

# Transporttidsmodellering vid provpumpning i heterogen jord – spårämnesförsök i en isälvsavlagring

---

Björn Lönnerholm

## **REFERAT**

### **Transporttidsmodellering vid provpumpning i heterogen jord – spårämnesförsök i en isälvsavlagring**

*Björn Lönnerholm*

När skyddsområden för grundvattentäkter skapas är det viktigt att ha god kännedom om vattnets transporttider från olika delar i tillrinningsområdet till uttagsplatsen av grundvattnet. Metoderna för att bestämma dessa tider är ofta enkla och vanligen görs antagandet att områdets hydrauliska konduktivitet är relativt homogen. Många akviferer är dock kraftigt heterogena och de verkliga transporttiderna kan då skilja sig från de uppskattade. Som ett led i metodutvecklingen för bättre avgränsning av skyddsområden genomfördes ett spårämnesförsök i en isälvsavlagring i Järlåsa. Med utgångspunkt från försöket har en numerisk flödesmodell konstruerats över försöksområdet.

Syftet med examensarbetet var att tillämpa flödesmodellen i en akvifer där den hydrauliska konduktiviteten visar sådana variationer att den beskrivs bäst av en stokastisk fördelning. Vidare var syftet att bestämma den hydrauliska konduktivitetens statistiska egenskaper och att simulera transporttiderna och deras variation från olika punkter i akviferen till pumpbrunnen.

Den hydrauliska konduktiviteten uppskattades utifrån kornstorleksfördelningar i jordprover som togs på en mängd platser i försöksområdet. Analysen av den hydrauliska konduktiviteten visar stora variationer i området vilket bekräftar att akviferen är heterogen. Utifrån konduktivitetens statistik genererades ett stort antal stokastiska konduktivitetfält och transporttiderna beräknades för varje realisering. Resultatet från simuleringarna gav frekvensfördelningar för transporttiderna som beskriver sannolikheten för hur lång uppehållstid en vattenpartikel har i marken mellan en startpunkt och pumpbrunnen. Jämfört med spårämnesförsöket blev de simulerade transporttiderna något större vilket tyder på att flödesmodellen kräver en bättre kalibrering mot fältmätningar. Slutsatsen är att metodiken är lämplig för att studera vattnets transporttider i isälvsavlagringen och när ett skyddsområde skapas för den här typen av akvifer kan stokastisk modellering användas för att beskriva skyddszoner i form av statistiska termer.

Nyckelord: geohydrologi, grundvattenmodellering, geostatistik, stokastisk modellering, partikelspårning, skyddszoner, isälvsavlagring, spårämnesförsök

## **ABSTRACT**

### **Transport modeling for pumping test in a heterogeneous aquifer- tracer experiment in a glaciofluvial esker formation.**

*Björn Lönnerholm*

When protection zones for wells are delineated, it is important to acquire good knowledge about possible travel time from different points in the catchment area to the well. Often, simple analytical methods are used for estimating travel times and the assumption is made that the hydraulic conductivity is relatively homogenous within the aquifer. Nevertheless, many aquifers are strongly heterogeneous which may lead to differences between estimates and actual travel times. As a part of the process to develop improved methods for delineating protection zones for groundwater supply wells, a tracer experiment was performed in a glaciofluvial esker formation in Järlåsa. On the basis of the experiment, a numerical flow model was created for the test site.

The purpose of this master's thesis was to apply the flow model to an aquifer where the hydraulic conductivity shows great variability and should be described by a stochastic distribution. The purpose was also to determine the statistical properties of the hydraulic conductivity and to simulate the transport times and their variation from different locations in the aquifer to the pumping well.

The hydraulic conductivity was estimated from grain size distributions in soil samples that were taken at various locations within the test site. The analysis of the hydraulic conductivity showed a large variation and confirmed the hypothesis that the aquifer is heterogeneous. Using the statistics, a large number of stochastic conductivity fields were created and flow simulation was performed for each realization. From the simulation result, frequency distributions of the transport times were produced describing the probability for the transit time for a water particle between a certain location in the aquifer and the pumping well. A comparison with the tracer experiment shows higher simulated transport times implying the need for improved model calibration. The conclusion is that the method used in this project is suitable for glaciofluvial esker aquifers. When protection zones are delineated, stochastic modeling can be used to express the zone boundaries in statistical terms.

Key words: geohydrology, groundwater modeling, geostatistics, stochastic modeling, particle tracking, protection zones, glaciofluvial esker formation, tracer experiment

## **FÖRORD**

Detta examensarbete inom civilingenjörsprogrammet miljö- och vattenteknik omfattar 20 högskolepoäng och har utförts vid Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet. Examensarbetet ingår i projektet ”Avgränsning av skyddsområden för grundvatten, behov av metodutveckling”, som är finansierat av FORMAS (Forskningsrådet för miljö, areella näringar och samhällsbyggande). Projektet innefattar bland annat ett spårämnesförsök i en isälvsavlagring i Järlåsa och konstruktion av en grundvattenmodell för transporttidsmodellering med fältförsöket som underlag. I samband med spårämnesförsöket har två examensarbeten genomförts, det ena med tonvikt på resultatolkning av fältförsöket (Enquist, 2006) och detta examensarbete med inriktning på den matematiska modelleringen.

Förutom att skapa den matematiska modellen för försöksområdet och därefter simulera transporttider har jag även deltagit i fältförsökets praktiska moment. Det innefattar utspädningsförsök, inmätning med totalinstrument, injektion av spårämnen och provtagning och slutligen analys av vattenprover i laboratorium. Alla delar av fältförsöket och resultaten från dessa beskrivs ingående av Enquist (2006).

Auli Niemi, professor i hydrologi, Institutionen för geovetenskaper på Uppsala universitet, har varit min handledare. Allan Rodhe, professor i hydrologi, Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet, har varit examensarbetets ämnesgranskare.

Ett tack riktas till Allan Rodhe för att ha gett mig många bra tips och råd och för att jag fått delta i ett mycket intressant projekt. Att delta i projektet har både varit spännande och lärorikt. Tack Auli Niemi för att du har hjälpt mig genom att svara på alla mina frågor och delat med sig av dina goda kunskaper inom grundvattenmodellering. Tack till Fritjof Fagerlund och Mats Enblom som lärde mig handhavande av totalinstrumentet. Tack till Robin Djursäter som gjorde kornstorleksanalysen. Tack till familjen Levin i Bryggarbo för tillgång till el för fältarbetet. Tack också till Calle Hjerne på Geosigma som lärde mig hur fältutrustningen till spårämnesförsöket fungerade och övrig personal på Geosigma som bidragit med kunskap och erfarenheter. Vidare vill jag tacka SGU och Lantmäteriverket för att jag fått tillstånd att publicera Jordartskartan respektive Vägkartan. Slutligen vill jag tacka Jonas Enquist för gott sällskap under fältarbetet och givande diskussioner under examensarbetets gång.

Uppsala, juni 2006

Björn Lönnerholm

Copyright © Björn Lönnerholm och Institutionen för geovetenskaper, Luft- och vattenlära, Uppsala universitet.

UPTEC W 06 021, ISSN 1401-5765

Tryckt hos Institutionen för geovetenskaper, Geotryckeriet, Uppsala universitet, Uppsala, 2006

## **INNEHÅLL**

1. INLEDNING .....	1
2. MATERIAL OCH METODER.....	2
2.1. OMRÅDESBESKRIVNING .....	2
2.2. FÄLTMÄTNINGAR.....	3
2.3. KORNSTORLEKSANALYS OCH KONDUKTIVITET .....	3
2.4. SPÅRÄMNESFÖRSÖKET .....	4
2.5. STOKASTISK PARAMETERSKATTNING.....	5
2.5.1. Geostatistik.....	5
2.5.2. Stokastisk simulering av grundvattenströmning .....	7
2.6. MODELLVERKTYG .....	8
2.6.1. Processing MODFLOW .....	8
2.6.2. Field Generator.....	8
2.6.3. Field Interpolator.....	9
2.6.4. PMPATH.....	9
2.7. GRUNDVATTENMODELLEN.....	10
2.7.1. Konceptuell modell .....	10
2.7.3. Numerisk modell .....	12
3. RESULTAT.....	14
3.1. KORNSTORLEKSFÖRDELNING OCH KONDUKTIVITET.....	14
3.2. GEOSTATISTIK.....	16
3.3. TRANSPORTTIDSSIMULERING .....	17
3.3.1. Okonditionerade simuleringar.....	17
3.3.2. Konditionerade simuleringar.....	20
3.3.3. Jämförelse med spårämnesförsöket.....	22
4. DISKUSSION .....	22
4.1. GEOSTATISTIK.....	22
4.1.1. Uppskattning av hydraulisk konduktivitet.....	22
4.1.2. Variogramanalys.....	23
4.2. KÄNSLIGHETSANALYS .....	24
4.2.1. Modellens parametrar.....	24
4.2.2. Grundvattenytans lutning och randvillkor.....	24
4.3. SIMULERING AV TRANSPORTTIDER.....	25
5. SLUTSATSER.....	26
6. REFERENSER.....	28
6.1. TRYCKTA REFERENSER .....	28
6.2. INTERNETREFERENSER .....	29
6.3. MUNTliga REFERENSER.....	29
BILAGOR .....	30
BILAGA 1 KARTA ÖVER FÖRSÖKSOMRÅDET.....	30
BILAGA 2 RESULTAT FRÅN KORNSTORLEKSANALYSEN.....	31
BILAGA 3 KARTA MED HYDRUALISK KONDUKTIVITET .....	32
BILAGA 4 GRUNDVATTENYTOR FRÅN FÄLTMÄTNINGAR.....	33
BILAGA 5 STATISTIK FÖR OKONDITIONERADE SIMULERINGAR.....	34
BILAGA 6 STATISTIK KONDITIONERADE SIMULERINGAR.....	36
BILAGA 7 GENOMBROTTSKURVOR FRÅN FÄLTFÖRSÖKET.....	39

## 1. INLEDNING

I Sverige används många isälvsavlagringar som grundvattenmagasin för dricksvatten. På grund av avlagringarnas grova material har de ofta hög hydraulisk konduktivitet och stora mängder vatten kan därför transporteras genom åsen vilket gör dem lämpliga som vattentäkter. För att skydda denna värdefulla naturresurs från att förorenas av utsläpp från olika verksamheter inom vattentäktens tillrinningsområde krävs olika former av skyddsbestämmelser. Dessa skyddsbestämmelser innefattar bland annat bildandet av vattenskyddsområden med syfte att förhindra eller minimera farlig verksamhet inom området och därigenom försäkra en långsiktig god kvalitet på vattnet. Riksdagen har satt som miljömål att alla grundvattenförande geologiska formationer som har betydelse för nuvarande och framtida vattenförsörjning senast år 2010 har skydd mot exploatering som begränsar användningen av vattnet (SOU, 2000).

Vid bestämning av skyddszoner undersöks bland annat tillrinningsområdets geologi, hydrauliska egenskaper och hydrologiska förhållanden. Med utgångspunkt från dessa parametrar görs en uppskattning av hur lång tid det tar för vattnet att transporteras från olika delar av tillrinningsområdet till pumpområdet och vilka vägar vattnen följer genom akviferen. Skyddsområdet bestäms sedan utifrån bestämmelser för hur lång tid en förorening måste uppehålla sig i tillrinningsområdet innan den når brunnen (SNV, 2003). Ett skyddsområde för grundvatten indelas vanligtvis i fyra zoner: vattentäktszon, primär skyddszon, sekundär skyddszon och tertiär skyddszon. Vattentäktszonen är området närmast uttagsbrunnen och där får ingen annan verksamhet än vattenuttag bedrivas. Den primära skyddszonen bygger på vattnets transporttider och uppehållstiden inom zonen måste vara minst 100 dygn för vatten bildat i den sekundära skyddszonen. I den sekundära skyddszonen bör vatten från zonens yttre gräns ha en uppehållstid på minst ett år innan det når uttagsbrunnen. Slutligen omfattar den tertiära skyddszonen den del av tillrinningsområdet som inte ligger inom övriga zoner (SNV, 2003).

Problemet vid bestämningar av skyddsområdets storlek är att de ofta bara bygger på enkla beräkningar och uppskattningen av föroreningars transporttider därför blir mer eller mindre överslagsmässig (Fernqvist, 2004). Många jordar är starkt heterogena med avseende på den hydrauliska konduktiviteten, i synnerhet i isälvsavlagringar där jordpartiklarnas storlek varierar över området. Det gör att vattenflödet huvudsakligen följer färdvägar med högre konduktivitet och transporttiderna där blir betydligt kortare än det beräknade medelvärdet. I praktiken innebär det att säkerhetsavståndet kring vattentäkten riskerar att underskattas och bättre bedömningsmetoder behövs för att ge många vattentäkter ett tillräckligt skydd.

Vid bestämning av skyddsområden används i vissa fall en datormodell för simulering av transporttider av lösta ämnen i akviferen. Där tas inte heller alltid hänsyn till variationen i hydraulisk konduktivitet utan ett medelvärde används för hela flödesmodellen. Det finns undersökningar som visar att resultaten från detta antagande ger påtagliga skillnader jämfört med verkliga transporttider i heterogena system (Guadagnini m.fl., 1999).

För att förbättra metoder att avgränsa skyddszoner för grundvattentäkter genom att skapa bättre kunskap om vattnets transporthastigheter och möjlighet att simulera dessa har ett

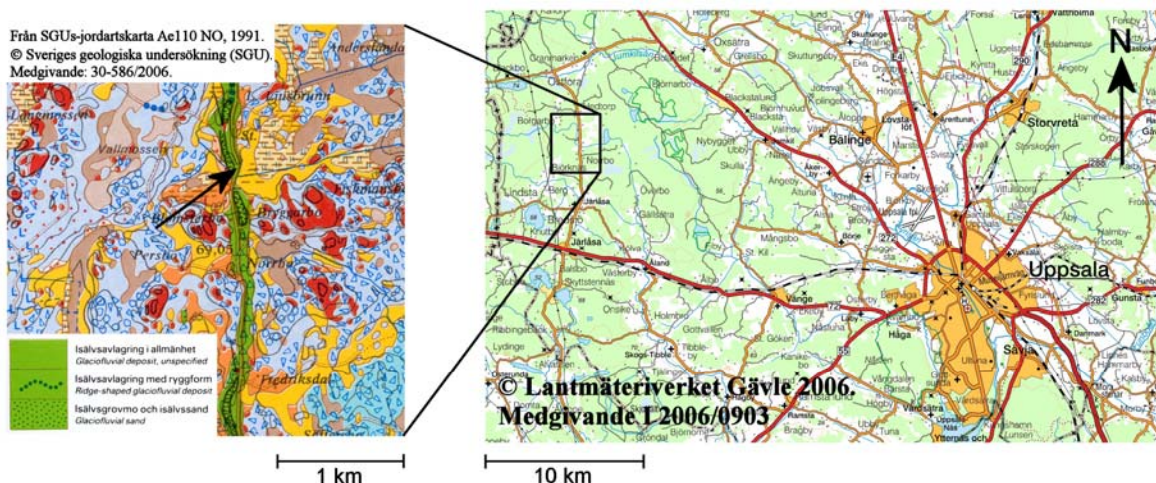
spårämnesförsök genomförts i en isälvsavlagring i Järlåsa. Spårämnesförsöket gav mätningar av vattnets transporttider från ett antal punkter till en pumpbrunn och utvärderingen av försöket har gjorts i ett annat examensarbete (Enquist, 2006). I det här examensarbetet byggdes en flödesmodell av försöksområdet för simulering av transporttider och jämförelse med spårämnesförsöket. Målsättningen med examensarbetet är

- att tillämpa en flödesmodell i en akvifer där den hydrauliska konduktiviteten visar sådana variationer att den beskrivs bäst av en stokastisk (slumpmässig) fördelning.
- att bestämma de statistiska egenskaperna hos akviferens hydrauliska konduktivitet
- att simulera transporttiderna och deras variation mellan olika punkter i akviferen och pumpbrunnen och jämföra dessa tider med resultatet av spårämnesförsöket

## 2. MATERIAL OCH METODER

### 2.1. OMRÅDESBESKRIVNING

Platsen för spårämnesförsöket ligger strax norr om Järlåsa, ca 25 km nordväst om Uppsala (Figur 1). Områdets ungefärliga koordinater (RT90) är  $x = 6647900$  m,  $y = 157850$  m. Försöksplatsen ligger i en grusås med nord-sydlig riktning. Åsens höjd är 2 – 10 meter över omgivande terräng och bredden är 50 – 200 meter (Eriksson m.fl., 1958). På grund av att området vid försöksplatsen tidigare fungerat som grustäkt har åsen där en mäktighet på endast några meter och markytan i området är nästan helt plan. På västra sidan om försöksplatsen höjer sig åsen något och på östra sida löper en väg. Under åsmaterialet finns ett tätare moränlager med betydligt lägre hydraulisk konduktivitet. Åsen omges på båda sidor av lera som till stor del används som åkermark. Söder om försöksplatsen skär en å genom åsen och åsens grundvatten står i hydraulisk kontakt med ån. På grund av ån är åsens grundvattenflöde riktat söderut då åns vattennivå i normala fall är lägre än grundvattenytan. Djupet till grundvattnet från markytan är en till två meter beroende på årstid och grundvattenytan har en svag lutning, ca 0,1 % i försöksområdet.



**Figur 1** Vägkarta och jordartskarta som visar Järlåsaåsens sträckning. Pilen på jordartskartan markerar platsen för spårämnesförsöket och på kartan syns också ån söder om försöksområdet.

På försöksplatsen finns 23 grundvattenrör av stål och en pumpbrunn (karta i Bilaga 1). Pumpbrunnen har ett intagsdjup från två till fyra meter under markytan. Den nedersta metern på varje grundvattenrör är perforerad för att grundvatten ska kunna passera genom röret. På de platser där grundvattenrören är placerade parvis har det ena drivits ned 1-1,5 meter djupare än det andra. Rörens intagsdjup, det vill säga djupet från markytan till centrum av den perforerade delen, är 2-6 meter.

## **2.2. FÄLTMÄTNINGAR**

Ett lokalt koordinatsystem upprättades på försöksplatsen med koordinaterna  $x$ ,  $y$  och  $z$ . Grundvattenrören, pumpbrunnen och delar av ån inmättes i detta system med hjälp av en totalstation. Manuella mätningar av grundvattennivån i rören gjordes regelbundet under försöksperioden (september till november 2005) med ett ellod. I tre av grundvattenrören placerades ett antal kapacitansloggrar (GPSE 101 400) ut för att få mer kontinuerliga mätningar. I pumpbrunnen övervakades vattennivån under pumpperioden med hjälp av en tryckgivare kopplad till en datalogger. Pumpflödet mättes med en mekanisk flödesmätare kopplad till pumpslangen. Nederbörden mättes intill pumpbrunnen med ett vippkärl kopplad till en datalogger. Eventuella lagerföljder i jorden undersöktes dels genom provtagning av jord vid neddrivningen av grundvattenrör, dels genom enstaka kompletterande jordsoneringar.

## **2.3. KORNSTORLEKSANALYS OCH KONDUKTIVITET**

När grundvattenrören och pumpbrunnen installerades togs jordprover för varje meter rören drevs ned genom att den jord som trängt in genom perforeringen i rören spolades upp med tryckluft. Varje jordprov siktades för att bestämma kornstorleksfördelningen och utifrån den kunde jordprovets hydrauliska konduktivitet uppskattas. Resultatet från kornstorleksanalysen är beroende av provtagningsmetoden av jord eftersom perforeringen begränsar storleken på de partiklar som kan passera in i grundvattenröret. Grundvattenrörens håldiameter var i det här fallet 4-8 mm, vilket betyder att partiklar med större diameter än så inte togs med i jordproven och perforeringen fungerar alltså som ett slags såll. Det innebär i sin tur att den uppskattade konduktiviteten troligen blev lägre än om alla kornstorleksfraktioner skulle ha tagits med i jordproverna eftersom konduktiviteten är proportionell mot kornstorleksfördelningen (se nedan).

I det här examensarbetet användes Shepherds metod (Shepherd, 1989) för uppskattning av konduktiviteten utifrån kornstorleksfördelningen:

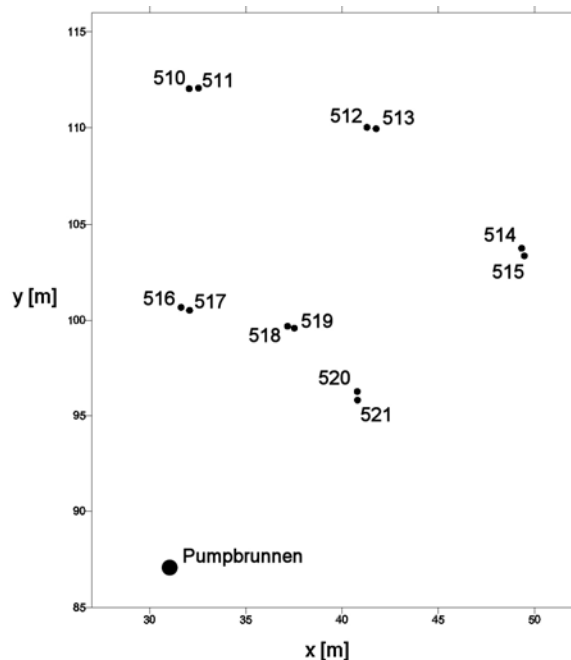
$$K = C * d_{50}^j \text{ [m/s]} \quad (1)$$

där  $C$  är en formfaktor,  $d_{50}$  är medianen av kornstorleksfraktionen (genomsnittligt kornstorlek) i millimeter och  $j$  en exponent. Parametrarna  $C$  och  $j$  beror på typen av avlagring och sambandet har undersökts för en mängd jordtyper. Utifrån Shepherds empiriska samband valdes parametrarna  $C = 0,0015875$  och  $j = 1,65$  baserat på typen av material i grusåsen.



## 2.4. SPÅRÄMNESFÖRSÖKET

Här följer en kort beskrivning av spårämnesförsöket för att ge en översiktlig bild av metodiken. En detaljerad beskrivning av försöket ges av Enquist (2006). Vid försöket användes fyra av grundvattenrören (510, 512, 513 och 515) för injektion av spårämne och dessa är belägna ca 25 meter från pumpbrunnen (Figur 2).



**Figur 2** Karta med grundvattenrör för injektion och provtagning samt pumpbrunnen inmätta i lokalt koordinatsystem. Siffrorna anger rörens numrering.

Pumpning i pumpbrunnen pågick ca en månad innan spårämnesförsöket genomfördes och det var då en avsänkning av grundvattenytan mot pumpbrunnen. Pumpflödet före och under försöket var ca 1,7 l/s. Injektionen skedde ungefär samtidigt i alla rören och därför användes fyra olika spårämnen, varav tre var färgspårämnen, rhodamin WT, uranin, Naphthionat, och ett var ett salt, NaBr. Dessa spårämnen brukar anses vara i princip ideala vilket innebär att de inte nämnvärt bryts ned eller reagerar med partiklarna i jorden (Käss, 1998). Spårämnena injicerades genom en slags punktinjektion där först spårämnet pumpades ner i röret och sedan tillsattes vatten för att trycka ut allt spårämne ur själva grundvattenröret. Tillsättningen av vatten ger upphov till en viss påverkan av grundvattenytan men det ansågs i det här fallet försumbart med tanke på akviferens höga konduktivitet. För provtagning av spårämnena i det utpumpade vattnet från brunnen användes en automatprovtagare (ISCO 6700) kopplad till utloppet på pumpslangen. Provtagaren kunde programmeras att ta vattenprover med ett visst intervall och vid förväntade toppar på genombrottskurvorna togs täta prover medan glesare prover togs sedan huvuddelen av spårämnet hade passerat pumpbrunnen. Förutom provtagning i pumpbrunnen togs även prover manuellt i grundvattenrören 516, 517, 518, 519, 520 och 521. Dessa är belägna mellan injektionsrören och pumpbrunnen.

## 2.5. STOKASTISK PARAMETERSKATTNING

Det vanligaste sättet att behandla parametrar i flödesmodeller är deterministisk parameterskattning (Franzetti m.fl., 1996). Där kan värden mellan mätpunkter bestämmas genom interpolation och det går att utifrån fältmätningarna snabbt och enkelt generera parametrar till modellen. Bestämning av parametrar genom interpolation har dock en del svagheter då variationen i det modellerade systemet inte alltid är regelbunden. Interpolationen kan också ge en felaktig bestämning om det endast finns få mätpunkter eller om dessa är osäkra. I starkt heterogena system är det därför inte möjligt att använda deterministisk modellering. Det har lett till utvecklingen av stokastisk modellering som bygger på geostatistik och stokastiska differentialekvationer (Niemi, 1994).

### 2.5.1. Geostatistik

Innan en modell konstrueras måste data från fältmätningar undersökas för att det ska gå att bedöma om områdets parametrar uppvisar en stokastisk eller deterministisk variation i skalan för modelleringen. Om analysen visar att parametrarna har stokastisk karaktär, dvs. inte kan interpoleras mellan mätpunkterna, ska de statistiska egenskaperna för parametrarna bestämmas. Först undersöks om parametrarna följer någon teoretisk fördelning som kan användas för att generera data till flödesmodellen. Den här typen av analys kallas geostatistik. Nästa steg i den geostatistiska analysen är att använda ett så kallat variogram, eller semivariogram, för att undersöka rumskorrelationen hos en uppmätt parameter. Rumskorrelation innebär att ett parametervärde troligen liknar ett annat värde i en närliggande punkt mer än i en punkt längre bort. I ett variogram ritas mätpunkternas semivarians mot avståndet mellan mätpunkterna. Det vanligaste sättet att studera ett variogram är att dela in semivariansen i ett antal intervall utifrån avståndet mellan mätpunkterna (Kitanidis, 1997):

$$\hat{\gamma}(h_k) = \frac{1}{2N_k} \sum_{i=1}^{N_k} [Z(\mathbf{x}_i) - Z(\mathbf{x}'_i)]^2 \quad (2)$$

där  $\mathbf{x}_i$  och  $\mathbf{x}'_i$  är två punkter inom intervallet,  $Z$  är ett mätvärde och  $N_k$  är antalet ihopparade mätpunkter inom intervallet. Varje intervall motsvaras av ett genomsnittligt avstånd ( $h_k$ ) mellan mätpunkterna inom intervallet:

$$h_k = \frac{1}{N_k} \sum_{i=1}^{N_k} \|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}'_i\| \quad (3)$$

Därefter ritas  $\gamma$  mot  $h_k$  i variogrammet. Om små intervall väljs kommer varje punkt i variogrammet att motsvaras av ett mindre antal par jämfört med om ett större intervall väljs. En punkt som motsvaras av många par kan anses vara mer signifikant än en punkt med få par. Samtidigt ger stora intervall en medelvärdesbildning för fler punkter vilket gör att det kan vara svårt att tyda trender i variogrammet. Valet av intervall blir därmed en avvägning mellan dessa faktorer och det är ofta nödvändigt att pröva flera olika intervallstorlekar när ett variogram konstrueras (de Marsily, 1986).

Korta avstånd i variogrammet (små  $h$ ) ger ofta låga värden eftersom skillnaden mellan närliggande punkter sannolikt är liten. När avståndet i variogrammet ökar blir det också högre semivarians då skillnaden mellan avlägsna punkter ofta är större. Vid ett visst avstånd antar variogrammet slutligen ett konstant tröskelvärde. Detta avstånd kallas ”range” och det konstanta värdet på semivariansen kallas ”sill” (Figur 3). Bortom variogrammets range visar mätvärdena inte längre någon korrelation. Det innebär också att om skalan (avståndet mellan mätpunkterna) för fältmätningarna är större än skalan för mätdatans (konduktivitetens) variation erhålls ett konstant variogram (Niemi, 1994). I ett variogram kan det ibland förekomma en så kallad ”nuggeteffekt”. Det kan bero på mätfel eller geologiska mikrostrukturer (Kitanidis, 1997). Det medför att semivariansen är större än noll också för små avstånd ( $h$ ). Det extrapolerade värdet vid  $h=0$  på semivariansen när kallas då ”nugget faktor” (se Figur 3).

I geohydraulik antas ofta fördelningen av den hydrauliska konduktiviteten i en heterogen akvifer följa en log-normalfördelning (Niemi, 1994). Det betyder att logaritmerade konduktivitetsvärden är normalfördelade där täthetsfunktionen ges av (Johnson, 2000):

$$f(x; \mu, \sigma^2) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-(x-\mu)^2 / 2\sigma^2} \quad (4)$$

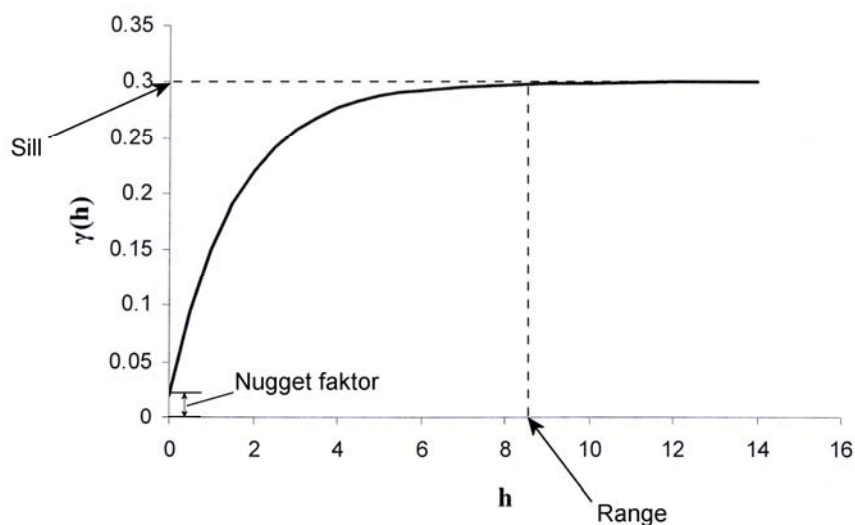
där  $\mu$  är medelvärdet,  $\sigma$  är standardavvikelsen,  $\sigma^2$  är variansen, och  $x$  variabeln (i det här fallet  $\log_{10}(K)$ ). En fördel med att använda logaritmerade värden på konduktiviteten är att till exempel medelvärden inte blir lika viktade mot större värden då konduktiviteten kan variera över flera tiopotenser i ett område. Det är också vanligt att behandla andra hydrogeologiska parametrar på det här sättet.

I det här examensarbetet analyserades den hydrauliska konduktiviteten med hjälp av ett variogram. Variogrammet användes för att undersöka korrelationen mellan jordprovernas konduktivitet, som uppskattades utgående från kornstorleksanalysen. Beräkning av variogrammet gjordes med programmet GeoEAS (Englund m.fl., 1988) version 1.2.1. Det är ett gratisprogram för geostatistik och finns att tillgå på Internet (U.S. Environmental Protection Agency, 2005). GeoEAS beräknar variogram för data i två dimensioner vilket kräver en speciell metod för hoppningen av mätpunkterna om de har tre rumsliga dimensioner. I detta exjobb görs därför bara en jämförelse mellan mätvärden på olika nivåer inom varje grundvattenrör men inte för värden mellan rören. Det beror också på att avståndet mellan rören troligen är för stort för att det ska vara möjligt att utläsa korrelationsstrukturer mellan dessa mätpunkter i variogrammet (Niemi pers. medd., 2005). För detta skapades en datafil med samliga mätvärden. Filen innehöll, förutom logaritmerade konduktivitetsvärden, också djupet för varje värde. För att förhindra jämförelse mellan rören adderades 100 meter till djupet för varje nytt rör. Som intervall för hoppning av data valdes en meter. Filen lästes i GeoEAS och ett variogram beräknades alltså baserat på alla värden men endast med par inom samma grundvattenrör. Variogramanalysen gjordes bara för konduktiviteten i vertikalled och konduktiviteten antogs ha samma variation horisontellt som vertikalt.

För att kunna generera ett stokastisk konduktivitetsfält till modellen krävs en anpassning av någon modell till det experimentella variogrammet. Modellanpassningen är en tolkning av strukturen i det beräknade variogrammet och anpassningen görs ofta manuellt. Vid den manuella anpassningen testas olika modeller och modellparametrarna varieras till dess att en ”bästa” anpassning hittats. I det här examensarbetet användes en exponentiell modell som anpassades till det beräknade variogrammet:

$$\gamma(h) = C_0 + \omega \cdot [1 - e^{(-h/a)}] \quad (5)$$

Där  $C_0$  är ”nugget faktor”,  $a$  är relaterat till variogrammets korrelationslängd (range) och  $\omega$  är ”sill” (förklaring av parametrarna ges i Figur 3). För en exponentiell modell är korrelationslängden  $3 \cdot a$  (de Marsily, 1986). Vid modellanpassning brukar hänsyn bara tas till de punkter som motsvarar flest par i variogrammet. En tumregel är att en punkt bör motsvaras av åtminstone 30 par för att anses vara signifikant (Niemi, 1994).



**Figur 3** Förklarande figur över variogrammets delar.

### 2.5.2. Stokastisk simulering av grundvattenströmning

Ekvationen för grundvattenflöde i tre dimensioner är:

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_x \nabla h) + \frac{\partial}{\partial y}(K_y \nabla h) + \frac{\partial}{\partial z}(K_z \nabla h) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q' \quad (6)$$

där  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$  är den hydrauliska konduktiviteten i  $x$ -,  $y$ -, respektive  $z$ -led,  $S_s$  är specifik magasinskoefficient,  $h$  är grundvattenytans höjd,  $\nabla h$  hydraulisk gradient och  $q'$  är källor och sänkor (t.ex. en pumpbrunn). Vid stationära förhållanden försvinner lagringstermen ( $S_s \cdot (\partial h / \partial t)$ ) eftersom grundvattenytan då är konstant under hela simuleringsförloppet.

Eftersom fördelningen av områdets hydrauliska konduktivitet antas vara en stokastisk process och inte homogen krävs att flödesekvationen löses utifrån detta antagande. Det

innebär att även lösningen till ekvationen följer någon stokastisk fördelning. Stokastiska differentialekvationer kan antingen lösas analytiskt eller genom Monte Carlo-simuleringar (de Marsily, 1986). För en Monte Carlo-simulering genereras ett stort antal realiseringar av den stokastiska parametern, där alla realiseringar är olika men har samma statistiska egenskaper. Därefter görs simuleringar med grundvattenmodellen för varje realisering och statistik för sökta variabeln beräknas. Monte Carlo-simulering anses vara den mest kraftfulla metoden för att lösa stokastiska differentialekvationer (de Marsily, 1986) eftersom den enbart kräver kännedom om de stokastiska parametrarnas statistik. Nackdelen är att den är tidskrävande och kan kräva mycket datorkraft. Hur många realiseringar som krävs varierar från fall till fall och antalet avgörs av hur resultatet av simuleringarna konvergerar. Konvergens innebär att lösningens statistisk (t.ex. medelvärdet) inte varierar nämnvärt för varje ny simulering utan antar ett konstant värde. Förutom ett medelvärde resulterar Monte Carlo-simuleringarna också i en sannolikshetsfördelning för simulerade variabler. Fördelningen är ett bra sätt att t.ex. visa hur transporttiderna kan variera inom det modellerade området vilket kan användas vid till exempel riskbedömningar för föroreningstransport (Guadagnini, 1999).

## **2.6. MODELLVERKTYG**

### **2.6.1. Processing MODFLOW**

Programmet ”Processing MODFLOW för Windows” (Chiang m.fl., 2001), eller PMWIN, är ett program för simulering av mättat tredimensionellt grundvattenflöde i jord och transport av lösta ämnen. I detta examensarbete har version 5.3.0 använts som är en gratis version av programmet (PMWIN.NET, 2005). Grundvattenmodellen över försöksområdet byggdes i PMWIN och programmet användes också till att simulera områdets grundvattennivåer. Med programmet följer verktygen Field Interpolator, Field Generator och PMPATH. PMWIN bygger, som namnet antyder, på MODFLOW som är en programkod utvecklad av U.S. Geological Survey. PMWIN 5.3.0 använder versionerna MODFLOW-88 och MODFLOW-96. MODFLOW hanterar grundvattenflöde i tre dimensioner och är en av de vanligaste programkoderna för beräkning av grundvattenflödet i flödesmodeller. Koden bygger på finita differensmetoden som ser det modellerade området som ett antal lager med genomsläppligt material. Varje lager består av ett rutnät med rektangulära celler organiserade i rader och kolumner. Cellerna tilldelas hydrogeologiska egenskaper, t.ex. hydraulisk konduktivitet och kinematisk porositet, och parametrarna antas vara konstanta inom varje cell. Beräkning av flödet i MODFLOW bygger på flödesekvationen (ekvation 6) som innebär att flödet in i varje cell plus externt tillskott (källor) är lika med flödet ut ur cellen plus grundvattenlagring och uttag (sänkor).

### **2.6.2. Field Generator**

Programmodulen Field Generator genererar ett stokastiskt fält med log-normalfördelade värden för transmissivitet eller hydraulisk konduktivitet. I programmet anges medelvärde, standardavvikelse (transformerade till  $\log_{10}$ ) och korrelationslängden. Korrelationslängden fås från variogramanpassningen. Field Generator använder Meija's algoritm för generering av värden (Meija m.fl., 1974). Field Generator gör antagandet att konduktivitetens variation är stationär över området. Det betyder att konduktivitetens statistik (korrelationslängd, medelvärde och varians) inte har en rumslig trend utan tillhör samma sannolikshetsfördelning. De värden som genereras är okonditionerade, vilket betyder att

ingen hänsyn tas till mätpunkternas placering i det modellerade området utan konduktiviteten beror enbart av fältmätningarnas statistik som angetts i programmet. Det kan emellertid vara värdefullt att använda fältmätningarna i modellen och ändå behålla en stokastisk fördelning av konduktiviteten i resten av modellen. Genom att skapa så kallade konditionerade realiseringar "tvingas" varje realisering att anta mätvärden i de celler som motsvarar mätpunkterna i verkligheten. För att skapa ett konditionerat konduktivitätsfält används följande metodik (Niemi, 1994). Först interpoleras fältmätningarna över modelldomänen i Field Interpolator (se nedan). Nästa steg är att generera ett konduktivitätsfält med okonditionerade data. De genererade värdena i mätpunkterna används för att göra en ny interpolation. Dessa konduktivitätsvärden subtraheras från det stokastiska konduktivitätsfältet och bildar något som kallas "residualer". Dessa residualer adderas till interpolationen med fältmätningar och bildar ett konduktivitätsfält med samma korrelationslängd och statistik som det okonditionerade, men med uppmätta värden på konduktiviteten i punkterna som motsvarar mätpunkterna i modellen.

### **2.6.3. Field Interpolator**

Field Interpolator kan skapa regelbundna rutnät till grundvattenmodeller i PMWIN genom interpolation av fältmätningar. Programmet användes när konditionerade konduktivitätsfält genererades. Som interpolationsmetod användes kriging som anses vara den mest optimala metoden för interpolation av hydrogeologiska data (se t.ex. Kitanidis (1997) för ingående beskrivning av kriging). Vid interpolation med kriging anges vilket typ av modell som anpassats till mätpunkternas variogram och vilken korrelationslängd och "sill" som modellenanpassningen resulterat i.

### **2.6.4. PMPATH**

Programmet PMPATH är en så kallad postprocessor eftersom det använder resultatet, i form av uträknade grundvattennivåer, från MODFLOW-relaterade program. Utifrån grundvattennivån beräknar programmet grundvattenflödet och med hjälp av så kallad partikelspårning beräknas transportvägar och transporttider för partiklar placerade i modellen. Partikelspårningen kan sägas ge en genomsnittlig transportväg och transporthastighet för lösta ämnen som följer grundvattnet utan att påverkas av retardation eller nedbrytning (ideala spårämnen). För beräkning av partiklarnas transporthastighet använder programmet ekvationen för advektiv transport:

$$\mathbf{v} = -\frac{K}{n_e} \nabla h \quad (7)$$

där  $\mathbf{v}$  är hastighetsvektorn,  $K$  är hydraulisk konduktivitet,  $n_e$  är kinematisk porositet (kallas även effektiv porositet i viss litteratur) och  $\nabla h$  är hydraulisk gradient.

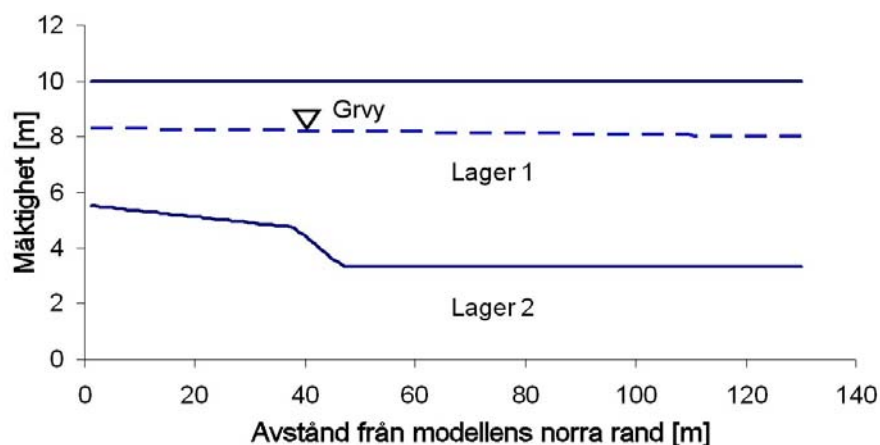
Genom användning av partikelspårning är det lätt att skapa en bild över flödet i området och det går också att spåra föroreningskällor genom s.k. "baklängesspårning" från platsen där föroreningen upptäcktes (Anderson m.fl., 1992).

## 2.7. GRUNDVATTENMODELLEN

### 2.7.1. Konceptuell modell

En grundvattenmodell kan enkelt sägas bestå av styrande ekvationer, randvillkor och startvillkor. För att bestämma dessa randvillkor och startvillkor skapas först en konceptuell modell för området. Vid konstruktion av en konceptuell modell analyseras geologiska och hydrologiska data från fältmätningar för att skapa en bild av försöksområdets grundvattenyta och hydrologiska gränser. Utifrån den konceptuella modellen bestäms sedan vilken typ av numerisk modell som passar bäst för att lösa problemet (Anderson m.fl., 1992). Att skapa en konceptuell modell innebär en förenkling av verkligheten och analysen av fältmätningar har därför en avgörande betydelse för resultatet.

Från kornstorleksfördelningar och sondering konstaterades att akviferen i försöksområdet bestod av minst två distinkta lager. Det översta lagret var åsmaterial med stor andel grus och hög hydraulisk konduktivitet. Det underliggande lagret bestod av ett finare moränmaterial och betydligt lägre hydraulisk konduktivitet. Mäktigheten (avståndet ner till berggrunden) på hela akviferen var okänd, modellen gavs istället en total mäktighet på 10 meter (Figur 4).



**Figur 4** Genomskärning av modellen som visar lagrens tjocklek och grundvattenytan längs modellens vänstra rand.

Eftersom det inte fanns någon noggrann analys av det undre lagrets konduktivitet eller konduktivitetens variation gavs lagret en konduktivitet på  $K = 10^{-5}$  m/s. Det är avsevärt lägre än medelvärdet i det övre lagret och i modellen bidrar lagret därför i liten utsträckning till grundvattenflödet.

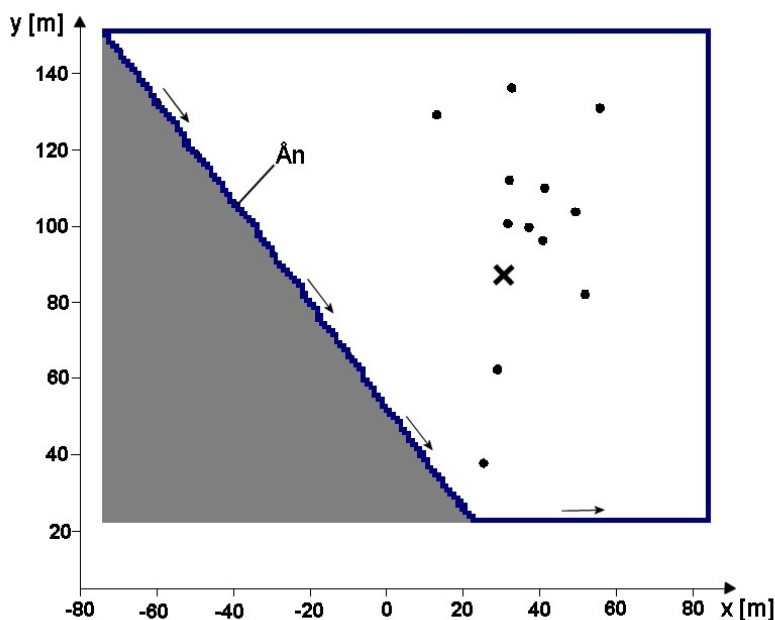
Kinematiska porositeten uppskattades utifrån typen av material i åsen och ett värde på  $n_e = 0,2$  antogs. Eftersom den beräknade transporthastigheten är omvänt proportionell mot den kinematiska porositeten (ekvation 5) kan det vid riskbedömningar vara lämpligt att använda ett lågt värde.

Valet av randvillkor är viktigt eftersom det har mycket stor påverkan på grundvattenytans utseende inom det modellerade området och det är en av de faktorer som ger upphov till

störst fel i en grundvattenmodell. Gränser i en grundvattenmodell kan antingen utgöras av fysiska gränser (t.ex. impermeabelt berg) eller hydrauliska (en grundvattendelare). Hydrauliska gränser kan, till skillnad från fysiska gränser, ändras eller helt försvinna om områdets hydrologi förändras. Hydrauliska randvillkor används därför vanligen bara när det modellerade området saknar tydliga fysiska gränser (Anderson m.fl., 1992). Randvillkoren i en grundvattenmodell anger alltså grundvattenflödet eller en grundvattennivå vid det modellerade områdets kanter. Det finns tre olika typer av matematiska randvillkor i grundvattenmodellering (de Marsily, 1986):

1. Dirichlets randvillkor, där grundvattenytan är konstant och randen anses vara outtömlig på vatten.
2. Neumanns randvillkor anger grundvattenytans gradient vid randen. Det innefattar också fallet när inget flöde sker över randen.
3. Fouriers randvillkor anger darcyflödet över randen.

För det modellerade försöksområdet fanns en tydlig rand i form av ån som skar igenom åsen söder om försöksområdet. Den största svårigheten var dock att bedöma vilken inverkan ån hade på grundvattenytans utseende, det vill säga hur ån stod i kontakt med områdets grundvatten. Eftersom den hydrauliska konduktiviteten i regel är hög i isälvsavlagringar ansågs ån stå i direkt kontakt med grundvattenytan. Undersökningar visade också att det i stort sett saknades finsediment i åns kant mot modellområdet (Rodhe pers. medd., 2006). Därför fick ån i modellen representeras av Dirichlets randvillkor med en svagt lutande vattenyta (Figur 5). Utifrån inmätningen i fält bestämdes åns läge och lutning i modellen. Övriga två sidor av modellen avgränsades också med samma randvillkor men eftersom fysiska gränser saknades där placerades gränserna på ett avstånd från brunnen som antogs få liten påverkan av pumpningen.





**Figur 5** Modellen med randvillkor relativt det lokala koordinatsystemet för försöksplatsen. Pumpbrunnen är markerad med ett kryss och de blå linjerna markerar randvillkoret. Pilarna visar åns flödesriktning. Den grå ytan ligger utanför modelldomänen.

### 2.7.3. Numerisk modell

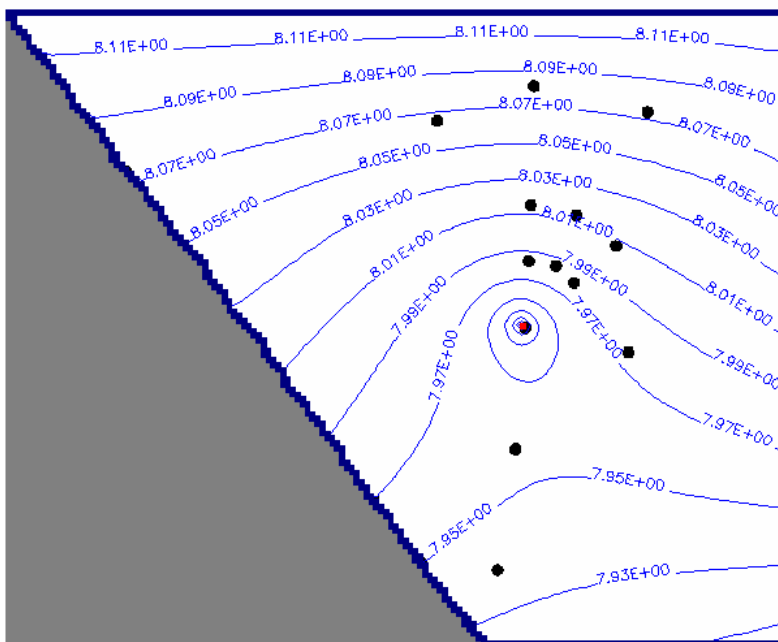
Den konceptuella modellen omvandlas till en numerisk modell genom att det modellerade området delas upp i ett rutnät med celler. För grundvattenmodellen användes ett rutnät på 160 gånger 130 kvadratiska celler där kantlängden hos varje cell motsvarade en meter i verkligheten. Modellen fick samma koordinatsystem som det lokala som skapats vid mätplatsen. Som tidigare nämnts delades modellen in i två lager och flödesberäkningarna gjordes för en öppen akvifer. Några av de parametrar som användes i modellen sammanfattas i Tabell 1.

Utgående från flödesmätningar gavs pumpen ett genomsnittligt utflöde på 1,7 l/s. Pumpbrunnen representeras av en hel cell i MODFLOW vilket ger upphov till vissa osäkerheter eftersom brunnens verkliga diameter sällan stämmer överens med storleken på cellen. Denna osäkerhet påverkar främst grundvattenytan i ett litet område kring brunnen och i själva brunnscellen och bör alltså inte ha stor påverkan på transporttiderna.

**Tabell 1** Sammanfattande tabell för några av modellens parametrar.

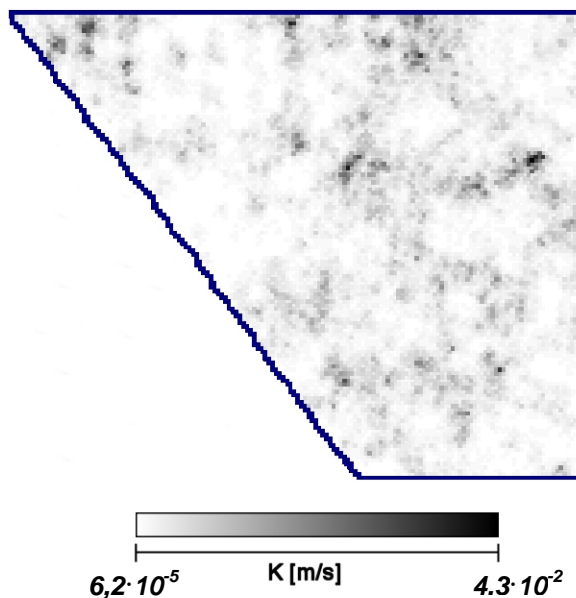
Parameter	Värde
Kinematisk porositet ( $n_e$ )	0,2
Vertikal hydraulisk konduktivitet [m/s]	$1 \cdot 10^{-5}$
Pumpflöde [l/s]	1,7

För att få modellens grundvattenyta att likna den som mättes i fält kalibrerades modellens randvillkor manuellt med avseende på grundvattenytans lutning och vid kalibreringen användes homogen hydraulisk konduktivitet även i det övre lagret där ett medelvärde från kornstorleksanalysen användes. Vid kalibreringen studerades fältmätningar av grundvattenytan före och efter pumpning (Bilaga 4). Målet var att uppnå en lutning på grundvattenytan mellan injektionsrören och brunnen som representerade verkligheten så bra som möjligt (Figur 6).



**Figur 6** Kalibrering av modellens grundvattenyta efter anpassning av randvillkoren till uppmätt grundvattenyta i fält. Isolinjerna visar grundvattenytan och har en ekvidistans på 2 cm.

För Monte Carlo-simuleringarna genererades 200 okonditionerade konduktivetsfält (exempel i Figur 7) och partiklarnas transporttider till brunnen registrerades för varje realisering. Transporttiderna simulerades med stationära strömningsförhållanden vilket betyder att grundvattenytan var konstant under simuleringen. För jämförelse med okonditionerade simuleringar skapades också 30 konditionerade realiseringar för att undersöka mätpunkternas inverkan på resultatet.



**Figur 7** Exempel på realisering av ett okonditionerat heterogent konduktivetsfält i modellen. De mörka partierna markerar områden med hög hydraulisk konduktivitet.

För partikelspårning i PMPATH placerades tre partiklar ut i modellen i punkter (celler) som motsvarade placeringen av grundvattenrören 510, 512 och 515 (se Figur 2) och transporttiderna från dessa punkter till brunnen beräknades för varje genererat konduktivetsfält. Spårämne injicerades även i rör 513 men eftersom punkterna som motsvarar rör 512 och 513 i modellen ligger i samma cell placerades endast en partikel denna cell.

### **3. RESULTAT**

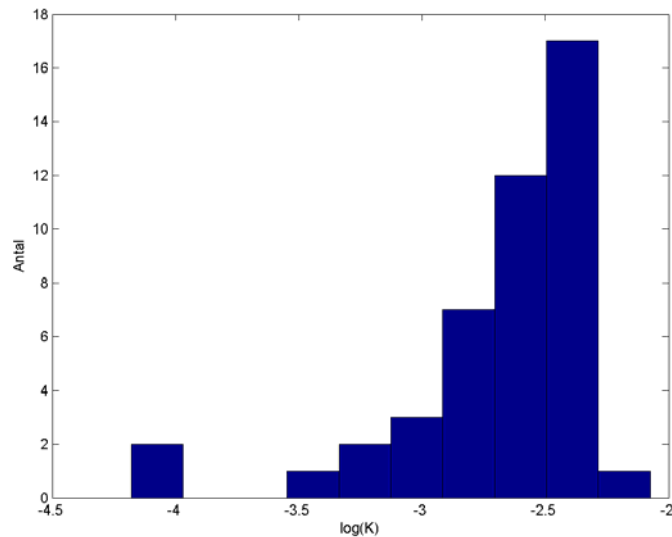
#### **3.1. KORNSTORLEKSFÖRDELNING OCH KONDUKTIVITET**

Siktanalys gjordes för 46 jordprover från grundvattenrören och den hydrauliska konduktiviteten uppskattades för dessa prover. Resultatet från siktanalysen och uppskattningen av konduktivitet för varje rör redovisas i Bilaga 2. Medelvärde och standardavvikelse beräknades för att användas till generering av konduktivetsfält i Field Generator (Tabell 2). Eftersom konduktiviteten ofta följer en log-normalfördelning anses det geometriska medelvärdet mer representativt än det aritmetiska medelvärdet, båda redovisas dock för jämförelse.

**Tabell 2** Statistik för konduktiviteten från kornstorleksanalysen

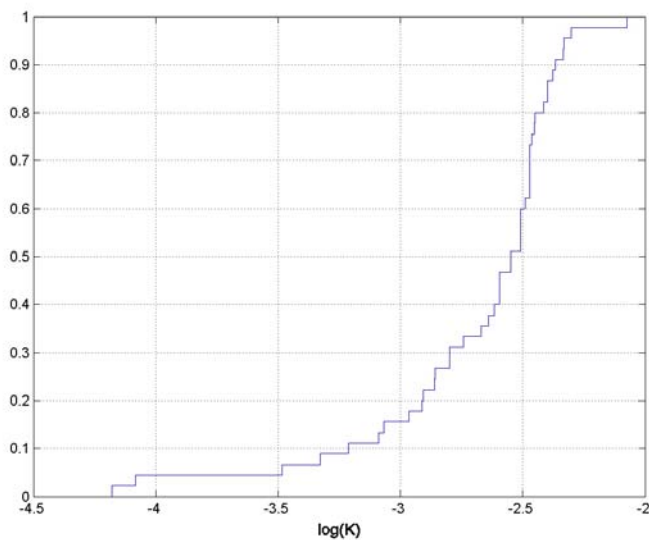
<b>Parameter</b>	<b>Värde</b>
Geometriskt medelvärde $K$	$2,01 \cdot 10^{-3}$ m/s
Aritmetiskt medelvärde $K$	$4,3 \cdot 10^{-3}$ m/s
Medelvärde $\log_{10}(K)$	-2,70
Standardavvikelse $\log_{10}(K)$	0,42

Spridningen av  $\log_{10}(K)$  (Figur 7) visar att fördelningen inte är normalfördelad utan kraftigt skev med ett stort antal mätvärden större än det geometriska medelvärdet. Fördelningen av konduktivitet visar (Figur 7 och 8) att åsmaterialets beräknade konduktivitet varierar över flera tiopotenser.



**Figur 8** Frekvenfördelning för uppskattningen av den hydrauliska konduktiviteten. Konduktiviteten ( $K$ ) har enheten m/s.

Den kumulativa frekvensfördelningen (Figur 9) visar också att en betydande del av mätvärdena är högre än det geometriska medelvärdet. Ingen fortsatt statistisk analys har gjorts av den hydrauliska konduktivitets fördelning, utan antagandet att den följer en log-normalfördelning användes vid generering av konduktivitetens fält till Monte Carlo-simuleringarna. I Bilaga 3 ges dessutom en bild över den rumsliga spridningen av den hydrauliska konduktiviteten på tre olika djup. Det kan användas för att studera om det eventuellt finns några rumsliga trender eller regelbundenheter i mätningarna.



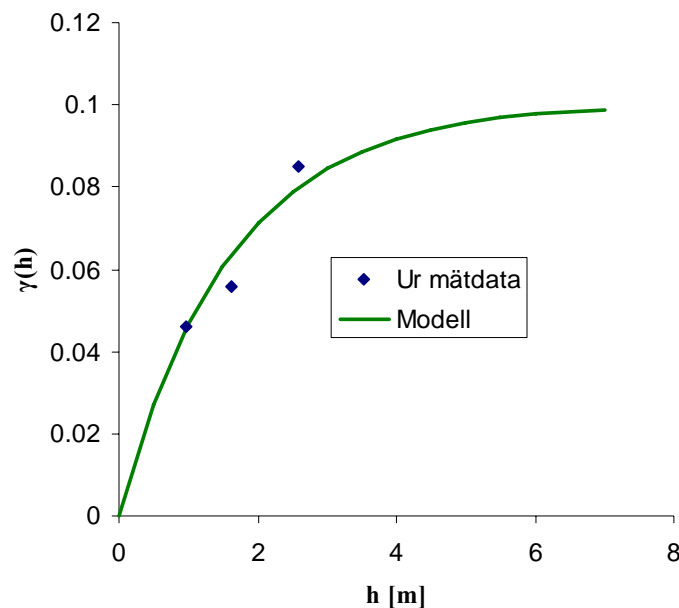
**Figur 9** Kumulativ frekvensfördelning av konduktivitetens värden från kornstorleksfördelningen. Konduktiviteten ( $K$ ) har enheten m/s.

### 3.2. GEOSTATISTIK

Den beräknade semivariansen (Tabell 3) ansågs endast ha tre signifikanta punkter som motsvarade tillräckligt många par (8 eller fler) där en trend kunde utläsas och modellen anpassades därför endast till dessa punkter (Figur 10). Övriga punkter motsvarade ett till tre par och från dessa går det därför inte att utläsa någon trend eftersom de bara blir utspridda i variogrammet (Niemi pers. medd., 2005).

**Tabell 3** Den hydrauliska konduktivitetens semivarians

Antal par	$h$ [m]	$\gamma(h)$
12	0,963	0,046
16	1,625	0,056
8	2,594	0,085
3	3,6	0,235
1	4,5	0,007
1	5,5	0,003



**Figur 10** Variogram där den heldragna linjen är modellanpassningen till de tre signifikanta punkterna i variogrammet.

Trots att det fanns få punkter i variogrammet valdes en exponentiell modell för anpassning till punkterna. Modellens parametrar (Tabell 4) justerades till dess att en uppskattningsvis bästa anpassning av modellen uppnåts. På grund av bristen på signifikanta punkter blir det beräknade variogrammet osäkert, speciellt för större avstånd ( $h$ ) där inga punkter fanns att

anpassa modellen till. Det bör också understrykas att även de punkter i variogrammet som här anses signifikanta motsvaras av förhållandevis få par vilket betyder att inte heller dessa är speciellt tillförlitliga. Att försöka avgöra vilken modell som bäst beskriver variogrammet och anpassa dess parametrar kan därför verka något godtyckligt. Men syftet är här att försöka utläsa en trend som krävs för att kunna generera konduktivitetfält till flödesmodellen.

**Tabell 4** Parametrar från modellenanpassningen till variogrammet

Parameter	Uppskattat värde
$C_0$ (nugget faktor)	0
$\omega$ (sill)	0,1
$a$	1,6 m
$3 \cdot a$ (korrelationslängd)	4,8 m

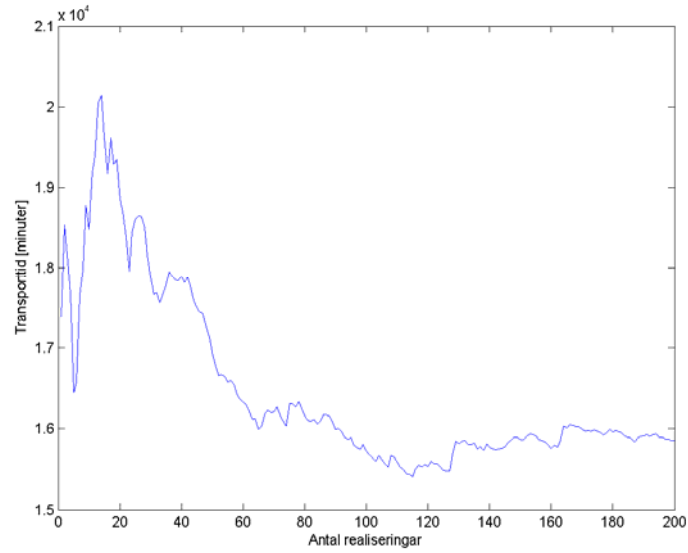
För en exponentiell modell motsvaras korrelationslängden som tidigare nämnts av  $3 \cdot a$  (de Marsily, 1986) vilket är värdet som användes för generering av konduktivitetfälten.

### **3.3. TRANSPORTTIDSSIMULERING**

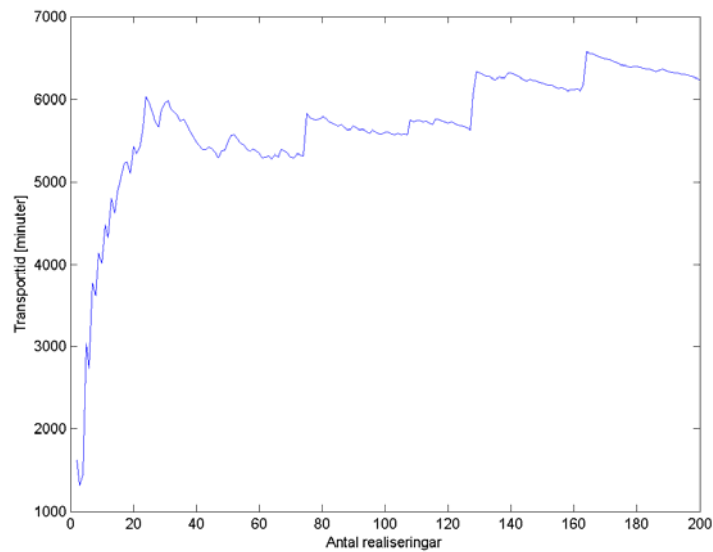
Transporttidssimulering gjordes först med ett stort antal okonditionerade konduktivitetfält. Som jämförelse gjordes transporttidssimulering också med konditionerade konduktivitetfält men eftersom det är betydligt mer tidskrävande att skapa dessa realiseringar gjordes färre simuleringar. Monte Carlo-metodiken bygger på att man gör ett stort antal simuleringar vars statistik sedan ger lösningen på problemet. Därför studerades förändringen av transporttidernas medelvärde och standardavvikelse som funktion av antalet simuleringar. När förändringen av dessa parametrar, för varje ny lösning, är så pass liten att konvergens anses ha uppnåtts kan simuleringarna avbrytas och resultatet tolkas. Utöver beräkningarna av medelvärde och standardavvikelse ritades frekvensfördelning och kumulativ frekvensfördelning för de simulerade transporttiderna från de tre injektionsrören till brunnen. Dessa två olika grafer visar spridningen av transporttiderna och är båda praktiska sätt att visualisera transporttidernas sannolikhetsfördelning.

#### **3.3.1. Okonditionerade simuleringar**

Efter 200 simuleringar ansågs transporttidernas statistik från alla tre injektionsrören ha konvergerat mot en relativt konstant nivå (exempel i Figur 11 och 12). Medelvärdets och standardavvikelsens konvergens för samtliga transporttider redovisas i Bilaga 5. Medelvärdets variation var kraftig i början och det visar att i det här fallet är klokt att göra i varje fall inte mindre än 100 simuleringar för att transporttidernas statistik ska konvergera.

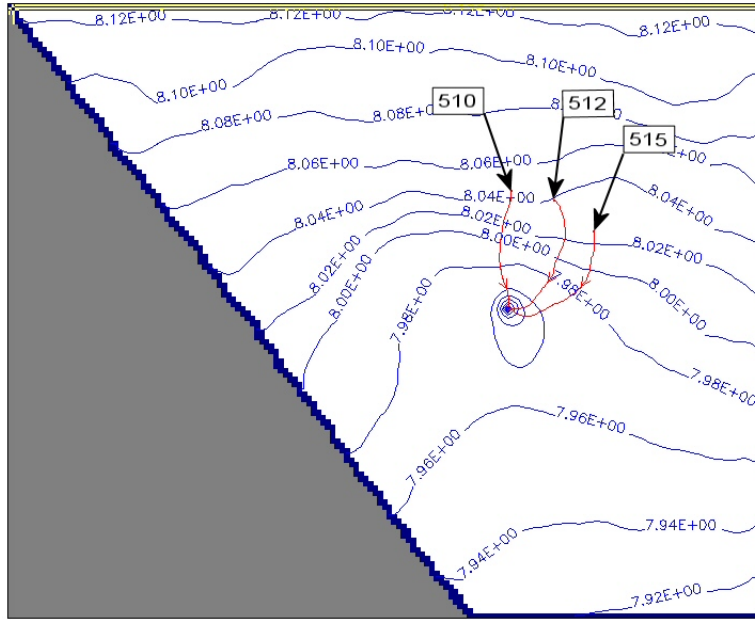


**Figur 11** Transporttidernas aritmetiska medelvärde som funktion av antal realiseringar från rör 512 till brunnen.



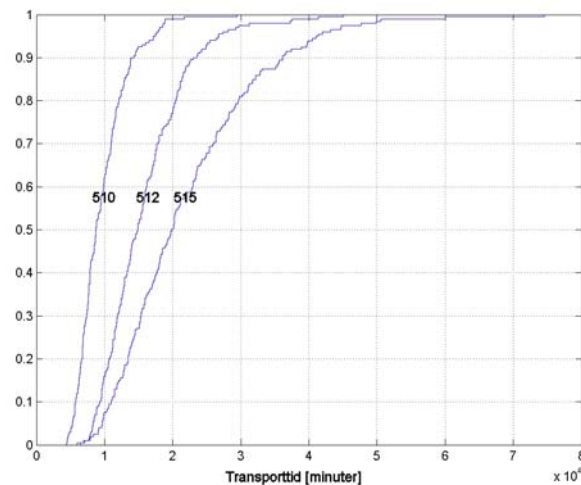
**Figur 12** Transporttidens standardavvikelse som funktion av antal realiseringar från rör 512 till brunnen.

Grundvattenytans lutning (randvillkoren) gjorde att partiklarna från rör 512 och 515 tog en något längre väg än partikeln från rör 510 (exempel i Figur 13). Det gjorde också att flödet kring brunnen inte var helt radiellt.



**Figur 13** Exempel på simulering med PMPATH som visar partiklarnas transportväg från injektionsrören till brunnen. Pilarna med rörnummer markerar startpunkterna för partiklarna. Isolinjerna visar grundvattenytan och har ekvidistans på 2 cm.

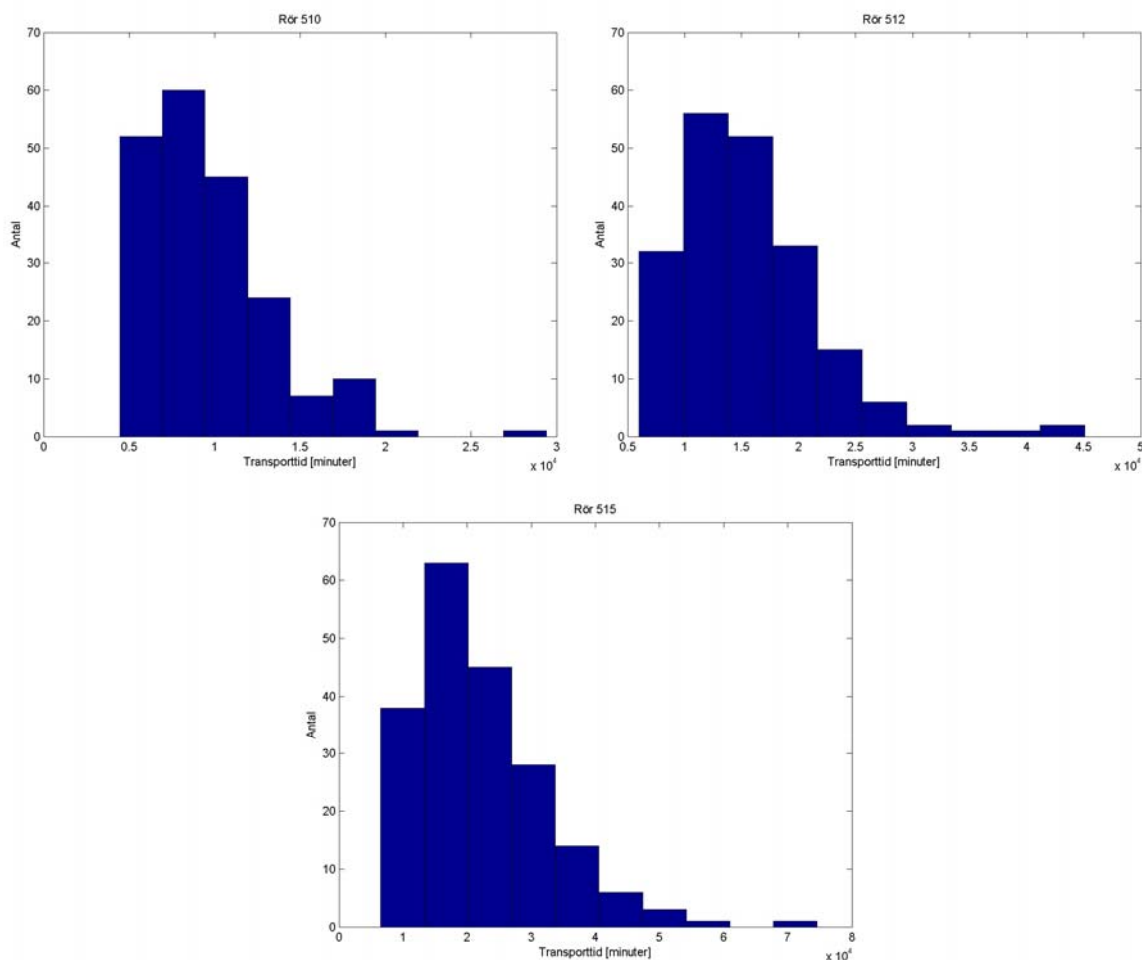
Som följd av den längre transportvägen blev transporttiderna från rör 512 och 515 påtagligt högre än transporttiderna från rör 510 till brunnen (Figur 14). Dessutom varierade transporttiderna från rör 512 och 515 betydligt mer mellan olika simuleringar vilket, förutom av Figur 14, framgår av den större standardavvikelsen (Tabell 5).



**Figur 14** Kumulativ frekvensfördelning för transporttiderna från de tre injektionsrören.



Frekvensfördelningen av transporttider (Figur 15) visar en relativt log-normalfördelad form vilket är en direkt effekt av att fördelningen av hydraulisk konduktivitet i de genererade konduktivitetfälten antogs vara log-normal.

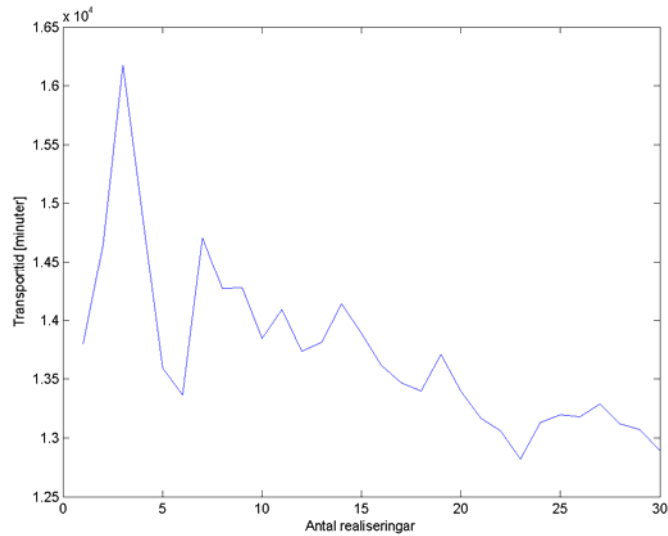


**Figur 15** Frekvensfördelning av transporttiderna från simulering med okonditionerade konduktivitetfält.

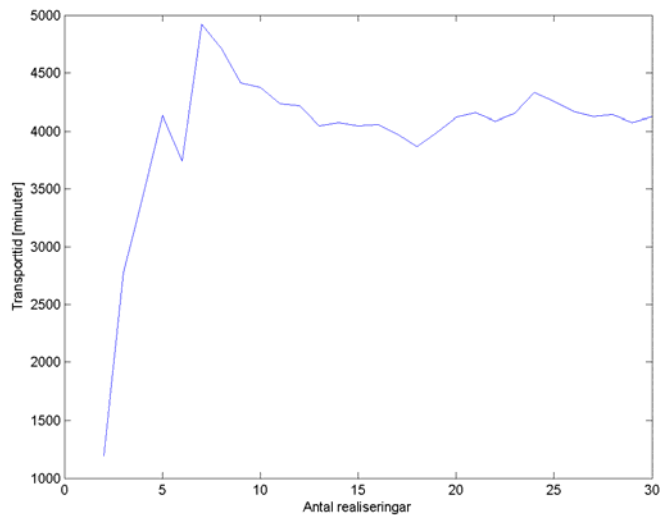
### 3.3.2. Konditionerade simuleringar

Modellsimuleringar gjordes med 30 konditionerade realiseringar. Som tidigare nämnts var metoden att framställa realiseringarna väldigt tidskrävande och därför var målsättningen inte att uppnå konvergens utan det gjordes bara för att få en jämförelse med den okonditionerade Monte Carlo-simuleringen.

Konvergens kan inte sägas ha uppnåtts för transporttiderna från alla rör även om variationen minskades betydligt med användningen av konditionerade konduktivitetfält (Figur 16 och 17). Det ses speciellt tydligt för partiklarna från rör 512 och 515 som endast uppvisar små variationer i medelvärde och standardavvikelse efter 30 simuleringar. Transporttidernas statistik sammanfattas i Bilaga 6.



**Figur 16** Transporttidens aritmetiska medelvärde från rör 512 till brunnen som funktion av antal realiseringar.



**Figur 17** Transporttidens standardavvikelse från rör 512 till brunnen som funktion av antal realiseringar.

En jämförelse mellan medelvärden från de okonditionerade och konditionerade simuleringarna (Tabell 5) visar något högre värden för rör 510 vid konditionerade simuleringar och lägre värden för de andra rören. Det bör emellertid noteras igen att de konditionerade simuleringarna inte helt säkert visar konvergens och statistiken kan förändras något vid ett ökat antal simuleringar.

### 3.3.3. Jämförelse med spårämnesförsöket

Transporttiderna från spårämnesförsöket (nedersta raden Tabell 5) visar genomgående betydligt lägre värden än de simulerade. Det värde som stämmer bäst överens med spårämnesförsöket är medelvärdet för rör 510. Därför görs mer ingående jämförelse genom att jämföra genombrottskurvan för detta rör och frekvensfördelningen från Monte Carlo-simuleringarna i nästa kapitel. Övriga transporttider avviker så pass att ingen ytterligare jämförelse har gjorts. Samtliga uppmätta genombrottskurvor i pumpbrunnen från spårämnesförsöket redovisas i Bilaga 7.

**Tabell 5** Sammanställning av transporttidernas medelvärde och standardavvikelse efter 200 okonditionerade simuleringar, och 30 konditionerade simuleringar för jämförelse med spårämnesförsöket.

<b>Rörnummer:</b>	<b>510</b>	<b>512</b>	<b>515</b>
<b>Okonditionerade realiseringar</b>			
Aritmetiskt medelvärde [minuter]	9612	15854	22061
Geometriskt medelvärde [minuter]	9012	14814	20442
Standardavvikelse [minuter]	3696	6238	10485
<b>Konditionerade realiseringar</b>			
Aritmetiskt medelvärde [minuter]	9998	12892	18320
Geometriskt medelvärde [minuter]	9540	12291	17151
Standardavvikelse [minuter]	3325	4124	7156
<b>Från fältdata<sup>a</sup></b>			
$t_0$ [minuter] <sup>b</sup>	7000	2800	7350

<sup>a</sup> Från spårämnesförsöket utvärderat av Enquist (2006).

<sup>b</sup> Genomsnittlig uppehållstid för spårämnet.

## 4. DISKUSSION

Här diskuteras först resultatet av geostatistiken och uppskattningen av försöksområdets hydrauliska konduktivitet. Därefter görs en kort känslighetsanalys av grundvattenmodellens parametrar och svårigheterna med att uppskatta dessa. Slutligen diskuteras resultatet från Monte Carlo-simuleringarna.

### 4.1. GEOSTATISTIK

#### 4.1.1. Uppskattning av hydraulisk konduktivitet

Bestämning av den hydrauliska konduktiviteten utifrån kornstorleksfördelningar är den enklaste och billigaste metoden. Men det är en ganska osäker metod och ger endast en uppskattning av konduktiviteten. Det har tagits fram en mängd olika empiriska samband för korrelationen mellan kornstorleksfördelningen och den hydrauliska konduktiviteten. De flesta ger en bra uppskattning av konduktiviteten i de jordtyper de kalibrerats mot, men det

finns inget ekvation som passar bäst för alla jordar. Studier har visat att det finns risk att överskatta konduktiviteten och att det ger en lägre varians jämfört med andra direkta mätmetoder (Eggleston m.fl., 2001). Vid provtagning av jord kan inte hänsyn tas till sprickor eller andra större formationer i marken och det finns risk att provtagningen missar t.ex. linser med högkonduktivt material. Dessa faktorer kan istället göra att den verkliga konduktiviteten kan vara högre än den som bedöms utifrån kornstorleksanalysen (Anderson m.fl., 1992). Resultaten kan därmed inte tolkas som exakta mätvärden och om det krävs mer precisa värden för den hydrauliska konduktiviteten bör alltså analysen kompletteras med andra mer exakta mätmetoder. Eggleston (2001) visade emellertid att trots att uppskattningen av den hydrauliska konduktiviteten med metoden kan ge stora avvikelser från egentliga värden på konduktiviteten går det ändå att ge en bra beskrivning av den rumsliga korrelationen.

I den här undersökningen var uppskattning av den hydrauliska konduktiviteten utifrån kornstorleksfördelningen den enda metoden som användes. Att det var den enda metoden som användes i kombination med det faktum att alla kornstorleksfraktioner inte togs med i jordproven gör resultatet svårtolkat. Provtagning av mer fullständiga jordprover hade gett en mer komplett bild av jordens kornstorleksfördelning men det hade fortfarande varit svårt att avgöra hur väl framräknade värden på konduktiviteten från dessa prover stämmer med verkliga värden. Problemet med en annan provtagningsmetod av jord hade också varit att påverkan av jorden hade blivit betydligt större och det hade då inte varit lämpligt att göra ett spårämnesförsök på platsen efteråt.

Frekvensfördelningen av  $\log_{10}(K)$  kan inte sägas vara normalfördelat utan är kraftigt skev. Eventuellt är det ett tecken på att håldiametern i perforeringarna har fungerat som ett såll och större värden på konduktiviteten är inte möjlig att återskapa med provtagningsmetoden. Troligast är alltså att håldiametern utgör en slags detektionsgräns för kornstorleken och att den verkliga fördelningen av den hydrauliska konduktiviteten är log-normal. Detta antagande var nödvändigt då programmet Field Generator endast kan skapa realiseringar enligt denna fördelning.

#### **4.1.2. Variogramanalys**

När variogrammet för den hydrauliska konduktiviteten beräknades var det tydligt att tätare provtagning av jord i varje grundvattenrör hade krävts för att få en bättre bild av konduktivitetens rumsliga korrelation. Tre signifikanta punkter att anpassa variogrammodellen till måste anses vara alldeles för lite och denna anpassning är därför inte tillförlitlig utan får ses som en av flera möjliga beskrivningar av variogrammet. Följden blir att de stokastiska konduktivitetsfält som genereras får osäker korrelationslängd. De allra flesta mätpunkterna åtskiljs av ett avstånd på en till två meter eftersom flertalet grundvattenrör inte drevs ned speciellt djupt. Det syns tydligt i variogrammet som helt saknar punkter som motsvarar par på större avstånd än tre meter. Problemet skulle antingen kunna motverkas med tätare provtagning av jordprover, det vill säga att varje jordprov skulle motsvara mindre än en meter i grundvattenröret. Eller också skulle ett antal grundvattenrör kunna drivas ned djupare med provtagning även på djupare nivåer. Problemet då är att dessa rör troligen når ned i den underliggande moränen och jordprover därifrån kan ändå inte jämföras med prover från det överliggande lagret. Vidare skulle

tätare jordprover i horisontalled göra det möjligt att utföra variogramanalys mellan även provtagningspunkter.

När konduktiviteten analyserades med variogram gjordes antagandet att den horisontella variationen av den hydrauliska konduktiviteten var samma som den vertikala. Det kan dock vara ett felaktigt antagande om det förekommer skiktning av jorden. Variationen kommer då att se annorlunda ut för de båda riktningarna och variogrammet som beskriver konduktiviteten i vertikalled kan inte sägas representera den horisontella variationen.

## **4.2. KÄNSLIGHETSANALYS**

Här följer en diskussion om hur valet av grundvattenmodellens parametrar och randvillkor påverkar resultatet av transporttiderna från Monte Carlo-simuleringarna. Ekvationen för advektiv transport (ekvation 6 och 7) avspeglar vilka parametrar som direkt påverkar transporttiderna i modellen; kinematiska porositeten, hydrauliska konduktiviteten och grundvattenytans lutning. Grundvattenytans lutning påverkas i sin tur av bland annat den hydrauliska konduktiviteten och modellens randvillkor.

### **4.2.1. Modellens parametrar**

Det fanns ingen direkt kännedom om den kinematiska porositeten utan valet av värde på denna parameter, 0,20, är en ren uppskattning. De beräknade transporttiderna är direkt proportionella mot värdet på denna parameter (se ekvation 7). Ett osäkerhetsintervall för den kinematiska porositeten på 5 procentenheter, dvs.  $n_e = 0,20 \pm 0,05$ , ger en osäkerhet i de beräknade transporttiderna med ca  $\pm 25\%$  (+20 till -33%). Vid bedömning av skyddsavstånd kan det vara bäst att anta ett lågt värde för denna parameter, vilket ger förhållandevis höga hastigheter och korta transporttider.

Svårigheten att bedöma den hydrauliska konduktiviteten och dess rumsliga variation bidrar troligen till den största osäkerheten i modellen. Dels saknas en noggrann bestämning av konduktivitetens absoluta värde, dels blev uppskattningen av den rumsliga variationen osäker på grund av få punkter variogrammet. Det skulle alltså vara önskvärt att kunna ange ett osäkerhetsintervall för transporttiderna med avseende på den hydrauliska konduktiviteten. Det är tyvärr inte möjligt här på grund av att jämförelse med andra mätmetoder saknas. Osäkerhetsanalysen blir också ganska komplicerad då både absoluta värden och variationen över området påverkar resultatet från Monte Carlo-simuleringarna.

Eftersom den hydrauliska konduktiviteten utgörs av en serie stokastiska fält som ska avspegla variationen i försöksområdet kan valet av modellens cellstorlek påverka hur konduktiviteten i praktiken varierar i det modellerade området. Med stora celler minskar variationen och skalan för simuleringen blir därmed en viktig faktor att ta hänsyn till. Det i sin tur kräver stor förståelse av områdets heterogenitet och ställer höga krav på analysen av fältsmätningarna.

### **4.2.2. Grundvattenytans lutning och randvillkor**

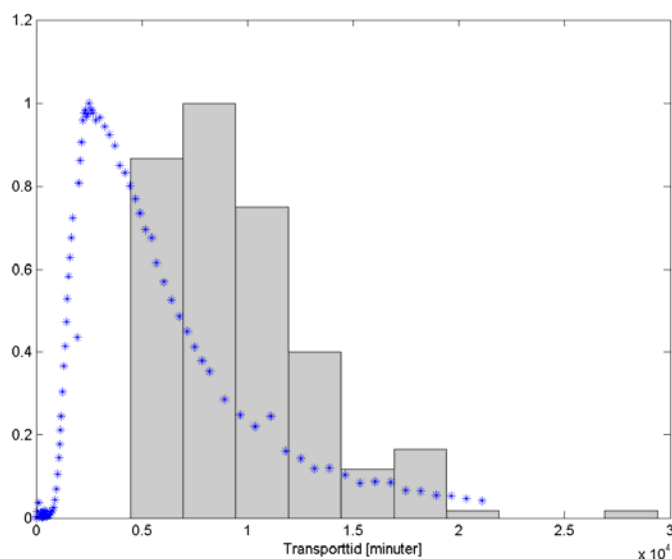
Trots ett relativt stort antal grundvattenrör inom försöksområdet var det svårt att bedöma de hydrologiska förhållandena och vilken effekt pumpningen hade på områdets grundvattenyta. Även informationen om försöksområdets geologi var begränsad. Det gjorde

att grundvattenmodellens randvillkor var svåra att bedöma och grundvattenytans lutning kunde därmed inte helt efterliknas i modellen. Främst skulle det behövas mer information om hur grundvattnet står i kontakt med ån som sträcker sig väster och söder om försöksområdet. Även vid den östra randen skulle eventuellt mer information om grundvattenytans utseende behövas. Det modellerade området sträckte sig också utanför området som täcktes in av grundvattenrör och det gick inte att skapa en bild av grundvattenytan där. För att erhålla bättre information om områdets hydrologi hade det därför varit bra om ytterligare grundvattenrör hade placerats ut efter utvärderingen av hur stort område som modellen skulle täcka in. Hur grundvattenytans lutning påverkade resultatet från Monte Carlo-simuleringarna syns främst i skillnaden mellan transporttiderna för de olika partiklarna. Att det förekommer en skillnad visas av att strömningen mellan injektionsrören och pumpbrunnen inte är helt radiell.

### 4.3. SIMULERING AV TRANSPORTTIDER

Det är viktigt att påpeka att de transporttider som beräknas genom partikelspårning motsvarar transporttiderna för ett s.k. ”idealt” spårämne som inte reagerar med partiklarna i marken. Vid simulering av transport av föroreningar som påverkas av olika reaktioner i marken kan det vara lämpligare att använda andra metoder än partikelspårning för att simulera denna ämnestransport.

Transporttiderna från Monte Carlo-simuleringarna visar genomgående en påtagligt högre transporttid än de som uppmättes genom spårämnetsförsöket. Jämförelsen mellan spårämnetsförsök och simuleringsresultat görs lämpligast genom att rita genombrottskurvan och sannolikhetsfördelningen från simuleringarna i samma figur. För rör 510 är skillnaden mellan simulerad transporttid och uppmätt inte lika påtaglig som för övriga transporttider. Jämförelsen visar en likartad form hos de båda fördelningarna (Figur 18) där maximala koncentrationen i genombrottskurvan infinner sig något tidigare än toppen i histogrammet. Jämförelsen för rör 510 är bara ett sätt att belysa hur en sammankoppling mellan transporttidssimuleringar och spårämnetsförsök kan göras och det kan användas för vidare kalibrering av modellen.



**Figur 18** Jämförelse med genombrottskurvan (från Enquist, 2006) och simulerade transporttider mellan rör 510 och pumpbrunnen. Genombrottskurvan är normaliserad med avseende på maximala uppmätta koncentrationen.

Att skillnaden mellan resultatet från Monte Carlo-simuleringarna och spårämnesförsöket är så stor beror sannolikt på två faktorer. Den första faktorn är uppskattningen av hydraulisk konduktivitet som troligtvis har gett för låga värden. Som tidigare konstaterats har provtagningsmetoden för jordprover bidragit till att det finns en övre gräns på uppskattade värden för konduktiviteten. Den andra faktorn som påverkat resultatet är grundvattenytans lutning. Det är tydligt att en bättre kalibrering krävs för att för att få mer radiella förhållanden kring pumpbrunnen. Det skulle minska skillnaden mellan simulerade transporttider från de olika rören. Det skulle också innebära att transporttiderna för partiklarna från rör 512 och 515 skulle minska medan transporttiderna för partikeln från rör 510 skulle öka något på grund av minskad hydraulisk gradient.

Jämförelsen mellan resultatet från okonditionerade simuleringar med resultatet från konditionerade simuleringar visar att simuleringar med konditionerade konduktivitetsfält minskar variationen i transporttider mellan olika simuleringar. Vid tillgång till säkrare mätningar av konduktiviteten skulle det vara en klar fördel att använda konditionerade konduktivitetsfält då Monte Carlo-simuleringarna tycks konvergera betydligt snabbare. Det skulle dock behövas ytterliga jämförelser mellan metoderna för att slutsatser om metodens fördelar ska kunna dras.

## **5. SLUTSATSER**

Studien visar att försöksområdet är kraftigt heterogent och beskrivningen av den hydrauliska konduktiviteten som en stokastisk fördelning är lämplig i den här typen av akvifer. Trots att uppskattningen av konduktivitetsdata inte gav några exakta värden lyckades ändå analysen ge en beskrivning av den rumsliga korrelationen och gav en bild av hur stor variationen kan tänkas vara på försöksplatsen. Studien har också visat hur man med hjälp av stokastiska transporttidssimuleringar kan beskriva transporttider i akviferen som sannolikhetsfördelningar. Med hjälp av dessa sannolikhetsfördelningar kan en grundvattentäkts skyddszoner definieras i form av en statistisk riskbedömning.

Jämfört med transporttiderna som uppmättes i spårämnesförsöket visar de simulerade tiderna genomgående större värden. Därför föreslås ett antal förbättringar av flödesmodellen för att få bättre överensstämmelse med uppmätta värden. Skillnaden mellan transporttiderna från olika punkter i simuleringarna tyder på att kalibreringen av modellens randvillkor med avseende på grundvattenytan bör förbättras. Troligen har grundvattenytan för stor lutning och minskas den något blir flödet kring pumpbrunnen mer radiellt. Vidare föreslås en utvärdering av den hydrauliska konduktiviteten där en skalning sker antingen mot spårämnesförsökets transporttider eller också mot en säkrare mätmetod.

Det här examensarbetet har visat i liten skala hur sannolikhetsfördelningar kan tas fram för transporttider till en uttagsbrunn från ett antal närliggande punkter. Det har däremot inte studerats hur det ska kunna föras över på hela tillrinningsområden för grundvattenuttag i

isälvsavlagringar. Det skulle därför vara intressant i framtida studier att undersöka hur resultatet från ett litet område kan föras över på en större skala. Examensarbetet visade också att behovet av mätdata är stort för stokastisk modellering. När skyddsområden skapas är det inte alltid möjligt att skapa så detaljerad information. En jämförande studie skulle därför behövas för att undersöka om det är möjligt att få fram statistiska egenskaper som är generella för åsmaterial.



## 6. REFERENSER

### 6.1. TRYCKTA REFERENSER

Anderson, M. P., Woessner, W. W., (1992). *Applied Groundwater Modelling – Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press. USA.

Chiang, W.-H., Kinzelbach, W., (1998). *Processing modflow. A simulation system for modeling groundwater flow and pollution*. Hamburg.

Domenico, P. A., Schwartz, F. W., (1998). *Physical and chemical hydrogeology*. Second Edition. John Wiley & Sons, Inc. New York. USA.

Eggleston, J., Rojstaczer, S., (2001). The value of grain-size hydraulic conductivity estimates: comparison with high resolution in-situ field hydraulic conductivity. *Geophysical research letters* 28(22), 4255-4258.

Englund, E., Sparks, S., (1991). *Geo-EAS 1.2.1 Users Guide*. EPA/600/4-88/033. Environmental Monitoring Systems Laboratory. Las Vegas.

Enquist, J., (2006). *Transporttider för vatten i närområdet till en vattentäkt - spårämnesförsök i en isälvsavlagring*. Examensarbete i Miljö- och vattenteknik, Uppsala universitet. ISSN 1401-5765 Nr 17.

Eriksson, K. G., Ingmar, T., (1958). *Inventering av Uppsala läns åsar. Ur natur- och kulturvårdssynpunkt*. Länsstyrelsen Uppsala län.

Fernqvist, J., (2004). *Skyddsområden för grundvattentäkter – granskning av hur de upprättas*. Examensarbete vid Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet. ISSN 1650-6553 Nr 72.

Franzetti, S., Guadagnini, A., (1996). Probabilistic estimation of well catchments in heterogeneous aquifers. *Journal of hydrology* 174(1-2). 149-171.

Guadagnini, A., Franzetti, S., (1999). Time-related capture zones for contaminants in randomly heterogeneous formations. *Ground Water* 37(2). 253-260.

Johnson, R. A., (2000). *Miller and Freund's probability and statistics for engineers. Sixth Edition*. Prentice-Hall. USA.

Kitanidis, P. K., (1997). *Introduction to geostatistics. Applications in hydrogeology*. Cambridge University Press. Cambridge.

Käss, W., (1998). *Tracing Technique in Geohydrology*. Balkema. Rotterdam.

de Marsily, G., (1986). *Quantitative Hydrogeology. Groundwater hydrology for engineers*. Academic press. Orlando.

Mejia, J. M., Rodriguez-Iturbe, I., (1974). On the synthesis of random field sampling from the spectrum: an application to the generation of hydrologic spatial processes. *Water Resources Research* 10(4). 705-711.

Naturvårdsverket (SNV), (2003). *Vattenskyddsområde. Handbok med allmänna råd*. Handbok 2003:6.

Niemi, A., (1994). *Modeling flow in fractured medium. Uncertainty analysis with stochastic continuum approach*. VTT Publ. 184, Tech. Res. Cent. of Finland, Espoo, Finland.

Shepherd, R. G., (1989). Correlations of permeability and grain size. *Ground Water* 27(5), 633-637.

Statens offentliga utredningar (SOU), (2000). *Framtidens miljö – allas vårt ansvar*. SOU 2000:52.

## **6.2. INTERNETREFERENSER**

PMWIN.NET (2005). <http://www.pmwin.net/> (2005-10-01)

U.S. Environmental Protection Agency (2005).  
<http://www.epa.gov/ada/csmos/models/geoeas.html> (2005-10-01)

## **6.3. MUNTliga REFERENSER**

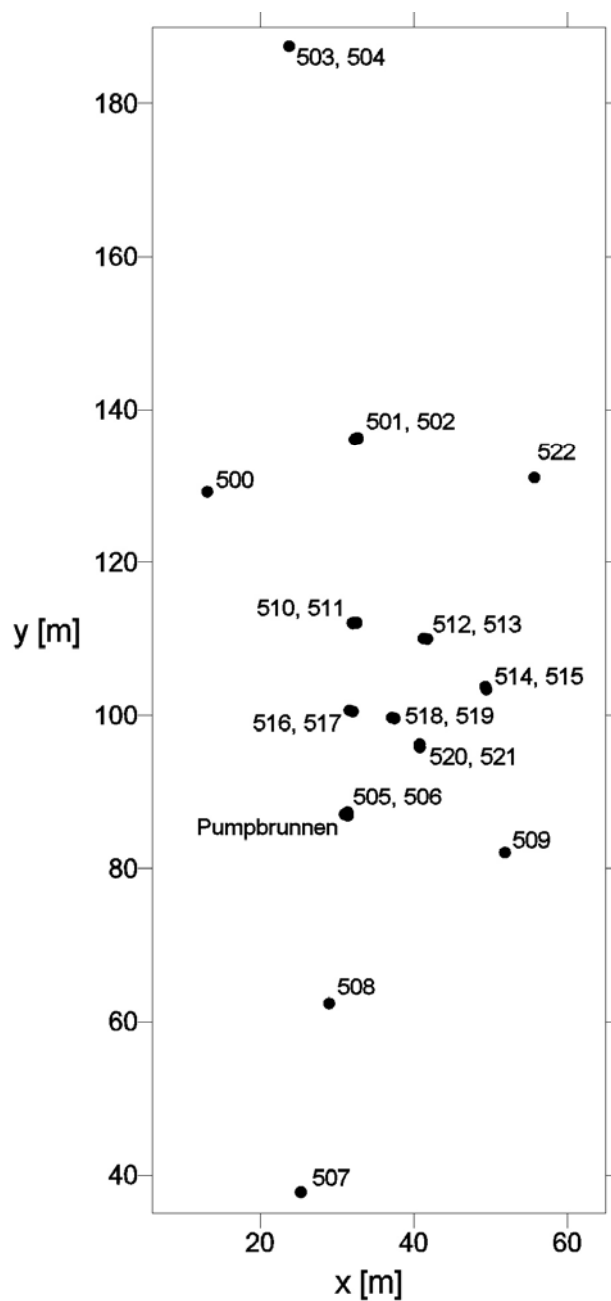
Niemi A. Professor vid Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet. Regelbunden kontakt under examensarbetet.

Rodhe A. Professor vid Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet. Regelbunden kontakt under examensarbetet.

## BILAGOR

### BILAGA 1 KARTA ÖVER FÖRSÖKSOMRÅDET

Karta över försöksområdet med samtliga grundvattenrör och pumpbrunnen inmätta i det lokala koordinatsystemet.



## BILAGA 2 RESULTAT FRÅN KORNSTORLEKSANALYSEN

Sammanfattning av resultatet från kornstorleksanalysen av jordproverna och uppskattningen av den hydrauliska konduktiviteten för varje prov.

Rönr	Från djup <sup>a</sup> [m]	Till djup <sup>a</sup> [m]	d <sub>50</sub> <sup>b</sup> [mm]	x [m] <sup>c</sup>	y [m] <sup>c</sup>	K [m/s]	log(K)
501	2	3	2	32.70	136.25	0.0049821	-2.3026
501	3	4	1.417	32.70	136.25	0.0028215	-2.5495
501	4	5	1.583	32.70	136.25	0.0033873	-2.4701
503	0	2	1.917			0.0046456	-2.333
503	2	3	1.708			0.0038399	-2.4157
503	3	4	0.479			0.0004713	-3.3267
503	4	4.6	0.385			0.0003286	-3.4833
504	0	2	1.5	23.79	187.47	0.0030993	-2.5087
505	0	2	1.2	31.41	86.94	0.0021447	-2.6686
505	2	3	1.8	31.41	86.94	0.0041871	-2.3781
505	3	4	1.58	31.41	86.94	0.0033767	-2.4715
505	4	5	1.58	31.41	86.94	0.0033767	-2.4715
505	5	6	1.42	31.41	86.94	0.0028313	-2.548
505	6	7	1.33	31.41	86.94	0.0025414	-2.5949
506	0	2	1.08333	31.38	87.32	0.0018116	-2.7419
507	2	3	0.5625	25.30	37.79	0.0006144	-3.2116
508	0	2	0.66667	28.99	62.36	0.0008131	-3.0898
508	2	3	0.79167	28.99	62.36	0.0010797	-2.9667
509	0	2	0.6875	51.87	82.10	0.0008555	-3.0678
509	2	3	0.8542	51.87	82.10	0.0012240	-2.9122
510	0	2	2.75	32.05	112.04	0.0084258	-2.0744
510	2	3	1.58	32.05	112.04	0.0033767	-2.4715
511	0	2	1.91667	32.54	112.07	0.0046443	-2.3331
511	2	2.4	1	32.54	112.07	0.0015875	-2.7993
512	0	2	1.6	41.29	110.02	0.0034476	-2.4625
512	2	3	1.54167	41.29	110.02	0.0032426	-2.4891
512	3	4	0.86	41.29	110.02	0.0012378	-2.9074
513	0	2	1.75	41.76	109.95	0.0039969	-2.3983
514	2	3	0.92	49.32	103.75	0.0013835	-2.859
514	3	4	1.33	49.32	103.75	0.0025414	-2.5949
515	0	2	0.917	49.46	103.36	0.0013760	-2.8614
516	0	2	1.75	31.63	100.68	0.0039969	-2.3983
516	2	3	1.29	31.63	100.68	0.0024165	-2.6168
516	3	4	1.5	31.63	100.68	0.0030993	-2.5087
517	0	2	1.5	32.07	100.52	0.0030993	-2.5087
518	0	2	1.25	37.16	99.69	0.0022941	-2.6394
518	2	3	1.5	37.16	99.69	0.0030993	-2.5087
518	3	4	1.58	37.16	99.69	0.0033767	-2.4715
519	0	2	1.625	37.52	99.60	0.0035369	-2.4514
520	0	2	1.33	40.78	96.26	0.0025414	-2.5949
520	2	3	1.63	40.78	96.26	0.0035549	-2.4492
520	3	3.5	1.83	40.78	96.26	0.0043029	-2.3662
521	0	2	1	40.80	95.81	0.0015875	-2.7993
522	0	2	0.16667	55.70	131.01	0.0000826	-4.0832
522	2	3	0.14583	55.70	131.01	0.0000662	-4.1789

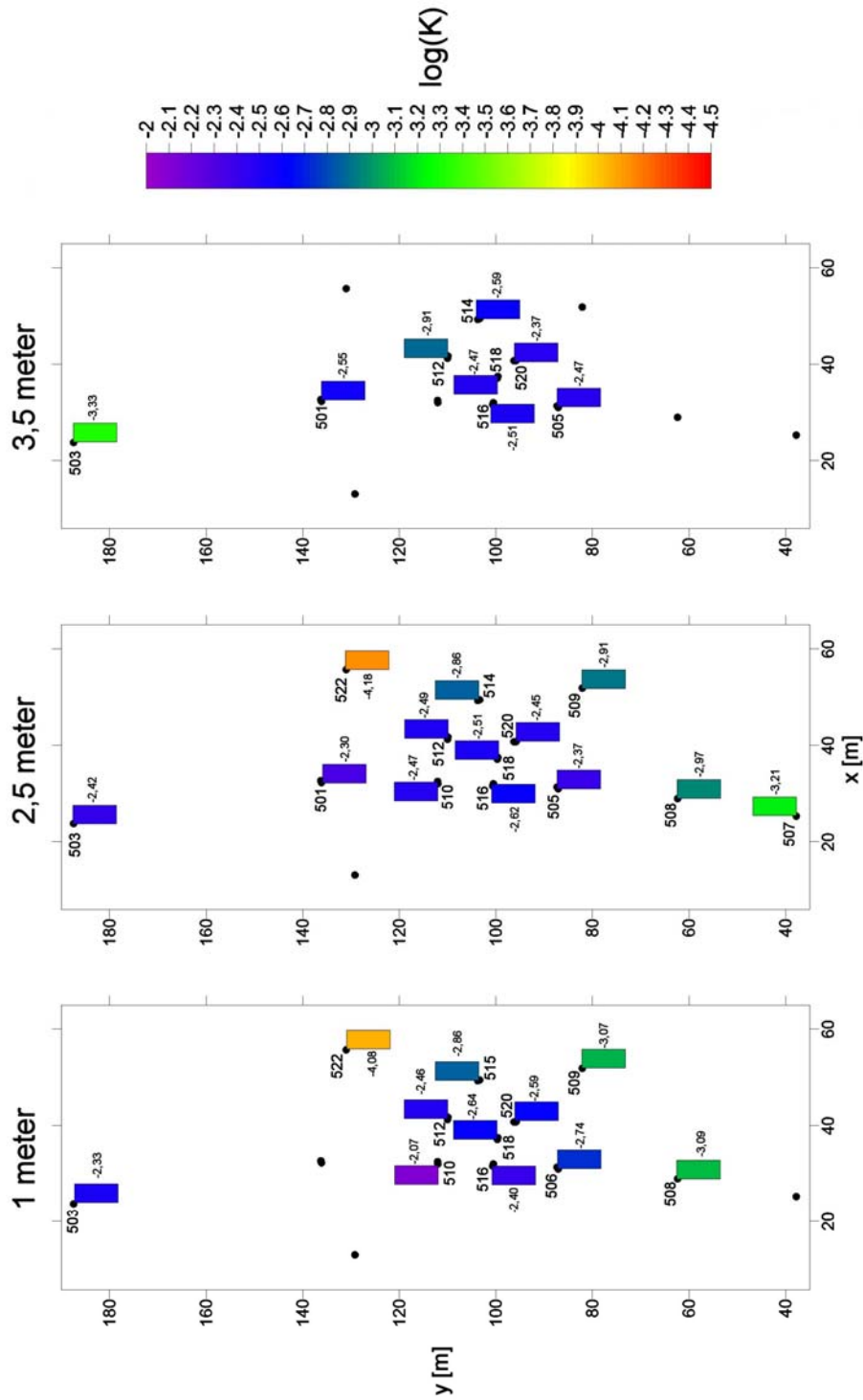
<sup>a</sup> Avstånd från markytan

<sup>b</sup> 50 % av kornstorleksfraktionen

<sup>c</sup> Koordinat i det lokala koordinatsystemet.

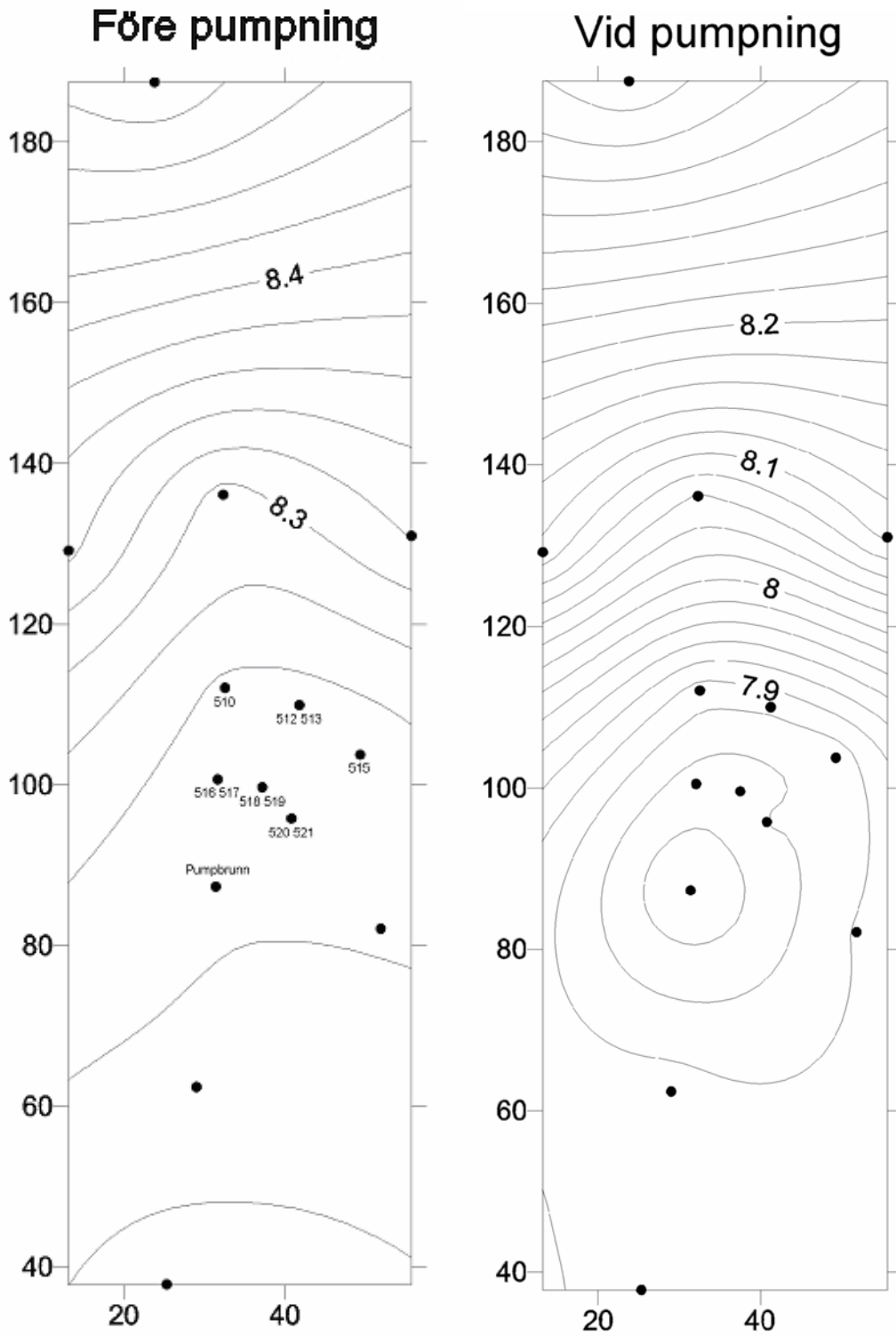
### BILAGA 3 KARTA MED HYDRUALISK KONDUKTIVITET

Bilden visar en sammanställning av uppskattade värden för den hydrauliska konduktiviteten från jordprover från olika djup. Djupangivelsen är avståndet från markytan och syftar på mitten (genomsnittligt djup) för jordprovet. På grund av platsbrist redovisas inte alla värden i bilden utan den är endast avsedd att ge en översiktlig bild av den hydrauliska konduktiviteten.



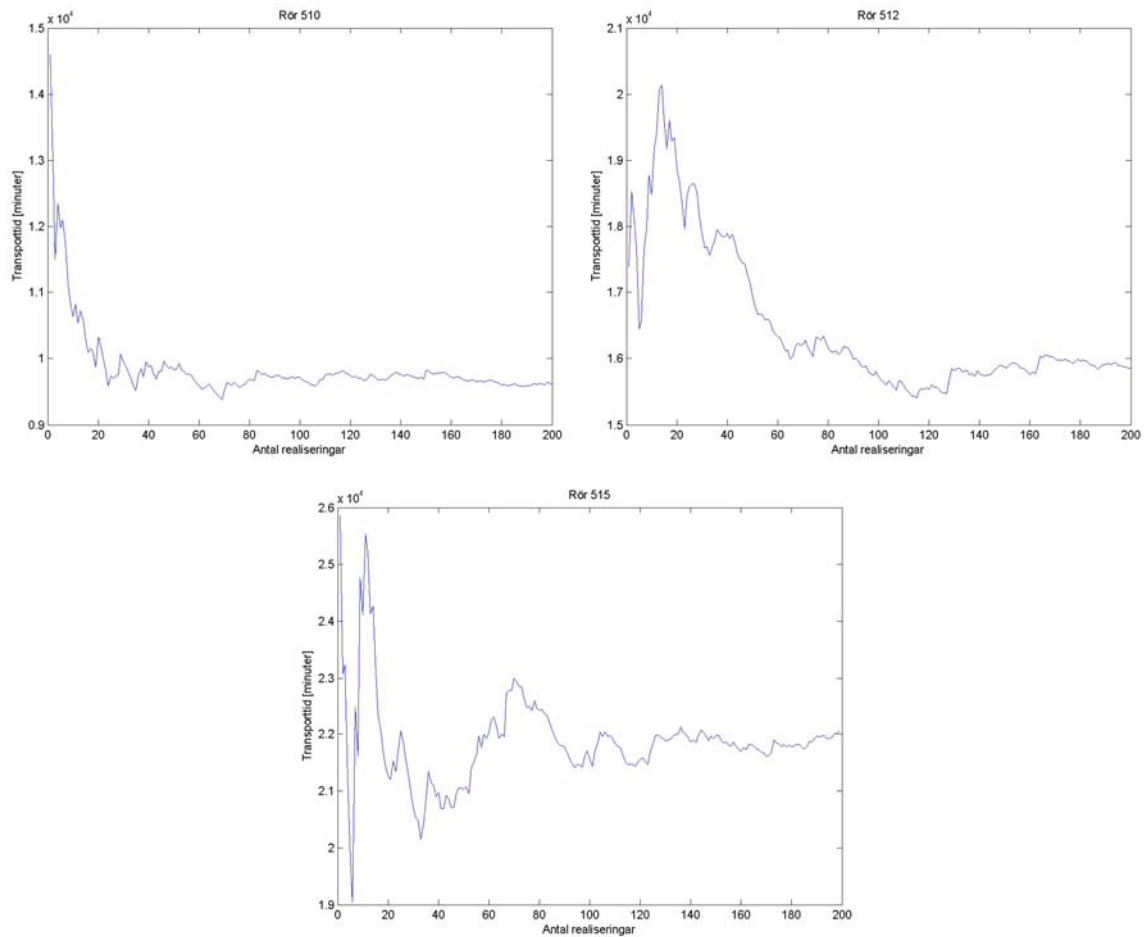
## BILAGA 4 GRUNDVATTENYTOR FRÅN FÄLTMÄTNINGAR

Grundvattenytans höjd före och efter pumpning relativt det lokala koordinatsystemet. Isolinjerna har en ekvidistans på 2 cm.

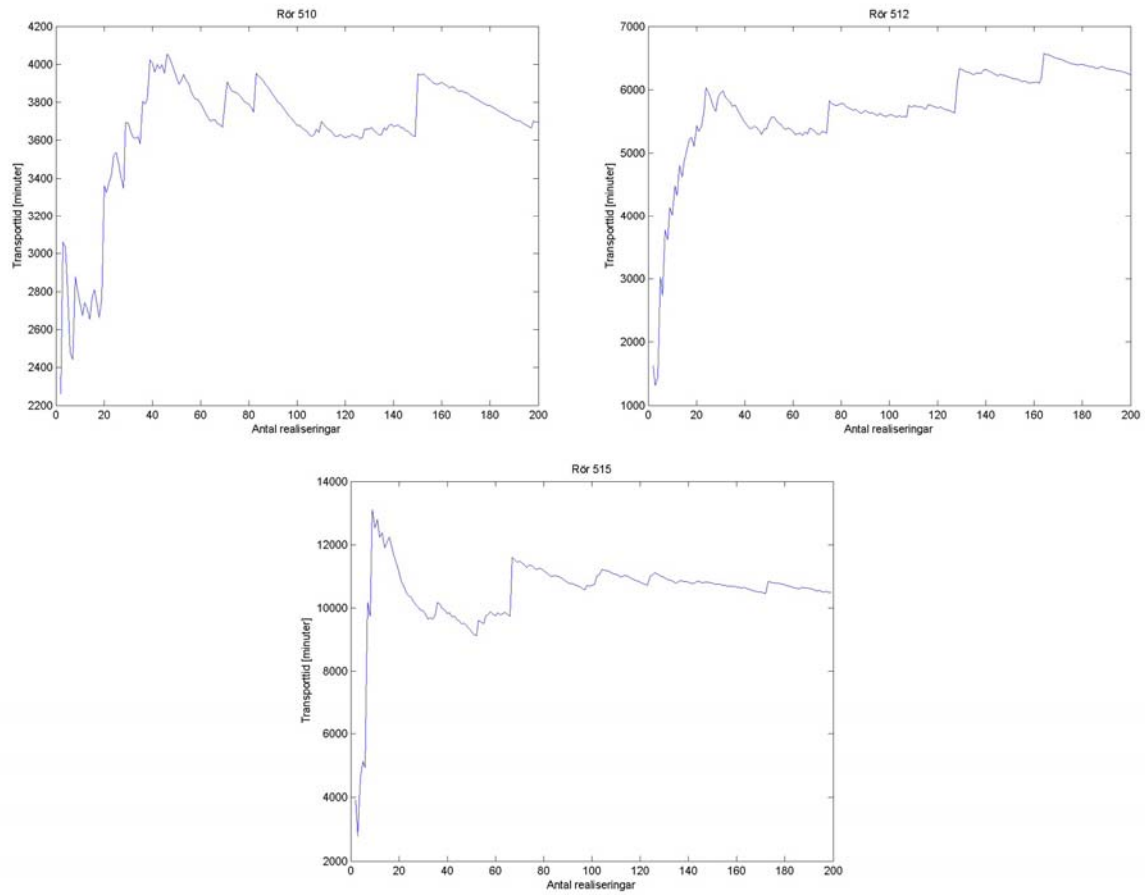


## BILAGA 5 STATISTIK FÖR OKONDITIONERADE SIMULERINGAR

Sammanställning av statistiken för transporttiderna från Monte Carlo-simuleringarna med okonditionerade konduktivitetetsfält.



**Figur B5.1** Transporttidernas aritmetiska medelvärde som funktion av antalet realiseringar.

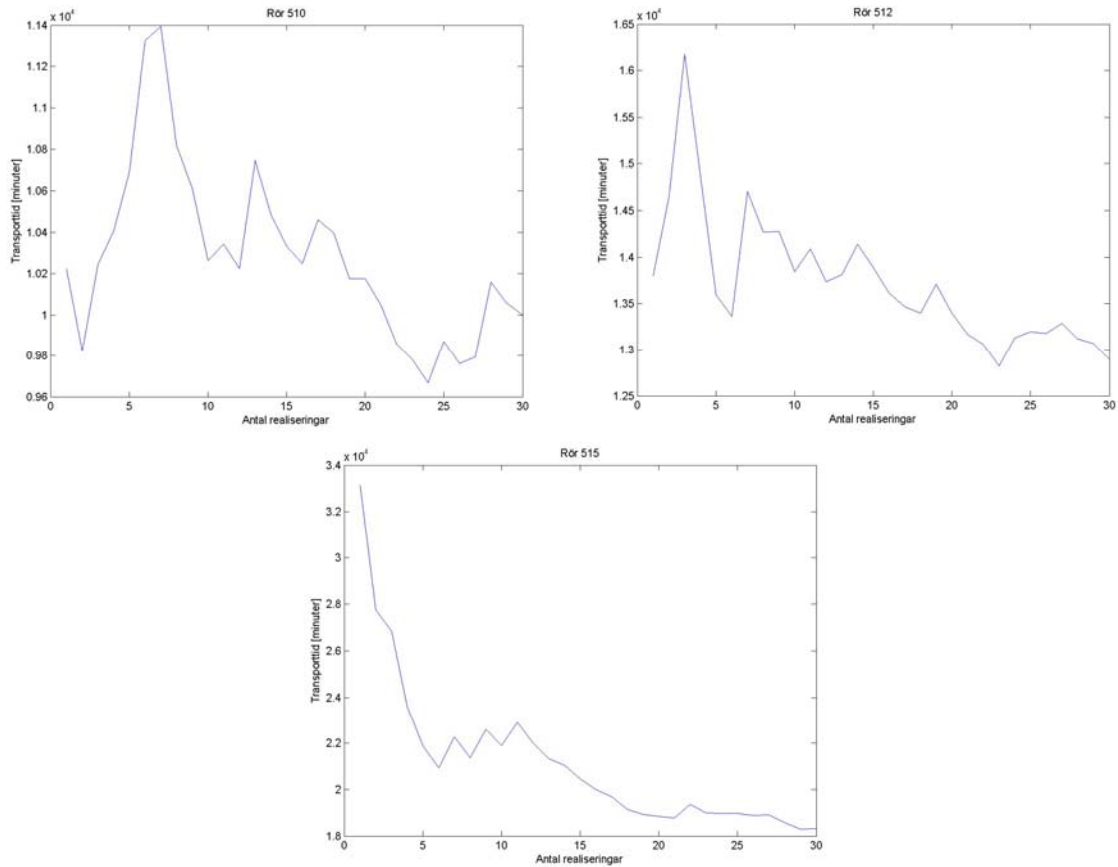


**Figur B5.2** Transporttidernas standardavvikelse som funktion av antalet realiseringar

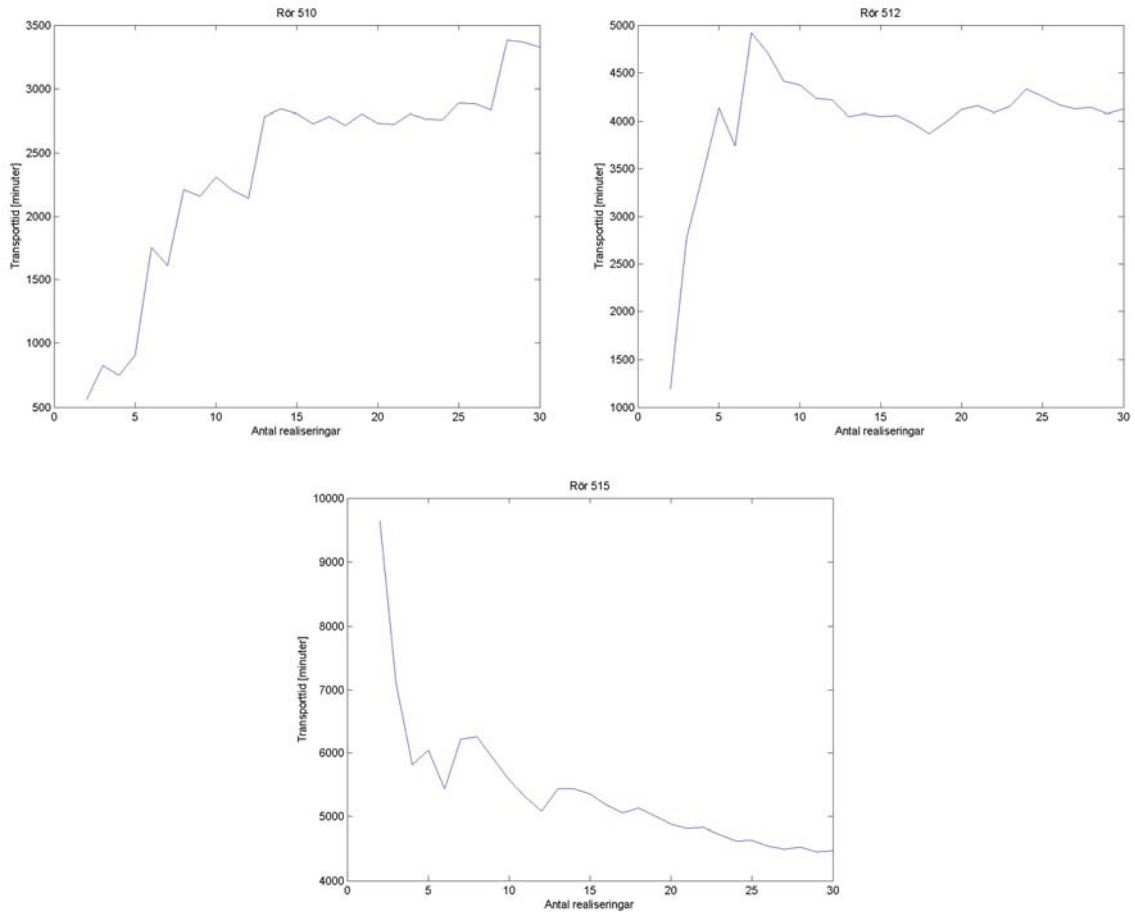


## BILAGA 6 STATISTIK KONDITIONERADE SIMULERINGAR

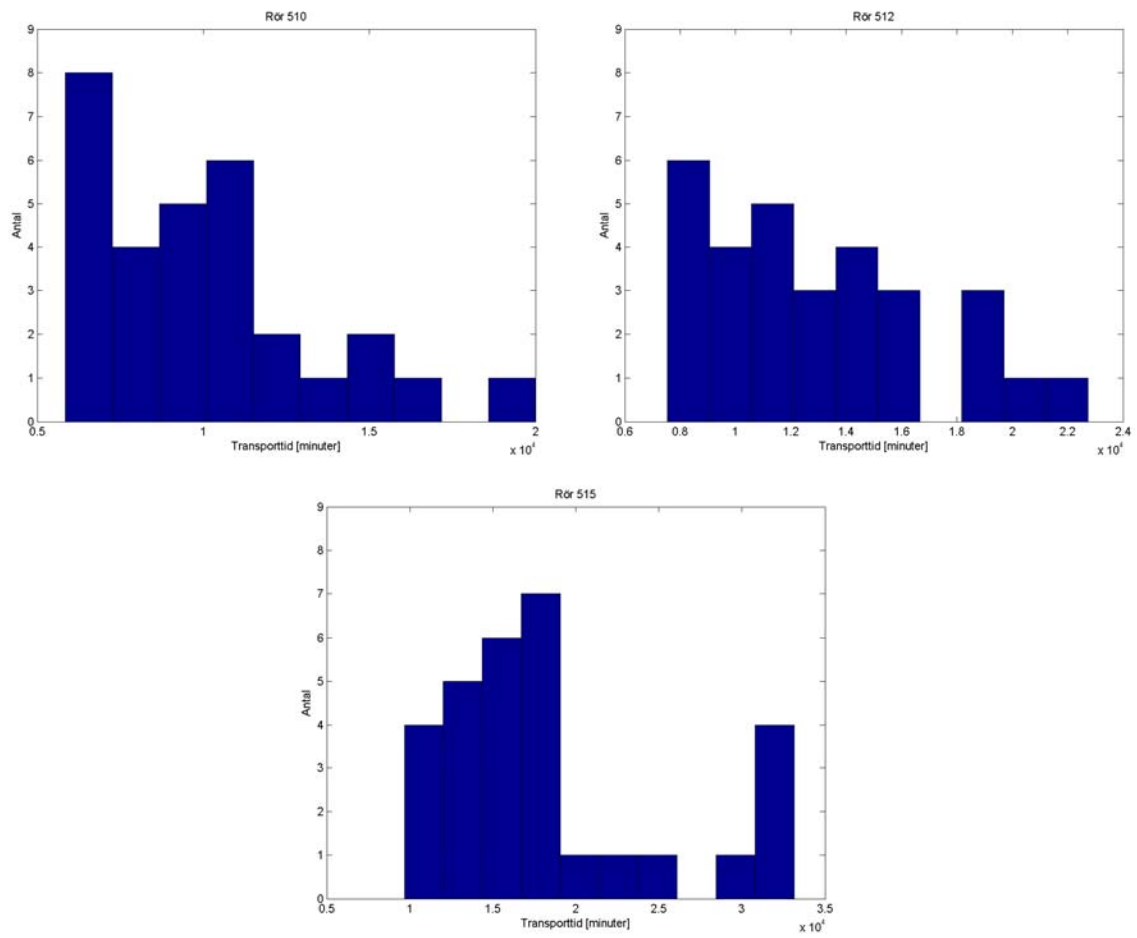
Sammanställning av statistiken för transporttiderna från Monte Carlo-simuleringarna med konditionerade konduktivitetfält.



**Figur B6.1** Transporttidernas aritmetiska medelvärde som funktion av antalet realiseringar.



**Figur B6.2** Transporttidernas standardavvikelse som funktion av antalet realiseringar

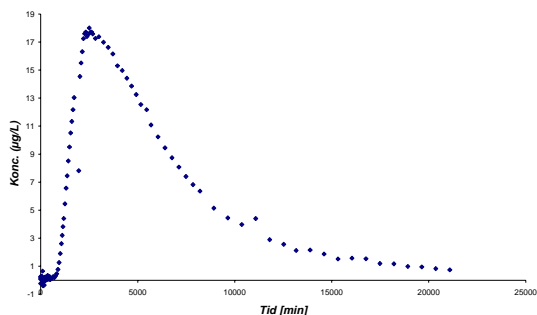


**Figur B6.3** Frekvensfördelning för transporttiderna.

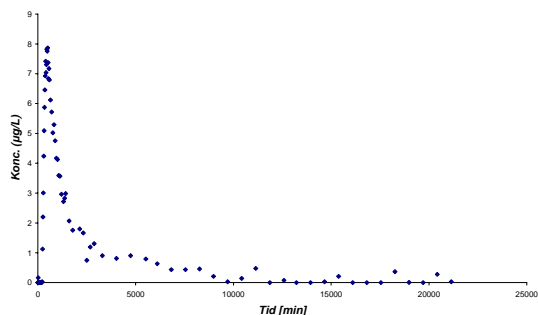
## BILAGA 7 GENOMBROTTSKURVOR FRÅN FÄLTFÖRSÖKET

Här redovisas genombrottskurvor från fältförsöket (från Enquist 2006). Kurvorna visar uppmätt koncentration spårämne i pumpbrunnen som funktion av tiden från injektion.

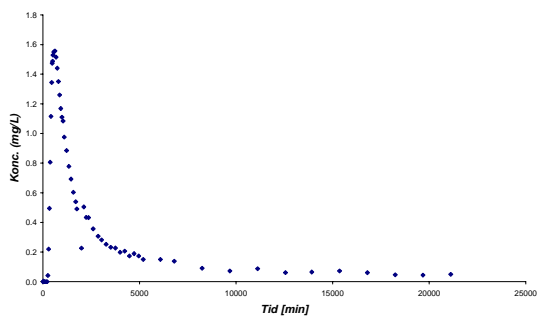
Rör 510



Rör 512



Rör 513



Rör 515

