarna tillhör i sin helhet den fennoskandiska urbergsskölden. Områdets troligen äldsta bergarter är marint avsatta gråvackor, sandstenar och lerskiffrar. Under en sen fas av denna sedimentation bildades vulkaniter i marina och terrestriska öbågar, huvudsakligen i den norra delen av och norr om ett större havsområde som kallas den bottniska bassängen. Dessa sedimentära och vulkaniska ytbergarter intruderades sedan av tidigsvetikokarelska djupbergarter. Under huvudfasen av den svekokarelska orogenesisen (bergskedjeveckning för ca 1 900–1 800 milj. år sedan) nedsänktes den ovan beskrivna berggrunden till större djup i jordskorpan och bergarterna omvandlades där under höga tryck- och temperaturförhållanden (metamorfose). Beroende på bergarternas läge i det orogena bältet blev de i olika grad deformerade, veckade och omkristalliserade. Gråvackorna, sandstenarna och lerskiffrarna omvandlades delvis till paragnejser eller kvartsiter och djupbergarterna till ortognejser.

Under en sen fas av den svekokarelska orogenesisen intruderades den deformerade berggrunden av stora mängder magma som stelnade till utsträckta granit- till monzonitintrusioner. Beroende på magmornas ursprung indelas de i sen- till postsvekokarelska bergarter i Skellefte–Härnösviden i söder och Linasviden i norr samt i bergarter som hör till Revsunds- och Boden–Edeforssviterna. De senare räknas till det så kallade transskandinaviska magmatiska bältet. De yngsta bergarterna i projektområdet är gångbergarter av olika slag.

## Dateringsresultat

En zirkondatering (U-Pb-metoden) av en ignimbritisk ryolit från Benbryteforsen (25J 3i) gav en ålder av  $1\,874 \pm 13$  miljoner år. En granodiorit som är intrusiv i vulkaniterna vid Abmoälven har provtagits vid Övre Ljusletet (25J 4c) och daterats (U-Pb på zirkon) till en ålder av  $1\,882 \pm 8$  miljoner år.

## Tidigare geologiska arbeten i området

Kartområdena 25J Moskosel SV och NO samt 25K Harads SV ingår i "Berggrundskarta över urberget i Norrbottens län med beskrivning" i skala 1:400 000 (Ödman 1957). I berggrundskartorna över nordkalottområdet och mittnordenområdet i skala 1:1 000 000 (Silvennoinen m.fl. 1987, Lundqvist m.fl. 1996) samt kartan över den fennoskandiska skölden i skala 1:2 000 000 (Koistinen m.fl. 2001) ingår även information från senare prospekteringsarbeten. En sammanställning av karteringsresultat från prospekteringen i kartområdet 25J Moskosel har gjorts av Walser (1979). Området 25K Harads karterades översiktligt i samband med prospektering efter molybden under åren 1978–79. Observationerna finns tillgängliga, men någon geologisk karta sammanställdes aldrig. För kartor och rapporter som upprättades under prospekteringen hänvisas till SGUs georegister. De här berörda kartområdena ingår i en digital karta över urberget i norra Sverige (NBDig) som sammanställdes av Tomas Sjöstrand och Herbert Henkel under den senare delen av 1980-talet på SGU.

## Tidigare geofysiska arbeten i området

Flygburna geofysiska mätningar utfördes av SGU över kartområdena 25J Moskosel och 25K Harads NV och NO 1970 samt över 25K Harads SV och SO 1971. Mätningarna omfattar magnetfältets totalintensitet och markytans naturliga gammastrålning. De utfördes i ost–västlig riktning på 30 meters höjd över markytan och längs linjer med ett inbördes avstånd av ca 200 meter. För prospekteringsändamål utfördes kompletterande mätningar 1985 av Nämnden för Statens Gruveegendom (NSG), över stora delar av 25J Moskosel NO och NV samt den östra delen av 25K Harads SO. Över 25J Moskosel NO och NV gjordes även elektromagnetiska mätningar med två-frekvens slingram och envägs VLF. De senare är av relativt dålig kvalitet. Mätningen över den östra delen av 25K Harads SO omfattade två-frekvens slingram samt både envägs och tvåvägs VLF.

Tyngdkraftsmätningar i projektområdet har utförts främst på 1970-talet och under 2000-talet. Mätningarna har utförts av SGU, NSG, Lantmäteriet och Luleå tekniska universitet. Mätningarna är relativt jämt fördelade och har ett genomsnittligt punktavstånd på 1,2–1,3 km.

Förutom ovanstående geofysiska undersökningar har markmätningar utförts över vissa malmpotentiella områden i samband med SGUs och NSGs prospekteringsverksamhet på 1970- och 1980-talen. Dessa i många fall mycket detaljerade mätningar omfattar magnetfält, elektromagnetiska fält (VLF och slingram), inducerad polarisation (IP) samt resistivitet (Isaksson 1982). Delar av materialet föreligger i digital form, men stora delar kan fortfarande endast återfinnas i form av kartor vid SGUs arkiv i Malå.

I samband med prospekteringsverksamheten, då berggrunden inom stora delar av projektområdet kartlades, analyserades totalt cirka 1170 bergartsprover inom kartområdena 25J Moskosel och 25K Harads med avseende på densitet, susceptibilitet och Königsbergerförhållandet (q-värde). Av dessa är ca 180 baserade på orienterade bergartsprover, vilket gör att viss information om den remanenta magnetiseringens riktning föreligger.

## RESULTAT FRÅN 25J MOSKOSEL SV

### Geologi

Berggrunden i kartområdet 25J Moskosel SV (fig. 2) domineras av övervägande felsiska vulkaniter samt jämnkorniga och porfyriska graniter, granodioriter och tonaliter med åldrar på ca 1 880 (Jörn GI- och pertitmonzonitsviten, jfr Kathol & Weihed 2005, Witschard 1984) och 1 790 miljoner år (Linassviten). Underord-

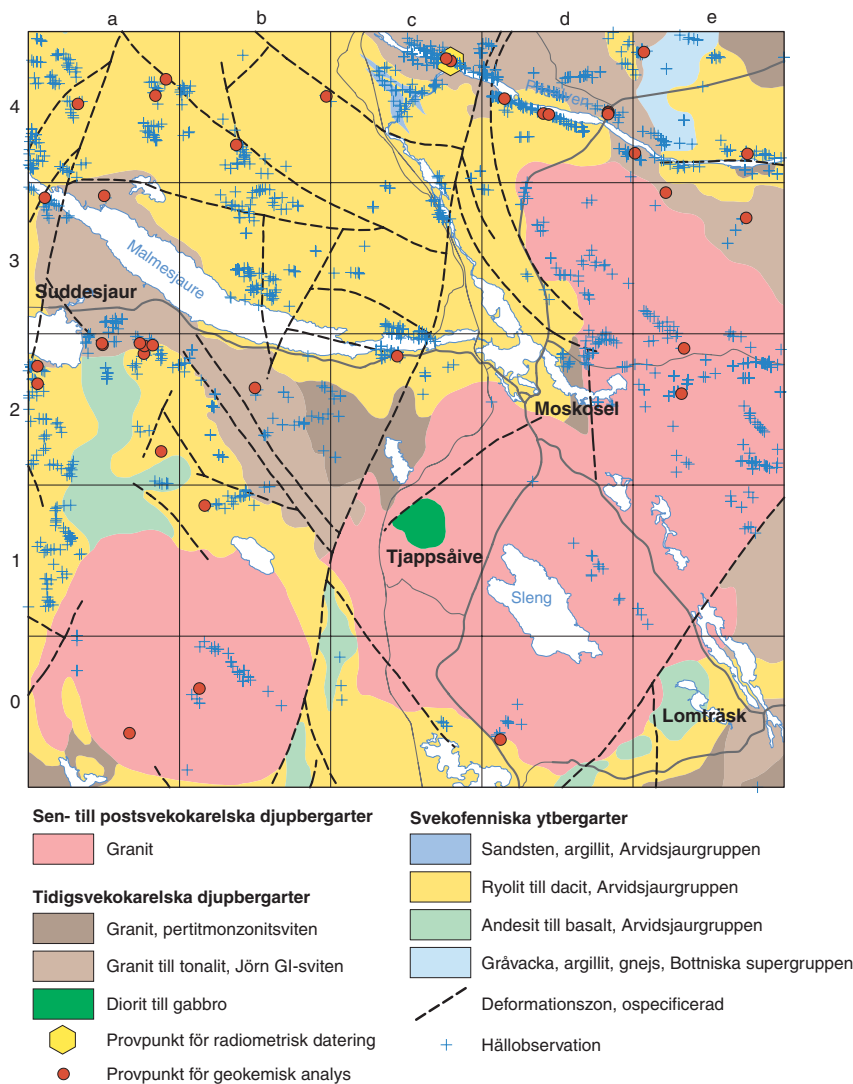


Fig. 2. Preliminär berggrundskarta över området 25J Moskosel SV. Hällobservationerna samt provpunkterna för dateringsprovet och de geokemiska analyserna är inlagda.

nat förekommer mafiska vulkaniter och ställvis gnejsiga sand- och siltstenar. Diorit- till gabbrointrusionen norr om Tjappsåive (1 c) är inte blottad utan har tolkats från magnetfälts- och tyngdkraftsanomalier.

Felsiska vulkaniter uppträder huvudsakligen norr om Malmesjaure samt söder och sydost om Suddesjaur. De består till största delen av vulkanoklastiska ryoliter och daciter med små inslag av lavar och subvulkaniter. Vulkaniterna är i allmänhet välbevarade och primära strukturer och texturer såsom lagring, litofyser och ignimbritstrimmighet är vanligt förekommande. Ställvis har även syngenetisk deformation och sfärliter observerats.

Kvarts-fältspatporfyriska, ställvis litofysförande, sfärlitiska och ignimbritstrimmiga ryoliter (fig. 3 a) bygger upp bergryggen som sträcker sig från Suddesjaur (2 a), över Akkatjåkka och Norra Paljavare till Södra Paljavare (1 a). Tillsammans med ryoliterna och daciterna omkring Harrejaureliden (1 b) och de mafiska vulkaniterna söder om Bergnäs (2 a) hänförs ignimbriterna till Arvidsjaurgruppen. Den har sitt största utbredningsområde i det i söder angränsande kartområdet 24J Arvidsjaur. Vulkaniterna har där daterats till åldrar på  $1878 \pm 2$  och  $1877 \pm 9$  miljoner år (Skiöld m.fl. 1993 resp. Kathol & Triumf 2004).

Den stratigrafiska positionen av vulkanitsekvensen norr om Malmesjaure är mera osäker. Kontaktrelationer där vulkanitsekvensen klipps av granodiorit till tonalit har rapporterats från Abmoälvområdet (Falk 1973) och Trollforsen (5 b). Avkylningskontakter i granodiorit, mot en mindre lins av vulkanoklastisk dacit (ej visat på kartan), har också observerats norr om Hemberget (3 a). Denna granodiorit tillhör intrusionen mellan Suddesjaur (3 a) och Serpraliden (2 b), som med hjälp av spärelementspektra korrelerats med grano-

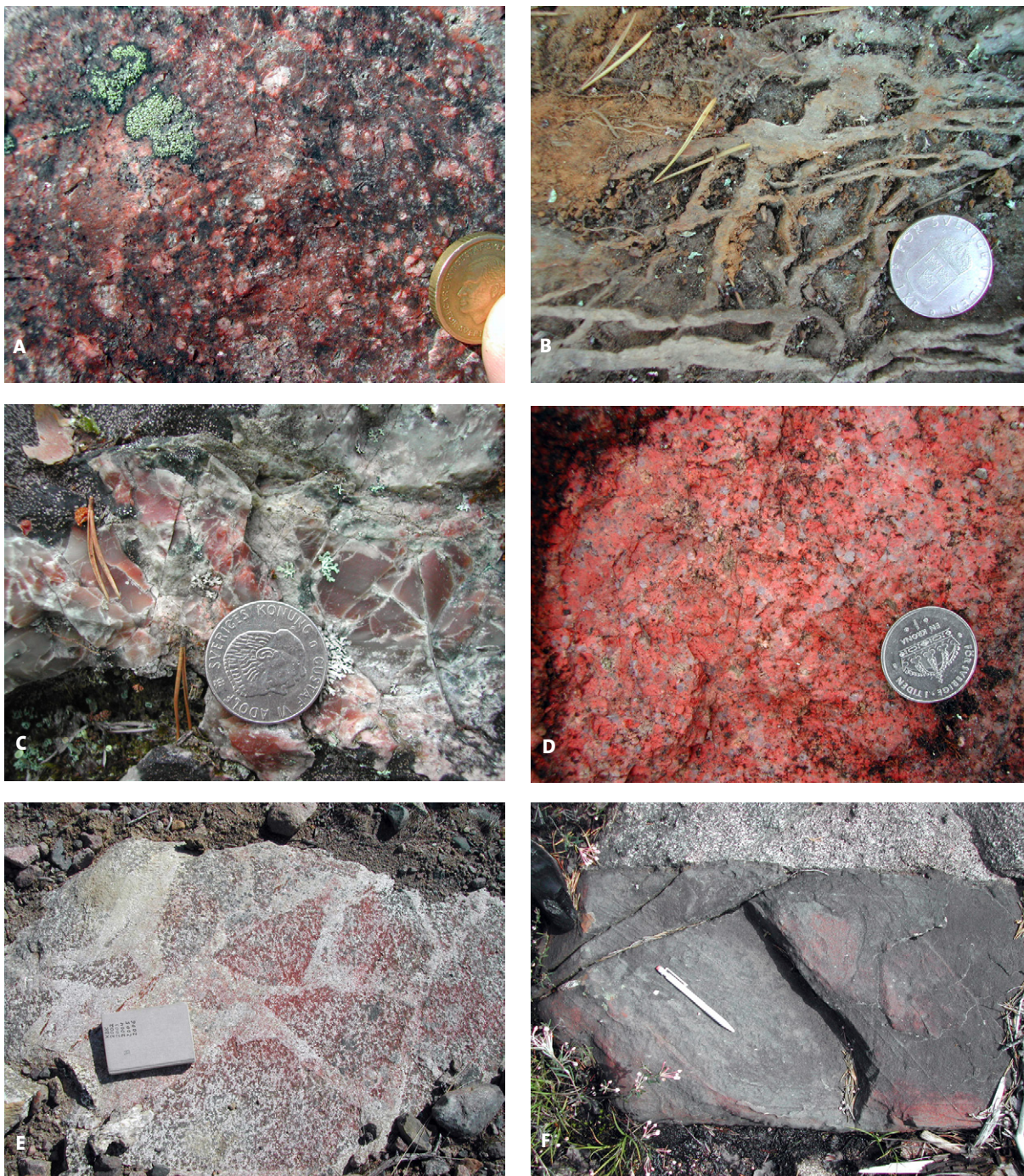


Fig. 3. Foton av bergarter från kartområdet 25J Moskosel SV. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Kvarts-fältspatporfyrisk ryolit. Suddesvare, ca 3 km söder om Suddesjaur (7313327/1650356). **B.** Kvartsådror i karbonat. Öster om Sandudden i Malmesjaur, ca 4 km nordväst om Moskosel (7315093/1662938). **C.** Obsidiankörtlar i vulkanoklastisk ryolit. Vid Malmesjaur, ca 16 km västnordväst om Moskosel (7318840/1651266). **D.** Subvulkanisk ryolit. Nordsluttningen av Åmansberget, ca 12 km väster om Moskosel (7314628/1654113). **E.** Intrusionsbreccia med fragment av svagt folierad granodiorit. Sydost om Argåive, ca 8 km ostsydost om Moskosel (7310734/1673926). **F.** Diabasgång i granodiorit. Övre Ljusselet, ca 11 km nordnordväst om Moskosel (7323784/1664440). **G.** Pseudotakylitgång i ryolit. Nedre Ljusselet, ca 9 km norr om Moskosel (7322255/1667217). **H.** Pseudotakylit i ett nättliknande spricksystem. Nedre Ljusselet, ca 9 km norr om Moskosel (7322206/1667352). **I.** Malakit och andra sekundära kopparmineral på karbonat och ryolit. Nedre Ljusselet, ca 9 km norr om Moskosel (7322206/1667352). **J.** Gråvacka med kvarts och sulfidmineral. Nordsluttning av Suddesvare, ca 2,5 km söder om Suddesjaur (7313908/1650089).

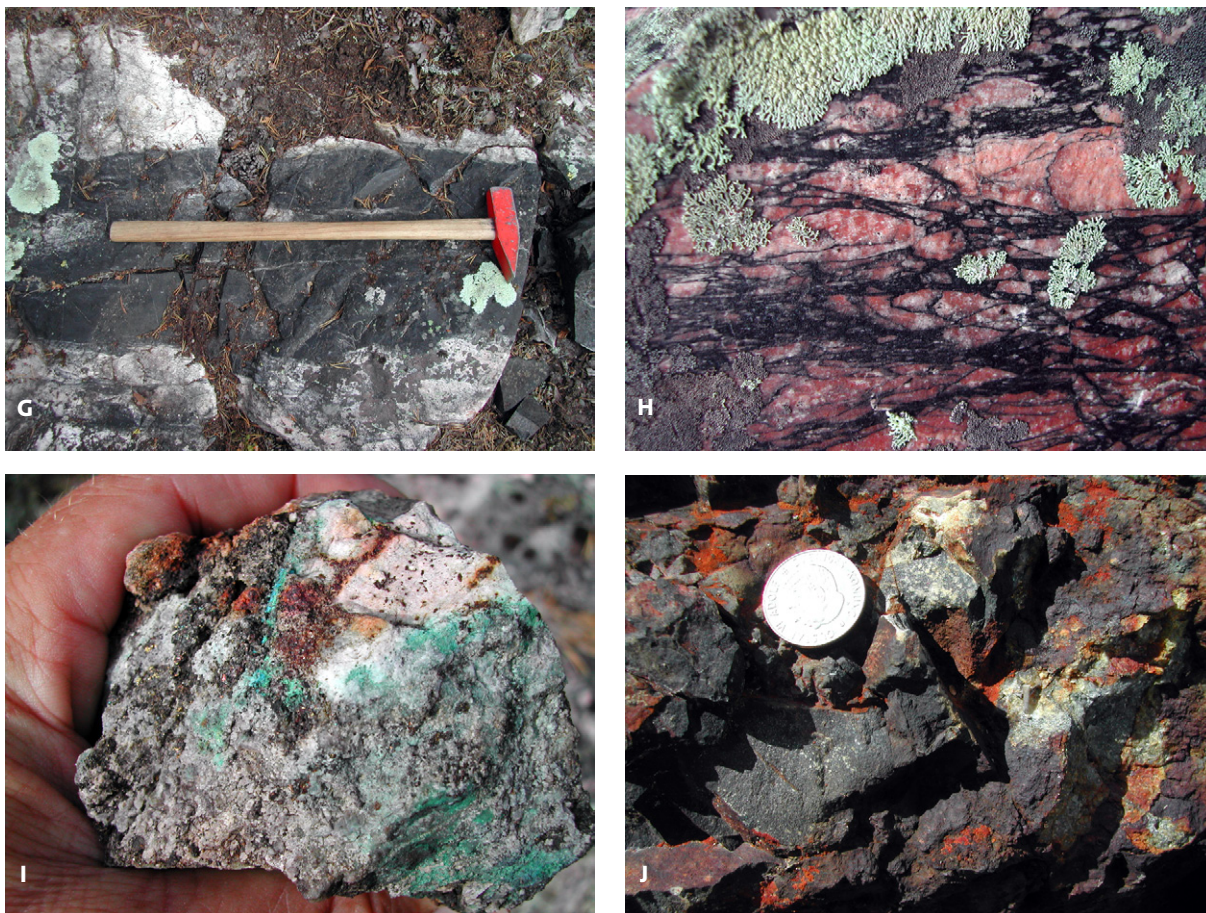


Fig. 3, forts.

dioriten till tonaliten vid Piteälven och Trollforsen. Den senare har daterats (prov från Övre Ljusset, 4 c) med U–Pb-metoden på zirkon till en ålder av  $1\,882 \pm 8$  miljoner år, vilket innebär att åtminstone delar av vulkanitsekvensen norr om Malmesjaure inte kan hänföras till Arvidsjaurgruppen.

Vulkaniterna vid Abmoälven (4 c) har inlagringar av lagrade eller laminerade vulkaniska sandstenar och siltstenar som avsatts i en distal till proximal turbiditisk miljö. Tunna inlagrade skikt av karbonat tyder på en delvis lugn avsättningsmiljö. Karbonat förekommer också tillsammans med kvartsgångar eller -ådror (fig. 3 b) som ett ca 100 m brett, nord–sydligt stråk norr om Sandudden (2–3 c) vid Malmesjaure.

Vid Malmesjaur (3 a) förekommer en lins av ryolit till dacit i granodioritintrusionen mellan Suddesjaur (3 a) och Serpraliden (2 b). I den vulkanoklastiska, fältspatporfyrisk och fragmentförande ryoliten definieras lagringen genom obsidianlager. De är mindre än 10 cm tjocka och delvis laminerade eller uppspruckna, parallellt med kontakten mot ryoliten. Också förekommande obsidiankörtlar (fig. 3 c) är anordnade i form av lager.

I sydvästslutningen av Åmansberget (2 a) förekommer en subvulkanisk, röd ryolit (fig. 3 d). Kvartskornen, som utgör 10–15 % av bergarten, är rundade men uppvisar inga korrosionsbukter ("embayment"). Fältspatströkornen är kantiga och växer in i varandra, ställvis bildar de grundmassan till kvartsströkornen. Den subvulkaniska ryoliten övergår i en likaledes subvulkanisk, gråröd och ojämnkornig till porfyrisk granit. Spårelementspektra tyder på en korrelation med graniten öster om Moskosel (se nedan).

Intrusionen mellan Suddesjaur (3 a) och Serpraliden (2 b) består av massformig, fint medel- till medelkornig granodiorit. Granodioriterna till tonaliterna vid Piteälven är fint medel- till medelkorniga och grå. De är massformiga till svagt folierade, varvid foliationen tilltar mot nordväst. Runda till elliptiska enklaver förekommer allmänt i dessa bergarter. Både granitstråken och en mindre intrusion vid Lomträsk (0 e) räknas till Jörn GI-sviten (Kathol & Weihed 2005).

Intrusionerna som finns vid Storliden (0 a), runt sjön Sleng och öster om Moskosel består av grårod till rödgrå, massformig och ojämnkornig till porfyrisk granit. Sydväst om Argåive (2 e) innehåller graniten upp till en meter stora, kantiga fragment av en svagt folierad, biotitrik, fint medelkornig granodiorit (fig. 3 e). Graniten öster om Moskosel tillhör samma granitintrusion som vid Stenselskojan (2 f) har daterats till en ålder av  $1792 \pm 16$  miljoner år (Kathol m.fl. 2006). Intrusionerna omkring Storliden och sjön Sleng har med hjälp av spårelementspektra korrelerats med graniten vid Stenselskojan och den öster om Moskosel. Alla tre granitintrusionerna räknas därför till den sen- till postsvekokarelska Linasviten.

Granodiorit- till tonalitintrusionen längs Piteälven, mitt emot Abmoälvens mynning och vid Övre Ljusselet (4 c–d), är genomsett av nord-sydligt strykande, 0,5–4 m breda, delvis amfibolporfyrisk, delvis jämnkorniga diabasgångar med intersertal textur. En del gångar uppvisar en glest utbildad foliation ("spaced cleavage") i vinkel mot kontakten till sidoberget (fig. 3 f). Denna foliation finns inte i sidoberget vilket möjligtvis innebär att hela området har varit utsatt för stress samtidigt med gångarnas intrusion. Om denna foliation har bildats samtidigt med intrusionen av gångarna tyder detta på en snedriktad tension ("transtension").

Söder om Nedre Ljusselet (4 d) uppträder en ca 40 cm bred gång av pseudotakylit i ryolit (fig. 3 g). Sidoberget är breccierat och de små sprickorna som utgår från gången är fyllda med samma material som denna. Det finns också apofysliknande utskjutningar av pseudotakylit från gången. Pseudotakylit uppträder även som fyllnadsmaterial i ett nätlignande spricksystem (fig. 3 h) både västnordväst och ostsydost om lokalen där gången observerats. Gången är mer eller mindre parallell med Piteälven, och pseudotakylitbildningen verkar vara knuten till den spröda deformationszon som utgör Piteälvens älvfåra.

I samma område som ovan uppträder även en kopparmineralisering med malakit och andra sekundära kopparmineral (fig. 3 i) i anslutning till kalcitläkta breccior. I nordsluttningen av Suddesvare (2 a) uppträder inneslutningar av ryolit till dacit och gråvacka i en fint medelkornig subvulkanisk ryolit till dacit som i sidled övergår i fint medelkornig granit. I denna bergartsassociation har sulfidmineral observerats, och de verkar vara knutna till i området rikligt förekommande kvartskörtlar och -sprickor (fig. 3 j).

## Geofysik

Den magnetiska anomalikartan (fig. 4) uppvisar i stor utsträckning positiva drag i områden som domineras av vulkaniska bergarter. I vissa delar kan en bandad karaktär skönjas, men den är inte speciellt utpräglad. I de sydvästra och östra delarna av kartområdet visar de magnetiska anomalierna i vissa fall nästan cirkelrunda mönster som i stort sett sammanfaller med stora tyngdkraftsunderskott. Detta indikerar stora, relativt viskösa intrusioner. För dessa områden visar också de petrofysiska mätningarna av bergartsprover på låg magnetiserbarhet och låga densiteter. De största och mest utpräglade tektoniska zonerna har enligt den magnetiska anomalikartan en nordnordostlig riktning. Zonerna ger också utpräglade anomalier i de markmätta profilerna.

Strålningsnivåerna (fig. 5) i områdets bergarter är i allmänhet exceptionellt låga enligt de flygburna mätningarna. Nämnas bör att den låga nivån till stor del orsakas av att berggrunden täcks av stora myr- och moränområden. De högsta spektrometernmätta värdena på berghällar visar 5–6 % kalium, 15 ppm uran och 37 ppm torium. Radium- och gammaindex överstiger inte för någon hållmätning gränsvärdena 1,0 respektive 2,0. De högsta uran- och toriumvärdena ges av graniter i den sydvästra och den centrala östra delen av kartområdet. Linagraniten har normalt ett torium-uranförhållande som inte avviker speciellt från andra graniter inom området. Linagranit anses vanligtvis vara positivt toriumanomal, vilket inte påvisats inom dessa delar av Norrbottens län. Vulkaniterna uppvisar genomgående låga halter, maximalt 7 ppm uran och 20 ppm torium. Förutom i områdena med Linagranit finns en markant, flygmätt toriumanomali i anslutning till Piteälven i den nordöstra delen av området. Markuppföljningar med scintillometer indikerar dock inte någon förhöjning, vilket tyder på antingen fel i flygmätningen eller en följd av topografiska effekter. Mätningar som utförts på 1960- och 1970-talen har påtagliga kvalitetsbrister jämfört med dagens flygburna mätningar. Detta gäller inte enbart strålningsmätningarna utan också magnetfältmätningarna.

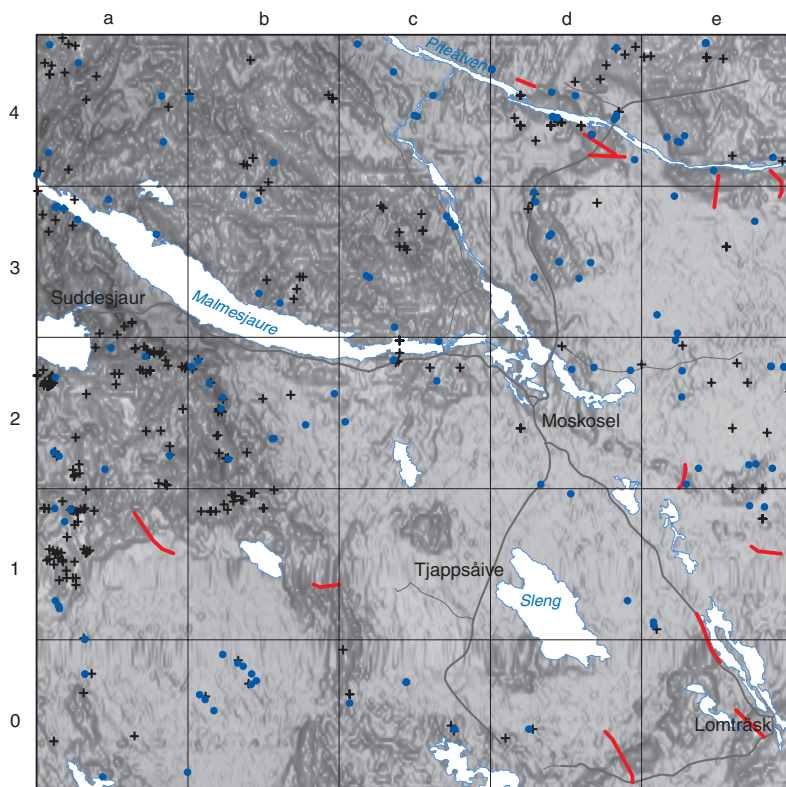


Fig. 4. Magnetfältsanomalier och geofysiska fältobservationer inom kartområdet 25J Moskosel SV. Blå punkter markerar observationslokaler där gammaspektrometer- samt susceptibilitetsmätningar utförts. Röda linjer visar lägen för profilmätningar med magnetometer och i vissa fall även med VLF-instrument under fältsäsongerna 2004–2006. Läget för äldre petrofysiska data är markerade med plustecken.

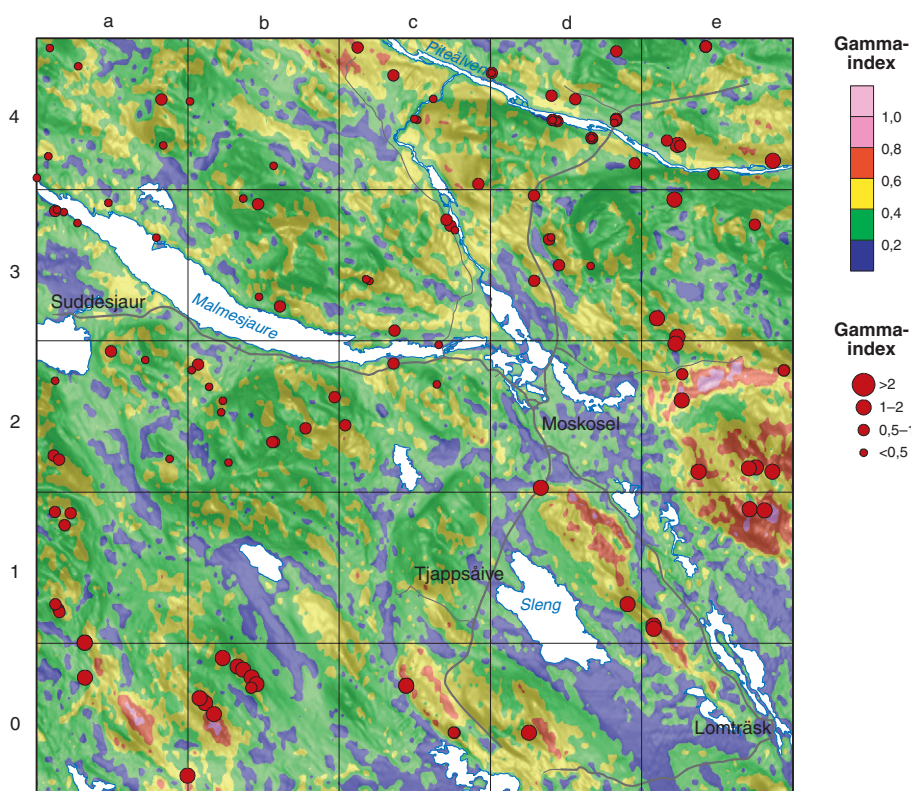


Fig. 5. Kompositkarta som visar gammaindex (aktivitetsindex) samt den topografiska reliefen för kartområdet 25J Moskosel SV. Gammaindex har beräknats från flygmätta spektrometerdata. Symbolerna representerar gammaindex från mätningar på berghällar.

## RESULTAT FRÅN 25J MOSKOSEL NO

### Geologi

Berggrunden inom kartområdet 25J Moskosel NO (fig. 6) består till största delen av graniter som räknas till pertitmonzonitsviten (jfr Witschard 1984) samt ca 1 880 miljoner år gamla granodioriter och tonaliter som hänförs till Jörn GI-sviten (jfr Kathol & Weihed 2005). De felsiska vulkaniterna i områdets sydvästra del räknas till Arvidsjaurgruppen. Även de sedimentära bergarterna i området mellan Kåbdalis (9 h) och Varjisån räknas på grund av sitt välbevarande utseende preliminärt till denna grupp. De metasedimentära bergarterna vid och söder om Tjaraivare hänförs här till den bottniska supergruppen (jfr Kathol & Weihed 2005). De mafiska bergarterna i kartområdets östra och sydöstra delar är inte belagda genom hällobservationer utan har tolkats utifrån magnetfälts- och tyngdkraftsanomalier.

De metasedimentära bergarterna på Tjaraivare (Tjårrovare på äldre kartor, 9 g) och Kvänberget (9 g) består till största delen av paragnejs, underordnat av metasandsten och metaargillit. På Kvänberget uppvisar paragnejsen ett oregelbundet eller ptygmatiskt veckmönster, med en veckad planstruktur som antingen är den ursprungliga lagringen eller en tidigare bildad foliation (fig. 7 a). Paragnejsen har intruderats av en grå, medelkornig granodiorit. Den senare uppvisar en mer eller mindre utpräglad, dock allmänt svag foliation som även kan skönjas på vissa ställen i paragnejsen. Båda bergarterna klipps av 10–80 cm breda gångar av en fint medelkornig, leukokratiskt granitoid. I samma område uppträder även en fläckig, sillimanitförande gnejs

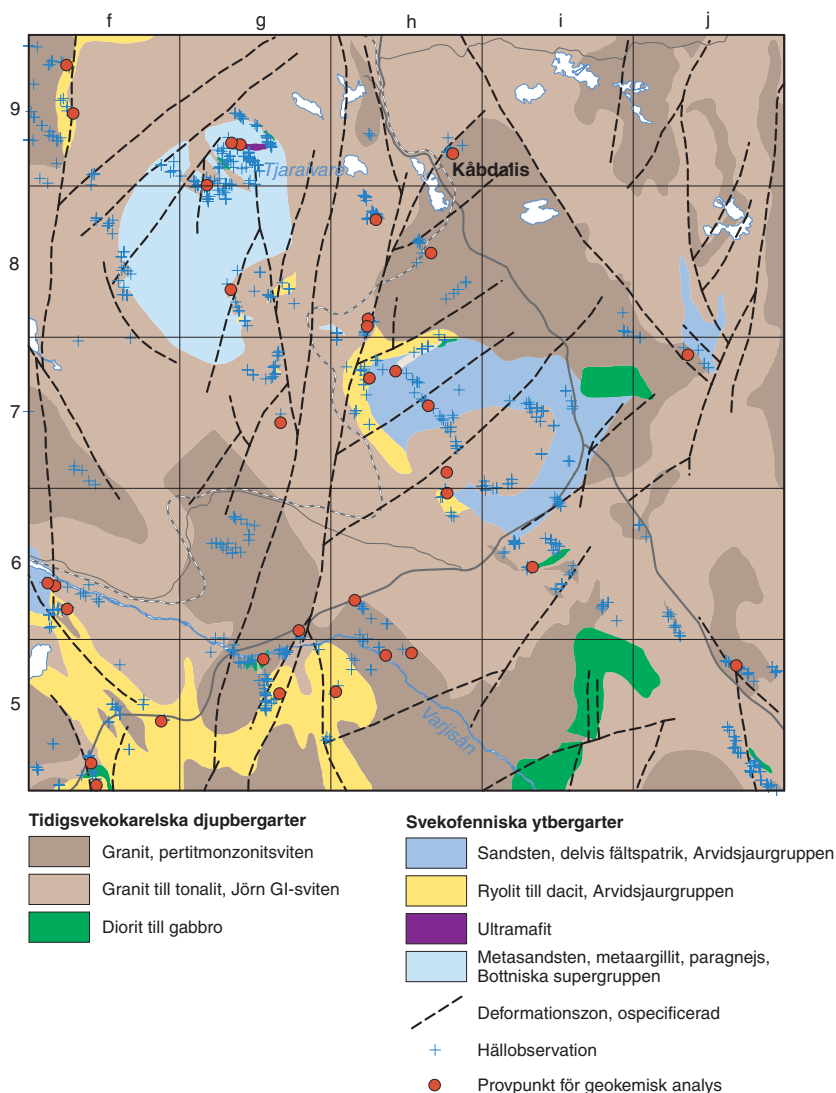


Fig. 6. Preliminär berggrundskarta över området 25J Moskosel NO. Hällobservationerna samt provpunkterna för de geokemiska analyserna är inlagda.

(fig. 7 b). I den östra sluttningen av Tjaraivare förekommer en massformig, fint medelkornig ultramafit i de metasedimentära bergarterna.

Sedimentbergarterna i området mellan Kåbdalis (9 h) och Varjisån domineras av fältspatrika sandstenar som är förgnejsade endast lokalt. I Bonadalen (7 h) har syngenetiska deformationsstrukturer (fig. 7 c) observerats i en lagrad, i det här fallet kvartsrik sandsten. Lagringen definieras genom en skillnad i kornstorlek (sand-silt), och de sandiga lagren är dessutom laminerade.

I området norr om Nordberget (6 i) och vid Getvinsmyran (6 i) utgörs berggrunden av rödbruna eller grå, folierade, finkorniga och fältspatrika sandstenar (fig. 7 d). De är vanligen lagrade i cm-skala, men massiva bankar med en tjocklek på upp till en meter förekommer. Norr om Nordberget innehåller den gnejsiga och veckade sandstenen apofyser av ett granitoidiskt, ojämnkornigt mobilisat (fig. 7 e) som kan följas till granodioriten öster om sandstenssekvensen. Granodioriten uppfattas som intrusiv i sandstenssekvensen, vilket gör en korrelation av den senare med Arvidsjaurgruppen tveksam, åtminstone i det här området. Om granodioriten vid Nordberget tillhör samma intrusion som den på Kvänberget kan sedimentbergarterna söder om Kåbdalis, eller en del av dem, vara en bättre bevarad sekvens med samma ålder och provenans som de metasedimentära bergarterna omkring Tjaraivare och Kvänberget.

Vulkaniterna i kartområdets sydvästra del består av vulkanoklastiska eller koherenta ryoliter och daciter. Koherenta daciter dominerar i sydsluttningen av St. Junkavare (5 g) och norr om L. Junkavare (5 h). Berggrunden i den västra delen av vulkanitområdet består däremot till övervägande del av vulkanoklastiska ryoliter. Sydost om Lillbrännberget uppvisar en vulkanoklastisk ryolit graderade lager av lapillistorlek, som till mer än hälften består av fältspatströkorn (fig. 7 f). Strökornen är välbevarade med rektangulära former och bergarten tolkas som en kristalltuff.

Den mest dominerande bergarten i kartområdet 25J Moskosel NO är vanligen grå, fint medelkornig till medelkornig, jämn- till ojämnkornig granodiorit. Den är deformerad i varierande grad, från massformig till starkt folierad (fig. 7 g) och hänförs till Jörn GI-sviten. En liknande granodiorit från Övre Ljusletet (4 c) har daterats till att vara  $1\,882 \pm 8$  miljoner år gammal. Pertitmonzonitens graniter har en monzogranitisk och underordnat syenogranitisk modalsammansättning. De är vanligen medelkorniga eller småporfyriska.

De små mafiska intrusionerna i kartområdets sydvästra del har en kvartsdioritisk till kvartsgabbroid modalsammansättning. Mafiska gångar uppträder på flera ställen. En grovporfyrisk variant har observerats i Suorke domänreservat (6 g) vid Varjisån (fig. 7 h).

## Geofysik

Den magnetiska anomalikartan (fig. 8) uppvisar i allmänhet områden med relativt homogent negativ och positiv magnetisering men med några kraftiga positiva anomalier. En av dessa ligger i den centrala östra delen av kartområdet och uppvisar ett massöverskott enligt tyngdkraftsinformationen. Sannolikt förorsakas den magnetiska anomalin av en basisk bergart. I området finns inga blottningar, men anomaliuppföljningar med magnetometer och susceptibilitetsmätningar på block antyder att det rör sig om metagabbro eller amfibolit. En annan markant, positiv magnetisk anomali uppträder i den sydvästra delen av kartområdet. Anomalin ligger i anslutning till en stor gabbrointrusion, som har sitt utgående inom kartområdet 25J Moskosel NV. I det här aktuella kartområdet är det dock graniter till kvartsdioriter som ger upphov till magnetfältsanomalierna. Liksom i kartområdet 25K Moskosel SV är den bandade anomalikaraktern inte speciellt utpräglad. Specifika, stora negativa tyngdkraftsavvikelser som indikerar stora granitkroppar antyds i de södra och nordvästra delarna av kartområdet. De största och mest utpräglade tektoniska zonerna har nordliga och nordostliga riktningar enligt den magnetiska anomalikartan, vilket också indikeras av den elektromagnetiska informationen.

Bergarternas strålningsnivåer är i allmänhet mycket låga (fig. 9). De högsta värden som mätts på berghällar med spektrometer är 6–7 % kalium i sandstenar, ryoliter och graniter. Uranhalter motsvarande 31 ppm har uppmätts i gnejsig granit och toriumhalter på 40–60 ppm i granit. Radiumindex överstiger 1,0 vid tre lokaler och gammaindex större än 2,0 finns på två ställen. De högsta uran- och toriumvärdena finns i graniter i de centrala och norra delarna av kartområdet. Vulkaniterna uppvisar halter på maximalt 18 ppm uran och 20 ppm torium. Nämnas bör att den låga nivån (enligt de flygburna mätningarna) till stor del orsakas av att stora delar av kartområdet täcks av myr- och moränområden, vilket medför att blottningsgraden där

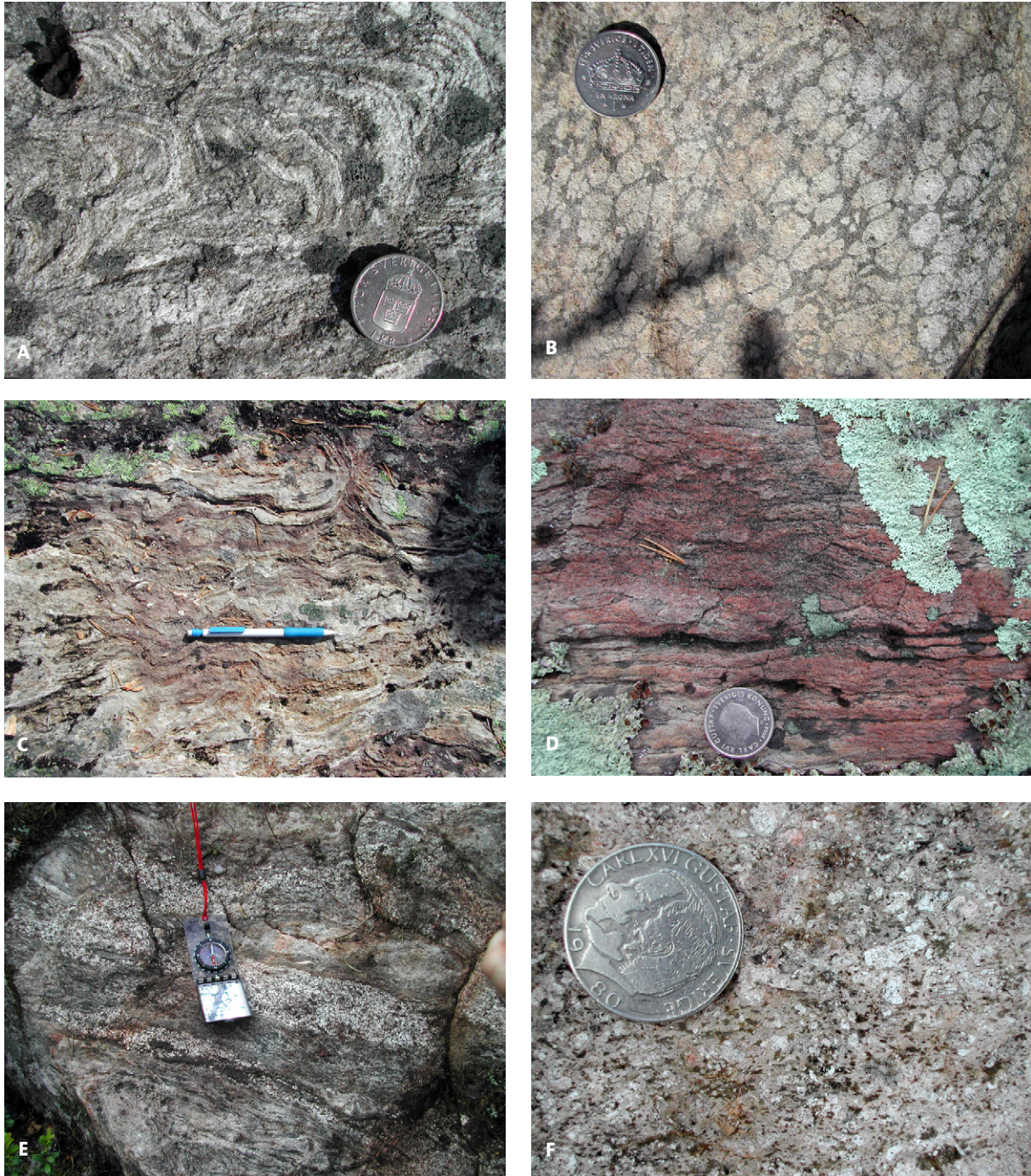


Fig. 7. Foton av bergarter från kartområdet 25J Moskosel NO. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Ptygmatiskt veckad paragnejs. Kvänberget, ca 8 km sydväst om Kåbdalis (7341572/1681692). **B.** Fläckig sillimanitförande paragnejs. Kvänberget, ca 8 km sydväst om Kåbdalis (7341522/1681692). **C.** Syngenetisk deformation i lagrad sandsten. Bonadalen, ca 7,5 km söder om Kåbdalis (7337888/1688094). **D.** Folierad finkornig sandsten. Getvinsmyran, ca 11,5 km sydsydost om Kåbdalis (7334572/1692523). **E.** Apofyser av granodiorit i folierad och veckad sandsten. Nordväst om Nordberget, ca 12 km söder om Kåbdalis. (7333270/1691067). **F.** Kristalltuff. Öster om Lillbrännberget, ca 23 km sydväst om Kåbdalis (7325380/1677222). **G.** Starkt folierad granodiorit. Norr om Kainolatjvare, ca 6 km sydväst om Kåbdalis (7340135/1686094). **H.** Listporfyrisk andesit till basalt. Suorke domänreservat, ca 16 km sydsydvest om Kåbdalis (7330053/1683988).

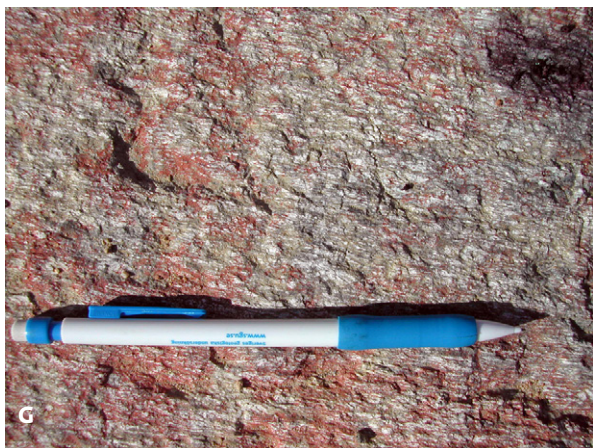


Fig. 7, forts.

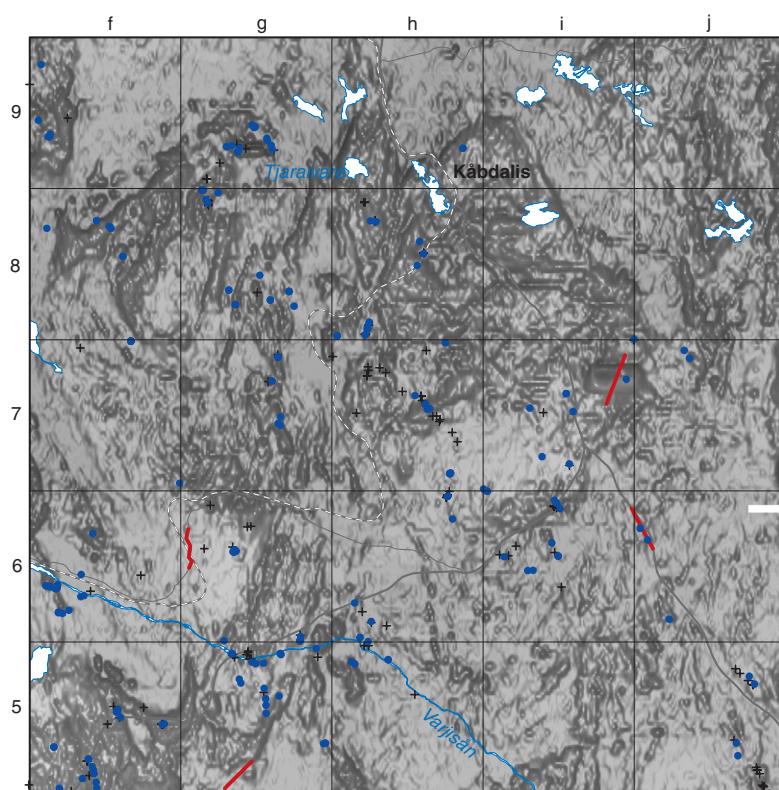


Fig. 8. Magnetfältsanomalier och geofysiska fältobservationer inom kartområdet 25J Moskosel NO. Blå punkter markerar observationslokaler där gammamaspektrometer- samt susceptibilitetsmätningar utförts. Röda linjer visar lägen för profilmätningar med magnetometer och i vissa fall även med VLF-instrument under fältsäsongerna 2006. Läget för äldre petrofysiska data är markerade med plustecken.

är synnerligen låg. Bland annat saknas hällar inom ett ca  $10 \times 10$  km stort område i den nordöstra delen av kartområdet.

## RESULTAT FRÅN 25K HARADS SV

### Geologi

De troligen äldsta ytbergarterna är biotitrika sedimentbergarter (fig. 10 och 11 a) i de norra delarna av kartområdet (4c–d). De kan eventuellt hänföras till tidigsvekofenniska eller kaleviska bergarter som t.ex. sedimentbergarterna vid Norvijaur nära Jokkmokk eller Råneågruppen vid Norrbottenskusten. Kvarts-fältspatrika gnejser som förekommer i samma område (3–4 c–d) har troligen samma ålder.

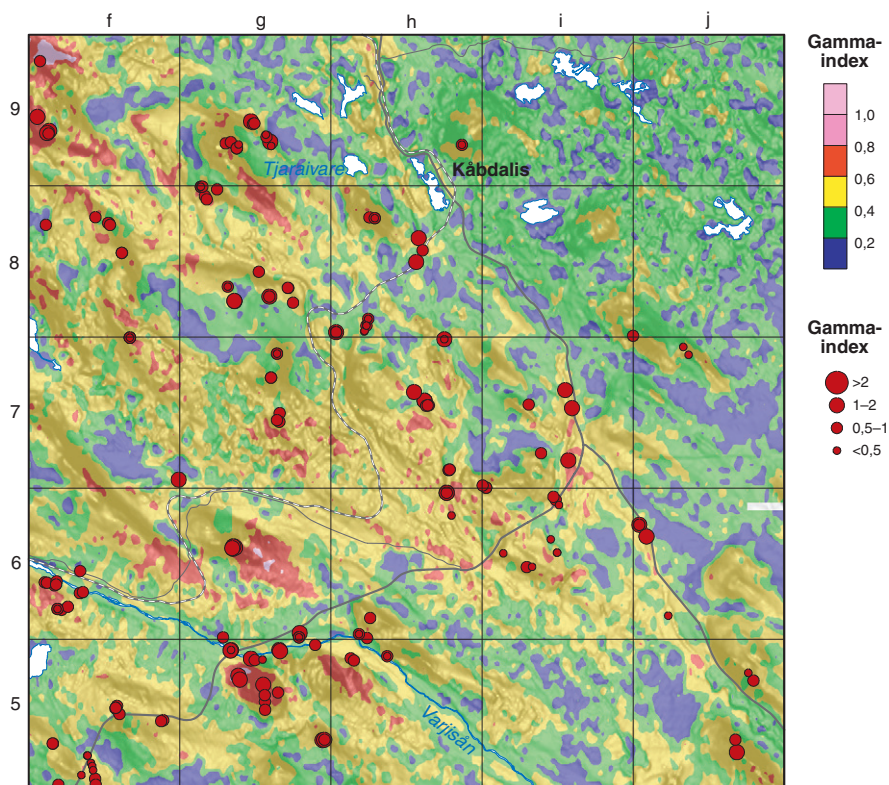


Fig. 9. Kompositkarta som visar gammaindex (aktivitetsindex) samt den topografiska reliefen för kartområdet 25J Moskosel NO. Gammaindex har beräknats från flygmätta spektrometerdata. Symbolerna representerar gammaindex från mätningar på berghällar.

I kartområdets södra och västra delar uppträder välbevarade vulkaniska bergarter. Ryolitiska till dacitiska lavar och ignimbriter förekommer runt Laver och Lövberget (0–1 a). Liknande bergarter (fig. 11 b, c) återfinns även på Storberget (1 c). Längs Piteälven (2 a) dominerar ryolitiska till dacitiska tuffer med enstaka horisonter av vulkaniska breccior (fig. 11 d). Vulkaniter med mer intermediär sammansättning, dacit och andesit, förekommer på Uttertjärnberget (0 b–c).

Även i kartområdets östra delar förekommer ryoliter och daciter, och framförallt i det nordöstra hörnet (4 e) uppträder välbevarade vulkaniska breccior, tuffer och lavar (fig. 11 e) med inlagringar av vulkaniska sand- och siltstenar samt konglomerat. Huvuddelen av de vulkaniska bergarterna i området tillhör troligen Arvidsjaurgruppen.

Tidigsvekokarelska granodioriter och tonaliter tillhörande Jörn GI-sviten (jfr Kathol & Weihed 2005) förekommer i ett stråk med nordvästlig riktning i mitten av kartområdet. Granodioriten på Majberget (4 a) är xenolitförande (fig. 11 f, g). Diorit av motsvarande ålder förekommer i liten omfattning i den västra delen av kartområdet.

I de södra delarna av kartområdet dominerar monzograniter som tillhör den tidigsvekokarelska pertitmonzonitsviten. På Kåtaberget (1 b) finns ett område med granit som innehåller rikligt med molybdenglans (fig. 11 h). I vissa fall, som t.ex. på Lillträskberget (1 c), är graniten påtagligt alkalirik.

Sen- till postsvekokarelsk granit och pegmatit (Linassviten) förkommer i mindre kroppar, dels i de vulkanoklastiska bergarterna längs Piteälven (2 a), dels i den östra delen av området. Till de sen- till postsvekokarelska intrusivbergarterna räknas även Edeforssviten (ca 1 800 milj. år), och den har en sammansättning som överensstämmer med den i pertitmonzonitsviten. Intrusivbergarter ur Edeforssviten förekommer i områdets norra delar.

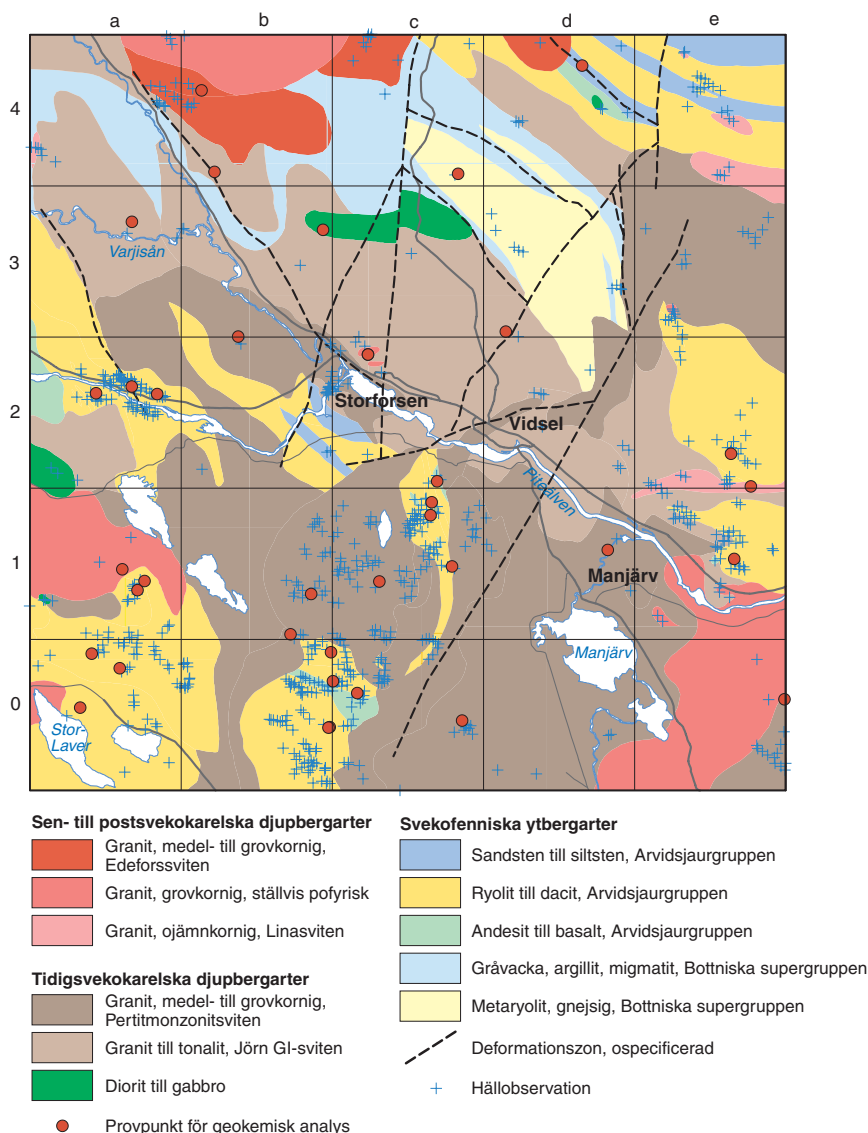


Fig. 10. Preliminär berggrundskarta över området 25K Harads SV. Hällobservationerna samt provpunkterna för de geokemiska analyserna är inlagda.

## Geofysik

Den magnetiska anomalikartan (fig. 12) uppvisar stora, relativt homogena lågmagnetiska områden i de centrala östra och västra delarna av kartområdet. De kraftigaste lokala positiva anomalierna förekommer i de centrala och nordöstra delarna. Många av anomalierna sammanfaller med positiva tyngdkraftsavvikelser, vilket tyder på basiska inslag i berggrunden. Till exempel syns en tydlig ost-västligt strykande högmagnetisk anomali (3b–c) i den centrala norra delen av kartområdet, där tyngdkraftsfältet indikerar ett massöverskott som sammanfaller väl med anomalin. En häll med kvartsmonzonit till kvartsmonzodiorit finns i anomalins utkant (3b). Anomalins centrala delar orsakas troligen av en mer basisk bergart som t.ex. gabbro.

Vidare uppvisar den magnetiska anomalikartan ställvis ett utpräglat gånglikt anomalimönster. De största och mest utpräglade tektoniska zonerna har enligt denna karta nordliga och nordnordostliga riktningar.

Strålningsnivåerna är i allmänhet låga förutom i vissa områden, speciellt inom den södra delen av kartområdet (fig. 13). Till stor del hänger den låga nivån (enligt de flygburna mätningarna) samman med att området täcks av stora myrmarker.



Fig. 11. Foton av bergarter från kartområdet 25K Harads SV. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Biotitric paragneis med boudinerad kvartsgång. Söder om Anders-Persaberget, ca 10 km norr om Vidsel (7323038/1711738). **B.** Deformationszon med epidotomvandling i dacit. Mellan Trångforsberget och Storberget, ca 4 km söder om Vidsel (7309149/1713297). **C.** Kvartsgång i ryolit. Ca 3 km väster om Bäckdal och 11 km söder om Vidsel (7302082/1709870). **D.** Polymikt vulkanisk litisk breccia/konglomerat. Norr om Åkerselforsen, ca 12 väster om Vidsel (7313648/1703019). **E.** Ryolitisk ignimbrit. Överstammkojan, ca 13 km nordost om Vidsel (7323270/1721933). **F.** Kvartsxenolit i granodiorit till tonalit. Majberget vid Vitbergets by (7322705/1704228). **G.** Xenolitförande granodiorit till tonalit med pegmatitådror. Majberget vid Vitbergets by. (7322654/1704431). **H.** Molybdenglansförande monzogranit. Kåtaberget, ca 7 km sydväst om Vidsel (7306505/1709299).

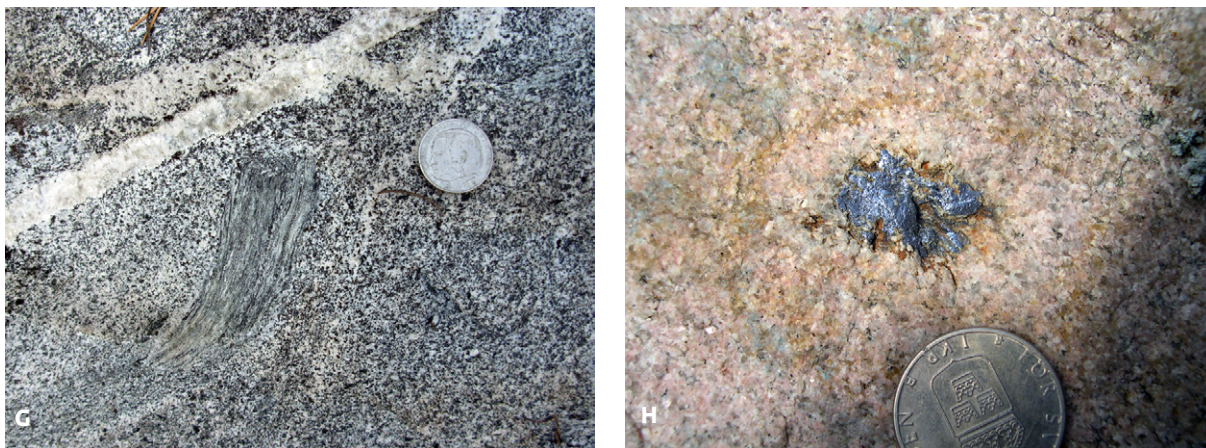


Fig. 11, forts.

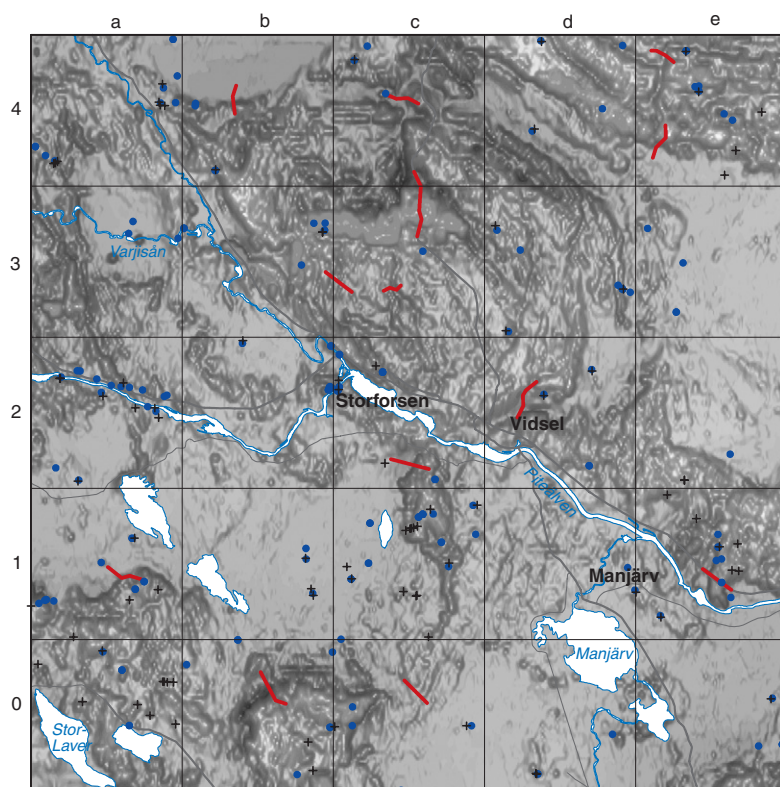


Fig. 12. Magnetfältsanomalier och geofysiska fältobservationer inom kartområdet 25K Harads SV. Svarta punkter markerar observationslokaler där gammaspktrometer- samt susceptibilitetsmätningar utförts. Blå linjer visar lägen för profilmätningar med magnetometer och i vissa fall även med VLF-instrument under fältsäsongen 2006. Läget för äldre petrofysiska data är markerade med plustecken.

De högsta värden som mätts på berghällar är kaliumhalter på 6–7 % samt uran- och toriumhalter på 26 respektive 57 ppm. De höga värdena har uteslutande erhållits på graniter. Vulkaniterna har i allmänhet betydligt lägre värden för uran och torium. Radiumindex överstiger 1,0 på fyra lokaler och gammaindex är större än 2,0 på två. Vid en molybdenmineralisering på Kåtaberget (1 b) påträffades en gråröd, fint medelkornig granit med halter på 5,3 % kalium, 23 ppm uran och 28 ppm torium i medeltal, vilket resulterar i radiumindex 1,4 och gammaindex 2,1.

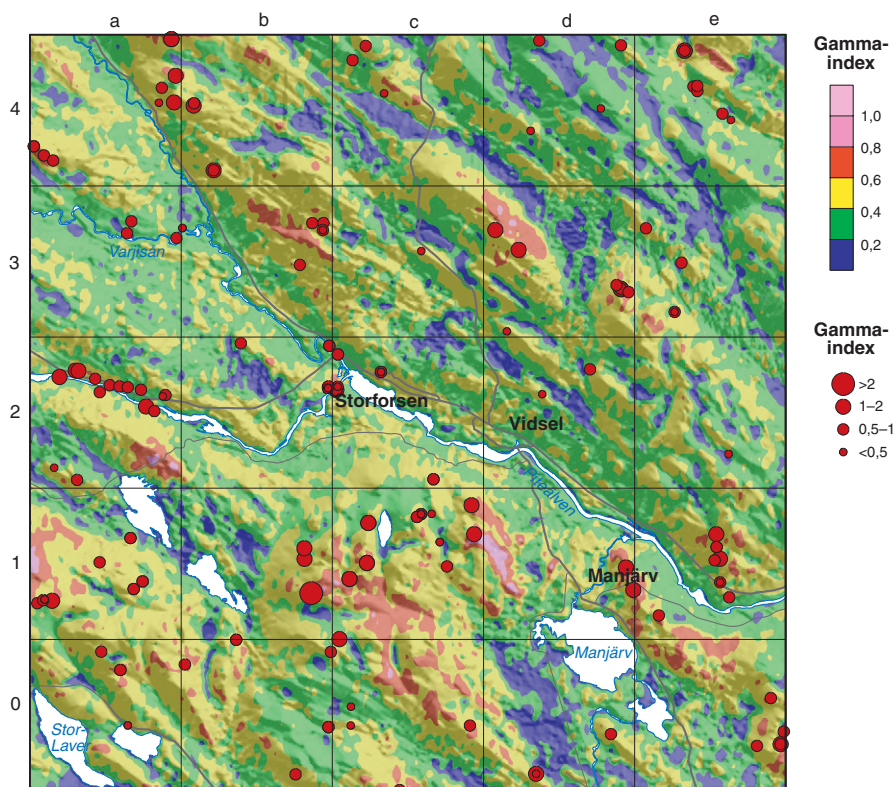


Fig. 13. Kompositkarta som visar gammaindex (aktivitetsindex) samt den topografiska reliefen för kartområdet 25K Harads SV. Gammaindex har beräknats från flygmätta spektrometerdata. Symbolerna representerar gammaindex från mätningar på berghällar.

## REFERENSER

- Falk, L., 1973: Vulkaniska gråvackor och vulkaniter i Arvidsjaurfältet. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 00170*, 1–117.
- Isaksson, H., 1982: Kåtaberget, geofysisk undersökning. *Geofysikrapport, Geofysik FM 8204, Geofysiska byrån, Sveriges geologiska undersökning*.
- Kathol, B. & Aaro, S., 2005: Moskosel–Harads. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2004. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 120*, 28–30.
- Kathol, B. & Triumf, C.-A., 2004: Berggrundskartan 24J Arvidsjaur, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 148–151*.
- Kathol, B. & Weihed, P., (red.) 2005: Description of regional geological and geophysical maps of the Skellefte District and surrounding areas. *Sveriges geologiska undersökning Ba 57*, 1–197.
- Kathol, B., Aaro, S. & Hartvig, F., 2006: Moskosel–Harads, baskartering berg. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2005. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 123*, 21–27.
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ö., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1: 2 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Kousa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weihed, P., 1996: Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala)*.

- Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1987: Geological map, Pre-Quaternary rocks, Northern Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden*.
- Skiöld, T., Öhlander, B., Markkula, H., Widenfalk, L. & Claesson, L.-Å., 1993: Chronology of Proterozoic orogenic processes at the Archaean continental margin in northern Sweden. *Precambrian Research* 64, 225–238.
- Walser, G., 1979: 25J Moskosel, preliminary geological map. *Sveriges geologiska undersökning MK2*.
- Witschard F., 1984: Large-magnitude ring structures on the Baltic Shield – metallogenic significance. *Economic Geology* 79, 1400–1405.
- Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 41*, 1–151.

E-post: benno.kathol@sgu.se      sven.aaro@sgu.se      fanny.hartvig@sgu.se  
johan.jonberger@sgu.se      christina.lundmark@sgu.se

## Mellersta Norrbotten

*Ildikó Antal Lundin, Leif Björk, Maria Carlsäter, Dick Claeson, Fredrik Hellström, Erik Jonsson, Leif Kero, Mahmood Sadeghi och Christer Åkerman*

Projektet Mellersta Norrbotten ingår i SGUs systematiska geologiska kartering av malmpotentiella områden och omfattar kartområdena 26M Överkalix, 26N Karungi, 27K Nattavaara, 27L Lansjärv, 27M Korpilombolo och 27N Svanstein. Arbetet startade våren 2005 och planeras vara avslutat vid utgången av år 2008. Syftet med projektet är att skapa lokala berggrundsgeologiska och geofysiska databaser som kan utgöra planerings- och resurshushållningsunderlag för prospekteringsföretag, kommuner, länsstyrelse m.fl. i Norrbottens län. Databaserna kommer att omfatta kartor, hällobservationer, litogeokemi, åldersbestämningar, mineralfyndigheter, petrofysik och geofysiska markmätningar.

Sommaren 2006 utfördes fältarbeten inom 27K Nattavaara, 27L Lansjärv, 27M Korpilombolo, 27N Svanstein, 26M Överkalix och 26N Karungi (fig. 1). Sammanlagt har ca 3 600 km<sup>2</sup> karterats och tillsammans med fältinsatserna från 2005 är nu 5 334 km<sup>2</sup> undersökta. Geofysiska undersökningar har genomförts under 35 arbetsdagar inom kartområdena 27K Nattavaara, 27L Lansjärv och i mindre omfattning inom kartområdena 26M Överkalix och 27M Korpilombolo. Gammastrålningsmätningar har utförts på 148 lokaler, och kompletterande provtagning har gjorts för mätning av bergarternas fysikaliska egenskaper. Sammanlagt har 10 elektromagnetiska (VLF) och 9 magnetiska markprofiler mätts.

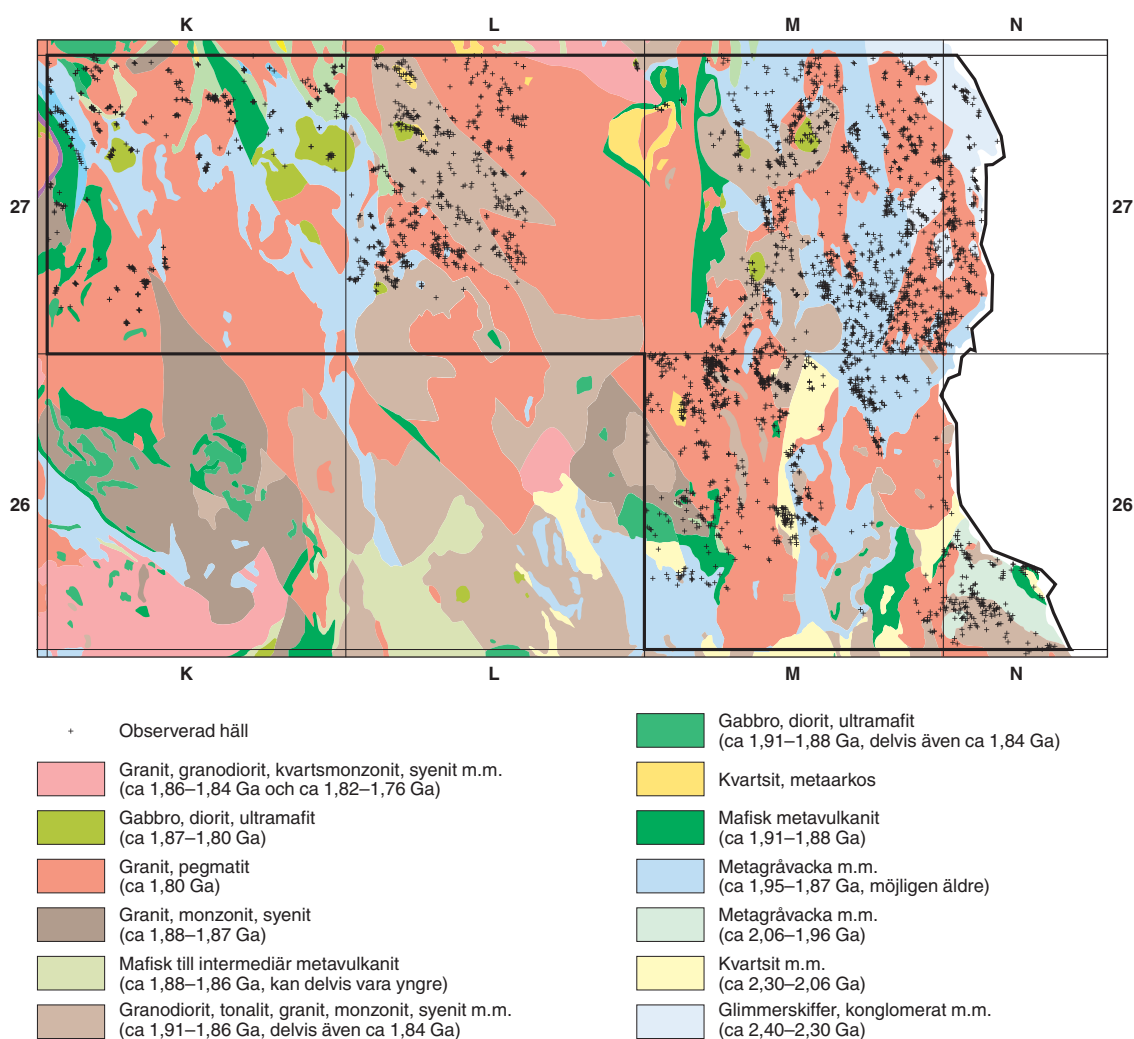


Fig. 1. Projektområdet Mellersta Norrbotten markerat med tjock svart linje på ett utsnitt av berggrundskartan över fenoskandiska skölden (modifierad efter Koistinen m.fl. 2001). Svarta plus markerar hållar besökta somrarna 2005 och 2006.

Under sommaren 2006 genomfördes två arbetsexkursioner. Under exkursionerna fick vi tillfälle att besöka LKABs järnmalmgruva i Kiruna samt Bolidens koppargruva i Aitik. Vi vill tacka personal från LKAB och Boliden Mineral AB för att de guidat oss i gruvorna.

Det geofysiska underlaget som omfattar flygmätt geofysisk information samt tyngdkraftsdata presenterades av Björk m.fl. (2006). Nedanstående beskrivning av projektområdet redovisar huvudsakligen nytillkommen information från fältsäsongen 2006. Samtliga koordinater som anges i rapporten är i rikets nät (RT 90).

## ALLMÄN GEOLOGI OCH GEOFYSIK

Mellersta Norrbotten uppvisar en stor variation beträffande både bergartstyper och bildningsåldrar. De äldsta bergarterna tillhör den arkeiska delen av den fennoskandiska skölden, dvs. de är äldre än 2,5 miljarder år. Inom projektområdet är det för närvarande oklart i vilken utsträckning arkeisk berggrund är exponerad. Isotopgeokemiska data visar dock att arkeiskt material finns på djupet, under de yngre bergarterna. Sydost, väster och nordväst om projektområdet finns enstaka större och mindre förekomster med ca 2,7 miljarder år gamla bergarter som ligger likt isolerade, uppstickande öar i den yngre berggrunden. Dessa äldsta representanter för Sveriges geologiska utveckling består av metamorfa (omvandlade under höga tryck och temperaturer) ytbergarter och djupbergarter. Merparten av den arkeiska berggrunden i norra delen av den fennoskandiska skölden har påverkats av åtminstone två regionalmetamorfa händelser.

Rester av något yngre ytbergarter, tillhörande de omkring 2,4 till 1,96 miljarder år gamla karelska bildningarna, pålagrar den arkeiska berggrunden. Dessa yngre, ursprungligen sedimentära och vulkaniska bergarter avsattes i anslutning till en isärslitning ("rifting") av den dåvarande arkeiska kontinenten. De karelska bergarterna i denna region brukar hänföras till de så kallade Kovo- och grönstensgrupperna och finns även representerade i lokala stråk mot norr samt nordväst om projektområdet. Bergarter av denna typ har liksom de arkeiska en ännu större utbredning i Finland. Den ännu yngre, svekofenniska delen av berggrunden överlagrar de karelska bergarterna, och båda grupperna är omvandlade av de höga tryck och temperaturer som rådde under den svekokarelska bergskedjebildningen för ca 1,9 till 1,8 miljarder år sedan. De svekofenniska bergarterna är ca 1,96 till 1,85 miljarder år gamla och består av ursprungligen sedimentära och vulkaniska avsättningar. De genomslås i sin tur av något yngre intrusiva bergarter, bland annat de så kallade Haparanda- och pertitmonzonitviterna. De senare är endast delvis metamorfa och deformerade, vilket visar att de hör till bergskedjebildningens slutskede.

I området förekommer också större massiv med yngre, omkring 1,8 miljarder år gamla graniter, på flera ställen associerade med granitpegmatiter (GP-associationen). De sammanfattades tidigare vanligen under beteckningen Linagraniter. Utöver dessa finns en svit med ungefär likåldriga graniter, syenitoider och gabbroider samt mindre mängder med yngre mafiska bergarter (gabbro, diabas). Flera av bergartstyperna inom projektområdet innehåller mineraliseringar. Tidigare prospekteringsverksamhet har bland annat inbegripit undersökning av förekomster med nickel, guld, koppar, zink och molybden samt industrimineral som grafit, kvarts och fältspat.

De magnetiska, ytliga strukturerna i projektområdet redovisas i gråskala i figur 2. De magnetiska anomalierna har en god följsamhet med tyngdkraftsanomalierna. Kartområdet för projekt Mellersta Norrbotten har tre djupgående strukturer enligt tyngdkraftsmätningarna (fig. 3). De tre tydliga tyngdkraftsminimerna sammanfaller med tunna magnetiska minima och avgränsar områden med olika bandade strukturmönster. I vissa delar av minimumen finns även breda zoner med en tydligt förhöjd magnetisering, framför allt på djupet. I öster förekommer två parallella, nord-sydliga och svagt böjda zoner som korsar kartområdena 26M Överkalix, 26N Karungi, 27M Korpilombolo och 27N Svanstein. Den tredje zonen av regional karaktär är en nordvästligt strykande, djupgående struktur genom Nattavaaraområdet (27K). De tre zonerna domineras av granitoider enligt tidigare karteringar. Tätare tyngdkraftsmätningar har utförts inom ramen för programmet markgeofysik. Dessa bekräftar de tre nämnda zonerna och tillför en del detaljinformation. De nya mätpunkternas läge har delvis prioriterats i områden som har en utpräglad magnetisk signatur och där hållar i allmänhet saknas.

De två nord-sydliga zonerna med tyngdkraftsminima har de djupaste gravimetriska indikationerna och

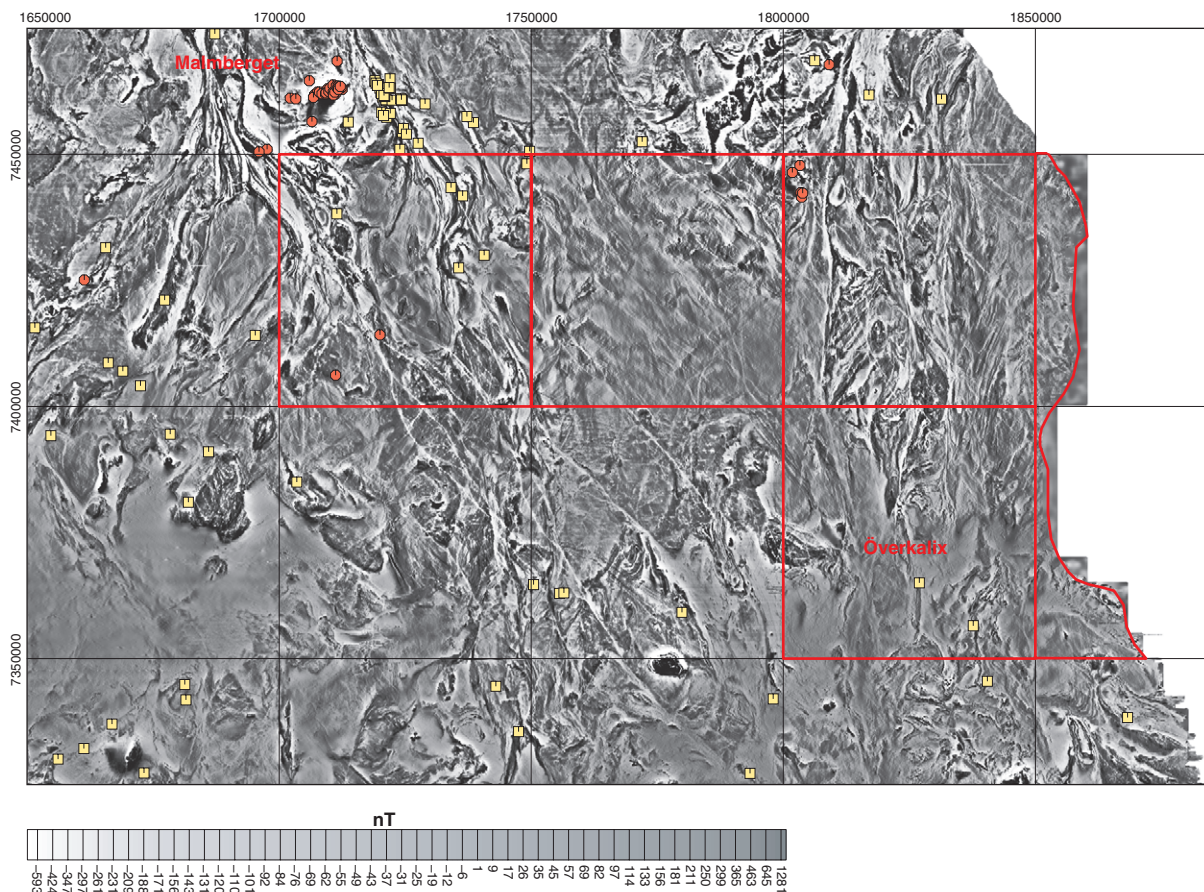


Fig. 2. Filtrerad magnetisk anomalikarta över projektområdet (röd kontur). Gula symboler visar läget för sulfidmineraliseringar, röda för järnmineraliseringar.

sträcker sig långt, från norr mot söder till den så kallade Ladogazonen (Silvennoinen m.fl. 1987, Öhlander m.fl. 1993). Zonerna är diskordanta mot de i huvudsak ost–västliga, magnetiska och gravimetriska strukturerna som går från Finlands inland mot den svensk-finska gränsen. Detta kan studeras tydligt på de olika utsnittet av tyngdkraftsfältet som har genererats ur kartan över fennoskandiska skölden (Korhonen m.fl. 1998). Ytterligare en iakttagelse är den regionala tyngdkraftsförhöjning som finns i stora delar av Lansjärvsområdet (27L) där granitiska bergarter dominerar enligt berggrundskartan över Nordkalotten (Silvennoinen m.fl. 1987). Den regionala tyngdkraftsförhöjningen i Lansjärvsområdet verkar begränsas mot öster av det västra av de två nord-sydliga tyngdkraftsminimumen.

De sedimentära bergarter som förekommer på den finska sidan av Torneälven, och som till största delen bedöms vara av karelsk ålder, har stora inslag av basiska vulkaniter med hög inducerad magnetisering. Tillsammans skapar de ett magnetiskt bandat mönster i anomalibilden och en därtill kopplad tyngdkraftsförhöjning. De metasedimentära bergarterna i kartområdet på den svenska sidan av Torneälven sammanfaller med en svag tyngdkraftsförhöjning, men motsvarande magnetiska anomaligenererande basiska vulkaniter saknas nästan helt. Höga susceptibilitetsvärden indikerar att det troligen är magnetit i sedimentbergarterna som orsakar de distinkt bandade stråken på den svenska sidan. Enskilda band kan ha en utsträckning av mer än 15 km. En detaljmätning på marken över några band visar att banden består av flera tunna, högmagnetiska stråk. I den norra delen av 27M Korpilombolo och 27N Svanstein förefaller det ostligaste av de nord-sydliga tyngdkraftsminimumen sammanfalla med gränsen mellan de sedimentära bergarterna av olika åldrar (enligt tidigare karteringskampanjer). Huvudparten av de sedimentära bergarterna inom projektområdet anses dock vara av svekofennisk ålder.

Drygt 10 % av spektromettermätningarna på hällar har gett en uranhalt som överstiger riktvärdet 16 ppm, vilket motsvarar ett radiumindex på 1,0 eller 200 Bq/kg radium-226. Närmare 10 % av mätningarna har

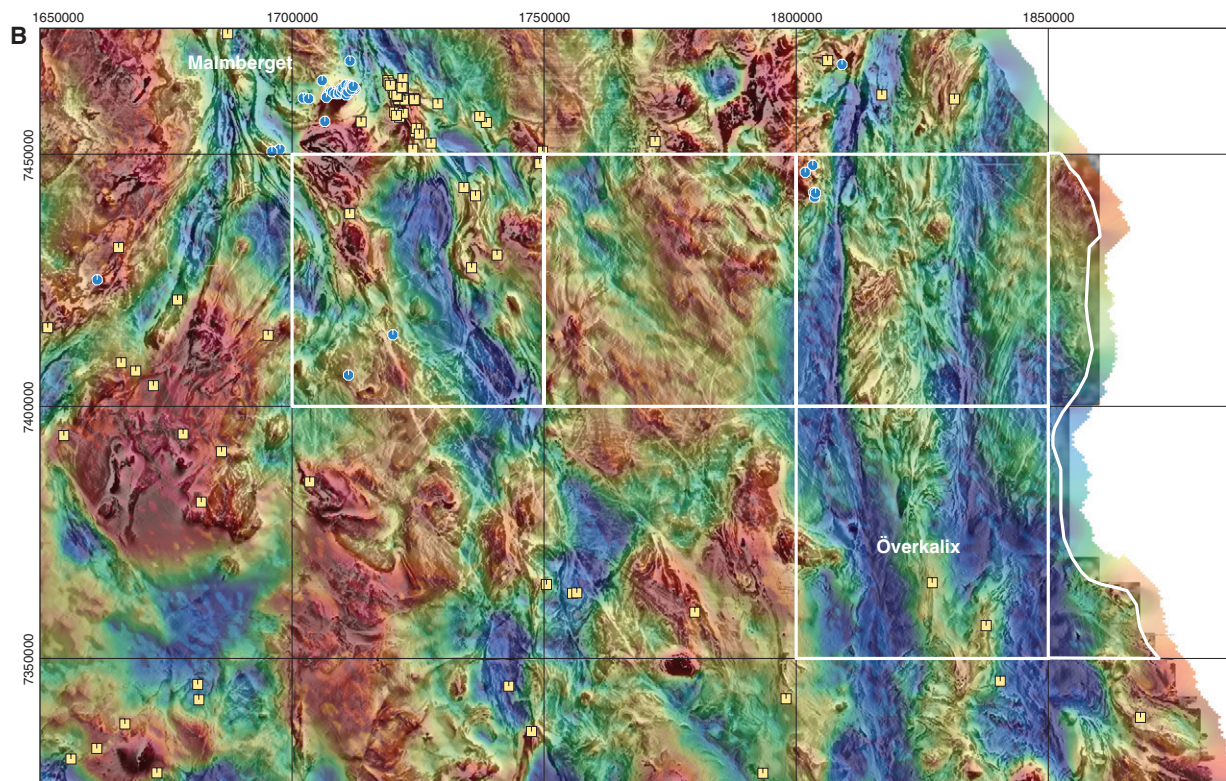
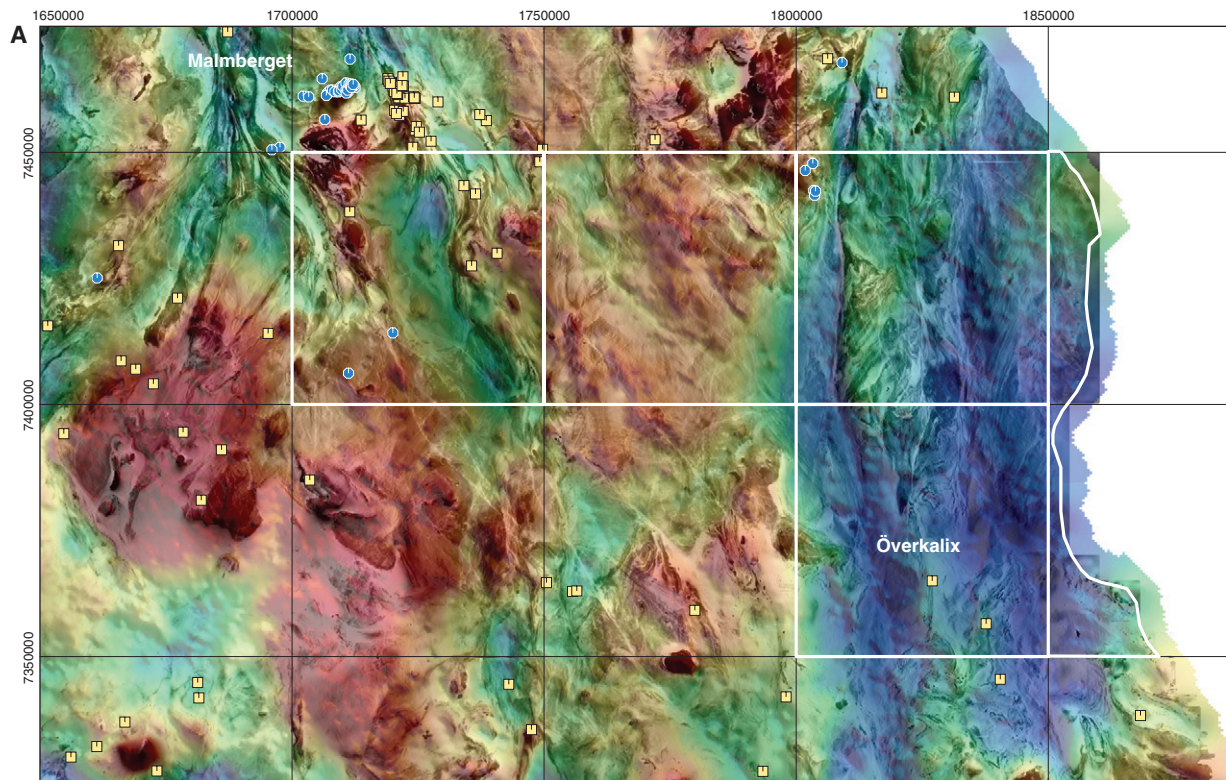


Fig. 3A. Kombination av magnetiskt totalfält i gråskala och Bougueranomali-kartan i färg.  
 Fig. 3B. Kombination av filtrerad magnetisk karta och tyngdkraftskarta över projektområdet. Filtrerade magnetiska anomalier i gråskala. Projektområdet med vit kontur. Gula symboler visar läget för sulfidmineraliseringar, blå för järnmineraliseringar.

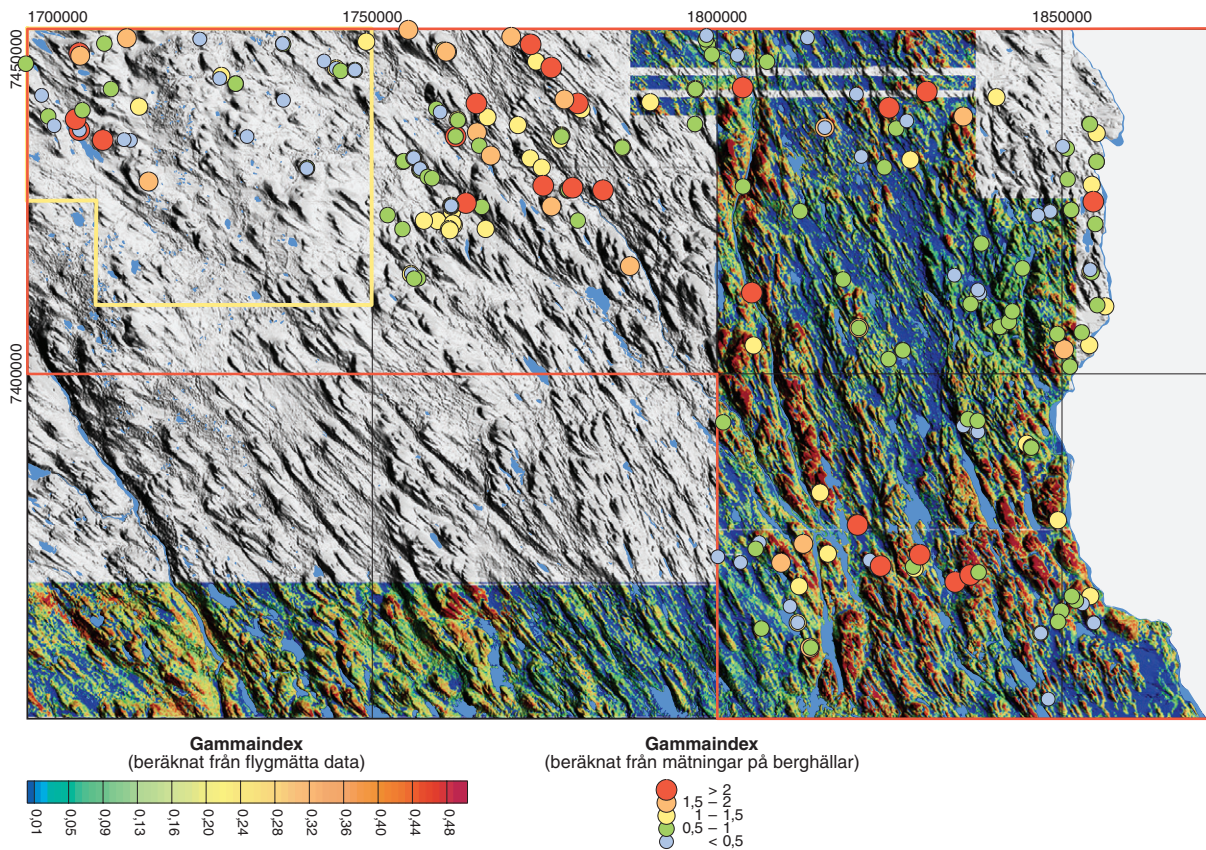


Fig. 4. Gammaindexkarta med höjdsugga över projektområdet (rött). Det gula området markerar var det finns strålningsdata mätta av LKAB. Symbolerna visar medelvärde för gammaindex uppmätt på berghällar.

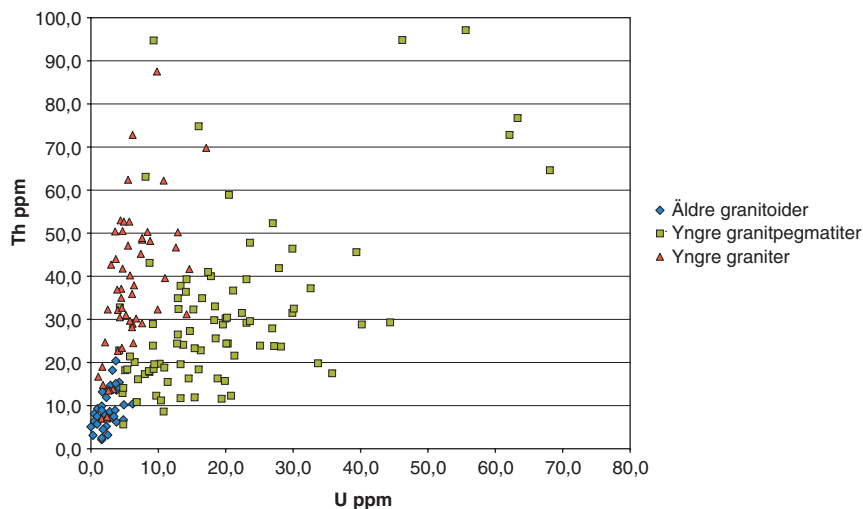


Fig. 5. Sammanställning av uran- och toriumhalter uppmätta på bergarter i projektområdet fält-säsongen 2006.

också gett ett gammaindex större än 2,0. Mätpunkternas läge framkommer av figur 4. Radiumindex bör vara mindre än 1,0 och gammaindex mindre än 2,0 för byggnadsmaterial (The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden 2000). Majoriteten av de mätningar som gett ett radiumindex större än 1,0 och ett gammaindex större än 2,0 har gjorts på GP-associationens bergarter.

Strålningsmässigt kan bergarterna tillhörande GP-associationen delas in i två huvudgrupper. Den första gruppen utgörs av en jämnkornig granit (Linagranit) som generellt har höga toriumhalter men nor-

mala uranhalter (fig. 5). Den andra gruppen består av ojämnkorniga granitpegmatiter med generellt höga uran- och toriumhalter. De äldre, penetrativt deformerade granitoiderna har generellt en låg gammastrålning (fig. 5).

## Kartområdet 27K Nattavaara

*Dick Claeson och Ildikó Antal Lundin*

Under fältsäsongen 2006 karterades delar av berggrunden i kartområdet 27K Nattavaara av Dick Claeson, Alexandra Berglund och Joanna Wojtyła. De geofysiska fältundersökningarna utfördes av Ildikó Antal Lundin. Tidigare har området endast karterats i skala 1:400 000 (Ödman 1957). För området norr om 27K Nattavaara finns berggrundskartorna 28K Gällivare i skala 1:50 000 (Witschard 1996) samt regionala geologiska och geofysiska kartor över norra Norrbottens län i skala 1:250 000 (Bergman m.fl. 2000).

Berggrunden i kartområdet består till största delen av paleoproterozoiska bergarter. Blottningsgraden är generellt mycket låg och stora områden med myrmark och sjöar dominerar landskapet. I en del områden är det framför allt i höjdområden som berggrunden är blottad.

### GEOFYSISK ÖVERSIKT

Området är täckt med flygmätta magnetiska data och tyngdkraftsinformation. Under sommaren 2006 utfördes tyngdkraftsmätningar inom ramen för programmet "Markgeofysik" för att förtäta den befintliga informationen. Två tredjedelar av kartområdet är täckt med elektromagnetiska data (VLF och slingram) och gammastrålningsdata som tillhör LKAB. I samband med olika prospekteringskampanjer mellan 1960 och 1980-talet utfördes en rad magnetiska, elektromagnetiska (slingram) och inducerad polarisation (IP) markmätningar (fig. 6). En del av mätningarna finns i digital form. Ett stort mätområde på ca 52 km<sup>2</sup> har digitaliserats under året och visas i figur 8. En markmätt resistivitetskarta finns för samma mätområde (fig. 9). Förutom de ovannämnda mätningarna finns det data från 239 petrofysikprover i SGUs petrofysiska databas. Deras läge visas i figur 7 tillsammans med de prover som har tagits under fältsäsongen 2006.

Bergarterna i kartområdet uppvisar varierande magnetiseringsnivåer, vilket framgår av den magnetiska anomalikartan (fig. 6). I nordvästra delen av kartområdet förekommer högmagnetiska, bandade anomalier troligtvis orsakade av tunna skikt av metavulkaniska bergarter med hög susceptibilitet (medelvärde =  $3\,515 \times 10^{-5}$  SI-enheter). Söder om berget Dundret i kartområdets nordvästra del ger gabbroida bergarter upphov till ett mycket oregelbundet högmagnetiskt anomalimönster. Dessa bergarter har  $3\,738 \times 10^{-5}$  SI-enheter som medelvärde för susceptibiliteten och en hög medeldensitet som orsakar ett massöverskott på tyngdkraftskartan (fig. 7). I samma område påträffades även en del graniter och granitpegmatiter med lägre susceptibilitet. Enligt tyngdkraftskartan har dessa bergarter volymmässigt en underordnad betydelse. I den västra delen av kartområdet framträder högmagnetiska, bandade och veckade anomalier, antagligen orsakade av intermediära till basiska metavulkaniter med hög susceptibilitet (medelvärde =  $3\,252 \times 10^{-5}$  SI-enheter). I höjd med Muorjerova (27K 6c) framträder ett massöverskott på tyngdkraftskartan som sammanfaller med en högmagnetisk, rund anomali. Gabbroider och metabasiter med hög densitet och susceptibilitet observerades i samma område under karteringen. I mitten av den magnetiska anomalikartan framträder stora områden med ett rundare och lugnare anomalimönster. Dessa områden sammanfaller med en negativ tyngdkraftsanomali som stryker i nordvästlig riktning. Berggrunden där består huvudsakligen av granitoider med lägre susceptibilitet (medelvärde =  $914 \times 10^{-5}$  SI-enheter) och densitet (medelvärde =  $2\,626$  kg/m<sup>3</sup>). Tyngdkraftsunderskottet har regional karaktär och dess huvudsakliga sträckning är mellan Nautanendeformationszonen (NDZ) och en annan regional deformationszon, väster om NDZ. Den senare har samma riktning som Nautanenzonen och sträcker sig från trakten söder om Kiruna till Råneå. Deformationszoner med nordvästlig respektive västnordvästlig riktning framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan. Nautanenzonen och den regionala deformationszonen väster därom är beskrivna av Bergman m.fl. (2001). Förutom de ovannämnda

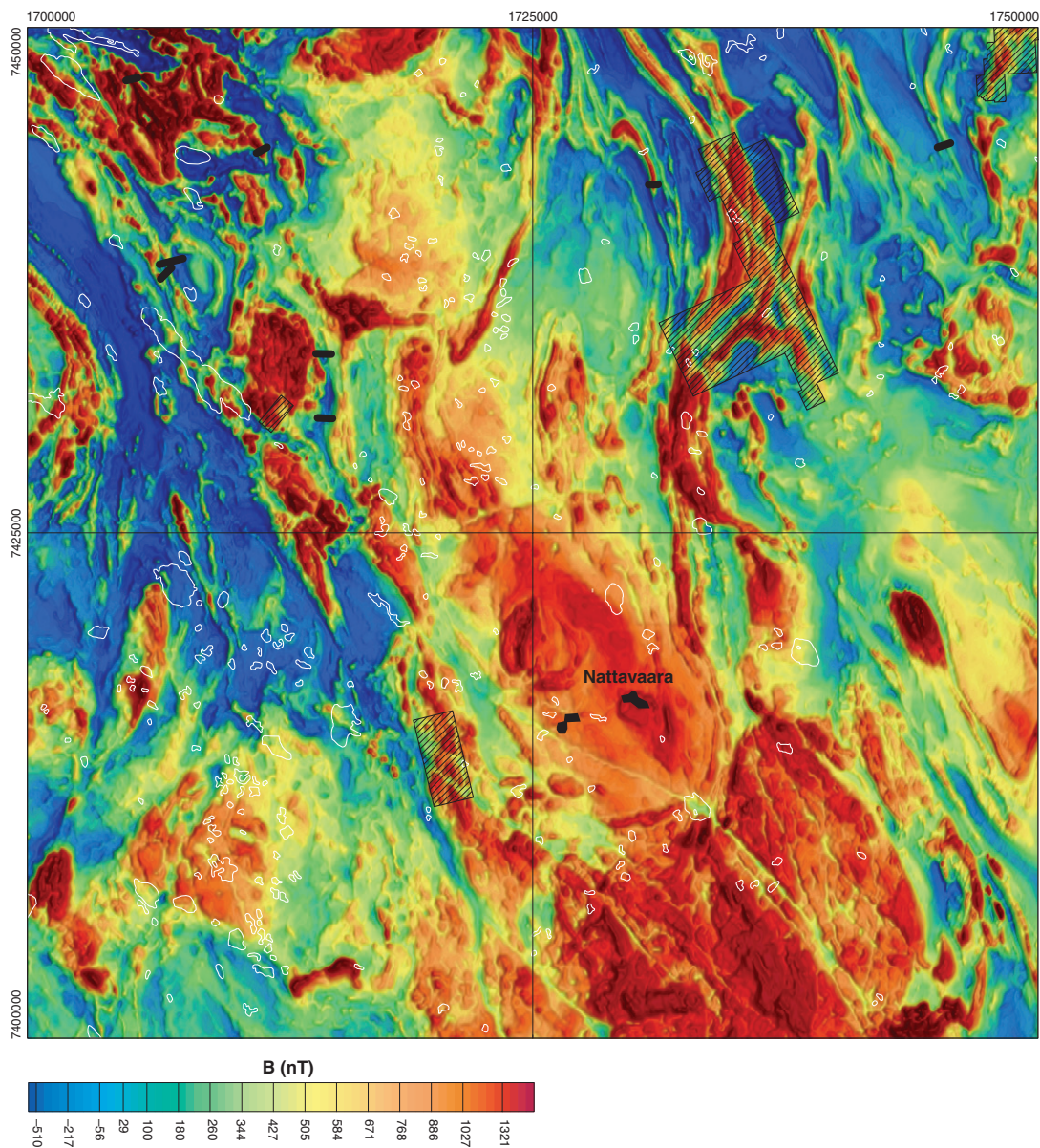


Fig. 6. Magnetisk anomalikarta för kartområdet 27K Nattavaara. Lägen för årets markprofilmätningar med magnetometer och VLF-instrument som svarta linjer. Områden som markmättes i samband med olika prospekteringskampanjer som rastade ytor.

rörelsezonerna framträder några deformationszoner i ost–nordostlig riktning. VLF-informationen indikerar att de har en spröd karaktär.

## YTBERGARTER

### Sedimentära bergarter

I den västra delen av kartområdet förekommer kvartsit och metaarenit (fig. 10 a). Inlagrat i dessa sandrika led finns underordnat mer argillitiska led som uppträder som skiffrar. I kontakten mot överlagrande vulkaniska avsättningar förekommer ställvis horisonter med konglomerat, vilka består av rundade bollar av kvartsit till metaarenit, vulkaniska och intrusiva bergarter (fig. 10 b).

De ovan beskrivna bergarterna har låg susceptibilitet (medelvärde =  $4 \times 10^{-5}$  SI-enheter) och återfinns i

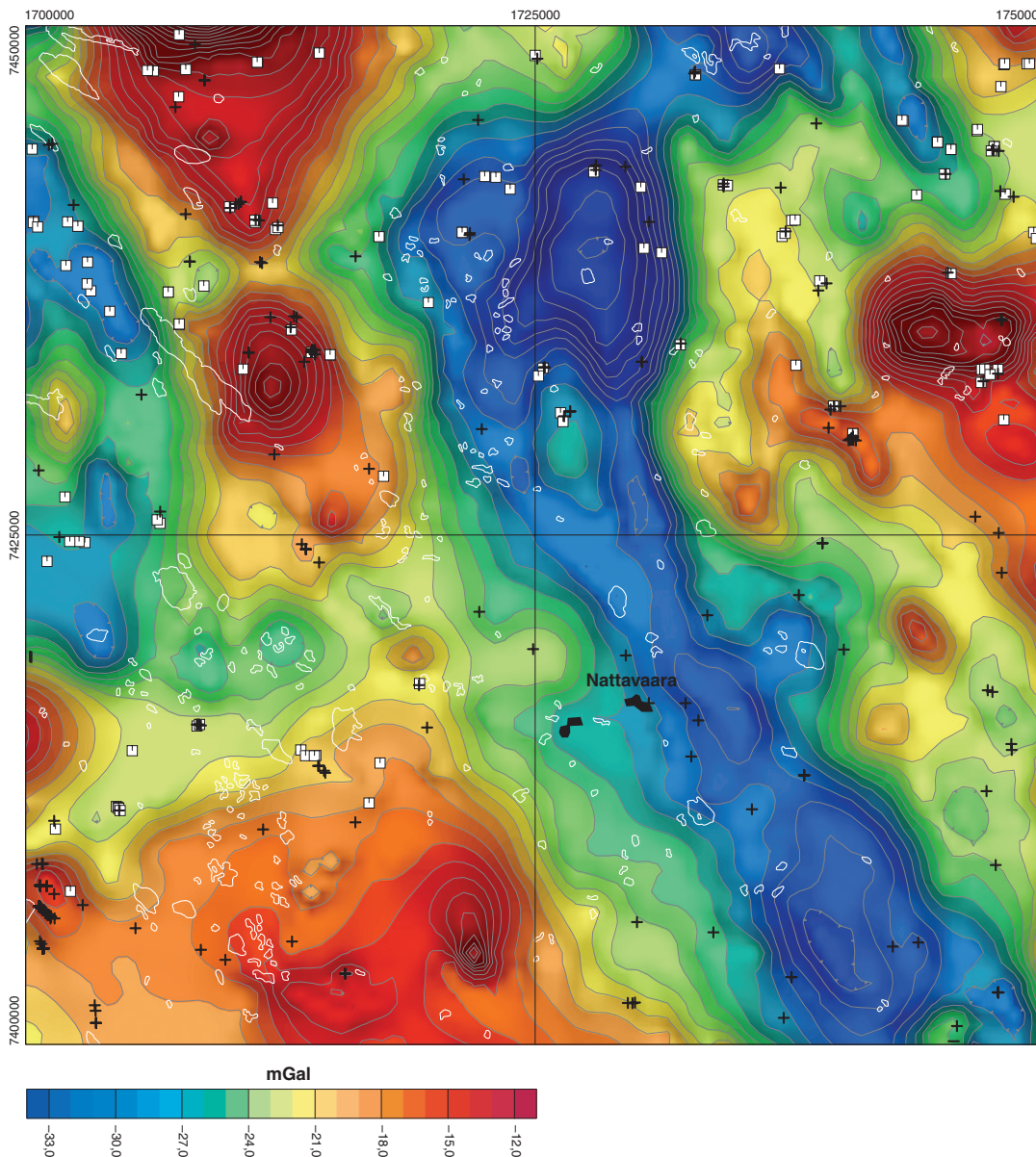


Fig. 7. Bouguer-anomalikarta över kartområdet 27K Nattavaara. Svarta kryss visar läget för äldre petrofysiska data, vita rutor för parameterprover tagna sommaren 2006.

ett bågformat, lågmagnetiskt område (fig. 6) i västra delen av kartområdet. Det lågmagnetiska området sammanfaller med ett tyngdkraftsunderskott. Kvartsiternas och metaareniternas låga densitet (medeldensitet =  $2633 \text{ kg/m}^3$ ) tros vara orsaken till underskottet. I samma lågmagnetiska område förekommer några smala, högmagnetiska anomalier som sammanfaller med tunna skikt av metavulkaniter med en susceptibilitet som ligger mellan  $383$  och  $2340 \times 10^{-5}$  SI-enheter.

### Vulkaniska bergarter

De vulkaniska bergarterna varierar starkt i sammansättning och grad av metamorf överprägling. Sura, ryolitiska till möjligen trakyandesitiska vulkaniter med strökorn av kvarts och fältspater förekommer (fig. 10 c). Vid ett mindre antal lokaler återfinns plagioklasporfyrisk, intermediär till andesitisk vulkanit (fig. 10 d). I andra delar av kartområdet finns intermediär till basisk metavulkanit med fragment och körtlar av amfibol

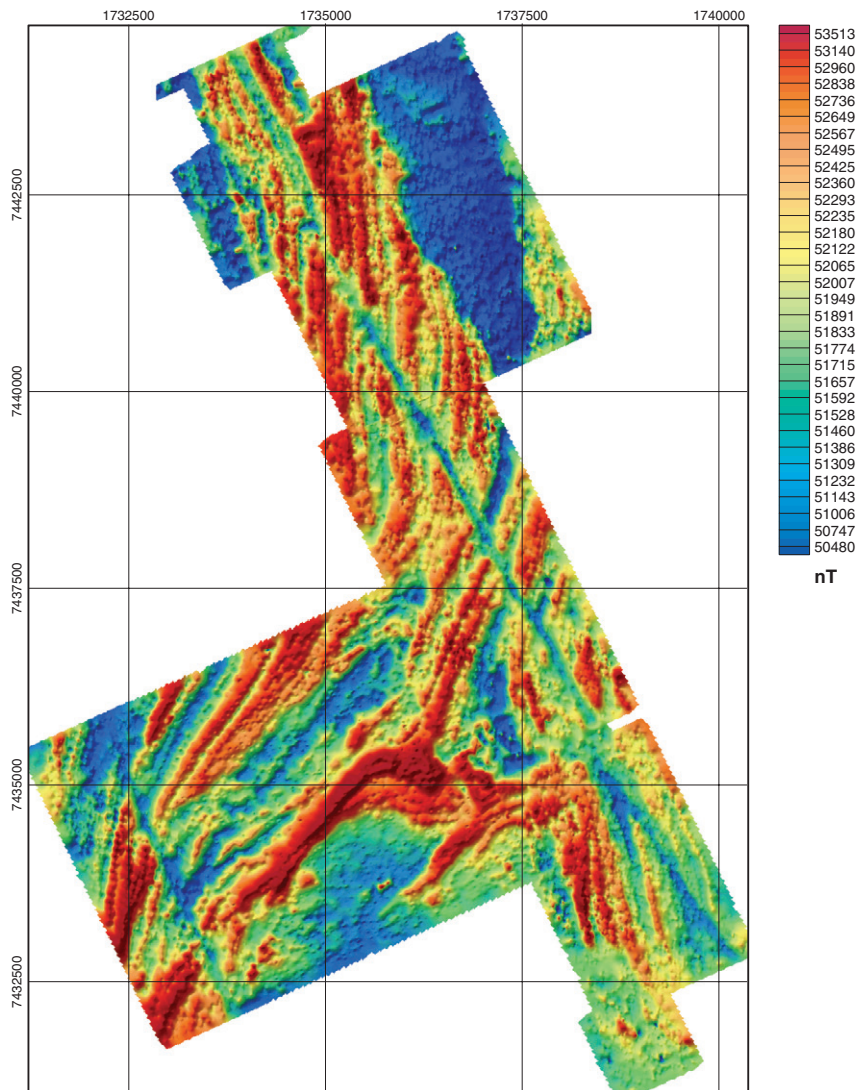


Fig. 8. Magnetiskt totalfält baserat på markmätningar utförda under tidigare prospekteringskampanjer i området 27K Nat-tavaara NO.

(fig. 10 e). Agglomerat med sura till basiska vulkaniska klaster förekommer i större sammanhängande områden (fig. 10 f, g). De sura, troligen subvulkaniska granitporfyryrer som förekommer är vanligen röda till grå, mycket finkorniga till finkorniga och massformiga. Fältspat och kvarts förekommer som strökorn, 2–15 mm stora och med en frekvens av 20 till 50 % (fig. 10 h). De intermediära till basiska metavulkaniterna i området är i de flesta fall högmagnetiska (susceptibilitetsmedelvärde =  $3\,635 \times 10^{-5}$  SI-enheter), och deras utsträckning framgår som bandade mönster på den magnetiska anomalikartan. Den uppmätta densiteten ligger mellan 2701 och 3023 kg/m<sup>3</sup>.

## INTRUSIVA BERGARTER

Äldre granit, granodiorit och tonalit har ställvis en metamorf överprägling med omkristalliserat matrix och relikta strökorn, är relik grovkornig och har en distinkt foliation. Denna foliation klipps av den yngre granit till pegmatit som förekommer i området, och de äldre bergarterna förekommer även som inneslutningar i granit till pegmatiten. De äldre granitoiderna har ett susceptibilitetsmedelvärde på  $1\,546 \times 10^{-5}$  SI-enheter och densitetsmedelvärde på 2682 kg/m<sup>3</sup>. Dessa granitoider skiljer sig från de yngre granitoiderna genom sina lägre uran- och toriumhalter (fig. 5).

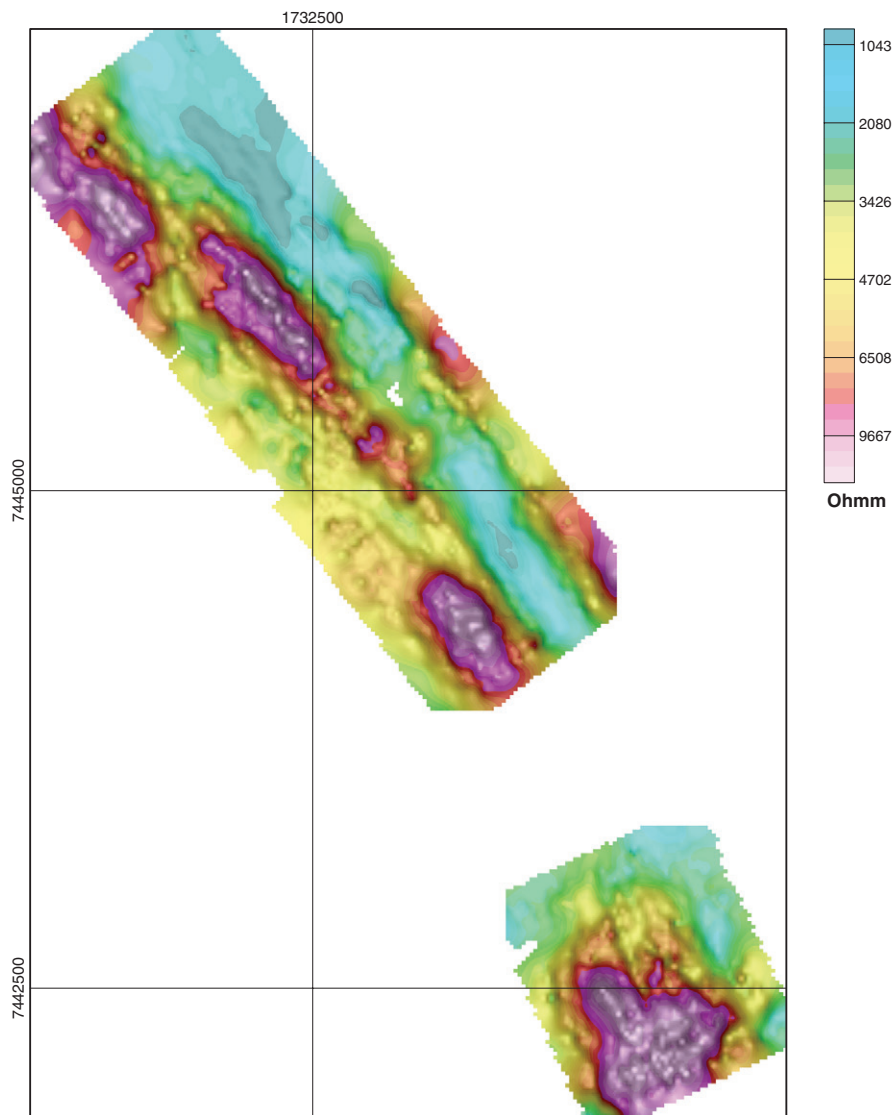


Fig. 9 Markmätt resistivitetsskarta över norra delen av 27K Nattavaara NO.

Kvartsmonzonit och granit till kvartsmonzodiorit förekommer i större områden och är vanligen rödgrå till grårod, medelkornig, fältspatporfyrisk och massformig (fig. 11 a).

Granit med omkristalliserad, ”sockrig” kvarts finns längst västerut i kartområdet.

En mycket vanlig bergart är yngre granit till pegmatit som på många ställen är grovkornig och uppvisar partier med skriftgranitisk struktur (fig. 11 b). I en del pegmatit finns muskovitaggregat i större mängd samt turmalinaggregat sammanväxta med kvarts (fig. 11 c), i andra pegmatiter större aggregat av magnetit (fig. 11 d). Gemensamt för de yngre graniter och pegmatitgraniter som förekommer i kartområdet är att de har höga uran- och toriumhalter. Inbördes skiljer sig pegmatitgraniterna från de yngre graniterna genom högre uranvärden (fig. 5).

Den allra sydligaste delen av Dundret, som utgörs av ett lagrat gabbrointrusiv, återfinns i den nordvästra delen av kartområdet. Gabbroen är väl undersökt geofysiskt sedan tidigare, och gabbroens djup är beräknat till ca 1,7 km (Arkko 1986). Ultramafiska och gabbroida kumulatbergarter med höga halter av magnesium förekommer inom kartområdet (fig. 11 e). Den uppmätta densiteten varierar mellan 2926 och 3089 kg/m<sup>3</sup> och ger upphov till tyngdkraftsoverskott.

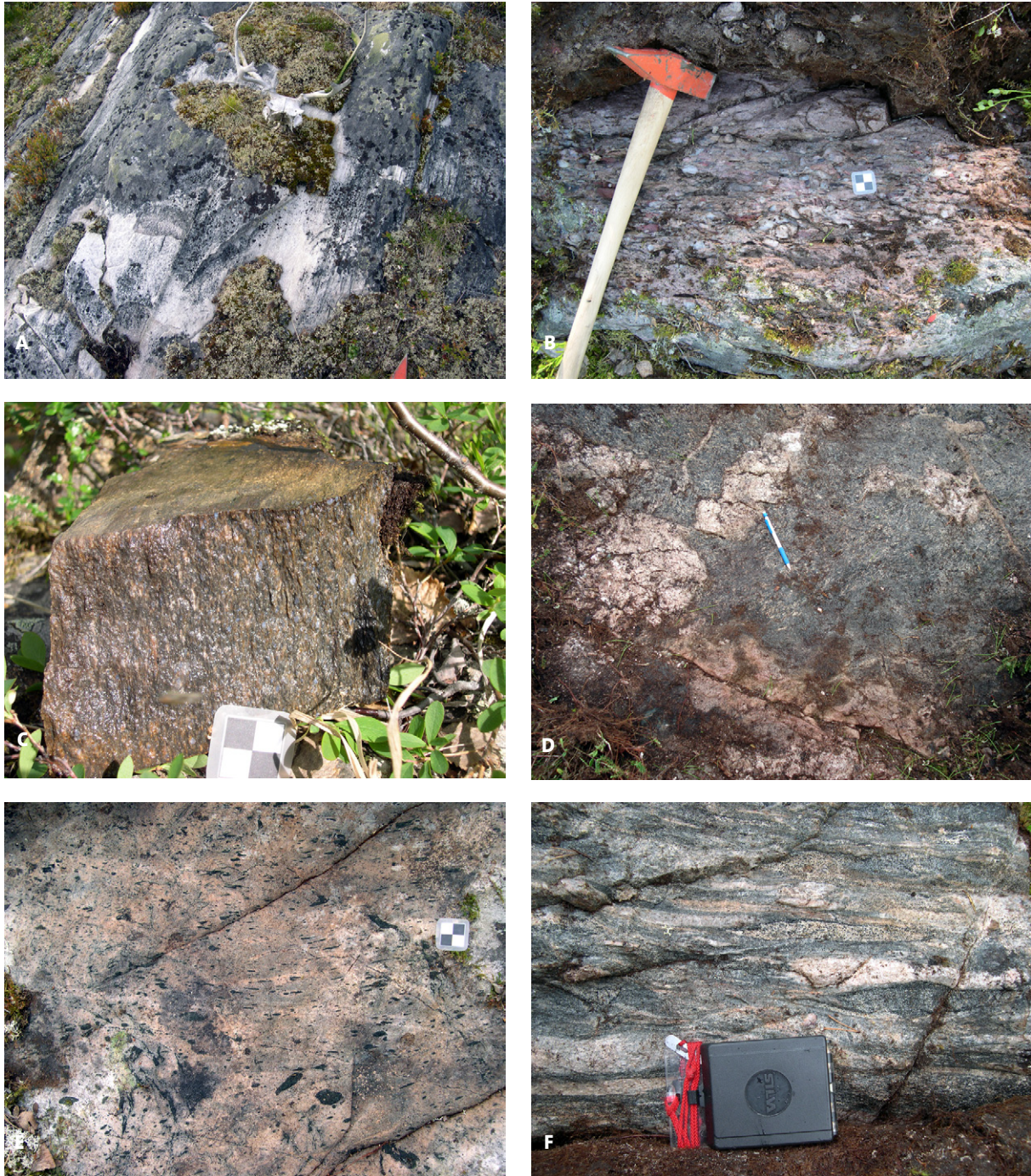


Fig. 10. Foton av bergarter från kartområdet 27K Nattavaara. **A.** Kvartsit till metaarenit, mycket finkornig till fint medelkornig med hematit och kvarts som sprickfyllnad (7440330/1702060). **B.** I kontakten till överlagrande vulkaniska avsättningar förekommer ställvis horisonter med konglomerat som består av rundade bollar av kvartsit till metaarenit samt vulkaniska och intrusiva bergarter (7438015/1702467). **C.** Sur, ryolitisk vulkanit med strökorn av kvarts (blåtonad) och fältspater (7440339/1700375). **D.** Plagioklasporfyrisk, intermediär vulkanit (7447783/1737115). **E.** Intermediär till basisk metavulkanit med fragment och körtlar av amfibol (7447802/1705975). **F.** Agglomeratliknande, deformerad bergart som innehåller allt från relativt sura till intermediära vulkaniska klaster som sträckts ut i samband med deformation i en basisk vulkanisk matrix. Ultramafiska ådror av amfibol, ställvis med kvarts i (7434988/1707737). **G.** Agglomerat med sura till basiska vulkaniska klaster (7444060/1747531). **H.** Sur, troligen subvulkanisk, massformig granitporfyr. Fältspat och kvarts förekommer som strökorn. Notera den stora variationen i mängden strökorn över den relativt lilla ytan (7424560/1702571).

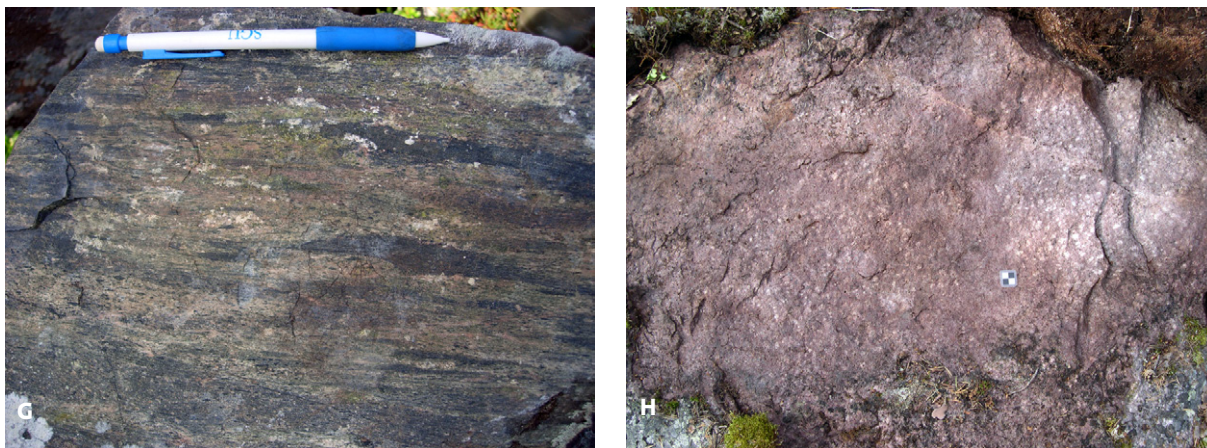


Fig. 10, forts.

## STRUKTURER, DEFORMATION OCH METAMORFOS

Kartområdet korsas av ett par regionala deformationszoner som framgår tydligt på den magnetiska anomalkartan (fig. 6). De är Nautanendeformationszonen (NDZ) och en annan regional deformationszon med nordvästlig riktning väster om NDZ. Båda är plastiska och visar rörelser med västra sidan upp (t.ex. Bergman m.fl. 2001).

Det förekommer relativt öppna veck i fältspatporfyrisk, intermediär vulkanit med veckaxlar och stänglighet i 330/82 (fig. 11f). Skapolit förekommer som omvandlingsmineral i de flesta typer av bergarter och omvandlingen verkar vara starkast i närheten av deformationszoner.

## NATURRESURSER

Strax norr om kartområdet återfinns både sulfid- och järnoxidmalmer av internationell betydelse. Aitikgruvan är ett dagbrott och en av Europas största producenter av kopparkoncentrat. I Malmberget bryts järnoxid, mest som magnetitmalm, och man bryter nu på ca 1 000 meters djup.

Sulfidförande intermediära till basiska vulkaniter förekommer ställvis, bland annat söder om Aitikgruvan.

I kartområdets nordostligaste delar finns en vulkanit som innehåller malakit, azurit, bornit, magnetit och amfibol (fig. 11 g), tillsammans med pegmatit som för malakit, azurit, bornit, molybdenglans, magnetit, amfibol, metamikt allanit samt biotit (fig. 11 h).

En kopparmineralisering med ca 2000 ppm koppar påträffades i en gabbroid bergart. Mineraliseringen har hög susceptibilitet ( $22\,778 \times 10^{-5}$  SI-enheter) och mycket stark remanent magnetisering (131 890 mA/m). Detta kan jämföras med mineraliseringen i Nautanen som också har en mycket stark remanent magnetisering (335 350 mA/m).

I ett område återfinns en kraftig magnetisering som vänder kompassnålen när man passerar, orsaken till anomalin är okänd. Mätningar från en markprofil över en närliggande magnetisk anomali visar kraftiga anomalier med upp till 60 000 nT. Modellering visar att det krävs en susceptibilitet på  $30\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter (10 % magnetit) för att förklara anomalin. Om anomalin orsakas av att bergarten har en stark remanent magnetisering skulle susceptibiliteten vara helt underordnad remanensen.

Den ovan omnämnda kvartsiten skulle kunna användas som tillsats i bland annat makadam där man vill erhålla en högre nötningsresistens.



Fig. 11. Foton av bergarter från kartområdet 27K Nattavaara. **A.** Massformig kvartsmonzonit till granit, rödgrå till gråröd, medelkornig (7444060/1747531). **B.** Skriftgranit (7411847/1716852). **C.** Pegmatit med turmalinaggregat sammanväxta med kvarts (7448133/1749255). **D.** Pegmatit med aggregat av magnetit (7433895/1710926). **E.** Ultramafisk kumulatbergart (7432489/1746881). **F.** Relativt öppet veck i fältspatporfyrisk, intermediär vulkanit (7434663/1703793). **G.** Vulkanit med malakit, azurit, bornit, magnetit och amfibol (7448131/1749141). **H.** Pegmatit med malakit, azurit, bornit, molybdenglans, magnetit, amfibol, metamikt allanit samt biotit (7448131/1749141).

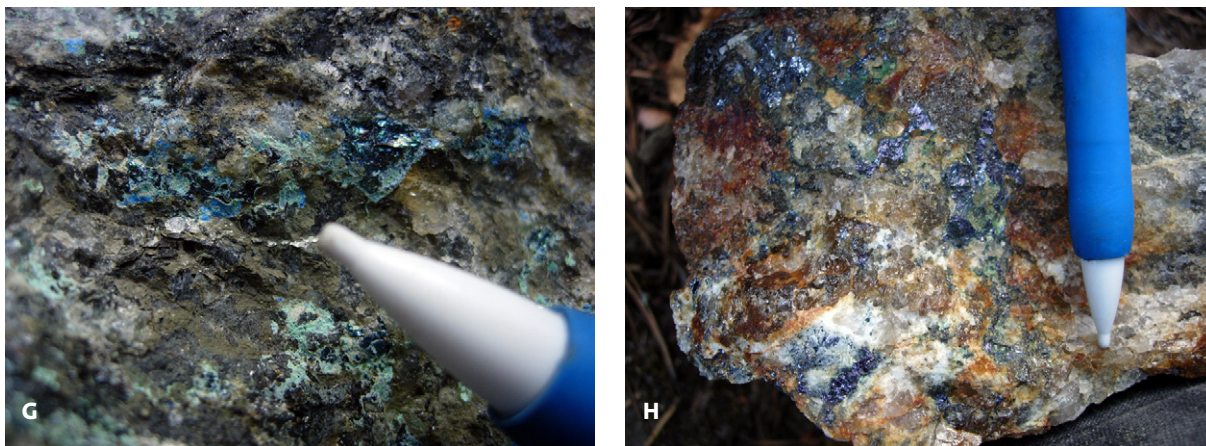


Fig. 11, forts.

## Kartområdet 27L Lansjärv

*Fredrik Hellström, Maria Carlsäter Ekdahl och Stefan Sandberg*

Under sommaren 2006 karterades området 27L Lansjärv NV och norra delen av 27L SV, sammanlagt ca 1 100 km<sup>2</sup> (fig. 12). Det geologiska fältarbetet utfördes av Fredrik Hellström samt extrageologerna Stefan Sandberg och Thomas Öjebning. Det togs 55 prover för tillverkning av tunnslip, 18 prover för geokemisk analys och tre prover för radiometrisk datering. Maria Carlsäter Ekdahl har utfört tre veckors geofysisk uppföljning i fält, vilket resulterat i 335 gammastrålningsmätningar fördelade på 106 hållar samt 20 nya parameterprover.

Området är väl täckt av morän och vidsträckta myrar och har en dålig blottningsgrad, beräknad till knappt tre procent för det i år karterade området. Hållar finns framför allt på höjder och längs med vattendrag som skär ner i landskapet (fig. 12). Hållar som är uppspruckna genom frostsprängning är karaktäristiskt för området som har gigantiska blockhav i bergsslutningarna (fig. 13).

Det geologiska bakgrundsmaterialet omfattar äldre kartmaterial med beskrivningar, dagböcker och övrig dokumentation framtagen vid SGU samt vetenskapliga rapporter från universitet och Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB). I SGUs arkiv finns tunnslip som gjordes i samband med den översiktliga länskarteringen under ledning av Olof Ödman på 1940- och 50-talen.

Kartområdet omfattas av berggrundskartan över urberget i Norrbottens län i skala 1:400 000 (Ödman 1957). En översikt av områdets geologi ges också av Silvennoinen m.fl. (1987) samt en opublicerad digital sammanställning av berggrunden i Norrbotten ("NB-dig") gjord av Thomas Sjöstrand och Herbert Henkel. För området norr om 27L Lansjärv finns berggrundskartorna 28L Täreändö i skala 1:50 000 med beskrivning (Padget 1970) samt regionala geologiska och geofysiska kartor över norra Norrbottens län i skala 1:250 000 (Bergman m.fl. 2000, 2001). Geologin i Norrbotten har också beskrivits av Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB, Bergman m.fl. 1998), som även sammanställt bland annat berggrundsgeologiska och tektoniska kartor i 1:250 000 över kartområdena 25–27 K–N i samband med tektoniska studier i Lansjärvområdet (Henkel 1987). Omfattande geofysiska och geologiska undersökningar av sen- eller postglaciala förkastningar i området 27L Lansjärv SO har gjorts av t.ex. Lagerbäck (1979, 1990, 1991), Henkel (1989), Bäckblom och Stanfors (1989 och referenser däri) och Muir Wood (1993). Det finns ca 50 prospekteringsrapporter som berör kartområdet, framför allt sådana om prospektering efter industrimineral såsom kvarts och fältspat.

Området 27L saknar täckning av moderna geofysiska flygmätningar. Magnetfältet är flygmätt i ost–västlig riktning 1961 och 1966 för kartområdets norra respektive södra delar. Flygmätningarna utfördes på 30 m flyghöjd med en noggrannhet av 10 nT (dagens mätningar ger 1 nT i noggrannhet). Radiometrisk och elektromagnetiska data finns endast för den nordöstra delen av kartområdet 27L Lansjärv NO. Regionala

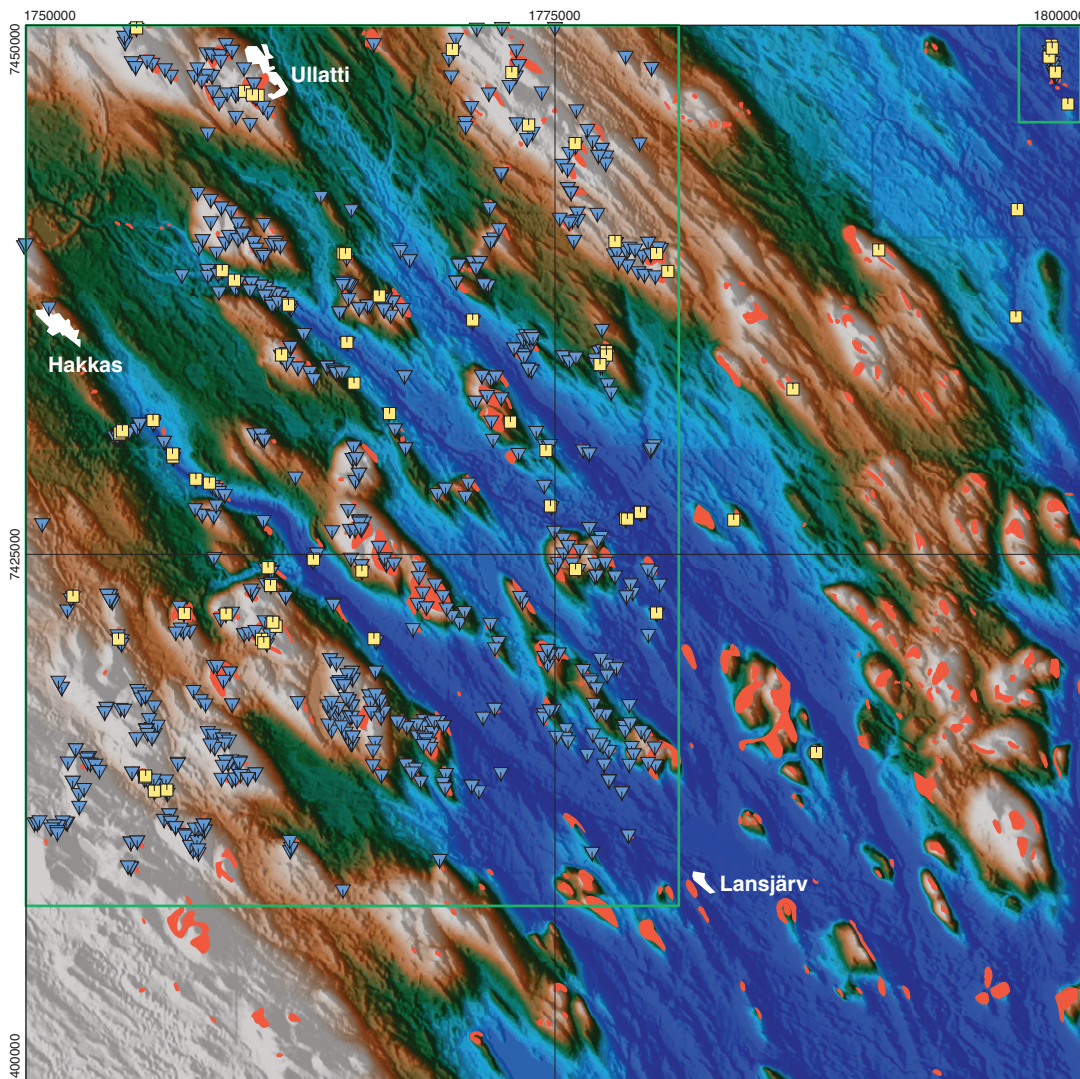


Fig. 12. Topografisk karta över 27L Lansjärv med hällar (röda) och observationspunkter (blå=geologiska, gula=geofysiska). Gröna rutor markerar det område som karterats under 2006.

tyngdkraftsmätningar täcker hela Lansjärvområdet (27L). Under sommaren har mätningarna förtätats i utvalda områden, inom ramen för programmet ”Markgeofysik, geofysisk kartering och tyngdkraft”. I SGUs databaser finns sedan tidigare 391 geofysiska parameterprover tagna i kartområdet, varav 21 är magnetiskt orienterade.

## ÖVERSIKTLIG GEOLOGI OCH GEOFYSIK

Stora delar av kartområdet täcks av Linagranit med dess associerade pegmatiter (fig. 1). Centralt i området finns ett nordvästligt stråk med ögonförande så kallad Skrovengranit och underordnat en relik medelkornig metagranitoid kallad Lessuvaaragranit. De är båda äldre än Linagraniten. I den sydvästra delen finns partier med metagranodioriter till metakvartsdioriter tillhörande Haparandaserien, och i det nordöstra hörnet av kartområdet finns enligt ”NB-dig”-kartan intrusivbergarter tillhörande pertitmonzonitsviten (PMS). Intrusivbergarter med syenitisk till monzonitisk sammansättning och kvartsförande varianter av dessa förekommer, liksom gabbroida bergarter, som mindre bergartskroppar i kartområdet. Äldst är förmodligen de biotitgnejser som finns i de västligaste delarna av området tillsammans med spridda, små förekomster av vulkaniska bergarter.



Fig. 13. Blotningar finns framförallt på höjderna i terrängen. Karaktäristiskt är att hållarna är uppspruckna med gigantiska blockhav i bergsslutningarna. Lessuvaara, 27L SV (7419765/1759035).

De lågmagnetiska områden som framträder på den översiktliga magnetiska anomalikartan (fig. 2) tolkas som bergartsområden med låg susceptibilitet samt en låg remanent magnetisering. Tolkningen grundar sig på att endast 6 % av de tidigare uppmätta proverna har ett  $Q$ -värde som är större än 1. Det innebär att den inducerade magnetiseringen dominerar och att majoriteten av anomalierna i magnetfältet kan förklaras med den i fält uppmätta susceptibiliteten. De bergarter som uppvisat en hög remanent magnetisering ( $>1$  A/m) har också en hög inducerad magnetisering och är i regel dioritiska till gabbroida (fig. 14). De orienterade prover som tagits i kartområdet i samband med SKBs undersökningar visar dessutom att den remanenta magnetiseringen ligger i ungefär samma riktning som dagens magnetfält. Inklinationen varierar mellan 56 och 80° och deklinationen är huvudsakligen riktad norrut.

Från bougueranomalikartan (fig. 3) framgår att kartområdet domineras av regionala massöverskott. Differensen mellan det högsta och lägsta uppmätta värdet är 25 mGal. Även i ett ytligare snitt (fig. 15) kvarstår distinkta massöverskott. I samband med karteringen år 2006 har orsaken till massöverskotten kunnat knytas till mafiska bergarter i flera fall (fig. 15). Förtätade tyngdkraftsmätningar över flera av massöverskotten har skett under sommaren 2006, inom programmet för markgeofysik, vilket gör det möjligt att beräkna utbredningen av kropparna i tre dimensioner.

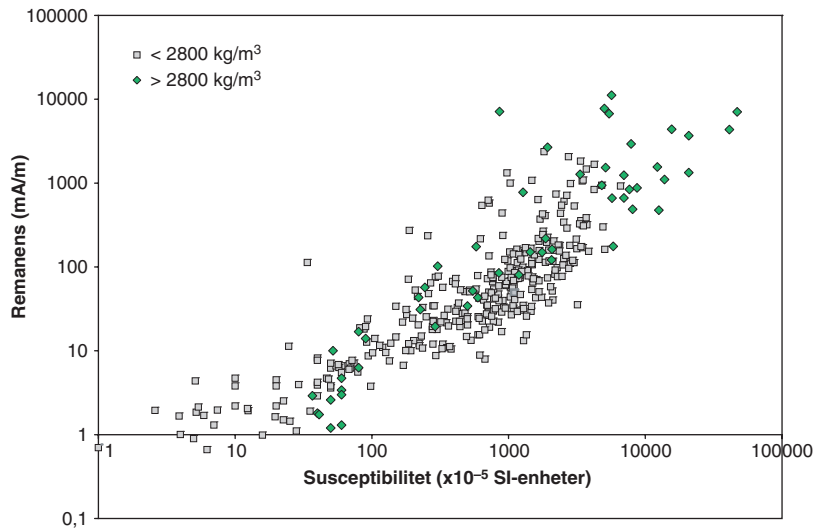


Fig. 14. Diagrammet visar förhållandet mellan susceptibilitet och remanens för bergarter med en densitet mindre än  $2800 \text{ kg/m}^3$  (grå punkter) och större än  $2800 \text{ kg/m}^3$  (gröna punkter).

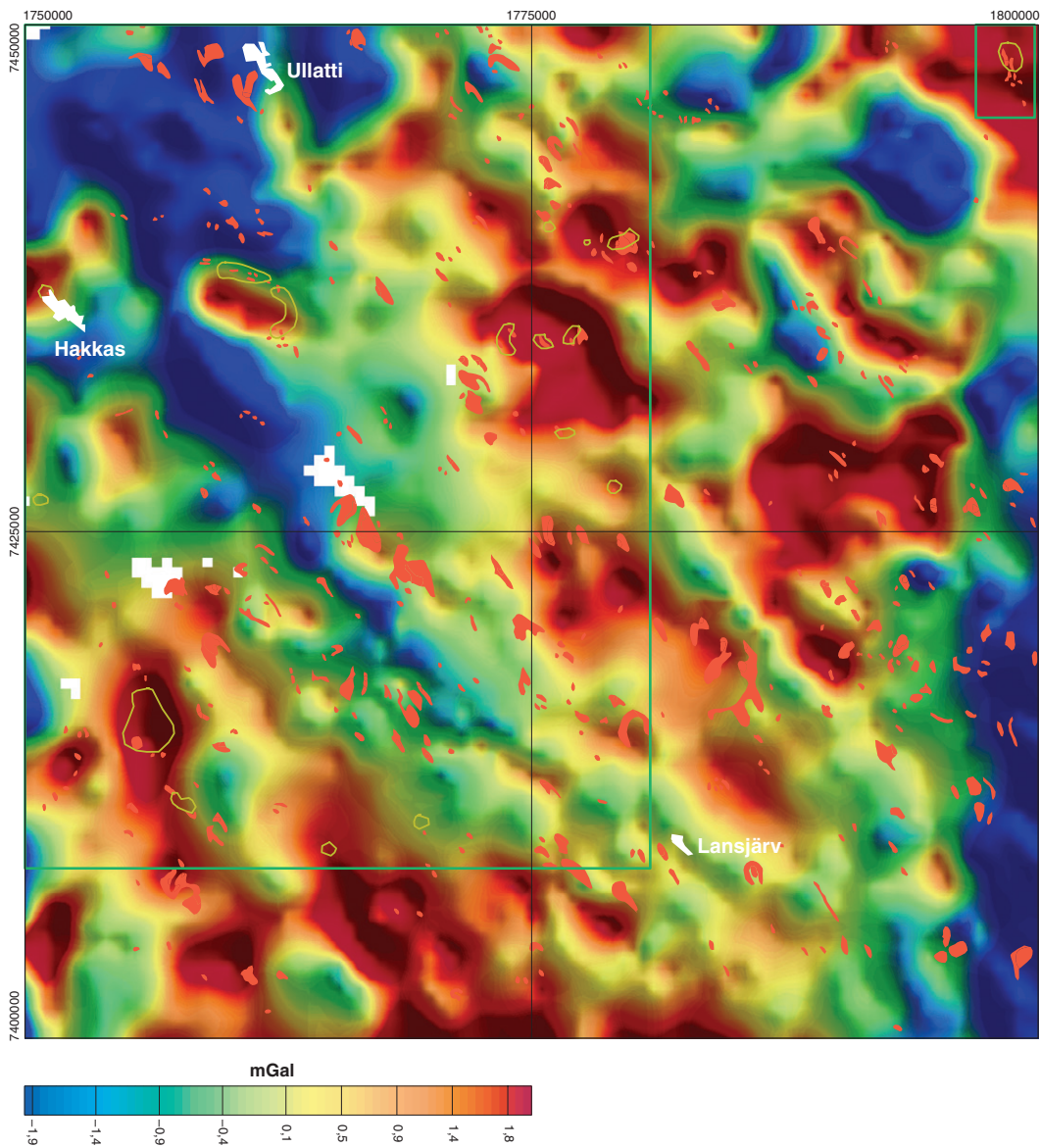


Fig. 15. Tyngdkraftskarta över 27L Lansjärv (kartan visar ett ytskikt). Fält inringade med grön färg markerar områden där basiska bergarter påträffats under karteringen 2006. Gröna rutor markerar det område som karterats under 2006. Hällar i rött.

## BERGARTER

### Biotitgnejser

I områdets västra del finns ett nord-sydligt riktat, lågmagnetiskt stråk med grå till mörkt grå, biotitrika, finkorniga gnejser som ställvis innehåller tätt till isoklinalt veckade ådror av kvarts och fältspat. Åderbildning tillsammans med accessorisk granat antyder att metamorfosen ägt rum under amfibolitfaciesförhållanden. Enligt Ödman (1957) finns en grafitförekomst vid Tammukavaara (2 a), vilket indikerar att biotitgnejserna har ett sedimentärt ursprung. Pegmatiter som intruderar de metasedimentära bergarterna innehåller vanligen accessorisk turmalin och granat, till skillnad från mer rena pegmatiter som är associerade med Linagraniten. De biotitgnejser i området som undersökts geofysiskt är lågstrålande och har en låg och jämn susceptibilitet (medelvärde  $37 \times 10^{-5}$  SI-enheter).

### Vulkaniter

Vulkaniska bergarter har relativt liten utbredning jämfört med områdets plutoniter. Framför allt ryoliter till daciter verkar förekomma som inneslutningar i intrusivbergarterna. I nordvästra kanten av kartområdet, väster om Sammakko, finns möjligen mer basiska, andesitiska vulkaniter, men blottningsgraden där är låg och bergarten kraftigt folierad. Sydväst om Mäntyvaara (4 c) finns dock en grå metadacit med sannolikt primära vulkaniska strukturer, i form av en subtil, primär bandning som tväras av foliationen. Underordnat finns gradvisa övergångar till ryolitisk sammansättning. I ett parti syns en monomikt vulkanisk breccia, vilken överlagras av en primärt bandad metadacit (fig. 16 a). Spridda brottstycken av grövre material än metadaciten tyder på en assimilering av externt material. Metadaciten innehåller stavformade amfibolströkorn som sannolikt växt till under metamorfos. Tvärs över foliationen finns ställvis cm-breda sliror av magnetit, epidot och amfibol samt en mindre andel apatit och sulfider. Metadaciten intruderas av en finkornig diorit, som i sin tur klipps av ljusa pegmatitgångar.

Susceptibiliteten i daciten är ställvis mycket hög på grund av en riklig förekomst av magnetit. Det högsta uppmätta värdet är  $51\,600 \times 10^{-5}$  SI-enheter. Metadaciten ligger på en magnetisk anomali (ca 1 000 nT över normalnivån i området) som troligen kan förklaras av utbredningen av de vulkaniska bergarterna. Eftersom området är dåligt blottat krävs det noggrannare geofysiska undersökningar för att klarlägga anomaliorsaken.

### Äldsta djupbergarter

Granodioritiska till kvartsdioritiska, grå till mörkt grå bergarter bildar större kroppar i den södra delen av kartområdet, men förekommer även på andra ställen som mindre kroppar eller inneslutningar i yngre bergarter. Bergarterna som tillhör Haparandasviten intruderas frekvent av aplit, pegmatit och granit av Linatyp. Ställvis förekommer rundade, mafiska enklaver. Bergarterna är folierade och ibland även stängliga, ställvis ådrade, veckade och gnejsiga. Haparandasvitens bergarter är generellt lågstrålande (fig. 5) men har en genomsnittligt hög susceptibilitet (medelvärde  $1400 \times 10^{-5}$  SI-enheter) som dock varierar mycket ( $8-5710 \times 10^{-5}$  SI-enheter).

Vid Hakkasfallet (sydost om Hakkas, 6 b) finns en mörkt grå, jämnt fint medelkornig metadiorit till metakvartsdiorit, som är svagt folierad och i vissa zoner starkare, nord-sydligt folierad, i en zon mylonitisk. Strax intill finns en större nord-sydligt strykande skjuvzon som framträder som ett lågmagnetiskt lineament på den magnetiska anomalikartan. Vid själva fallet finns en oregelbunden gräns till en metasyenit som dominerar i hållar nedströms och innehåller små, oregelbundet formade partier av gråsvart, finkornig metabasit. Den ojämnt medelkorniga, amfibolförande metasyeniten är kraftigt röd, massformig till svagt folierad (fig. 16 b). På ett ställe syns en meterbred, skarpt avgränsad, hårt folierad, nord-sydlig, brant stupande mylonit-zon. Metasyeniten innehåller spår av sulfider (pyrit, kopparkis), upp till någon procent i en håll nedströms. En U-Pb-zirkondatering av metasyeniten gav en intrusionsålder på  $1\,881 \pm 8$  miljoner år (dateringen utförd vid Nordsimlaboratoriet, Naturhistoriska riksmuseet i november 2006, SGU opublicerad). De syenitoida bergarterna i området har i regel höga kaliumhalter. Metasyeniten vid Hakkasfallet har den högsta uppmätta kaliumhalten på upp till 7,6 %. Torium- och uranhalterna är låga medan susceptibiliteten vanligen är hög



Fig. 16. Foton av bergarter från kartområdet 27L Lansjärv. **A.** Monomikt vulkanisk breccia som överlagras av bandad meta-dacit. Lessujoki, 27L SV (7424365/1761455). **B.** Röd metasyenit från Hakkasfallet. 27L NV (7430820/1754535). **C.** Metagranodiorit som blandar sig ("mingling") med en inneslutning av metabasit. Skrövån, 27L NV (7431215/1756030). **D.** Ögonförande metagranitoid av Skrovöntyp. Stenbrott nordväst Satter, 27L NV (7436620/1766910).

(medelvärde  $2000 \times 10^{-5}$  SI-enheter).

I metasyeniten finns mindre partier med en ljus grå, finkornig till fint medelkornig, svagt folierad granodiorit till granit som visar tydliga, vackra blandningsstrukturer ("mingling") med en mörkt grå, finkornig metabasit (fig. 16 c). Bergarterna klipps av brantstående, nord-sydliga gångar av metadiabas, upp till 1,5 m breda.

## Granitoider (1 860 miljoner år)

På den digitaliserade kartan över Norrbotten ("NB-dig") betraktas den ögonförande så kallade Skrövengraniten som yngre än Haparandaseriens bergarter. Den är tydligt äldre än Linagraniten och dess pegmatiter och har inneslutningar av äldre, mer basiska bergarter eller delvis resorberade, biotitrika bergartsfragment. En nyligen genomförd U-Pb-zirkondatering från en metagranit av Skröventyp gav en intrusionsålder på  $1\,860 \pm 13$  miljoner år (NORDSIM, SGU opublicerad).

Skrövengranitoiden är gråröd till rödgrå, biotitförande, små- till grovporfyrisk med rundade till avlånga ögon av kalifältspat och till viss del av kvarts (fig. 16 d). Ögonen är i många fall omkristalliserade till finkorniga aggregat. Den sammantagna andelen ögon varierar från enstaka procent till mer än femtio procent i en generellt finkornig till fint medelkornig grundmassa. I vissa fall har omkristallisationen gått så lång att den ursprungliga porfyriska, relik grovre texturen bara kan anas eftersom matrix och ögon flyter ihop. Granitoiden är folierad och på flera ställen gnejsig. På enstaka lokaler kan "egengenererade" röda ådror och körtlar med granitisk sammansättning observeras. Veckstrukturer är sällsynt förekommande, men såväl slutna som öppna veck återfinns på vissa lokaler, som t.ex. i deformationszonen längs med Skrövån (5 c). Bergartens ögon är i vissa områden utdragna och uppvisar en frekvent aggregatstänglighet.

Petrofysiska data visar att Skrövengranitoiden har en genomsnittlig densitet på  $2\,642 \text{ kg/m}^3$  och en genomsnittlig susceptibilitet på  $1\,700 \times 10^{-5}$  SI-enheter. Trots den höga susceptibiliteten ger områden med Skrövengranitoid i allmänhet ett heterogent mönster på den magnetiska anomalikartan på grund av rikliga inslag av Linaassociationens bergarter. Strålningsmässigt uppvisar Skrövengranitoiden stora variationer, och den sprider förmodligen i sammansättning från granit till kvartsmonzodiorit. Kaliumhalten varierar från 2,9 till 6,5 %, uranhalten från 1 till 21 ppm och toriumhalten från 5 till 35 ppm.

Söder om det nordvästliga stråket med Skrövengranitoider finns en röd till gråröd, mer jämnkornig, folierad eller stänglig metagranit, här kallad Lessuvaaragranit (fig. 17 a). Bergarten har en relik ojämnkornig, medelkornig till grovt medelkornig textur, men de ursprungliga kornen är nu omkristalliserade till finkorniga aggregat. Lessuvaaragraniten har mer mafiska mineral (mest biotit, 5–15 %) än Linagraniten som intruderar i den förra. En nyligen genomförd U-Pb-datering på zirkon från Lessuvaaragranit gav en intrusionsålder av  $1\,864 \pm 11$  miljoner år (NORDSIM, SGU opublicerad), och den är alltså troligen av ungefär samma ålder som Skrövengraniten. Lessuvaaragraniten skiljer sig geofysiskt från övriga granitoider genom att vara strålningsmässigt homogen, medelvärdena ligger på 4,6 % kalium, 5,4 ppm uran och 24 ppm torium. Lessuvaaragraniten en medelsusceptibilitet på  $700 \times 10^{-5}$  SI-enheter.

Angränsande till Lessuvaaragraniten finns i söder vid Torrivaara (2–3 b–c) en grå till underordnat gråröd, biotit-amfibolförande, svagt deformerad metakvartsmonzonit till metakvartsmonzodiorit med oklar åldersställning (fig. 17 b). Den innehåller liksom Lessuvaaragraniten partier med metadacit till metaryolit.

## Basiska intrusivbergarter

De basiska bergarter som karterats fram i området har i de flesta fall visat sig ligga på i de massöverskott som framträder på bougueranomalikartan (fig. 15). Eftersom massöverskotten är relativt utbredda men blottningsgraden låg, är troligen utbredningen av basiska bergarter större än man tidigare trott. Större kroppar av metagabbro till metadiorit förekommer norr om Yrtivaara (7 c) och vid Nilivaara (2–3 b).

Metagabbroiden vid Nilivaara är jämnkornig, finkornig till fint medelkornig och massformig till svagt folierad. I vissa partier finns diffust avgränsade, upp till halvmeterstora, ovala körtlar med upp till 3 cm stora, rundade, omkristalliserade, vita fältspataggregat. Metagabbroiden visar i den norra kontaktzonen tecken på hybridisering med en kalifältspatporfyrisk kvartsmonzonit. Möjligen härstammar aggregaten med vit fältspat (kalifältspat) från kvartsmonzoniten och har hamnat i metagabbbron genom magmablandning ("mingling"). Den östra kanten av metagabbbron är starkt folierad i en meterbred, nord-sydlig skjuvzon, där de vita fältspataggregaten är utvalsade till mm-breda band.

Meterstora, lokala gabbroblock vid Hammanens kvarts-fältspatbrott (5 a) antyder att sidoberget till pegmatiten sannolikt utgörs av en medelkornig metagabbro med subofitisk textur. Där gabbrobblock har lokaliserats är det tyvärr omöjligt att avläsa något från tyngdkraftskartan (fig. 15) eftersom den regionala tyngdkraftsmätningen i området är så gles att det saknas mätpunkter på eller i den närmaste omgivningen av

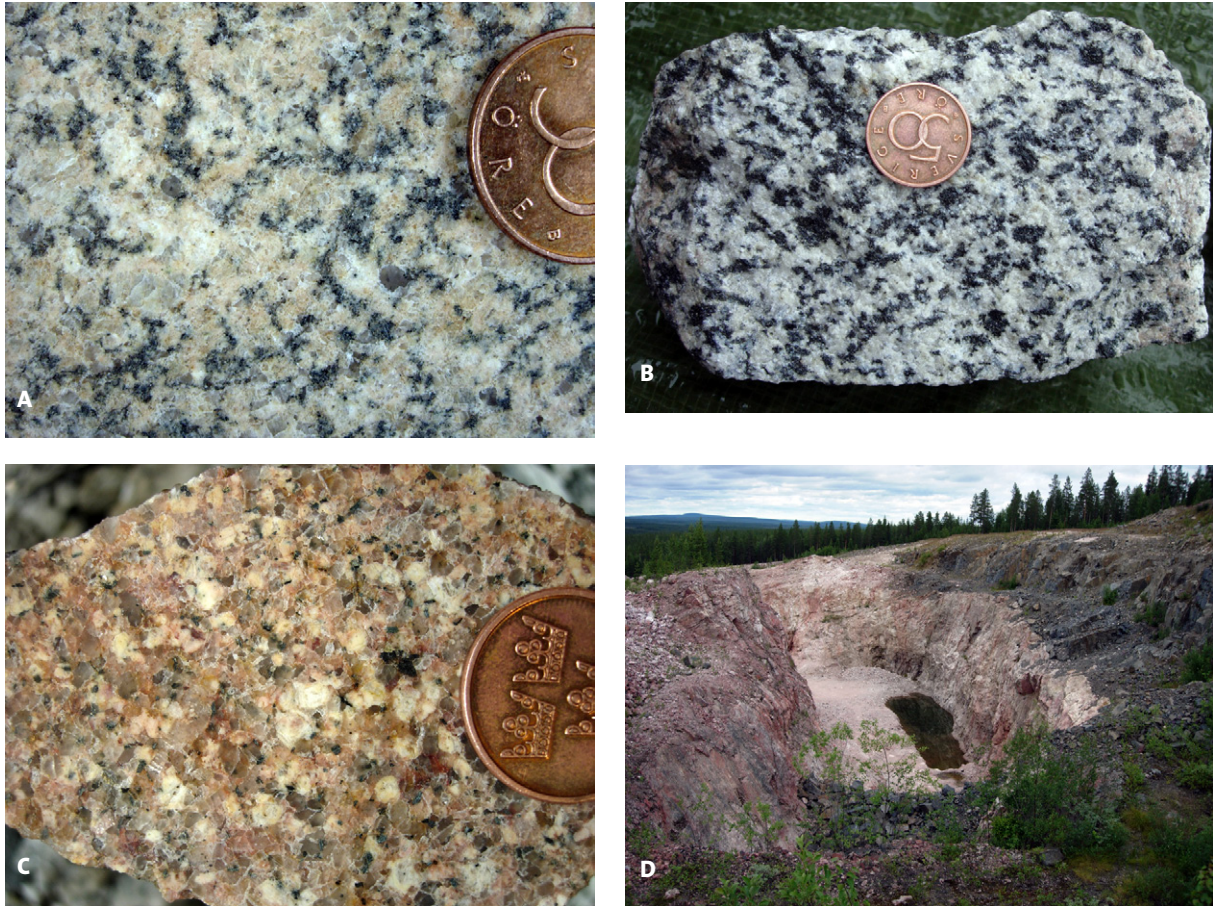


Fig. 17. Foton av bergarter från kartområdet 27L Lansjärv. **A.** Relikt medelkornig metagranit av Lessuvaaratyp. Lessuvaara, 27L SV (7419765/1759035). **B.** Biotit-amfibolförande metakvartssmonzonit. Iso Torrivaara, 27L SV (7415055/1759300). **C.** Medelkornig Linagranit. Linkkavaara, 27L NO (7425665/1776994). **D.** Kvarts och fältspat har brutits i den centrala delen av pegmatiten, som stupar mot nordost in under metagabbroiden till höger i bild. Nilivaara, 27L SV (7414465/1755590).

blocken. Under 2006 har dock tyngdkraftsmätningen förtätats runt området där gabbroblocken finns, och preliminära data visar på ett massöverskott. Detta pekar på att sidoberget utgörs av mafiska bergarter.

### Linagranit med associerade pegmatiter

Linaassociationens bergarter är de yngsta i området och har klippande relationer till övriga bergarter. Där Linagraniten intruderar är det i regel de pegmatitiska och aplitiska leden som tränger in, i vissa områden med Skrövengranit i så stora volymer att den äldre bergarten blir underordnad. Brottstycken av andra bergarter består i regel av assimilerade fragment av basiska eller metasedimentära bergarter, men även xenoliter av Skrövengranitoid och metatonalit förekommer. Strukturer är sällan väl framträdande i Linagraniten, delvis beroende på den leukokratiska sammansättningen men också på att mycket av deformationen i regionen är äldre än graniten. Den är närmast massformig till svagt folierad med en parallellställning av spridda biotitkorn.

Linagraniten är tätt associerad med pegmatiter som förekommer som körtlar eller gångar. Typiskt är en varierande kornstorlek och textur med snabba växlingar mellan finkorniga, aplitiska varianter till grovkorniga pegmatiter samt till skriftgranitiska texturer i dessa. Övergångarna från pegmatit till granit är mestadels gradvisa, men en och samma håll kan uppvisa både klippande och gradvisa övergångar. Pegmatit kan även förekomma som enskilda, större kroppar. Det finns områden där Linagraniten är mer texturellt homogen, dvs. jämnkornig, finkornig till fint medelkornig med endast sparsamt förekommande pegmatiter. I vissa partier är den svagt porfyrisk med strökorn av kalifältspat.

Linagraniten är ljus röd till gråröd (fig. 17 c), men underordnat finns rödgrå till grå varianter. Den innehåller uppskattningsvis lika stora mängder av kvarts, kalifältspat och plagioklas, och har generellt en leukokratisk sammansättning med spridda korn av biotit och accessorisk magnetit. Pegmatiterna har en liknande sammansättning och färg, men underordnat finns det kvartsrika, gråvita pegmatiter med accessoriska mineral såsom granat.

Petrofysiska data visar att Linaassociationens bergarter har en genomsnittlig densitet på 2 619 kg/m<sup>3</sup> och en genomsnittlig susceptibilitet på  $450 \times 10^{-5}$  SI-enheter. Geofysiskt kan Linaassociationens bergarter delas in i två grupper. Den första gruppen utgörs av jämnkornig, fin- till medelkornig granit som generellt har höga toriumhalter men normala uranhalter. Den andra gruppen utgörs av ojämnkorniga pegmatiter med generellt höga uranhalter och på många ställen också höga toriumhalter (fig. 5). Av årets strålningsmätningar har totalt 42 mätningar (12,5 %) gett ett radiumindex som är större än 1. Så gott som alla (41) av dessa mätningar har skett på pegmatiter tillhörande Linaassociationens bergarter. Medelvärdet för radiumindex beräknat från mätningar på pegmatitiska led är 1,2 (75 mätningar fördelade på 26 hållar). Som jämförelse kan nämnas att radiumindex = 1,0 motsvarar ca 16 ppm uran eller 200 Bq/kg radium-226 och är det övre gränsvärde som rekommenderas för byggnadsmaterial (Boverket 1990). På en gråvit pegmatitgång (Linaassociationen) som intruderar en Skrävengranit mättes en halt av maximalt 500 ppm uran, vilket är drygt 30 gånger högre än det rekommenderade gränsvärdet. Medelvärdet för gammaindex är 1,7 för både granitiska och pegmatitiska led. Av mätningarna har 27 gett ett gammaindex som är större än 2, och av dem har 96 % gjorts på bergarter ur Linaassociationen.

## STRUKTURELLA DRAG OCH DEFORMATION

De tektoniska lineamenten i Lansjärvområdet har undersökts av bland annat Henkel (1989) och Talbot m.fl. (1989). Skjuvzoner med tre riktningar är vanligt förekommande i Lansjärvområdet. De mest framträdande zonerna är brantstående nord-sydligt och nordvästligt orienterade samt flacka till branta, nordostligt till nordnordostligt strykande. Dessutom finns underordnat, svaga morfologiska lineament med ost-västlig eller nordostlig riktning. De nordvästliga och nord-sydliga zonerna är skarpt avgränsade, ca 200 m breda låg-magnetiska lineament och karakteriseras generellt av en plastisk sinistral (vänstervriden) rörelse. Ett 50 km brett system med nord-sydliga skjuvzoner ("the Baltic-Bothnian shear zone", Berthelsen & Marker 1986) finns intill den svensk-finska gränsen. En liknande men smalare zon finns längs den västra kanten av kartområdet (27L Lansjärv). På den magnetiska anomalikartan (fig. 2) och den topografiska kartan finns tydligt framträdande, nordvästligt strykande zoner som sträcker sig diagonalt över hela kartområdet. De utgör en del av ett ungefär 75 km brett system med upp till fem större skjuvzoner ("the Botnian-Senja zone", Henkel 1987, 1989), inklusive Nautanenzonen som passerar de sydvästligaste delarna av området. I samband med SKBs undersökningar genomfördes geofysiska markprofilmätningar (Arkko 1987, Henkel 1989). Modellberäkningar från profiler över skjuvzonerna visar att stupningen i de nordvästligt orienterade lineamenten är i genomsnitt 60° mot sydväst och generellt brant (70–80°) mot väster i de nord-sydliga. Tyvärr är det inte möjligt att geofysiskt skilja ut spröda deformationszoner, eftersom elektromagnetiska mätningar över området saknas. Fastän de centrala delarna av skjuvzonerna inte är blottade är deformationen intensifierad i hållar intill dem. Alla bergartstyper inklusive Linagraniten har en tydlig gnejsig foliation i meterbredda skjuvzoner, i myloniter <1 m breda och sällsynt i mm-breda pseudotakyliter eller förkastningar. I de karterade områdena är foliationens strykning mest nordvästlig till nord-sydlig, med medelbrant till brant stupning. Stängligheten stupar i regel mot söder.

Nordostligt till nordnordostligt orienterade skjuvzoner, som stupar mot ostsydost till sydost, finns i den sydöstra delen av kartområdet vid Lansjärv (Henkel 1989). En del av zonerna är mylonitiska, andra har utvecklats en biotit-magnetitförskifring (Talbot m.fl. 1989). Rörelser i dessa har skett under eller kort efter den senaste isavsmältningen och gett upphov till morfologiska förkastningsbranter i terrängen, med den västra sidan upp relativt den östra. Förkastningsrörelser och seismisk aktivitet har gett upphov till jordskred samt deformation i morän och olika vattenavsatta sediment (Lagerbäck & Witschard 1983, Lagerbäck 1990).

## NATURRESURSER

Kvarts och fältspat har brutits vid Nilivaara (27L 2b) och Hammanen (27L 5a, Holmqvist m.fl. 1990). Pegmatiten vid Nilivaara utgör en nordvästlig till västnordvästlig, ca 50 m bred linsformad kropp (>400 m lång) i skarp kontakt till en grönsvart metagabbroid (fig. 17 d). Pegmatiten stupar medelbrant (30–60°) mot nordost. Närmast kontakterna mot sidoberget är pegmatiten ofta utbildad som skriftgranit. Den undre delen av pegmatiten är av oren kvalitet med föroreningar av svart turmalin, biotit och assessoriskt granat och muskovit. Även pegmatitens allra översta del är av sämre kvalitet. Centralt är pegmatiten relativt ren, med ljus fältspat och stora partier med ren kvarts. Kvartsen är ofta omkristalliserad med en grymig, kvartsitisk textur. Holmqvist & Westfal (1985) har noterat grönaktig turmalin, som i ett fall åtföljdes av lilafärgad glimmer. Vidare har några brun-svarta mineral, eventuellt niob-tantalmineral iakttagits i brottet.

Längs en ny skogsbilväg, strax söder om den ovan beskrivna metadaciten (27L 4c) upptäcktes under den sista dagen av fältarbetet ett tiotal rostiga, sulfidförande, upp till halvmeterstora, lokala block. Det finns anledning att återkomma till dessa 2007.

## Kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein

*Erik Jonsson och Leif Kero*

Tidigare arbeten i området liksom resultat av fältsäsongen 2005 sammanfattades i Björk m.fl. (2006).

### SAMMANFATTNING AV KARTERINGSARBETET

Under fältsäsongen 2006 genomfördes kartering i kartområdet 27M Korpilombolo och dryga 1000 km<sup>2</sup> undersöktes. En preliminär och förenklad geologisk bild av det hittills karterade området visas i figur 18. Det geologiska fältarbetet utfördes av Erik Jonsson, Mahmood Sadeghi, Vladislav Stejskal och Daniel Eklund. Under juli månad deltog även en praktikant från Luleå tekniska universitet, Esosa Iriowen.

### BERGGRUNDEN I OMRÅDET

#### Ytbergarter

Karteringsområdet innehåller stora, mer eller mindre sammanhängande områden med metasedimentära bergarter (sedimentgnejser), särskilt i sin östra del. Baserat på hur man indelat motsvarande berggrund i Finland har det östligaste segmentet av det metasedimentära paketet hänförs till den karelska Kovogruppen i området norr om 27M Korpilombolo och 27N Svanstein (sydost om Pajala), medan ytbergarterna väster därom klassificerats som svekofenniska (Bergman m.fl. 2001). Förutom en viss skillnad i proportionerna mellan metaarenitiska och metaargillitiska led finns till synes ingen lätt tillämpbar basis för en uppdelning av sedimentgnejserna i två ålderskategorier inom det aktuella karteringsområdet. I den östra delen utgörs ytbergarterna i större utsträckning av vanligen relativt jämnt fin- till medelkorniga, glimmerförande kvartsfältspatdominerade, i varierande grad tydligt bandade metaarenitiska (övervägande metaarkosiska till kvartsitiska) gnejser. Inte sällan är metaareniterna omkristalliserade, förgrovade och allmänt (om än tämligen sparsamt) glimmerförande. De är då ställvis svåra att skilja från de i många fall svagt folierade, yngre granitiska bergarter som uppträder inom området. Detta gäller särskilt eftersom de senare lokalt innehåller rikligt med otydliga, glimmerrika inneslutningar eller restitartade spökstrukturer.

De mer glimmerrika (metaargillitiska) typerna av metasedimentära bergarter är, som man kan förvänta sig, generellt mer uppenbart ådrade och migmatitiska. Karakteristiskt är också att de innehåller metamorfa nyckelmineral, till skillnad mot de mer glimmerfattiga, metaarenitiska typerna. De metasedimentära bergarterna innehåller på många ställen rikligt med nästan konforma till tydligt klippande gångar, ådror och partier av granitiskt till pegmatitiskt material. Detta representerar sannolikt både lokalt bildade migmatitiska

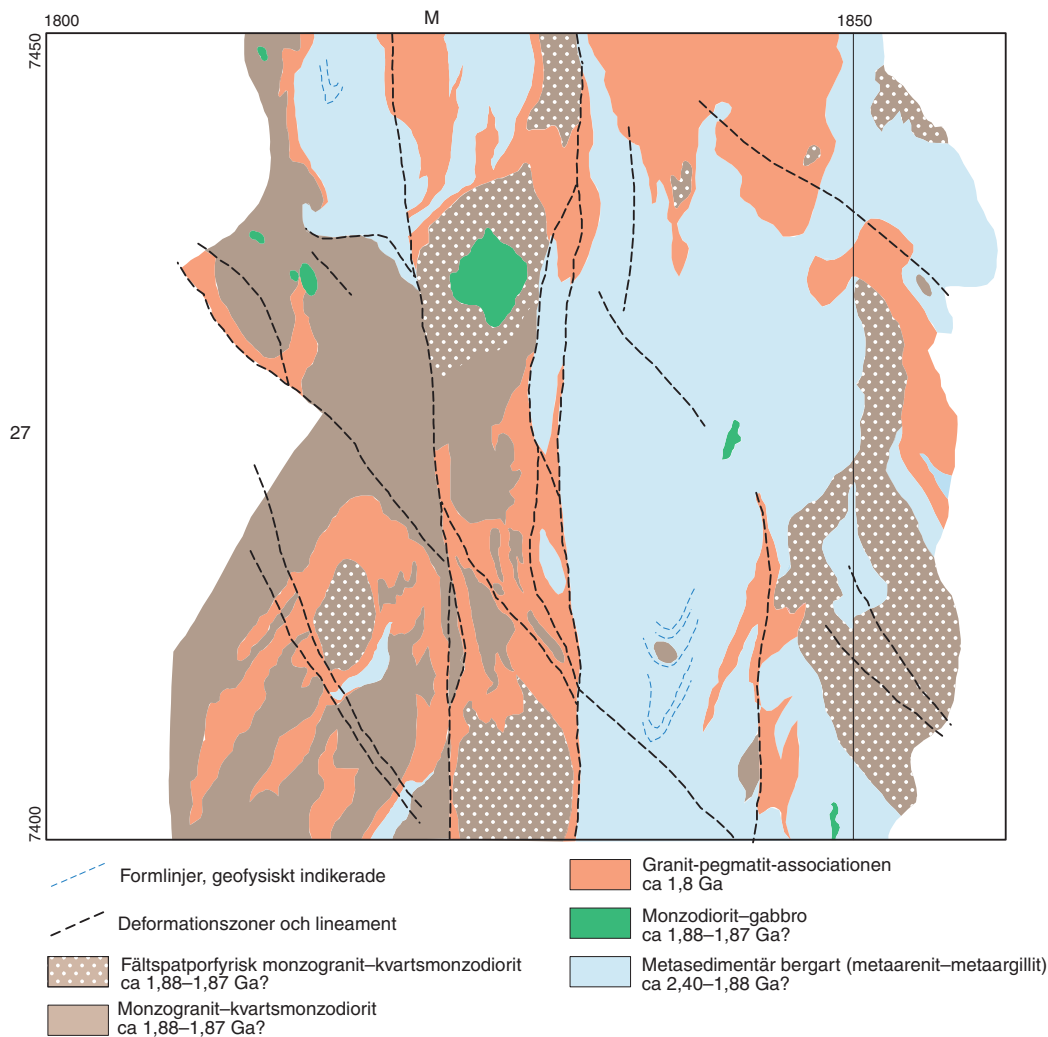


Fig. 18. Preliminär, översiktlig geologisk bild över det karterade området 27M Korpilombolo och 27N Svanstein.

smältor och regionalt förekommande bergarter tillhörande granit-pegmatitassociationen (se nedan under ”yngre intrusivbergarter”).

De glimmerrika sedimentgnejserna uppvisar också ofta markant högre susceptibilitetsvärden än de kvartsfältspatdominerade, vilket också delvis framgår av den magnetiska anomalibilden (fig. 2). De metaarenitiska bergarterna ger dock lokalt ganska höga värden, vilket tycks bero på lokala anrikningar av (klastisk) magnetit.

I anslutning till den markanta nord–sydliga gränsen mellan ett relativt lågmagnetiskt och diffust område längst i öster och mer högmagnetiska, ungefär nordnordostligt till nordostligt strykande, tydligt bandade magnetiska mönster längre västerut uppträder mer samlade stråk av metasedimentära bergarter. Typiskt för detta område är mer högmagnetiska, vanligen migmatitiska sedimentgnejser. En markprofil över ett par av de bandade anomalierna visar att medelbredden är ca 200 meter, men att flygmätningens anomali efter markmätningen visade sig bestå av ett antal tunna (10–20 m) högmagnetiska zoner. VLF-profilerna över samma anomali visar på en låg resistivitet i den ytnera berggrunden.

I alla förekomster är sedimentgnejserna mer eller mindre starkt genomsatta och breccierade av granitiska till pegmatitiska gångar, ådror och kroppar. De senare dominerar i många fall hållbilden totalt, om man inte studerar vad som finns i svackor och under växttäckan, men ofta även då.

Allmänt inom de metasedimentärt dominerade enheterna uppträder små band, linser eller partier av fin- till medelkorniga amfiboliter (fig. 19). Huruvida dessa ursprungligen var inlagringar av basiskt meta-vulkaniskt material eller gångar och lagergångar av diabastyp kan svårligen avgöras på basis av befintliga



Fig. 19. Foto av brantstående paket av ådrade, bandade sedimentgnejsjer, främst av metaarentisk karaktär, med tunt band av amfibolit, vid Kuusivaara (7419212/1833430).

observationer och data. Hittills har inga större sammanhängande stråk eller områden med vad som bedömts representera metavulkaniska bergarter påträffats under karteringen.

### Äldre intrusivbergarter

Äldre granitoider uppträder allmänt i hela det undersökta området, vanligen som större och mindre fragment i granit–pegmatitassociationens bergarter. Äldre dioritoider, vanligen folierade i varierande grad, amfibol-biotitrika och medelkorniga eller medel- till grovkorniga, uppträder på många håll i den östra delen av karteringsområdet, som någon till några meter stora inneslutningar i yngre granitiska till pegmatitiska bergarter. Väl sammanhängande med storskaliga nord–sydliga anomalier på den flygmätta magnetiska anomalikartan, liksom delvis med ett stråk av tyngdkraftsöverskott i den gravimetriska anomalibilden, tilltar andelen äldre intrusivbergarter mot väster i grovt sett nord–sydligt orienterade stråk i den centrala till västra delen av karteringsområdet (se fig. 18).

En huvudtyp av äldre intrusivbergarter i den östra delen av karteringsområdet är vanligen kvartsmonzonit eller monzogranit till kvartsmonzodiorit (observerade under 2005 års fältarbete). De är mestadels distinkt fältspatporfyriska och i varierande grad folierade, vilket definieras av biotitaggregat som ”smiter runt” de rektangulära till rundade megakrysterna av kalifältspat. De senare är vid vissa lokaler tydligt plagioklas-mantlade. I mindre utsträckning påträffas också kvartssyenitiska till syenitiska bergarter. De porfyriska äldre intrusivbergarterna uppträder som något större sammanhängande förekomster i östra kanten av området 27M Korpilombolo och i området 27N Svanstein samt i anslutning till dessa som mycket talrika större och mindre fragment i den yngre granit-pegmatitassociationens heterogena smältor. De äldre plutoniternas folia-

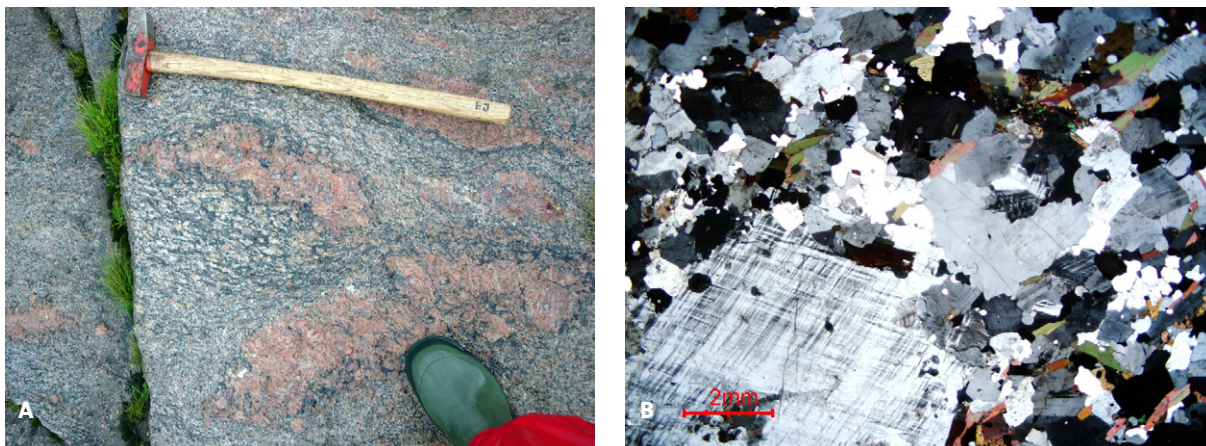


Fig. 20. **A.** Plastiskt deformerad, starkt folierad kalifältspatporfyrisk kvartsmonzodiorit med boudinerade pegmatitlinser. Daterad till ca 1,87 miljarder år med U-Pb-metoden på zirkon (TIMS). Hirvaskoski (7430757/1855032). **B.** Kvartsmonzodioriten från A. Mikrofoto under korsade polarisatorer.

tion uppvisar dock vanligen konsekventa riktningar trots deras till synes (mega-) breccierade uppträdande. Vi har därför valt att dra samman rikligt fragmentförande hällområden med sådana som är helt dominerade av den äldre bergarten. Deras i många fall förhållandevis högmagnetiska natur gör, att större sammanhängande volymer åtminstone delvis kan skiljas ut i den magnetiska anomalibilden.

Under 2006 har två äldre intrusivbergarter från den östligaste delen av karteringsområdet daterats med U-Pb-metoden på zirkon (TIMS) på laboratoriet för isotopgeologi vid Naturhistoriska riksmuseet (NRM). En mestadels starkt plastiskt deformerad och penetrativt folierad kalifältspatporfyrisk kvartsmonzodiorit provtogs vid Hirvaskoski, i den nordöstra delen av kartområdet (27N NV). Bergarten är lokalt genomdragen av smala, mot foliationens huvudriktning diskordanta, plastiska skjuvzoner med boudinerade kalifältspatrika pegmatitgångar (fig. 20 a,b). Vad som tolkats som magmatiskt zonerade zirkoner gav en ålder på omkring 1 871 miljoner år (P.-O. Persson muntl. medd.). Den andra daterade bergarten är en ljus röd, kalifältspatporfyrisk, svagare folierad monzonit (fig. 21 a,b) från Kattilakoski i den sydöstligaste delen av kartområdet (27N SV). Bergarten uppträder där i flackt bankade hållar och klipps av åtminstone två generationer av tunna pegmatit- och aplitgångar. Den har daterats till att ha en magmatisk kristallisationsålder på  $1\,876 \pm 7$  miljoner år (P.-O. Persson muntl. medd.).

I karteringsområdets centrala del finns större förekomster som domineras av ställvis kalifältspatporfyrisk, ställvis mer jämnkorniga monzograditiska till kvartsmonzonitiska till monzodioritiska bergarter. De orsakar relativt starka, positiva anomalier på den flygmätta magnetiska kartan. Bergarterna bildar flera, rundade till linsformade ”massiv”, som är omgärdade av mer genomgående folierade och jämnkorniga typer i stråk med större inslag av granit-pegmatitassociationens bergarter. De senare innehåller gott om större och mindre fragment av de äldre bergarterna (fig. 22 a). Generellt ger den fältspatporfyrisk sviten av de äldre intrusionerna i den centrala delen av karteringsområdet intryck av att vara besläktad med de ovan nämnda, vanligen kalifältspatporfyrisk bergartstyperna i öster. De folierade, jämnkorniga typerna innehåller också markant mera av granodioritiska till kvartsdioritiska led. Till största delen är bergarterna i de rundade massiven relativt massformiga, mestadels endast med en måttligt stark eller svag stänglighet, medan de omkringliggande områdena kan uppvisa en mer markant penetrativ foliation. Annars huvudsakligen massformiga bergarter kan lokalt även vara påverkade av en stark plastisk deformation som är relaterad till de övervägande nord-sydliga, storskaliga tektoniska zoner som genomkorsar kartområdena. De deformerade varianterna är vanligen starkt folierade med tydligt porfyroklastiska fältspater (huvudsakligen kalifältspat).

I några områden inom dessa plutoniska enheter finns större och mindre dioritiska till gabbroiska kroppar. Den isolerade kropp av övervägande massformig, relativt högmagnetisk diorit till gabbro, som beskrivits föregående år från Mettjärvi längre österut, tillhör troligen denna grupp av bergarter. En av de största dioritiska till gabbroiska plutonerna ligger kring Romiovaara (huvudsakligen 27M 7f), och sammanfaller med en tydlig magnetisk anomali. I några av de karterade hållarna inom plutonen finns också blottade

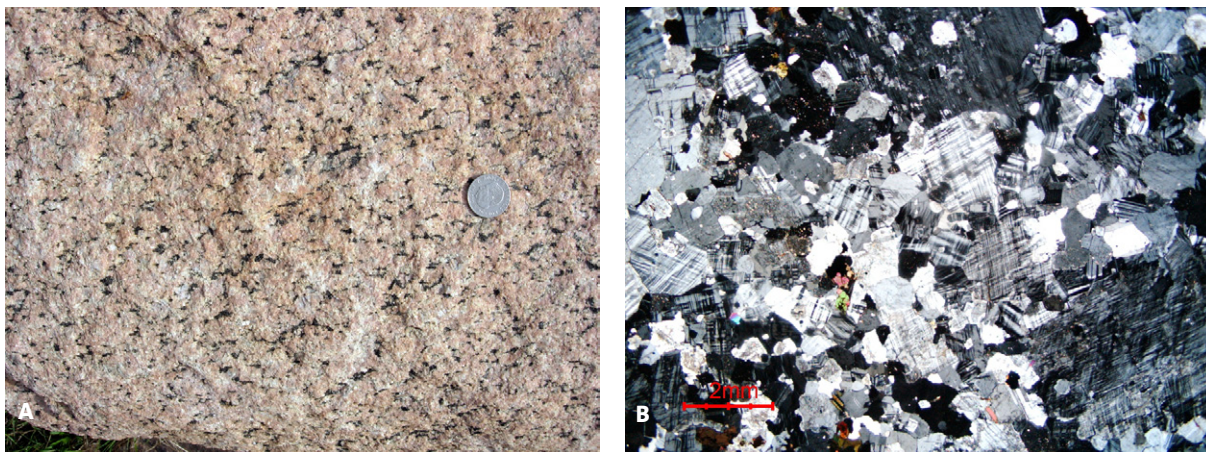


Fig. 21. **A.** Folierad, kalifältspatporfyrisk monzonit.. Daterad till ca 1,88 miljarder år med U-Pb-metoden på zirkon (TIMS). Kattilakoski (7404149/1853940). **B.** Monzoniten från A. Mikrofoto under korsade polarisatorer.

kontaktrelationer mellan kalifältspatporfyriska, kvartsmonzonitiska till monzodioritiska och dioritiska till gabbroiska bergarter, vilket antyder att båda tillhör samma system. Hällobservationer vid samt blockfynd öster om Romiovaara (27M 7g) av dioritiska till gabbroiska bergarter uppvisar magmablandningsstrukturer ("mingling") eller i något fall en eventuell återuppsmältning ("back-veining") med mindre volymer av felsisk magma (fig. 22 b). Bergartssviten som helhet visar flera likheter med uppenbart komagmatiska, kalifältspatporfyriska kvartsmonzonitiska till monzodioritiska bergarter och en mer jämnkornig dioritoid i närheten av Lännenvaara (27M 2 d, fig. 22 c).

Ett prov av en dioritisk bergart vid Romiovaara har daterats under hösten 2006 med U-Pb-analys på zirkon med SIMS-teknik (NORDSIM/NRM). Den något folierade och relativt jämnt medel- till grovkorniga dioritoiden gav åldern  $1\,877 \pm 7$  miljoner år (F. Hellström muntl. medd.), vilket antyder att de plutoniska till metaplutoniska bergartsassociationerna i den centrala delen av kartområdet sannolikt tillhör samma magmatiska fas som de längst i öster.

Skapolit har observerats som omvandlingsmineral, sannolikt ersättande primär plagioklas i intermediära till basiska bergarter i denna svit.

I mindre mängd förekommer rödaktiga, mer jämnt medelkorniga, folierade granitiska bergarter, företrädesvis som fragment i granitiska till pegmatitiska material. De är dock i allmänhet svåra att skilja ut i fält, i synnerhet i granit-pegmatitdominerade områden som är rika på heterogent fördelade fragment av andra äldre, folierade bergarter.

### Yngre intrusivbergarter

Karteringsområdets berggrund innehåller stora volymer av delvis heterogent, granitiskt till pegmatitiskt material, vilket i sin helhet antas tillhöra den omkring 1,8 miljarder år gamla så kallade granit-pegmatitassociationen (GP), motsvarande vad som främst benämns Linagranit i tidigare arbeten (Ödman 1957, Bergman m.fl. 2001, Bergman m.fl. 2002). De granitiska till pegmatitiska bergarterna uppträder nästan konformt till tydligt klippande mot alla övriga bergarter och innehåller gott om större och mindre, distinkta fragment av dem. Därutöver uppträder varierande mängder av diffusa, spökstrukturartade, biotitdominerade inneslutningar i de granitiska leden. De senare har i allmänhet tolkats som delvis uppsmälta rester av äldre bergarter. GP-bergarterna är frekvent leukokratiska, ljusst röda till vita eller ljusst gråvita och massformiga eller svagt folierade. Foliationen syns främst i mer jämnkorniga granityper, där en parallellitet hos spridda biotit-aggregat syns bra på färskta ytor. Vittrade ytor ger däremot vanligen ett massformigt intryck. Generellt sett är de granitiska leden relativt jämnkorniga i de fall där de uppträder i mer homogena kroppar och något större volymer. Vanligast är dock heterogena granityper med inslag av pegmatitiska material. De stora volymerna av mer pegmatitisk karaktär uppvisar allmänt en snabbt varierande kornstorlek, saknar normalt tendenser till utvecklad zonerung och innehåller vanligen skriftgranitiska partier med likaledes varierande kornstorlek.



Fig. 22. Foton av bergarter från kartområdet 27M Korpilombolo. **A.** Brantstående inneslutning av kvartsdioritisk bergart i GP-bergarter (7425534/1823378). **B.** Relativt finkornig dioritoid till gabbroid bergart med relationer till en felsisk komponent (komagmatisk eller "back-veining"). Sannolikt likåldrig med en provtagen och till ca 1,88 miljarder år daterad (SIMS U-Pb på zirkon) dioritoid. Södra delen av Romiovaaramassivet (7433865/1828287). **C.** Kontakt mellan komagmatisk, rikligt fältspatporfyrisk kvartsmonzonitisk bergart (främst till vänster i bilden) och jämnkornig dioritoid. Sydost om Lännenvaara (7413682/1818254). **D.** Subhedrala kristaller av metamikt mineral (allanit?) i mindre kvartskärna, nära kontakten till kalifältspat. Granitpegmatitgång på Etu-Aapua, sydväst om Aapua (7437314/1835690).

Den skriftgranitiska texturen i olika skalor verkar vara mycket karakteristisk för de heterogena typerna av GP-sviten. I stora delar av det karterade området dominerar sådana heterogena, granitiska till pegmatitiska material i merparten av de observerade hällarna. Man får dock intrycket att bergartstypens relativa mekaniska och kemiska motståndskraft (t.ex. relativt glimmerrika metasedimentära bergarter eller intermediära till basiska bergarter rika på glimmer, amfibol och mera Ca-rik plagioklas) leder till en automatisk överrepresentation av granit-pegmatitassociationens bergarter i hällar.

Större ansamlingar med pegmatitiskt material förekommer också, och mer reguljära pegmatitgångar med mer eller mindre diffust kärnliknande kvartskörtlar uppträder lokalt. Pegmatiterna är som anmärkts tidi-

gare av relativt primitiv karaktär med en sparsmakad mineralogi. Förutom kvarts, fältspater och glimrar (huvudsakligen biotit) påträffas spridda, subhedrala till anhedrala körtlar och aggregat av magnetit och i några fall ilmenitliknande mineral. På ett fåtal lokaler har svart turmalin observerats i kvarts- och pegmatitgångar. Grövre, euhedrala kristaller av titanit har observerats lokalt i jämnkornig, leukokratisk granit, vilken bedömts tillhöra GP-sviten. Mineral som verkar vara övervägande metamikt REE-oxider eller -silikater (främst allanit?), har påträffats exempelvis på Etu-Aapua (27M 7 h, fig. 22 d). Likartade mineral (rapporterat som "gadolinitt eller ortit") har tidigare observerats av Alm (1974) i en granitisk pegmatit vid Jierivaara (27M 0 c).

## METAMORFOS

Termobarometrisk bestämning på granat-biotit från trakten norr om undersökningsområdet har givit tryck på ca 6,2 kilobar vid 690 °C (mafisk metavulkanit vid Huuki, nordost om Pajala, Bergman m.fl. 2001) respektive 4,1 kilobar vid 515 °C (metasedimentär bergart vid Koijuvaara, västsydväst om Pajala, Bergman m.fl. 2001). Dessa data indikerar att en relativt hög metamorfosgrad bör karakterisera berggrunden i huvuddelen av kartområdena (27M och N), vilket generellt överensstämmer med förekomsten av metamorfa mineral och i varierande grad migmatitiserade ytbergartsgnejser.

Av metamorfa indikatormineral har sillimanit, cordierit och granat påträffats på flera lokaler i fält samt under studier av tunnslip. I båda fallen uppträder mineralen i de metaargillitiska typerna av sedimentgnejs (fig. 23 a, b). Sillimaniten uppträder både fibrolitiskt och prismatiskt och förekommer på flera lokaler som skiviga linser och radiella, filtiga aggregat. De är huvudsakligen på- och sammanväxta med samt orienterade parallellt med de foliationsdefinierande biotitaggregaten (fig. 23 c). Granat och sillimanit har endast observerats tillsammans på ett fåtal lokaler. Prismatisk sillimanit uppträder i vissa fall vackert innesluten i cordieritindivider (fig. 23 d).

Retrogradering från relativt höggradigt metamorfa förhållanden indikeras av koronabildning av plagioklas och kvarts-plagioklasmyrmekiter kring granat i ett prov av en biotit-granat-sillimanitförande gnejs av troligt metasedimentärt ursprung (fig. 23 e).

Därutöver har metamorft bildad korund påträffats tillsammans med sillimanit i en biotit-muskovit-(vit glimmer)-fältspatdominerad, men kvartsförande gnejs, vilken förekommer som fragment i, eller breccierad av granitiska till pegmatitiska bergarter (sannolikt tillhörande GP-sviten). Korunden uppträder där som porfyroblaster, vilka till synes växer över foliationen i den glimmerrika värdbergarten.

## STRUKTURELLA DRAG OCH DEFORMATION

Karteringsområdet karakteriseras av flera, mycket markanta och storskaliga strukturella drag, vilka framgår både topografiskt och på den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Ett stråk av storskaliga, ungefär nord-sydliga plastiska deformationszoner skär igenom området subparallellt med den så kallade Pajalazonen (Berthelsen & Marker 1986, Bergman m.fl. 2001, Bergman m.fl. 2006), och sammanfaller också i stort med de stora älvarnas orientering. Den magnetiska anomalibilden av området uppvisar också en markant skillnad mellan ett relativt lågmagnetiskt område längst i öster, och bandade, mer högmagnetiska bergarter västerut. Det östligaste området domineras av äldre, i många fall flackt liggande bergarter (intrusiv- och ytbergarter), vilka är intruderade och storskaligt breccierade av stora volymer med lågmagnetiska granitiska till pegmatitiska bergarter (GP-associationen). Den snabba övergången till ett distinkt bandat mönster mot väster verkar huvudsakligen motsvara en övergång till sammanhängande områden som domineras av brantstående, främst metasedimentära bergarter med ett större inslag av relativt sett högmagnetiska (metaargillitiska) sedimentgnejs. I anslutning till de mycket framträdande nord-sydliga deformationszonerna i områdets centrala del övergår det metasedimentärt dominerade området i ett grovt sett nord-sydligt stråk med en stor andel äldre plutoniska bergarter, vilka delvis är markant högmagnetiska. Detta stråk sammanfaller också med en tydlig positiv tyngdkraftsanomali.

Trots sin uppenbara närvaro har förhållandevis få storskaliga deformationszoner observerats i håll under fältarbetet, och det är tydligt att merparten av dem sammanfaller med låglänta terrängområden. I flankerna

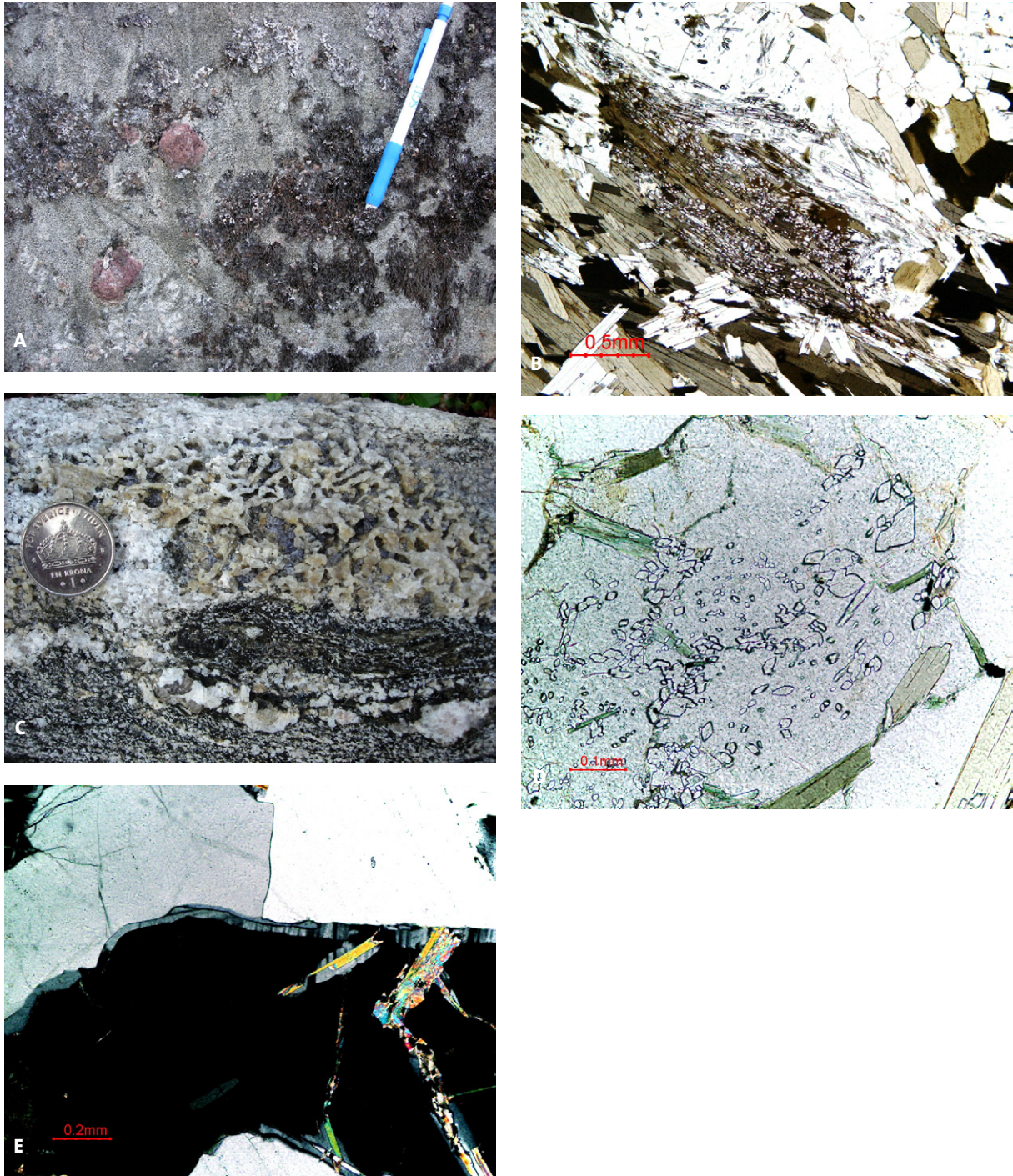


Fig. 23. Foton av bergarter från kartområdet 27M Korpilombolo. **A.** Subhedrala granatporfyroblaster, här vid bandnings- och foliationsplanet i en metaargillitisk sedimentgnejs. Nordost om Korpilombolo (7440555/1820199). **B.** Sillimanitkristaller på- och inväxta i biotitaggregat i metaargillitisk sedimentgnejs. Norra delen av Isovaara. Mikrofoto i planpolariserat ljus (7400117/1843593). **C.** Cordierit (delvis utvittrad) i närmast grafisk sammanväxning med kvarts och fältspat. Neosomådra i migmatitisk sedimentgnejs (7409118/1837841). **D.** Euhedrala prismor av sillimanit inneslutna i cordieritindivid i migmatitisk sedimentgnejs. Mikrofoto i planpolariserat ljus (7406839/1841235). **E.** Plagioklasbård runt delvis korroderad granat, gränsande mot kvarts i migmatitisk sedimentgnejs. (7418892/1838307). Mikrofoto med korsade polarisatorer (7418892/1838307).

av de större zonerna, där topografin möjliggör hällobservationer, uppträder dock i varierande grad plastiskt deformerade bergarter. Likaledes är flera mindre zoner, till sin orientering relaterbara till de större lineamenten, exponerade i mer hållrika områden.

Observerade högtempererade deformationszoner uppvisar främst riktningar kring nord-syd, med lokalt

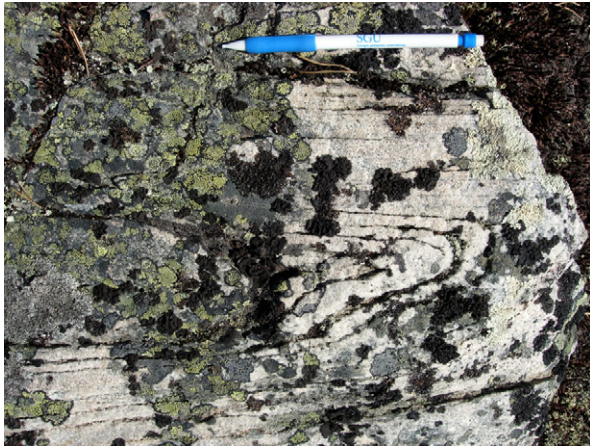


Fig. 24. Foto av isoklinalveckad, bandad metaarenitisk gnejs. Nordost om Pruukinvuoma (743304/183513).

nordnordvästliga eller nordostliga strykningar. Spröda förkastningszoner uppträder bland annat med en generell nordvästlig orientering och kan i många fall korreleras med relativt smala lågmagnetiska stråk i den magnetiska anomalikartan (fig. 2). I flera fall i den östra delen av karteringsområdet uppträder också ungefär nordnordöstligt till nordöstligt strykande zoner med stark skiffriighet och spröd tektonisering. En mindre, men markant flackt (ca 40° mot nordost, strykning i nordväst) stupande mylonit har observerats sydost om Aapua (27M 7h–i).

Till största delen sammanfaller strykningsriktningarna hos foliation, bandning och gnejsighet i de äldre bergarterna med de storskaliga nord–sydliga till nordostliga magnetiska anomalimönstren. De äldre bergartsenheterna är övervägande isoklinalt veckade (fig. 24). Vanligen stupar observerade veckaxlar ungefär mot sydsydväst och de kan tentativt korreleras med storskaliga trendlinjer som är observerbara i den magnetiska bilden. Lokalt finns dock avvikelser från detta mönster, och bland annat små domäner med flackt nordligt stupande veckaxlar har observerats.

Uppträdandet av en relativt svag foliation i de mer jämnkorniga, granitiska leden av granit-pegmatit-associationen överensstämmer väl med observationen av parallellitet mellan den kraftfulla foliationen i Haparandasvitens bergarter och den svagare i Linagranit i dess typområde nordväst om Gällivare (Bergman m.fl. 2002). Denna parallellitet kan extrapoleras vidare till att i stora områden sammanfalla med de storskaliga deformationszonerna och antyder således en tidsmässig och fysisk relation mellan zonerna, den storskaliga orienteringen av de äldre bergarterna och uppträngandet av de omkring 1,8 miljarder år gamla granitiska till pegmatitiska magmorna.

## NATURRESURSER

Sparsamma mängder av disseminerade sulfider, främst i intermediära till basiska bergarter, uppträder på några platser i det under 2006 karterade området. Under fältsäsongen har också enstaka små blockfynd gjorts av måttligt sulfidförande basiska bergarter, grafit samt i ett fall sulfid- och magnetitförande skarn. Dioritiska till gabbroiska bergarter, bland annat vid Jierivaara och Romiovaara, har tidigare varit föremål för prospekteringsverksamhet (se t.ex. Alm 1974), och ett undersökningstillstånd på nickel ligger för närvarande över just Romiovaaraplutonen. I västra kanten av denna finns också sedan tidigare en geokemisk anomali med avseende på Ni och Cu (samt Co) i organiska bäcksediment (Svensson 1977).

Det aktuella området innehåller (liksom det under 2005 karterade området, Björk m.fl. 2006) flera bergarter, främst bandade och veckade sedimentgnejsar, med viss potential som block- eller ornamentsten. Pegmatiter i form av kroppar och gångar förekommer rikligt, associerade med granit-pegmatitassociationens bergarter, men denna typ av pegmatiter är i kartområdet i få fall så välzonerade (med möjligt undantag för pegmatiten vid Jierivaara) eller rika på ovanligare mineral att de är av större intresse ur ekonomisk synvinkel.

## Kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi

Christer Åkerman och Leif Kero

De undersökningar som gjorts tidigare inom kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi inklusive resultatet från fältsäsongen 2005 sammanfattades i Björk m.fl. (2006).

### FÄLTARBETET 2006

Under fältsäsongen 2006 karterades de norra delarna av 26M Överkalix, sammanlagt ca 600 km<sup>2</sup> (fig. 1). Den karterade ytan blev mindre än planerat vilket i huvudsak berodde på en avsevärt större mängd hållar och rasbranter. Det geologiska fältarbetet utfördes av Christer Åkerman samt extrageologerna Sofia Höglund och Helen Olofsson. Sammanlagt togs 140 handstuffer som referensprover varav 18 senare valdes ut för preparering av tunnslip. Dessutom togs sex större prover för åldersbestämningar samt en handfull prover för kemiska analyser.

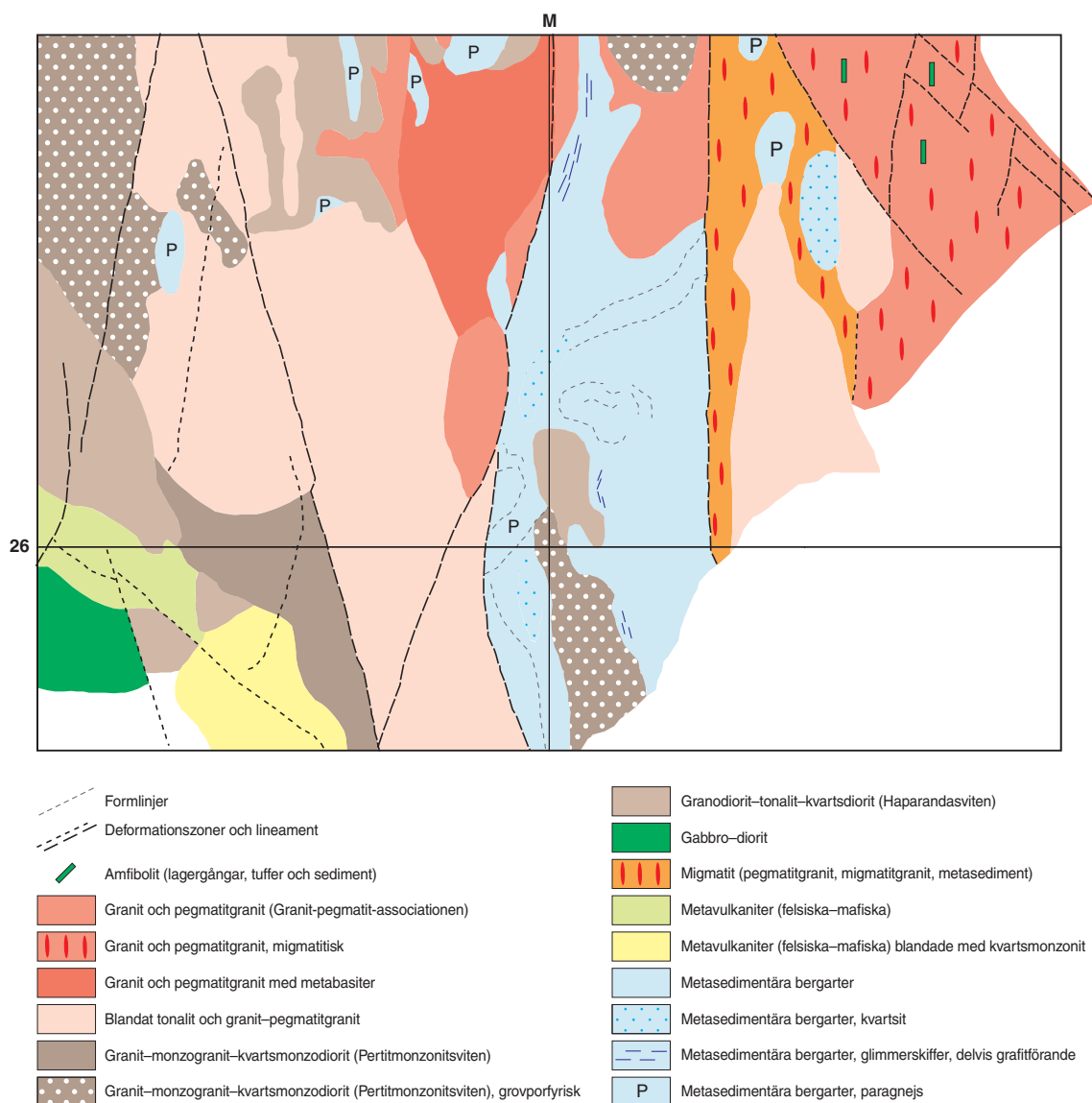


Fig. 25. Preliminär, översiktlig geologisk bild över det karterade området 26M Överkalix.

## BERGGRUNDEN I OMRÅDET

Såsom framgår av den preliminära och förenklade geologiska bilden (fig. 25) utgörs det nordvästra kartområdet (26M NV) i huvudsak av svekokarelska intrusivbergarter tillhörande de tre huvudgrupperna Haparandasviten, pertitmonzonitsviten och granit-pegmatitassociationen. Det nordöstra området (26M NO) domineras av metasedimentära och migmatitiska bergarter som anses tillhöra den karelska Korpilombolo- eller Kovogruppen.

### Ytbergarter

Ett större sammanhängande område med metasedimentära bergarter utbreder sig mellan två framträdande, plastiska deformationszoner med nord-sydlig riktning i den centrala delen av kartområdet (fig. 25). Området av metasedimentära bergarter är drygt 1 km brett i norr (9 f), ca 10 km brett i den södra delen (5 e–g) och består av omväxlande metaareniter och metaargilliter. De mer eller mindre gnejsiga och veckade bergarterna utgörs framför allt av gråvackor (fig. 26 a), men kvartsitiska till fältspatkvartsitiska och skiffrika led ingår regelbundet. De kvartsitiska bergarterna tycks vara flera hundra meter tjocka inom vissa veckstrukturer och kan möjligen följas upp som en ledbergart. Skiffarna är i regel utformade som glimmerskiffer men lokalt förekommer också grafit, t.ex. vid Raitajärvi grafitförekomst (8 f). Amfiboliter förekommer regelbundet, dels som amfibol-biotitrika lager i sedimentbergarterna, dels som gångar. De varierar i bredd, från några decimeter till tiotals meter, och kan på enstaka ställen (t.ex. 4 e) innehålla dissemination av magnetkis och något kopparkis. Den magnetiska susceptibiliteten i amfiboliterna är mycket varierande.



Fig. 26. Foton av metasedimentära och migmatitiska bergarter i kartområdet 26M Överkalix NO. **A.** Argillitisk gråvacka (7393597/1835150). **B.** Migmatit sammansatt av biotit-amfibolrik paragnejs och granit- till pegmatitådror (7394995/1834249). **C.** Paragnejs av gråvacka och granit- till pegmatitådror (7394515/1835696). **D.** Medelkornig, grå migmatitgranit genomsatt av grovkornig, ljus röd pegmatitgranit (7397286/1834025).

Den nyss beskrivna zonen med metasedimentära bergarter följs österut av ett ca 15 km brett område av huvudsakligen migmatitiska bergarter, som blir alltmer pegmatitgranitdominerade mot öster. Omedelbart öster om den nord-sydliga deformationszonen har det urskiljts ett område med migmatit samt underordnat paragnejs, kvartsit och gråvacka, i norra delen maximalt 6 km brett, i södra delen ca 1 km brett. Migmatiten (fig. 26 b) utgörs av varierande mängder paragnejs (fig. 26 c) samt migmatitgranit och pegmatitgranit med glimmerrika inneslutningar eller restitartade spökstrukturer. Migmatitgraniten (fig. 26 d) är resultatet av lokalt bildade smältor, medan pegmatitgraniten åtminstone delvis bör hänföras till den regionalt förekommande granit-pegmatitassociationen.

Metamorfa nyckelmineral ses relativt allmänt i området, framför allt cordierit och sillimanit samt underordnat granat. Centimeterstora, blåviolettera kristaller av cordierit (fig. 27 a) har ofta iakttagits i sliror av grovkornig leukosom på gränsen till finkornigare paleosom (särskilt i omr. 8 h). Kvartsiten, vanligen fältspatkvartsitisk till karaktären, är upp till en kilometer bred och uppvisar en metamorft överpräglad skiktning (fig. 27 b). Kvartsiten kantas ofta av gråvacka och paragnejs, på några ställen av amfibolit (fig. 27 c) och tonalit, och intruderas ställvis av pegmatit och kvartsgångar (fig. 27 d).

I det ca 10 km breda område som följer längre österut är de dominerande bergarterna pegmatitgranit och migmatit. Tonalit och amfibolit kan lokalt utgöra markanta inslag. Pegmatitgraniten är för det mesta ljus röd och något folierad. Migmatiten består av ljus grå till rödgrå, fint medelkornig granit och paragnejs. Gnejsighetens riktning pendlar runt nord-syd och stupningarna är i regel branta, men i samband med ett markant inslag av amfibolit (9 i) är stupningen genomgående 10–25° mot väster.

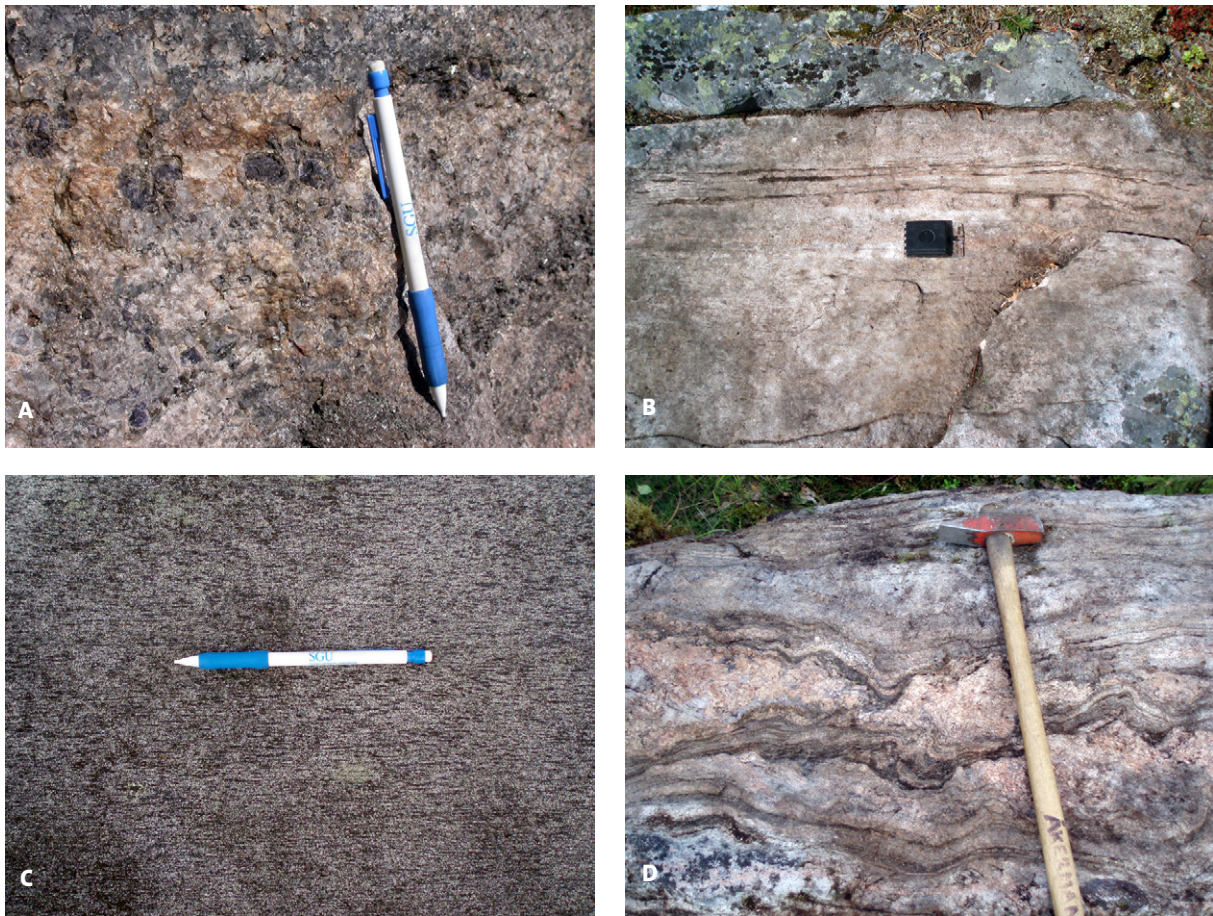


Fig. 27. Foton av metamorfa mineral och bergarter från kartområdet 26M Överkalix. **A.** Mörkt blåviolettera kristaller av cordierit i migmatit till paragnejs (7391884/1836357). **B.** Kvartsit med metamorft överpräglad lagring (7391675/1837518). **C.** Amfibolitisk gång, något folierad (7391707/1837856). **D.** Paragnejs av kvartsit och pegmatit-kvartsådror (7392457/1835706).

I den västra delen av kartområdet har sex isolerade förekomster av metasedimentära bergarter (delvis paragnejs) och en förekomst av felsiska till intermediära metavulkaniter markerats. Förekomsterna av paragnejs utgör upp till 4 km långa områden med spridda observationer av metasedimentära bergarter i form av inneslutningar och linser i pegmatitgranitiska och tonalitiska bergarter. Endast den västligaste förekomsten (7–8 b) är väldefinierad genom större, homogena hållar med metasedimentära bergarter, inkluderande kvartsit, kalksilikat- och skarnbergarter. Området med felsiska till intermediära vulkaniter (ryolit till dacit, 5 a) är en fortsättning mot nordväst av det stråk med intermediära till mafiska samt felsiska vulkaniter som tidigare karterats längre söderut.

## Intrusivbergarter

Äldre granitoider, framför allt tonalitiska bergarter tillhörande Haparandasviten, förekommer i hela det undersökta området som större och mindre fragment i granit-pegmatitassociationens bergarter. Större och mer sammanhängande partier av Haparandasvitens bergarter hittas framför allt i den västra delen av karteringsområdet där tonalit dominerar tillsammans med granit-pegmatitassociationens bergarter. Här har preliminärt urskiljts några områden i vilka tonalit, ibland tillsammans med granodiorit, är den dominerande bergarten, men i det största, centrala området har fördelningen mellan tonaliter och graniter inte kunnat åskådliggöras varför det fått en egen färg på kartan. Ytterligare ett sådant blandområde har markerats i den östra delen av karteringsområdet (5–7 h). I de områden som domineras av granit-pegmatitassociationens bergarter förekommer rikligt med tonalitiska till kvartsdioritiska enklaver och fragment.

Tonaliten varierar kraftigt i utseende, från grovt medelkornig och endast något folierad till fint medelkornig och kraftigt folierad, delvis breccierad eller slirig och gnejsig där granit och pegmatit genomsyrar bergarten (fig. 28 a, b). Dess magnetiska susceptibilitet ligger ofta i området  $500\text{--}1\,500 \times 10^{-5}$  SI-enheter, men såväl lägre som högre värden förekommer. På några ställen uppträder tonaliten som gångar. Vid södra delen av bergsområdet Vittakero (26M 8h) anstår en ca 15 meter bred gång av medelkornig, folierad tonalitisk bergart med makroskopiskt synlig magnetit. Dess susceptibilitet är  $2\,500\text{--}3\,500 \times 10^{-5}$  SI-enheter men uppgår lokalt till  $11\,100 \times 10^{-5}$  SI-enheter. Gången tycks vara konform med gnejsigheten och ådringen i den omgivande gråvackan och migmatiten och med foliationen i graniten. En magnetisk modellering visar att det krävs en susceptibilitet motsvarande det högre värdet för att kunna anpassa modellen till anomalin. Det uppmätta medelvärdet ger en modellbredd i km-skala. Markprofiler kommer att mätas över anomalin. På Östra Tansberget (26M 4b) finns en minst 15 meter bred zon (gång?) med kvartsdioritisk sammansättning. Dess magnetiska susceptibilitet är mindre än  $100 \times 10^{-5}$  SI-enheter.

Granodiorit bildar större kroppar framför allt på Småtallberget-Anttjärnberget (26M 6–7 a), där den är homogen, medelkornig och svagt folierad, med en magnetisk susceptibilitet på  $150\text{--}550 \times 10^{-5}$  SI-enheter.

Pertitmonzonitsvitens bergarter (granit-monzogranit-kvartsmonzonit-kvartsmonzodiorit) har påträffats i de södra och västra delarna av karteringsområdet. Ett större område av kvartsmonzonitiska bergarter uppträder intill och tillsammans med intermediära till mafiska vulkaniter i den sydvästra delen av karteringsområdet. En grovporfyrisk monzonit på Svartberget (26M 4f) som åtföljs av mafiska vulkaniter (amfiboliter) kilar ut mot norr men är eventuellt mäktigare mot söder. Även den grovporfyrisk graniten på och runt Kattisberget antas tillhöra pertitmonzonitsviten, dels för att den saknar pegmatiter, dels för att en preliminär datering pekar på att den är äldre än granit-pegmatitassociationens bergarter. Dess magnetiska susceptibilitet är  $700\text{--}2\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter. Den vanligen massformiga, ljusgrå till röda, grovkorniga graniten är biotitfläckig och har decimeterlånga inneslutningar av fin- till medelkornig metabasit och tonalit (fig. 28 c).

Pegmatitgranit är den vanligaste bland granit-pegmatitassociationens bergarter, och den slår igenom alla andra bergarter inklusive medelkornig granit, fint medelkornig migmatitgranit och aplitiska graniter. Den åtföljs på många ställen av sönderbrutna, meterbreda partier av finkornig, ställvis hornbländeporfyrisk diabas eller metabasit (fig. 28 d). I områdena 7–9 d–e är detta mer vanligt och har därför markerats på översiktskartan (fig. 25).

Det magnetiska mönstret i den nordvästra delen av kartområdet antyder att det finns ett antal gånglika, magnetiska strukturer som nära gränsen till kartområdet har visat sig orsakas av basiska metavulkaniter och metadiabaser. Anomalierna kommer att följas upp sommaren 2007.

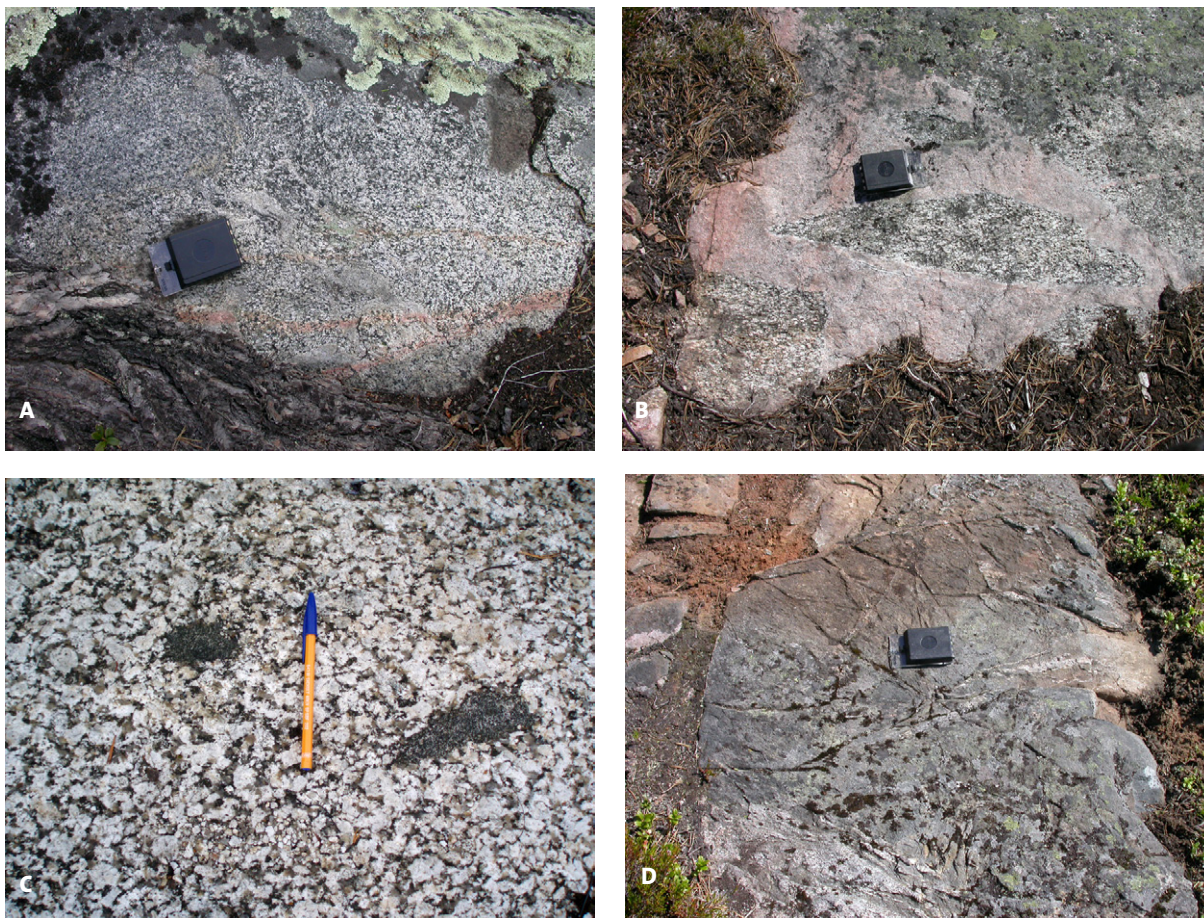


Fig. 28. Foton av intrusivbergarter från kartområdet 26M Överkalix. **A.** Tonalitisk bergart genomsyrad av yngre granit (7383862/1806509). **B.** Tonalitisk bergart breccierad av yngre pegmatitgranit (7383333/1810004). **C.** Grovporfyrisk granit med tonalitiska fragment. Kattisberget (7398006/1802354). **D.** Metabasit, finkornig, (7383333/1810004).

## STRUKTURELLA DRAG OCH DEFORMATION

Tre markanta och storskaliga strukturella drag skär igenom karteringsområdet subparallellt med den så kallade Pajalazonen (Berthelsen & Marker 1986, Bergman m.fl. 2001, Bergman m.fl. 2006). De är ungefär nord-sydliga deformationszoner och framträder väl på den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Den västligaste och den östligaste sammanfaller dessutom med tyngdkraftsminima och har stort djupgående (fig. 3). De två östliga lineamenten avgränsar det centrala stråket med metasedimentära bergarter mot graniter och tonaliter i väster och mot migmatiter i öster. Stråket visar på en dextral (högervänden) rörelse mellan två plastiska deformationszoner.

Den djupgående, östra deformationszonen gör ett drygt 5 km långt språng österut i den södra kanten av karteringsområdet (5g) och ändrar riktning från rakt nord-sydlig till sydostlig. Den västligaste deformationszonen har nordnordvästlig riktning inom karteringsområdet och sammanfaller med Kalix älvdal. I den här deformationen varit plastisk att döma av de upp till 20 meter breda mylonitzoner (fig. 29a) med samma riktning vilka är vanligt förekommande kring Kalix älvdal. De två västliga deformationszonerna har förgreningar mot sydsydväst som framträder väl på den magnetiska anomalikartan. På samma karta, i den nordöstra delen av karteringsområdet, framträder ett system av förkastningar med nordvästlig riktning.

De kring nord-syd pendlande riktningarna hos deformationszoner och lineament har i regel överpräglat äldre strukturer. Stupningarna är övervägande branta till medelbranta mot väster, men flacka stupningar



Fig. 29. Foton av strukturer och deformation från kartområdet 26M Överkalix. **A.** Mylonit i kontaktzon mellan yngre granit och tonalit (7382455/1810231). **B.** Isoklinal tät veckning i migmatit (7393706/1834531). **C.** Medelbranta veckaxlar och lineation i metaarenit (7391346/1838025).

finns, t.ex. 30° mot sydväst i paragnejs (8 h) och 15–25° mot västsydväst i amfibolit (9 i). Isoklinalveckning förekommer allmänt i metasedimentära bergarter och migmatit, vanligen med branta veckaxelplan i nord-sydlig riktning (fig. 29 b). Veckaxlar och lineation som stupar flackt till medelbrant mot söder är vanligt förekommande i den östra delen av karteringsområdet (fig. 29 c).

## NATURRESURSER

Bergtäkter i drift förekommer på flera platser i karteringsområdet. Bergtäkterna i Flakaberget (26M 6 c) och Kivilaki (26M 7 j) bryts på yngre rödaktiga graniter. Graniterna är heterogena och varierar mellan massformiga och folierade till ortognejser och har pegmatitiska inslag. Sprickor och körtlar av pyrit, magnetkis och kopparmineral förekommer på båda ställena, i Kivilaki tillsammans med aggregat av magnetit som gör att den magnetiska susceptibiliteten ställvis är mycket hög. Bergtäkten i Lammivaara (26M 9 j) bryts i huvudsak på en ljus röd pegmatitgranit, men även där skiftar bergartstyperna snabbt.

Strax sydsydväst om Slättberget (26M 6 b) förekommer regelbundet en mineralisering av finkornig molybdenglans i sprickor och på släppytor i framför allt finkornig granit, men även i mylonitisk granit samt pegmatitgranit.

På östsluttningen av berget Honkalaki har det iakttagits en samling block av grovskilrande metaperidotit med en svag dissemination av magnetkis och något pentlandit.

## Referenser

- Alm, B., 1974: Kompletterande prospektering och mineralteknisk inventering i Pajala kommun. Undersökning av ultrabasiska och basiska bergarter inom Pajala kommun, fältrapport. *Norrlandsfonden m.fl. F 538*.
- Arkko, V., 1986: The Nordkalott project – geophysical aspects of large mafic intrusions in northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 86401*, 79 s.
- Arkko, V., 1987: SKB-Project bedrock stability, Tectonic studies in the Lansjärv area. Report on the magnetic dip determination. *SKB rapport 88-04*, 63 s.
- Bergman, S., Gierup, J., Kübler, L., Lagerbäck, R. & Thunholm, B., 1998: Översiktsstudie av Norrbottens län (urbergsdelen). Geologiska förutsättningar. *SKB Rapport 98-40*, 58 s.
- Bergman, S., Kübler, L. & Martinsson, O., 2000: Regionala geologiska och geofysiska kartor över norra Norrbottens län: Berggrundskarta (öster om kaledoniska orogenen). *Sveriges geologiska undersökning Ba 56:1*.
- Bergman, S., Kübler, L. & Martinsson, O., 2001: Description of regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten County (east of the Caledonian orogen). *Sveriges geologiska undersökning Ba 56*, 110 s.
- Bergman, S., Persson, P.-O. & Kübler, L., 2002: U-Pb titanite and zircon ages of the Lina granite at the type locality NW of Gällivare, northern Sweden. I S. Bergman (red.): Radiometric dating results 5. *Sveriges geologiska undersökning C 834*, 12–17.
- Bergman S., Billström, K., Persson, P.-O., Skiöld, T. & Evins, P., 2006: U–Pb age evidence for repeated Palaeoproterozoic metamorphism and deformation near the Pajala shear zone in the northern Fennoscandian shield. *GFF 128*, 7–20.
- Berthelsen, A. & Marker, M. 1986: 1.9–1.8 Ga old strike-slip megashears in the Baltic shield, and their plate tectonic implications. *Tectonophysics 128*, 163–181.
- Björk, L., Jonsson, E., Kero, L. & Åkerman, C., 2006: Mellersta Norrbotten. I H. Delin (red.): Berggrundsgesellschaft undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2005. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 123*, 28–41.
- Boverket, 1990: Nybyggnadsregler: föreskrifter och allmänna råd: BFS 1988:18 (Nr 1) med ändringar BFS 1990:28 (Nr 2). *Boverket. Allmän förlaga 1991*, 41 s.
- Bäckblom, G. & Stanfors, R. (red.), 1989: Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area Northern Sweden 1986–1988. *SKB Technical Report 89-31*.
- Henkel, H., 1987: Tectonic studies in the Lansjärv region. *SKB Technical Report 88-07*, 66 s.
- Henkel, H., 1989: Tectonic studies in the Lansjärv region. I G. Bäckblom & R. Stanfors (red.): Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area Northern Sweden 1986–1988. *SKB Technical Report 89-31*.
- Holmqvist, A. & Westfal, T., 1985: Nilivaara fältspatförekomst, undersökning 1985. *SGAB rapport GDA: PRAP85084*, 10 s.
- Holmqvist, A., Lidström, G. & Westfal, T., 1990: Fältspat och kvarts, Nilivaaraområdet. *SGAB rapport PRAP90060*, 12 s.
- Korhonen, J.V., Aaro, S., Skillbrei, J.R., Vaher, R. & Zhdanova, L., 1998: Geophysical maps of the Fennoscandian Shield 1:1 000 000. *Sveriges geologiska undersökning FRAP 98411*.
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.
- Lagerbäck, R., 1979: Neotectonic structures in northern Sweden. *GFF 100*, 263–269.
- Lagerbäck, R., 1990: Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 112*, 333–354.

- Lagerbäck, R., 1991: Seismically deformed sediments in the Lansjärv area, Northern Sweden. *SKB Technical Report 91-17*, 58 s.
- Lagerbäck, R. & Witschard, F., 1983: Neotectonics in northern Sweden – geological investigations. *SKBF KBS Technical Report 83-58*, 58 s.
- Muir Wood, R., 1993: A review of the seismotectonics of Sweden. *SKB Technical Report 93-13*, 225 s.
- Padget, P., 1970: Beskrivning till berggrundskartbladen Tarendö NV, NO, SV, SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 5–8*, 95 s.
- Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden, 2000: Naturally Occuring Radioactivity in the Nordic Countries – Recommendations. *ISBN 91-89230-00-0*, 81 s.
- Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1987: Geological map, Pre-Quaternary rocks, Northern Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden*.
- Svensson, N.-B., 1977: En mineralråvaruinventering i Pajala kommun från regionalpolitiska och ekonomisk-geologiska utgångspunkter. *Norrlandsfonden informerar 11*, 32 s.
- Talbot, C., Munier, R. & Riad, L., 1989: Reactivations of Proterozoic shear zones. I G. Bäckblom & R. Stanfors (red.): Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area Northern Sweden 1986–1988. *SKB Technical Report 89-31*.
- Witschard, F., 1996: Berggrundskartan 28K Gällivare, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 98–101*.
- Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 41*, 151 s.
- Öhlander, B., Skiöld, T., Elming, S.-Å., BABEL Working Group, Claesson, S. & Nisca, D.H., 1993: Delineation and character of the Archean-Proterozoic boundary in northern Sweden. *Precambrian research 64*, 67–84.

E-post:   ildiko.antal@sgu.se       leif.bjork@sgu.se       maria.carlsater@sgu.se       dick.claesson@sgu.se  
           fredrik.hellstrom@sgu.se   erik.jonsson@sgu.se   leif.kero@sgu.se       mahmood.sadeghi@sgu.se  
           christer.akerman@sgu.se

# TÄTORTSPROJEKT. KARTOR 1:50 000 OCH 1:250 000

## Södra Halland

*Inger Lundqvist och Maria Carlsäter Ekdahl*

Projektområdet ”Södra Halland berg, lokal och regional”, omfattar den södra delen av Halland (fig. 1). Den västra, befolkningstäta delen, utgör 1 150 km<sup>2</sup> och karteras i skala 1:50 000 (lokal kartering). Den östra, mer glesbefolkade delen, karteras i skala 1:250 000 (regional kartering) och har en yta på 1 230 km<sup>2</sup>. Projektet startade i mindre omfattning år 2003. Somrarna 2004 och 2005 har kartering pågått med början i den norra delen av området. År 2006 slutfördes karteringen och digitalisering av kartorna pågår.

Äldre arbeten över området utgörs av kartor med beskrivningar i SGUs serie Aa i skala 1:50 000 (Hummel 1877a, Lindström 1898, Caldenius m.fl. 1966, Mohrén & Larsson 1968) och serie Ab i skala 1:200 000 (Hummel 1877b, Blomberg 1879, Lundbom 1887, Svedmark 1893). Moderna berggrundskartor, som delvis berör området är 4C Halmstad SV (Wikman & Bergström 1987) och 3C Helsingborg NO (Wikman & Sivhed 1992) båda i skala 1:50 000.

Flygmätta magnetiska, radiometriska samt elektromagnetiska (VLF) data täcker projektområdet. Tyngdkraftsmätningar täcker området med ett punktavstånd av ca 500–1000 m i de förtätade områdena och ca 1–4 km i de regionalt uppmätta områdena. De förtätade mätningarna har gjorts i den norra delen av området, där kompletterande tyngdkraftsmätningar utfördes under sommaren 2004, samt strax norr om Hallandsåsen där kompletterande mätningar utfördes under hösten 2006, inom programmet för ”Markgeofysik, geofysisk kartering, tyngdkraft”.

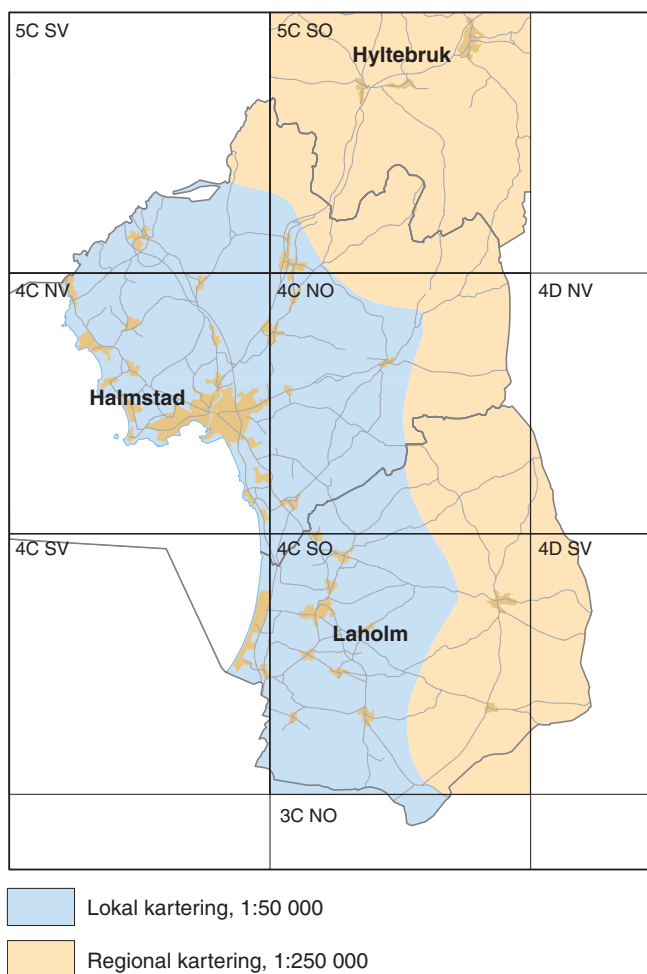


Fig. 1. Projektområdet Södra Halland.

Den geologiska karteringen av området Södra Halland har utförts under åren 2003–2006 av Inger Lundqvist med biträde av Thomas Eliasson (2004, 2005, 2006), Charlotte Möller (2003, 2004), Jenny Andersson (2004) och extrageologerna Oscar Aurell (2004), Eric Austin Hegardt (2005), Fredrik Hellström (2003, 2004), Åsa Pettersson (2005, 2006) och Stefan Sandström (2005). De geofysiska undersökningarna och tolkningarna har utförts av Maria Carlsäter Ekdahl.

Totalt har 52 prover tagits för kemisk analys och 111 för tillverkning av tunnslip. Under projektets gång har parameterprover samlats in från 280 lokaler (varav orienterad provtagning skett på 27 lokaler) för mätning av bergarternas fysikaliska egenskaper, och gammastrålningsmätningar på berghällar har utförts på 426 lokaler. Det geofysiska fältarbetet har totalt resulterat i 11 magnetiska, 9 elektromagnetiska samt 4 elektriska markprofilmätningar.

## OMRÅDETS GEOLOGI OCH GEOFYSIK

Kartområdet utgör en sydlig del av det så kallade Östra segmentet inom den sydvästsvenska gnejsregionen. Berggrunden består huvudsakligen av magmatiska bergarter, som är ca 1 690–1 670 miljoner år gamla. De har omvandlats och deformerats kraftigt (metamorfos i granulitfacies) vid två separata tillfällen, dels för ca 1 440 miljoner år sedan, dels under svekonorvegisk tid för ca 1 100–920 miljoner år sedan. I vissa små områden har omvandlingen gått så långt att bergarten charnockitomvandlats. Den magnetiska kartbilden (fig. 2) återspeglar områdets geologiska komplexitet.

Åderbildningen har daterats (U-Pb på zirkoner) och den är ca 1 440 miljoner år gammal. Bergarternas huvudsakliga strykningsriktning är nord–sydlig, men den varierar eftersom berggrunden är storskaligt veckad, främst i den nordvästra delen. De storskaliga veckstrukturerna framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Berggrunden genomdras av kraftiga, västnordvästliga skjuvzoner iden södra delen av kartområdet. Skjuvzonerna sammanfaller med ett flertal av de lågmagnetiska stråk i västnordvästlig riktning som syns på figur 2 i den södra delen av området. Ungefär nord–sydliga lineament, längs vilka berggrunden kan vara förkastad, återfinns inom de mellersta och norra delarna av området (fig. 2). I flera fall, längs de nord–sydliga lineamenten, syns en skillnad i magnetiseringsnivå mellan bergarterna på den östra och den västra sidan av lineamenten, vilket tyder på rörelser med en vertikal komponent. Modelleringar av magnet- och tyngdkraftsdata stöder denna tolkning.

Närmare 60 % av hållmätningarna har gett en genomsnittlig susceptibilitet som är större än  $1\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter, medan knappt 10 % gett medelvärden under  $100 \times 10^{-5}$  SI-enheter. Bergarterna har därtill i många fall en stark remanent magnetisering. Den är dock i många fall uppåtriktad (dvs. motsatt det jordmagnetiska fältets riktning) och ger därmed en sänkt total magnetiseringsnivå. I området har 36 % (82 st.) av bergartsproverna gett en remanent magnetisering som är större än den inducerade magnetiseringen. Majoriteten av proverna är graniter med en låg halt av mafiska mineral (fig. 3). För 28 bergartsprover har även den remanenta magnetiseringens riktning bestämts. Drygt 80 % av dem har gett en brant uppåtriktad inklinations. Slutsatsen kan dras att det krävs god kännedom om bergarternas magnetiska egenskaper för att tolka magnetfältsdata i området.

På den magnetiska anomalikartan (fig. 2), i det sydöstra hörnet av kartområdet 5C SO, syns ett markant lågmagnetiskt område. Det föreligger också ett lokalt massöverskott i samma område. Modelleringar har utförts med stöd av magnetfältsdata samt tyngdkraftsmätningar längs en profil vars läge framgår av figur 2. Modelleringarna visar att man uppnår en god anpassning till uppmätta värden med en kropp som har hög densitet och en kraftig, uppåtriktad remanent magnetisering (fig. 4). Detta stämmer med petrofysikdata från området (remanens 2–8 A/m, inklinations  $-53^\circ$  till  $-71^\circ$ , densitet 2 891–3 229 kg/m<sup>3</sup>).

Under hösten 2006 har förtätade tyngdkraftsmätningar utförts strax norr om Hallandsås, inom programmet för markgeofysik. Mätningarna visade att det ost–västligt riktade, tydliga magnetiska minimum som syns strax norr om Hallandsås (fig. 5) inte orsakar något massöverskott. Det är därmed troligen orsakat av granitoida bergarter. Vidare framkom att den nordliga gränsen till Hallandsåsen, som syns tydligt i topografin, också framkommer som ett stråk med lokalt massunderskott på den filtrerade bougueranomalikartan (fig. 5).

Norr om Hallandsås, i den södra delen av kartområdet, finns ett nedförkastat område med kalkiga, leriga

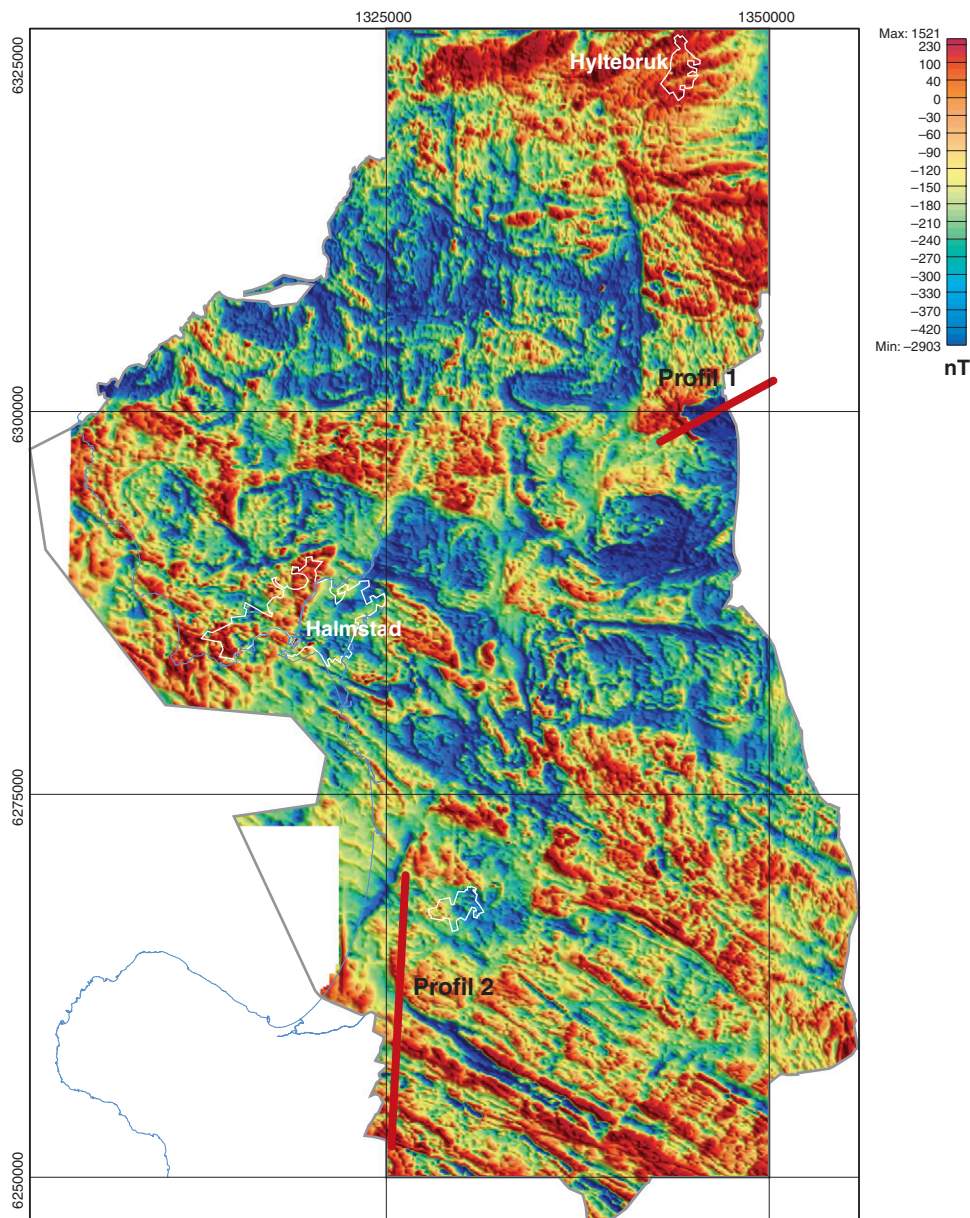


Fig. 2. Magnetisk totalfältskarta över södra Halland. Röd linje markerar profilernas läge (se fig. 4 och 6).

och sandiga sedimentbergarter, vars material avsattes under tidsperioden yngre krita för ca 100–65 miljoner år sedan (fig. 6). Det finns inga blottningar av kritlagren inom kartområdet, men i närheten av Båstad strax väster därom finns några få. Gränsen till kritberggrunden följer i stort kustlinjen norrut till Varberg ute till havs. Rester av sedimentbergarterna kan finnas i sänkor inom resten av området. På en udde i den norra delen av kusten har en mindre, sådan förekomst hittats vid grävningar.

Gammastrålningen som mäts från flygplan har följts upp med totalt 1 119 markmätningar fördelat på 447 hållar spridda över området. Den naturliga gammastrålningen från berggrunden i södra Halland är mycket låg. Endast för tre lokaler överskrider gammaindex värdet 2. I två av fallen är orsaken toriumanomala pegmatitgångar, i det tredje en granitoid med förhöjda toriumhalter. Pegmatitgångarna och granitoiden har en mycket liten utbredning. Den högsta uranhalten som mätts upp är 9 ppm, vilket motsvarar ett radiumindex på 0,6. Närmare 90 % av mätningarna har gett uranhalter på mindre än 2 ppm!

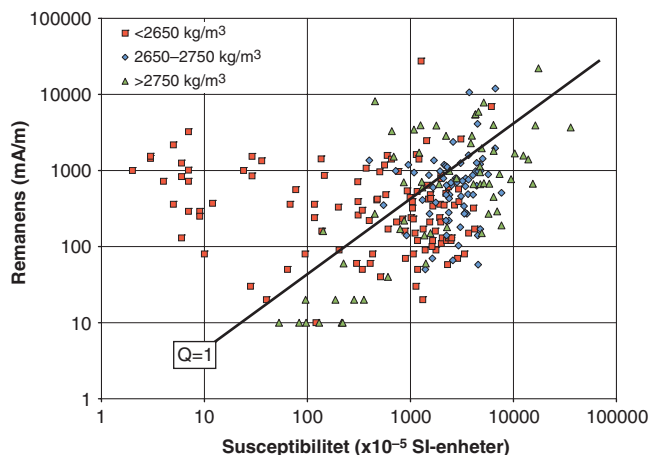


Fig. 3. Diagrammet visar förhållandet mellan den inducerade och den remanenta magnetiseringen för bergartsprover insamlade inom området. Bergarterna är grupperade efter uppmätt densitet. Den svarta linjen representerar Q-värde = 1. Punkter som ligger ovanför den svarta linjen domineras av remanent magnetisering.

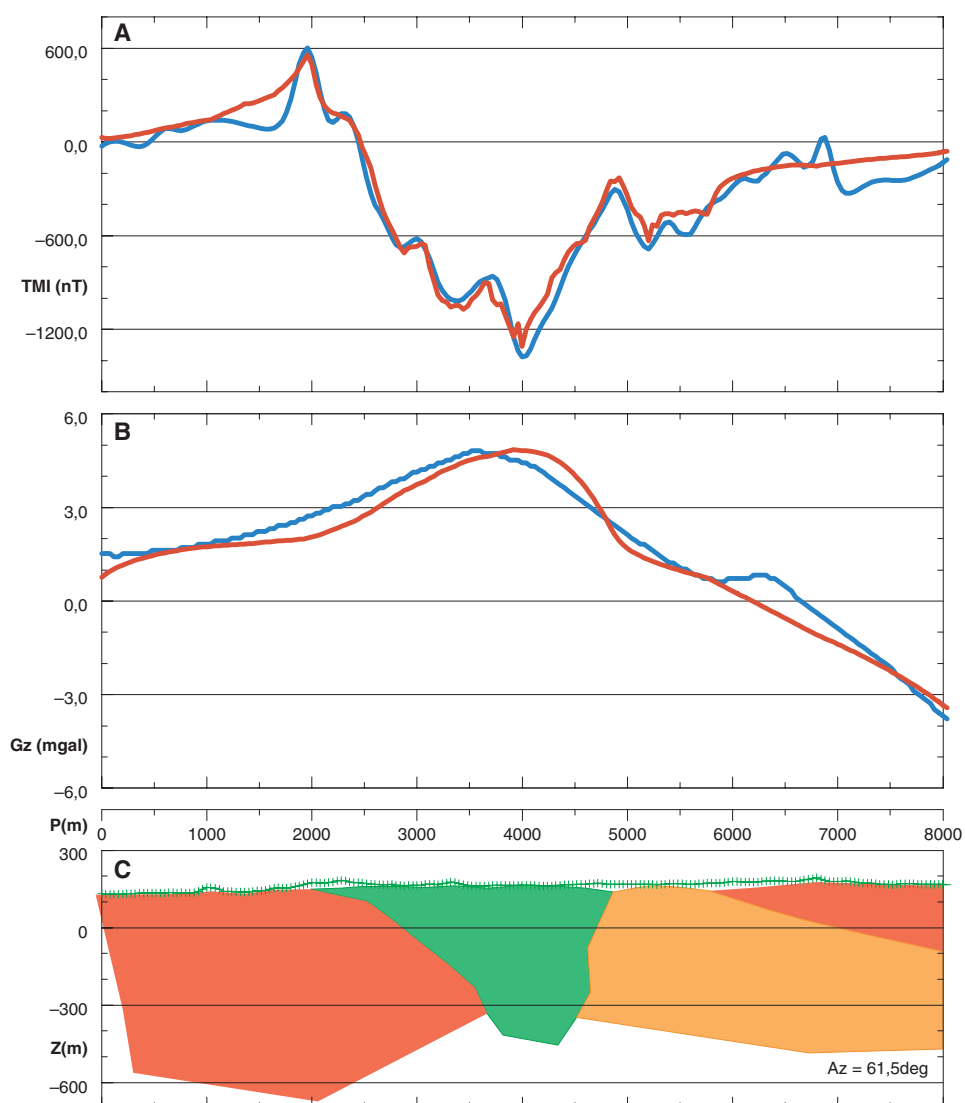


Fig. 4. Bilderna visar en modell över en metamafitkropp, anpassad till flygmätta magnetiska data samt tyngdkraftsmätningar. Profilen är markerad i figur 2. **A.** Blå linje markerar uppmätt magnetfält, röd linje beräknad respons från modellen. **B.** Blå linje markerar uppmätt tyngdkraft, röd linje beräknad respons från modellen. **C.** Den gröna och den orangea kroppen har hög remanent magnetisering (6 A/m) som är uppåtriktad (deklinasjon 270°, inklination -70°). Susceptibiliteten är  $2000 \times 10^{-5}$  SI-enheter och densiteten  $3000 \text{ kg/m}^3$  resp.  $2750 \text{ kg/m}^3$  för den gröna resp. den orangea kroppen. De röda kropparna har en låg remanent magnetisering, en densitet på  $2600 \text{ kg/m}^3$  resp.  $2700 \text{ kg/m}^3$  och en susceptibilitet på  $1000 \times 10^{-5}$  SI-enheter.

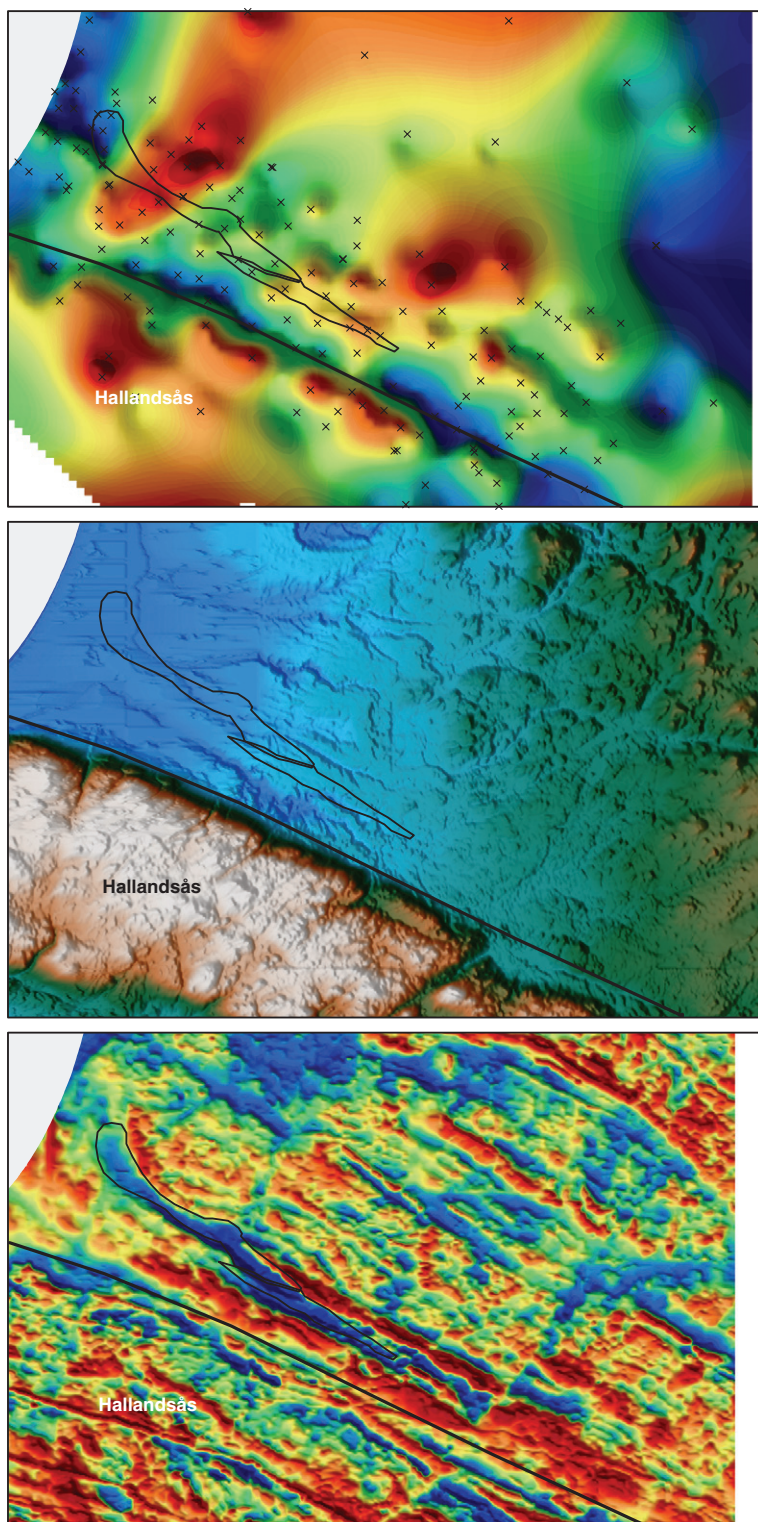


Fig. 5. Filtrerad bouguer- (överst till vänster) samt magnetanomalikarta (nederst till vänster) över området strax norr om Hallandsåsen och topografin (överst till höger) över samma område. Svarta kryss visar tyngdkraftsmätpunkter och den svarta linjen markerar avgränsningen till Hallandsåsen från topografin. Det magnetiska minimumet är inringat på kartan.

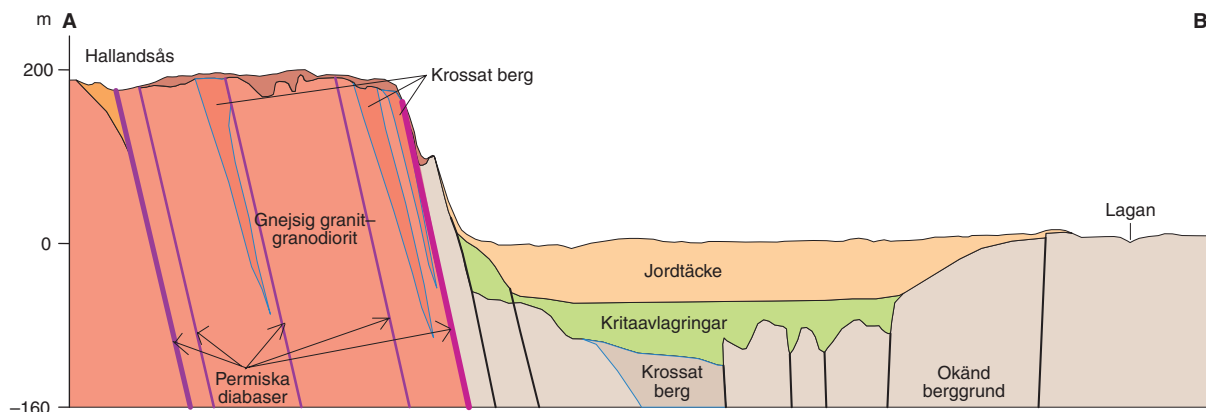


Fig. 6. Geologisk profil.

## Bergarter

Röd till rödgrå, ådrad, veckad, omkristalliserad, granitisk till granodioritisk ortognejs dominerar i den nordvästra delen av kartområdet. Den förekommer också som mindre, långsmala kroppar inom resten av området. Veckningen plus omkristallisationen orsakar att bergarten ser ”flammig” ut, något som stenindustrin tagit vara på. Bergarten bryts som blocksten i stora täkter norr och nordost om Halmstad och saluförs bland annat under namnet Hallandia. Veckningen är speciellt uttalad inom den nordvästra delen av området, för övrigt liknar bergarten mer en vanlig ådergnejs. Det finns också rent granitiska, röda varianter av bergarten, där ådringen är svår att se. Gnejserna har genomgående låga strålningsnivåer. Den röda till rödgrå, granitiska till granodioritiska gnejsen har genomsnittliga halter på 3,6 % kalium, 1 ppm uran och 8 ppm torium medan den rödare varianten har något högre kalium- och toriumhalter (4,3 % kalium och 12 ppm torium). Densiteten är genomsnittligt högre för den granitiska till granodioritiska gnejsen (medelvärde 2 670 kg/m<sup>3</sup> mot 2 630 kg/m<sup>3</sup> för den rödare varianten) och även susceptibiliteten är högre (medelvärde 2 300 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter jämfört med 1 300 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter för den rödare varianten).

I den östra delen av kartområdet dominerar en gråröd till rödgrå, granitisk till granodioritisk, stänglig och ställvis gnejsig bergart, så kallad Hinnerydsgranit. Den uppvisar för det mesta diffusa, stängliga, polykristallina fältspatögon, som vanligen är mindre än 2 cm. I vissa små områden kan de dock vara upp till 5 cm i diameter och på andra platser saknas helt. Bergarten förekommer också som små kroppar längre västerut. En rödare variant av Hinnerydsgraniten finns i den norra delen av kartområdet. Bergarten är lågstrålande med medelvärden på 3,5 % kalium, 1 ppm uran och 8 ppm torium. Hinnerydsgraniten har en genomsnittlig densitet på 2 670 kg/m<sup>3</sup>. Susceptibiliteten är generellt hög (3 000 × 10<sup>-5</sup> SI-enheter i medelvärde), vilket syns på den magnetiska anomalikartan (fig. 2), speciellt i de nordöstra delarna av området, vilka domineras av Hinnerydsgranit.

Granitisk till tonalitisk gnejs förekommer spridd över hela området. Bergarten är röd till grå, fint medelkornig och tämligen homogen. På vissa ställen är den något ådrad. Den granitiska, röda varianten dominerar.

Tabell 1. Geofysisk sammanställning av genomsnittliga strålningsnivåer samt medelvärden för densitet och magnetiska egenskaper för gnejsiga graniter, granodioriter och tonaliter i området.

Bergart	Kalium (%)	Uran (ppm)	Torium (ppm)	Densitet (kg/m <sup>3</sup> )	Susceptibilitet ×10 <sup>-5</sup> SI-enheter	Remanens (mA/m)
Tonalit, gnejsig	2,1	0,5	3	2 800	6 320	1 700
Granodiorit, gnejsig	3,1	1,0	8,5	2 700	3 440	1 140
Granit, gnejsig	4,1	1,2	11,5	2 630	1 870	1 120

Granatamfibolit finns i ett flertal större och mindre kroppar, inneslutningar och gångar inom hela området. Det finns ingen datering av bergarten, men troligen är de flesta förekomsterna likåldriga med de övriga bergarterna, dvs. ca 1 690–1 670 miljoner år gamla. Bergarten utgörs av omvandlad gabbro, diorit, ultramafit eller diabas. Den är grå till svart, varierande i kornstorlek, massformig till gnejsig, ställvis ådrad. Den innehåller mineral som granat,  $\pm$  klinopyroxen,  $\pm$  ortopyroxen. Norr om Halmstad finns några nord-sydliga granatförande metadiabasgångar, som klipper en röd ådergnejs (s.k. Hallandia). Åderbildningen är ca 1 400 miljoner år gammal, och metadiabasen måste alltså vara yngre än denna ålder.

De ca 1 690–1 670 miljoner år gamla bergarterna har intruderat vid ungefär samma tidpunkt. I områden med svagare omvandlade bergarter, t.ex. på strandhällarna väster om Halmstad, kan man studera magma-blandningar.

Röd, gnejsig granit som är fattig på mörka mineral (<5 %), så kallad leukogranit, förekommer framför allt i den norra delen av kartområdet. Bergarten liknar den tidigare beskrivna röda, granitiska gnejsen, men innehåller en mindre mängd mörka mineral. Dess ålder är inte känd, men bergarten kan ha bildats ur smältor, som uppstod under metamorfosperioden för ca 1 440 miljoner år sedan. Bergarten har varierande toriumhalter (1–40 ppm) men låga uranhalter och höga kaliumhalter. Densiteten är generellt låg ( $2\,600\text{ kg/m}^3$  i medelvärde), och de magnetiska egenskaperna varierar mycket. Susceptibiliteten sprider mellan  $2 \times 10^{-5}$  och  $4\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter och den remanenta magnetiseringen mellan 20 och 3 200 mA/m. Av figur 3 framgår att det inte finns någon korrelation mellan en hög susceptibilitet och en hög remanens för de lättare bergarterna. I flera fall har förekomsten av leukogranit korrelerat till de lågmagnetiska stråk som framträder på den magnetiska anomalikartan (fig. 2).

På Hallandsås och precis norr därom finns ett antal yngre diabasgångar med västnordvästlig riktning och varierande stupning. På en del platser finns även apofyser av dem. Gångarna klipper gnejsigheten och ådringen i de omgivande bergarterna. Diabasmagman intruderade för ca 290 miljoner år sedan under permokarbonsk tid. Diabasen är gråsvart till svart, finkornig och massformig. På den magnetiska anomalikartan (fig. 2) framträder de västnordvästligt riktade gångarna tydligt i den södra delen av området. Detta på grund av dels deras genomgående höga susceptibilitet (medelvärde  $5\,300 \times 10^{-5}$  SI-enheter), dels deras kraftiga remanenta magnetisering. Den senare är riktad så att den förstärker den totala magnetiseringsnivån (deklinations  $200\text{--}240^\circ$ , inklination  $30\text{--}44^\circ$ ). Diabasernas läge syns även i figur 6.

## REFERENSER

- Blomberg, A., 1879: Beskrifning till kartbladet Ölmestad. *Sveriges geologiska undersökning Ab 5*, 27 s.
- Caldenius, C., Larsson, W., Mohrén, E., Linnman, G. & Tullström, H., 1966: Beskrifning till kartbladet Halmstad. *Sveriges geologiska undersökning Aa 198*, 138 s.
- Hummel, D., 1877a: Beskrifning till kartbladet Båstad. *Sveriges geologiska undersökning Aa 60*, 35 s.
- Hummel, D., 1877b: Beskrifning till kartbladet Ljungby. *Sveriges geologiska undersökning Ab 2*, 17 s.
- Lindström, A., 1898: Beskrifning till kartbladet Örkelljunga. *Sveriges geologiska undersökning Aa 114*, 39 s.
- Lundbom, H., 1887: Beskrifning till kartbladet Halmstad. *Sveriges geologiska undersökning Ab 12*, 55 s.
- Mohrén, E. & Larsson, W., 1966: Beskrifning till kartbladet Laholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa 197*, 123 s.
- Svedmark, E., 1893: Beskrifning till kartbladet Varberg. *Sveriges geologiska undersökning Ab 13*, 82 s.
- Wikman, H. & Bergström, J., 1987: Beskrifning till berggrundskartan 4C Halmstad SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 133*, 79 s.
- Wikman, H. & Sivhed, U., 1992: Beskrifning till berggrundskartan Helsingborg NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 148*, 83 s.

## Jönköping, berg och bergkvalitet

Thomas Eliasson, Ulf Bergström och Hossein Shomali

Projekt ”Jönköping, berg och bergkvalitet” startade våren 2006 och planeras att avslutas 2009. Syftet med projektet är att för delar av Jönköpingsregionen ta fram information om berggrundsgeologi och bergkvalitet. Projektet ingår i SGUs geologiska kartläggning i befolkningstäta områden. Nedan ges en kortfattad beskrivning av projektet och de undersökningar som genomförts under 2006. Insamlad geologisk och geofysisk information under 2006 sammanställs för närvarande och kommer att presenteras mer utförligt senare.

Projektområdet är ca 1 257 km<sup>2</sup> stort och omfattar stora delar av Jönköpings kommun samt mindre delar av Aneby, Nässjö, Vaggeryds och Habo kommuner (fig. 1). Kartläggningen av berggrunden sker för en presentationsskala i 1:50 000 (lokal kartering) och innefattar totalt ca 1 019 km<sup>2</sup>. Kartområdet 7D Ulricehamn SO är tidigare kartlagt i skala 1:50 000 (Larson & Berglund 1995). Den insamlade informationen kommer att sammanställas till berggrundsgeologiska databaser och en plottad berggrundskarta med en kortfattad beskrivning i marginalen.

Med den berggrundsgeologiska informationen som bas genomförs en bergkvalitetsundersökning i hela projektområdet. I samband med dessa arbeten undersöks de olika bergarterna i projektområdet grundligare på ett antal platser. Där provtas berget bland annat för tekniska analyser (kulkvarns-, mikro-Deval- och Los Angelestest) och petrografisk analys. Strålnings- och sprickmätningar genomförs också i samband med den bergtekniska provtagningen. Resultaten sammanställs, som ett komplement till berggrundskartan, till en tematisk karta i skala 1:50 000 tillsammans med en kortfattad beskrivning. Det huvudsakliga ändamålet med bergkvalitetskartan är att underlätta en utvärdering av det bästa användningsområdet av bergmaterial från olika bergarter, t.ex. som ballast för väg, järnväg och betong.

Undersökningar kommer att bedrivas under tre fältsäsonger (fig. 1) med en viss tidsförskjutning av bergkvalitetsundersökningarna till 2008 (fig. 1b) då berggrundsinformation till stora delar har sammanställts (fig. 1).

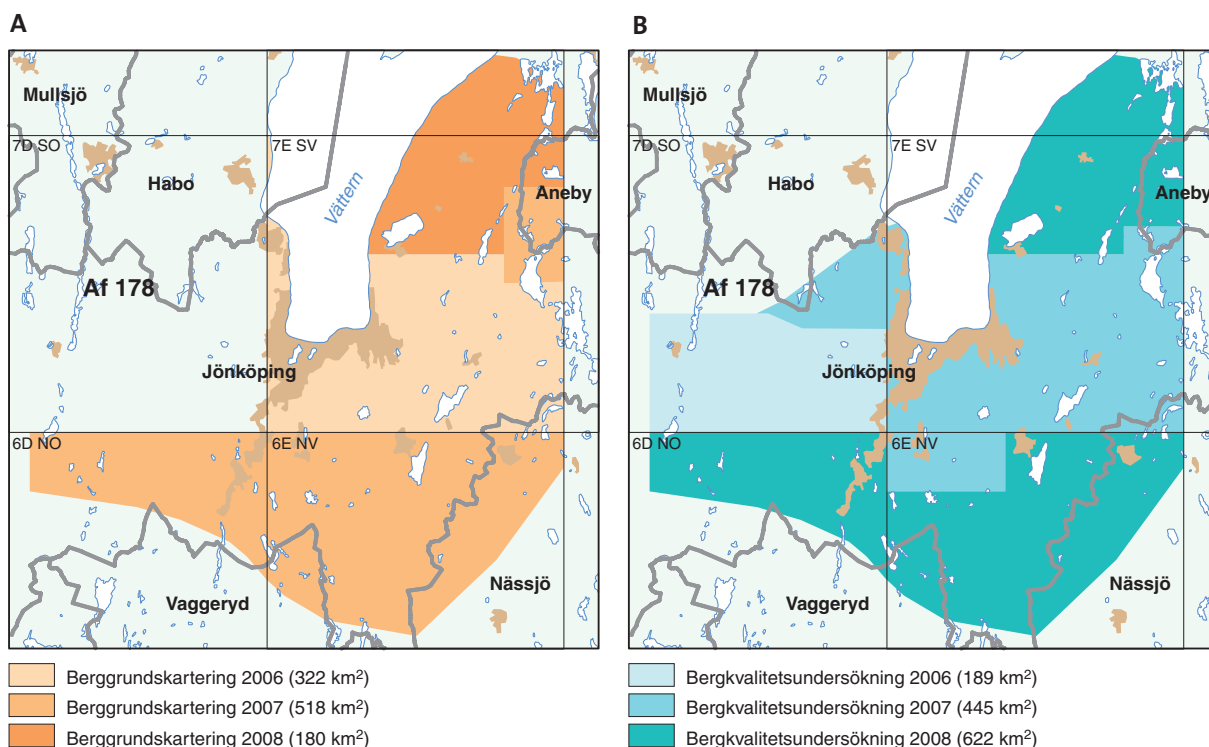


Fig.1. Projektområdet med planering för fältundersökningarna. **A.** Undersökningsområde, berg, 1 019 km<sup>2</sup>. **B.** Undersökningsområde, bergkvalitet, 1 256 km<sup>2</sup>.

## BAKGRUND

För hela projektområdet finns modern, regional berggrundsinformation med tillhörande beskrivningar. Undersökningarna har sammanställts av Persson & Wikman (1986), Samuelsson m.fl. (1988), Wik m.fl. (2006) samt i "Jönköpings län, Lan06" (SGUs databaser). Dessutom finns data från geofysiska flygmätningar (magnetiska, elektromagnetiska och radiometriska) samt tyngdkraftsmätningar. Information om hällar finns i stort sett för hela projektområdet i SGUs databaser och på jordartskartor (t.ex. Svantesson 1984). Hällinformation över den del av projektområdet som ligger inom kartområdet 7E Jönköping NO tas för närvarande fram inom ett pågående jordartskarteringsprojekt. Värdefull äldre information om berggrunden i de östra delarna av projektområdet finns också presenterad i SGUs serie Aa i skala 1:50 000 över kartområdena Gränna (Geijer m.fl. 1951) och Jönköping (Munthe & Gavelin 1907). Mer information om tidigare geologiska undersökningar i området finns i Wik m.fl. (2006).

## REGIONAL GEOLOGI OCH GEOFYSIK

Berggrunden i Jönköpingsområdet består till största delen av bergarter tillhörande det så kallade Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB), framför allt olika djupbergarter som varierar i sammansättning från gabbroisk till granitisk. I de östra delarna av projektområdet har olika typer av vulkaniska bergarter, allmänt kallade Smålandsporfyrrer, relativt stor utredning i TMB-berggrunden. De östra delarna av TMB-berggrunden har en ålder på ca 1 800 miljoner år (TMB1), medan de västra delarna är ca 100 miljoner år yngre (TMB2).

Den i princip nord-sydliga Protoginzonen skär igenom berggrunden, och dess östra begränsning sammanfaller i stort med gränsen mellan TMB1 och TMB2. Zonen karakteriseras av stråkvis plastisk deformation, inklusive nord-sydliga förkastningar och en yngre magmatism, t.ex. ca 1 550 miljoner år gamla mafiska intrusioner (de s.k. hyperiterna) samt Vaggerydssyeniten och Tabergsintrusionen som båda är ca 1 200 miljoner år gamla. De nord-sydliga deformationszonerna som är associerade till Protoginzonen framträder endast svagt på den flygmätta magnetiska totalfältskartan över Jönköpingsområdet (fig. 2), nordvästligt och nordnordostligt orienterade zoner framträder däremot tydligt.

I projektområdets sydöstra delar påträffas yngre sedimentära enheter som omfattar Almesåkragruppens bergarter och i den intrusiva diabaser (Rodhe 1987). I Vätternsänkan överlagras urberget av sedimentära bergarter tillhörande den neoproterozoiska (ca 850–700 milj. år) Visingsögruppen. I Vätternsänkans fortsättning mot söder, vid Spexeryd, finns en manganmineralisering i förkastningsprickor och brecciezoner som begränsar sänkan åt öster. Där skedde senast brytning under andra världskriget. Sammanlagt har där sedan början av 1800-talet brutits 134 000 ton manganmalm med 30–40 % Mn (Magnusson 1973).

Den västra delen av projektområdet tillhör den så kallade Svekonorvegiska provinsen, i vilken berggrunden generellt är kraftigt metamorfoserad och deformerad och bergarterna i varierande grad omvandlade till gnejser av olika slag.

## RESULTAT FRÅN FÄLTARBETET 2006

Under fältsäsongen 2006 kartlades ca 305 km<sup>2</sup> berggrund i de södra delarna av 7E Jönköping SV (fig. 2) och sammanlagt gjordes 1324 hällobservationer. Bergkvalitetsundersökningar genomfördes företrädesvis inom kartområdet 7D Ulricehamn SO där lokal berggrundsinformation finns tillgänglig (fig. 2). Fältarbetet genomfördes av Ulf Bergström och Thomas Eliasson (geologi) och Hossein Shomali (geofysik). Karin Appelqvist, Linus Brander och Daniel Larsson var extrageologer.

Totalt har geokemisk analys utförts på 47 prover, och 50 tunnslip har tillverkats för mikroskopisk undersökning. Från det område som nykarterats under 2006 har 27 kemiska analyser och 31 tunnslip gjorts (fig. 2). Resterande prover har tagits i samband med reviderings- och bergkvalitetsarbeten i kartområdet 7D Ulricehamn SO och rekognosceringsarbeten i vulkanitområden i den sydöstra delen av projektområdet.

Spektrometermätningar har utförts på 44 lokaler (fig. 2) och ett 20-tal parameterprover har tagits. Dessa undersökningar kan kompletteras med ett relativt omfattande material från den regionala undersökningen

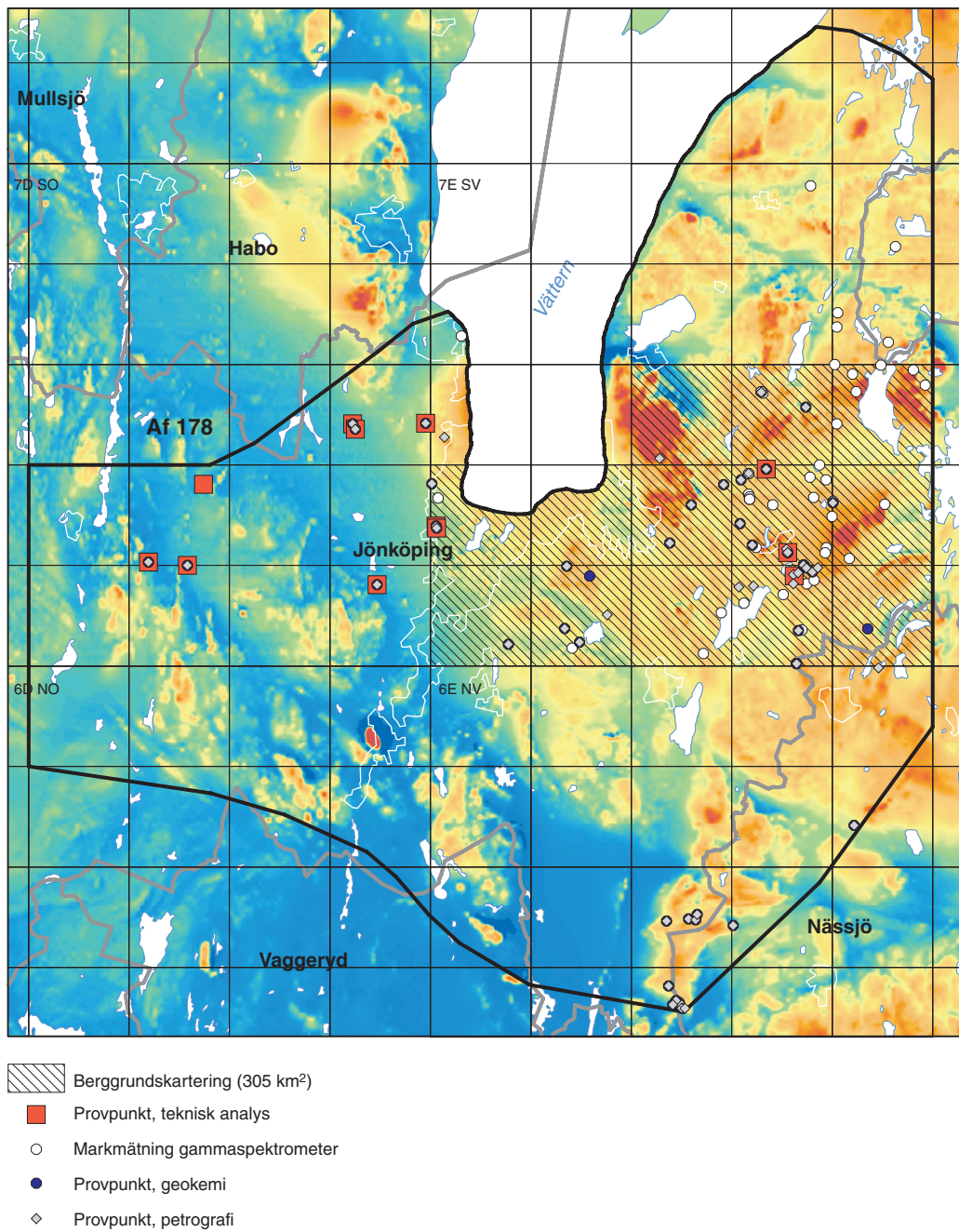


Fig. 2. Magnetisk totalfältskarta över projektområdet (vit begränsningslinje). Området som berggrundskarterades under 2006 är markerat. Provpunkter för tekniska, petrografiska och geokemiska analyser. Vita punkter för markbaserade gammastrålningsmätningar 2006.

över Jönköpings län (Wik m.fl. 2006). Insamling av 12 bergkvalitetsprover genomfördes, och två dateringsprover togs av olika varianter av välbevarade graniter från TMB-gruppen.

TMB1-berggrunden i de östra delarna av det undersökta området omfattar ett stort antal plutoner med varierande sammansättning, färg och textur. Generellt finns en uppdelning i dels grå, ojämnkornig till småporfyrisk monzogranit till kvartsmonzodiorit med allmänt förekommande mafiska enklaver (fig. 3 a, b), dels olika röda till gråröda, jämn- till ojämnkorniga graniter (fig. 3 c). De röda granitoiderna förekommer företrädesvis i de norra delarna av projektområdet. Strålningsnivåerna inom det karterade området 2006 är relativt låga, endast på ett fåtal lokaler var gammaindex större än 1.



Fig. 3. Foton av bergarter inom projektområdet. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Grå, medelkornig, ojämnkornig, enklavförande monzogranit till kvartsmonzodiorit tillhörande TMB1. Den magmatiska foliationen framträder genom de elongerade enklaverna och klipps av en senmagmatisk, tunn pegmatitgång och en något yngre mafisk gång. Riddersberg, 6 km sydost om Jönköping (6402715/1407877). **B.** Rödgrå, medelkornig, gles småporfyrisk, mycket svagt folierad, enklavförande granit till kvartsmonzonit tillhörande TMB1. Barnagölen 1 km väster om Lekeryd (6406789/1416317). **C.** Röd, medelkornig till grovkornig, ställvis leukokratisk granit till syenogranit tillhörande TMB. Dessa röda, vanligen kvartsrika granitoider i TMB kallas röd Växjögranit av t.ex. Munthe & Gavelin (1907). Ulvaberg, 10 km nordost om Huskvarna (6413630/1415060). **D.** Magmatisk lagring i gabbro tillhörande TMB. Lekeryd, 8 km öster om Huskvarna (6405612/1417751). **E.** Grå till röd, lagrad dacit. Enklav i grå monzogranit tillhörande TMB1. Tornarp, 11 km sydost om Huskvarna (6400756/1418015). **F.** Grovporfyrisk granit, tätt med ströckorn, s.k. Barnarpsgranit tillhörande TMB2. Bashult, 7 km söder om Jönköping (6400034/1406225).

I projektområdet förekommer ett antal gabbrointrusioner, varav det största är beläget vid Vätterns sydöstra strand. Magmatisk lagring har iakttagits i t.ex. en mindre gabbrointrusion i Lekerydsområdet (fig. 3 d). Små vulkanitområden är utspridda över hela TMB1-området, med lite större ansamlingar vid Ramsjön, 15 km nordöst om Jönköping (främst röda ryoliter) och öster om Byhult i projektområdets östra kant (främst grå daciter). På många platser är de vulkaniska bergarterna tämligen omkristalliserade, vilket resulterat i att kornstorleken förgrovats och de vulkaniska primärtexturerna suddats ut. Framför allt små vulkanitineslutningar (fig. 3 e) i TMB-granitoiderna är förgrovade (kontaktmetamorfoserade) och får då på många platser en fint medelkornig granitisk textur.

TMB1-bergarterna har ställvis en utvecklad magmatisk foliation (fig. 3 a). Skjuvzoner kan iakttas lokalt, men det finns också regionala zoner, t.ex. det stråk som förekommer längs Vätterns östra sida och söderut mot Tenhult.

De västra delarna av det karterade området omfattas av den relativt homogent utbildade, porfyriska Barnarpsgraniten (fig. 3 f), som tillhör TMB2. Kontakten mellan TMB1 och TMB2 går där i nordvästlig riktning genom Rogbergasjön, strax sydost om Jönköping och de västra delarna av Jönköpings stad, och utmärks av en skjuvdeformation i TMB1-bergarterna.

## Referenser

- Geijer, P., Collini, B., Munthe, H. & Sandegren, R., 1951: Beskrivning till kartbladet Gränna. *Sveriges geologiska undersökning Aa 193*, 100 s.
- Larson, S.Å. & Berglund, J., 1995: Berggrundskartan 7D Ulricehamn SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 178*.
- Magnusson, N.H., 1973: *Malm i Sverige. Mellersta och södra Sverige*. Almqvist & Wiksell. Stockholm, 320 s.
- Munthe, H. & Gavelin, A., 1907: Beskrivning till kartbladet Jönköping. *Sveriges geologiska undersökning Aa 123*, 166 s.
- Persson, L. & Wikman, H., 1986: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Jönköping. *Sveriges geologiska undersökning Ba 39*, 25 s.
- Rodhe, A., 1987: Depositional environments and lithostratigraphy of the middle proterozoic Almesåkra group southern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 69*, 80 s.
- Samuelsson, L., Larson, S.Å., Åhäll, K.-I., Lundqvist, I., Brouzell, J. & Berglund, J., 1988: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Borås. *Sveriges geologiska undersökning Ba 41*, 32 s.
- Svantesson, S.-I., 1984: Beskrivning till jordartskartan 7E Jönköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 59*, 171 s.
- Wik, N.-G., Andersson, J., Bergström, U., Claeson D., Juhojuntti N., Kero, L., Lundqvist, L., Möller, C., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2006: Beskrivning till regional berggrundskarta över Jönköpings län. *Sveriges geologiska undersökning K 16*, 60 s.

E-post: thomas.eliasson@sgu.se      ulf.bergstrom@sgu.se      hossein.shomali@sgu.se

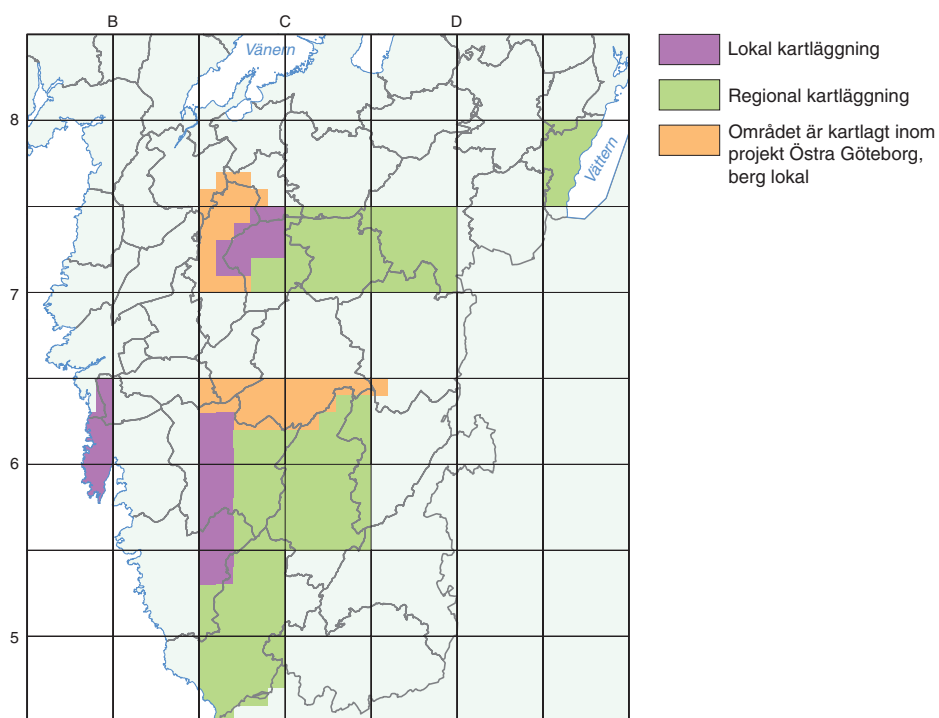
## Västra Götaland, berg

*Lena Lundqvist, Ildikó Antal Lundin, Fredrik Hellström, Inger Lundqvist, Charlotte Möller och Hossein Shomali*

Ett karteringsprojekt kallat Västra Götaland påbörjades under 2006 och planeras att pågå till 2009. Det omfattar kartläggning i skalorna 1:250 000 (regional skala) och 1:50 000 (lokal skala).

Medarbetare i projektet under året har varit Lena Lundqvist, Inger Lundqvist, Fredrik Hellström, Charlotte Möller, Hossein Shomali och Ildikó Antal Lundin. Dessutom har Karin Appelquist, Linus Brander, Magnus Ekdahl och Åsa Pettersson arbetat som extrageologer. De berörda delarna redovisas i figur 1. De områden som är aktuella för kartering i skala 1:50 000 är delar av Vargårda kommun, Onsalahalvön i Kungälv kommun, delar av Mölndals kommun samt västra delarna av kartområdet 6C Kinna SV och nordvästligaste hörnet av 5C Ullared NV. Regionalkartering i skala 1:250 000 görs över resterande delar av kartbladen 5C Ullared NV och SV, 6C Kinna NV, NO, SV och SO, 7C Borås NV och NO, 7D Ulricehamn NV och 8E Hjo SV.

Resultatet av undersökningarna blir tryckta kartor uppdelade i aktuella topografiska kartblad, utom Mölndal och Onsalahalvön som trycks i två separata delar. Dessutom lagras all information från projektet i SGUs databaser. Kartorna kommer att innehålla lokal berggrundsinformation där så är fallet och i övrigt regional information. Kartområdena 6C Kinna NO och NV samt 7C Borås NV innehåller även information från ett annat berggrundsgeologiskt kartläggningsprojekt (Östra Göteborg, fig. 1).



## GEOLOGISK ÖVERSIKT

Sydvästsveriges berggrund utgör de östra delarna av den Svekonorvegiska provinsen. Denna provins är ett ca 500 km brett och ca 1,2–0,9 miljarder år gammalt orogent bälte i den nuvarande sydvästra delen av Baltiska skölden och är uppbyggt av olika gnejssegment som alla avgränsas av ungefär nord–sydligt strykande, regionala deformationszoner (fig. 2). Berthelsen (1980) delade in den svenska delen av den Svekonorvegiska provinsen i tre separata segment med olika karaktärstika, de Östra och Centrala segmenten samt Östfold-Marstrandbältet. Den senare delen blev benämnd Västra segmentet av Åhäll m.fl. (1990), men detta namn är missvisande i sammanhanget eftersom de västligaste delarna av provinsen återfinns i Rogaland i Norge.

Berggrunden i regionen kännetecknas av att den omarbetats kraftigt genom deformation och metamorfos i samband med bergskedjebildande processer, till största delen under höga temperaturer vilket också orsakat en begynnande uppsmältning av berggrunden. Det har också skett storskaliga förskjutningar som förflyttat berggrundsenheter från sina ursprungliga sammanhang. Dessa förhållanden gör att ursprungliga bergartsled och deras kontaktrelationer sällan är bevarade, och att berggrundens nuvarande karaktär i huvudsak är ett resultat av de tektoniska processerna. De geologiska kartorna måste därför ha den tektonometamorfa uppbyggnaden som grund och åskådliggöra de strukturgeologiska och metamorfa förhållandena i olika områden. Analyser av sammansättningar och ursprungsåldrar av olika bergartsled utförs också där så är lämpligt.

Från Källandsö i Vänerens södra del till Varberg genomdras berggrunden av en ungefär nordnordostligt strykande och flackt västligt stupande deformationszon. Den kallas Mylonitzonen och utgör en viktig litologisk och tektonisk terränggräns. Zonen framträder även tydligt på de geofysiska anomalikartorna. Öster om Mylonitzonen, i det strukturellt underliggande Östra segmentet, består berggrunden till största delen av ca 1,73–1,66 miljarder år gamla, migmatitiska gnejser, av samma ålder och delvis av samma sammansättning som intrusivbergarterna i det Transskandinaviska magmatiska bältet öster om den Svekonorvegiska provinsen (dvs. huvudsakligen granit, granodiorit och besläktade bergarter). Berggrunden i det överliggande blocket, väster om Mylonitzonen, är väsentligt yngre och utgörs huvudsakligen av  $\geq 1,59$  miljarder år gamla metamorfa ybergartssekvenser och 1,61–1,55 miljarder år gamla kalkalkalina metagranitoider. De södra delarna av Mylonitzonen utgör en metamorf terränggräns som separerar högmetamorfa gnejser (övre amfibolitfacies till högtrycksgranulitfacies) i Östra segmentet från metagranitoider i grönskiffer- till amfibolitfacies i det västra blocket. Mot norr är den metamorfa graden i den östra sidans gnejser lägre samtidigt som den varierar bland bergarter på den västra sidan. En mer likartad metamorf karaktär hos metagranitoider på ömse sidor om Mylonitzonen i Alingsåsområdet gör att zonens sträckning där är betydligt svårare att kartlägga.

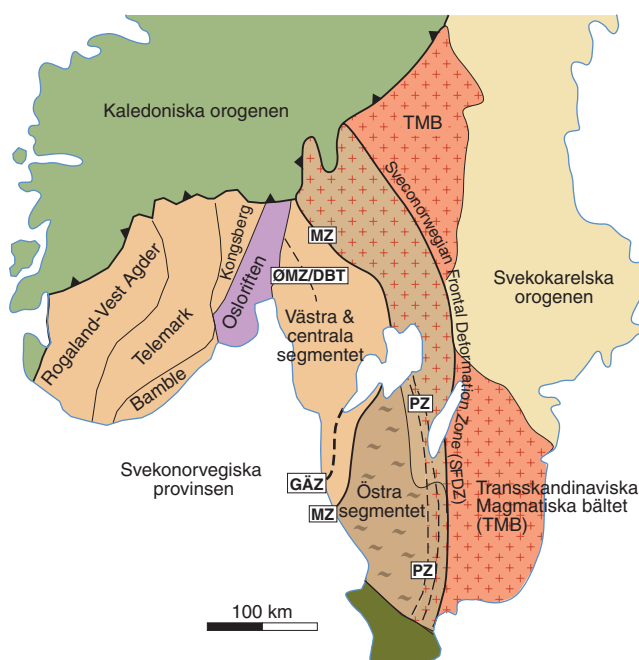


Fig. 2. Svekonorvegiska provinsen.

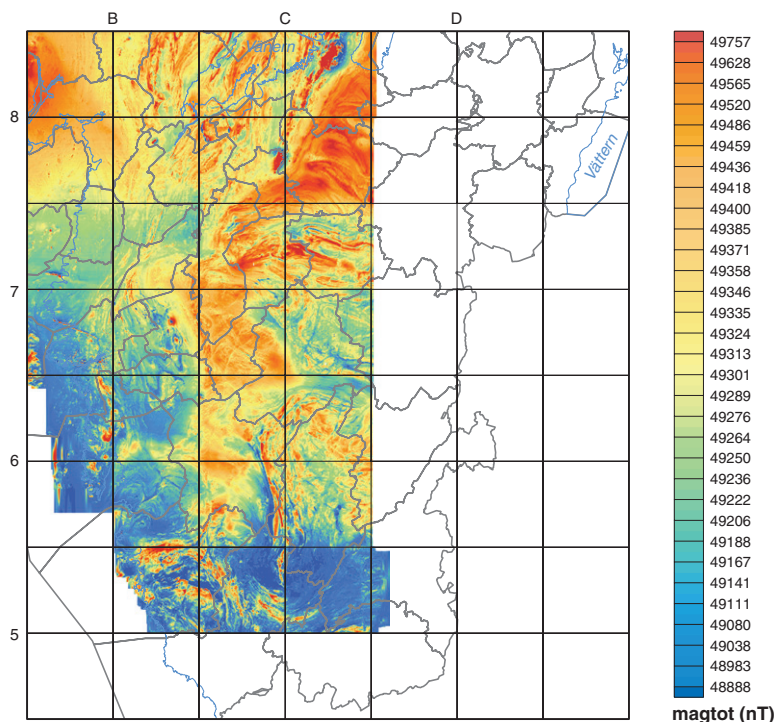


Fig. 3. Magnetisk totalfältskarta över sydvästra Sverige.

Mylonitzonen utgör även en strukturell terränggräns. Öster om zonen framträder ett markant, regionalt veckmönster med ost–västligt orienterade axialplan. Mönstret speglar en storskalig veckning med flacka, undulerande veckaxlar som stupar omväxlande mot öster och väster. Väster om Mylonitzonen dominerar strukturer med nord–sydlig orientering.

Höggradig metamorfos och migmatitisering i Östra segmentet har åldersbestämts till åldrar på 1,46–1,42 (hallandisk) respektive 0,98–0,96 miljarder år (svekonorvegisk; U-Pb-metoden på zirkon, t.ex. Johansson m.fl. 2001, Söderlund m.fl. 2002, Andersson m.fl. 2002). Metamorfa åldrar (U-Pb) från zirkon och titanit väster om Mylonitzonen är svekonorvegiska men betydligt äldre, omkring 1,05–1,03 miljarder år (t.ex. Hansen m.fl. 1989, Åhäll m.fl. 1998). Några spår av den ca 1,45 miljarder år gamla metamorfosen som påverkat bergarter öster om Mylonitzonen har än så länge inte påträffats västerut. Sammantaget utgör Mylonitzonen en distinkt litologisk, strukturell och metamorf terränggräns, som skiljer berggrundsenheter med olika geologisk utveckling vad gäller både ursprung och metamorfos i presvekonorvegisk och svekonorvegisk tid.

## GEOFYSISK ÖVERSIKT

Undersökningsområdet är täckt med moderna geofysiska flygmätningar (magnetiska, elektromagnetiska och radiometrisk) samt med tyngdkraftsmätningar. Flygmätningarna utfördes under åren 1974–1991 med 200 meters linjeavstånd, 16–40 meters mätpunktsavstånd och 30 eller 60 meters flyghöjd (60 m fr.o.m. 1995). Geofysiska flygmätningar används vid berggrundsgeologisk kartering för tolkning av olika bergarters utbredning och strukturer i berggrunden samt för regionaltektonisk modellering. Geofysiska data kan även användas bland annat för bedömning av potentiella vattenförande sprickzoner i berggrunden, och för att lokalisera områden med förhöjd gammastrålning vilket ger ett underlag för radonriskbedömningar. Flygmätningarna används för att planera de geofysiska markmätningarna. Markbundna geofysiska undersökningar används bland annat för att göra uppföljningar av anomalier som upptäckts med flygmätningar.

Den magnetiska flygmätningen visar på en mycket liten variation i det magnetiska totalfältet i stora delar av kartområdet, samtidigt som variationerna är mycket stora i andra delar av området (fig. 3). Läget och djupet för de magnetiska kontakterna kan beräknas med Eulerdekonvolution och sammanfaller endast delvis

med kontakter mellan olika bergarter på berggrundskartan. Detta beror på att variationen i de magnetiska egenskaperna är kopplad till deformationsstrukturerna i berggrunden. Storleken på den i fält uppmätta susceptibiliteten är relativt väl korrelerad till det magnetiska totalfältets nivå, utom i de områden där en omvänd magnetisk remanens dominerar.

## ÅRETS UNDERSÖKNINGAR

Projektområdet kan delas in i tre geografiska områden med skilda geologiska miljöer och separata utvecklingshistorier. Onsalahalvön och delar av Mölndals kommun utgör det västligaste området och hör geologiskt till Östfold-Marstrandbältet. Vårgårda kommun, 7C Borås NO, 7D Ulricehamn NV och 8E Hjo SV är lokaliserade i Östra segmentet med en övergång till det Transskandinaviska magmatiska bältet, medan kartområdena 6C Kinna- och 5C Ullared NV och SV omfattar de södra delarna av Mylonitzonen och högmetamorfa delar av det Östra segmentet. I Onsala och Mölndal bedrivs endast kartering i lokal skala. De övriga områdena kommer att täckas delvis av lokal, delvis av regional kartering.

Till följd av låg bemanning i projektet under 2006 har regionalkarteringen hittills endast inbegripit en inledande rekognoscering.

Kartläggningen av Vårgårda kommun är påbörjad och ca 75 km<sup>2</sup> är kartlagda i lokal skala. Berggrunden där domineras av bandade och migmatitiska gnejser som är karaktäristiska för Östra segmentet. Inga geofysiska undersökningar genomfördes under året.

Kartläggningen i Onsala och Mölndal har också startat och även där är ca 75 km<sup>2</sup> kartlagda i lokal skala. Berggrunden på Onsalahalvön (Östfold–Marstrandbältet) domineras av gnejsiga granitoider med en ålder av ca 1,56 miljarder år och gnejsiga, så kallade Askimsgraniter, ca 1,3 miljarder år gamla. Det finns även basiska bergarter som är likåldriga med Askimsgraniterna och i många fall uppvisar hybridbildningar och blandningsstrukturer med dessa (fig. 4).



Fig. 4. Foto av blandningsstrukturer mellan basisk bergart och Askimsgranit.

## REFERENSER

- Andersson, J., Möller, C. & Johansson, L., 2002: Zircon geochronology of migmatite gneisses along the Mylonite Zone (S Sweden): a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic shield. *Precambrian Research* 114, 121–147.
- Berthelsen, A., 1980: Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic shield. *International Geological Congress, Colloque C6*, 5–21.
- Johansson, L., Möller, C. & Söderlund, U., 2001: Geochronology of eclogite facies metamorphism in the Sveconorwegian province of SW Sweden. *Precambrian Research* 106, 261–275.
- Hansen, B.T., Persson, P.-O., Söllner, F. & Lindh, A. 1989: The influence of recent lead loss on the interpretation of disturbed U-Pb systematics in zircons from metamorphic rocks in southwest Sweden. *Lithos* 23, 123–136.
- Söderlund, U., Möller, C., Andersson, J., Johansson, L. & Whitehouse, M., 2002: Zircon geochronology in polymetamorphic gneisses in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden: ion microprobe evidence for 1.46–1.42 and 0.98–0.96 Ga reworking. *Precambrian Research* 113, 193–225.
- Åhäll, K.-I., Cornell, D.H. & Armstrong, R., 1998: Ion probe zircon dating of metasedimentary units across the Skagerrak: new constraints for early Mesoproterozoic growth of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 87, 117–134.
- Åhäll, K.-I., Daly, J.S. & Schöberg, H., 1990: Geochronological constraints on Mid-Proterozoic magmatism in the Östfold-Marsstrand belt: implications for crustal evolution, SW Sweden. I C.F. Gower, T. Rivers. & B. Ryan (red.): Mid Proterozoic Laurentia-Baltica. *Geological association of Canada Special paper* 38, 97–115.

E-post: lena.lundqvist@sgu.se  
inger.lundqvist@sgu.se

ildiko.antal@sgu.se  
charlotte.moller@sgu.se

fredrik.hellstrom@sgu.se  
hossein.shomali@sgu.se

# Östra Göteborg, Borås kommun, bergkvalitet

Mattias Göransson, Mehrdad Bastani, Hossein Shomali

Syftet med projektet är att skapa databaser med information om bergkvalitet. Bergkvalitetskartan är en tematisk karta som kompletterar SGUs berggrundskarta i skala 1:50 000. Det huvudsakliga ändamålet med kartan är att underlätta en utvärdering av det bästa användningsområdet för olika bergarter, t.ex. ballast för väg, järnväg och betong. I samband med den kommunala översiktsplaneringen ska bergkvalitetskartan kunna erbjuda ett tillämpligt geologiskt underlag för framtida markanvändning och underlätta övergången från grus- till krossbergsproduktion. Bergkvalitetsundersökningen i Borås kommun är den avslutande delen av projektet "Östra Göteborgsområdet, bergkvalitet", vilket startade år 2003 och slutfördes under 2006. Övriga kommuner som undersökts inom ramen för detta projekt är Alingsås, Bollebygd, Härryda, Kungälv, Lerum, Mölndal, Partille, Stenungsund, Uddevalla och Varberg. Under 2006 avslutades fältarbetet och provtagningen i de södra delarna av Borås kommun.

Arbetet med bergkvalitetskartan för Borås kommun har föregåtts av en generell läges- och behovsanalys i stora delar av Västra Götalands och norra delen av Hallands län. I denna analys har potentiella avnämare såsom länsstyrelser, kommuner, myndigheter, entreprenörer och konsulter intervjuats angående undersökningsmetodik för bergkvalitet, beträffande vilka områden som bör prioriteras för undersökning och om behovet av översiktlig bergkvalitetsinformation.

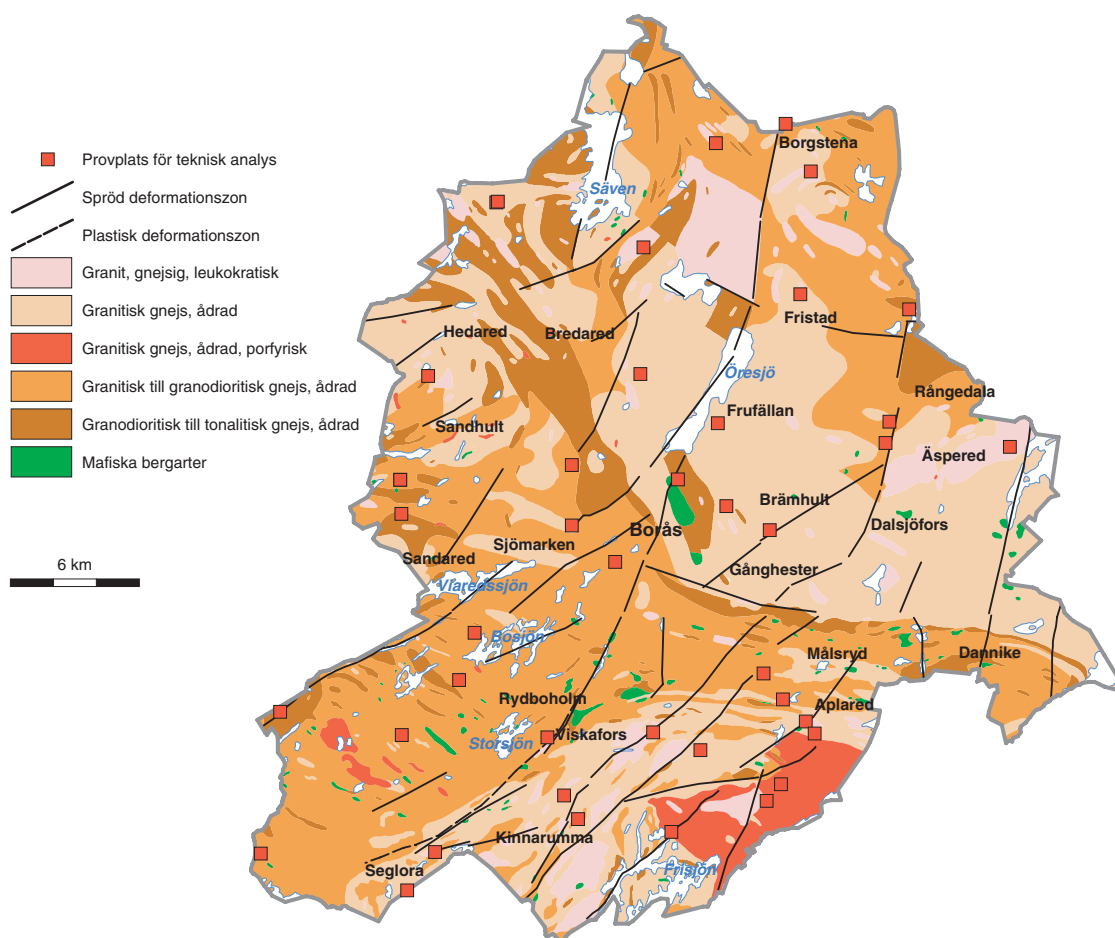


Fig. 1. Förenklad berggrundskarta över Borås kommun, modifierad från Lundqvist m.fl. (SGU opublicerad), Ahlin (1980), Ahlin (1983a) och Samuelsson m.fl. (1988).

## GEOLOGI OCH GEOFYSIK

Berggrunden inom Borås kommun tillhör det Östra segmentet av den Svekonorvegiska provinsen. Karteringsområdet domineras av gnejser med olika sammansättning (fig. 1) och en ålder av ca 1700–1670 miljoner år (Scherstén m.fl. 2000, Andersson m.fl. 2002, Hegardt m.fl. 2005). Enstaka inslag av leukokratiska (ljusa), anatektiska (uppsmälta) graniter och mindre gabbrokroppar förekommer. Även tunna mafiska boudiner (inneslutningar) förekommer i gnejserna. Den metamorfa graden är mycket hög (övre amfibolit- till högtrycksgranulitfacies) och gnejserna är vanligtvis bandade, anatektiska eller kraftigt ådrade. Tektoniska och metamorfa processer har överpräglad den ursprungliga texturen (Ahlin 1983 b).

### Mafiska bergarter

Svarta, finkorniga till grovt medelkorniga, vanligtvis jämnkorniga mafiska bergarter (amfibolit, diorit och gabbro) förekommer som ställvis boudinerade, ganska små kroppar intill gnejserna. Några större kroppar förekommer, till exempel direkt nordost om Borås, söder om Äspered och öster om Rydboholm. Bergarterna är i allmänhet helt omkristalliserade. Lokalt är vissa av dem granatförande.

### Granodioritisk till tonalitisk gnejs, ådrad

Den granodioritiska till tonalitiska gnejsen är grå till mörkt grå, vanligen medelkornig, ådrad och ställvis enklavförande. Även gnejs med kvartsmonzodioritisk sammansättning förekommer. Den granodioritiska till tonalitiska gnejsen (fig. 2 a) är mer enklavförande än den granodioritiska till granitiska varianten.

### Granitisk till granodioritisk gnejs, ådrad

Granitisk till granodioritisk gnejs är den dominerande bergarten i kommunen. Den parallellorienterade texturen är markerad genom biotitflak. Gnejsen är rödgrå till gråröd, kornstorleken medelkornig och strukturen ställvis migmatitisk.

### Granitisk gnejs, ådrad, ställvis porfyrisk

Röd till rödgrå, fin- till medelkornig, granitisk gnejs är vanligt förekommande i hela kommunen. Ställvis är hela bergarten ådergnejsomvandlad (stromatisk migmatit). I de sydöstra delarna, söder om Aplared men även söder om Rångedala kyrka, förekommer grovporfyrisk, granitisk gnejs (fig. 2 b). Kalifältspatströkornen är ca 2–5 cm stora och ställvis helt omkristalliserade.

### Granit, gnejsig, leukokratisk

Ljust röd till ljust gråröd, fin- till medelkornig leukokratisk granit (fig. 2 c) förekommer dels i norra delen av Borås kommun (norr om Fristad), dels i de östra delarna vid Äspered men även i de södra delarna, öster om Kinnarumma. Bergarten är ställvis gnejsig och ställvis migmatitiserad.

## Geofysik

Som framgår av uranhaltskartan (fig. 3) har de flesta bergarterna en låg gammastrålning. Vid tre lokaler överskreds de enskilda gränsvärdena 2,0 för gammaindex respektive 1,0 för radiumindex (motsvarar 200 Bq/kg radium-226). Relativt höga gammaindex (2,39) och radiumindex (2,55) förekommer söder om Viaredssjön. Berggrunden vid den lokalen består av pegmatit som har en hög uranhalt (41,5 ppm), vilket ger höga värden både för radium- och gammaindex. Andra anomala gammaindex (2,22) och radiumindex (2,55) uppmättes nordväst om Seglora. Berggrunden där består av migmatit med relativt hög uranhalt (41,4 ppm), vilket ger ett relativt högt radiumindex. Öster om Frisjön består berggrunden i huvudsak av granit och där förekom-

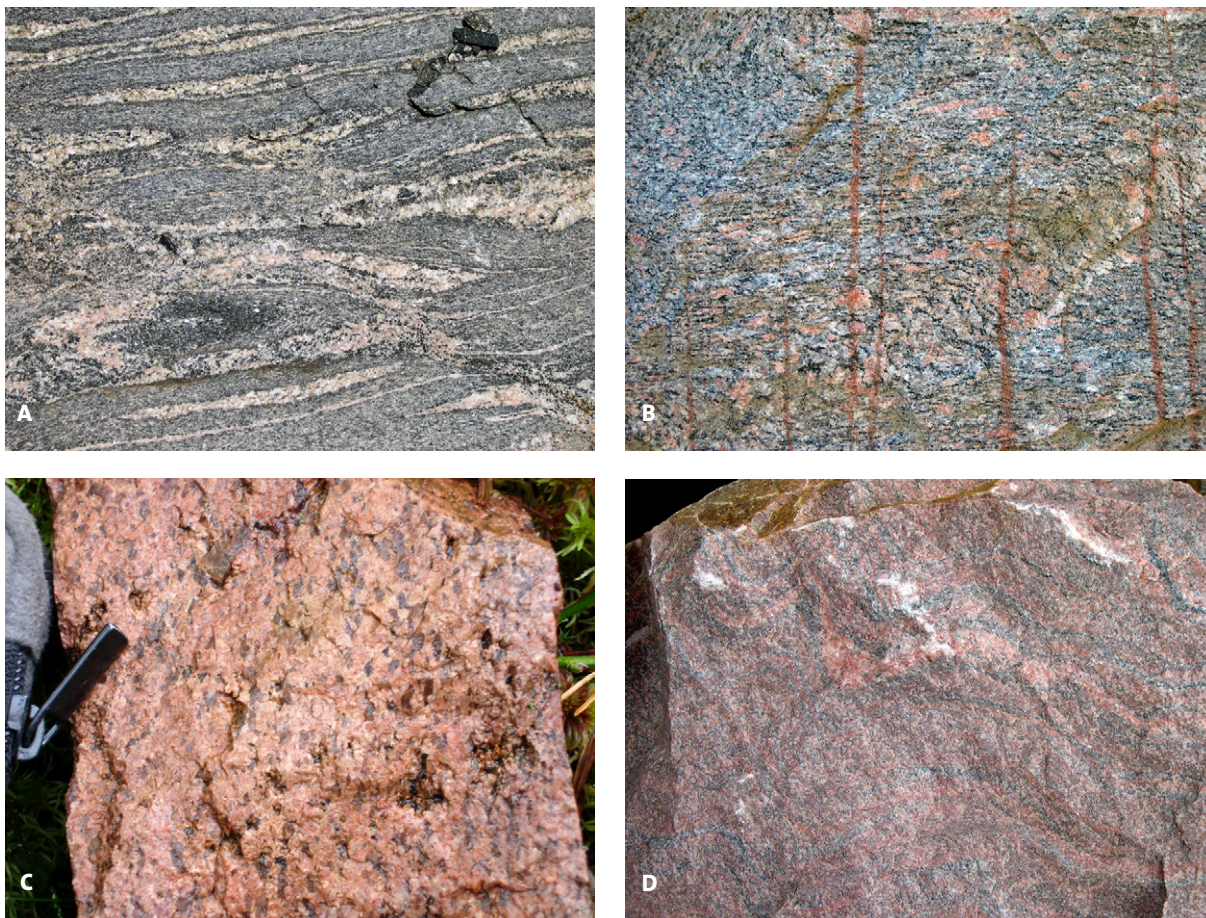


Fig. 2. Foton av bergarter från Borås kommun. Foto Mattias Göransson, koordinater i rikets nät (RT 90).  $K_k$ =Kulkvarnsvärde, LA=Los Angelesvärde. **A.** Grå, medelkornig, ådrad, tonalitisk gnejs med dåliga tekniska egenskaper.  $K_k = 21,2\%$  och  $LA = 41,2\%$ . Vyn är ca 80–60 cm (1340924/6414217). **B.** Rödgrå till gråröd, medelkornig, veckad, grovporfyrisk granitisk gnejs med läkta, oxiderade tensionssprickor (röda) och moderata tekniska egenskaper.  $K_k = 12,8\%$  och  $LA = 23,3\%$ . Vyn är ca 70–100 cm (1340007/6408993). **C.** Röd, fint medelkornig, jämnkornig, omkristalliserad, leukokratisk granit med dåliga tekniska egenskaper.  $K_k = 19,7$  och  $LA = 36,8$ . Vyn är 15–10 cm (1318915/6389014). **D.** Röd, fint medelkornig, veckad, granitisk gnejs med bra tekniska egenskaper.  $K_k = 9,3\%$  och  $LA = 25,3\%$ . Vyn är ca 65–45 cm (1331945/6421938).

mer också förhöjda gamma- och radiumindex (2,15 resp. 1,10). Ovannämnda bergarter är olämpliga som byggnadsmaterial i byggnader där människor vistas kontinuerligt.

## TEKNISKA ANALYSRESULTAT

Totalt har 42 prover från 41 olika lokaler tagits inom ramen för detta projekt.

### Kulkvarnsanalys

Kulkvarnsvärdet (FAS-metod 259-02) är ett mått på bergets nötningsmotstånd. De sämsta (högsta) värdena erhålls från tonalitiska och granodioritiska gnejser samt mafiska bergarter (medelvärden 18–20 %). Dessa bergarter är i allmänhet glimmerrika och i de flesta fall jämnkorniga med en mer eller mindre utvecklad polygonal textur. Finkorniga till fint medelkorniga graniter i undersökningsområdet ger de bästa kulkvarnsresultaten (ca 9–14 %). Öster om Borås och i ett stråk sydost om Viskadalen ger både graniter och granodioriter bra kulkvarnsvärden (under 14 %). Det lägsta kulkvarnsvärdet erhålls från en fint medelkornig, granitisk gnejs (9,3 %, se fig. 2d, 6421938/1331945) 4 km västnordväst om Borgstena kyrka.

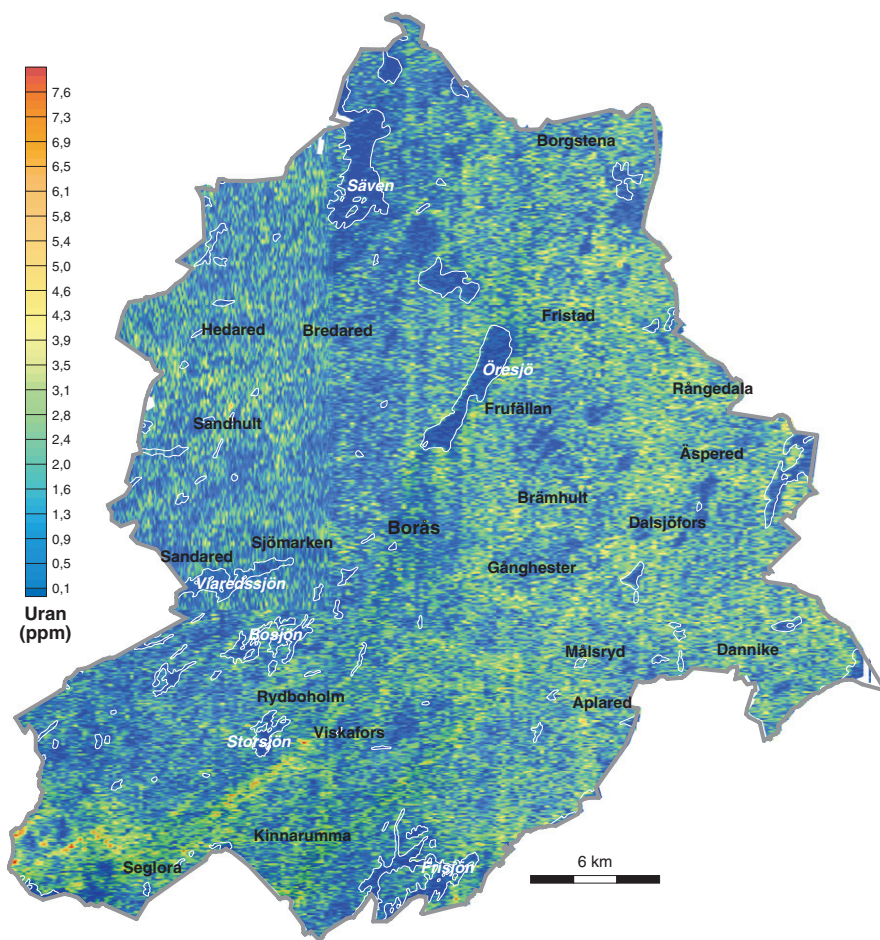


Fig. 3. Karta över markens uranhalt i Borås kommun. Kartan visar den beräknade fördelningen av uran i markens ytskikt projicerad på höjddata. Halten uran är uttryckt i ppm ekvivalent uranhalt, vilket innebär att den är beräknad under antagande av radioaktiv jämvikt.

## Los Angelesanalys

Los Angelesvärdet (LA Svensk Standard 1997) är ett mått på bergartens sprödhet. Spridningen av LA-värdena är, liksom för kulkvarnsvärdena, stor inom varje bergartsenhet. Generellt erhåller många av bergarterna höga till mycket höga (dåliga) LA-värden. Omkring 70 % av bergarterna erhåller höga LA-medelvärden (30–48 %). Grova anatexiter och granitiska gnejser som är relativt jämnkorniga och fattiga på mörka, järn- och magnesiumförande mineral (amfibol, biotit, etc.) har i allmänhet höga värden. Stark ådergnejsomvandling och migmatitisering ger också relativt höga värden. Detsamma gäller även många granodioriter och tonaliter. Ingen av områdets bergartsgrupper erhåller ett LA-medelvärde under 30 %. De bästa LA-värdena ger bland annat graniter och granodioriter från trakten öster om Borås (21–28 %) tack vare sin något finkornigare, ojämnkorniga textur.

## Alkalisilikareaktivitet (ASR)

Tunnslip av 32 prover har undersökts. Inget bergartsprov har bedömts tillhöra ASR-klass 3. Deformerade bergarter längs Viskadalens dalgång har efter fältbesök bedömts kunna vara alkalisilikareaktiva. Kvartsrika, plastiskt deformerade bergarter i detta område bör testas vidare med RILEM AAR-1 (RILEM 2000a) och eventuellt RILEM AAR-3 (RILEM 2000b, expansionsförsök på betongprismor), för att avgöra deras lämplighet som betongballast.

## BERGKVALITETSKARTAN

På bergkvalitetskartan urskiljs ytor med tre olika kvalitetsklasser, nämligen: 1. god, 2. mindre god och 3. dålig kvalitet. Berggrunden inom Borås kommun domineras av klass 3-material även om det också finns områden med klass 2-material (se fig. 4). Tonalitiska till granodioritiska gnejser från detta område har vanligtvis alltför höga kulkvarnsvärden (mv = 20 %) och Los Angelesvärden (mv = 36 %). Många av de granitiska till granodioritiska gnejserna och de leukokratiska graniterna är alltför spröda (LA, mv = 32 % och 36 %) för att duga som makadam för asfalt. Plastiskt deformerad berggrund och bergarter som kristalliserat tidigt i omkristalliseringsprocessen under högttemperaturomvandlingen ("annealing") och erhållit komplicerade, alternativt finkorniga kornfogar, vilket har förbättrat bergarternas tekniska egenskaper. Exempel på sådan berggrund förekommer öster till nordost om Borås stad och söder till sydost om Viskafors. Den plastiskt deformerade berggrunden växlar med tekniskt lågpresterande ådergnejs, vilket inte redovisas i detalj på de berggrundsgeologiska underlagskartorna. Därför är det rimligt att anta att bergkvaliteten varierar mellan klass 2 och 3, trots att dessa områden bedömts som klass 2. Inga klass 1-områden har påträffats i kommunen. Kommunens bästa kulkvarnsvärde kommer från en finkornig granitisk gnejs (9,3 %), lokaliserad 4 km västnordväst om Borgstena kyrka. Alla mafiska bergarter i kommunen har bedömts som klass 3-material. I områden där berggrunden utsatts för kraftig ådergnejsomvandling till migmatitisering är bergkvaliteten betydligt sämre än i omgivande, mer välbevarad berggrund.

På bergkvalitetskartan är strukturer som foliation eller gnejsighet ihopdragna till så kallade strukturella formlinjer för plastisk deformation. Dessutom redovisas zoner med starkt deformerad berggrund, vilka kan representera bergartens interna svaghetsstrukturer efter vilken riktning uppsprickning lätt sker, t.ex. i samband med sprängning. Många av zonerna är tolkade från geofysiska underlagskartor. Även data om djupet till urberget (jorddjupet) är angivet på kartan.

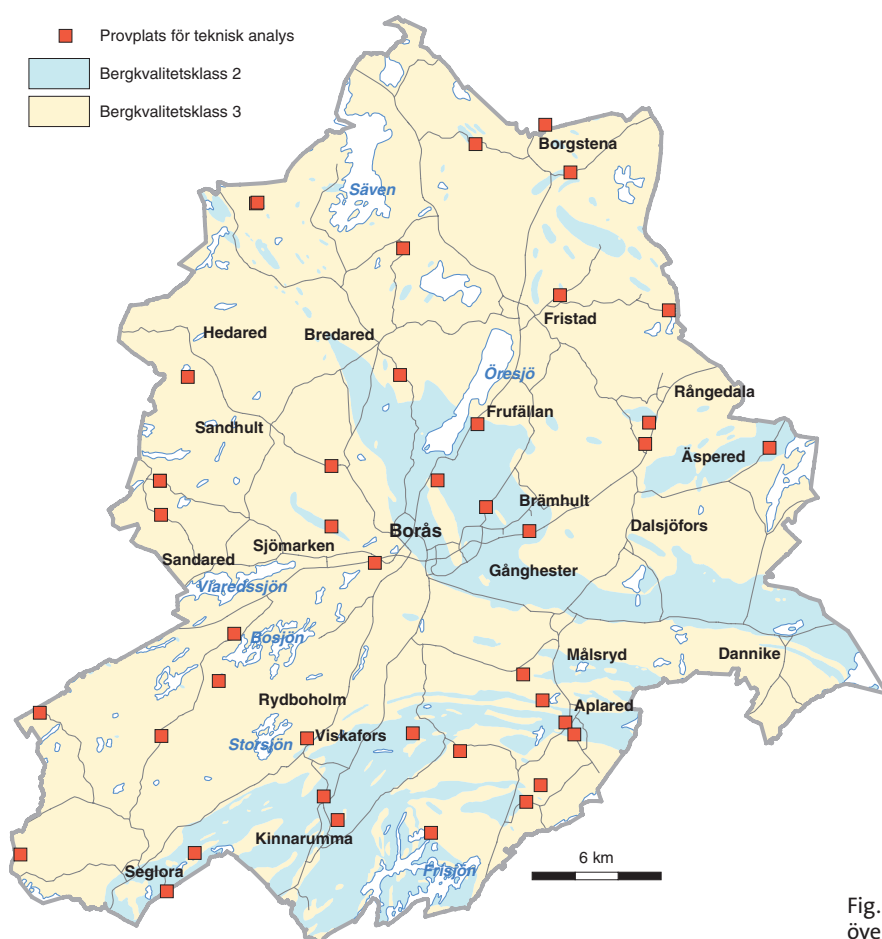


Fig. 4. Preliminär bergkvalitetskarta över Borås kommun.

## REFERENSER

- Ahlin, S., 1980: Berggrundskartan 7C Borås SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Af 130*.
- Ahlin, S., 1983a: Berggrundskartan 7C Borås SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Af 143*.
- Ahlin, S., 1983b: Beskrivning till berggrundskartan 7C Borås SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 143*, 92 s.
- Andersson, J., Möller, C. & Johansson, L., 2002: Zircon geochronology of migmatite gneisses along the Mylonite Zone (S. Sweden): a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic shield. *Precambrian Research 114*, 121–147.
- FAS-metod 259-02: Bestämning av kulkvarnsvärde. *Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige*, 5 s.
- Hegardt, A., Cornell, D., Claesson, L., Simakov, S., Stein, H. & Hannah, J., 2005: Eclogites in the central part of the Sveconorwegian Eastern Segment of the Baltic Shield: Support for an extensive eclogite terrane. *GFF 127*, 221–232.
- RILEM Recommended test method AAR-1, 2000a: Detection of potential alkali-reactivity of aggregates – Petrographic method. *Materials and structures 36*, 480–496.
- RILEM Recommended test method AAR-3, 2000b: Detection of potential alkali-reactivity of aggregates – method for aggregate combinations using concrete prisms. *Materials and structures 33*, 290–293.
- Samuelsson, L., Larson, S.Å., Åhäll, K.I., Lundqvist, I., Brouzell J. och Berglund, J., 1988: Provisoriska översiktliga berggrundskartan Borås. *Sveriges geologiska undersökning Ba 41*.
- Scherstén A., Cornell D. & Årebäck H., 2000: Ion microprobe discovery of Archaean and Early Proterozoic zircon xenocrysts in southwest Sweden. *GFF 122*, 377–383.
- Svensk Standard, 1997: SS-EN 1097-2: Ballast – Mekaniska och fysikaliska egenskaper – Del 2: Bestämning av motstånd mot sönderdelning. *Standardiseringen i Sverige*, 29 s.

E-post: mattias.goransson@sgu.se   mehrdad.bastani@sgu.se   hossein.shomali@sgu.se

# Sundsvall, berg och bergkvalitet

Katarina P. Nilsson, Rune Johansson, Claes Mellqvist, Torbjörn Bergman, Magnus Döse och Sven Lundqvist

## INLEDNING

Arbetet med projekt "Sundsvall, berg och bergkvalitet" inleddes år 2005 och kommer att avslutas år 2008. Projektets målsättning är att skapa lokala berggrunds- och bergkvalitetsdatabaser över delar av Sundsvalls, Timrå och Härnösands kommuner (fig. 1) och är en del av SGUs systematiska geologiska kartering inom befolkningstäta områden. Databaserna är avsedda att utgöra underlag för planering och resurshushållning för prospekteringsföretag och entreprenörer samt för kommuner, länsstyrelse m.fl. i Västernorrlands län. Under årets fältarbete har följande personer deltagit i fältarbetet: Torbjörn Bergman, Magnus Döse, Claes Mellqvist, Katarina Nilsson, Rune Johansson, Alireza Malehmir, Peter Dahlin, Magnus Ekdahl, Emil Lundberg, Ulf Bertil Andersson och Peter Kresten.

Under sommaren 2006 besöktes 1739 lokaler på en yta av ca 450 km<sup>2</sup>. Figur 2 visar en preliminär sammanställning över berggrunden i området efter 2005 och 2006 års kartering. Förutom berggrundsgeologiska observationer utfördes provtagning för geokemisk analys och tunnslipsanalys samt provtagning för analyser av bergkvalitet.

Det geofysiska fältarbetet omfattade anomaliuppföljning av framför allt magnetiska anomalier och gammastrålningsanomalier. Sammanlagt besöktes 152 lokaler. Vid 149 lokaler utfördes gammastrålningsmätningar och 138 bergartsprover togs för mätning i laboratorium av de magnetiska egenskaperna samt bestämning av densiteten. I fält uppmättes magnetisk susceptibilitet vid samtliga besökta lokaler, vilket också

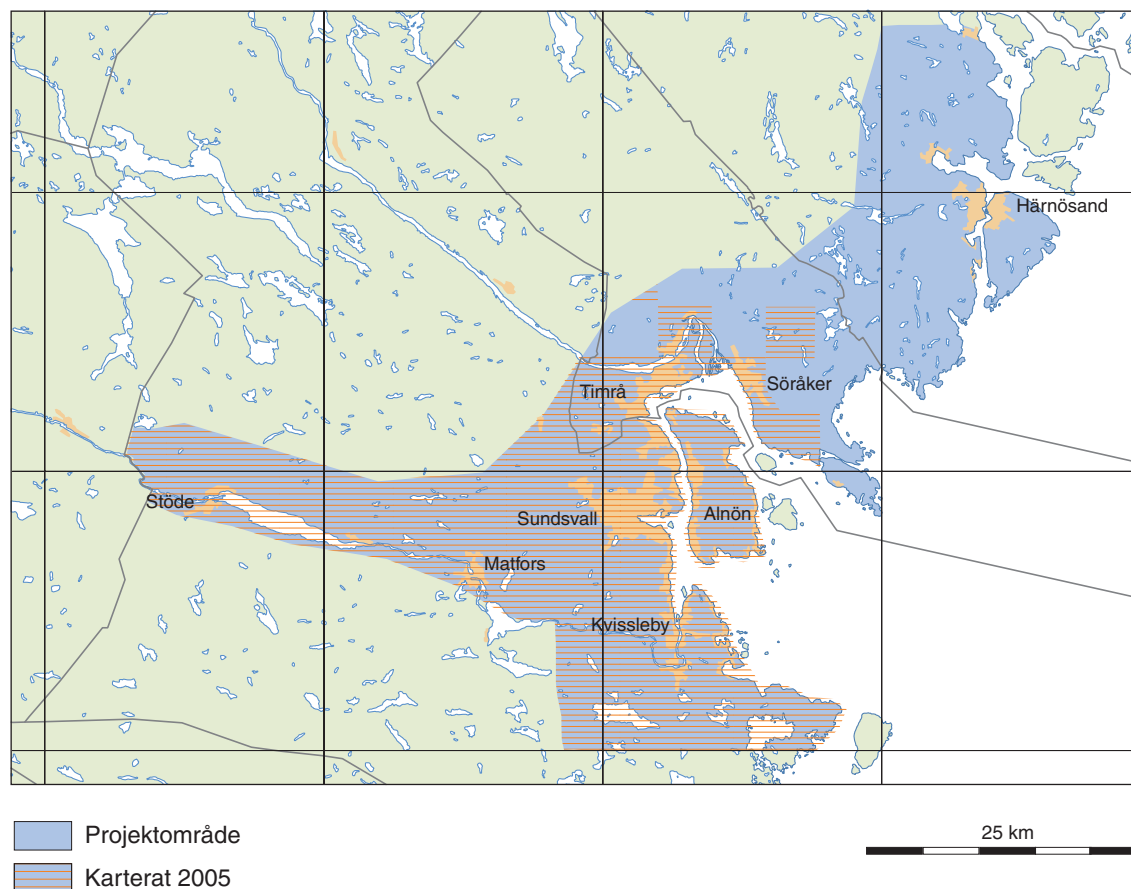


Fig. 1. Karta över projektområdet.

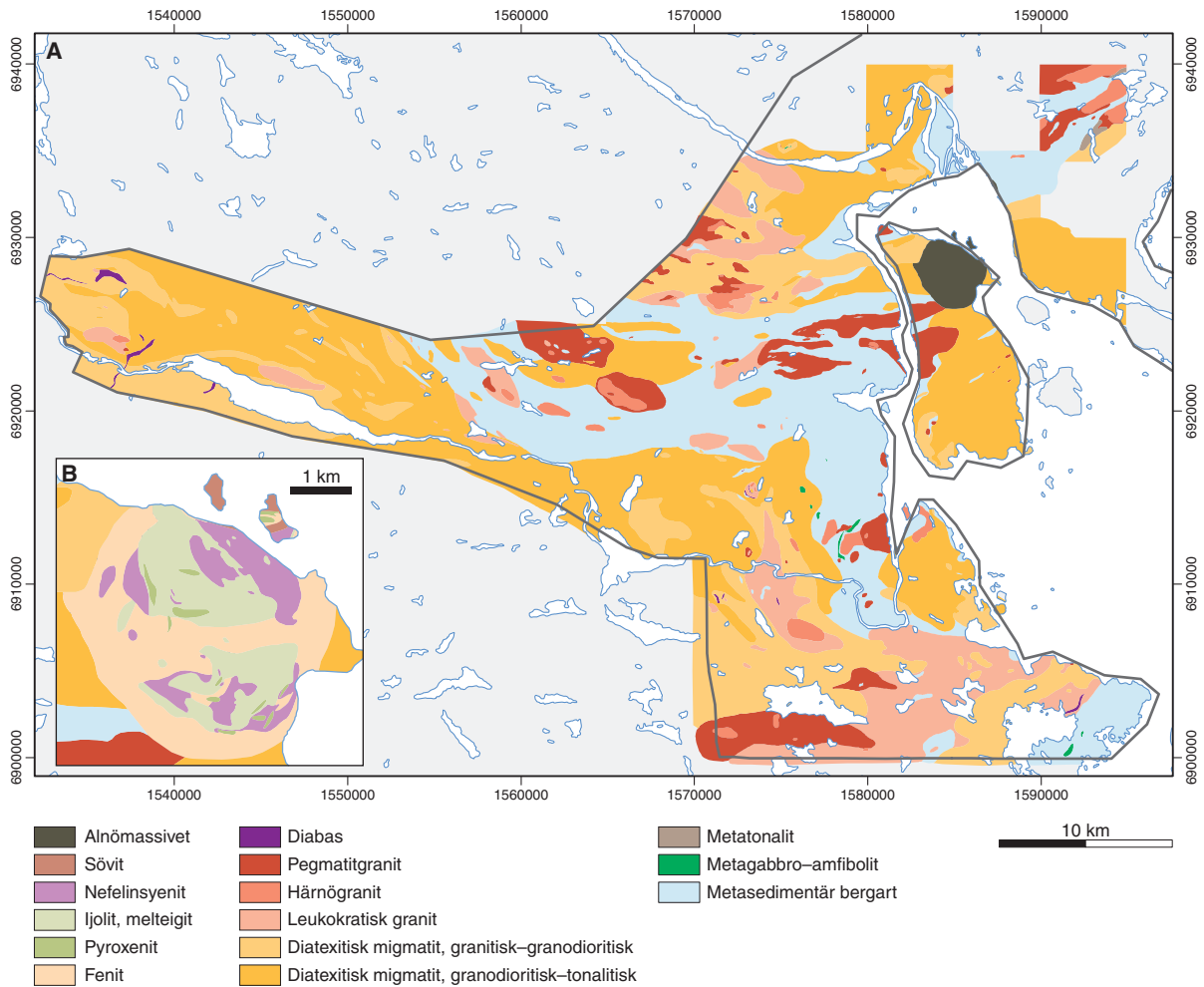


Fig. 2. **A.** Preliminär skiss över berggrunden som karterats år 2005 och 2006. **B.** Alnömassivets alkalina och karbonatitiska bergarter.

gäller de lokaler som besöktes i samband med det geologiska fältarbetet. Markmätning av det jordmagnetiska totalfältet utfördes utefter 3 profiler och VLF-mätningar längs 2 profiler.

De petrofysiska mätningarna av prover som togs 2005 blev klara i början av 2006. Mätningarna av årets prover beräknas bli klara i december 2006. Analys och sammanställning av den insamlade geofysiska informationen kommer att göras under våren 2007 inför den avslutande fältsäsongen. Inför årets fältarbete gjordes en detaljerad tolkning av lineament, baserad på topografiska och magnetiska data, samt av magnetiska konnexioner. Tolkningen fanns med på de fältkartor som användes vid berggrundskarteringen, och i vissa fall gjordes observationer som kunde förklara anomalorsakerna (deformationszoner, rostzoner i metasedimentära bergarter m.m.). De tolkade lineamenten orsakas emellertid i många fall av topografiska element som sluttningar och vattendrag och kan sällan studeras i håll. Inför 2007 års fältarbete kommer därför en sortering av de tolkade lineamenten att göras, och som en del i det geofysiska fältarbetet görs därefter en riktad uppföljning av de viktigaste lineamenten.

Figur 3 visar den magnetiska anomalibilden över den del av projektområdet som karterats under 2005–2006 och figur 4 visar tyngdkraftsanomalier inom samma område. Informationen är i båda fallen filtrerad för att framhäva mer ytnära anomalorsaker. Figur 5 visar de lokaler som besöktes vid de geofysiska fältarbetena 2005–2006.

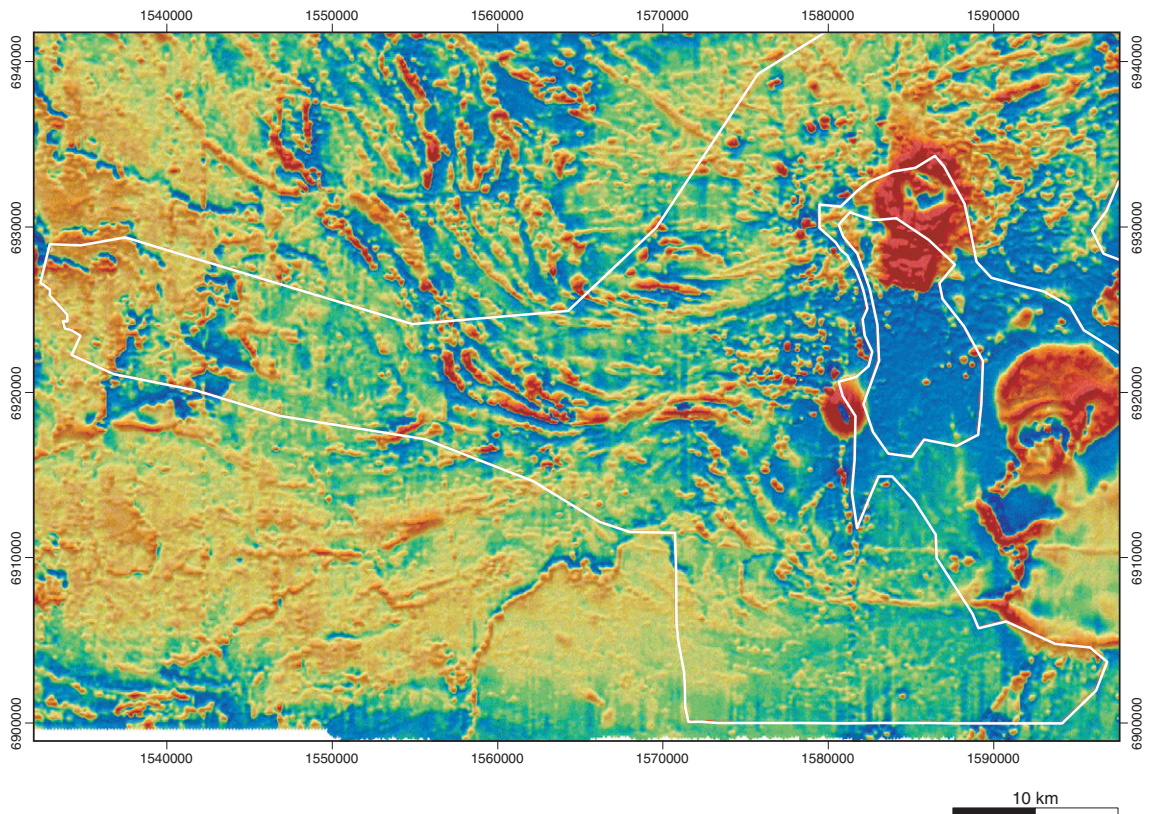


Fig. 3. Magnetiska totalfältsanomalier, positiva anomalier i gula till röda färger, negativa anomalier i gröna till blå färger. Anomalifältet är filtrerat för att framhäva mer ytnära anomalorsaker.

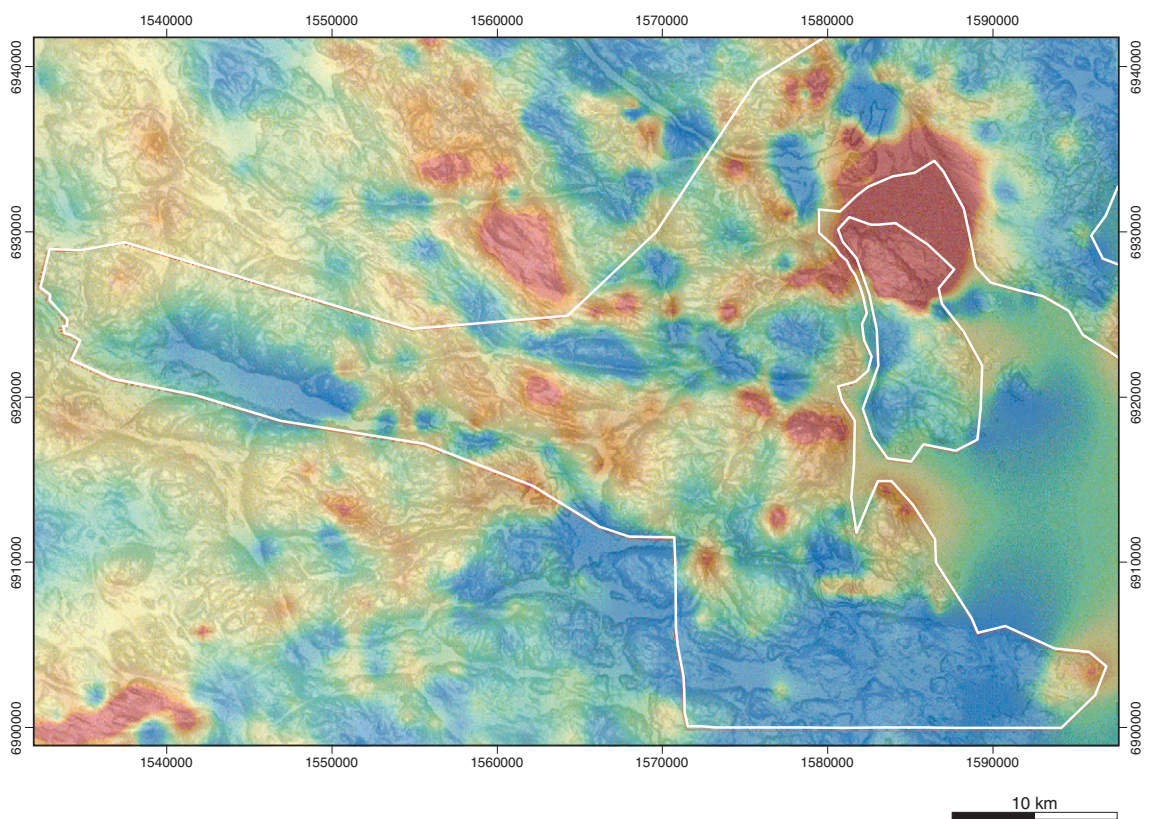


Fig. 4. Tyngdkraftsanomalier (Bouguer-anomalier) mot bakgrund av topografisk relief. Massöverskott i gula till röda färger, massunderskott i gröna till blå färger. Tyngdkraftsfältet är filtrerat för att framhäva mer ytnära anomalorsaker.

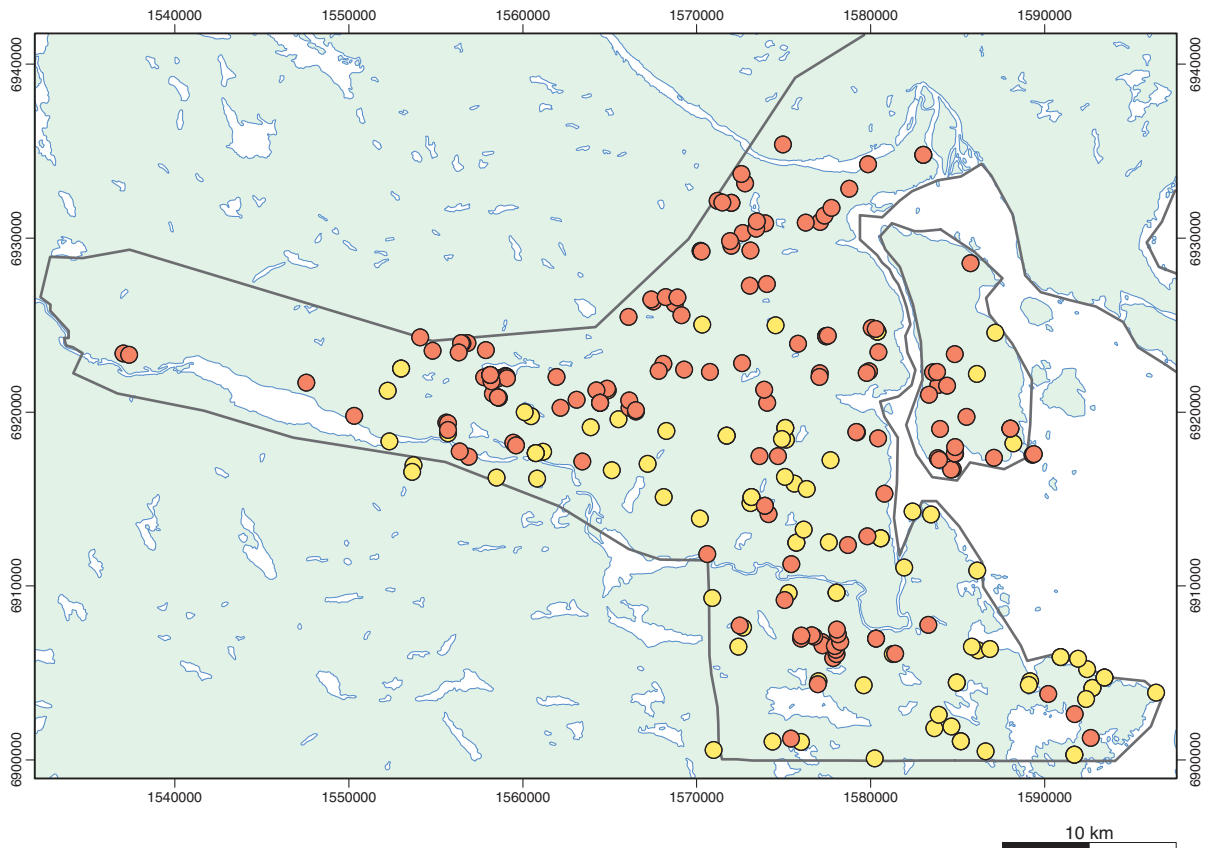


Fig. 5. Lokaler besökta i samband med geofysiska fältarbeten 2005–2006. Gul färg = 2005, röd färg = 2006.

## BERGGRUNDSGEOLOGI

### Allmänt

Projektområdet ligger inom den så kallade Bottniska bassängen, vilken till stor del utgörs av svekofenniska, turbiditiska metagråvackor som intruderats av tidigorogena djupbergarter (Lundqvist m.fl. 1990). Under den svekokarelska orogenesisen utsattes dessa bergarter för veckning och metamorfos under lågtrycks- och högttemperaturförhållanden. Metamorfosen resulterade i såväl metatexitiska migmatiter, diatexitiska migmatiter som leukokratiska graniter. Härnögraniten och dess pegmatiter har förts samman med de senorogena granitoiderna (Lundqvist m.fl. 1990, Lundqvist m.fl. 1998). Även anorogena granitoider har påverkat projektområdet. Till dem hör rapakivgraniten på Rödön strax öster om projektområdet. Den återfinns bland annat som gångar på Alnön samt som mindre intrusioner vid södra Stadsberget och norr om Skönsberg, i södra respektive norra delarna av Sundsvall. Till de yngre bergarterna i området hör postjotniska diabaser och Alnöintrusionens alkalina och karbonatitiska bergarter, vilka intruderade mellan neoproterozoisk och kambrisk tid (Lindström m.fl. 2000).

### Ytbergarter

Projektområdets ytbergarter domineras av gråvackor. I det karterade området är gråvackan vanligen starkt ådrad, men i en del fall kan man urskilja ursprungligen sandrikare respektive lerrikare lager. Granat är vanligt förekommande men frekvensen avtar generellt norr om Ljungan. Även metamorfa indikatormineral såsom sillimanit och cordierit har observerats.

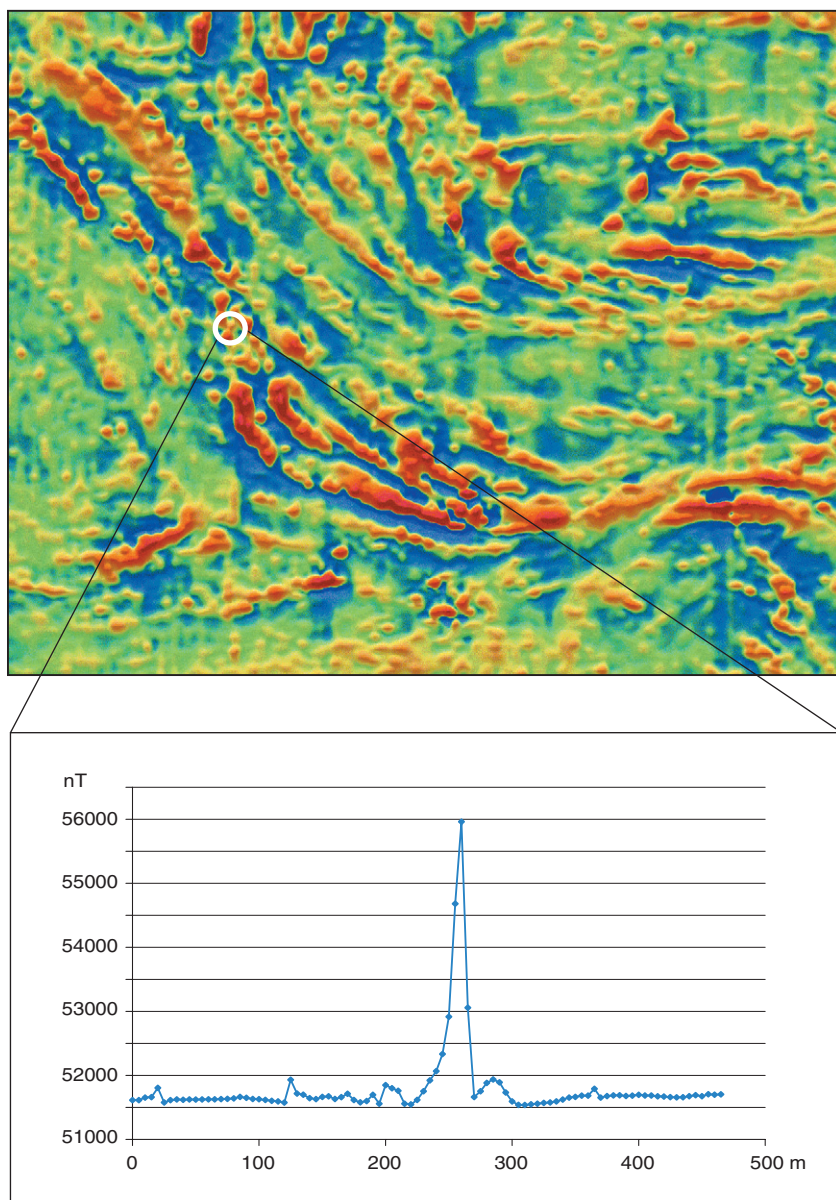


Fig. 6. Bågformade, positiva anomalier väster om Sundsvall. Övre bilden är ett utdrag ur figur 3. Bildens bredd motsvarar 25 km. Undre bilden visar uppmätt magnetiskt totalfält längs en av profilerna från 2006. Anomalin uppgår till ca 4 500 nT.

Enligt så kallade epsilon-Nd-bestämningar med samarium-neodymmetoden indikeras att en viss del av sedimentmaterialet i gråvackeformationen kan härröra från arkeisk berggrund, men att huvuddelen bör vara av proterozoisk ålder (Miller m.fl. 1986, Claesson 1987, Huhma 1987, Welin 1987). Jonsönsanalys av detritiska zirkoner från lokaler söder om projektområdet (Hudiksvall) indikerar liknande resultat med två åldersintervall: ett tidigproterozoiskt i intervallet 2 120–1 900 miljoner år och ett arkeiskt i intervallet 3 310–2 490 miljoner år (Andersson m.fl. 2004).

Fältkontroller av bågformade, bandande, positiva magnetiska anomalier väster om Sundsvall (fig. 6), indikerar att anomalierna orsakas av magnetisförande stråk i metagråvackorna. De relativt breda zoner som indikeras av den magnetiska flygmätningen ger i fält intryck av att bestå av flera subparallella, några meter breda zoner. Petrofysiska mätningar på prover från år 2005 visade på måttliga susceptibiliteter, för låga för att förklara anomalierna, men i flera fall på mycket hög remanens. För att bestämma remanensriktningen och därmed möjliggöra en modellering av stråken togs under 2006 ett antal orienterade prover. Dessutom

gjordes profilmätningar med magnetometer (se fig. 6) och Wadi (VLF) över två stråk. Modelleringar av stråken kommer att göras under 2007.

Skarnlinser förekommer i gråvackorna och är mer eller mindre orienterade eller utdragna parallellt med skiktningen och foliationen. Linserna har tolkats som omvandlade karbonatkonkretioner av diagenetisk eller epigenetisk natur (Lundqvist m.fl. 1990).

Delar av gråvackeformationen kan vara av vulkaniskt ursprung (Lundqvist m.fl. 1990). Detta grundar sig på att det finns fältspatfragment som är fläckigt inhomogena och innehåller talrika små inneslutningar av främst kvarts och små antipertitiska inväxningar av mikroklin. Denna typ av fältspater uppträder normalt inte i djupbergarter, utan förmodas härröra från strökorn i vulkaniska bergarter som genomgått metamorfos (Lundqvist m.fl. 1990). Ett mindre område nordväst om Timrå har även i fält bedömts vara av vulkaniskt ursprung.

## Tidigorogena intrusivbergarter

Metagabbro till metadiorit förekommer sparsamt inom projektområdet, men har observerats nordväst om Kvissleby och på Björkön samt väster och norr om Timrå. Väster om Timrå, strax norr om Indalsälven (17H 7f), finns ett litet område med metatonalit som visar ett genetiskt släktskap med metagabbro och hornbländit. Metatonaliten är svagt till kraftigt folierad, jämnt medelkornig och innehåller cm- till meterstora magmatiska enklaver av metagabbro. Hornbländiten (som i nuläget är en fältbenämning) finns som en liten kropp i de centrala delarna av metatonaliten. I några branter mot söder visar hornbländiten starkt rundade och djupt vittrade hållar. En viss antydning till lagring kan observeras, främst på kraftigt vittrad yta (fig. 7 a).

Det finns två publicerade dateringar av de tidigorogena intrusivbergarterna i projektområdet. En av dessa (Oringen, 18I 1 b) gav en ålder på  $1867 \pm 5$  miljoner år (Welin m.fl. 1993). En datering av en granitoid strax öster om Njurunda, som gav en ålder på 2030 miljoner år (Welin m.fl. 1993), har ifrågasatts och tolkats som en blandålder eftersom dess kemiska och modala sammansättning tyder på inblandning av zirkoner av sedimentärt ursprung (Lundqvist m.fl. 1998).

Norr om projektområdet har åldrar på ca 1930 miljoner år rapporterats från Husum och Seltjärn (Lundqvist m.fl. 1998). Husumdateringen anges vara tvetydig och åldern kan även vara ca 1885 miljoner år. Inom de lågmetamorfa delarna av Bottniska bassängen finns dateringar som gett åldrar i intervallet 1880–1870 miljoner år (Claesson & Lundqvist 1990, 1995, Lundqvist m.fl. 1990, Welin m.fl. 1993), och från Ljusdalsgraniten söder om projektområdet finns dateringar inom intervallet 1867–1843 (Delin 1993, 1996 a, b, Welin m.fl. 1993, Delin & Aaro 1992, 1994, Delin & Persson 1999).

## Migmatiter

Migmatiter tillsammans med leukokratiska graniter utgör en stor del av det karterade området (fig. 2). Migmatiterna har till större delen sitt ursprung i metagråvackor, men mer saliska delar av detta område har i den senaste länskarteringen tolkats som migmatitiserade metagranitoider eller blandsmältor med både sedimentära och magmatiska komponenter (Lundqvist m.fl. 1990).

Migmatiterna i det karterade området är till större delen diatexitiska migmatiter. Bergarterna har där undergått diatexis, dvs. ett långt gående stadium av anatexis där även de mörka mineralen är involverade i smältan, men där smältan ännu ej har förflyttat sig från sin ”ursprungsplats” (Wimmenauer & Bryhni 2002).

De diatexitiska migmatiterna har delats in i två huvudgrupper – granitiska migmatiter och granodioritiska till ställvis tonalitiska migmatiter (fig. 2 a).

De granitiska migmatiterna är vanligtvis grå, medelkorniga, massformiga till starkt gnejsiga eller stängliga. Inneslutningar av metaarenit och metaargillit är vanligt förekommande. I de södra delarna av projektområdet är granat vanligt förekommande. Leukokratisk, ojämnkornig neosom förekommer i varierande mängd, och i vissa områden dominerar det leukokratiska materialet. Sådana områden har skiljts ut på berggrundskartan som ”leukokratiska graniter” (se nedan).

De granodioritiska till ställvis tonalitiska migmatiterna (fig. 7 b) är generellt sett betydligt biotitrikare än de granitiska migmatiterna. De är massformiga till starkt folierade, vilket troligen speglar deras rumsliga för-



Fig. 7. Foton av bergarter från södra och västra delen av projektområdet, karterat 2005 och 2006. Koordinater i rikets nät. **A.** Kraftigt djupvittrade hällar med hornbländit. De strukturer som framgår på vittrade ytor tolkas som primär magmatisk lagringsstruktur (6935226/1575430). **B.** Diatexitisk, granodioritisk migmatit. Skogshäll strax norr om Kvarsett (6924614/1568533). **C.** Leukokratisk, granatförande granit. Blottning längs kraftledningsgata, norr om Nyänget (6920488/6920488). **D.** Rödöporfyr med fältspatfenokryster samt svarta kloritfläckar, troligen associerade med hålrum (se Andersson 1997). Vid Spikarna, Alnön (6917915/1588662). **E.** Alnöit. Gångbergart associerad med Alnömassivet. Foto från typlokal vid Näset (6928524/1585733).

hållanden till veckning och skjuvning under deformationen. Fältspatmegakrister förekommer allmänt, vilket ger ett något porfyriskt utseende. Granat förekommer frekvent i områdets södra delar och även cordierit har observerats. Inneslutningar av metasedimentära bergarter är vanliga. En diatexitisk migmatit vid Nedansjö gav en metamorf ålder på  $1\,861 \pm 2$  miljoner år (Högdahl m.fl. 2006).

### Leukokratiska graniter

De områden som är markerade som "leukokratiska graniter" på kartan (fig. 2) representerar en i regel leukokratisk, ljusgrå till ljusgrått metagranit. I vissa områden förekommer upp till 2–3 cm stora, mörka biotitfläckar (pseudomorfer) av till synes helt eller delvis omvandlad cordierit i graniten. Även granat är vanligt

förekommande (fig. 7c), i synnerhet i projektområdets södra del. Graniten uppvisar alltifrån svag till stark foliation. Den är medelkornig och ställvis något småporfyrisk med enstaka ca 1 cm stora mikroklinögon. Xenoliter av metagråvacka är vanligt förekommande. En diffus glimmerstrimmighet förekommer ställvis, vilket lokalt ger ett migmatitgranitiskt utseende.

Den leukokratiska graniten strax öster om Njurunda har tidigare daterats till en ålder av 2 030 miljoner år (Welin m.fl. 1993) och räknades då till de tidigorogena granitoiderna (se ovan). Den åldern speglar troligen åldern på detritiska zirkoner som granitmagman fört med sig från den omgivande metagråvackan. Ett försök att datera ett prov från samma lokal med jonsondanalys gav en tveksam, ej statistiskt underbyggd ålder på ca  $1\,845 \pm 12$  miljoner år (Högdahl m.fl. 2006). Preliminära resultat från nya jonsonddateringar av leukokratisk granit från trakten strax väster om Björkvik indikerar åldrar som ligger runt 1 860 och 1 845 miljoner år, vilket antyder att graniten skulle vara likåldrig med eller något yngre än den regionala migmatitseringen. Den leukokratiska graniten har observerats både som mindre neosomansamlingar med diffusa gränser mot migmatiten samt som större områden med klart klippande relationer till migmatiten (t.ex. vid Rotvik, öster om Njurunda), vilket tyder på att den är samtida med eller något yngre än migmatiterna.

### Härnögranit med associerad pegmatitgranit

Termen Härnögranit infördes ursprungligen för att beteckna muskovitförande graniter i centrala Norrland (Magnusson 1949), men kom under den senaste länskarteringen (Lundqvist m.fl. 1990) även att innefatta de biotitdominerade graniter som är tidsmässigt nära och geografiskt associerade med de muskovitdominerade. En monazitdatering inom projektområdet i Bottniska bassängens södra del har givit en ålder på  $1\,822 \pm 5$  miljoner år (Tallstugan, Claesson & Lundqvist 1995). Preliminära resultat från jonsonddateringar av zirkoner från samma lokal indikerar en ålder på ca 1 860 miljoner år. Diskrepansen mellan dessa åldersbestämningar är ännu ej utredd.

I ett flertal områden har gränsdragningen mellan de leukokratiska graniterna och Härnögraniten varit svårbedömd. Områden markerade som Härnögranit är generellt mer homogena och jämnkorniga och saknar den glimmerstrimmighet som här och där uppträder i den leukokratiska graniten. Ställvis förekommer dock porfyriska varieteter med strökorn av mikroklin. Granater är vanligt förekommande i södra delen av projektområdet men mängden minskar mot norr. En större förekomst med grovporfyrisk Härnögranit återfinns vid Klampenborgs naturreservat strax nordöst om Kvissleby i projektområdets sydöstra del. Foliation och stänglighet förekommer även om de vanligtvis är otydliga. I den grovporfyriska Härnögraniten vid Klampenborg är mikroklinögonen parallellställda och har vid den tidigare länskarteringen tolkats som flytstrukturer (Lundqvist m.fl. 1990).

Härnögraniten är vanligtvis associerad med pegmatit, vilket tyder på att magmorna varit rika på volatila (lättflyktiga) ämnen. Både Härnögraniterna och med dem associerade pegmatitkroppar är i många fall granatförande och rika på inneslutningar av äldre bergarter, främst metagråvacka. I pegmatiterna har sillimanit och svart turmalin observerats i fält. I beskrivningen till den tidigare länskarteringen (Lundqvist m.fl. 1990) antyds att dessa yngre graniter troligen är bildade genom uppsmältning av främst gråvackor i djupare delar av jordskorpan med hänvisning till deras fältuppträdande. Även geokemiska data och isotopkemiska data indikerar att Härnögraniten är en så kallad S-granit (Lundqvist m.fl. 1990, Claesson & Lundqvist 1995).

Härnögraniten är till övervägande del toriumanomal (20–35 ppm torium), vilket kan användas som hjälp vid karteringen. Detta måste dock göras med stor försiktighet och toriumhalten får inte betraktas som ett enskilt, avgörande kriterium. Det finns exempel på lokaler med Härnögranit (fältbedömd) som uppvisar för området normala eller på något ställe till och med låga toriumhalter.

### Rödöintrusionen med associerade gångar

Rödöintrusionen tillhör ett av de mindre rapakivkomplexen och syns tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 3). Rödögraniten är enligt finsk rapakivterminologi en Wiborgit tillhörande de anorogena intrusionerna och har daterats till  $1\,497 \pm 6$  miljoner år (Andersson 1997) och till  $1\,513 \pm 5$  miljoner år (Welin 1994).

Gångar associerade till Rödöintrusionen (fig. 7 d) finns bland annat blottade vid Alnös sydöstra udde (Spikarna). Mindre kroppar av så kallad granitporfyr samhörande med Rödögraniten har även påträffats på fastlandet under karteringen. En av dem finns söder om Sundsvall och är en rödgrå, kvarts- och fältspatporfyrisk bergart med finkornigt matrix. Utbredningen av de små kropparna är för liten för kartpresentationen i denna rapport.

## Diabas

De diabasgångar som påträffats under karteringen är massformiga, övervägande finkorniga till fint medelkorniga och uppvisar ofitisk textur på ett flertal ställen. Pelarförklyftningsstrukturer som är ca 1 meter höga har observerats. Enligt observationer i fält dominerar två strykningsriktningar, ostnordostlig och nordnordvästlig. Ett flertal av de större blottningarna saknar dock blottade, mätbara kontakter. Diabasernas stupning varierar från flackt, näst intill horisontellt stupande, till att vara helt vertikala. En del av de gångsvärmar som indikeras på den magnetiska anomalikartan hör antagligen till Alnöintrusionen.

## Alnöintrusionen

Alnökomplexet med sina alkalina och karbonatitiska bergarter (fig. 2 b och 7 e) består av en på Alnön belägen huvudintrusion och fyra mindre satellitintrusioner (Söråker, Sälskär, Långharsholmen och Båräng), varav alla utom en återfinns på land (Kresten 1976, Lundqvist m.fl. 1990). Gångar som är associerade med Alnökomplexet finns dessutom i ett stort område omkring Sundsvall. Fenitisering förekommer i de omgivande värdbergarterna (Morogan 1988). Dateringar av komplexet har gett åldrar i intervallet 605–545 miljoner år (Welin m.fl. 1972, Kresten m.fl. 1977, Brueckner & Rex 1980, Andersen 1996).

En karta i skala 1:10 000 med beskrivning av Alnökomplexet presenterades i samband med SGUs beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län (Lundqvist m.fl. 1990). Kompletterande fältobservationer samt insamling av data till SGUs hälldatabas (halldb) utfördes under sommaren 2006 av Peter Kresten.

Alnöintrusionen ger tillsammans med Rödöintrusionen upphov till områdets mest framträdande magnetiska anomalier (fig. 3). Alnöintrusionen ger också upphov till ett betydande massöverskott som framträder tydligt på tyngdkraftsanomalikartan (fig. 4).

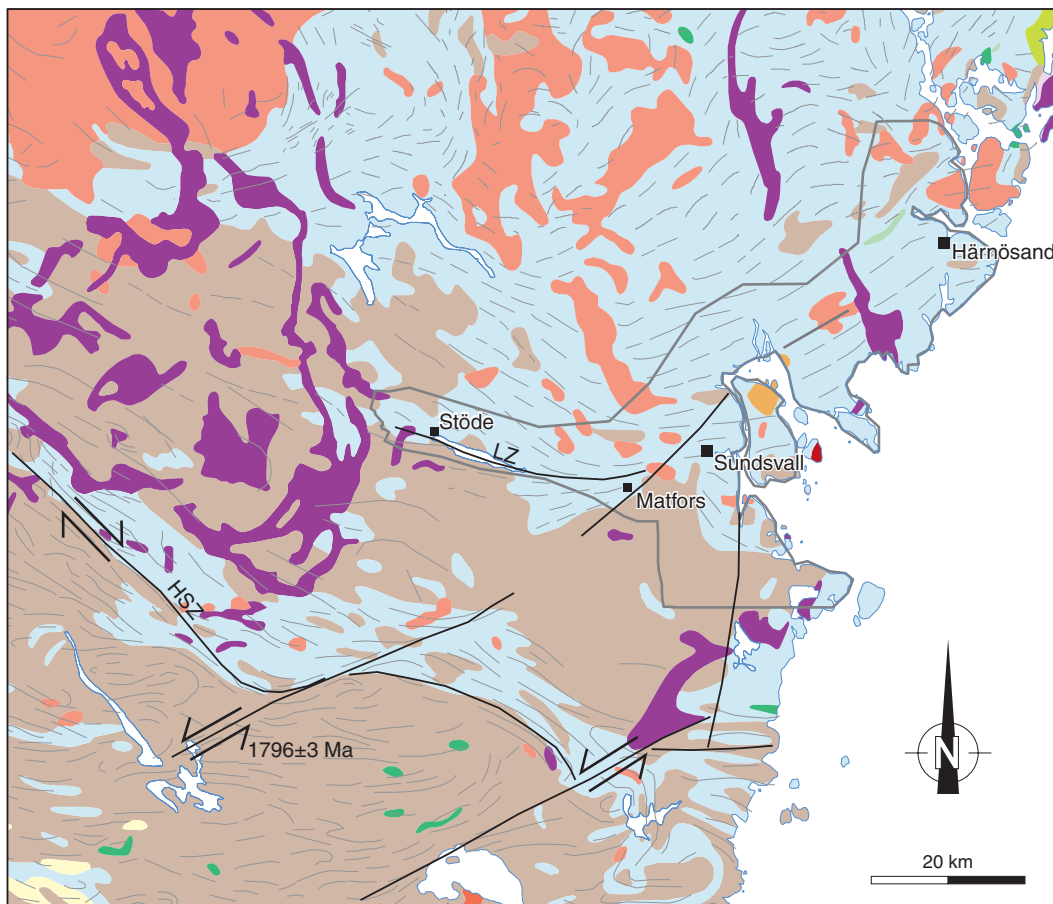
## Deformation, strukturer och metamorfos

Strax söder om projektområdet återfinns Hasselazonen (HSZ, fig. 8), som har tolkats som en terränggräns relaterad till en ca 1 850 miljoner år gammal subduktionszon (den subduktionsrelaterade Ljusdalsgranitens ålder, Korja & Heikkinen 2005). Enligt dateringar av Hasselazonen pågick det en plastisk skjuvaktivitet i åldersintervallet 1 816–1 794 miljoner år sedan (Högdahl & Sjöström 2001, Högdahl m.fl. 2001).

Norr om Hasselazonen och in i projektområdet finns ett bälte av kraftigt migmatitiserade bergarter (Lundqvist m.fl. 1990, Stephens m.fl. 1994), där metamorfosgraden lokalt har uppnått granulitfacies (Bergman m.fl. 2004). Leukosombildning och metamorfa mineral såsom granat, sillimanit och cordierit är vanligt förekommande. Mängden av granater avtar dock markant norr om Ljungan.

Längs Ljungans dalgång finns ett större lineament, Ljungazonen (LZ, fig. 8), vilket anges som en sprickzon på berggrundskartan över Västernorrlands län (Lundqvist m.fl. 1990). I enlighet med den pågående karteringen antyder samma karta att zonen utgör ett strukturellt brott med ett nordväst–sydostligt strukturmönster norr om zonen och ett nordost–sydvästligt till ost–västligt strukturmönster söder om zonen. Den magnetiska anomalikartan antyder att denna zon ursprungligen varit av plastisk karaktär, med en skenbart sinistral kinematik norr om Matfors, där zonen svänger mot nordost (jämför fig. 3 och 8). I ett SGU-finansierat pågående forskningsprojekt har tre olika typer av plastisk deformation konstaterats längs Ljungazonen i trakten kring Stöde (Högdahl & Sjöström 2006).

1. Regional, synmagmatisk deformation med bildande av konjugerande skjuvband. Denna deformationstyp har gett upphov till planparallellt bandade gnejser, och intruderande granitgångar i anslutning till denna



**Post- och anorogena intrusiv och ytbergarter**

- Lavalik bergart i meteoritkrater (schocksmälta)
- Alkalina och karbonatitiska bergarter i Alnökomplexet
- Diabas
- Gabbro
- Rapakivigranit

**Svekokarelska senorogena intrusivbergarter**

- Granit och pegmatit

**Svekokarelska tidigorogena intrusiv och ytbergarter**

- Granitoider
- Gabbro, diorit och basisk metavulkanit
- Metasedimentära bergarter, delvis migmatitiserade
- Strukturella formlinjer
- Deformationszon

Fig. 8. Berggrundskarta över delar av centrala Sverige (modifierad från Koistinen m.fl. 2001). HSZ = Hasselaskjuzonen, LZ = Ljunganzonen.

deformationsfas visar på en synmagmatisk skjuvning. Utanför dessa bandade gnejser förekommer schollenmigmatiter med svag L>S-deformation.

2. Lokaliserade skjuvzoner med delvis välutvecklad C'S-fabric och en inroterad äldre foliation. Uppföljning av en sinistral skjuvzon nordost om Matfors, observerad under föregående års kartering, visar att den deformerar leukokratiska graniter som påminner om Härnögraniter och pegmatiter. Zonen har tolkats som ett till Hasselazonenes konjugerande skjuvzonssystem som daterats till en ålder av  $1796 \pm 3$  miljoner år (Högdahl 2000).

3. Ultramyoniter och semi-plastiska skjuvzoner. Dessa har inom forskningsprojektet främst observerats i låglänta områden och är troligen vanligare än vad som observerats i fält på grund av den topografiska lokaliseringen till jordtäckta dalgångar.



Fig. 9. Isoklinalt veckad metagråvacka. Veckaxeln stupar flackt åt öster. Storbacken, Huljen (6924011/1557799).

Den tidigare länskarteringen beskriver två veckfaser inom projektområdet (Lundqvist m.fl. 1990). Enligt denna modell har de ursprungligen horisontellt avlagrade gråvackorna i en första veckfas (F1) pressats samman i ost–västlig riktning med bildning av nord-sydliga, isoklinala veck med flacka axlar och branta axialplan. I en andra veckfas (F2), under nord-sydlig kompression, omställs de tidigare strukturerna till ost–västliga lägen, samtidigt som den branta lagerställningen stjälpas över med bildning av flacka, åt öster stupande veckaxlar som resultat.

Den senare veckfasen har observerats i det högmetomorfa migmatit- och gnejsområdet i södra delen av projektområdet. Isoklinala omböjningar av gnejsighet och ådring är vanligt förekommande där. Även norr om Ljungan, i mer välbevarade metagråvackor, har samma veckfas observerats (fig. 9).

Både veckaxlar och stängligheter stupar i huvudsak 5–50° mot sydsydost till ostnordost (fig. 10). En del lineationer med avvikande riktning är skjuvrelaterade sträckningslineationer, avgränsade till plastiska skjuvzoner. Foliationens strykning varierar markant och såväl branta som flacka foliationer har mätts i fält. Dock dominerar ost–västliga foliationsstrykningar i söder (domän D, fig. 10) och något mer västnordvästliga i sydväst, norr om Ljungan (domän A, fig. 10). I området strax väster om Sundsvall (domän B, fig. 10) bryter foliationsriktningen av något mot ostnordost, vilket troligen delvis orsakas av en större deformationszon som också indikeras på den magnetiska anomalikartan (jfr fig. 3 och 10). Ett flertal plastiska skjuvzoner har observerats i fält. De har en dominerande sydvästlig till västsydvästlig strykningsriktning (fig. 10). De sprödplastiska zoner som observerats i fält följer liknande strykningsriktningar (västsydväst), men där har även nord-sydliga riktningar observerats (ej med i fig. 10).

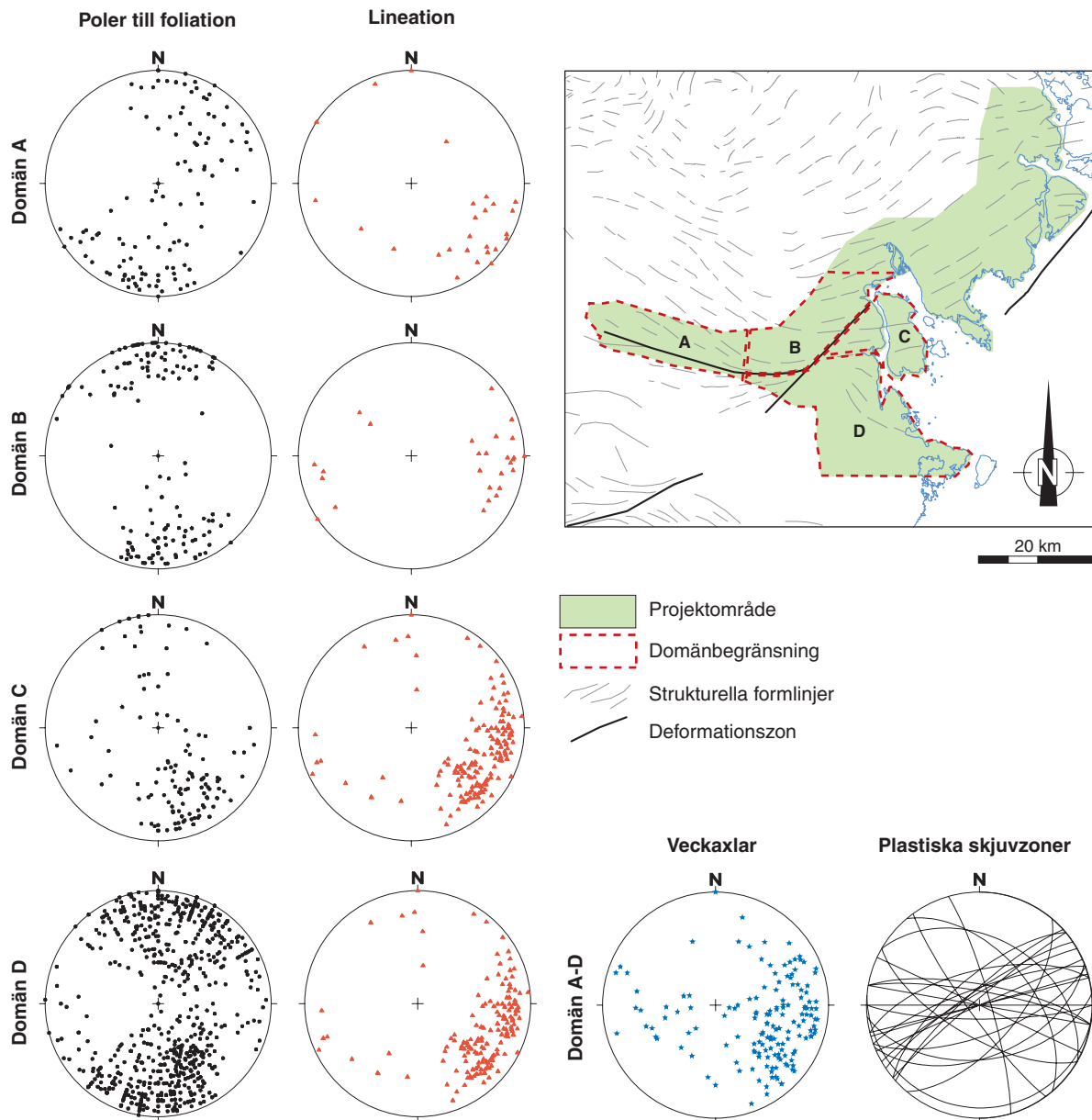


Fig. 10. Strukturmätningar från södra delen av projektområdet. Avsett område är indelat i fyra domäner (A–D). Strukturerna är plottade på Schmidtnät, undre hemisfären.

## Mineraliseringar, industrimineral och bergtäkter

I det karterade området finns ej några större mineraliseringar eller malmer. Vid Allstakullarna, nordväst om Kvissleby, finns två mindre skärpningar i en amfibolitinlagring i metagråvacka där svavelkis, kopparkis och grafit uppträder (Lundqvist m.fl. 1990).

Inom Alnömassivet, i området Ås–Släda–Stavsätt, finns skärpningar där titanomagnetit i pyroxenit har brutits. Ett par mindre skärpningar nordost om Ås har numera fyllts igen (Lundqvist m.fl. 1990). Magnetit har också brutits i liten skala i söviterna vid Hörningsholm, där för övrigt provbrytning av nefelinsyenit till flussmedel förekommit (von Eckermann 1948, 1960, Lundqvist m.fl. 1990).

Söviter har brutits, främst till jordbrukskalk, på ett flertal ställen på norra Alnön. Omkring 50 000 ton sövit bröts under 1940- och 1950-talen vid Smedsgården. Förutom i ett antal mindre brott bröts sövit även vid Båräng, Stavsätt och Stolpås. Till Alnöbergarterna finns även förekomster av baryt knutna. Baryt bröts

under andra världskriget i Pottäng och provbröts vid Hartung. Det användes bland annat vid framställning av målarfärg (Lundqvist m.fl. 1990).

Det finns ett fåtal små, nedlagda stenbrott i så kallad granitporfyr (sambörig med Rödöns rapakivgranit). Två av dessa ligger strax söder om Sundsvall och har använts för tillverkning av gatsten (Lundbohm 1899, Lundqvist m.fl. 1990). Ett mindre stenbrott norr om Sundsvall kan möjligen ha använts till samma ändamål (Lundqvist m.fl. 1990).

Det finns ett tiotal aktiva bergtäkter inom det karterade området. Det är främst metagråvacka, med eller utan inslag av Härnögranit som är huvudbergarter i dessa täkter.

På den magnetiska anomalikartan (fig. 3) förekommer talrika punktformade, positiva anomalier som har varit föremål för diamanprospektering (Sundberg 2003). Borrning på anomalierna visar att de orsakas av ”pipor” bestående av en fragmentförande basisk bergart, melnoit (Sjöberg 2004).

Pågående SGU-finansierade forskningsprojekt som berör projektområdet:

1. Relationen mellan smältning, metamorfos och deformation i gränsområdet mellan Ljusdalsbatoliten och Bottniska bassängen (Karin Högdahl, Lunds universitet och Håkan Sjöström, Uppsala universitet).

2. The Bothnian Basin – its rocks, its age, its origin (Risto Kumpulainen, Stockholms universitet).

## REFERENSER

- Andersen, T., 1996: Sr, Nd and Pb isotopic data of the Alnö carbonatite complex. *Abstract volume, 22<sup>nd</sup> Nordic Geological Winter Meeting*, 11.
- Andersson, U.B., 1997: Petrogenesis of some Proterozoic granitoid suites and associated basic rocks in Sweden (geochemistry and isotope geology). *Sveriges geologiska undersökning Rapport och meddelanden 91*, 216 s.
- Andersson, U.B., Högdahl, K., Sjöström, H. & Bergman, S., 2004: Magmatic, detrital, and metamorphic ages in metamorphic rocks from south-central Sweden. *GFF 126*, 16–17.
- Bergman, S., Albrecht, L., Ahl, M. & Kübler, L., 2004: Gävleborgs län. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2004. *Sveriges geologiska undersökning Rapport och meddelanden 120*, 103–124.
- Brueckner, H.K. & Rex, D.C., 1980: K-A and Rb-Sr geochronology and Sr isotopic study of the Alnö alkaline complex, northeastern Sweden. *Lithos 13*, 111–119.
- Claesson, S., 1987: Nd Isotope Data on 1.9–1.2 Ga Old Basic Rocks and Metasediments from the Bothnian Basin, Central Sweden. *Precambrian Research 35*, 115–126.
- Claesson, S. & Lundqvist T., 1990: Svecofennian granites in the Bothnian Basin, central Sweden. Abstract, 19. Nordiske Geologiske Vintermøte, Stavanger. *Geonytt 17:1*, 36.
- Claesson, S. & Lundqvist T., 1995: Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos 36*, 115–40.
- Delin, H., 1993: The radiometric age of the Ljusdal granodiorite of central Sweden. I T. Lundqvist (red.): Radiometric dating results. *Sveriges geologiska undersökning C 823*, 13–16.
- Delin, H., 1996a: Kartbladen 15G Bollnäs. I C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1995. *Sveriges geologiska undersökning Rapport och meddelanden 84*, 60–61.
- Delin, H., 1996b: U-Pb zircon ages of granitoids in the Kårböle region, central Sweden. I T. Lundqvist (red.): Radiometric dating results 2. *Sveriges geologiska undersökning C 828*, 6–14.
- Delin, H. & Aaro, S., 1992: Berggrundskartan 16F Kårböle SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 58*.
- Delin, H. & Aaro, S., 1994: Berggrundskartan 17F Ånge SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 83*.

- Delin, H. & Persson, P.-O., 1999: U-Pb zircon ages of three Palaeoproterozoic igneous rocks in the Loos-Hamra area, central Sweden, *I S. Bergman (red.): Radiometric dating results 4. Sveriges geologiska undersökning C 831*, 20–31.
- von Eckermann, H., 1948: The alkaline district of Alnö Island. *Sveriges geologiska undersökning Ca 36*, 176 s.
- von Eckermann H., 1960: The Alnö alkaline region. *I H. von Eckermann, W. Larsson, E. Nordin, R. Gorbatshev och P. Quensel (red.): Alkaline rocks and mineral deposits of southern, central and northern Sweden – Guide to excursion no. C 27, international geological congress, XXI session, Norden 1960*.
- Huhma, H., 1987: Provenance of Early Proterozoic and Archaean Metasediments in Finland: a Sm-Nd Isotopic Study. *Precambrian Research 35*, 127–143.
- Högdahl, K., 2000: Late-orogenic, ductile shear zones and protolith ages in the Svecofennian Domain, central Sweden. Doktorsavhandling. *Meddelanden från Stockholms universitets institution för geologi och geokemi nr 309*, 21 s.
- Högdahl, K. & Sjöström, H., 2001: Evidence for a 1.82 Ga transpressive shearing in a 1.85 Ga granitoid in central Sweden: Implications for the regional evolution. *Precambrian Research 105*, 37–56.
- Högdahl, K., Gromet, P.L. & Sjöström, H., 2001: Character and timing of Svecofennian, late-orogenic, ductile deformation zones in Jämtland, west central Sweden. *GFF 123*, 225–236.
- Högdahl, K. & Sjöström, H., 2006: Relationen mellan smältning-metamorfose och deformation i gränsområdet mellan Ljusdalsbatoliten och Bottniska bassängen. *Lägesrapport externt FoU-projekt 60-1395/2005, Sveriges geologiska undersökning*, 2 s.
- Högdahl, K., Sjöström, H. & Andersson, U.B., 2006: Tectonic units and correlation problematics in the central Svecofennian domain. *Slutrapport externt FoU-projekt 60-1158/2002, Sveriges geologiska undersökning*, 35 s.
- Kresten, P., 1976: A magneticometric survey of the Alnö complex. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 364–365.
- Kresten, P., Printzlau, I., Rex, D., Vartiainen, H. & Woolley, A., 1977: New ages of carbonatitic and alkaline ultramafic rocks from Sweden and Finland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 99*, 62–65.
- Korja, A. & Heikkinen, P., 2005: The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles. *Precambrian Research 136*, 241–268.
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. *Geological Survey of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: Sveriges geologi från urtid till nutid, andra upplagan. *Studentlitteratur, Lund*, 491 s.
- Lundbohm, H., 1899: Praktiskt geologiska undersökningar inom Vesternorrlands län. II Berggrunden. Med två kartor i skalorna 1:500 000 respektive 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning C 177*, 60 s.
- Lundqvist, T., Vaasjoki, M. & Persson, P.-O., 1998: U-Pb ages of plutonic and volcanic rocks in the Svecofennian Bothnian Basin, Central Sweden, and their implications for the Palaeoproterozoic evolution of the Basin. *GFF 120*, 357–363.
- Lundqvist, T., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, R. & Kresten, P., 1990: Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län. Med tillhörande kartor i skala 1:200 000 och specialkarta över Alnökomplexets berggrund i skala 1:10 000 tryckt 1987. *Sveriges geologiska undersökning Ba 31*, 429 s.
- Magnusson, N.H., 1949: Berggrunden. *I N.H. Magnusson, E. Granlund & G. Lundqvist: Sveriges geologi, andra upplagan. Svenska Bokförlaget Norstedts, Stockholm*, 211 s.
- Miller, R.G., O’Nions, R.K., Hamilton, P.J. & Welin, E., 1986: Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and continental evolution. *Chemical Geology 57*, 87–99.
- Morogan, V., 1988: Fenitization, Hallmark of the Ijolite-Carbonatite Magmatic Association. Doktorsavhandling. *Meddelanden från Stockholms universitets geologiska institution 274*, 44 s.
- Sjöberg, J., 2004. Ultramafic diatremes in middle Sweden. *Examensarbete vid institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet 73*, 39 s.

- Sundberg, A., 2003: Nya lamprofyrfynd i Västernorrlands och Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2003:6*, 18 s.
- Stephens, M.B., Wahlgren, C.-H. & Weihed, P., 1994: Geological Map of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ba 52*.
- Welin, E., 1987: The Depositional Evolution of the Svecofennian Supracrustal Sequence in Finland and Sweden. *Precambrian Research 35*, 95–113.
- Welin, E., 1994: The U-Pb zircon age of the Rödön rapakivi granite, central Sweden. *GFF 116*, 113–114.
- Welin, E., Lundström, I. & Åberg, G., 1972: Fission Track Studies on Hornblende, Biotite and Phlogopite from Sweden. *Bulletin of the Geological Society of Finland 44*, 35–46.
- Welin, E., Christiansson, C. & Kähr, A.-M., 1993: Isotopic investigations of metasedimentary and igneous rocks in the Paleoproterozoic Bothnian Basin, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 115*, 285–296.
- Wimmenauer, W. & Bryhni, I., 2002: Towards a unified nomenclature of metamorphic petrology: 6. Migmatites and related rocks. A proposal on the behalf of the IUGS Subcommisson on the Systematics of metamorphic Rocks. *Web version of 31.07.2002*.

E-post:    katarina.nilsson@sgu.se    torbjorn.bergman@sgu.se    magnus.dose@sgu.se  
             rune.johansson@sgu.se    sven.lundqvist@sgu.se    claes.mellqvist@sgu.se

# REGIONALA KARTOR 1:250 000

## Gotlands län

*Mikael Erlström och Lena Persson*

Under 2006 började arbetet med att ta fram regional berggrundsinformation för Gotlands län. Projektets syfte är att producera geologisk information över Gotlands berggrund som ett planerings- och resurshushållningsunderlag för bland annat länsstyrelse och kommun. Projektets huvudmål är att ta fram regional digital berggrundsinformation i skalan 1:250 000 samt en tillhörande beskrivning. Undersökningsområdet omfattas av de topografiska kartbladen 56A Hoburgen, 56B Hemse, 56C Klintehamn, 56D Ljugarn, 66A Visby, 66B Gothem, 66C Tingstäde, 66D Slite och 66E Färösund. Totalt utgör området ca 3 000 km<sup>2</sup>. Projektet

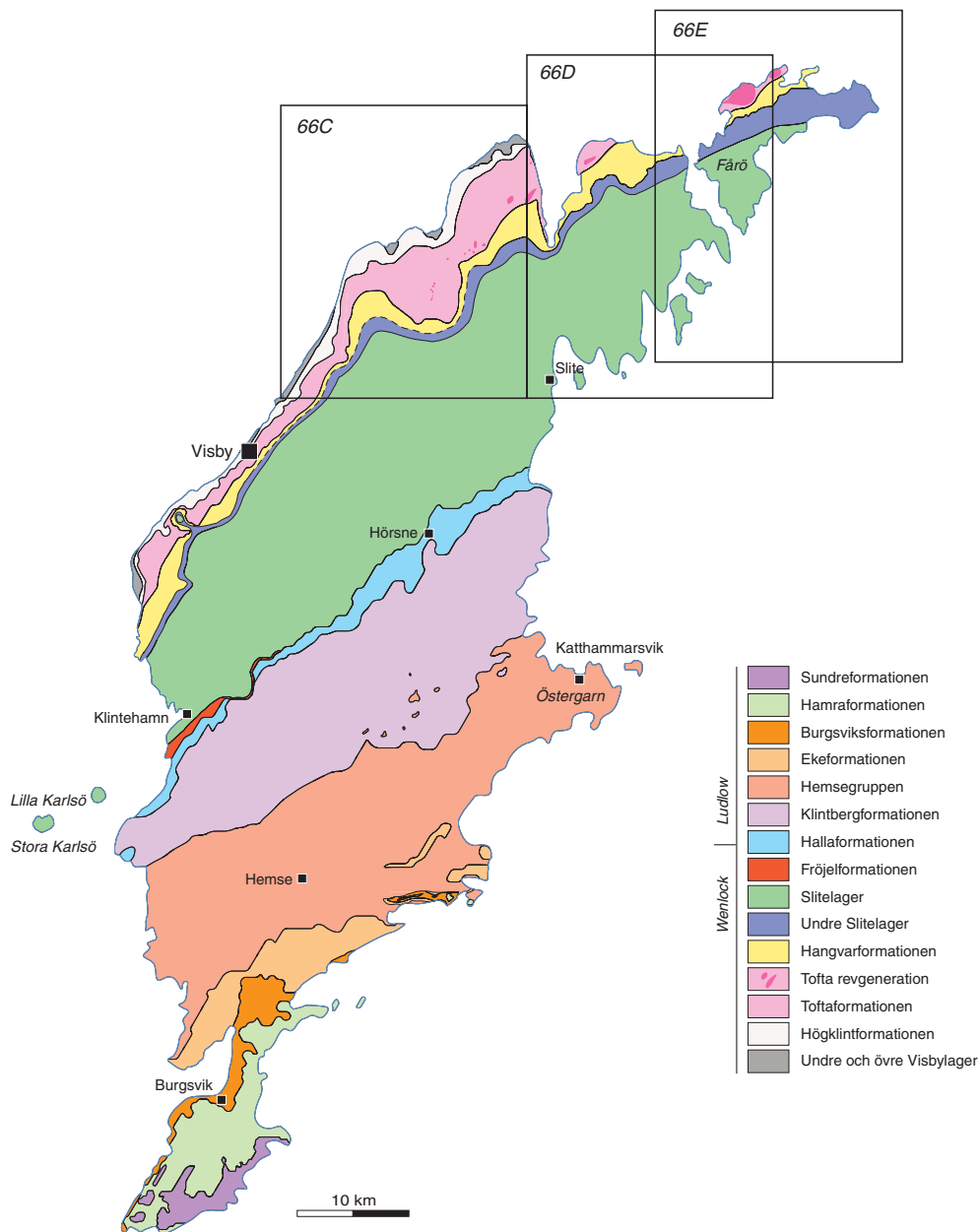


Fig. 1. Översiktlig karta över Gotlands berggrund. Modifierad efter Eriksson & Calner (2005). Fältarbeten under 2006 har utförts inom inritade topografiska kartområden.



Fig. 2. Foton av bergarter på norra Gotland. Koordinater i rikets nät. **A.** Tunnlagrad mörkel i kustskärning vid Näsudden (6404035/1682511). **B.** Stora flacka hälltytor med tunnlagrad kalkarenit strax nordöst om Lansaholm (6424825/1692143). **C.** Massformig, oregelbundet lagrad revartad kalksten, överlagrande horisontellt lagrad kalkarenit, Husken (6410107/688776). **D.** Raukområdet Langshammarshammaren (6435330/1699561). **E.** Klotformad stromatoporoidé (diameter ca 50 cm), inlagrad i stromatoporoidékalksten, Digerhuvud (6433447/1695747). **F.** Grovklastisk kalksten, Ryssnäskalksten, Ryssudden på Fårö (6418058/1696863). **G.** Karstvittrade spricksystem i Slitekalksten, norr om Lärbro (6413487/1676106). **H.** Slitekalksten i Nordkalks stenbrott i Storguens (6414423/1680228).



Fig. 2, forts.

pågår under tiden 2006–2008. Under 2006 har befintligt underlagsmaterial, som för Gotlands del är relativt omfattande, inventerats. Fältarbetena började hösten 2006 i de norra delarna av Gotland (kartområdena 66C–E). Merparten av fältarbetet i Gotlandsprojektet kommer att utföras under våren och hösten 2007. Fältarbetena planeras vara avslutade under våren 2008. Bearbetning och sammanställning av insamlade data kommer att ske fortlöpande. Arbetet med leveranser till SGUs databaser beräknas vara färdigt i december 2008. Gotlands berggrund är mycket väl dokumenterad i form av vetenskapliga publikationer, rapporter (bl.a. från OPABs omfattande kolväteprospekteringar) och äldre kartläggningar. En stor del av projektarbetet kommer att omfatta en sammanställning av dessa data.

De geologiska fältarbetena har utförts av Mikael Erlström, Ulf Sivhed och extrageolog Karin Rasmussen. Under 2006 har ca 610 km<sup>2</sup> yta undersökts, vilket motsvarar kartområdena 66D, E och merparten av C. De geofysiska fältarbetena har utförts av Lena Persson.

## BERGGRUNDENS ALLMÄNNA UPPBYGGNAD

Berggrunden på Gotland består helt av äldre paleozoiska, sedimentära bergarter som överlagrar den kristallina berggrunden (urberget). Underst finns en kambrisk lagerföljd med sandsten, siltsten och skiffer som överlagras av ordoviciska, karbonatdominerade bergarter, inkluderande så kallade ”mounds” ur vilka OPAB utvunnit olja under slutet av 1900-talet (Sivhed m.fl. 2004). Ytberggrunden på Gotland består uteslutande av karbonatrika bergarter av silurisk ålder. Den sedimentära berggrunden är ca 300 m mäktig i norr och drygt 600 m i söder. Endast ett fåtal borrhål når ner till den kristallina berggrunden, som antas ha svekokarelsk ålder och granitisk sammansättning (Flodén 1980). Urbergsytan utgörs av det så kallade subkambriska peneplanet, som ställvis bryts av lokala höjdområden. Dessa höjder tycks till viss del styrts av sedimentationsmönstret i den överliggande sedimentära berggrunden.

Gotlands geologi beskrevs redan under 1700-talet av Carl von Linné, som under sin Gotländska resa 1741 noterade den rika förekomsten av välbevarade fossil. Under 1800-talet och 1900-talets inledning gjordes omfattande paleontologiska undersökningar av Gotlands fossila fauna. Successivt ökades kunskapen om den stratigrafiska uppbyggnaden. Under perioden 1920–40 gjordes en första sammanhängande stratigrafisk indelning av lagerföljden av Hede och hans medarbetare. Den presenterades i SGUs äldre kartserie (Aa) rörande Gotland (Hede 1960). Hedes indelning i tretton topostratigrafiska enheter (dvs. undre Visby, övre Visby, Högklint, Tofta, Slite, Halla, Mulde, Klinteberg, Hemse, Eke, Burgsvik, Hamra och Sundre) utgör än i dag stommen till indelningen av Gotlands berggrund. Under de senaste decennierna har fördjupade stratigrafiska och sedimentologiska studier (Eriksson & Calner 2005, Jeppsson m.fl. 2006) resulterat i en förfinad stratigrafisk indelning (fig. 1) och ökad kunskap om bildningsförhållanden och litofacies.

Den siluriska berggrunden på Gotland omfattar ett tidsavsnitt på ca 10 miljoner år (428–418 milj. år sedan). Lagerföljden har en sammanlagd mäktighet på 500–750 m och stupar svagt åt sydsydost (<1°).

Ursprungssedimenten avsattes på en grund kontinentalsockel (shelf) som täckte stora delar av det centrala Östersjöbäckenet under silurisk tid. Uppemot 10 cykler med avsättning har dokumenterats (Calner m.fl. 2004). Mellan cyklerna har det varit perioder med erosion då Gotland låg ovanför erosionsbasen (Eriksson 2004). Inom varje cykel är bergarterna generellt grövre och mer karbonatrika i nordost jämfört med i sydväst, där inslaget av mörkel och mörkelsten är mer påtagligt. Detta är en följd av successivt djupare marina avsättningsförhållanden i sydvästlig riktning under silurisk tid. Generellt utgörs merparten av den siluriska berggrunden av växellagrade, tunnlagrade enheter med mörkel och mörkelsten (fig. 2 a). Rena kalkstenar utgör endast en mindre del av lagerserien. Mäktigheterna på kalkstens kropparna är endast i storleksordningen 10–40 m. De återfinns framför allt inom Slitegruppen och Klintbergformationen. Delar av kalkstensområdena är mycket välblottade. Inom kartområdena 66C–E påträffas mycket stora, flacka hälltyper och områden med mycket tunt jordtäckte (fig. 2 b). De utgörs mestadels av tunnlagrad kalkarenit. Inom kartområdet förekommer lokala inslag av knöliga, revartade och mer massformiga kalkstens kroppar som bland annat bygger upp de raukar som finns längs kusterna (fig. 2 c, d).

Inom det hittills karterade området på norra Gotland domineras berggrunden av olika typer av kalksten tillhörande Högkling-, Hangvar-, Tofta- och Sliteenheter. Mörkel och mörkelsten tillhörande undre och övre Visbylager förekommer mestadels i skärningar utmed kusten mellan Visby och Kappelshamnsviken. Kalkstenarna i området domineras av mer eller mindre stromatoporoidrika kalkstenar (fig. 2 e), kalkareniter, kalciruditer och revartad kalksten. Slitekalkstenen är 8–15 m mäktig i området. Speciellt grovklastiska kalkstenar förekommer på delar av södra Fårö och längs kusten söder om Fårösund ner mot Lergrav. Dessa benämns i litteraturen ofta som så kallad Ryssnäs kalksten (fig. 2 f). Kalkstensområdena framträder tydligt på den elektromagnetiska kartan som, i kombination med höjddata och hällbilderna från jordartskartan, ger en god möjlighet att kartlägga gränserna mellan kalkstens- och mörkelområdena. Karstvittrade sprickor och slukhål med okända utbredningar på djupet är vanligt förekommande inom kalkstensområdena, speciellt i massformiga stromatoporoidrika kalkstenar (fig. 2 g). Den dominerande sprickriktningen är ungefär nordvästlig (300–310°).

På norra Gotland är Slitekalkstenen högtintressant som industrimineral, vilket gör att det pågår en intensiv täktverksamhet i den, t.ex. av Nordkalk (Storugns, fig. 2 h), Svenska Mineral (Stucks) och Cementa (Slite).

## GEOFYSISKA FLYGMÄTNINGAR

Inom SGUs flyggeofysiska verksamhet har geofysiska flygmätningar på ca 60 meters höjd och 400 m linjeavstånd genomförts under sommaren 2006. Undersökningarna har omfattat mätningar av magnetfältet, gammastrålningen och det elektromagnetiska fältet. Kompletterande geofysiska markmätningar kommer att utföras inom utvalda områden under 2007.

Figur 3 visar resultaten från de flygmätta, radiometriska mätningarna över Gotland, presenterade som en kompositkarta över kalium, uran och torium. Gammastrålningen är generellt låg över hela Gotland men i vissa delar finns en relativ förhöjning av uran (röd färg på kartan, fig. 3). De urananomala stråken sammanfaller med kalkstensområdena och förekommer i två stråk, ett med östlig till nordöstlig riktning i den centrala delen av Gotland, från Klintehamn ut mot Östergarn samt ett nordöstligt stråk längre norrut, från Visby upp mot Fårösund.

Figur 4 visar resistivitetskartan över Gotland beräknad från flygmätta, elektromagnetiska data. Områden med ren kalksten har hög resistivitet vilket syns tydligt på kartan. Inblandning av lermineral sänker resistiviteten, varför områden med mörkel- och lersten har låg resistivitet. Tydliga strukturer med nordöstlig och östnordöstlig riktning på resistivitetskartan sammanfaller med urananomalierna i figur 1. Kryssen markerar punkter där uranhalt som överstiger 2,5 ppm uppmätts på häll (se avsnittet nedan om geofysiska markmätningar).

Figur 5 visar resultaten från den magnetiska flygmätningen över Gotland. De kraftiga variationer som kommer fram på kartan härrör från den kristallina berggrunden som ligger på ett djup av ca 300 m i norr och drygt 600 m i söder.

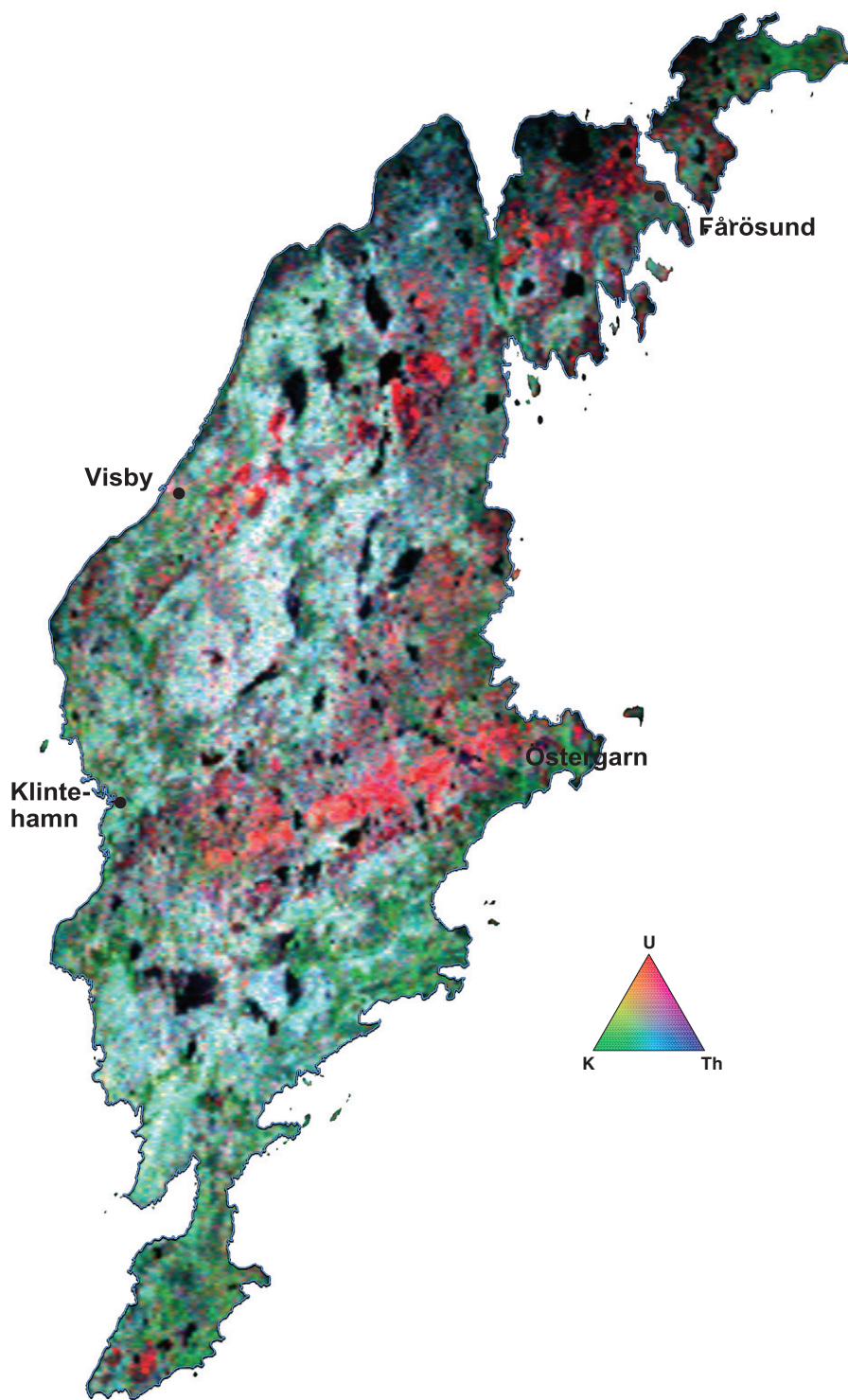


Fig. 3. Flygmätt radiometrisk karta över Gotland som visar fördelningen av kalium, uran och torium i den översta delen av berggrunden och jordarterna. Halterna visas i form av en färgkomposit, där områden med relativt förhöjd uranhalt domine-  
 ras av röda färgnyanser, relativt förhöjd toriumhalt av blå och relativt förhöjd kaliumhalt av gröna färgnyanser. Gråskalan  
 från mörkt till ljus indikerar variationerna i totala halter, från låg till hög.

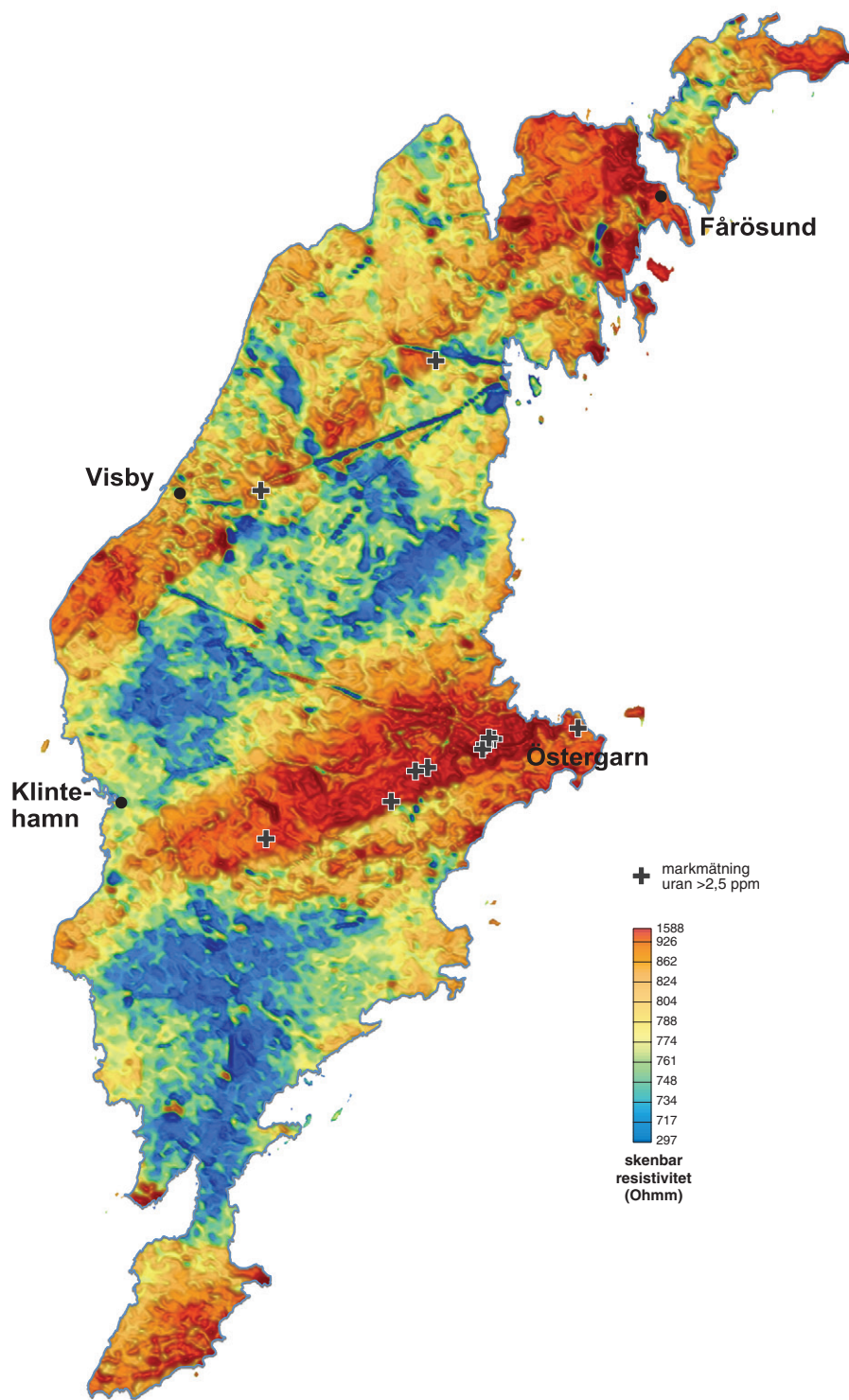


Fig. 4. Skenbar resistivitet beräknad från flygmätta elektromagnetiska VLF-data över Gotland.

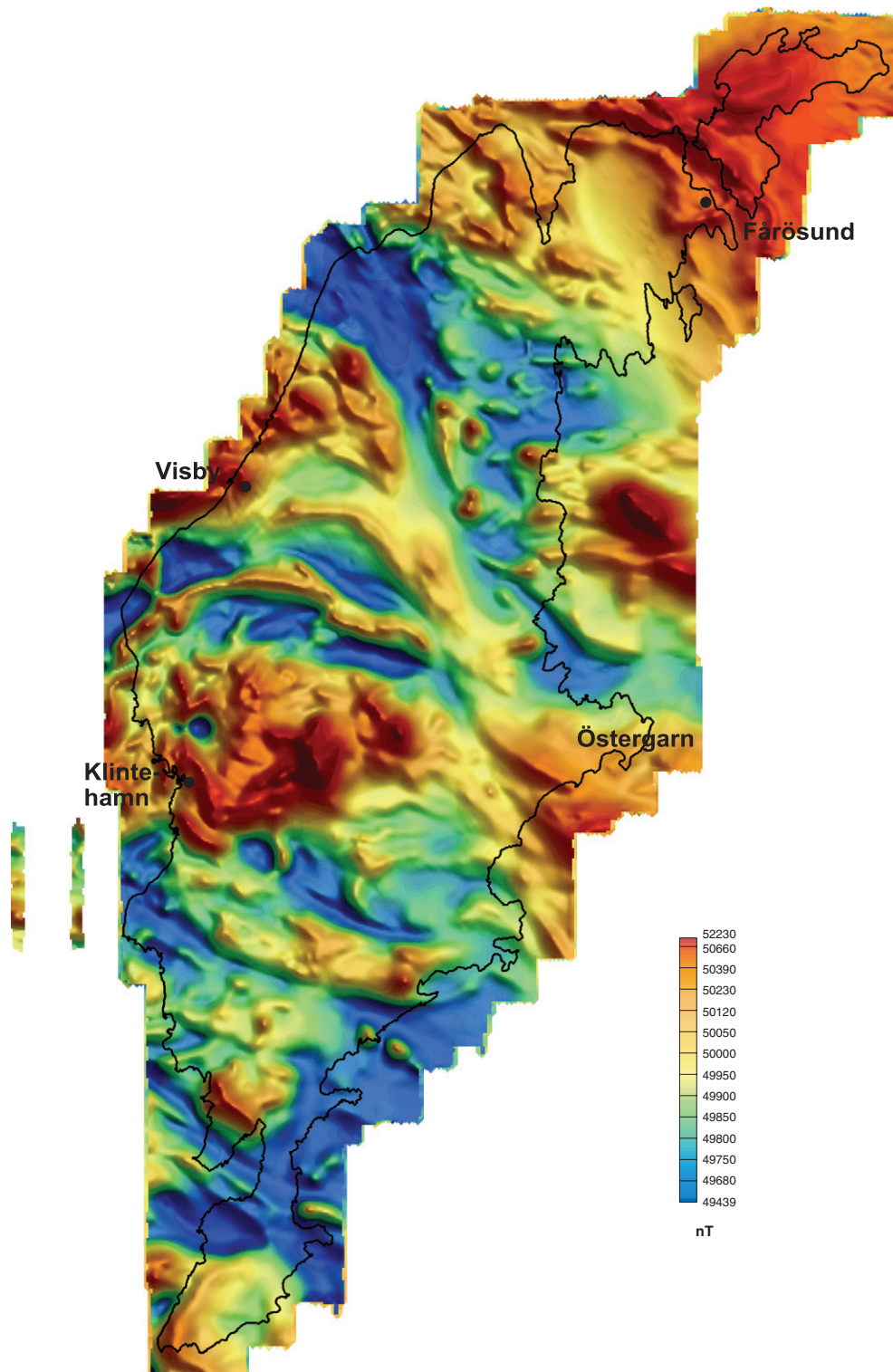


Fig. 5. Flygmätt magnetisk totalfältskarta över Gotland.

## GEOFYSISKA MARKMÄTNINGAR

Det geofysiska fältarbetet under 2006 omfattade tio dagar och bestod av mätning av gammastrålning och magnetisk susceptibilitet på berghällar samt parameterprovtagning för laboratoriemätning av bergarternas densitet. Totalt utfördes 124 gammastrålningsmätningar på 42 lokaler. Mätningarna är placerade över hela Gotland (förutom Fårö), och mätning har utförts på de olika förekommande bergartstyperna såsom kalksten, ler- och mörgelsten samt sandsten. Dessutom har en uppföljning skett av de urananomalier som kommit fram på flygmätta radiometriska data. I figur 6 har resultaten från gammastrålningsmätningarna plottats i diagram. Kalkstenen uppvisar generellt mycket låga halter av torium och kalium (fig. 6a), medan uranhalterna har en betydligt större spridning (fig. 6b). Inom de urananomala stråken (fig. 3) har halter på ca 2–8 ppm uppmätts. Vid en lokal ute på Östergarn uppmättes uranhalter på 32 och 78 ppm. Kemisk analys av ett kalkstensprov från Östergarn visar att den innehåller 23 ppm uran. Ler- och mörgelsten uppvisar på grund av sitt lermineralinnehåll något högre kalium- och toriumhalter. Även sandstenen har högre halt av kalium och torium än kalkstenen. Inga förhöjda uranhalter har uppmätts i ler-, mörgel- eller sandsten.

Den magnetiska susceptibiliteten som mätts på hällar är mycket låg över hela Gotland. Dock kan man se en skillnad mellan olika bergartstyper. Kalkstenen har lägst magnetisk susceptibilitet, medan ler-, mörgel- och sandsten har något högre värden. På flera lokaler uppvisar kalkstenen en negativ magnetisk susceptibilitet. Detta beror på att mineralet kalcit är diamagnetiskt, dvs. det uppvisar (i likhet med kvarts) en magnetisk susceptibilitet som är negativ ( $-0,8$  till  $-3,8 \times 10^{-5}$  SI-enheter). Inblandning av paramagnetiska lermineral som har en positiv nettosusceptibilitet medför att susceptibiliteten ökar. Tabell 1 visar en sammanställning av både kalium-, uran- och toriumhalter samt magnetisk susceptibilitet uppmätt på berghällar för de olika bergartstyperna.

Tabell 1. Sammanställning av kalium- uran- och toriumhalter samt magnetisk susceptibilitet uppmätt på berghällar för de olika bergartstyperna.

	kalium (%)			uran (ppm)			torium (ppm)			magn. susc ( $\times 10^{-5}$ )		
	min	max	medel	min	max	medel	min	max	medel	min	max	medel
Kalksten	0,0	0,4	0,1	0,0	78,3	3,3	0,0	1,1	0,1	-1,0	5,4	0,3
Ler- och mörgelsten	1,1	3,5	1,9	0,5	2,8	1,4	3,6	11,4	6,3	3,6	16,5	9,6
Sandsten	1,7	1,9	1,8	1,0	1,4	1,2	3,6	5,0	4,2	3,8	7,4	5,6

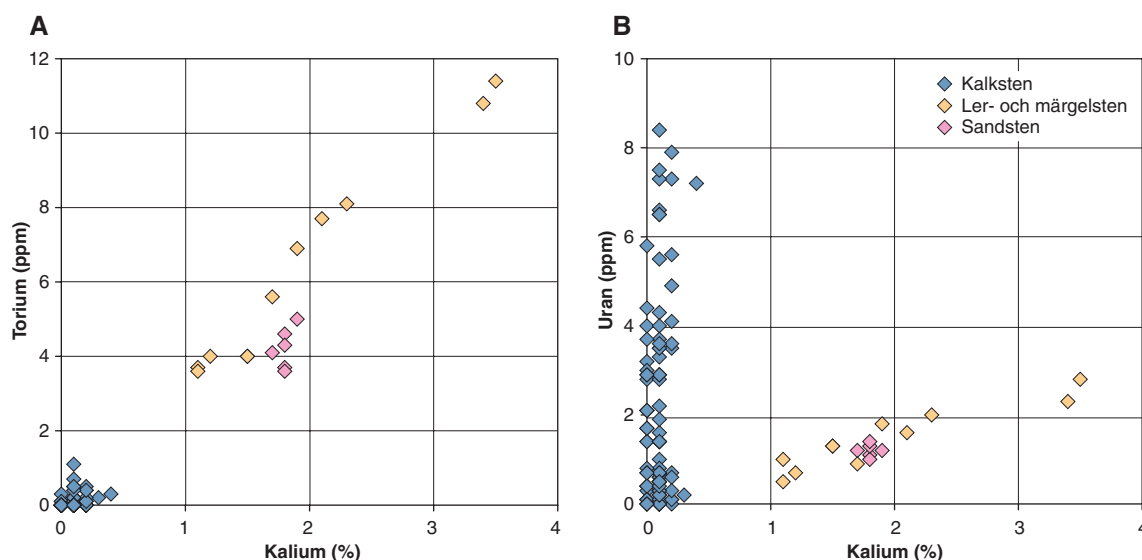


Fig. 6. Diagram som visar resultaten från gammastrålningsmätningar för olika bergarter, uppmätta på berghällar under fält-säsongen 2006. A. Förhållandet mellan kalium och torium. B. Förhållandet mellan uran och kalium.

## REFERENSER

- Calner, M., Jeppsson, L. & Munnecke, A., 2004: The Silurian of Gotland – Part I: Review of the stratigraphical framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development. *I* A. Munnecke, T. Servais & C. Schulbert (red.): Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate (IGCP 503). Abstracts and Field Guides. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband 5*, 113–131.
- Eriksson, M.J., 2004: Formation and significance of a middle Silurian ravinement surface on Gotland, Sweden. *Sedimentary Geology* 170, 163–175.
- Eriksson, M.E. & Calner, M. (red.), 2005: The Dynamic Silurian Earth. Subcommisioin on Silurian Stratigraphy Field Meeting 2005. Field guide and abstracts. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden* 121, 99 s.
- Floden, T., 1980: Seismic stratigraphy and bedrock geology of the central Baltic. *Stockholm Contributions in Geology* 35, 240 s.
- Hede, J.E., 1960: The Silurian of Gotland. *I* G. Regnell & J.E. Hede (red.): The Lower Palaeozoic Scania. The Silurian of Gotland. *International Geological Congress XXI. Session Norden. Guidebook Sweden d. Stockholm*. 89 s.
- Jeppsson, L., Eriksson, M.E. & Calner, M., 2006: A latest Llandovery to latest Ludlow high-resolution biostratigraphy based on the Silurian of Gotland – a summary. *GFF* 128, 109–114.
- Sivhed, U., Erlström, M., Bojesen-Koefoed J.A. & Löfgren, A., 2004: Upper Ordovician carbonate mounds on Gotland, central Baltic Sea. Distribution, composition and reservoir characteristics. *Journal of Petroleum Geology* 27, 115–140.

E-post: mikael.erlstrom@sgu.se

lena.persson@sgu.se

# Gävleborgs län

*Stefan Bergman, Lena Albrecht, Martin Ahl, Mehrdad Bastani, Johan Jönberger och Lutz Kübler*

## INLEDNING

Arbetet med projekt Gävleborgs län inleddes 2004. Målsättningen är att framställa en bergkvalitetskarta med tillhörande databaser över södra Gästrikland samt att framställa översiktliga berggrundskartor och databaser över kartområdena 15G Bollnäs och 16H Bergsjö (fig. 1). I tillägg till detta skall översiktliga berggrundskartor och databaser framställas över de delar av 17G Ljungaverk och 16E Sveg som ingår i Gävleborgs län. Kartorna och databaserna kommer att utgöra ett planerings- och resurshushållningsunderlag för bland annat kommuner, länsstyrelser och företag. Området i södra Gästrikland utvaldes efter en behovsanalys i Gävleborgs län under hösten 2003. Arbetet i detta område är en del av SGUs systematiska geologiska kartering inom befolkningstäta områden och ett led i arbetet med regeringens miljökvalitetsmål ”God bebyggd miljö”. I områden där översiktliga berggrundskartor skall göras, genomförs karteringen med en hastighet av ca 25–30 km<sup>2</sup> per dag och person. Som karteringsunderlag används topografiska kartor i skala 1:50 000. Resultaten från fältarbetet 2004 och 2005 redovisas i Bergman m.fl. (2005 a, 2006 a). Nedan presenteras de under år 2006 genomförda arbetena i de olika områdena. För lägesbestämning av observationslokalerna används GPS. I årets fältarbete har följande personer deltagit: Martin Ahl, Lena Albrecht, Mehrdad Bastani, Stefan Bergman, Mattias Göransson, Johan Jönberger, Lutz Kübler och Alireza Malehmir.

Området domineras av bergarter som bildades under den svekokarelska orogenesisen (bergskedjebildningen) för ca 1 960 till 1 750 miljoner år sedan. Äldst i det aktuella området är svekofenniska ytbergarter (bergarter avsatta på jordytan), som utgörs av vulkaniska och sedimentära avlagringar, bildade för minst ca 1 900 miljoner år sedan. De större områdena med ursprungligen sedimentära bergarter i norra delen av området (fig. 1) tillhör den södra delen av Bottniska bassängen. Ytbergarterna intruderades av djup- och gångbergarter (intrusivbergarter bildade i jordskorpan) för ca 1 900 till 1 840 miljoner år sedan. Djupbergarterna kallas tidigorogent svekokarelska. Ovannämnda bergarter omvandlades genom att de fördes ner i jordskorpan och där utsattes för höga temperaturer och/eller tryck (metamorfos) under kulminationen av orogenesisen. I vissa områden var omvandlingen så stark att bergarterna smälte. Dessa smältor (magmor) gav upphov till en ny generation djup- och gångbergarter, som kallas senorogent eller syn- till senorogent svekokarelska. Under orogenesisen deformerades berggrunden varvid bland annat foliationer, stängligheter och stora veckstrukturer bildades. I vissa zoner (skjuvzoner) var deformationen särskilt stark. En sådan är Hasselaskjuvzonen (HSZ, fig. 1, Sjöström & Bergman 1998), som ligger längs norra kanten av Ljusdalsbatoliten, och Storsjön-Edsbyn-deformationszonen (SEDZ, fig. 1, Bergman m.fl. 2006b) längs dess västra kant. Efter den svekokarelska orogenesisen avsattes sedimentära och vulkaniska bergarter (bl.a. Dalavulkanit), och den äldre berggrunden intruderades flera gånger av granit (ca 1 700–1 500 milj. år), samt av flera generationer diabas i form av gångar och flackt liggande skivor. Dessutom avsattes jotniska sedimentära bergarter (1 600–1 200 milj. år), dels kambriska till ordoviciska dito (545–443 milj. år) på den äldre berggrunden. För ca 89 miljoner år sedan skedde ett meteoritnedslag i Dellenområdet öster om Ljusdal, vilket ledde till uppsmältning och krossning av berggrunden.

## SÖDRA GÄSTRIKLAND, BERGKVALITET

Projektområdet i södra Gästrikland är ca 2 700 km<sup>2</sup> stort och omfattar delar av Gävle och Sandvikens kommuner och hela Hofors kommun. Bergkvalitetskartan i skala 1:50 000 visar ytor som klassats efter bergmaterialets användningsbarhet till t.ex. vägbyggnad, spårballast samt för betongproduktion. Till grund för klassningen ligger fältstudier av de olika bergartstyper som uppträder i området, eventuella omvandlingar av dem, sprickzoner och andra deformationszoner samt ett stort antal bergtekniska analyser.

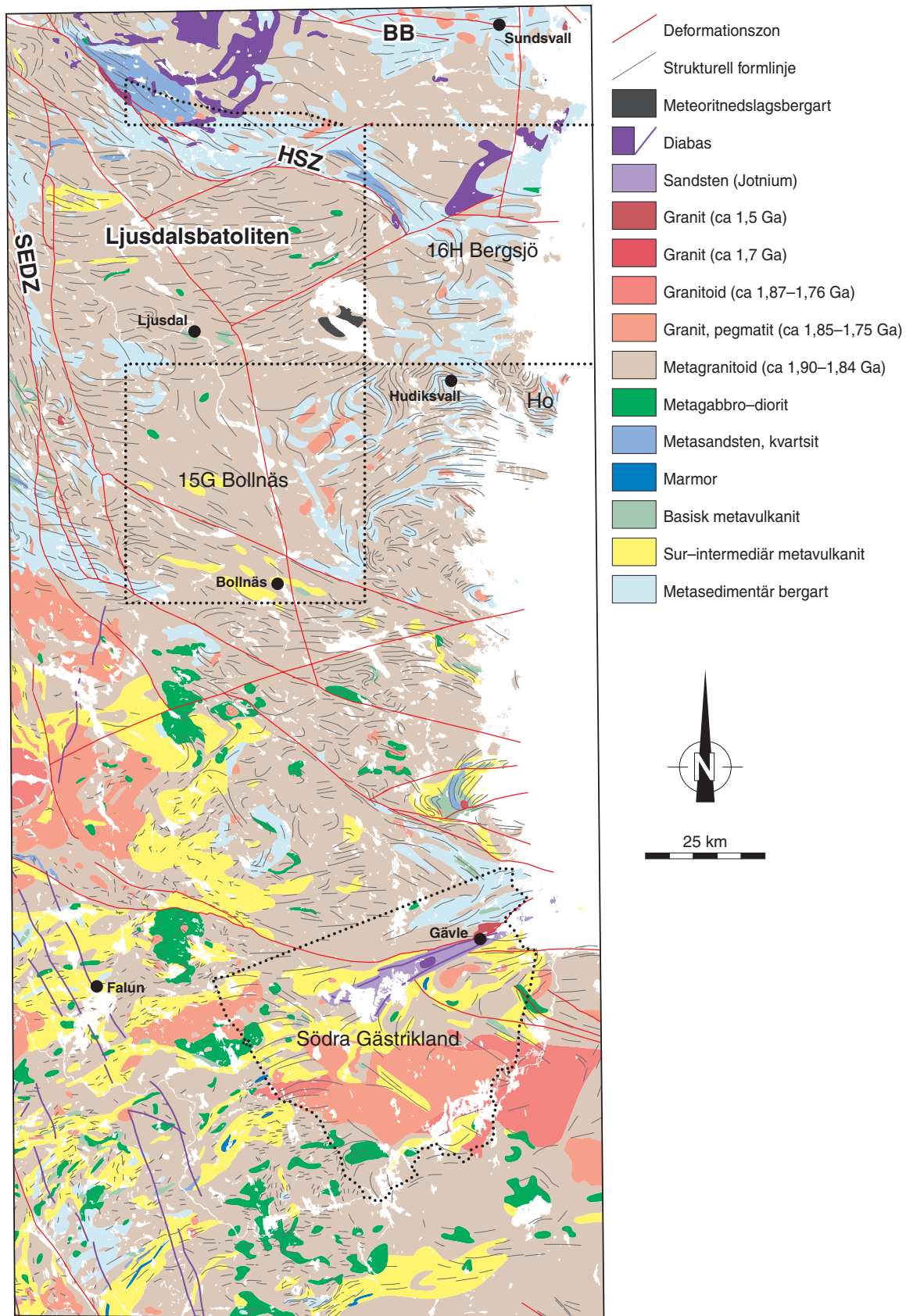


Fig. 1. Berggrundskarta över delar av centrala Sverige (modifierad från Koistinen m.fl. 2001). De kartområden som ingår i projektet är markerade, förutom kartområdet 16E Sveg. HSZ = Hasselaskjuvzonen, SEDZ = Storsjön-Edsbyndeformationszonen, Ho = Hornslandet.

## Berggrunden

Nedan följer en generaliserad gruppindelning (I–VIII) av bergarterna i projektområdet. För en noggrannare beskrivning hänvisas till berggrundsbeskrivningar i Bergman & Söderman (2005 a, b), Bergman m.fl. (2005 b), Delin & Söderman (2005 a, b, c), Sukotjo m.fl. (2005 a, b, c) och Persson (1997). I dessa arbeten finns också referenser till äldre publikationer som berör projektområdet.

Störst utbredning bland ytbergarterna har metavulkaniterna (I), vilka främst utgörs av sura varianter såsom ryolit och dacit (Ib). De är vanligen röda till grå och uppträder ställvis bandade och strökornsförande (fältspat och/eller kvarts). Mer intermediära till basiska inslag som andesit och basalt (Ia) finns också representerade i denna grupp och är i de flesta fall gröngrå till svarta och finkorniga. Associerade till metavulkaniterna uppträder karbonathorisonter och järnmalm.

Metasedimentära bergarter (II) finns främst i projektområdets nordvästra del. Metamorfosgraden ligger generellt sett i övre amfibolitfacies, men omvandlingsgraden varierar stort. Vanligen är bergarterna åderförgnejsade, ställvis starkt migmatitiserade och övergår gradvis i migmatitgranit. De metasedimentära bergarterna innehåller i allmänhet granat, sillimanit och lokalt cordierit.

De äldre intrusivbergarterna (III) innefattar mer eller mindre deformerad och omvandlad gabbro, diorit, kvartsdiorit, tonalit (IIIa) samt granodiorit och granit (IIIb). De kan antas vara ungefär likåldriga med de metavulkaniska bergarterna, dvs. ca 1 890 miljoner år gamla. Mafiska enklaver i den äldre berggrunden är relativt vanligt förekommande. I denna grupp är också något yngre intrusivbergarter (IIIc), ca 1 860 miljoner år gamla, inkluderade. Gruppen domineras av metagranit och metagranodiorit. Karakteristiskt för dessa granitoider är en småporfyrisk textur, vanligen med långsträckta, rektangulära (delvis linsformade) fältspatströkorn. I projektområdets södra del, i det så kallade Hedesundakomplexet, är graniten ställvis folierad, medel- till grovkornig och grovporfyrisk. Denna övergår i en likaledes folierad, rikligt hornbländeförande granodiorit till granit som dominerar i östra delen av komplexet.

Senorogena intrusivbergarter (IV) representeras i området av pegmatitassocierad granit, vanligen som gångar och små kroppar i den äldre berggrunden. Graniten är finkornig till fint medelkornig och varierar från grå till röd. På de flesta ställen är en svag foliation utbildad, men massformiga delar förekommer. Inneslutningar av äldre berggrund förekommer rikligt.

En yngre granitenhet (V, ca 1 800 miljoner år gammal) i Hedesundakomplexet uppträder som ett bälte i projektområdets södra del. Graniten är övervägande röd, grovkornig och delvis grovporfyrisk, i västra delen glest småporfyrisk med typiskt listformade strökorn. Den är vanligen massformig till svagt magmatiskt folierad.

I Gävles norra utkanter finns några få hällar med en starkt röd, för det mesta porfyrisk och massformig granit av rapakivtyp (V), kallad Strömsbrogranit. Den tycks utgöra en liten, långsträckt kropp med ungefär ost-västlig utbredning. Graniten har en ålder av ca 1 500 miljoner år.

I ett sammanhängande område från Storvik i väster, via Sandviken mot Gävle och vidare ut i Bottenhavet, finns en större förekomst med jotnisk sandsten (VII), så kallad Gävlesandsten. Sandstenen är vanligen gulröd till röd och innehåller lager av arkos och konglomerat. I ovan nämnda sandsten finns en konform inlagring av en mafisk, finkornig bergart, Gävlebasalt (VI), vilken har en karakteristisk mörkt rödbrun färg.

Vid Mackmyra finns ett antal hällar med postjotnisk diabas av Åsbytyp (VIII), ca 1 260 miljoner år gammal. Bergarten är relativt grovkornig och har ofitisk textur och typisk brunaktig grusvittring på hällytor.

## Årets fältarbete och analysresultat

Under 2006 har kompletterande prov tagits från bergartsled som uppvisade en osäker klassning efter provtagning och analys under 2005. Totalt har 54 bergartsprover samlats in under 2006 (fig. 2), och de har analyserats vid SGUs laboratorium i Uppsala. De tekniska analyserna har gjorts med avseende på nötningsmotståndet (micro-Deval- och kulkvarnsanalys), sprödhet (Los Angelesstal) och densitet. Alkalisilikareaktiviteten (ASR-analys) har bedömts hos Sveriges Provnings- och Forskningsinstitut (SP) i Borås. På de provtagna hällarna har också mätningar av sprickplanens riktningar och en bedömning av bergets sprickfrekvens gjorts. Vidare genomfördes en petrografisk tunnslipsanalys och modalanalys för bergartsbestämning av finkornigare material vid SGUs laboratorium.

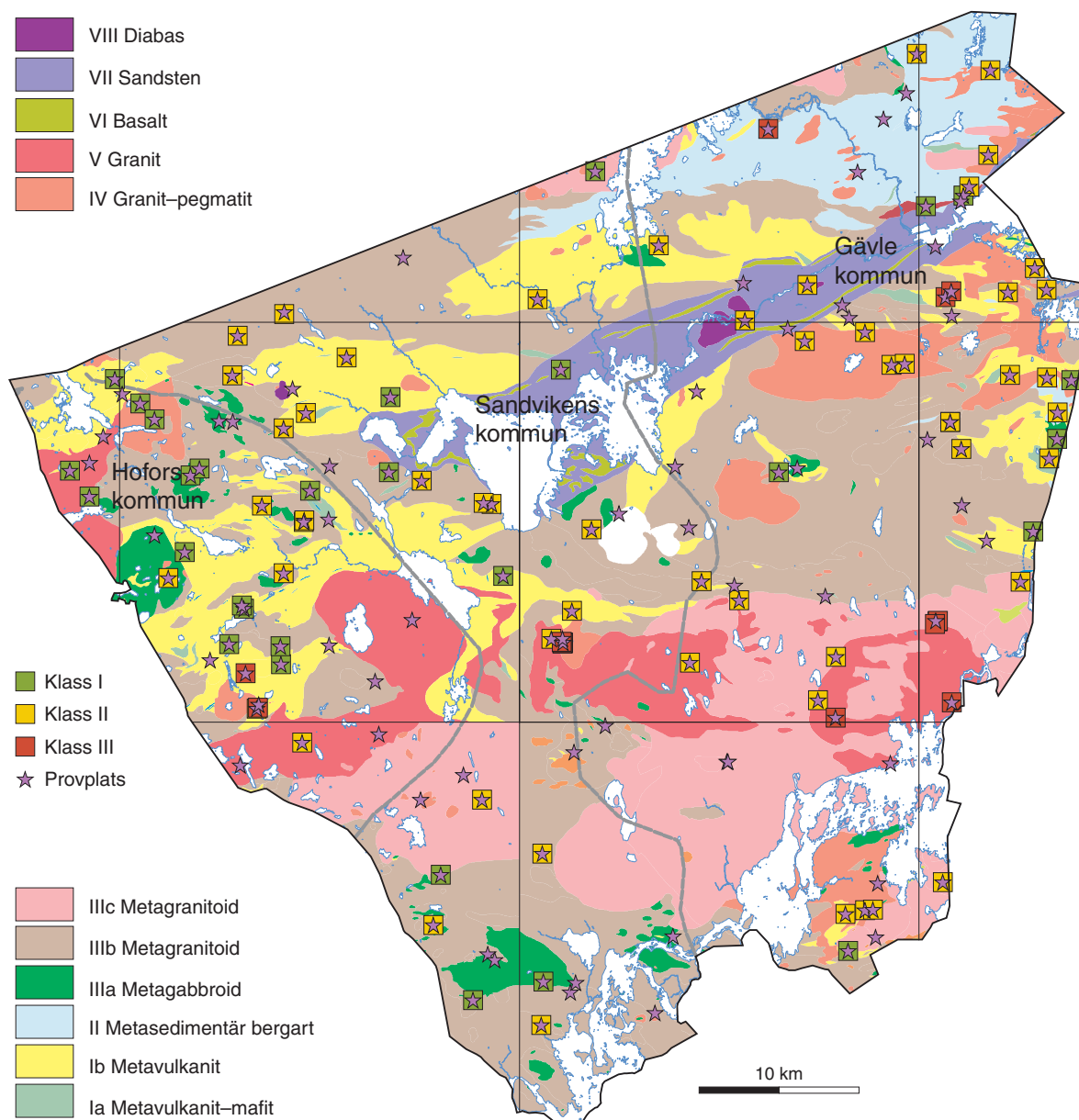
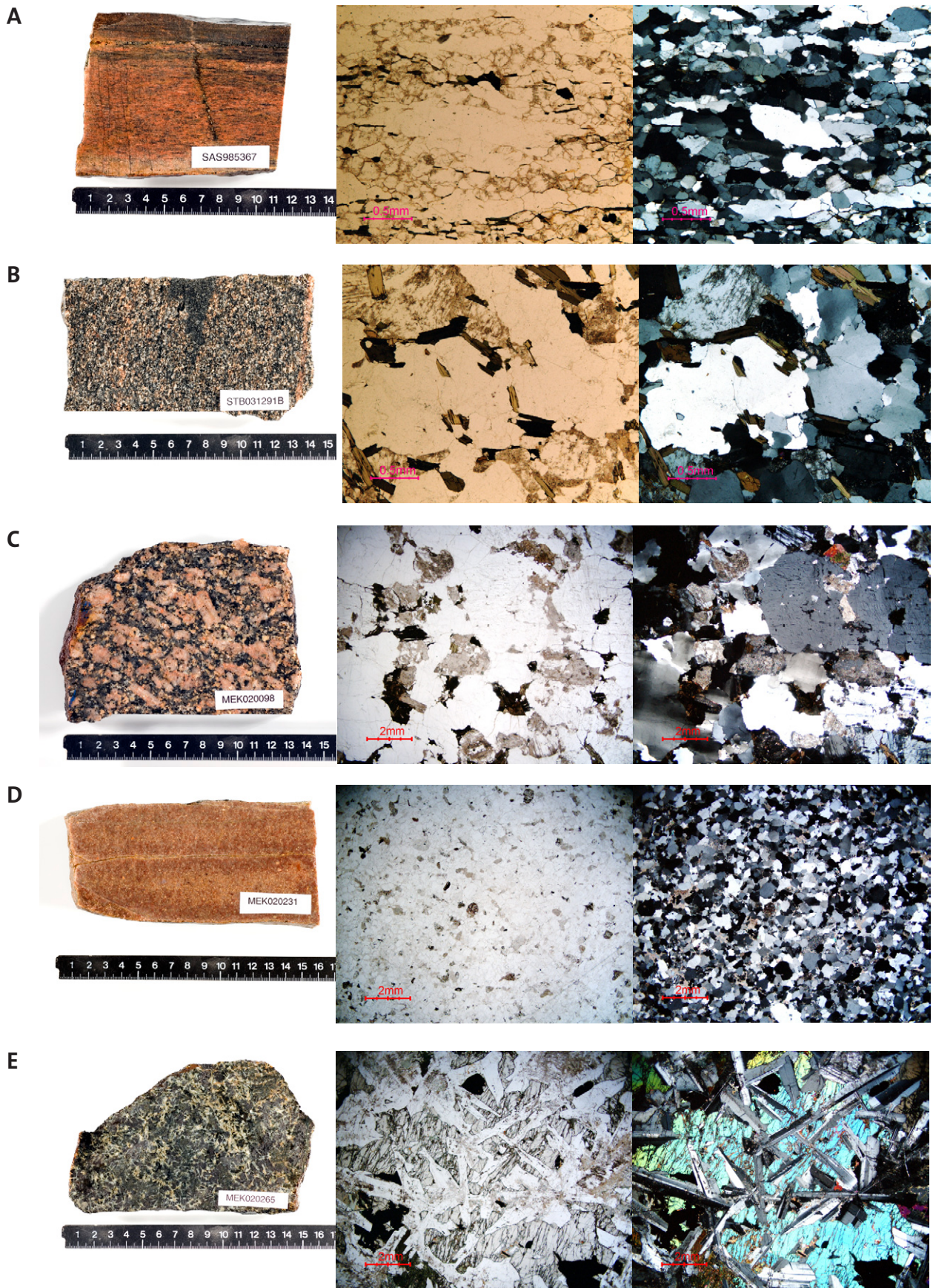


Fig. 2. Berggrundskarta över södra Gästrikland med en generaliserad bergartsindelning (I–VIII). Provplatser från 2005 och 2006 utmärkta med stjärnor. Klassningsresultat från 2005 efter ATBVÄG 2003 (Vägverket 2003). Kl. I = god, Kl. II = mindre god, Kl. III = dålig.

En första granskning av analysresultaten från 2005 och 2006 ger vid hand att materialet är mycket heterogent med avseende på bergkvalitet (fig. 2). Generellt uppvisar omkristalliserade (metamorf omvandlade), finkorniga och mycket finkorniga material de bästa egenskaperna med avseende på kulkvarnsvärden och Los Angelesstal. Det innebär att klassningen av ytor kommer att ske, i mindre grad utifrån bergartsgränser och i stället följa bergarternas kornstorlek och omvandlingsgrad. För att illustrera kopplingen mellan tekniska analyser och petrografiska studier har några bilder valts ut för att visa bergarternas olika texturer, makroskopiskt och mikroskopiskt (fig. 3). Generellt sett har metavulkaniterna (Ia) de bästa tekniska värdena, medan grovkorniga, porfyriska granitoider (V) uppvisar de sämsta. I figur 4 redovisas alla tekniska analyser med avseende på Los Angelesstal och kulkvarnsvärde, sorterade i bergartsgrupper enligt ovan.



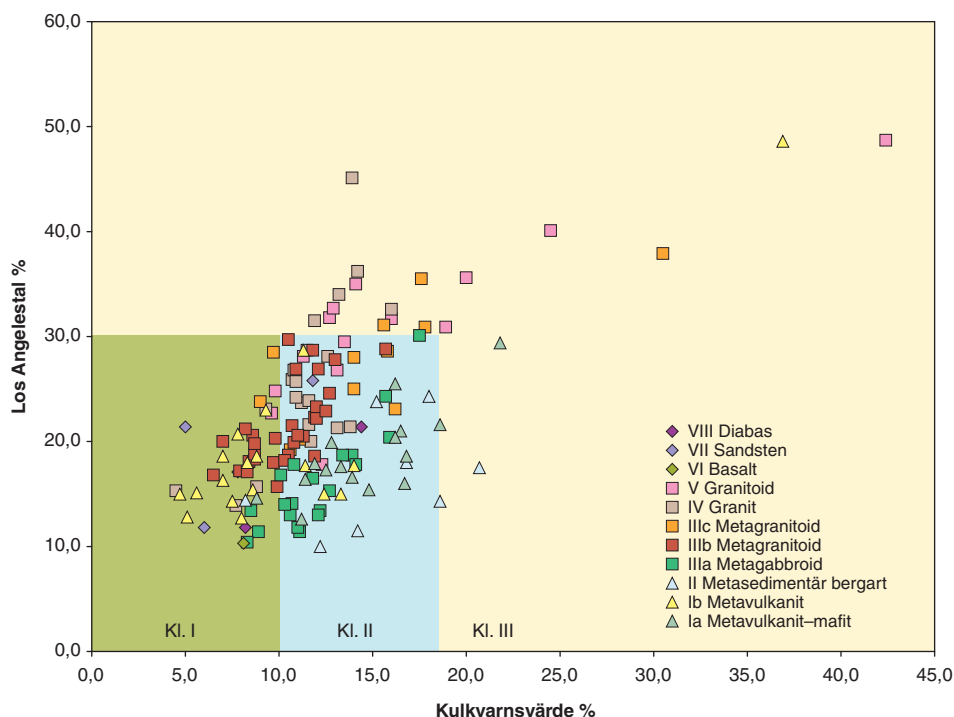


Fig. 4. Diagram med Los Angelesstal mot kulkvarnsvärde. Bergkvalitetsklasser efter ATBVÄG 2003 (Vägverket 2003) Kl. I = god, Kl. II = mindre god, Kl. III = dålig.

## Geofysik

Fältarbetet har huvudsakligen inriktats på provtagning för mätning av fysikaliska bergartsegenskaper samt spektromettermätningar på berghällar för bestämning av kalium-, uran- och toriumhalter. Flygmätta magnetiska data och VLF-data i undersökningsområdet har använts som underlagsmaterial vid planeringen av markprofilmätningarna. Fyra högupplösta VLF- och magnetometerprofiler har uppmätts i syfte att i detalj karakterisera deformationszoner (bl.a. sprickzoner), t.ex. zonernas bredd. Totalt har 85 spektromettermätningar utförts, och prover för att bestämma densitet och magnetiska egenskaper hos olika bergarter har under 2006 tagits från 83 lokaler. Figur 5 visar det magnetiska anomalifältet samt läget av alla markmätta profiler och provtagningslokaler inom undersökningsområdet. Det togs två parameterprover från den högmagnetiska Gävlebasalten som sträcker sig från Gävlebukten vidare åt sydväst. Både densiteten och susceptibiliteten har liknande värden i båda proverna ( $2\,870\text{--}2\,800\text{ kg/m}^3$  respektive  $2\,390\text{--}5\,600 \times 10^{-5}$  SI-enheter). Resultaten skiljer sig dock markant åt när det gäller den remanenta magnetiseringen. Provet som är markerat med vit pil i figur 5 har Q-värdet (kvoten mellan remanent och inducerad magnetisering) 0,58, medan det andra provet (markerat med svart pil) har Q-värdet 281. Det andra provet kommer att mikroskoperas för ytterligare analys. Susceptibilitetsmätningar som gjordes på bergarter i den högmagnetiska ringstrukturen i Hedesundakomplexet (på gränsen mellan kartområdena 13H SV och 12H NV), gav värden på knappt  $5\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter.

Fig. 3. Makroskopiska (t.v.) och mikroskopiska texturer (en nicol, mitten; korsade nicoler, t.h.) i några bergarter från södra Gästrikland. KK=Kulkvarnsvärde, LA=Los Angelesstal, klasser efter ATBVÄG 2003 (Vägverket 2003) Kl. I = god, Kl. II = mindre god, Kl. III = dålig. **A.** Metavulkanit. Densitet  $2,65\text{ kg/m}^3$ , KK 7,0 %, LA 16,3 %, klass I. **B.** Metagranodiorit. Densitet  $2,71\text{ kg/m}^3$ , KK 12,0 %, LA 22 %, klass II. **C.** Granit. Densitet  $2,64\text{ kg/m}^3$ , KK 14,1 %, LA 35,0 %, klass III. **D.** Sandsten. Densitet  $2,67\text{ kg/m}^3$ , KK 7,8 %, LA 17,1 %, micro-Deval 7,3% klass I. **E.** Diabas. Densitet  $3,0\text{ kg/m}^3$ , KK 14,4 %, LA 21,4 %, klass II.

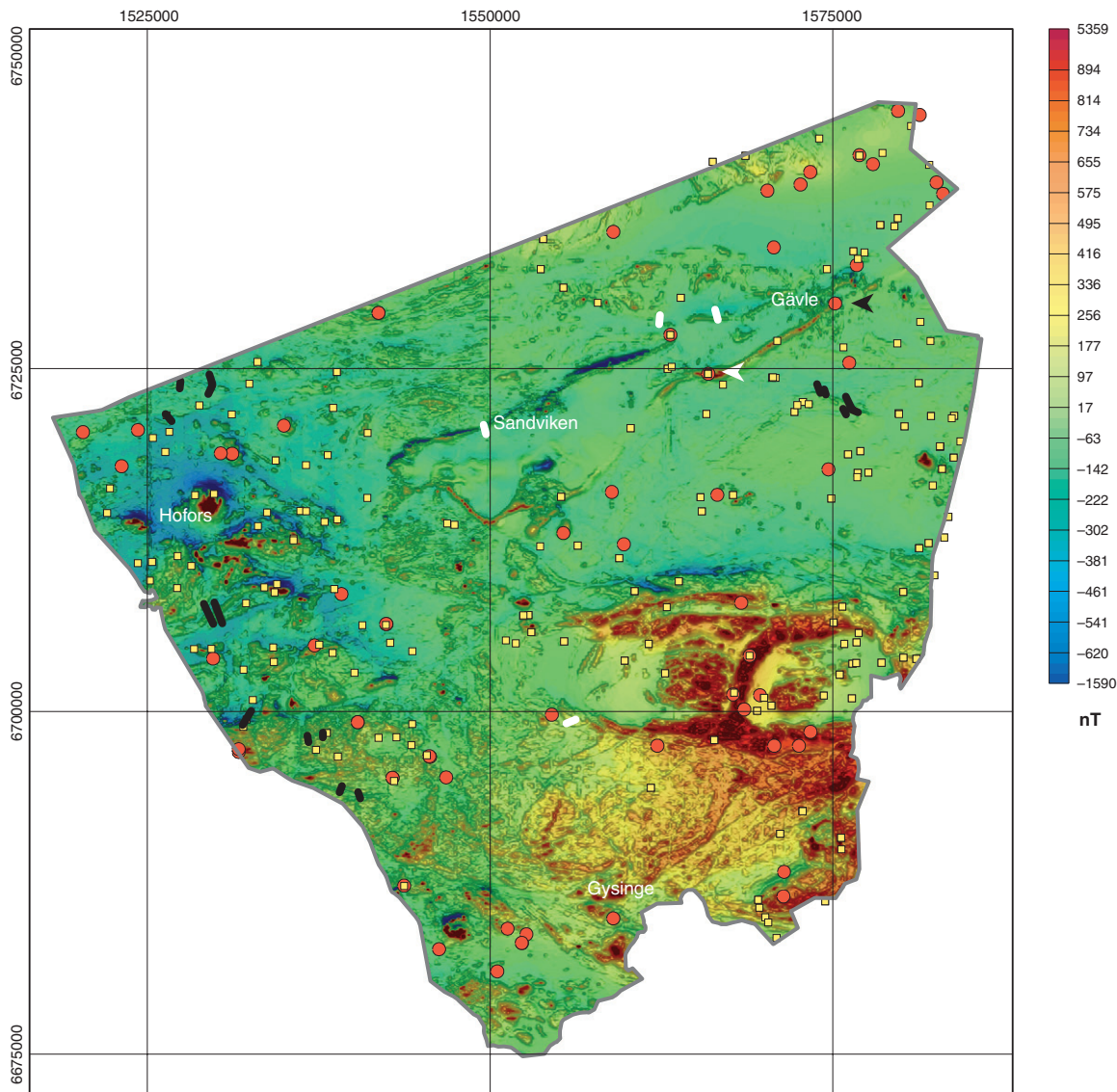


Fig. 5. Magnetisk anomalikarta över projektområdet södra Gästrikland. Markmätta magnetiska profiler 2006: vita streck, 2005: svarta streck. Röda punkter: spektrometerlokaler 2006, gula punkter: 2005. Vit och svart pil visar provtagningslokaler för petrofysik som redovisas i texten.

Figur 6 visar variationerna hos markens elektriska ledningsförmåga (beräknad från flygmätta VLF-data). Några av de långsträckta högkonduktiva anomalierna härrör från större kraftledningar. En nord-sydligt strykande, högkonduktiv zon sträcker sig från Hedesunda (12H NV) vidare norrut mot Valbo (13H NV). Strukturen syns också på höjdkartan som en smal topografisk sänka. En liknande företeelse finns i kartområdet 13G SO, och den zonen sträcker sig från Storvik vidare mot västnordväst. Även denna zon sammanfaller med en topografisk sänka. Zonerna kan tolkas som vattenförande sprickzoner. Läget för markprofilerna visas i figurerna 5 och 6. Deras lägen och riktningar har valts med hänsyn till de anomalier som uppträder på kartorna över magnetfältet och den elektriska ledningsförmågan.

På kartan över markens uranhalt (fig. 7) visas läget för spektrometermätningar på berghällar med färgade symboler för beräknat radiumindex. Det är en god korrelation mellan uranhaltarna från flygmätningen och beräknat radiumindex. Mätningar med höga radiumindex sammanfaller med områden med förhöjda uranhalt och omvänt. Figur 8 visar markens aktivitetsindex beräknat från flygmätta data. Även på den kartan finns alla besökta "geofysiska" lokaler angivna. För varje lokal finns resultaten från spektrometermätningarna angivna som aktivitetsindex.

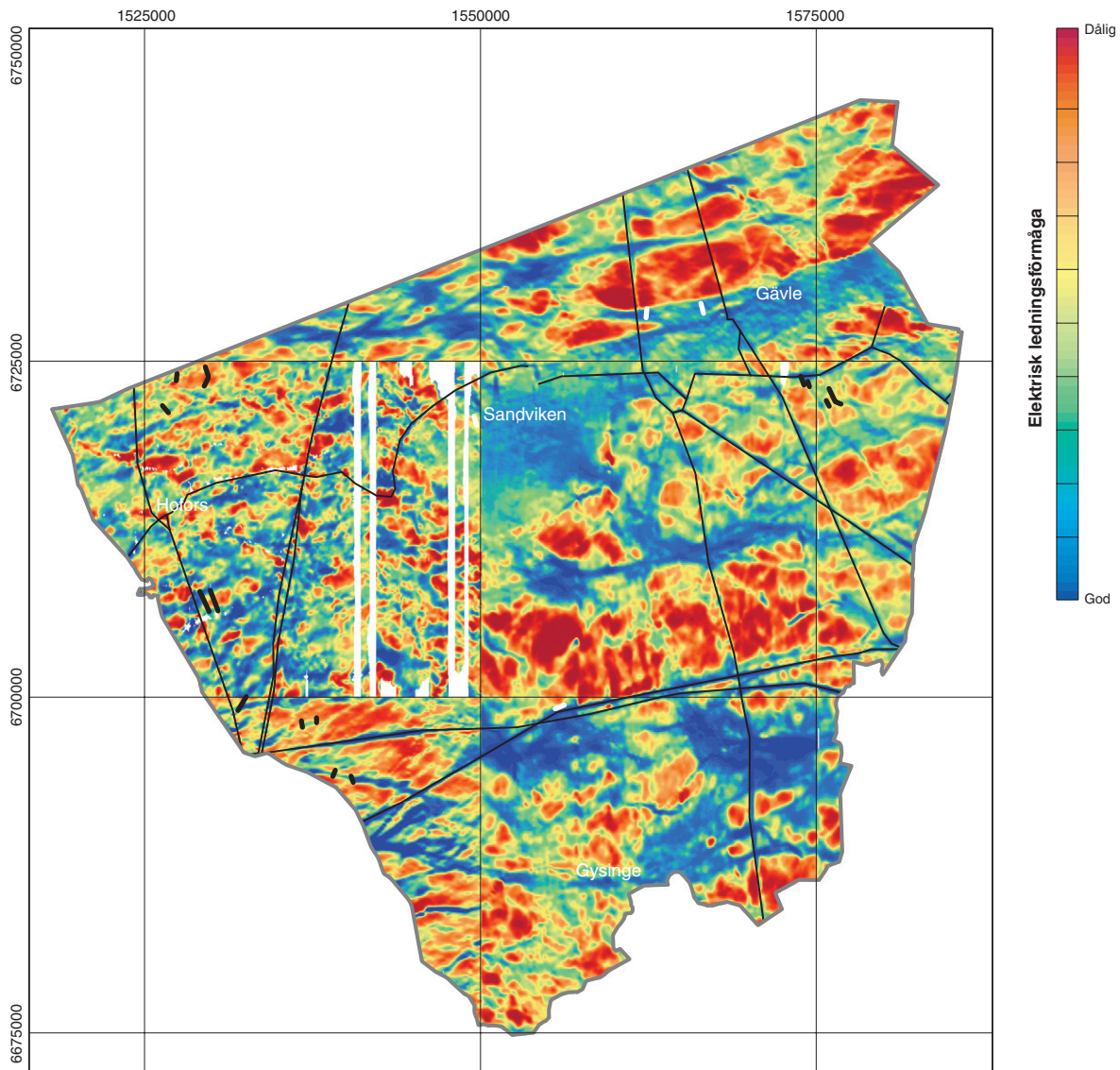


Fig. 6. Markens elektriska ledningsförmåga över projektområdet södra Gästrikland beräknad från VLF-data. Vita streck: markprofiler mätta med VLF-instrument under 2006, svarta streck: profiler mätta under 2005. Svarta linjer som genomkorsar kartan representerar större kraftledningar. Kartområdet 3G SO ser annorlunda ut p.g.a. att VLF-data erhöjts från endast en sändare. Långa vita raka streck saknar data.

Vid en jämförelse mellan magnetanomal- och strålningskartorna framträder de södra och centrala delarna av den ringformade, högmagnetiska strukturen i Hedesundakomplexet som ett högstrålande område, både vad gäller radium- och aktivitetsindex. Värdena ligger mellan 0,6 och 1,9 respektive 2,1 och 2,5. Den sydöstra delen av kartområdet 13G SO utgörs till stor del av en lågmagnetisk, relativt högstrålande granit med radium- och aktivitetsindex mellan 0,4 och 1,1 respektive 1,6 och 2,4. I den västra delen av undersökningsområdet är strålningen från graniterna generellt låg, radium- och aktivitetsindex är mellan 0,1 och 0,3 respektive 0,6 och 1,0. I den västra delen av kartområdet 12H NV gjordes mätningar på en metagabbro. Den undersöktes vid två lokaler och alla mätningar gav 0 % kalium, 0 ppm uran och 0 ppm torium. Längst åt nordost i undersökningsområdet (13H NV) finns pegmatitgraniter med ställvis mycket höga toriumhalter, drygt 120 ppm.

Det insamlade geologiska och geofysiska materialet kommer att bearbetas och utvärderas under våren 2007, då även sammanställningen av bergkvalitetskartan kommer att ske.

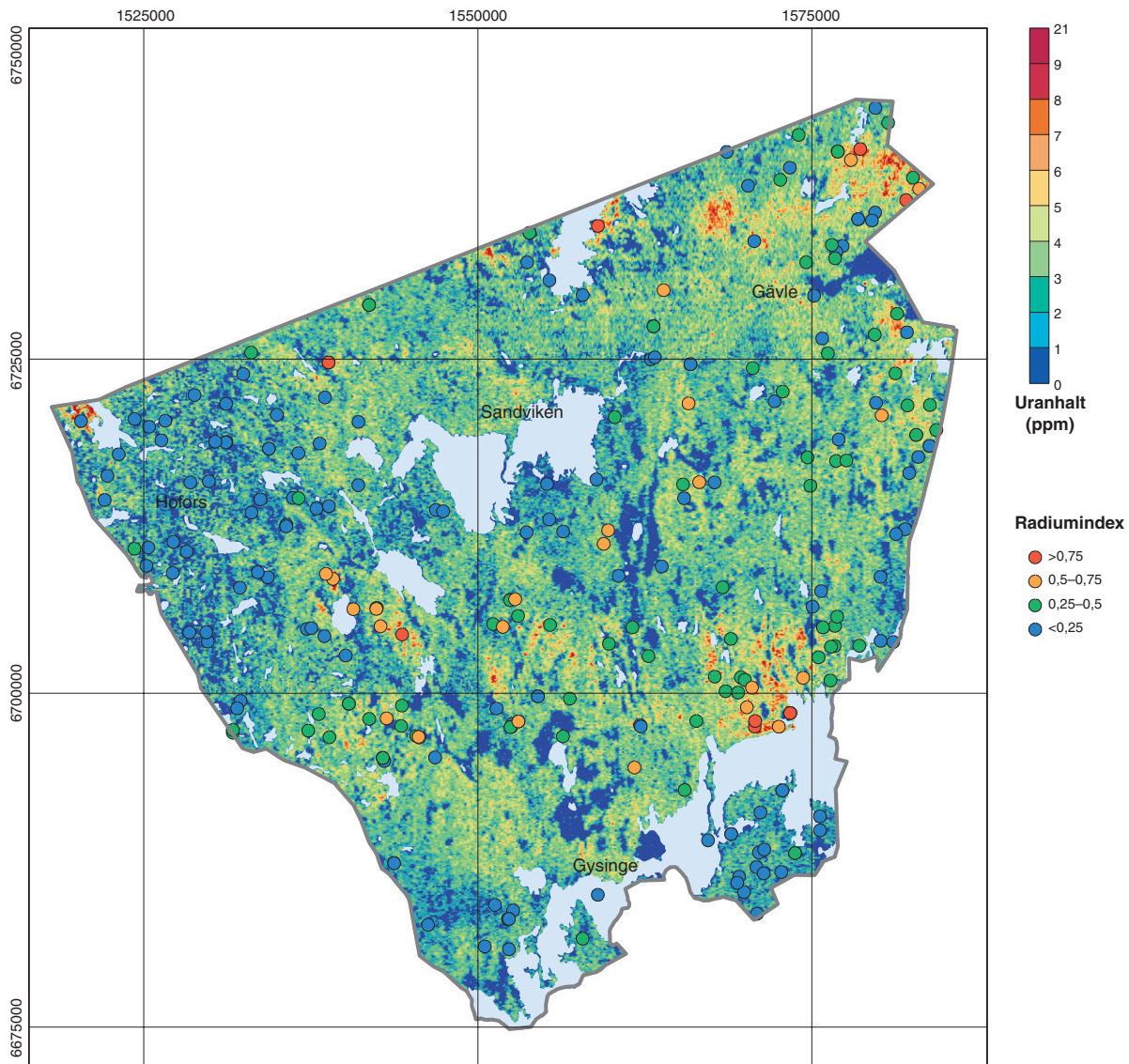


Fig. 7. Karta över markens ekvivalenta uranhalt i projektområdet södra Gästrikland med lägen för spektromettermätningar på berghällar. Symbolernas färger representerar beräknat radiumindex.

## KARTOMRÅDET 15G BOLLNÄS

Årets fältarbete inom kartområdet 15G Bollnäs begränsar sig till revision och komplettering av arbeten utförda under åren 2004 och 2005 (Bergman m.fl. 2005 a, 2006 a). Arbetet ledde endast till marginella förändringar i kartbilden och 30 observationspunkter tillkom, främst i nyckelområden med mycket få hållar.

Öster om Ljusnan i kartområdet 15G NV förekommer grå, fint medelkornig, småporfyrisk metagranit till metagranodiorit (rosa bakgrundsfärg och gröna prickar, fig. 4, Bergman m.fl. 2006 a). Bergarten innehåller små, välformade strökorn med karlsbadervillingar som skär foliationen. Relationen till "normal" Ljusdalsgranit är oklar. Under sommaren 2006 hittades dock en lokal, där bergarten även har större aggregat av rosa kalifaltspat vilka representerar omkristalliserade strökorn som dragits ut i foliationsriktningen. Detta visar att bergarten från början var en Ljusdalsgranit som sedan har omkristalliserat, och där nya strökorn växt efteråt över foliationen.

Under fältsäsongen 2005 provtogs Ljusdalsgranit öster om Järvsö för datering och geokemisk analys (koordinater i rikets nät: 6843195/1522280). Fyra fraktioner av zirkoner analyserades (U-Pb-metoden, TIMS,

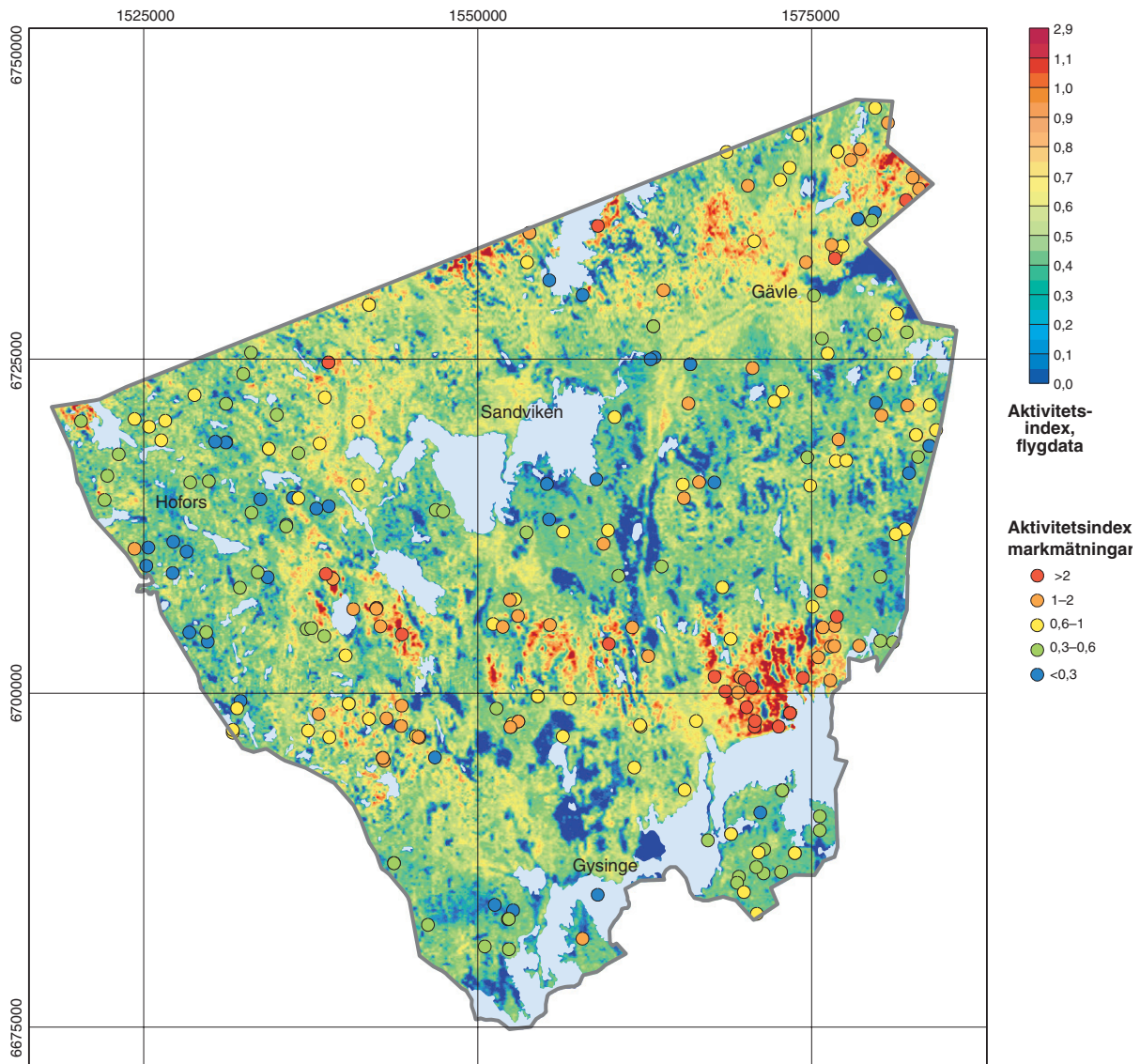


Fig. 8. Karta över beräknat aktivitetsindex i projektområdet södra Gästrikland med lägen för spektrometermätningar på bergshällar. Symbolernas färger representerar beräknat aktivitetsindex.

Naturhistoriska riksmuseet). Analyspunkterna ligger på nästan samma ställe i concordadiagrammet och är svagt diskordanta. Om en diskordialinje dras genom punkterna och tvingas genom  $200 \pm 400$  miljoner år så får man en övre skärning vid  $1858^{+9}_{-2}$  miljoner år som indikerar intrusionsåldern. Denna ålder överlappar med den som erhöles från tonalit söder om Niensjöarna i samma kartområde ( $1866 \pm 10$  milj. år, Bergman m.fl. 2006 a), vilket indikerar att båda bergarterna tillhör Ljurdalsbatoliten. Dessutom stämmer åldern väl med en datering av grovporfyrisk granit från en lokal öster om kartområdet 15G, från vilken en ålder av  $1858 \pm 7$  miljoner år erhållits (Högdahl m.fl. 2006). Detta innebär att Ljurdalsbatolitens intrusionsålder nu är tämligen väldefinierad.

## KARTOMRÅDET 16E SVEG

Vid länsgränsen, längs kanten av kartområdena 16E Sveg SO och 15E Älvho NO, skiljer sig de befintliga berggrundskartorna kraftigt åt. För att reda ut geologin gjordes en översiktlig rekognoscering i området. Den

karta som stämmer bäst med årets fältobservationer är den över Loos–Hamraregionen (Lundqvist 1967). Kartan visar ett smalt stråk med äldre granit mellan Rätangraniten i norr och ett konglomerat på berget Stora Grössjöhällan i söder. Några nya, låga vägsränningar med Rätangranit (6851552/1432529) har emellertid tillkommit, och de indikerar att Rätangraniten är i direkt kontakt med konglomeratet och att den äldre graniten klipps av Rätangraniten strax väster om länsgränsen.

## KARTOMRÅDET 17G LJUNGAVERK

Norra delen av Gävleborgs län täcks av moderna lokala berggrundsgeologiska kartor i skala 1:50 000, förutom i ett smalt stråk längs södra kanten av kartområdena 17G Ljungaverk SV och SO där den modernaste är berggrundskartan över Gävleborgs län (Lundegårdh 1967). Området (fig. 9), som är närmast triangulärt och omfattar 176 km<sup>2</sup>, gränsar i norr mot Västernorrlands län (Lundqvist m.fl. 1990), i väster mot kartområdet 17F Ånge SO (Delin & Aaro 1994) och i söder mot kartområdena 16G Ljusdal NO och NV (Delin 1989). Mot öster kilar området ut. Under sommaren har 86 observationer gjorts i området, vilket motsvarar ca 0,5 observationer/km<sup>2</sup>.

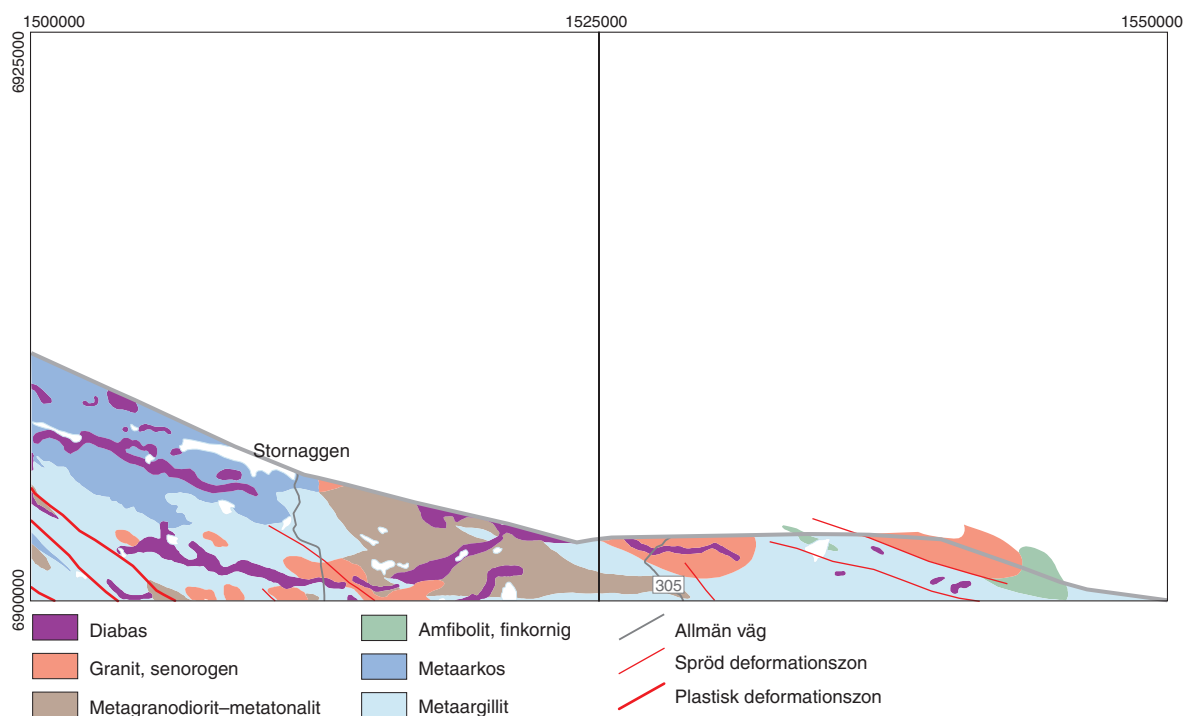
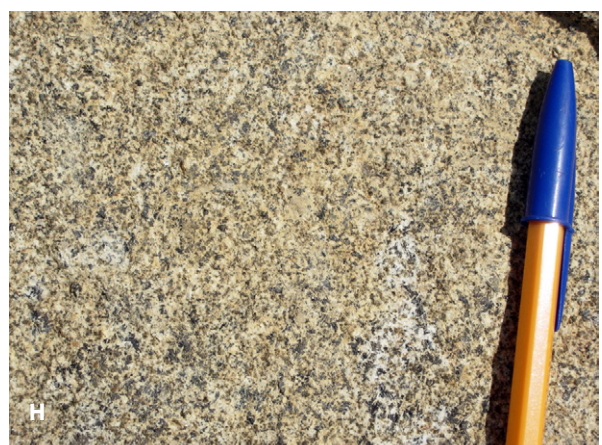
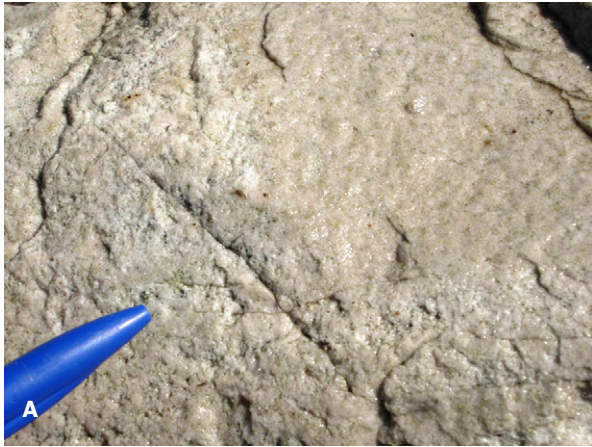


Fig. 9. Berggrundskarta över undersökt område. Rutor markerar kartområdena 17G Ljungaverk SV och SO.

Fig. 10. Foton av bergarter i området 17G Ljungaverk. Koordinater i rikets nät (RT90). **A.** Naggenarkos–metaarkos (6908322/1501855). **B.** Skiktad/folierad Naggenarkos. Bortse från glacialrepor som skär foliationen med låg vinkel (6908618/1501242). **C.** Omkristalliserad Naggenarkos som har börjat smälta (6901223/1507083). **D.** Sedimentgnejs, siltig–lerig, veckad och ådrad, innehåller granat och sillimanit (6901924/1507551). **E.** Finkornig, folierad amfibolit. Bortse från glacialrepor som skär foliationen med ca 45° (6900823/1541580). **F.** Grå, svagt folierad, medelkornig granodiorit som uppträder centralt i området (6902375/1515121). **G.** Senorogen granit med granat (6901313/1538263). **H.** Postorogen diabas, fint medelkornig, subofitisk (6901866/1505793).



## Svekofenniska ytbergarter

Områdets äldsta bergarter representeras av ytbergarter. I nordväst dominerar Naggenarkos som uppträder runt sjön Stor-Naggen, fortsätter norrut in i Västernorrlands län (Lundqvist m.fl. 1990) och västerut in i kartområdet 17F Ånge SO (Delin & Aaro 1994). Omedelbart väster om Stor-Naggen är bergarten mest välbevarad och består av ljusrosa, folierad eller skiktad, finkornig till fint medelkornig metaarkos (fig. 9, 10 a,b). Inom årets karteringsområde har inga säkra primära strukturer iakttagits, men sådana finns rapporterade från lokaler strax väster om kartområdet, där uppåtbestämningar har kunnat göras. De visar att metaarkosen ligger rättvänd och bildar en synklinal (Delin & Aaro 1994). Mot söder och öster är metaarkosen successivt mer omkristalliserad och kornstorleken ökande. Mot öster blir bergarten flammig, gnejsig och delvis migmatitisk, med mycket vit glimmer samt cordierit (fig. 10 c). Mot söder, nedåt i stratigrafien, är bergarten biotitrikare och kvartsfattigare, och övergår successivt i mörkt grå sedimentådergnejs (fig. 10 d). Detta antas bero på en förändring i den primära sammansättningen från lera (nu metaargillit) till fältspatrik sand (nu metaarkos).

I öster finns amfibolitiska, finkorniga och folierade led inlagrade i metaargilliterna (fig. 10 e). De fortsätter även norrut in i Västernorrlands län, och föranledde förslag på några mindre ändringar av den karta som gjorts av Lundqvist m.fl. (1990). Därför överskrider vissa bergartsytor länsgränsen i figur 9. Amfiboliterna representerar möjligen omvandlade basiska vulkaniter.

## Intrusivbergarter

Centralt i årets undersökningsområde har metasedimentbergarterna intruderats av medelkornig granodiorit till tonalit (fig. 10 f). Bergarten är grå och ställvis svagt folierad och ådrad. Nära kontakten innehåller bergarten rikligt med sliror eller band och halvt upplösta fragment av metaargillit, lokalt även små granater.

Diatexitisk granit och pegmatit, karterade som senorogena intrusivbergarter, förekommer rikligt både som ådror och större kroppar i området. Bergarterna varierar från ljusrosa till vita, grovt medelkorniga med vit glimmer eller med fläckar av biotit. De innehåller i många fall rikligt med granater (fig. 10 g). Liknande granit förekommer inom kartområdena 16G Ljusdal NO och NV och visas med röd färg samt granattecken (Delin 1989 a,b). I norr, på länskartan över Västernorrlands län (Lundqvist m.fl. 1990), presenteras en liknande bergart med brun bottenfärg och svarta prickar, dvs. som en tidigorogen granit.

## Plastisk deformation

Naggenarkosen bildar en synklinal med brantstående axialplan och flack veckaxel i det angränsande kartområdet i väster, 17F Ånge SO (Delin & Aaro 1994). Den stryker i västnordvästlig riktning och stupar mycket flackt mot sydost in mot årets karteringsområde. Omböjningszonen når norra hörnet av årets karteringsområde. Inom metaarkosens utbredningsområde varierar strukturerna. Nära omböjningszonen dominerar flacka foliationer (S0/S1) som stryker mot nordväst, men längre söderut förekommer även branta foliationer. Enstaka veck med horisontella veckaxlar har observerats i sedimentådergnejserna, i flankerna på synformen. Det sydvästra hörnet av kartområdet 17G Ljungavik SV skärs av Hasselaskjuvzonen som är en dextral, brantstående regional skjuvzon som har varit aktiv under D2, en andra deformationsfas (Sjöström & Bergman 1998). Zonen är markerad med bredare röda streck i figur 9. Det är oklart om den branta foliationen i metaarkosen representerar brant stående veckben i asymmetriska parasitveck till F1-synklinalen, eller om dessa har bildats i samband med deformation i Hasselazonen under D2. Intrusivbergarterna är massformiga till svagt folierade, vilket visar att en viss deformation förekommit även efter eller i ett sent skede av intrusionen.

## Metamorfos

Bergarterna i området, förutom mitt i Naggenarkosen, har drabbats av en omfattande migmatitisering. Granat börjar att uppträda i sedimentådergnejserna, granodioriten samt i de senorogena graniterna nära väg 305 mellan Hassela och Stöde, och mängden ökar österut. Sillimanit har observerats i sedimentådergnejsen och

cordierit(?) i intrusivbergarterna. Generellt indikerar detta en metamorfos under hög temperatur men under tämligen lågt tryck samt att den metamorfa graden ökar mot öster.

## Diabas

Områdets yngsta bergart är diabas. Denna är helt massformig, förekommer både som gångar och lager ("sills") och är mörkt grå, medelkornig, med primär ofitisk till subofitisk textur (fig. 10h). Någon magmatisk lagring har inte observerats. I diabasen har inga blottade kontakter observerats. I norr ligger diabas som "mössor" på höjderna och verkar skydda den underliggande, "mjuka" sedimentådergnejsen från erosion. Diabasens utbredning har till stor del uppskattats med hjälp av den magnetiska anomalikartan. Diabasområden smalare än 250 m har antingen förstörats eller tagits bort, med tanke på att kartan är gjord för publicering i skala 1:250 000. Diabasen är helt odeformerad förutom längs spröda deformationszoner (tunna röda linjer i fig. 9) som har tolkats utifrån lågmagnetiska lineament.

## KARTOMRÅDET 16H BERGSJÖ

Området ligger vid gränsen mellan Gävleborgs och Västernorrlands län, och omfattar delar av Hudiksvalls, Nordanstigs och Sundsvalls kommuner. Tidigare kartläggning av området innefattar länskarteringar i skala 1:200 000 av Gävleborgs län (Lundegårdh 1967) och Västernorrlands län (Lundqvist m.fl. 1990). I intilliggande kartområden har kartering utförts i skala 1:50 000 i områdena 16G Ljusdal (Delin 1989) och 15H Hudiksvall (Sukotjo 1995). I en rapport från en inventering av krossberg i regionen finns 30 bergförekomster beskrivna från kartområdet (Snäll 1994). Punkträkning av mineral och tekniska analyser har utförts på sju prover. Från mineralprospektering i området, som utförts av SGU, SGAB och LKAB Prospektering under 1970- och 1980-talen, föreligger fem rapporter.

Under fältsäsongen 2006 besöktes 152 lokaler, i huvudsak i området norr om Bergsjö och Gnarp (fig. 11). Som hållunderlag användes de hållar som framkommit under jordartskartering i området (Wiberg 2005 a, b, c, d). Geofysiska flygmätningar föreligger för hela kartområdet, och de omfattar magnetfälts- och gammastrålningsdata samt elektromagnetiska (VLF = very low frequency) data. VLF-data erhöles från två sändare. Under en första mätkampanj 1990 utfördes flygmätningar i nordostlig riktning som emellertid fick avbrytas i förtid på grund av ett flyghaveri. Data från flygmätningar över ett 7 km brett band längs den västra kartbladsgränsen tillkom 1997. Resterande ytor undersöktes 2004 (fig. 12).

Inom området har också tyngdkraftsmätningar utförts under olika tidsperioder. De senaste mätningarna utfördes 2005. Sammanlagt finns ca 680 mätpunkter och mättätheten varierar från 0,5 till 0,25 punkter per kvadratkilometer.

Någon konsekvent provtagning för petrofysisk analys hade inte skett före projektets början, men 23 äldre uppgifter fanns att tillgå. Under de två fältsäsongerna samlades det totalt in 126 prover som analyserades med avseende på densitet, magnetisk susceptibilitet och remanent magnetisering. På 190 platser utfördes 470 mätningar av den naturliga radioaktiva strålningen på berghällar.

Geofysiska fältarbeten bedrevs under 2 veckor år 2005 och under 5 veckor år 2006. Det första året engagerades två extrageofysiker i undersökningsarbetet.

## Svekofenniska ytbergarter

Ytbergarterna i området domineras helt av metagråvacka. I en del fall kan man urskilja ursprungligen sandrikare respektive lerrikare lager, men vanligen är bergarten starkt ådrad och primära drag saknas. Ådror av flera generationer kan urskiljas (fig. 13 a). En långt gången migmatisering och bildning av diatexit är vanliga företeelser. Jonsonsundersökningar av ett prov från Hudiksvall, strax söder om kartområdet 16H Bergsjö, har visat att det finns två åldersgrupper av detritiska zirkoner (ursprungligen sandkorn i sedimentet), en arkeisk i åldersintervallet 3 310–2 490 miljoner år och en tidigproterozoisk i åldersintervallet 2 120–1 900 miljoner år, varav huvuddelen är yngre än 2 050 miljoner år (Andersson m.fl. 2004). Kvartsrika och glimmerfattiga

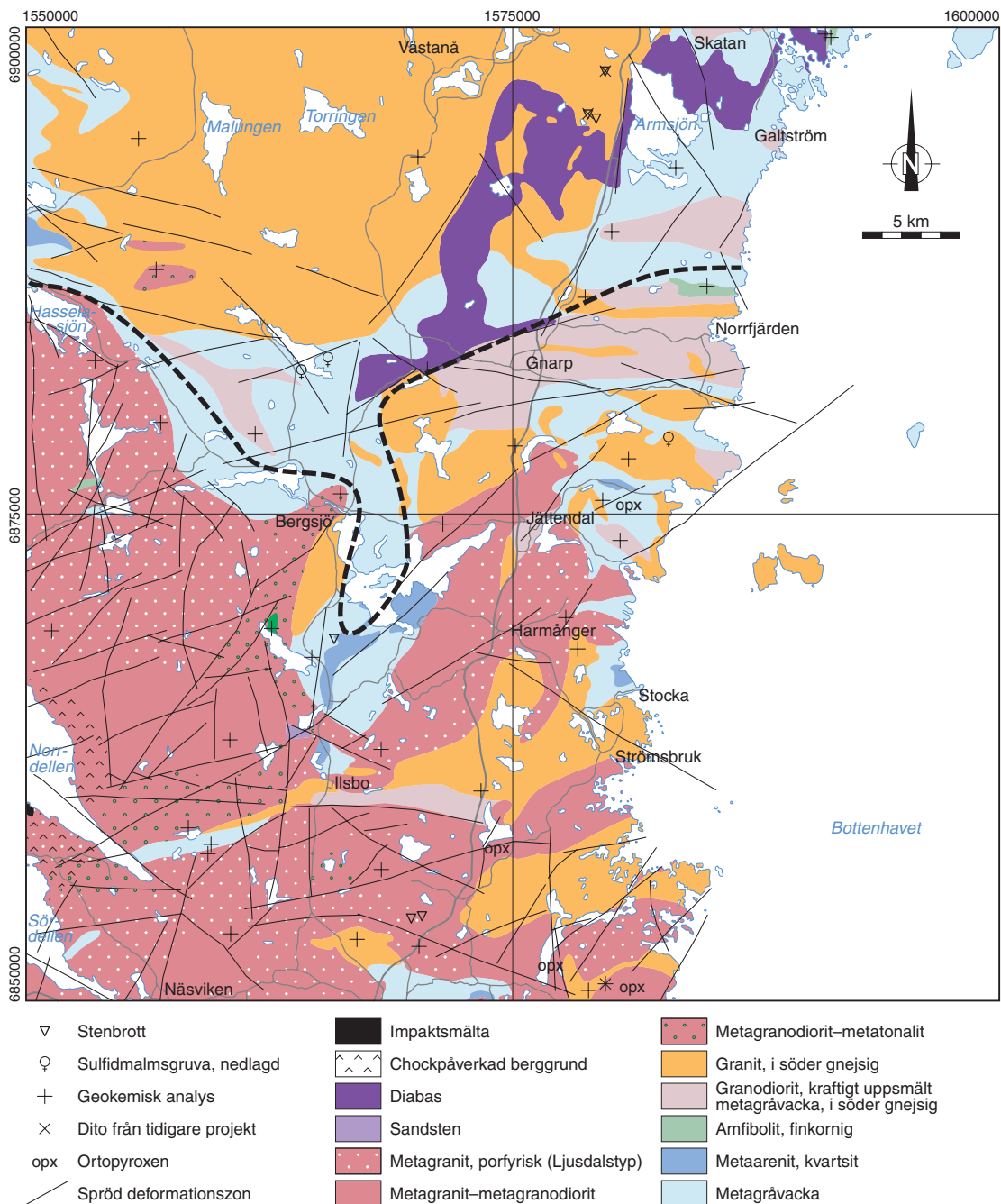


Fig. 11. Karta över 16H Bergsjö med en preliminär skiss av berggrunden. Under år 2006 undersöktes i huvudsak området norr om Bergsjö och Gnarp. Den svarta streckade linjen visar den ungefärliga nordliga begränsningen av penetrativ plastisk deformation i djupbergarterna. Tolkning av spröda deformationszoner är baserad på magnetfältsdata.

metasedimentära bergarter (metaarenit, kvartsit, ursprungligen sandstenar) finns på flera håll i området. Till ytbergarterna kan möjligen även räknas finkornig amfibolit (fig. 13 b) som finns på Björkön (9 i).

### Paleoproterozoiska intrusivbergarter

Kartområdet har delats i en nordlig och en sydlig strukturell domän och gränsen mellan dessa visas med en streckad linje i figur 11 (se vidare kapitlet ”Deformation och metamorfos” nedan). Områdets intrusivbergarter varierar strukturellt, från massformiga till starkt gnejsiga (fig. 13 c–f). I den södra domänen är berg-

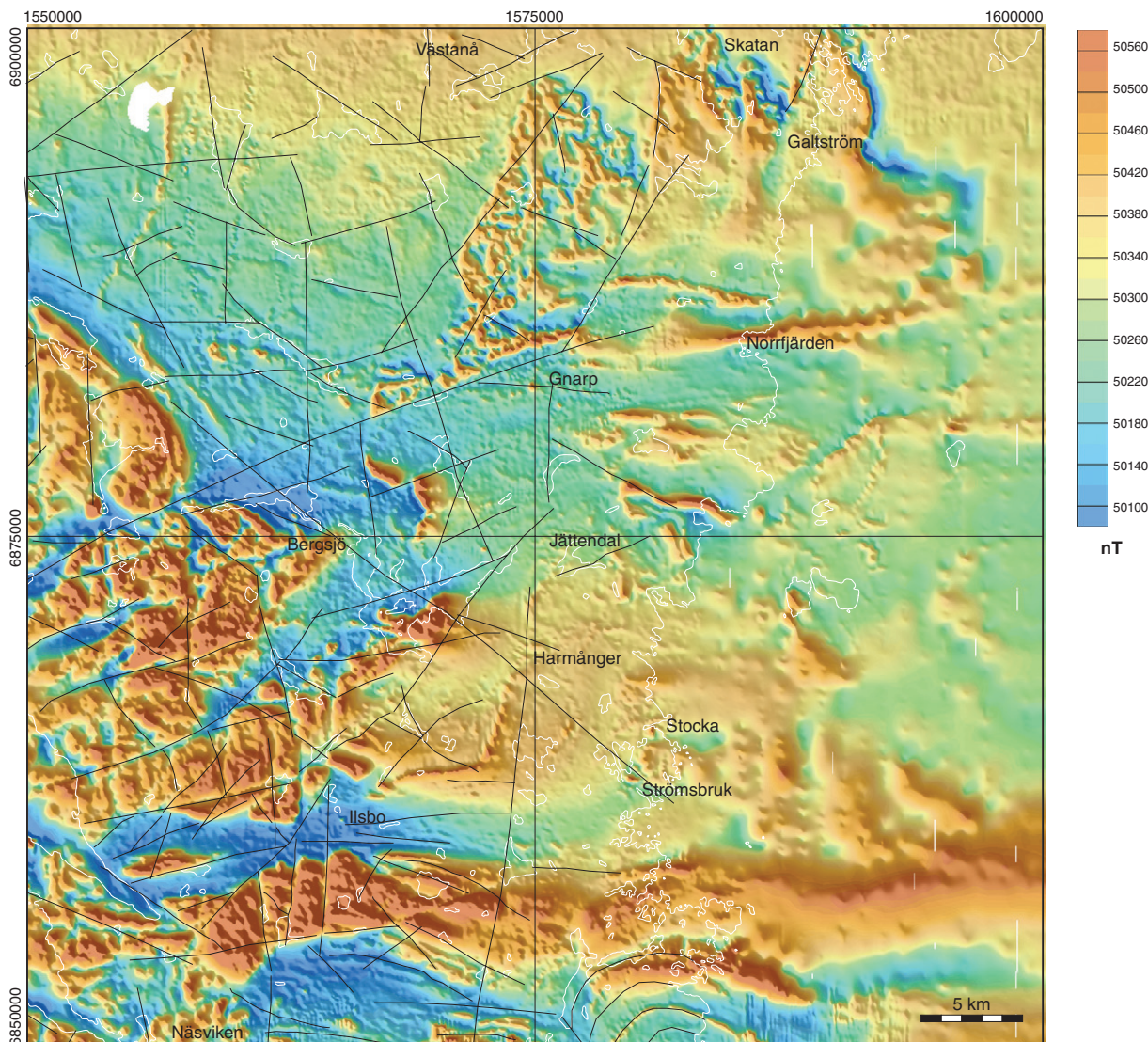
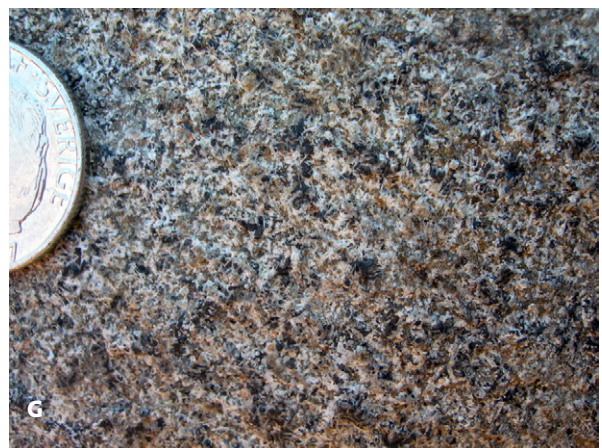
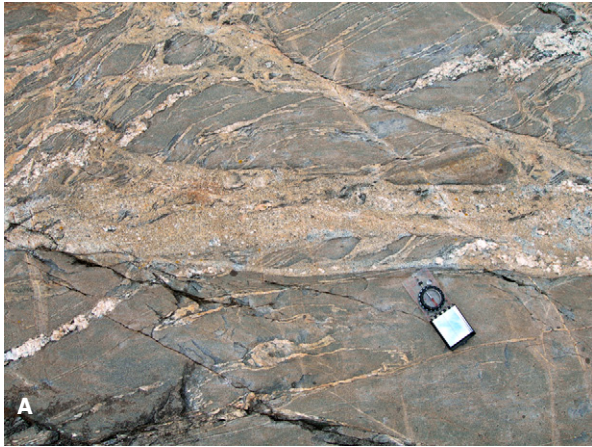


Fig. 12. Magnetanomalikarta över kartområdet 16H Bergsjö. Svarta linjer visar lineament som har tolkats med digitala höjddata som underlag.

arterna penetrativt och delvis starkt deformerade, medan de i den norra domänen är svagt deformerade eller massformiga. I kartområdet finns två bestämmningar av bildningsåldrar på ca 1 880–1 870 miljoner år (Andersson m.fl. 2004, SGU opublicerat), och i intilliggande områden finns flera åldrar kring samma intervall. Två möjligen likåldriga huvudgrupper av intrusivbergarter har särskiljts, baserat på deras tolkade ursprung.

Den ena gruppen består av granit och granodiorit som antas vara bildade genom uppsmältning av områdets metasedimentära bergarter. De större områden som markerats med orange färg i den norra domänen representerar en grå till gråröd, ljus granit som har ett karakteristiskt innehåll av granat, grön till svart omvandlad cordierit, samt i många fall även sillimanit. Glest inströdda megakrister av kalifältpat är vanligt förekommande. Graniten anses av Lundegårdh (1967) vara bildad genom uppsmältning av arkos. Graniten är till stora delar massformig eller svagt folierad (fig. 13 c) och avviker med hänsyn till de radioaktiva egenskaperna på ett anmärkningsvärt sätt från en normal granit. Den visar generellt ett omvänt förhållande mellan uran och torium, dvs. kvoten mellan dessa är i stort sett alltid större än 1. Också vid en lägre totalstrålning, dvs. lägre halter av de radioaktiva elementen, är förhållandet fortfarande nära eller större än 1 (fig. 14). Som kartan i figur 15 visar, finner man de högsta kvoterna och samtidigt också de högsta uranhaltarna på Åsberget nordväst om Gnarp och på Vargberget väster om Armsjön (15–25 ppm U). I trakten väster om Armsjön har man uppmätt mycket höga halter av radon i vatten från borrade brunnar. Ett försök



till datering strax norr om kartområdet gav en otillförlitlig ålder kring 1 840 miljoner år, medan en liknande ljus, granatförande granit söder om Hudiksvall gav en mer tillförlitlig ålder på 1 860 miljoner år (Högdahl m.fl. 2006). I kartområdets sydöstra del finns en grå till röd, starkt gnejsig granit som baserat på ett karakteristiskt spårelementinnehåll (bl.a. relativt låga halter av ”lätta” sällsynta jordartsmetaller) bedöms tillhöra samma grupp som den ljusa graniten i norr. Även denna metagranit är granatförande och innehåller på vissa ställen även pinitiserad cordierit och sillimanit. På några ställen har starkt utdragna xenoliter av metaarenit observerats. En åldersbestämning (jonmikroskop) har gett en U-Pb-zirkonålder på 1 870 miljoner år (SGU opublicerat).

Områden markerade med beige färg på kartan representerar migmatit som domineras av granodiorit, bildad genom uppsmältning av metagråvacka. Bergarten kan även betecknas som diatexit. Granodioriten är grå, ojämnkornig och har enstaka, upp till flera cm stora strökorn av fältspat och kvarts (fig. 13 e). Xenoliter och mer eller mindre upplösta rester av metagråvacka samt glimmerrika strimor är vanligt förekommande. I den norra domänen är granodioriten svagt folierad eller massformig, medan den är gnejsig i den södra (fig. 13 e–f). Granodiorit av en typ som är mycket lik den i Bergsjöområdet har på Härnön (171 Härnösand) daterats till ca 1 870 miljoner år (Högdahl m.fl. 2006). Ljust grå till rödgrå granit uppträder på samma sätt som granodioriten i migmatiterna, och båda typerna förekommer tillsammans på många ställen. Ljust röd granit och pegmatit kan förekomma både som ådror och överskärande gångar, men även som större kroppar. I de fall då metagråvacka och diatexit eller till synes homogen granodiorit var blottade i samma håll och kunde strålningsmätas, visade det sig att skillnaden i halterna av kalium, uran och torium var mycket liten eller obefintlig (för samtliga: kalium:  $2,8 \pm 0,74$  %, uran:  $2,8 \pm 2,1$  ppm, torium:  $12,6 \pm 4,7$  ppm).

Den andra gruppen av intrusivbergarter innefattar den så kallade Ljusdalsgraniten och med den besläktade bergarter. Porfyrisk metagranit av Ljusdalsstyp i kartområdet har beskrivits tidigare (Bergman m.fl. 2005 a, 2006 a). Jämnkornig metagranit till metatonalit i främst den södra domänen antas vara relaterad till Ljusdalsgraniten. Det har dock i denna undersökning inte varit möjligt att, i fält eller med geokemiska metoder, säkert skilja mellan Ljusdalsrelaterad metagranodiorit och gnejsiga varianter av granodiorit som bildats genom uppsmältning av metagråvacka. Detta gäller även särskiljandet av vissa ljusa varianter av Ljusdalsgranit från gnejsig granit som behandlats ovan.

## Deformation och metamorfos

Högdahl m.fl (2006) presenterade ett tidsschema för regionens strukturella utveckling. Den första deformationen (D1) skedde i samband med migmatitisering för ca 1 860 miljoner år sedan. Skiöld & Rutland (2006) argumenterar för en ännu tidigare fas av deformation och metamorfos för ca 1 920–1 910 miljoner år sedan i Västerbotten, och liknande fältrelationer finns i det här aktuella området, t.ex. de äldsta ådrorna i figur 13 a. Under en andra deformationsfas (D2) bildades den huvudsakliga foliationen i intrusivbergarterna, sannolikt i samband med den ca 1 830–1 820 miljoner år gamla migmatitiseringen. Stora veckstrukturer bildades under den tredje fasen (D3) för mellan 1 820 och 1 790 miljoner år sedan. I kartområdet Bergsjö saknas signifikant D2-deformation norr om linjen Hasselasjön–Bergsjö–Gnarp–Norrjärden (streckad linje i fig. 11). Detta påvisas genom förekomst av massformig eller svagt deformerad granodiorit och ljus granit som nämnts ovan.

---

Fig. 13. Foton av bergarter i området 16H Bergsjö. Koordinater i rikets nät (RT90). **A.** Metagråvacka med tre olika typer av ådror i den norra domänen. Äldst är tunna, tätt veckade ådror, t.ex. öster om kompassen. De klipps av vita grovkorniga ådror, vilka i sin tur klipps av odeformerade ådror och gångar av granodiorit av samma typ som i bild E (6891615/1587285). **B.** Finkornig amfibolit med veckade ådror (6899370/1591375). **C.** Massformig granit i den norra domänen. Bergarten innehåller granat och har urvittrade hålrum efter pinitiserad cordierit (6893335/1570140). **D.** Starkt deformerad granit (protomylonit) i den södra domänen (6880785/1573570). **E.** Hällen utgörs av diatexitisk migmatit, med smälta av granodiorit innehållande stora ljusa korn av fältspat och kvarts samt inneslutningar av ådrad metagråvacka (mesosom). Lokalen ligger i den norra domänen och granodioriten är massformig (6893900/1588625). **F.** Gnejsig granodiorit (av samma ursprung som granodioriten i bild E) med veckad granitådra. Granat har bildats i samband med den yngre metamorfosen i den södra domänen (6873755/1580610). **G.** Massformig diabas (6894690/1578775).

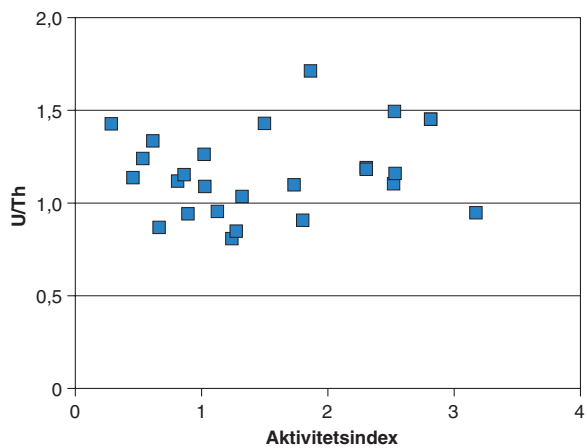


Fig. 14. Diagram som visar förhållandet mellan kvoten uran/torium och aktivitetsindex (gammaindex).

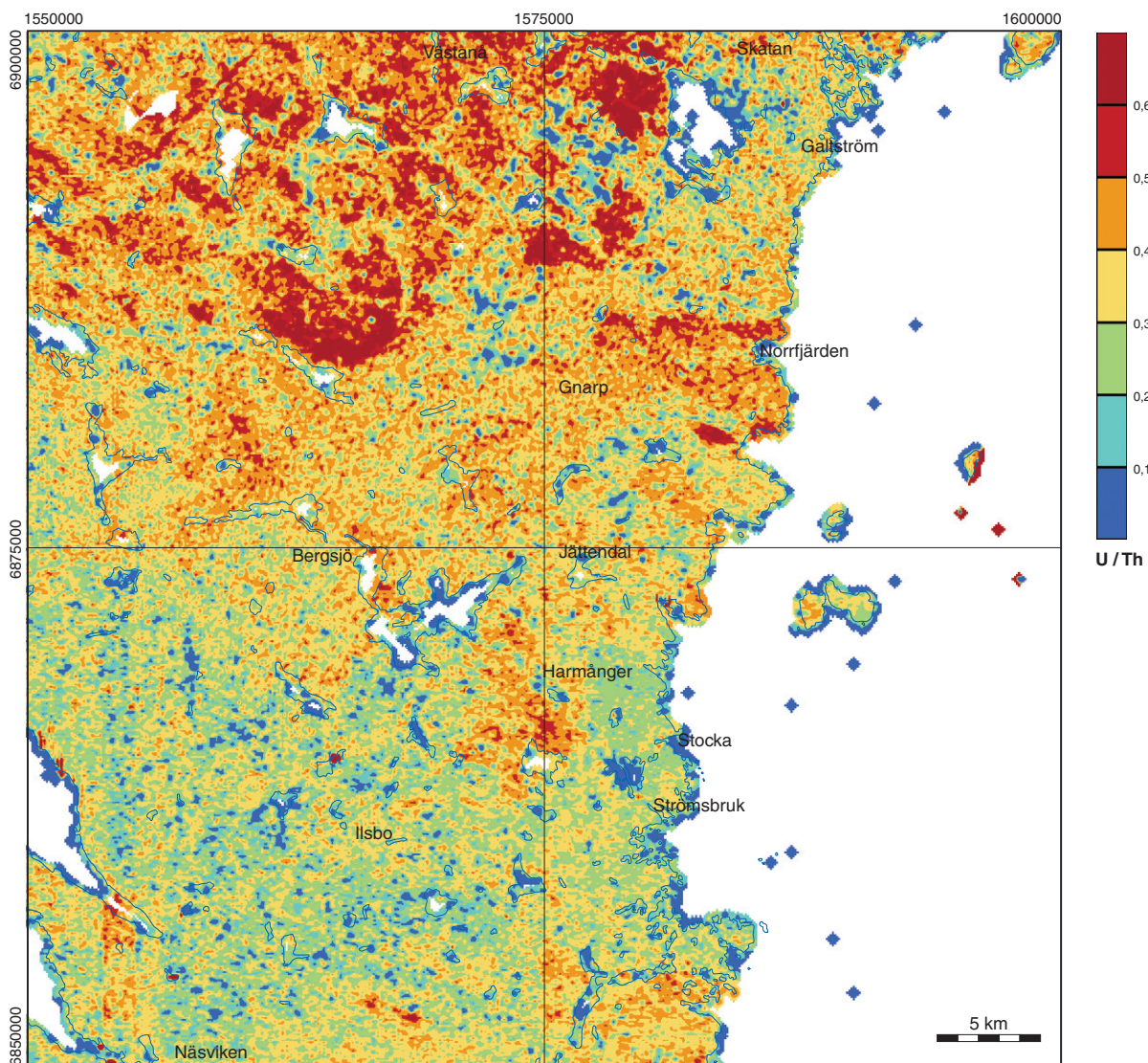


Fig. 15. Karta över kvoten mellan uran och torium i kartområdet 16H Bergsjö.

Årets undersökningar har främst bedrivits inom den norra domänen där D1 dominerar, och den händelsen tar sig uttryck i foliations- och åderbildning samt veckning i områdets ytbergarter (fig. 13 a–b). I den ljusa granitens gränsområden förekommer veckade och isärdragna granitgångar i metagråvacka, vilket tyder på att graniten intruderat under den första deformationsfasens slutskede. Den mer eller mindre kraftiga uppsmältningen visar att metamorfosgraden under D1 generellt var hög. Deformationen D2 i den södra domänen tar sig uttryck i en stark foliation, i vissa stråk mylonitisk, som även påverkar intrusivbergarterna (fig. 13 d, f). Med den relaterade linjära strukturerna stupar flackt mot öster. I främst den södra domänen förekommer granat, sillimanit och cordierit, vilket visar att även D2-metamorfosgraden var hög. I kartområdets södra del har metamorfosgraden åtminstone lokalt uppnått granulitfacies.

En preliminär tolkning av lineament baserad på magnetfältdata visas i figur 11. För att visa olikheterna i lineamentens fördelning har sådana som tolkats från höjddata ritats in på magnetfältskartan i figur 12 (se också under "Områdets generella geofysiska drag"). Många av dem är sannolikt spröda deformationszoner. Det finns dock hittills endast enstaka observationer av sprickigt och hydrotermalt omvandlat berg i anslutning till sådana zoner.

## Diabas

I den nordöstra delen av kartområdet finns en större förekomst av medelkornig, lokalt grovkornig diabas (fig. 13 g). Vid en lokal nära Gnarp har flackt stupande lagring observerats. Ett prov från denna lokal har gett en U-Pb-baddeleyitålder på 1 260 miljoner år (Söderlund m.fl. 2006). Diabasen syns tydligt på den magnetiska anomalikartan, och tolkas som en mot sydost stupande skiva. Stupningen har med geofysiska metoder beräknats till 30–35°. Mot söder övergår den i ost-västligt strykande, branta gångar. I områdets västra del finns några smala nordnordostligt strykande anomalier, orsakade av branta diabasgångar som är blottade på ett par ställen. Plagioklas, klinopyroxen och olivin är de viktigaste mineralerna i regionens diabaser.

I det sydöstligaste hörnet av kartområdet indikerar magnetfältskartan förekomsten av en diabasgång genom en smal, halvbågformad positiv anomali. Den befinner sig i gränsen mellan kraftigt deformerad granit och charnockit. Svaga antydningar om flera diabaser förekommer i närheten av den starkare anomalin. Området undersöktes mera i detalj med både magnetometer och VLF-instrument (Wadi) för att spåra orsaken till anomalin i fält och för modellering. Anomalin följer en sänka i terrängen och är parallell med en elektromagnetisk indikation. Analysen av digitala höjddata, som utsträcktes till kartområdet 15H Hudiksvall NO, avslöjade ett antal halvmånformade lineament som i stort sett är konforma med magnetfältsanomalin (fig. 12). Som figur 16 visar, markerar lineamenten (i det här fallet 7 varav ett ligger utanför bilden) flera flackt stupande skivor som kan antas motsvara olika enheter i den överskjutningszon som beskrevs i Högdahl m.fl.

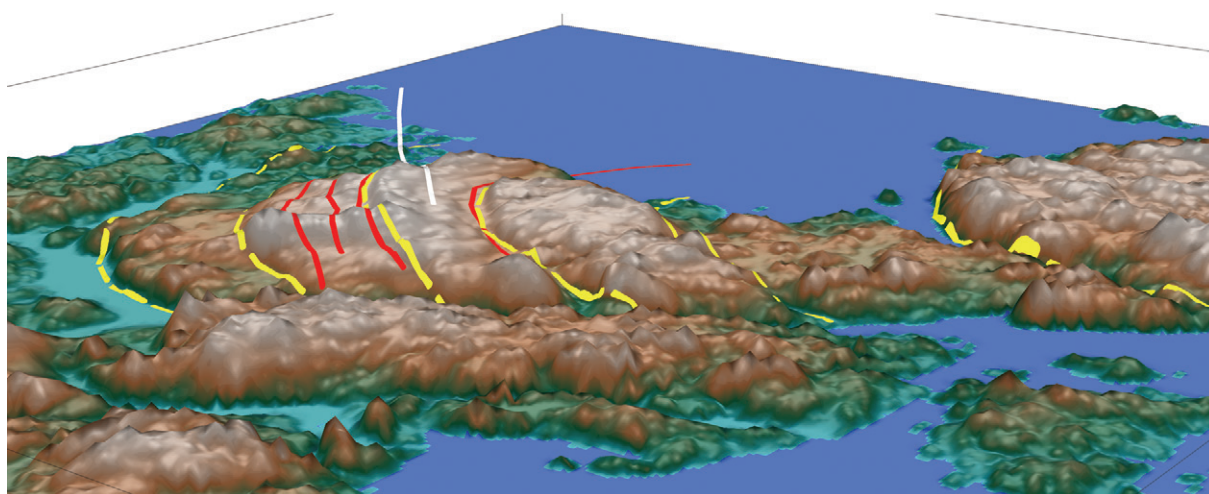


Fig. 16. 3D-höjdreliëfbild med lineament (gula linjer) och förmodade diabaser (röda linjer), tolkade från höjddata. Vit linje representerar en sen sprickzon. Vy mot nordväst. Jfr figur 12.

(2006). De förmodade diabaserna tycks ha intruderat mellan dessa skivor. Enligt analysen av höjddata och geofysisk modellering stupar skivorna mellan 30° och 40°, vilket överensstämmer med strukturmätningarna i fält.

## Områdets generella geofysiska drag

Huvudbergarternas petrofysiska egenskaper i kombination med deras strukturella utprägnaden ger en tydlig uppdelning i större distinkta områden med sina respektive geofysiska signalement (fig. 12). Förutom diabaser och vissa kvartsrika metasedimentära bergarter är inga bergarter speciellt högmagnetiska (fig. 17). Av samtliga mätningar av magnetisk susceptibilitet på håll (ca 5 500) visar 75 % värden under  $100 \times 10^{-5}$  SI-enheter. Skillnaderna mellan bergarterna är dock så pass stora, att t.ex. de till Ljusdalsbatoliten bundna granitoiderna klart skiljer sig från den ljusa graniten i norr och mellanliggande stråk av metasedimentära bergarter (fig. 11). I den västra delen, där Ljusdalsgranitoidernas foliation är brant, påverkar detta magnetfältet så att stora amplitudvariationer uppstår. Den heterogena bilden av magnetfältet förstärks av ett antal linjära, lågmagnetiska lineament som motsvaras av tektoniska zoner. Den ljusa graniten som dominerar i den norra delen av kartbladet har låg densitet och nästan obefintlig magnetiserbarhet (fig. 17). Utmärkande för denna granatförande granit är att dess petrofysiska egenskaper varierar i mycket liten omfattning, vilket bland annat återspeglas i ett homogent magnetfält (fig. 12). Den genomskärs i väster av två parallella diabasgångar (se ovan), men svaga antydningar om ytterligare gångar finns. Lågmagnetiska lineament som indikerar förekomsten av sprödtektoniska zoner är helt frånvarande. Detta kan bero på att de inte kontrasterar mot den mycket låga magnetiserbarheten hos moderbergarten. Lineamenttolkningen utförd på digitala höjddata visar att det förekommer större linjära strukturer. I figur 12 visas enbart dessa lineament, medan lineament som tagits fram med magnetfältetsdata som underlag visas i figur 11. Från söder, nära kontakten till Ljusdalsbatoliten, mot norr ökar magnetfältintensiteten i en jämn gradient med hela 250 nanotesla. Denna förändring tillskrivs en magnetiserande kropp i form av en skiva som stupar ca 30–40° mot söder, in under den ljusa graniten och de metasedimentära bergarterna. Då tyngdkraftsfältet över den yta som täcks av graniten präglas av ett utbrett massunderskott rör det sig sannolikt om en skiva med begränsad mäktighet (fig. 18).

## Naturresurser

Tre krossbergträkter är i drift (2006) inom kartområdet. Vid Järnåsarna (9f) bryts ljus granit, vid Tjärnmyrberget (3d) kvartsit och vid Bobackstjärnen (0d) glest porfyrisk metagranit till granodiorit. Nedlagda krossbergträkter i ljus granit finns vid Järnåsarna (9f) och Vargberget (9f).

I Baståsfältet norr om Bergsjö finns ett dussintal gruvförsök utförda från 1880-talets senare hälft och framåt, med tyngdpunkt vid tiden för första världskriget och mellan åren 1930 och 1960 (Lundegårdh 1967). Undersökningar har gjorts av Bolidens Gruv AB. De flesta mineraliseringarna utgörs av magnetkis

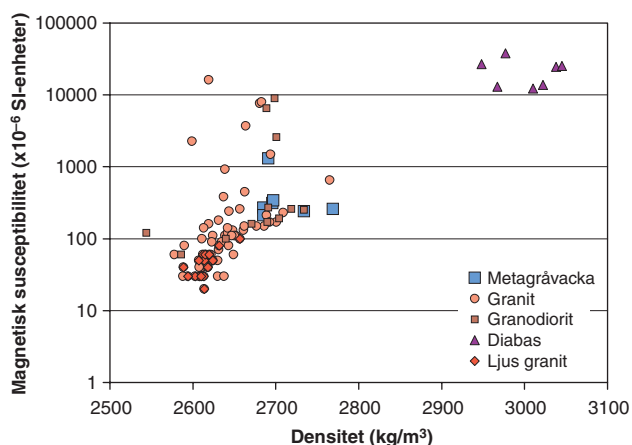


Fig. 17. Halvlogaritmiskt diagram som visar förhållandet mellan magnetisk susceptibilitet ( $10^{-6}$  SI-enheter) och densitet.

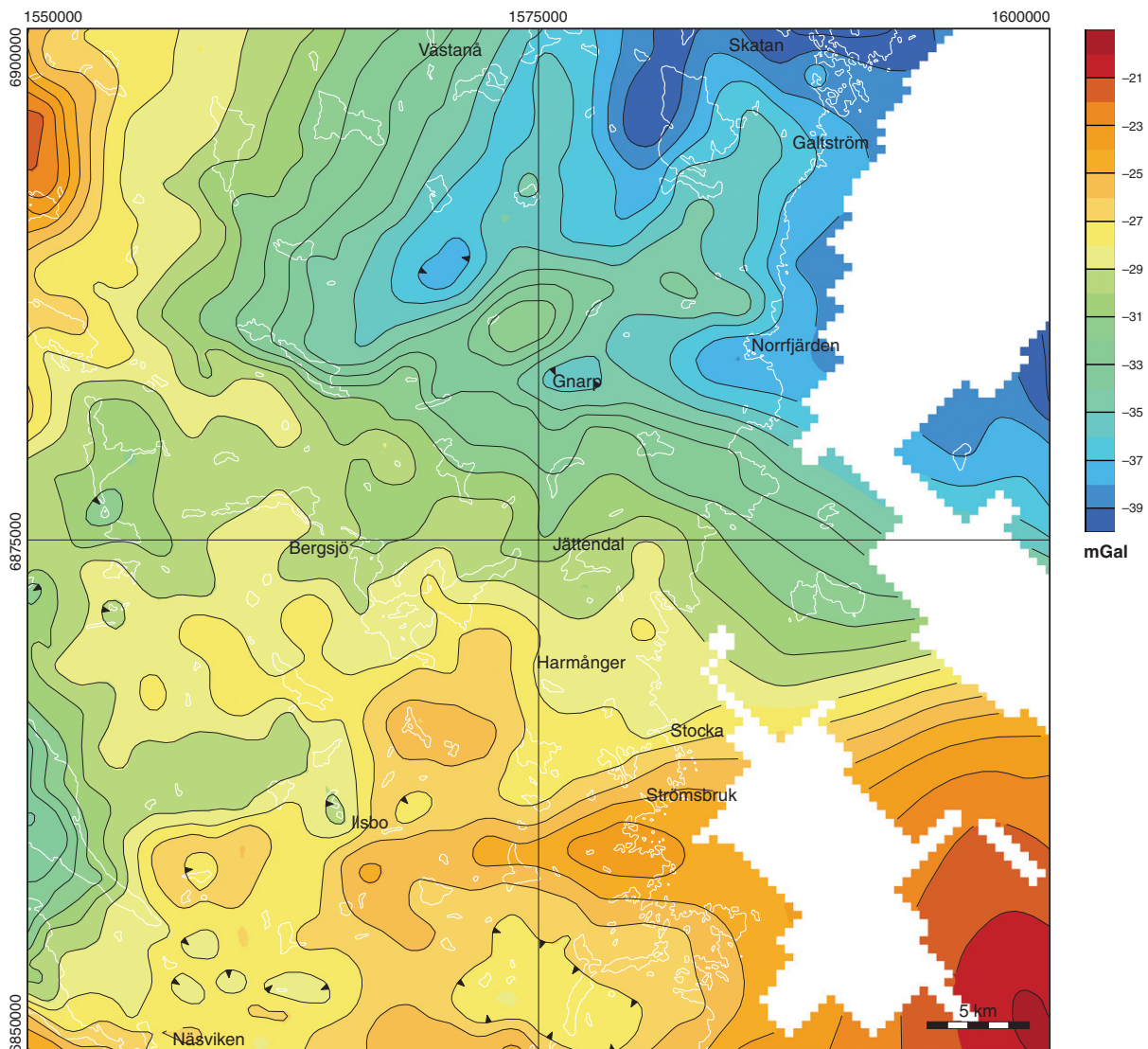


Fig. 18. Bougueranomalikarta över kartområdet 16H Bergsjö. Kartan visar variationer i tyngdkraftsfältet uttryckt som bougueranomali (IGSN71).

som impregnation och sprickfyllnad, med små mängder kopparkis. På vissa ställen har pyrit, scheelit, blyglans och arsenikkis observerats. Värdbergarten är en mer eller mindre migmatitiserad gnejs av sedimentärt ursprung. Väster om Norrfjärden har volframprospektering utförts av LKAB.

## REFERENSER

- Andersson, U.B., Högdahl, K., Sjöström, H. & Bergman, S., 2004: Magmatic, detrital, and metamorphic ages in metamorphic rocks from south-central Sweden. *GFF* 126, 16–17.
- Bergman, S. & Söderman, J., 2005a: Berggrundskartan 13H Gävle SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 35*.
- Bergman, S. & Söderman, J., 2005b: Berggrundskartan 13H Söderfors NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 37*.
- Bergman, S., Albrecht, L., Ahl, M. & Kübler, L., 2005a: Gävleborgs län. *I.H. Delin (red.): Berggrundsgesellschaft*

- undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2004. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 120*, 103–124.
- Bergman, S., Karis, L. & Söderman, J., 2005b: Berggrundskartan 13H Gävle NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 33*.
- Bergman, S., Albrecht, L., Ahl, M., Kübler, L. & Söderman, J., 2006a: Gävleborgs län. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2005. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 123*, 101–118.
- Bergman, S., Sjöström, H. & Högdahl, K., 2006b: Transpressive shear related to arc magmatism: The Paleoproterozoic Storsjön-Edsbyn Deformation Zone, central Sweden. *Tectonics 25*, 1–16.
- Delin, H., 1989: Berggrundskartorna 16 G Ljusdal, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 33–36*.
- Delin, H. & Aaro, S., 1994: Berggrundskartorna 17 F Ånge, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 82–83*.
- Delin, H. & Söderman, J., 2005a: Berggrundskartan 13H Gävle NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 32*.
- Delin, H. & Söderman, J., 2005b: Berggrundskartan 13H Gävle SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 34*.
- Delin, H. & Söderman, J., 2005c: Berggrundskartan 13H Söderfors NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 36*.
- Högdahl, K., Sjöström, H. & Andersson, U.B., 2006: Tectonic units and correlation problematics in the central Svecofennian domain. *Forskningsrapport Sveriges geologiska undersökning*, 35 s.
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.
- Lundegårdh, P.H., 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. *Sveriges geologiska undersökning Ba 22*, 303 s.
- Lundqvist, T., 1967: Petrological map of the Los-Hamra Region, 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning Ba 23*.
- Lundqvist, T., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, L. & Kresten, P., 1990: Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län. *Sveriges geologiska undersökning Ba 31*, 429 s.
- Persson, L., 1997: Beskrivning till berggrundskartorna Avesta SO och NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 189*, 187, 69 s.
- Sjöström, H. & Bergman, S., 1998: Svecofennian metamorphic and tectonic evolution of east central Sweden. *Forskningsrapport Sveriges geologiska undersökning*, 50 s.
- Skiöld, T. & Rutland, R.W.R., 2006: Successive  $\sim 1.94$  Ga plutonism and  $\sim 1.92$  Ga deformation and metamorphism south of the Skellefte district, northern Sweden: Substantiation of the marginal basin accretion hypothesis of Svecofennian evolution. *Precambrian Research 148*, 181–204.
- Snäll, S., 1994: Inventering av krossberg i kustregionen i Gävleborgs län. Regionala inventeringar av grus m.m., *Rapport 1996:1. Sveriges geologiska undersökning*, 79 s.
- Sukotjo, S., 1995: Berggrundskartorna 15 H Hudiksvall NV, NO och SV/SO, 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 64–66*.
- Sukotjo, S., Sträng, T. & Söderman, J., 2005a: Berggrundskartan 13G Hofors NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 26*.
- Sukotjo, S., Sträng, T. & Söderman, J., 2005b: Berggrundskartan 13G Hofors SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 27*.
- Sukotjo, S., Sträng, T. & Söderman, J., 2005c: Berggrundskartan 13G Hofors SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 28*.
- Söderlund, U., Elming, S.-Å., Ernst, R.E. & Schissel, D., 2006: The Central Scandinavian Dolerite Group – Protracted hotspot activity or back-arc magmatism? Constraints from U-Pb baddeleyite geochronology and Hf isotopic data. *Precambrian Research 150*, 136–152.
- Vägverket, 2003: Allmän teknisk beskrivning för vägkonstruktion. *ATG VÄG 2003 Publ 2003:111*.
- Wiberg, B., 2005a: Jordartskartan 16H Bergsjö NV, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 10*.

Wiberg, B., 2005b: Jordartskartan 16H Bergsjö NO, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 11*.

Wiberg, B., 2005c: Jordartskartan 16H Bergsjö SV, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 15*.

Wiberg, B., 2005d: Jordartskartan 16H Bergsjö SO, skala., 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 16*.

E-post: stefan.bergman@sgu.se  
mehrddad.bastani@sgu.se

martin.ahl@sgu.se  
johan.jonberger@sgu.se

lena.albrecht@sgu.se  
lutz.kubler@sgu.se

## Västra Dalarna

*Magnus Ripa, Hans Delin, Lena Persson och Torbjörn Thelander*

Det här projektet avser att ta fram digital berggrundsgeologisk information för västra delen av Dalarnas län. Området är ca 13 550 km<sup>2</sup> stort och omfattar hela eller delar av kartområdena 12D Uddeholm, 12E Säfsnäs, 13D Malung, 13E Vansbro, 14C Norra Finnskoga, 14D Sälen, 14E Mora, 15D Särna, 16C Idre, 16D Lofsdalen och 17C Funäsdalen (fig. 1).

Undersökningen ska bedrivas enligt SGUs regionala modell (kvalitetsdokument GUBStC) vilken innebär att ca 25 km<sup>2</sup> karteras per geolog och dag, och ca 60 km<sup>2</sup> mäts per geofysiker och dag.

Sommaren 2006 bedrevs fältarbeten i områdena 14E Mora, 16C Idre, 16D Lofsdalen och 17C Funäsdalen. Eva Jirner Lindström och Jan-Olov Svedlund flygbildstolkade fram hållunderlag för delar av årets fältarbeten. Anders Gustafsson mätte de geofysiska parameterproverna och Sven Lundqvist skötte provhanteringen för tillverkning av tunnslip och för kemisk analys.

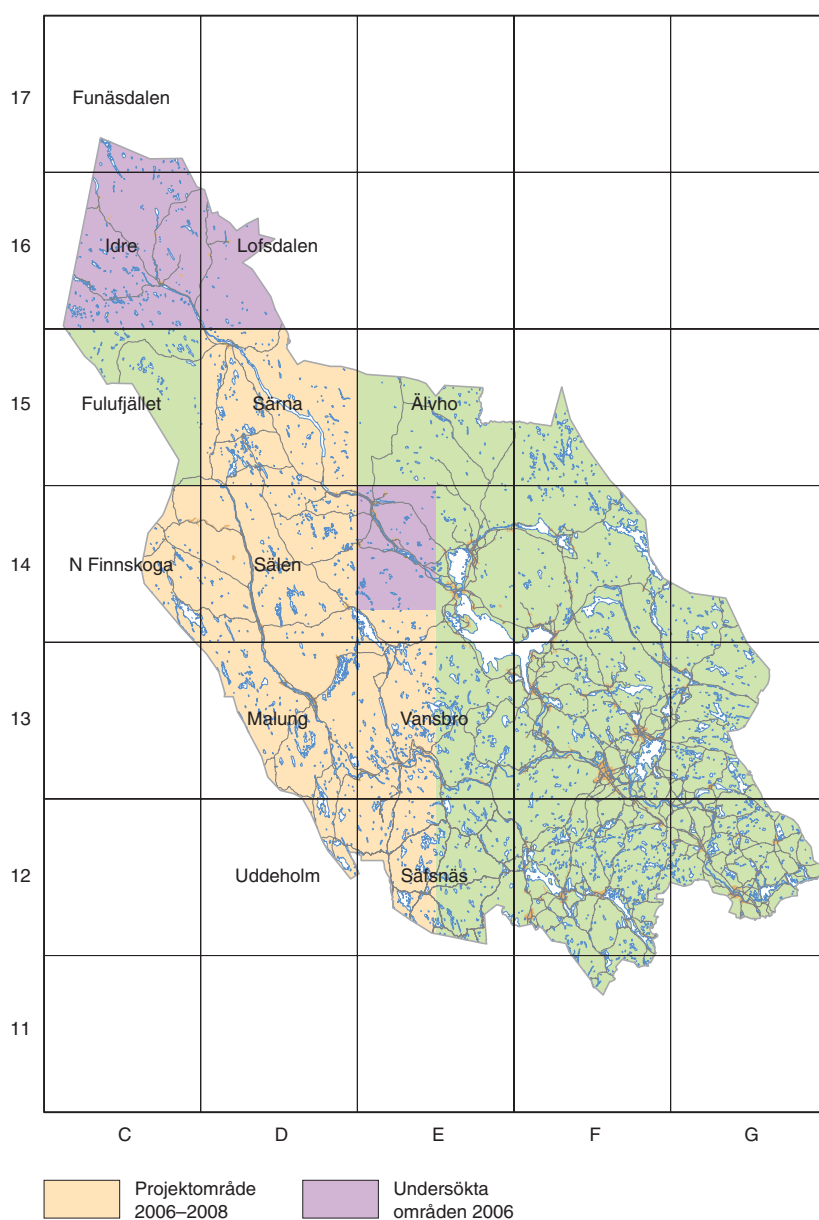


Fig. 1. Översikt av projektområdet.

## KARTOMRÅDENA 14E MORA NV OCH SV

*Magnus Ripa och Lena Persson*

### ALLMÄNT

Kartområdena 14E Mora NV och SV ligger i Dalarnas län och berör kommunerna Älvdalen, Orsa och Mora. Äldre geologiska undersökningar i området gjordes av bland annat Hjelmqvist (1966). Senare undersökningar gjordes i kartområdena 14E Mora NO och SO (Kresten m.fl. 1991a,b) och 15E Älvho SV och SO (Sjöblom & Aaro 1987a,b).

Hällunderlag från SGUs jordartskartering (J.-O. Svedlund och H. Mikko muntl.medd. 2006) och arkivmaterial från karteringen av Kopparbergs län (Hjelmqvist 1966) överfördes till topografiska kartor. Under fältsäsongen 2006 omfattade den geologiska undersökningen ca 7 personveckor, och kartområdet 14E Mora NV och drygt norra halvan av Mora SV karterades, sammanlagt ca 1000 km<sup>2</sup>. Det gjordes 192 hällobservationer som registrerades i SGUs häll databas (halldb). Det geofysiska fältarbetet omfattade tre veckor och bestod av gammastrålningsmätning och parameterprovtagning för laboratoriemätning av bergarternas magnetiska egenskaper och densitet. Flera magnetiska och elektromagnetiska (VLF) profiler mättes över anomalier i området.

Bergarterna i det nu undersökta området består av subjotniska magmatiska och sedimentära bildningar, jotniska konglomerat och sandstenar samt yngre diabasgångar (se t.ex. Hjelmqvist 1966). De subjotniska magmatiska bergarterna består av vulkaniter och graniter. I det aktuella området är de åldersbestämda till ca 1700 miljoner år (Lundqvist & Persson 1996, 1999) och anses tillhöra det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB). De vulkaniska bergarterna beskrevs ingående av Nyström (1999, 2004).

Enligt årets kartering (fig. 2) utgörs de äldsta, dominerande litologierna i kartområdena 14E Mora NV och SV av omväxlande (växellagrade?) dacitiska till andesitiska vulkaniter och sedimentära bergarter. Underordnat finns även basalt. Vulkaniternas karaktär är svårbedömd, till synes består de av både koherenta facies, såsom lavar och kryptodomer, och klastiska facies, t.ex. tuffer. De sedimentära bergarterna (s.k. Digerbergsbildningar enligt bl.a. Hjelmqvist 1966) domineras av konglomerat medan sandstenar är underordnade. Bollarna i konglomeraten domineras av vulkaniter som är helt lika de omgivande sura till intermediära bildningarna. Om fragmenten är lika gamla som dessa vulkaniter eller tillhör en äldre generation TMB-vulkaniter (ca 1800 milj. år enligt Lundqvist & Persson 1996, 1999) är oklart. På den vulkanosedimentära packen avsattes ryolitiska till dacitiska ignimbriter (tuffer). Lagringen i både sedimentära och vulkaniska bergarter är i förekommande fall flack och stupningen undulerar kring ca 10–20°. Eftersom stupningsriktningen växlar kan den generellt i kartområdet betraktas som praktiskt taget horisontell. Ytbergarterna intruderades av subvulkaniska dioriter till gabbror (andesiter enligt Hjelmqvist 1966), ryoliter och graniter. Även graniterna har delvis subvulkanisk karaktär. Diskordant på ovanstående bergarter avlagrades de jotniska sedimenten. Yngst i den geologiska utvecklingen är tre generationer av diabas.

Radiometrisk flygmätta data visar att bergarterna i området generellt har låg gammastrålning, och figur 5 visar ett K-Th-diagram över spektromettermätningar på hällar i det undersökta området. En tydlig uppdelning mellan olika bergarter kan observeras. Diabas har lägst strålning, kaliumhalter mellan 1,1 och 1,5 % och toriumhalter under 4 ppm. Figur 5 visar även en skillnad i strålning mellan andesitiska till dacitiska och ryolitiska vulkaniter. Kaliumhalterna i graniterna varierar mellan 3,7 och 4,7 %, toriumhalterna mellan 17 och 32 ppm och uranhalterna mellan 2 och 8 ppm. Graniten i den västra delen av kartområdet 14E Mora NV skiljer sig från övriga graniter genom förhöjda toriumhalter (28–32 ppm, fig. 5).

### Äldsta ytbergarter

De sedimentära, så kallade Digerbergsbildningarna är kontinentala till sin karaktär. Detta påstående baseras på att de är röda, grovkorniga och rika på litiska fragment, och på att sandstenar och matrix i konglomeraten är arkosiska, med korn som är måttligt rundade till kantiga och som har god till dålig kornstorleksortering. Konglomeraten är polymikta, matrix- till klaststödda, lokalt magnetitförande och mörkt röda (fig. 3 a). Lokalt är bergarten kvarts- och epidotomvandlad, vanligen sprickvis men även penetrativt. Klasterna är cm- till

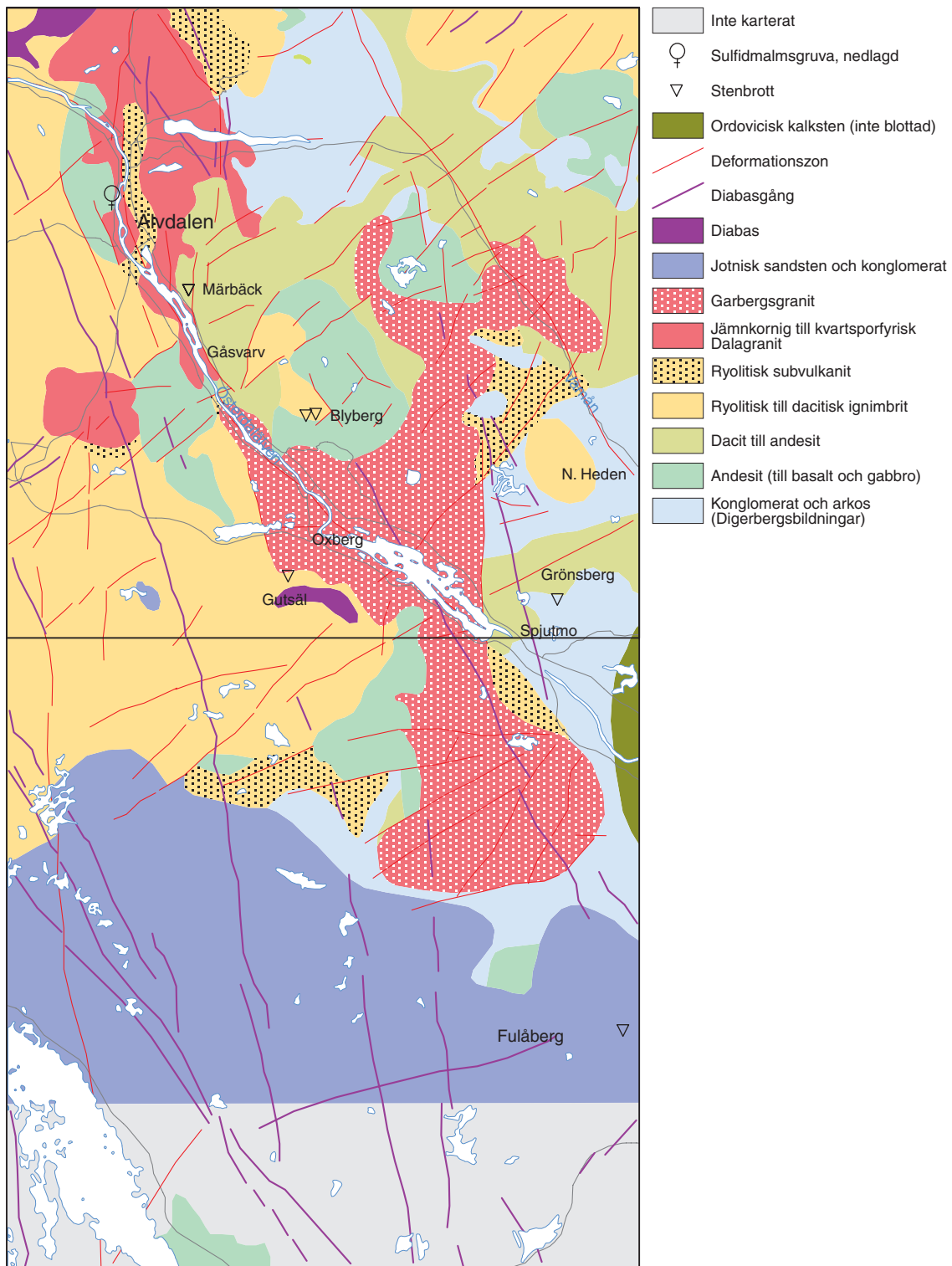


Fig. 2 Preliminär sammanställning av berggrundsgeologin i kartområdena 14E Mora NV och SV.

dm-stora men lokalt upp till halvmeterstora. Deras form i ytsnitt är oval till rundad trehörning. Sju olika bergarter har noterats i bollmaterialet: a) röd, finkornig granit, b) mörk, mycket finkornig, afyrisk till glest fältspatporfyrisk (strökorn <5 mm), lokalt kvartsådrad ryolit till dacit, c) ofitisk, medelkornig mafisk bergart, d) rödgrå, finkornig, fältspatporfyrisk (strökorn 0,5–1 cm), magnetitförande, massformig andesit (till synes hybridbergart med heterogent matrix), e) röd, mycket finkornig, kvarts-, fältspat- och biotitporfyrisk (strökorn 1–4 mm), magnetitförande ryolit, f) chokladbrun, mycket finkornig, glest fältspat- och hornbländeporfyrisk (strökorn <4 mm) andesit till dacit och g) siltsten. Sandstenarna är mörkt gråröda eller brunröda, lokalt grusiga till steniga, lokalt konglomeratiska och med 2–3 cm tjocka skikt, lokalt normalgraderade.

Digerbergsbildningarna samexisterar med daciter till andesiter. Lokalt ser de senare ut att ha xenoliter av sedimentära bergarter, vilket tolkas som att vulkaniterna har intrusiva facies. Några direkta kontakter har dock inte observerats, så relationen mellan vulkaniter och sedimentbergarter är i allmänhet oklar.

De bergarter som tolkas som dacit respektive dacit till andesit är i allmänhet de som Hjelmqvist (1966) kallade röd porfyrit (fig. 3 b). Vid karteringen har ett antal olika typer noterats: a) mörkt grå till röd till gråröd, mycket fin- till finkornig, plagioklasporfyrisk (10–20 %, 1–10 mm stora, lokalt zonerade strökorn), ställvis magnetitförande, massformig till glest folierad, troligen koherent dacit, b) röd, mycket finkornig, glest hornbländeporfyrisk (strökorn <1 mm) till afyrisk, massformig dacit, c) gråröd, fältspat- och hornbländeporfyrisk (strökorn 1–4 mm), dacitisk vulkanisk sandsten till breccia eller konglomerat och d) brun eller gråröd, mycket fin- till finkornig, porfyrisk (dominerande plagioklasströkorn och varierande halt av hornblände, totalt 20–30 %, 0,5–10 mm stora), lokalt enklavförande (rundade, 0,5 cm stora av finkornig, jämnkornig mafisk bergart), massformig till flödesbandad, lokalt kataklastisk, ställvis omvandlad (hornblände => aktinolit + magnetit och kvarts-epidot-flusspat), troligen koherent dacit (till andesit). Typ c) har rundade fragment som övervägande är cm-stora, men dm- till halvmeterstora finns också. De består av dels mycket finkornig, jämnkornig ryolit till dacit, dels finkornig, plagioklas- och pyroxenporfyrisk (20–40 %, 1–5 mm stora strökorn) andesit.

Det som Hjelmqvist (1966) kallade grå porfyrit har vid den här karteringen i allmänhet kallats andesit och andesit till dacit (fig. 3 d). Två typer har noterats: a) röd till gråröd, mycket finkornig till medelkornig, fältspat- och hornbländeporfyrisk (strökorn 1–5 mm, lokalt orienterade), ställvis kvartsxenokrist-, ocelli, eller inneslutningsförande (cm- till dm-stora, sura till basiska), lokalt omvandlad dacit till andesit och b) mörkt grå eller gråröd, finkornig, plagioklas- och hornblände/pyroxenporfyrisk (strökorn <5 mm), enklavförande (runda till kantiga, cm-stora av finkornig, jämnkornig mafisk bergart), massformig, lokalt med kvarts-epidot-flusspatådror och koherent andesit.

Figur 4 visar den magnetiska anomalikartan över det undersökta området. De andesitiska vulkaniterna ger huvudsakligen upphov till positiva anomalier, bland annat i den centrala delen av kartområdet 14E Mora NV och i den nordligaste delen av Mora SV. Områdena är dock inhomogena med flera lågmagnetiska stråk vilka indikerar spröd tektonik. Mätningar på hållar visar att andesiterna har en hög susceptibilitet som på flera lokaler överstiger  $10\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter (medelvärde  $3\,600 \times 10^{-5}$  SI-enheter).

En observation av möjlig basalt har gjorts. Den är mörkt grå, mycket finkornig, mandelförande och massformig till flödesbandad. Mandlarna innehåller kvarts, epidot och amfibol och verkar vara vanligare i bergartens förmodade stratigrafiskt övre delar.

Ovannämnda ytbergarter överlagras av ryolitiska till dacitiska tuffer, som på många ställen är tydligt ignimbritstrimmiga, vilket tyder på en subaerisk bildningsmiljö. Strimmigheten är på några ställen heterogent utbildad, dvs. att vissa stråk eller fläckar visar sådan medan andra delar av bergarten är massformiga.

De områden som Hjelmqvist (1966) markerade på kartan som ignimbrit eller slirig porfyr tillsammans med de som kallades strökornsrik porfyr och Bredvadsporfyr, dvs. stora delar av kartområdet 14E Mora NV väster om Österdalälven (fig. 2), har i den nu aktuella undersökningen uppfattats som ignimbritflöden. Strökornsrika porfyryer motsvarar lägre, ej ignimbritstrimmiga delar av flödena, vilket delvis styrks av att de lokalt för litiska fragment, medan sliriga delar är de centrala, strimmiga delarna av flödena. På något ställe har även fint skiktade, siltstenslika vulkaniska sediment observerats, vilka kan utgöra den oeroderade, askrika toppen av ett flöde.

Två typer av stråkvis strimmiga delar av ignimbritflöden har observerats: a) ryolit som är röd, gråröd, brunröd eller brun, mycket finkornig (till finkornig), porfyrisk (<5–20 %, 0,5–5 mm stora strökorn av två olika fältspater, biotit och lokalt hornblände), lokalt med antirapakivitetextur, mandelförande, pimpstens-

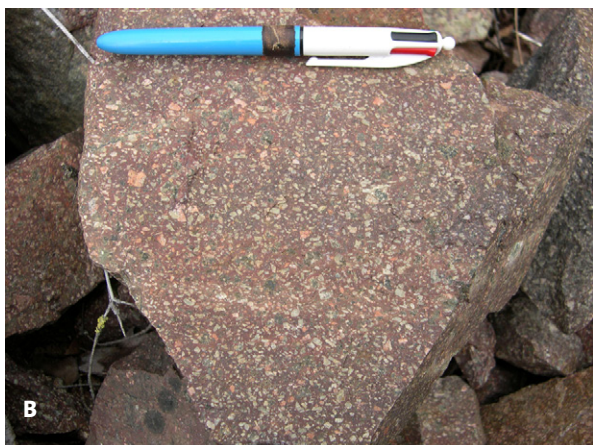


Fig. 3. Foton av några bergarter i kartområdena 14E Mora NV och SV. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Konglomerat av Digerbergstyp (6796298/1409340). **B.** Strömkornrik dacit (6785930/1423292). **C.** Rylolitisk ignimbrit (6799546/1400764). **D.** Magmatiskt konglomerat av andesitiska bergarter (6782425/1410670). **E.** Andesit till dacit som breccieras av hällflintlika gångar (6790039/1417378). **F.** Granit av Garbergstyp (6781644/1414380).

förande och stråk- till fläckvis flödesbandad till massformig (fig. 3 c) och b) dacit som är rödgrå eller rödbrun, mycket finkornig, plagioklas- och biotitporfyrisk (<5 %, 0,5–10 mm stora strökorn) och ignimbritstrimmig. I ryolitiska led är en del mandlar fyllda med kvarts och klorit (?) eller kvarts och oxid (?), andra är cm- till dm-stora litofyser med koncentriskt avsatt kvarts eller kvarts och järnoxid. Pimpstensfragmenten är upp till dm-långa och cm-breda och har (betydligt) lägre halt av strökorn än värdbergarten.

De delar av ignimbritflödena som inte är strimmiga utgörs av vulkaniska sandstenar till breccior med varierande halt, storlek och typ av klaster. En del sandstenslika varieteter har en underordnad, mycket finkornig fraktion i grundmassan. Sammansättningen tycks variera från ryolitisk till dacitisk. Lokalt har de porfyrisk textur med strökorn (20–60 %, <1–5 mm) av fältspat, kvarts och biotit. Mandlar som är fyllda med klorit, kvarts och ev. fältspat samt cm-stora pisoliter finns också, de senare i finkornigare, mer väl sorterade skikt. Klasterna består av både porfyrisk och siltstenslik ryolit till dacit. En del av dem ser ut att ha deformerats plastiskt tillsammans med värdbergarten.

### Subvulkaniska intrusivbergarter

Alla ovannämnda ytbergarter intruderades av sannolikt komagmatiska andesiter, ryoliter och graniter.

Bland annat det som Hjelmqvist (1966) kallade andesit är till stora delar en subvulkanisk intrusiv bergart med intermediär till basisk sammansättning. Nyström (1996, 2004) kallar bergarten för mikrogabbro. Man kan inte överallt i fält i skilja denna intrusiva bergart från andesiterna ovan. Den intrusiva andesiten är mörkt grå eller gråröd, finkornig, jämn- till ojämnkornig till porfyrisk (hornblände/pyroxen- och fältspatströkorn, 1–5 mm stora), lokalt litofysförande och massformig. Ställvis har den xenoliter av den ovan beskrivna andesit till daciten, vilken i sin tur har xenoliter av sedimentära bergarter och ocelliliknande aggregat. Lokalt innehåller den mer siltstenslika xenoliter.

Ryolitiska till dacitiska gångar eller ådror genomkorsar alla ovannämnda bergarter (fig. 3 e). De är gröngrå, grå eller röda, mycket finkorniga (hälleflintlika) och jämnkorniga eller kvarts- eller biotitporfyrisk (strökorn <1 mm).

Subvulkanisk ryolit uppträder på några ställen. Den breccierar andesiten och har xenoliter av samma bergart. Ryoliten har lokalt för grov mellanmassa för att vara en ytbergart. Möjligen är förekomsterna finkorniga randfacies till nedan beskrivna graniter. Ryoliterna är röda, mycket fin- till finkorniga, porfyrisk (5–20 %, <5 mm stora strökorn av kalifältspat, plagioklas och kvarts) och har lokalt rapakivitextur. Xenoliterna består av ovannämnda andesit och siltsten.

Subvulkaniska graniter uppträder över relativt stora områden. De bildar två typer: a) röd, finkornig till fint medelkornig, jämnkornig till kvartsporfyrisk (strökorn 1–3 mm), massformig granit och b) röd eller gråröd, finkornig, porfyrisk (kvarts, kalifältspat, plagioklas och lokalt biotit, strökorn 1–10 mm) till lokalt snarare ojämnkornig, med rapakivitextur, miarolitisk (kvarts i form av bergkristall och en oidentifierad gulgrön, glasig och mjuk fas), lokalt enklavförande, lokalt oxidförande, massformig, lokalt folierad granit (lokalt till kvartssyenit och kvartsmonzonit, fig. 3 f). De rundade, cm-stora enklaverna består av jämnkornig, finkornig granodiorit. Typ a) är lokalt randfacies till typ b). Båda klipps av aplitgångar.

Det östligaste området med granit, med utsträckning över 14E Mora NV och SV (fig. 2), kännetecknas av relativt hög magnetisk susceptibilitet, mellan ca 100 och  $1\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter (fig. 4). Lågmagnetiska anomalier med nord-sydlig till nordostlig riktning tolkas som sprickzoner. De sammanfaller med elektromagnetiska (VLF) anomalier, vilket indikerar att zonerna är vattenförande. De västra områdena med graniter (fig. 2) framträder som lågmagnetiska områden på magnetanomalikartan (fig. 4). Dessa graniter har magnetiska susceptibiliteter som ligger mellan ca 10 och  $100 \times 10^{-5}$  SI-enheter.

### Jotniska sedimentära bergarter

Diskordant överlagrade på ovanstående bergarter finns jotniska sedimentära bergarter. Underst kommer ett konglomerat till breccia med rundade till kantiga, <5 cm-stora fragment. Matrix är rött, sandigt till siltigt, arkosiskt och lokalt trägsiktat. Fragmenten består av mycket finkornig, jämnkornig ryolit till dacit och sandsten till arkos. Däröver kommer den så kallade Dalasandstenen (se t.ex. Hjelmqvist 1966) som är en röd, skikt- och fläckvis blekt, lokalt ljusbrun, fältspathaltig, lokalt siltig och ställvis leromvandlad sandsten.

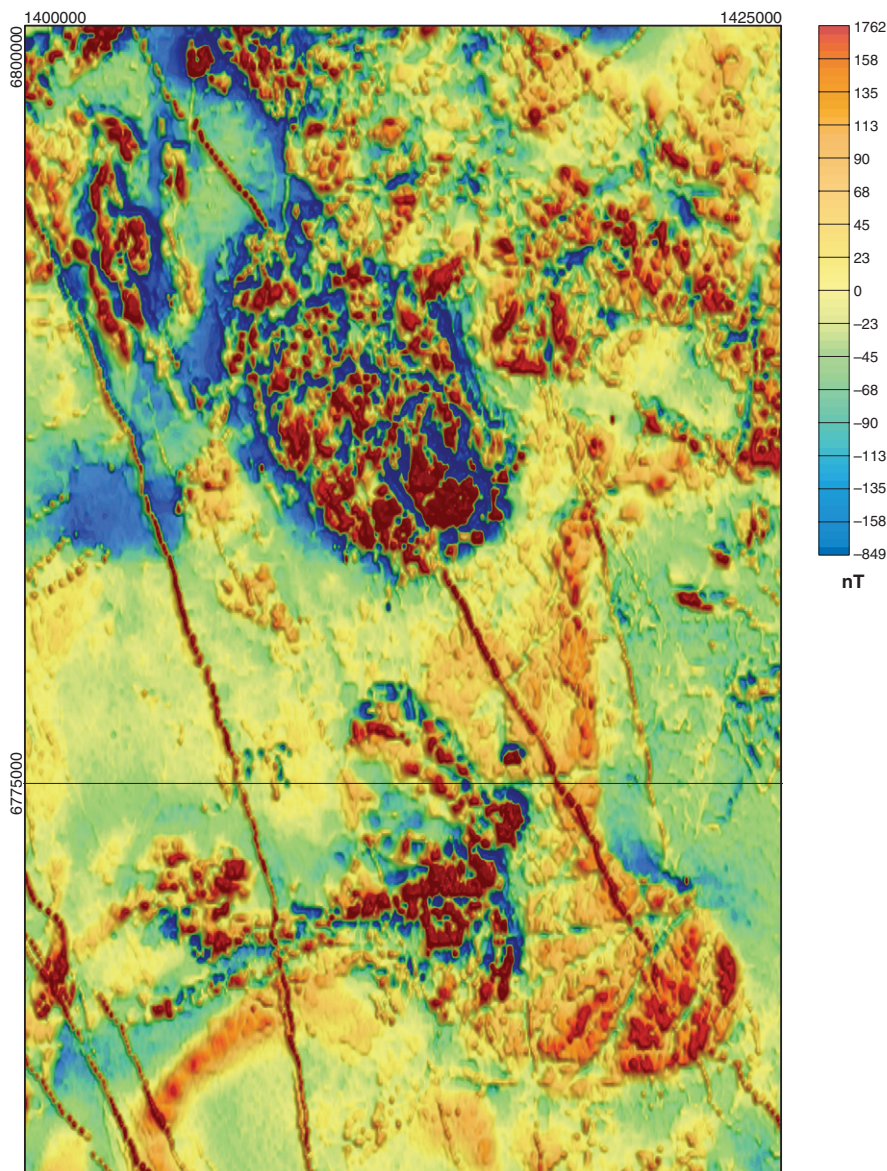


Fig. 4. Magnetisk anomalikarta över kartområdena 14E Mora NV och norra delen av Mora SV.

## Diabaser

Tre typer och möjligen generationer av diabaser genomslår ovannämnda bergarter. Den troligtvis äldsta typen bildar ostnordostligt strykande gångar (cm- till m-breda) av jämnkornig, finkornig diabas. De antas vara av Tunatyp som har daterats till ca 1 460 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005).

En av diabastyperna har större areell utbredning än de övriga (fig. 2), sannolikt beroende på att den delvis ligger flackt till horisonellt. Bergarten är mörkt grå, finkornig, ofitisk (plockepinntextur), magnetitförande, lokalt pegmatitisk, lokalt klotvittrande och massformig. Den bedöms vara av Åsbytyp som är ca 1 265 miljoner år gammal (Söderlund m.fl. 2005).

Den tredje och yngsta diabastypen bildar nordnordvästligt strykande gångar av mörkt grå, finkornig till fint medelkornig, jämnkornig, lokalt xenolitförande och massformig diabas. De tillhör de så kallade Blekinge-Dalarnadiabaserna (BDD) och är ca 965 miljoner år gamla (Söderlund m.fl. 2005).

Vid kraftstationen i Våmån intill Norra Heden finns en bergart som kallades porfyrit av Hjelmqvist (1966). Vid den här undersökningen beskrivs den som en gröngrå, finkornig, pyroxenporfyrisk (strökorn

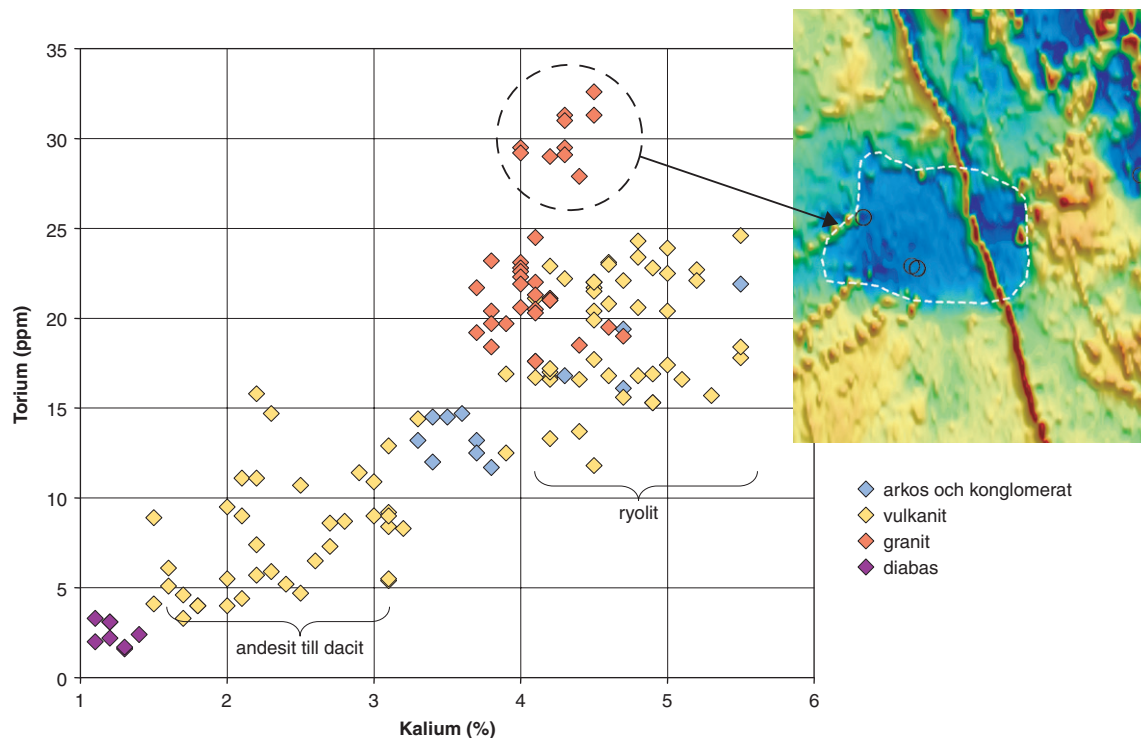


Fig. 5. K-Th-diagram av gammastrålningsmätningar på hållar i det undersökta området. Insättsbilden visar ett utsnitt ur den magnetiska anomalikartan över en granit med något förhöjda toriumhalter (streckad vit linje) i den västra delen av kartområdet 14E Mora NV.

4–5 mm) och massformig diabas. Om den är en bergartstyp för sig eller tillhör någon av de ovanstående är än så länge oklart.

Även diabaserna framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 4). Magnetiska anomalier som indikerar diabasgångar stryker i nordnordvästlig, nord-sydlig respektive nordöstlig riktning. Diabaserna kännetecknas av magnetiska susceptibiliteter på ca  $2\,000\text{--}5\,000 \times 10^{-5}$  SI-enheter (medelvärde  $2\,600 \times 10^{-5}$  SI-enheter).

## Ekonomisk geologi

Ett antal stenbrott finns inom det undersökta området. De som upptagits i olika typer av ”porfyr”, vilket i allmänhet motsvarar ryolitisk till dacitisk ignimbrit, är samtliga i princip nedlagda. Lokala hantverkare gör ett visst uttag för produktion av smycken och prydnadsföremål. De största brotten torde vara de i Blyberg.

Vid landsvägen 4 km rakt öster om Fulåberg finns ett grustag och stenbrott i drift där jotnisk sandsten bryts. Vid Grönsberg, 2 km nordost om Spjutmo kraftstation, finns ett aktivt grustag och stenbrott där man bryter porfyr och sandsten av Digerbergstyp. I Märback, mellan Gåsvarv och Älvdalen, finns ett mer eller mindre aktivt stenbrott där dacit till andesit bryts. Nära Gutsäl, längs vägen 2 km söder om Oxberg, finns ett nedlagt stenbrott i ryolit vilken antingen är randfacies till Garbergsgranit eller en del av ett ignimbritflöde.

I området finns en nedlagd gruva, Storharnsgruvan. Där finns två hål som är skrot- och/eller vattenfyllda. Varpen består av finkornig, jämnkornig och omvandlad granit och av fältspatporfyrisk, omvandlad dacit. Omvandlingen gör dock identifieringen av de ursprungliga bergarterna vanskelig. Malmmineralen utgörs av blyglans (enligt Hjelmqvist 1966 även zinkblände). Gångarterna är epidot, kvarts, flusspat och kalcit.

## Kartområdena 16C Idre, 16D Lofsdalen NV och SV samt 17C Funäsdalen SV och SO

*Hans Delin och Torbjörn Thelander*

Det undersökta området tillhör Älvdalens kommun i Dalarnas län och gränsar mot Norge i väster och Härjedalen i norr och öster. Den enda tätorten är Idre vid väg 70, som bland annat går genom västra Dalarna till Röros i Norge. Terrängen är starkt varierande med ett småkuperat morän- och myrlandskap i den sydvästra delen och skogbeväxta, höga berg med förkastningsbranter samt isolerade kalfjäll (bl.a. Städjan och Nipfjället) i trakten omkring Idre. Längst i norr och i öster finns vidsträckta fjällhedar med större, sammanhängande fjällmassiv, t.ex. Långfjället–Storvätteshåga och Vedungsfjället. Genom Idretrakten rinner Österdalälven med sina två källflöden Storån och Sörälven. Berggrundens blottningsgrad varierar men är generellt sett låg. Det finns t.ex. flera stora områden som helt saknar hällar.

Karteringen har utförts med terrängkartan (skala 1:50 000) som underlag. I sydöstra delen av 16C Idre SO har fastighetskartan (skala 1:12 500) använts. På fältkartorna har lägena för flygbildstolkade hällar markerats. Observationslokalerna är lägesbestämda med GPS.

Viktigast av de äldre geologiska arbeten som berör området är berggrundskartorna med beskrivning över Dalarnas (dåvarande Kopparbergs, Hjelmqvist 1966) respektive Jämtlands län (Karis & Strömberg 1998). En regional kartering av det i söder angränsande kartområdet 15C Fulufjället har nyligen genomförts under ledning av Claes Mellqvist (Andersson m.fl. 2005, Mellqvist & Kübler, i manuskript). En sammanställning av kartor över Dalarnas berggrund gjordes i samband med Bergslagens mineraljakt (Källberg m.fl. 1991). Regionala berggrundskartor över angränsade delar av Norge har publicerats av Nilsen & Wolff (1989) och Wolff m.fl. (1995). Aldahan (1989) har redogjort för Dalasandstenens diagenes. Dalavulkaniternas bildning och geologiska miljö har studerats av Nyström (1999, 2004). Blymineraliseringarna i den autoktona (rotfasta) delen av fjällberggrunden har dokumenterats av Tegengren (1962), Christofferson m.fl. (1979) och Wallin (1982). Stephens m.fl. (1979) inventerade stratabundna sulfidförekomster (bl.a. av Vassbotyp) längs hela fjällkedjan. Tinguaitens blockspridning i Särnatrakten har undersökts av Lundqvist (1951, 1997).

### RESULTAT FRÅN FÄLTARBETET

Fältarbetet startade i början av juni 2006 och omfattade ca 18 personveckor. Det gjordes 466 hällobservationer i området, och de fördelar sig över en karterad yta på ca 2 450 km<sup>2</sup> (fig. 1). Observationerna har lagrats i SGUs häll databas (halldb). Kvar att kartera är ett större område på Långfjället och trakten norr om Städjan samt smärre kompletteringar. Kemisk analys har utförts på 16 bergartsprover, och 30 tunnslip för mikroskopisk analys av bergarterna har tillverkats. Ett prov för eventuell datering har tagits av så kallad Frönbergsgnejs (se nedan). En preliminär karta över berggrunden i området visas i figur 6.

Den största förändringen av berggrundskartan, jämfört med Hjelmqvist (1966), är gränsdragningen av diabasgångarna samt ett stort antal ”nya” gångar som lokaliserats med hjälp av den magnetiska anomalikartan (fig. 13). Utbredningen av Frönbergsgnejsen och glimmerkvartsiten (mellersta skollberggrunden, se nedan) har också ändrats något.

Inga geofysiska undersökningar har gjorts i området under årets fältarbete, men kommer att utföras sommaren 2007.

### BERGARTER

Berggrunden i den södra delen av det undersökta området (fig. 6) består av äldre, proterozoiska bergarter. De viktigaste enheterna utgörs av ca 1 700 miljoner år gamla (Lundqvist & Persson 1996, 1999), sura vulkaniska bergarter (Dalaporfyrier) och en mestadels röd, jotnisk sandsten (Dalasandsten) med bottenkonglomerat som ligger diskordant på vulkaniterna. Sandstenens ålder bedöms ligga mellan ca 1 460 och 1 270 miljoner år (se stycket ”Dalasandsten” nedan). I sandstenen finns en inlagring av basalt (Öjebasalt), som har sin egentliga utbredning söder om det här beskrivna området. De ovan nämnda bergarterna slås igenom av ett

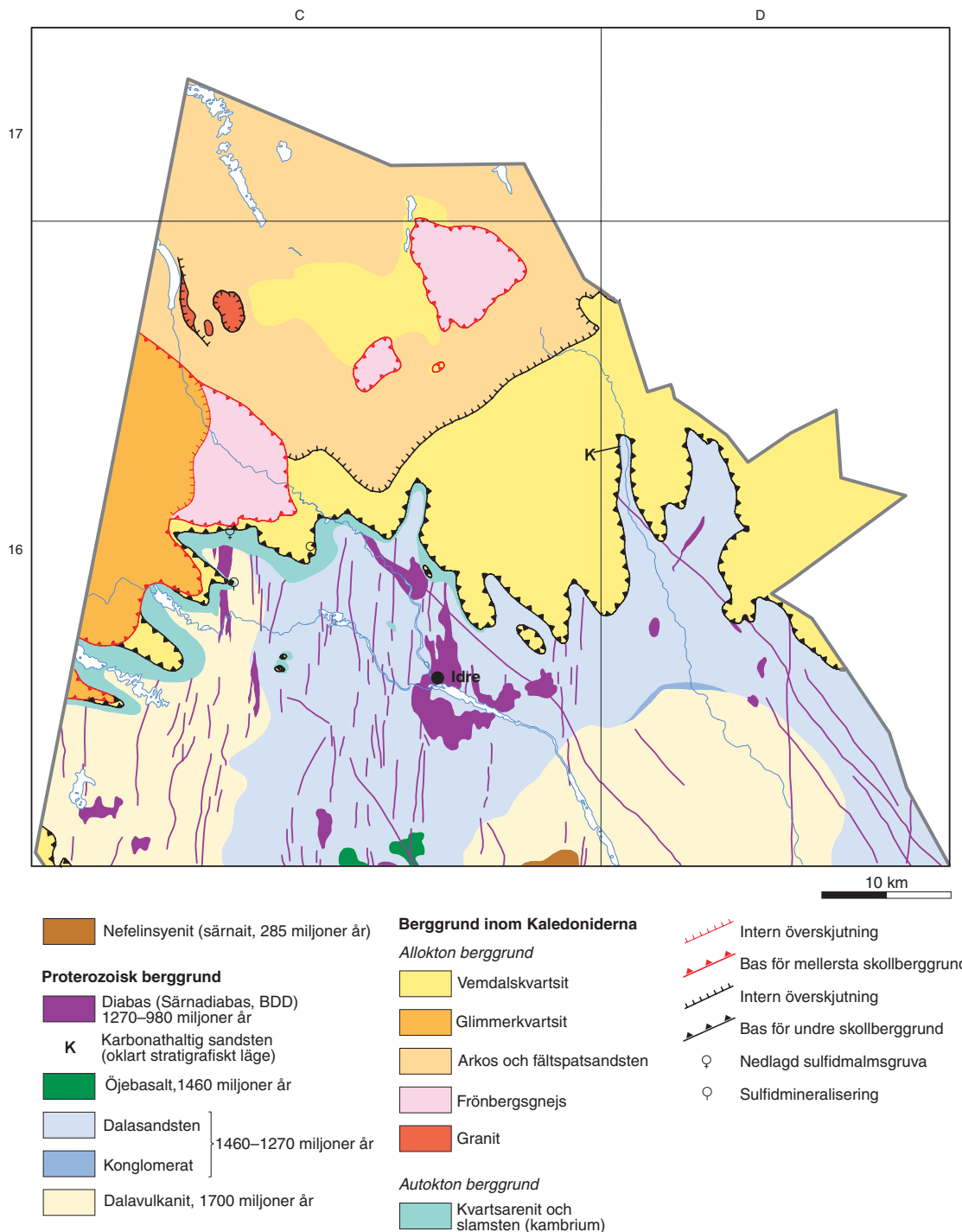


Fig. 6. Förenklad, preliminär berggrundskarta över kartområdena 16C Idrö, 16D Lofsödal NV och SV samt 17C Funäsdalen SV och SO.

stort antal yngre diabasgångar med varierande riktning och ålder, ca 1 270–900 miljoner år gamla. Samtliga bergarter ovan är i stort sett ometamorfa och endast svagt deformerade eller odeformerade. Dalasandstenen (inkl. basalten) och vulkaniterna har dock påverkats av belastningsmetamorfos.

De norra och västra delarna av området består av bergarter som tillhör den undre och mellersta skollberggrunden i den skandinaviska fjällkedjan (Kaledoniderna). Dessa flackt liggande skollor består huvudsakligen av sedimentära bergarter, kvartsit till arkos med inlagringar av slamsten. I skollorna finns även inslag av proterozoiska granitoider (ca 1 700–1 800 milj. år), troligen tillhörande det transskandinaviska magmatiska

bältet (TMB), som slitits loss från den underliggande berggrunden. Berggrunden i skollorna är överskjutna på den äldre berggrunden (se ovan) och har från sitt bildningsområde transporterats avsevärda sträckor mot sydost. Mellan skollberggrunden och de äldre bergarterna finns relativt tunna, rotfasta (autoktona) lager med paleozoiska, fossilförande bergarter, ca 500 miljoner år gamla. Skollberggrunden är generellt sett omvandlad och plastiskt deformerad, delvis mycket starkt. Metamorfosgraden varierar kraftigt mellan de olika enheterna.

I de autoktona lagren ingår underkambrisk sandsten som innehåller ett antal sulfidmineraliseringar, framför allt blyglans. De rikaste av dem gav upphov till de nu nedlagda gruvorna i Vassbo och Guttusjön.

Västnordväst om Särna finns en mindre intrusion med nefelinförande bergarter, sarnait och tinguit. De anses ha permisk ålder (ca 280 milj. år) och är områdets yngsta bergarter. Sarnaiten har nyligen varit föremål för prospektering efter bland annat apatit.

## Äldsta vulkaniska bergarter (Dalavulkaniter)

I mellersta och norra Dalarna finns stora förekomster med ca 1700 miljoner år gamla vulkaniska bergarter (Hjelmqvist 1966, Nyström 1999, 2004) som anses tillhöra det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB). Den största delen utgörs av porfyriska ryoliter till daciter, allmänt kallade Dalaporfyr eller Älvdalsporfyr. I Älvdalen förekommer ett antal varianter, med olika färger och strökorinnehåll, som har bearbetats till prydnadsföremål under lång tid.

I det här aktuella karteringsområdet finns två förekomster med sura vulkaniter (fig. 6). Den ena ligger väster om Idre, mellan Drevdagen och riksgränsen mot Norge. Vulkaniterna där har en i stort sett nord-sydlig gräns mot överlagrande konglomerat och Dalasandsten i öster och täcks av överskjuten skollberggrund längst i nordväst och i söder. Det andra vulkanitområdet, som finns sydost om Idre och sträcker sig söderut till Särna, är helt omgivet av den yngre Dalasandstenen och dess bottenkonglomerat.

Framför allt två typer av porfyrisk vulkanit har observerats, varav den ena är mörkt rödgrå till gråviolet, har rikligt med relativt stora fältspatströkorn (upp till 10 mm) och glest med små kvartsdito (fig. 7 a,b). Den andra varianten är gråröd till röd och har små (1–3 mm) strökorn av både kvarts och fältspat. Båda vulkanittyperna har en mycket finkornig mellanmassa. Inga kontakter mellan dem eller andra indikationer på åldersskillnad har observerats.

Vid väg 70, ca 20 km väster om Idre (16C 1e), finns en avrymning med ett litet stenbrott som visar en vulkanit med avvikande utseende. Bergarten är späckad med stora (1–3 cm), röda strökorn av fältspat (fig. 7 c, d), vilket på vittrad yta ger ett granitliknande utseende. Den innehåller även fragment av en vulkanit med mm-stora kvarts- och fältspatströkorn och en viss flödesbandning. I ett parti är mellanmassan grön och flusspatförande, troligen orsakat av hydrotermal omvandling i samband med bildning av kvartsfyllda sprickor.

De observerade vulkaniterna är generellt sett homogena och saknar strukturer. I ett nord-sydligt stråk vid Drevdagen (16C 0e) förekommer dock brantstående zoner eller partier med vulkanisk breccia, laminering, pisoliter och epidot-kvartsfyllda mandlar. På några ställen i den sydligaste delen av området, strax norr om intrusionen av sarnait, har grönaktig porfyrisk vulkanit observerats. Den har troligen påverkats av närliggande tinguitgångar, och sprickytor i vulkaniten är delvis starkt grönfärgade.

## Jotniska ytbergarter

### Basalkonglomerat

Avsättningen av Dalasandstenen började med ett konglomerat som överlagrar Dalavulkaniterna (se ovan). Konglomeratet är i allmänhet polymikt och starkt rödfärgat, med ganska stora bollar av porfyriska vulkaniter och sandsten samt mindre fragment av vit kvarts och jaspis. I kartområdet 16C Idre är det blottat i några hållar nära kontakten mot vulkaniterna, vid Drosbacken (fig. 8 a) och söder om Drevdagen. Nordväst om Höstsättern finns flera hållområden med konglomerat som omges av sandsten, vilken även dominerar i bollmaterialet (fig. 8 b). Längs kontakten mellan vulkaniter och sandsten finns dessutom flera större blockanhopningar av rött konglomerat av samma typ som ovan.



Fig. 7. Foton av Dalavulcaniter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Dacit till ryolit. Rikligt med strökorn av fältspat, delvis stora. Sydväst om Guttusjön, 16C Idre SV (6871878/1322370). **B.** Detalj av föregående. **C.** Ryolit till dacit med ovanligt stora fältspatströkorn. Inneslutning av vulkanit med små strökorn och flödesbandning. Litet stenbrott vid väg 70, 16C Idre SV (6859231/1320434). **D.** Detalj av föregående.

I en lokal i Fjätan (16D 2b) finns utgåendet av ett klastrikt konglomerat i de lägre delarna av Dalasandstenen. Konglomeratet innehåller rikligt med rundade bollar av dacit. Diametern hos bollarna är i flera fall 10–20 cm. Bara ca 400 m nedströms påträffas strökornsförande dacit, och konglomeratet tolkas som en basalbildning till Dalasandstenen.

### **Dalasandsten**

Större delen av västra Dalarnas berggrund består av jotnisk, mestadels röd, arenit till kvartsarenit, allmänt kallad Dalasandsten. Den har undersökts tidigare av bland annat Hjelmqvist (1966) som uppskattar dess mäktighet till maximalt ca 800 m (ca 300 m i Idreområdet i norr). Aldahan (1989) fastslog att sandstenen påverkats av belastningsmetamorfos. Nyligen har omfattande undersökningar av dess bildningsmiljö och sedimentära strukturer gjorts på Fulufället (Andersson m.fl. 2005, Mellqvist & Kübler, i manuskript), som representerar Dalasandstensens stratigrafiskt översta del. Utbredningen fortsätter västerut in i Norge, där den kallas Trysilsandsten. Sandstenen är inte daterad, men dess ålder anses ligga mellan 1 460 och 1 270 miljoner år. Denna uppskattning bygger på dateringar av diabasgångar (se nedan).

I det nu undersökta området utgör Dalasandstenen ca 50 % av berggrunden i de södra delarna. På grund av sina välbevarade, flackt liggande lagringsytor bildar den ställvis spektakulära, trappstegsformade hällområden, t.ex. längs Storån (16C 5h, fig. 8c) och vid Tranuberget (16C 3f, fig. 8d). Sandstenen är vanligen ganska mörkt röd och finkornig, men violetta (fig. 9 b, c) och grå varianter förekommer också. Enstaka lager är grusiga eller glest konglomeratiska, i vilka vit kvarts och jaspis är vanligt förekommande klaster. Välbevarade sedimentära strukturer förekommer rikligt, särskilt färgbandning, fläckighet (fig. 9 a), korskiktning och vågmärken (fig. 8 e, f, g).



Fig. 8. Foton av jotniska ytbergarter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Konglomerat. Dalasandstenens bottenbildningar, bollar av porfyrisk Dalavulkanit, Dalasandsten, jaspis och vit kvarts. Drosbacken nära väg 70, 16C Idre SV (6860272/1324678). **B.** Konglomerat. Dalasandstenens bottenbildningar, bollmaterialet domineras av Dalasandsten med små klaster av porfyrisk Dalavulkanit. Norr om Hösthån, 16C Idre SO (6870330/1327965). **C.** Dalasandsten med typiska trappstegsformer som bildats av flackt liggande lagrygsytor. Storån, 16C Idre NO (6875022/1335137). **D.** Dalasandsten, relativt tjockbankad. Tranuberget, 16C Idre SO (6865342/1326461). **E.** Dalasandsten, röd, med vågmarken. Klingforsen i Storån, 16C Idre SO (6870458/1335522). **F.** Dalasandsten, ljust grå, kvartsitisk, med vågmarken. Diftalsberget, 16C Idre SO (6867762/1329058).



Fig. 9. Foton av jotniska ytbergarter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Block av Dalasandsten, mörkt röd och fläckig. Söder om Idresjön, 16C Idre SO. **B.** Block av Dalasandsten gråviolett och bandad. Väster om Fulan, 16C Idre SO. **C.** Detalj av föregående. **D.** Öjebasalt, magmatiskt lagrad eller avkylningsbankad. Blocktjärnsåsen, 16C Idre SO (6850222/1329774). **E.** Detalj av föregående.

I gränsområdet mellan rödbrun Dalasandsten och Vemdalskvartsitskollan finns en brunvittrande karbonathaltig (dolomit?) sandsten med oklar litostratigrafisk tillhörighet. Sandstenen är blottad i Vallbäcken och Hålbäcken (16D 6a). I den förra lokalen är sandstenen flackt liggande och blottad till en tjocklek av 1,8 m. Något 10-tal meter uppströms följer en kataklastisk kvartsit tillhörande Vemdalskvartsitskollan. Lokalen i Hålbäcken ger ingen ytterligare information om kontaktrelationerna mot den underliggande Dalasandsten.

### Öjebasalt

I den ovan beskrivna sandstenen förekommer en utbredd inlagring av så kallad Öjebasalt, tidigare benämnd Öjediabas (Hjelmqvist 1966). Den har undersökts i senare tid av Andersson m.fl. (2005) och Mellqvist & Kübler (i manuskript). Söderlund m.fl. (2005) har daterat två basiska gångar i Särnaområdet, varav den ena som tolkas som en matargång till Öjebasalten. I båda fallen blev åldern ca 1 460 miljoner år.

I det här rapporterade karteringsområdet förekommer Öjebasalt endast i några hällar i Blocktjärnsåsen vid Fulan (16C 0f–g), i södra delen av området. Förekomsten utgör den norra begränsningen av Öjebasalt-

tens utbredningsområde. Bergarten där är mörkt grågrön och finkornig till mycket finkornig, i västra delen glest mandelförande (ljust grönvitt mineral). Basalten är tydligt bankad (fig. 9 d, e), men det är oklart vad bankningen representerar.

### **Postjotniska gångbergarter (diabas)**

De ovan beskrivna bergarterna genomslås av ett stort antal diabasintrusioner, både som vidsträckta, flackt liggande täcken och som brantstående gångar. Gångarna framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 13) och kan även följas in under fjällkedjan. Två huvudriktningar kan urskiljas, nord-sydlig till nord-nordostlig och nordvästlig. De flackt liggande förekomsterna består av så kallad Särnadiabas (se Hjelmqvist 1966), men enligt Andersson m.fl. (2005) uppträder den även som brantstående gångar med såväl nordvästlig som nordlig till nordnordostlig riktning. De sistnämnda riktningarna förekommer hos en gångsvärm väster om Drevdagen (16C 0 e), i den sydvästra delen av området. Särnadiabasen är vanligen typiskt knölig eller fläckig (fig. 10 b, c), vilket enligt Hjelmqvist orskas av poikilitisk pyroxen. Det finns även jämnkorniga eller ofitiska partier utan några skarpa gränser mot den knöliga diabastypen. Den största förekomsten av Särnadiabas finns omkring Idresjön, där den bildar mäktiga bergmassiv med talrika förkastningsbranter, bland annat vid Vålåberget (16C 2 d, fig. 10 a) Knösarna (16C 2 d) och Gudmundsåsen (16C 2 e).

Att flackt liggande, nu till stor del eroderade diabasgångar även funnits inom kartområdet 16D antyds av diabasförekomster i tre från varandra isolerade höjdområden, Fiskremmet (3 a), Svartåsen (3 c) och Näverberget (2 c). Trots relativt hög susceptibilitet ( $500\text{--}2\,500 \times 10^{-5}$  SI-enheter) ligger de inte inom magnetiskt anomala områden. Sannolikt förklaras deras uppträdande av att de är erosionsrester av flackt liggande gångar. Även diabasförekomsten i Fjätan (4–5 c) antas vara en flackt liggande gång som eroderats fram i älvdalängan.

Särnadiabasen har ansetts vara likåldrig med Åsbydiabasen som förekommer längre söderut i Dalarna och har en ålder av ca 1 270–1 265 miljoner år enligt Söderlund m.fl. (2005). Senare undersökningar har ifrågasatt detta samband (se nedan).

I den södra delen av kartområdet korsas berggrunden av smala, nord-sydliga diabasgångar (fig. 6 och 13), som även förekommer i det angränsande kartområdet 15C Fulufjället. Enligt Mellqvist & Kübler (i manuskript) tillhör gångarna de så kallade Blekinge-Dalarnadiabaserna (BDD) som har en ålder av ca 980 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005). Enligt nyligen utförda undersökningar i regionen tillhör även gångar med nordvästlig riktning BDD-gruppen (SGU opublicerat, Söderlund m.fl. 2005).

I det här aktuella karteringsområdet har för närvarande ingen säker differentiering kunnat göras av eventuellt olika diabasgenerationer.

### **Kaledoniska bergarter**

I kartområdets västra och norra delar överlagras de jotniska bergarterna av berggrund som tillhör den skandinaviska fjällkedjan (Kaledoniderna). Den berggrund som kom att ingå i fjällkedjan inom kartområdet består till övervägande delen av sedimentära bergarter som bildades långt väster om sitt nuvarande läge. De äldsta delarna avsattes i fluvial miljö (rinnande vatten) med laterala övergångar till lakustrin miljö (sjöar) i kontinentala sedimentationstråg (Kumpulainen & Nystuen 1985). Sedimenten avsattes under tidsperioden sen rifeikum till tidig vendium (för ca 900–600 milj. år sedan) på ett varierande underlag av proterozoiska graniter, porfyryer, gnejser och gabbroida bergarter. De bergarter som bildades ur sedimenten domineras av arkoser och fältspatrika sandstenar med inslag av konglomerat. Den sandstendominerade enheten benämndes i äldre tider Sparagmitgruppen, men detta namn har sedan ersatts av andra, mer strikt definierade namn som Rendalsformationen (Norge), Långåsensandsten (Dalarna, Härjedalen), Tossåsengruppen (Härjedalen) och Risbäckgruppen (Jämtland) m.fl. I sin övre del är sandstensenheten ställvis associerad med karbonatbergarter, Biriformationen (Norge), Hedekalksten (Härjedalen). Västligt belägna delar av den sandstensdominerade lagerföljden intruderades av ett stort antal diabasgångar (Ottfjällsdiabas) i samband med bildandet av Iapetushavet. Gångarna har daterats till  $735 \pm 260$  miljoner år av Claesson (1976). Enheten överlagras av en stratigrafiskt god ledhorisont bestående av tillit (förstenad morän) och glaciomarina leror avsatta under en nedisning med global utbredning. Efter glaciationen skedde sedimentationen främst i grundhavsmiljö med



Fig. 10. Foton av posttjotniska gångbergarter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Särnadiabas. Stup vid Vålåberget, norr om Idresjön, 16C Idre SO (6862334/1342647). **B.** Särnadiabas med typiskt knölig hälllyta. Samma lokal som föregående. **C.** Block av Särnadiabas med poikilitiska pyroxenfläckar. Ca 2 km söder om Idre, 16C Idre SO (6861876/1336690). **D.** Gång av tinguit som slår igenom porfyrisk Dalavulkanit. Vägghäll söder om Kringelfjorden, 16C Idre SO (6852032/1347937).

tillhörande kustnära sandbarriärer, stranddyner, deltabildningar och tidvattenpåverkade områden. Resultatet blev en växellagring mellan kvartsarenitiska och skifferdominanta enheter (jfr Gärdsjöformationen i mellersta Jämtland, Gee m.fl. 1974). Fossilfynd i de översta delarna av kvartsit-skifferenheten visar att dessa delar har underkambrisk ålder. Ytterligare uppåt följer kambrisk alunskiffer. Avsättningen av de posttillitiska sedimenten var överlappande mot öster, dvs. mot öster avsattes allt yngre enheter direkt på det till ett peneplan nederoderade underlaget till fjällkedjan.

Vid den kaledoniska orogenesen blev den ovan beskrivna lagerserien veckad, metamorfoserad och i skolor transporterad mot sydost eller sydsydost. Skollberggrunden i den skandinaviska fjällkedjan indelas grovt i undre skollberggrund (undre alloktion), mellersta skollberggrund (mellersta alloktion), övre skollberggrund

(övre alloktion) och översta skollberggrund (översta alloktion). Samtliga dessa skollor kan därutöver indelas i ett antal delskollor. I kartområdet förekommer bara den understa och mellersta skollberggrunden. Transportlängden för de undre skollenheterna överstiger åtminstone 200–300 km och är sannolikt betydligt större.

### **Autoktona bergarter**

Av den lagerföljd som skisserats ovan finns inom undersökningsområdet bara den kambriska kvartsarenit-skifferenheten blottad i rotfast (autoktont) läge. I kartområdet 16C Idre är lagerföljden väl dokumenterad genom ett stort antal kärnbörningar, från Foskros, via Vassbo-Guttusjön (se stycket ”naturresurser” nedan) till Flötningen vid norska gränsen. I Vassbotrakten består lagerföljden enligt Tegengren (1962), nedifrån och uppåt av arkosiskt konglomerat, lerskiffer, kalksandsten som övergår i kvartssandsten med blyglans, konglomerat och slutligen svartskiffer (alunskiffer) med kalkstensband. Vidare uppåt finns överskjuten skollberggrund. Bildningsmiljön för enheterna under alunskiffern behandlas av Wallin (1982).

I den västra halvan av undersökningsområdet finns några få blottningar av autoktona bergarter. Vid Lomviken (16C 3 c), söder om Flötningen, finns en ganska stor bäckhäll (fig. 11 a) med kambrisk lerskiffer (Hjelmqvist 1966). Alunskiffern är blottad som ”in situ-grus” på några ställen, bland annat Knallarna (16C 4 e) och vid Skärvagen (16C 4 d). I övriga hållar utgörs bergarten av en ljus grå kvartssandsten (”malmsandsten”), som har observerats i små hållkanter väster och norr om Idre, vid Knallarna (se ovan), Tranuberget (16C 3 f), Höstet (16C 3 g) och Hemmeråsen (16C 3 d). I den östra delen av området har inga autoktona bergarter påvisats.

### **Undre skollberggrunden (Os–Rödekkekomplexet i Norge)**

Baserat på tidigare karteringar i angränsande delar av Härjedalen, Jämtland och Hedmarks fylke i Norge indelas den undre skollberggrunden i Vemdalskvartsitskollan och den överliggande Hedeskollan (Röshoff 1978), den senare dominerad av den pretillitiska Rendalsformationens (eller Långåsenformationens) fältspatrika sandstenar. I Norge sammanfattas dessa delskollor till Os–Rödekkekomplexet (Wolff m.fl. 1995).

Vemdalskvartsitskollan vilar på den autoktona kvartsarenit-skifferenheten, eller där denna inte finns bevarad, direkt på den äldre berggrunden. De dominerande bergarterna i Vemdalskvartsitskollan är kvartsarenit och fältspatförande sandsten av förmodad vendisk till tidig kambrisk ålder. Kornstorleken växlar från melansand till grovsand med inslag av grusiga, kvartsbolliga konglomerat (fig. 11 b). Växellagring med tunna, siltiga eller finsandiga lager förekommer sparsamt. Skiffrig finsandsten till siltsten når i undantagsfall tjocklekar på 20–30 m, bland annat vid Sömlingshåga (16D 6 d) och Städjan (16C 4 j, fig. 12 a, b), men där kan en tektonisk upprepning inte uteslutas. Svagt brungrå eller blågrå (fig. 11 c) kvartsit intar betydande delar av skollan. Vemdalskvartsitens fältspatssandstenar visar likheter med motsvarande bergarter i Rendalsformationen.

Vemdalskvartsiten har sin största utbredning i mellersta delen av karteringsområdet (fig. 6). Några av de bästa lokalerna finns norr om Idre, bland annat vid Städjan och Nipfjället (16C 5 i–j), där bergarten är typiskt ljus grå med en gulaktig, sekundär färgning längs talrika småsprickor (fig. 11 d). Topparna på fjällen är vanligen stora, frostsprängda hållområden med enstaka ”kärnor” av kvartsit, ställvis med en viss bankning (fig. 11 e). Kvartsiten är mest homogen, men här och där uppträder fältspatrika till arkosiska lager, t.ex. vid skidområdet på Gränjesvålen (Idre fjäll, 16C 3 j). I dess sydöstra del finns ”grusiga” lager med graderad skiktning och stora fältspatklaster (upp till 1 cm).

I det sydvästligaste hörnet av kartområdet 16C Idre SV finns en mindre del av en skolla med ljus grå, homogen kvartsit. Den bygger upp bland annat fjället Härjåhåga men har sin största utbredning i Norge. Hjelmqvist (1966) betraktade den som en del av Vemdalskvartsiten, medan Wolff m.fl. (1995) anser att den utgör en del av mellersta skollberggrunden (”Kvitvoldekkekomplexet”). Den nu aktuella karteringen har inte kunnat avgöra kvartsitens tektonostratigrafiska läge, varför den har samma färg som Vemdalskvartsiten på den preliminära kartan (fig. 6).

I kartområdets nordligaste delar finns stora områden med ganska ensartad utbredning av dåligt sorterade arkoser och fältspatförande kvartsareniter som här och var visar strömskiktning (fig. 12 c) eller parallellstratifiering. Sandstenarna innehåller ställvis spridda rundade, 1–3 cm stora klaster. Gruskonglomeratiska lager förekommer också. Väster om Grövelsjön (16C 9 d) finns hållar som är späckade med ca 1 cm stora



Fig. 11. Foton av bergarter i fjällkedjan. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Kambrisk lerskiffer, rotfast (autokton). Lomviken i Flötningssjön, 16C Idre SV (6864550/1310071). **B.** Konglomeratinlagring i Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden). Vedungsfjället, 16D Lofsdalen SV (6868562/1366196). **C.** Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden), blågrå, "glasig" typ. Tranuberget, 16C Idre SO (6865254/1325281). **D.** Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden), ljus gulgrå typ. Stenåsen, 16C Idre NO (6884331/1345106). **E.** Bankad och frostsprängd Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden). Nipfjället med Stådjan i bakgrunden, 16C Idre NO (6876079/1344864).

fältspatklastar, vilket på vittrad yta ger ett granitliknande utseende. På sydsluttningen av Mjölkstäva (17C 0e) väster om Hävlingen påträffas lokala (?) block av strömskiktad grov, karbonatcementerad sandsten (fig. 12 d). Enheten motsvarar Rendalsformationen (del av Hedmarksgruppen, Nilsen & Wolff 1989) i Norge. Texturellt är bergarterna ganska opåverkade av den skollteknik de utsatts för.

I nordvästsluttningen av Mjölkstäva finns några meter blottade av mörkt grå kvartsit och kraftigt tektoniserad röd siltsten som klart visar att skollenheten innehåller en del imbrikationer (taktegelstruktur). Informationen är bristfällig, men det kan inte uteslutas att kvartsiten och skiffern tillhör Vemdalskvartsiten.

Några kontakter mellan Rendalsformationen och Vemdalskvartsitskollan har inte påträffats vid den nu aktuella karteringen. Vissa fältspatrika delar är svåra att skilja från varandra i båda enheterna, vilket även Hjelmqvist (1966) noterade. Den tektoniska gränsen på den preliminära kartan (fig. 6), mellan Vemdalskvartsiten och Rendalsformationen i en övre delskolla (Hedeskollan), följer tolkningarna från tidigare arbeten (Röshoff 1978, Karis & Strömberg 1998).

Vid Grövelsjön (16C 8 d) finns några mindre förekomster med rödgrå, småporfyrisk så kallad trikolorgranit som är omgiven av fältspatkvartsit till arkos. Graniten är lite småsprickig och ställvis kataklastisk, men

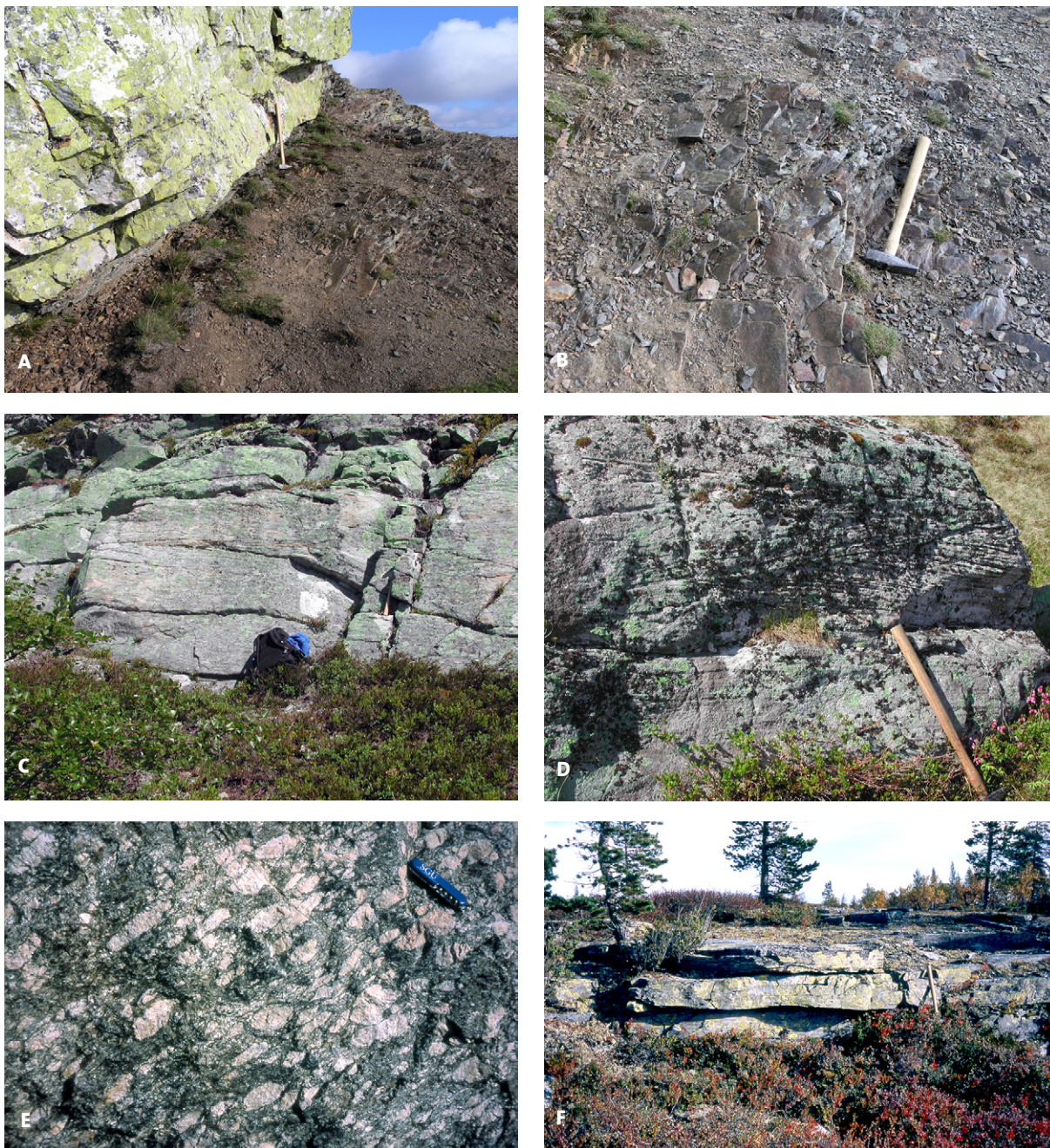


Fig. 12. Foton av bergarter i fjällkedjan. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Kontakt mellan Vemdalskvartsit och inlagrad lerskiffer (undre skollberggrunden). Toppen av Stådjan, 16C Idre SO (6870608/1346372). **B.** Detalj av lerskiffern i föregående bild. **C.** Strömskiktad arkosisk sandsten (Rendalsformationen, undre skollberggrund). Högpikvålen, 17C Funäsdalen (6908428/1318410). **D.** Karbonatcementerad, strömskiktad, fältspatrik sandsten. Lokala block på sydostslutningen av Hävingskläppen, 17C Funäsdalen SV (6903397/1319885). **E.** Frönbergsgnejs (mellersta skollberggrunden). Sydost om Björnliiden, 16C Idre NV (6884411/1322078). **F.** Glimmerkvartsit (mellersta skollberggrunden) med horisontell planförfickning. Sydväst om Grövelsjön, 16C Idre NV (6889756/1314722).

plastisk deformation saknas helt i de observerade hällarna. Den tillhör troligen de ca 1 800–1 700 miljoner år gamla TMB-granitoiderna som förekommer bland annat i Värmland och Dalarna. I Norge, strax väster om undersökningsområdet, kallas en liknande bergart Trysilgranit och är daterad till ca 1 670 miljoner år (Wolff m.fl. 1995), vilket motsvarar gruppen TMB 3 i Sverige.

Graniten är en av få bergarter i karteringsområdet som delvis har hög susceptibilitet, och de utbredda, positiva magnetiska anomalier (fig. 13) som syns ”igenom” skollberggrunden omkring Grövelsjön orsakas

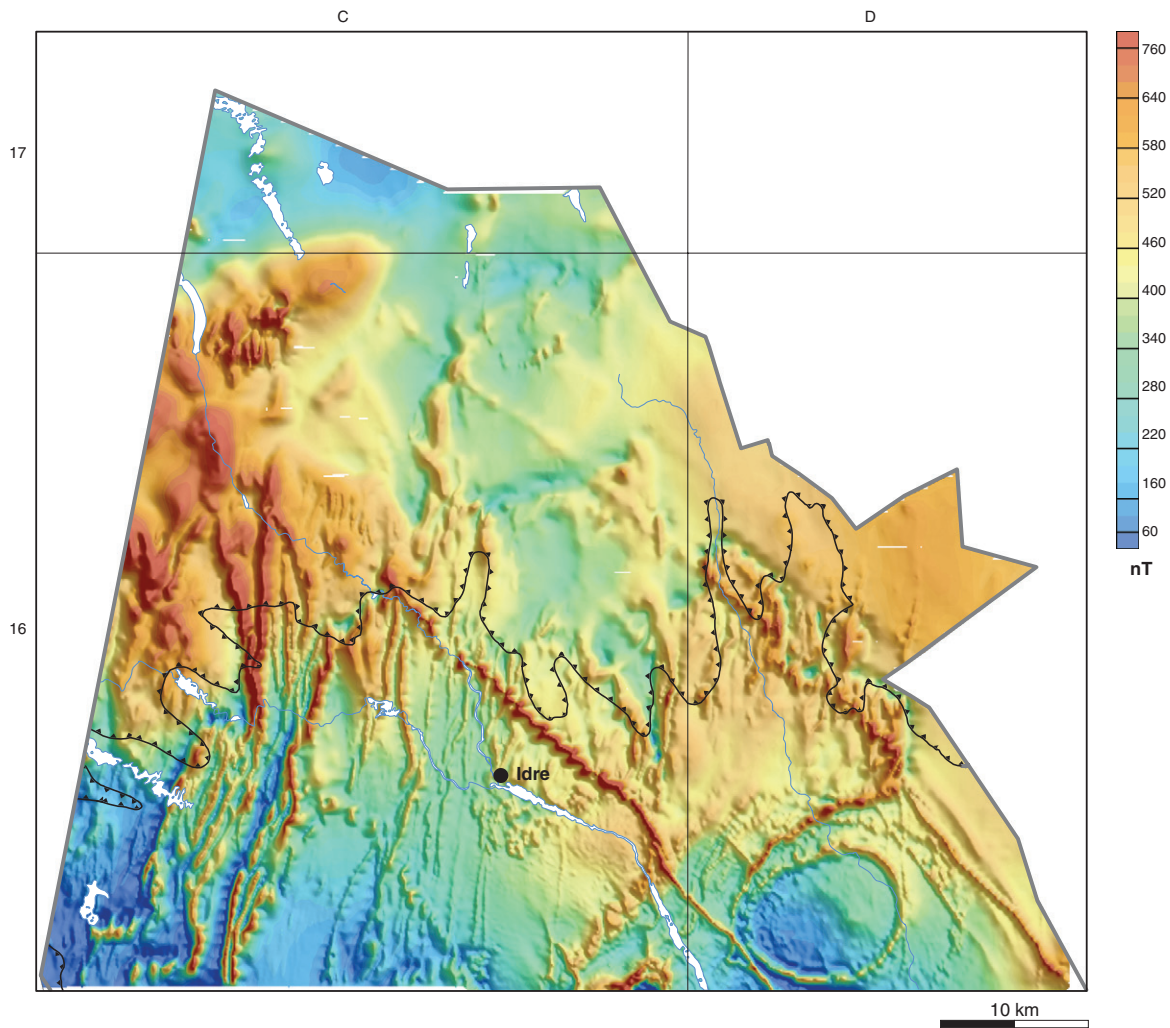


Fig. 13. Magnetisk anomalikarta över kartområdena 16C Idre, 16D Lofsaldalen NV och SV samt 17C Funäsdalen SV och SO. Basen för undre skollberggrunden (fjällranden) är markerad med svart, taggig linje.

troligen av samma granit. Enligt Hjelmqvist (1966) är graniten pålagrad av arkos vid Jakobshöjden öster om Grövelsjön (16C 8 d) och tolkas i denna undersökning som en intern överskjutning. Liknande granitskollor förekommer i området strax väster om riksgränsen mot Norge (Nilsen & Wolff 1989).

#### ***Mellersta skollberggrunden (Kvitvoldekkekomplexet i Norge)***

Den mellersta skollberggrunden har en relativt liten utbredning i kartområdet. Dit hör en glimmerkvartsit i kartområdets västligaste del och den kraftigt deformerade, ögonförande Frönbergsgnejsen.

Frönbergsgnejsen är en rödgrå, starkt stänglig och delvis mylonitisk granitoid (troligen mest granodiorit), ursprungligen grovporfyrisk och nu tätt packad med fältspatmegakrister av varierande form och storlek (fig. 12 e). Ställvis är de "lådformade" och flera dm långa, och vid någon lokal har roterade kluster med sinistralt (vänstervridet) rörelsemönster, dvs. överskjutning mot söder, observerats. Frönbergsgnejsen förekommer framför allt i sitt typområde Frönberget (16C 5 e), söder om Grövelsjön. Dessutom finns två isolerade förekomster på fjällhedarna norr om Foskros. På sluttningarna vid södra änden av Grövelsjön finns stora mängder med block av Frönbergsgnejs, vilket troligen beror på en i området nordnordvästlig istransport (J.-O. Svedlund muntl. medd.). Även denna granitoid (se ovan) har troligen sitt ursprung bland TMB-gruppens bergarter. Ett prov har tagits för eventuell åldersbestämning.

I Härjedalen, norr om det här beskrivna området, finns stora förekomster av en liknande bergart som kallas Tännäs ögongnejs (Röshoff 1978, Karis & Strömberg 1998) och enligt Claesson (1980) är den ca

1 610 miljoner år gammal. Den har samma tektoniska läge och troligen samma ursprung som Frönbergsgnejsen.

I den västra kanten av kartområdet 16C Idre finns en skolla med fältspatförande glimmerkvartsit som har sin största utbredning i Norge (Høybergsformasjonen, Wolff m.fl. 1995). Bergarten är en grå till gröngrå, finkornig kvartsarenit med spridda korn (1–3 mm) av röd fältspat och mm-tunna glimmerskikt. Den är starkt deformerad, främst i form av en förskiffring med perfekt klyvbarhet i cm-skala ("helleskifer" i Norge, Nilsen & Wolff 1989), och vid de flesta lokaler uppträder smala (1–3 cm), konkordanta ådror med pegmatit. På flera ställen är bergarten så starkt deformerad att tunna zoner med mylonit har bildats. Förskiffringsplanen är vanligen subhorisontella (fig. 12 f), men på en del platser har en öppen veckning observerats.

### **Alkalina bergarter**

Områdets yngsta bergarter finns längst i söder, västnordväst om Särna (fig. 6). De utgörs av en mindre, rundad intrusion med nefelinförande bergarter, sårnait och med den associerade gångar av tinguait. Sårnaiten är en nefelinsyenit och ligger till största delen i området 15C Fulufjället (se Mellqvist & Kübler, i manuskript). Den är inte blottad i det här aktuella undersökningsområdet. Sårnaiten har nyligen varit föremål för prospektering efter bland annat apatit. Tinguaiten är en vanligen grågrön till grön gångbergart med fonolitisk sammansättning och har påträffats i ett fåtal hållar samt i ett stort antal block, spridda över stora områden i Dalarna (Lundqvist 1951, 1997). En ca 2 dm bred tinguaitgång (fig. 10 d), som slår igenom Dalavulkanit, har påträffats i en "ny" väghäll i området (16C 0j), strax norr om sårnaiten. Ett par förekomster vid Byggningsåsen respektive Brattåsen (16C 0h resp. 0j) som beskrivits av Hjelmqvist (1966) har inte återfunnits vid denna kartering. Vid Brattåsen, nära sårnaitens norra kontakt, har dock starkt gröna sprickfyllnader observerats. I vissa blockförekomster av tinguait har bergarten ett spektakulärt utseende med stora strökorn av albit och nefelin samt mörka ägirinnålar i en grågrön mellanmassa (se Hjelmqvist 1966).

De alkalina bergarterna ovan anses vara permiska, och sårnaiten har daterats till en ålder av ca 287 miljoner år (Bylund & Patchett 1977).

### **Strukturer**

Dalavulkaniterna i kartområdet är generellt massformiga och homogena, men i ett nord-sydligt stråk vid Drevdagen förekommer brantstående zoner eller partier med vulkanisk breccia, laminering, pisoliter och epidot-kvartsfyllda mandlar.

Dalasanstenen ligger relativt flackt lagrad på vulkaniterna, och stupningen varierar vanligen mellan 5 och 20 grader, med varierande strykning. Välbevarade sedimentära strukturer finns i nästan samtliga observerade hållar, främst korsskiktning och vågmärken.

Den proterozoiska berggrunden i området har utsatts för en omfattande spröd deformation, vilket syns i terrängen som talrika förkastningsbranter, särskilt i diabas- och sandstenslandskapet omkring Idre. Det finns även gott om kvartsläkta sprickor och kvartsbrecciering i anslutning till dalgångar och branter. På grund av ett ofullständigt geofysiskt underlag har inte några större, sammanhängande deformationszoner kunnat identifieras under årets arbete.

Lagren i den undre skollberggrunden är tydligt veckade med omväxlande flacka och branta stupningar, men veck i hållskala som bättre skulle kunna definiera veckmönstret har inte noterats i området. Skjuvzoner och imbrikationer påträffas på flera håll inom den undre skollberggrunden, och förekomsten av kraftigt deformerade granitoider som överlagrar yngre sedimentära bergarter utgör ett särskilt påtagligt bevis för detta.

Bergarterna i den mellersta skollberggrunden är mycket starkt deformerade och är delvis myloniter. Frönbergsgnejsen är både starkt folierad till mylonitisk och stänglig, huvudsakligen nordvästligt riktad, flack stänglighet. Glimmerkvartsiten har en stark förskiffring med perfekt spaltning i cm-skala, gles ådring och tunna, konkordanta mylonitskikt. Den ligger i stort sett horisontellt med mjukt undulerande förskiffringsplan.

## Metamorfos

Den proterozoiska berggrunden i kartområdet har tidigare betraktats som ometamorf, men både vulkaniterna och sandstenen har påverkats av belastningsmetamorfos (Nyström 1999, 2004 resp. Aldahan 1989). Kontaktomvandling som orsakats av diabasgångar och av Öjebasalten har rapporterats av Mellqvist & Kübler (i manuskript).

I fjällkedjans berggrund varierar den metamorfa graden starkt mellan de olika enheterna. Metamorfofen har inte studerats närmare i karteringsområdet, men den undre skollberggrunden har generellt mycket låg omvandlingsgrad. Den mellersta skollberggrunden har utsatts för medelhög grad av omvandling vid relativt höga temperaturer. Detta indikeras av den begynnande ådergnejsbildning som har skett i glimmerkvartsiten.

## Naturresurser

### *Malm- och industrimineral*

De autoktona bergarterna i den så kallade fjällranden är delvis mineraliserade med sulfider. I den sydligaste delen av fjällen finns sulfiderna främst i den västra delen av kartområdet 16C Idre. De viktigaste förekomsterna är gruvorna i Vassbo (16C 4f) och Guttusjön (16C 5e), där framför allt blymalm har brutits mellan 1960 (Guttusjön först 1978) och 1982. Malmen utgörs av en impregnation med blyglans och zinkblände i ett ungefär horisontellt lager av underkambrisk kvartssandsten (Tegengren 1962, Christofferson m.fl. 1979, Wallin 1982). Båda gruvorna bröts under jord och omgivningarna är nu återställda. Vid Guttusjön syns dock sandstenen i form av terasser med skrotsten från brytningen. Sandstenen är ljus grå, finkornig och mycket homogen.

Ytterligare ett antal mineraliseringar av samma typ finns mellan Foskros (16C 6h) och riksgränsen mot Norge, bland annat Knallarna, Fågelleksbrännan, Sågliden, Foskros och Tranuberget. Den enda som återfunnits under denna kartering är Knallarna (16C 4e), där sandstenen är blottad i några prospekteringsdiken.

### *Krossberg och blocksten*

Undersökningsområdet är mycket fattigt på stenbrott. Endast en nedlagd täkt i Särnadiabas har observerats, vid väg 70 på norra sidan av Idresjön (16C 2i). Diabasen har troligen använts som krossberg. Enligt Hjelmqvist (1966) har Dalasandsten brutits vid Drosbacken (16C 1e), väster om Idre, men lokalen har inte hittats vid denna kartering. Glimmerkvartsiten i den västligaste delen av området (se ovan, mellersta skollberggrunden) har brutits i liten skala för tillverkning av plattor (Hjelmqvist 1966).

## REFERENSER

- Aldahan, A.A., 1989: Mineral diagenesis and Petrology of the Dala sandstone, central Sweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* 12, 1–48.
- Andersson, D., Kübler, L. & Mellqvist, C., 2005: Fulufjället. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning - sammanfattning av pågående verksamhet 2004. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter & meddelanden* 120, 164–178.
- Bylund, G. & Patchett, P.J., 1977: Paleomagnetic and Rb-Sr isotopic evidence for the age of the Särna alkaline complex, western central Sweden. *Lithos* 10, 73–79.
- Christofferson, H.C., Wallin, B., Selkman, S. & Rickard, D. T., 1979: Mineralization Controls in the Sandstone Lead-Zinc Deposits at Vassbo, Sweden. *Economic Geology* 74, 1239–1249.
- Claesson, S., 1976: The age of the Ottfjället dolerites of the Särvi Nappe, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 98, 370–374.
- Claesson, S., 1980: A Rb-Sr isotope study of granitoids and related mylonites in the Tännäs Augen Gneiss Nappe, southern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 102, 403–420.

- Gee, D.G., Karis, L., Kumpulainen, K. & Thelander, T., 1974: A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jämtland/southern Västerbotten, central Swedish Caledonides. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar* 96, 389–397.
- Hjelmqvist, S., 1966: Beskrivning till berggrundskartan över Kopparbergs län. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 40, 217 s.
- Karis, L. & Strömberg, A.G.B., 1998: Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 2: Fjälldelen. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 53:2, 363 s.
- Kresten, P., Aaro, S. & Karis, L., 1991a: Berggrundskartan 14E Mora NO. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 50.
- Kresten, P., Aaro, S. & Karis, L., 1991b: Berggrundskartan 14E Mora SO. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 51.
- Kumpulainen, R. & Nystuen, J.P., 1985: Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. I D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and Related Areas*. Wileys. London, 213–232.
- Källberg, I., Sundberg, A. & Wigström, B., 1991: Berggrundskarta över Kopparbergs län. *Sveriges geologiska undersökning*.
- Lundqvist, J., 1951: Särnatingaiterna och deras blockspridning. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar* 73, 17–50.
- Lundqvist, J., 1997: The tinguait boulder fan in northern Dalarna, Sweden and the Permo-Carboniferous rifting of Scandinavia. *GFF* 119, 123–126.
- Lundqvist, T. & Persson, P.-O., 1996: U-Pb ages of porphyries and related rocks in northern Dalarna, south-central Sweden. *GFF* 118, A17–A18.
- Lundqvist, T. & Persson, P.-O., 1999: Geochronology of porphyries and related rocks in northern and western Dalarna, south-central Sweden. *GFF* 121, 307–322.
- Nilsen, O. & Wolff, F.C., 1989: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Röros & Sveg, M 1:250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Nyström, J.O., 1999: Dalavulkaniternas bildning och tektoniska miljö. *Slutrapport till SGU-FoU-projekt 03-889/96*, 41 s.
- Nyström, J.O., 2004: Dala volcanism, sedimentation and structural setting. I K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): *The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. Geological Survey of Finland, special paper* 37, 58–70.
- Röshoff, K., 1978: Structures of the Tännäs augen gneiss Nappe and its relation to under- and overlying units in the central Scandinavian Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C* 739, 35 s.
- Stephens, M.B., Thelander, T. & Zachrisson, E., 1979: Compilation and bibliography of stratabound sulphide deposits in The Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning BRAP* 81566, 36 s.
- Sjöblom, B. & Aaro, S., 1987a: Berggrundskartan 15E Älvho SV. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 21.
- Sjöblom, B. & Aaro, S., 1987b: Berggrundskartan 15E Älvho SO. *Sveriges geologiska undersökning Ai* 22.
- Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. & Andersson, U.B., 2005: U-Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 174–194.
- Tegengren, F.R., 1962: Vassbo blymalm i Idre och dess geologiska inramning. *Sveriges geologiska undersökning C* 586, 61 s.
- Wallin, B., 1982: Sedimentology of the Lower Cambrian sequence at Vassbo, Sweden. *Stockholm Contribution in Geology* 39, I–III.
- Wolff, F.C., Nystuen, J.P. & Heim, M., 1995: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Orsa, M 1:250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.

E-post: [magnus.ripa@sgu.se](mailto:magnus.ripa@sgu.se)

[hans.delin@sgu.se](mailto:hans.delin@sgu.se)

[lena.persson@sgu.se](mailto:lena.persson@sgu.se)

[torbjorn.thelander@sgu.se](mailto:torbjorn.thelander@sgu.se)

## KARTOR OCH ÖVRIGA PUBLIKATIONER 2006

### Kartor

Antal Lundin, I., Claeson, D. & Sukotjo, S., 2006: Bergkvalitetskartan över Nyköpingsområdet, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 48*.

Kathol, B. & Aaro, S., 2006: Berggrundskartan 25I Stensund NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 52*.

Kathol, B. & Aaro, S., 2006: Berggrundskartan 25I Stensund SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 54*.

Kathol, B. & Bastani, M., 2006: Berggrundskartan 2K Älvsbyn SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 19*.

Lundqvist, I. & Kero, L., 2006: Beskrivning till berggrundskartan 7B Göteborg SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 60*, 78 s.

Mellqvist, C. & Aaro, S., 2006: Berggrundskartan 25I Stensund NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 51*.

Mellqvist, C. & Aaro, S., 2006: Berggrundskartan 25I Stensund SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 53*.

Thelander, T. & Bastani, M., 2006: Berggrundskartan 24K Älvsbyn NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 17*.

Thelander, T. & Bastani, M., 2006: Berggrundskartan 24K Älvsbyn NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 18*.

Thelander, T. & Bastani, M., 2006: Berggrundskartan 24K Älvsbyn SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 20*.

Thelander, T. & Bastani, M., 2006: Berggrundskartan 23L Byske NV/NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 46*.

Thelander, T. Bastani, M. & Kathol, B., 2006: Berggrundskartan 23L Byske SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 47*.

Thelander, T. Karis, L. & Johansson, R., 2006: Berggrundskartan 19E Östersund SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 56*.

Wickström, L., 2006: Berggrundskartan 19E Östersund NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 55*.

Wik, N.-G., Andersson, J., Bergström, U., Claeson, D., Juhojuntti, N., Kero, L., Lundqvist, L., Möller, C., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2006: Beskrivning till berggrundskartan över Jönköpings län. *Sveriges geologiska undersökning, K 61*, 60 s.

## Övriga publikationer

Externa och interna arbeten som medarbetare från berggrunds enheten är delaktiga i.

Andersson, U.B., Högdahl, K., Sjöström, H. & Bergman, S., 2006: Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U-Pb geochronology. *Geological Magazine* 143, 679–697.

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., Billström, K., Persson, P.-O., Skiöld, T. & Evins, P., 2006: U-Pb age evidence for repeated Palaeoproterozoic metamorphism and deformation near the Pajala shear zone in the northern Fennoscandian shield. *GFF* 128, 7–20.

Bergman, S., Högdahl, K., Nironen, M., Lundqvist, L., Sjöström, H., Ogenhall, E. & Lahtinen, R., 2006: Detrital zircons in late Svecofennian metasandstones in central Sweden and southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1*, 16.

Carlsten, S., Gustafsson, J., Mattsson, H., Petersson, J. & Stephens, M., 2006: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM06C. *SKB P-06-83*, 32 s.

Carlsten, S., Gustafsson, J., Keisu, M., Petersson, J. & Stephens, M., 2006: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM09A and KFM07B. *SKB P-06-134*, 37 s.

Carlsten, S., Petersson, J., Samuelsson, E., Stephens, M. & Thunehed, H., 2006 (under tryckning): Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM07C and HFM26. *SKB P-06-208*.

Carlsten, S., Döse, C., Samuelsson, E., Petersson, J., Stephens, M. & Thunehed, H., 2006: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM08C, KFM10A, HFM23, HFM28, HFM30, HFM31, HFM32 and HFM38. *SKB P-06-207*, 60 s.

Carlsten, S., Döse, C., Gustafsson, J., Petersson, J., Stephens, M. & Thunehed, H., 2006: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM09B and KFM01C. *SKB P-06-135*, 35 s.

Carlsten, S., Gustafsson, J., Mattsson, H., Petersson, J. & Stephens, M., 2006: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM01D, HFM24, HFM25, HFM27 and HFM29. *SKB P-06-210*, 46 s.

Delin, H. (red.), 2006: Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2005. *Sveriges geologiska undersökning Rapport och meddelanden 123*, 200 s.

Hallberg, A. & Jonsson, E., 2006: Grängesberg – en järnmalmens uppgång och fall. *Geologiskt forum* 52, 17–21.

Hallberg, A., Albrecht, L., Jonsson, E. & Ohlsson, A., 2006: The Grängesberg apatite-iron deposit – biggest in Bergslagen, Sweden. *Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1*, 45.

Hogmalm, K.J., Söderlund, U., Larson, S.Å., Meurer, W.P., Hellström, F.A. & Claeson, D.T., 2006: The Ulvö Gabbro Complex of the 1.27–1.25 Ga Central Scandinavian Dolerite Group (CSDG): Intrusive age, magmatic setting and metamorphic history. *GFF* 128, 1–6.

- Jonsson, E. & Stephens, M.B., 2006: Metamorphosed U-Nb-Ta-REE-bearing alkaline rocks from the Swedish Caledonides in Jämtland. *Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1*, 63.
- Juhlin, C. & Stephens, M.B., 2006: Gently dipping fracture zones in Paleoproterozoic metagranite, Sweden: Evidence from reflection seismic and cored borehole data and implications for the disposal of nuclear waste. *Journal of Geophysical Research* 111, B09302.
- Lindström, S. & Erlström, M., 2006: The Late Rhaetian transgression in southern Sweden: regional (and global) recognition and relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 339–372.
- Rutanen, H., Andersson, U.B., Johansson, Å. & Bergman, S., 2006: Geochemistry and Nd, Sr isotopes of mafic plutonic rocks in south-central Sweden; implications for mantle character and tectonic setting in the Fennoscandian Shield at c. 1.8 Ga. *Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1*, 134.
- Sjöström, H., Högdahl, K., Bergman, S. & Persson Nilsson, K., 2006: Structurally controlled metamorphic variations in east central Sweden. *Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1*, 146.
- SKB, 2006a: Preliminary site description. Laxemar subarea – version 1.2. *SKB R-06-10*, 656 s.
- SKB, 2006b: Site descriptive modelling, Forsmark stage 2.1. Feedback for completion of the site investigation including input from safety assessment and repository engineering. *SKB R-06-38*, 444 s.
- Stephens, M. & Forssberg, O., 2006: Rock types and ductile structures on a rock domain basis, and fracture orientation and mineralogy on a deformation zone basis. Preliminary site description, Forsmark area – version 1.2. *SKB R-06-78*, 151 s.
- Sundberg, A., 2006: Handbok för mineraljägare. *Sveriges geologiska undersökning*, 39 s.
- Svedlund, J.-O., Hellström, F. & Snäll, S., 2006: Djupvittrad granit och torbildning på Asby udde i sjön Sommen. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2006:7*, 18 s.
- Wahlgren, C.-H., Bergman, T., Ahl, M. & Ekström, M., 2006: Oskarshamn site investigation. Modal and geochemical analyses of drill core samples 2005. Classification of rock types in KLX03, KLX04, KLX06, KLX07A, KLX07B, KLX08 and KLX10. *SKB P-06-07*, 39 s.
- Wahlgren, C.-H., Bergman, T., Ahl, M. & Ekström, M., 2006 (under tryckning): Oskarshamn site investigation. Modal and geochemical analyses of drill core samples 2006 and updated bedrock map of the Laxemar subarea. Classification of rock types in KLX08, KLX10, KLX11A, KLX12A, KLX18A and KLX20A. *SKB P-06-279*.
- Wickström, L., 2006: Oulodus – homology, cladistic analysis and evolutionary relationships. I.M.A. Purnell, P.C.J. Donoghue, R.A. Aldridge och J. Repetski (red.): Programme and Abstracts. *International Conodont Symposium 2006*.
- Wik, N.-G., Stephens, M.B., & Sundberg, A., 2006: Malmer, industriella mineral och bergarter i Uppsala län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 124*, 210 s.







Geological Survey of Sweden  
Box 670  
SE-751 28 Uppsala  
Phone: +46 18 17 90 00  
Fax: +46 18 17 92 10  
[www.sgu.se](http://www.sgu.se)

Uppsala 2007  
ISSN 0349-2176  
ISBN 978-91-7158-781-7  
Tryck: Lenanders Grafiska AB, Kalmar