

# Grundvatten i kristallin berggrund, en pilotstudie baserad på SGUs data

Carl-Henric Wahlgren, Claes Mellqvist, Kajsa Bovin, Cecilia  
Jelinek, Lena Persson, Bo Thunholm & Hanna Wåhlén

september 2015

SGU-rapport 2015:31



**SGU**

Sveriges geologiska undersökning  
Geological Survey of Sweden

Omslagsbild: Sprickzon i bandad gnejs väster om Segmon, Åmål SO. Foto: Carl-Henric Wahlgren.

Sveriges geologiska undersökning  
Box 670, 751 28 Uppsala  
tel: 018-17 90 00  
fax: 018-17 92 10  
e-post: [sgu@sgu.se](mailto:sgu@sgu.se)  
[www.sgu.se](http://www.sgu.se)

## FÖRORD

Bakgrunden till denna rapport är en allmän uppfattning att den hydrogeologiska verksamheten inom SGU, i större utsträckning än vad som varit fallet, borde omfatta även grundvattenförhållanden i berggrunden. Rapporten är i första hand avsedd för SGUs interna verksamhet och visar på behovet av en utökad satsning inom SGU rörande hydrogeologiska frågeställningar i den kristallina berggrunden. Rapporten kan förhoppningsvis även vara av intresse för en bredare geovetenskaplig krets, framför allt geovetare och studenter med inriktning mot hydrogeologi och berggrundsgeologi. Pilotprojektet har finansierats med anslagsmedel och har organisatoriskt tillhört enheten för Tematisk geologi inom avdelningen för Samhällsplanering.

Då grundvattenförhållanden i berggrunden kräver integration mellan olika discipliner har projektgruppens sammansättning i första hand utgjorts av berggrundsgeologer, hydrogeologer och geofysiker, men initialt även av kompetens inom jordartsgeologi.

I denna rapport har ansvarsfördelningen i huvudsak varit följande:

Carl-Henric Wahlgren och Claes Mellqvist – berggrundsgeologi, konceptuella faktorer och tolkning.

Kajsa Bovin och Hanna Wåhlén – hydrogeologi, bearbetning av data från Brunnsarkivet, GIS-bearbetning och tolkning.

Bo Thunholm – hydrogeologi, statistisk analys och tolkning.

Cecilia Jelinek och Lena Persson – geofysik, lineamentsidentifiering och tolkning.

Ett stort tack till Philip Curtis, Björn Holgersson, Lena Lundqvist, Gustav Sohlenius, Magdalena Thorsbrink, Carl-Axel Triumf och Anna Hedenström för värdefulla kommentarer. Gustav Sohlenius har även varit behjälplig med bearbetning av jordartsgeologisk information.



## INNEHÅLL

<b>Förord</b> .....	<b>3</b>
<b>Inledning</b> .....	<b>6</b>
<b>Syfte</b> .....	<b>6</b>
<b>Konceptuella frågeställningar</b> .....	<b>6</b>
Är orienteringen av sprickor och zoner alltid skaloberoende? .....	7
Koppling mellan bergspänningar och hydrauliskt flöde .....	9
Relation mellan bergarters karaktär och hydraulisk konduktivitet .....	11
Brunnsborrning .....	13
Jordarters och jorddjups påverkan på grundvattenbildningen .....	13
Sammanfattning av konceptuella faktorer .....	13
<b>Val av områden</b> .....	<b>14</b>
<b>Dataunderlag</b> .....	<b>15</b>
<b>Metodik – bearbetning</b> .....	<b>16</b>
Indelning av berggrunden i domäner .....	16
Bearbetning av geofysiska data .....	17
Lineamentsidentifiering .....	18
Urval av brunnar från Brunnsarkivet .....	20
GIS-bearbetning inför statistisk analys av data .....	21
Statistisk analys .....	23
Interpolering av brunndata .....	23
Beräkning av specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet .....	27
<b>Geologiskt och geofysiskt underlag för Åmål NO–SO</b> .....	<b>28</b>
Kort beskrivning av jordarterna inom kartområdet .....	28
Kort beskrivning av berggrunden inom kartområdet .....	28
<b>Geologiskt och geofysiskt underlag för Lessebo SV–SO</b> .....	<b>36</b>
Kort beskrivning av jordarterna inom kartområdet .....	36
Kort beskrivning av berggrunden inom kartområdet .....	37
<b>Osäkerheter</b> .....	<b>43</b>
<b>Resultat</b> .....	<b>43</b>
Nationella data, Sverige .....	43
Resultat Åmål NO–SO .....	48
Resultat Lessebo SV–SO .....	51
<b>Diskussion och slutsatser</b> .....	<b>65</b>
<b>Övergripande slutsatser rörande SGUs verksamhet</b> .....	<b>67</b>
<b>Referenser</b> .....	<b>69</b>

## INLEDNING

SGUs hydrogeologiska verksamhet har huvudsakligen varit inriktad på de hydrogeologiska förhållandena i kvartära, okonsoliderade, glaciala och postglaciala avlagringar. För att svara upp mot behovet inom olika användningsområden i samhället är det därför nödvändigt att den hydrogeologiska verksamheten utvecklas och att SGUs kompetens utökas till att även omfatta grundvattentillgångar och grundvattenflöde och tillhörande karaktärisering av dessa i berggrunden, framför allt den kristallina berggrunden där sprickor och sprickzoner helt styr grundvattenflödet. Att ha kännedom om och öka förståelsen för de hydrogeologiska förhållandena i berggrunden är nödvändigt. Grundvattnet är en viktig naturresurs som måste förvaltas och dessutom kan vattenförande zoner och strukturer och tillhörande dåliga bergförhållanden orsaka problem vid byggande av berganläggningar under jord, t.ex. väg- och järnvägstunnlar, bergum, djupförvar för utbränt kärnbränsle etc.

SGUs berggrundsverksamhet har av tradition varit fokuserad på att dokumentera och utvärdera de plastiska strukturerna i berggrunden. Ur hydrogeologisk synvinkel är det dock i första hand inte själva berget, utan de sprickor och zoner i berggrunden i vilka grundvattnet flödar som är intressant. En viktig faktor att beakta vid utredning av de hydrogeologiska förhållandena i olika berggrundsterrängar är kunskapen om den utveckling berggrunden genomgått i det specifika området. Den har stor betydelse för den konceptuella förståelsen av egenskaperna hos bergmassans spricksystem (Gustafson 2009). Rapporten behandlar inte hydrogeologiska teorier, tester etc. utan läsaren hänvisas i dessa fall till t.ex. Gustafson (2009).

## SYFTE

Syftet med projektet är att utveckla arbetet på SGU vad gäller förståelsen av hydrogeologiska förhållanden och grundvattentillgångar i den i Sverige dominerande kristallina berggrunden för olika användningsområden i samhället. En metodik har testats där utvalda geologiska och geofysiska data i SGUs databaser har integrerats med brunnskapaciteten i bergborrade brunnar inom kartområdena Åmål NO–SO och Lessebo SV–SO. En utvärdering har därefter skett för att se om det finns någon geologisk förklaring till variationen i brunnskapacitet, t.ex. om brunnskapaciteten skiljer sig mellan berggrundsterrängar av olika metamorf och strukturell karaktär, om närheten till geofysiskt identifierade lineament, större deformationszoner, etc. är styrande. Vidare har syftet varit att identifiera information och kunskap som SGU idag saknar men som är betydelsefull för en ökad förståelse av grundvattenflödet i berggrunden. Detta pilotprojekt är ett första steg i en förhoppningsvis utökad satsning inom SGU rörande hydrogeologiska förhållanden i berggrunden.

## KONCEPTUELLA FRÅGESTÄLLNINGAR

Nedan följer en sammanfattning, grundad i första hand på litteraturstudier, av vissa faktorer som bedöms ha betydelse för förståelsen av den vattenförande förmågan i den kristallina berggrunden. Det skall dock noteras att det vanligtvis är samspelet mellan de olika faktorerna som är avgörande i varje enskilt fall. Vidare bör det framhållas att varje faktor i sig är komplex och att någon samstämmighet av betydelsen av de olika faktorerna inte alltid föreligger. I nedanstående text har faktorernas eventuella djupberoende inte beaktats och är därför inte generellt applicerbara på de djup brunnarna borrar till. Fokus i rapporten är zonen från markytan och neråt till cirka 100 m djup, dels beroende på tillgång till information från brunnsborrningar, dels för att de hydrogeologiska förhållandena i de översta ca 100 m är mest relevanta för vattenförsörjning, föroreningsspridning, infrastrukturella byggnationer i berg etc.

## Är orienteringen av sprickor och zoner alltid skaloberoende?

För att se om orienteringen och intensiteten av spröda strukturer är skaloberoende (fig. 1), är det viktigt att undersöka om lineament som identifierats i t.ex. flygbilder, topografiska eller geofysiska data, och som tolkats som orsakade av spröd deformation, återspeglar orienteringen och intensiteten av sprickor i hållskala (meterskala). I en studie i franska centralmassivet (Massif Central), gjordes en jämförelse mellan flygbildstolkade lineament och strukturgeologiska data från berghällar. Den visade på en god överensstämmelse mellan orienteringen av lineament och orienteringen av sprickor observerade i hållar, dvs. lineamenten i det undersökta området bedömdes utgöra en god indikator på tektonisk uppsprickning (Lachassagne m.fl. 2001). En jämförelse mellan orienteringen av lineament tolkade från magnetiska och topografiska data och sprickor i delar av den 120 km långa Päijännetunneln i södra Finland visar också på en generell god korrelation (Lipponen & Airo 2006). Frågan om skaloberoende är också viktig för den konceptuella förståelsen av det hydrauliska flödet i berggrunden då tillgången till detaljerad sprickinformation i de flesta fall är bristfällig. Utgör de större identifierade lineamenten (förmodade sprickzoner), oberoende av orientering, de viktigaste transportvägarna för grundvattenflödet i berggrunden? Eller utgör sammanhängande, småskaliga strukturer (sprickor och sprickzoner <100 m) med en avvikande orientering i den intakta bergmassan mellan identifierade storskaliga lineament viktiga flödesvägar?

I de områden som ingår i denna studie saknas information om sprickorienteringar i hållskala, vilket innebär att en utvärdering av förhållandet mellan orienteringen av sprickor i hållskala och lineament inte kunnat göras. Detaljerade sprickdata från den svenska kristallina berggrunden, dvs. information om orientering, apertur (vidden av en öppen spricka), sprickfyllnad etc., är generellt bristfällig. Viktiga undantag utgör t.ex. de områden i Forsmark och Simpevarp–Laxemar där SKB (Svensk Kärnbränslehantering AB) utfört platsundersökningar. Syftet var att identifiera en lämplig berggrund för byggande av ett djupförvar för högaktivt radioaktivt avfall från de svenska kärnkraftverken (SKB 2008, 2009). Detaljerad information finns också från studier gjorda i SKBs underjordslaboratorium, Äspölaboratoriet, norr om Oskarshamns kärnkraftverk (t.ex. Munier 1995).

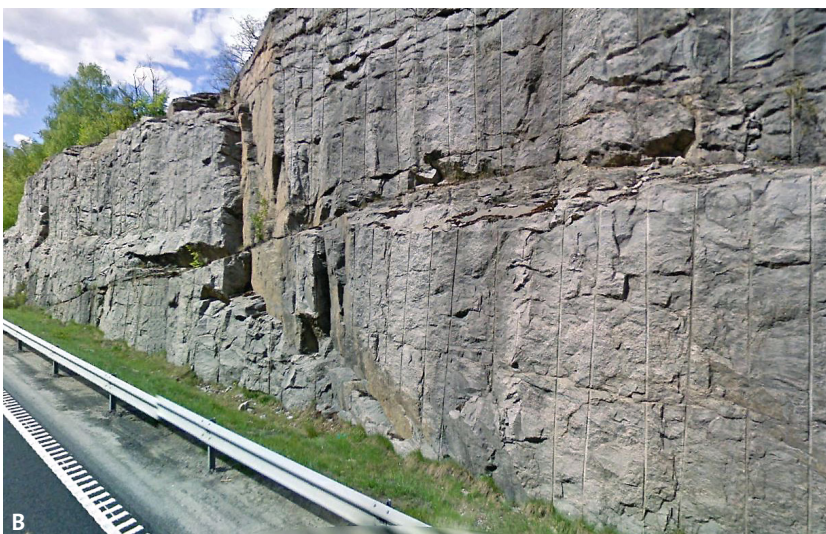
Ett viktigt exempel på skillnaden mellan orienteringen av det regionala, strukturella ramverket i berggrunden och öppna sprickor som är hydrauliskt flödande är hämtat från Äspölaboratoriet. De regionala deformationszonerna i Äspö–Simpevarpsområdet har en dominerande nordöstlig–sydvästlig utbredning (Wahlgren m.fl. 2008). Det hydrauliska flödet genom berggrunden i Äspölaboratoriet är emellertid kraftigt anisotrop och huvudsakligen kopplat till



Figur 1. Princip för skaloberoende. Återspeglar sprickorna i hållen (A) orienteringen av identifierade lineament (B) i geofysiska och topografiska data? Bild från Wahlgren (2010). Foto: Carl-Henric Wahlgren.

branta sprickor och mindre zoner orienterade i nordväst–sydöst (Munier 1995), dvs. mer eller mindre vinkelrätt mot det regionala strukturella ramverket. SKBs platsundersökning i Forsmark har också visat på en hydraulisk anisotropi, men i motsats till situationen på Äspö sker det huvudsakliga hydrauliska flödet i flacka, subhorisontella sprickor och sprickzoner (SKB 2008). Kunskapen om de helt olika hydrauliska situationerna i den relativt välbevarade berggrunden på Äspö, respektive i den deformerade och omvandlade berggrunden i Forsmark, är av stor betydelse för den konceptuella förståelsen av det hydrauliska flödet i berggrunden. Den detaljerade informationen om sprickor och kopplade hydrogeologiska förhållanden som finns på Äspö, i Forsmark och Simpevarp–Laxemar samt i SKBs övriga i detalj undersökta områden är unik och saknas i princip i den övriga delen av den kristallina berggrunden i Sverige.

Även om dokumentation finns om sprickorienteringar och sprickfrekvens i hällar är informationen vanligtvis inte representativ, då förekomst och frekvens av flacka sprickor, t.ex. tryckavlastningssprickor (bankningsplan, fig. 2), av naturliga skäl inte kan observeras på hälltor. De kräver blottade vertikalsnitt i berggrunden eller underjordsinformation från t.ex. borrhål. Då brunnsborrningar för vattenuttag vanligtvis inte överstiger ett djup på ca 100 m, innebär det att de är borrade i den översta av tryckavlastning mest påverkade och uppspruckna delen av berggrunden, t.ex. efter jordskorpan postglaciala återhämtning efter glaciationer.



Figur 2. Välutvecklade subhorisontella tryckavlastningssprickor i ca 1450 miljoner år gamla graniter. A. Götemargranit. Bild från Wahlgren (2010). Foto: Carl-Henric Wahlgren. B. Karlshamnsgranit. Foto: Google Maps.



## Koppling mellan bergspänningar och hydrauliskt flöde

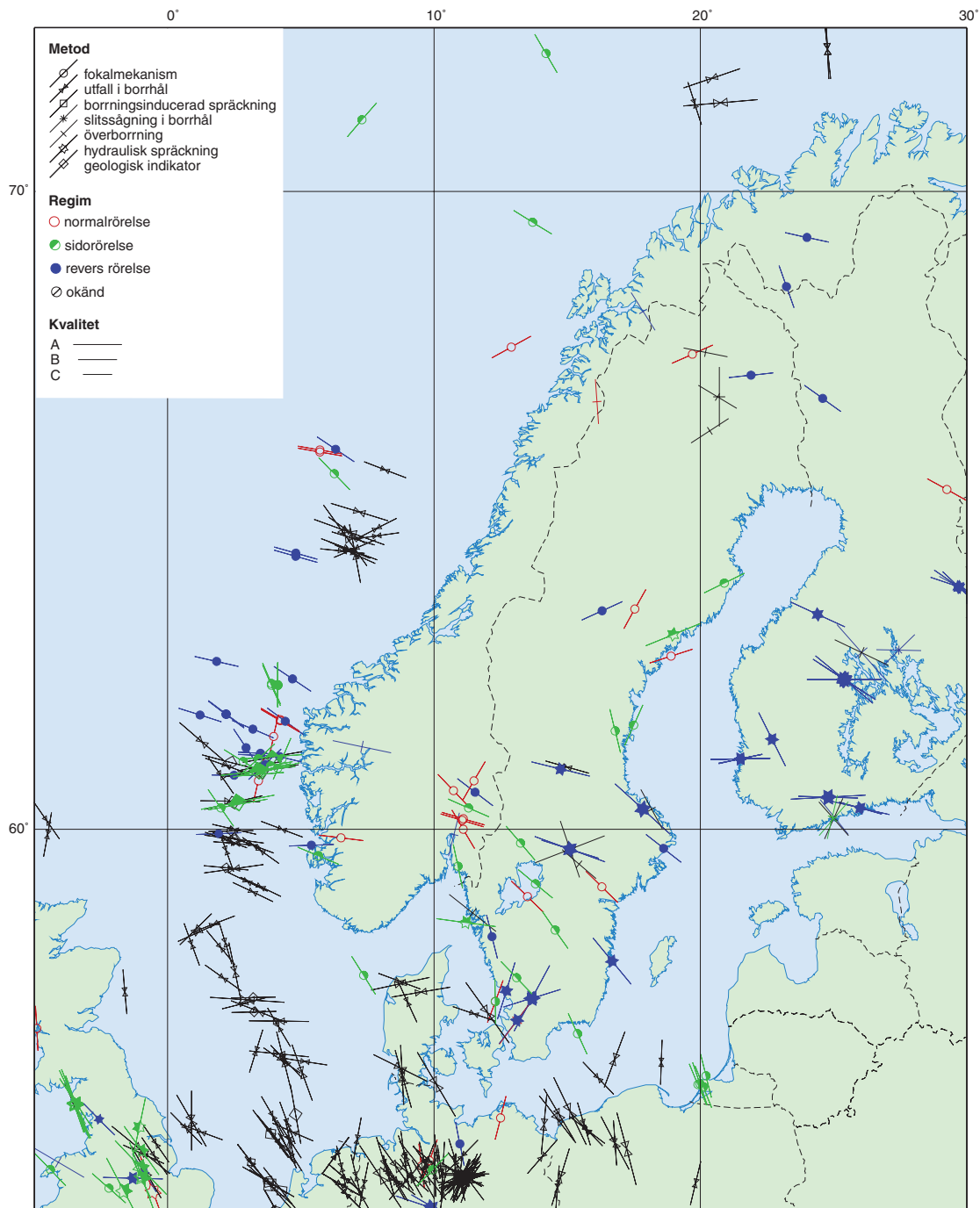
Förutsättningen för ett hydrauliskt flöde genom berggrunden är att sprickor och sprickzoner har en apertur och är sammanhängande, dvs. de är öppna och kommunicerar hydrauliskt med varandra. I detta sammanhang framförs ofta betydelsen av det nuvarande regionala bergspänningsfältet (in situ stress) i berggrunden (t.ex. Banks m.fl. 1996, Olofsson m.fl. 2001, Lipponen & Airo 2006, Gustafson 2009), vilket i Fennoskandiska skölden i första hand orsakas av det tektoniska trycket från den Mittatlantiska ryggen. Förutom trycket från den Mittatlantiska ryggen utgör den postglaciala tryckavlastningen (jordskorpans återhämtning efter den senaste glaciationen) en sekundär spänningskälla (jfr. Uski m.fl. 2003). Enligt t.ex. Banks m.fl. (1996 och referenser i artikeln) har nuvarande spänningsfält en viktig påverkan på riktningen och storleken på grundvattenflödet i en uppsprucken berggrund. Olika spänningsfält som påverkat berggrunden under den geologiska utvecklingen ligger till grund för bildningen av spricksystemen i berggrunden och dess reaktivering, medan det nu rådande spänningsfältet påverkar formen och aperturen hos existerande sprickor (Banks m.fl. 1996, Carlsson & Olsson 1979). Det har visats experimentellt att sprickor som är orienterade vinkelrätt mot den största huvudspänningen ( $\sigma_1$ ) tenderar att vara stängda, medan sprickor som är parallella med  $\sigma_1$  och vinkelräta mot den minsta bergspänningen ( $\sigma_3$ ) tenderar att vara mest öppna (Banks m.fl. 1996 och referenser i artikeln).

Barton m.fl. (1995) rapporterade resultat från studier av relationen mellan nuvarande spänningsfält och hydrauliskt flöde i kristallin berggrund från två områden i Kalifornien, samt från Yucca Mountain i Nevada där detaljerade geovetenskapliga undersökningar utförts för att utvärdera möjligheten att bygga ett djupförvar för radioaktivt avfall. Resultaten från alla tre platserna visade på en högre permeabilitet i förkastningar och sprickor med en orientering som var kritisk för skjuvning i det nu rådande spänningsfältet än i förkastningar (sprickor) med en orientering som inte var kritisk för skjuvning. En studie i Texas och Wyoming i USA, där sprickor i borrhärlar, bergspänningsmätningar och vattenflöde jämfördes i kretaceiska och permiska sandstenar, visade dock att orienteringen av öppna, naturliga sprickor i de sedimentära bergarterna var helt oberoende av orienteringen av den maximala horisontella bergspänningen på djup över 3 km (Laubach m.fl. 2004). Man visade också att graden av sprickfyllnad, snarare än orienteringen av sprickor, var den styrande faktorn för flödet i sandstenarna.

Förutom orienteringen måste även styrkan på bergspänningarna beaktas, då brunnskapaciteten i brunnar tenderar att vara låg i områden med höga bergspänningar (Banks m.fl. 1996). Det är framför allt den differentiella bergspänningen, dvs. skillnaden mellan den största och minsta bergspänningen ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ), som är en viktig faktor för uppsprickning och aperturen hos existerande sprickor i berggrunden. Vidare är relationen i orientering av  $\sigma_3$  och den intermediära bergspänningen ( $\sigma_2$ ) viktig för vilken spänningsregim som råder i berggrunden. Under förutsättningen att  $\sigma_1$  är horisontell kan följande sägas gälla generellt:

- om  $\sigma_3$  är vertikal och  $\sigma_2$  är horisontell (revers regim) förväntas flacka sprickor vara öppna och mest hydrauliskt flödande,
- om  $\sigma_3$  är horisontell och  $\sigma_2$  är vertikal (sidoförskjutningsregim, eng. *strike-slip*) förväntas branta sprickor som är parallella till subparallella med  $\sigma_1$  vara öppna och mest hydrauliskt flödande.

Det är dock inte enbart orienteringen av sprickorna och den differentiella bergspänningen som är avgörande för bergspänningarnas påverkan på vattenföringen i berggrunden, utan även till vilken grad sprickorna är sammanhängande och mineraliserade (läkta). Den möjliga korrelationen mellan rådande bergspänningar och vattenförande strukturer i borrhål har undersökts i Forsmark (Martin & Follin 2011). Slutsatsen var att berggrundens vattenförande förmåga inte



Figur 3. Bergspänningar i Skandinavien enligt World Stress Map (Heidbach m.fl. 2008, översatt).

enbart är kontrollerad av bergspänningar, utan att grundvattenflödet även påverkas av sprickornas rårhet, kanalbildning, graden av sprickfyllnad etc. Hur vattnet flödar utmed sprickor är komplicerat. En exemplifiering av olika typer av flöden längs sprickor, t.ex. kanalflöden och laminära flöden, presenteras i Carlsson & Olsson (1977).

Om man bortser från lokala variationer, vilka dock kan vara betydande och orsakade av t.ex. orienteringen av större deformationszoner, topografiska variationer etc., är den största horisontella huvudspänningen ( $\sigma_1$ ) generellt orienterad i nordväst–sydöstlig riktning i berggrunden i södra halvan av Sverige (fig. 3). Detta stöds också av en studie där orienteringen av öppna

mikrosprickor undersöktes i prover tagna i hållar i Uppland och Västerviksområdet (Krumholz m.fl. 2014). Oberoende av bergart uppvisade de öppna mikrosprickorna en dominans för nordväst-sydöstlig orientering, dvs. parallellt med och sannolikt avspeglade orienteringen av den största horisontella huvudspänningen i det nuvarande tektoniska spänningsfältet. Vidare visar analyser av nutida jordskalv att horisontella sidoförskjutningar utmed vertikala förkastningar dominerar i jordskorpan under ett par kilometers djup i mellersta och södra Sverige, dvs.  $\sigma_1$  och  $\sigma_3$  är horisontella och  $\sigma_2$  är vertikal på dessa djup (Bödvarsson m.fl. 2006). Notera dock att spänningsregimen inte nödvändigtvis är densamma i de översta 100–200 m i jordskorpan, dvs. på de djup brunnar normalt borrar till.

Relationen mellan bergspänningsfältet och orienteringen av vattenförande sprickor kan exemplifieras med den hydrauliskt anisotropa berggrunden i Forsmark och Äspölaboratoriet. Den första punktsatsen ovan är applicerbar på Forsmarksområdet, där de vattenförande strukturerna i första hand är flacka och orienterade i en hög vinkel mot  $\sigma_3$  och parallellt till subparallellt med  $\sigma_1$  (SKB 2008). Den andra punktsatsen kan appliceras på Äspölaboratoriet, där de brant stupande och nordväst-sydöstligt orienterade strukturerna dominerar det hydrauliska flödet (t.ex. Munier 1995, Gustafson 2009). Även i Laxemarområdet finns en viss korrelation mellan vattenförande sprickgrupper och nuvarande bergspänningsfält, då västnordväst-östsydöstliga sprickgrupper relativt andra sprickgrupper framstår som mer hydrauliskt konduktiva (SKB 2009).

Kapaciteter i brunnar borrade i kristallin berggrund i södra Norge visade på en positiv korrelation mellan kapaciteterna och den beräknade landhöjningen (Rohr-Torp 1994). Korrelationen antogs bero på att landhöjningen förändrar spänningssituationen i berggrunden och reaktiverar existerande sprickor.

### **Relation mellan bergarters karaktär och hydraulisk konduktivitet**

Graden av plastisk strukturell anisotropi i berggrunden är erfarenhetsmässigt en viktig faktor för vattenföringen i berggrunden. Massformiga granitiska bergarter karaktäriseras generellt av regelbundna, längre och mer sammanhängande sprickor till skillnad från anisotropa, gnejsiga bergarter. Framför allt gäller detta om de gnejsiga bergarterna är glimmerrika, då sprickorna tenderar att sammanfalla med de glimmerrikare skikten (fig. 4, jfr. Olofsson m.fl. 2001, Knutsson & Morfeldt 2002). Möjligheten till en högre vattenföring (uttagskapacitet i bergborrade brunnar) bedöms därför vara gynnsammare i massformiga graniter än i gnejsig berggrund (jfr. Olofsson m.fl. 2001, Knutsson & Morfeldt 2002). Av betydelse för brunnskapaciteten i gnejsig berggrund är dock orienteringen av gnejsigheten. Då bergborrade brunnar vanligtvis är orienterade vertikalt leder en brant orienterad gnejsighet, och därmed en tendens till dominans av branta sprickor, i regel till sämre uttagsmöjligheter än om gnejsigheten och därmed sprickorna är flackt orienterade (t.ex. Olofsson m.fl. 2001, Knutsson & Morfeldt 2002).

En länsvis sammanställning av brunnskapaciteten i bergborrade brunnar i nio län, som baserats på data från SGUs brunnsarkiv och hydrogeologiska länskartor, visar att mediankapaciteten (l/tim) och den regionala hydrauliska konduktiviteten i massformiga graniter i de allra flesta fall är högre än i gnejsig berggrund (Olofsson m.fl. 2001). Vidare visar en studie av Stober & Bucher (2007) på skillnaden i hydraulisk konduktivitet mellan gnejsiga bergarter och massformiga graniter. En sammanställning rörande hydrauliska egenskaper i kristallin berggrund från ett antal upp till 4,5 km djupa borrhål visar att de gnejsiga bergarterna vanligtvis har en lägre hydraulisk konduktivitet än massformig granitisk berggrund. Hydrauliska tester i borrhål i Schwarzwald i Tyskland visar att den hydrauliska konduktiviteten i en sprickig, massformig granit är två tiopotenser högre än i den gnejsiga berggrunden.

Berggrundens karaktär är sålunda en faktor som också skall beaktas vid frågeställningar rörande den hydrauliska konduktiviteten i berggrunden. Konceptuellt innebär detta att områ-



Figur 4. Jämförelse mellan dominerande sprickor i massformiga och gnejsiga bergarter. Foto: Google Maps. **A.** Bankningssprickor i odeformerad granit (Norrortsleden, norra Stockholm). Bankningsplanen följer ungefär konturen på bergövertytan. **B.** Veckad sedimentådergnejs där berget företrädesvis spruckit upp längs gnejsigheten, framför allt utefter de glimmerrika banden (Nynäsvägen i höjd med Haninge, södra Stockholm).

den där berggrunden karaktäriseras av en mer eller mindre kraftigt utvecklad plastisk strukturell anisotropi kan förväntas ha lägre vattenföring än berggrund som ur plastisk synpunkt kan betraktas som strukturellt isotrop (massformig). Ett undantag i detta sammanhang är den massformiga 0,92 miljarder år gamla s.k. Blomskogsgraniten i västra Värmland som uppvisar avsevärt lägre brunnskapacitet (medianvärde) än de gnejsiga granitoiderna och gnejserna i omgivningen (Aneblom m.fl. 2001).

Det är inte bara graden av plastisk anisotropi som kan påverka vattenföringen i berggrunden. Studier i Äspölaboratoriet har visat att även den mineralogiska sammansättningen hos välbevarade (isotropa) bergarter har en påverkan på den hydrauliska konduktiviteten. Sura bergarter, t.ex. granit, är sprödare och spricker därmed lättare och uppvisar därför högre hydraulisk konduktivitet, än intermediära till basiska bergarter, t.ex. kvartsmonzodiorit och gabbro, vilka är segare och därmed mindre uppspruckna (Gustafson 2009). Det ska dock påpekas att variationen i hydraulisk konduktivitet inom varje bergart är större än skillnaden mellan bergarterna (Gustafson 2009, jfr. Banks m.fl. 1994 och referenser i artikeln). Även om basiska bergarter i regel är mindre uppspruckna än sura bergarter är kontaktzonerna mellan diabaser och dess sidoberg erfarenhetsmässigt ofta uppspruckna och vattenförande även om själva diabasen kan utgöra en hydraulisk barriär.

Förutom mineralsammansättning har även kornstorleken betydelse för graden av uppsprickning. Finkorniga bergarter tenderar generellt att vara mer uppspruckna än grovkornigare bergarter (t.ex. Olofsson m.fl. 2001). En högre grad av uppsprickning behöver dock inte nödvändigtvis innebära en högre vattenföring, det kräver dessutom att sprickorna är öppna och sammanhängande.

## Brunnsborrning

Det svenska urberget erbjuder vanligtvis goda möjligheter för uttag av grundvatten i bergborrade brunnar, i första hand för enskild vattenförsörjning (SGU 2008). Uttagskapaciteten kan dock vara lokalt begränsad. Enligt Banks m.fl. (1996) är en framgångsrik brunnsborrning beroende av att träffa en vattenförande spricka som kommunicerar med ett större sammanhängande spricknätverk. För att optimera möjligheten till en god brunnskapacitet, bör brunnsborrningar inte begränsas till vertikala borrhål utan orienteringen av borrhålet (inklination och strykning) bör ta hänsyn till lokala geologiska förhållanden, t.ex. orienteringen av foliationen (den plastiska anisotropin), eventuella bergartskontakter, existerande sprickgrupper etc., så att ett maximalt antal sprickor träffas. Vidare bör, om data finns, orienteringen av det rådande lokala bergsspänningsfältet beaktas (Banks m.fl. 1994, 1996).

Brunnskapaciteten i en nyanlagd bergborrad brunn i kristallint berg är normalt 100–1000 l/h. Om en större sprickzon påträffas kan dock vattentillgången vara betydligt större. I senprekambriska och fanerozoiska sedimentära bergarter är det inte ovanligt med kapaciteter över 10 000 l/h, men för ett normalt hushåll räcker det ofta med 100 l/h (SGU 2008).

## Jordarters och jorddjups påverkan på grundvattenbildningen

En faktor av betydelse för förståelsen av vattenföring i kristallin berggrund är grundvattenbildningen. Grundvatten kan tillföras berggrunden antingen genom nederbörd direkt på berggrunden då den är blottad, eller genom tillförsel via överlagrande jordlager. För att grundvatten ska kunna flöda mellan jord och berg krävs att jordlagren är hydrauliskt förbundna med öppna eller delvis öppna sprickor i berggrunden. De överlagrande jordarternas hydrauliska konduktivitet och förekomsten av permeabla stråk är därför avgörande för hur mycket vatten som kan nå berggrundsytan för vidare transport ner i berggrunden (Olofsson m.fl. 2001).

Om berggrunden står i direkt förbindelse med genomsläppliga, sorterade jordarter kommer flödet till berggrunden främst att styras av bergets spröda strukturer och permeabilitet. Om det överlagrande jordlagret däremot består av mindre genomsläppliga jordarter kommer deras hydrauliska egenskaper att vara avgörande för flödet till berggrunden (Olofsson m.fl. 2001). Exempelvis kan täta jordarter blockera flödet.

En studie av Rodhe & Bockgård (2006) visade att grundvattenytan i en sprickig bergakvifer reagerade snabbt vid nederbörd trots att berget täcktes av 10 m morän. Bergakviferen tillfördes vatten från den överliggande jordakviferen. Grundvattenbildningen till bergakviferen var kontinuerlig och visade endast små variationer under året. Grundvattenbildningen till den underliggande bergakviferen uppskattades i studien till 20 mm/år.

I flacka, jordtäkta områden infiltreras en stor del av nederbörden, men huvuddelen av det infiltrerade vattnet avrinner genom jordlagren till utströmningsområden, som källor och bäckar, och når därmed aldrig den lokala berggrunden. I kuperad terräng är andelen infiltrerad nederbörd mindre men når oftast djupare. I områden med mycket berg i dagen kan ytavrinningen vara betydande. Infiltrationen påverkas av sprickornas konfiguration och öppenhet, samt av mineral- och jordfyllnad. Endast under vattenmättade förhållanden kan grundvatten från jord tillföras sprickor i berget. Vid tunna jordtäcken förekommer detta främst under vår och höst. Det bör noteras att vattnet i den lokala berggrunden inte enbart styrs av den lokala infiltrationen av vatten från jordlagren, utan infiltration kan ha skett på stort avstånd och vattnet ha följt flacka sprickor eller sprickzoner (jfr. Olofsson m.fl. 2001).

## Sammanfattning av konceptuella faktorer

Grundvattenflödet i berggrunden är inte nödvändigtvis kopplat enbart till det regionala strukturella ramverket. Sprickinformation i hållskala är ett viktigt komplement till identifierade

lineament i flyggeofysiska och topografiska data för att utreda om orienteringen av lineamenten återspeglar de spröda strukturerna i hällar. Data från sprickkartering i hällar är också viktiga för optimeringen av borrhålsorientering. Flacka strukturer, t.ex. tryckavlastningssprickor, kan vara viktiga för grundvattenflödet i den övre delen (0–100 m) av berggrunden. Möjligheten att dokumentera förekomsten och frekvensen av flacka, spröda strukturer är dock begränsad vid ytundersökningar eller tolkning av ytdata. Här krävs information från borrhål, större vägskäringar, bergtäkter, underjordsbyggnationer etc. eller seismiska mätningar.

Vid antaganden om grundvattenflödet i berggrunden är bergspänningsfältet och relationen till orienteringen av i första hand sprickor och sprickzoner i hällar en faktor som bör beaktas.

Berggrundens litologiska och ur plastisk synvinkel strukturella karaktär, t.ex. orienteringen av foliationen i plastiskt deformerade bergarter, är faktorer som skall beaktas vid frågeställningar rörande det hydrauliska flödet i berggrunden.

För att optimera möjligheten till god brunnskapacitet i bergborrade brunnar bör om möjligt förståelse och kunskap om lokala geologiska förhållanden beaktas inför planeringen av brunnsborrningen.

## VAL AV OMRÅDEN

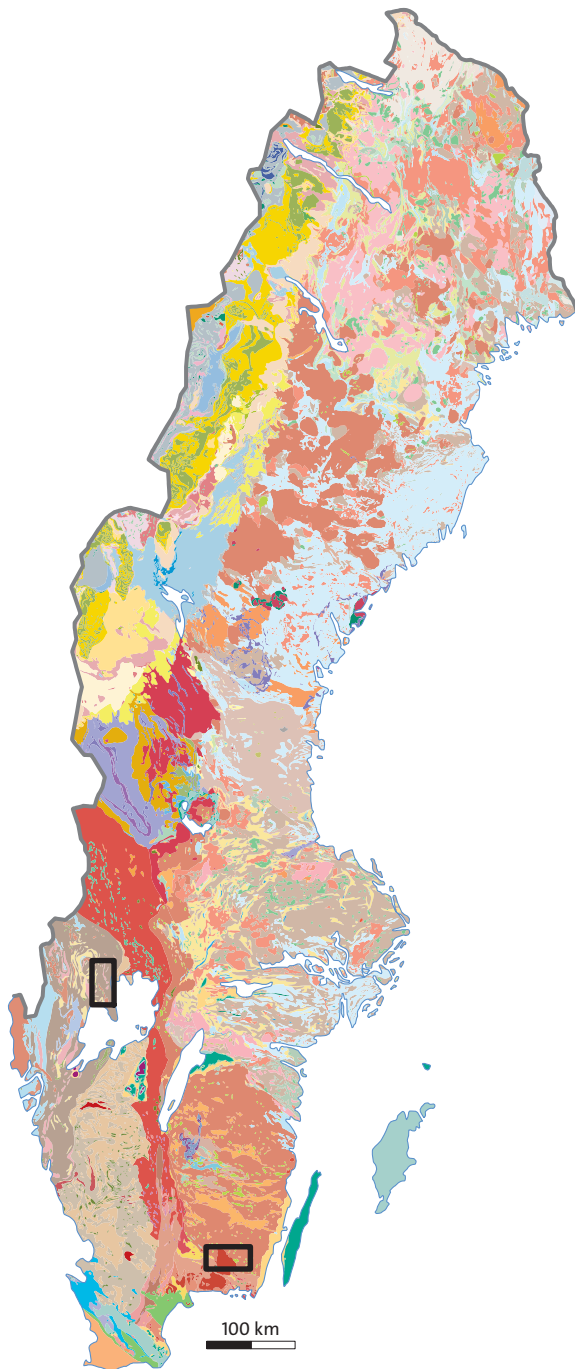
Vid valet av områden för studien har, förutom tillgång till geologiska kartor (2D-modeller) och flyggeofysisk information, kravet på följande ingångsdata för områdena varit av yttersta vikt:

- Området ska vara täckt av Lantmäteriets nationella höjdmodell med 2 m upplösning.
- Området ska vara täckt av flygburna elektromagnetiska mätningar (VLF) där två skilda sändare använts (Dual-VLF-metoden).
- Området skall ha ett tillräckligt antal bergborrade brunnar för att tillåta en statistisk bearbetning.

Vad gäller jord- och berggrundsinformation är bedömningen att det räcker med presentation i skala 1:250 000 vid avsaknad av mer detaljerade data (skala 1:50 000–1:100 000). Områdena har benämnts efter rutindelningen i det geografiska referenssystemet RT90 2,5 gon V, eftersom stora delar av det geologiska kartunderlaget är undersökt och avgränsat i enlighet med detta system. Det ansågs också viktigt att de utvalda områdena är hydrogeologiskt ostörda, dvs. inte har blivit påverkade av stora infrastrukturförändringar såsom tunnlar, gruvor, m.m.

Med syfte att jämföra berggrundens genomsläpplighet och hydrogeologiska förhållanden i berggrundsterrängar av olika karaktär, valdes en gnejsig och en massformig berggrund i sydvästra Sverige respektive sydöstra Sverige. Valet att jämföra gnejsig och massformig berggrund beror på antagandet att massformiga graniter, dvs. graniter som är yngre än sitt deformerade och omvandlade sidoberg, har högre vattenförande förmåga än gnejsig berggrund (t.ex. Olofsson m.fl. 2001, Knutsson & Morfeldt 2002). Blottningsgraden, dvs. andelen blottad berggrund eller berggrund med tunt jordtäckte, jordmäktighet eller eventuella skillnader i dominerande jordart inom områdena har inte beaktats vid val av områden. De områden (fig. 5), som uppfyllde ställda krav, valdes ut för studien. Dessa är:

- 10C Åmål NO–SO: Metamorf, gnejsig berggrund tillhörande den svekonorvegiska orogenen (sydvästra Sverige).
- 4F Lessebo SV–SO: Massformig granit (Eringsbodagranit) samt kringliggande äldre vulkaniska och intrusiva bergarter tillhörande det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB) inom den svekokarelska orogenen.



Figur 5. Berggrundskarta över Sverige med kartområdena 10C Åmål NO–SO (norra rektangeln) och 4F Lessebo SV–SO (södra rektangeln) utmärkta. Något modifierad efter Bergman m.fl. (2012). För teckenförklaring hänvisas till Bergman m.fl. (2012). För beskrivning av berggrunden i de undersökta kartområdena, se nedan.

## DATAUNDERLAG

Nedanstående data har utgjort viktiga underlag för studien. De olika dataunderlagen integrerades i ArcGIS under utvärderingen och analysarbetet.

- Information från bergborrade brunnar i SGUs brunnsarkiv, t.ex. vattenmängd (brunnskapacitet), totaldjup, djup till berg etc.

- Berggrundsdata (kartor) med tillhörande information.
- Flyggeofysiska data.
  - Totalmagnetiskt fält, inkl. bearbetade varianter.
  - Elektromagnetiska data (VLF), inkl. bearbetade varianter.
- Lantmäteriets nationella höjdmodell med 2 m upplösning.
- Jordartsdata och jordartsinformation.

## **METODIK – BEARBETNING**

### **Indelning av berggrunden i domäner**

Inför modelleringsarbetet i samband med SKBs platsundersökningar i Forsmark (Östhammars kommun) och Laxemar–Simpevarp (Oskarshamns kommun) togs separata strategidokument fram för modellering inom olika discipliner. Då underlagsinformationen ofta innehåller för mycket detaljer måste dessa utvärderas och tolkas och underlaget för modelleringsarbetet måste förenklas. Detta gäller t.ex. den tvådimensionella berggrundsmodellen (berggrundskartan) för geologisk 3D-modellering, oberoende av om underlaget utgörs av regional eller lokal kartdatabas. För berggrundsgeologisk modellering innebär detta att berggrundsunderlaget förenklas genom att bergenheter med likartad geologisk karaktär slås ihop till bergdomäner (Munier m.fl. 2003). För den hydrogeologiska modelleringen i berggrunden infördes följande begrepp (Rhén m.fl. 2003):

- Hydraulisk strukturdomän (här kallad hydrauliskt konduktiv domän) – utgörs av en, eller delar av en, deterministisk deformationszon med en konstant eller definierad variabilitet med avseende på hydrogeologiska egenskaper.
- Hydraulisk bergdomän – bergenheter eller sammanslagning av flera bergenheter med likartade hydrogeologiska egenskaper som inte utgör en del av en hydrauliskt konduktiv domän (deformationszon), dvs. det intakta berget mellan identifierade deformationszoner.

Ur hydrogeologisk synvinkel, då flödet i berggrunden sker i öppna eller partiellt öppna sprickor, är en ytterligare indelning av berggrunden i sprickdomäner viktig (jfr. Olofsson m.fl. 2007). Sprickdomäner är baserade på skillnader i uppsprickning i olika delar av berggrunden, t.ex. skillnader i sprickorientering, intensitet av sprickor med olika orientering etc.

Notera att en bergdomän som är definierad med avseende på t.ex. mineralogisk sammansättning, textur eller omvandlingsgrad, inte nödvändigtvis motsvarar en hydraulisk bergdomän. De hydrogeologiska egenskaperna styrs av karaktären hos de öppna och partiellt öppna sprickorna vilken kan vara likartad i olika bergdomäner. En hydraulisk bergdomän eller sprickdomän kan sålunda motsvara en bergdomän, delar av en eller flera bergdomäner eller ett antal hopsplagna bergdomäner.

Då tillgänglig hydrogeologisk och sprödtektonisk (sprickgrupps-) information i de områden som ingår i denna studie inte tillåter en strikt indelning av berggrunden i varken hydrauliska bergdomäner eller sprickdomäner, har definierade bergdomäner likställts med hydrauliska bergdomäner och sprickdomäner.

I den genomförda studien har de identifierade metods specifika lineamenten betraktats som potentiella deformationszoner och därigenom som tänkbara hydrauliskt konduktiva domäner. Notera dock att alla lineament med stor sannolikhet inte representerar spröda, potentiellt vattenförande deformationszoner, utan kan återspegla bergartsvariation, strukturell trend för plastisk deformation, etc.



## Bearbetning av geofysiska data

Flyggeofysiska data (magnetfält och VLF) har bearbetats på olika sätt för att sedan användas som underlag till lineamentsidentifiering och GIS-bearbetning.

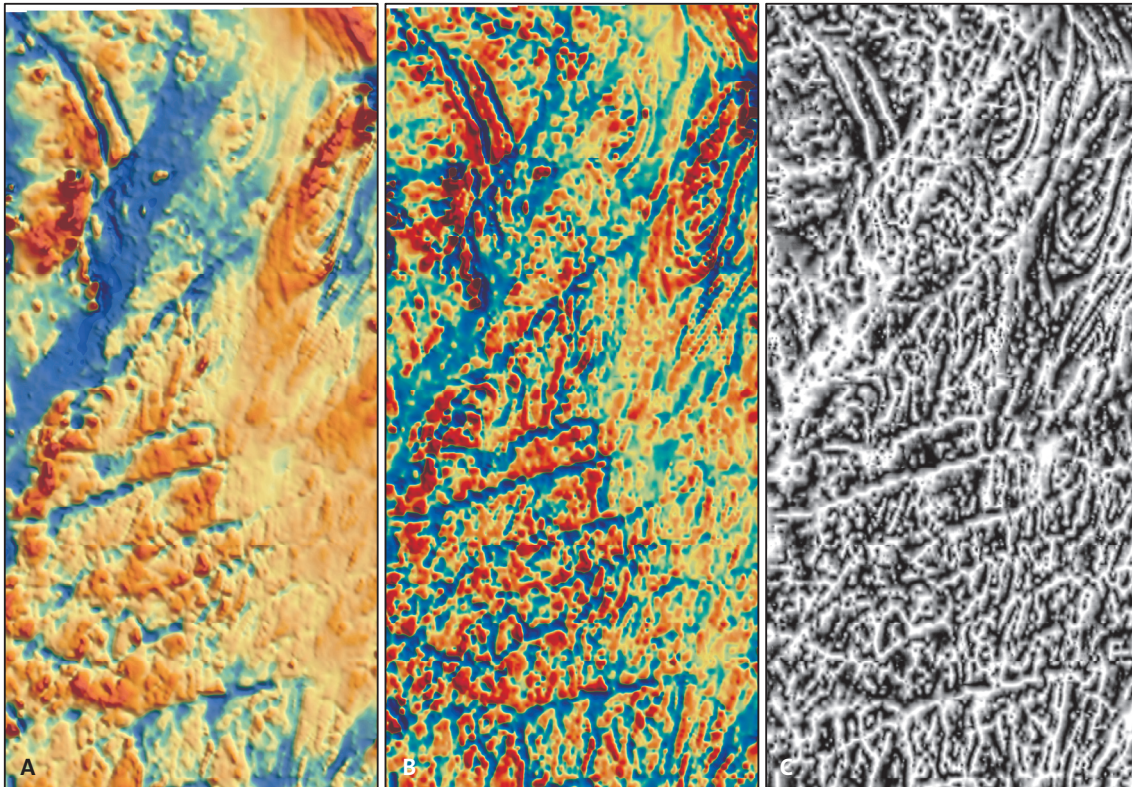
Lokala variationer i magnetfältet beror på bergarternas varierande magnetiska egenskaper. Den magnetiska anomalibilden kan därför ge information om vissa bergarters utbredning, men framför allt om såväl plastiska som spröda strukturer i berggrunden. Spröda deformationszoner (sprickzoner) i berggrunden framträder ofta i flygmagnetiska data som lågmagnetiska, distinkta, linjära anomalier (lineament) p.g.a. omvandling (oxidation) av magnetit till hematit och andra järnoxider. Även dislokationer (förskjutningar) i det magnetiska anomalimönstret kan indikera spröd deformation i berggrunden. Den flygriktning som använts vid flygmätning påverkar resultatet genom att strukturer tvärs flygriktningen framträder tydligare och har bättre upplösning än strukturer längs med flygriktningen. Detta beror på att mätavståndet längs flyglinjen är 17–40 m och avståndet mellan två flyglinjer är 200 m.

Magnetiska totalfältsdata har först interpolerats från punkter längs flyglinjerna till ett rutnät (eng. *grid*) i programvaran Geosoft Oasis Montaj (GRD format). Genom att beräkna en analytisk fortsättning 100 m uppåt (eng. *upward continuation*) och subtrahera denna från det magnetiska totalfältet erhålls ett residualfält. En fortsättning uppåt simulerar mätning från högre höjd, och framhäver större, djupare strukturer, medan residualfältet visar mer ytnära anomaliersaker, t.ex. strukturer med kortare våglängd. Även så kallad *tilt derivative* (TDR) har beräknats. TDR beräknas på kvoten mellan första vertikaldervatan och horisontaldervatan av ett potentialfält. Resultatet framhäver svagare magnetiska anomalier. I figur 6 visas exempel på bearbetade magnetfältsdata. Residualfält och TDR har använts både direkt i GIS-bearbetningen och vid tolkningen av data för identifiering av lineament. Vid flygmätningarna uppmättes det elektromagnetiska fältet i VLF-området med två sändare, vilket gör det möjligt att beräkna markens skenbara resistivitet utan något riktningensberoende. Om endast en sändare används får man ett riktningensberoende vilket innebär att strukturer orienterade tvärs riktningen till sändaren syns dåligt.

Elektromagnetiska data (VLF-data) ger värdefull information om den elektriska ledningsförmågan i marken och utgör ett utmärkt underlag för identifiering av spröda, brantstående deformationszoner (vattenförande eller lerfyllda svaghetszoner). I VLF-data framträder vattenförande sprickzoner i berggrunden som lågresistiva linjära anomalier (lineament). VLF-anomalier antas därför ha en starkare koppling till vattenföring i berggrunden än magnetiska och topografiska lineament, men kan också reflektera lerfyllda zoner med låg vattenföring.

Från VLF-data beräknas skenbar resistivitet och strömtäthet (eng. *current density*). Djupkänningen hos VLF-metoden är beroende av markens ledningsförmåga. Inom hållområden och områden med tunt jordtäckte visar resistivitetskartan huvudsakligen berggrundens resistivitet. I områden med stora jordmäktigheter, t.ex. lera, begränsas djupkänningen av lerans låga resistivitet och resistivitetskartan visar därför främst jordlagrens resistivitet. Kartan över strömtäthet ger en mer detaljerad bild av linjära strukturer som t.ex. sprickzoner i berggrunden (se fig. 20 i *Geologiskt och geofysiskt underlag för Åmål NO–SO* och fig. 28 i avsnittet *Geologiskt och geofysiskt underlag för Lessebo SV–SO*).

Elektromagnetiska fält påverkas starkt av kraftledningarna, varför området runt dessa maskats bort i tolkningen av VLF-data. Data över kraftledningars placering har tagits från Lantmäteriets terrängkarta. Där innefattas inte nedgrävda ledningar vilket innebär att områden runt dessa kan ha feltolkats som lineament. Resistivitetskartan och kartan över strömtäthet användes för att identifiera områden med låg resistivitet. Den beräknade resistiviteten över kartområdet Åmål SO–NO varierar mellan ca 50 och 10 000  $\Omega\text{m}$ , medan intervallet för Lessebo SV–SO är 10 till 16 000  $\Omega\text{m}$ . Ett polygonskikt skapades för resistiviteter lägre än 3 000  $\Omega\text{m}$ . Ett liknande polygonskikt skapades för kartan över strömtäthet, där ytor med strömtäthet över 2,1 A/m<sup>2</sup> avgränsades.



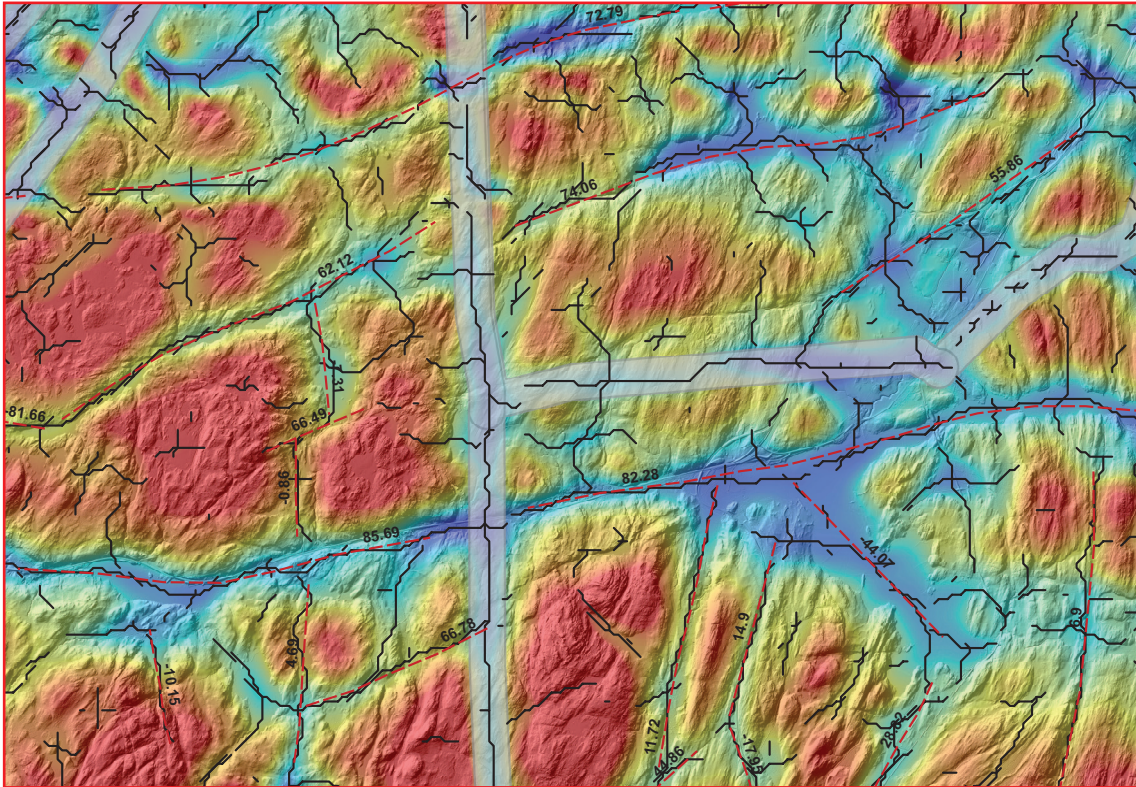
Figur 6. Ett utsnitt (15 × 25 km) ur kartområdet Åmål NO–SO som visar exempel på hur flygmagnetiska data har bearbetats. A. Magnetiskt totalfält (blått är lågmagnetiskt, rött är högmagnetiskt). B. Residualfält. C. TDR (vitt är lågmagnetisk, svart är högmagnetiskt).

### Lineamentsidentifiering

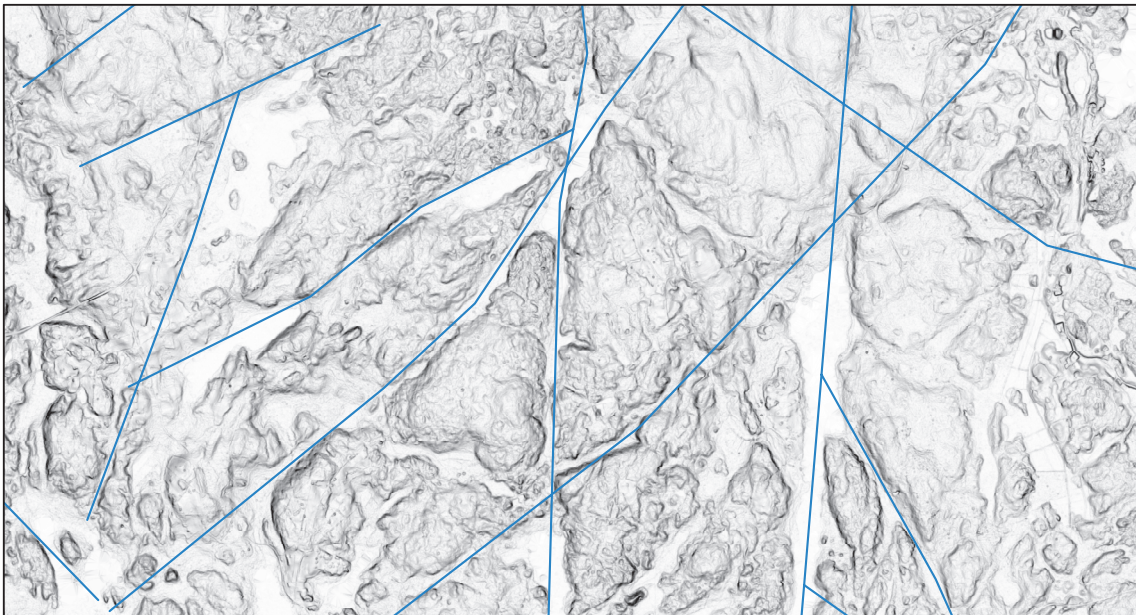
Flyggeofysiska data (magnetfält och VLF) och höjddata har använts för att identifiera lineament inom de två kartområdena Åmål NO–SO och Lessebo SV–SO. Lineament har framför allt tolkats visuellt. Som hjälp vid den visuella tolkningen har två olika automatiska metoder använts för att identifiera lineament ur geofysiska, bearbetade data: dels en funktion i mjukvaran Geosoft Oasis Montaj som identifierar lokala maxima i rutnätet (eng. *grid*), dels för Åmåldata, en ny metod som tagits fram internt på SGU. Separata tolkningar har gjorts av varje datamängd (höjd-, magnetfält- och VLF-data) för identifiering av metodspecifika lineament. Tolkningen har fokuserats på att identifiera lineament vilka bedöms vara orsakade av spröd deformation i berggrunden. Riktning samt längd har sedan beräknats i GIS-mjukvaran för varje lineament (fig. 7). Vidare ingår enbart lineament längre än cirka en kilometer i tolkningen.

Vid identifieringen av topografiska lineament har Lantmäteriets nationella höjddata med två meters upplösning använts (fig. 8). Linjer har dragits manuellt i de topografiska sänkor som framträder mest tydligt och som bedömts representera sprödtektoniska zoner.

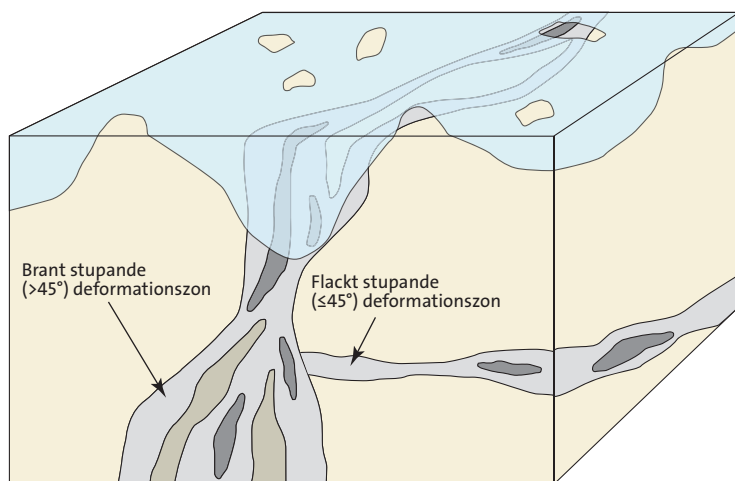
Utan underjordsinformation eller blottat berg är det svårt att avgöra var inom en geofysisk eller topografisk anomali som deformationszonens kärna (eng. *core*) är lokaliserad, i förhållande till den vanligtvis sprickrikare övergångszonen (eng. *damage zone*) till det intakta berget (fig. 9). Zoner är i regel inte homogena, varken utefter sin laterala eller vertikala utsträckning. Exempelvis är zonkärnan vanligtvis inte kontinuerligt utbildad, övergångszonerna till det intakta berget är i regel inte symmetriskt fördelade kring zonkärnan, tjockleken varierar och zonen delar upp



Figur 7. Exempel på identifiering av lineament i VLF-data över ett utsnitt av kartområdet Åmål NO–SO. De linjer som beräknats automatiskt markeras med svart. Röda streckade linjer visar den slutliga tolkningen och siffervärdet visar linjens strykningens riktning (negativt värde innebär nordvästlig strykning). Kraftledningar är markerade med grå färg. Kartbilden visar resistivitetskartan (i färg) med en höjdsuggning.



Figur 8. Exempel på lineament identifierade i höjddata över ett utsnitt av kartområdet Lessebo SV–SO.



- Glaciala och postglaciala sediment, okonsoliderade
- Intakt kristallint berg utanför deformationszonen
- Deformationszon
- 1 = kärna
- 2 = övergångszon
- 3 = bergart med egenskaper liknande det omgivande berget

Figur 9. Princip för den vanligtvis inhomogena karaktären av spröda deformationszoner. Figuren är modifierad efter Caine m.fl. (1996). Bild från SKB (2008), översatt.

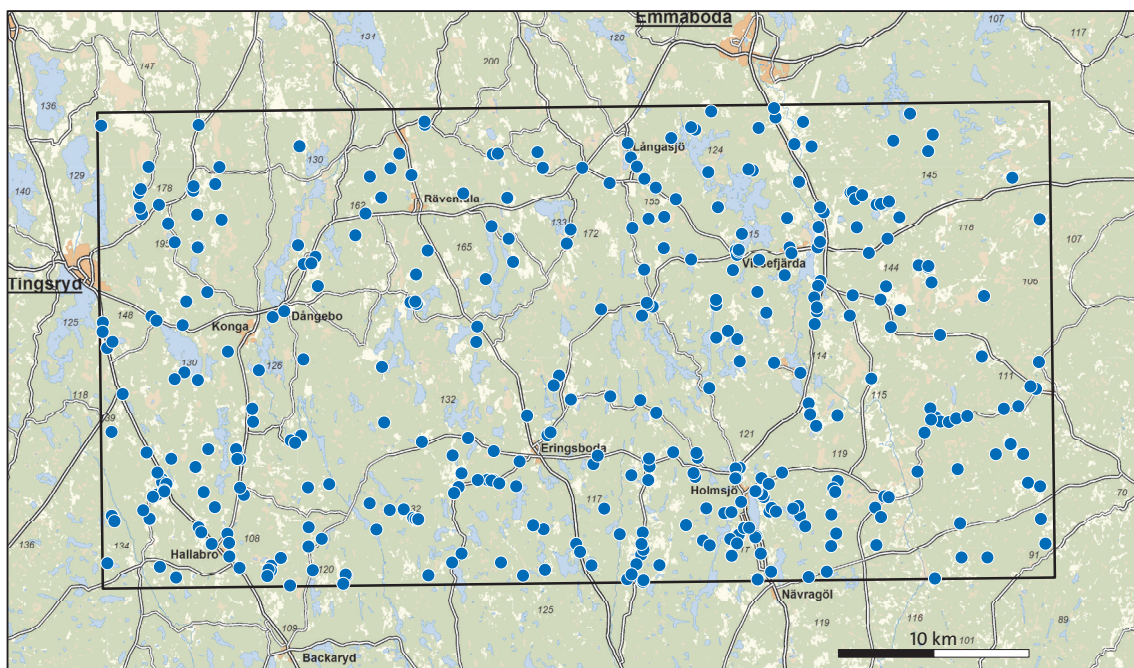
sig i olika grenar som omsluter bättre bevarat berg inom zonen etc. (fig. 9, jfr. Caine m.fl. 1996). Erfarenhet visar också att de sprickrikare övergångszonerna är mer vattenförande än själva zonkärnan (t.ex. Gustafson 2009), som kan vara leromvandlad och fungera som en hydraulisk barriär. En geofysisk markmätning över en spröd deformationszon som identifierats i flyggeofysiska data, visar ofta att zonen är smalare än den förefaller i det flyggeofysiska underlaget. Den kan bestå av flera smala lågresistiva eller lågmagnetiska zoner. Yt nära vittring gör också att sprickzoner är bredare på och nära markytan, och smalare på djupet. Om leror avsatts i området där yt nära vittring verkat ger lerornas låga resistivitet en ”falsk” bredd på sprickzonen, dvs. den ser bredare ut än den egentliga bredden. Beroende på de nu nämnda osäkerheterna i en zons karaktär har buffertzoner med en radie på 100, 200 respektive 500 m skapats runt alla lineament (potentiella zoner) som identifierats i magnetiska data, höjd- och VLF-data.

### Urval av brunnar från Brunnsarkivet

I SGUs Brunnsarkivet finns uppgifter från mer än 500 000 borrhade brunnar, varav merparten utgörs av energibrunnar (bergborrade). Brunnsarkivets data innefattar bland annat information om brunnarnas tekniska utformning, djup, vattenmängd (brunnskapacitet), grundvattennivå, geografiska läge, jorddjup samt lagerföljder. Informationen rapporteras in till SGU av brunnsborrhare enligt Lagen om uppgiftsskyldighet (SFS 1975:424, SFS 1985:245).

Data från Brunnsarkivet har använts som underlag i arbetet. Ett urval av brunnar (1 217 st) med för projektet relevanta data har gjorts. Dessa valdes ut enligt följande kriterier:

- Brunnar vars brunnskapacitet är angiven.
- Brunnar där brunnens placering är maximalt 250 m från den angivna koordinaten.
- Brunnar där användningen angivits som uttag av vatten för hushållsändamål.
- Brunnar vars totaldjup är max 140 m.
- Brunnar vars bergdjup (djupet från bergets överyta till brunnens botten) är större än 20 m.
- Brunnar som är borrhade före 1983, samt mellan 1986 och 1995, där brunnens användning



Figur 10. Fördelningen av bergborrade vattenbrunnar (totalt 384 st) som ingår i studien inom kartområdet Lessebo SV–SO.

angetts till okänd eller övrig användning. Under dessa år borrades det få energibrunnar, varför de brunnar som har okänd användning antas vara vattenbrunnar.

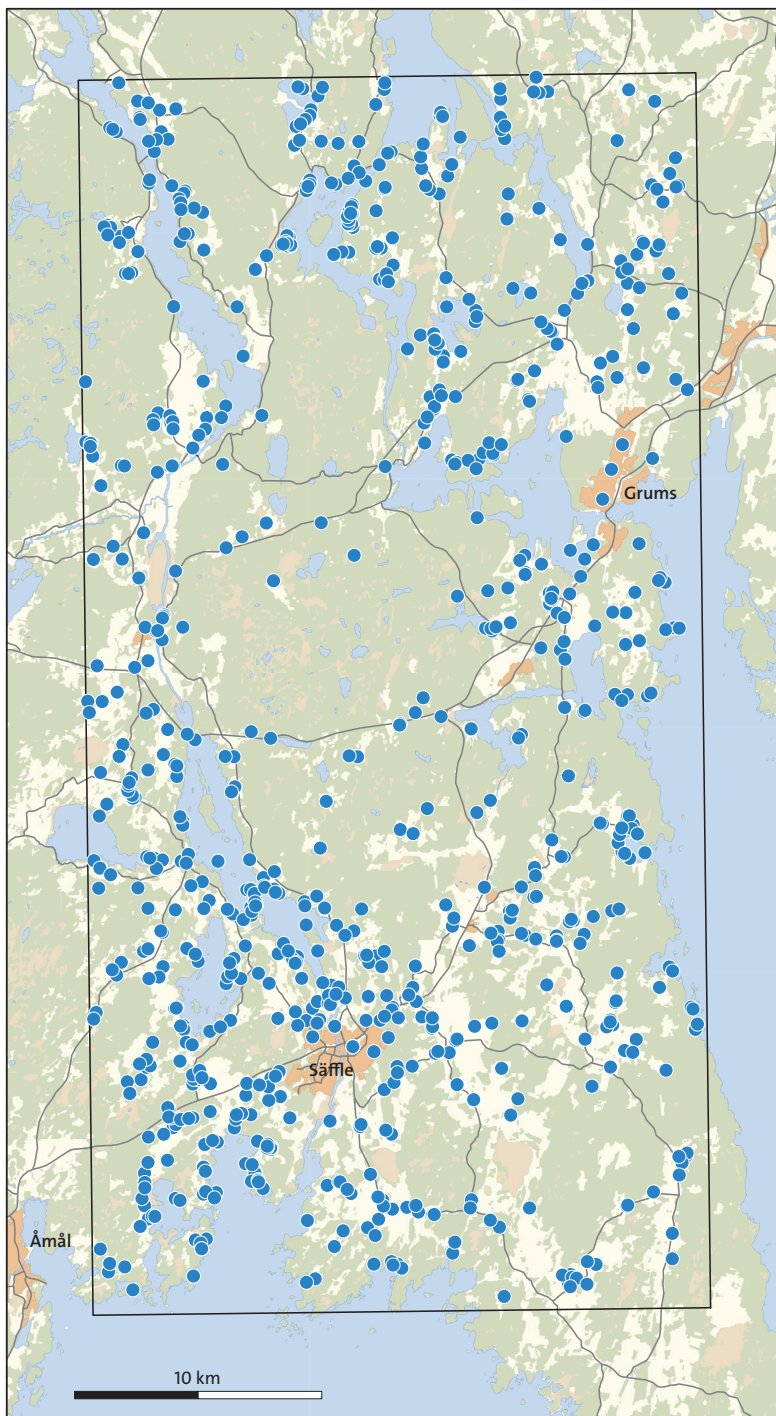
- Brunnar som är borrade åren mellan 1983 och 1985 samt åren efter 1996 där brunnens användning är okänd men som har ett djup på max 110 m. Under dessa år borrades många energibrunnar, men de som är grundare än 110 m antas vara vattenbrunnar. Brunnar där både användning och årtal var okänt och borrhjupet är större än 110 m togs bort från urvalet.

Eftersom brunnar till bevattning och jordbruk samt kommunala vattentäkter normalt kräver större uttagsmängder borras dessa brunnar ofta djupare. Även energibrunnar borras djupare för att få ut mer energi. För att få en representativ och enhetlig bild av brunnarnas angivna kapacitet har dessa brunnar inte tagits med i interpoleringen.

Brunnar vars totaldjup angetts som över 140 m togs bort. Endast två 2 procent av bergbrunnar för hushållsändamål borras till större djup än 140 m enligt data i Brunnsarkivet. De brunnar som har ett större djup i Brunnsarkivet kan antingen vara energibrunnar som fått fel märkning, eller vattenbrunnar där fel brunnsdjup har rapporterats till Brunnsarkivet. För att få säkrare dataunderlag togs dessa brunnar bort i analysen. Brunnar vars bergdjup (dvs. brunnsdjup–jorddjup) är under 20 m togs också bort för att minska påverkan från grundvatten i jord. Samma urvalskriterier användes vid den länsvisa analys av berggrundens genomsläpplighet som SGU tidigare gjort på uppdrag av SKB (t.ex. Antal m.fl. 1998). Urvalet av brunnar som ingår i studien inom Lessebo SV–SO och Åmål NO–SO framgår av figur 10 respektive figur 11.

### GIS-bearbetning inför statistisk analys av data

För att undersöka vilka parametrar som påverkar kapaciteten i bergborrade brunnar gjordes en digital bearbetning och information från andra databaser kopplades till brunnarnas koordinater.



Figur 11. Fördelningen av berg-borrade vattenbrunnar (totalt 833 st) som ingår i studien inom Åmål NO-SO.

Uttag av brunnnsdata från Brunnarsarkivet gjordes 2014-06-25 för Åmål NO-SO och 2014-02-25 för Lessebo SV-SO. Till utvalda brunnnsdata kopplades information om:

- Jordart och bergdomän samt avstånd till närmaste diabasgång.
- Höjd över havet och närhet till topografiska lineament.
- Markens geofysiska egenskaper (strömtäthet, resistivitet och magnetisering) och närhet till metodspecifika geofysiska lineament.
- Närhet till vattendrag och sjöar.

Information om jordarter och bergarter hämtades från SGUs regionala jordartsinformation över kartbladen 10C Åmål NO–SO och 4F Lessebo SV–SO, respektive SGUs regionala berggrundsgeologiska databas över områdena Åmål NO–SO och Lessebo SV–SO. Uttaget från databaserna gjordes 2012-11-29 för Åmål NO–SO och 2014-02-25 för Lessebo SV–SO.

I kartområdet Lessebo SV–SO angavs avstånd från brunnen till närmaste diabasgång, då kontaktzonen mellan diabasgångar och omgivande berggrund erfarenhetsmässigt brukar vara goda vattenledare. I kartområdet Åmål NO–SO förekommer inga diabasgångar.

Utifrån bearbetningen av geofysiska data och lineamentsidentifieringen, som beskrivits ovan, kopplades information till brunnarna. Denna information utgjordes av markens geofysiska egenskaper vid varje brunn samt avstånd till närmaste lineament och dess riktning och längd. För varje brunn angavs dessutom ifall den låg inom ett lågresistivt område eller inte. Därefter undersöktes hur många lineament som fanns inom 100, 200 respektive 500 m radie från varje brunn.

Information om brunnarnas nivå över havsytan hämtades från Lantmäteriets nationella höjdmodell och avstånd till närmaste ytvatten bestämdes utifrån Lantmäteriets terrängkarta. I GIS-analysen användes verktyg som:

- kopplar attribut från ett lager till ett annat baserat på deras rumsliga relation till varandra (i detta fall brunnskoordinater). Dess attribut *Join count* – beskriver exempelvis hur många buffrade lineament som överlappar varje brunns koordinat (eng. *Spatial join*).
- beräknar närmsta avstånd mellan objekt, exempelvis brunnar och diabasgångar (eng. *Near*).
- plockar cellvärden i rasterdata till attribut i punktdata, exempelvis höjddata från skannade laserdata till brunnskoordinater (eng. *Extract values to point*).

I tabell 1 finns en närmare beskrivning av de attribut som kopplades till varje brunn.

### Statistisk analys

För att studera olika faktors betydelse för de hydrogeologiska förhållandena i berggrunden i de två utvalda områdena användes variansanalys, ANOVA (*Analysis of variance*). ANOVA är en statistisk metod för att förklara olika faktors betydelse för en eller flera beroende variabler inklusive faktorernas samvariation. Faktorerna kan vara både icke-numeriska och numeriska. I denna analys användes brunnskapaciteten och brunns djup i berg (bergdjup) som beroende variabler. Brunnsdjupet antogs vara en beroende variabel eftersom det brukar vara kopplat till berggrundens hydrauliska konduktivitet, större brunnsdjup brukar återspegla tätare berg. Eftersom elektromagnetiska fält påverkas av kraftledning har inte data för strömtäthet och resistivitet, beräknade från VLF-data, tagits med i analysen för de brunnar som ligger inom 200 m från en kraftledning. Studerade faktorer framgår av tabell 1. De parametrar som är lognormalfördelade har logaritmerats eftersom ANOVA är anpassad för normalfördelade egenskaper.

### Interpolering av brunnsdata

För att få en översiktlig bild över hur vattentillgången i berg varierar i olika delar av landet gjordes en interpolering över hela Sverige utifrån data i SGUs Brunnsarkiv (t.o.m. 2014-09-16). Sammanlagt har 149 536 brunnar tagits med i interpoleringen.

De parametrar som har interpolerats är brunnskapacitet (benämns vattenmängd i Brunnsarkivet), brunns djup, specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet. Brunnsdjupet ger en indikation på brunnskapaciteten eftersom man måste borra djupare om det är ont om vatten. Ett litet djup indikerar därför en högre brunnskapacitet. Vidare kan ett litet brunnsdjup bero på risk för salt grundvatten i låglänta kustområden. Specifik kapacitet och hydraulisk konduktiv-

Tabell 1. Sammanställning av information kopplad till brunnsdata för den statistiska analysen.

Parameter	Datotyp	Beskrivning	Datakälla
Brunns-id	Tal	Brunnsens id i Brunnsarkivet	Brunnsarkivet (SGU)
N	Tal	Nordkoordinat (Sweref99 TM)	Brunnsarkivet (SGU)
E	Tal	Östkoordinat (Sweref99 TM)	Brunnsarkivet (SGU)
VNE	Tal	Lägesnoggrannhet (m)	Brunnsarkivet (SGU)
Totaldjup	Tal	Brunnsens totaldjup (m)	Brunnsarkivet (SGU)
Djup till berg	Tal	Jorddjup enligt brunnsprotokoll (m)	Brunnsarkivet (SGU)
Användning	Text	Brunnsens användning	Brunnsarkivet (SGU)
Brunnskapacitet	Tal	Brunnskapacitet (l/h). Brunnskapacitet benämns som vattenmängd i Brunnsarkivet	Brunnsarkivet (SGU)
Borrdatum	Tal	Datum då brunnen borrades	Brunnsarkivet (SGU)
År	Tal	Året brunnen borrades	Brunnsarkivet (SGU)
Bergdjup	Tal	Djup från bergytan till brunnsbotten (m)	Beräknat från Brunnsarkivets data (SGU)
Resistivitet	Tal	Markens elektriska resistivitet vid brunnen	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
Strömtäthet	Tal	Markens strömtäthet vid brunnen	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
Lågresistivt område (Resistivitet)	Text	Om brunnen ligger inom lågresistivt område, beräknat från resistivitet (<3 000 Ωm) (ja/nej)	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
Lågresistivt område (Strömtäthet)	Text	Om brunnen ligger inom lågresistivt område, beräknat från strömtäthet (>2,1 J/Am <sup>2</sup> ) (ja/nej)	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
VLF avstånd	Tal	Avstånd till närmaste VLF-lineament (m)	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
VLF riktning	Tal	Riktning på närmaste VLF-lineament (-90 grader till +90 grader)	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
VLF längd	Tal	Längd på närmaste VLF-lineament (m)	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
Antal VLF 500 m	Tal	Antal VLF-lineament inom 500 m radie från brunnen	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
Antal VLF 200 m	Tal	Antal VLF-lineament inom 200 m radie från brunnen	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
Antal VLF 100 m	Tal	Antal VLF-lineament inom 100 m radie från brunnen	Flyggeofysik, VLF-mätning (SGU)
Magnetfält tdr	Tal	TDR-värde vid brunnen (TDR)	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Magnetfält residual	Tal	Magnetiskt residualfält vid brunnen (residual)	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Magnetlineament avstånd	Tal	Avstånd till närmaste magnetfältlineament (m)	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Magnetlineament riktning	Tal	Riktning på närmaste magnetfältlineament (-90 grader till +90 grader)	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Magnetlineament längd	Tal	Längd på närmaste magnetfältlineament (m)	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Antal Mag 500 m	Tal	Antal magnetfältlineament inom 500 m radie från brunnen	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Antal Mag 200 m	Tal	Antal magnetfältlineament inom 200 m radie från brunnen	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Antal Mag 100 m	Tal	Antal magnetfältlineament inom 100 m radie från brunnen	Flyggeofysik, magnetfält (SGU)
Höjd	Tal	Höjd över havet vid brunnen (m)	Lantmäteriets höjddata
Höjdlineament avstånd	Tal	Avstånd till närmaste höjdlineament (m)	Lantmäteriets höjddata



Parameter	Datotyp	Beskrivning	Datakälla
Höjdlineament riktning	Tal	Riktning på närmaste höjdlineament (-90 grader till + 90 grader)	Lantmäteriets höjddata
Höjdlineament längd	Tal	Längd på närmaste höjdlineament (m)	Lantmäteriets höjddata
Höjdlineament inom 500 m	Tal	Antal höjdlineament inom 500 m radie från brunnen	Lantmäteriets höjddata
Höjdlineament inom 200 m	Tal	Antal höjdlineament inom 200 m radie från brunnen	Lantmäteriets höjddata
Höjdlineament inom 100 m	Tal	Antal höjdlineament inom 100 m radie från brunnen	Lantmäteriets höjddata
Diabasgång inom 500 m	Tal	Antal diabasgångar som ligger inom 500 meter från brunnen	Berggrundskartan (SGU)
Diabas avstånd	Tal	Avstånd från brunnen till närmaste diabas (m)	Berggrundskartan (SGU)
Bergdomän	Text	Namn på bergdomän	Tolkning baserad på berggrundskartan
Ytvatten avstånd	Tal	Avstånd till närmaste ytvatten (m)	Terrängkartan (Lantmäteriet)
Jordart	Text	Jordart på 50 cm djup (JG2_TXT)	Jordartskartan (SGU)

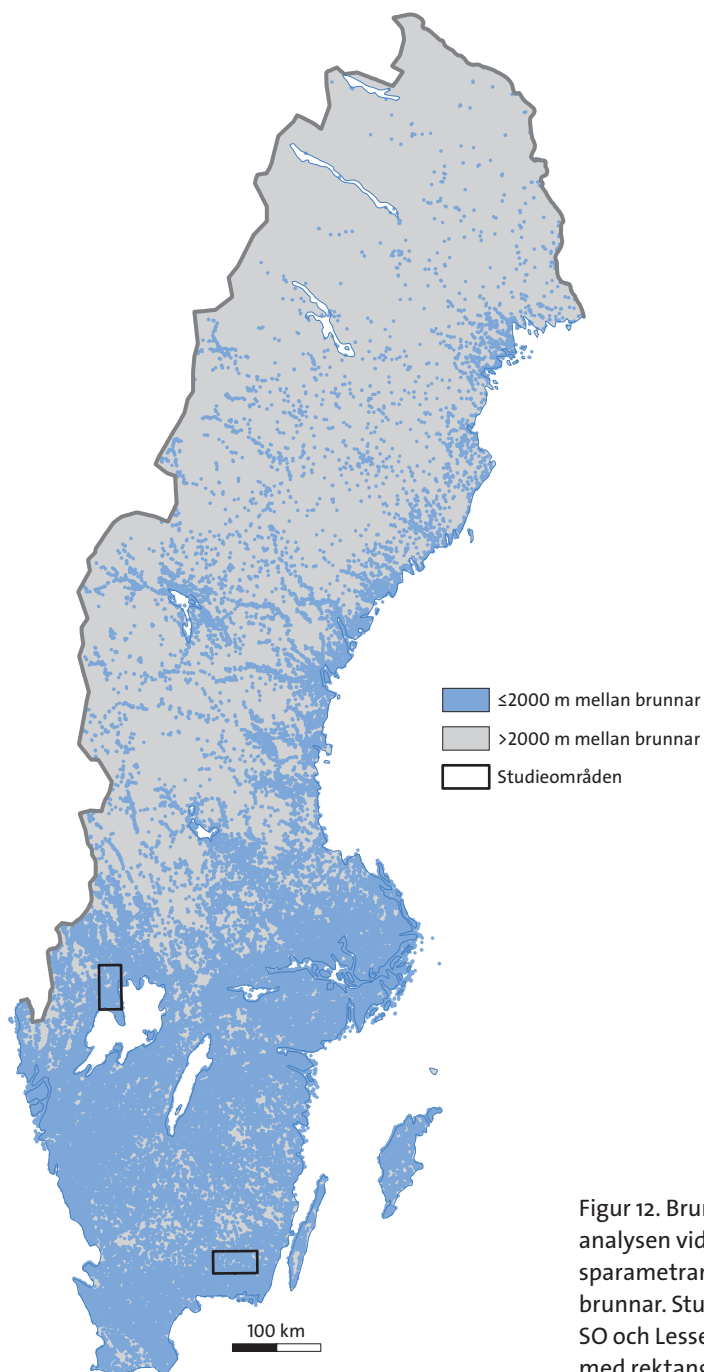
tet har beräknats utifrån angiven brunnskapacitet (se ekvationer under rubriken Beräkning av specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet).

Törnros (2007) har undersökt vilken av interpoleringsmetoderna *Kriging* och *Inverse distance weighting* (IDW) som fungerar bäst för data från Brunnsarkivet i fem olika svenska kommuner. Resultatet visade att *Kriging* fungerade bäst i två kommuner och IDW fungerade bäst i tre av kommunerna, men att skillnaderna var mycket små. IDW skapar så kallade *bulls eyes* medan *Kriging* ger en mer utjämnad interpolering. I samband med interpoleringen logaritmerades de variabler som bedömdes vara lognormalfördelade, dvs. brunnskapacitet, specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet, då interpoleringen fungerar bäst för normalfördelade data. Totaldjup logaritmerades inte. Vid denna interpolering har verktyget IDW (*Spatial Analyst*) använts med följande inställningar:

- *Cellsize* = 500 m (interpolering görs för varje 500 × 500 m ruta).
- *Minimum number of points* = 12 (dvs. antal brunnar som ingår i interpoleringen av varje ruta).
- *Search radius* = variabel (dvs. 12 närmaste brunnarna används alltid i interpoleringen av varje ruta).
- *Power* = 2 (*default value*). Beskriver hur stor påverkan punkter har för det interpolerade värdet, ett högt värde på *Power* ger mindre påverkan från avlägsna punkter.

Interpoleringen i områden med stora avstånd mellan brunnarna är mycket osäker. En interpolering av berggrundens hydrauliska konduktivitet i Uppsala län (Antal m.fl. 1998) visade att samvariansen över korrelationen för beräknad hydraulisk konduktivitet i brunnar inom länet endast sträcker sig knappt två kilometer (Anderberg m.fl. 1997). Av praktiska skäl är det dock inte möjligt att använda denna sökradie vid interpolering av brunnsdata på nationell skala eftersom det i stora delar av Sverige är mer än två kilometer mellan brunnarna. Därför valdes en interpolering utan sökradie för att få en så heltäckande bild över Sverige som möjligt. Det innebär att

interpoleringen i de områden där det finns få brunnar är mycket mer osäker än i områden med många brunnar. För att visa hur osäkerheten i interpoleringen varierar över landet beroende på tillgång till brunnar togs en karta fram som visar alla brunnar som använts i interpoleringen med en buffert på 2 000 m (se fig. 12). I de interpolerade kartorna som framställts med hjälp av GIS-programvara har data delats in i nio klasser utifrån en klassificeringsmodell kallad Natural breaks (*Jenks natural breaks classification method*) för att på ett tydligt sätt framhäva skillnader mellan olika områden.



Figur 12. Brunnar som tagits med i analysen vid interpolering av brunnsparmetrar från bergborrade brunnar. Studieområdena Åmål NO-SO och Lessebo SV-SO är markerade med rektanglar.

## Beräkning av specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet

Nedanstående beräkningar har använts för att beräkna specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet inför interpolering.

### Specifik kapacitet

Den specifika kapaciteten har beräknats med nedanstående ekvation:

$$\text{Specifik kapacitet, } q \text{ (m}^2\text{/s)} = Q / S_w$$

där

$Q$  = brunnskapacitet (m<sup>3</sup>/s)

$S_w$  = avsänkning (m).

Information om avsänkning finns sällan i Brunnsarkivet. För att beräkna  $S_w$  användes istället antagandet att avsänkningen är lika med skillnaden mellan brunnsdjupet och den uppmätta grundvattennivån. Då pumpen i brunnen normalt placeras ca 5 m över brunnens botten drogs detta bort från brunnsdjupet. Antagandet för avsänkningen blir då:

$$S_w = D_{tot} - D_{pump} - D_{grundvatten}$$

där

$D_{tot}$  = brunnens totaldjup (m)

$D_{pump}$  = nivå över brunnens botten där pumpen är installerad (m)

$D_{grundvatten}$  = grundvattenytans läge under markytan (m).

I de fall information om grundvattennivån saknades i Brunnsarkivet antas att nivån ligger 5 m under markytan, vilket är medianvärdet för grundvattennivån i brunnar i Sverige (Berggren 1998).

### Hydraulisk konduktivitet

Den hydrauliska konduktiviteten beräknades enligt följande ekvation (Jetel 1972):

$$\text{Hydraulisk konduktivitet, } K \text{ (m/s)} = 10^{(Z-9)}/\alpha$$

Parametern  $\alpha$  beror av brunnens diameter, pumptid och hydraulisk diffusivitet. I normalfall kan  $\alpha$ -värdet uppskattas till mellan 0,9 och 1,1 baserat på det faktum att brunnar i Sverige normalt borras med en diameter på 110 mm och att pumptiden normalt inte överskrider en dag (Carlsson & Carlstedt 1977). I dessa beräkningar har  $\alpha$ -värdet satts till 1. Värdet på  $Z$  har beräknats utifrån följande ekvation (Jetel & Krásný 1968):

$$Z = \log(10 \times (q/h))$$

där

$q$  = specifik kapacitet (m<sup>2</sup>/s)

$h$  = längden av den öppna sektionen

Den öppna sektionen ( $h$ ) har beräknats olika beroende på förhållandet mellan foderrörets längd och grundvattennivån, samt vilken information som finns tillgänglig. Nedanstående ekvationer har använts (Berggren 1998):

$$h = D_{tot} - D_{foderrör} \text{ (då } D_{foderrör} > D_{grundvatten})$$

$$h = D_{tot} - D_{grundvatten} \text{ (då } D_{foderrör} < D_{grundvatten})$$

Om information om foderrörets längd saknas i Brunnsarkivet används ekvationen:

$$h = D_{tot} - (D_{jord} + D_{foderrör \text{ medel}})$$

där

$D_{jord}$  = brunnens jorddjup (m)

$D_{foderrör \text{ medel}}$  = medellängd för foderrörets längd i berg (m).

Medelvärde av foderrörets längd i berg är 2,3 m.

## GEOLOGISKT OCH GEOFYSISKT UNDERLAG FÖR ÅMÅL NO–SO

### Kort beskrivning av jordarterna inom kartområdet

Kartområdet Åmål NO–SO täcks av regional jordartsinformation i skala 1:100 000 (Mikko & Svedlund 2010a, Dahlberg & Lindén 2010) och länskartan över Värmlands län i skala 1:200 000 (Lundqvist 1958). Nedanstående kortfattade beskrivning av jordartsgeologin inom området är baserad på Mikko & Svedlund (2010b) och Dahlberg & Lindén (2009). Utbredningen av olika jordarter inom kartområdet framgår av figur 13.

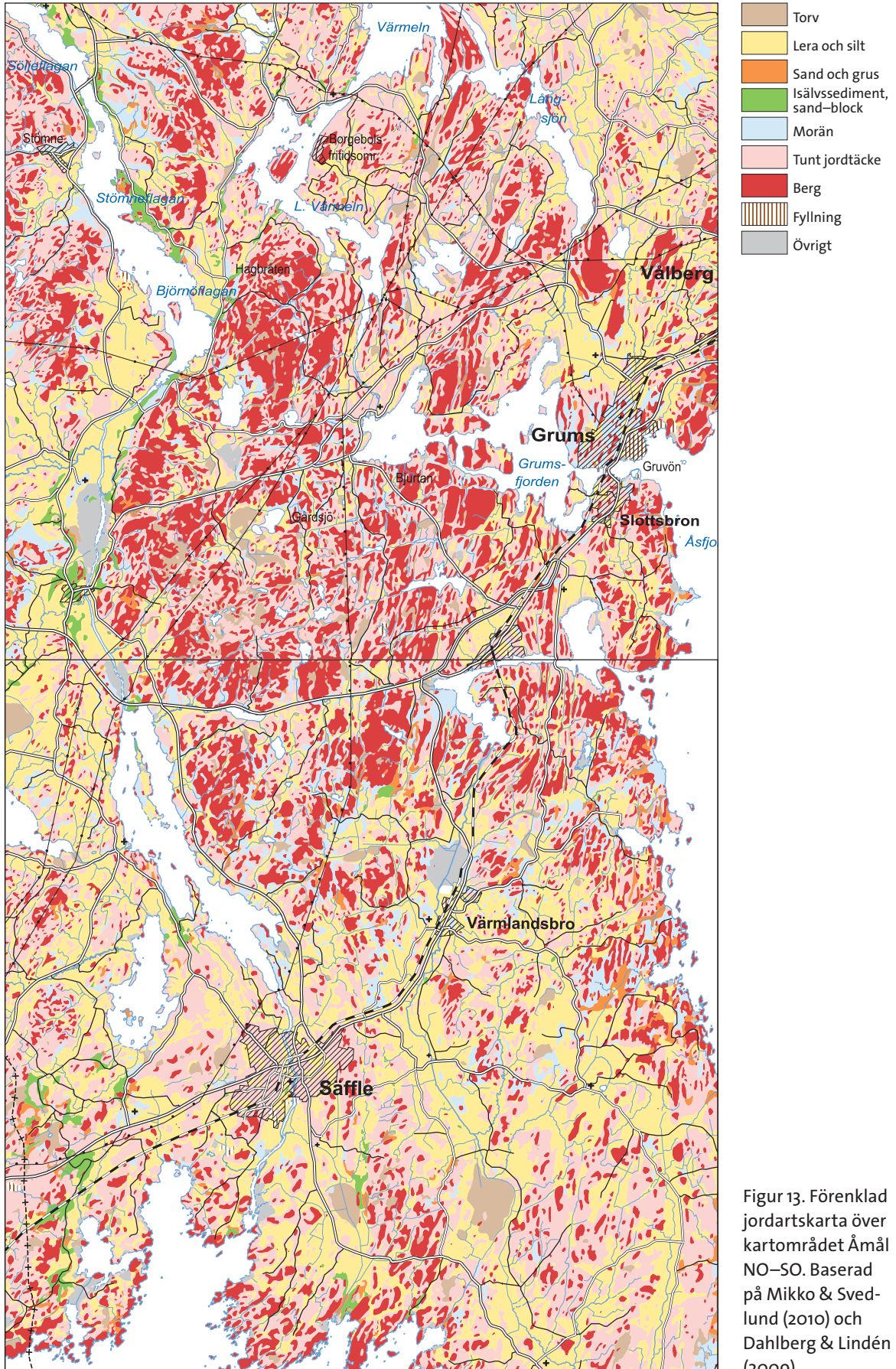
Hela kartområdet förutom några höjder i den nordvästra och sydvästra delen av Åmål NO ligger under högsta kustlinjen. Den nuvarande landhöjningen är ca 3 mm/år i området. Området är välblottat och 55 procent av landytan utgörs av berg i dagen eller berggrund med tunt jordtäckte, vanligtvis morän med en mäktighet på högst en meter. Områdets jordarter domineras av leriga till siltiga sediment med låg vattengenomsläpplighet, vilka till övervägande delen är av glacialt ursprung (fig. 14). I de topografiska sänkorna i terrängen uppskattas medelmäktigheten av dessa sediment till ca 5 m, men lokala variationer förekommer och mäktigheten kan vara upp till 20 m. Utanför de större dalstråken är mäktigheten av de leriga till siltiga sedimenten omkring ett par meter. Isälvs sediment, vilka karaktäriseras av hög vattengenomsläpplighet, förekommer företrädesvis inom de låglänta områdena i västra delen av kartområdet Åmål NO. Den mest framträdande förekomsten är det s.k. Gillbergastråket, med tillhörande sidostråk, som utgör en uppsplittrad avlagring som möjligen är sammanhängande under områdets mäktiga lerlager. Inom kartområdet Åmål SO uppträder isälvs sediment mer oregelbundet, men även här företrädesvis i den sydvästra och nordvästra delen av området, som en sydlig fortsättning på Gillbergastråket inom Åmål NO. Underordnat förekommer spridda förekomster av morän, svallsand och grus samt torv.

Eftersom kartområdets jordarter domineras av lågpermeabla leriga till siltiga sediment innebär detta en förmodat begränsad infiltration av vatten från jordlagren till berggrunden.

### Kort beskrivning av berggrunden inom kartområdet

Kartområdet Åmål NO–SO täcks endast av berggrundskartan över Värmlands län i skala 1:250 000 (Lundegårdh m.fl. 1992, benämnd lan17 i regionala berggrundsgeologiska databasen). Indelningen i bergdomäner över kartområdet Åmål NO–SO har baserats på de bergenheter som presenteras i berggrundskartan över Värmlands län. De berggrundsgeologiska förhållandena inom kartområdet presenteras i figur 15. För vidare information om berggrunden inom västra delen av Värmlands län hänvisas till Lindh m.fl. (1998).

Berggrunden inom kartområdet tillhör Idefjordenterrängen inom den svekonorvegiska orogena (Bergman m.fl. 2012). Mylonitzonen som utgör gräns mot det Östra segmentet av den



Figur 13. Förenklad jordartskarta över kartområdet Åmål NO–SO. Baserad på Mikko & Svedlund (2010) och Dahlberg & Lindén (2009).



Figur 14. Silt och lera draperar morän eller tunt jordtäckte i Nysäterområdet. Bild från Mikko & Svedlund (2010). Foto: Jan-Olof Svedlund.

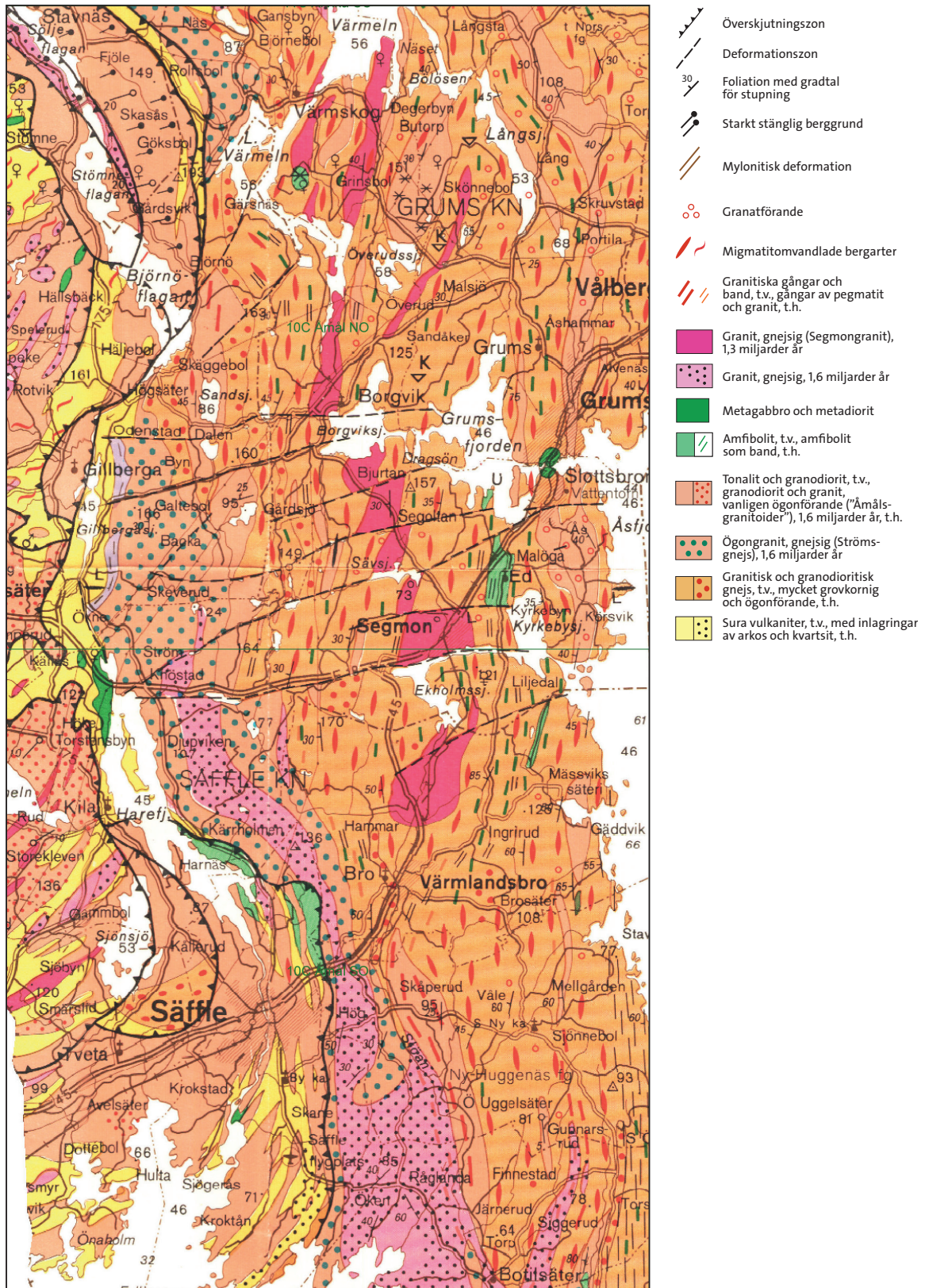
svekonorvegiska orogenen förekommer i den östligaste delen av Åmål SO. Berggrunden i Mylonitzonen inom kartområdet är mycket kraftigt deformerad och domineras av protomylonitiska till mylonitiska varianter av berggrunden inom Idefjordenterrängen (fig. 16A). Den östra delen av kartområdet, väster om Mylonitzonen, domineras av kraftigt omvandlade granitiska-granodioritiska, ofta ådergnejsiga till migmatitiska, ställvis bandade gnejser vars protoliter bildades för 1,6 miljarder år sedan. Inom denna gnejsiga berggrund förekommer dock vissa mer homogena metagraniter, lokalt dock ådergnejsiga, t.ex. den 1,3 miljarder år gamla Segmongraniten. Mot väster avtar omvandlingsgraden och öster om Säffle–Harefjorden–Björnöflagan dominerar mer homogena 1,6 miljarder år gamla metagranitoider som inte är lika kraftigt ådergnejsomvandlade eller migmatitiska till karaktären. Berggrunden i den västligaste delen av området tillhör samma 1,6 miljarder år gamla bergartssvit som österut, men är inte lika kraftigt omvandlad och är inte ådergnejsig till karaktären. Lokalt är den kraftigt deformerad och det förekommer även inslag av metavulkaniska bergarter. Berggrunden i västligaste delen avgränsas från berggrunden österut av västligt stupande zoner med kraftigt deformerad berggrund (fig. 16B).

Även om den absoluta majoriteten av bergarterna inom kartområdet är 1,6 miljarder år gamla är den nuvarande karaktären på berggrunden dock präglad, och ett resultat av de kraftiga omvandlingar och deformationer som berggrunden inom Idefjordenterrängen drabbades av under den svekonorvegiska orogenesen för 1,0 miljarder år sedan.

Berggrunden inom kartområdet uppvisar en kraftig plastisk anisotropi. Den strukturella huvudtrenden, innefattande både foliation, gnejsighet, bandning och bergartskontakter, är nord–sydlig och stupningen är flack till medelbrant åt väster (fig. 17A, B). Underordnat förekommer även östliga stupningar beroende på en veckning av planstrukturerna efter flacka, nord–sydliga veckaxlar. Närmast Mylonitzonen i östra delen av kartområdet är dock stupningarna brantare (Lundegårdh m.fl. 1992, Lindh m.fl. 1998), men inom Mylonitzonen stupar strukturerna medelbrant åt väster.

### **Indelning i bergdomäner**

Berggrundsunderlaget har förenklats och bergenheter som bedömts ha likartad geologisk karaktär har slagits ihop till bergdomäner. Syftet har varit att undersöka om graden av omvandling i berggrunden inom kartområdet Åmål NO–SO avspeglas i brunnskapaciteten i bergbörade brunnar. Indelningen i bergdomäner är grundad på den regionala kartdatabasen över berg-



Figur 15. Berggrundskarta med förenklad teckenförklaring över kartområdet Åmål NO–SO. Utsnitt från den tryckta länskartan över berggrunden i Värmlands län (Lundegårdh m.fl. 1992).



Figur 16. **A.** Kraftigt deformerad berggrund inom Mylonitzonen i östligaste delen av kartområdet. Vy mot norr. Bild från Ripa m.fl. (2010). Foto: Hans Delin. **B.** Västligt stupande kraftigt deformerad berggrund som avgränsar den mindre omvandlade berggrunden i västligaste delen av kartområdet. Vy mot norr. Foto: Carl-Henric Wahlgren.

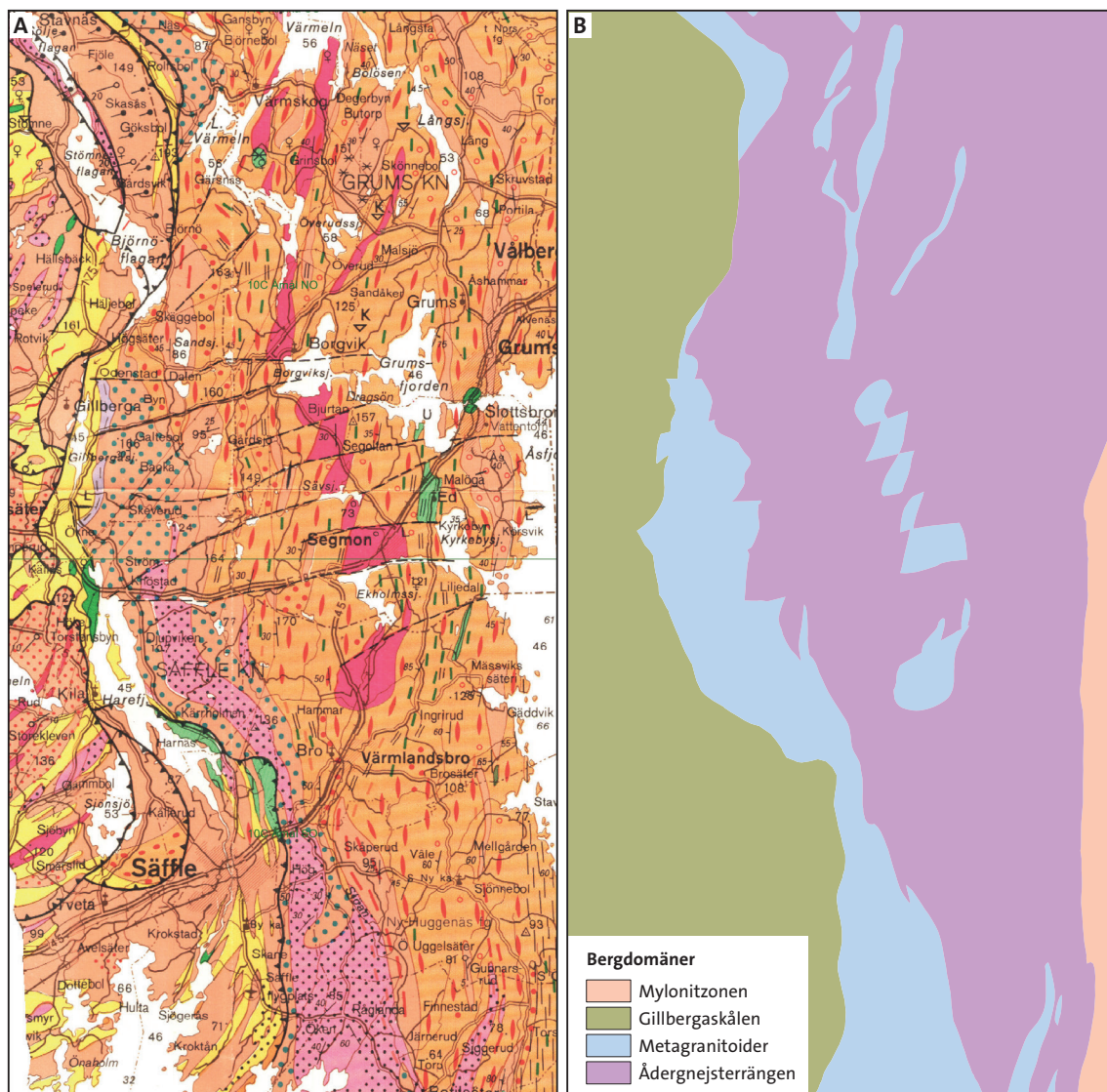


Figur 17. Exempel på den karaktäristiska flacka till medelbranta västliga stupningen av gnejsigheten inom kartområdet. Notera den beroende på veckning varierande stupningen av gnejsigheten i figur A och B, samt att stupningen även är flackt östlig i högra delen av figur B. Vy mot norr i bägge fotona. Foton: Carl-Henric Wahlgren.

grunden i Värmlands län (benämnd lan17 i SGUs berggrundsgeologiska databas). Berggrunden har indelats i följande fyra bergdomäner (fig. 18) baserat på skillnader i litologisk komplexitet, omvandlings- och deformationsgrad:

- Mylonitzonen – kraftigt deformerad berggrund längst i öster.
- Ådergnejsterrängen – ådergnejsiga till migmatitiska, ställvis bandade gnejser som dominerar den östra delen av kartområdet.
- Metagranitoider – mer litologiskt homogena metagraniter-metagranitoider som inte är lika kraftigt ådergnejsomvandlade, i den centrala och västra delen av kartområdet. Vissa inslag av metavulkaniska bergarter i västligaste delen.





Figur 18. Jämförelse mellan berggrundskartan (A) och bergdomänerna (B) inom Åmål NO–SO. Ljusgrönt = Gillbergaskålen, ljusblått = Metagranitoider, lila = Ådergnejsterrängen, ljusbrunt = Mylonitzonen. För teckenförklaring till berggrundskartan, se figur 15.

- Gillbergaskålen – mindre omvandlade metagranitoider med inslag av ytbergarter, framför allt metavulkaniska bergarter, i den västligaste delen av kartområdet. Lokalt är dessa bergarter kraftigt deformerade.

Oberoende av deformationsgraden stupar foliationen generellt flackt till medelbrant mot väster i alla bergdomänerna.

### Topografiskt underlag

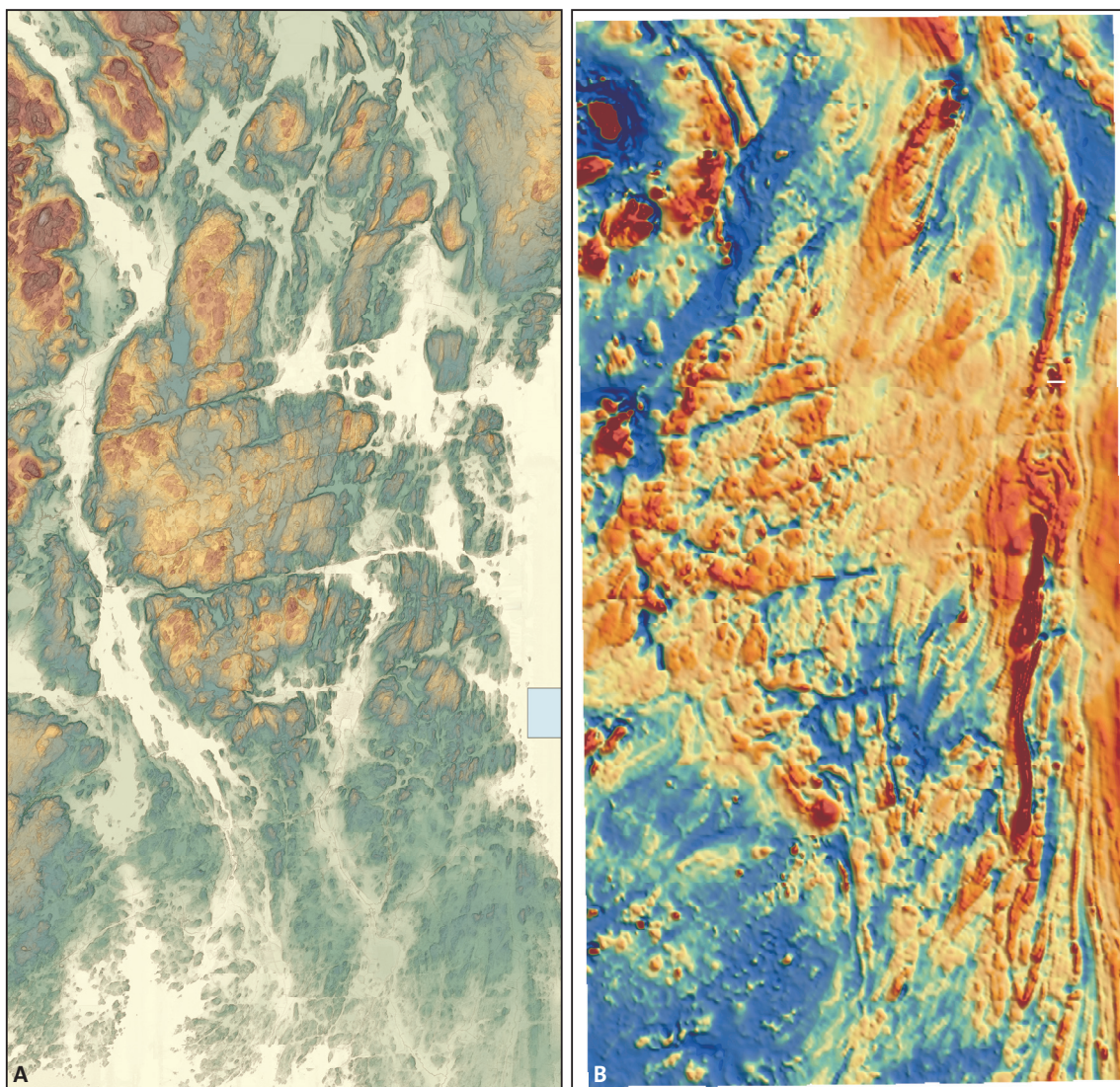
Lantmäteriets nationella höjdmodell med 2 m upplösning över Åmål NO–SO visas i figur 19A. Den norra delen av området ligger topografiskt högre. Höjderna når som mest upp emot 240 m över havet medan de lägsta områdena, större dalgångar, ligger runt 44 m över havet (Vänerns nivå). Området är mycket kuperat med stora höjdskillnader som blir extra tydliga genom att det i stora delar av området är berg i dagen eller tunt jordtäckte.

Södra delen av området är flackare och höjderna i dessa delar når inte över 100 m över havet. Området har ett mer sammanhängande jordtäckte vilket leder till att höjdskillnaderna är något utjämnade.

### **Geofysiskt underlag**

Området Åmål NO–SO flygmättes år 2005. Flygriktningen var öst–västlig, flyghöjden 60 m och linjeavståndet 200 m. Avståndet mellan mätpunkter längs linjen är cirka 17 m. Flyggeofysiskt underlag som använts vid lineamentsidentifieringen är magnetiska och elektromagnetiska (VLF) data. Magnetiskt totalfält framgår av figur 19B och bearbetade VLF-data av figur 20.

Notera korrelationen mellan bergdomänen Gillbergaskålens utbredningsområde (fig. 18) och det topografiska (fig. 19A) och magnetiska underlaget (fig. 19B). Vidare framträder den östra begränsningen som en stor, lågresistiv anomali (fig. 20A). Noterbart i samtliga underlag är också de distinkta västsydvästliga–östnordöstliga lineamenten i den centrala delen av området, vilka

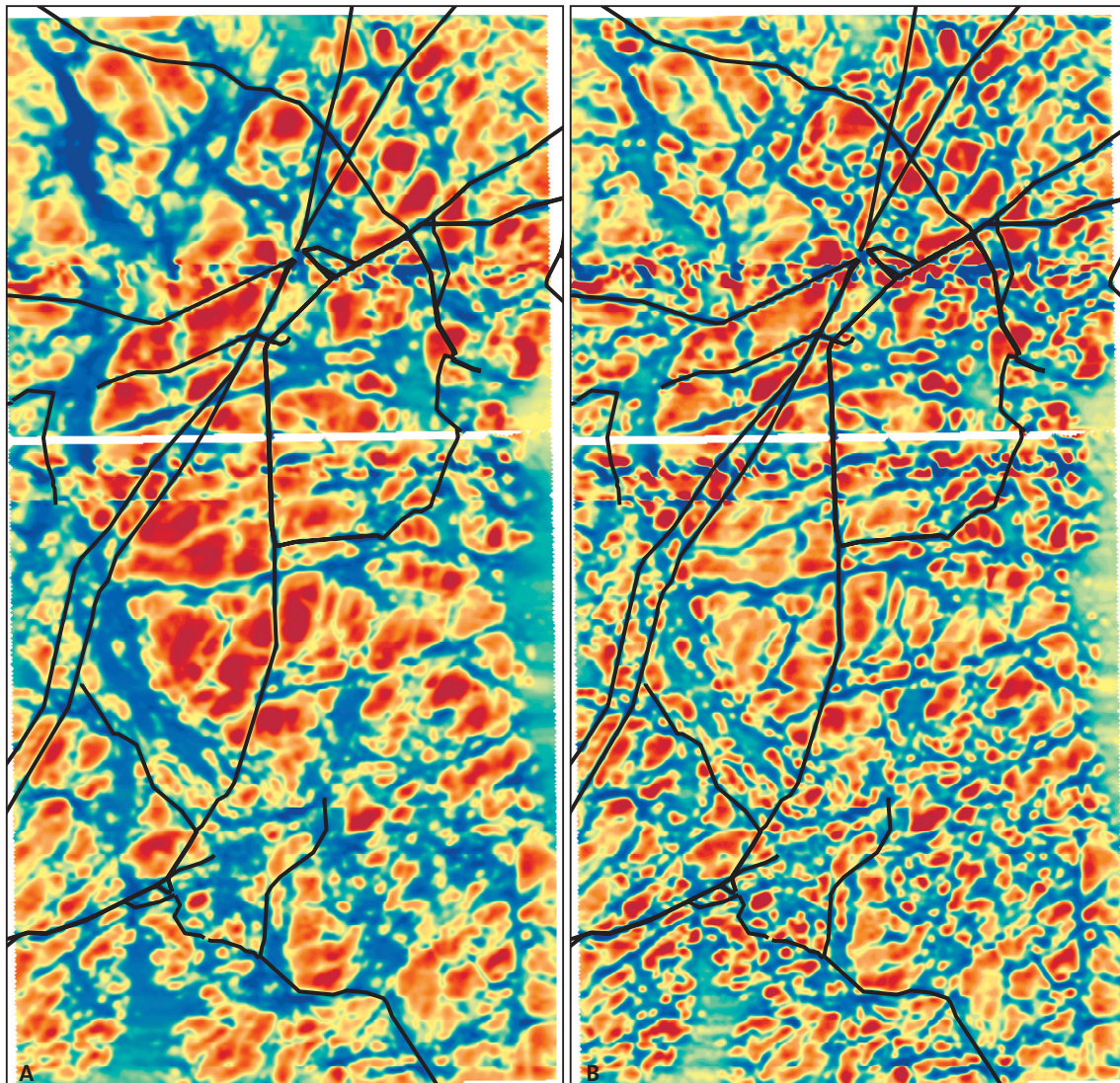


Figur 19. A. Lantmäteriets nationella höjdmödel med 2 m upplösning över Åmål NO–SO. B. Flygmätt magnetiskt totalfält över Åmål NO–SO. Röd färg resresenterar höga värden, blå låga värden.

framträder som lågmagnetiska, linjära anomalier, dalgångar i topografiska data och lågresistiva områden i bearbetade elektromagnetiska data. De bandade magnetiska anomalier i den sydöstra delen är relaterade till den kraftiga deformationen i Mylonitzonen.

### **Sammanfattning av geologiska och morfologiska särdrag**

- Berggrunden domineras av högmetamorfa, mer eller mindre kraftigt deformerade bergarter.
- Berg i dagen eller berggrund med tunt jordtäckte utgör 55 % av landytan.
- Lågpermeabla leriga till siltiga sediment med en medelmåktighet på 5 m utgör den dominerande jordarten.
- Området ligger med vissa undantag under högsta kustlinjen.
- Norra delen av området karaktäriseras av relativt kuperad terräng med höjder på upp emot 240 m över havet, medan den södra delen är flackare och höjderna når inte 100 m över havet.



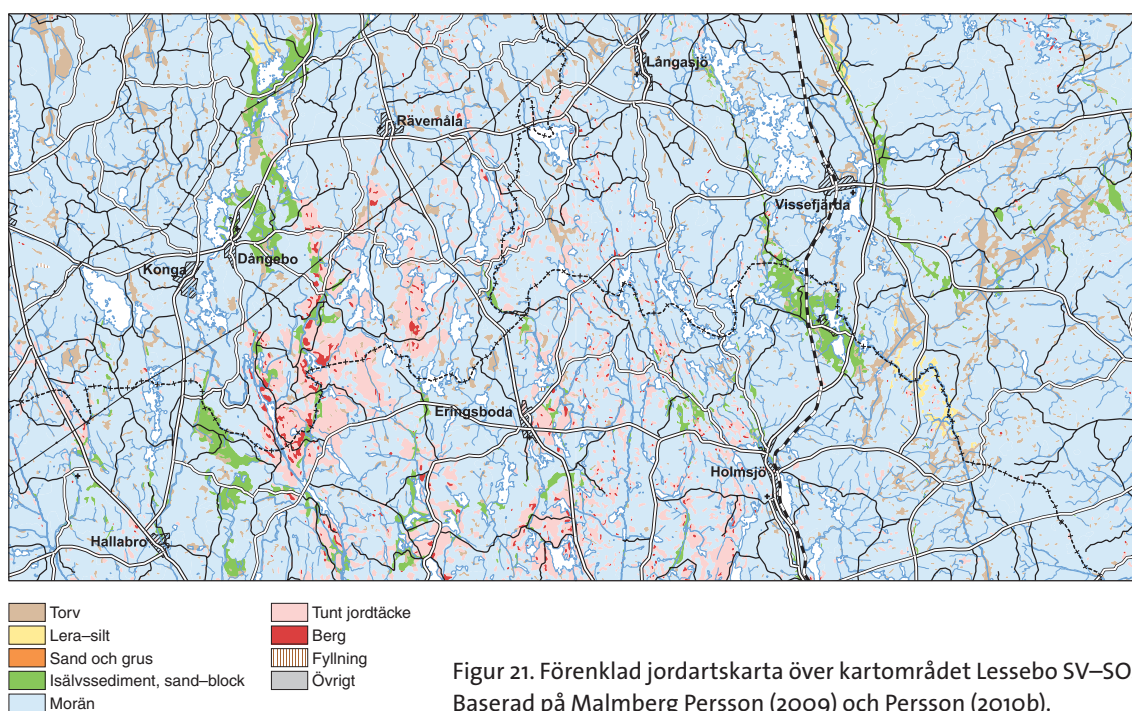
Figur 20. Resultat från VLF-mätning. **A.** Skenbar resistivitet, där blå områden är lågresistiva. **B.** Strömtäthet, där blå områden representerar högre strömtäthet. Kraftledning är markerade med svarta linjer.

## GEOLOGISKT OCH GEOFYSISKT UNDERLAG FÖR LESSEBO SV–SO

### Kort beskrivning av jordarterna inom kartområdet

Kartområdet Lessebo SV–SO täcks av regional jordartsinformation i skala 1:100 000 (Malmberg Persson 2010, Persson 2010a). Nedanstående kortfattade beskrivning av jordartsgeologin inom området är baserad på Malmberg Persson (2009) och Persson (2010b). Utbredningen av olika jordarter inom kartområdet framgår av figur 21. Hela kartområdet Lessebo SV–SO är beläget över högsta kustlinjen. Den nuvarande landhöjningen i området är ca 0,6 mm/år. 8 % av landytan utgörs av berg i dagen eller berggrund med tunt jordtäckte, vanligtvis morän med en mäktighet på högst en meter. Det är framför allt i den sydöstra delen av Lessebo SV och sydvästra delen av Lessebo SO som berggrunden är relativt välblottad, vilket i stora drag sammanfaller med utbredningen av Eringsbodagraniten. Inom detta område utgör berg i dagen eller berggrund med tunt jordtäckte 20 %. Jordarterna inom området Lessebo SV–SO domineras helt av morän (fig. 21), vilken utgör 81 % av landytan, men moränen varierar dock mycket i sammansättning och morfologi. Sandig morän dominerar inom kartområdet, men även grusig morän förekommer på ett flertal ställen, vilket innebär en god vattengenomsläpplighet. Ett exempel på en morän från området framgår av figur 22A. Moränen bildar vanligtvis ett relativt jämnt täcke över berggrunden och jämnar ut variationer i berggrundsmorfologin. Moränmäktigheten är vanligtvis 2–6 m, men är 4–10 m i nordöstra delen och 1–4 m i sydvästra delen av kartområdet Lessebo SO. Enstaka jorddjup i förmodad morän upp till 17–18 m har noterats i brunnborrningar. Inom Eringsbodagranitens utbredningsområde är moränen relativt rik på vittringsgrus.

Vid sidan av den dominerande moränen utgör isälvsediment (3 %) den mest framträdande jordarten (fig. 21). Sand och grus är dominerande kornstorlekar (fig. 22B), men sorteringsgrad och kornstorlek kan variera avsevärt inom en och samma avlagring. Isälvsavlagringarna inom kartområdet utgörs av ett antal vanligtvis morfologiskt framträdande åsar (rullstensåsar), med nordnordväst–sydsydöstlig till nord–sydlig utsträckning samt deltan och kullar. Några av åsarna löper genom hela området, dock med en viss uppsplittring i ett antal mindre förekomster. Underordnade jordarter (totalt 6 %) inom kartområdet utgörs av spridda förekomster av torv och gyttja, lera och silt samt svämsediment.



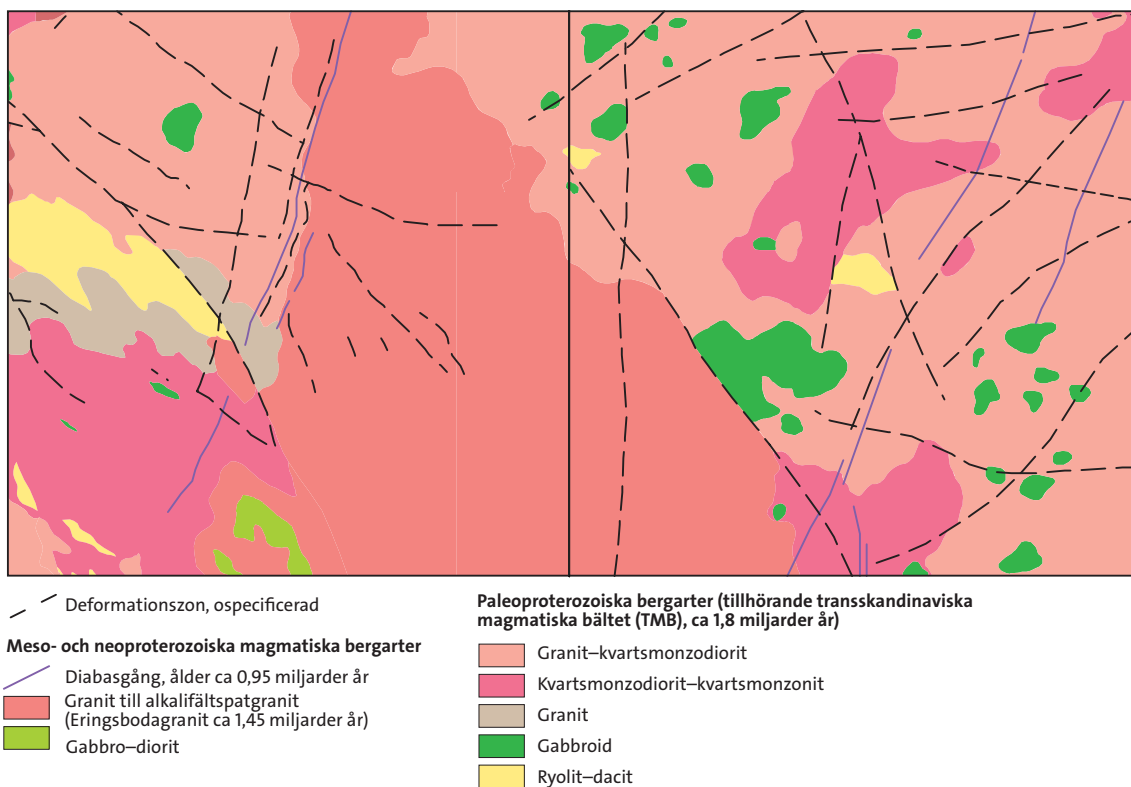
Figur 21. Förenklad jordartskarta över kartområdet Lessebo SV–SO. Baserad på Malmberg Persson (2009) och Persson (2010b).

## Kort beskrivning av berggrunden inom kartområdet

Kartområdet Lessebo SV–SO täcks endast av regional berggrundsinformation i skala 1:250 000, dels av berggrundskartan över Kronobergs län i den västra delen (Wik m.fl. 2009a), och dels berggrundskartan över Kalmar län i östra delen (Wik m.fl. 2005a). Det finns ingen beskrivning av berggrunden som är fokuserad på enbart kartområdet Lessebo SV–SO, utan området ingår i den övergripande beskrivningen av berggrunden i Kalmar och Kronobergs län (Wik m.fl. 2005b, Wik m.fl. 2009b). De berggrundsgeologiska förhållandena inom kartområdet presenteras i figur 23.



Figur 22. Exempel på jordarter från Lessebo SV–SO. A. Grov morän med grusig sammansättning och rikligt med sten (Persson 2010b). Foto Magnus Persson. B. Skärning i stenigt isälvsgrus (Malmberg Persson 2009). Foto: Kärtin Malmberg Persson.



Figur 23. Berggrundskarta med förenklad teckenförklaring över kartområdet Lessebo SV–SO. Utsnitt från den regionala kartdatabasen.



Figur 24. Exempel på 1,8 miljarder år gammal granit från kartområdet Kristianopel NV. Bild från Kornfält & Bruun (2002). Foto: Karl-Axel Kornfält.

Berggrunden inom kartområdet tillhör två litotektoniska enheter (Bergman m.fl. 2012). Den nordvästligaste och nordöstra till östra delen tillhör den 2,0–1,8 miljarder år gamla svekokarelska orogenen, medan den resterande delen tillhör den 1,5–1,4 miljarder år gamla Blekinge–Bornholmsorogenen. Bergarterna inom de två orogenerna är dock sammansättnings- och åldersmässigt likartade, men åtskiljs av de 1,5–1,4 miljarder år gamla omvandlingar och deformationer som framför allt drabbat den del av berggrunden inom Blekinge–Bornholmsorogenen som är äldre än 1,45 miljarder år.

Berggrunden inom den nordvästra och östra till nordöstra delen av kartområdet, dvs. inom den svekokarelska orogenen, domineras av 1,8 miljarder år gamla, medel- till grovkorniga graniter tillhörande det transskandinaviska magmatiska bältet (fig. 24). Vidare förekommer kroppar av likåldrig kvartsmonzonit till monzodiorit, dvs. bergarter med lägre kvartshalt, och framför allt i den nordöstra till östra delen av området, även spridda mindre kroppar av gabbroida bergarter. Inom Blekinge–Bornholmsorogenen i den mellersta västra delen av området, förekommer en vulkanisk bergart med dacitisk till kvartslatitisk sammansättning, vilken till största delen är omgiven av en granitisk till kvartsmonzodioritisk, fint till grovt medelkornig bergart. Söder härom, i den sydvästligaste delen, utgörs berggrunden av en medelkornig granodiorit till kvartsmonzodiorit. Den centrala delen av området utgörs av den 1,45 miljarder år gamla medel- till grovkorniga och porfyriska Eringsbodagraniten (fig. 25, Åhäll 2001), vilken är jämställd med Karlshamnsgraniten söderut i Blekinge. Vidare förekommer spridda nordnordöstliga–sydsydvästliga diabasgångar som tillhör de 0,98–0,95 miljarder år gamla s.k. Blekinge–Dalarna-diabaserna. Det bör noteras att såväl den 1,45 miljarder år gamla Eringsbodagraniten som de 1,8 miljarder år gamla granitiska till kvartsmonzodioritiska bergarterna är välbevarade och mer eller mindre massformiga.

I sydvästra delen av Lessebo SV förekommer den s.k. Åsnenzonen (Wik m.fl. 2009b), vilken utgör ett regionalt plastiskt deformationsbälte som löper i nordväst–sydöstlig till nordnordvästlig–sydsydöstlig riktning från trakten av sjön Rymmen i Kronobergs län, genom Lessebo SV och med förmodad fortsättning ner i Blekinge.

Tryckavlastningssprickor (bankningsplan), vilka kan vara viktiga ur hydrogeologisk synvinkel, är ett karaktäristiskt inslag i de 1,45 miljarder år gamla graniterna (fig. 25, jfr. fig. 2 och



Figur 25. Bankningsplan i Eringsbodagranit.  
Foto: Google Maps.

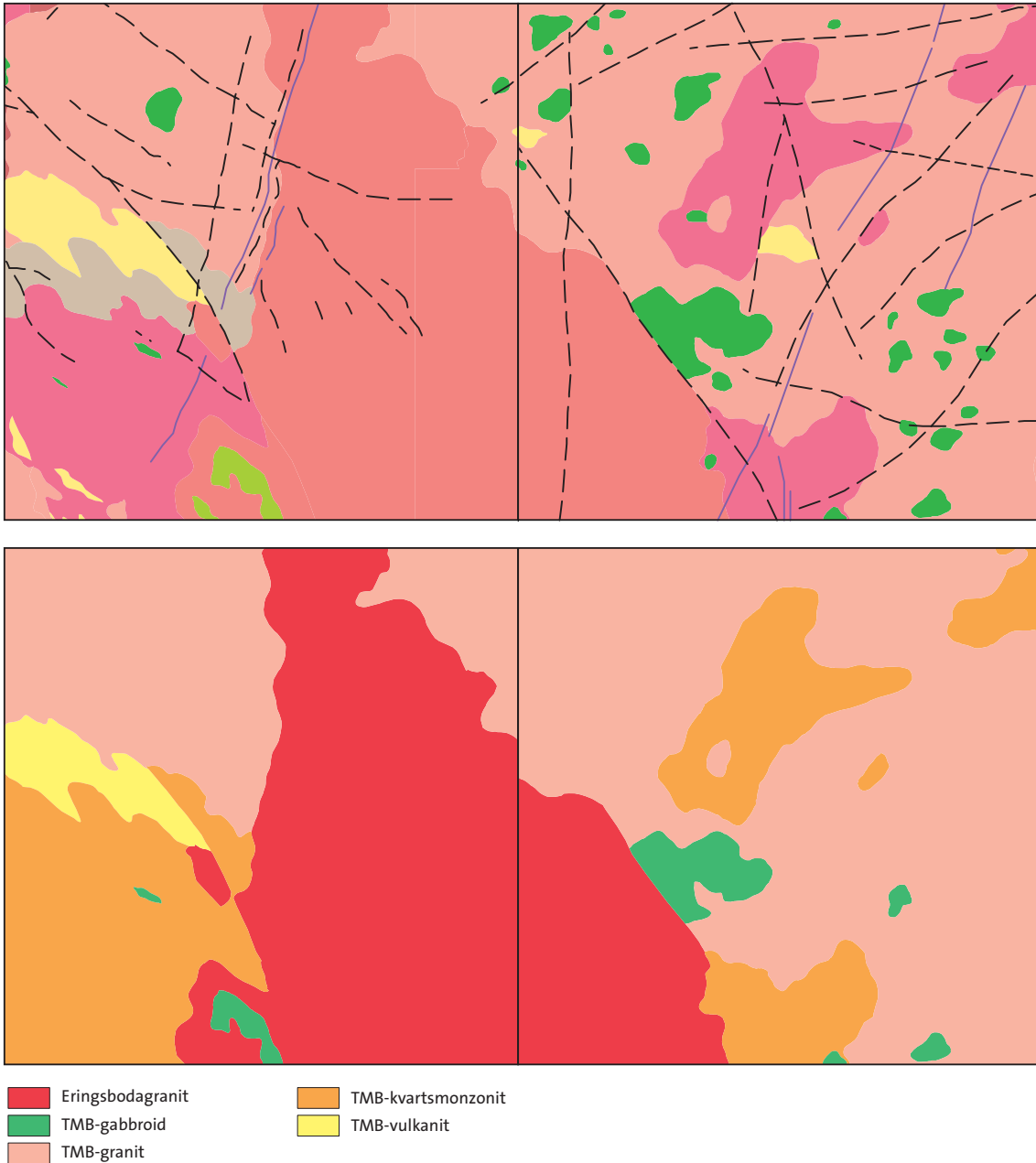
bilaga 4 i Pousette m.fl. 1983). De bedöms också kunna utgöra viktiga strukturer för grundvattenflödet även i de mer eller mindre massformiga 1,8 miljarder år gamla graniterna till kvartsmonzodioriterna inom området (jfr. sid. 11 i Söderholm m.fl. 1987).

### ***Indelning i bergdomäner***

Berggrundskartan har förenklats och bergenheter som bedömts ha likartad geologisk karaktär, oberoende av vilken orogen de tillhör, har slagits ihop till bergdomäner. Syftet har varit att undersöka om bergarter av olika karaktär inom kartområdet Lessebo SV–SO avspeglas i brunnskapaciteten i bergborrade brunnar. Vidare har små bergenheter, t.ex. gabbrokroppar, framför allt om brunnar saknas, uteslutits och inkluderats i de större domänerna. Notera att de inom området förekommande diabaserna är för små för att utgöra enskilda bergdomäner. De har dock beaktats i den statistiska analysen eftersom erfarenheten visar på deras betydelse ur hydrogeologisk synvinkel. De kan utgöra hydrauliska barriärer samtidigt som kontakterna mot sidoberget kan vara uppspruckna och därmed vattenförande. Indelningen i bergdomäner är grundad på den regionala kartdatabasen över berggrunden inom Kronobergs län och Kalmar län. Berggrunden har delats in i följande fem bergdomäner (fig. 26) baserat på skillnader i sammansättning, kornstorlek, textur och ålder:

- Eringsbodagranit – välbevarad, medel- till grovkornig, porfyrisk granit, 1,45 miljarder år gammal.
- TMB-granit – relativt välbevarad, medel- till grovkornig, porfyrisk granit, 1,80 miljarder år gammal.
- TMB-kvartsmonzonit – relativt välbevarad, fin- till grovt medelkornig, granit-kvartsmonzodiorit, 1,80 miljarder år gammal.
- TMB-gabbroid – relativt välbevarad, 1,80 miljarder år gammal.
- TMB-vulkanit – finkornig, dacit-kvartslatit, lokalt deformerad, 1,77 miljarder år gammal.

TMB = transskandinaviska magmatiska bältet.

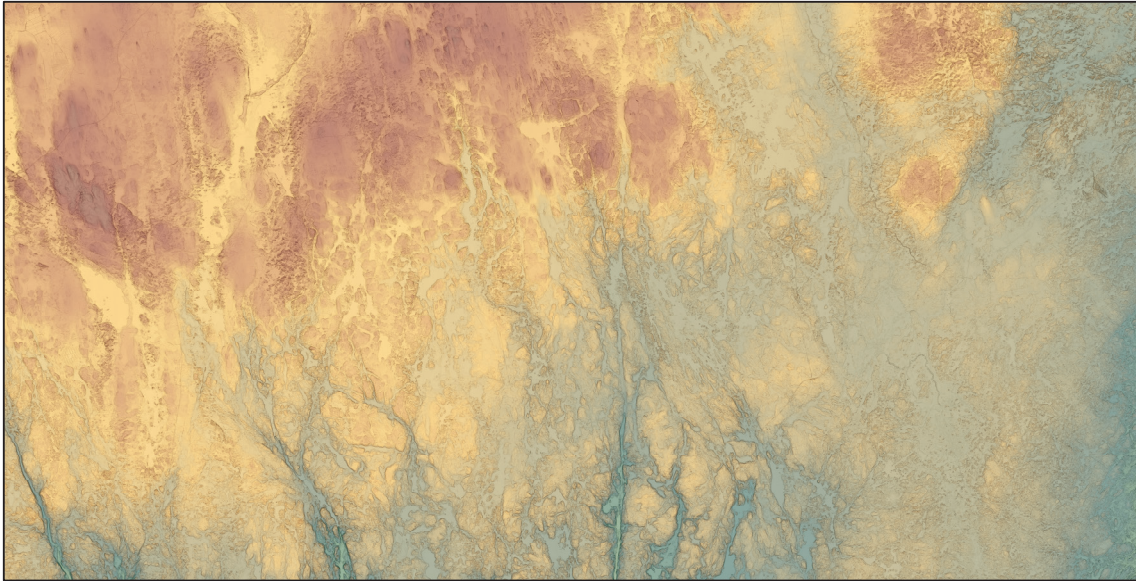


Figur 26. Jämförelse mellan berggrundskartan (övre figuren) och bergdomänerna (undre figuren) inomkartområdet Lessebo SV–SO. Röd=Eringsbodagranit, ljusbrun=TMB-granit, orange=TMB-kvartsmonzonit, grön=TMB-gabbroid, gul=TMB-vulkanit. För teckenförklaring till berggrundskartan, se figur 23.

### **Topografiskt underlag**

Lantmäteriets nationella höjdmodell med 2 m upplösning över Lessebo SV–SO visas i figur 27. Lessebo SV–SO har inte lika tydliga höjdskillnader som Åmål NO–SO. Den norra delen har en högsta punkt på knappt 200 m ö.h.. I söder ligger höjden mellan 100 och 130 m ö.h., med dalgångar som ligger på en minsta höjd av ca 70 m ö.h..





Figur 27. Lantmäteriets nationella höjdmödel med 2 m upplösning över Lessebo SV–SO.

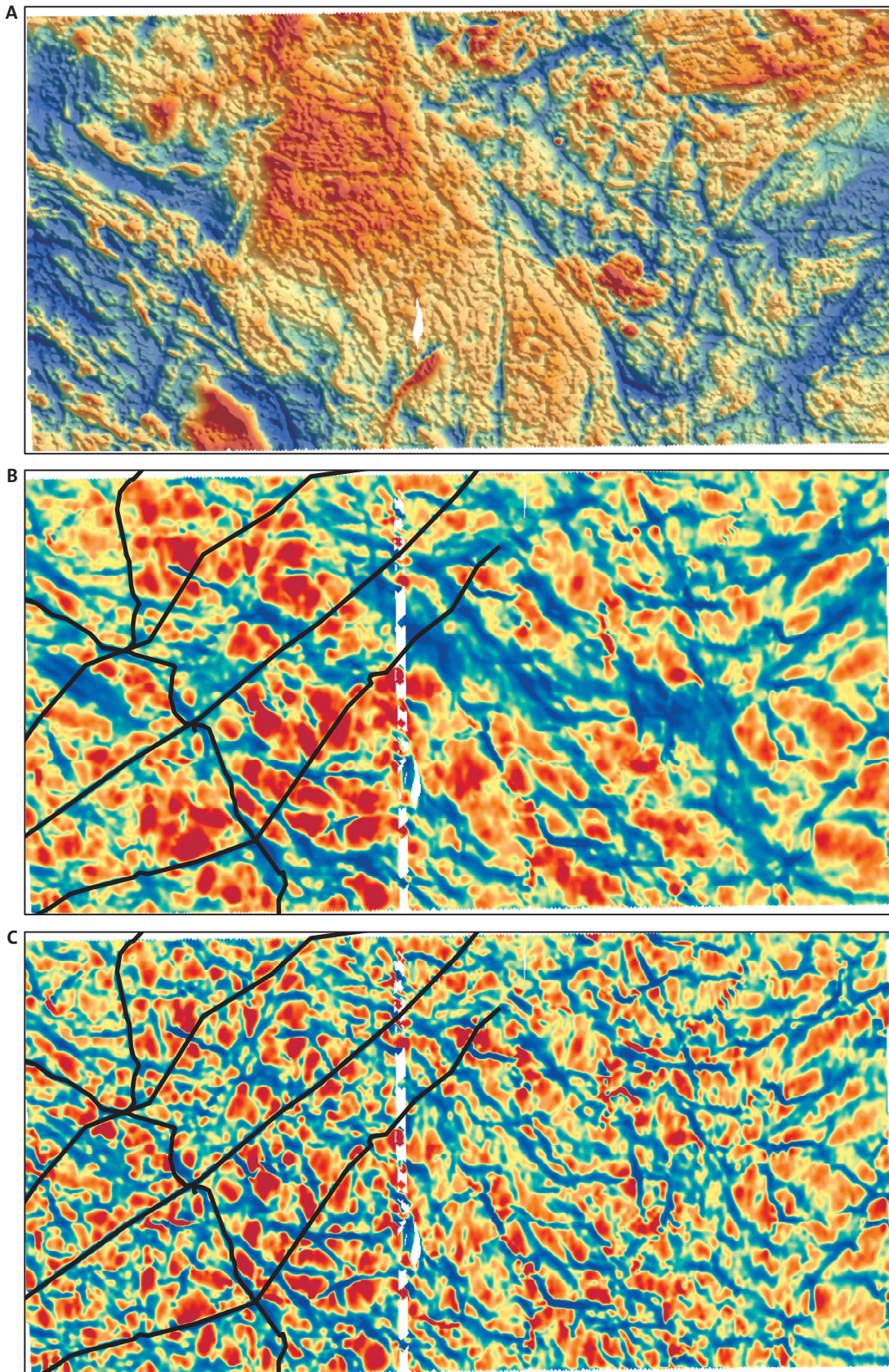
### ***Geofysiskt underlag***

Området Lessebo SV–SO flygmättes år 2000–2002. Flygriktningen var nord–sydlig, flyghöjden 60 m och linjeavståndet 200 m. Avståndet mellan mätpunkter längs linjen är cirka 17 m. Flyggeofysiskt underlag som använts vid lineamentsidentifieringen är magnetiska och elektromagnetiska (VLF) data. Magnetiskt totalfält framgår av figur 28A och bearbetade VLF-data av figur 28B och C.

Eringsbodagraniten i den centrala delen av området framträder som en högmagnetisk anomali. Berggrunden väster om Eringsbodagraniten karaktäriseras av ett nordväst–sydöstligt bandat, magnetiskt anomalimönster vilket reflekterar den strukturella trenden i Åsnenzonen. Berggrunden öster om Eringsbodagraniten uppvisar däremot ett anomalimönster med distinkta lågmagnetiska, linjära anomalier med nordväst–sydöstlig och nordöst–sydvästlig orientering. En nord–sydlig struktur som går rakt över områdets centrala del syns tydligt i magnetiska- och topografiska data, men framträder mindre tydligt i elektromagnetiska data. I elektromagnetiska data framträder istället öst–västliga drag tydligare.

### ***Sammanfattning av geologiska och morfologiska särdrag***

- Berggrunden utgörs av välbevarade granitiska till kvartsmonzodioritiska bergarter.
- Berg i dagen eller berggrund med tunt jordtäckte utgör ca 8 % av landytan. Men inom Eringsbodagranitens utbredningsområde utgör berg i dagen eller berggrund med tunt jordtäckte ca 20 %.
- Morän med en mäktighet på vanligtvis 4–6 m utgör den dominerande jordarten.
- Hela området ligger över högsta kustlinjen.
- Den norra delen av området är topografiskt högre med högsta punkt på knappa 200 m ö.h.. I södra delen ligger höjden mellan 100 och 130 m ö.h., med dalgångar på en minsta höjd av ca 70 m.



Figur 28. Magnetiska data och VLF-data över Lessebo SV–SO. **A.** Magnetiskt totalfält. Röd färg representerar hög magnetisering. **B.** Skenbar resistivitet. Blå färg representerar låg resistivitet. **C.** Strömtäthet. Blå färg representerar hög strömtäthet. Kraftledningar är markerade med svarta linjer i delfigurerna **B** och **C**.

## OSÄKERHETER

Nedanstående osäkerheter är viktiga att beakta vid utvärderingen av resultatet av den utförda studien:

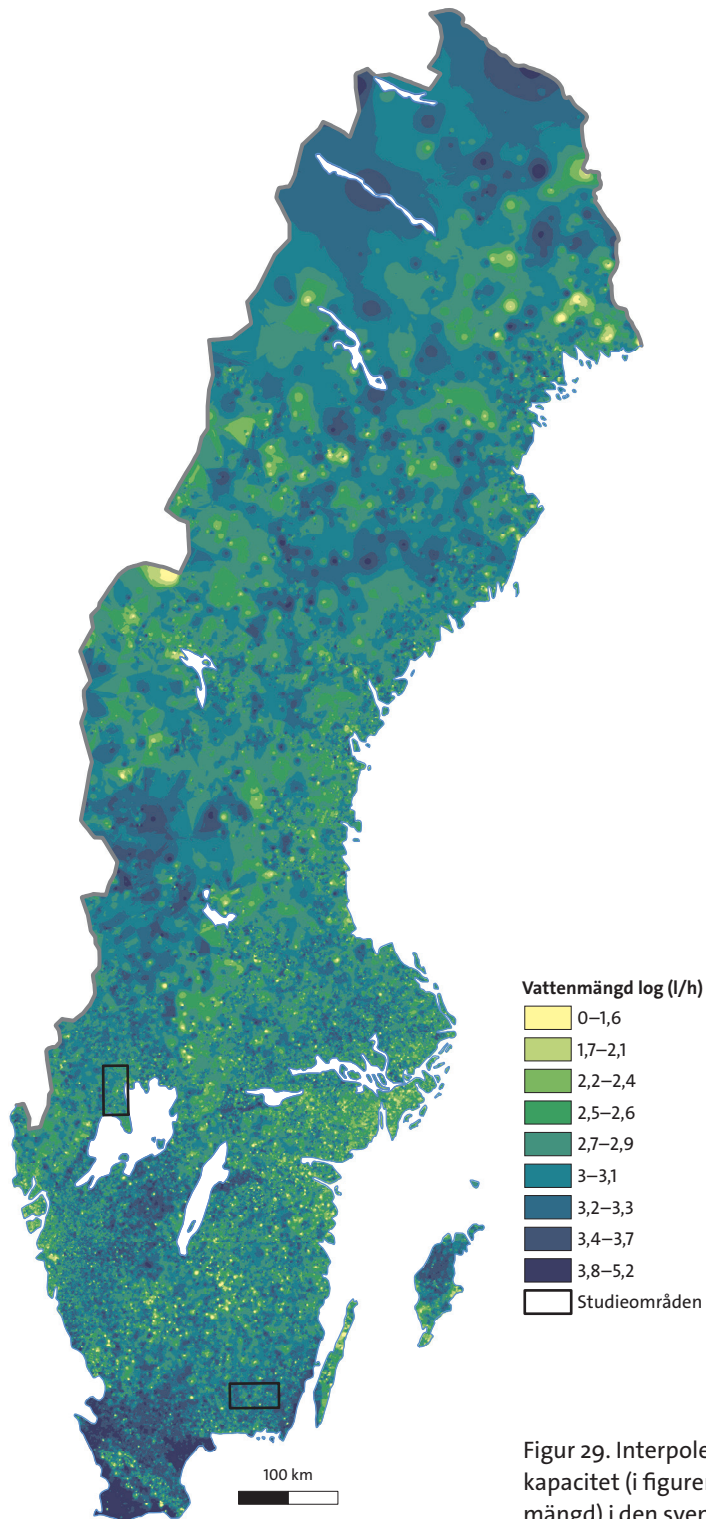
- De i Brunnsarkivet angivna koordinaterna för brunnens läge är i vissa fall mycket osäkra. Data från brunnar där osäkerheten i läget är över 250 m har inte använts i analysen. Notera dock att läget är osäkert även för brunnar där osäkerheten i lägesnoggrannheten angivits till under 250 m.
- Brunnarna ligger relativt ojämnt fördelade inom Åmål NO–SO där framför allt den centrala delen har få brunnar.
- Brunnskapaciteten som anges i Brunnsarkivet för den borrade brunnen är i regel grovt uppskattad. Exempelvis är värdet för brunnskapacitet i Brunnsarkivet detsamma (10 l/min) för många brunnar.
- Interpolerade brunnsdata är mycket osäkra i områden där avståndet mellan brunnar är stort.
- Beräkningarna av specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet bygger på många antaganden som innehåller osäkerheter.
- Den geologiska informationen är av översiktlig karaktär och bygger på en tolkning och generalisering av bergartsfördelningen över ett område.
- Lineament kortare än en kilometer har inte använts i studien.
- Det exakta läget av lineament tolkade från flyggeofysiska data och höjddata baseras på en visuell, delvis subjektiv bedömning. Huruvida alla identifierade lineament verkligen utgör spröda deformationszoner är osäkert.
- Ingen information finns om de flödande strukturer som styr brunnskapaciteten, t.ex. om det är flacka eller branta strukturer.
- Ingen information om sprickorienteringar i hållskala finns från kartområdena för jämförelse med de identifierade lineamenten.

## RESULTAT

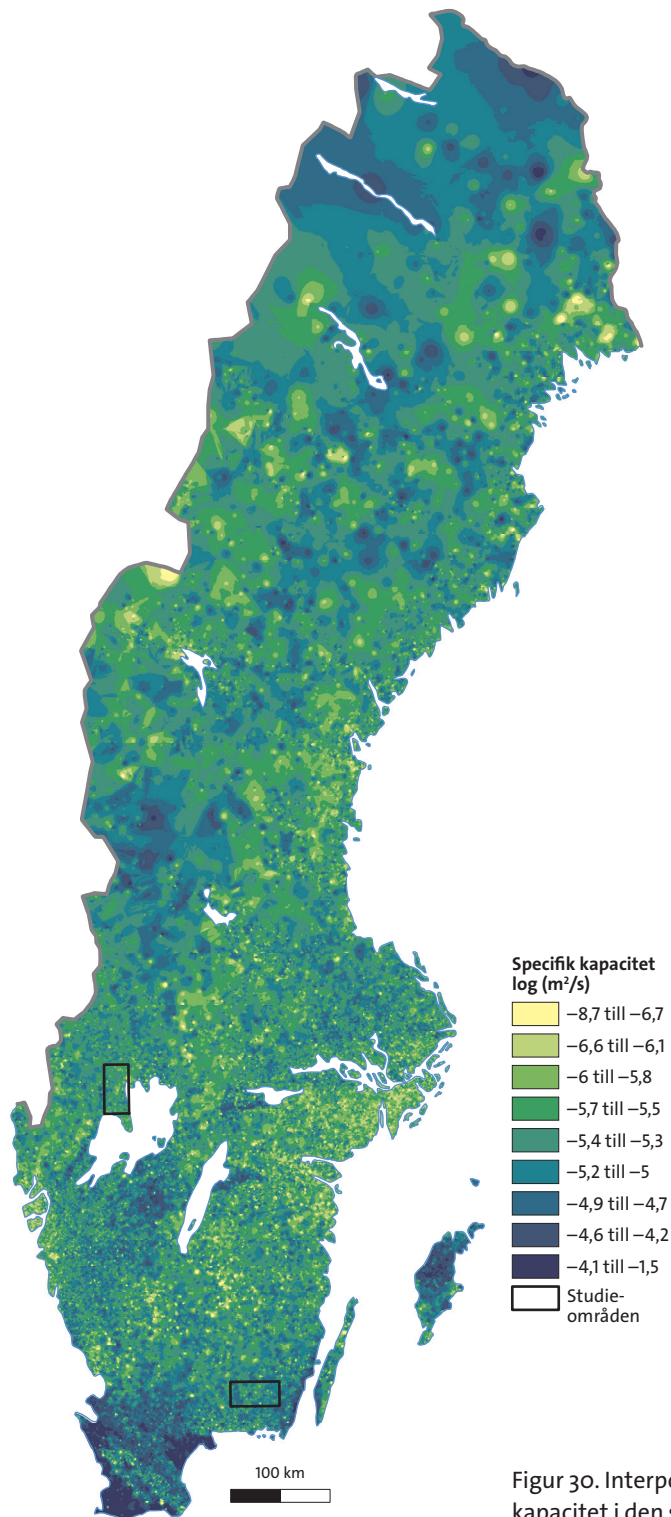
### Nationella data, Sverige

Interpolerade kartor över Sverige har tagits fram för parametrarna brunnskapacitet, specifik kapacitet, hydraulisk konduktivitet och brunnens totaldjup (fig. 29, 30, 31, 32). Interpoleringens översiktliga karaktär och ovan nämnda osäkerheter i ingångsdata tillåter inte någon mer detaljerad tolkning. Trots den översiktliga karaktären framgår dock tydligt i interpoleringen av brunnskapacitet, specifik kapacitet och hydraulisk konduktivitet att de områden i Sverige där urberget täcks av yngre, paleozoiska, sedimentära bergarter, t.ex. i Skåne, på Öst- och Västgötaslätten, Örebro-slätten, samt delar av Öland och Gotland, har högre vattenföring. I Skåne framgår tydligt skillnaden i vattenföring mellan urbergshorstarna och den omkringliggande sedimentära berggrunden. Noterbart är att även den prekambriska Dalasandstenen framträder som mer vattenförande än omgivande kristallina prekambrisk berggrund. Vissa skillnader i vattenföring kan geografiskt kopplas till områden med tunt eller helt avsaknad av jordtäckning som t.ex sprickdalslandskapen i Sörmland och Bohuslän, med relativt låg vattenföring. En tydlig kontrast finns mellan Sörmlands kustområde och centrala och norra delarna av Uppland, med ett mycket tjockare jordtäckning, mindre dramatisk topografi och en högre vattenföring i Uppland. Vad det gäller områdena Åmål NO–SO och Lessebo SV–SO indikeras i den översiktliga interpoleringen i nationell skala att vattenföringen är något högre i kartområdet Lessebo SV–SO än inom kartområdet Åmål NO–SO (fig. 29, 30, 31).

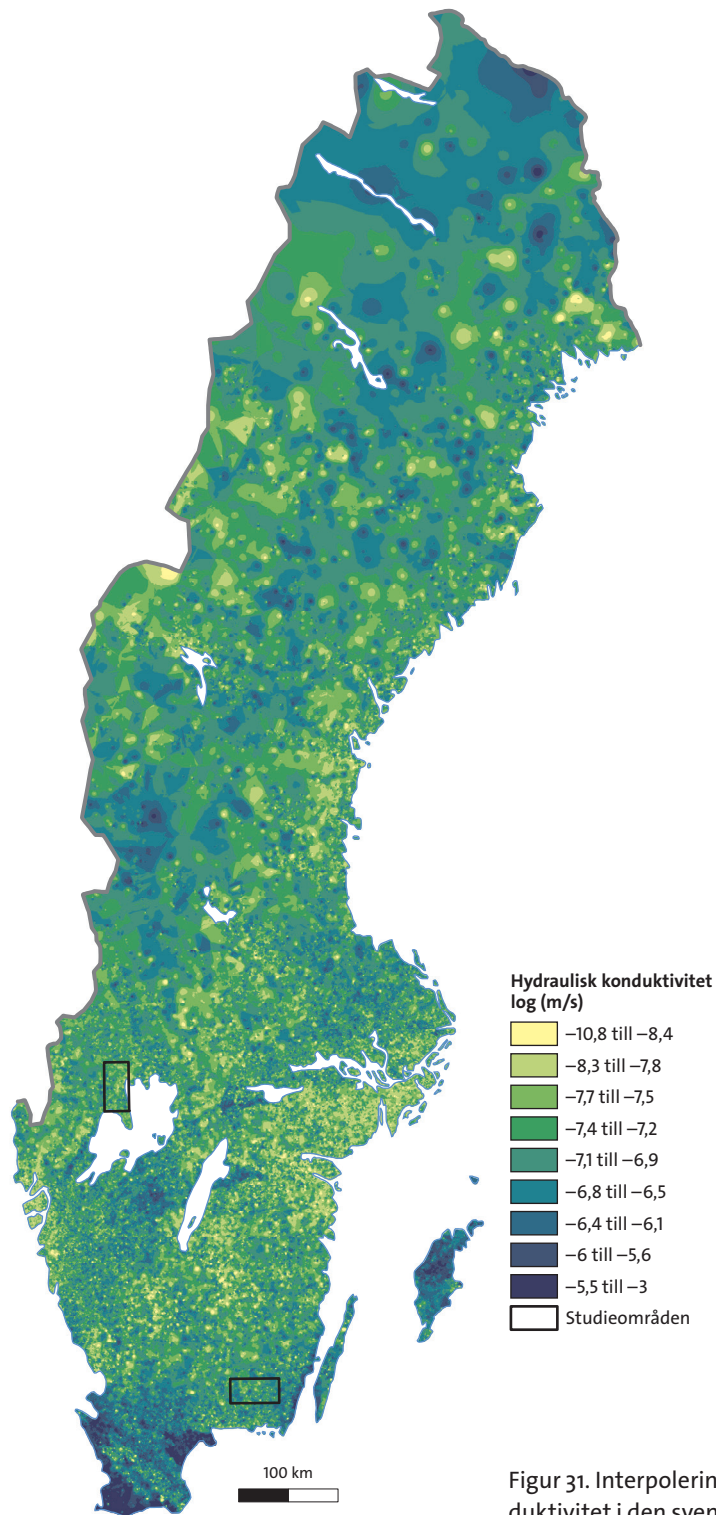
Totaldjupet kan också vara en indikation på brunnskapaciteten i berggrunden (fig. 32), då hög vattenföring i den övre delen av berggrunden innebär att man inte behöver borra så djupt.



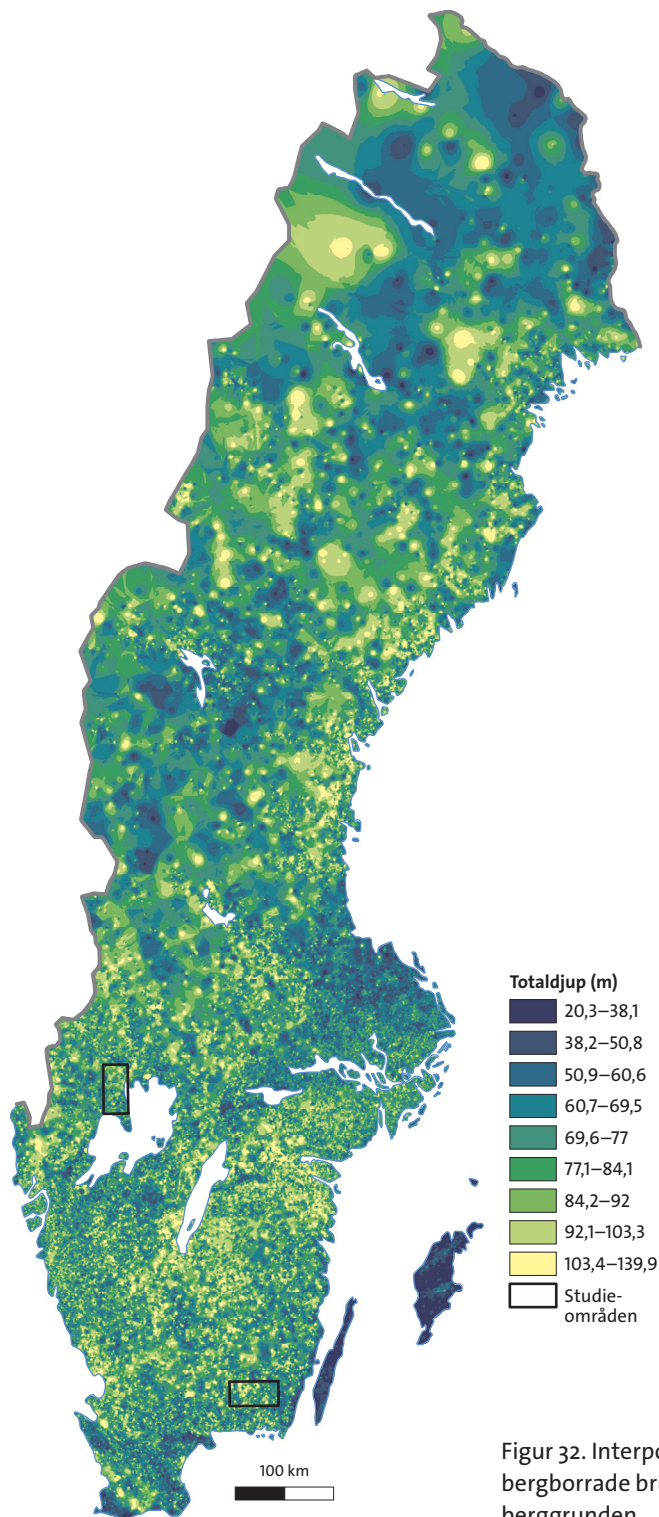
Figur 29. Interpolering av brunnskapacitet (i figuren angiven som vattenmängd) i den svenska berggrunden.



Figur 30. Interpolering av specifik kapacitet i den svenska berggrunden.



Figur 31. Interpolering av hydraulisk konduktivitet i den svenska berggrunden.



Figur 32. Interpolering av totaldjup för bergborrade brunnar i den svenska berggrunden.

Även andra faktorer påverkar hur djupt man borrar i olika områden. I figur 32 ser man att brunnarna i Norduppland och Gävleområdet generellt har ett mindre totaldjup. Detta beror inte på att brunnskapaciteten är ovanligt hög, utan på att man inte vill borra för djupt på grund av risken för saltvatteninträngning. Ett annat exempel är Öland, framför allt södra delen, där brunnarna inte borrar djupt för att undvika att nå alunskiffer och därmed riskera problem med dricksvattenkvaliteten.

Interpoleringens osäkerhet framgår vid jämförelse med figur 12 som visar tillgången till data från bergborrade brunnar som ingått i interpoleringen.

## Resultat Åmål NO–SO

### *Lineamentsidentifiering*

Totalt identifierades 712 lineament inom Åmål NO–SO med en längd över en kilometer. En sammanställning av antal lineament identifierade i olika data samt lineamentslängder framgår av tabell 2.

Figur 33 visar resultatet av lineamentsidentifieringen över Åmål NO–SO. Inom området finns totalt 145 lineament identifierade i magnetiska data, 165 i VLF-data och 402 i höjddata. Höjddata som använts har betydligt högre upplösning (2 m) i jämförelse med flyggeofysiska data (50 m) vilket är en förklaring till att de topografiska lineamenten är fler.

Stora delar av Gillbergaskålen är relativt lågmagnetisk och har därför färre magnetiska lineament. Inom kartområdet Åmål SO är jordtäcket mäktigare och topografiska lineament framträder därför inte lika tydligt i höjddata som inom kartområdet Åmål NO som domineras av mer kuperad terräng och tunt jordtäckte.

### *Orientering av lineament*

Vissa dominerande riktningar framträder där lineament identifierade i samtliga dataunderlag sammanfaller, t.ex. lineament med östnordöst–västsydvästlig strykning i de centrala delarna av kartområdet, samt lineament med nordnordöst–sydsydvästlig strykning som sammanfaller med Mylonitzonens utbredning. Det finns en något mindre andel magnetiska lineament i öst–västlig riktning jämfört med VLF-lineament och topografiska lineament. Det är möjligt att detta påverkats av den öst–västliga flygriktningen.

Orienteringen av lineament (potentiella deformationszoner) som identifierats i magnetiska data, höjd- och VLF-data har plottats i rodiagram (fig. 34–37). När alla lineament betraktas oberoende av längd, framträder en tydlig anisotrop fördelning där nordöst–sydvästliga lineament dominerar inom området (fig. 34). Framför allt gäller det de topografiska lineamenten. Om lineamenten betraktas som hydrauliskt flödande zoner (hydrauliska strukturdomäner) skulle detta innebära ett hydrauliskt flöde i nordöst–sydvästlig riktning genom områdets berggrund. Om man enbart betraktar lineament kortare än två kilometer och framför allt kortare än en och en halv kilometer, är den nordöst–sydvästliga trenden inte lika uppenbar, framför allt när

Tabell 2. Sammanfattning av antal och längder på lineament inom Åmål NO–SO identifierade i magnetiska data, VLF-data och höjddata.

	Magnetiska data	VLF-data	Höjddata
Antal	145	165	402
Medianlängd (m)	2 607	2 346	2 208
Maxlängd (m)	10 114	10 146	29 432



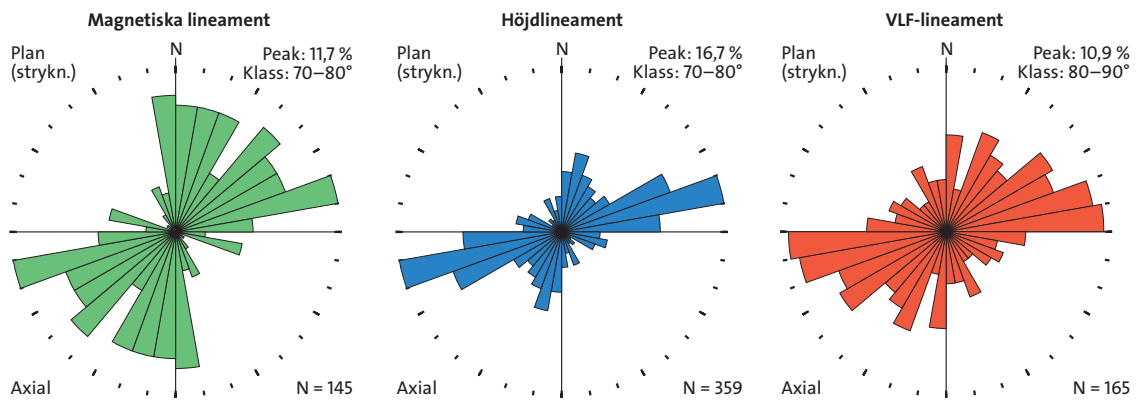


Figur 33. Resultat av lineaments-identifiering inom kartområdet Åmål NO-SO. Bakgrunden utgörs av bergdomänkartan.

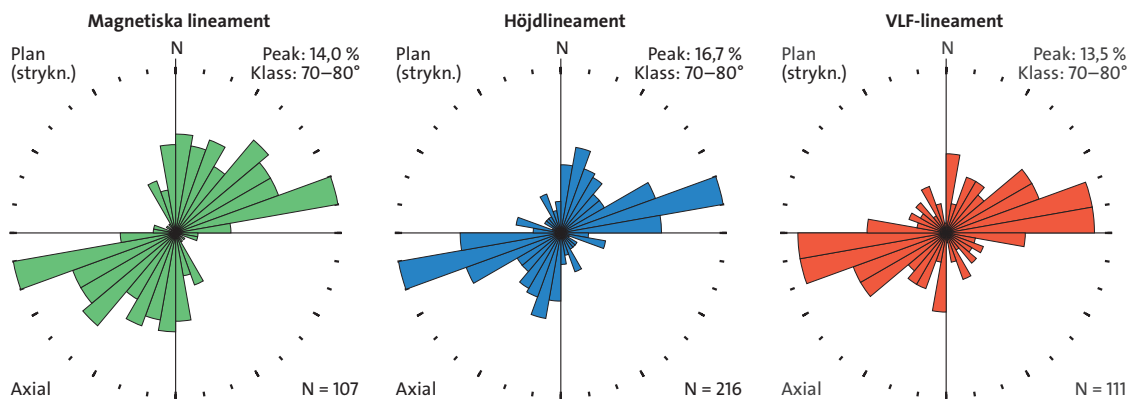
Lineament tolkat från	Bergdomäner
— Magnetiska data	— Mylonitzonen
— VLF-data	— Gillbergaskålen
— Höjddata	— Metagranitoider
	— Ådernejsterrängen

det gäller lineament baserade på VLF-anomalier. Dominerande riktning för de kortare VLF-lineamenten är istället nord-sydlig (fig. 36, 37), vilket sålunda konceptuellt skulle kunna indikera ett hydrauliskt flöde i sammanhängande, kortare zoner och sprickor i dessa riktningar. Detta är dock baserat på ett fåtal lineament.

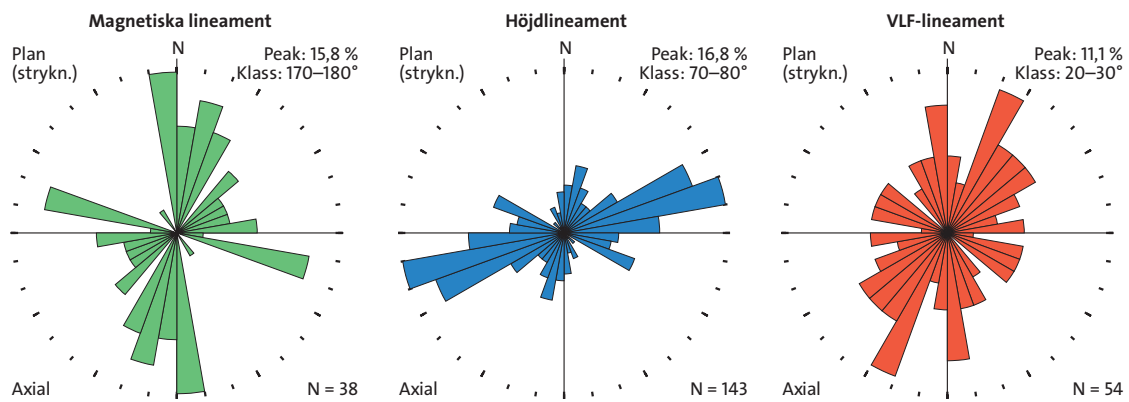
Notera den dominerande nordöstliga-sydvästliga orienteringen för de topografiska lineamenten oberoende av deras längd. De magnetiska lineamenten och VLF-lineamenten som är kortare än två kilometer visar däremot en något förändrad orienteringsfördelning jämfört med de längre lineamenten. En viktig men obesvarad fråga är om de kortare lineamenten snarare än de längre avspeglar orienteringen av sprickor i hållar. Notera att lineament som är kortare än en kilometer inte ingår i studien.



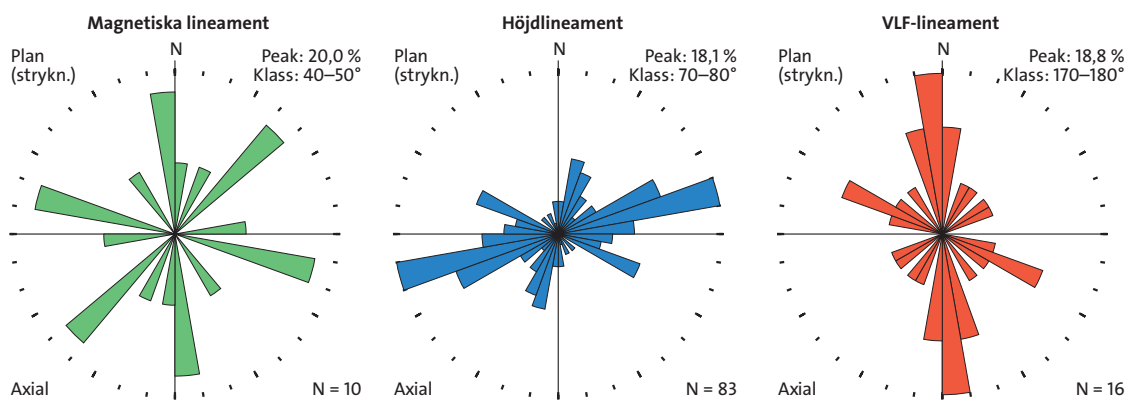
Figur 34. Orientering av lineament, oavsett längd, från olika dataunderlag inom kartområdet Åmål NO–SO.



Figur 35. Orientering av lineament längre än 2 km från olika dataunderlag inom kartområdet Åmål NO–SO.



Figur 36. Orientering av lineament kortare än 2 km från olika dataunderlag inom kartområdet Åmål NO–SO.



Figur 37. Orientering av lineament kortare än 1,5 km från olika dataunderlag inom kartområdet Åmål NO–SO.

### **Statistisk analys**

Resultatet av den variansanalys som utförts för att studera olika faktorerens betydelse för de hydrogeologiska förhållandena i berggrunden inom Åmål NO–SO, visade totalt sett på låg förklaringsgrad ( $R^2$ ) för de faktorer som ingick i analysen (de geologiska faktorerna i tabell 1).  $R^2$ -värdet var 0,09 för brunnens bergdjup och 0,05 för brunnskapacitet, dvs. 9 % av variationen i bergdjup respektive 5 % av variationen i brunnskapacitet kunde förklaras av samtliga faktorer. Följande faktorer var signifikanta men hade låg statistisk styrka: jorddjup, TDR-värde vid brunnen (från magnetiskt totalfält), antal VLF-lineament inom 200 m radie från brunnen, längd på närmaste magnetiska lineament samt höjddlineamentens längd och riktning.

De statistiska sambanden bedöms vara alltför svaga för att kunna förklara skillnader i brunnskapaciteter med den metodik och geofysiska och geologiska information som använts som indata i analysen. De svaga sambanden kan exempelvis förklaras genom att studera skillnader i medel- eller medianvärden i brunnskapacitet mellan olika bergdomäner. Skillnaderna mellan bergdomänerna är små jämfört med variationerna inom varje bergdomän. På liknande sätt kan man betrakta sambandet mellan brunnens jorddjup och bergdjup. Det finns ett svagt samband men den stora spridningen innebär att förklaringsgraden i sambandet blir lågt.

Brunnskapaciteten i de bergborrade brunnarna skiljer sig något mellan de olika bergdomänerna (tabell 3 och fig. 38, 39). Medel- och medianvärde för brunnskapaciteten är högst för brunnarna i Mylonitzonen, men enbart 11 av totalt 833 brunnar ligger inom denna bergdomän. Antalet brunnar i Gillbergaskålen och Ådergnejsterrängen är 352 respektive 394. Brunnskapaciteten i brunnarna i Gillbergaskålen är högre, både vad gäller medel- och medianvärde, än i Ådergnejsterrängen. Medianvärdet för brunnskapaciteten i brunnarna i bergdomänen Metagranitoider är högre än i Gillbergaskålen, men medelvärdet är lägre. Det högre median- och medelvärdet för brunnskapaciteten i både Metagranitoider- och Gillbergaskåldomänen jämfört med Ådergnejsdomänen stödjer erfarenheten att gnejsterrängar har lägre vattenförande förmåga än mer välbevarad berggrund (Olofsson m.fl. 2001, Knutsson & Morfeldt 2002). Antal brunnar och deras djup i de fyra bergdomänerna framgår av tabell 3. Om man bortser från bergdomänen Mylonitzonen är medianvärdet för totaldjupet likartat för de övriga bergdomänerna.

Från de redovisade brunnskapaciteterna för olika bergarter i västra delen av Värmlands län framgår det också att de ådergnejsomvandlade bergarterna har lägre mediankapacitet (ca 700 l/h) än de mindre omvandlade gnejsiga graniterna (900 l/h, Aneblom m.fl. 2001).

Oavsett bergdomän indikeras att brunnskapaciteten är något högre inom områden med låg-resistiv berggrund, både vad det gäller medel- och medianvärde, än i brunnar inom områden med högresistiv berggrund (tabell 4 och fig. 40, 41). Det högre medel- och medianvärdet för brunnskapaciteten inom lågresistiva områden är dock inte statistiskt signifikant.

### **Interpolering av hydrogeologiska data**

Ett utsnitt över Åmål NO–SO ur interpoleringen i nationell skala av logaritmerad brunnskapacitet, specifik kapacitet, hydraulisk konduktivitet samt interpolerat totaldjup framgår av figur 42 och 43. Inga tydliga drag framträder, men interpoleringen indikerar att den mindre omvandlade berggrunden i den västra delen av området har något högre vattenföring. Notera att det finns väldigt få bergborrade brunnar i den centrala delen av området.

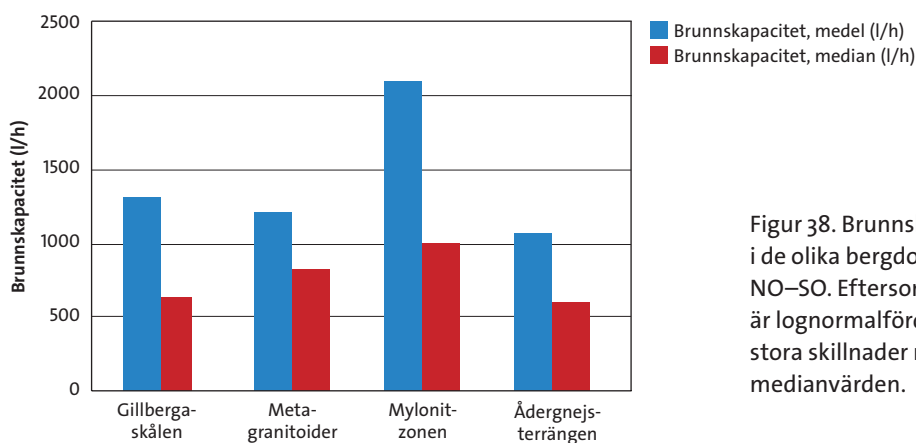
## **Resultat Lessebo SV–SO**

### **Lineamentsidentifiering**

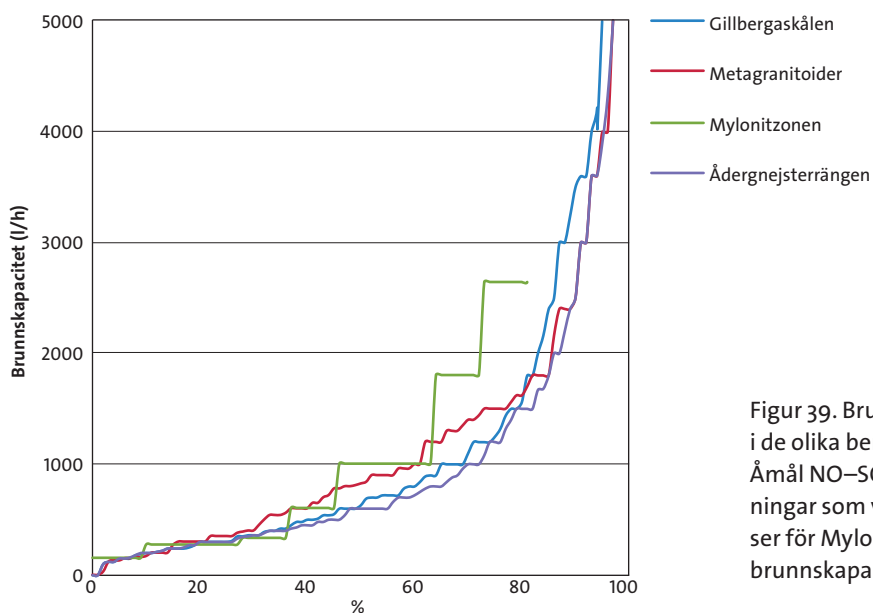
Totalt identifierades 281 lineament inom Lessebo SV–SO med en längd över en kilometer. En sammanställning av antal lineament identifierade i olika data samt lineamentslängder framgår av tabell 5.

Tabell 3. Antalet brunnar, totaldjup, brunnskapacitet och bergdjup inom de olika bergdomänerna. Antalet brunnar inom de olika bergdomänerna skiljer sig åt vilket påverkar resultaten.

	Gillbergaskålen	Metagranitoider	Mylonitzonen	Ådergnejs- terrängen
Antal brunnar	352	76	11	394
Totaldjup (m) medel	78	74	71	78
Totaldjup (m) median	79	76	71	80
Totaldjup (m) max	133	115	100	130
Totaldjup (m) min	27	30	42	21
Brunnskapacitet (l/h) medel	1321	1206	2096	1081
Brunnskapacitet (l/h) median	630	825	1000	600
Brunnskapacitet (l/h) max	15 000	7 200	8 000	10 000
Brunnskapacitet (l/h) min	0	0	150	0
Bergdjup (m) medel	76	73	68	76
Bergdjup (m) median	76	74	70	79
Bergdjup (m) max	132	113	95	129
Bergdjup (m) min	21	23	42	21



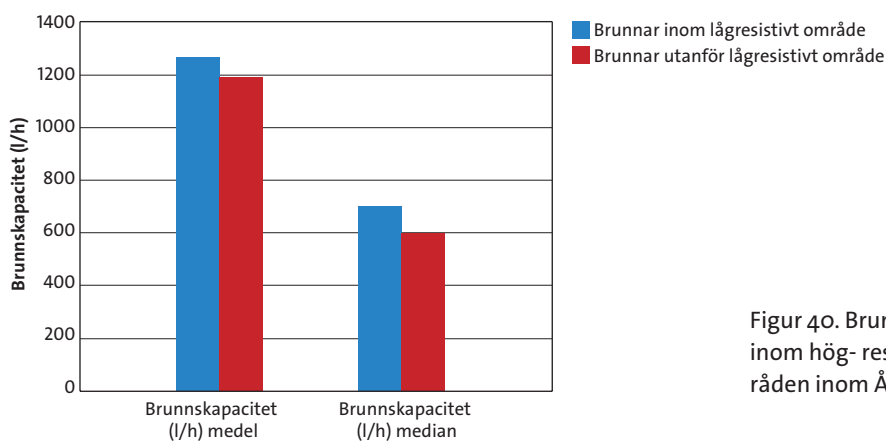
Figur 38. Brunnskapacitet för brunnar i de olika bergdomänerna inom Åmål NO–SO. Eftersom brunnskapaciteten är lognormalfördelad medför detta stora skillnader mellan medel- och medianvärden.



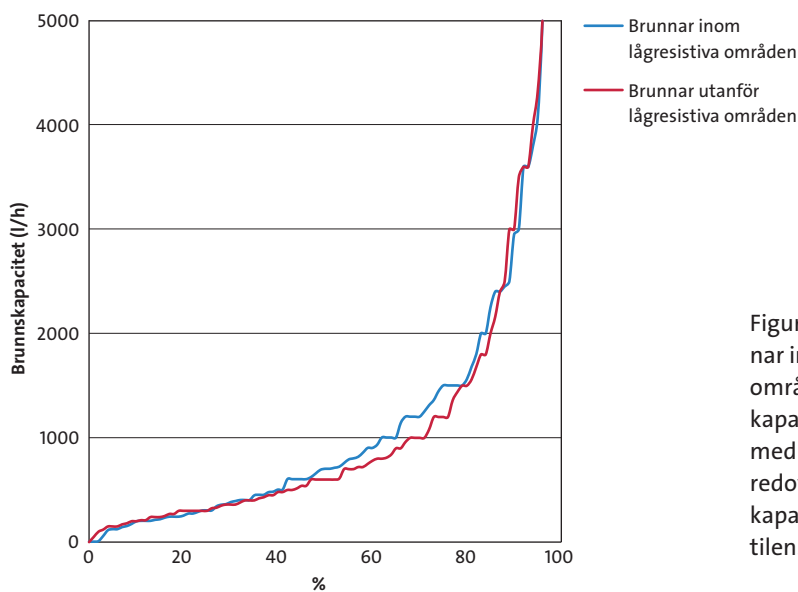
Figur 39. Brunnskapacitet för brunnar i de olika bergdomänerna i området Åmål NO–SO. Kumulativa redovisningar som visar på stora avvikelser för Mylonitzonen för de högre brunnskapaciteterna.

Tabell 4. Antal brunnar, totaldjup, brunnskapacitet och bergdjup i brunnar inom och utanför lågresistiva områden inom Åmål NO–SO.

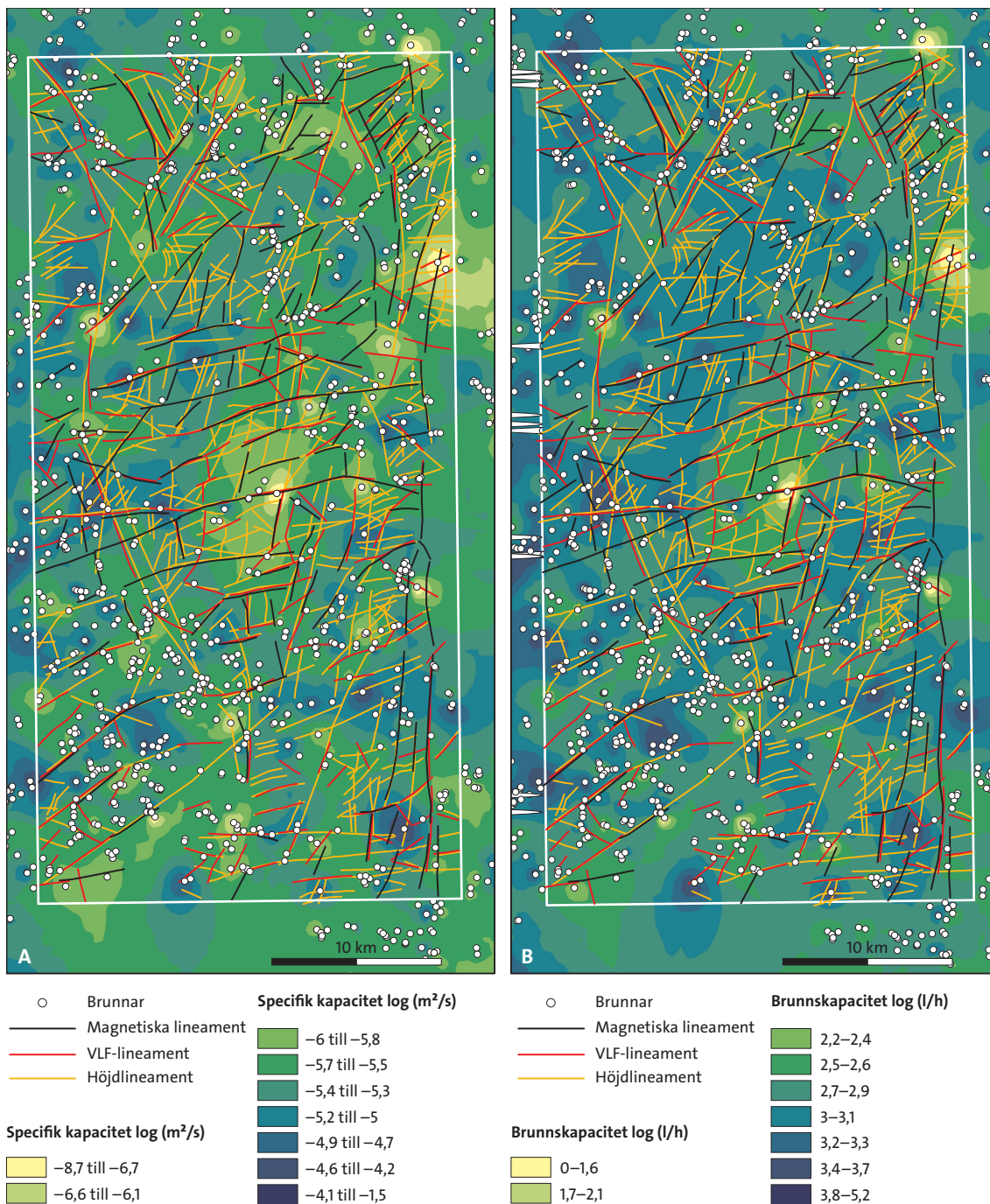
	Brunnar inom lågresistivt område	Brunnar utanför lågresistivt område
Antal brunnar	200	633
Totaldjup (m) medel	77	78
Totaldjup (m) median	76	80
Totaldjup (m) max	133	130
Totaldjup (m) min	21	25
Brunnskapacitet (l/h) medel	1 269	1 188
Brunnskapacitet (l/h) median	700	600
Brunnskapacitet (l/h) max	15 000	12 000
Brunnskapacitet (l/h) min	0	0
Bergdjup (m) medel	74	76
Bergdjup (m) median	74	78
Bergdjup (m) max	132	127
Bergdjup (m) min	21	23



Figur 40. Brunnskapacitet för brunnar inom hög- respektive lågresistiva områden inom Åmål NO–SO.

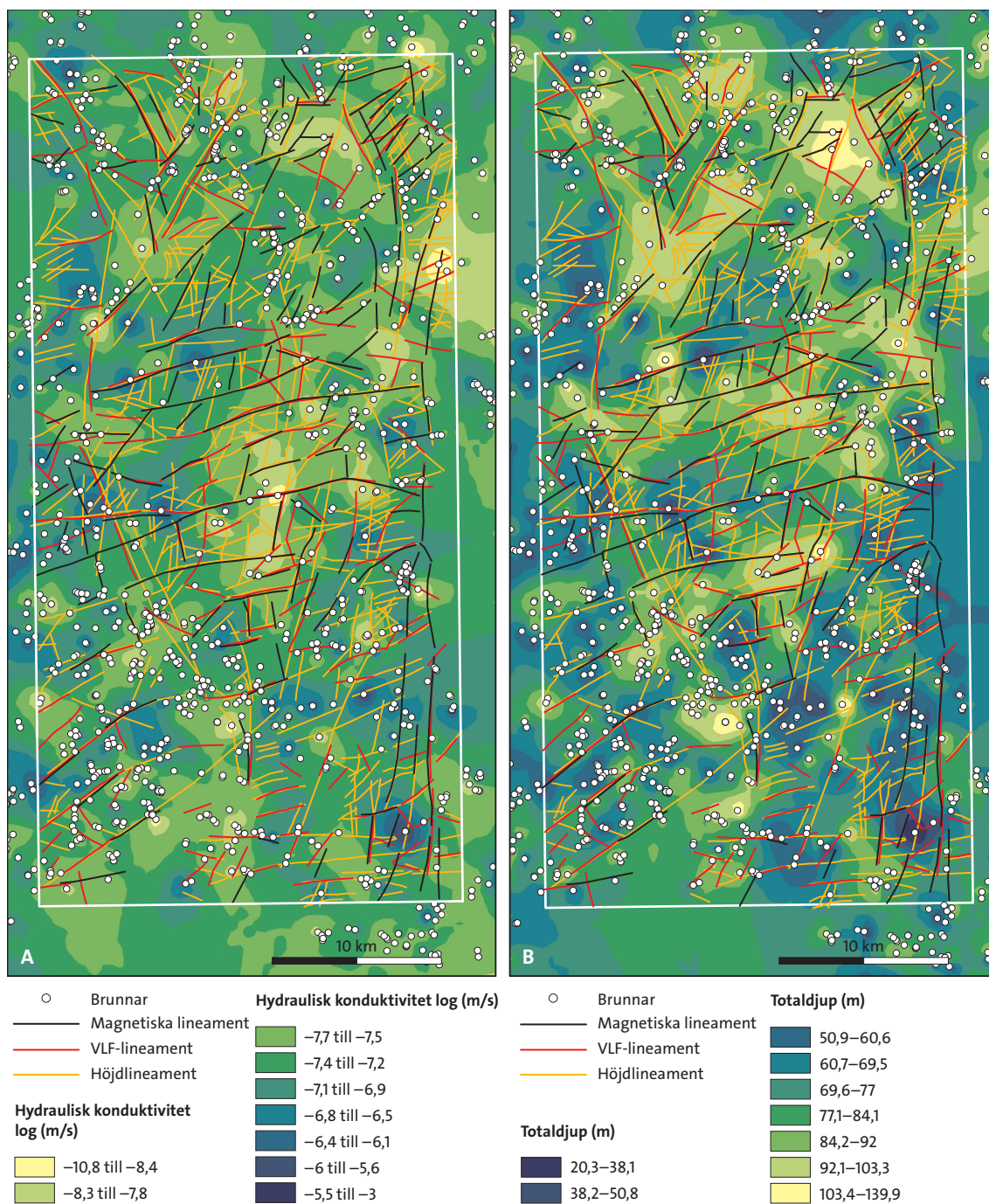


Figur 41. Brunnskapacitet för brunnar inom hög- respektive lågresistiva områden inom Åmål NO–SO. Brunnskapaciteten är något högre i områden med låg resistivitet. Den kumulativa redovisningen visar på högre brunnskapacitet från 40:e till 80:e percentilen.



Figur 42. Interpolerad logaritmerad specifik kapacitet (A) och brunnskapacitet (B) inom Åmål NO-SO. Utsnitt ur interpoleringen i nationell skala (fig. 29, 30). Brunnar och identifierade lineament är markerade.

Figur 44 visar resultatet av lineamentsidentifieringen inom Lessebo SV-SO. Inom området finns totalt 115 lineament tolkade från magnetiska data, 87 från VLF-data och 79 från höjddata (tabell 5). Totalt sett finns betydligt färre lineament inom Lessebo SV-SO jämfört med Åmål NO-SO, och medianlängden på lineamenten inom Lessebo SV-SO är dubbelt så lång (jfr. tabell 2 och 5). Korrelationen av lineament från olika data är relativt låg. Det kan till viss del förklaras med att flera öst-västriga VLF-lineament återfinns i en del av Eringsbodagraniten där topografiska lineament helt saknas, kanske på grund av tjockt jordtäckte.



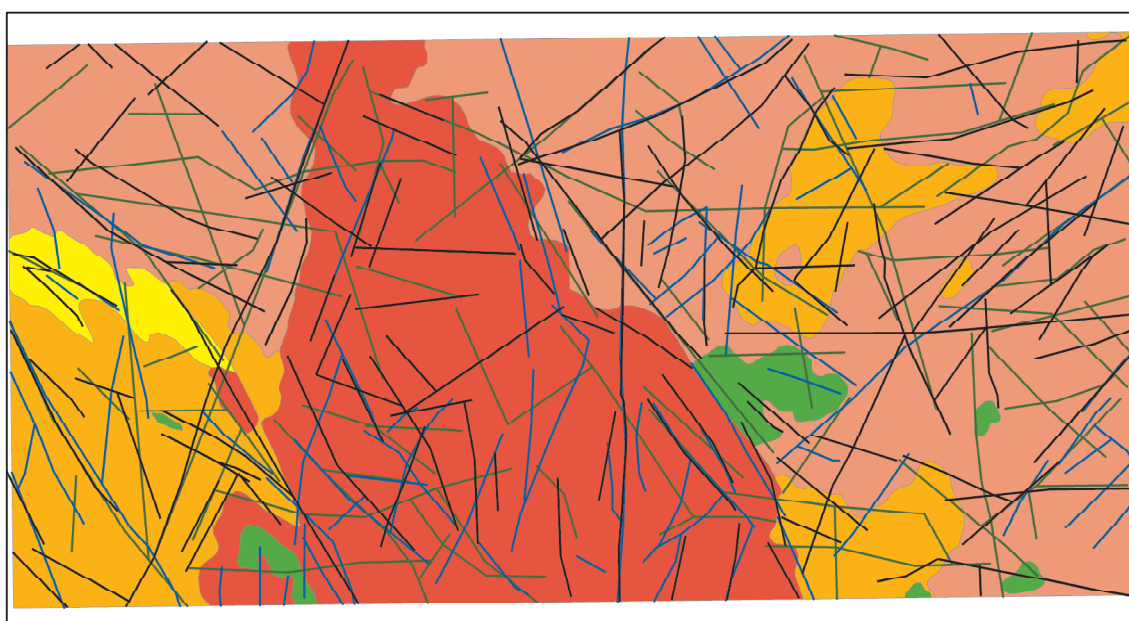
Figur 43. Interpolerad logaritmerad hydraulisk konduktivitet (A) och interpolerat totaldjup (B) inom Åmål NO–SO. Utsnitt ur interpoleringen i nationell skala (fig. 31, 32). Brunnar och identifierade lineament är markerade.

### **Orientering av lineament**

Inom Lessebo SV–SO har lineamenten delats upp i tre grupper: lineament inom Eringsboda-graniten respektive öster och väster om Eringsbodagraniten. Då lineamenten genomgående är längre inom Lessebo SV–SO än inom Åmål NO–SO, har längdavränsningen större eller mindre än fem kilometer använts i Lessebo, istället för större eller mindre än två respektive en och en halv km i Åmål.

Tabell 5. Sammanfattning av antal och längder på de lineament inom Lessebo SV–SO som har identifierats i magnetiska data, VLF-data och höjddata.

	Magnetiska data	VLF-data	Höjddata
Antal	115	87	79
Medianlängd	5 185	5 323	4 186
Maxlängd	27 085	23 233	25 036



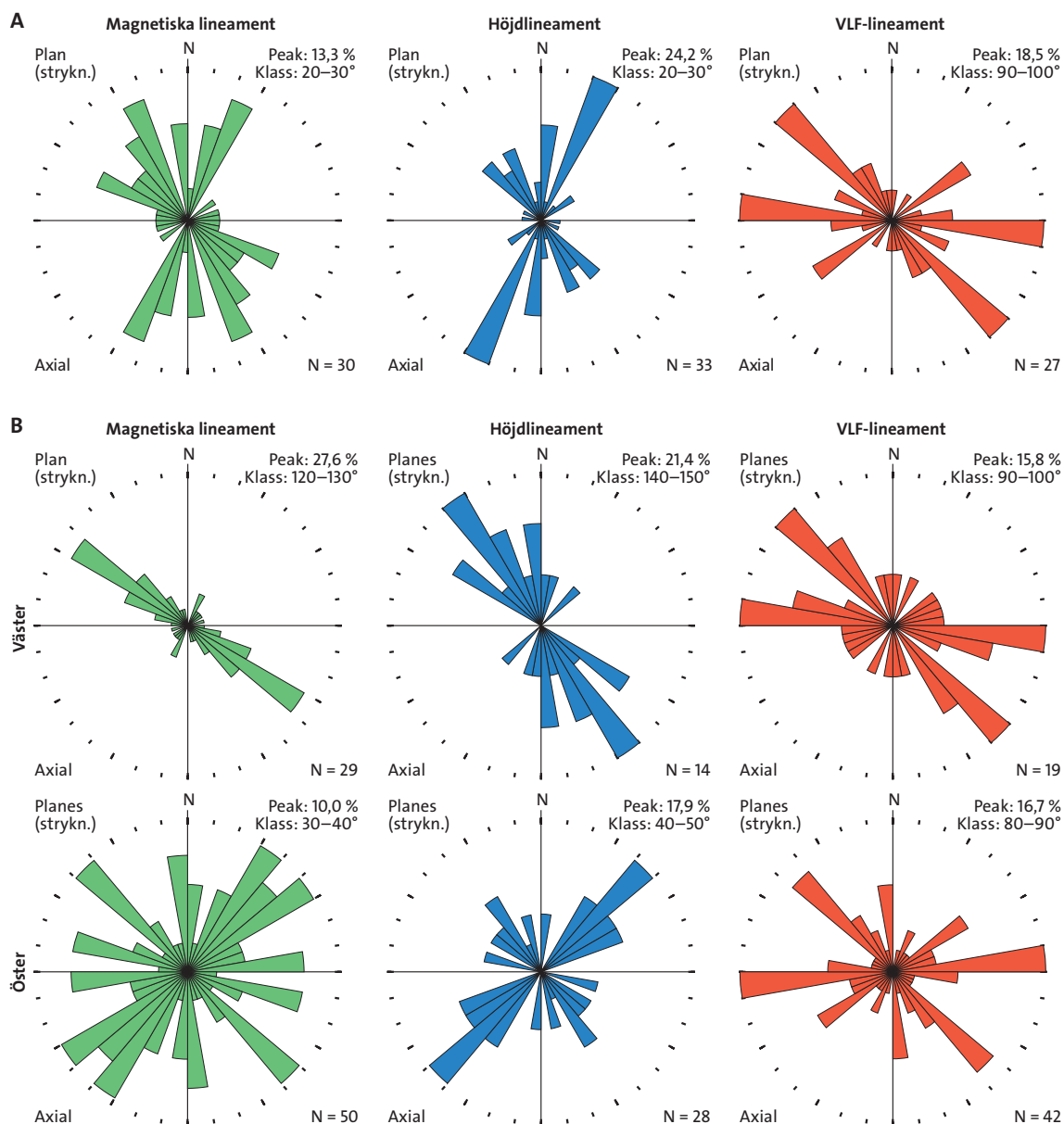
Lineament tolkade från	Bergdomäner
— Magnetiska data	Eringsbodagranit
— VLF-data	TMB-gabbroid
— Höjddata	TMB-granit
	TMB-kvartsmonzonit
	TMB-vulkanit

Figur 44. Resultat av lineamentsidentifiering över kartområdet Lessebo SV–SO. Bakgrunden utgörs av bergdomänkartan.

Orienteringen av de identifierade lineamenten har plottats i rosdiagram vilket redovisas i fig. 45–47. Orienteringen av de olika lineamenten, oberoende av längd, framgår av figur 45A och B. De topografiska lineamenten har en dominerande nordöst–sydvästlig trend både inom Eringsbodagraniten och öster om denna, medan trenden väster om Eringsbodagraniten är nordväst–sydöstlig. VLF-lineamenten uppvisar samma trend inom som väster och öster om Eringsbodagraniten, med en dominerande nordväst–sydöstlig och öst–västlig orientering. De magnetiska lineamenten spretar i många olika riktningar inom Eringsbodagraniten och öster om denna. Väster om Eringsbodagraniten följer dock de magnetiska lineamenten samma tydliga nordväst–sydöstliga trend som VLF-lineamenten och de topografiska lineamenten. Den dominerande nordväst–sydöstliga orienteringstrenden väster om Eringsbodagraniten är förmodligen relaterad till och styrd av den nordväst–sydöstliga regionala Åsnenzonen och reaktivering av densamma.

Om man enbart betraktar lineament längre än fem kilometer (fig. 46A, B) har VLF-lineamenten en dominerande nordväst–sydöstlig trend inom Eringsbodagraniten, en öst–västlig

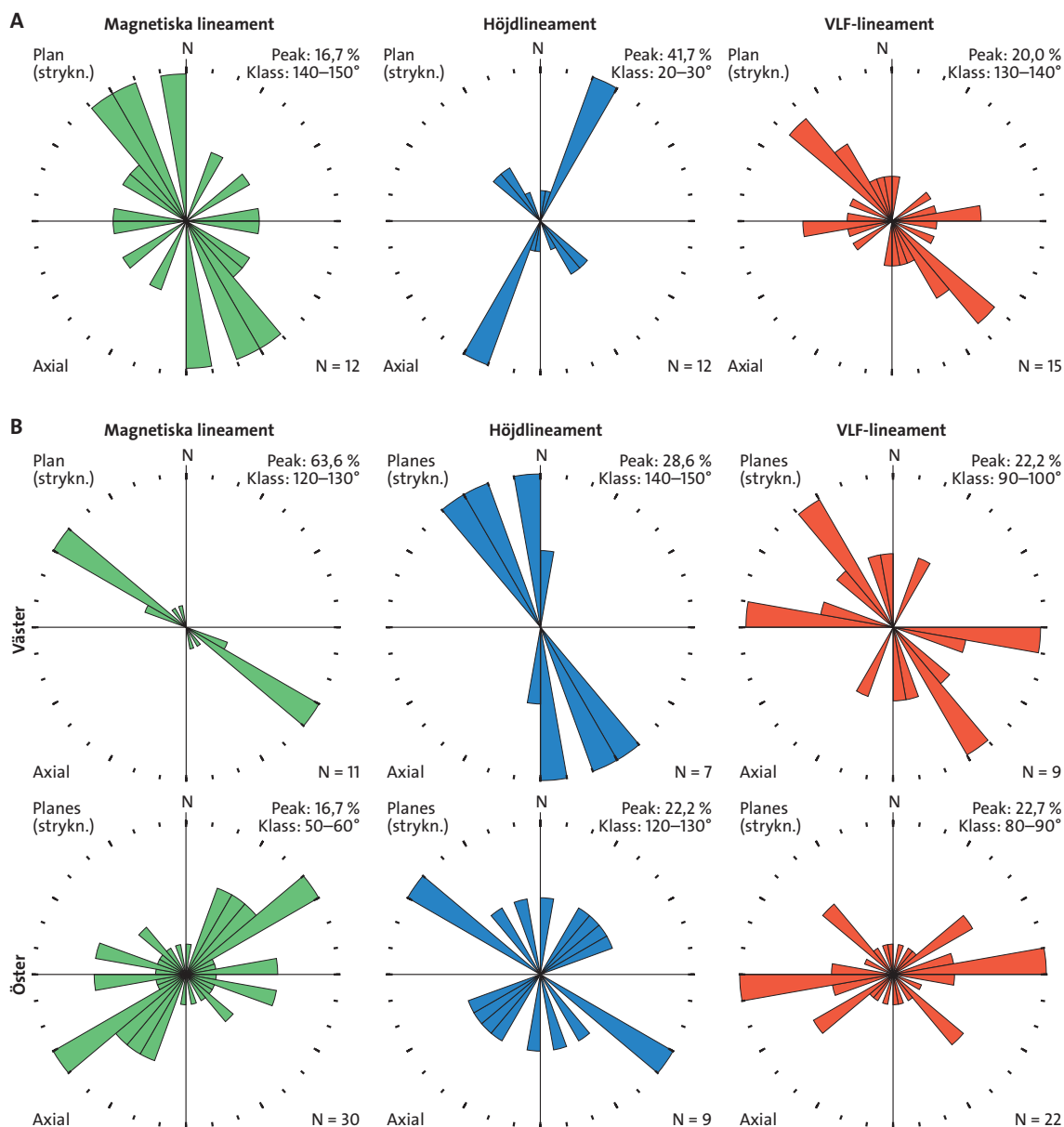




Figur 45. Rosdiagram över orientering av lineament. A. Eringsbodagraniten. B. Väster och öster om Eringsbodagraniten.

trend öster om graniten, medan trenden väster om graniten är likartad oberoende av längd (fig. 45B). De magnetiska lineamenten har en dominerande nordväst–sydöstlig trend inom och väster om Eringsbodagraniten medan en nordöst–sydvästlig trend dominerar öster om graniten. De topografiska lineamenten längre än fem kilometer uppvisar en något mer markerad nordvästlig–sydöstlig trend jämfört med lineamenten oberoende av längd öster om graniten. Det bör dock noteras att lineament som är längre än fem kilometer är relativt få.

Inom Eringsbodagraniten framträder en mer nordnordöstlig–sydsydvästlig trend för magnetiska lineament kortare än fem kilometer (fig. 47A) än för de som är längre. De topografiska lineamenten har en mer spretig fördelning och VLF-lineamenten visar en dominans för väst-

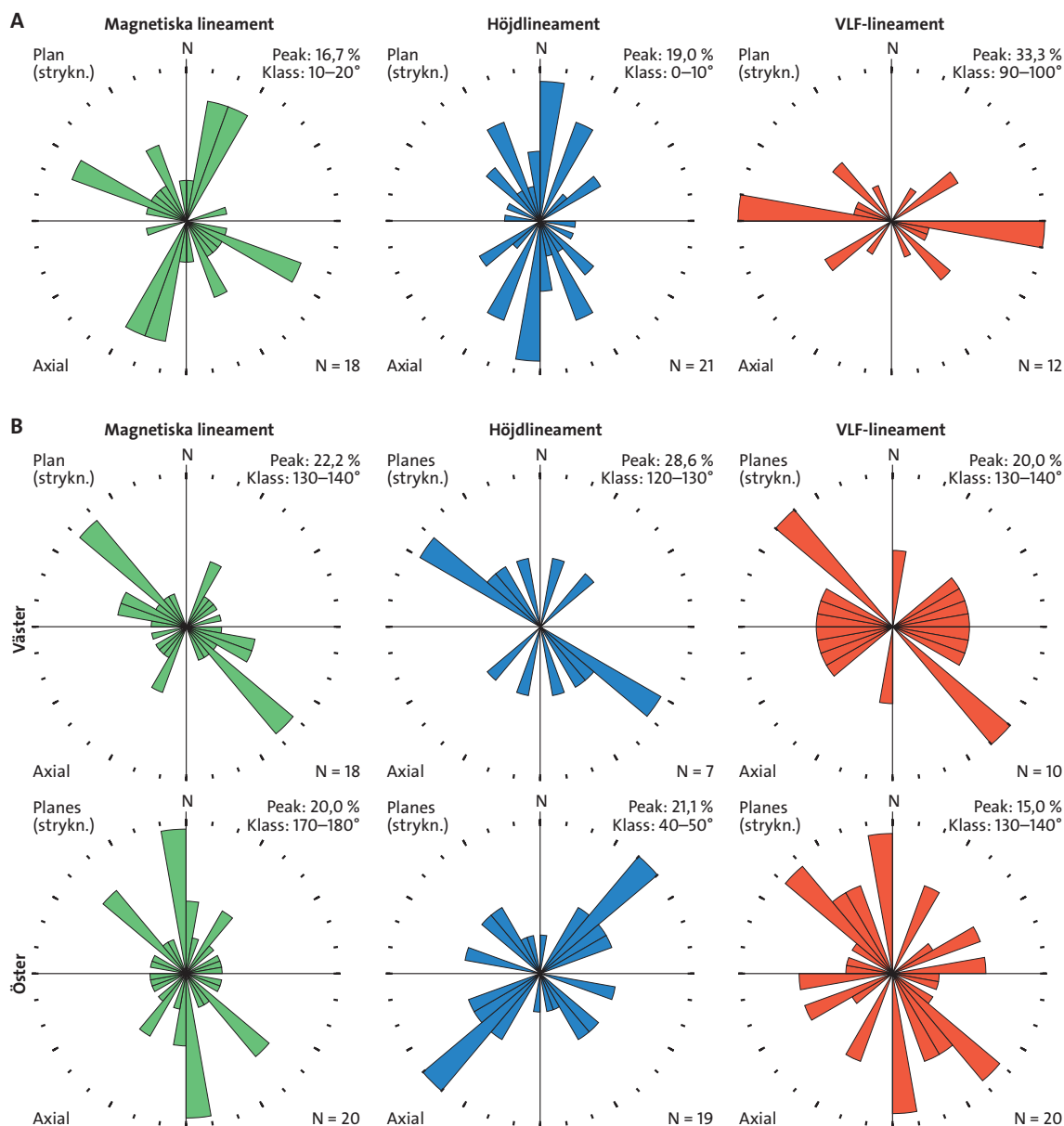


Figur 46. Rosdiagram över orientering av lineament längre än fem km. **A.** Eringsbodagraniten. **B.** Väster och öster om Eringsbodagraniten.

nordväst–östsydöstlig orientering till skillnad från en dominerande nordväst–sydöstlig orientering för VLF-lineamenten som är längre än fem kilometer. Precis som för lineament längre än fem kilometer visar orienteringen av lineamenten som är kortare en viss skillnad öster och väster om Eringsbodagraniten i alla dataunderlag.

Då topografiska lineament och VLF-lineament i första hand förknippas med spröda deformationszoner är den låga korrelationen i orientering mellan de topografiska lineamenten och VLF-lineamenten inom Eringsbodagraniten noterbar.

Även om det statistiska underlaget till rosdiagrammen är litet för lineament längre respektive kortare än fem kilometer, är variationen i intensitet i olika orienteringar noterbar för Eringsbodagraniten och områdena väster och öster därom. Förutsatt att de identifierade linea-



Figur 47. Rosdiagram över orientering av lineament kortare än fem km. **A.** Eringsbodagraniten. **B.** Väster och öster om Eringsbodagraniten.

menten representerar spröda strukturer i berggrunden indikerar skillnaden i orienteringen av lineamenten inom Eringsbodagraniten och berggrunden väster och öster om graniten att dessa tre områden i ett regionalt perspektiv kan betraktas som tre sprickdomäner, oberoende av bergdomänindelning.

### Statistisk analys

Resultatet av den variansanalys som utförts för att studera olika faktorer betydelse för de hydrogeologiska förhållandena i berggrunden inom Lessebo SV–SO visade sammantaget en låg förklaringsgrad ( $R^2$ ) för de faktorer som ingick i analysen (de geologiska faktorerna i tabell 1).  $R^2$ -värdet var 0,07 för brunnens bergdjup och 0,09 för brunnkapacitet, dvs. 7 % av variationen

i bergdjup respektive 9 % av variationen i brunnskapacitet kunde förklaras av samtliga faktorer. Faktorerna magnetfält vid brunnen (TDR), riktning på närmaste magnetiska lineament och antal magnetiska lineament inom 200 m radie från brunnen var signifikanta men hade låg statistisk styrka. De statistiska sambanden bedöms vara alltför svaga för att kunna förklara skillnader i brunnskapacitet utifrån den metodik och geofysiska och geologiska information som använts som indata i analysen. De svaga sambanden kan exempelvis förklaras genom att studera skillnader i medel- eller medianvärden i brunnskapacitet mellan olika bergdomäner. Skillnaderna mellan bergdomänerna är små jämfört med variationerna inom varje bergdomän.

Om man bortser från bergdomänerna TMB-gabbroid och TMB-vulkanit, där antalet brunnar är väldigt begränsat, framgår det att brunnskapaciteten är likartad inom bergdomänerna Eringsbodagranit och TMB-granit (tabell 6, fig. 48, 49). Emellertid är både medel- och medianvärdet för brunnskapaciteten i bergdomänen TMB-kvartsmonzonit högre än för brunnen inom bergdomänerna Eringsbodagranit och TMB-granit. Vidare framgår det att medianvärdet för brunnskapaciteten är högre inom områden med lågresistiv berggrund än inom de med högresistiv berggrund (tabell 7, fig. 50, 51). Det högre medel- och medianvärdet för brunnskapaciteten inom bergdomänen TMB-kvartsmonzonit samt högre medianvärdet för lågresistiva områden är inte statistiskt signifikanta. Dock finns det en indikation på avtagande brunnskapacitet med ökat avstånd till diabasgångar, vilket enligt variansanalysen var statistiskt signifikant.

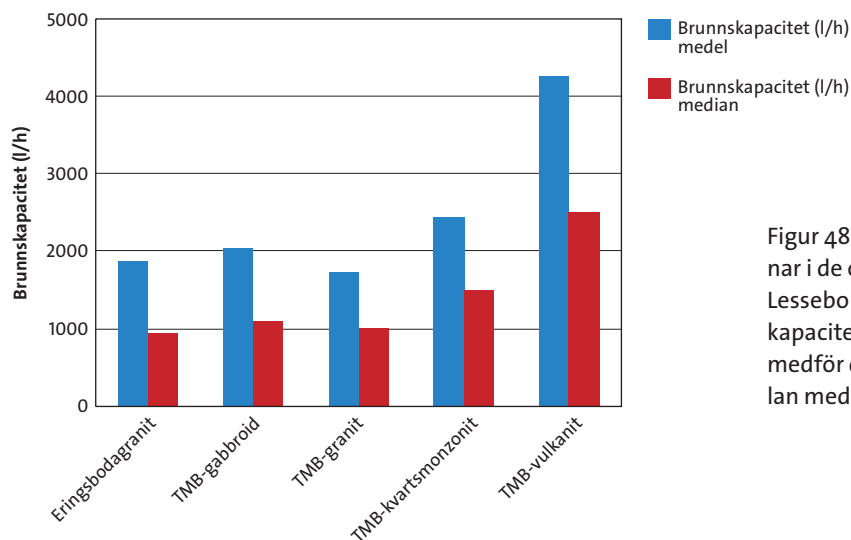
I de länsvisa sammanställningarna över grundvattnet i Kronobergs (Söderholm m.fl. 1987) och Blekinge län (Pousette m.fl. 1983) framgår det också att det inte finns någon större skillnad i brunnskapacitet mellan de 1,45 miljarder år gamla graniterna och de 1,8 miljarder år gamla granitiska till kvartsmonzodioritiska bergarterna.

### **Interpolering av hydrogeologiska data**

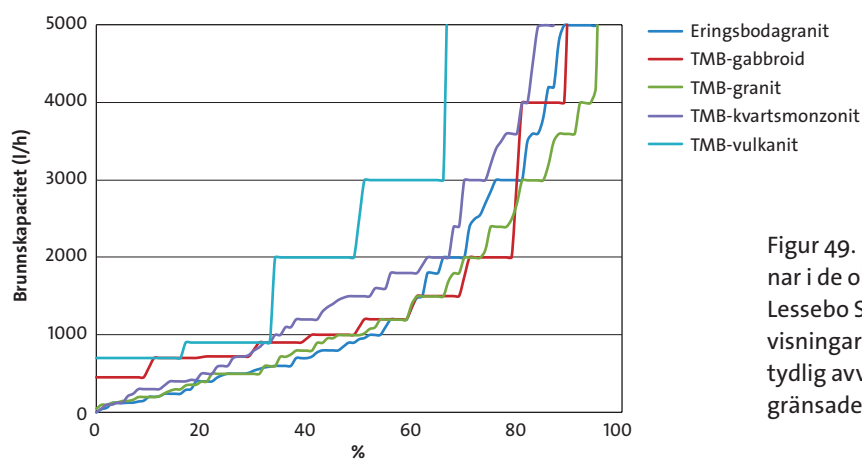
Ett utsnitt över Lessebo SV–SO ur interpoleringen i nationell skala av logaritmerad brunnskapacitet, specifik kapacitet, hydraulisk konduktivitet samt interpolerat totaldjup visas i figur 52–55. Av interpoleringen framgår att någon uppenbar skillnad inte finns mellan de olika bergdomänerna.

Tabell 6. Antalet brunnar, totaldjup, brunnskapacitet och bergdjup inom de olika bergdomänerna. Antalet brunnar inom de olika bergdomänerna skiljer sig åt vilket påverkar resultaten.

	<b>Eringsboda-granit</b>	<b>TMB-gabbroid</b>	<b>TMB-granit</b>	<b>TMB-kvartsmonzonit</b>	<b>TMB-vulkanit</b>
Antal brunnar	124	10	141	103	6
Totaldjup (m) medel	82	78	78	76	67
Totaldjup (m) median	79	83	78	75	65
Totaldjup (m) max	135	120	130	140	100
Totaldjup (m) min	25	42	22	30	44
Brunnskapacitet (l/h) medel	1 864	2 047	1 736	2 444	4 267
Brunnskapacitet (l/h) median	945	1 100	1 000	1 500	2 500
Brunnskapacitet (l/h) max	20 000	8 000	12 000	20 000	13 000
Brunnskapacitet (l/h) min	0	450	50	0	700
Bergdjup (m) medel	79	75	73	72	61
Bergdjup (m) median	74	78	74	72	60
Bergdjup (m) max	133	119	129	139	94
Bergdjup (m) min	23	36	20	27	38



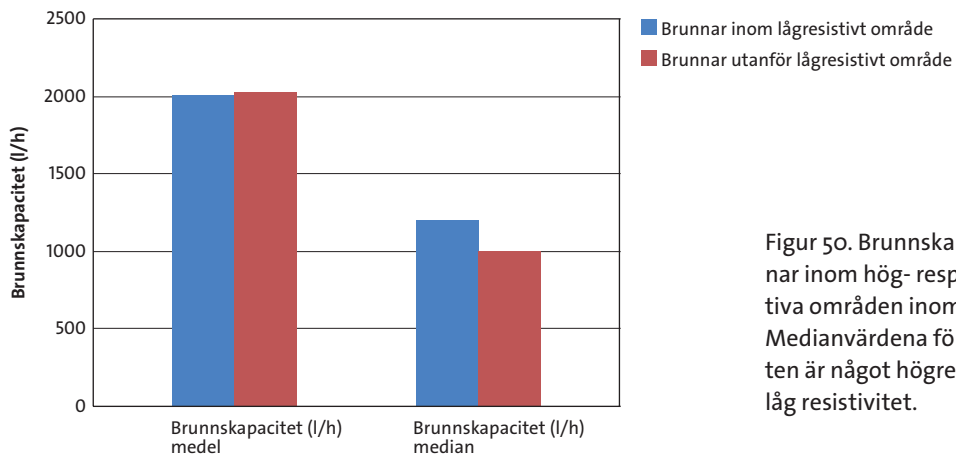
Figur 48. Brunnskapacitet för brunnar i de olika bergdomänerna inom Lessebo SV-SO. Eftersom brunnskapaciteten är lognormalfördelad medför detta stora skillnader mellan medel- och medianvärden.



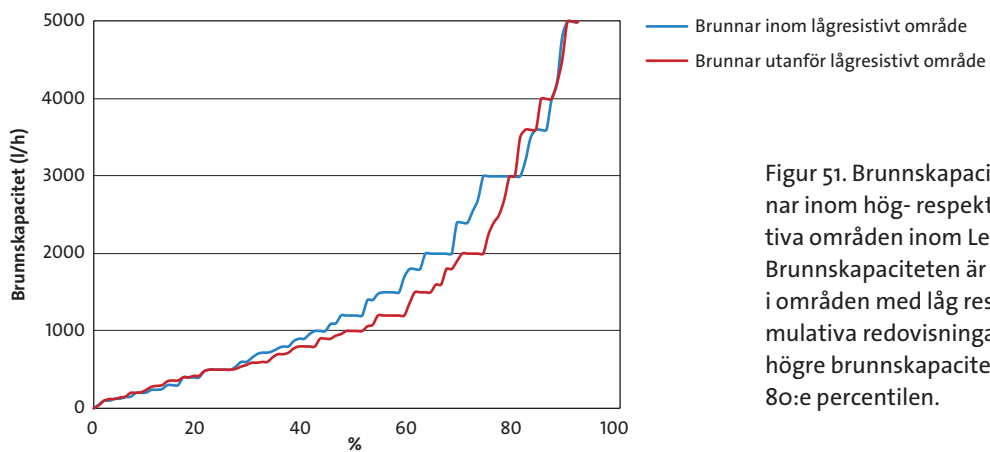
Figur 49. Brunnskapacitet för brunnar i de olika bergdomänerna inom Lessebo SV-SO. Kumulativa redovisningar där TMB-vulkanit visar en tydlig avvikelse (notera dock det begränsade statistiska underlaget).

Tabell 7. Antal brunnar, totaldjup, brunnskapacitet och bergdjup i brunnar inom och utanför lågresistiva områden.

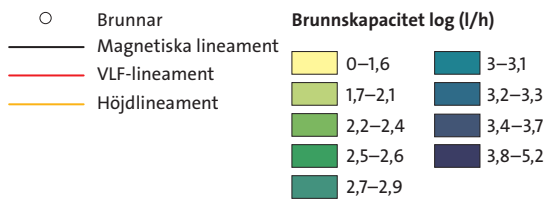
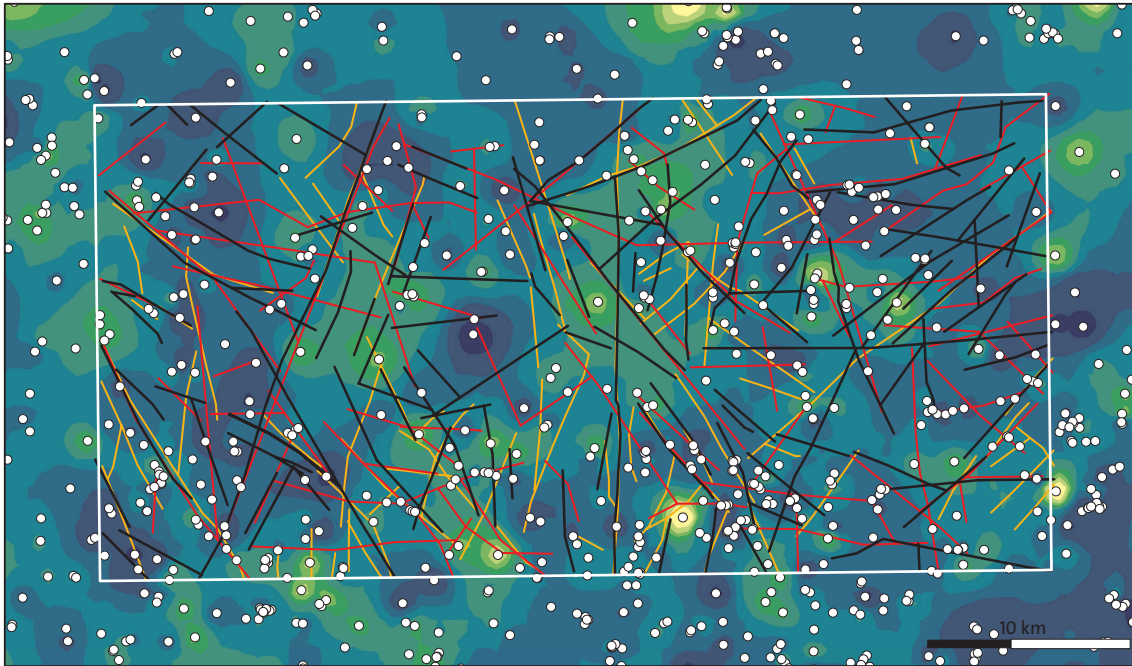
	Brunnar inom lågresistivt område	Brunnar utanför lågresistivt område
Antal brunnar	220	164
Totaldjup (m) medel	78	80
Totaldjup (m) median	77	76
Totaldjup (m) max	140	135
Totaldjup (m) min	22	25
Brunnskapacitet (l/h) medel	2 008	2 024
Brunnskapacitet (l/h) median	1 200	1 000
Brunnskapacitet (l/h) max	13 000	20 000
Brunnskapacitet (l/h) min	0	0
Bergdjup (m) medel	74	76
Bergdjup (m) median	73	74
Bergdjup (m) max	139	133
Bergdjup (m) min	20	21



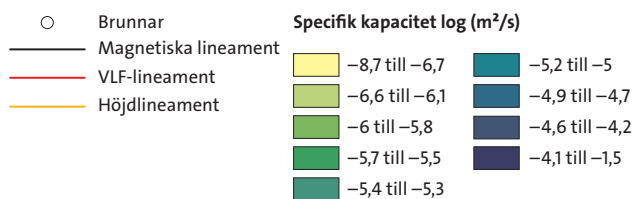
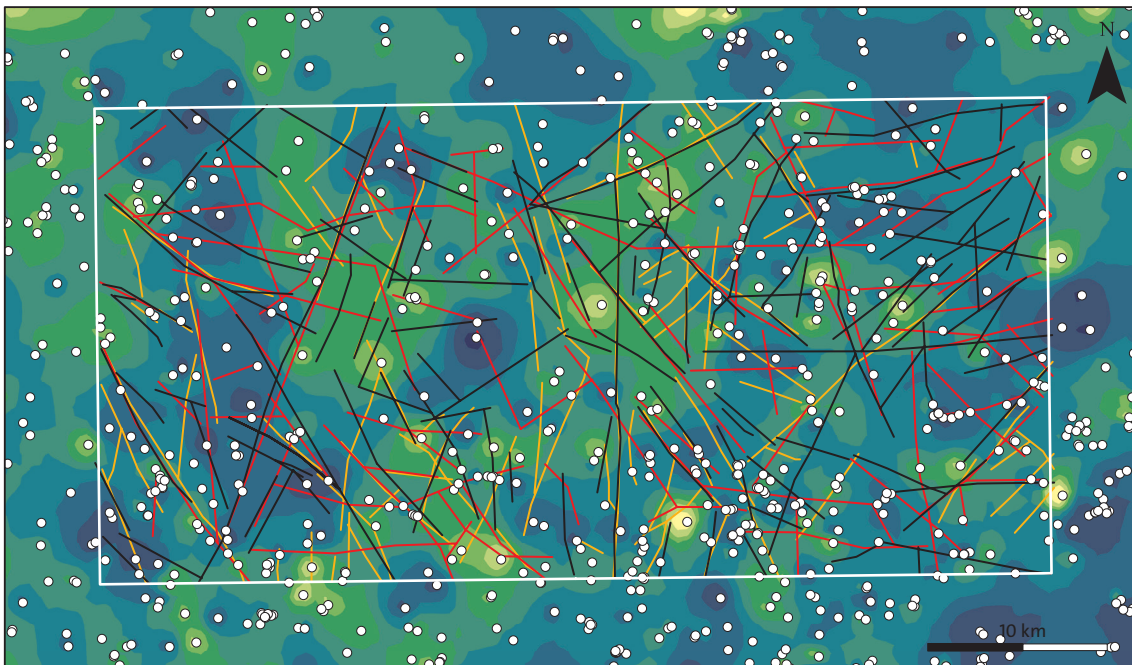
Figur 50. Brunnskapacitet för brunnar inom hög- respektive lågresistiva områden inom Lessebo SV–SO. Medianvärdena för brunnskapaciteten är något högre i områden med låg resistivitet.



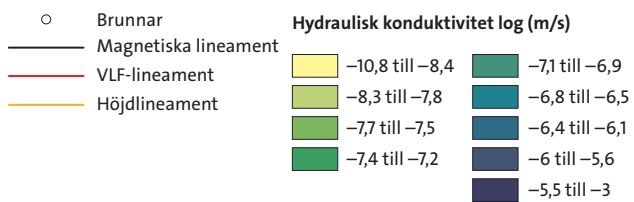
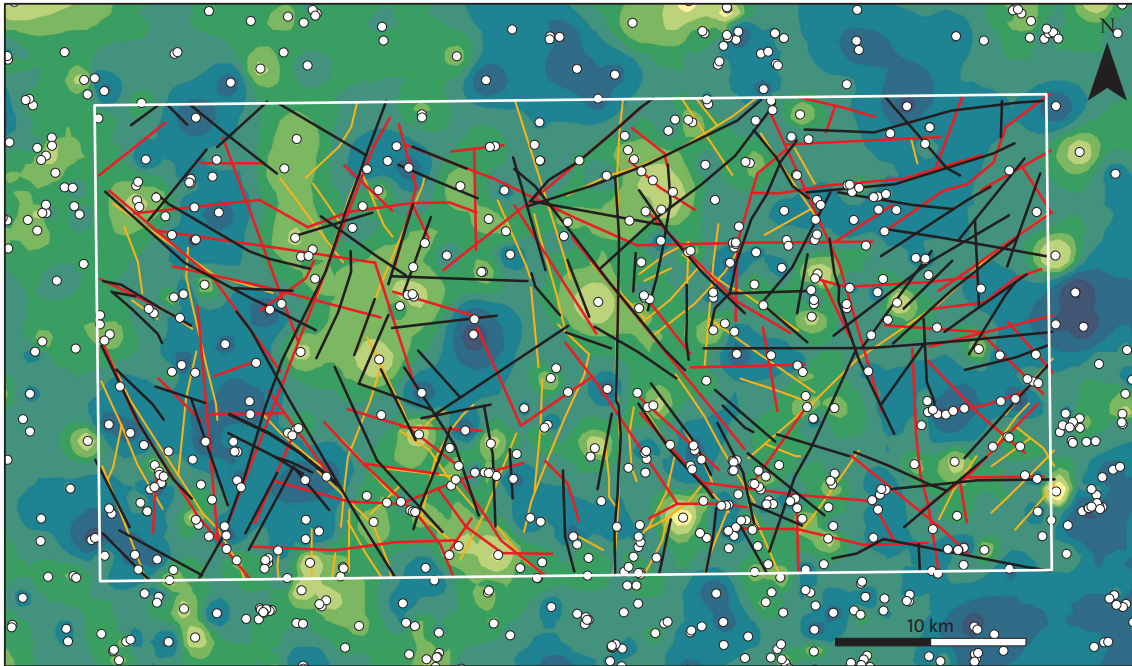
Figur 51. Brunnskapacitet för brunnar inom hög- respektive lågresistiva områden inom Lessebo SV–SO. Brunnskapaciteten är något högre i områden med låg resistivitet. Kumulativa redovisningar som visar på högre brunnskapacitet från 30:e till 80:e percentilen.



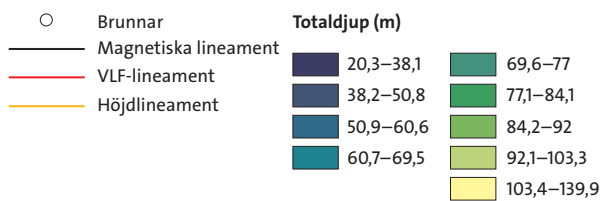
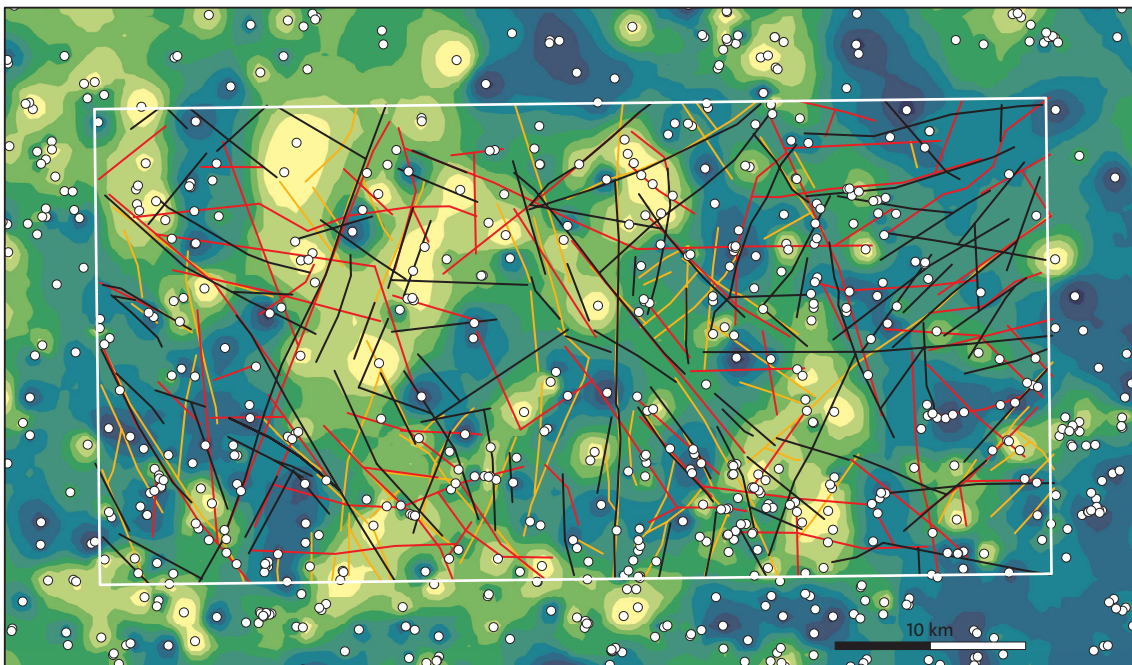
Figur 52. Interpolerad logaritmerad brunnskapacitet inom Lessebo SV–SO. Utsnitt ur interpoleringen i nationell skala (fig. 29). Brunnar och identifierade lineament är markerade.



Figur 53. Interpolerad logaritmerad specifik kapacitet inom Lessebo SV–SO. Utsnitt ur interpoleringen i nationell skala (fig. 30). Brunnar och identifierade lineament är markerade.



Figur 54. Interpolerad logaritmerad hydraulisk konduktivitet inom Lessebo SV-SO. Utsnitt ur interpoleringen i nationell skala (fig. 31). Brunnar och identifierade lineament är markerade.



Figur 55. Interpolerat totaldjup (brunnens totaldjup) inom Lessebo SV-SO. Utsnitt ur interpoleringen i nationell skala (fig. 32). Brunnar och identifierade lineament är markerade.



## DISKUSSION OCH SLUTSATSER

Inom både Åmål NO–SO och Lessebo SV–SO visar den utförda variansanalysen på svaga statistiska samband mellan brunnskapaciteten i berggrunden och de faktorer som bedömts vara av vikt, t.ex. bergdomän, närhet till magnetiska och topografiska lineament samt VLF-lineament, lineamentens orientering, lågresistiva områden etc. (jfr. sammanställningen av faktorer i tabell 1). Vid jämförelsen mellan de olika områdena visade det sig vara svårt att hitta någon generell faktor som är styrande. Sålunda är förklaringsgraden för de olika brunnskapaciteterna låg utifrån de parametrar som ingick i den statistiska analysen. I båda områdena finns ett svagt men icke signifikant samband mellan brunnskapacitet och markens resistivitet. Skillnaderna i brunnskapacitet och bergdjup (djup från bergytan till brunnsbotten) mellan de olika bergdomänerna inom samma område är generellt små. Inom Lessebo SV–SO finns en indikation på ett samband mellan brunnskapacitet och avstånd till diabasgångar, där brunnskapaciteten minskar med ökat avstånd till diabasgången. Det skulle kunna bero på en uppsprickning relaterad till kontakterna mellan diabasgångarna och sidoberget.

Inom Åmål NO–SO är medianvärdet för brunnskapaciteten i brunnarna något lägre i bergdomänen Ådergnejsterrängen än i bergdomänen Metagranitoider, men bara obetydligt lägre än i bergdomänen Gillbergaskålen. Detta indikerar, och stöder erfarenheten, att kraftigt omvandlad gnejsig berggrund generellt har lägre vattenförande förmåga än mindre omvandlad berggrund (jfr. Olofsson m.fl. 2001, Knutsson & Morfeldt 2002). Denna erfarenhet stöds också av att de välbevarade, massformiga bergdomänerna inom Lessebo SV–SO har ett högre medianvärde för brunnskapaciteten än den mer eller mindre kraftigt omvandlade berggrunden i bergdomänerna inom Åmål NO–SO. I detta sammanhang bör det även påpekas att den mer vattengenomsläppliga, sandiga till delvis grusiga moränen inom Lessebo SV–SO har en positiv inverkan på grundvattenbildningen i jämförelse med de mindre genomsläppliga leriga till siltiga sediment som dominerar inom Åmål NO–SO. Inom området Lessebo SV–SO är medianvärdet för brunnskapaciteten i princip densamma för den yngre graniten i bergdomänen Eringsboda-granit och omkringliggande äldre graniter i bergdomänen TMB-granit. Däremot är brunnskapaciteten inom bergdomänen TMB-kvartsmonzonit högre än de övriga bergdomänerna (TMB-gabbro och TMB-vulkanit saknar statistiskt underlag för vidare tolkning). Ett lämpligt sätt att testa den erfarenhetsmässiga uppfattningen att odefornerad granitisk berggrund har en högre brunnskapacitet än gnejsig berggrund är att jämföra brunnskapaciteten mellan en massformig granitisk bergart och gnejsig berggrund inom samma berggrundsterräng. Ur grundvattenbildningssynpunkt bör det utvalda studieområdet domineras av en och samma jordart med relativt konstant mäktighet. I detta sammanhang är det värt att notera att den massformiga Blomskogsgraniten i västra Värmland, nämnd tidigare i rapporten, uppvisar avsevärt lägre brunnskapacitet än omgivande gnejsiga berggrund. Vad som orsakar den stora skillnaden mellan Åmål NO–SO och Lessebo SV–SO behöver sålunda inte enbart bero på skillnaden i graden av omvandling och deformation (plastisk anisotropi) i berggrunden.

Lineamenten inom Åmål NO–SO, framför allt de topografiska, men även de längre magnetiska lineamenten och VLF-lineamenten har en dominerande nordöst–sydvästlig till öst–nordöst–västsydvästlig orientering. Noterbart är dock att med avtagande längd uppvisar VLF-lineamenten mer nord–sydlig orientering (fig. 35, 36, 37). Det är sålunda väldigt få lineament, oavsett om de är långa eller korta, som ligger parallellt med den nuvarande största horisontella huvudspänningen i södra delen av Sveriges berggrund (jfr. fig. 3). Frågan är då vilka strukturer som styr det regionala grundvattenflödet i berggrunden. Om nuvarande största horisontella huvudspänning ( $\sigma_1$ ) i södra delen av Sveriges berggrund har en nordväst–sydöstlig riktning kan eventuella brant stupande sprickor och mindre svaghetszoner parallellt med denna ha en större apertur än de sprickor och svaghetszoner som ligger vinkelrätt mot den största horison-

tella huvudspänningen, i de fall  $\sigma_3$  är horisontell. Hypotetiskt kan en sådan situation förklara skillnaden i brunnskapacitet mellan de två studieområdena. Åmål NO–SO har en dominans av lineament som ligger i vinkel mot den förmodade största horisontella huvudspänningen, medan en stor del av lineamenten i Lessebo SV–SO, framför allt väster om Eringsbodagraniten, har en riktning som är parallell med denna. Här måste dock avsaknaden av information om orientering av sprickor i hållskala noteras, dvs. uppvisar sprickor i hållskala samma orienteringsfördelning som de identifierade lineamenten?

En möjlig orsak till den låga korrelationen mellan lineament (>1 km), dvs. förmodade spröda deformationszoner, och brunnskapacitet kan vara att vattnet i första hand flödar i mindre strukturer eller flacka sprickor och sprickzoner. I en situation där grundvattnet i första hand flödar i flacka strukturer finns ingen eller låg korrelation mellan lineament och brunnskapacitet i bergborrade brunnar (jfr. Mabee m.fl. 2002, Lachassagne m.fl. 2011 och referenser i artikeln) då identifierade lineament i första hand representerar mer eller mindre brant stupande strukturer. Ett dominerande flöde i flacka sprickor och sprickzoner kan vara en möjlig förklaring inom Åmål NO–SO då den flacka gnejsigheten i berggrunden konceptuellt styr sprickbildningen parallellt med gnejsigheten. Flacka bankningsplan är i många fall karaktäristiska i de 1,45 miljarder år gamla, massformiga granitiska bergarterna i sydöstra Sverige (jfr. fig. 2, 25). Huruvida bankningsplan möjligen utgör viktiga strukturer för grundvattenflödet inom även de äldre, 1,8 miljarder år gamla, mer eller mindre massformiga granitiska till kvartsmonzodioritiska bergarterna (jfr. sid. 11 i Söderholm m.fl. 1987) inom Lessebo SV–SO är dock oklart. Olofsson m.fl. (2001) påpekar också att någon entydig relation mellan brunnskapacitet och brunnens närhet till förmodade sprickzoner inte har påvisats. Brunnskapaciteten påverkas i första hand av den lokala sprickigheten i bergmassan där brunnen är borrad. När det gäller korrelation mellan brunnskapacitet och närhet till lineament i denna studie, är osäkerheten i brunnarnas position en viktig faktor att beakta, liksom den i regel grovt uppskattade uttagskapaciteten.

Att brunnar i lågresistiva områden inte uppvisar tydligt högre brunnskapacitet än brunnar i mer högresistiva områden är värt att notera. En anledning kan vara att den låga resistiviteten inte generellt beror på en högre frekvens av vattenförande sprickor utan istället på mer eller mindre mäktiga förekomster av lera, framför allt inom topografiska sänkor i terrängen. I en situation med enbart tunt jordtäckte kan en möjlig förklaring vara att vattnet flödar i sammanhängande mindre sprickor och inte i första hand i större sprickor med stor apertur. Då det hydrauliska flödet hos en spricka i princip är proportionell mot sprickans apertur i kubik, innebär detta att många sammanhängande vattenförande småsprickor, vilka kan förklara låg resistivitet i berggrunden, ger upphov till avsevärt lägre brunnskapacitet än ett fåtal vattenförande sprickor med stor apertur.

En variansanalys av faktorer av betydelse för brunnskapaciteten i bergborrade brunnar i en metamorf berggrundsterräng redovisas av Mabee (1999). Det är samma typ av statistiska analys som gjorts i denna studie. Följande faktorer av betydelse för brunnskapaciteten undersöktes: berggrundstyp, topografiskt läge, strukturell karaktär, närhet till sprickzonsrelaterade lineament, jordartstyp, jordmäktighet, närhet till ytvatten och grundvattenytan. Vidare redovisar Mabee (1999) en jämförelse med faktorer som är viktiga för brunnskapaciteten från studier i andra geologiska miljöer. Sammanfattningsvis visade jämförelsen att vissa faktorer som är betydelsefulla i en viss geologisk miljö inte nödvändigtvis har samma betydelse i en annan geologisk miljö. De faktorer som påverkar uttagskapaciteten är följaktligen beroende av den specifika geologiska karaktären. Vid jämförelsen mellan de olika studierna visade det sig dock generellt att berggrundstyp var den viktigaste faktorn och därefter topografiskt läge. Det bör dock framhållas att det inte är själva bergarten i sig som styr uttagskapaciteten utan graden av uppsprickning och utvecklad sprickgeometri, vilka i regel styrs av bergartens karaktär och sammansättning.

När detaljerad geologisk information är bristfällig eller helt saknas måste bedömningar av den hydrauliska situationen i berggrunden baseras på mer eller mindre väl underbyggda koncept. I en situation där ingen detaljerad sprödtektonisk information finns att tillgå utan endast identifierade lineament (potentiella deformationszoner) i t.ex. topografiska och flyggeofysiska data, kan lineamenten konceptuellt antas styra det hydrauliska flödet i berggrunden. Noterbart är då att i både fallet Äspö och Forsmark (se ovan) kommer detta koncept att leda till felaktig uppfattning om den lokala hydrogeologiska situationen i berggrunden. Vid brist på detaljerad geologisk information kan generella koncept leda till felaktig uppfattning om den hydrauliska situationen i berggrunden då grundvattenförhållandet i varje enskild berggrundsvolym är beroende av lokala geologiska förhållanden.

Sammanfattningsvis går det med den metodik som använts i denna pilotstudie inte att hitta någon uppenbar förklaring till skillnaden i brunnskapacitet mellan brunnarna inom respektive område eller vilka faktorer som i första hand påverkar brunnskapaciteten. Det är däremot en uppenbar skillnad mellan områdena som helhet vilket i grunden utgjorde urvalskriterierna när studieområdena skulle utses; uttagskapaciteten är nästan dubbelt så hög inom området Lessebo SV–SO som inom Åmål NO–SO.

## **ÖVERGRIPANDE SLUTSATSER RÖRANDE SGUS VERKSAMHET**

Detta arbete syftade till att utveckla arbetet på SGU vad gäller förståelsen för hydrogeologiska förhållanden och grundvattentillgångar i den i Sverige dominerande kristallina berggrunden för att möta behoven inom olika användningsområden i samhället. Arbetet har huvudsakligen fokuserat på att undersöka hur SGUs data kan användas för att förstå hydrogeologiska förhållanden i berggrunden. Nedan listas några delar som vi ser som viktiga för utvecklingen och SGUs fortsatta arbete.

Bortsett från flyggeofysisk information saknar SGU i princip helt berggrundsgeologisk information av vikt för förståelse av grundvattenflöde i kristallin berggrund. SGUs berggrundsgeologiska data bör utökas med mer detaljerad sprödtektonisk information (sprickmätningar) från hållar, vägs kärningar, stenbrott, bergtäkter etc. SGU bör även undersöka möjligheten att samla in och förvalta sprödtektonisk information, inklusive befintliga hydrogeologiska data, som dokumenterats av externa aktörer i samband med byggnationer i berg – jämför med lagstadgad leverans av data från brunnsborrningar till Brunnsarkivet. Vid SGUs berggrundsundersökningar, oberoende av om undersökningen är av detaljerad eller översiktlig karaktär, föreslås att sprickkartering i ett antal utvalda och representativa hållar och bergblottningar ska ingå som ett obligatoriskt arbetsmoment. Ett förslag till utökad insamling av sådan information har tagits fram men ännu inte testats eller implementerats. Ur grundvattensynpunkt kan förslagsvis särskilda insatser eller prioriteringar gällande sprickmätningar och mer detaljerad identifiering av kortare lineament göras i områden där det exempelvis finns en dokumenterad brist på grundvatten i berggrunden eller där det råder en stor variation i bergborrade brunnars kapacitet.

Med tillgång till en utökad internt eller externt dokumenterad sprödtektonisk information kan, när nödvändiga data finns, berggrunden delas in i sprickdomäner med tillhörande karaktärisering. I översiktlig skala kan indelningen baseras på identifierade lineament som bedöms avspiegla spröda deformationszoner. Dokumentation av sprickor och sprickzoner i blottad berggrund är nödvändig för en mer detaljerad indelning och karaktärisering.

Förekomst och bedömning av frekvensen av bankningssprickor i berggrunden bör om möjligt dokumenteras i samband med sprickkartering, åtminstone kvalitativt, då bankningssprickor i första hand förekommer i de översta hundra meterna i berggrunden, dvs. inom det djupa de flesta vattenbrunnar är borrade. Att bedöma olika bergarters karaktär med avseende på uppsprickning kan snabbt och översiktligt göras i områden med varierande topografi och ett större

antal genomkorsande vägar. Med hjälp av fotografier i Googles programvara Maps Street view, kan en snabb preliminär översikt göras över ett större område. Exempel på fotografier har även presenterats i den här rapporten.

Presentation av orienteringar av identifierade metodspecifika lineament i rosdiagram borde tillämpas kontinuerligt i samband med berggrundsgeologiska och hydrogeologiska undersökningar. En översikt över de dominerande lineamentsriktningarna är ett användbart underlag för geologisk tolkning, t.ex. sprickdomänindelning, samt för att visualisera jämförelsen mellan sprickmätningar på en berghäll med mer storskaliga strukturer.

Liksom för sprödetektonisk information bör SGU undersöka möjligheten att samla in och förvalta information om berggrundens nuvarande spänningsfält eftersom det kan ha en konceptuell betydelse för grundvattenflödet i berggrunden.

För att förbättra kunskapen om grundvattenförhållandena i den kristallina berggrunden behövs ett utökat samarbete inom SGU mellan hydrogeologer och berggrundsgeologer. Vidare kräver en kompetenshöjning inom SGU kontakter och samarbete med externa experter med erfarenhet från grundvattenundersökningar och grundvattenmodelleringar i kristallin berggrund.

SGUs certifieringsutbildning för brunnborrare kan eventuellt kompletteras med översiktlig och anpassad information om faktorer som kan styra grundvattenflödet i berggrunden. Syftet är att informera om hur skillnader i geologisk uppbyggnad konceptuellt kan påverka möjligheten att optimera brunnskapaciteten i bergborrade brunnar. Brunnarnas lägesnoggrannhet bör om möjligt förbättras, framför allt vid mer detaljerade studier.

SGUs länskartor över grundvattentillgångar i berggrunden framställdes från 1981 till 2005 genom en bedömning av uttagsmöjligheter i berggrunden med stöd av information om brunnskapacitet från Brunnsarkivet tillsammans med information från berggrundskartorna. I SGUs kommunala grundvattenkartläggning som pågick från 1993 till 2008 redovisades information om brunnskapaciteter, som framställdes med interpolering. Länskartorna täcker hela landet medan de kommunala kartorna endast täcker en liten del av landet. Idag finns betydligt fler brunnar inrapporterade till Brunnsarkivet vilket innebär mer underlagsdata för bearbetning och presentation. SGU bör framställa rikstäckande interpolerade kartor över data från Brunnsarkivet, och uppdatera dessa kartor med några års mellanrum för att säkerställa att de baseras på alla tillgängliga data.

Både inom och utanför SGU har det även genomförts projekt, främst i bristområden, där andra metoder för att bedöma grundvattentillgången i berg har använts (Länsstyrelserna och Vattenmyndigheterna 2012, Olofsson och Earon 2014). Dessa modeller har inte använts i detta projekt, men i ett framtida arbete med att ta fram rikstäckande information om grundvattentillgång i kristallint berg kan de utgöra ett underlag.

Den information brunnborrare noterar om eventuella sprickzoner, eller zoner med höga vattenflöden i samband med borrhning, rapporteras in till SGU. Till viss del finns informationen digitalt inrapporterad, men till största delen finns den endast tillgänglig via inskannade brunnsprotokoll vilket gör det svårt att få en överblick. För att väsentligt förbättra informationen om varje enskild brunn bör all denna information digitaliseras. En viktig information är t.ex. om det större bidraget till en brunns kapacitet härrör från några enstaka vattenförande sprickzoner eller om det är ett mer diskret vattenförande spricknätverk som orsakar en jämn inströmning i brunns hela längd. SGUs insamlade grundvattenutredningar kan vara användbara om man vill få fram information om grundvattentillgången i berg inom ett specifikt avgränsat område.

Kunskap om vattnets flöde genom den kristallina berggrunden kan ha flera tillämpningsområden. Exempel på viktiga områden för utveckling är förorenings-spridning i berggrund och avgränsning av vattenskyddsområden. Att karaktärisera olika områden utifrån det sätt berget lokalt spricker upp kan ge värdefull information om de eventuella spridningsvägarna för en förorening. Genom ytnära, flacka bankningsplan kan en spridning av en förorening ske ganska fort.

## REFERENSER

SKB-rapporter i referenslistan kan laddas ner från SKBs webbplats (www.skb.se).

- Anderberg, J., Gierup, J., Thunholm, B. & Åsman, M., 1997: Metodbeskrivning. Regionala länsöversikter. Hydrogeologi. Naturresurser grundvatten. *Sveriges geologiska undersökning, interndokument 1997-09-22*. 5 s.
- Aneblom, T., Gierup, J., Rurling, S. & Thunholm, B., 2001: Beskrivning till kartan över grundvattnet i Värmlands län. *Sveriges geologiska undersökning Ah 19*, 54 s.
- Antal, I., Bergman, S., Gierup, J., Persson, C., Thunholm, B., Stephens, M. & Johansson, R., 1998: Översiktsstudie av Uppsala län. Geologiska förutsättningar. *SKB R-98-32*, 45 s.
- Banks, D., Rohr-Torp, E. & Skarphagen, H., 1994: Groundwater resources in hard rock; experiences from the Hvaler study, southeastern Norway. *Applied Hydrogeology* 2, 33–42.
- Banks, D., Odling, N.E., Skarphagen, H. & Rohr-Torp, E., 1996: Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova* 8, 223–235.
- Barton, C.A., Zoback, M.D. & Moos, D., 1995: Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology* 23, 683–686.
- Berggren, M., 1998: Hydraulic conductivity in Swedish bedrock estimated by means of geostatistics. A study based on data recorded in the Archive on Wells at the Geological Survey of Sweden. *Kungliga tekniska högskolan Master of Science Thesis Report Series 1998:9*, 48 s.
- Bergman, S., Stephens, M.B., Andersson, J., Kathol, B. & Bergman, T., 2012: Sveriges berggrund, skala 1:1 miljon. *Sveriges geologiska undersökning K 423*.
- Bödvarsson, R., Lund, B., Roberts, R. & Slunga, R., 2006: Earthquake activity in Sweden. Study in connection with a proposed nuclear waste repository in Forsmark or Oskarshamn. *SKB R-06-67*. 40 s.
- Caine, J.S., Evans, J.P. & Forster, C.B., 1996: Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028.
- Carlsson, L. & Carlstedt, A., 1977: Estimation of transmissivity and permeability in Swedish bedrock, *Nordic hydrology* 8, 103–116.
- Carlsson, A. & Olsson, T., 1977: Water leakage in the Forsmark tunnel, Uppland, Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 734*, 45 s.
- Carlsson, A. & Olsson, T., 1979: Hydraulic conductivity and its stress dependence. In Proceedings. *Workshop on low flow, low permeability measurements in largely impermeable rocks*. OECD, Paris.
- Dahlberg, N. & Lindén, A.G., 2009: Beskrivning till jordartskartan 10C Åmål SO. *Sveriges geologiska undersökning K 198*, 10 s.
- Dahlberg, N. & Lindén, A.G., 2010: Jordartskartan 10C Åmål SO, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 198*.
- Gustafson, G., 2009: *Hydrogeologi för bergbyggare*. Formas. 167 s.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfelß, D., & Müller, B., 2008: The World Stress Map database, release 2008. *doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008*.
- Jetel, J. 1972. Hydrogeology of the Sokolov Basin (function of rocks, hydrogeochemistry, mineral waters). *Sbornik Geologických Ved, Rada HIG, 9*, 8–146. Prag.
- Jetel, J. & Krásný, J., 1968: Approximative aquifer characteristics in regional hydrogeological study. *Vestník Ústředního ústavu geologického* 43, 459–461. Prag.
- Kornfält, K.-A. & Bruun, Å., 2002: Beskrivning till berggrundskartan 3G Kristianopel NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 211*, 52 s.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C.-O., 2002: *Grundvatten: teori och tillämpning*. Tredje upplagan. AB Svensk Byggtjänst.

- Krumbholz, M., Vollbrecht, A. & Aschoff, M., 2014: Recent horizontal stress directions in basement rocks of southern Sweden deduced from open microcracks. *Journal of Structural Geology* 65, 33–43.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J.-F. & Le Strat, P., 2001: Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Groundwater* 39, 568–581.
- Lachassagne, P., Wyns, R. & Dewandel, B., 2011: The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but weathering processes. *Terra Nova* 23, 145–161.
- Laubach, S.E., Olson, J.E. & Gale, J.F.W., 2004: Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? *Earth and Planetary Science Letters* 222, 191–195.
- Lindh, A., Gorbatshev, R. & Lundegårdh, P.H., 1998: Beskrivning till berggrundskartan över Värmlands län. Västra Värmlands berggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45:2*, 405 s.
- Lipponen, A. & Airo, M.-L., 2006: Linking regional-scale lineaments to local-scale fracturing and groundwater inflow into the Päijänne water-conveyance tunnel, Finland. *Near Surface Geophysics* 4, 97–111.
- Lundegårdh, P.H., Lindh, A. & Gorbatshev, R., 1992: Berggrundskarta över Värmlands län, skala 1:250 000. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45*.
- Lundqvist, J., 1958: Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 38*, 228 s.
- Länsstyrelserna och Vattenmyndigheterna, 2012: Miljöövervakning grundvattennivåer. Handledning framtagen inom det gemensamma delprogrammet Regional miljöövervakning av grundvattennivåer – programområde sötvatten. ISBN: 978-91-86533-97-7. 41 s.
- Mabee, S.B., 1999: Factors influencing well productivity in glaciated metamorphic rocks. *Ground Water* 37, 88–97.
- Mabee, S.B., Curry, P.J. & Hardcastle, K.C., 2002: Correlation of lineaments to groundwater inflows in a bedrock tunnel. *Ground Water* 40, 37–43.
- Malmberg Persson, K., 2009: Beskrivning till jordartskartan 4F Lessebo SV. *Sveriges geologiska undersökning K 164*, 19 s.
- Malmberg Persson, K., 2010: Jordartskartan 4F Lessebo SV, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 164*.
- Martin, D. & Follin, S., 2011: Review of possible correlations between in situ stress and PFL fracture transmissivity data at Forsmark. *SKB R-08-69*. 54 s.
- Mikko, H. & Svedlund, J.-O., 2010a: Jordartskartan 10C Åmål NO, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K 196*.
- Mikko, H. & Svedlund, J.-O., 2010b: Beskrivning till jordartskartan 10C Åmål NO. *Sveriges geologiska undersökning K 196*, 14 s.
- Munier, R., 1995: Studies of geological structures at Äspö. Comprehensive summary of results. *SKB PR 25-95-21*, 155 s.
- Munier, R., Stanfors, R., Milnes, A.G., Hermanson, J. & Triumf, C.-A., 2003: Geological site descriptive model. A strategy for the model development during site investigations. *SKB R-03-07*, 116 s.
- Olofsson, B., Earon, R., 2014: Grundvattentillgång i bristområden i Sverige – utveckling av operationell bedömningsmetodik – slutrapport. Institutionen för Hållbar utveckling, Institutionen för Miljövetenskap och Teknik (SEED), Kungliga tekniska högskolan. *SGU dnr 60-1640/2007*. 28 s.
- Olofsson, B., Jacks, G., Knutsson, G. & Thunvik, R., 2001: Grundvatten i hårt berg – en analys av kunskapsläget. Ur Kunskapsläget på kärnavfallsområdet. *SOU 2001:35*.

- Olofsson, I., Simeonov, A., Stephens, M., Follin, S., Nilsson, A.-C., Röshoff, K., Lindberg, U., Lanaro, F., Fredriksson, A. & Persson, L., 2007: Site descriptive modelling Forsmark, stage 2.2. A fracture domain concept as a basis for the statistical modeling of fractures and minor deformation zones, and interdisciplinary coordination. *SKB R-07-15*, 261 s.
- Persson, M., 2010a: Jordartskartan 4F Lessebo SO, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning K165*.
- Persson, M., 2010b: Beskrivning till jordartskartan 4F Lessebo SO. *Sveriges geologiska undersökning K165*, 18 s.
- Pousette, J., Fogdestam, B., Gustafsson, O. & Engqvist, P., 1983: Beskrivning och bilagor till hydrogeologiska kartan över Blekinge län. *Sveriges geologiska undersökning Ah 4*, 67 s.
- Rhén, I., Follin, S. & Hermanson, J., 2003: Hydrogeological Site Descriptive Model – a strategy for its development during Site investigations. *SKB R-03-08*, 115 s.
- Ripa, M., Ahl, M., Bergman, T., Delin, H., Jelinek, C., Kübler, L. & Stephens, M., 2010: Projekt Karlstad, berg och bergkvalitet. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – Sammanfattning av pågående verksamhet 2009. *SGU-rapport 2010:2*, 78–99.
- Rodhe, A. & Bockgård, N., 2006: Groundwater recharge in a hard rock aquifer: A conceptual model including surface-loading effects. *Journal of Hydrology 330*, 389–401.
- Rohr-Torp, E., 1994: Present uplift rates and groundwater potential in Norwegian hard rocks. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin 426*, 47–52.
- SGU, 2008: Normbrunn -07, Att borra brunn för energi och vatten – en vägledning. *Normförfarande vid utförande av vatten- och energibrunnar*, Sveriges geologiska undersökning, 36 s.
- SKB, 2008: Site description of Forsmark at completion of the site investigation phase. *SKB TR-08-05*. 545 s.
- SKB, 2009: Site description of Laxemar at completion of the site investigation phase. *SKB TR-09-01*. 545 s.
- Stober, I. & Bucher, K., 2007: Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal 15*, 213–224.
- Söderholm, H., Fogdestam, B. & Engqvist, P., 1987: Beskrivning till kartan över grundvattnet i Kronobergs län. *Sveriges geologiska undersökning Ah 10*, 88 s.
- Törnros, T., 2007: *Interpolation and visualisation of groundwater exploitation potential: reliability and probability maps*. Kungliga tekniska högskolan TRITA-LWR Master Thesis. ISSN 1651-064X, LWR-EX-07-32, 29 s.
- Uski, M., Hyvönen, T., Korja, A. & Airo, M.-L., 2003: Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults. *Tectonophysics 363*, 141–157.
- Wahlgren, C.-H., 2010: Oskarshamn site investigation. Bedrock geology – overview and excursion guide. *SKB R-10-05*, 47 s.
- Wahlgren, C.-H., Curtis, P., Hermanson, J., Forssberg, O., Öhman, J., Fox, A., La Pointe, P., Drake, H., Triumf, C.-A., Mattsson, H., Thunehed, H. & Juhlin, C., 2008: Geology Laxemar. Site descriptive modeling SDM-Site Laxemar. *SKB R-08-54*, 410 s.
- Wik, N.-G., Bergström, U., Bruun, Å., Claeson, D., Jelinek, C., Juhojuntti, N., Kero, L., Lundqvist, L., Stephens, M.B., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2005a: Berggrundskarta över Kalmar län, skala 1:250 000. *Sveriges geologiska undersökning Ba 66*.
- Wik, N.-G., Bergström, U., Bruun, Å., Claeson, D., Jelinek, C., Juhojuntti, N., Kero, L., Lundqvist, L., Stephens, M.B., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2005b: Beskrivning till regional berggrundskarta över Kalmar län. *Sveriges geologiska undersökning Ba 66*, 50 s.
- Wik, N.-G., Claeson, D., Bergström, U., Hellström, F., Jelinek, C., Juhojuntti, N., Jönberger, J., Kero, L., Lundqvist, L., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2009a: Berggrundskarta över Kronobergs län, skala 1:250 000. *Sveriges geologiska undersökning K142*.

Wik, N.-G., Claeson, D., Bergström, U., Hellström, F., Jelinek, C., Juhojuntti, N., Jönberger, J., Kero, L., Lundqvist, L., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2009b: Beskrivning till regional berggrundskarta över Kronobergs län. *Sveriges geologiska undersökning K142*, 68 s.

Åhäll, K.-I., 2001: Åldersbestämning av svårdaterade bergarter i sydöstra Sverige. *SKB R-01-60*, 28 s.