

Hydraulisk konduktivitet i Sveriges berggrund

Calle Hjerne, Magdalena Thorsbrink, Bo Thunholm,
Jenny Andersson & Peter Dahlqvist

februari 2021

SGU-rapport 2021:09



Omslagsbild: Omberg, Östergötland
Fotograf: Peter Dahlqvist

Författare: Calle Hjerne, Magdalena Thorsbrink,
Bo Thunholm, Jenny Andersson och Peter Dahlqvist
Granskad av: Jakob Levén och Mattias Gustafsson
Ansvarig enhetschef: Jakob Levén

Redaktör: Johan Sporrang

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

www.sgu.se

INNEHÅLL

Inledning.....	5
Hydraulisk konduktivitet i berg.....	6
Sveriges berggrund.....	6
Svekokarelska provinsen.....	7
Blekinge-Bornholmsprovinsen.....	7
Svekonorvegiska provinsen.....	7
Plattformstäcket och fanerozoiska magmatiska bergarter.....	7
Fjällkedjan.....	7
Brunnsarkivet.....	9
Allmänt.....	9
Borrning.....	9
Urval av brunnar och beräkning av K.....	10
Steg 1: Brunnskapacitet.....	10
Steg 2: Totaldjup.....	11
Steg 3: Koordinater.....	11
Steg 4: Bergbrunnar.....	11
Steg 5: Saknade data.....	11
Jorddjup.....	11
Foderrörslängd.....	11
Grundvattennivå.....	12
Steg 6: Uteslutning av misstänkta jordbrunnar.....	12
Steg 7: Brunnstyp.....	12
Steg 8: Beräkning av T och K.....	16
Samband mellan Q, T och K.....	16
Djupberoende och djupnormering av K.....	18
Fördelning av K.....	21
Analys.....	22
Berggrundsgeologiska huvudenheter.....	23
Geologisk enhet.....	24
Bergart.....	28
Sprickzoner.....	32
Länsvis analys.....	33
Övergripande.....	33
Skåne län.....	34

Blekinge län	37
Kalmar län	37
Gotlands län	40
Hallands län	42
Kronobergs län	43
Örebro, Jönköpings, Östergötlands och Västra Götalands län	43
Stockholms, Uppsala, Södermanlands och Västmanlands län	48
Värmlands län	51
Gävleborgs och Västernorrlands län	52
Dalarnas län	53
Jämtlands, Västerbottens och Norrbottens län	54
Jorddjup	56
Karta över hydraulisk konduktivitet	58
Gruppering	58
Korrelationsanalys	59
Interpolation	62
Resultat	63
Jämförelse av data från brunnar och interpolation	66
Sammanfattning och slutsatser	68
Referenser	70
Bilaga A	72

INLEDNING

Markens vattengenomsläppliga förmåga, ofta uttryckt som hydraulisk konduktivitet, K (m/s), är i många fall en nyckelparameter för grundvattenfrågor i till exempel dricksvattenförsörjning eller infrastrukturprojekt. I sammanhang som rör berg, till exempel enskild vattenförsörjning, tunnlar, bergtäkter och gruvor är därmed hydraulisk konduktivitet i berg en mycket viktig faktor att beakta.

För en del projekt bestäms den hydrauliska konduktiviteten för området genom att borra brunnar och utföra hydrauliska tester i dessa. Detta är i regel mycket kostsamt varför det är vanligt att den hydrauliska konduktiviteten istället bestäms med hjälp av tidigare genomförda tester i området. En speciell typ av tidigare tester som ofta används är så kallade kapacitetsbestämningar som utförs i samband med borrning för till exempel dricksvattenbrunnar. Uppgifter om kapacitetsbestämningar och andra relevanta uppgifter om brunnar finns lagrade i SGUs så kallade *Brunnsarkiv*. SGU har under de senaste åren noterat att flera olika metoder används för att beräkna hydraulisk konduktivitet baserad på uppgifter i Brunnsarkivet vilket kan ge relativt stora skillnader i resultat.

SGU har sedan tidigare sammanställt och redovisat kapacitetsuppgifter från Brunnsarkivet. I SGUs kartvisare *Grundvatten 1 miljon* (till och med 2020) visar ett lager *Grundvattenkapacitet i berggrunden* i enheten l/h. Detta är en sammanvägd bedömning av brunnarnas kapacitet som gjorts tidigare. Observera att detta speglar kapaciteten i brunnarna under en kortvarig mätning i samband med brunnsborrning vilket inte ska sammanblandas med de långsiktiga uttagsmöjligheterna där bland annat grundvattenbildning, magasinets lagringsförmåga och längden på torrperioder kan vara avgörande. Under åren 1981–2005 publicerade SGU länsvisa beskrivningar av grundvatten i Ah-serien (SGU 1981–2005). I dessa redovisas kapacitetsuppgifter från Brunnsarkivet samt hydraulisk konduktivitet beräknad utifrån dessa kapacitetsuppgifter för olika bergarter inom respektive län. I ett examensarbetete av Ryd (2017) framkom bland annat att K i Ah-serien troligen är cirka 3 gånger för lågt. Sedan SGU gjorde Ah-serien har det tillkommit många brunnar i Brunnsarkivet.

Med anledning av att K beräknas på olika sätt baserat på uppgifter från Brunnsarkivet finns det ett behov av att SGU beskriver hur K bör beräknas utifrån uppgifter i dessa. På grund av de tveksamheter som finns i Ah-serien och det faktum att många brunnar tillkommit finns också ett behov av att ersätta de kartor rörande hydraulisk konduktivitet i berg som SGU tidigare har framställt. Syftet med denna rapport är att beskriva hur Brunnsarkivet kan användas för att beräkna hydraulisk konduktivitet i berg samt att redovisa en ny rikstäckande karta över detta.

Den primära målgruppen för rapporten och tillhörande kartvisare är hydrogeologer som arbetar med grundvatten i berg. För att fullt ut kunna ta del av rapporten är det lämpligt med en god kunskap om hydraulisk konduktivitet. Det är också viktigt att läsaren tar del av och förstår de osäkerheter och begränsningar som finns i resultaten för att inte använda värdena på ett felaktigt sätt.

Information i denna rapport och tillhörande kartvisare bör kunna utgöra en viktig del för hydrogeologiska utredningar där K i berg är en faktor, till exempel vid enskild vattenförsörjning, tunnlar, bergtäkter och gruvor. På grund av de osäkerheter och begränsningar som finns samt syfte och krav på en hydrogeologisk utredning kan det i många fall krävas kompletterande undersökningar. Men även i dessa fall kan resultaten från denna rapport vara värdefulla utgångsvärden vid inledande utredningar.

HYDRAULISK KONDUKTIVITET I BERG

Bergets förmåga att släppa igenom vatten, som ofta uttrycks i hydraulisk konduktivitet, K (m/s), eller transmissivitet, T (m²/s), avgörs av en mängd faktorer. I denna rapport görs ingen detaljerad beskrivning av detta utan endast en introduktion till ämnet. För en mer omfattande beskrivning av hydraulisk konduktivitet i berg hänvisas till annan litteratur, till exempel Gustafson (2009).

En grundläggande förutsättning för att vatten, i någon större utsträckning, ska kunna transporteras genom marken är att det finns håligheter som står i förbindelse med varandra. I jord kan dessa håligheter vara porer mellan partiklar. I berg är det snarare öppna, vattenfyllda sprickor som utgör grunden för en vattentransport. Hur genomsläpplig en specifik spricka är avgörs av flera faktorer, exempelvis hur öppen sprickan är, hur skrovliga sprickväggarna är och hur rak sprickan är. Öppningsgraden av en spricka kan i sin tur till exempel vara beroende av kemiska utfällningar i sprickan och sprickans riktning i förhållande till bergspänningar.

För ett visst parti berg avgör den sammanlagda effekten av sprickorna i området bergets genomsläpplighet. Exempelvis kan en brunn ha samma totala hydrauliska konduktivitet med en mer genomsläpplig spricka eller flera mindre. I detta sammanhang tillkommer förutom sprickornas individuella egenskaper också till exempel sprickfrekvens (det vill säga hur tätt det är med sprickor), spricklängd och sprickriktningar.

Eftersom bergets hydrauliska egenskaper till stor del bestäms av sprickor som kan vara mer eller mindre allmänt förekommande kan den hydrauliska konduktiviteten uppvisa en stor heterogenitet, speciellt betraktat inom ett mindre område. Det innebär att det är mycket svårt att uttala sig om områdets hydrauliska konduktivitet baserat på en eller ett fåtal brunnar i berg.

Som regel bestäms den hydrauliska konduktiviteten i en brunn genom ett hydrauliskt test. Vanligast är att hela brunnen provpumpas men det förekommer också tester i avgränsade sektioner av brunnarna. Vid en provpumpning är det vanligt att pumpflödet hålls konstant under kontinuerlig registrering av avsänkningen i brunnen. Hydraulisk konduktivitet och transmissivitet utvärderas sedan med hjälp av någon modell, ofta analytisk, utifrån registrerad avsänkning och flöde. En enklare form av hydrauliskt test är det som i denna rapport refereras till som kapacitetsbestämning vilket oftast utförs i samband med brunnsborrning. Enligt SGUs bedömning är den vanligaste metoden för kapacitetsbestämning att efter avslutad borrning blåsa brunnen med tryckluft så att vatten pressas upp ur brunnen och vattenflödet bestäms med hink och klocka. Kapacitetsbestämning kan också utföras med andra metoder, till exempel genom att mäta återhämtningen eller pumpning med sänkpump. Vid kapacitetsbestämning med blåsning mäts normalt inte avsänkningen i brunnen varför denna är okänd. SGU bedömer att kapacitetsbestämning normalt sett är relativt kortvarig, maximalt ett par timmar.

SVERIGES BERGGRUND

För att kunna ta del av den analys som görs i denna rapport behövs grundläggande kunskap om Sveriges berggrund. Sveriges berggrund består av tre huvudenheter: den prekambiska urbergsskölden, det yngre sedimentära bergartstäcket och fjällkedjan (fig. 1). Den prekambiska urbergsskölden består huvudsakligen av granitiska, sedimentära och vulkaniska bergarter som bildats och/eller omvandlats under tre perioder av bergskedjebildning. Utifrån dessa tre perioder av bergskedjebildning delas urberget upp i tre provinser: den Svekokarelska provinsen, Blekinge-Bornholmsprovinserna och den Svekonorvegiska provinsen (fig. 1). En mindre del av berggrunden består av odeformerade och oomvandlade granitiska bergarter, diabasgångar och sedimentära bergarter. Dessa har oklar koppling till de bergskedjebildande händelser som betecknar de tre urbergsprovinserna och har därför fått bilda en egen fjärde grupp (*andra prekambiska bergarter*).

Svekokarelska provinsen

Den största delen av Sveriges berggrund bildades för 1940–1770 miljoner år sedan under den Svekokarelska bergskedjebildningen. De äldsta bergarterna utgörs av sedimentära och vulkaniska bergarter, ställvis associerade med mineraliseringar som till exempel Skelleftefältet och Bergslagen. Ytbergarterna intruderades av graniter och granitlika bergarter. I den södra delen av provinsen dominerar granitiska bergarter helt. Ställvis kraftig deformation och omvandling under höga temperaturer har gjort att stora områden av berggrunden ådrats och förgnejsats. Sedimentära bergarter i Västerbotten och Södermanland är särskilt kraftigt omvandlade. Ställvis har uppsmältningsgraden i den sedimentära berggrunden varit så omfattande att nya graniter bildats.

Blekinge-Bornholmsprovinsen

En del av berggrunden i Blekinge-Bornholmsprovinsen är också ursprungligen bildad under den Svekokarelska bergskedjebildningen, men den präglas av kraftig deformation, omvandling och granitisk magmatism kopplad till en yngre 1470–1380 miljoner år gammal bergskedjebildning (den Hallandiska bergskedjebildningen). Ytbergarter är ovanliga och huvudsakligen av vulkaniskt ursprung.

Svekonorvegiska provinsen

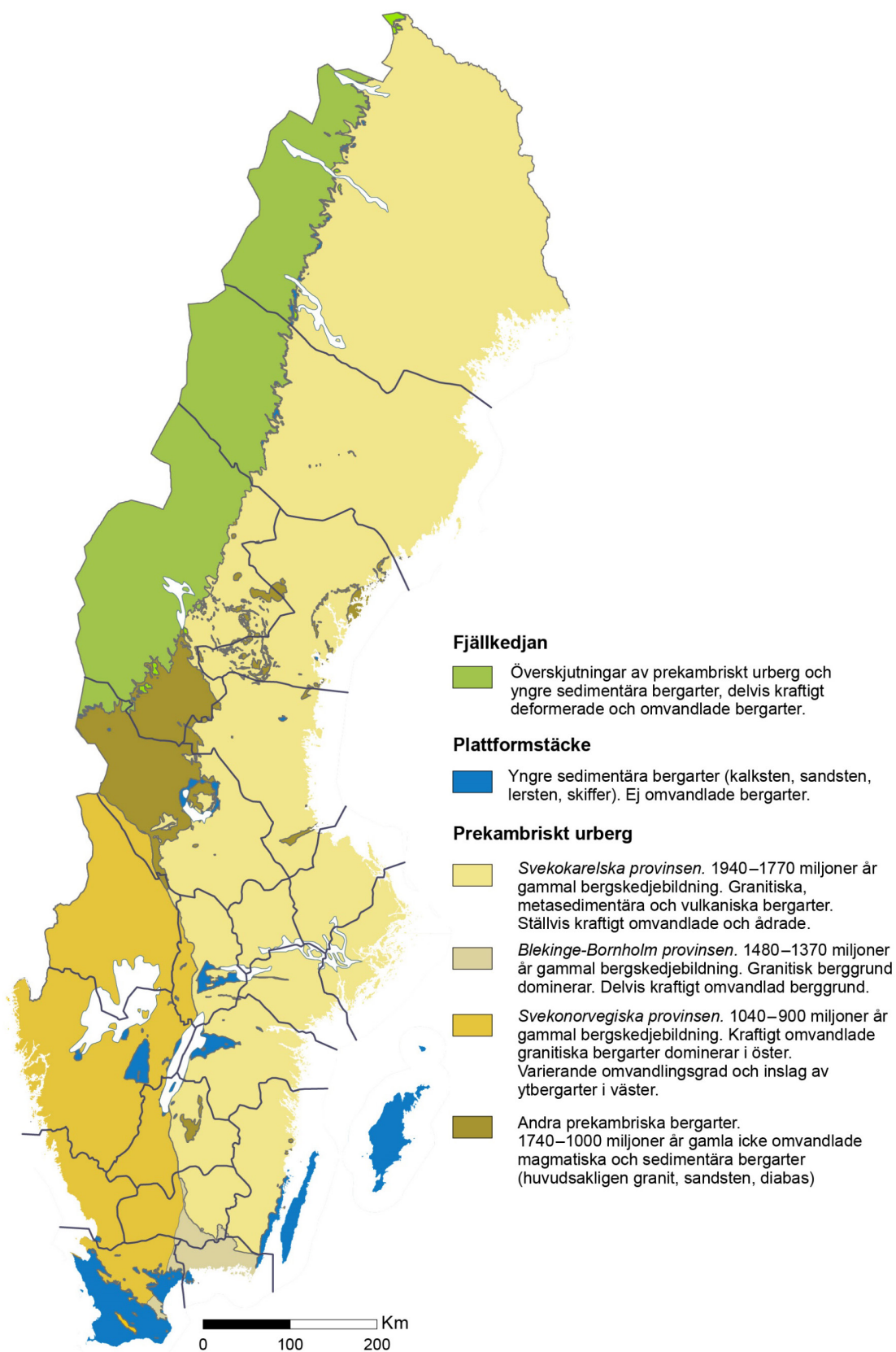
Den Svekonorvegiska provinsen kännetecknas av storskaliga tektoniska rörelser som sammanfogat berggrund med olika bildnings- och utvecklingshistoria under den 1140–900 miljoner år gamla Svekonorvegiska bergskedjebildningen. Den östra delen består nästan uteslutande av granitisk berggrund bildad i anslutning till den Svekokarelska bergskedjebildningen. I sydöst förekommer även magmatiska bergarter, åderbildning och deformation relaterad till den 1470–1380 miljoner år gamla Hallandiska bergskedjebildningen. Det västliga området domineras av vulkaniska, sedimentära och granitiska bergarter bildade och delvis omvandlade under den 1660–1520 miljoner år gamla Gotiska bergskedjebildningen. Här finns också magmatiska bergarter bildade för 1360–1280 och 950–920 miljoner år sedan. Den Svekonorvegiska provinsen består alltså av berggrund av olika ålder och ursprung men som sammanfogats, deformerats och omvandlats under den Svekonorvegiska bergskedjebildningen.

Plattformstäckets och fanerozoiska magmatiska bergarter

Ovanpå urberget förekommer rester av sedimentära bergartstäckan som en gång brett ut sig över skölden. Drygt 800 till knappt 700 miljoner år gamla sandstenar finns bevarade i Vätternsänkan och i fjällranden. Större mer sammanhängande sekvenser av 550–250 miljoner år gamla sandstenar, skifferar och kalkstenar finns bevarade i Götaland och delar av Svealand. I Skåne förekommer omkring 300 miljoner år gamla diabassvärmar och 150–100 miljoner år gamla basaltkupper. Här finns även Sveriges yngsta berggrund som utgörs av 250–60 miljoner år gamla sandstenar och kalkstenar. En lite större förekomst av 400 till 500 miljoner år gamla sedimentära bergarter finns också bevarade i Siljanringens meteoritstruktur i Dalarna.

Fjällkedjan

Den svenska fjällkedjan består av tektoniska skivor av urberget, det sedimentära bergartstäckets och tillhörande diabasgångar som skjutits in över kontinenten under den 500–390 miljoner år gamla Kaledonska bergskedjebildningen. I fjällkedjan finns även skivor av ocean havsbotten som legat utanför kontinenten och kontinental jordskorpa från en främmande kontinent (Laurentia) som sammanfogades med vår fennoskandiska kontinentkant under bergskedjebildningen.



Figur 1. Schematisk illustration av Sveriges berggrund baserad på SGUs berggrundsgeologiska kartdatabas skala 1:1 miljon, informationsenhet: litotektoniska enheter.

BRUNNSARKIVET

Allmänt

SGU tillhandahåller en stor mängd data som kan laddas ner från SGUs webbplats. En av dessa datamängder är *Brunnar*. Denna datamängd kallas ofta *Brunnsarkivet* vilket även används fortsättningsvis i denna rapport.

I Brunnsarkivet finns uppgifter om enskilda brunnars läge och tekniska data såsom djup, jorddjup, foderrörlängd, dimensioner, vattenkapacitet och vad brunnen används till. Majoriteten av brunnarna i Brunnsarkivet är bergborrade brunnar medan en mindre del är brunnar i jord. Det innehåller även information om till exempel lagerföljder och vattennivåer. Brunnsarkivet utgörs av de uppgifter som brunnsbörare sedan 1976 enligt lag skickar in till SGU men omfattar även en hel del brunnar som borrats före 1976. På SGUs webbplats finns även en så kallad produktbeskrivning som bland annat redogör för namn, koder och beskrivning av de kolumner som finns i Brunnsarkivet.

Borrning

Borrning av brunnar beskrivs översiktligt i SGUs vägledning *Normbrunn-16* (SGU 2016). Vanligast är att brunnar anläggs för utvinning av dricksvatten eller för energiutvinning. Vid borrning av brunnar i berg används normalt sett en tryckluftsdriven sänkhammarutrustning, så kallad hammarbörning. Vid denna borrning krossas berget till borrhax som under borringen spolats upp ur hålet. Efter avslutad borrning blåses som regel brunnen med tryckluft för att så lite borrhax som möjligt ska finnas kvar i brunnen. I samband med denna blåsning utförs ofta också en kapacitetsbestämning som beskrivits ovan.

Utförande av borrning styrs också av syftet med brunnen och noteringar som görs under själva borringen. För dricksvattenbrunnar är målet ofta att uppnå en viss kapacitet och vattenkvalitet i brunnen. För dessa brunnar avslutas därför ofta brunnen om ett större vatteninflöde noteras, dels för att fortsatt borrning är kostsamt, dels för att fortsatt borrning kan medföra försämrad vattenkvalitet. Dricksvattenbrunnar kan också avslutas vid ett visst djup även om ingen stor kapacitet uppnåtts för att undvika djupare grundvatten av sämre kvalitet, speciellt i områden med hög sannolikhet för salt grundvatten. Energibrunnar borrar ofta till ett visst förutbestämt djup oavsett vatteninflöde eller vattenkvalitet eftersom brunnens längd är viktig för energiutbytet med berggrunden.

Vid all borrning i berg är det oundvikligt att de hydrauliska förhållandena påverkas. Det gör att en bestämning av hydraulisk konduktivitet i en brunn inte nödvändigtvis motsvarar den naturliga hydrauliska konduktiviteten i berget. Brunnen i sig medför en kortslutning av hydrauliskt konduktiva sprickor vilket kan påverka strömningsförhållanden. Borringen kan också påverka sprickornas hydrauliska konduktivitet genom att borrhax trycks ut i sprickorna vilket medför en igensättning. Det är inte säkert att detta borrhax spolats ut i den efterföljande blåsningen. För dricksvattenbrunnar där ingen hög kapacitet uppnås förekommer det också att man utför hydraulisk spräckning av brunnen vilket innebär att sprickorna närmast brunnen vidgas genom ett högt hydraulisk tryck. Detta kan öka den hydrauliska konduktiviteten i närområdet av brunnen men knappast på ett större avstånd från brunnen.

Effekter av borrning, osäkerhet vid kapacitetsbestämning samt hydraulisk heterogenitet i berget medför att det sammantaget finns betydande osäkerheter gällande hur väl bergets hydrauliska konduktivitet i ett område kan bestämmas baserat på uppgifter i Brunnsarkivet. SGU bedömer dock att ett flertal brunnar tillsammans kan användas för att bedöma den hydrauliska konduktiviteten översiktligt för ett område. Hur många dessa brunnar bör vara har inte varit

möjligt att definiera eftersom SGU inte haft möjlighet att kvantifiera de olika osäkerhetsfaktorererna inom ramen för denna studie. Viktigt är dock att inte dra några slutsatser avseende hydraulisk konduktivitet baserat på ett fåtal brunnar i Brunnsarkivet.

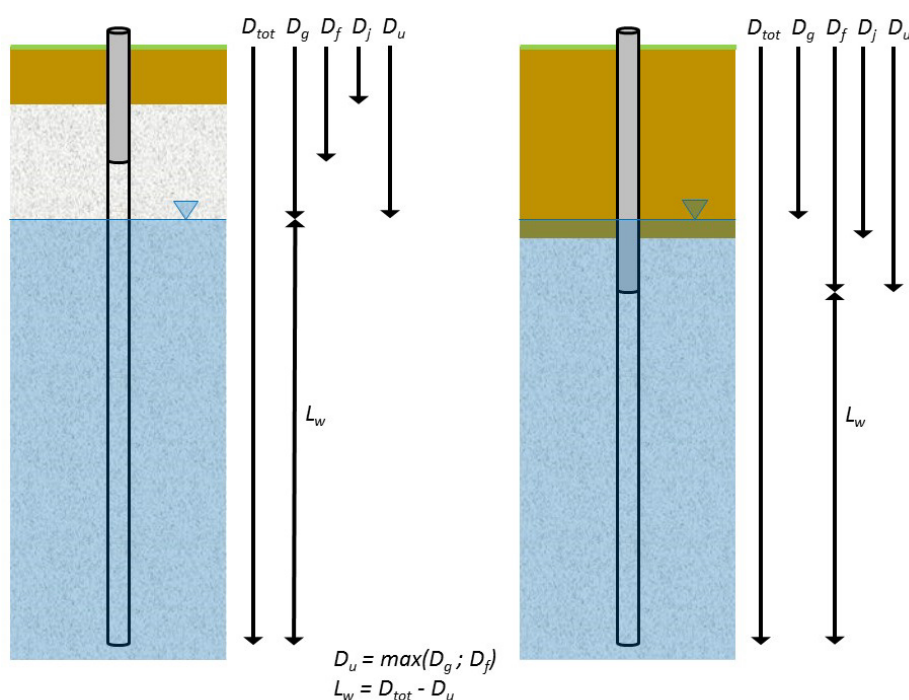
URVAL AV BRUNNAR OCH BERÄKNING AV K

Det övergripande målet med denna studie är att producera en karta som visar den hydrauliska konduktiviteten i svensk berggrund. Grundläggande kriterier för att kunna använda en brunn i underlaget för beräkning av hydraulisk konduktivitet, K , är att:

- Det finns uppgift om brunnskapacitet (KAPACITET i Brunnsarkivet)
- Det finns uppgift om brunnens totaldjup, D_{tot} (TOTALDJUP i Brunnsarkivet)
- Brunnen är koordinatsatt (N och E i Brunnsarkivet)
- Brunnen är bergborrad

Utöver dessa grundläggande kriterier behövs även en skattning av den vattenmättade delen av borrhålet, L_w (m). För att räkna ut L_w behövs uppgifter om totaldjup av brunn, D_{tot} , grundvattennivå, D_g , och foderrörlängd, D_f , där samtliga ska vara angivna i enheten m under markyta enligt figur 2. Den övre sektionsgränsen, D_u , utgörs av det största värdet av D_f och D_g .

Eftersom data gällande brunnarna i Brunnsarkivet är varierande behandlades data i ett antal steg som redovisas nedan för att få ut data som är lämpligt för analyser och resultat.



Figur 2. Illustration av beräkning av vattenmättad del av borrhålet, L_w .

Steg 1: Brunnskapacitet

Av de totalt 684 954 brunnar som fanns registrerade i Brunnsarkivet 2019-12-03 var det 549 256 som hade uppgift om brunnskapacitet. Dessa sorterades ut för fortsatt behandling.

Steg 2: Totaldjup

Av de återstående 549 256 brunnarna var det 548 974 som hade uppgift om totaldjup. Dessa sorterades ut för fortsatt behandling.

Steg 3: Koordinater

I Brunnsarkivet finns koordinater angivna för de flesta brunnar, men överensstämmelsen mellan verkligt läge och angivet läge bedöms variera vilket i Brunnsarkivet anges i kolumn NE_KVAL. 0 och 1 betyder att angiven position bedöms avvika mindre än 100 respektive 250 m från verkligt läge. För övriga brunnar (NE_KVAL 2 eller 3) bedöms koordinatangivelsen vara osäker eller är ej bedömd ännu. Av de 548 974 brunnar som återstod från steg 1 var 469 743 koordinatsatta som bedömdes avvika mindre än 250 m från verkligt läge (NE_KVAL 0 och 1).

Steg 4: Bergbrunnar

I produktbeskrivningen för Brunnsarkivet anges att > i kolumn TJ anger att brunnen är en jordbrunn. Utöver dessa finns även ett fåtal brunnar där angivet jorddjup är större än eller lika med brunnens totaldjup vilket därmed är jordbrunnar men där > saknas i TJ. Efter borttagning av de brunnar som är jordbrunnar återstod 463 699 brunnar efter steg 4 vilket därmed kan antas vara bergborrade brunnar med uppgift om brunnskapacitet där angivna koordinater bedöms avvika mindre än 250 m från verkligt läge.

Steg 5: Saknade data

Av de återstående 463 699 bergbrunnarna är det endast 248 985 som har data gällande grundvattennivå, D_g , och foderrörslängd, D_f , vilket krävs för att kunna beräkna den vattenmättade delen av bergbrunnen, L_w . Ett alternativ är att endast använda dessa knappt 250 000 brunnar för fortsatta analyser och resultat. Risken är dock att densiteten av brunnar i slutändan blir låg i stora delar av Sverige vilket kan göra det slutgiltiga resultatet mycket osäkert. Därför togs beslutet att göra antaganden för de saknade uppgifterna så att resterande brunnar också kunde inkluderas i de slutgiltiga analyserna enligt nedanstående beskrivningar.

Jorddjup

Jorddjupet, D_j , behövs inte direkt för att beräkna L_w . Däremot kan jorddjupet användas för antagande om foderrörslängd, D_f . Följande algoritm har använts för att beräkna jorddjup, D_j :

1. D_j = uppgift från Brunnsarkivet om jorddjup om det finns
2. Annars: D_j = data från SGUs jorddjupsmodell om det finns
3. Annars: D_j = 3 m

Foderrörslängd

I Brunnsarkivet finns tre olika kolumner som gäller foderrörslängd, ROR_TILL, STAL_TILL samt PLAST_TILL. Ofta finns uppgift gällande en eller flera av dessa för en brunn, men i andra fall saknas samtliga. En analys av brunnar där uppgift finns för både jorddjup och foderrörslängd visar att foderröret i median är 3 m längre än jorddjupet. Detta är också förväntat med tanke på förfarandet som är beskrivet i Normbrunn-16 vid borring i berg.

I flera fall misstänks att uppgifter rörande foderrörslängd fyllts i fel i Brunnsarkivet och borrhålsdiametern (i mm) har noterats istället för foderrörslängd. Därför har följande algoritm använts för att beräkna foderrörslängd, D_f :

1. Om ROR_TILL, STAL_TILL eller PLAST_TILL är ≥ 90 och $> D_{tot}$ tas uppgiften bort eftersom den troligtvis är felaktig

2. $D_f = \max(\text{ROR_TILL}, \text{STAL_TILL}, \text{PLAST_TILL})$
3. Om D_f saknas $D_f = D_j + 3$

Grundvattennivå

Grundvattennivå (D_g) är angivet i Brunnarkivet för en del brunnar i kolumn GRVNIVA. Det är dock viktigt att komma ihåg att denna nivå som regel är observerad strax efter avslutad borring varför den ostörda grundvattennivån i vissa fall kan vara betydligt närmare markytan. I vissa fall misstänks också att angiven grundvattennivå i själva verket representerar det djup där det första inflödet har noterats vid borring. Låga grundvattennivåer har därför hanterats genom att anta att D_g inte är större än 20 m. Dessutom är det rimligt att anta att grundvattenytan har ett visst avstånd från brunnsbotten. I detta fall antas att avståndet till brunnsbotten är minst 5 m. Därför har följande algoritm använts för att beräkna grundvattennivå, D_g :

1. $D_g = \text{GRVNIVA}$, men:
 - a. Saknas GRVNIVA är $D_g = 5$ m
 - b. $D_g = \text{minst } 0$ m
 - c. $D_g = \text{max } 20$ m
 - d. $D_g = \text{minst } (D_{\text{tot}} - 5 \text{ m})$

Steg 6: Uteslutning av misstänkta jordbrunnar

Efter att data lagts till för vissa brunnar i steg 5 har det i några fall resulterat i att totaldjupet, D_{tot} , har blivit mindre än eller lika med foderrörlängden, D_f . Dessa brunnar antas därmed inte vara bergbrunnar och uteslöts därför från fortsatta analyser. För en del av de återstående brunnarna är D_{tot} endast marginellt större än D_f , till exempel 0,2 m. Dessa brunnar kan vara bergbrunnar men det kan ifrågasättas hur representativa de är för att beräkna K. För fortsatta analyser behövs endast brunnar där D_{tot} var 5 m eller mer än D_f , det vill säga den öppna delen av bergbrunnarna blir minst 5 m. Efter detta moment återstod 460 531 brunnar för fortsatta analyser.

Steg 7: Brunnstyp

Tabell 1 visar specificerad användning för de brunnar som återstod efter steg 6. Drygt hälften av brunnarna är energibrunnar (ENE) och knappt hälften är antingen brunnar för enskilda hushåll (HUS) eller saknar uppgift om brunnstyp (NULL). Övriga användningsområden omfattar tillsammans mindre än 2 % av brunnarna.

En analys av angivna kapaciteter visar att det för energibrunnar (ENE), observationsbrunnar (OBS) och i viss mån brunnar med *annan användning* (ÖVR) rapporterats en kapacitet av 0 l/tim för en relativt stor andel av brunnarna jämfört med de andra brunnstyperna. För energibrunnar är det primära målet som regel en specificerad borrhålslängd snarare än brunnskapacitet. Det kan därför misstänkas att borringen görs med ett högt tryck som på så sätt skapar mycket borrhålskax som tränger ut i sprickor istället för att spolas bort. Vidare kan det misstänkas att själva flödesmätningen inte utförs lika noggrant i energibrunnar som för andra brunnar eftersom det oftast inte är något krav från kunden på detta vid utförandet. Även för observationsbrunnar är det rimligt att brunnskapacitet i de flesta fall är av underordnande betydelse för brunnens funktion. De andra brunnstyperna används i regel för uttag av vatten och brunnskapacitet är därmed en viktig parameter. Allt detta gör att det finns skäl att misstänka att kapacitetsangivelserna för energibrunnar och observationsbrunnar som helhet betraktat inte är lika tillförlitliga som för andra bergbrunnar.

Med resonemanget ovan skulle det finnas skäl för att utesluta energibrunnar (ENE) och observationsbrunnar (OBS) från fortsatta analyser. Det kommer dock få konsekvensen att dataunderlaget kommer bli kraftigt reducerat, speciellt för tätorter där energibrunnar är mycket

vanliga jämfört med förekomsten av brunnar för vattenuttag (uttagsbrunnar). SGU har därför valt att inkludera dessa brunnar (ENE, OBS och ÖVR) i dataunderlaget men reducerat betydelsen av dessa genom att ha dessa i en egen grupp (B) och andra brunnar i en annan grupp (A) samt införa en viktning på 0,5 för grupp B (jämfört med 1 för grupp A) för fortsatta analyser, resultat och kartor.

Vidare har de brunnar där 0 l/tim har angivits för grupp B (ENE, OBS och ÖVR) tagits bort från fortsatta analyser. Anledningen är att SGU misstänker att detta till stor del beror på att kapaciteten angivits till 0 fast det egentligen inte har gjorts någon kapacitetsmätning, det vill säga det är till stor del en felrapportering.

Tabell 1. Brunnar i berg med uppgift om brunnskapacitet där angivna koordinater bedöms avvika mindre än 250 m från verkligt läge.

Brunnens användning/brunnstyp		Antal brunnar	Andel med kapacitet 0 l/tim	Andel av totalt
Förkortning	Förklaring			
ENE	Energibrunn värme och/eller kyla	266 305	11,0 %	57,83 %
HUS	Hushåll, fritidshus od.	133 639	1,8 %	29,02 %
NULL	Uppgift saknas	54 037	1,2 %	11,73 %
LAN	Lantbruk	2 303	1,3 %	0,50 %
ÖVR	Annan användning	1 829	7,6 %	0,40 %
BEV	Bevattning el. handelsträdgård	1 204	1,2 %	0,26 %
IND	Industri	619	1,9 %	0,13 %
OBS	Observationsbrunn	229	15,3 %	0,05 %
SAM	Samfällid vattentäkt	198	2,0 %	0,04 %
VAF	Vattenförening	168	3,0 %	0,04 %
Totalt		460 531		

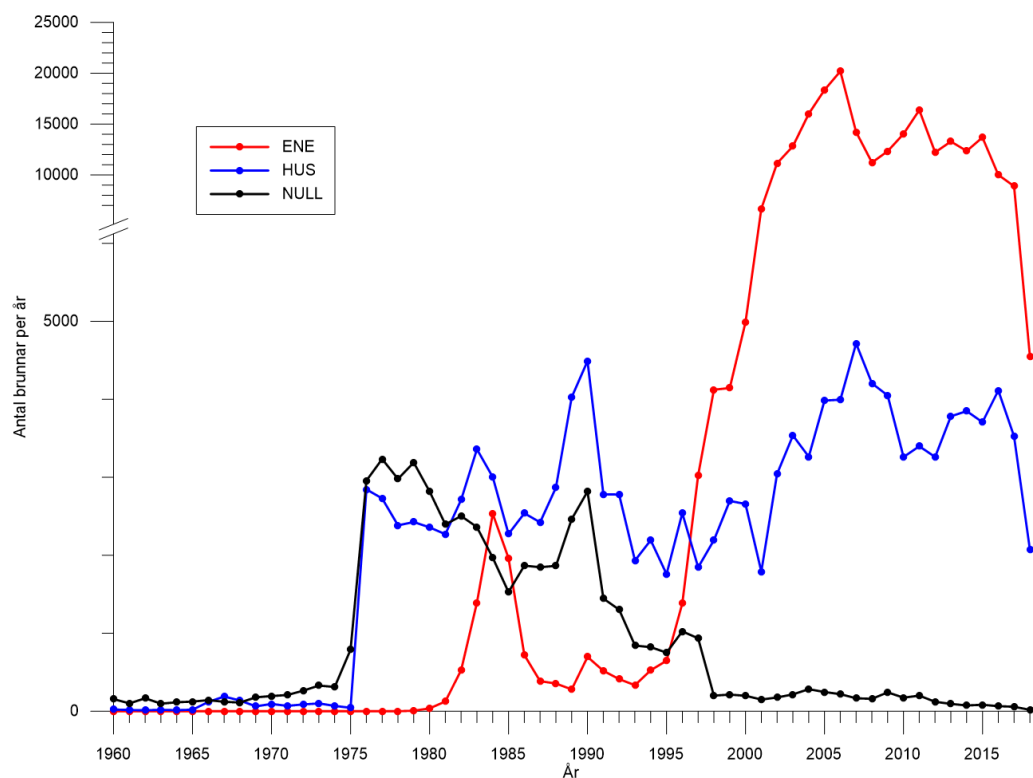
I Brunnsarkivet finns i många fall uppgift om tidpunkt för borrning. I figur 3 visas hur fördelningen av bergbrunnars användningsområde förändrats över tid. Noterbart är att antalet rapporterade brunnar ökade markant 1976 när lagen om rapporteringsskyldighet för brunnsborrhare trädde i kraft. Antalet ENE ökade något i mitten av 1980-talet men framförallt efter 1996. Antalet HUS har däremot legat på en relativt stabil nivå sedan 1976. Brunnar utan angivet användningsområde (NULL) har successivt minskat och ligger nu på en relativt liten andel.

Även bergbrunnarnas totaldjup har förändrats över tid vilket tydligt framgår i figur 4. För HUS har totaldjupet (medianvärde) ökat sakta till cirka 80 m medan motsvarande för ENE har gått från cirka 120 m under 1980-talet till cirka 180 m. Totaldjupet för NULL följde HUS relativt väl fram till 1996 för att sedan alltmer följa ENE. Detta sammanfaller med den stora ökningen av ENE i mitten av 1990-talet. I figur 5 visas fördelningen av totaldjup för bergbrunnar inom klasserna HUS, ENE respektive NULL. Det är tydligt att mycket få HUS och NULL har ett totaldjup som är större än 120 m. På motsvarande sätt är det också mycket få ENE som har ett totaldjup mindre än 100 m.

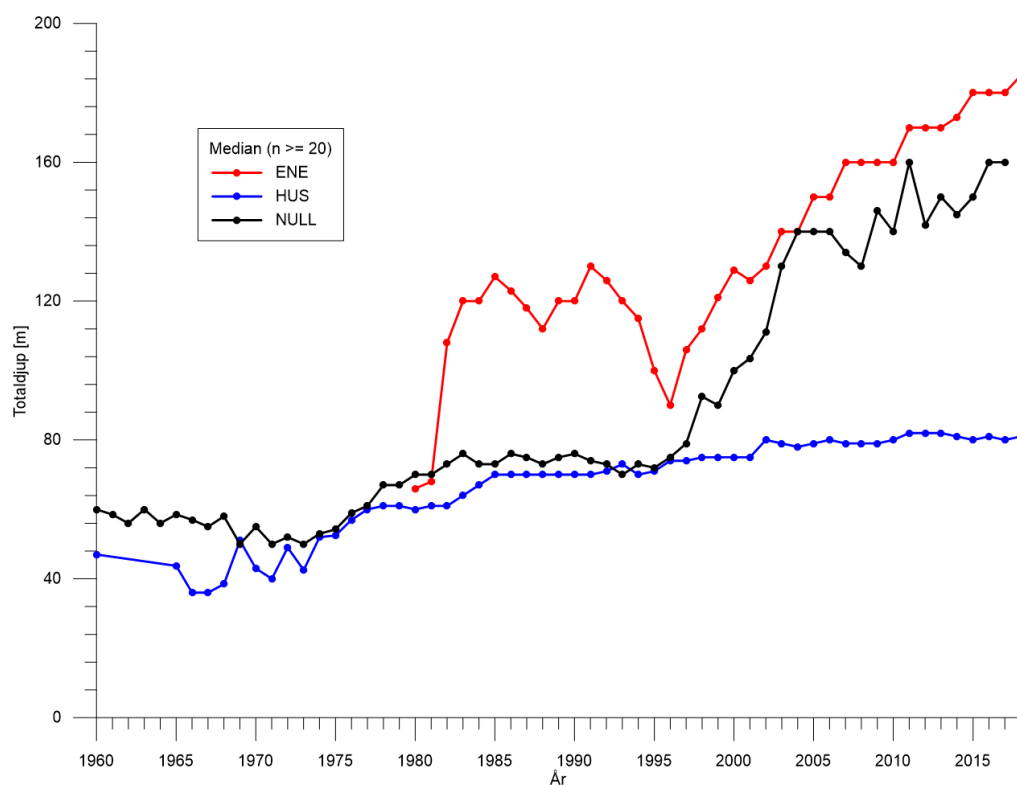
Baserat på jämförelserna mellan HUS, NULL och ENE ovan är det ett rimligt antagande att de flesta NULL i själva verket borde ha klassats som HUS, speciellt de med mindre totaldjup. För fortsatta analyser antas att NULL som har en totallängd som är större än 120 m antagits vara energibrunnar och har fortsättningsvis infogats i grupp B, det vill säga med en viktning på 0,5.

Sammanlagt innebär detta att totalt 29 671 brunnar tas bort från fortsatta analyser. I samband med detta tas även några andra brunnar bort som har orimliga koordinater. I slutändan användes 430 860 brunnar för fortsatta analyser varav 188 126 är grupp A (vikt = 1) och 242 734 är grupp B (vikt = 0,5).

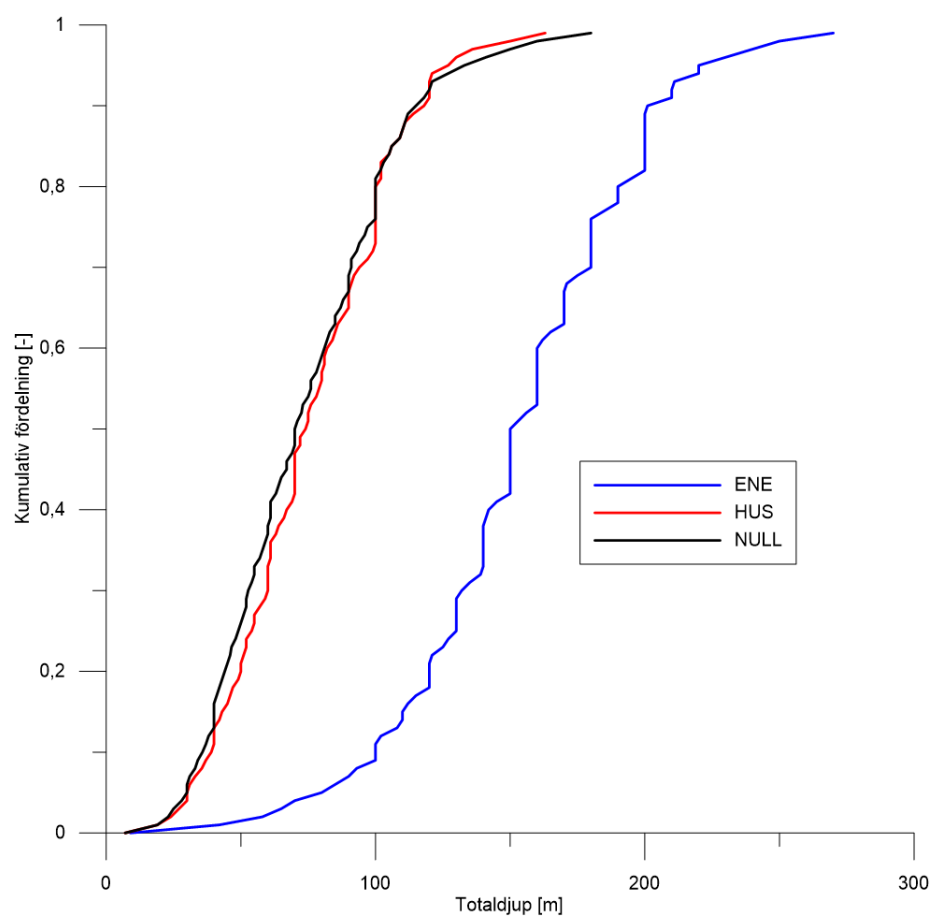
I figur 6 visas den geografiska fördelningen av bergborrade brunnar för grupp A respektive grupp B. Även om antal brunnar i grupp B är fler har grupp A en bättre (jämnare) täckning över Sverige vilket inte är oväntat med tanke på att energibrunnar (i grupp B) framförallt återfinns inne i tätorter medan dricksvattenbrunnar (i grupp A) framförallt finns utanför tätorter med kommunal vattenförsörjning.



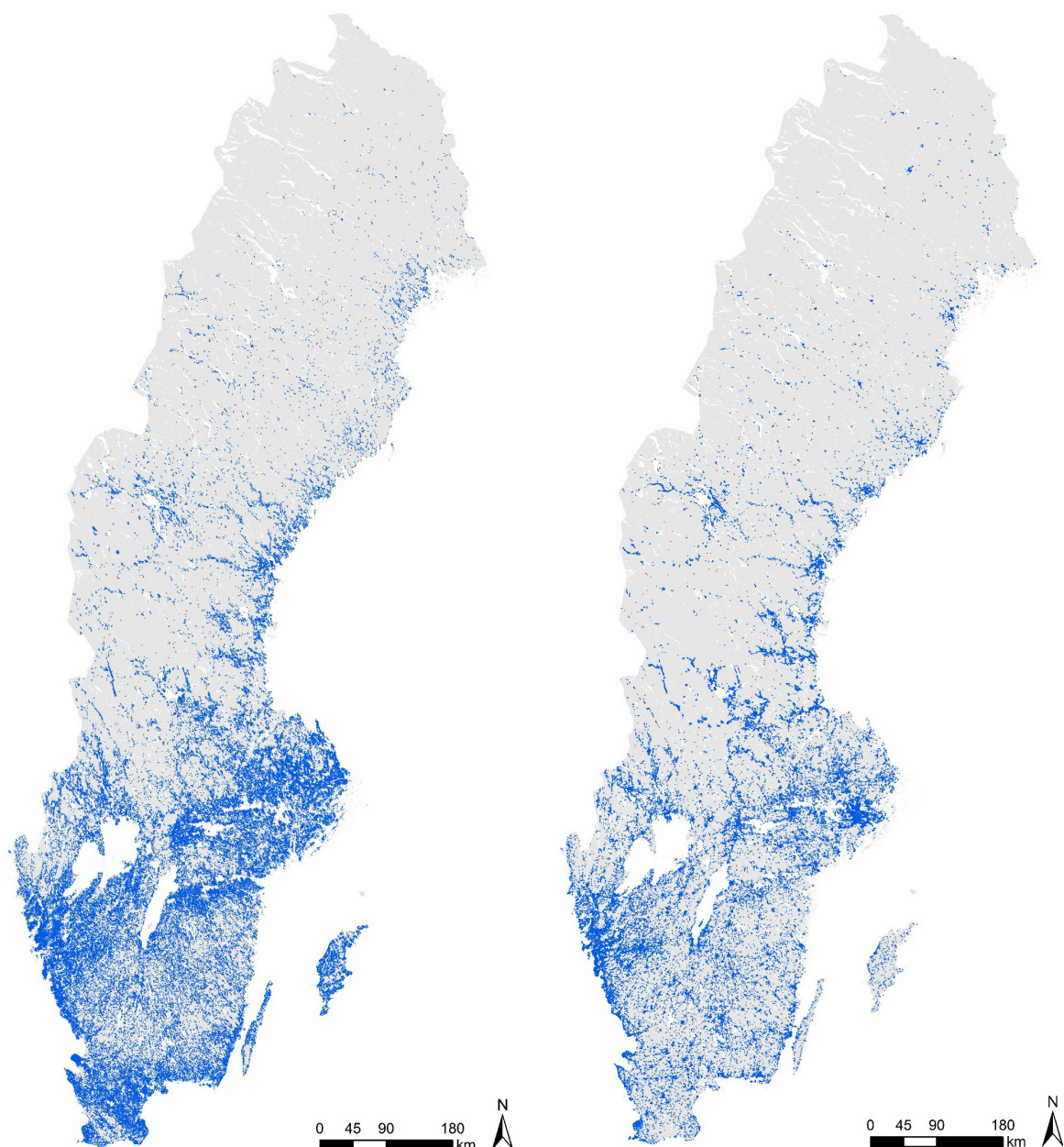
Figur 3. Antal bergbrunnar per år (1960–2018).



Figur 4. Totaldjup (median) för respektive år och användningsområde (för år med minst 20 st.).



Figur 5. Fördelning av totaldjup i bergbrunnar.



Figur 6. Geografisk fördelning av brunnar i grupp A (till vänster, 188 126 brunnar) och grupp B (till höger, 242 734). Varje brunn visas med en liten blå prick.

Steg 8: Beräkning av T och K

Samband mellan Q, T och K

Det finns en mängd metoder för att beräkna transmissivitet, T, och hydraulisk konduktivitet, K, för brunnar. Gemensamt för många av metoderna är att T beräknas med en analytisk formel där observationer gjorts under ett hydraulisk test, till exempel pumptest. I dessa formler ingår som regel uppmätt flöde, Q, och avsänkning i brunnen under pumptestet, dh , men även andra parametrar kan ingå som borrhålsdiameter och förändring av flöde och tryck över tid. Normalt beräknas K genom att dividera T med den vattenmättade längden av borrhålet, L_w enligt (ekv. 1):

$$K = \frac{T}{L_w} \quad (\text{Ekvation 1})$$

I tabell 2 visas ett antal ekvationer som ofta tidigare har använts för att beräkna T (och därmed K) baserat på uppgifter i Brunnsarkivet. I Brunnsarkivet finns inte, annat än i undantagsfall, noteringar om avsänkning i brunnen, dh, under kapacitetsbestämningen. Därmed måste antagande i de flesta fall göras om avsänkningen, dh, för att kunna använda ekvationerna i tabell 2. I många fall antas dh vara lika stor som den vattenfyllda delen av brunnen, det vill säga som avståndet från ostörd grundvattenyta, D_g, till botten av brunnen, D_{tot}. I andra fall görs ofta detta antagande med en begränsning av dh. För SGUs Ah-serie antogs till exempel att dh maximalt var 60 m.

Tabell 2. Tidigare föreslagna ekvationer för att beräkna transmissivitet, T.

Ekvation	Referens
A $T = \frac{Q}{dh}$	Allmänt förekommande
B $T = \frac{Q}{0,8 \cdot dh}$	SGUs Ah-serie
C $T = 2,24 \cdot \left(\frac{Q}{dh}\right)^{0,98}$	Rhén m.fl. 1997

I ett examensarbete vid Uppsala universitet av Ryd (2017), jämfördes pumptester med kapacitetsbestämning som utförts i samband med borrhning för totalt 74 brunnar i kristallin och sedimentär berggrund. I studien föreslås följande empiriska samband mellan brunnskapacitet, Q, och transmissivitet, T (ekv. 2):

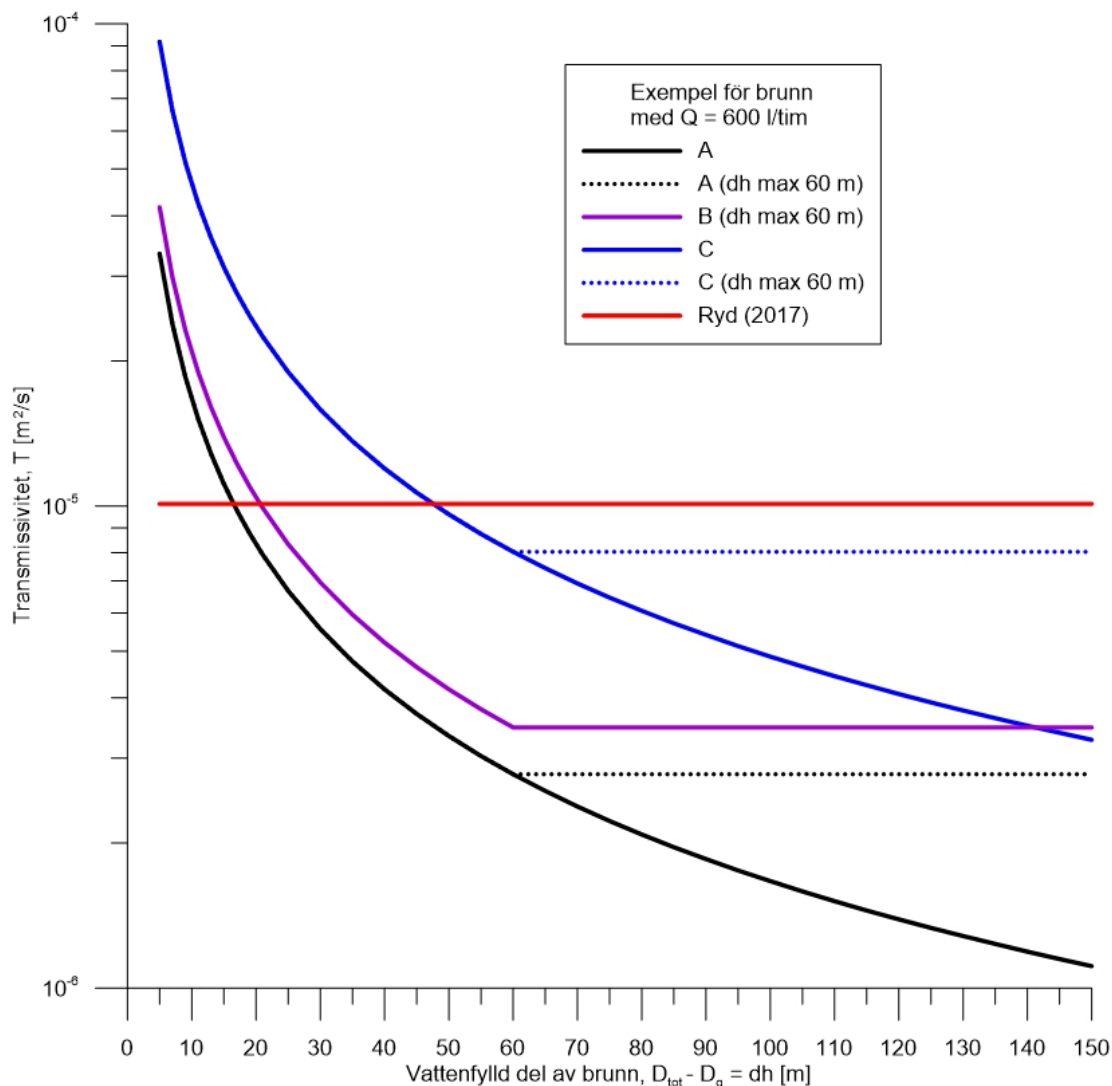
$$T = 0,076 \cdot Q^{1,026} \quad (\text{Ekvation 2})$$

Till skillnad från de andra sambanden i tabell 2 krävs alltså inget antagande om avsänkning, dh.

I figur 7 visas en jämförelse mellan ekvationerna i tabell 2 (A–C) samt ekvation enligt Ryd (2017) för en brunn med kapacitet 600 l/tim med olika antaganden om dh. Som synes kan val av ekvation och antagande om dh få stora effekter, speciellt med tanke på att brunnar i berg oftast har ett totaldjup på mer än 50 m.

Med tanke på det i sammanhanget stora underlaget som använts av Ryd (2017) och att inget antagande om dh är nödvändig rekommenderar SGU att denna ekvation används för beräkning av T respektive K för bergbrunnar i Brunnsarkivet. Det är också den som använts fortsättningsvis i denna studie.

För en mindre del (2 862 st.) av de återstående brunnar som inkluderats i analysen är den redovisade brunnskapaciteten 0 l/tim. För fortsatta analyser har det antagits att den i själva verket inte är exakt 0 utan mycket låg. Därför har brunnskapaciteten satts till 10 l/tim för dessa brunnar.

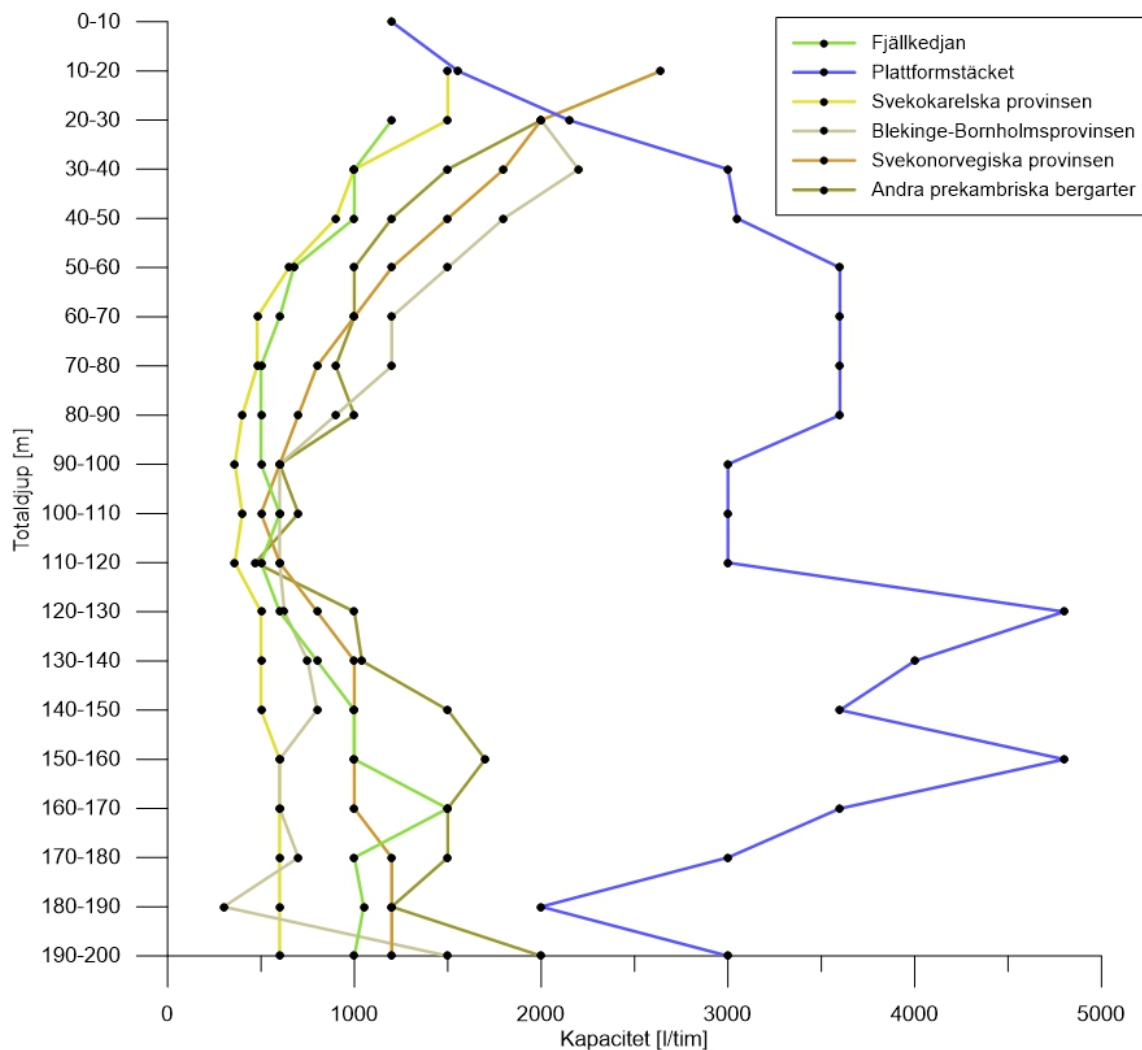


Figur 7. Jämförelse av T beräknat med olika ekvationer (enligt tabell 2) för olika antaganden om avsänkning, dh .

Djupberoende och djupnormering av K

Det får anses vara relativt vedertaget att det finns ett generellt samband mellan djup och hydraulisk konduktivitet i svensk berggrund. Enligt Gustafson (2009) är några tänkbara förklaringar till detta ökade bergspänningar mot djupet, kemisk vittring i ytligare delar samt frostsprängning i ytligare sprickor under tidigare istider. En annan tänkbar förklaring, som nämns av Möller m.fl. (1971), kan vara horisontalsprickor (bankning) som uppstått på grund av tryckavlastning efter kvartära nedisningar. Frekvensen av dessa horisontalsprickor avtar snabbt mot djupet.

En stor del av de brunnar som finns i Brunnsarkivet är borrarade med syfte att pumpa vatten. Eftersom borrning är kostsamt avslutas den ofta när man uppnått önskad kapacitet vilket leder till att brunnar med hög kapacitet överlag blir kortare än brunnar med lägre kapacitet vilket visas i figur 8. Som synes i figuren skiljer sig brunnar i plattformstäcket från de övriga vilket kan bero på att en stor del av dessa brunnar till exempel återfinns på Öland och Gotland där totaldjupet ofta begränsas av salinitet och att brunnarna därmed inte uppvisar denna effekt i samma utsträckning som för andra områden. Om totaldjupet för brunnarna var oberoende av uppmätt kapacitet är det förväntade att kapaciteten skulle öka med ökat totaldjup. Beroendet mellan kapacitet och djup, och det faktum att valt brunnsdjup för brunnarna i Brunnsarkivet påverkas av ovanstående faktorer, gör att dataunderlaget inte är lämpligt för att beräkna ett samband mellan djup och K för svensk berggrund.



Figur 8. Mediankapacitet för olika totaldjup och områden i Sveriges berggrund. Varje punkt i diagrammet baseras på minst 50 brunnar.

Beroendet mellan kapacitet och brunnsdjup i Brunnsarkivet samt det generella sambandet mellan hydraulisk konduktivitet och djup medför att det är svårt att direkt jämföra skillnader i K mellan olika områden. Exempelvis blir det överlag korta brunnar i ett område med hög hydraulisk konduktivitet. Men om dessa brunnar förlängdes är det sannolikt att den beräknade hydrauliska konduktiviteten skulle bli lägre sett över hela populationen. Därmed krävs någon slags justering av K baserat på brunnsdjup för att kunna analysera skillnader i K mellan olika delar av berggrunden, alternativt att olika områden endast kan jämföras om brunnsdjupen är likartade.

Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB) har i ett antal studier tagit fram samband mellan djup och K i berggrunden för flera platser i Sverige. Generellt har två olika typer av samband använts där djupavtagande för K kan beskrivas men en exponentiell form och polynom form enligt:

$$K \propto 10^{c_1 \cdot d} \text{ (exponentiell)}$$

$$K \propto d^{c_2} \text{ (polynom)}$$

I den exponentiella formen motsvarar $-1/c_1$ längden inom vilken K minskar med en tiopotens. För Forsmark och Laxemarområdet rapporterar SKB värden för denna mellan 230 m och 440 m (Rhén m.fl. 2006 och Follin 2008). För polynomformen är c_2 i de flesta fall mellan -2 och -3,3 i SKBs rapporter (Ahlbom m.fl. 1983, 1991a, 1991b, 1992a, 1992b, 1992c och Rhén m.fl. 2006).

För små djup blir det mycket stor skillnad mellan polynomformen och den exponentiella formen. Exempelvis blir K 10 gånger högre på 20 m djup än på 50 m djup om c_2 är -2.5 med polynomformen. Motsvarande för den exponentiella formen blir 1.3 gånger om $-1/c_1$ är 300 m. I detta sammanhang är det mycket viktigt att notera att tyngdpunkten för SKBs undersökningar ofta är relativt stora djup varför det inte är givet att dessa samband för djupavtagande i K är direkt applicerbara för de djup som brunnar i Brunnsarkivet oftast rör sig inom. Eftersom flera av de tänkbara förklaringarna framförallt verkar på ytligare berg är det tänkbart att djupavtagande är större i det ytligare berget än det djupare liggande berget. Men fullt så kraftigt avtagande som polynomformen medför för ytligt berg bedöms som osannolikt, det vill säga i de delar av berggrunden som brunnarna i Brunnsarkivet representerar. För de fortsatta beräkningarna tillämpas därför antagandet om ett exponentiellt samband med brunnsdjup och K.

I enlighet med resonemanget ovan har K för brunnarna normerats till ett gemensamt djup för att möjliggöra jämförelser mellan områden med olika brunnsdjup. För denna studie har 100 m valts som normeringsdjup för att hydraulisk konduktivitet bedöms vara mest intressant inom 100 m från markytan med tanke på djup för dricksvattenbrunnar, infrastrukturprojekt med mera. För att beräkna den normerade hydrauliska konduktiviteten, K_n , har den exponentiella formen använts enligt (ekv. 3 och 4):

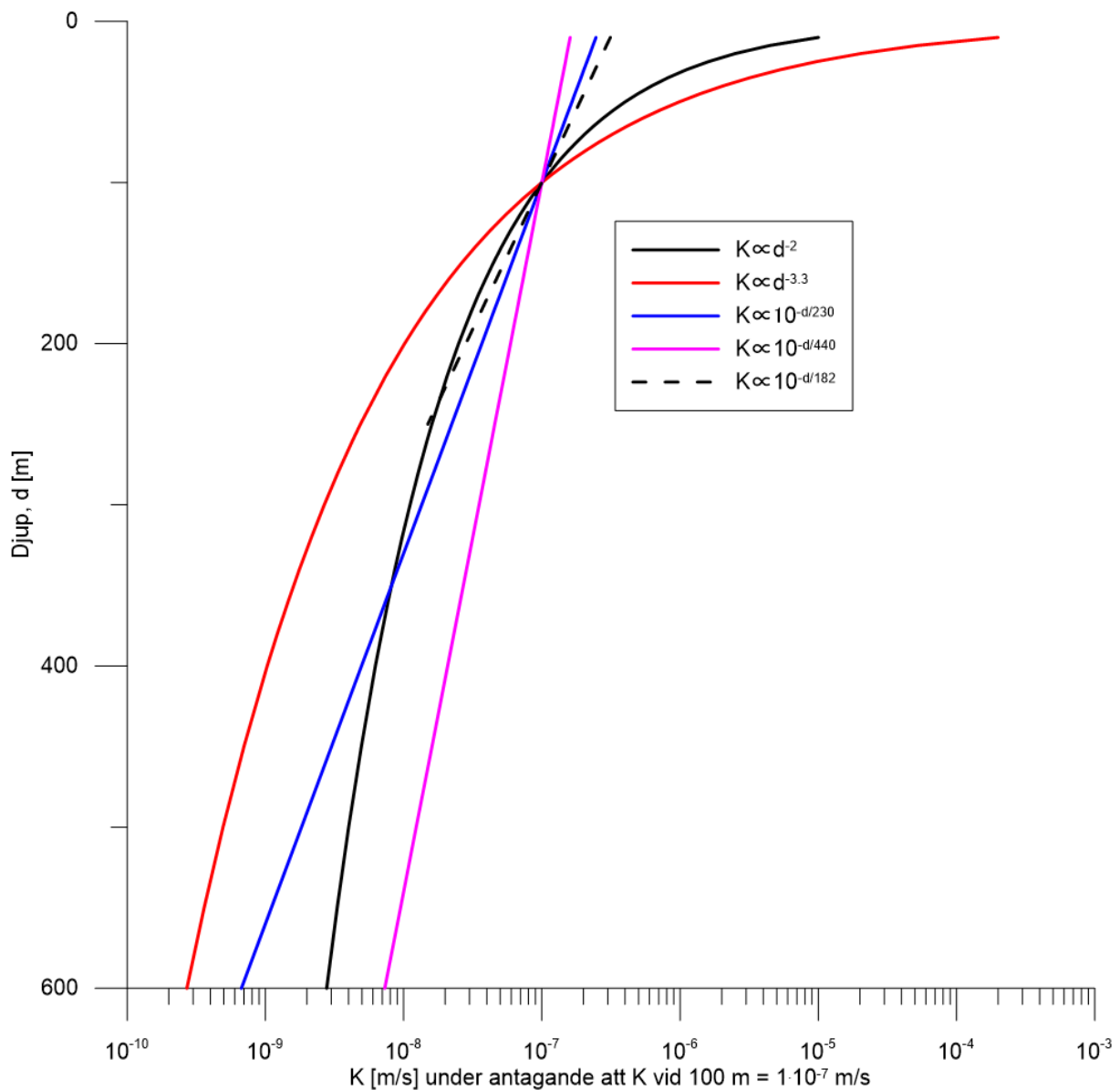
$$\frac{K}{10^{c_1 \cdot d}} = \frac{K_n}{10^{c_1 \cdot d_n}} \quad (\text{Ekvation 3})$$

$$K_n = K \cdot 10^{c_1(d_n - d)} \quad (\text{Ekvation 4})$$

Djupet d bör motsvara den hydrauliska tyngdpunkten i brunnen, det vill säga det djup där transmissivitet är lika stor ovanför och nedanför i brunnen. Djupet d antas vara mitt i den vattenmättade delen av brunnen, det vill säga $d = (D_{\text{tot}} + D_u)/2$. Det är dock inte helt korrekt att göra detta antagande med tanke på att de mer konduktiva delarna av brunnen borde vara ytligare. Å andra sidan avslutas ofta brunnsborrningen när ett större inflöde noteras vilket har motsatt effekt, det vill säga att den hydrauliska konduktiviteten kan i sådana fall vara högre på större djup. Bedömningen är dock att det eventuella fel som införs på grund av detta antagande är försumbart i jämförelse med andra osäkerheter i data. På motsvarande sätt antas att det normerade djupet, d_n , i ekvationen är mitt i den fiktiva (normerande) sektionen ner till ett djup av 100 m, det vill säga $d_n = (100 + D_u)/2$. För beräkningen har c_1 satts till -0,0055 vilket motsvarar ett djupavtagande med en tiopotens på 182 m. Med detta värde blir djupavtagandet i området mellan 10 och 250 m djup (vilket kan antas vara relevant för Brunnsarkivet) ett mellanting mellan den exponentiella formen och polynomformen för de samband som SKB tidigare tagit fram. Skillnader mellan olika samband visas i figur 9. Med dessa värden insatta blir formeln (ekv. 5):

$$K_n = K \cdot 10^{-0,0055 \cdot (100 - D_{\text{tot}})/2} = K \cdot 10^{-0,00275 \cdot (100 - D_{\text{tot}})} \quad (\text{Ekvation 5})$$

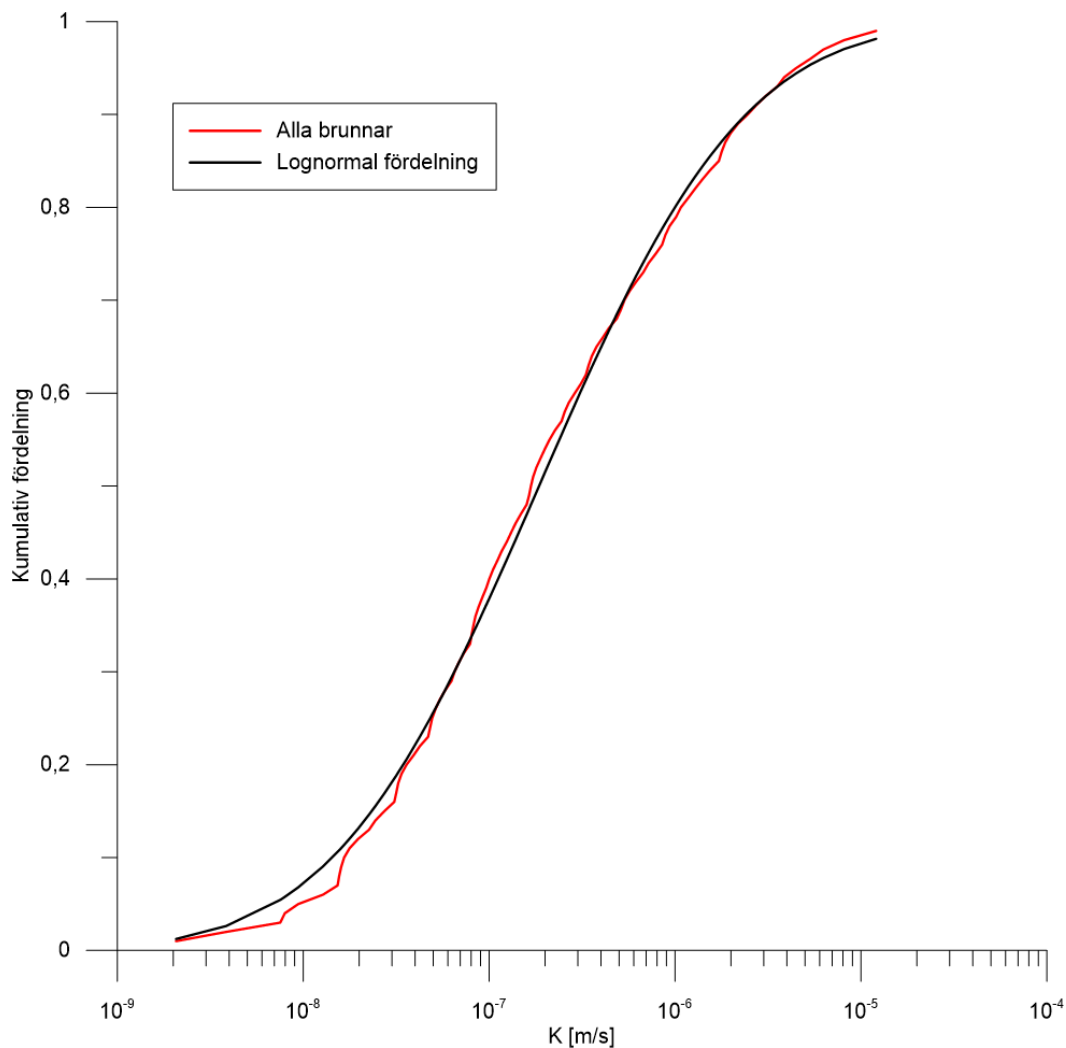
Beräkningen ovan innebär att de värden för K som presenteras fortsättningsvis i denna rapport antas representera den hydrauliska konduktiviteten i berget inom 100 m från markytan. Undantaget är den allra översta delen av berggrunden som inte bidrar till inflöde i brunnar eftersom det som regel är tätat med foderrör.



Figur 9. Djupavtagande i hydraulisk konduktivitet baserat på olika samband.

Fördelning av K

Det har tidigare visats att hydraulisk konduktivitet och transmissivitet i berg ofta är lognormalfördelad (Gustafson, 2009). I figur 10 visas fördelningen av beräknad hydraulisk konduktivitet för de brunnar som ingår i kommande analys samt en kurva som visar en lognormal fördelning. I fortsatta figurer visas därför fördelningar av K i logaritmisk skala.



Figur 10. Kumulativ fördelning av hydraulisk konduktivitet i brunnar samt lognormalfördelning.

ANALYS

Det grundläggande syftet med analysen i detta avsnitt är att identifiera områden eller samband med geologiska egenskaper, till exempel bergarter, som avviker med avseende på hydraulisk konduktivitet från andra närliggande områden. Ett område som på ett betydande sätt avviker i hydraulisk konduktivitet kan vara motiverat att behandla separat vid fortsatt användning av data, till exempel vid framställning av kartor eller hydrogeologiska utredningar. Troligen finns det många faktorer som avgör vilken hydraulisk konduktivitet det är i berggrunden på en viss plats eller i ett visst område. Det bör därmed också finnas många olika sätt som K kan grupperas och analyseras på.

Det är möjligt att det finns korrelation mellan hydraulisk konduktivitet och vissa geologiska enheter eller bergarter i den mening att brunnar i specifika bergarter generellt har en högre eller lägre hydraulisk konduktivitet jämfört med ett större område i övrigt. Med geologiska enheter avses i detta sammanhang ursprungsbergart och ålder. Klassificering av bergarter och geologiska enheter baseras i denna rapport på kodning i SGUs Kartdatabas (2019-12-04). I bilaga A listas geologiska enheter med tillhörande koder som används i denna rapport.

Även om en viss bergart eller geologisk enhet har en hög hydraulisk konduktivitet jämfört övrigt berg är det inte givet att det är bergmatrisens struktur, minerologiska sammansättning eller ålder i

sig som är avgörande för detta. Det kan också bero på att bergarten eller enheten i fråga förekommer på en plats med förhöjd förekomst av sprickor eller någon annan faktor som har betydelse för genomsläppligheten. På grund av komplexiteten i eventuella orsaks samband mellan hydraulik och geologi ingår det ej i analysen att förklara varför ett specifikt område har en avvikande hydraulisk konduktivitet.

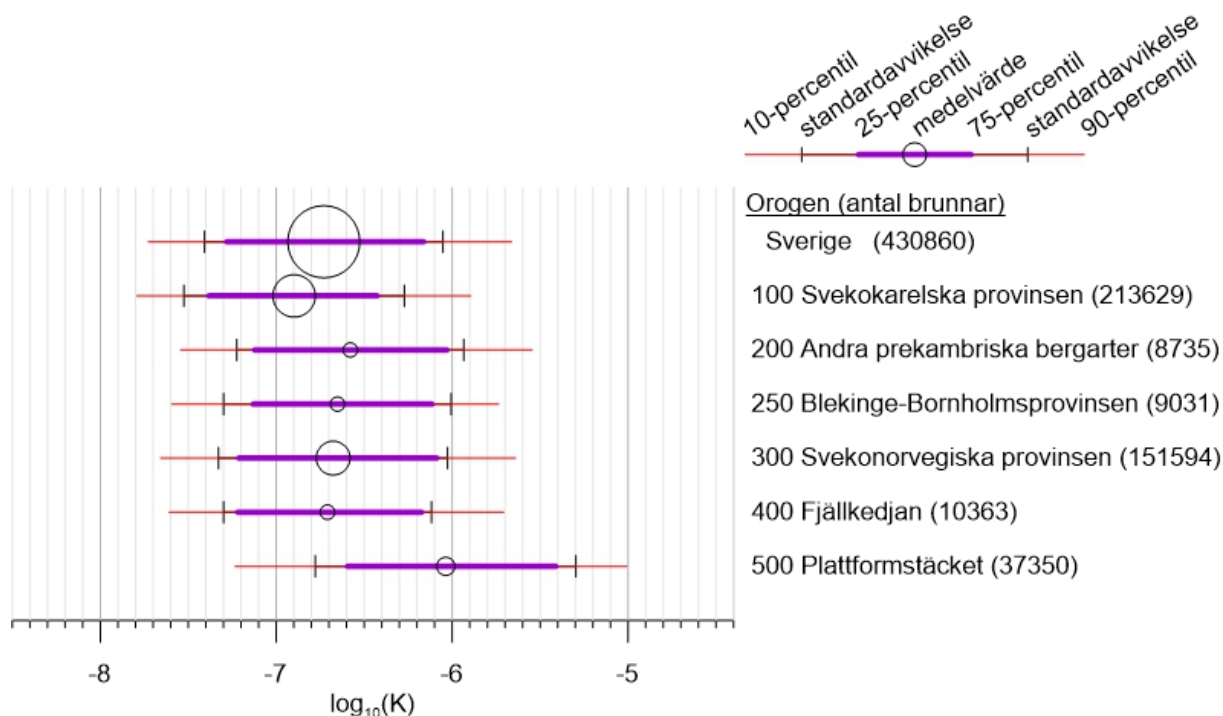
I analysen används inte någon statistisk metod för att detektera signifikans i till exempel medelvärden mellan två grupper. Anledningen är att spridningen i K inom respektive grupp ofta är mycket stor. En liten, men dock statistisk signifikant, skillnad i K avseende medel eller median är därför inte intressant. Istället har analysen utförts för att hitta grupper (bergarter eller enheter) där överlappet i K med övriga grupper är litet. Det kan också vid analysen finnas anledning att inkludera geografiska faktorer för att gruppera bergarter och geologiska enheter vilket kan vara svårt vid en strikt statistisk analys. Den analys och jämförelse av grupper som används i denna studie är därmed subjektiv vilket självklart är en nackdel.

Ett alternativ skulle kunna vara att analysera samband mellan K och andra faktorer med hjälp av maskininlärning eller så kallad AI. Det har inte funnits utrymme till detta inom ramen för denna studie.

Vid analysen har varje brunn tilldelats en geologisk enhet och bergart baserat på angiven koordinat för brunnen och punktens klassning i SGUs Kartdatabas (uttag 2019-12-03) avseende geologin vid bergöverytan. Kartdatabasen är sammanställd i skala 1:50 000 till 1:250 000 och avser en bedömning av *dominerande* bergart i området. Det finns alltid en mycket stor osäkerhet kopplad till att använda detta underlag som uttag för punktinformation. Med ett stort statistiskt underlag som i fallet med denna studie är felmarginalen mindre. I ett mindre område eller vid hantering av enstaka punkter kan denna felkälla vara betydande. I vissa fall kanske bergarten eller enheten som återfinns vid ytan heller inte går lika djupt som brunnen i fråga och att brunnen därmed tillhör två eller flera bergarter eller enheter vilket tillför en osäkerhet i denna analys. Som framgått tidigare finns det även en betydande osäkerhet i beräknat K för en enskild brunn, till exempel beroende på osäkerhet i kapacitetsbestämning i samband med borrning och samband mellan kapacitet och K. Med tanke på detta och att det i jämförelse mellan olika grupper är intressant att jämföra fördelningen i K beslutades att analysen inte skulle inkludera grupper med färre än 100 brunnar. Det innebär till exempel att bergarter som representeras av färre än 100 brunnar generellt inte redovisas i figurer i denna rapport. Brunnarna i sig inkluderas däremot i analys av övergripande grupper eller framställning av kartor.

Berggrundsgeologiska huvudenheter

Den mest övergripande gruppen för analyser i denna rapport omfattar de sex huvudenheter som visas i figur 1. En jämförelse av K för dessa visas i figur 11. I denna och samtliga likartade figurer i denna rapport visas medelvärden för $\log_{10}K$ som en ring där storleken på ringen visar antalet brunnar i respektive grupp jämfört med övriga. 10–90 percentiler och 25–75 percentil utgörs av ett smalt rött streck respektive ett tjockare lila streck. Standardavvikelse visas som vertikala svarta streck. Det är uppenbart att fördelningen i K för plattformstäckets avviker från de andra huvudenheterna. Det är inte förvånande eftersom det till exempel omfattar kalksten som erfarenhetsmässigt ofta är högkonduktiv. Det kan därmed finnas anledning att behandla plattformstäckets separat medan det på denna nivå inte finns något motiv baserat på fördelning av K att separera de övriga huvudenheterna från varandra.



Figur 11. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ i hela Sverige samt berggrundsgeologiska huvudenheter.

Geologisk enhet

En underkategori till geologisk huvudenhet är geologisk underenhet. I SGUs berggrundsgeologiska kartdatabas i skala 1:50 000–1:250 000 finns en standardiserad visualisering av berggrunden. Denna följer en klassning av berggrunden i olika geologiska underenheter som baseras på i vilken geologisk huvudenhet bergarten förekommer, bergartstyp och bildningsålder. Vissa geologiska underenheter kan innehålla både sedimentära, metamorfa och magmatiska bergarter och kan därför omfatta stor variation i kvartshalt, kornstorlek, deformationsgrad, ådring etcetera. En geologisk underenhet kan, till exempel, innehålla både välbevarade sedimentära bergarter, kraftigt migmatiserade varianter av dessa, och olika typer av djupbergarter, från granit till gabbro (till exempel geologisk underenhet 108). Andra geologiska underenheter omfattar till exempel endast sedimentära bergarter och kan därför antas vara mindre varierande. För enkelhetens skull används fortsättningsvis begreppet ”enhet” för underenhet. I bilaga A listas geologiska enheter med tillhörande databaskoder. I figur 12 visas fördelning av K för respektive enhet sorterade efter respektive huvudenhet och i fallande ordning av K . Observera att vissa enheter saknas i figur 12 vilket beror på att det i dessa enheter finns färre än 100 brunnar.

De flesta geologiska enheter ligger relativt samlat med avseende på K inom respektive huvudenhet. Det finns dock skillnader mellan enheter som kan vara betydande, speciellt vid jämförelse av de med högst K och lägst K . Den geografiska förekomsten av de enheter som kommenteras nedan visas i figur 13.

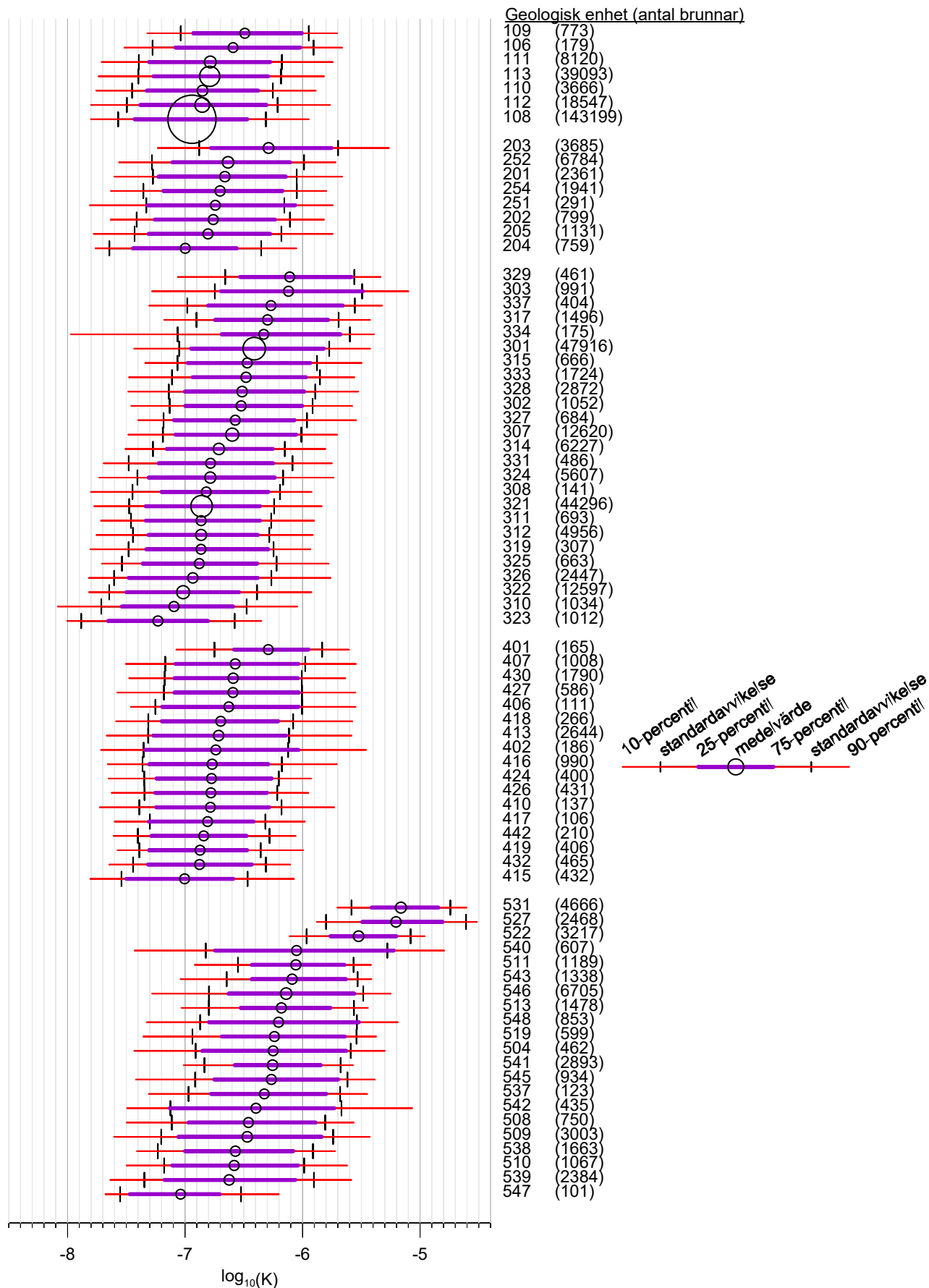
Inom den Svekokarelska provinsen (enhet 101–116/100-serien, fig. 12) är det främst enhet 106 och 109 som avviker med ett högre K än övriga enheter. Dessa återfinns i Norrbotten och Västerbottens län. Enhet 106 omfattar Sveriges äldsta bergarter, 2400–1960 miljoner år gamla något omvandlade ytbergarter, bland annat den så kallade Vargforsgruppen. Enhet 109 omfattar ställvis omvandlade 1880–1840 miljoner år gamla yt- och djupbergarter. Den senare gruppen kan alltså omfatta både sedimentära, vulkaniska och intrusiva bergarter.

Den Svekonorvegiska provinsen (enhet 301–337/300-serien, fig. 12) består av ett stort antal enheter. Sorterat med avseende på K i figur 12 visar på en ganska jämnt fallande skala utan stora skillnader i K mellan två närliggande (i figuren) enheter. Högst K återfinns i enhet 303 och 329. Enhet 329 omfattar 1740–1660 miljoner år gamla gnejser av olika ursprung. Enheten uppträder som mindre områden av grå gnejs i Småland och som ett större nord–sydligt stråk i nordöstra Skåne. Kartläggningen av enheten i Skåne är av ett äldre slag och det finns stora diskrepanser med modern kartläggning i områden norr därom. Enhet 303 omfattar 1250–1200 miljoner år gamla heterogent deformerade, omvandlade och ådrade fältspatrika intrusiv med kända förekomster i Vårgårda (Västergötland) och Markaryd (Småland). Lägst K finns i enhet 323 i Bohuslän. Denna enhet omfattar 1520–1440 miljoner relativt sett välbevarade intrusiv (Brevikgabbro, Stigfjorden granit, Kosterdiabas).

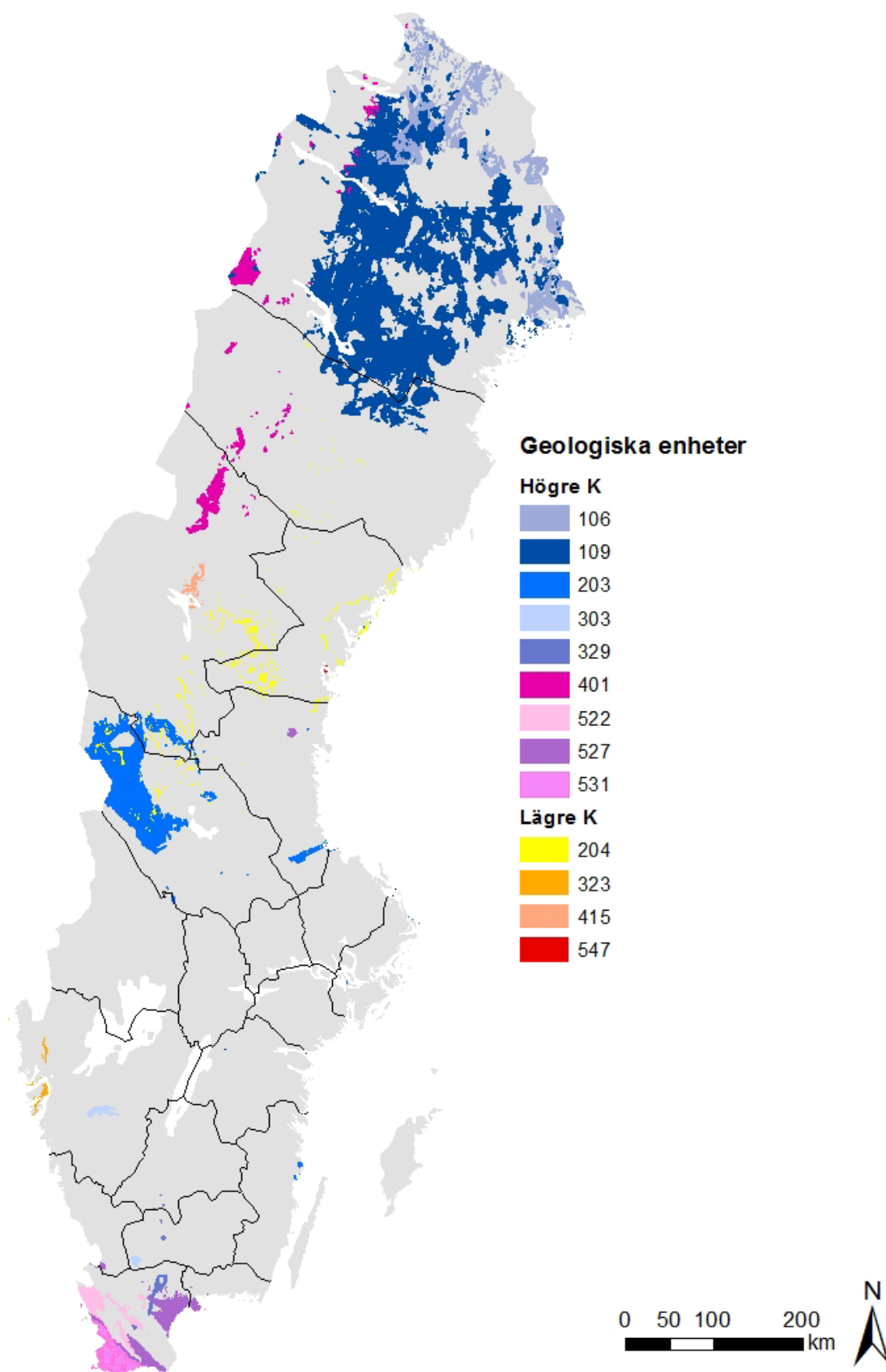
Bland övriga prekambrika bergarter med oklar koppling till bergskedjebildande processer (enhet 201–207/200–210-serien, fig. 12) uppvisar enhet 203 ett högre K medan enhet 204 generellt har ett lägre K än övriga enheter inom gruppen. Enhet 203 omfattas av 1470–1280 miljoner år gamla välbevarade sedimentära bergarter, huvudsakligen sandsten (Dala- och Gävlesandsten, tidigare kallad Jotnisk sandsten) samt granitiska intrusiv på småländska östkusten (Götemar och Uthammarintrusiven). Enhet 204 omfattas av 1280–1200 miljoner år gamla gångar och lager av diabas (Central Swedish Dolerite Group) med relativt frekvent förekomst i urbergssenheter mellan Dalarna och Skelleftefältet.

I fjällkedjan uppvisar enhet 401 högst K. Denna enhet omfattar urbergsskivor i de undre skollorna från norra Jämtland och norrut. Urbergsskivorna består här av välbevarade till låggradigt omvandlade 1820–1770 miljoner år gamla magmatiska bergarter av olika sammansättningar från kvartsrika ytbergarter (ryolit) till kvartsfattiga djupbergarter (gabbro).

Avseende plattformstäcket (enhet 502–548/500-serien) finns det stora skillnader med avseende på K. I huvudsak återfinns högst K i och nära Skåne i det som är Sveriges yngre bergarter, mesoziska sandstenar och kalkstenar i enheterna 522 (jurassiska avlagringar), 527 (avlagringar i Vombsänkan och Kristianstadbassängen) och 531 (Sydvästskaånes kalkstensområde inklusive Alnarpsänkan). I enhet 527 ingår även impaktsmältor från meteoritnedslag under yngre krita vid sjön Dellen i Hälsingland. I andra änden av skalan, inom plattformstäcket, är det framförallt enhet 547 som avviker med ett lågt K. Det är dock en mycket liten enhet som omfattar de senprekambrika till tidigkambrika alkalina intrusiven på Alnön utanför Sundsvall.



Figur 12. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ i olika geologiska enheter.



Figur 13. Karta med geologiska enheter som bedöms avvika betydligt från övriga enheter inom geologiska huvudenhet.

Bergart

Bergarter kan grupperas på olika sätt. I SGUs berggrundsgeologiska kartdatabas finns en standardiserad kodning som huvudsakligen baseras på bergarternas sammansättning och ursprung. I databasen har vulkaniska bergarter koder i serien 101–107 (till exempel ryoliter och basalter), intrusiva bergarter 201–207 (till exempel granit och gabbro), och sedimentära bergarter 301–318 (till exempel sandstenar och kalkstenar). I kraftigt deformerade och omvandlade (metmorfoserade) områden där det i vissa fall inte enkelt går att avgöra bergarternas ursprung eller där omvandlingsgraden är så omfattande att ursprungliga egenskaper helt suddats ut baseras kodningen på sammansättning och omvandlingsgrad och kodas i serien 402–445. I kodserien 501–514 ingår hydrotermalomvandlade bergarter, mineraliseringar, och större leromvandlade enheter (kaolin). I denna kodserie ingår även dåligt kända bergartsenheter som endast klassats grovt utifrån färg eller uppskattad kvartshalt samt helt ospecificerad berggrund (kod 514, till exempel större områden med icke exponerad berggrund).

Av historiska skäl har SGU haft en stor efterfrågan på information om bergarters ursprung, framförallt från prospekteringsindustrin. Vid kodning har man därför i möjligaste mån gjort en klassificering utifrån bedömningar av bergarternas ursprung. Men bergartskodningen i SGUs kartdatabas är inte enhetlig för kartläggning som genomförts vid olika tidpunkter och i olika projekt. Kodningen av en och samma bergart kan skilja sig mycket åt mellan olika kartläggnings- och uppgraderingsinsatser. Detta gör att många bergarter i 100–300-serien (vulkaniska, intrusiva och sedimentära bergarter) i vissa delar av landet genomgått mycket långtgående omvandling men kodas utifrån ursprunglig bergartsbildning. I Södermanland och Ångermanland förekommer till exempel omfattande kodning av berggrunden som sedimentär bergart (kodserie 301–318). I dessa områden har uppsmältning av berggrunden under bergskedjebildning i vissa områden gått så långt att bergarten uppträder som en kraftigt ådrad (diatexitisk) till närmast granitisk (anatektisk) bergart.

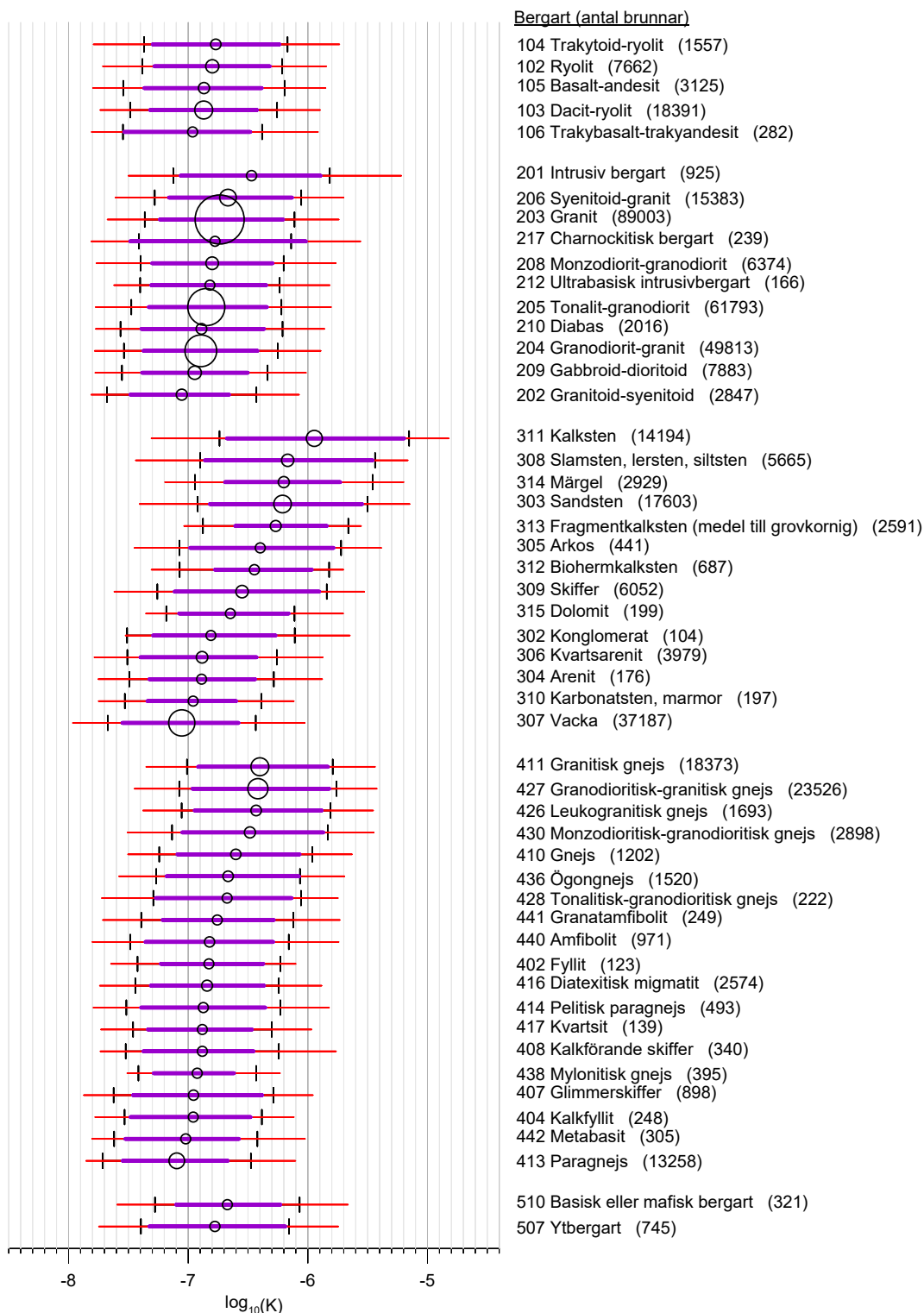
I figur 14 visas fördelning av K för respektive bergart med 100 brunnar eller fler. Bergartskoden i 100–300-serierna tar alltså inte hänsyn till omvandlingsgrad och kan omfatta alltifrån helt oomvandlad till kraftigt deformerad, omvandlad och uppsmält berggrund. Kod 311 för kalksten omfattar till exempel allt ifrån oomvandlade unga kalkstenar i det sedimentära ytbergartstäckets i Skåne och på Öland och Gotland, till prekambrika kraftigt omvandlade och deformerade kalkstensförekomster i urbergsskolden (så kallade urkalkstenar). Kartdatabasen innehåller information insamlad under 150 år och i projekt med olika kartläggningsstrategier. Samma bergartsenhet kan därför vara kodad på olika sätt i olika projektområden. I sydvästra Sverige är en del av den förgnejsade berggrunden kodad i den metamorfa serien (400-serien), till exempel granitisk gnejs kod 411. Samma bergart är i angränsande projektområde kodad som granit (kod 203) efter förmodat ursprung.

I figur 14 är bergarterna sorterade i fallande ordning av K inom respektive bergartsgrupp. Vid en jämförelse med figur 12 är det relativt uppenbart att spridningen i K mellan olika bergarter generellt är mindre än motsvarande för geologiska enheter. En geologisk enhet omfattar också ett större spann av bergarter än en bergartsenhet. Det skulle kunna tolkas som att geologisk enhet är en viktigare faktor att beakta än bergart för att urskilja områden med avvikande hydraulisk konduktivitet. Det bör dock poängteras att bergart och geologisk enhet inte är oberoende av varandra vilket kan kräva en mer ingående analys av samband mellan dessa och hydraulisk konduktivitet.

Sett över samtliga bergarter har merparten av bergarterna ett medelvärde på $\log_{10}K$ mellan -7,0 och -6,5. Det är framförallt kalkstenar (bergartskoder 311, 308, 314 och 313) samt sandsten (303) som uppvisar högre K medan det inte är lika uppenbart att det finns bergarter med ett betydligt lägre K än den stora merparten av bergarter. Vacka (307) och paragnejs (413) har lägst K sett till

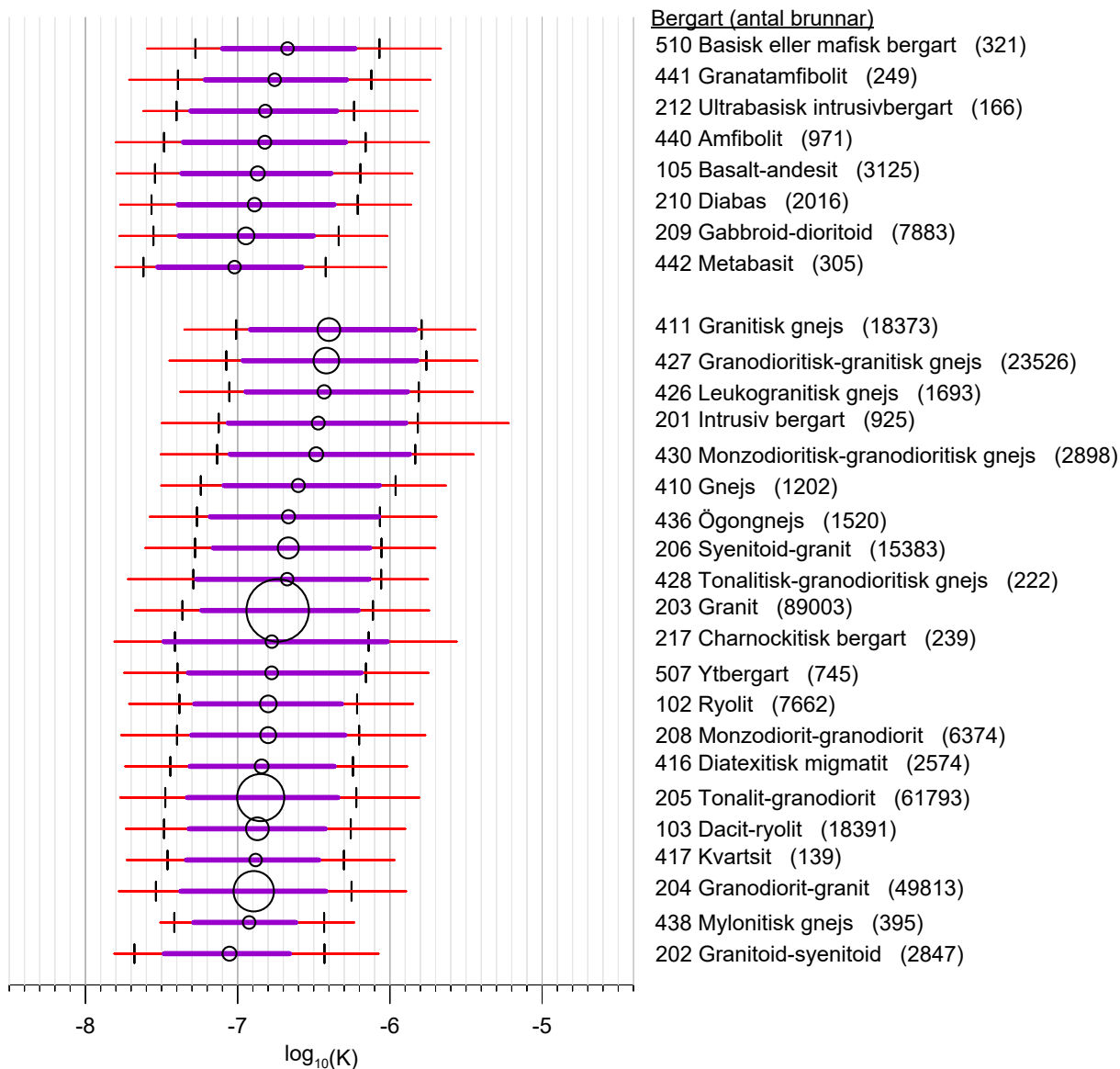
medelvärde för $\log_{10}K$. Vacka och paragnejs omfattar i många fall likartade bergarter som har kodats på olika sätt i databasen.

Inom respektive bergartsgrupp är det framförallt de sedimentära bergarterna som uppvisar en större spridning i K. Detta kan bero på en mycket stor spridning i omvandlingsgrad i dessa bergartsgrupper, från helt oomvandlade sedimentära bergarter till glimmerrika ådergnejsar och granitiska bergarter av sedimentärt ursprung (till exempel anatexiter i Södermanland Ångermanland).



Figur 14. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ i olika bergarter.

Enligt Olofsson m.fl. (2001) och Knutsson och Morfeldt (2002) är kvartsfattiga bergarter som gabbro och amfibolit (även kallade basiska eller mörka) segare och därför sprickfattigare än kvartsrika bergarter som granit, kvartsit och granitisk gnejs (även kallade sura eller ljusa). Det skulle då ha en betydelse för hydraulisk konduktivitet i dessa bergarter vilket både Olofsson m.fl. (2001) och Gustafson (2009) visar i exempel där kvartsfattiga bergarter har ett lägre K generellt än kvartsrika bergarter. I figur 15 visas K för brunnar i kvartsfattiga (överst) och kvartsrika (nederst) bergarter. Sett över hela gruppen har de kvartsfattiga bergarterna ett medel för $\log_{10}K$ på -6,90 medan medel för de kvartsrika bergarterna är -6,75. Denna skillnad är liten i relation till spridningen som finns i K för respektive bergart och motiverar inte användning av denna uppdelning vid framställning av karta för hydraulisk konduktivitet.



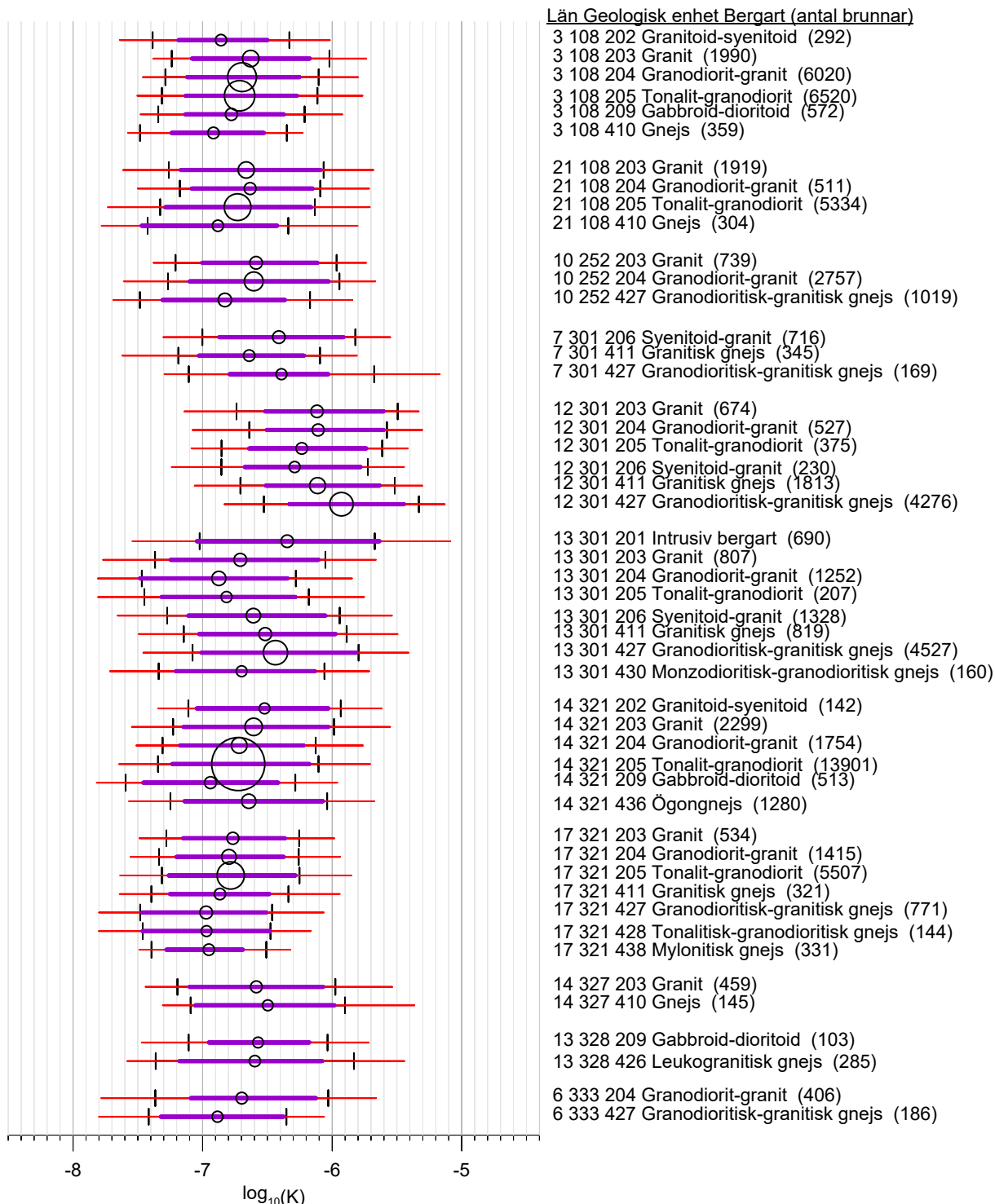
Figur 15. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ i kvartsfattiga (överst) och kvartsrika (nederst) bergarter.

Enligt Olofsson m.fl. (2001) och Knutsson och Morfeldt (2002) har graniter ofta en regelbunden sprickbildning i några dominerande riktningar vilket skulle vara gynnsamt för vattenförande förmåga. Sprickbildningen hos gnejser är däremot mer varierande men är ofta mindre regelbunden och sprickorna har en sämre kontakt med varandra än hos graniter. Ofta sammanfaller sprickorna med den rådande gnejsstrukturen. Detta skulle kunna tala för att den hydrauliska konduktiviteten generellt skulle vara lägre i gnejser än i graniter vilket också indikeras i ett par figurer i Olofsson m.fl. (2001).

Baserat på SGUs bergartskodning är sambandet, sett över hela Sverige, snarare dock det omvända om man betraktar figur 14 där bergarter kodade som magmatiska djupbergarter (granit till gabbro, bergartskod 202–206 och 208–209) som helhet har en något lägre hydraulisk konduktivitet än bergarter kodade som gnejser (bergartskod 410–411 och 426–438). Även i en mer ingående jämförelse mellan bergarter kodade som granit och granitisk gnejs inom samma geologisk enhet och län ses inte några konsekventa skillnader (fig. 16). För några har den granitiska berggrunden något högre K än motsvarande gnejs, i andra fall är det tvärtom och i några grupper noteras knappt någon skillnad alls.

Slutsatsen av detta är att det inte finns tydligt underlag för att skilja på bergarter kodade som granit och granitisk gnejs med avseende på hydraulisk konduktivitet vid framställning av karta för hydraulisk konduktivitet.

Observera att detta inte utesluter att det i realiteten finns en hydraulisk skillnad mellan granit och granitisk gnejs eftersom bergartskodningen i SGUs kartdatabas av en och samma bergart kan skilja sig mycket åt mellan olika kartläggnings- och uppgraderingsinsatser. Det har till exempel varit vanligt att granitiska gnejser får bergartskoden granit men med struktur eller texturkod gnejsig, deformerad, folierad eller metamorf. Detta innebär att även kraftigt förgnejsade granitiska bergarter ofta kan ha bergartskod granit och inte gnejs. Eftersom kodningen i kartdatabasen inte är enhetlig kan den inte enkelt användas för utvärdering av hydrauliska skillnader mellan graniter och gnejser.



Figur 16. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ i graniter och gnejser.

Sprickzoner

En faktor som rimligen bör spela en stor roll är förekomst av sprickzoner. SGU har i dagsläget inte något bra heltäckande underlag över Sverige i lämplig skala och detaljeringsgrad för att utföra en korrelationsanalys mellan sprickzoner och K. En sådan analys har därför inte gjorts inom ramen för denna studie. Det kan dock vara relevant att göra för ett geografiskt begränsat område om det finns ett bra underlag. Wahlgren m.fl. (2015) utförde en analys av data från Brunnsarkivet i Åmål respektive Lessebo. Ett resultat i denna studie var att det endast var svaga statistiska

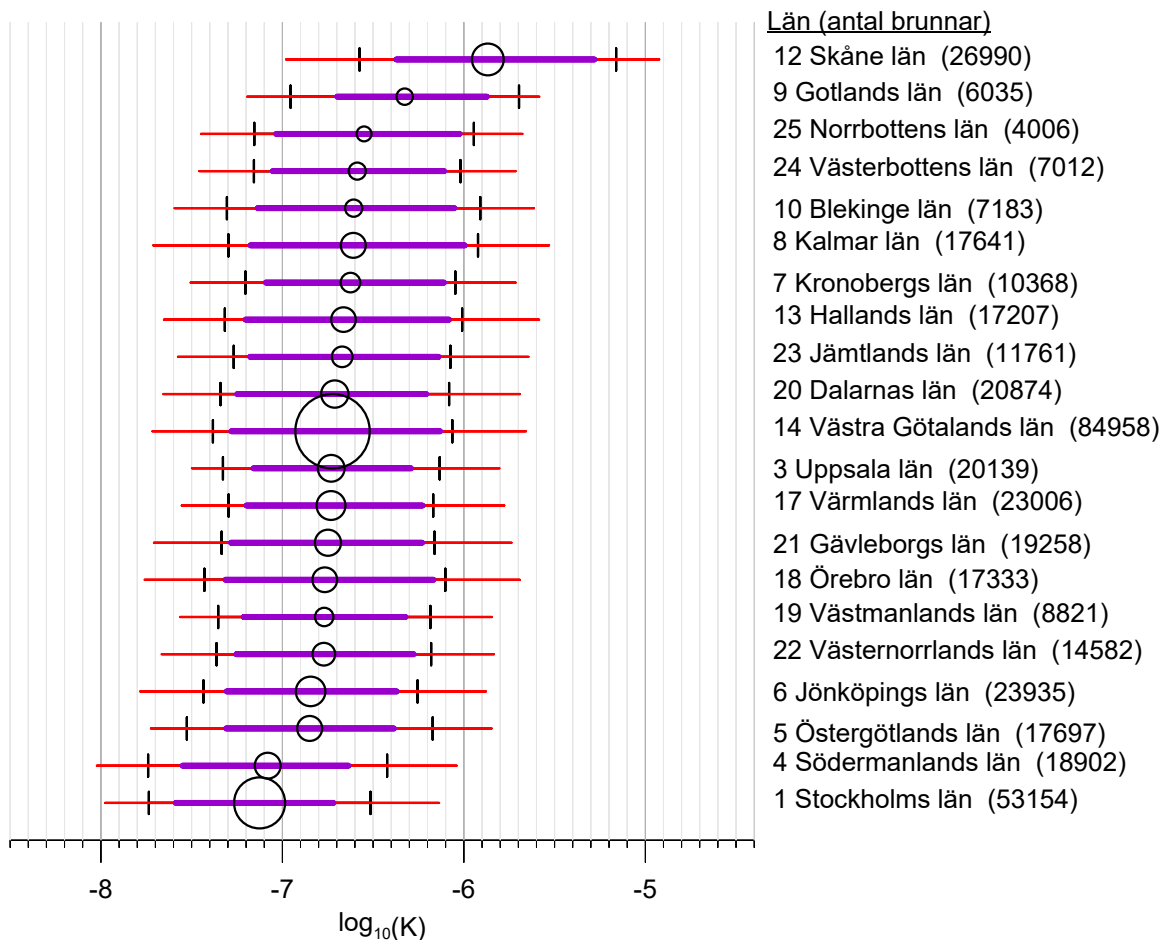
samband mellan K och de faktorer som studerades, vilket bland annat inkluderade lineament som skulle kunna utgöra sprickzoner. Även Olofsson m.fl. (2001) påpekar att det inte har påvisats någon entydig relation mellan K för en brunn och dess närhet till förmodade sprickzoner. En möjlig orsak till den låga korrelationen mellan lineament och K i brunnar som Wahlgren m.fl. (2015) tar upp är att genomsläppligheten i berget kanske i första hand styrs av mindre sprickor eller flacka sprickzoner vilket inte upptäcks som lineament i omgivningen. Förutom själva förekomsten av sprickor och sprickzoner kan till exempel dominerande bergspänningsriktning och dess relation till orienteringen av dominerande sprickor ha betydelse för K i ett område vilket också diskuteras av Wahlgren m.fl. (2015).

Länsvis analys

Övergripande

Figur 17 visar fördelning av K för Sveriges olika län. Med tanke på att plattformstäcket och speciellt kalksten generellt uppvisar ett förhöjt K är det väntat att Skåne och Gotlands län uppvisar ett betydligt högre K generellt än övriga län. Noterbart är också att Stockholms och Södermanlands län generellt har ett lägre K än övriga län, även i jämförelse med närliggande Uppsala och Västmanlands län som också återfinns i den svekokarelska provinsen.

I följande avsnitt analyseras kombinationer av bergart och geologisk enhet separat för varje län. Motivet till att analysera det länsvis var att också fånga eventuella skillnader som finns inom ett geografiskt område. Därför analyseras även vissa närliggande län tillsammans för att belysa skillnader och likheter.

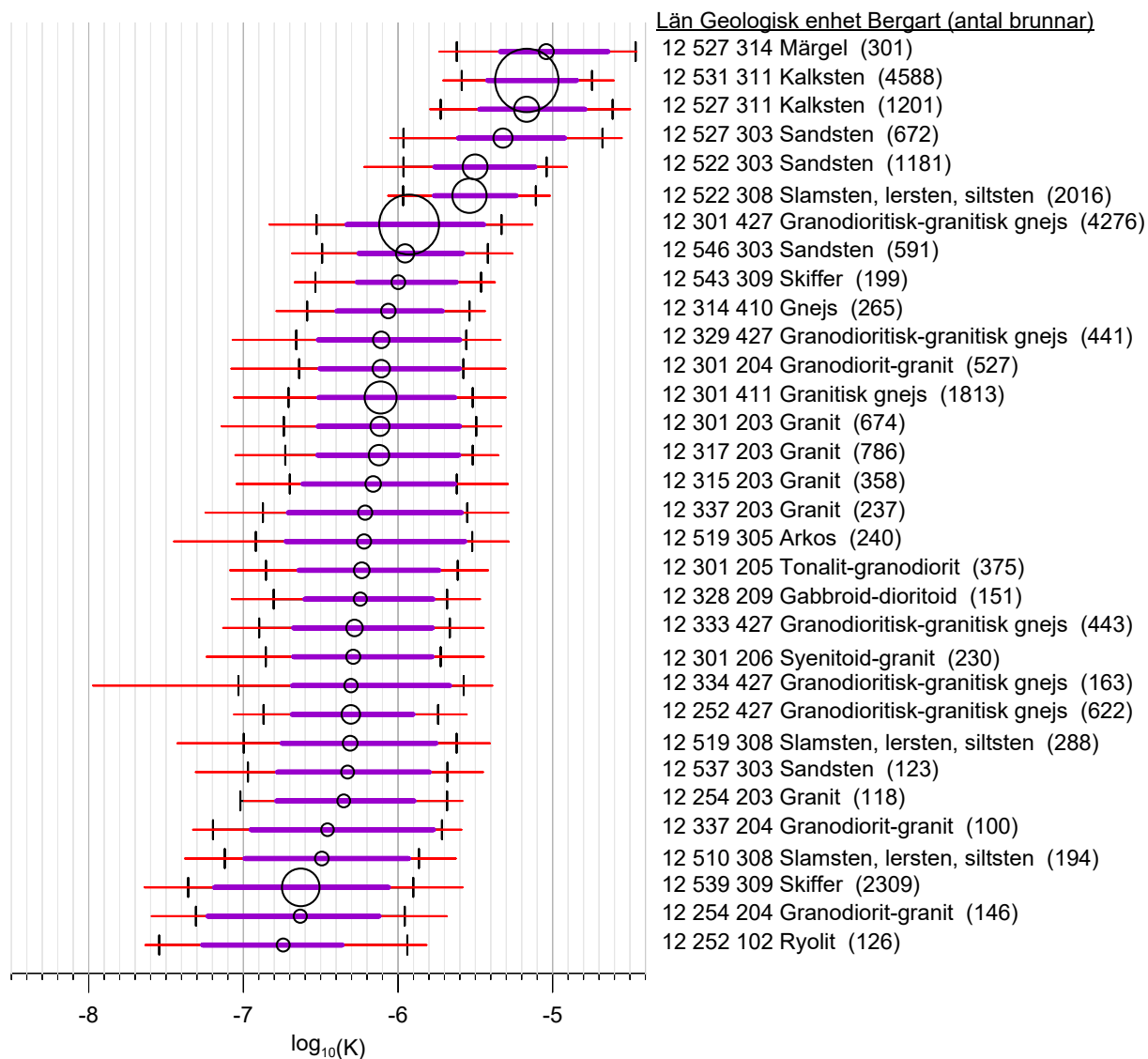


Figur 17. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för log₁₀K för olika län i Sverige.

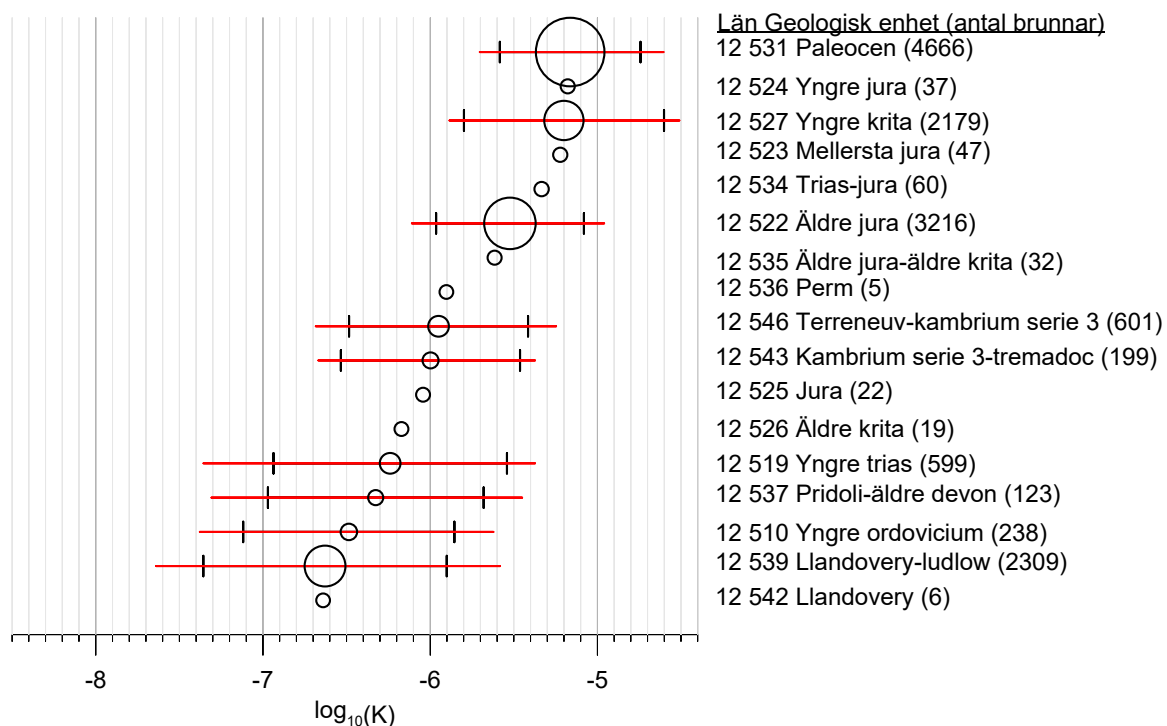
Skåne län

Hydraulisk konduktivitet för olika kombinationer av bergarter och geologiska enheter i Skåne län visas i figur 18, där högst K framförallt återfinns i de yngsta kretaceiska till paleocena sedimentära bergarterna (geologiska enheterna 527 och 531). Enhet 527 återfinns i Vombsänkan och Kristianstadbassängen där den senare utgör en mycket stor relativt sammanhängande akvifer. Enhet 531 utgörs av de så kallade Sydvästkånes kalkstenar och innefattar även området vid Alnarpssänkan. Även sedimentära bergarter (klastiska bergarter från lersten till sandsten) från äldre jura (enhet 522) uppvisar ett förhållandevis högt K. I några fanerozoiska ytbergartsenheter (exempelvis 510, ordovicisk slam- och lersten, samt 519, Kågerödformationen) är K betydligt lägre och mer i paritet med urberget i området. Det finns därmed motiv för att inte betrakta plattformstäcket som ett sammanhållet område med avseende på hydrauliska egenskaper. Flera av de geologiska enheterna i plattformstäcket omfattar dock färre än 100 brunnar och finns därmed inte med i figur 18. Figur 19 visar därför samtliga geologiska enheter i plattformstäcket i Skåne län. I figuren syns ett relativt tydligt steg där enhet 535 och de enheterna ovanför har en betydligt högre hydraulisk konduktivitet än enhet 536 och de enheterna nedanför. Enhet 535 och de ovanför omfattar endast yngre mesozoiska sedimentära bergarter. Enhet 536 (permiska diabaser) och enheterna under domineras av äldre paleozoiska sedimentära bergarter (fig. 19). Undantaget är mesozoiska mycket finkorniga sedimentära bergarter (enhet 525, jurassiska lerstenar, siltstenar, slamstenar) och kemiskt vittrad leromvandlad berggrund (enhet 526, kretaceisk kaolin). Enheternas utbredning visas i figur 20 där de mer högkonduktiva är blåa och gröna och de mer lågkonduktiva är röda och lila. De mer högkonduktiva enheterna är samlade i de sydvästra och västra delarna av Skåne samt vid Kristianstadslätten medan de mer lågkonduktiva områdena i huvudsak är samlade i de mer centrala och sydöstra delarna av Skåne. Ett undantag är förekomsten av kretaceisk kaolin, enhet 526 (gul i figur 20) som visserligen tillhör de mer lågkonduktiva men ligger i anslutning till de mer högkonduktiva. Dock finns mycket få brunnar i denna enhet. Det är därför rimligt att det i en fortsatt framställning av karta över hydraulisk konduktivitet grupperas med de mer högkonduktiva enheterna.

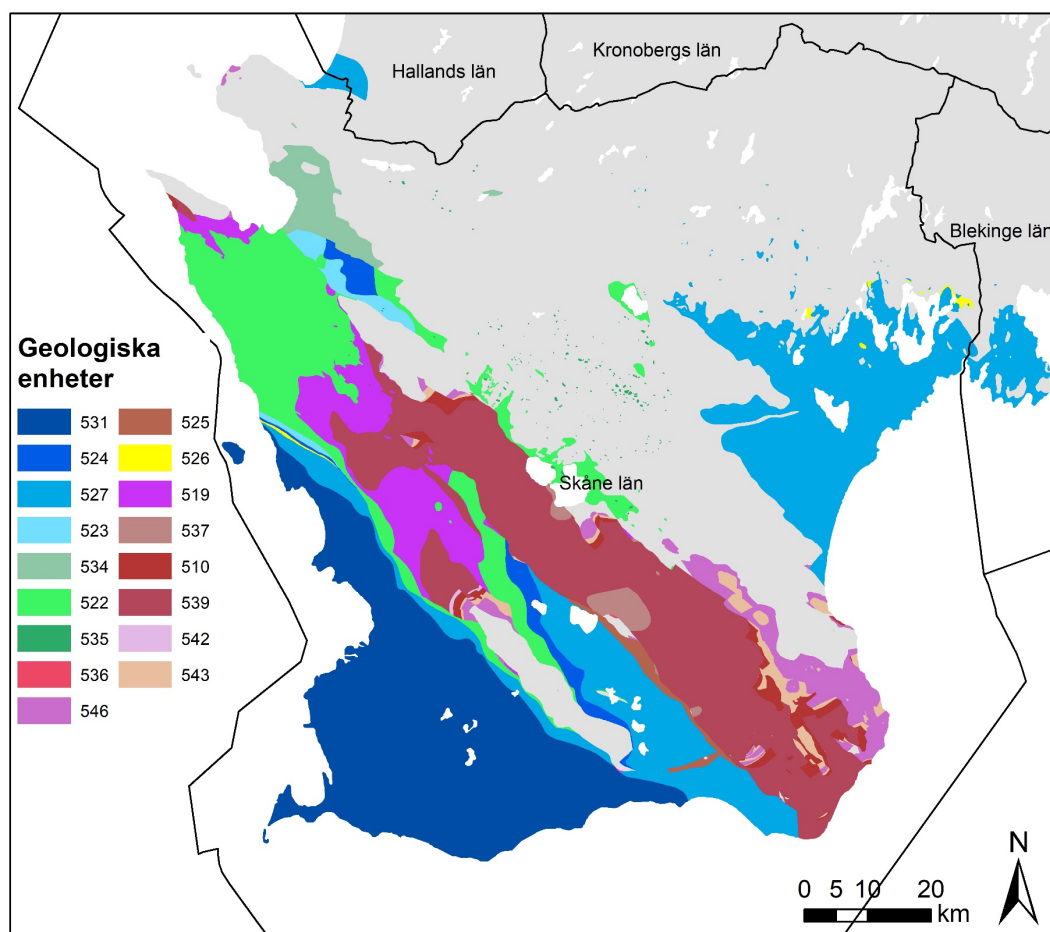
Skånes berggrund har en lång tektonisk historia och det finns ett stort antal förkastningszoner som med största sannolikhet påverkar berggrundens hydrauliska konduktivitet. Det rör sig om bland annat Tornqvistzonen inom vilken den tidigare nämnda Vombsänkan ligger (enheter: 522, 524, 527). I Skåne finns även ett antal horstar och urbergsryggar till exempel Hallandsås där gnejsen är kraftigt uppsprucken och vittrad och genomsläppligheten mycket hög.



Figur 18. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för log₁₀K för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Skåne län.



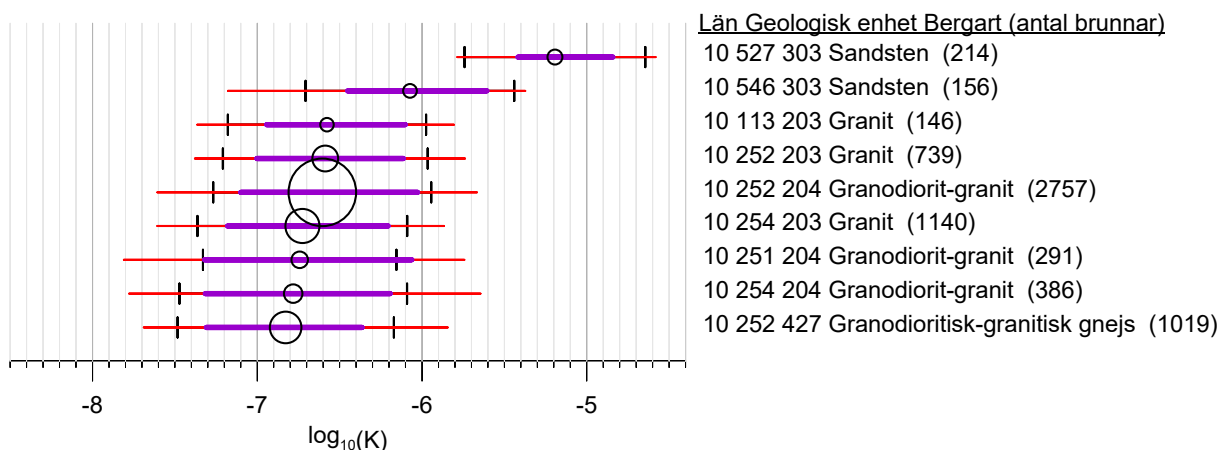
Figur 19. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för utvalda geologiska enheter i Skåne län. För enheter med färre än 100 brunnar visas endast medelvärde.



Figur 20. Geologiska enheter i plattformstäcket i Skåne län.

Blekinge län

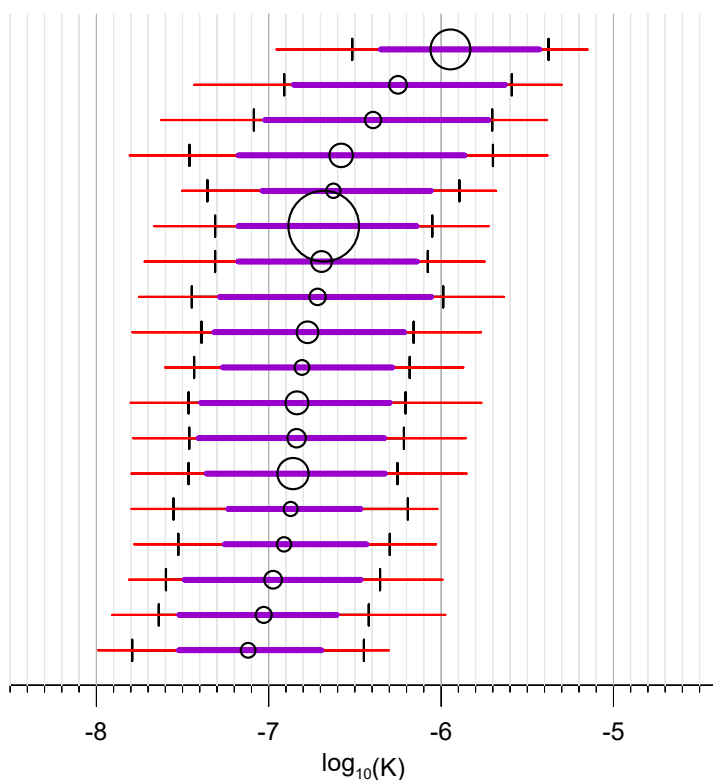
I Blekinge län avviker de geologiska enheterna 527 och 546 i plattformstäcket betydligt från urberget men också sinsemellan (fig. 21). Liksom i Skåne län, har den kretaceiska ytbergarten (enhet 527, som till största delen består av sandsten) på Listerlandet högre K än den kambriska sandstenen (enhet 546) som finns i öster på gränsen till Kalmar län.



Figur 21. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Blekinge län.

Kalmar län

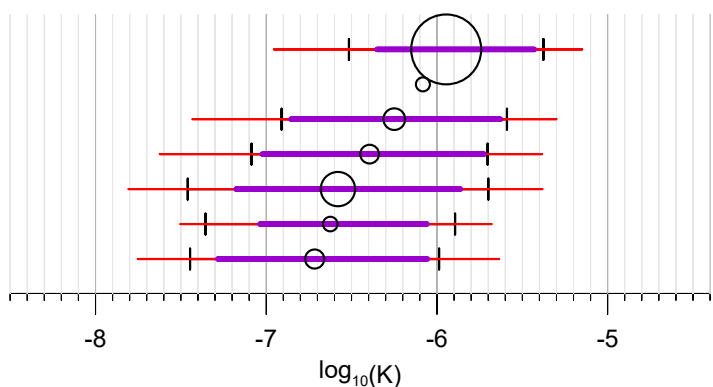
Den hydrauliska konduktiviteten varierar relativt mycket inom plattformstäcket medan den är mer homogen inom urberget i Kalmar län (fig. 22). En av de geologiska enheterna i plattformstäcket omfattar dock endast 97 brunnar och finns därmed inte med i figur 22. Figur 23 visar därför samtliga geologiska enheter i plattformstäcket inom Kalmar län. Den geografiska utbredningen för dessa enheter visas i figur 24. Baserat på detta är det en rimlig hydrogeologisk indelning att den kambriska sandstenen (enhet 546) som finns på fastlandet behandlas separat samt att de mer högkonduktiva enheterna 543, 504 och 545 (kambrisk alunskiffer, slamsten, lersten, siltsten) på västra Öland i en grupp och de övriga enheterna på Öland (kalksten) i en annan grupp. Den sedimentära berggrunden på Öland stupar cirka $0,25^\circ$ mot sydsydost vilket gör att brunnar kan få grundvatten från mer än en litologisk enhet, till exempel både kalksten och skiffer, då de ofta penetrerar mer än en enhet. Bergarterna är även olika mäktiga på olika delar av ön, vilket också påverkar enhetens betydelse.



Län Geologisk enhet Bergart (antal brunnar)

8 546 303 Sandsten (2762)
 8 504 309 Skiffer (462)
 8 545 308 Slamsten, lersten, siltsten (324)
 8 509 311 Kalksten (1064)
 8 510 311 Kalksten (125)
 8 113 203 Granit (5944)
 8 113 102 Ryolit (789)
 8 508 311 Kalksten (339)
 8 113 206 Syenitoid-granit (873)
 8 111 203 Granit (171)
 8 108 306 Kvartsarenit (1001)
 8 113 103 Dacit-ryolit (547)
 8 113 208 Monzodiorit-granodiorit (1866)
 8 113 204 Granodiorit-granit (104)
 8 113 104 Traktyoid-ryolit (126)
 8 113 209 Gabbroid-dioritoid (470)
 8 108 303 Sandsten (296)
 8 108 105 Basalt-andesit (166)

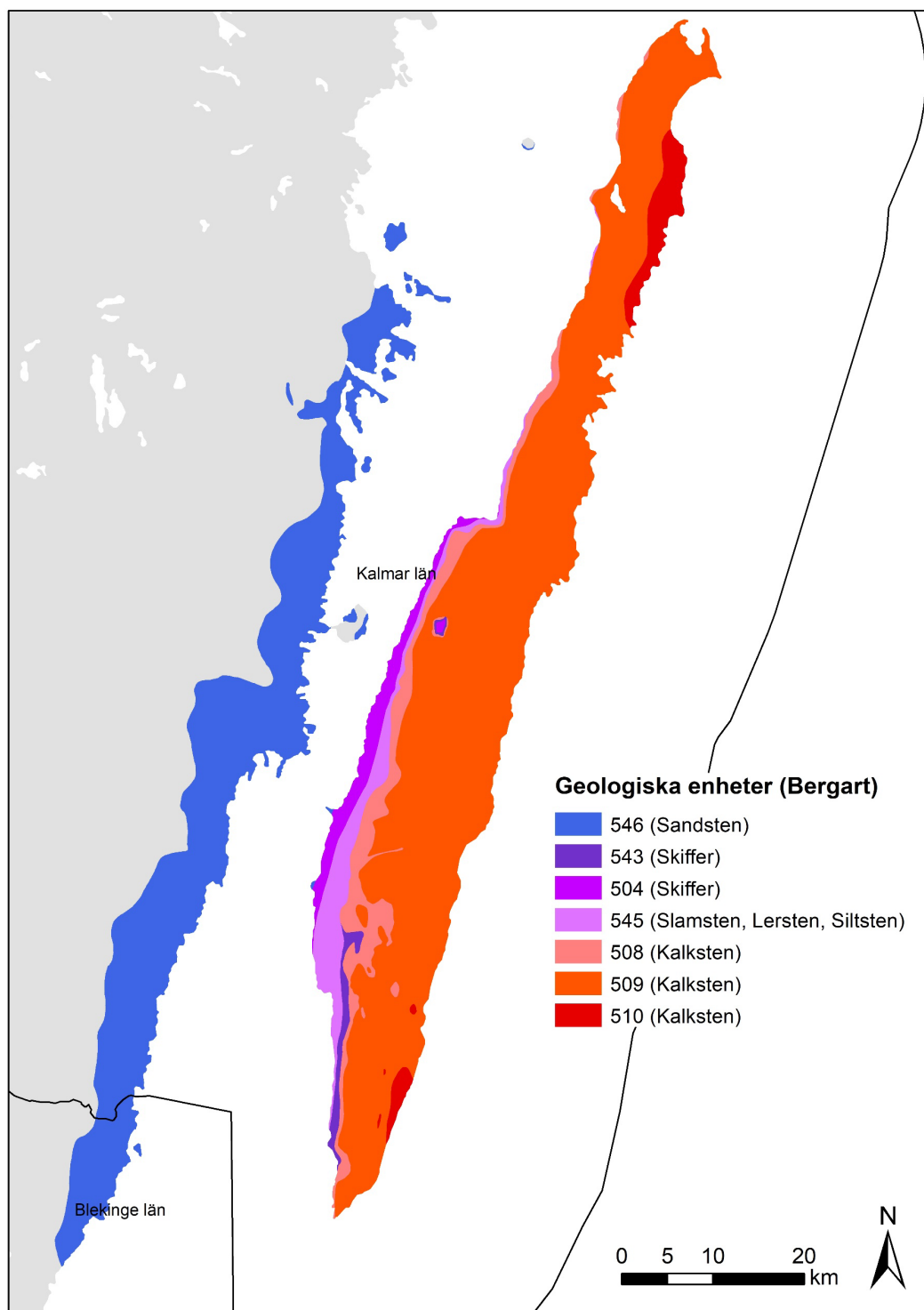
Figur 22. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Kronobergs län.



Län Geologisk enhet (Bergart - antal brunnar)

8 546 (Sandsten - 2762)
 8 543 (Skiffer - 97)
 8 504 (Skiffer - 462)
 8 545 (Slamsten, Lersten, Siltsten - 324)
 8 509 (Kalksten - 1064)
 8 510 (Kalksten - 125)
 8 508 (Kalksten - 339)

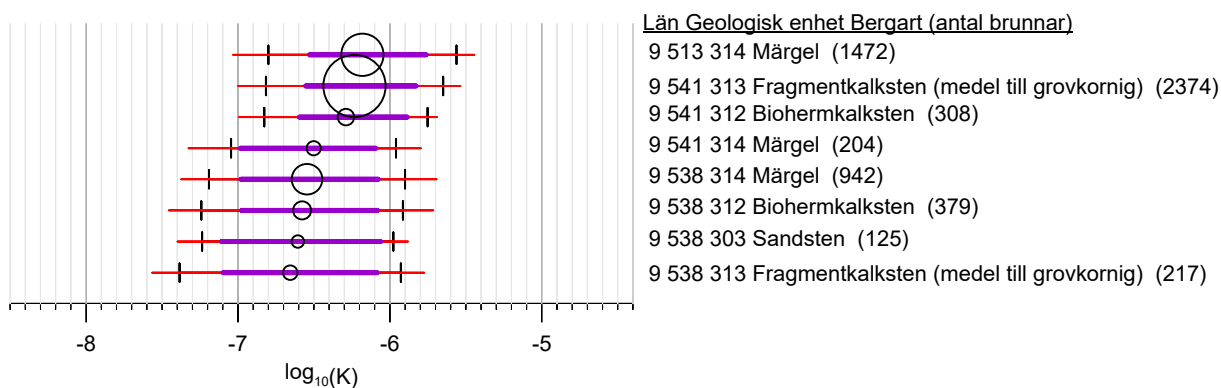
Figur 23. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för geologiska enheter i plattformstäcket i Kalmar län. För enhet 543 visas endast medelvärde eftersom den har färre än 100 brunnar.



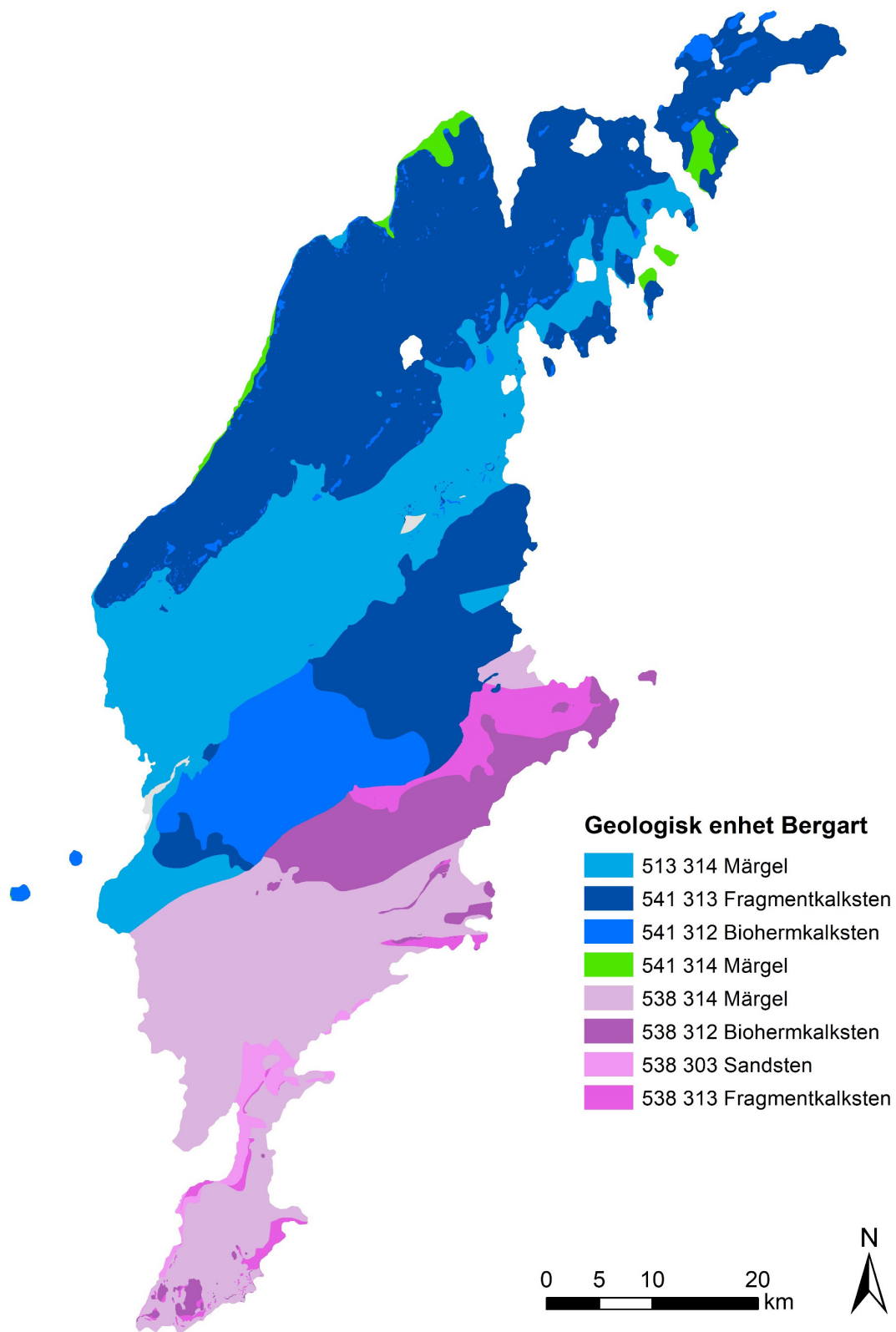
Figur 24. Geologiska enheter i plattformstäcket i Kalmar län.

Gotlands län

Hydraulisk konduktivitet för olika kombinationer av bergarter och geologiska enheter på Gotland visas i figur 25. Baserat på denna verkar det rimligt att dela upp enheterna i två grupper där den ena gruppen omfattar berggrund inom enhet 538 samt mörgel inom enhet 541 och övriga i en annan grupp. Dock syns det i figur 26 att mörgel i enhet 541 är utspridd i många flera separata områden och dessutom åtskilt från enhet 538. Geografiskt är det därmed lämpligare med en indelning med enhet 513 och 541 i ena gruppen och enhet 538 i den andra. Det gör att man i princip får en indelning med något högre K på den norra halvan av Gotland än på den södra. Berggrunden på Gotland består av en lagerföljd som stupar med cirka 0,3° åt sydost. Det gör att ett stort antal brunnar går igenom mer än en litologi, till exempel både fragmentkalksten och mörgel. Då det ofta är tal om öppna brunnar kan grundvattnet komma från mer än en litologisk enhet. Vanligen utgör övergångszonerna mellan två enheter, oftast där biohermkalksten överlagrar mörgel, nivåer med högre K och bättre förutsättningar för vattenuttag ur berggrunden på Gotland.



Figur 25. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Gotlands län.

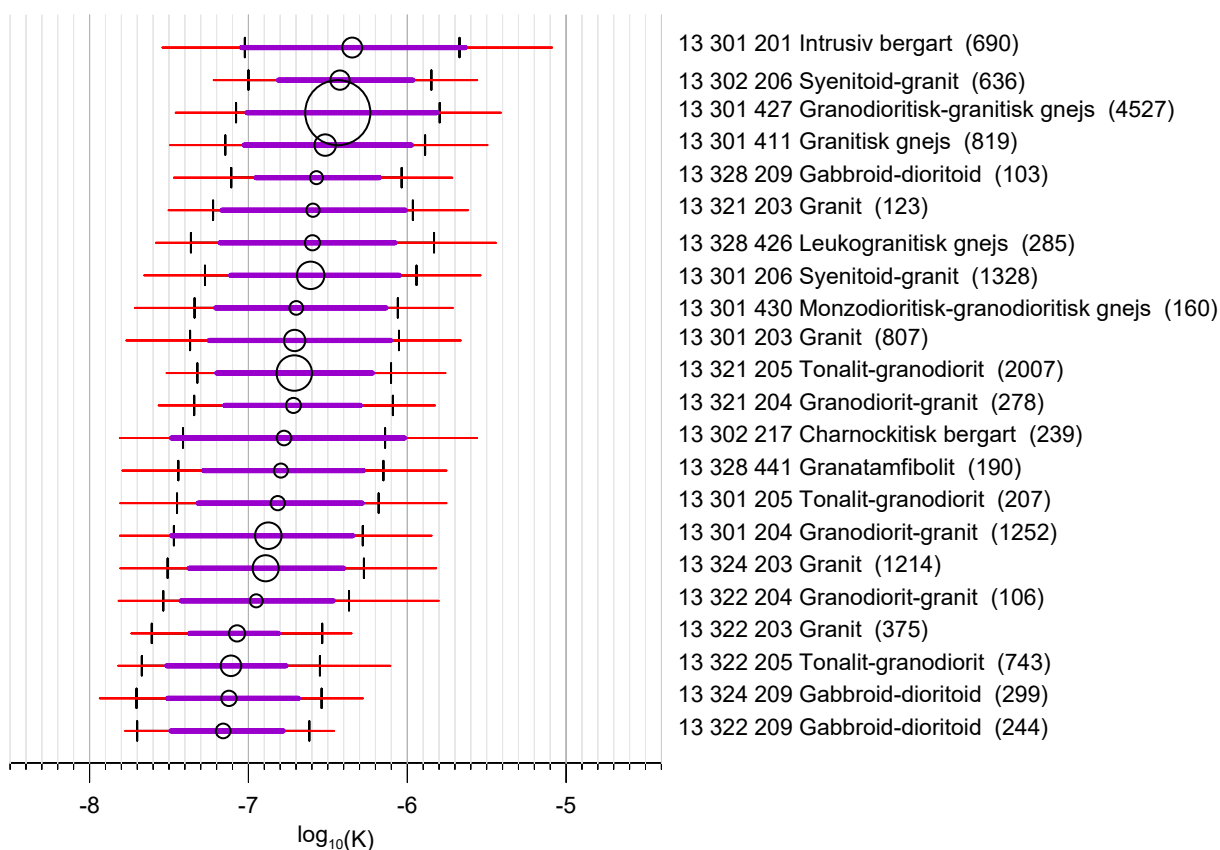


Figur 26. Bergart och geologisk enhet på Gotland.

Hallands län

Hydraulisk konduktivitet för olika kombinationer av bergarter och geologiska enheter visas i figur 27 för Hallands län. Det är inte någon kombination av bergart och geologisk enhet som avviker på ett anmärkningsvärt sätt från de övriga. Den mest högkonduktiva enheten är intrusiv bergart i den inre delen av det Östra segmentet av den Svekonorvegiska provinsen (kod 301_201). Denna bergartsklassning har gjorts för berggrund som inte är blottad och är endast en grov uppskattning av berggrundens karaktär. Att berggrunden inte är blottad kan bero på omfattande sprickbildning, förkastningstektonik och vittring, processer som kan bidra till hög konduktivitet. De sex minst konduktiva enheterna motsvarar yngre heterogent omvandlade och delvis välbevarade intrusiv i Idefordenenheten i den Svekonorvegiska provinsen (B- och C-intrusiv). Av dessa är de två minst konduktiva enheterna de mest kvartsfattiga intrusivbergarterna.

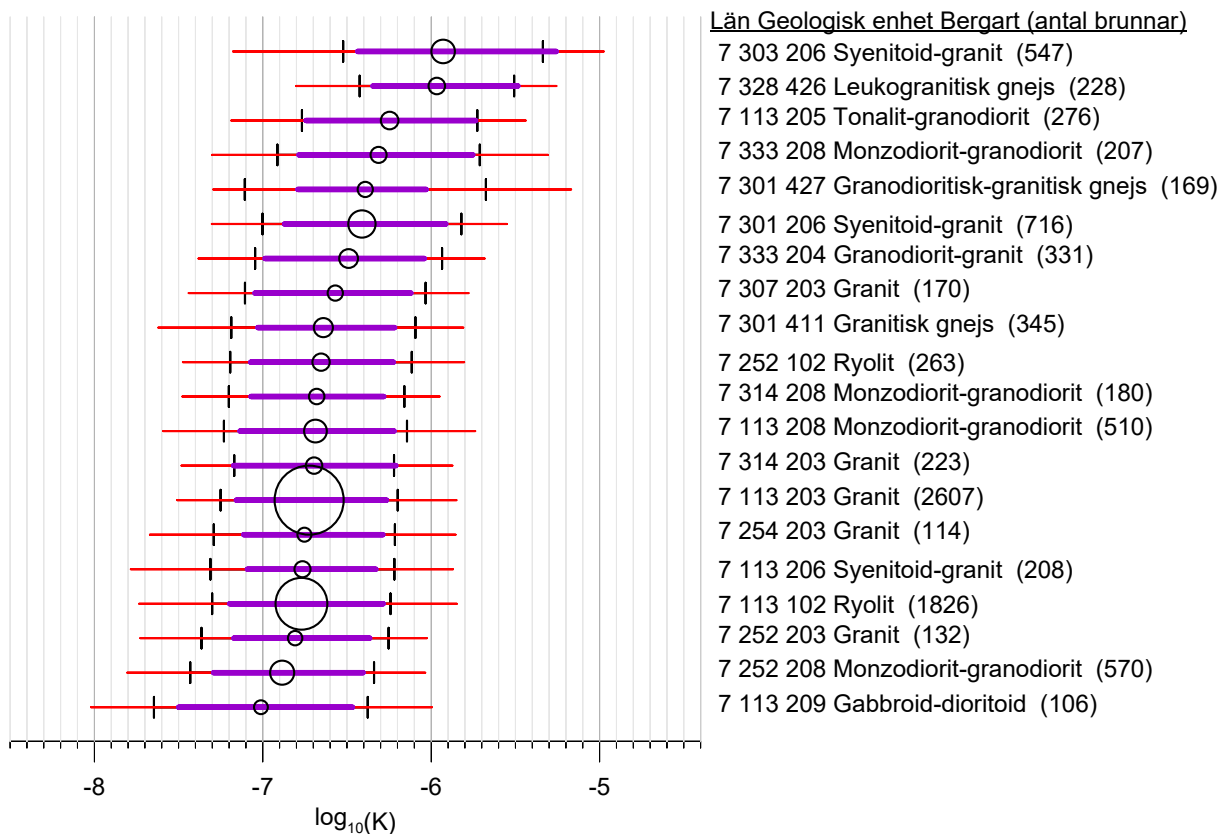
Vid gränsen till Skåne län finns ett område i plattformstäcket med kretaceisk kalksten (enhet 527) liknande den i Skåne. Det omfattar färre än 100 brunnar i Hallands län och inkluderas därför inte i figur 27. Det kan dock finnas anledning att hantera detta område separat ändå med tanke på analysen av enheten i Skåne (se ovan och fig. 13).



Figur 27. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för log₁₀K för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Hallands län.

Kronobergs län

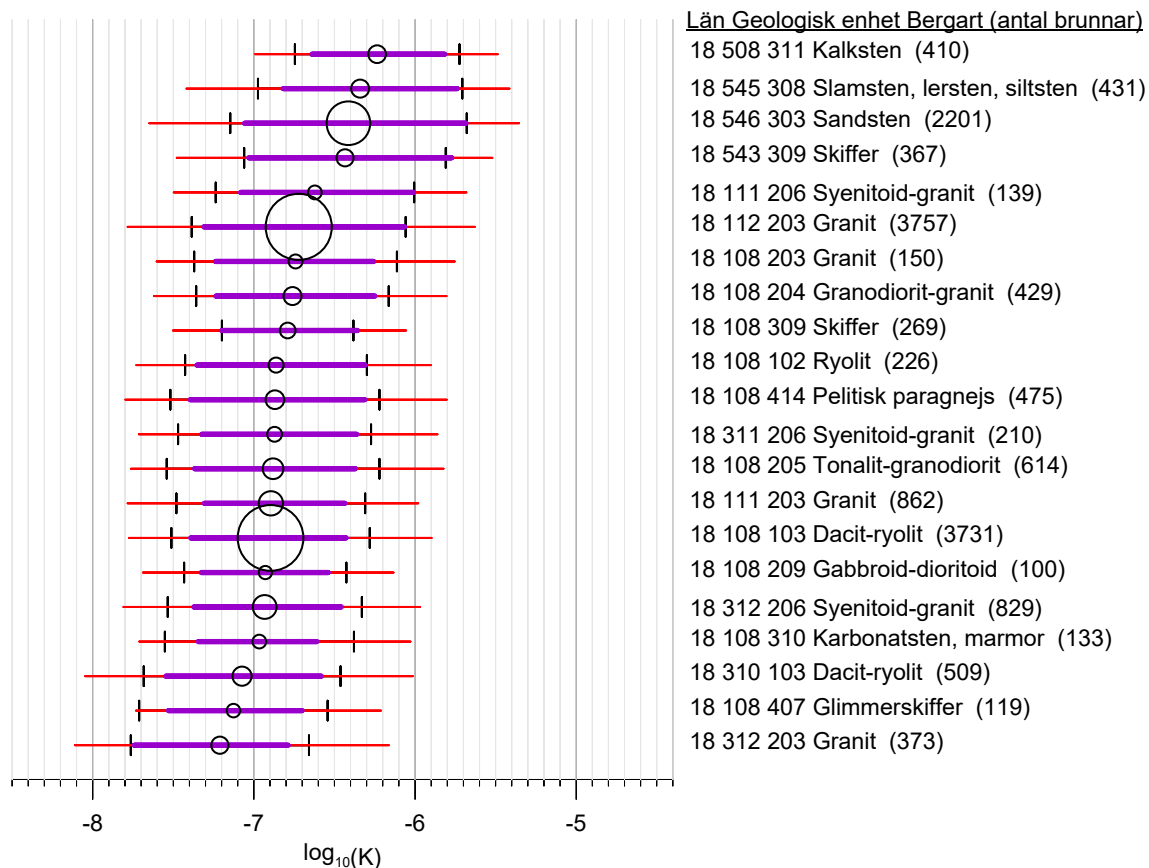
I figur 28 visas K för olika kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Kronobergs län. Den högsta hydrauliska konduktiviteten återfinns i en ställvis grovkornig syenitoid till granitisk gnejs (Markarydssyenit, enhet 303) och leukogranitisk gnejs (Mårdaklevstyp, enhet 328) i den inre delen av det Östra segmentet. Båda enheterna ligger i den sydvästa delen av länet som angränsar till det förkastade och delvis kraftigt djupvittrade berggrunden i Skåne. Liknande bergartsenheter i andra områden har inte anmärkningsvärt högt K. I likhet med Hallands län uppvisar kvartsfattiga omvandlade intrusivbergarter lägst konduktivitet.



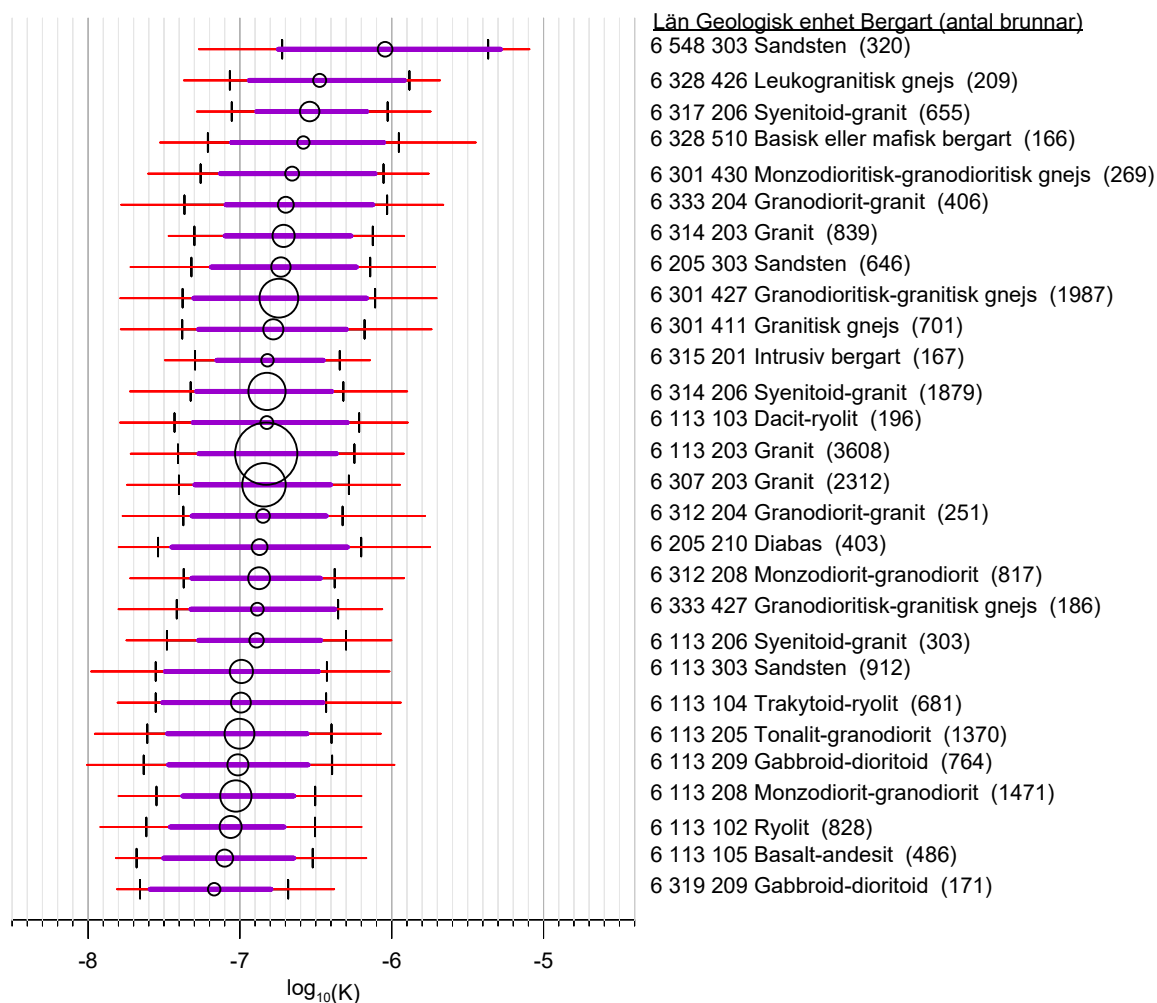
Figur 28. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Kronobergs län.

Örebro, Jönköpings, Östergötlands och Västra Götalands län

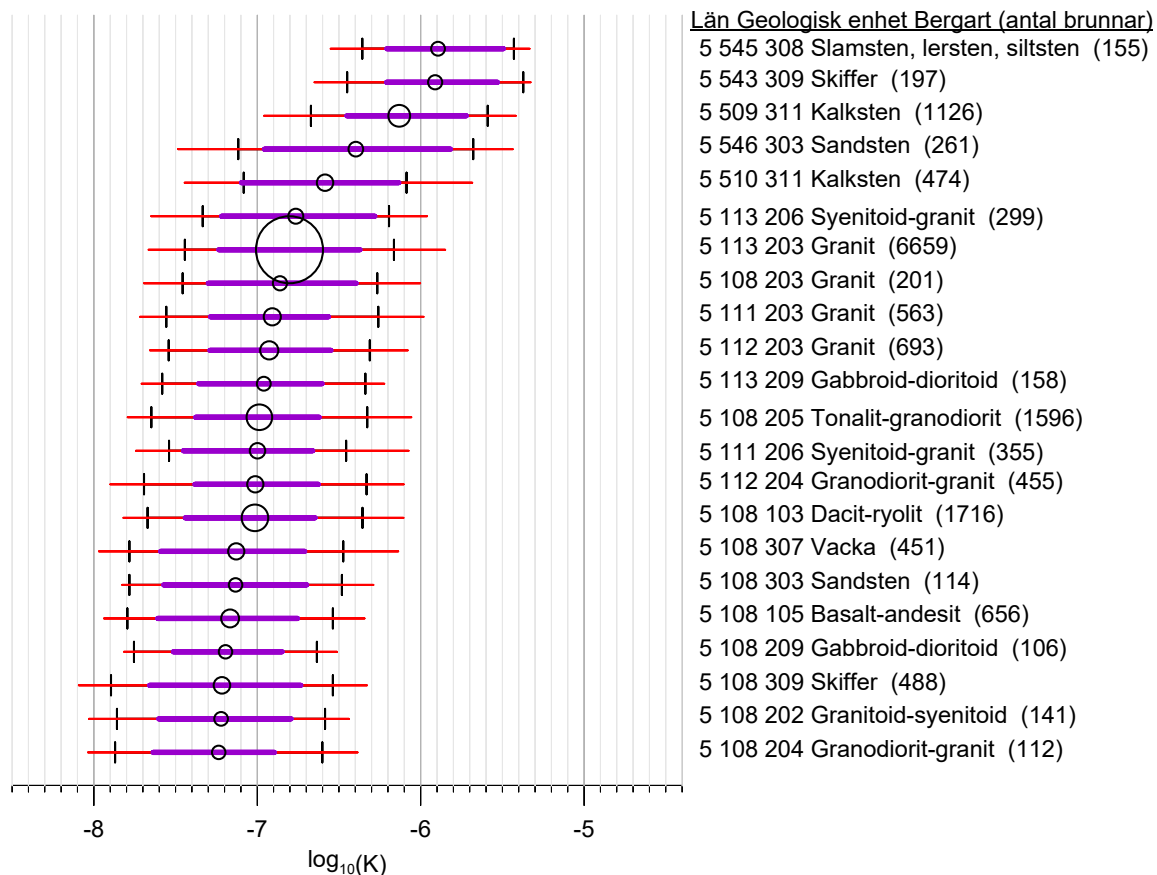
Örebro, Jönköpings, Östergötlands och Västra Götalands län domineras av urberg (Svekokarelska eller Svekonorvegiska provinsen) men med betydande områden med plattformstäcket. Hydraulisk konduktivitet för olika kombinationer av bergarter och geologiska enheter visas i figur 29–32 för dessa län. Gemensamt för dessa län är att geologiska enheter i plattformstäcket uppvisar högre hydraulisk konduktivitet än övriga enheter även om det i vissa fall inte är så stor skillnad. Brunnar som går genom flera lager i den sedimentära lagerföljden får ofta grundvatten från flera litologiska enheter vilket kan påverka K. I övrigt noteras inte så stora skillnader i hydraulisk konduktivitet, möjligtvis med undantag för en bergartsenhet som omfattar kvartsfattiga magmatiska bergarter (amfibolit) i Idefjordenheten i den Svekonorvegiska provinsen (enhet 321).



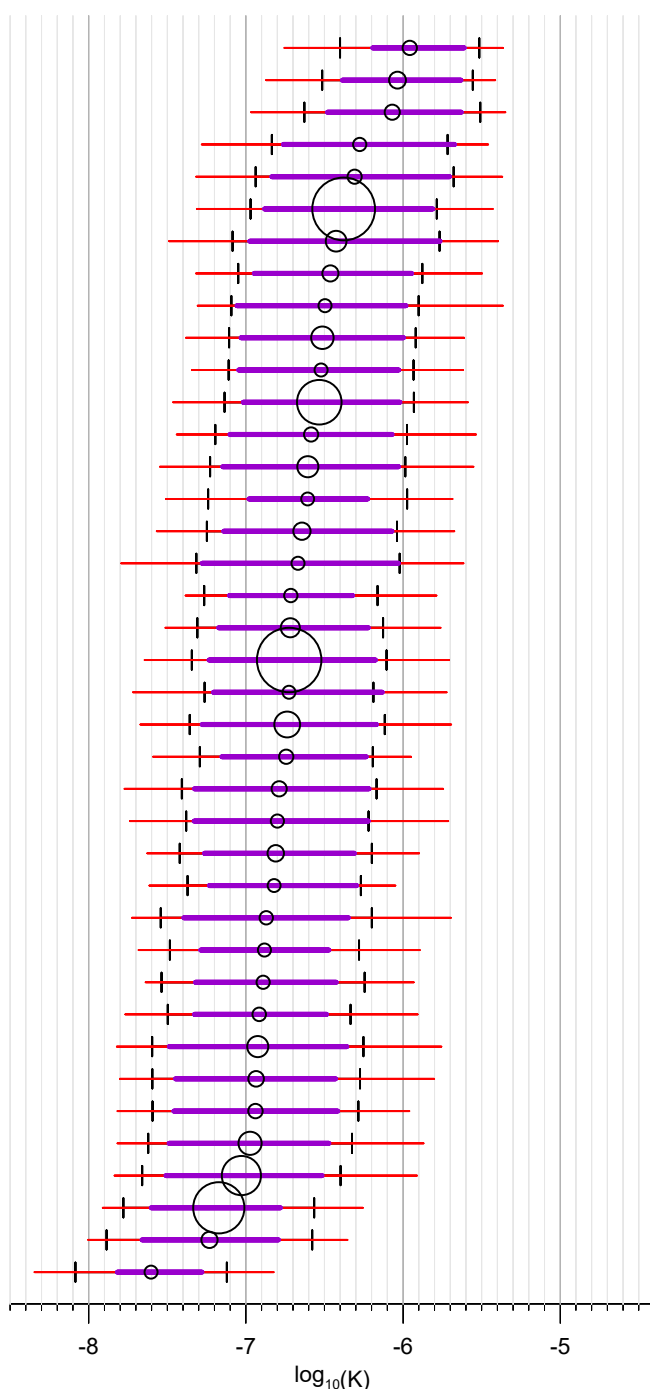
Figur 29. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Örebro län.



Figur 30. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Jönköpings län.



Figur 31. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Östergötlands län.



Län Geologisk enhet Bergart (antal brunnar)

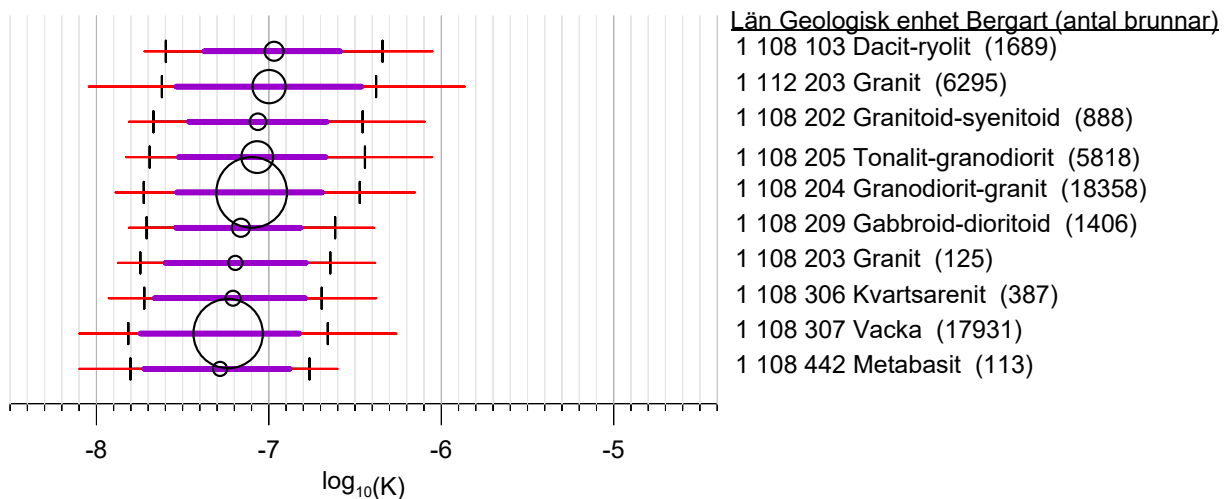
14 543 309 Skiffer (478)
14 511 311 Kalksten (1163)
14 546 303 Sandsten (702)
14 548 303 Sandsten (197)
14 303 206 Syenitoid-granit (444)
14 301 411 Granitisk gnejs (13445)
14 301 430 Monzodioritisk-granodioritisk gnejs (2196)
14 328 426 Leukogranitisk gnejs (971)
14 327 410 Gnejs (145)
14 307 203 Granit (2669)
14 321 202 Granitoid-syenitoid (142)
14 301 427 Granodioritisk-granitisk gnejs (8581)
14 327 203 Granit (459)
14 321 203 Granit (2299)
14 302 206 Syenitoid-granit (101)
14 321 436 Ögongnejs (1280)
14 328 440 Amfibolit (151)
14 321 103 Dacit-ryolit (229)
14 321 204 Granodiorit-granit (1754)
14 321 205 Tonalit-granodiorit (13901)
14 301 436 Ögongnejs (128)
14 324 203 Granit (3565)
14 312 203 Granit (474)
14 321 507 Ytbergart (720)
14 311 203 Granit (177)
14 312 206 Syenitoid-granit (1057)
14 312 209 Gabbroid-dioritoid (113)
14 325 408 Kalkförande skiffer (233)
14 324 209 Gabbroid-dioritoid (150)
14 325 303 Sandsten (189)
14 322 209 Gabbroid-dioritoid (275)
14 326 203 Granit (2302)
14 322 203 Granit (824)
14 321 209 Gabbroid-dioritoid (513)
14 322 204 Granodiorit-granit (2848)
14 322 205 Tonalit-granodiorit (7140)
14 321 413 Paragnejs (10359)
14 323 203 Granit (994)
14 321 440 Amfibolit (129)

Figur 32. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Västra Götalands län.

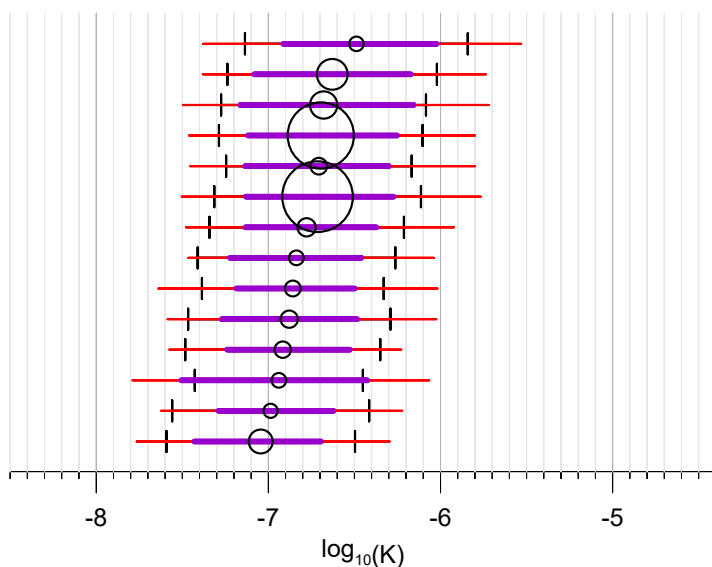
Stockholms, Uppsala, Södermanlands och Västmanlands län

I figur 33–36 redovisas fördelning av K för Stockholms, Uppsala, Södermanlands och Västmanlands län. Dessa är relativt snarlika varandra på så sätt att det inte är någon kombination av bergart och geologisk enhet som avviker betydligt från övriga inom samma län. I figur 37 återfinns kombinationer av bergarter och geologiska enheter som återfinns i tre eller fyra av dessa län. I figuren syns tydligt att K är konsekvent högre i Uppsala och Västmanlands län än i Stockholms och Södermanlands län för samma bergart och geologisk enhet. Det verkar därmed finnas någon komponent för den skillnad som är tydlig på en övergripande nivå mellan dessa län som inte fångas upp av databasens kodning av bergarter och geologiska enheter.

Det finns stora skillnader i omvandlingsgrad, så kallad metamorfos, mellan de södra (Stockholms och Södermanlands län), och norra länen (Uppsala och Västmanlands län). Gränsen går i grova drag längs Mälaren (se figur 20 i Stephens m.fl. 2009). Berggrunden i de norra länen är genomgående relativt välbevarad, delvis ometamorf, och har inte genomgått omfattande deformation och omvandling under höga temperaturer. Omvandlingsgraden (den metamorfa graden) har inte överstigit förhållanden som medför uppsmältning av berggrunden och berggrunden är inte ådrad. I de södra länen (Stockholms och Södermanlands län) är den metamorfa graden betydligt högre. Berggrunden är genomgående deformerad och omkristalliserad under höga temperaturer (övre amfibolitfacies), ställvis under mycket höga temperaturer (granulitfacies). Detta har resulterat i omfattande förgnejsning och åderbildning. Sammantaget finns det därmed en koppling mellan K och metamorf omvandlingsgrad i regionen. I alla de fyra länen är det omvandlade glimmerrika bergarter som har lägst konduktivitet. Den glimmerrika ådergnejsomvandlade berggrunden (Sörmlandsgnejs) i de södra länen uppvisar den lägsta konduktiviteten. Liksom i tidigare södra län uppträder en omvandlad kvartsfattig magmatisk bergartsenhet (metabasit) som en av de mest lågkonduktiva bergartsenheterna.



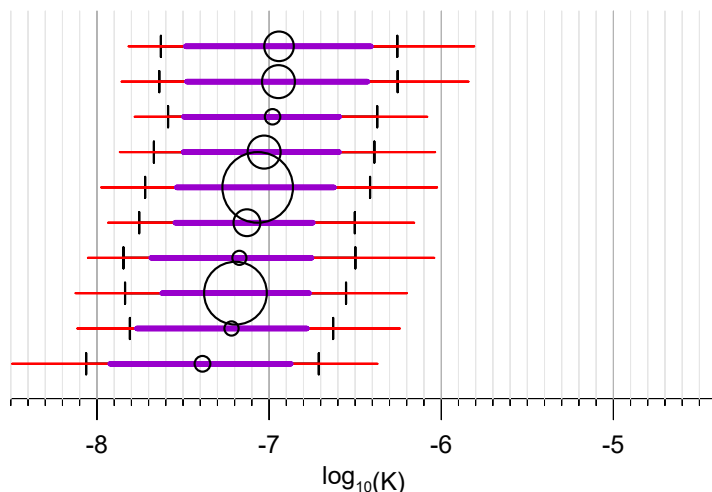
Figur 33. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Stockholms län.



Län Geologisk enhet Bergart (antal brunnar)

3 111 208 Monzodiorit-granodiorit (146)
 3 108 203 Granit (1990)
 3 108 103 Dacit-ryolit (1592)
 3 108 204 Granodiorit-granit (6020)
 3 108 102 Ryolit (390)
 3 108 205 Tonalit-granodiorit (6520)
 3 108 209 Gabbroid-dioritoid (572)
 3 108 105 Basalt-andesit (167)
 3 108 202 Granitoid-syenitoid (292)
 3 112 203 Granit (457)
 3 108 410 Gnejs (359)
 3 111 203 Granit (159)
 3 108 307 Vacka (101)
 3 108 306 Kvartsarenit (1206)

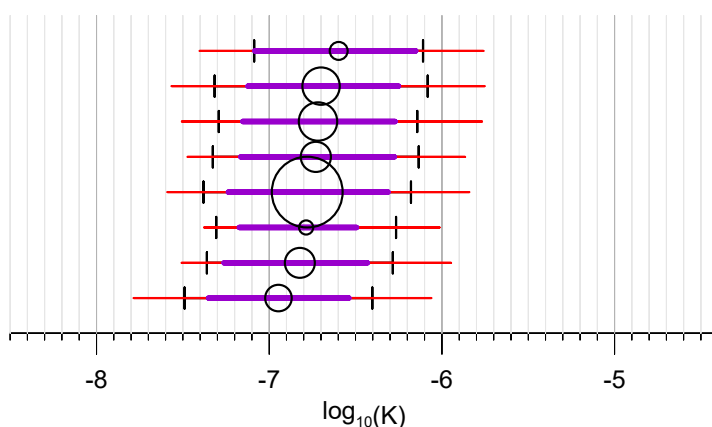
Figur 34. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Uppsala län.



Län Geologisk enhet Bergart (antal brunnar)

4 112 203 Granit (1656)
 4 108 204 Granodiorit-granit (1988)
 4 108 203 Granit (258)
 4 108 103 Dacit-ryolit (1996)
 4 108 205 Tonalit-granodiorit (5702)
 4 108 202 Granitoid-syenitoid (1383)
 4 202 210 Diabas (128)
 4 108 307 Vacka (4927)
 4 108 306 Kvartsarenit (139)
 4 108 407 Glimmerskiffer (285)

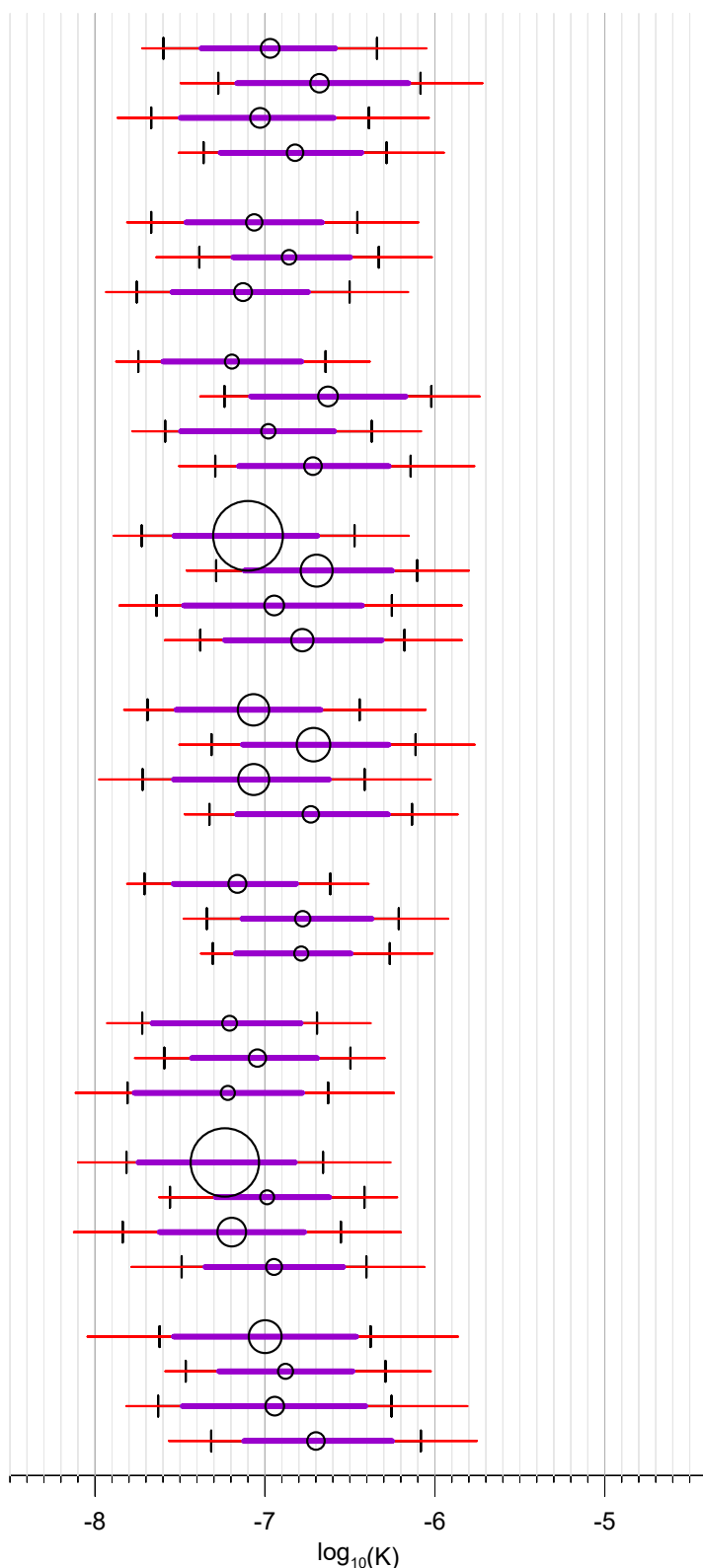
Figur 35. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Södermanlands län.



Län Geologisk enhet Bergart (antal brunnar)

19 108 102 Ryolit (348)
 19 112 203 Granit (1268)
 19 108 203 Granit (1315)
 19 108 205 Tonalit-granodiorit (926)
 19 108 204 Granodiorit-granit (2849)
 19 108 209 Gabbroid-dioritoid (169)
 19 108 103 Dacit-ryolit (917)
 19 108 307 Vacka (755)

Figur 36. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Västmanlands län.



Län Geologisk enhet Bergart (antal brunnar)

1 108 103 Dacit-ryolit (1689)

3 108 103 Dacit-ryolit (1592)

4 108 103 Dacit-ryolit (1996)

19 108 103 Dacit-ryolit (917)

1 108 202 Granitoid-syenitoid (888)

3 108 202 Granitoid-syenitoid (292)

4 108 202 Granitoid-syenitoid (1383)

1 108 203 Granit (125)

3 108 203 Granit (1990)

4 108 203 Granit (258)

19 108 203 Granit (1315)

1 108 204 Granodiorit-granit (18358)

3 108 204 Granodiorit-granit (6020)

4 108 204 Granodiorit-granit (1988)

19 108 204 Granodiorit-granit (2849)

1 108 205 Tonalit-granodiorit (5818)

3 108 205 Tonalit-granodiorit (6520)

4 108 205 Tonalit-granodiorit (5702)

19 108 205 Tonalit-granodiorit (926)

1 108 209 Gabbroid-dioritoid (1406)

3 108 209 Gabbroid-dioritoid (572)

19 108 209 Gabbroid-dioritoid (169)

1 108 306 Kvartsarenit (387)

3 108 306 Kvartsarenit (1206)

4 108 306 Kvartsarenit (139)

1 108 307 Vacka (17931)

3 108 307 Vacka (101)

4 108 307 Vacka (4927)

19 108 307 Vacka (755)

1 112 203 Granit (6295)

3 112 203 Granit (457)

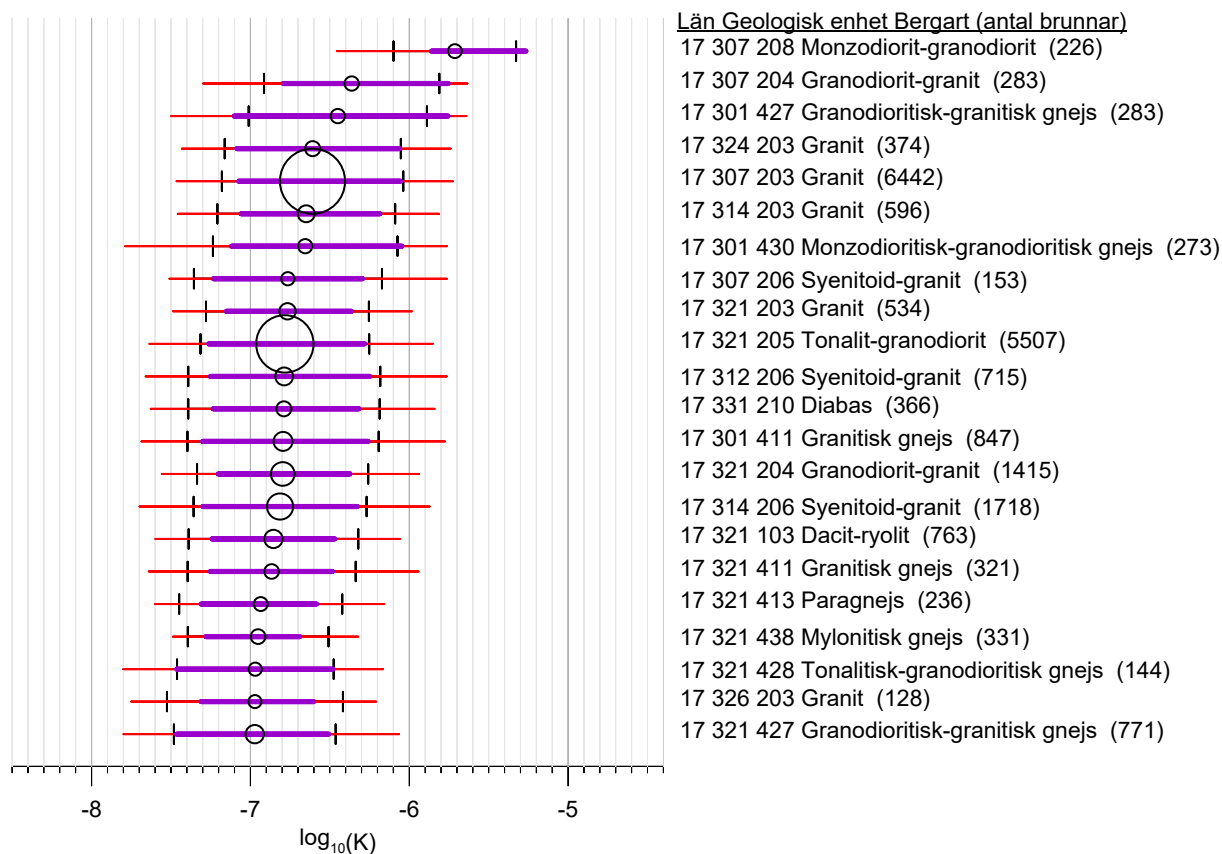
4 112 203 Granit (1656)

19 112 203 Granit (1268)

Figur 37. Jämförelse av $\log_{10}K$ för utvalda kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Stockholms (1), Uppsala (3), Södermanlands (4) och Västmanlands län (19).

Värmlands län

Värmlands län ligger i stort sett uteslutande i den Svekonorvegiska provinsen. Fördelningen av hydraulisk konduktivitet är förhållandevis jämnt fördelat med avseende på kombinationer av geologiska enheter och bergarter. Undantaget är en relativt kvartsfattig förgnejsad intrusion med begränsad utbredning i huvudsak längs norra och nordöstra Vänern (monzodioritisk till granodioritisk metaintrusion i bergartskod 208, bergartsenhet 307). Denna bergart har en betydligt högre konduktivitet än övriga områden i Värmlands län. Dock visar det sig vid en närmare analys att det är många brunnar som ligger strax utanför detta område med minst lika hög hydraulisk konduktivitet. Brunnarna ligger i de deformerade gränzonerna mellan olika tektoniska enheter i den Svekonorvegiska provinsen (västra och östra gränsen av den mellersta enheten av det Östra segmentet). Bedömningen är därför att det inte är kombinationen av geologisk enhet och bergarten i sig som medför den högre konduktiviteten. Berggrundsdatasens kodning av bergart och geologisk enhet omfattar inte påverkan av deformation i framträdande tektoniska zoner.

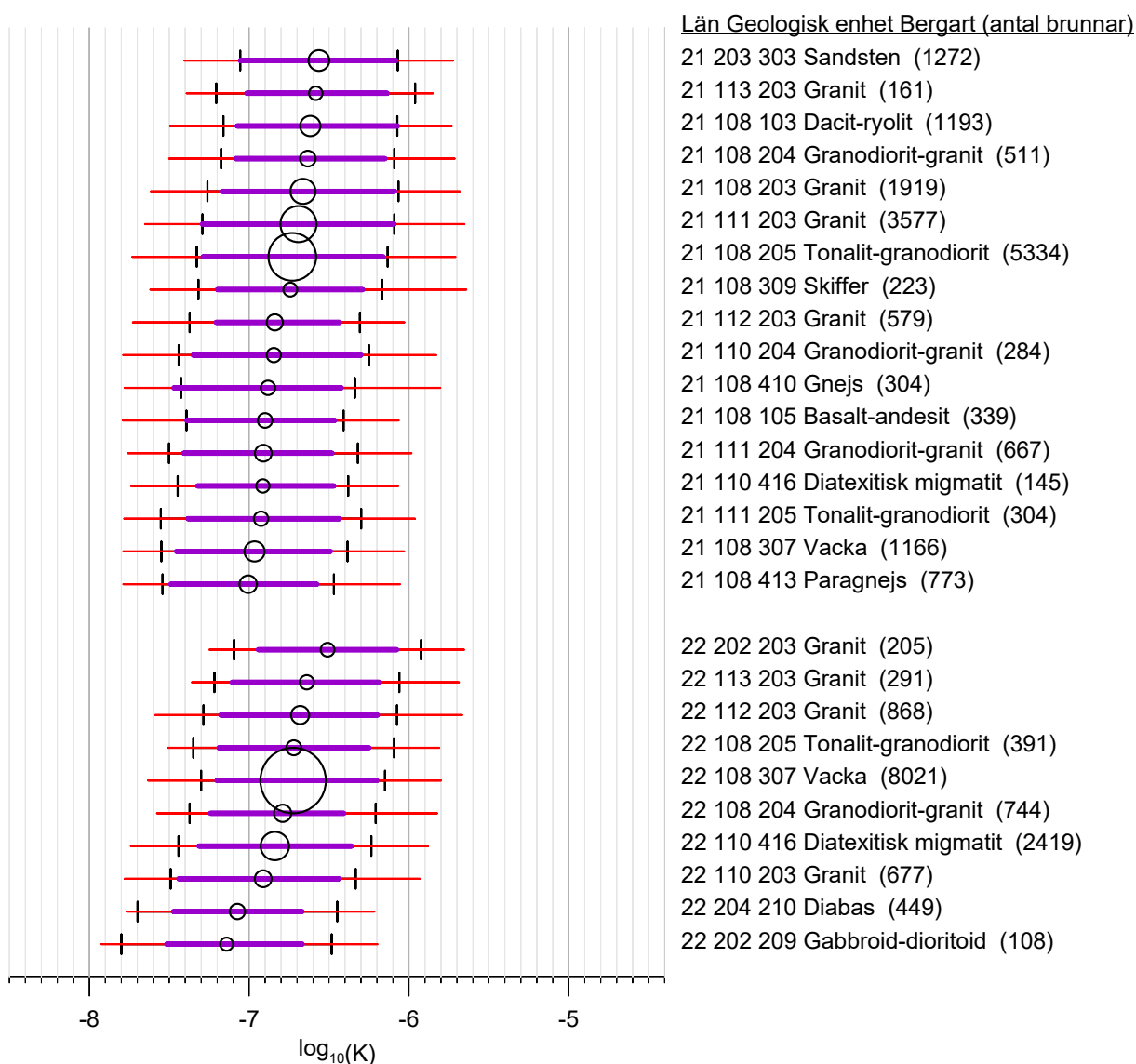


Figur 38. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Värmlands län.

Gävleborgs och Västernorrlands län

Merparten av Gävleborgs och Västernorrlands län ligger i den Svekokarelska provinsen. Här finns även inslag av mesoproterozoiska rapakiviintrusiv, sedimentära bergarter (Dala- och Gävlesandsten) och lager och gångar av diabas. Det finns även förekomster av kretaceiska impaktbergarter vid Dellensjöarna (meteoritnedslag), men dessa är för begränsade för att behandlas separat.

Spridningen i hydraulisk konduktivitet är relativt begränsad inom dessa län med avseende på kombinationer av geologiska enheter och bergarter. Mesoproterozoisk sandsten (Gävlesandsten 203_303) och rapakivigraniter i Ragunda och Nordinggråområdet (202_203) har högst hydraulisk konduktivitet. Lägst K återfinns bland kvartsfattiga magmatiska bergarter (centralskandinaviska diabaserna 204_210 och rapakiviintrusiven 202_209) och kraftigt omvandlade förgnejsade och ådrade glimmerrika ytbergarter (paragnejs 108_413, vacka 108_307).



Figur 39. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Gävleborgs (21) och Västernorrlands län (22).

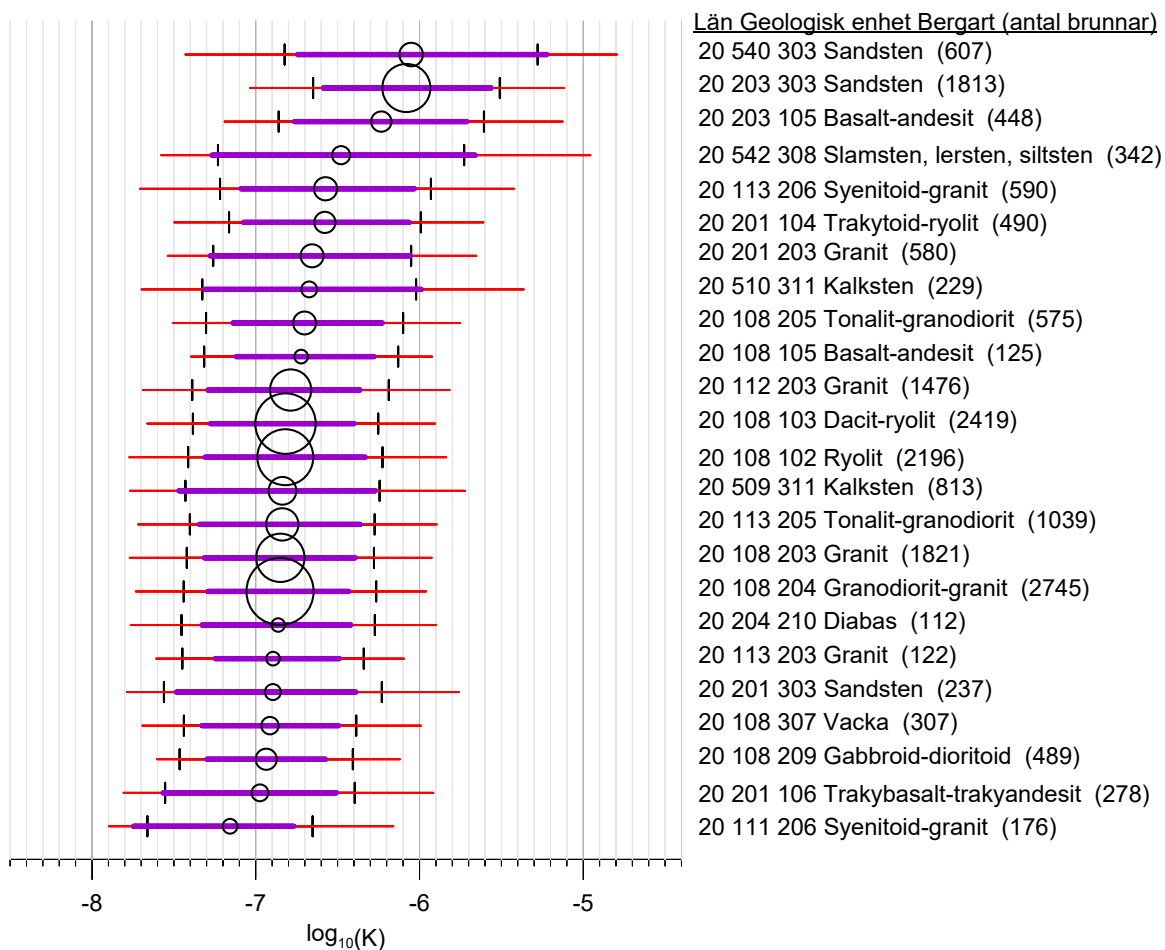
Dalarnas län

Berggrunden i Dalarnas län omfattar den Svekokarelska provinsen i sydöst, vilken intruderas av graniter (Dalagraniter) och överlagras av mesoproterozoisk sandsten och basalt (Dalasandsten och Öjebasalt) i nordväst. Plattformstäckets uppträder i impaktrelaterade strukturer vid Siljan och i fjällranden. Fjällkedjans skollberggrund dominerar den nordligaste delen av länet. Sydvästra delen av länet ligger i den Svekonorvegiska provinsen, men området har för få brunnar för att behandlas separat i analysen.

I Dalarnas län är det framförallt oomvandlade prekambriiska ytbergarter i nordväst (Dalasandsten 203_303 och Öjebasalt 203_105) i Siljanstrukturen och yngre sandsten i Siljanstrukturen (Orsasandsten 540_303) som uppvisar en förhöjd hydraulisk konduktivitet. Dalasandstenen förekommer även i mindre omfattning i Värmlands och Jämtlands län. I dessa län är det dock färre än 100 brunnar i denna enhet.

Noterbart är att äldre Paleoproterozoisk sandsten (201_303) har en förhållandevis låg hydraulisk konduktivitet i relation till yngre Mesoproterozoisk sandsten (Dalasandsten). Den ordovisiska kalkstenen (enhet 509 och 510) i den meteoritnedslagspåverkade berggrunden i Siljanstrukturen uppvisar en förhållandevis låg hydraulisk konduktivitet i förhållande till liknande opåverkad kalksten på andra ställen i Sverige som uppvisar en förhöjd hydraulisk konduktivitet.

För Dalarnas och Gävleborgs län samt närmast liggande områden i Värmlands, Uppsala och Jämtlands län finns det anledning att hantera de geologiska enheterna 203 och 540 separat vid en fortsatt framställning av karta över hydraulisk konduktivitet.



Figur 40. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Dalarnas län.

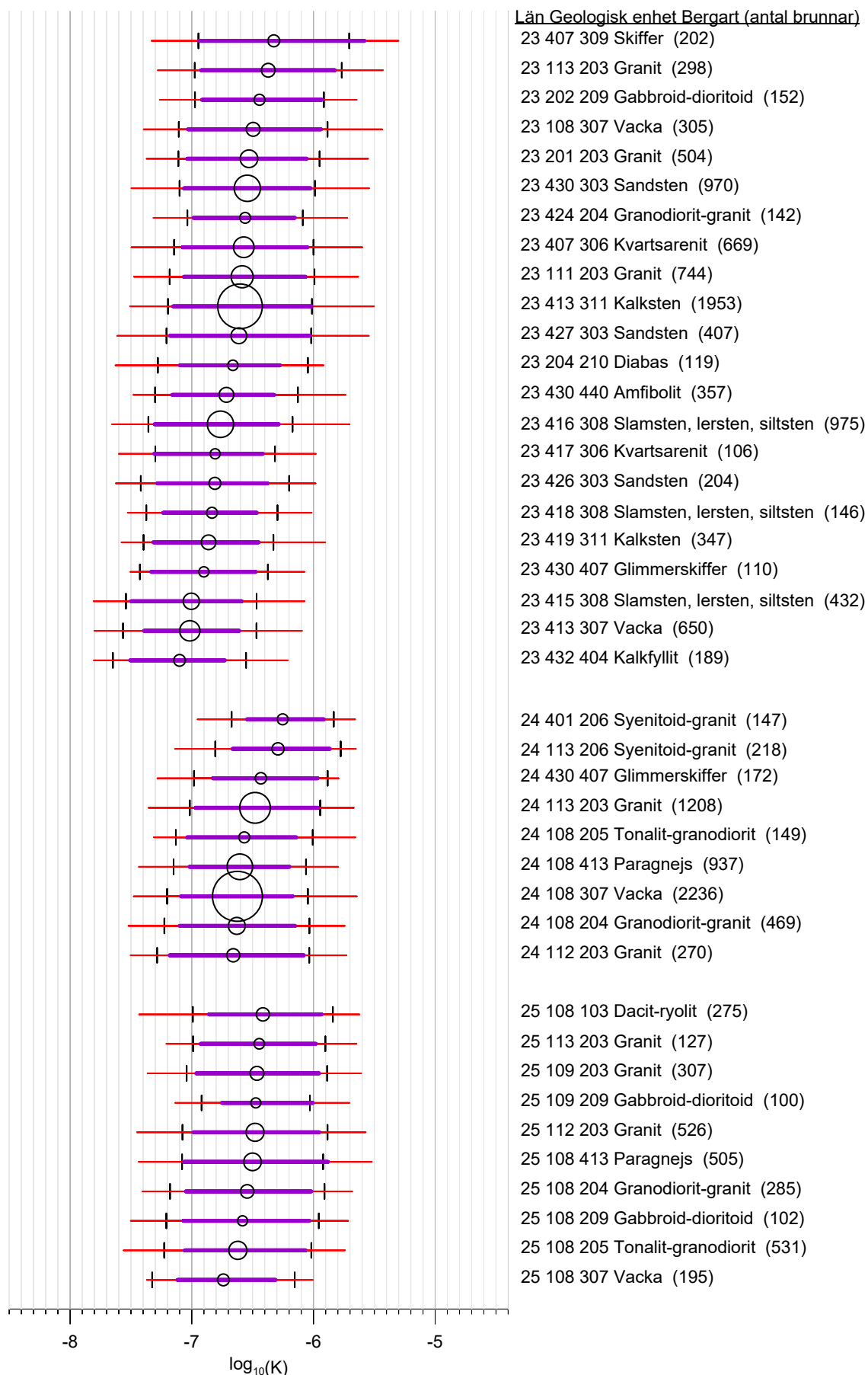
Jämtlands, Västerbottens och Norrbottens län

Jämtlands, Västerbottens och Norrbottens län omfattar den Svekokarelska provinsen med urberg i öster och fjällkedjans skollberggrund i väster (Kaledoniderna). Förutom dessa finns det små partier av plattformstäcket längs kontakten till fjällkedjans skollberggrund. Dessa är dock för små för att behandlas separat inom dessa län. I Jämtlands län förekommer även Mesoproterozoiska ytbergarter, rapakiviintrusiv och lager och gångar av diabas.

Den hydrauliska konduktiviteten uppvisar förhållandevis liten spridning inom Jämtlands, Västerbottens och Norrbottens län utan att någon kombination av geologisk enhet och bergart avviker nämnvärt från de övriga. Det finns inte heller någon tydlig generell skillnad i hydraulisk konduktivitet mellan de olika geologiska huvudenheterna inom dessa län. Dock finns exempel på områden där berggrunden lokalt kan ha en mycket vattengenomsläpplig förmåga, till exempel vid meteoritnedslaget vid Locknesjön (Dahlqvist m.fl. 2018).

I både fjällkedjan och urberget återfinns lägst K bland glimmerrika ytbergarter som har ett ursprung i finkorniga leriga sediment. Högst K återfinns i alunskiffer i fjällkedjans undre skoll-enhet i Jämtland samt inom välbevarade till omvandlade granitiska och syenitoida intrusiva bergartsenheter tillhörande det Transskandinaviska bältet (TIB) i Västerbotten och Jämtland, de sistnämnda i både urberget och fjällkedjans skollberggrund.

I Jämtlands län uppvisar kvartsfattiga magmatiska bergarter av rapakivityp (202_209) högre hydraulisk konduktivitet än motsvarande bergarter i Västernorrlands län.

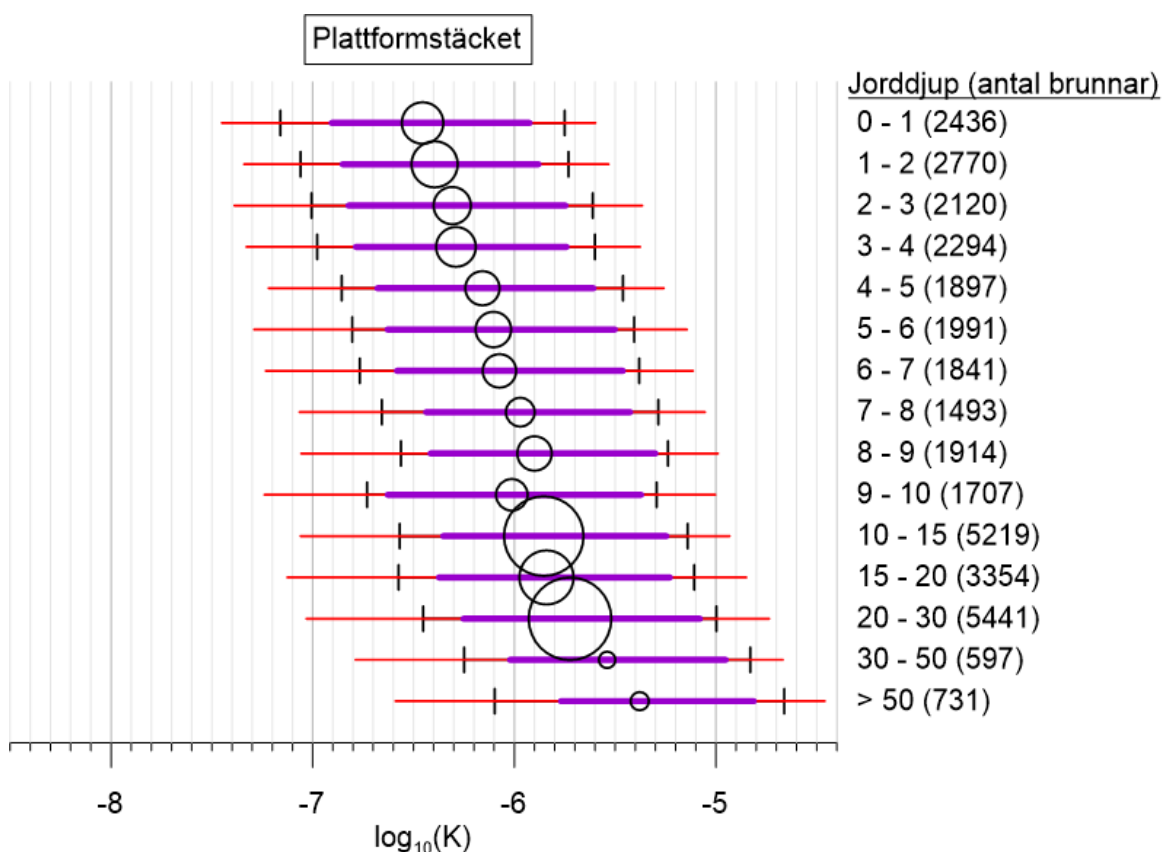


Figur 41. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för kombinationer av geologiska enheter och bergarter i Jämtlands (23), Västerbottens (24) och Norrbottens län (25).

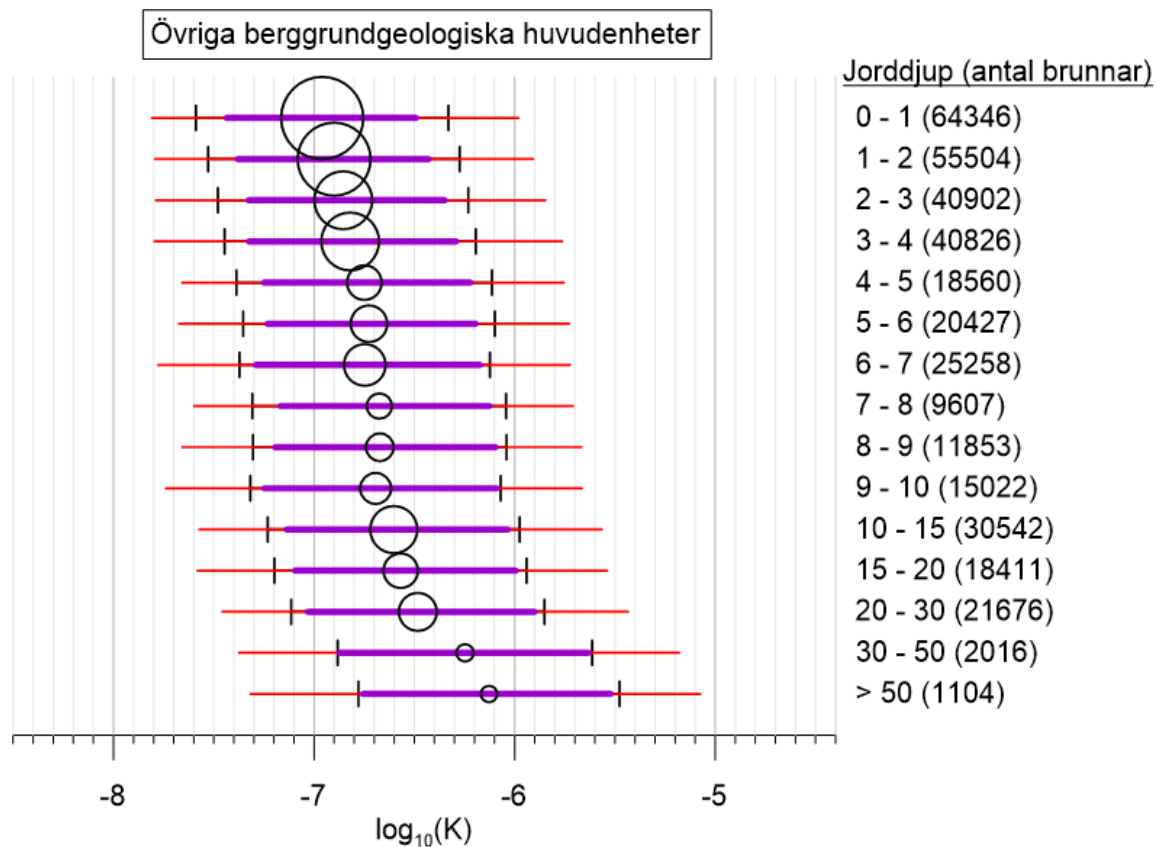
Jorddjup

Fördelningen av hydraulisk konduktivitet vid olika jorddjup analyserades också eftersom det av erfarenhet från tidigare studier visats sig ha ett samband. Eftersom plattformstäckets avviker från de övriga geologiska huvudenheterna analyserades den för sig och övriga enheter tillsammans med avseende på jorddjup. I figur 42 och 43 syns det tydligt att det finns ett samband mellan jorddjup och hydraulisk konduktivitet i underliggande berg. Sambandet ser ut att vara tydligare för plattformstäckets än för övriga områden. Det kan dock vara en artefakt av att det skiljer stort i jorddjup mellan Skåne och till exempel Öland och Gotland och sambandet förstärks av geologiska skillnader i berggrunden mellan dessa områden.

Att det finns ett samband mellan jorddjup och hydraulisk konduktivitet i brunnar behöver inte nödvändigtvis betyda att berget som helhet är mer genomsläppligt när jorddjupet är större. En faktor som kan spela in är att det allra mest ytliga berget, som ofta har en hög hydraulisk konduktivitet, med större sannolikhet är vattenmättat när jorddjupet är större. Det kan därmed bidra till ett förhöjt inflöde i brunnen vid kapacitetstest. En annan faktor som kan bidra är att det kan finnas en förhöjd sprickfrekvens vid geologiska lineament som ofta sammanfaller med dalar och större jorddjup. Det är också tänkbart att det vid kapacitetstest kan fylla på med grundvatten från överlagrande vattenmättad jord. Dock är kapacitetstest som regel relativt kortvariga varför denna faktor kan vara av begränsad betydelse.



Figur 42. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för $\log_{10}K$ för olika jorddjup i plattformstäckets.



Figur 43. Medelvärde, percentiler och standardavvikelse för log₁₀K för olika jorddjup (med undantag för plattformstäcket).

KARTA ÖVER HYDRAULISK KONDUKTIVITET

Ett av huvudsyftena med denna studie var att ta fram en ny karta över berggrundens hydrauliska konduktivitet över hela Sverige. En sådan karta kan tas fram på flera sätt. Till exempel skulle det vara möjligt med så kallad maskininlärning. I detta fall togs kartbilden fram med hjälp av interpolation av K för brunnar beräknad enligt metoden i avsnittet *Urval av brunnar och beräkning av K* . Eftersom det i beräkningen gjordes en djupnormering av K antas kartan representera den förväntade hydrauliska konduktiviteten i brunnar i berg inom 100 m från markytan. Det finns dock begränsade områden i Skåne, Värmlands, Ångermanlands, Uppsala och Jönköpings län där jorddjupet är större än 100 m. I dessa områden är därmed denna karta inte relevant.

Om man önskar ha en karta som representerar K för ett annat djupintervall vore det mest korrekta att göra om djupnormeringen för alla brunnar enligt metodik ovan och interpolera K utifrån dessa nya värden.

Det går däremot att approximativt beräkna normerat K för ett annat djupintervall direkt från den befintliga interpolerade kartan. Är man till exempel intresserad av djupintervallet 100–200 m kan det grovt antas att den hydrauliska tyngdpunkten är 100 m djupare än för det normerade K_n i kartan. $K_{100-200}$ för djupintervallet 100–200 m blir då (ekv. 6):

$$K_{100-200} = K_n \cdot 10^{-0,0055 \cdot 100} \quad (\text{Ekvation 6})$$

Resultatet blir alltså att $K_{100-200}$ är ca $0,3 \cdot K_n$.

Är man istället intresserad av K i avsnittet från markytan till 50 m djup (K_{50}) kan det grovt antas att den hydrauliska tyngdpunkten för detta intervall är 25 m ytligare än för det normerade K_n i kartan. K_{50} blir då ca $1,4 \cdot K_n$ enligt (ekv. 7):

$$K_{50} = K_n \cdot 10^{-0,0055 \cdot (-25)} \quad (\text{Ekvation 7})$$

Detta sätt att justera K för kartan till ett annat djupintervall blir som påpekats ovan inte helt korrekt, men felet som introduceras bedöms vara försumbart jämfört med andra osäkerheter i data och beräkningar.

Observera att kartan inte representerar en mer storskalig hydraulisk konduktivitet som ibland är av intresse vid till exempel hydraulisk modellering vilket diskuteras i avsnittet *Jämförelse av data från brunnar och interpolation* nedan.

Framställning av kartan gjordes i huvudsak i tre steg: gruppering av områden, korrelationsanalys och slutligen interpolering.

Gruppering

Som visats i analysen ovan finns det delar av Sveriges berggrund som skiljer sig på ett avsevärt sätt med avseende på hydraulisk konduktivitet från andra delar i samma region. I tabell 3 redovisas de områden som på grund av detta bedömts vara relevanta att behandla separat vid framställning av karta över Sverige med avseende på hydraulisk konduktivitet i berg.

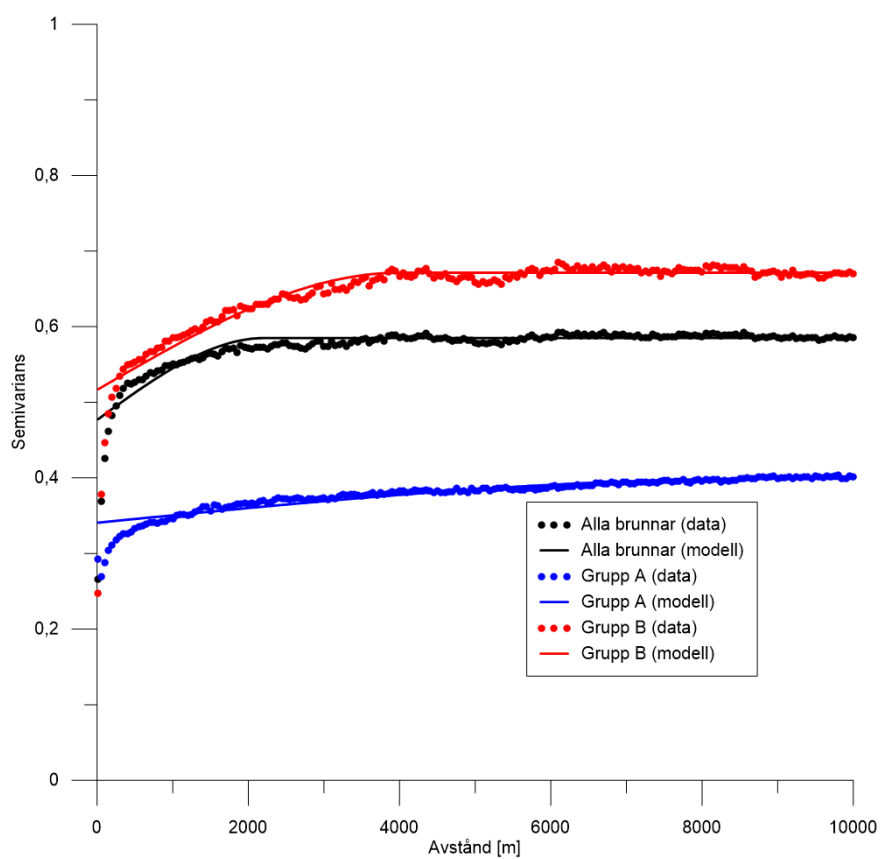
Tabell 3. Områden för framställning av karta över hydraulisk konduktivitet.

Grupp interpolering	Geologisk enhet	Bergart	Län
1	531, 524, 527, 523, 534, 522, 535, 526 527		Skåne Blekinge, Halland
2	536, 546, 543, 525, 519, 537, 510, 539, 542		Skåne
3	546		Blekinge, Kalmar
4	543, 504, 545		Kalmar
5	508, 509, 510		Kalmar
6	513, 541		Gotland
7	538		Gotland
8	500-599		Örebro, Jönköping, Östergötland, Västergötland (samt marginella delar i Västmanlands län och Värmlands län)
9	303 328	206 426	Kronoberg (ej vid länsgräns på grund av mycket få brunnar)
10	203, 540		Dalarna, samt närliggande delar av Gävleborg, Värmland, Jämtland, Uppsala
0			Övriga län samt resterande delar av ovanstående län

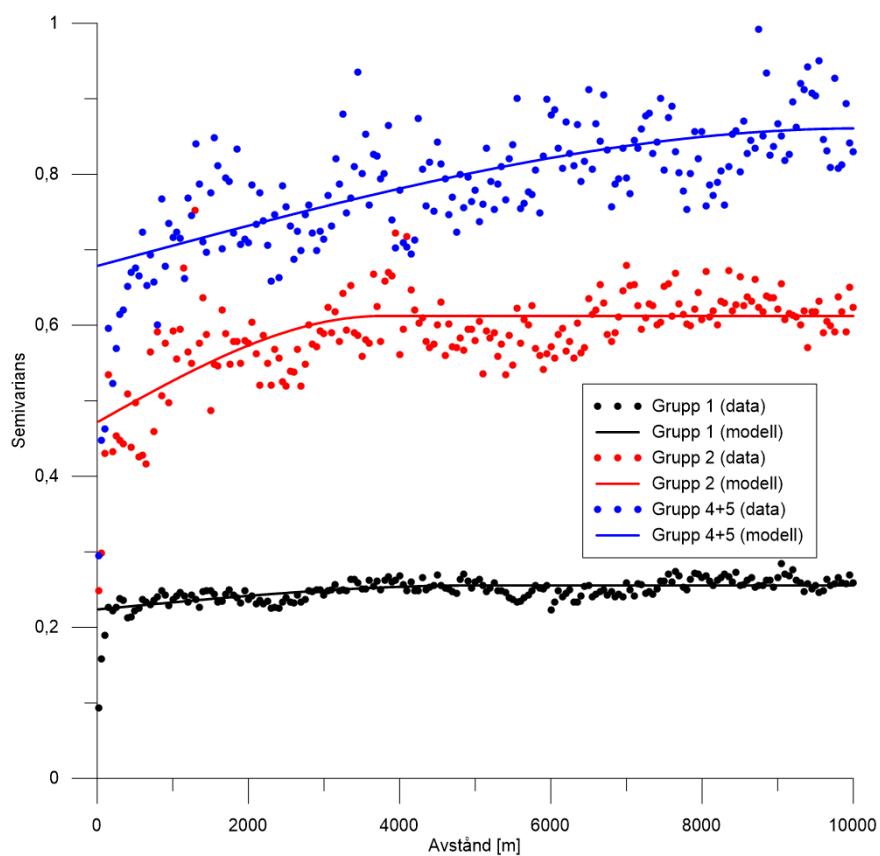
Korrelationsanalys

Inför framställning av kartor med hjälp av interpolation utfördes korrelationsanalys med avseende på avstånd mellan brunnarna, dels för alla brunnar gemensamt men också för grupp A (till största del uttagsbrunnar) respektive grupp B (till största del energibrunnar). Korrelationsanalysen utfördes med hjälp av statistikprogrammet SAS Enterprise Guide 7.1. Data samt passning av en sfärisk modell till data visas i semivariogrammet i figur 44. Nugget (semivariansen vid avstånd nära 0) är relativt lika varandra för de olika dataserierna (0,25–0,30). Däremot är det stor skillnad på sill (det värde som data har vid stora avstånd) för data i grupp A och B. Överlag bedöms den beräknade hydrauliska konduktiviteten vara mer tillförlitlig för brunnarna i grupp A än i grupp B. Dessutom är den geografiska fördelningen av brunnarna i grupp A bättre än i grupp B. Det kan därför argumenteras att korrelationsanalysen för grupp A är bättre att använda än grupp B eller alla brunnar. Däremot kan det argumenteras att värdet på range (det avstånd där korrelationen inte påverkas mer) är osäker för grupp A eftersom det är en ganska flack kurva.

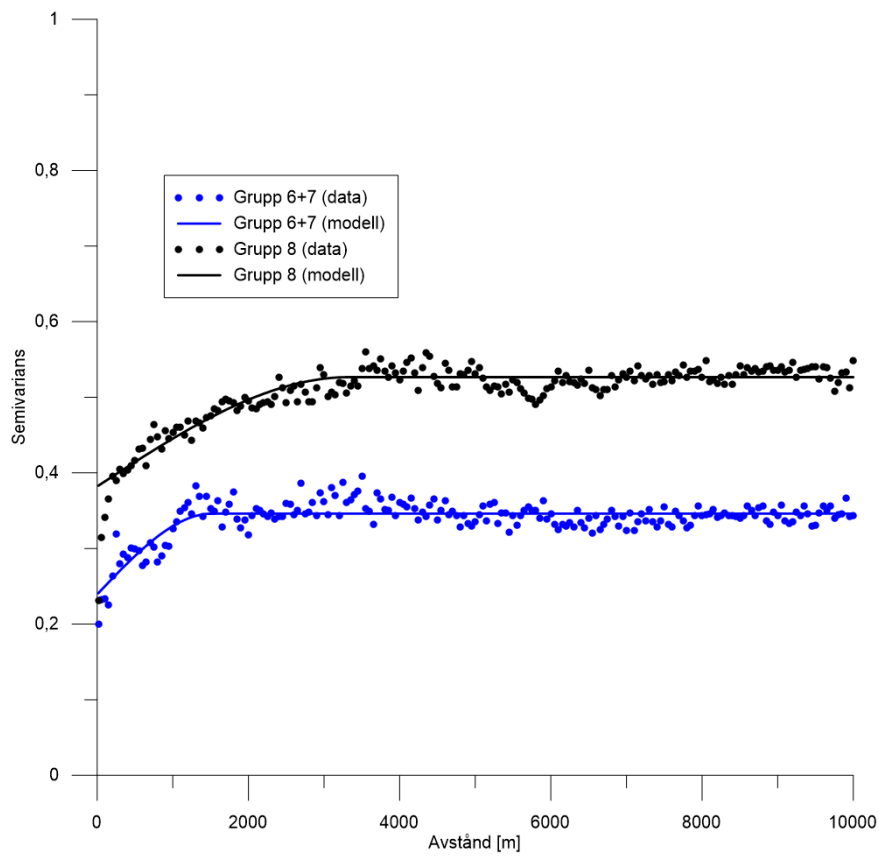
Korrelationsanalys utfördes också för de interpolationsgrupper som anges i tabell 3. För grupp 3 och 9 fanns ingen god korrelation, troligen för att antalet brunnar i dessa grupper är relativt begränsat. För Öland respektive Gotland utfördes korrelationsanalys för vardera grupp separat samt tillsammans för varje ö för sig. Det visade sig att korrelationen för de sammanslagda grupperna (4+5 för Öland och 6+7 för Gotland) gav ett bättre resultat än för vardera grupp för sig. I tabell 4 samt figur 45–47 redovisas resultat av utvalda korrelationsanalyser. I figurerna framgår det tydligt att det vid korta avstånd är en relativt stor skillnad mellan modell och data. Därför redovisas också en manuell bedömning av nugget i tabell 4. Vidare bedöms det i flera fall vara otvetydigt vilken range det är i korrelationsanalysen eftersom vissa semivariogram är relativt flacka.



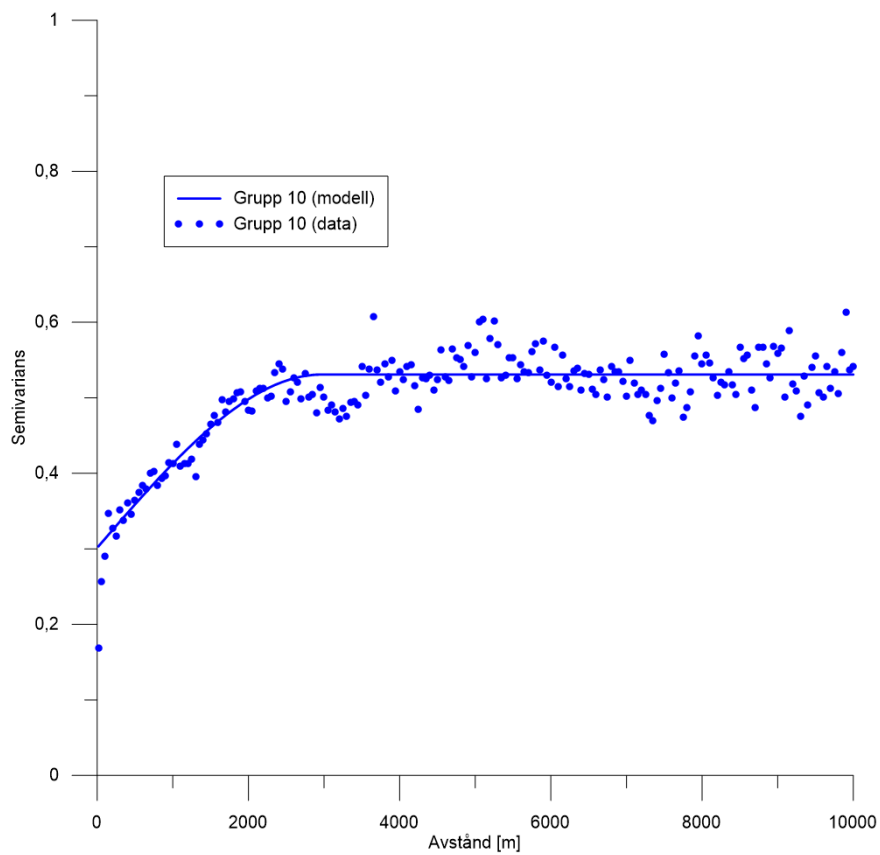
Figur 44. Resultat av korrelationsanalys.



Figur 45. Resultat av korrelationsanalys.



Figur 46. Resultat av korrelationsanalys.



Figur 47. Resultat av korrelationsanalys.

Tabell 4. Resultat av korrelationsanalys.

Grupp	Passning sfärisk modell (SAS)			Manuell bedömning av data	
	Nugget	Sill	Range	Nugget	Range
Alla brunnar	0,48	0,59	2218	0,28	
A	0,34	0,40	8824	0,28	osäker
B	0,52	0,67	3995	0,28	
1	0,22	0,26	5000	0,16	osäker
2	0,47	0,61	3759	0,27	
4+5	0,68	0,86	10121	0,40	osäker
6+7	0,24	0,35	1515	0,23	
8	0,38	0,53	3324	0,33	
10	0,30	0,53	2968	0,25	

Interpolation

Interpolation av hydraulisk konduktivitet över Sverige utfördes med funktioner i ArcMap. I huvudsak testades Kriging med sfärisk modell enligt korrelationsanalysen ovan samt IDW (inverse distance weighting) med olika potenser. Överlag gav interpolationerna ett samstämmigt resultat men lokalt var det skillnader. Vid användning av IDW var det tydligt att en enskilda brunn kunde styra resultatet i stor utsträckning, speciellt om en potens större än 1 användes. Vid användning av Kriging fick en enskilda brunn inte lika stort genomslag i slutresultatet.

Törnros (2007) har tidigare jämfört interpolation med Kriging och IDW av brunnkapacitet för utvalda kommuner i Sverige. Överlag blev då interpolationen likartad med de två metoderna. I vissa områden erhöles ett bättre resultat med IDW medan det i andra områden blev bättre med Kriging.

Med tanke på att det både i nuvarande studie och Törnros (2007) inte blir några stora skillnader mellan IDW och Kriging bör det inte spela så stor roll vilken metod som används. I denna studie har dock Kriging valts som metod med argumentet att det kan finnas betydande osäkerheter i beräknat K för en enskilda brunn och IDW tenderar att lokalt styras mer av enskilda brunnar än Kriging.

I korrelationsanalysen ovan framgår det att det modellerade värdet på nugget avviker i många fall betydligt från data. I vissa fall bedöms även range vara relativt osäker. För de fall där range är mer väldefinierad ligger den mellan 1500 och 4000 m. Baserat på detta har vissa manuella val gjorts för interpolation med Kriging sfärisk modell enligt redovisning i tabell 5.

Tabell 5. Utvalda parametervärden för interpolation med Kriging sfärisk modell.

Interpolationsgrupp	Nugget	Sill	Range
0, 3 och 9	0,28	0,59	3000
1	0,16	0,26	3000
2	0,27	0,61	3800
4+5	0,40	0,86	3000
6+7	0,23	0,35	1500
8	0,33	0,53	3300
10	0,25	0,53	3000

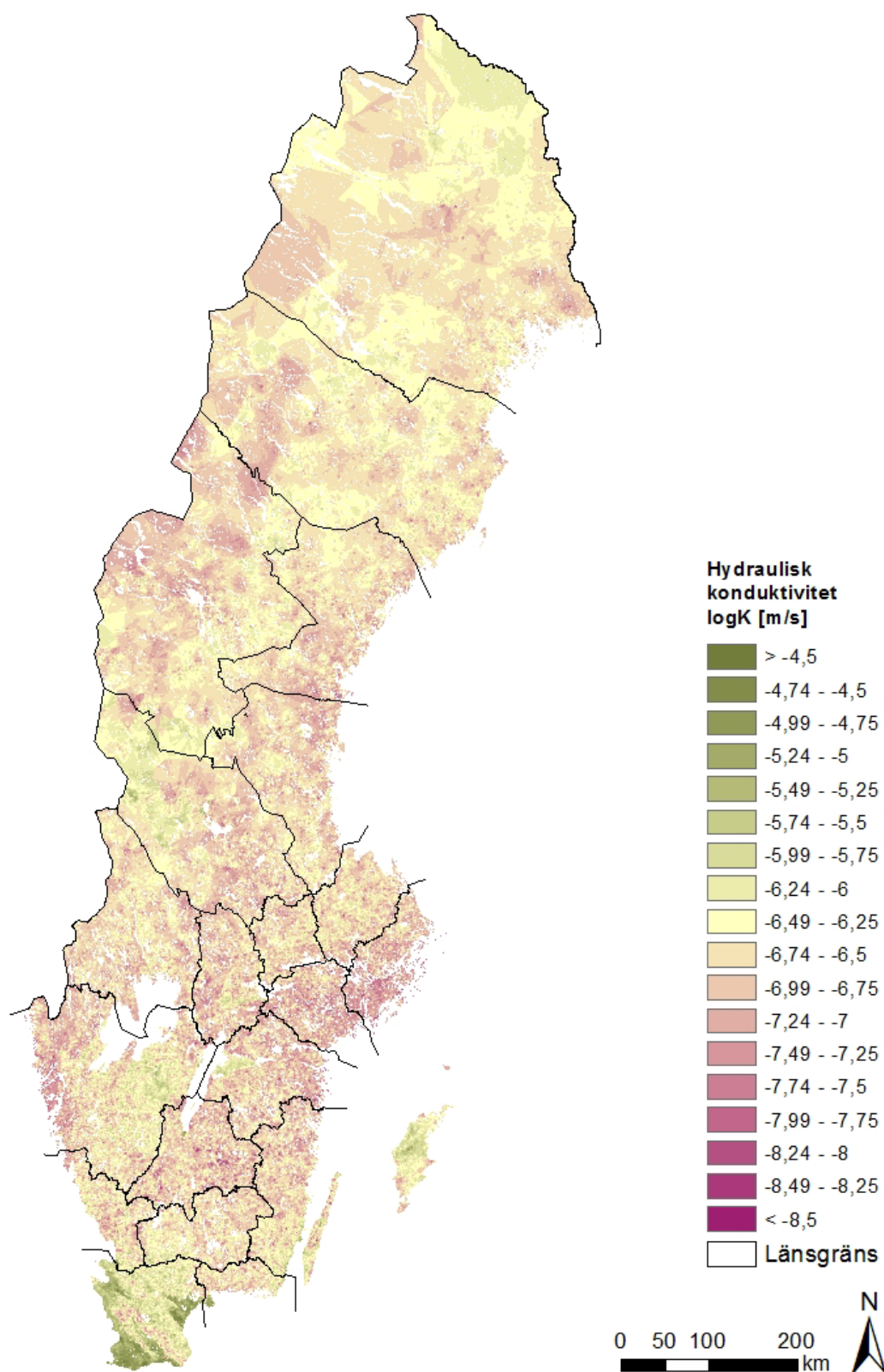
I tidigare analys av hydraulisk konduktivitet i denna studie ansattes en halverad vikt för grupp B (i princip energibrunnar och observationsbrunnar) jämfört med grupp A (i huvudsak brunnar för vattenuttag). Vid interpolation med Kriging i ArcMap var det inte helt trivialt att inkludera denna viktning. I praktiken löstes det genom att dubblera brunnarna i grupp A (med 20 m förskjutning av koordinaterna) i det dataunderlag som användes för interpolation.

Interpolationen utfördes för hela Sverige i ett rutnät av 100 x 100 m och vid varje beräkningspunkt användes 40 punkter i dataunderlaget. Observera dock att detta inkluderar de fördubblade brunnarna i grupp A. Det innebär att det för beräkningspunkter som är helt omgivna av brunnar i grupp A används data från 20 (riktiga) brunnar för interpolationen. Är beräkningspunkten däremot i ett område med brunnar i B används data från 40 brunnar. Om punkten är i ett område med både grupp A och B blir antalet brunnar som används mellan 20 och 40, men brunnarna i grupp A väger dubbelt så tungt som grupp B.

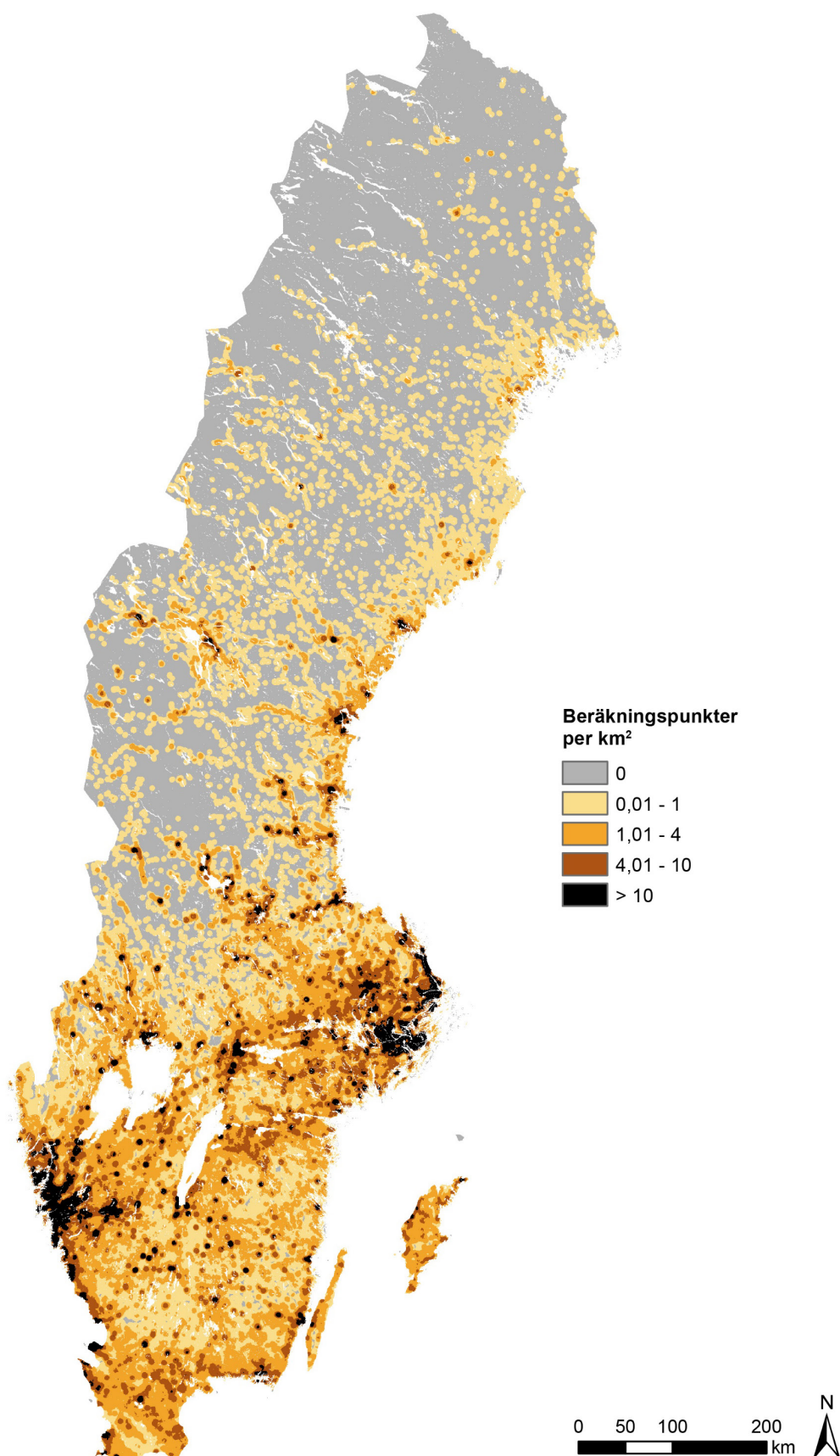
I praktiken genomfördes interpolationen för vardera interpolationsgrupp för sig och resultatet sammanfogades i efterhand. Interpolationsgrupp 0 var dock så omfattande att det var nödvändigt att dela upp den i flera mindre enheter för att kunna genomföra beräkning inom rimlig tid.

Resultat

I figur 48 visas den färdiga rikstäckande kartan över hydraulisk konduktivitet i Sverige. Hur tillförlitlig denna karta är i varje punkt beror av en mängd faktorer som till exempel hur kapacitetstesterna utförts i de närliggande brunnarna eller hur brunnarna är belägna geologiskt och topografiskt i förhållande till punkten vilket inte bedömts som möjligt att analysera i detalj för varje punkt. En faktor som dock bör vara betydelsefull och lätt att visualisera är antal närliggande brunnar. I figur 49 visas antal beräkningpunkter per kvadratkilometer som använts för framställningen av figur 48. Observera att brunnar som tillhör grupp A räknas som två beräkningspunkter i denna figur. Figuren kan användas som stöd för att bedöma den relativa tillförlitligheten i figur 48. Kartan är framtagen genom att för varje cell beräkna hur många brunnar det finns per kvadratkilometer inom en radie av 3 km från cellen. Om värdet är 0 finns det alltså ingen brunn inom 3 km från cellen.



Figur 48. Hydraulisk konduktivitet i svensk berggrund.



Figur 49. Antal beräkningspunkter (brunnar) per km². Brunnar som tillhör grupp A räknas som två beräkningspunkter medan brunnar i grupp B räknas som en beräkningspunkt.

Jämförelse av data från brunnar och interpolation

Interpolationen medför en förändring i fördelningen av hydraulisk konduktivitet jämfört med ursprunglig data för brunnarna. För att illustrera detta valdes ett godtyckligt område och en jämförelse av interpolerade värden och brunnnsdata gjordes. Området som valdes ut i detta exempel omfattar drygt 600 brunnar och drygt 25 km² i Västmanlands län. Den kumulativa fördelningen av log₁₀K för brunnar och interpolerade värden visas i figur 50. Medianvärdena för de två grupperna är snarlika medan spridningen i interpolerade värden är mycket mindre än för brunnnsdata vilket är helt förväntat.

Skillnaden i fördelning av värden mellan brunnar och interpolerade data illustrerar att det för ett visst område är förväntat att medianvärdet (med avseende på K) för nya brunnar i ett område bör ligga nära det värde som interpolationen visar, men enskilda brunnar kan avvika betydligt från detta värde.

Skillnaden mellan brunnnsdata och interpolerade värden får också betydelse för vidare användning vid till exempel hydraulisk modellering då det är vanligt förekommande att ansätta den storskaliga hydrauliska konduktiviteten enligt Matherons förmodan (se till exempel Gustafson 2009):

$$K_{3D} = K_G \cdot e^{\left(\frac{\sigma_{\ln K}^2}{6}\right)} \quad (\text{Ekvation 6})$$

där K_{3D} är den storskaliga, tredimensionella hydrauliska konduktiviteten, K_G är det geometriska medelvärdet och $\sigma_{\ln K}$ är standardavvikelse för $\ln K$.

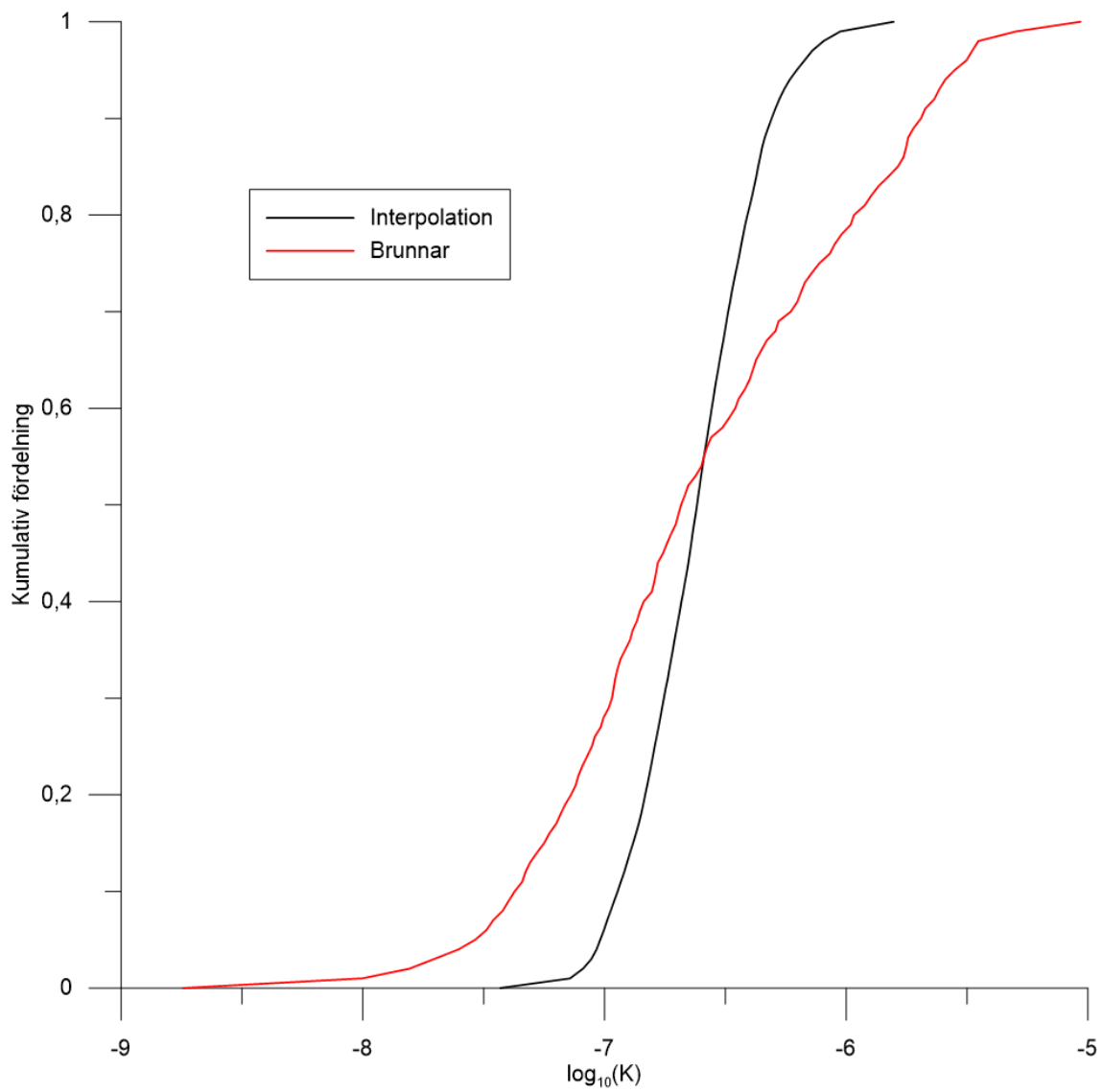
Det geometriska medelvärdet kan beräknas enligt:

$$K_G = e^{(\overline{\ln K})} \quad (\text{Ekvation 7})$$

där $\overline{\ln K}$ är det aritmetiska medelvärdet av $\ln K$.

I exemplet som visas i figur 50 blir de geometriska medelvärdena, K_G , snarlika (2,4E-7 m/s för interpolerade värden och 2,5E-7 m/s för brunnnsdata) medan $\sigma_{\ln K}$ blir betydligt lägre för interpolerade värden än för brunnnsdata (0,57 respektive 1,48) vilket är helt förväntat. Följaktligen blir K_{3D} något underskattad om den beräknas baserad på interpolerade värden (2,5E-7 m/s) i jämförelse med en beräkning baserat på brunnnsdata (3,6E-7 m/s). Den storskaliga tredimensionella hydrauliska konduktiviteten enligt Matherons förmodan bör alltså i första hand beräknas baserat på brunnnsdata. Om den beräknas på de interpolerade värdena är det förväntat att det blir en underskattning.

Däremot kan det interpolerade K vara ett lämpligt stöd för att identifiera områden där en högre eller lägre hydraulisk konduktivitet kan förväntas.



Figur 50. Fördelning av $\log_{10}K$ för ett godtyckligt exempel från Västmanlands län.

SAMMANFATTNING OCH SLUTSATSER

Denna studie omfattar beräkning av hydraulisk konduktivitet, K , för brunnar i berg i SGUs brunnsarkiv och en analys av samband mellan K och bergarter, geologiska enheter och jorddjup. Studien omfattar även en framställning av en karta för hydraulisk konduktivitet för svensk berggrund genom interpolation baserad på dessa beräkningar och analyser. Kartan finns tillgänglig som kartvisare på SGUs webbplats.

Den grundläggande beräkningsmodell som SGU förordar vid beräkning av K utifrån uppgifter i SGUs brunnsarkiv (som också använts i denna studie) baseras på den ekvation för beräkning av transmissivitet, T , som föreslås av Ryd (2017):

$$T = 0,076 \cdot Q^{1,026}$$

kompletterat med att K beräknas genom att dividera T med den vattenmättade längden av borrhålet.

För att få ett representativt urval av brunnsuppgifter som underlag för beräkningarna har ett flertal gallringar av data utförts. Dessa gallringar resulterade i att uppgifter från 430 860 brunnar, av de totalt 684 954 brunnar som fanns registrerade i Brunnsarkivet 2019-12-03, har legat till grund för nu utförda beräkningar.

Vid beräkningen av hydraulisk konduktivitet för brunnar gjordes en djupnormering baserad på ett generellt djupavtagande med avseende på K så att de resultat som presenteras antas representera K i berg inom 100 m från markytan. Undantaget är den allra översta delen av berggrunden eftersom den delen av brunnarna som regel är tätad med foderrör.

Studien omfattar inte någon analys av samband mellan hydraulisk konduktivitet i berg och andra geologiska faktorer som sprickförekomst, närhet till sprickzoner eller dominerande bergspänningsriktning och dess relation till orienteringen av dominerande sprickor. Dessa faktorer kan vara betydelsefulla för hydraulisk konduktivitet men SGU har bedömt att det i dagsläget inte finns något bra heltäckande underlag över Sverige i lämplig skala och detaljeringsgrad för att kunna genomföra en sådan analys.

I studien har inga lokala utredningar eller annan geologisk eller hydrogeologisk data inkluderats eftersom det skulle inneburet en alltför omfattande analys. Dessutom finns sådan information troligtvis inte över hela Sverige vilket skulle inneburet att dataunderlaget för analysen skulle blivit ojämnt. I de fall det finns lokala hydrogeologiska undersökningar eller utredningar bör de kunna ge en mer detaljerad bild av den hydrauliska konduktiviteten i området förutsatt att de är utförda på adekvata sätt. Det kan till exempel röra sig om områden där det finns fler hydrauliska tester att tillgå eller områden med mer detaljerad kunskap om sprickfrekvens, sprickriktningar, sprickzoner, porositet, bergartskontakter med mera.

En viktig observation är att det generellt är små skillnader i hydraulisk konduktivitet mellan olika bergarter och geologiska enheter (baserad på kodning i SGUs kartdatabas) jämfört med spridningen av hydraulisk konduktivitet inom respektive bergart eller enhet. Skillnaden mellan urberg och sedimentär berggrund är dock generellt sett betydande och även mellan olika geologiska enheter i sedimentär berggrund kan det vara stora skillnader i K . Inom urberg är skillnaden mellan olika bergarter generellt små. Däremot kan det finnas en stor skillnad i K mellan olika geografiska områden men orsakerna till detta är inte klarlagd inom denna studie. En konsekvens av detta för hydrogeologiska utredningar bör vara att det är viktigare att utgå från den hydrauliska konduktiviteten i närområdet än vilket K som respektive bergart eller enhet normalt uppvisar. Med anledning av detta listas inte heller statistik i tabeller för specifika bergarter och enheter i denna rapport.

Klassning av berggrunden är i denna studie baserad på kodning av bergart och geologisk enhet i SGUs kartdatabas. Kodningen för bergart baseras huvudsakligen på berggrundens ålder, sammansättning och ursprung. Information om berggrundens struktur och omvandlingsgrad kodas separat och har inte inkluderats här. Detta är egenskaper som kan ha stor betydelse för hydraulisk konduktivitet. Det är också viktigt att notera att kodningen i kartdatabasen inte är enhetlig och varierar mellan olika projekt över tid. Klassning av berggrunden syftar på en bedömning av dominerande bergartsled, där 50 % eller mer av berggrunden bedöms domineras av kodad bergart. I många delar av Sverige är berggrunden mycket heterogen och kan innehålla stor andel andra bergartsled än vad kodningen anger.

Sammantaget kan det inte uteslutas att bergartstyp kan ha en stor betydelse för den hydrauliska konduktiviteten, även i urberg, men det går generellt inte att härleda med kodningen av bergarter och geologiska enheter i SGUs kartdatabas. En studie som inkluderar olika grad av deformation och omvandling i det svenska urberget kräver mer detaljerad klassning och utvärdering av bergartsenheter än vad som rymts i denna studie.

Det finns ett generellt samband mellan jorddjup och hydraulisk konduktivitet i bergborrade brunnar. Det är dock inte givet att berget i sig är mer genomsläppligt om det är stora jorddjup utan det kan vara en artefakt av andra orsaker, exempelvis att det yt nära berget som ofta är mer uppstrucket är mer sannolikt att vara vattenmättat om jorddjupet är större.

Osäkerheten i indata och därmed beräknat K bedöms kunna vara betydande för en enskild brunn. Detta medför att osäkerheten i interpolerad hydraulisk konduktivitet i områden med få brunnar bör vara betydande.

Vid användning av data är det på grund av osäkerheter mycket viktigt att vara försiktig med slutsatser eller vidare beräkningar baserat på ett fåtal brunnar eller interpolerade resultat i områden med få brunnar. Eftersom tätheten av brunnar är mycket varierande i Sverige är det därmed också mycket svårt att specificera vilken skala som är lämplig vid användning av data. SGUs bedömning är att produkten inte ska användas i en skala som överstiger (det vill säga inte mer förstorat än) 1:100 000.

Information i denna rapport och tillhörande kartvisare bör kunna utgöra en viktig del för utredningar där hydraulisk konduktivitet i berg är en faktor, till exempel vid enskild vattenförsörjning, tunnlar, bergtäkter och gruvor. Beräknad hydraulisk konduktivitet kan till exempel vara ett stöd vid upprättande av hydrauliska modeller. På grund av de osäkerheter och begränsningar som finns samt syfte och krav på en hydrogeologisk utredning kan det i många fall krävas kompletterande undersökningar, speciellt om lokala sprickzoner och andra lokala geologiska egenskaper bedöms vara viktiga. Men även i dessa fall kan resultaten från denna rapport vara värdefulla utgångsvärden vid inledande utredningar.

REFERENSER

- Ahlbom, K., Carlsson, L., Gentzchen, B., Jämtlid, A., Olsson, O. & Tirén, S., 1983. Evaluation of the geological, geophysical and hydrogeological conditions at Svartboberget. *Svensk Kärnbränslehantering AB, SKBF/KBS TR 83-53*.
- Ahlbom, K., Andersson, J-E, Nordqvist, R., Ljunggren, C., Tirén, S. & Voss, C. 1991a: Gidea study site. Scope of activities and main results. *Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 91-51*.
- Ahlbom, K., Andersson, J-E, Nordqvist, R., Ljunggren, C., Tirén, S. & Voss, C. 1991b: Fjällveden study site. Scope of activities and main results. *Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 91-52*.
- Ahlbom, K., Andersson, J-E, Andersson, P., Ittner, T., Ljunggren, C. & Tirén, S., 1992a: Kamlunge study site. Scope of activities and main results. *Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 92-15*.
- Ahlbom, K., Andersson, J-E, Andersson, P., Ittner, T., Ljunggren, C. & Tirén, S., 1992b: Klipperås study site. Scope of activities and main results. *Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 92-22*.
- Ahlbom, K., Andersson, J-E, Andersson, P., Ittner, T., Ljunggren, C. & Tirén, S., 1992c: Finnsjön study site. Scope of activities and main results. *Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 92-33*.
- Dahlqvist, P., Thorsbrink, M. & Sturkell, E. 2018: Grundvattenmagasinet Lockne. *Sveriges geologiska undersökning K 612*, 17 s.
- Follin, S., 2008: Bedrock hydrogeology Forsmark. Site descriptive modelling, SDM-Site Forsmark. *Svensk Kärnbränslehantering AB, R-08-95*.
- Gustafson, G., 2009: Hydrogeologi för bergbyggare. Formas.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C-O., 2002: *Grundvatten – Teori & tillämpning*. 3:e upplagan. Svensk byggtjänst, 227 s.
- Möller, Å., Engqvist, P., Müllern, C. F. & Bengtson P., 1971: Beskrivning till hydrogeologiska kartbladet Örebro SV. *Sveriges geologiska undersökning Ag 1*.
- Olofsson, B., Jacks, G., Knutsson, G. & Thunvik, R., 2001: Grundvatten i hårt berg – analys av kunskapsläget. Ur Kunskapsläget på kärnavfallsområdet 2001. *SOU 2001:35*, 113–189.
- Ryd, E., 2017: Samband mellan kapacitet vid borrning och transmissivitet i kristallint och sedimentärt berg. Examensarbete, Uppsala Universitet.
- Rhén, I., Gustafson, G., Stanfors, R. & Wikberg, P., 1997: Äspö HRL, Geoscientific evaluation 1997/5, Models based on site characterisation 1986-1995. *Svensk Kärnbränslehantering AB, TR-97-06*.
- Rhén, I., Forsmark, T., Forssman, I. & Zetterlund, M., 2006: Evaluation of hydrogeological properties for Hydraulic Conductor Domains (HCD) and Hydraulic Rock Domains (HCD). Laxemar subarea – version 1.2. *Svensk Kärnbränslehantering AB, R-06-22*.
- Wahlgren, C-H, Mellqvist, C., Bovin, K., Jelinek, C., Persson, L., Thunholm, B. & Wåhlén, H., 2015: Grundvatten i kristallin berggrund, en pilotstudie baserad på SGUs data. *SGU-rapport 2015:31*. Sveriges geologiska undersökning.
- SGU, 1981–2005: Länsvisa hydrogeologiska beskrivningar. *Sveriges geologiska undersökning Ab 1–Ab 24*.
- SGU, 2016: Normbrunn-16. Vägledning för att borra brunn. Sveriges geologiska undersökning.
- SGU, 2019a: Brunnsarkivet – databas. 2019-12-03.
- SGU, 2019b: Berggrund 1:50 000–1:250 000 – databas. 2019-12-04.

- Stephens, M. B., Ripa, M., Lundström, I., Persson, L., Bergman, T., Ahl, M., Wahlgren, C-H, Persson, P-O & Wickström, L., 2009: Synthesis of the bedrock geology in the Bergslagen region, Fennoscandian Shield, south-central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ba 58*.
- Törnros, T., 2007: Interpolation and visualization of groundwater exploitation potential: reliability and probability maps. Master of Science Thesis, Kungliga Tekniska högskolan, 2007.

BILAGA A

Uppdelning i geologiska enheter baseras på berggrundens bildningssätt och ålder. Tabellerna nedan listar geologiska enheter som förekommer i denna rapport sorterat efter kod och grupperat baserat på berggrundsgeologiska huvudenheter.

Tabell A-1. Svekokarelska provinsen.

Kod	Förklaring
101	Metamorf arkeisk bergart >2,50 miljarder år
102	Metamorf intrusivbergart 2,50-2,40 miljarder år
103	Metamorf ytbergart 2,40-2,30 miljarder år
106	Metamorf ytbergart 2,40-1,96 miljarder år
107	Metamorf intrusivbergart 1,96-1,92 miljarder år
108	Metamorf intrusiv- och ytbergart 1,92-1,87 miljarder år
109	Intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,88-1,84 miljarder år
110	Intrusivbergart (granit-pegmatitsvit), ställvis metamorf, och migmatit 1,87-1,84 miljarder år
111	Intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,87-1,84 miljarder år
112	Intrusivbergart (granit-pegmatitsvit), ställvis metamorf, och migmatit 1,82-1,74 miljarder år
113	Intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,84-1,77 miljarder år
115	Intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,87-1,66 miljarder år
116	Bergart med ospecificerad ålder

Tabell A-2. Andra prekambrika bergarter.

Kod	Förklaring
201	Intrusivbergart och ytbergart 1,74-1,66 miljarder år
202	Intrusivbergart 1,60-1,47 miljarder år
203	Intrusivbergart och ytbergart 1,47-1,28 miljarder år
204	Intrusivbergart 1,28-1,20 miljarder år
205	Intrusivbergart 1,00-0,91 miljarder år
207	Intrusivbergart och ytbergart 1,60-0,54 miljarder år

Tabell A-3. Blekinge-Bornholmsprovinsen.

Kod	Förklaring
251	Intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,84-1,77 miljarder år
252	Intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,80-1,74 miljarder år
253	Intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,74-1,66 miljarder år
254	Intrusivbergart 1,47-1,44 miljarder år

Tabell A-4. Svekonorvegiska provinsen.

Kod	Förklaring
301	Östra segmentet, undre nivån, migmatitisk gnejs, metamorf intrusiv- och ytbergart (protolit 1,74-1,66 miljarder år)
302	Östra segmentet, undre nivån, metamorf intrusivbergart och migmatitisk gnejs (protolit 1,47-1,36 miljarder år)
303	Östra segmentet, undre nivån, metamorf intrusivbergart och migmatitisk gnejs (protolit 1,25-1,20 miljarder år)
304	Östra segmentet, undre nivån, intrusivbergart 1,20-0,91 miljarder år
307	Östra segmentet, mellersta nivån, metamorf intrusivbergart (granit-syenitoid-dioritoid-gabbroidsvit) och ytbergart 1,74-
308	Östra segmentet, mellersta nivån, metamorf intrusivbergart 1,60-0,91 miljarder år
310	Östra segmentet, övre nivån, metamorf intrusiv- och ytbergart 1,92-1,87 miljarder år
311	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,87-1,84 miljarder år
312	Östra segmentet, övre nivån, intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,84-1,77 miljarder år
313	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart (granit-pegmatitsvit), ställvis metamorf, 1,87-1,74 miljarder år
314	Östra segmentet, övre nivån, intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,74-1,66 miljarder år
315	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,87-1,66 miljarder år
316	Östra segmentet, övre nivån, intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,47-1,28 miljarder år
317	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,28-1,20 miljarder år
318	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,00-0,91 miljarder år
319	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,60-0,91 miljarder år
321	Idefjordenterrängen, metamorf yt- och intrusivbergart 1,66-1,59 miljarder år
322	Idefjordenterrängen, metamorf yt- och intrusivbergart 1,59-1,52 miljarder år
323	Idefjordenterrängen, metamorf intrusivbergart 1,52-1,44 miljarder år
324	Idefjordenterrängen, metamorf intrusivbergart 1,36-1,20 miljarder år
325	Idefjordenterrängen, metamorf ytbergart 1,3-1,0 miljarder år
326	Idefjordenterrängen, intrusivbergart 1,1-0,9 miljarder år
327	Idefjordenterrängen, prekambrisk metamorf bergart
328	Östra segmentet, undre nivån, metamorf intrusivbergart och ytbergart (protolit 1,74-0,91 miljarder år)
329	Östra segmentet, mellersta nivån, metamorf intrusivbergart (granitoid-dioritoid-gabbroidsvit) och ytbergart 1,74-1,66 miljarder år
330	Östra segmentet, mellersta nivån, metamorf intrusivbergart 1,74-1,56 miljarder år
331	Östra segmentet, mellersta nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,58-1,56 miljarder år
332	Östra segmentet, mellersta nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,47-1,36 miljarder år
333	Östra segmentet, övre nivån, intrusiv- och ytbergart, ställvis metamorf, 1,80-1,66 miljarder år
334	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart och ytbergart, ställvis metamorf, 1,74-1,44 miljarder år
335	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,60-1,47 miljarder år
336	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,58-1,56 miljarder år
337	Östra segmentet, övre nivån, intrusivbergart, ställvis metamorf, 1,47-1,44 miljarder år

Tabell A-5. Fjällkedjan.

Kod	Förklaring
401	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, intrusivbergart 1,82-1,77 miljarder år
402	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, intrusivbergart och ytbergart 1,74-1,66 miljarder år
405	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, 1,28-1,20 miljarder år
406	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, kryogen-ediacara
407	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, ediacara-kambrium
410	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, kambrium serie 2-äldre ordovicium
413	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, äldre ordovicium-mellersta ordovicium
415	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, mellersta ordovicium-yngre ordovicium
416	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, yngre ordovicium
417	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, yngre ordovicium-llandoverly
418	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, ordovicium
419	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, llandoverly-wenlock
420	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, wenlock
423	Offerdalsskollan och relaterade skolor, 1,88-1,66 miljarder år
424	Offerdalsskollan och relaterade skolor, 1,74-1,66 miljarder år
425	Offerdalsskollan och relaterade skolor, ytbergart >1,6 miljarder år
426	Offerdalsskollan och relaterade skolor, tonium-kambrium
427	Särvskollan, tonium-kambrium
428	Offerdalsskollan och relaterade skolor, ålder ospecificerad
429	Seveskollkomplexet, 1,82-1,77 miljarder år
430	Seveskollkomplexet, tonium-kambrium
431	Seveskollkomplexet, ordovicium-silur
432	Köliskollkomplexet, kambrium-silur
433	Rödingsfjällets skollkomplexet och relaterade skolor, ålder ospecificerad
435	Seveskollkomplexet, 1,66-1,59 miljarder år
436	Särvskollan, 1,74-1,66 miljarder år
437	Offerdalsskollan och relaterade skolor, ordovicium-silur
438	Offerdalsskollan och relaterade skolor, kryogen-ediacara
439	Offerdalsskollan och relaterade skolor, 1,28-1,20 miljarder år
440	Jämtlandsskollorna och relaterade skolor, 1,92-1,87 miljarder år
441	Köliskollkomplexet, tonium-ordovicium
442	Köliskollkomplexet, kambrium-ordovicium
443	Köliskollkomplexet, ordovicium-silur

Tabell A-6. Plattformstäckat.

Kod	Förklaring
502	Ediacara-kambrium
504	Mellersta kambrium
507	Äldre ordovicium
508	Äldre ordovicium-mellersta ordovicium
509	Mellersta ordovicium
510	Yngre ordovicium
511	Ordovicium
513	Wenlock
519	Yngre trias
521	Trias
522	Äldre jura
523	Mellersta jura
524	Yngre jura
525	Jura
526	Äldre krita
527	Yngre krita
531	Paleocen
534	Trias-jura
535	Äldre jura-äldre krita
536	Perm
537	Pridoli-äldre devon
538	Ludlow
539	Llandovery-ludlow
540	Wenlock-äldre devon
541	Wenlock
542	Llandovery
543	Kambrium serie 3-tremadoc
544	Kambrium serie 3-furong
545	Kambrium serie 3
546	Terreneuv-kambrium serie 3
547	Ediacara
548	Ton-kryogen

Tabell A-7. Övrigt.

Kod	Förklaring
901	Ospecificerad tektonisk domän och ålder