



UPPSALA  
UNIVERSITET

UPTEC W 12 010

Examensarbete 30 hp  
Maj 2012

# Ett gruvschakts påverkan på grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget

The Impact of a Mine Shaft on Groundwater  
Level and Flow in the Surrounding Rock

---

Johanna Ragvald

## REFERAT

### **Ett gruvschakts påverkan på grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget**

*Johanna Ragvald*

En gruva kan orsaka stor påverkan på den omgivande miljön, bland annat påverkas grundvattennivåerna kring gruvan eftersom den läns pumpas. För att få starta en gruva i Sverige måste tillstånd erhållas och då krävs en miljökonsekvensbeskrivning med bland annat en utredning om hur gruvan kommer att påverka omgivande grundvatten. Syftet med det här arbetet var att undersöka hur ett teoretiskt djupt vertikalt gruvschakt påverkade grundvattnet i det omgivande berget. Gruvan i den här studien antogs vara omgiven av sprickigt berg. Sprickigt berg har mycket heterogena hydrauliska egenskaper vilket gör beräkningarna av grundvattnets strömning komplicerade.

Grundvattenavsänkningen beräknades dels med analytiska metoder, dels med numeriska metoder. De numeriska beräkningarna gjordes med en finit differensmetod i programmet GEOAN. Berget beskrevs som ett kontinuum och flödet beräknades i tre dimensioner. Utvärdering gjordes av hur olika parametrar påverkade avsänkingsområdet kring schaktet och flödet av inläckande vatten i schaktet. De parametrar som undersöktes var: modellområdets storlek, cellstorlek, potentiell grundvattenbildning, hydraulisk konduktivitet, topografi och schaktets utformning. Förutom olika storlek på konduktiviteten undersöktes hur anisotropi, djupberoende och heterogenitet i konduktiviteten påverkade. När konduktiviteten beskrevs som heterogen modellerades berget som ett stokastiskt kontinuum. De analytiska metoder som användes beräknade tvådimensionellt grundvattenflöde i en homogen akvifer.

Utvärderingen av de analytiska metoderna visade att de metoder som användes krävde så pass mycket förenkling av verkligheten och så många antaganden att de bara kan ge en grov uppskattning av ett influensområde. Från utvärderingen av modellering med den numeriska metoden drogs bland annat följande slutsatser: (i) hydraulisk konduktivitet och potentiell grundvattenbildning har stor påverkan på influensområde och inläckage, (ii) ett heterogent konduktivitetsfält ger ett större avsänkingsområde men ett mindre inläckage jämfört med ett homogent konduktivitetsfält med samma effektiva konduktivitet och (iii) en horisontell tunnel som ansluts till schaktet på stort djup påverkar inte grundvattenytans avsänkning när konduktiviteten är djupavtagande. Utvärdering av grundvattenbildningen visade att en stor del av det vatten som läckte in i schaktet kom från områden utanför avsänkingsområdet. För att veta hur bra resultaten från den numeriska metoden stämmer i ett verkligt fall skulle resultaten behöva jämföras med uppmätta värden av inläckage i ett schakt och grundvattenavsänkning kring detsamma.

Nyckelord: Grundvatten, Gruva, Schakt, Modellering, Grundvattenavsänkning, Grundvattenbildning

*Institutionen för geovetenskaper, Luft- vatten- och landskapslära, Uppsala Universitet, Villav. 16, SE-752 36 UPPSALA, Sverige. ISSN 1401-5765.*

## ABSTRACT

### **The Impact of a Mine Shaft on Groundwater Level and Flow in the Surrounding Rock**

*Johanna Ragvald*

A mine can cause a major impact on the surrounding environment, including a drawdown of the groundwater table caused by dewatering of the mine. In order to start a mine in Sweden, permission must be obtained. This requires an environmental impact assessment, including an investigation of how the mine will affect surrounding groundwater. The aim of this project was to investigate the impact of a theoretical deep vertical mine shaft on ground water in the surrounding rock. In this study the mine was assumed to be surrounded by fractured rock. Fractured rock has very heterogeneous hydraulic properties, which makes the calculations of groundwater flow complex.

The drawdown of the groundwater table was calculated both with analytical and numerical methods. The numerical calculations were made with a finite difference method in the program GEOAN. The rock was described as a continuum and the flow was calculated in three dimensions. Evaluation was made of how different parameters affected the size of the drawdown area around the shaft and the inflow to the shaft. The analyzed parameters included: size of the model domain, cell size, potential groundwater recharge, hydraulic conductivity, topography and the design of the shaft. In addition to different magnitude of the conductivity, investigation was done of how anisotropy, depth dependency and heterogeneity affected the results. When conductivity was described as heterogeneous it was modeled as a stochastic continuum. The analytical methods used calculated two-dimensional ground water flow in a homogeneous aquifer.

The evaluation of the analytical methods showed that the used methods required so many simplifications and assumptions, that they were only able to give a rough estimate of an area of influence. From the evaluation of the modeling with the numerical method the following conclusions, among others, were drawn: (i) hydraulic conductivity and potential recharge have a major impact on the drawdown area and the inflow to the shaft, (ii) a heterogeneous conductivity field enlarges the drawdown area but decreases inflow to the shaft compared with a homogeneous conductivity field with the same effective conductivity and (iii) a horizontal tunnel connected to the shaft at great depth does not affect drawdown of the groundwater table when conductivity decreases with depth. Evaluation of the groundwater recharge showed that a large part of the water flowing in to the shaft came from areas outside the drawdown area. To know how well the numerical method works in a real case the results would need to be compared with measured values of inflow to a shaft and drawdown of the groundwater table around it.

Keyword: Groundwater, Mine, Shaft, Modeling, Groundwater drawdown, Recharge

*Department of Earth Sciences, Air, Water and Landscape Science, Uppsala University, Villav. 16, SE-752 36 UPPSALA, SWEDEN. ISSN 1401-5765.*

## **FÖRORD**

Detta examensarbete är en del av civilingenjörsutbildningen i miljö- och vattenteknik på Uppsala universitet och omfattar 30 högskolepoäng. Arbetet gjordes på uppdrag av Golder Associates. Handledare var Niclas Bockgård, Golder Associates och ämnesgranskare var Fritjof Fagerlund, Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet.

Jag vill tacka min handledare Niclas Bockgård för hjälp och stöd under arbetets gång samt Johan Holmén som har hjälp till och handlett mycket kring de numeriska beräkningarna. Jag vill också tacka hela vattengruppen på Golders stockholmskontor för många goda råd och intressanta diskussioner. Ett tack riktas även till min ämnesgranskare Fritjof Fagerlund.

Slutligen vill jag uttrycka min uppskattning till Elin Elmefors och min familj för stöd och korrekturläsning.

Copyright © Johanna Ragvald och Institutionen för geovetenskaper, Luft- vatten- och landskapslära, Uppsala universitet.

UPTEC W 12 010, ISSN 1401-5765

Tryckt hos Institutionen för geovetenskaper, Geotryckeriet, Uppsala universitet, Uppsala, 2012.

## POPULÄRVETENSKAPLIG SAMMANFATTNING

### Ett gruvschakts påverkan på grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget

*Johanna Ragvald*

En gruva kan orsaka stor påverkan på den omgivande miljön. För att få starta en gruva i Sverige måste därför tillstånd erhållas från miljödomstolen och då krävs bland annat en utredning om hur gruvan kommer att påverka grundvattnet. En gruva ligger vanligtvis under grundvattennivån och skulle därför vattenfyllas om inte vatten pumpades bort. När vattnet pumpas ur gruvan sänks grundvattnet även i det omgivande berget vilket kan leda till att brunnar sinar samt skador på miljö och infrastruktur. Syftet med det här examensarbetet var att undersöka hur ett djupt vertikalt gruvschakt påverkar grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget.

Grundvattnets strömning styrs av potentialskillnader. Totalpotentialen hos grundvattnet består av två komponenter: tryckpotential, som är vattnets tryck jämfört med lufttryck och lägespotential, som bestäms av hur högt vattnet befinner sig jämfört med en referensnivå. Vattnet strömmar från områden med hög totalpotential till områden med låg totalpotential. När vatten pumpas ur gruvan sänks totalpotentialen där vilket gör att vatten strömmar dit. Hur mycket vatten som strömmar beror på hur stor potentialskillnaden är och på hur genomsläppligt materialet är. Genomsläppligheten för ett material kallas hydraulisk konduktivitet. Om konduktiviteten är lika i hela materialet är det homogent, medan om det varierar från plats till plats kallas heterogent.

Att beräkna hur grundvattnet påverkas kring en gruva är komplicerat eftersom gruvan omges av berg. Själva bergmassan är mycket tät och vattnet strömmar därför nästan bara i de sprickor som finns i berget. Det gör att bergets hydrauliska konduktivitet varierar mycket från plats till plats. Det är omöjligt att veta exakt hur sprickorna går i berget och det är även svårt att beräkna flöde i en spricka. Därför måste många förenklingar och antaganden göras när grundvattenflöde och grundvattennivå ska beräknas. Eftersom det är svårt att modellera hur vattnet flödar i ett spricknätverk i berget, modelleras ofta berget så att vatten kan flöda överallt, s.k. kontinuummodell.

Grundvattenströmningen kan beskrivas med differentialekvationer. Om många förenklingar och antaganden görs kan ekvationerna lösas analytiskt. En analytisk lösning innebär att ekvationerna kan lösas exakt. Med hjälp av en dator kan ekvationerna också lösas numeriskt. Då fås en approximativ, ungefärlig, lösning. Fördelen med en numerisk lösning är att berget kan beskrivas bättre, men för att göra det måste mycket undersökning av berget göras för att veta hur det ser ut. En numerisk metod tar också ofta mycket längre tid än en analytisk metod. Det är därför både enklare och billigare att använda en analytisk metod, men eftersom många förenklingar måste göras blir resultatet inte så exakt. Ibland är det dock tillräckligt med ett så pass ungefärligt resultat. En del av syftet med det här examensarbetet var att jämföra resultat från analytiska och numeriska metoder.

De numeriska beräkningarna gjordes i programmet GEOAN, som beräknade flödet i tre dimensioner. Utvärdering gjordes av hur olika parametrar påverkade storleken på avsänkingsområdet och mängden inläckande vatten i schaktet. De parametrar som undersöktes var: potentiell grundvattenbildning, hydraulisk konduktivitet, topografi och schaktets utformning. Potentiell grundvattenbildning är det regnvatten som inte avdunstar eller tas upp av växter. Det finns tillgängligt för att bilda grundvatten, men en del kommer att rinna av på ytan. Hur mycket som kan rinna ner i berget räknas ut i modellen. Förutom storleken på den hydrauliska konduktiviteten undersöktes hur resultatet påverkades om konduktiviteten minskade med djupet, var olika i olika riktningar eller var olika från plats till plats. Ett antal analytiska metoder med olika grad av förenkling utvärderades också.

Från utvärderingen av de analytiska metoderna drogs slutsatsen att de metoder som användes i denna undersökning krävde så pass mycket förenkling av verkligheten och så många antaganden att de bara ansågs kunna ge en grov uppskattning av området där grundvattenytan sänktes av. Från utvärderingen av modellering med den numeriska metoden drogs bland annat följande slutsatser:

- Storleken på den hydrauliska konduktiviteten och den potentiella grundvattenbildning har stor påverkan på avsänkingsområdets storlek och hur mycket vatten som läckte in i schaktet.
- När konduktiviteten minskar med djupet, vilket den normalt gör i berget, blir avsänkingsområdet och mängden vatten som läcker in i schaktet mindre än när konduktiviteten är lika stor på djupet som den är i det ytliga berget.
- När konduktiviteten är heterogen, d.v.s. när den varierade från plats till plats blir avsänkingsområdet större men inläckaget mindre jämfört med när den är lika överallt.
- En horisontell tunnel som ansluts till schaktet på stort djup påverkar inte avsänkingsområdet utan ökar endast inläckaget.

Utvärdering gjordes också av hur mycket vatten som infiltrerade ner i berget och bildade grundvatten. Den visade att i de homogena modellerna infiltrerade allt tillgängligt vatten ner i berget inom avsänkingsområdet medan mindre mängd vatten än det tillgängliga infiltrerade inom avsänkingsområdet i de heterogena modellerna. Utav det vatten som läckte in i schaktet kom bara en liten del från det vatten som infiltrerade inom avsänkingsområdet, resten kom från infiltration i områden där grundvattenytan inte sänktes av.

För att veta hur bra de numeriska metoderna stämmer i ett verkligt fall skulle resultaten behöva jämföras med uppmätta värden av inläckage i och grundvattenavsänkning kring ett schakt.

## ORDLISTA

Ordlistans syfte är att förenkla läsningen. För mer exakta definitioner hänvisas läsaren till hydrologisk referenslitteratur, t.ex. Freeze & Cherry (1979), Bear (1972) eller Domenico & Schwartz (1998).

<i>Anisotrop</i>	Olika stor i olika riktningar.
<i>Bearbetningskoncession</i>	Rätten att förfoga över en fyndighet.
<i>Evapotranspiration</i>	Det vatten som avdunstar eller tas upp av växter.
<i>Heterogen</i>	Varierar i rummet (olika stor i olika punkter).
<i>Homogen</i>	Varierar inte i rummet (lika stor i alla punkter).
<i>Hydraulisk konduktivitet</i>	Ett mått på ett materials genomsläpplighet för vatten.
<i>Isotrop</i>	Lika stor i alla riktningar.
<i>Kinematisk porositet</i>	De vattenledande porernas andel av den totala bergvolymen.
<i>Kontinuummodell (för grundvattenströmning)</i>	Modell över ett sammanhängande rum i vilket egenskaper (tex hydraulisk konduktivitet och porositet) kan beskrivas på REV-skala (En modell där vattnet kan strömma över hela volymen, till skillnad från en diskret sprickmodell där vattnet bara strömmar i sprickorna).
<i>Miljökonsekvensbeskrivning</i>	Utredning av en verksamhets eller en åtgärds miljöpåverkan.
<i>Monte Carlo simulering</i>	Metod för simulering som utnyttjar stokastiska element.
<i>Potentiell grundvattenbildning</i>	Det vatten som finns tillgängligt för att bilda grundvatten, d.v.s. nederbörd minus evapotranspiration.
<i>Prospektera</i>	Undersöka förekomst av naturtillgångar.
<i>REV (Representative elementary volume)</i>	Volym som är tillräckligt stor för att en egenskap (tex porositet eller hydraulisk konduktivitet) inte skall förändras vid en liten förändring av denna volym.
<i>Stokastiskt kontinuum (för grundvattenströmning)</i>	Konduktiviteten fördelas över volymen utifrån en statistisk fördelning. Det ger ett heterogent konduktivitetsfält.
<i>Totalpotential</i>	Summan av vattnets tryckpotential och lägespotential.
<i>Transmissivitet</i>	Genomsläppligheten för vatten hos en spricka eller ett jordlager (hydraulisk konduktivitet multiplicerat med jordlagrets tjocklek).

# INNEHÅLL

<b>1</b>	<b>INLEDNING</b>	<b>1</b>
1.1	SYFTE	2
<b>2</b>	<b>TEORI</b>	<b>3</b>
2.1	GRUNDVATTEN	3
2.1.1	Grundvattenbildning	3
2.1.2	Grundvattenströmning	4
2.1.3	Grundvattenströmning i berg	5
2.2	GRUVDRIFT	6
2.3	HYDRAULISKA EFFEKTER AV GRUVSCHAKT	6
2.3.1	Storlek på influensområde	7
2.3.2	Avsänkning av grundvatten i jordlager	8
2.3.3	Konsekvenser av sänkt grundvattenyta	8
2.3.4	Åtgärder	9
2.4	UNDERSÖKNING AV BERGETS HYDRAULISKA EGENSKAPER	9
2.5	ERFARENHETER FRÅN GRUVOR OCH TUNNLAR	10
2.5.1	Gruvor	10
2.5.2	Bolmentunneln	11
2.5.3	Himmerfjärdstunnlarna	11
2.6	KONCEPTUELLA MODELLER FÖR GRUNDVATTENSTRÖMNING I BERG	11
2.6.1	Ekvivalent kontinuum	12
2.6.2	Stokastiskt kontinuum	12
2.6.3	Diskret spricknätverk	13
2.6.4	Kombinationer	14
2.7	ANALYTISKA METODER FÖR BERÄKNING AV GRUNDVATTENAVSÄNKNING	14
2.7.1	Brunnsfunktioner för en öppen akvifer	14
2.7.2	Influensavstånd utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning	16
2.7.3	Influensavstånd utifrån inläckage och grundvattenbildning	16
2.8	NUMERISKA METODER	17
2.8.1	Finite differenser	17
<b>3</b>	<b>METOD</b>	<b>18</b>



3.1	BESKRIVNING AV EXEMPELOMRÅDE OCH SCHAKT .....	18
3.2	GEOAN .....	18
3.3	NUMERISKA BERÄKNINGAR: BESKRIVNING AV OLIKA SCENARIER .....	19
3.3.1	Referensfall 0a .....	20
3.3.2	Utvärdering av modelldomänens storlek .....	20
3.3.3	Utvärdering av cellstorlekens betydelse .....	21
3.3.4	Referensfall 0b .....	22
3.3.5	Potentiell grundvattenbildning .....	22
3.3.6	Homogen hydraulisk konduktivitet .....	22
3.3.7	Djupavtagande hydraulisk konduktivitet .....	23
3.3.8	Referensfall 0c .....	24
3.3.9	Anisotropi i konduktivitetetsfältet .....	24
3.3.10	Heterogent konduktivitetetsfält, stokastiskt kontinuum .....	25
3.3.11	Varierande topografi .....	26
3.3.12	Olika utformning av schaktet .....	28
3.3.13	Scenario med topografi från ett verkligt område .....	29
3.4	ANALYTISKA BERÄKNINGAR .....	29
3.4.1	Influensavstånd utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning .....	30
3.4.2	Influensavstånd utifrån inläckage och grundvattenbildning .....	30
<b>4</b>	<b>RESULTAT .....</b>	<b>31</b>
4.1	NUMERISKA BERÄKNINGAR .....	31
4.1.1	Utvärdering av modelldomänens storlek .....	31
4.1.2	Utvärdering av cellstorlekens betydelse .....	32
4.1.3	Potentiell grundvattenbildning .....	33
4.1.4	Homogen hydraulisk konduktivitet .....	33
4.1.5	Djupavtagande hydraulisk konduktivitet .....	35
4.1.6	Anisotropi i konduktivitetetsfältet .....	37
4.1.7	Heterogent konduktivitetetsfält, stokastiskt kontinuum .....	38
4.1.8	Varierande topografi .....	44
4.1.9	Olika utformning av schaktet .....	46
4.1.10	Scenario med topografi från ett verkligt område .....	48
4.1.11	Grundvattenbildning .....	49
4.2	ANALYTISKA BERÄKNINGAR .....	59

4.2.1	Influensavstånd utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning respektive utifrån inläckage och grundvattenbildning.....	59
<b>5</b>	<b>DISKUSSION.....</b>	<b>60</b>
5.1	NUMERISKA BERÄKNINGAR .....	60
5.1.1	Utvärdering av modelldomänens storlek.....	60
5.1.2	Utvärdering av cellstorlekens betydelse .....	60
5.1.3	Potentiell grundvattenbildning .....	61
5.1.4	Homogen hydraulisk konduktivitet .....	61
5.1.5	Djupavtagande hydraulisk konduktivitet.....	62
5.1.6	Anisotropi i konduktivitetsfältet.....	62
5.1.7	Heterogent konduktivitetsfält, stokastiskt kontinuum.....	63
5.1.8	Varierande topografi.....	65
5.1.9	Olika utformning av schaktet .....	65
5.1.10	Scenario med topografi från ett verkligt område.....	66
5.1.11	Grundvattenbildning.....	66
5.2	ANALYTISKA BERÄKNINGAR .....	67
5.3	JÄMFÖRELSE MELLAN NUMERISKA OCH ANALYTISKA METODER.....	68
5.4	FORTSATTA STUDIER .....	69
<b>6</b>	<b>SLUTSATSER .....</b>	<b>70</b>
<b>7</b>	<b>REFERENSER .....</b>	<b>71</b>
	<b>APPENDIX.....</b>	<b>73</b>

## 1 INLEDNING

I Sverige har det funnits gruvdrift sedan lång tid tillbaka. De senaste 100 åren har antalet gruvor minskat kraftigt och 2010 var endast 13 gruvor för malmbrytning i drift. Mängden bruten malm har dock ökat tack vara den teknikutveckling och effektivisering som skett (SGU, 2011). De senaste åren har metallpriserna stigit kraftigt vilket har lett till att intresset för att starta nya gruvor är rekordstort (SGU, 2010). Att starta en gruva i Sverige är en lång process och flera olika tillstånd måste sökas hos olika myndigheter. Först måste ett undersökningstillstånd fås från Bergsstaten, som är den myndighet som ansvarar för gruvdriften i Sverige. Det tillståndet ger ett bolag ensamrätt att prospektera på ett visst område. För att få tillstånd att bryta malmen i gruvan måste sedan en bearbetningskoncession erhållas, som även den fås från Bergsstaten. För att få bearbetningskoncessionen måste malmen anses vara ekonomiskt och tekniskt möjlig att bryta. En miljökonsekvensbeskrivning ska också göras, främst för att bedöma platsen för gruvan. För att få starta själva gruvverksamheten måste sedan ett tillstånd för miljöfarlig verksamhet erhållas från miljödomstolen. Miljödomstolens prövning innefattar all miljöpåverkan som gruvdriften leder till (Bergsstaten, 2011).

En gruva påverkar miljön på många sätt, bland annat påverkas grundvattnet i gruvans omgivning. Eftersom gruvor oftast ligger under grundvattenytan måste de läns pumpas för att det ska gå att arbeta i dem. Då påverkas både grundvattnets strömning och nivå vilket kan få konsekvenser för både människor och natur i schaktets omgivning. I miljökonsekvensbeskrivningen måste det därför ingå en utredning kring gruvans påverkan på grundvattnet. I utredningen beräknas bland annat inom vilket område grundvattenytan kommer att sänkas av. Det är också viktigt att veta ungefär hur mycket vatten som kommer att läcka in i gruvan. Grundvattenströmningen kring en gruva kan vara mycket komplex eftersom gruvan omges av berg, där vattnet främst strömmar i diskreta sprickor eftersom själva bergmassan har mycket låg genomsläpplighet. Det leder till att berget är mycket heterogent med avseende på hydrauliska egenskaper vilket i sin tur leder till att det är komplicerat att beräkna en gruvans påverkan på grundvattnet i dess omgivning.

Enligt Martinez & Ugorets (2010) finns det tre huvudproblem inför gruvdrift gällande grundvatten: behov av läns pumpning, stabilitetsproblem i schaktets väggar samt miljöpåverkan på grundvattennivå och grundvattenkvalitet. Vid undersökningar för tillstånd för gruvor vill man veta:

- ingenjörsmässiga och ekonomiska risker vid inläckage av grundvatten
- den mest effektiva metoden för att avvattna gruvan
- bästa gruvdriften för att minska inläckage
- kvaliteten på det uppumpade vattnet
- miljöpåverkan hos grundvattensystemet och ytvatten
- hur grundvattnet påverkas efter avslutad gruvdrift

En del av dessa frågor kan lösas genom enklare analytiska lösningar men för mer detaljerade svar behövs mer komplicerade metoder. Ofta behöver man till exempel räkna på ett tredimensionellt flöde (Martinez & Ugorets, 2010).

Gruvans påverkan på grundvattnet kan beräknas såväl med analytiska som numeriska metoder. När analytiska metoder används måste verkligheten förenklas till ideala förhållanden, vilket t.ex. innebär att bergets egenskaper beskrivs som homogena. Beräkningarna är dock ofta snabba och förhållandevis enkla att utföra. Fördelarna med numeriska metoder är att verkligheten kan avbildas noggrannare. Numeriska metoder kan t.ex. hantera tredimensionell flödesberäkning, heterogen beskrivning av bergets egenskaper och detaljerad beskrivning av schaktets utformning. Nackdelen är att en numerisk modell kan vara svår att sätta upp. Den kräver mycket indata och resultatet blir inte bättre än noggrannheten på denna. Det är därför inte säkert att en mer avancerad numerisk modell ger ett bättre resultat än en enklare analytisk metod.

Stora inläckage i schaktet kan orsaka problem med säkerhet och produktion i gruvan medan en grundvattensänkning kan skada natur och infrastruktur kring gruvan. Det är därför viktigt att använda en metod som ger en bra uppskattning av inläckage till schaktet och avsänkingsområde, samtidigt som det inte är ekonomiskt försvarbart att använda en mer komplicerad metod än nödvändigt. Det finns därför ett behov av att jämföra enklare analytiska lösningar med mer komplicerade numeriska lösningar.

## **1.1 SYFTE**

Syftet med examensarbetet var att beräkna ett djupt vertikalt dränerat gruvschakts påverkan på grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget. Numeriska beräkningar gjordes för olika egenskaper hos gruvschakt och omkringliggande berg för att utreda hur olika faktorer påverkade storleken på influensområdet, flödet av inläckande vatten i schaktet samt grundvattenbildningen. Jämförelse gjordes också mellan analytiska och numeriska metoder för beräkning av grundvattenavsänkningen kring ett gruvschakt.

## 2 TEORI

### 2.1 GRUNDVATTEN

Grundvatten är det vatten som finns i marken under grundvattenytan, vilken är den nivå där vattnets tryck är lika med atmosfärstrycket. Under grundvattenytan, i den mättade zonen är alla jordens porer eller bergets sprickor fyllda med vatten. Ovanför grundvattenytan, i den omättade zonen är en del porer fyllda med luft och det vatten som finns där kallas markvatten (Grip & Rodhe, 1994).

#### 2.1.1 Grundvattenbildning

Den hydrologiska budgeten kan skrivas enligt  $P - E = R + dS/dt$ , där  $P$  är nederbörden,  $E$  är evapotranspiration,  $R$  är avrinning och  $dS/dt$  är magasinförändringen. Över längre tidsperioder kan magasinförändringen antas vara noll och ekvationen kan då skrivas  $P - E = R$  (Gustafson, 2009).

Grundvattnet kan delas upp i jordgrundvatten och berggrundvatten (Carlsson m.fl., 1978). Eftersom berggrunden oftast är täckt med ett jordlager måste vattnet först passera detta innan det kan bilda berggrundvatten. Den hydrauliska konduktiviteten i berg är mycket liten vilket gör att en stor del av avrinningen aldrig når berggrunden utan rinner av i de övre jordlagren till vattendrag och sjöar (Gustafson, 2009).

Grundvattenbildning sker främst under våren och hösten. På sommaren är vanligen avdunstningen större än nederbörden och därför bildas nästan inget grundvatten. Det vatten som infiltrerar ner i jorden tas istället snabbt upp av växterna. På vintern faller nederbörden som snö, åtminstone i norra delen av Sverige, så avrinningen sker därför först på våren när snön börjar smälta. Det är också tjäle i marken under vintern vilket hindrar vattnet att nå grundvattnet (Gustafson, 2009). Tjälén är dock inte helt impermeabel så lite grundvattenbildning sker ändå. Där klimatet är så varmt att marken inte är tjälad kan grundvattenbildning ske obehindrat även under vintern. Avrinningen från ett stort grundvattenmagasin förändras inte så mycket mellan olika årstider. Eftersom inflödet varierar medan utflödet är ganska jämt förändras grundvattennivån under året. I urberg, i moränterräng kan förändringen vara så stor som 150-200 cm. Grundvattennivån kan också variera över flera år på grund av skillnader i nederbördsmängd (Carlsson m.fl., 1978). När vattenuttag sker i berget, t.ex. i en brunn, ökar grundvattenbildningen (Gustafson, 2009).

Med en modell för vertikalt flöde, som kalibrerades och validerades mot observationer av grundvattennivåer, beräknade Bockgård (2004) grundvattenbildningen till sprickigt berg i ett försöksområde i Uppland till 20 mm/år under ostörda förhållanden. Bockgård (2004) simulerade också grundvattenströmningen mellan jord och berg i en tvådimensionell numerisk grundvattenmodell. Grundvattenbildningen till berg undersöktes för olika storlek på den vertikala potentialskillnaden. Två olika modeller jämfördes, en med homogen konduktivitet och en med heterogen konduktivitet. När konduktiviteten var homogen och potentialskillnaden stor, sjönk grundvattenytan under bergöverytan och allt vatten som läts infiltrera ner i jorden, 200 mm/år respektive

150 mm/år, infiltrerade även ner i berget. När konduktiviteten var heterogen varierade grundvattenbildningen till berget mycket mellan olika realiseringar och medeltalet på grundvattenbildningen till berg var betydligt mindre än för den homogena modellen när den vertikala potentialskillnaden var stor. I den heterogena modellen bildades omättade områden under grundvattenytan vilket minskade den hydrauliska konduktiviteten (Bockgård, 2004).

### 2.1.2 Grundvattenströmning

Vatten infiltrerar ner i marken i inströmningsområden, där totalpotentialen minskar med djupet, och strömmar ut i utströmningsområden, där totalpotentialen ökar med djupet. Vilka områden som blir in- respektive utströmningsområden styrs till stor del av topografin på så sätt att höjder bildar inströmningsområden och svackor utströmningsområden (Grip & Rodhe, 1994). Ytligt grundvatten strömmar från inströmningsområden till utströmningsområden och strömningen styrs mycket av terrängens topografi. Grundvatten på mycket stora djup strömmar däremot oberoende av topografin på ytan. Detta vatten strömmar mycket långsamt och kan betraktas som stillastående (Carlsson m.fl., 1978). När upptag av grundvatten sker, t.ex. i en brunn ändras flödesmönstret hos grundvattnet vilket kan leda till att utströmningsområden förvandlas till inströmningsområden (Gustafson, 2009).

Markvattnets och grundvattnets strömning drivs av gravitations- och tryckkrafter, vilka balanseras av friktionskrafter. Markvattnet har en tryckpotential och en lägespotential som tillsammans bildar totalpotentialen och det är denna som driver flödet. Lägespotentialen är det arbete som krävs för att lyfta vattnet till den nivå det befinner sig på utifrån en referensnivå medan vattnets tryckpotential är det arbete som krävs för att ge vattnet det aktuella trycket utifrån atmosfärstryck. Darcys lag (ekvation 1) ger grundvattenflödet mellan två punkter utifrån potentialskillnad och hydraulisk konduktivitet (Grip & Rodhe, 1994).

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{dh}{dx} \quad (1)$$

$Q$  = vattenföring ( $m^3/s$ )

$A$  = tvärsnittsarea hos det betraktade markskiktet ( $m^2$ )

$K$  = hydraulisk konduktivitet ( $m/s$ )

$h$  = vattnets totalpotential ( $m$ )

$x$  = sträcka ( $m$ )

Den hydrauliska konduktiviteten är ett mått på markens förmåga att leda vatten. Konduktiviteten kan vara olika stor i olika riktningar beroende på t.ex. lagerföljd i jorden eller sprickriktning i berget. Det kallas anisotropi. Motsatsen, d.v.s. att konduktiviteten är lika i alla riktningar kallas isotropi. Konduktiviteten kan också variera mellan olika områden i marken. Om den gör det är berget heterogent med avseende på konduktivitet. När konduktiviteten är lika oberoende av platsen är berget homogent.

När konduktiviteten är anisotrop behöver ekvation 1 skrivas för varje riktning för sig. Om axlarnas riktning överensstämmer med principalriktningarna hos anisotropin kan flödet beskrivas med ekvation 2 (Domenico & Schwartz, 1998).

$$\begin{cases} q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{cases} \quad (2)$$

Utifrån principen om massbalans kan då ett tredimensionellt flöde beskrivas med ekvation 3 (Domenico & Schwartz, 1998). Ekvation 3 är en grundläggande ekvation för grundvattenströmning.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3)$$

$K_x$ ,  $K_y$ , och  $K_z$  = hydraulisk konduktivitet (m/s)  
 $h$  = totalpotential (m)  
 $W$  = en källterm t.ex. pumpning ( $s^{-1}$ )  
 $S_s$  = specifik magasinskoefficient ( $m^{-1}$ )  
 $t$  = tid (s)

### 2.1.3 Grundvattenströmning i berg

I kristallint berg är själva berget mycket tätt, så det är sprickorna och deformationszonerna i berget som leder vattnet. Berget brukar delas upp i bergmassa som innehåller få sprickor och sprickzoner där sprickfrekvensen är stor. Även om bergmassan också innehåller sprickor är det främst i sprickzonerna som vattnet strömmar. Sprickorna i berget bildas vid bergartsbildning, bergskedjebildning, tryckavlastning då en bergskedja eroderar bort, glaciation samt av erosion och vittring vid markytan. Bergartens egenskaper påverkar sprickbildningen (Gustafson, 2009).

Hur lätt vatten kan flöda i sprickor beskrivs ofta med transmissivitet. Transmissiviteten beskriver hur mycket vatten som flödar i sprickan per breddenhet i förhållande till potentialskillnaden. I sprickzonerna är mängden sprickor stor men storleken på transmissiviteten bestäms ofta av några få högkonduktiva sprickor. Det är inte större andel högkonduktiva sprickor i en sprickzon än i resten av berget, men mängden sprickor gör att sannolikheten för att någon spricka har hög transmissivitet ökar. En sprickzon med krosszon i mitten kan vara tät och på så vis vara en hydraulisk barriär. En mycket konduktiv zon kan också fungera som en gräns eftersom det rika vattenflödet ger konstant totalpotential. Transmissiviteten är ofta hög längs med zonen och låg tvärs över zonen (Gustafson, 2009).

Den hydrauliska konduktiviteten är ofta mycket större i de översta delarna i berget, vilket gör att endast en liten del av grundvattnet strömmar ner till stora djup (Axelsson

& Follin, 2000). En stor anledning till konduktivitetens djupberoende är att det är större spänningar i berget på djupet vilket stänger till sprickorna. Det finns också andra orsaker till att de ytligare sprickorna leder mer vatten, t.ex. att de har varit utsatta för frostsprängning under perioder av istid samt att mer vittring sker i ytligare berg (Gustafson, 2009).

Hur mycket vatten en spricka kan leda beror på dess transmissivitet men eftersom sprickorna i berget är ändliga beror flödet också på hur bra sprickorna är sammankopplade med varandra. För att berget ska kunna leda vatten måste sprickorna vara sammankopplade från ena sidan till den andra (Jing & Stephansson, 1997). Flödet i ett sprickigt berg bestäms därför dels av sprickornas hydrauliska apertur, dels av deras orientering och längd. Sprickornas hydrauliska apertur avgör deras transmissivitet, som är ett mått på hur genomsläppliga de är. Sprickornas orientering och längd är faktorer som påverkar hur bra sammankopplade de är med varandra (Long m.fl., 1982). Sprickorna är inte jämt spridda i berget och transmissiviteten i sprickorna kan variera mycket. Dessutom är kopplingarna mellan sprickorna oregelbundna. Därför kan bergets hydrauliska egenskaper vara extremt heterogena på lokal skala (Geier m.fl., 1992).

## **2.2 GRUVDRIFT**

De flesta metaller finns utspridda i mycket små mängder i jordskorpan. På vissa ställen har de av olika anledningar anrikats och bildat mineraliseringar med högre metallhalt. När metallhalten är så hög att det är ekonomiskt att bryta den kallas de för malmer (Nationalencyklopedin, 2011a). I Sverige är ofta malmkropparna formade som brant sluttande skivor med en bredd på 2-100 m och en längd på 200-4000 m (Nationalencyklopedin, 2011b).

I början bryts ofta malmen i dagbrott. För att undvika ras måste även berg på sidorna om malmkroppen brytas och när denna mängd berg blir för stor påbörjas istället en underjordsgruva. Vid underjordsbrytning görs oftast horisontella orter varifrån malmkroppen bryts. Orterna är förbundna med ett uppfodringschakt där transport upp till ytan sker (Nationalencyklopedin, 2011b).

## **2.3 HYDRAULISKA EFFEKTER AV GRUVSCHAKT**

Gruvverksamheten påverkar grundvattnet både kemiskt och fysiskt. Den fysiska påverkan orsakas av att gruvan oftast ligger under grundvattennivån och därför måste läns pumpas. Den kemiska påverkan beror på de vittringsprocesser som sker i slaggprodukterna samt de kemikalier som används för utvinning av mineralen. Grundvattenavsänkningen leder också till mer vittring eftersom syrehalten i berget ökar (Axelsson m.fl., 1994).

När det inläckande vattnet pumpas upp ur gruvan avsänks grundvattennivån i gruvschaktets omgivning. Sänkningen sker tills den omfattar ett så stort område att summan av grundvattenbildningen inom området och grundvattentillrinningen till detta område motsvarar inläckaget. Då uppstår en ny jämvikt (Carlsson m.fl., 1978). Inläckaget till ett gruvschakt minskar med tiden vilket beror på att inflödesmotståndet ökar. Till detta finns huvudsakligen tre orsaker: bergmekaniska orsaker, tvåfasflöde och



kemiska utfällningar. Den bergmekaniska orsaken är att berget anpassar sig till den nya spänningssituationen och sprickornas vidd minskar vilket minskar transmissiviteten. Tvåfasflöde innebär att luften i sprickorna närmast bergrummet hindrar flödet. Sänkt grundvattenyta påverkar också inflödet (Gustafson, 2009).

De vattenledande porernas andel av den totala bergvolymen kallas kinematisk porositet. I berget är den mycket låg vilket innebär att berget innehåller mycket lite vatten per volymsenhet. Det gör att även ett litet inläckage kan leda till stor grundvattenavsänkning. Avsänkningstrattens form blir ofta oregelbunden på grund av bergets heterogenitet. Den blir mycket mer utsträckt där konduktiviteten är högre, t.ex. kring sprickzoner. Små förändringar i grundvattennivån kan vara svåra att upptäcka eftersom grundvattennivån varierar naturligt under året och ibland även under dygnet (Olofsson, 1991a).

Gruvschaktet påverkar också grundvattenströmningen. Flödesmönstrets riktning påverkas eftersom vattnet strömmar mot schaktet och hastigheten i grundvattenströmningen kan öka. Det ändrade flödesmönstret kan leda till att utströmningsområden förvandlas till inströmningsområden (Carlsson m.fl., 1978). En sänkning av grundvattentrycket kan påverka grundvattenströmningen på stora avstånd (Axelsson m.fl., 1994).

### **2.3.1 Storlek på influensområde**

Hur mycket en gruva påverkar grundvattnet i omgivningen beror på berggrundens genomsläpplighet och förekomst av vattenförande sprickzoner. Andra faktorer som bestämmer hur stor påverkan blir är gruvans djup och geometri, markytans topografi samt hydrometeorologiska förhållanden. Influensområdet blir större för en högre hydraulisk konduktivitet eftersom mer vatten läcker in i gruvan (Axelsson m.fl., 1994). Om genomsläppligheten är mycket låg kan dubbla grundvattenytan uppstå (Carlsson m.fl., 1978). Längs sprickzoner, där den hydrauliska konduktiviteten är högre, kan avsänkning ske på mycket större avstånd än det genomsnittliga influensavståndet (Axelsson m.fl., 1994).

Storleken på avsänkningstratten minskar om tillrinningen av grundvatten ökar. Det beror på att avsänkningstrattens storlek ökar tills jämvikt uppstår mellan tillrinning av grundvatten och läns-pumpning i gruvan. Ökning av tillrinningen kan ske antingen genom att grundvattenbildningen ovanifrån ökar eller genom att vatten rinner till från sidan. En konsekvens av detta är att gruvan påverkar grundvattennivån på större avstånd nedströms gruvan där vattnet strömmar bort än uppströms där vattnet strömmar mot gruvan (Carlsson m.fl., 1978).

Gruvans geometriska utbredning och djup under naturlig grundvattenyta påverkar också influensområdet genom att ökat brytningsdjup ökar storleken på influensområdet. Även gruvbrytningens tidsförlopp kan påverka eftersom det tar tid för den nya jämvikten att ställa in sig (Carlsson m.fl., 1978). Erfarenheter från Äspötunneln visar att det tar mellan 6 och 10 år innan jämvikt har uppstått och därigenom slutlig grundvattenavsänkning gjorts (Axelsson & Follin, 2000).

### **2.3.2 Avsänkning av grundvatten i jordlager**

När grundvattentrycket i berget sjunker sker mer grundvattentillrinning, vilket leder till att även grundvattenytan i jordlagren kan sjunka. Detta sker främst ovanför vattenförande sprickzoner i berget. Sänkning i jorden blir dock oftast mycket mindre än sänkning i berg eftersom grundvattenbildningen är mycket större i jord än i berg. När jorden innehåller tätare lager sker ofta ingen avsänkning alls (Axelsson & Follin, 2000).

Grundvattnet kan delas upp i tre delar: grundvatten i jordlager, ytligt berggrundvatten och djupt berggrundvatten. För att brunnar ska påverkas måste grundvattenavsänkningen ske i det ytliga berggrundvattnet. Detsamma gäller för att grundvattnet i jordlagren ska sänkas. Hur stor avsänkning som sker i jordlagren och vilket område som påverkas beror på flera faktorer. Jordens sammansättning och mäktighet påverkar influensområdet. Inom områden med sand- och grusavlagringar kan läckaget till berggrunden bli stort och jordgrundvattnet påverkas mycket. Om jorden istället innehåller täta skikt kan jordgrundvattnet komma att utgöra ett eget isolerat system som inte påverkas av en eventuell grundvattenavsänkning i berget. Sprickor och sprickzoners utbredning och egenskaper har stor påverkan på storleken och formen på influensområdet eftersom det främst är där som grundvattnet flödar ner i berget. Den hydrauliska kontakten mellan berg och jord är också en viktig faktor. I sprickzoner som inte har kontakt med vattengenomsläppliga jordlager eller ytvatten fås stor grundvattenavsänkning i berggrunden. När det finns kontakt med genomsläppliga jordlager sker mindre avsänkning på djupet och då sker istället en större avsänkning i jordlagren. Ytterligare en faktor som påverkar avsänkningen är grundvattenbildningen. När mycket vatten infiltrerar i jorden sker mindre avsänkning. Om det finns hydraulisk kontakt med större ytvattensystem kan mycket vatten fyllas på och mindre avsänkning sker. Topografin påverkar också influensområdet genom att den speglar de geohydrologiska förhållandena (Axelsson & Follin, 2000).

Sammanfattningsvis blir grundvattenavsänkningen i jordlagren liten om berggrunden har låg hydraulisk konduktivitet, jordlagren innehåller tätande skikt, grundvattenbildningen till jordlagren är stor samt om det finns kontakt med ytvatten (Axelsson & Follin, 2000).

### **2.3.3 Konsekvenser av sänkt grundvattenyta**

En grundvattenavsänkning i berget kan leda till minskade uttagsmöjligheter i bergborrade brunnar. Speciellt påverkas brunnar som är borrade i en sprickzon som har hydraulisk kontakt med tunnlar och schakt (Axelsson & Follin, 2000).

En grundvattenavsänkning i jordlagren kan påverka växtligheten negativt, men det är bara den växtlighet som är beroende av grundvatten som påverkas. Största delen av vegetationen i Sverige försörjs direkt av nederbörden och kommer därför inte att påverkas av en grundvattensänkning (Carlsson m.fl., 1978). Det är främst vegetation i utströmningsområden som påverkas av en grundvattensänkning. Även växtlighet i jord

med låg vattenhållande förmåga, t.ex. sandjordar kan påverkas (Axelsson & Follin, 2000). Grundvattensänkning kan också leda till skador i byggnader och på vägar eftersom ett minskat portryck i lera leder till sättningar (Carlsson m.fl., 1978).

#### **2.3.4 Åtgärder**

För att minska inläckaget av vatten kan man täta de mest vattenförande sprickorna genom injektering av cement. Det finns också möjlighet till återinfiltration av det uppumpade vattnet (Axelsson & Follin, 2000).

### **2.4 UNDERSÖKNING AV BERGETS HYDRAULISKA EGENSKAPER**

För att kunna beräkna grundvattenavsänkningen kring ett gruvschakt krävs kunskap om bergets hydrauliska konduktivitet. Desto mer detaljerad modell som används desto noggrannare måste berget undersökas.

Vid hydrologiska förundersökningar är det bäst att mäta översiktligt över ett större område. SGU:s geologiska kartor kan ge en första överblick, men mer information krävs. Frekvensen av gångbergarter bör undersökas eftersom det kring dem ofta bildas vattenförande sprickzoner. Det är viktigt att kartlägga sprickornas intensitet och riktning. För att få ytterligare information kan man borra i berget och med hydrauliska tester kan sedan bergets genomsläpplighet testas (Gustafson, 2009).

Eftersom berget inte är homogent kan det vara besvärligt att bestämma dess hydrauliska konduktivitet. Vid bestämning av konduktiviteten måste hänsyn tas till att denna egenskap beror av längdskalan, vilket innebär att medelvärdet på konduktiviteten påverkas av skalan den är mätt på. Det beror på att berget är heterogent och att sprickorna som leder vattnet har en ändlig utbredning (Gustafson, 2009). Om konduktiviteten mäts över en liten volym är variansen stor och medianvärdet litet medan om konduktiviteten mäts på stora volymer är variansen liten och medianvärdet relativt sett större. När konduktiviteten mäts på så stora skalor att variansen blir så liten att den kan försummas fås effektivvärdet av den hydrauliska konduktiviteten (Ericsson m.fl., 2006). Effektivvärdet på konduktiviteten ligger mellan det aritmetiska och det harmoniska medelvärdet och kan beräknas med Matherons förmodan (Gustafson, 2009). Ett annat problem med mycket heterogent berg är att borrhålen kan missa de högkonduktiva sprickorna. De är mycket betydelsefulla för flödet i berget så om de missas blir det stora fel i uppskattningen av bergets hydrauliska konduktivitet.

När flödet kring en gruva modelleras med en tredimensionell numerisk modell måste data som den baseras på också vara tredimensionella, d.v.s. både laterala och vertikala flödesegenskaper måste vara kända. I en första karaktärisering kan de borrhål som redan finns från prospekteringen användas för att bestämma flödesriktningar och vattenkemi. Ytterligare undersökningar bör sedan göras utifrån dessa resultat. Undersökningar bör göras inom en radie av några kilometer runt gruvan och i närheten av gruvan till ett djup under den planerade botten. Det är viktigt att mäta den vertikala hydrauliska gradienten och den vertikala hydrauliska konduktiviteten (Martinez & Ugorets, 2010).

## 2.5 ERFARENHETER FRÅN GRUVOR OCH TUNNLAR

### 2.5.1 Gruvor

I en undersökning gjord på uppdrag av SKB (Axelsson m.fl., 1994) beräknades avsänkning av grundvattenytan och influensområde kring ett flertal gruvor i Sverige och resultaten jämfördes med uppmätta data. De studerade gruvorna var Aitik, Garpenberg, Grängesberg, Kiruna och Kristineberg. Inläckaget varierade mellan 20 l/s och 100 l/s och konduktiviteten varierade mellan  $1 \cdot 10^{-8}$  m/s och  $4 \cdot 10^{-8}$  m/s. Influensområdet beräknades till mellan 500 m och 2 km och de beräknade värdena stämde ganska bra med uppmätta värden. Längs sprickzoner påverkades även områden på större avstånd (Axelsson m.fl., 1994). Inläckaget i Svenska gruvor är relativt litet jämfört med vissa utländska gruvor som ligger i sedimentära bergarter (Carlsson m.fl., 1978). Allmänna observationer kring gruvor visar att det växer träd, buskar och gräs alldeles intill gruvschakt, trots att grundvattennivån ligger mer än 100 m under marknivån (Axelsson & Follin, 2000).

Enligt Brown (2010) har utredningar om vattenfrågor kring gruvor gett underskattade värden för inläckage och avsänkning av grundvatten vid ett flertal tillfällen. Brown (2010) anser att bättre utvärdering av undersökningarna behövs eftersom andra resultat kanske hade lett till bättre beslut kring tillstånd och gruvdesign. Ett exempel där problem uppstått är en diamantgruva i norra Kanada. Där var inflödet tre gånger högre än det uppskattade efter två år och förutsågs öka ytterligare. Anledningen till felberäkningen var att man inte hade tagit hänsyn till en sprickzon som kopplade en sjö till gruvan. Problemen hade kunnat undvikas med en annan utformning av gruvan. Ett annat exempel är ett dagbrott för guldbrytning i Nevada. Där krävdes bortpumpning av vatten med ett fem gånger högre flöde än det uppskattade. Geohydrauliska undersökningar behövs också för att utvärdera stabiliteten i schaktväggarna eftersom de stabiliseras av minskat vattentryck. I en australiensisk kolgruva kollapsade en sluttning på grund av felaktiga bedömningar (Brown, 2010).

En orsak till felbedömningar av vattenfrågor kring gruvor är att det är svårt att bestämma de olika parametrar som används vid beräkningarna. Beräkningarna som görs är också mycket komplicerade och komplexa. Ofta används dataprogram för de komplexa beräkningarna och då kan fel uppstå om användaren inte förstår detaljerna i hur programmet fungerar och därför gör feltolkningar av resultaten (Brown, 2010). Brown (2010) skriver också att det finns problem med att man inte lägger tillräckligt med pengar på att undersöka vattenfrågor kring gruvor samt att det är svårt att få till undersökningar på tillräckligt stort avstånd från själva malmkroppen och under tillräckligt lång tid. Brown (2010) föreslår slutligen olika sätt att kontrollera lösningen på. Det går t.ex. att kalibrera lösningen mot en liknande verklig händelse, beräkna varians utifrån varians i indata eller jämföra resultat från olika lösningar.

### 2.5.2 Bolmentunneln

Bolmentunneln är en dricksvattentunnel mellan Småland och Skåne som byggdes mellan 1975 och 1985. Omfattande undersökningar gjordes innan, under och efter byggandet. Bland annat undersöktes hur olika faktorer påverkade grundvattennivån. Undersökningarna visade att:

- Brunnar i utströmningsområden påverkas mycket mer av en tunnel än de i inströmningsområden.
- Om jordlagret är tunt påverkas grundvattennivån mer av en tunnel.
- Brunnar i sand och grus påverkas mer än de som är gjorda i morän eftersom morän är heterogent och konduktiviteten där ofta är låg i de djupare jordlagren vilket hindrar grundvattnet från att flöda mot tunneln.
- Om det finns större grundvattenreservoarer, t.ex. rullstensåsar, i omgivningen blir avsänkningen i borrhål i berg mindre. Det beror på att det är större sannolikhet att vatten från reservoaren kan finnas i närheten av sprickzoner så att berggrundvattnet kan fyllas på.
- Om det finns mycket gångbergarter i berget där tunneln går sker mer inläckage och därigenom också mer avsänkning. Det beror på att vatten ofta flödar i gränzonen mellan bergarterna.
- Sprickor i tunnelväggen ger mer inläckage och på så vis ökad avsänkning i berget. I jordlagren finns inte samma korrelation och det kan ske stor avsänkning utan att det sker något större inläckage i tunneln. Det kan bero på att även ett mycket litet inläckage kan påverka jordgrundvattnet om grundvattenmagasinet är litet (Olofsson, 1991b).

### 2.5.3 Himmerfjärdstunnlarna

När avloppstunnlarna Himmerfjärdstunnlarna söder om Stockholm byggdes gjordes noggranna undersökningar av hur tunnlnarna påverkade brunnar i området. 73 % av de påverkade brunnarna låg inom ett avstånd från tunneln motsvarande fyra gånger tunneldjupet. De brunnar som låg på ett större avstånd än motsvarande sex gånger tunneldjupet och ändå påverkades av tunnlnarna låg nära en vattenförande sprickzon. Många brunnar i närheten av tunneln påverkades dock inte alls. Utifrån detta drogs slutsatsen att det går att bedöma riskområdet för grundvattensänkning men inte exakt vilka brunnar som påverkas (Sund m.fl., 1977).

## 2.6 KONCEPTUELLA MODELLER FÖR GRUNDVATTENSTRÖMNING I BERG

När flödet i berget ska beräknas måste bergets komplicerade geometri beskrivas med en enklare konceptuell modell. Det finns flera olika sätt att beskriva berget på. Med en kontinuummodell beräknas vattenflödet i tre dimensioner över hela volymen. Bergets konduktivitetfält beskrivs antingen som homogent med ett effektivvärde på konduktiviteten eller stokastiskt utifrån en statistisk fördelning. Ett annat sätt att modellera flödet är med en diskret sprickmodell där grundvattnet flödar i ett nätverk av plana sprickor. Det finns även ytterligare sätt är att modellera flödet, t.ex. som

endimensionella kanaler i sprickorna. Vilket sätt som är det bästa beror på vad modelleringen har för syfte att undersöka och på vilken skala modellen används (Gustafson, 2009).

När grundvattenflödet beräknas måste randvillkor definieras där den modellerade volymen tar slut. Exempel på randvillkor är konstant grundvattennivå, tät gräns och konstant flöde. Både yttre randvillkor mot kanterna på modellen och markytan samt inre randvillkor mot t.ex. tunnlar och brunnar måste bestämmas. En konceptuell modell bör innehålla processer, styrande ekvationer, geometrisk struktur, randvillkor och begynnelsevillkor (Gustafson, 2009).

### **2.6.1 Ekvivalent kontinuum**

Om volymen som ska modelleras är stor kan berget betraktas som homogent. Ett effektivvärde beräknas för den hydrauliska konduktiviteten som är lika i alla punkter och riktningar. Fördelen med ett ekvivalent kontinuum är att flödet kan beskrivas med vanliga differentialekvationer med analytiska lösningar (Gustafson, 2009). Nackdelen är att det är svårt att ta fram en ekvivalent konduktivitet för det heterogena berget. Det går heller inte att göra några undersökningar av de spatiella variationerna i flöde och avsänkning av grundvattnet.

Idén med ekvivalent kontinuum bygger på att bergets konduktivitet betraktas som konstant för en viss volym. Denna volym kallas ”det representativa volymselementet” (REV) och är i storleksordningen hundratals meter för sprickigt berg (Gustafson, 2009). När en numerisk modell används måste REV vara mindre än storleken på beräkningscellerna. Om REV är större går det inte att modellera berget som ett ekvivalent kontinuum (Jing & Stephansson, 1997).

### **2.6.2 Stokastiskt kontinuum**

Eftersom berget är mycket heterogent och vattnet bara flödar i diskreta sprickor i berget krävs en stor volym av berg för att uppnå REV, d.v.s. en volym där konduktiviteten är konstant. Över så stor volym kan det vara praktiskt omöjligt att göra mätningar och ibland är berget så heterogent att det inte ens går att hitta en REV. Utan ett konstant värde för konduktiviteten går det inte att använda en ekvivalent kontinuummodell. Då kan istället en stokastisk kontinuummodell användas (Neuman, 1987).

Stokastiskt kontinuum bygger på att berget delas in i små delvolymmer där varje volym tilldelas ett stokastiskt värde på den hydrauliska konduktiviteten utifrån en statistisk fördelning. Konduktiviteten kan fås direkt från hydrauliska tester på skalor som är praktiska ur mätsynpunkt. Mätvolymen måste vara tillräckligt stor för att flöde alltid ska kunna uppmätas, men den kan vara mycket mindre än REV eftersom en statistisk behandling av mätresultatet görs. Oftast är det bäst att arbeta med logaritmerade värden eftersom de ofta följer en normalfördelning (Neuman, 1987). Den hydrauliska konduktiviteten beskrivs med statistiska termer, som väntevärde, varians, kovarians och eventuella trender. Om hänsyn tas till kovarians bevaras strukturen i konduktivitetens fältet bättre än om man bara tar hänsyn till medelvärde och varians (Geier m.fl., 1992). Utifrån kovariansen kan ett semivariogram tas fram som visar vilken rumslig

korrelation som finns och interpolationsmetoden kriging kan användas för att ta fram värden på konduktiviteten mellan borrhålen. Multipla realiseringar av modellen simuleras där olika konduktivetsfält skapas utifrån samma statistiska fördelning, s.k. Monte Carlo simulering. Resultaten kan sedan tolkas statistiskt. För att modellen ska överensstämja med borrhålsdata kan villkorad Monte Carlo simulering användas vilket innebär att konduktiviteten bestäms deterministiskt för borrhålen (Neuman, 1987).

Fördelar med stokastiskt kontinuum är att det går att bygga upp modellen utifrån data från hydrauliska tester och att det går bra att använda modellen på platsspecifik skala. Nackdelar är att det ibland inte fungerar att modellera berget som ett poröst medium eftersom det är svårt att reproducera tunna högkonduktiva sprickor och modellera diskreta kopplingar av flödet i berget. Andra problem är att metoden baseras på antaganden om storlek på varians och korrelation hos den hydrauliska konduktiviteten samt att strukturen på konduktivetsfältet blir förenklad (Geier m.fl., 1992).

Om jämförelse ska göras mellan en homogen modell och en stokastisk kontinuummodell måste båda modellerna ha samma effektivvärde på konduktiviteten (Ericsson m.fl., 2006).

När stokastiskt kontinuum används i en modell måste hänsyn tas till cellstorleken. Eftersom den hydrauliska konduktiviteten är skalberoende kan det bli problem om modellen har olika stora celler. En metod som skalar konduktiviteten måste då användas, så att alla celler får samma effektivvärde (Holmén, 2011). Ett annat problem är vilken cellstorlek som bör användas. För att beräkningarna av grundvattenytans läge ska bli så bra som möjligt bör cellagren närmast ytan på modellen vara så tunna som möjligt. På djupet kan lagertjockleken sedan öka, så att inte så många celler behövs totalt. För att stokastiskt kontinuum ska fungera så bra som möjligt bör lagren istället vara lika tjocka och representera en karaktäristisk längd, t.ex. längd av spricksystem, som inte bör vara för liten. Problemet går att lösa genom att tilldela konduktiviteten efter en annan blockindelning än cellstorleken (Holmén, 2011). Om blocken som konduktiviteten fördelas mellan är för små representerar de inte ett system av sprickor utan snarare enskilda sprickor eller bergmassa utan spricka. För att kunna använda så små block måste korrelation mellan blocken införas så att flera genomsläppliga sprickor tillsammans bildar ett spricksystem.

### **2.6.3 Diskret spricknätverk**

Diskret spricknätverk används då en noggrann beskrivning av flödet i berget behövs, t.ex. för att ta reda på punktläckage. Efter en noggrann kartläggning av sprickorna i berget byggs en modell med diskret spricknätverk upp från en statistisk beskrivning av sprickornas geometri och hydrauliska konduktivitet. Utifrån information om sprickornas läge, storlek, orientering och transmissivitet simuleras ett spricknätverk som flödet kan modelleras i (Geier m.fl., 1992).

Fördelar med ett diskret spricknätverk är att det går att använda sig av data om sprickornas geometri samt det finns möjlighet att modellera sprickzoner på varierande skalor, även de sprickzoner som inte är observerade, baserat på ett strukturellt mönster.

Problem med en diskret sprickmodell är att det är svårt att ta reda på sprickornas geometriska egenskaper, speciellt på djupet (Geier m.fl., 1992). Det är också svårt att modellera flödet i sprickorna eftersom sprickornas ytor är skrovliga och deras bredd varierar vilket leder till att flöde ofta sker i diskreta kanaler i sprickan (Neuman, 1987). Om modellering ska ske över ett stort område måste spricknätverket förenklas mycket (Geier m.fl., 1992).

En diskret spricknätverksmodell kan användas för att behandla data om sprickornas geometri och hydrologi för att uppskatta värden på parametrarna till andra modeller, t.ex. en stokastisk kontinuummodell (Geier m.fl., 1992). Utifrån det genererade spricknätverket kan sedan den hydrauliska konduktiviteten i olika riktningar räknas ut. Desto tätare sprickorna ligger varandra, desto mer sammankopplade är de. Det leder till att berget mer och mer liknar ett homogent medium. Om aperturen varierar mycket eller om orienteringen varierar lite minskar likheten med poröst medium (Long m.fl., 1982).

#### **2.6.4 Kombinationer**

Kombinationer av en kontinuummodell och en diskret sprickmodell kan användas. Ett sätt är att modellera sprickor med en diskret sprickmodell och sedan använda den för att räkna ut konduktiviteten i cellerna till den kontinuerliga modellen. En annan kombination beskrivs i Svensson (2001a). Där representeras sprickorna direkt i den kontinuerliga modellen och påverkar konduktiviteten i en viss cell utifrån hur stor andel av cellen de upptar och vilken konduktivitet de har. Sprickorna representeras av block och antas ha en viss vidd och konduktivitet. Metoden visade sig fungera bra för de allra flesta fall, men om sprickvidden är mycket liten jämfört med cellstorleken kan fel i flödesberäkningarna inträffa för vissa orienteringar av sprickan (Svensson 2001a). Stora sprickor beskrivs deterministiskt medan små beskrivs stokastiskt utifrån ett potenssamband (Svensson, 2001b).

### **2.7 ANALYTISKA METODER FÖR BERÄKNING AV GRUNDVATTENAVSÄNKNING**

För att beräkna grundvattenavsänkning kring gruvschakt med analytiska metoder krävs många förenklingar. Generella metoder för avsänkning kan bara ge en uppfattning om den genomsnittliga avsänkningen och influensområdet eftersom de inte tar hänsyn till sprickzoner. Det genomsnittliga influensavståndet är mycket mindre än det som kan fås vid vattenförande sprickzoner (Axelsson m.fl., 1994).

#### **2.7.1 Brunnsfunktioner för en öppen akvifer**

För en öppen akvifer kan det radiella flödet mot en brunn beskrivas med ekvation 4, (Todd, 1959). Akviferen begränsas underifrån av ett impermeabelt lager och brunnen antas sträcka sig ända ner till botten av akviferen. Metoden förutsätter också att totalpotentialen är opåverkad på ett visst avstånd från brunnen,  $r_0$ . Akviferen antas vara homogen och flödet är radiellt mot brunnen.



$$Q = \pi K * \frac{h_0^2 - h^2}{\ln(r_0/r)} \quad (4)$$

$Q$  = pumpflöde ur brunnen ( $m^3/s$ )

$K$  = akviferens hydrauliska konduktivitet ( $m/s$ )

$r_o$  = avstånd till opåverkad/konstant totalpotential ( $m$ )

$h_o$  = totalpotentialen på avståndet  $r_o$  ( $m$ )

$h$  = totalpotentialen på avståndet  $r$  ( $m$ )

För att beskriva radiellt flöde mot en brunn i en öppen akvifer som fylls på av en konstant och jämn grundvattenbildning kan ekvation 5 användas (Todd, 1959). Liksom för ekvation 4 antas grundvattenytan vara opåverkad på ett visst avstånd,  $r_o$  och brunnen sträcker sig ner till akviferens botten som avgränsas underifrån av ett impermeabelt lager. Det kan liknas vid en ö omgiven av en konstant vattenyta med en brunn i mitten.

$$h_0^2 - h^2 = \frac{R}{2K} (r^2 - r_0^2) + \frac{Q}{K\pi} \ln \frac{r_0}{r} \quad (5)$$

$h$  = totalpotentialen på avståndet  $r$  ( $m$ )

$R$  = grundvattenbildning ( $m/s$ )

$K$  = akviferens hydrauliska konduktivitet ( $m/s$ )

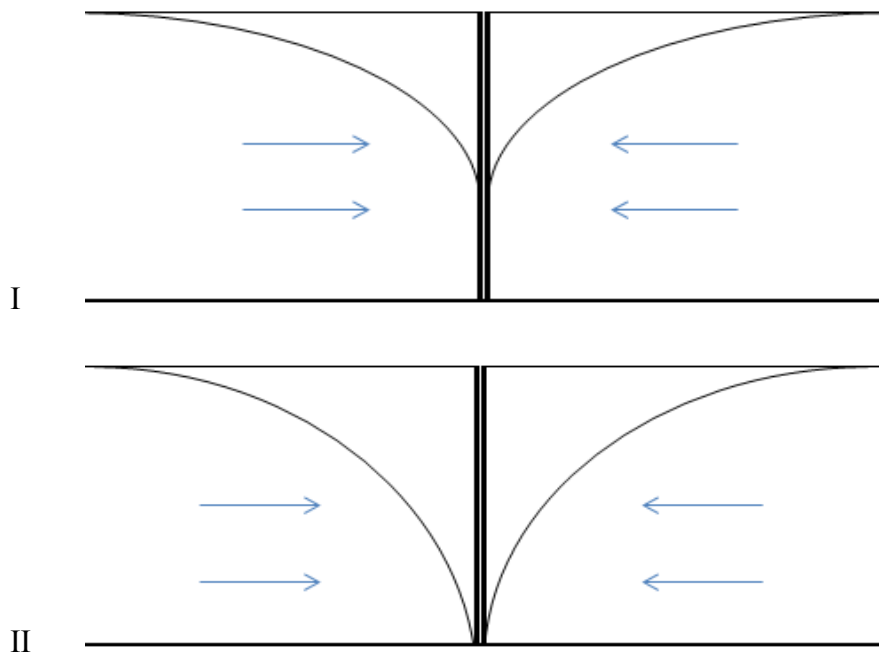
$r_o$  = avstånd till opåverkad/konstant totalpotential ( $m$ )

$Q$  = pumpflöde ur brunnen ( $m^3/s$ )

$h_o$  = totalpotentialen på avståndet  $r_o$  ( $m$ )

Ekvationerna förutsätter horisontellt flöde mot brunnen. Nära brunnen är den vertikala flödeskomponenten stor, vilket gör att ekvationen inte kan beskriva avsänkning där på ett bra sätt (Todd, 1959).  $r_o$ , avståndet till opåverkad grundvattenyta, är godtyckligt och ungefärligt, men variationen i  $Q$  blir liten för ett stort intervall av  $r_o$ , (Todd, 1959) och ekvationen är därför inte känslig för värdet på  $r_o$ . När istället avståndet beräknas utifrån flöde, ger en liten skillnad i  $Q$  en stor skillnad i  $r_o$ , vilket gör ekvationen mycket känslig för värdet på  $Q$ .

Ett annat problem med brunnsfunktionerna är att de bara räknar på ett tvådimensionellt flöde och att akviferen avgränsas av en impermeabel rand vid brunns botten. Det innebär att vatten måste flöda in i brunnen från sidorna som i Figur 1:I. När grundvattenytan är avsänkt till brunns botten, som i Figur 1:II, kan inget vatten flöda in i brunnen. Därför går inte metoden att använda för ett dränerat gruvschakt. I verkligheten ligger grundvattenytan högre än den beräknade och vatten kan därför strömma in i schaktet från kanterna även om själva schaktet är helt dränerat. Dessutom kan vatten flöda in i schaktet underifrån i ett verkligt fall eftersom strömningen då är tredimensionell.



Figur 1: Radiellt flöde mot en brunn i en öppen akvifer för (I) delvis avsänkt grundvattenyta och (II) helt avsänkt grundvattenyta. Akviferen avgränsas i botten av en impermeabel rand.

### 2.7.2 Influensavstånd utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning

Axelsson m.fl. (1994) beskriver en metod för beräkning av influensavstånd kring en gruva. Den bygger på antagandet att vid stationära förhållanden gäller att inflödet till gruvan är lika med den grundvattenbildning som sker över gruvan och dess influensområde. Då fås en ekvation som beskriver gruvans djup utifrån influensområde, hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning, ekvation 6, (Axelsson m.fl., 1994). Genom en implicit lösning fås influensavståndet.

$$D^2 = \frac{Rr_0^2}{K} \cdot \ln\left(\frac{r_0}{r_e}\right) - \frac{R}{2K}(r_0^2 - r_e^2) \quad (6)$$

$D$  = gruvans djup (m)

$R$  = grundvattenbildning (m/s)

$K$  = hydraulisk konduktivitet (m/s)

$r_0$  = influensavståndet från gruvans centrum (m)

$r_e$  = gruvans ekvivalenta radie (m),  $r_e = \sqrt{A/\pi}$  ( $A$  = gruvans tvärsnittsarea (m<sup>2</sup>))

Akviferen antas vara homogen och flödet tvådimensionellt och radiellt mot brunnen. Ingen regional strömning av grundvattnet sker.

### 2.7.3 Influensavstånd utifrån inläckage och grundvattenbildning

Axelsson m.fl. (1994) beskriver ytterligare en metod för beräkning av influensavstånd kring en gruva. Den bygger också på antagandet att vid stationära förhållanden gäller att inflödet till gruvan är lika med den grundvattenbildning som sker över gruvan och dess influensområde. Istället för att räkna ut influensavståndet utifrån den hydrauliska

konduktiviteten används inflödet till gruvan som indata, vilket ger ekvation 7, (Axelsson m.fl., 1994).

$$r_0 = \sqrt{\frac{Q}{\pi \cdot R}} \quad (7)$$

$r_0$  = influensavståndet från gruvans mitt (m)

$R$  = grundvattenbildning (m/s)

$Q$  = inflöde till gruvan (m<sup>3</sup>/s)

## 2.8 NUMERISKA METODER

Numerisk innebär att den grundläggande ekvationen för grundvattenflöde (ekvation 3) löses med numeriska metoder. Det finns två huvudmetoder för att lösa ekvationen, finita differenser och finita element, som ersätter differentialekvationen med ett antal algebraiska ekvationer. Båda metoderna kräver att området delas upp i ett rutnät. Finita differensmodeller kräver ett regelbundet, ofta rektangulärt, rutnät. Totalpotentialen beräknas för noder som antingen kan ligga i hörnen eller i mitten av rutorna. Metoden med finita element tillåter att noderna placeras i ett mer varierande mönster vilket gör att en mer komplicerad geometri kan beskrivas (Domenico & Swartz, 1998). I denna undersökning användes metoden med finita differenser och därför beskrivs endast den mer noggrant.

### 2.8.1 Finita differenser

I en finit differensmodell delas området upp i block. I en tvådimensionell modell delas områden upp i ett horisontellt rutnät och varje cell tilldelas en tjocklek. I en tredimensionell delas området upp i ett tredimensionellt rutnät med rader, kolumner och lager. Tätheten på rutnätet kan varieras så att cellerna blir mindre kring viktiga objekt, t.ex. brunnar. En tumregel är dock att den relativa storleksförändringen mellan två närliggande celler inte bör överstiga 1,5. Totalpotentialen i varje cell beräknas utifrån principen om kontinuitet, d.v.s. nettoflödet genom cellens samtliga sidor motsvarar lagring plus eventuella källor och sänkor. Flödet genom en cells sida beräknas med Darcys lag utifrån skillnaden i totalpotential mellan noden i cellen och noden i granncellen, tvärsnittsarean på cellens sida och den hydrauliska konduktiviteten (Domenico & Swartz, 1998).

### 3 METOD

Ett gruvschakts påverkan på grundvattenströmning undersöktes med analytiska metoder och genom numerisk grundvattenmodellering. Gruvschaktet, kring vilket beräkningarna gjordes, och omgivande berg representerade inte något verkligt gruvområde utan var ett teoretiskt problem. Beräkningarna av grundvattenpåverkan gjordes dels med en numerisk metod för flera olika scenarier, dels med några olika analytiska metoder.

#### 3.1 BESKRIVNING AV EXEMPELOMRÅDE OCH SCHAKT

Schaktet som orsakade avsänkningen av grundvattenytan antogs vara vertikalt och 875 m djupt samt ha en horisontell tvärsnittsarea på  $9 \text{ m}^2$ . Det var dränerat så att allt vatten som rann ner i schaktet pumpades bort.

Området som användes till beräkningarna var teoretiskt, men de värden på bergets egenskaper som användes är realistiska och hämtade från olika svenska undersökningar. För att beräkna hur gruvschaktet påverkar grundvattnet måste berget tilldelas värden för hydraulisk konduktivitet. Värdet på denna grundades på data på brunnskapacitet från SGU:s brunnsarkiv från ett exempelområde. Det geometriska medelvärdet,  $2,8 \cdot 10^8 \text{ m/s}$  valdes ut som representativt för berget. Brunnarnas medeldjup var 100 m.

För att beräkna schaktets påverkan på grundvattnet är det viktigt att veta hur mycket vatten som tillförs systemet utifrån. Nederbörd faller över området, men mycket av det avgår som evapotranspiration och bildar inte grundvatten. Det som blir kvar, avrinningen, kallades i modellen för potentiell grundvattenbildning eftersom det är det vatten som har möjlighet att bilda grundvatten. När berget är täckt med jord motsvarar den potentiella grundvattenbildningen det vatten som kan infiltrera ner i jorden och bilda jordgrundvatten. Detta kan sedan strömma till berget och bilda berggrundvatten. Utifrån data från samma exempelområde som ovan sattes den potentiella grundvattenbildningen till 360 mm/år.

#### 3.2 GEOAN

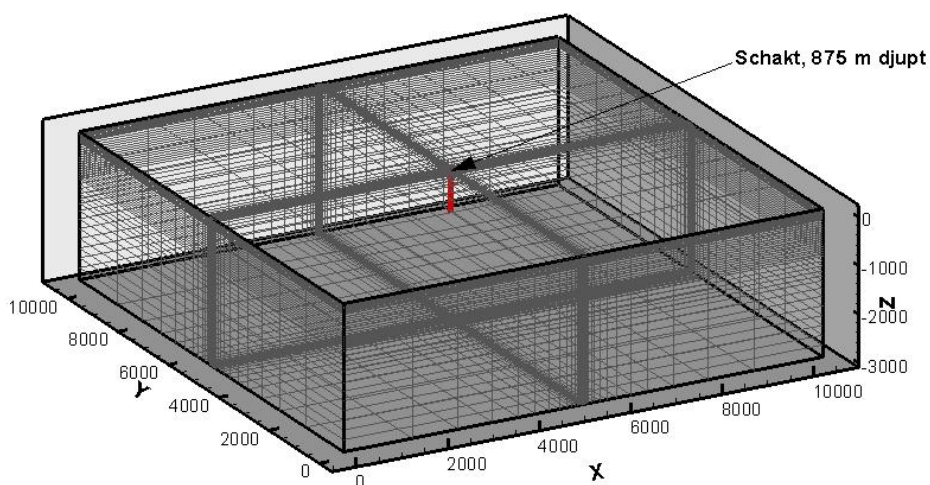
För att beräkna vilken påverkan ett gruvschakt har på grundvattnet användes programmet GEOAN (Holmén, 2011) för att göra numeriska beräkningar. GEOAN beräknar grundvattnets totalpotential och därigenom grundvattenflödet i en tredimensionell kontinuummodell. Den del av verkligheten som tas med i modellen delas upp i ett blockmönster där raderna och kolumnerna är vinkelräta och parallella med x- respektive y-axeln. Cellstorleken kan dock varieras över x-y-planet. De olika lagren i z-riktningen behöver inte vara vinkelräta mot z-axeln utan kan ha olika lutning och tjocklek. Beräkningarna sker genom att den styrande ekvationen för grundvattenflöde (ekvation 3) löses med hjälp av finita differenser. Totalpotentialen beräknas i varje cells mitt och flödet genom alla sex sidorna beräknas. GEOAN kan beräkna flödet i de omättade cellerna ovanför grundvattenytan samt modellera en rörlig grundvattenyta. Alla celler tilldelas randvillkor från början, som sedan ändras automatiskt om grundvattenytan flyttas. Om grundvattenytan vill stiga över de översta cellerna ändras deras randvillkor så att de får en konstant grundvattennivå vid markytan. Om ytvattenflöde tas med i modellen förflyttas det vatten som inte kan infiltrera samt

det vatten som eventuellt strömmar ut ur cellen till en granncell vars yta ligger på en lägre höjd, annars tas vattnet bara bort ur modellen. Om inte särskilda randvillkor anges för modellens kanter och botten sker inget flöde över dessa ränder. GEOAN kan även beräkna ämnestransport, densitetsberoende flöde och mycket annat (Holmén, 2011).

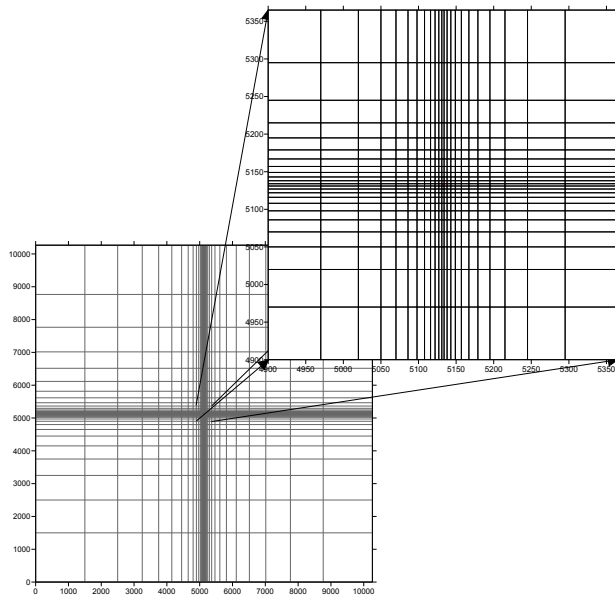
### 3.3 NUMERISKA BERÄKNINGAR: BESKRIVNING AV OLIKA SCENARIER

Simuleringarna i GEOAN gjordes för stationära förhållanden. Flera olika scenarier modellerades för att utvärdera hur olika parametrar som t.ex. konduktivitet påverkar resultatet.

En modell i form av beräkningsceller byggdes upp där gruvschaktet placerades i mitten, se Figur 2. Modelldomänens storlek varierar lite mellan olika scenarier men hade en ungefärlig bredd och längd på 10000 m och ett djup på 3000 m. Cellstorleken var minst vid ytan närmast schaktet och ökade sedan mot djupet samt mot kanterna på modellen, se Figur 3. Modellens sidor och botten var impermeabla, d.v.s. vattnet kunde inte flöda över modellens kanter från sidan eller underifrån. Inget ytvattenflöde togs med i beräkningarna vilket innebar att den potentiella grundvattenbildning som inte kunde infiltrera och det vatten som flödade ut i eventuella utflödesområden, togs bort ur modellen. Schaktet definierades som celler med atmosfärstryck som konstant tryck och det vatten som rann in i schaktet togs bort ur modellen.



Figur 2: Skiss över modellen som användes för de numeriska beräkningarna. Modelldomänens storlek varierade lite mellan olika scenarier, men hade ungefär den storlek som i figuren.



Figur 3: Cellstorlek i horisontalplanet för referensfall 0a. Den övre högra bilden är en inzoomning av området närmast schaktet.

De numeriska beräkningarna utvärderades utifrån storlek på inläckage till schaktet samt storlek på influensavstånd och influensområde. Influensområdet definierades som det område där grundvattnet avsänktes med minst 0,5 m och influensavståndet definierades som avståndet mellan schaktets kant och isolinjen för 0,5 meters avsänkning.

### 3.3.1 Referensfall 0a

I ett första steg utvärderades modelldomärens storlek horisontellt och vertikalt samt cellstorleken. För att jämföra påverkan av olika parametrar användes ett referensfall, scenario 0a. I referensfallet var berget homogent och isotropt. Den hydrauliska konduktiviteten sattes till  $2,8 \cdot 10^{-8}$  m/s och den potentiella grundvattenbildningen var 360 mm/år. Markytan var plan och ytvattenflöde togs inte med i beräkningarna. Gruvschaktet var 875 m djupt och hade en horisontell kvadratisk tvärsnittsarea på 3x3 m. I verkligheten är gruvschakt dock ofta mer eller mindre cirkulära. Inget ytligt jordlager fanns med i modellen vilket innebar att den potentiella grundvattenbildningen adderades direkt till bergets yta istället för att först infiltrera ner i jorden och sedan strömma till berget. Det innebär att den potentiella grundvattenbildningen motsvarade det vatten som infiltrerat ner i jorden och perkolerat ner till berget. Egenskaperna för modellen finns mer noggrant beskrivna i bilaga till rapporten.

### 3.3.2 Utvärdering av modelldomärens storlek

Modellen är bara en liten del av det verkliga systemet. Ibland kan det finnas naturliga vattendelare som begränsar vattnets strömning och då kan modellens kanter sättas där. I modellerna i denna undersökning påverkades vattnets strömning främst av gruvschaktet i mitten av modellen. Påverkan blir störst kring schaktet och minskar med avståndet från schaktet. Om kanterna är tillräckligt långt från schaktet där mycket liten grundvattenströmning sker så påverkar inte de impermeabla kanterna resultatet signifikant. Det finns dock nackdelar med att ha en för stor modell eftersom det kräver

mer datakapacitet. Därför undersöktes hur olika storlek på modelldomänen horisontellt respektive vertikalt påverkade resultatet för att hitta den optimala storleken. Utifrån referensfallet varierades modelldomänens horisontella storlek (Tabell 1) respektive modelldomänens vertikala storlek (Tabell 2) och dess inverkan på inläckage i schaktet och influensavstånd studerades.

Tabell 1: Bredd/längd på modellen för olika scenarier.

Scenario	Bredd/Längd (m)
0a	10265
1a	14265
1b	7265
1c	3765
1d	2765
1e	1965
1f	1365

Tabell 2: Djup på modellen för olika scenarier.

Scenario	Djup (m)
0a	3045
2a	1795
2b	1375
2c	1075
2d	925
2e	3545
2f	2395

### 3.3.3 Utvärdering av cellstorlekens betydelse

För att lösa ekvation 3 med finit differensmetod måste modelldomänen delas in i celler. Desto mindre dessa celler är desto noggrannare blir beräkningarna och därför bör cellerna vara så små som möjligt. Om cellerna är små krävs dock många celler för att täcka hela modellen och då krävs mycket datakapacitet för att utföra beräkningarna. Därför sätter datorkapaciteten och tillgänglig tid en gräns för cellstorleken. Det är främst när potentialskillnaderna varierar mycket som cellstorleken har stor betydelse. Därför gjordes cellerna kring schaktet mycket små för att sedan öka med avståndet från schaktet.

För att ta reda på hur cellstorleken påverkar resultatet varierades cellstorleken i modellen och dess inverkan på inläckage i schaktet och influensavstånd studerades. Alla scenarier utgick från referensfallet där cellstorleken ökade med avståndet till schaktet enligt Figur 3. Alla celler förminskades eller förstörades utifrån en viss faktor, se Tabell 3, men ingen cell gjordes mindre än schaktets bredd som var 3 m. Påverkan på inflödets storlek och influensavståndet studerades.

Tabell 3: Cellstorlek relativt referensfallet för olika scenarier.

Scenario	Storlek relativt referensfallet	Scenario	Storlek relativt referensfallet
0a	1,00	3e	0,10
3a	0,75	3f	2,00
3b	0,50	3g	4,00
3c	0,33	3h	3,00
3d	0,25	3i	1,50

### 3.3.4 Referensfall 0b

Efter utvärderingen av modellområdets storlek och cellstorlek bedömdes scenario 3a, med en mindre cellstorlek vara bättre än referensfall 0a. Därför användes fortsättningsvis ett nytt referensfall, 0b, med den mindre cellstorleken. Egenskaperna för modellen finns mer noggrant beskrivna i bilaga till rapporten.

### 3.3.5 Potentiell grundvattenbildning

Den potentiella grundvattenbildningen bestäms utifrån nederbörd och avdunstning. Värdet på den skiljer sig mellan olika platser samt mellan olika årstider. När inte jordlagret ingår i modellen motsvarar den potentiella grundvattenbildningen det vatten som bildat grundvatten i jorden. Det kan vara svårt att bestämma dess storlek och därför är det intressant att se hur stor inverkan denna faktor har på storleken av inflödet till schaktet samt influensavståndet. I scenario 4a-f användes referensfall 0b som grund och den potentiella grundvattenbildningen varierades (Tabell 4). Inläckage i schaktet och influensavstånd studerades.

Tabell 4: Potentiell grundvattenbildning för olika scenarier.

Scenario	Potentiell grundvattenbildning (mm/år)
0b	360
4a	300
4b	400
4c	250
4d	100
4e	150
4f	50

### 3.3.6 Homogen hydraulisk konduktivitet

I scenario 1-5 beskrevs bergets hydrauliska konduktivitet som homogen. Det är en mycket förenklad beskrivning av verkligheten eftersom berget egentligen är mycket heterogent. Det kan därför vara svårt att bestämma ett homogent medelvärde på bergets hydrauliska konduktivitet. I scenario 5a-h undersöktes hur stor påverkan medelvärdet på den hydrauliska konduktiviteten hade på inflödet till schaktet och influensavståndet under antagande om homogenitet. Konduktiviteten varierades enligt Tabell 5.



Tabell 5: Hydraulisk konduktivitet för olika scenarier.

Scenario	Konduktivitet (m/s)
0b	$2,80 \cdot 10^{-8}$
5a	$1,00 \cdot 10^{-8}$
5b	$2,00 \cdot 10^{-8}$
5c	$2,50 \cdot 10^{-8}$
5d	$3,00 \cdot 10^{-8}$
5e	$5,00 \cdot 10^{-8}$
5f	$7,50 \cdot 10^{-8}$
5g	$1,00 \cdot 10^{-7}$
5h	$2,70 \cdot 10^{-8}$

### 3.3.7 Djupavtagande hydraulisk konduktivitet

I verkligheten minskar bergets hydrauliska konduktivitet med djupet. För att ta hänsyn till detta användes en metod som finns beskriven av Ericsson m.fl. (2006). Metoden innebär att den hydrauliska konduktiviteten i den översta delen av marken beskrevs som homogen och bestämdes utifrån brunnnsdata medan den på större djup avtog enligt ekvation 8.

$$\begin{cases} d < D & K = K_{\text{brunn}} \\ d > D & K = C \cdot d^{-L} \end{cases} \quad (8)$$

$d$  = djup (m)

$D$  = det djup varifrån konduktiviteten beskrivs som djupavtagande (m)

$K$  = hydraulisk konduktivitet (m/s)

$K_{\text{brunn}}$  = hydraulisk konduktivitet utifrån brunnnsdata (m/s)

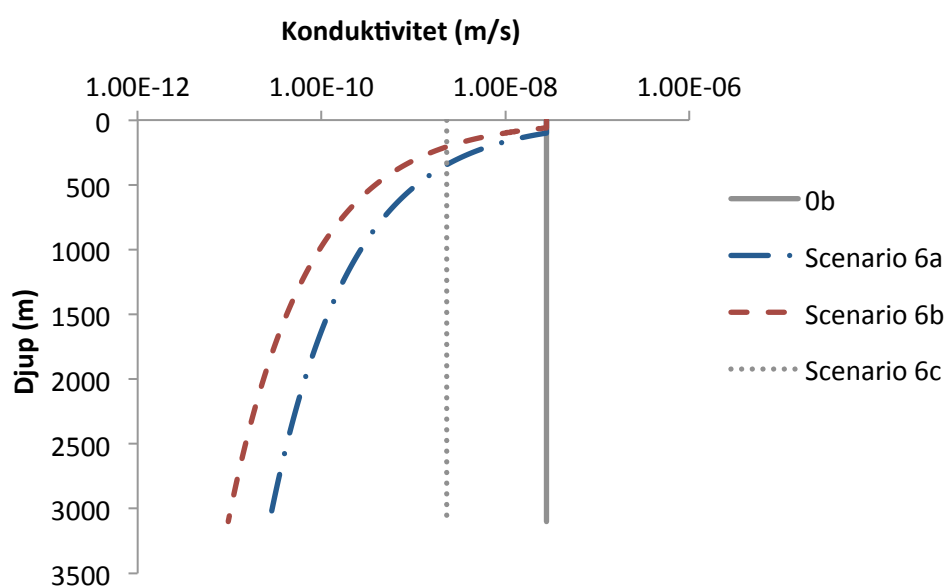
$L$  = parameter som beskriver djupavtagande

$C$  = konstant

Värdet på exponenten  $L$  sattes till 2,02. Detta värde grundar sig på SKB:s platsundersökningar vid Oskarshamn (Ericsson m.fl., 2006). Konstanten  $C$  valdes så att konduktiviteten vid djupet  $D$  stämde överens med  $K_{\text{brunn}}$ . De brunnar i området som  $K_{\text{brunn}}$  baserades på har ett medeldjup på ungefär 100 m. En begränsning på hur låg konduktiviteten kunde bli sattes till  $1 \cdot 10^{-12}$  m/s utifrån rekommendationer av Ericsson m.fl. (2006). De olika scenarierna beskrivs i Tabell 6 och konduktivitetens avtagande mot djupet visas i Figur 4.

Tabell 6: Beskrivning av scenarier med djupavtagande konduktivitet.

Scenario	Beskrivning	Konduktivitet (m/s)	
0b	Homogen konduktivitet	För alla d	$K = 2,8 \cdot 10^{-8}$
6a	Homogen konduktivitet till djupet 100 m (motsvarar brunnsdjup), därefter djupavtagande konduktivitet.	d < 100 m	$K = 2,8 \cdot 10^{-8}$
		d > 100 m	$K = 3,07 \cdot 10^{-4} \cdot d^{-2,02}$
6b	Homogen konduktivitet till djupet 60 m, därefter djupavtagande konduktivitet.	d < 60 m	$K = 2,8 \cdot 10^{-8}$
		d > 60 m	$K = 1,09 \cdot 10^{-4} \cdot d^{-2,02}$
6c	Homogen konduktivitet. Konduktiviteten väljs så att inflödet i schaktet motsvarar inflödet i scenario 6a.	För alla d	$K = 2,3 \cdot 10^{-9}$



Figur 4: Konduktiviteten för olika djup i scenario 6a-c samt referensfall 0b.

### 3.3.8 Referensfall 0c

Då djupavtagande konduktivitet ansågs mer realistiskt än homogen konduktivitet användes detta i följande scenarier. Scenario 6a valdes ut som referensfall och benämns som scenario 0c. Egenskaperna för referensfall 0c finns mer noggrant beskrivna i bilaga till rapporten.

### 3.3.9 Anisotropi i konduktivetsfältet

Anisotropi innebär att den hydrauliska konduktiviteten inte är lika i alla riktningar. Det kan orsakas av att berget har en tydlig sprickriktning. Den konduktivitet som användes i dessa modeller grundar sig på brunnsgata och dessa data innehöll ingen information om bergets eventuella anisotropi. Därför gjordes ett antal scenarier med anisotropi för att se hur stor påverkan detta hade på influensområdet och inflöde till schaktet. Som referensfall användes 0c. De olika scenarierna beskrivs i Tabell 7.

Tabell 7: Beskrivning av scenarier med anisotropi.  $K_x$ ,  $K_y$ , och  $K_z$  är konduktiviteten i respektive riktning.  $K_{ref}$  är konduktiviteten i referensfall 0c.

Scenario	Beskrivning	Konduktivitet
0c	Isotropi. Djupavtagande K.	$K_x = K_y = K_z = K_{ref}$
7a	Högre konduktivitet i y-riktningen och lägre konduktivitet i x-riktningen. Inflödet oförändrat jämfört med referensfallet.	$K_x = 0,5 \cdot K_{ref}$ $K_y = 2 \cdot K_{ref}$ $K_z = K_{ref}$
7b	Lägre konduktivitet i z-riktningen.	$K_x = K_y = K_{ref}$ $K_z = 0,1 \cdot K_{ref}$
7c	Lägre konduktivitet i z-riktningen.	$K_x = K_y = K_{ref}$ $K_z = 0,5 \cdot K_{ref}$

### 3.3.10 Heterogent konduktivitetsfält, stokastiskt kontinuum

En modell med homogen konduktivitet är en mycket förenklad bild av berg. I verkligheten flödar vattnet i diskreta sprickor vilket gör berget mycket heterogent med avseende på konduktivitet. Att modellera grundvattenströmningen i diskreta spricknätverk går att göra, men en sådan modell kräver mycket kunskap om berget samt hög datorkapacitet. Ett enklare sätt att beskriva bergets heterogenitet är stokastiskt kontinuum. Då fördelas konduktiviteten mellan cellerna utifrån en statistisk fördelning. Effektivvärdet av konduktiviteten ska vara lika stor som konduktiviteten i den homogena modellen för att de ska kunna jämföras.

För att tilldela modellens celler ett stokastiskt värde på konduktiviteten användes ett särskilt nyckelord i GEOAN (Holmén, 2011). Detta skapar ett heterogent konduktivitetsfält som har ett djupberoende effektivvärde. Konduktiviteten fördelas utifrån olika lognormalfördelningar, som har varierande medianvärde och standardavvikelse beroende på cellstorleken, men som alla har samma teoretiska effektivvärde. I scenario 8a-c motsvarade detta effektivvärde konduktiviteten i referensfall 0c. Den statistiska fördelning som användes är samma som använts av Ericsson m.fl. (2006), vilken grundar sig på data från platsundersökningar vid Oskarshamn. Som extremvärden för K sattes minimivärdet till  $1 \cdot 10^{-18}$  m/s och maxvärdet till  $1 \cdot 10^{-3}$  m/s.

Modellen som användes hade tunna lager vid ytan men tjockare lager i botten. De tunna lagren vid ytan behövs för att på ett bra sätt kunna beskriva strömningen där, men ställer till problem när stokastiskt kontinuum ska användas. För att det inte ska uppstå problem på grund av de olika lagertjocklekarna slogs de tunnare lagren samman till större block med ca 50 m tjocklek när konduktiviteten fördelades. Metoden med blockindelning innebär att konduktiviteten fördelades mellan blocken utifrån den statistiska fördelningen och alla celler som låg i samma block fick lika konduktivitet. Cellerna var också olika stora i horisontalled. De var mindre närmast schaktet och ökade sedan med avståndet. Därför gjordes en blockindelning även i horisontalled för de små cellerna i

mitten av figuren. Blocken hade en sidlängd på ca 30 m. En blockstorlek på 30-50 m ansågs bra för att representera ett spricksystem.

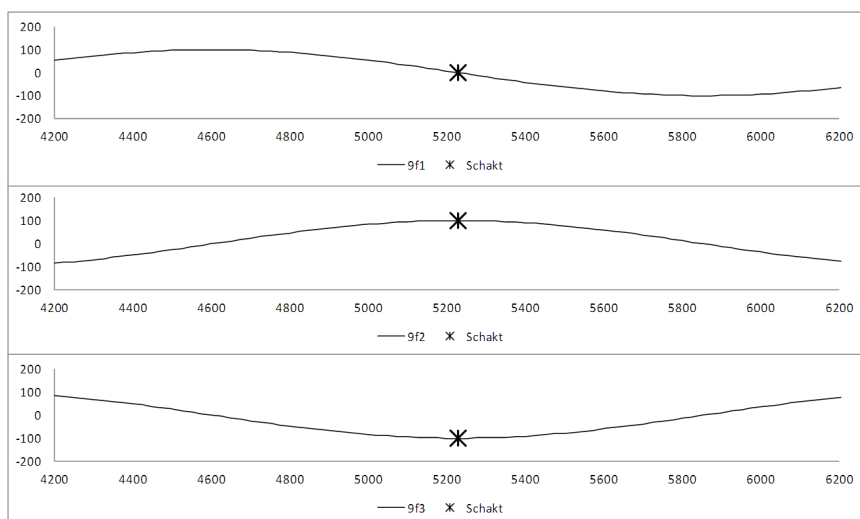
För att få ett bättre resultat av avsänkingsområdets storlek gjordes ett scenario med mindre celler. Inom 1000 m från schaktet tilläts inte cellerna vara större än 30 m. Cellerna närmast schaktet, som var mindre än 30 m, ändrades inte utan var lika små som förut. De olika scenarierna som gjordes med heterogen konduktivitet finns sammanfattande i Tabell 8. Av scenario 8b och 8c gjordes 100 realiseringar av varje där konduktiviteten varierade mellan realiseringarna, men fördelades utifrån samma fördelning.

*Tabell 8: Beskrivning av scenarierna med heterogen konduktivitet.*

<b>Scenario</b>	<b>Beskrivning</b>
0c	Referensfall med djupavtagande konduktivitet
8a	Heterogen konduktivitet. Blockindelning i vertikalled men inte i horisontalled.
8b	Som 8a, men med blockindelning även i horisontalled.
8c	Som 8b, men med mindre celler. Inga celler tilläts vara större än 30 m inom 1000 m från schaktet. De celler som redan var mindre lämnades oförändrade.

### **3.3.11 Varierande topografi**

I scenario 1-8 samt 10 var topografin platt. Det innebar att det enda grundvattenflöde i modellen var det som gick in mot schaktet och orsakades av läns pumpningen som skedde där. I scenario 9 undersöktes hur inflöde och influensområde påverkades av att marken lutar. Först användes lutande plan som topografi, med olika brant lutning. I andra scenarier beskrevs topografin med en sinusvåg. I fallen med sinusvågor undersöktes hur inflöde och influensområde påverkades av att schaktet var placerat på en topp, i en dal eller i en sluttning mitt emellan topp och dal, se Figur 5. Den sinusvåg som användes hade en period på 2500 m och en amplitud på 100 m. Det innebär att avståndet mellan topp och dal var 1250 m och att höjdskillnaden dem emellan var 200 m. Det ger en medellutning på 16 %. De olika scenarierna sammanfattas i Tabell 9.



Figur 5: Schaktets läge i förhållande till topografin för scenario 9f1, 9f2 och 9f3.

Tabell 9: Beskrivning av scenarier med olika topografi.

Scenario	Topografi	Schaktets placering i förhållande till topografin
0c	Platt topografi.	-
9a	Lutande plan med lutning 1 %	I sluttning
9b	Lutande plan med lutning 5 %	I sluttning
9c	Lutande plan med lutning 10 %	I sluttning
9f1	Sinusvåg	I sluttning
9f2	Sinusvåg	På topp
9f3	Sinusvåg	I dal

För att kunna beräkna avsänkningen av grundvattenytan gjordes två modeller för varje scenario, en med schakt och en utan. Grundvattenytans läge i modellen utan schakt användes sedan som referensnivå när avsänkningen beräknades.

I modellerna ovan har inget jordlager tagits med utan berget går ända upp till ytan av modellen. För att se hur ett ytligt jordlager påverkar resultatet gjordes några av scenarierna om med jordlager, se Tabell 10. Jordlagret lades till genom att byta ut egenskaperna för de två översta lagren i modellen. Det översta jordlagret tilldelades en konduktivitet på  $1 \cdot 10^{-6}$  m/s och det undre  $5 \cdot 10^{-7}$  m/s. Mäktigheten på jordlagren var 1 m respektive 2 m.

Tabell 10: Beskrivning av scenarier med jordlager och varierande topografi. Förutom jordlagret har scenarierna samma egenskaper som motsvarande scenario i Tabell 9.

Scenario	Topografi	Schaktets placering i förhållande till topografin
0c_J	Platt topografi.	-
9b_J	Lutande plan med lutning 5 %	I sluttning
9f1_J	Sinusvåg	I sluttning
9f2_J	Sinusvåg	På topp
9f3_J	Sinusvåg	I dal

### 3.3.12 Olika utformning av schaktet

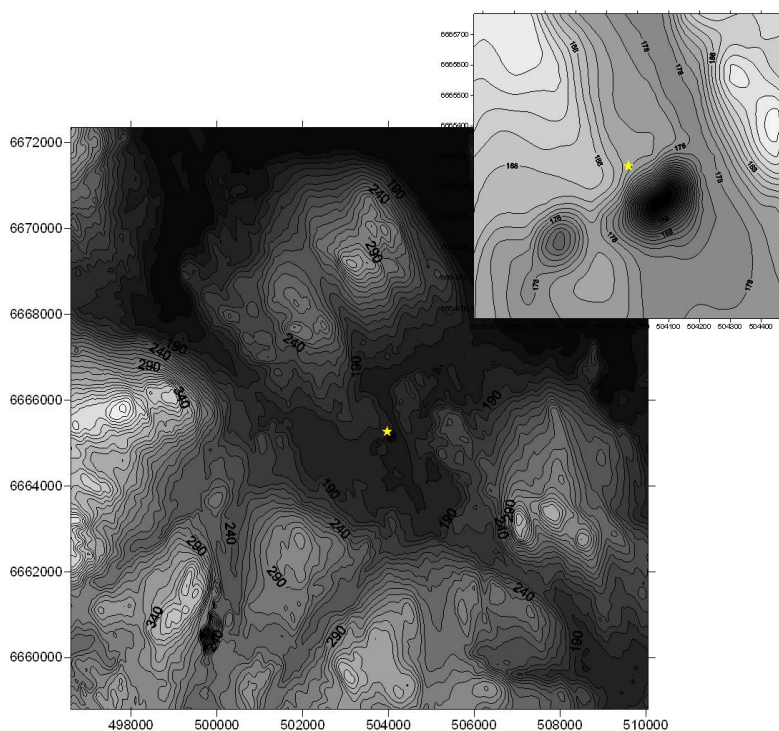
I tidigare scenarier har gruvan beskrivits med ett vertikalt schakt, men en verklig gruva har i själva verket mängder av tunnlar och schakt. För att undersöka hur olika schakt och tunnlar påverkar influensområde och inflöde till schaktet gjordes därför ett antal scenarier med olika schakt och tunnlar, se Tabell 11. I vissa scenarion lades en horisontell tunnel till på djupet som sträckte sig lika långt på båda sidor om schaktet. Längden som anges i tabellen nedan är totallängden. Tre olika parametrar undersöktes: djupet på schaktet, längden på en horisontell tunnel samt djupet för en horisontell tunnel.

Tabell 11: Beskrivning av scenarion med olika utformning av schaktet.

Scenario	Beskrivning	Schaktdjup (m)	Tunneldjup (m)	Tunnellängd (m)
0c	Referensfall, vertikalt schakt	875	-	-
10a	Vertikalt schakt, grundare än i 0c	575	-	-
10b	Vertikalt schakt djupare än i 0c	1175	-	-
10c	Vertikalt schakt grundare än i 0c	375	-	-
10d	Horisontell tunnel, ca 250 m lång (på 825 m djup)	875	825	249
10f	Horisontell tunnel, ca 1000 m lång (på 825 m djup)	875	825	1031
10e	Horisontell tunnel, ca 500 m lång (på 825 m djup)	875	825	505
10g	Horisontell tunnel på 625 m djup (ca 500 m lång)	875	625	505
10h	Horisontell tunnel på 425 m djup (ca 500 m lång)	875	425	505
10i	Horisontell tunnel på 225 m djup (ca 500 m lång)	875	225	505
10j	Horisontella tunnlar på 225, 425, 625 och 825 m (ca 500 m långa)	875	alla ovan	505

### 3.3.13 Scenario med topografi från ett verkligt område

Ett scenario gjordes också med topografi hämtad från ett verkligt område, se Figur 6. Förutom den varierande topografin grundade sig modellen på referensfall 0c, som hade en djupavtagande hydraulisk konduktivitet. Grundvattenytans läge i modellen med schakt jämfördes med grundvattenytans läge i en modell utan schakt, men med samma topografi.



Figur 6: Topografi för scenario med topografi från exempelområdet. Ekvidistans är 10 m. Bilden uppe i högra hörnet är en uppförstoring kring schaktet med ekvidistans 2 m. Schaktet representeras av en stjärna.

För att se hur resultatet påverkades av att berget hade ett jordlager på ytan gjordes också ett sådant scenario. Jordlagret lades till genom att byta ut egenskaperna för de två översta lagren i modellen. Det översta jordlagret tilldelades en konduktivitet på  $1 \cdot 10^{-6}$  m/s och det undre  $5 \cdot 10^{-7}$  m/s. Mäktigheten på jordlagren var 1 m respektive 2 m.

Eftersom det visade sig att de långsmala cellerna i mitten av modellens kanter påverkade avsänkingsområdet gjordes cellerna om så att inga celler var större än 100 m. Cellerna i mitten av modellen ändrades inte.

### 3.4 ANALYTISKA BERÄKNINGAR

Genom att förenkla systemet väsentligt och göra vissa antaganden kunde influensområdet beräknas med analytiska uttryck. Flödet antogs vara tvådimensionellt, radiellt mot schaktet och bergets konduktivitet beskrevs som homogen. De analytiska lösningarna gavs samma indata som referensfall 0b, som var en modell med en homogen konduktivitet på  $2,8 \cdot 10^{-8}$  m/s och ett 875 m djupt gruvschakt. Den potentiella grundvattenbildningen var 360 mm/år vilket grundade sig på meteorologiska data för exempelområdet.

### 3.4.1 Influensavstånd utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning

Influensavståndet beräknades genom en implicit lösning av ekvation 6 utifrån referensfall 0b. Följande värden användes på parametrarna:

$$\begin{aligned} D &= \text{gruvans djup} &&= 875 \text{ m} \\ R &= \text{grundvattenbildning} &&= 360 \text{ mm/år} \\ K &= \text{hydraulisk konduktivitet} &&= 2,8 \cdot 10^{-8} \text{ m/s} \\ r_e &= \text{schaktets radie} &&= 1,7 \text{ m} \end{aligned}$$

I de numeriska beräkningarna infiltrerade all potentiell grundvattenbildning, 360 mm/år, inom avsänkingsområdet. Detta är dock mer än dubbelt så mycket som den av SKB beräknade grundvattenbildningen vid Laxemar, vid undersökningar inför ett slutförvar av kärnavfall (Mårtensson m.fl., 2009). Då beräknades grundvattenbildningen till 133 mm/år i medeltal i de områden där grundvattenytan avsänktes. När den grundvattenbildningen simulerades togs hänsyn till bergets heterogenitet (Mårtensson m.fl., 2009). Därför gjordes även en beräkning av influensavståndet utifrån scenario 4e bland de numeriska beräkningarna, där den potentiella grundvattenbildningen var 150 mm/år. Följande värden användes på parametrarna:

$$\begin{aligned} D &= \text{gruvans djup} &&= 875 \text{ m} \\ R &= \text{grundvattenbildning} &&= 150 \text{ mm/år} \\ K &= \text{hydraulisk konduktivitet} &&= 2,8 \cdot 10^{-8} \text{ m/s} \\ r_e &= \text{schaktets radie} &&= 1,7 \text{ m} \end{aligned}$$

När influensavståndet beräknas med ekvation 6 antas akviferen vara homogen och att flödet är tvådimensionellt, radiellt mot gruvschaktet. Ingen regional strömning av grundvattnet sker.

### 3.4.2 Influensavstånd utifrån inläckage och grundvattenbildning

Influensavståndet beräknades också utifrån inläckage till gruvan och grundvattenbildning enligt ekvation 7. Liksom för ekvation 6 gjordes beräkningen dels utifrån referensfall 0b, dels utifrån scenario 4e bland de numeriska beräkningarna. Storleken på inläckaget hämtades från resultatet av de numeriska beräkningarna. Följande värden användes:

$$\begin{aligned} R &= \text{Grundvattenbildning} &&= 360 \text{ mm/år} \\ Q &= \text{Inflöde till gruvan} &&= 1,22 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s} \end{aligned}$$

Respektive

$$\begin{aligned} R &= \text{Grundvattenbildning} &&= 150 \text{ mm/år} \\ Q &= \text{Inflöde till gruvan} &&= 1,20 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s} \end{aligned}$$

När influensavståndet beräknas med ekvation 6 antas akviferen vara homogen och att flödet är tvådimensionellt, radiellt mot gruvschaktet. Ingen regional strömning av grundvattnet sker.

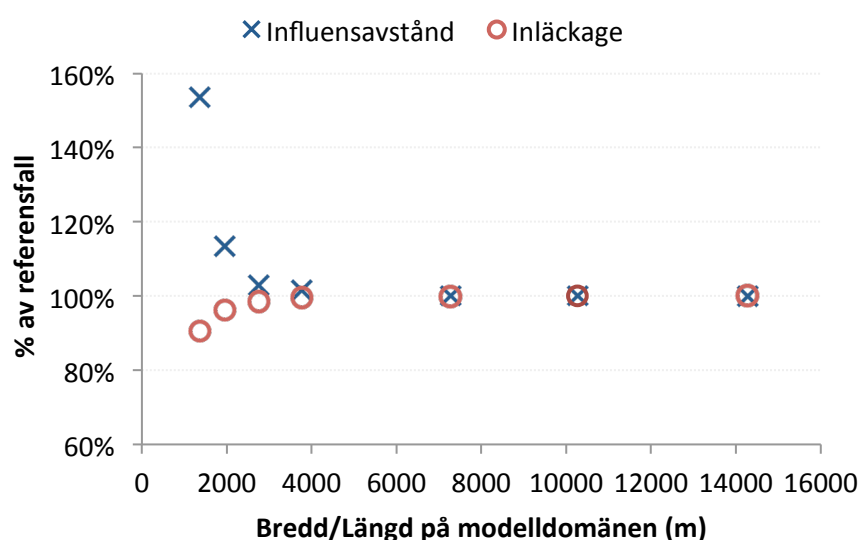


## 4 RESULTAT

### 4.1 NUMERISKA BERÄKNINGAR

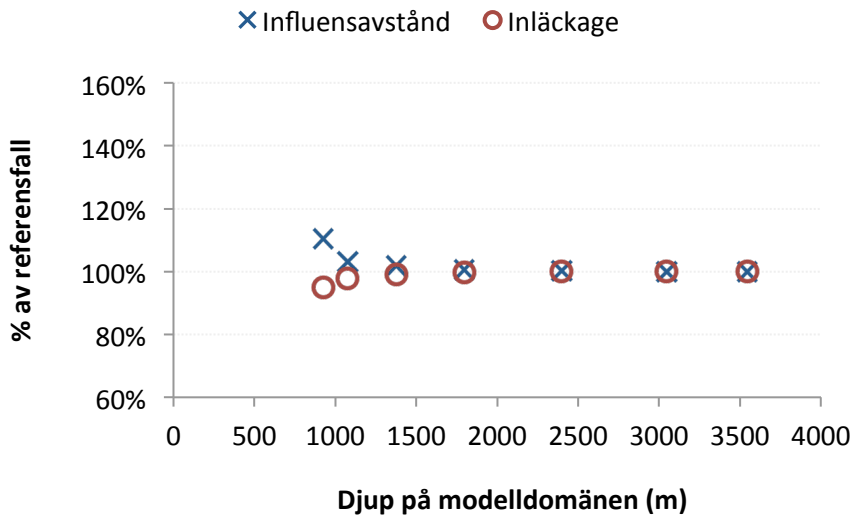
#### 4.1.1 Utvärdering av modelldomänens storlek

För att inte kanterna på modellen ska påverka grundvattenströmningen kring schaktet måste modellen täcka ett tillräckligt stort område både i horisontalplanet och i vertikalplanet. I scenario 1 och 2 undersöktes hur stor modellen bör vara. När bredden och längden ökades skedde ingen ändring av influensavstånd och inläckage jämfört med referensfallet (Figur 7). Det visar att referensfallet hade en tillräcklig horisontell storlek. Om modellen gjordes för liten började kanterna påverka vilket ledde till att influensavståndet blev större och inläckaget mindre.



Figur 7: Influensområde och inläckage i schaktet för olika horisontell storlek av modelldomänen i förhållande till referensfallet. Referensfallet hade en bredd/längd på 10265 m.

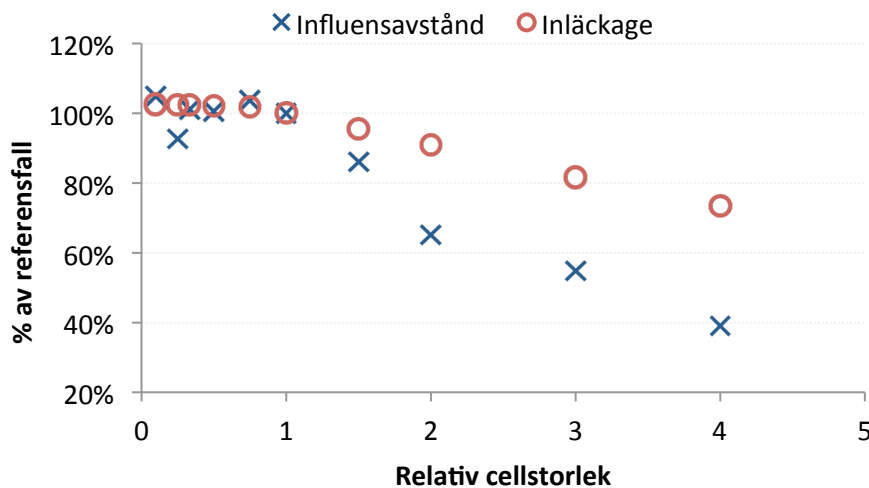
Ett ökat djup på modellen påverkade inte heller influensområde och inläckage jämfört med referensfallet (Figur 8). Det tyder på att referensfallet även hade en tillräcklig storlek vertikalt. Om modellen gjordes för liten påverkade bottenkanten på modellen för mycket vilket ledde till att influensavståndet ökade och inläckaget minskade.



Figur 8: Influensområde och inläckage i schaktet för olika vertikal storlek på modelldomänen i förhållande till referensfallet. Referensfallet hade ett djup på 3045 m.

#### 4.1.2 Utvärdering av cellstorleken betydelse

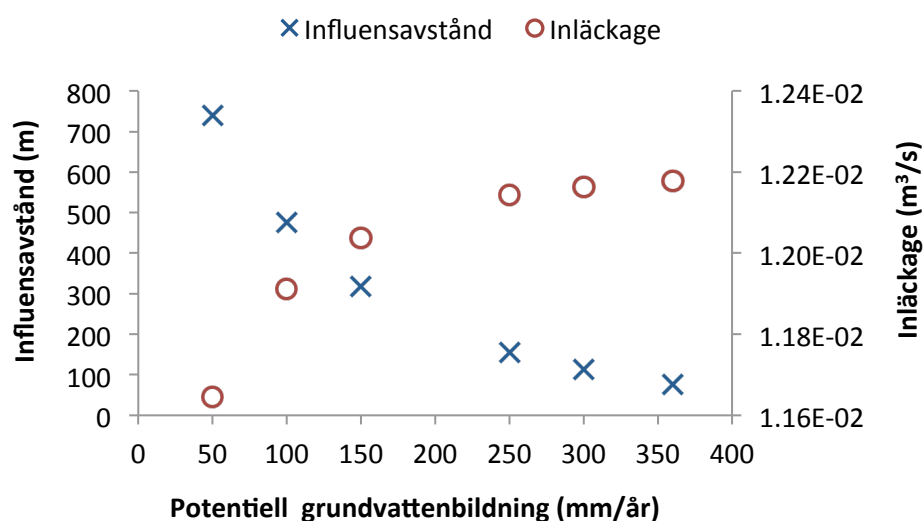
Cellstorleken påverkar noggrannheten i beräkningarna. Desto mindre cellerna är desto bättre blir resultatet. Om cellerna är små krävs dock många celler för att täcka hela modellen och då krävs mycket datakapacitet för att utföra beräkningarna. Alla celler i modellen var inte lika stora utan de var mindre närmast schaktet och ökade ut mot kanterna. I de olika scenarierna ökades eller minskades referensfallets celler med en viss faktor. När cellerna ökades, minskade både influensavstånd och inläckage (Figur 9). Inläckaget konvergerade tydligt mot ett värde när cellstorleken minskade. Influensavståndet gick också mot ett värde men inte lika tydligt.



Figur 9: Inläckage och influensområde för olika cellstorlekar i förhållande till referensfallet. Cellstorleken anges som relativ jämfört med referensfallet som alltså har en relativ cellstorlek på 1 i figuren.

### 4.1.3 Potentiell grundvattenbildning

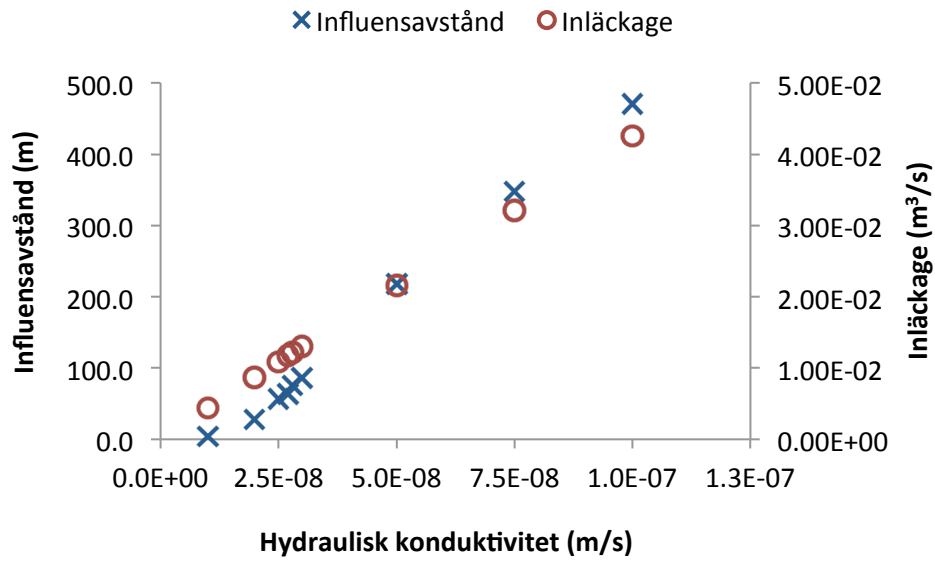
Den potentiella grundvattenbildningen är den del av nederbörden som inte avdunstar. I dessa modeller där det översta jordlagret inte fanns med motsvarade den potentiella grundvattenbildningen det vatten som infiltrerat jorden och nått bergöverytan. I scenario 4 undersöktes hur olika storlek på den potentiella grundvattenbildningen påverkade influensavstånd och inflöde i schaktet. När den potentiella grundvattenbildningen minskades ökade influensavståndet mycket och inläckaget minskade (Figur 10).



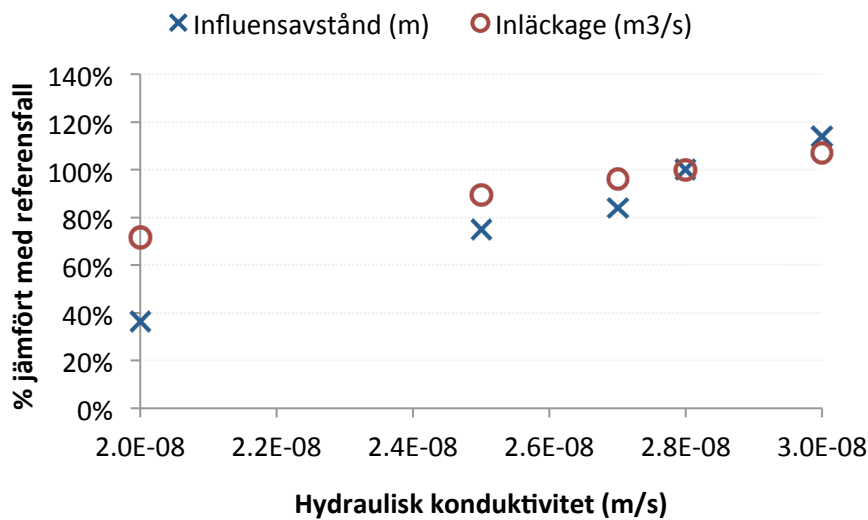
Figur 10: Inläckage i schaktet och influensområde för olika storlek på den potentiella grundvattenbildningen. Den potentiella grundvattenbildningen motsvaras i detta fall av det vatten som infiltrerat genom jorden och nått bergöverytan. I referensfallet var den 360 mm/år.

### 4.1.4 Homogen hydraulisk konduktivitet

Den hydrauliska konduktiviteten varierar mycket i berget och kan vara svår att bestämma. För att se hur den hydrauliska konduktiviteten påverkade inläckaget i schaktet och influensavståndet gjordes ett antal scenarier med olika hydraulisk konduktivitet. När den hydrauliska konduktiviteten ökades blev influensområde och inläckage större (Figur 11). Även en mycket liten skillnad i hydraulisk konduktivitet gav stor påverkan (Figur 12).

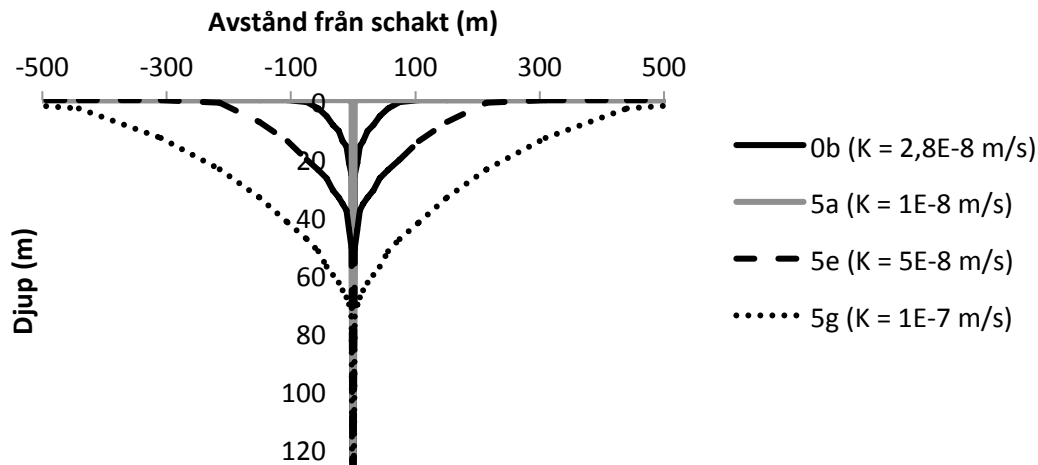


Figur 11: Influensavstånd och inläckage för scenarier med olika hydraulisk konduktivitet.



Figur 12: Influensavstånd och inläckage för scenarier med olika hydraulisk konduktivitet (inzoomad jämfört med Figur 11) relativt referensfallet. I referensfallet var den hydrauliska konduktiviteten  $2,8 \cdot 10^{-8}$  m/s.

När konduktiviteten var högre blev det ett större influensområde och grundvattenytan avsnäcktes till ett större djup (Figur 13).



Figur 13: Avsänkningstratten hos grundvattenytan för scenarier med olika hydraulisk konduktivitet.

#### 4.1.5 Djupavtagande hydraulisk konduktivitet

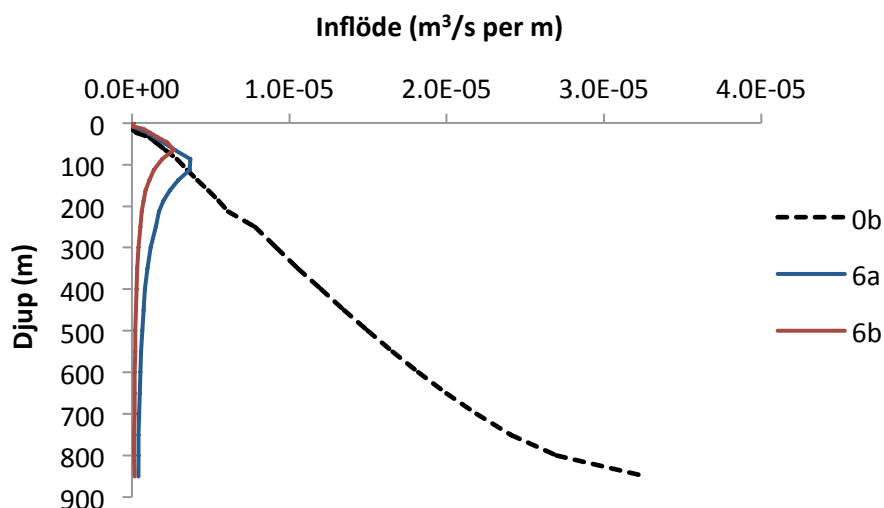
I verkligheten minskar bergets hydrauliska konduktivitet med djupet. Därför gjordes några modeller som tog hänsyn till detta. I den översta delen av marken var den hydrauliska konduktiviteten homogen men under ett visst djup avtog den sedan med djupet.

Resultatet från scenarierna med djupavtagande konduktivitet redovisas i Tabell 12. När konduktiviteten avtog med djupet, som i scenario 6a och 6b, blev både influensavstånd och inläckage i schaktet mindre än i referensfallet, 0b, där konduktiviteten var densamma över hela djupet. Om scenario 6a istället jämförs med scenario 6c där den homogena konduktiviteten anpassades så att inläckaget till schaktet var detsamma för de båda scenarierna blev influensområdet mycket mindre för modellen med homogen konduktivitet. Vilket djup som användes som gräns för när konduktiviteten börjar avta påverkade också resultatet. För scenario 6b där konduktiviteten började avta redan på 60 meters djup blir influensområde och inläckage mindre än för scenario 6a där konduktiviteten var homogen ända till 100 meters djup.

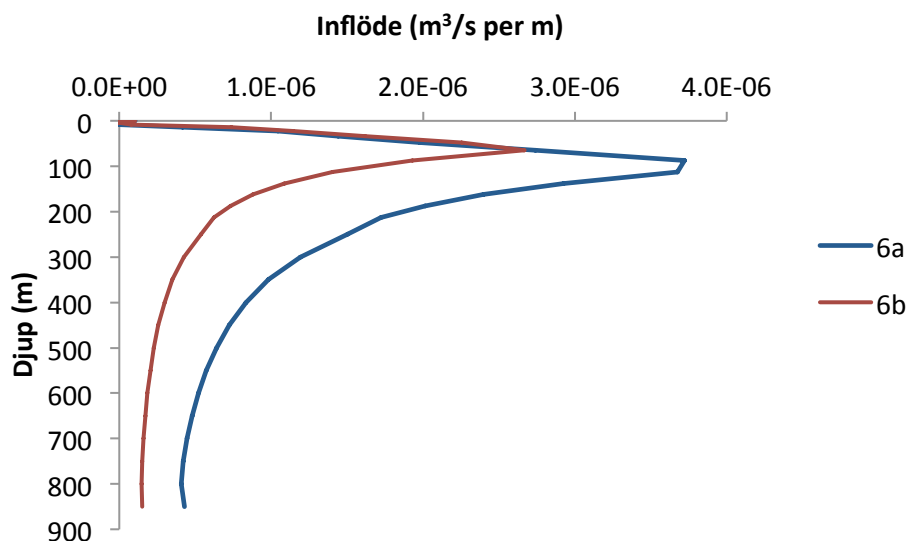
Tabell 12: Inläckage och inflöde i schakt för scenarier med djupavtagande konduktivitet.

Scenario	Beskrivning	Inflöde i schakt (m <sup>3</sup> /s)	Influensavstånd (m)
0b	Homogen konduktivitet	$1,22 \cdot 10^{-2}$	75,5
6a	Homogen konduktivitet till djupet 100 m (motsvarar brunnsdjup).	$9,84 \cdot 10^{-4}$	32,0
6b	Homogen konduktivitet till djupet 60 m.	$4,53 \cdot 10^{-4}$	19,5
6c	Homogen konduktivitet. Konduktiviteten väljs så att inflödet i schaktet motsvarar inflödet i 6a.	$1,00 \cdot 10^{-3}$	1,5

I referensfallet med homogen konduktivitet, 0b, ökade inflödet till schaktet mot djupet (Figur 14) medan det i scenarierna med djupavtagande konduktivitet, 6a och 6b, minskade mot djupet under den punkt där djupavtagandet av konduktiviteten startar (Figur 14 och Figur 15). Ovanför denna punkt, där konduktiviteten var homogen även i scenario 6a och 6b blev inflödet i schaktet större än för referensfallet.

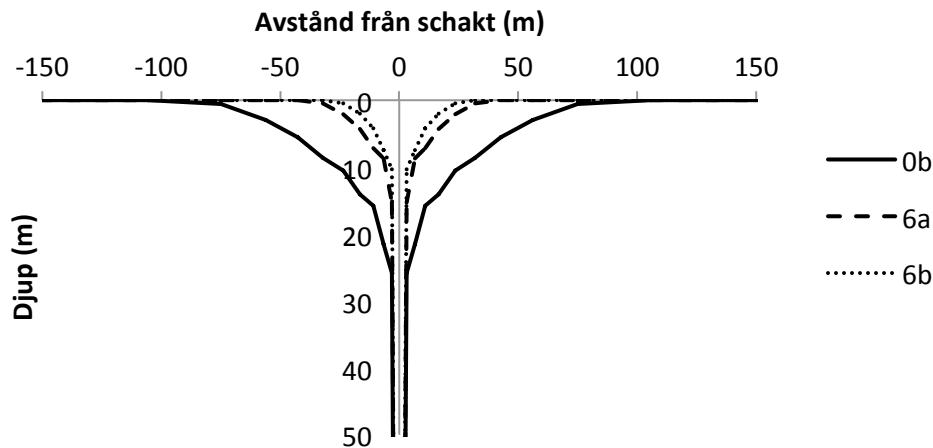


Figur 14: Inflow till schaktet på olika djup för scenarier med djupavtagande konduktivitet (6a och 6b) samt för referensfallet med homogen konduktivitet (0b).



Figur 15: Uppförstoring av Figur 14 som visar inflöde till schaktet på olika djup för scenarier med djupavtagande konduktivitet. I scenario 6a började konduktiviteten avta från 100 meters djup medan den i scenario 6b började avta redan vid 60 meters djup.

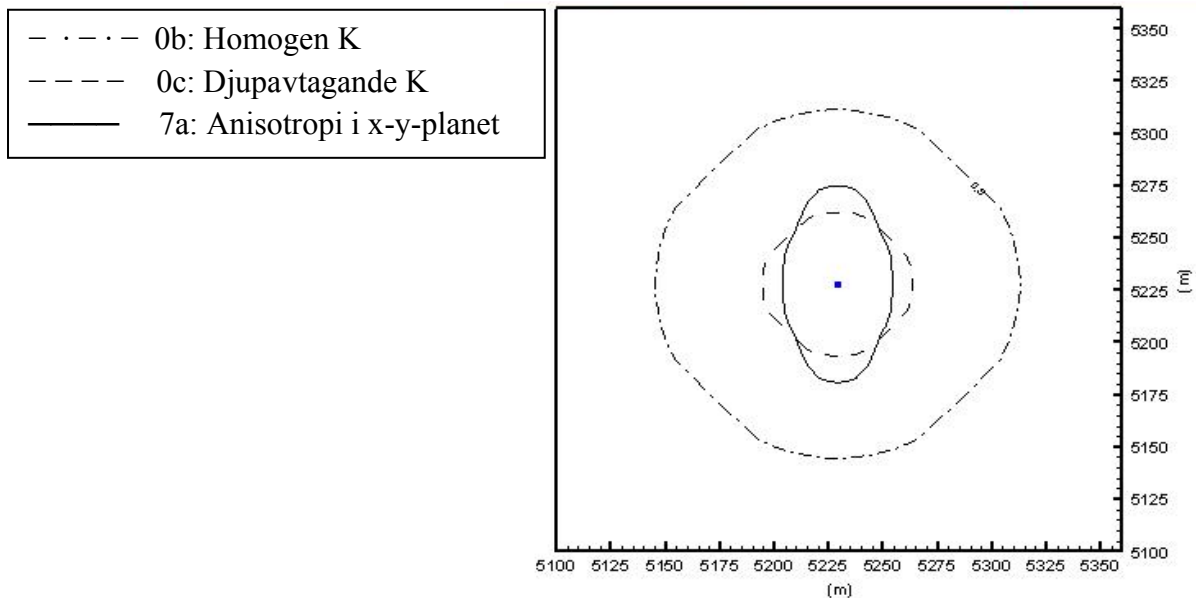
I Figur 16 visas hur avsänkningstratten ser ut för scenarierna med djupavtagande konduktivitet. Avsänkingsområdet blev mindre på ytan och grundvattenytan avsänktes till ett mindre djup jämfört med referensfallet.



Figur 16: Avsänkningsträtt för scenarier med djupavtagande konduktivitet (6a och 6b) samt för referensfallet med homogen konduktivitet (0b).

#### 4.1.6 Anisotropi i konduktivitätsfältet

För att undersöka hur en eventuell anisotropi skulle påverka influensområde och inläckage gjordes några scenarier med olika hydraulisk konduktivitet i olika riktningar. I scenario 7a där konduktiviteten var olika i x- respektive y-riktningen blev avståndet mindre i x-riktningen, men större i y-riktningen jämfört med referensfallet (Figur 17). Arealen för influensområdet blev lite mindre för modellen med anisotropi än för den utan (Tabell 13).

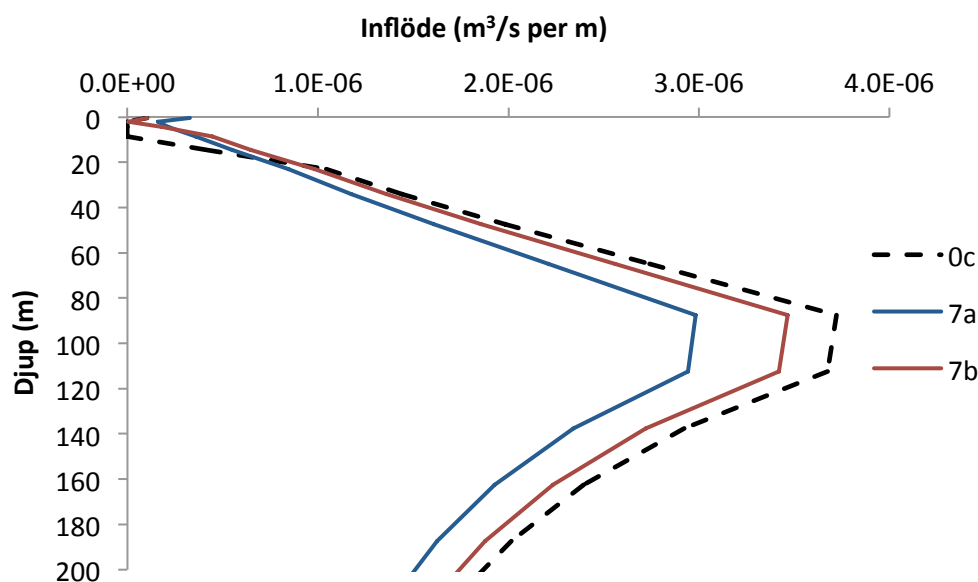


Figur 17: Influensområde för scenario 0b (homogen konduktivitet), scenario 0c (djupavtagande konduktivitet) och scenario 7a (djupavtagande konduktivitet och anisotropi i x-y-planet).

Tabell 13: Influensavstånd och inläckage i schakt för scenarier med olika typer av anisotropi.  $K_x$ ,  $K_y$ , och  $K_z$  är konduktiviteten i respektive riktning.  $K_{ref}$  är konduktiviteten i referensfall 0c.

Scenario	Beskrivning	Inläckage (m <sup>3</sup> /s)	Influensavstånd (m)	Area influensområde (m <sup>2</sup> )
0c	Isotropi	$9,84 \cdot 10^{-4}$	32,0	3217
7a	$K_x = 0,5 \cdot K_{ref}$ , $K_y = 2 \cdot K_{ref}$	$9,87 \cdot 10^{-4}$	19,5-44,1	2702
7b	$K_z = 0,1 \cdot K_{ref}$	$8,04 \cdot 10^{-4}$	1,5	
7c	$K_z = 0,5 \cdot K_{ref}$	$9,25 \cdot 10^{-4}$	0,8	

När konduktiviteten var mindre i z-riktningen än i x-y-planet (scenario 7b och 7c) blev inläckaget högre i det ytligaste berget men lägre i det djupare berget jämfört med referensfallet, se Figur 18. Totalt sett minskade inläckaget i schaktet och avsänkingsområdet blev mycket litet (Tabell 13).



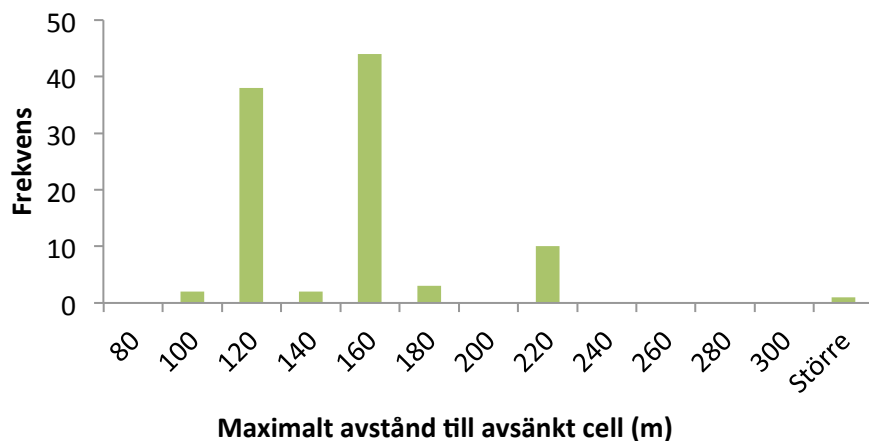
Figur 18: Inläckage till schaktet på olika djup för referensfall 0c och scenarier med anisotropi i Z-riktningen. I scenario 7a är den vertikala konduktiviteten en tiondel av den horisontella och i scenario 7b är den hälften av den horisontella.

#### 4.1.7 Heterogent konduktivetsfält, stokastiskt kontinuum

För att på ett bättre sätt beskriva bergets heterogenitet gjordes modeller där bergets konduktivetsfält beskrevs med stokastiskt kontinuum. I modellen var cellagren tunnare vid ytan och tjockare i botten. För att detta inte skulle påverka resultatet slogs de översta lagren ihop i block när konduktiviteten fördelades. Inom ett block tilldelades alla celler samma konduktivitet. Cellerna hade även olika storlek i horisontalplanet. I scenario 8a togs ingen hänsyn till detta och då uppstod konvergensproblem. Resultaten analyserades därför inte.

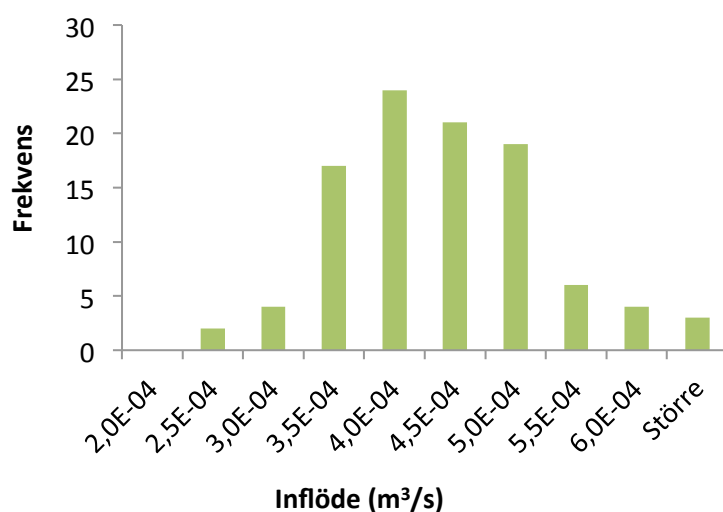


I scenario 8b gjordes en blockindelning även i horisontalled för de minsta cellerna kring schaktet. 100 realiseringar, där konduktiviteten fördelades stokastiskt, simulerades. När resultaten sammanställdes visade det sig att cellstorleken hade stor påverkan på avsänkingsområdets storlek och gav en ojämn fördelning, se Figur 19.



Figur 19: Maximalt avstånd till avsänkt cell för scenario 8b. Att resultaten blir så ojämnt fördelade i histogrammet beror på att cellstorleken påverkar.

Ingen ytterligare utvärdering gjordes därför av detta scenario utan istället gjordes ett nytt scenario, scenario 8c, där cellstorleken inom 1000 m från schaktet inte tilläts vara större än 30 m. Blockstorleken och övriga egenskaper var desamma. 100 realiseringar av scenario 8c gjordes där konduktiviteten fördelades stokastiskt. Inflödet till schaktet blev olika för de olika realiseringarna beroende på hur konduktiviteten fördelade sig. Figur 20 visar ett histogram över inläckage i schaktet från de olika realiseringarna och Tabell 14 visar motsvarande statistik i siffror. Att 90-percentilen var  $5,13 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$  innebär att i 90 fall av 100 var inflödet i schaktet mindre än  $5,13 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ .

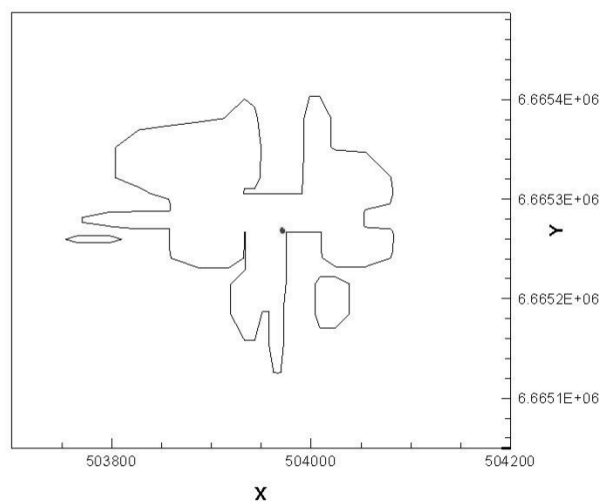


Tabell 14: Statistik över inflöde till schaktet för 100 realiseringar av scenario 8c.

	Inflöde (m³/s)
10-percentil	$3,14 \cdot 10^{-4}$
25-percentil	$3,61 \cdot 10^{-4}$
Median	$4,04 \cdot 10^{-4}$
75-percentil	$4,67 \cdot 10^{-4}$
90-percentil	$5,13 \cdot 10^{-4}$

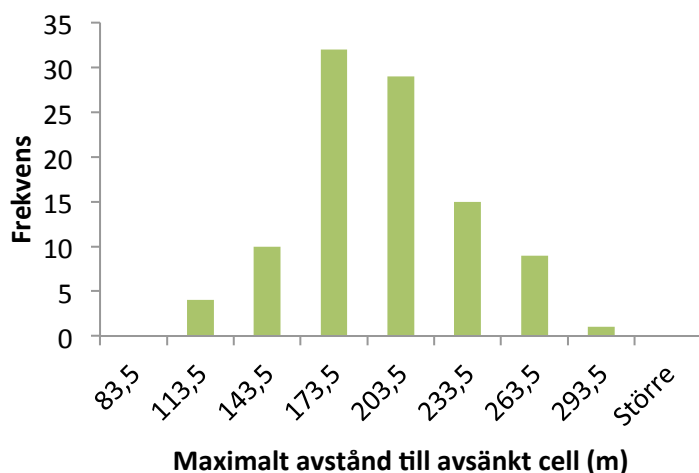
Figur 20: Histogram av inflödet i schaktet från 100 realiseringar av scenario 8c.

Förutom inflöde till schaktet utvärderades influensavståndet. Figur 21 visar influensområdet för en av de 100 realiseringarna. Som kan ses i figuren blev influensområdet mycket ojämnt och det var inte heller sammanhängande. Därför var det svårt att bestämma ett influensavstånd på det sätt som gjordes i tidigare scenarier.



Figur 21: Influensområdet, d.v.s. det område där grundvattenytan är avsänkt mer än 0,5 m, för en av realiseringarna av scenario 8c.

Istället för influensavstånd beräknades två nya mått på avsänkingsområdet. Det ena var det största avståndet till en avsänkt cell. Med avsänkt cell menas en cell där grundvattenytan avsänktes minst 0,5 m. Resultatet kan ses som ett histogram i Figur 22 med motsvarande statistik i Tabell 15. Att 90-percentilen var 226 m innebär att i 90 fall av 100 skedde ingen avsänkning på större avstånd än 226 m från schaktet. Att 10-percentilen är 131 m innebär att i 90 fall av 100 skedde mer än 0,5 m avsänkning på ett större avstånd än 131 m från schaktet.

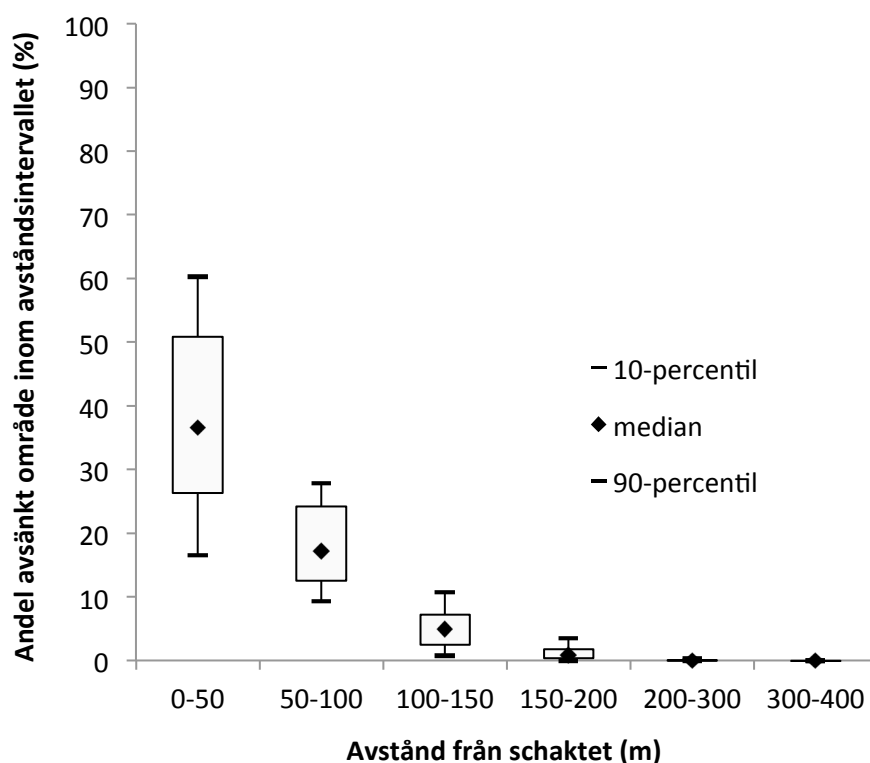


Tabell 15: Statistik över största avstånd till avsänkt cell för 100 realiseringar av scenario 8c.

	Avstånd (m)
10-percentil	131
25-percentil	159
Median	189
75-percentil	204
90-percentil	226

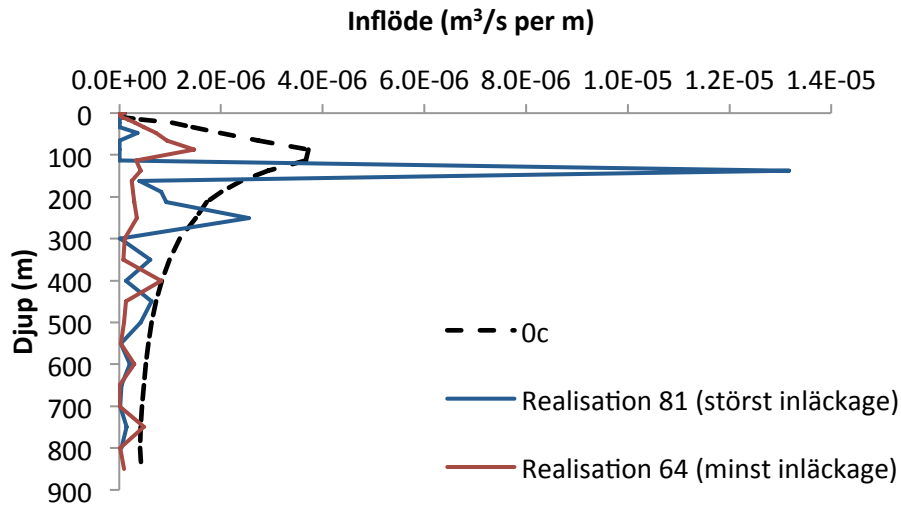
Figur 22: Histogram av största avståndet till en avsänkt cell för 100 realiseringar av scenario 8c

Det andra måttet på influensområdet var en utvärdering av hur stor andel av området som var avsänkt på olika avståndsintervall från schaktet. Detta beräknades utifrån andel avsänkta referensområden på 100 m<sup>2</sup> istället för utifrån andel avsänkta celler, eftersom cellerna inte var lika stora. Resultatet visas i Figur 23 som ett boxplot-diagram över 10-percentil, 90-percentil, kvartiler och medianvärde. Sannolikheten för avsänkning minskade med avståndet från schaktet, men variationerna mellan de olika realiseringarna var stor, speciellt i närheten av schaktet. En tolkning av Figur 23 är att inom intervallet 100-150 meter från schaktet blev andelen avsänkt område mindre än 11 % i 90 fall av 100. Motsvarande tolkningar kan göras för övriga avståndsintervall.



Figur 23: Andel avsänkt område på olika avståndsintervall från schaktet. 10-percentil, 90-percentil och medianvärde för de 100 realiseringarna av scenario 8c redovisas. Boxarna motsvarar kvartilerna.

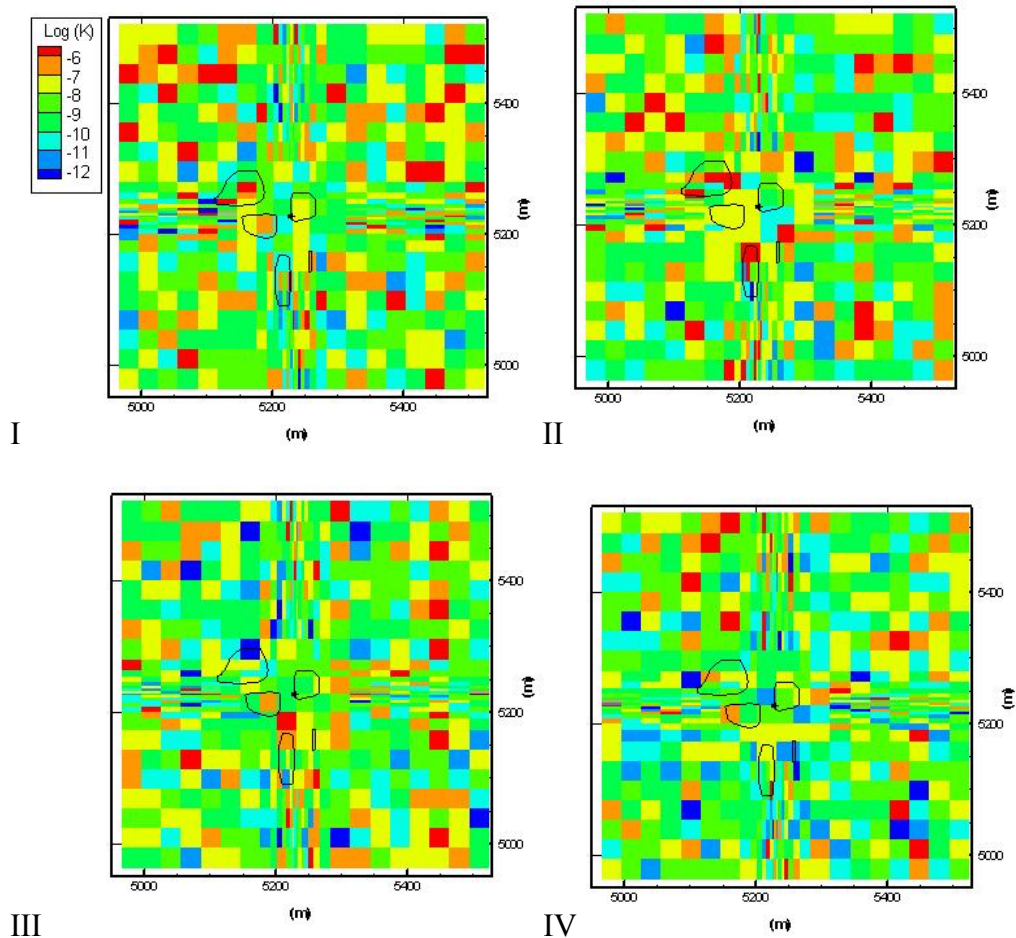
Ytterligare utvärdering gjordes av realiseringarna med minst respektive störst inflöde i schaktet. I Figur 24 visas inflödet till schaktet på olika djup. I båda realiseringarna varierade flödet mycket mellan olika djup. I realisering 81, som hade störst inflöde totalt, skedde det mesta av inflödet i en punkt på ca 150 m djup.



Figur 24: Inflöde till schaktet på olika djup för referensfall 0c samt realiseringen med störst respektive minst inläckage till schaktet bland realiseringarna av scenario 8c med heterogen konduktivitet.

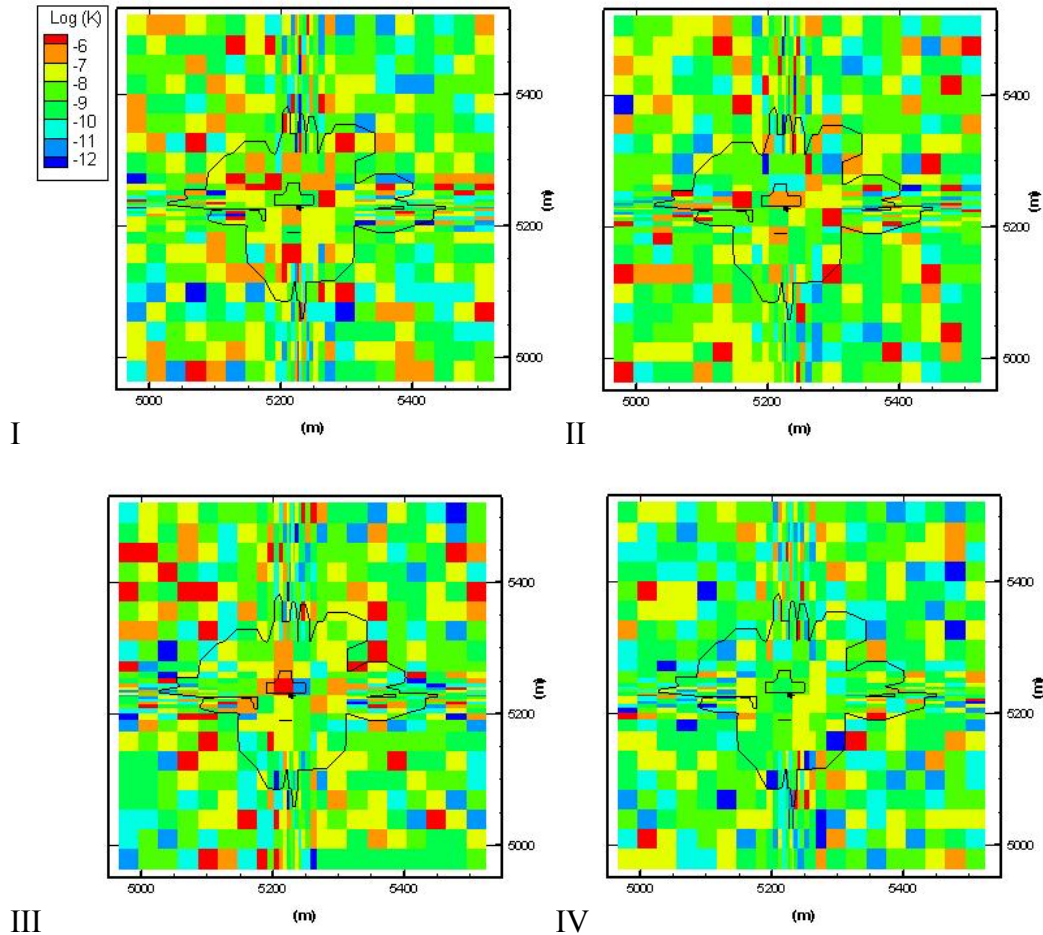
Figur 25 och Figur 26 visar konduktivetsfältet kring schaktet och influensområdet för realiseringen med minst respektive störst inflöde i schaktet. Konduktiviteten visas för de översta 200 m av berget uppdelat på fyra olika konduktivetsblock om vardera ca 50 m. Närmast schaktet fördelades konduktiviteten mellan större block, men längre bort fördelades den direkt mellan cellerna. Därför bildades långsmala områden med lika konduktivitet på större avstånd från schaktet, i ett kors ut från schaktet, där cellerna var långsmala.

Realiseringen med lägst inflöde i schaktet, nr 64, hade också ett litet influensområde uppdelat i flera mindre områden. Det maximala avståndet till en avsänkt cell var ca 130 m, vilket motsvarar 10-percentilen, se Tabell 15, och inom ett område med det avståndet från schaktet var 11 % av området avsänkt. Influensområdena breder ut sig i celler med högre konduktivitet i de övre lagren, se Figur 25.



Figur 25: Konduktivetsfältet runt schaktet samt influensområdet för realiseringen med lägst inflöde bland de heterogena fallen. Konduktiviteten visas för de översta 200 m av berget uppdelat på fyra olika konduktivetsblock om vardera ca 50 m. Nr I är ytligast och nr IV djupast. Logaritmerade värden för konduktiviteten i m/s visas.

Realiseringen med högst inflöde i schaktet, nr 81, hade ett större influensområde. Det maximala avståndet till en avsänkt cell var ca 190 m, vilket bara motsvarar medianvärdet, se Tabell 15, men inom ett område med det avståndet från schaktet var 25 % av området avsänkt vilket är ganska mycket jämfört med andra realiseringar. En ö med icke avsänkt grundvattenyta uppstod bredvid schaktet i några celler där konduktiviteten var lägre vid ytan än i de två konduktivitetlagren precis under, se Figur 26. Det höga inflödet på ca 140 m djup förklaras av att konduktiviteten var hög kring schaktet på detta djup, se Figur 26:III.



Figur 26: Konduktivetsfältet runt schaktet samt influensområdet för realiseringen med högst inflöde bland de heterogena fallen. Konduktiviteten visas för de översta 200 m av berget uppdelat på fyra olika konduktivetsblock om vardera ca 50 m. Nr I är ytligast och nr IV djupast. Logaritmerade värden för konduktiviteten i m/s visas.

#### 4.1.8 Varierande topografi

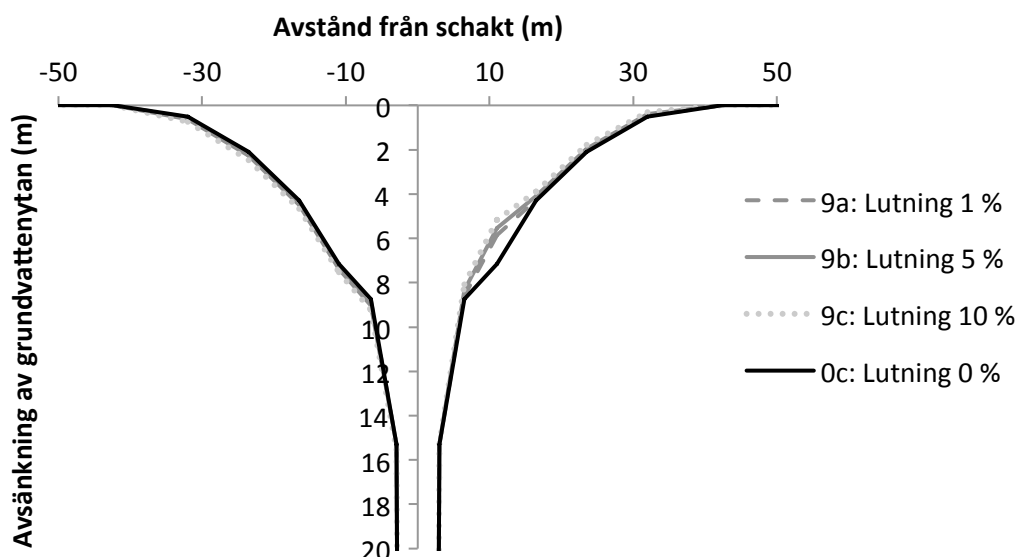
I scenario 9 undersöktes hur inflöde och influensområde påverkades av att marken lutar på olika sätt. Två olika typer av topografi användes, lutande plan och sinusvåg.

Resultatet för scenarierna med lutande plan redovisas i Tabell 16. Lutningen på topografin påverkade inte inläckaget till schaktet. Influensavståndet påverkades lite. Det blev lite mindre uppströms schaktet och lite större nedströms schaktet jämfört med referensfallet.

Tabell 16: Resultatet från simuleringar av modell med lutande topografi.

Scenario	Lutning	Inläckage i schakt (m <sup>3</sup> /s)	Influensavstånd (m)		
			Min	Max	Medel
0c	Lutning 0 %	$9,84 \cdot 10^{-4}$	32,0	32,0	32,0
9a	Lutning 1 %	$9,84 \cdot 10^{-4}$	27,5	32,2	30,9
9b	Lutning 5 %	$9,84 \cdot 10^{-4}$	27,5	32,6	31,0
9c	Lutning 10 %	$9,84 \cdot 10^{-4}$	27,5	33,2	28,9

Figur 27 visar avsänkning av grundvattenytan runt schaktet för scenarierna med lutande topografi. Markytan sluttar från höger till vänster i figuren. Det var inte någon större skillnad på avsänkning mellan de olika scenarierna, men den blev något mindre uppströms schaktet när markytan lutade.



Figur 27: Grundvattenytans läge kring schaktet för scenarier med lutande topografi. Markytan sluttar från höger till vänster. De olika scenariernas grundvattenytor skiljer sig mycket lite och är därför svåra att särskilja.

Då topografen varierade i form av en sinuskurva gjordes tre olika scenarier där sinuskurvan försköts så att schaktet hamnade på olika ställen på kurvan: på en topp, i en dal samt mitt på en sluttning. Resultatet redovisas i Tabell 17. Inläckaget i schaktet påverkades av var schaktet var placerat i förhållande till topografen. På toppen blev det mindre och i dalen större jämfört med referensfallet. När schaktet placerades på sluttningen påverkade inte topografen inläckaget. Influensavståndet påverkades också av var schaktet var placerat. På toppen blev det större och i dalen mindre jämfört med referensfallet. Influensområdet blev lika stort i alla riktningar trots att det inte var en topp och en grop utan en ås och en dal. När schaktet var placerat på sluttningen påverkades influensområdet på samma sätt som för scenarierna med lutande plan, d.v.s. avståndet blev större nedströms än uppströms.

Tabell 17: Inläckage i schakt samt influensområde för scenarier med sinusformad topografi.

Scenario	Schaktets placering	Inläckage i schakt (m <sup>3</sup> /s)	Influensavstånd (m)		
			Min	Max	Medel
0c	-	$9,84 \cdot 10^{-4}$	32,0	32,0	32,0
9f1	På sluttning, mellan topp och dal	$9,84 \cdot 10^{-4}$	27,5	36,5	29,8
9f2	På topp	$9,11 \cdot 10^{-4}$	48,5	48,5	48,5
9f3	I dal	$1,06 \cdot 10^{-3}$	19,5	19,5	19,5

När jordlagret lades till modellerna påverkades både influensavstånd och inläckage, se Tabell 18. Mängden inläckande vatten påverkades inte så mycket av jordlagret, men blev något större. För referensfallet med platt topografi minskade influensavståndet jämfört med motsvarande scenario utan jord. För scenarierna med lutande topografi blev influensområdet mindre uppströms schaktet och större nedströms schaktet jämfört med motsvarande scenarier utan jord. För scenarierna där schaktet ligger på en åstopp respektive i en dalgång blev influensområdet inte lika stort i alla riktningar vilket det blev i motsvarande scenarier utan jord. För toppen blev influensavståndet minst längs åsen och för dalen blev influensavståndet något större längs dalen än tvärs dalen.

Tabell 18: Inläckage i schakt samt influensområde för scenarier med jordlager och varierande topografi.

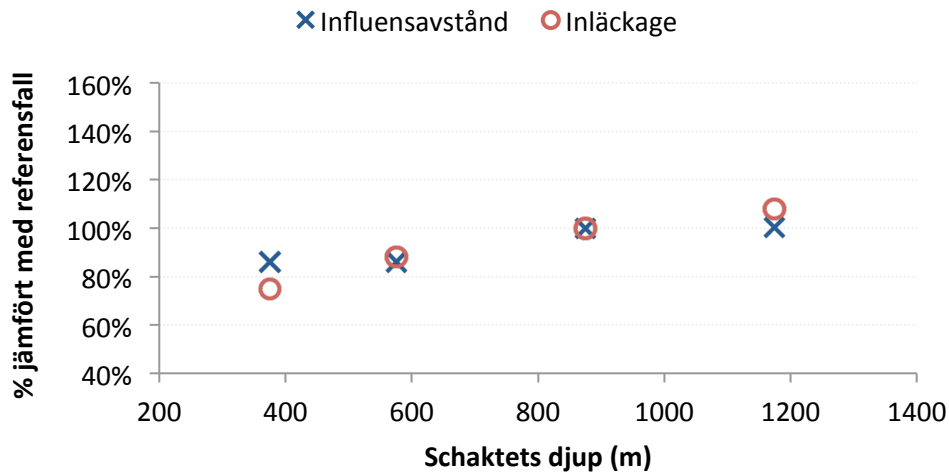
Scenario	Beskrivning	Inläckage i schakt (m <sup>3</sup> /s)	Influensavstånd (m)		
			Min	Max	Medel
0c_J	Platt topografi	$9,92 \cdot 10^{-4}$	27,0	27,0	27,0
9b_J	På sluttande plan, 5 % lutning	$9,92 \cdot 10^{-4}$	19,5	34,3	26,6
9f1_J	På sluttning av sinuskurva	$9,93 \cdot 10^{-4}$	7,4	48,5	22,9
9f2_J	På topp av sinuskurva	$9,16 \cdot 10^{-4}$	48,5	58,7	53,6
9f3_J	I dal på sinuskurva	$1,06 \cdot 10^{-3}$	17,2	17,5	17,3

#### 4.1.9 Olika utformning av schaktet

Eftersom en verklig gruva består av mer än ett vertikalt schakt gjordes ett antal scenarier med olika djup på schaktet samt med olika horisontella tunnlar anslutna till schaktet.

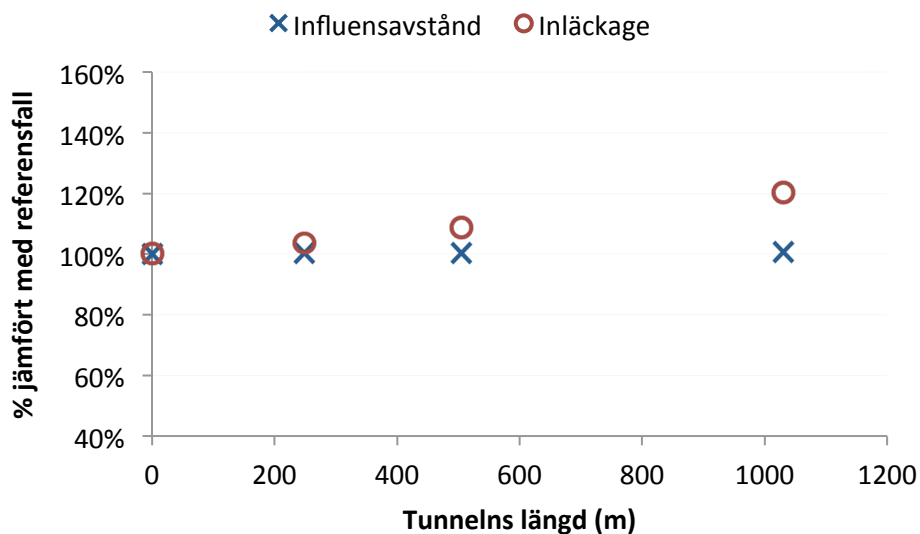
När djupet på schaktet ändrades påverkades inläckaget i schaktet på så sätt att ett djupare schakt gav ett större inläckage. Influensavståndet ökade också, men inte lika mycket (Figur 28)





Figur 28: Inläckage i schaktet och influensavstånd relativt referensfallet för scenarier med olika djupt schakt. I referensfallet var schaktet 875 m djupt.

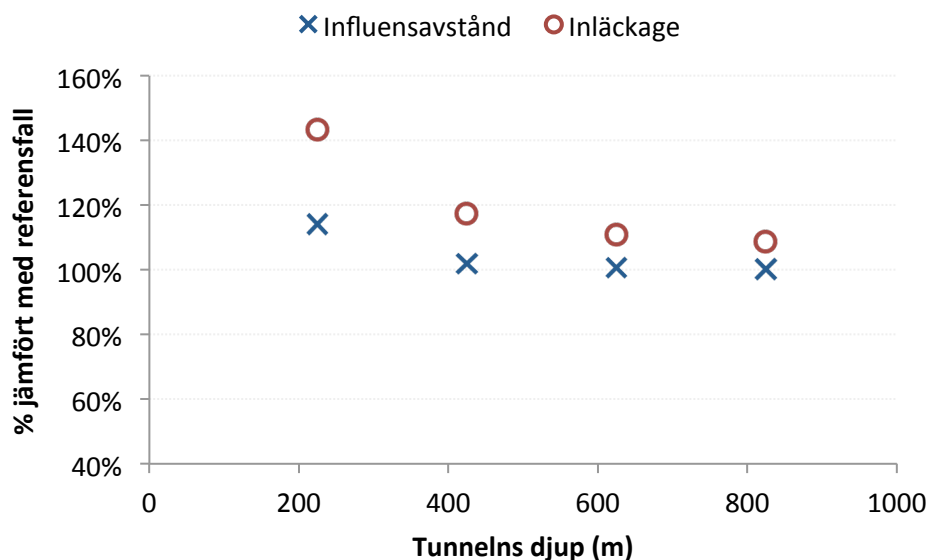
En horisontell tunnel, som sträckte ut sig åt båda håll från schaktet på 825 m djup, lades till modellen. Tunneln påverkade inte influensavståndet vid ytan alls, men det totala inflödet till schakt och tunnel ökade med tunnelns längd, se Figur 29.



Figur 29: Inläckage i schaktet och influensavstånd relativt referensfallet för scenarier med horisontell tunnel med olika längd. Tunneln låg på 825 m djup och sträckte sig lika långt åt båda håll från schaktet. I figuren redovisas totallängden på den horisontella tunneln. I referensfallet fanns ingen horisontell tunnel och dess längd var därför 0 m.

Scenarier med horisontell tunnel på olika djup undersöktes också. Tunneln var då ca 500 m lång och låg på djupet 225 m, 425 m, 625 m eller 825 m. Resultatet från dessa simuleringar redovisas i Figur 30. Tunnelns placering i djupled påverkade inläckaget mycket, speciellt då tunneln placerades ytligare, på 225 m djup. Desto högre upp tunneln är placerad desto större blir inläckaget. Influensavståndet påverkades inte alls då tunneln placerades på 425 m djup eller djupare, men blev något större då tunneln

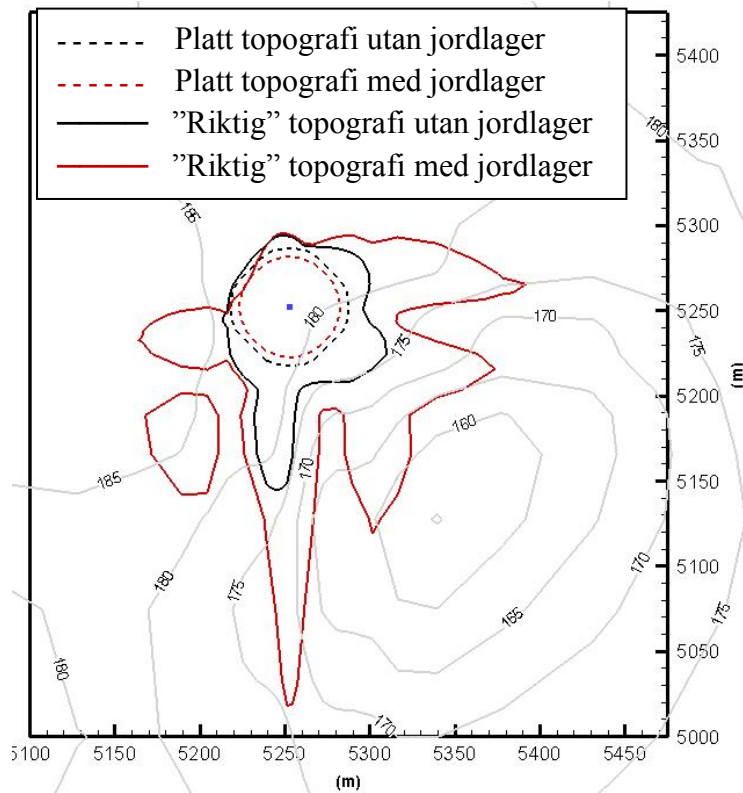
placerades på 225 m djup. Ett scenario gjordes också med tunnlar på alla fyra djup. Då blev inläckaget  $1,73 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ , vilket motsvarar 176 % av referensfallet och var betydligt större än för de övriga scenarierna. Influensavståndet blev detsamma som för scenariot med tunnel på 225 m djup, d.v.s. de djupare tunnlar hade ingen påverkan på influensavståndet.



Figur 30: Inläckage i schaktet och influensavstånd relativt referensfallet för scenarier med horisontell tunnel på olika djup. Tunneln sträckte sig lika långt åt båda håll från schaktet och hade en total längd på ca 500 m. I referensfallet fanns ingen horisontell tunnel.

#### 4.1.10 Scenario med topografi från ett verkligt område

När en varierande topografi från ett verkligt område användes påverkades influensområdet mycket av topografin och fick liksom för de heterogena modellerna en ojämn form. Influensområdet blev betydligt större än för motsvarande scenario med platt topografi. När jordlager lades till modellen blev influensområdet ännu större (Figur 31).



Figur 31: Influensområde för scenario med topografi från exempelområdet samt för motsvarande modell med platt topografi. De svarta linjerna motsvarar influensområdet i scenarier utan jordlager och de röda linjerna motsvarar influensområdet i scenarier med jordlager.

Inläckaget i schaktet påverkades inte så mycket av den varierande topografin, men blev något mindre än för motsvarande scenario med platt topografi, se Tabell 19.

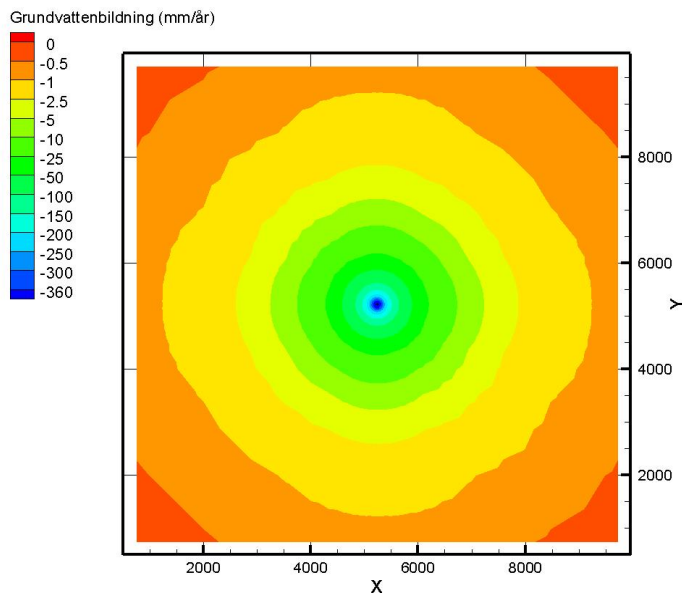
Tabell 19: Inläckage i schaktet för scenario med topografi från ett verkligt område, med och utan jordlager, samt för motsvarande scenarier med platt topografi.

Beskrivning	Inläckage i schakt (m <sup>3</sup> /s)
Platt topografi, utan jord	$9,84 \cdot 10^{-4}$
Platt topografi, med jord	$9,92 \cdot 10^{-4}$
Topografi från exempelområde, utan jord	$9,74 \cdot 10^{-4}$
Topografi från exempelområde, med jord	$9,78 \cdot 10^{-4}$

#### 4.1.11 Grundvattenbildning

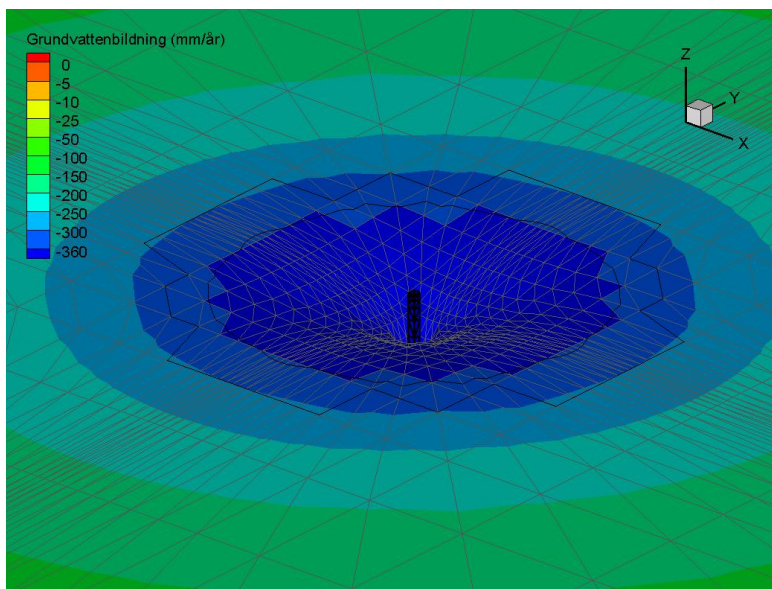
Förutom influensavstånd och inläckage analyserades grundvattenbildningen för några av scenarierna.

I referensfall 0b, som var en modell med homogen hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år, skedde grundvattenbildning över hela modellytan, se Figur 32, trots att grundvattenytan bara avsänktes i mitten av modellområdet.



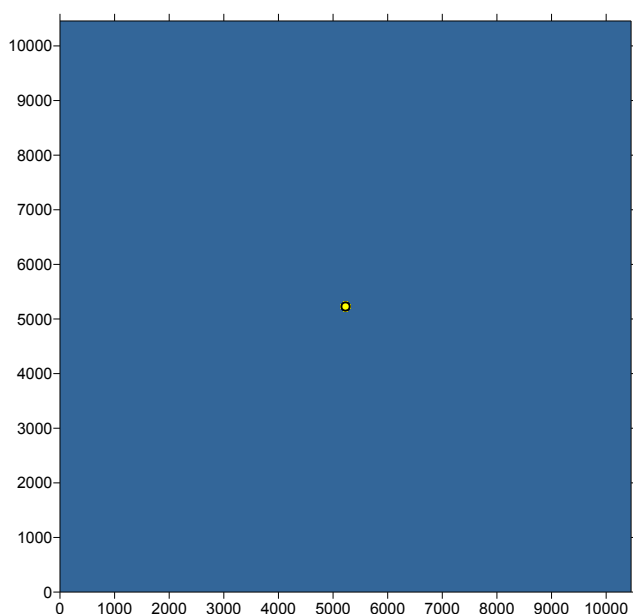
Figur 32: Grundvattenbildning för referensfall 0b som är en modell med homogen hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år.

I Figur 33 visas en närbild av grundvattenytan och grundvattenbildningen kring schaktet. Eftersom avsänkning inte kunde bli mindre än 0 m kunde inte visualiseringsprogrammet skapa en isolinje för 0 meters avsänkning. Den yttre svarta linjen representerar istället en grundvattenavsänkning på  $1 \cdot 10^{-13}$  m. Inom influensområdet infiltrerade allt tillgängligt vatten, d.v.s. 360 mm/år.



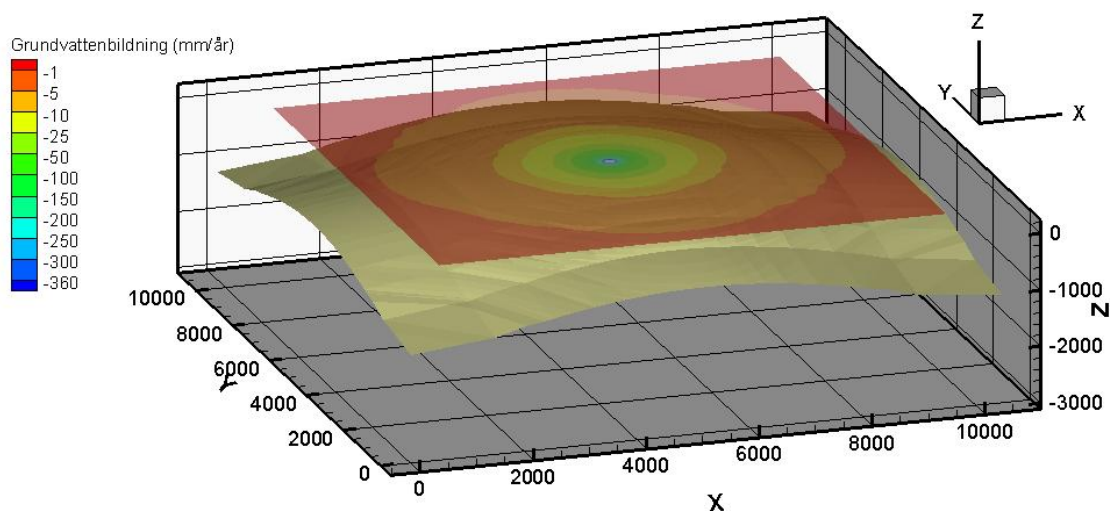
Figur 33: Färgskalan representerar grundvattenbildningen kring schaktet för referensfall 0b. De svarta linjerna representerar grundvattennivåer. Den inre cirkeln är isolinjen för 0,5 m avsänkning och den yttre visar en ungefärlig gräns för avsänkingsområdet. Referensfall 0b är en modell med homogen hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år.

Figur 34 visar vilka områden som var mättade, utifrån randvillkoren för de olika cellerna i GEOAN. Grundvattenytan avsänktes inte på något större avstånd utanför isolinjen för 0,5 m avsänkning.



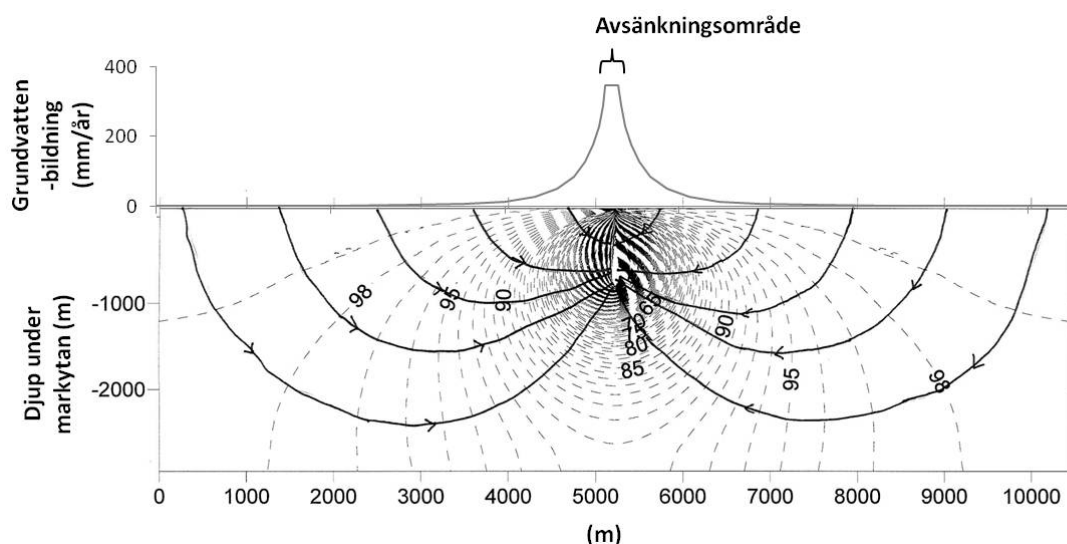
Figur 34: Mättade och omättade områden i referensfall 0b. Det blå området är mättat, d.v.s. grundvattenytan ligger vid markytan och det lilla gula området i mitten är omättat, d.v.s. grundvattenytan är avsänkt. Den svarta linjen representerar 0,5 m avsänkning av grundvattenytan.

Även om grundvattenytan inte avsänktes på något större avstånd från schaktet, skedde en avsänkning av grundvattenpotentialen på djupet. Det kan ses i Figur 35 som visar isoytan för 0,5 m avsänkning av grundvattnets totalpotential.



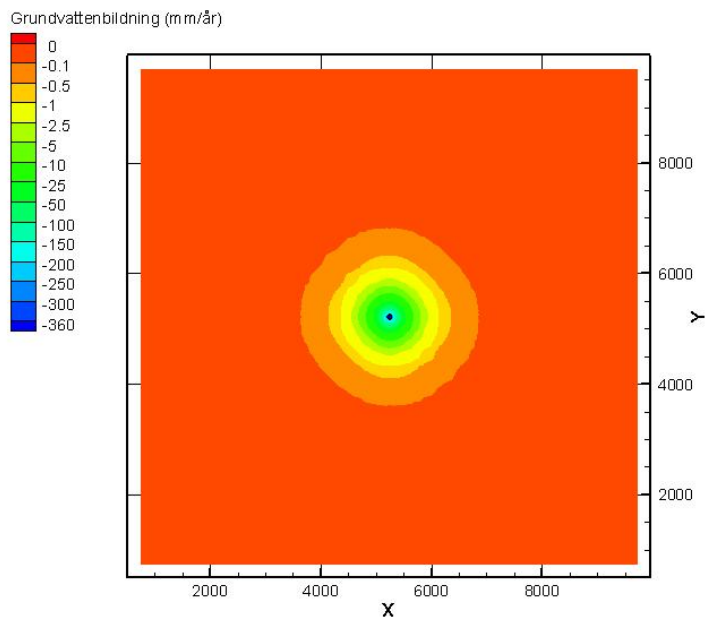
Figur 35: Färgskalan visar grundvattenbildningen för referensfall 0b. Den gulgrå ytan representerar isoytan för 0,5 m avsänkning av grundvattnets totalpotential. Ovanför ytan är avsänkningen mindre än 0,5 m och under är den större. Referensfall 0b är en modell med homogen hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år.

Figur 36 visar grundvattnets ekvipotentiallinjer, schematiska strömningsbanor och grundvattenbildning för referensfall 0b. Figuren är ett vertikalt tvärsnitt kring schaktet. Observera att linjerna som visar grundvattnets strömning inte är proportionella mot strömningens storlek. Grundvattenströmningen, liksom grundvattenbildningen, är mycket större nära schaktet, än vid modellens kanter.

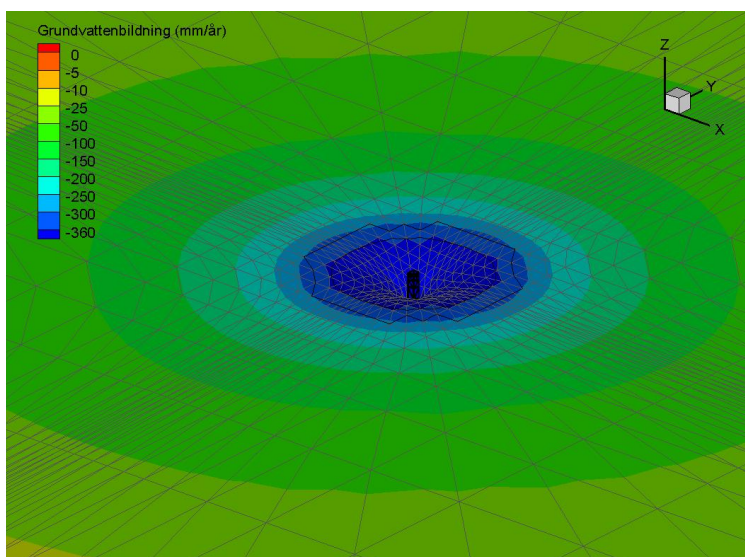


Figur 36: Den undre bilden visar grundvattnets ekvipotentiallinjer (streckade linjer) och schematisk grundvattenströmning (heldragna linjer). Totalpotentialen anges i meter vattenpelare utifrån en referensnivå som ligger 100 m under markytan. Den övre grafen visar grundvattenbildningen över området. Bilderna representerar referensfall 0b.

I referensfall 0c, som är en modell med djupavtagande hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år, skedde också grundvattenbildning utanför avsänkingsområdet, se Figur 37 och Figur 38. Grundvattenbildningen var inte lika stor vid kanten av modellen som den var för referensfall 0b. Det orangea området i Figur 37 representerar en grundvattenbildning från och med 0 mm/år till 0,1 mm/år. Eftersom 0 mm/år ingår i intervallet går det inte att avgöra om det skedde mycket lite grundvattenbildning eller ingen alls inom det området. Inom influensområdet infiltrerade allt tillgängligt vatten, d.v.s. 360 mm/år.



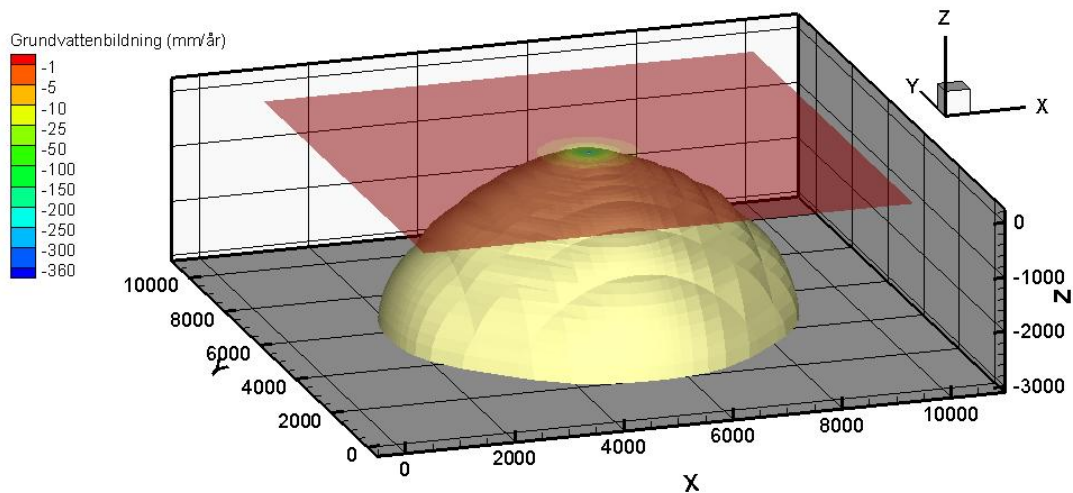
Figur 37: Grundvattenbildning för referensfall 0c som är en modell med djupavtagande hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år.



Figur 38: Färgskalan representerar grundvattenbildningen kring schaktet för referensfall 0c. De svarta linjerna representerar grundvattennivåer. Den inre cirkeln är isolinjen för 0,5 m avsänkning och den yttre visar en ungefärlig gräns för avsänkingsområdet. Referensfall 0c är en modell med djupavtagande hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år.

Även för referensfall 0c skedde en avsänkning av grundvattnets totalpotential över ett större område på djupet än vid ytan (Figur 39), men över ett betydligt mindre område än för modellen med homogen konduktivitet.



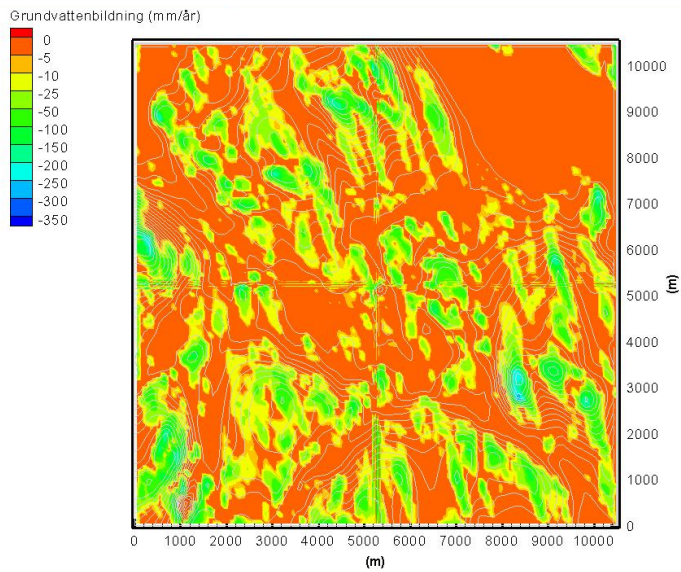


Figur 39: Färgskalan visar grundvattenbildningen för referensfall 0c. Den gulgråa ytan representerar isoytan för 0,5 m avsänkning av grundvattnets totalpotential. Innanför ytan är avsänkningen större än 0,5 m och utanför är den mindre. Referensfall 0c är en modell med djupavtagande hydraulisk konduktivitet och en potentiell grundvattenbildning på 360 mm/år.

I referensfall 0b och 0c kom endast en liten del av det inläckande vattnet från grundvattenbildning inom avsänkingsområdet, 2 % respektive 3 %, trots att mycket stor grundvattenbildning per areaenhet skedde där. Det mesta av vattnet kom istället från grundvattenbildning i mättade områden. Där skedde inte lika stor grundvattenbildning per areaenhet, men eftersom den skedde över stora områden bildades ändå mycket grundvatten. I modellen med djupavtagande konduktivitet kom 90 % av det inläckande vattnet från ett område kring schaktet med en radie på 750 m. För den homogena modellen krävdes en radie på 4000 m för att grundvattenbildningen skulle motsvara 90 % av inflödet.

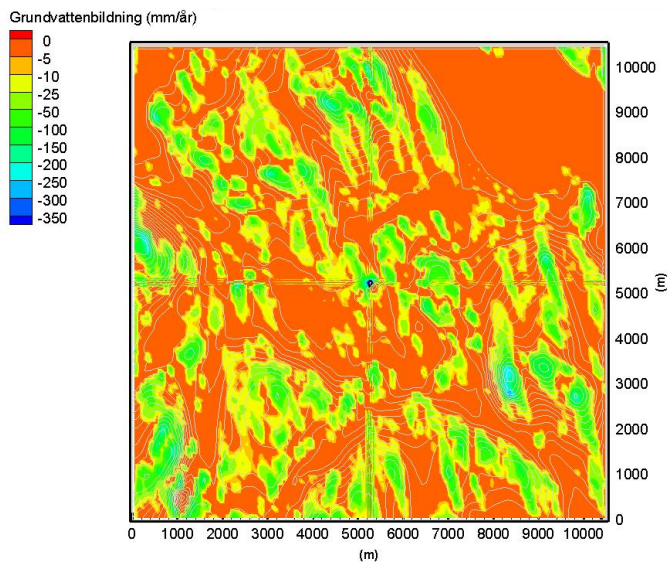
I scenariot med topografi hämtat från ett verkligt område styrdes inte grundvattenbildningen enbart av schaktet, utan topografins påverkade också. I Figur 40, som visar grundvattenbildningen som skedde när inget schakt finns med, syns tydligt topografins inverkan.



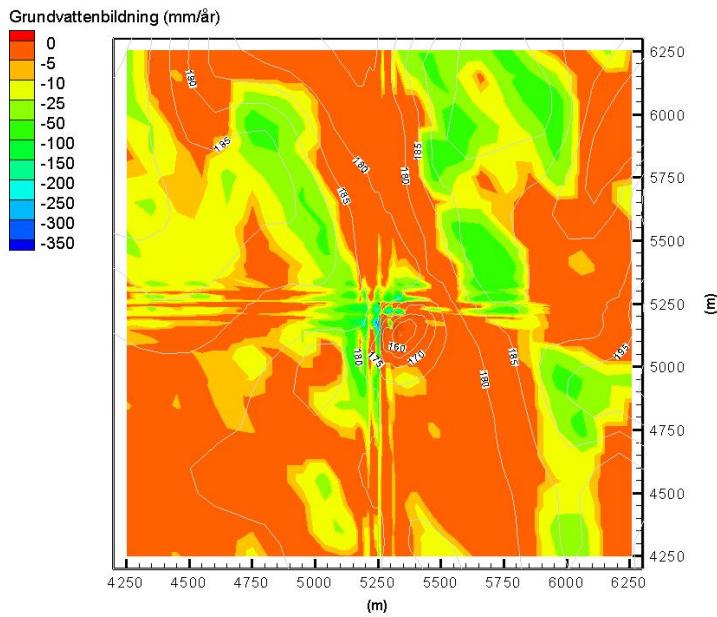


Figur 40: Grundvattenbildning för scenario med topografi från ett verkligt område utan schakt.

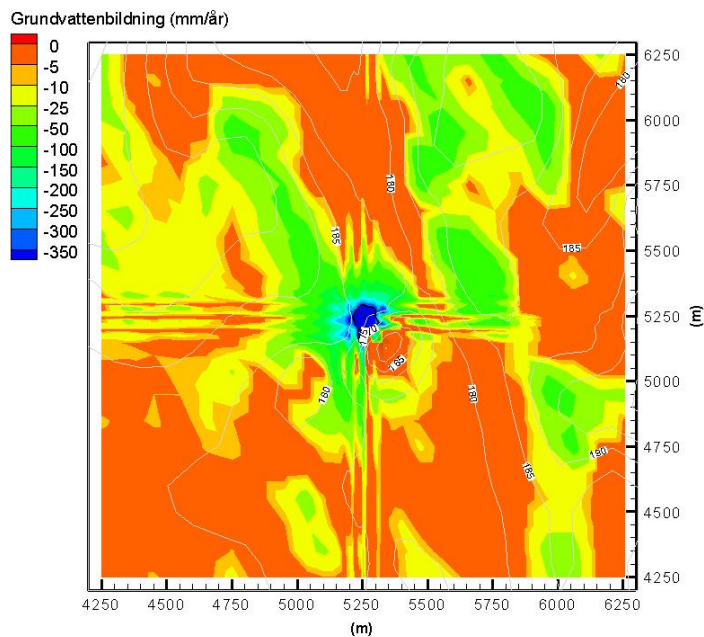
Sett över hela området påverkades grundvattenbildningen inte så mycket av schaktet, se Figur 41, men kring schaktet ökade den mycket, jämför Figur 42 och Figur 43. Trots att de största cellerna gjordes mindre jämfört med referensfallet blev några celler mycket långsmala. När topografien interpolerades fram utifrån höjddata blev variationen i höjd mycket stor i en av de horisontella riktningarna men liten i den andra, där cellerna var långsmala. Det är orsaken till de vertikala och horisontella linjer som sträcker sig ut från schaktet i en del av figuren.



Figur 41: Grundvattenbildning för scenario med topografi från ett verkligt område med schakt.

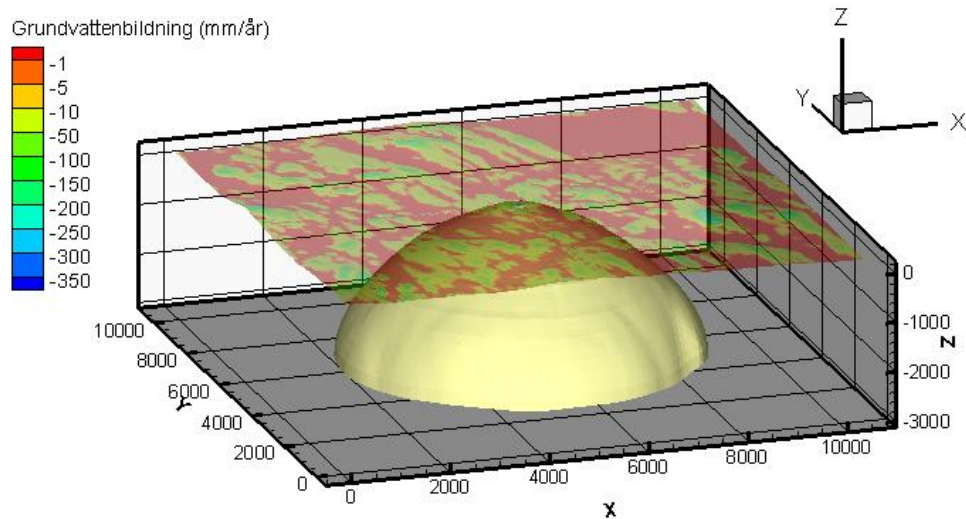


Figur 42: Grundvattenbildning i området kring punkten där schaktet kommer att placeras, för scenario med topografi från ett verkligt område utan schakt.



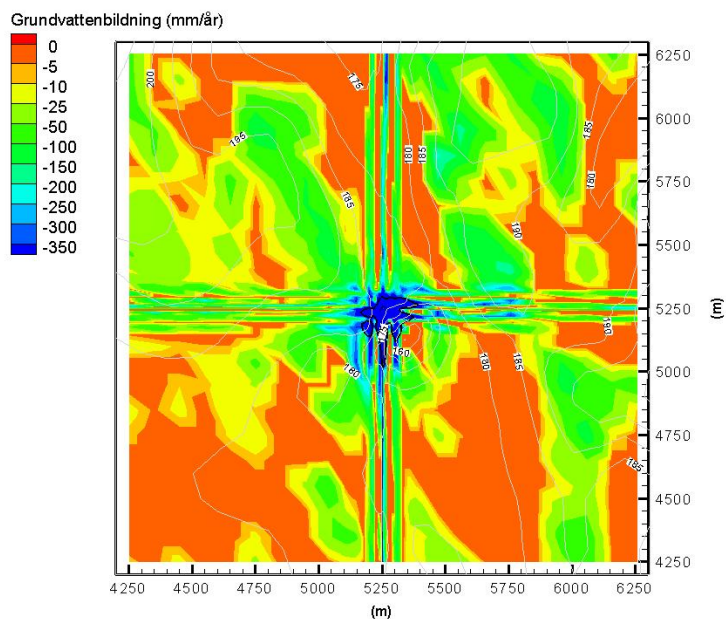
Figur 43: Grundvattenbildning kring schaktet för scenario med topografi från ett verkligt område.

Även om grundvattenytan bara avsänktes över ett mindre område kring schaktet skedde en sänkning av grundvattenytans totalpotential över ett större område på djupet, se Figur 44, liksom i scenarierna med platt topografi.



Figur 44: Den gulgråa ytan representerar isoytan för 0,5 m avsänkning av grundvattnets totalpotential för scenariot med topografi från exempelområdet. Färgskalan visar grundvattenbildningen.

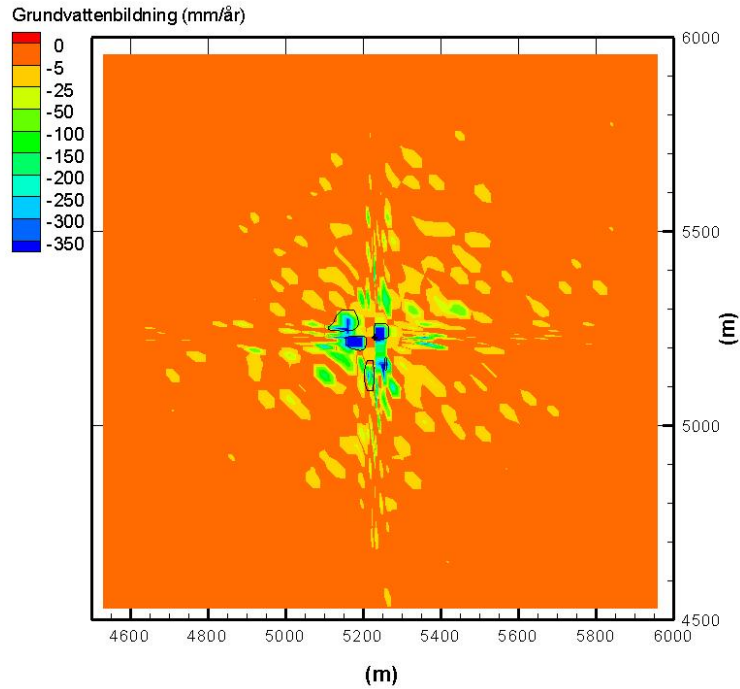
När jordlager lades till modellen ökade grundvattenbildningen över ett större område jämfört med modellen utan jordlager, jämför Figur 43 och Figur 45.



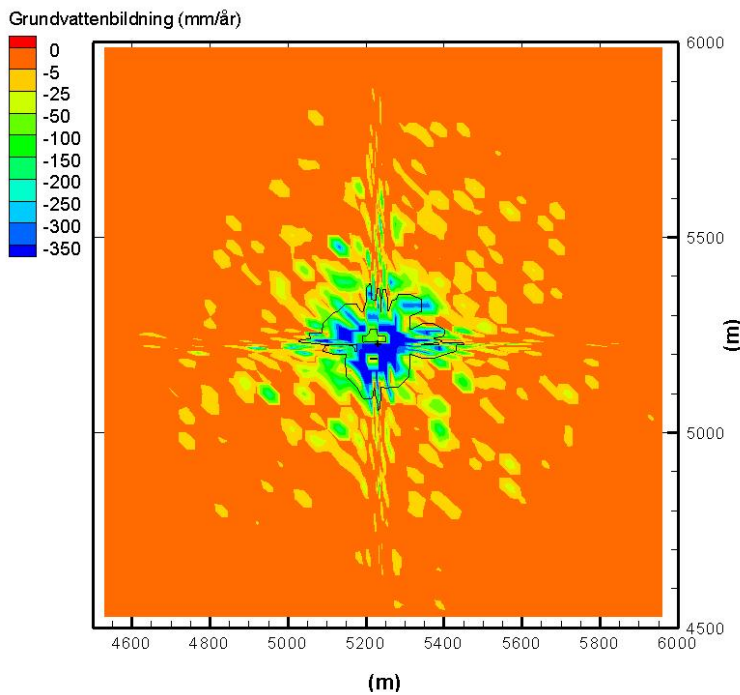
Figur 45: Grundvattenbildning kring schaktet för scenario med topografi från ett verkligt område med jordlager.

I Figur 46 och Figur 47 visas grundvattenbildningen samt influensområdet för två realiseringar av scenariot med heterogen konduktivitet. I Figur 46 visas grundvattenbildningen för realiseringen med lägst inflöde till schaktet och i Figur 47 visas grundvattenbildningen för realiseringen med högst inflöde till schaktet. I realiseringen med högre inläckage till schaktet skedde både grundvattenavsänkning och grundvattenbildningen över ett större område. Grundvattenbildningen skedde inte

jämmt som den gjorde för referensfall 0b och 0c, som har homogen konduktivitet utan påverkades av det heterogena konduktivetsfältet. En annan skillnad var att inte allt tillgängligt vatten infiltrerade inom avsänkingsområdet så som det gjorde i de homogena fallen.



Figur 46: Grundvattenbildningen kring schaktet för realiseringen med lägst inflöde till schaktet bland realiseringarna av scenariot med heterogen konduktivitet.



Figur 47: Grundvattenbildningen kring schaktet för realiseringen med störst inläckage i schaktet bland realiseringarna av scenariot med heterogen konduktivitet.

## 4.2 ANALYTISKA BERÄKNINGAR

### 4.2.1 Influensavstånd utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning respektive utifrån inläckage och grundvattenbildning

Influensavståndet som beräknades utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning med ekvation 6 blev ungefär lika stort som det som beräknades utifrån inläckage och grundvattenbildning med ekvation 7, se Tabell 20. I båda fallen blev dock influensavståndet betydligt större än när det beräknades numeriskt.

*Tabell 20: Influensavståndet beräknat utifrån hydraulisk konduktivitet (K) och grundvattenbildning (R) med ekvation 6 samt utifrån inläckage (Q) och grundvattenbildning (R) med ekvation 7. Som referens visas resultatet från de numeriska beräkningarna av referensfall 0b och scenario 4e.*

	Influensavstånd (m)	
	R = 360 mm/år	R = 150 mm/år
Utifrån K och R	592	885
Utifrån Q och R	583	896
Numerisk lösning	75,5	218



## 5 DISKUSSION

### 5.1 NUMERISKA BERÄKNINGAR

#### 5.1.1 Utvärdering av modelldomänens storlek

När modellen gjordes större i horisontalled eller vertikalled påverkades inte inflöde och inläckage. Det visar att referensmodellen, scenario 0a, var tillräckligt stor. En mindre modell i horisontalled skulle också kunna användas med lika bra resultat, men eftersom modellen inte tog orimligt lång tid att simulera behövs den ursprungliga modellens storlek för säkerhets skull. I vertikalled kunde inte modellens storlek göras mindre.

Anledningen till att en för liten modell påverkade influensområde och inläckage är att ränderna på modellen påverkar resultatet eftersom inget flöde skedde över sidokanterna eller botten på modellen. Om modellen var tillräckligt stor blev påverkan så liten att den kunde försummas. När modellens area minskade, minskade också den totala mängden grundvattenbildning och därför ökade influensavståndet och inläckaget minskade. Då en modell sätts upp över ett verkligt område är det lämpligt att anpassa kanterna på modellen och deras randvillkor till topografin och ytvattenförekomster. En grundvattendelare kan sättas som en impermeabel rand, en sjö kan sättas som konstant totalpotential etc. När modellens vertikala storlek minskades påverkades inte grundvattenbildningen, men mängden tillgängligt vatten minskade ändå och därför minskade inläckaget och influensavståndet ökade.

#### 5.1.2 Utvärdering av cellstorlekens betydelse

Cellstorleken påverkar noggrannheten i beräkningarna och bör därför vara tillräckligt liten för att inte påverka resultatet. När cellstorleken ökades blev både inläckage till schaktet och influensområdet mindre. När cellstorleken minskades till 75 % av referensfallet ökade inläckaget till schaktet och influensavståndets storlek något. Vid ytterligare minskning av cellstorleken skedde mycket liten förändring av inläckagets storlek medan influensområdets storlek först minskade och sedan ökade igen. Anledningen till variationen i influensavståndet är att cellstorleken vid influensområdets gräns var olika för de olika scenarierna. Influensavståndet beräknades genom interpolation av grundvattenytans läge i cellernas noder och cellstorleken påverkade värdet som interpolerades fram.

När cellstorleken minskades multiplicerades cellernas bredd och längd med olika faktorer. För att samma storlek på modellen skulle bibehållas lades större celler till vid modellens ytterkanter. Detta gjorde att cellerna närmast schaktet blev mindre än tidigare, medan cellstorleken på större avstånd inte påverkades så mycket eftersom de förminskade cellerna flyttades närmre schaktet, när cellerna innanför blev mindre. I vissa fall blev till och med cellen där influensområdets gräns hamnade något större än tidigare.

Utifrån undersökningen om cellstorlekens betydelse valdes scenario 3a, där cellstorleken minskades till 75 % av cellstorleken i referensfallet, ut som nytt referensfall. Detta motiverades med att inläckaget inte förändrades vid mindre

cellstorlek och influensavståndet började variera så mycket om cellstorleken minskades ytterligare.

Cellstorleken utvärderades i detta fall utifrån ett referensfall med varierande cellstorlek. Sättet som cellstorleken minskades på var kanske inte det bästa eftersom det ledde till att cellstorleken bara minskades på medelavstånd från schaktet. På större avstånd från schaktet förändrades inte cellstorleken så mycket eftersom de förminskade cellerna flyttades närmre schaktet. På litet avstånd tilläts inte cellerna bli mindre än schaktets bredd. Cellstorleken i vertikalled varierades inte alls.

Ett annat sätt att minska cellstorleken hade varit att dela de befintliga cellerna i flera delar så att cellstorleken minskades på alla avstånd till schaktet, åtminstone inom det område där avsänkingsområdet kunde tänkas hamna. Anledningen till att inga celler gjordes mindre än schaktets bredd var att det skulle ha blivit konstigt att ha en tre meter bred rad, med schaktets cell i mitten av modellen och sedan ha smalare rader kring den. Istället hade schaktets kunnat delas upp i flera celler så att raderna hade kunnat göras smalare även där.

### **5.1.3 Potentiell grundvattenbildning**

När den potentiella grundvattenbildningen minskades, ökade influensområdets storlek medan inläckaget i schaktet minskade. Det beror på mindre mängd vatten tillfördes systemet.

### **5.1.4 Homogen hydraulisk konduktivitet**

När den hydrauliska konduktiviteten ökades, ökade både inläckaget i schaktet och influensavståndet. Att inläckaget ökade beror på att mer vatten flödar genom berget för en viss potentialskillnad när konduktiviteten är högre. Skillnaden i grundvattnets potential berodde på schaktets djup, så den var oförändrad. När inläckaget ökade, blev också influensområdet större eftersom mer vatten rann till schaktet. I Figur 11, där inläckagets och influensområdets storlek relativt konduktiviteten redovisas, bildar inläckagets punkter en tydlig rät linje medan influensavståndet böjer av för små värden på konduktiviteten. Att influensavståndet inte bildar en rät linje kan bero på att cellstorleken vid influensområdets kant var olika stor vilket påverkade influensavståndet.

Både influensområde och inläckage till schaktet påverkades mycket av konduktiviteten. Även en förändring av konduktiviteten med några få procent gav en ganska stor påverkan. Eftersom bergets konduktivitet kan variera med flera tiopotenser är det viktigt att tänka på osäkerheten i resultaten. Vid modellering av ett verkligt fall bör flera olika konduktiviteter testas. Det kan också vara bra att tänka på osäkerheten orsakad av konduktiviteten när andra faktorer, t.ex. cellstorleken utvärderas. Om osäkerheten i influensavstånd orsakad av konduktiviteten är flera hundra meter spelar kanske inte en påverkan på några meter orsakad av t.ex. för stor cellstorlek någon roll.

### **5.1.5 Djupavtagande hydraulisk konduktivitet**

Eftersom den hydrauliska konduktiviteten normalt blir lägre med djupet gjordes scenarier med djupavtagande konduktivitet. Konduktiviteten var då homogen i den översta delen av berget, ner till 60 respektive 100 m djup. Därifrån avtog sedan konduktiviteten enligt en trend framtagen av SKB. När konduktiviteten minskade med djupet minskade inflödet till schaktet mycket vilket ledde till att även influensområdet minskade. I referensfallet med homogen konduktivitet ökade inflödet till schaktet med djupet eftersom potentialskillnaden blev större på större djup. I fallen med djupavtagande konduktivitet skedde istället mycket litet inläckage i botten på schaktet eftersom konduktiviteten var så liten där. Störst inläckage skedde istället på det djup varifrån konduktiviteten började avta.

Ett scenario gjordes också med homogen konduktivitet som anpassades så att det totala inflödet till schaktet blev lika stort som i fallet med djupavtagande konduktivitet från 100 m djup. Det krävdes en mycket lite konduktivitet för att inläckaget skulle bli lika litet, så influensområdet blev nästan obefintligt. Eftersom konduktiviteten oftast är djupavtagande i ett verkligt berg är det viktigt att ta hänsyn till det när en modell ställs upp. Om konduktiviteten sätts till det värde som mäts upp i bergets ytligare lager även i det djupa berget blir inläckage till schaktet och influensområde alldeles för stora. Om konduktiviteten istället beräknas utifrån uppmätt inflöde i en befintlig gruva blir värdet på konduktiviteten för litet och ger då ett för litet influensområde.

### **5.1.6 Anisotropi i konduktivetsfältet**

Bergets hydrauliska konduktivitet behöver inte vara lika stor i alla riktningar. När konduktiviteten var högre i y-riktningen än i x-riktningen blev influensområdet ovalt. Arealen på området blev lite mindre än för det homogena referensfallet, men skillnaden var så liten att det inte går att dra några slutsatser från det. Att influensområdet blir ovalt är när konduktiviteten är olika stor i olika riktningar kan ses som självklart, men det kan vara bara att tänka på eftersom det maximala influensavståndet blir mycket större än för det homogena fallet. Det innebär att en avsänkning därför kan drabba områden längre från schaktet än beräknat om inte hänsyn tas till eventuell anisotropi.

När konduktiviteten minskades i z-riktningen blev det nästan inget influensområde och det totala inläckaget till schaktet blev något mindre än för referensfallet. I den allra översta delen av schaktet blev dock inläckaget högre i scenarierna med anisotropi i z-riktningen. Det kan bero på att grundvattenytan låg mycket högre. I referensfallet fanns en omättad zon kring schaktets övre del och därför skedde mycket lite inläckage där. I scenario 7b och 7c blev det nästan ingen avsänkning av grundvattenytan och därför inte någon större omättad zon kring schaktet.

När den vertikala konduktiviteten är lägre än den horisontella blir flödesvägarna längre (Ericsson m.fl., 2006). Det innebär att vattnet kom från områden långt från schaktet vilket kan förklara att influensområdet blev så litet. När vattnet har sitt ursprung i områden långt från schaktet kommer det från grundvattenbildning över stor area. Det innebär att en stor mängd vatten kan infiltrera berget, för att sedan läcka in i schaktet,



utan att grundvattenbildningen per areaenhet är stor. När grundvattenbildningen är mindre än den potentiella grundvattenbildningen över ett område sker ingen avsänkning av grundvattenytan där.

### **5.1.7 Heterogent konduktivitetfält, stokastiskt kontinuum**

För att bättre efterlikna bergets heterogena konduktivitetfält gjordes en stokastisk kontinuummodell. Det innebär att konduktiviteten varierade över bergvolymen och fördelades stokastiskt utifrån en statistisk fördelning. Flera realiseringar gjordes där konduktiviteten fördelades olika, men efter samma fördelning. Den statistiska fördelning som beskrev hur konduktiviteten varierade i sprickigt berg hämtades från SKB:s undersökningar. Den byggde inte på undersökningar i exempelområdet, men anses ändå vara en bra beskrivning av svenskt sprickigt berg. Att istället beskriva variationerna i bergets konduktivitet utifrån brunndata hade gett en felaktig fördelning eftersom ytberget där brunnarna befinner sig skiljer sig mycket från djupberget. Dessutom är brunnarna inte slumpmässigt placerade vilket kan ge en felaktig fördelning.

När den hydrauliska konduktiviteten fördelas bör blocken den fördelas mellan ha en karaktäristisk längd, t.ex. längden för ett spricksystem. I modellen som användes här var de övre lagren mycket tunna, för att på ett bra sätt kunna beräkna vattenströmning där och grundvattenytans läge. Cellerna var också olika stora i horisontalled. Om konduktiviteten hade fördelats direkt mellan de små cellerna hade de inte representerat ett spricksystem längre, utan snarare enskilda sprickor. Eftersom ingen hänsyn togs till spatiell korrelation hade variationen mellan närliggande celler då blivit för stor, vilket orsakade problemen i scenario 8a. Därför fördelades konduktiviteten mellan block av en större storlek, både i vertikal- och horisontalled.

Flödet i modellen strömmade radiellt in mot schaktet. När stokastiskt kontinuum används för denna typ av flöde kan problem uppstå. I ett heterogent berg flödar vattnet i endimensionella kanaler mot schaktet. Nära schaktet konvergerar sprickorna så att det bara blir några få kanaler som når schaktet. I en stokastisk kontinuummodell byggs sådana kanaler upp av block och om något av blocken längs en kanal har låg konduktivitet stoppas allt flöde. När blocken som konduktiviteten fördelas mellan är små byggs flödesvägen upp av många block och därför ökar sannolikheten att något av blocken har låg konduktivitet. Flödet in till schaktet blir därför skalberoende. Problemet kan lösas antingen genom att blocken som konduktiviteten fördelas mellan har en minsta storlek som motsvaras av en karaktäristisk längd eller genom att ha små block och en tydlig korrelation mellan genomsläppliga block. Korrelationen bör då bygga på sprickstrukturen i berget och lämpligtvis byggas upp av en diskret sprickmodell. En sådan modell kräver dock mycket undersökningar av berget.

Realiseringarna av modellen med heterogen konduktivitet gav en fördelning av inläckagets storlek. Ett resultat var att i 90 fall av 100 var inflödet till schaktet mindre än  $5,13 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ . Det kan jämföras med det homogena scenariot där inläckaget till schaktet var  $9,84 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ . Resultatet från undersökningen av maximalt avstånd till en

avsänkt cell var att i 90 fall av 100 skedde avsänkning av grundvattenytan med mer än 0,5 m på ett större avstånd än 131 m. I jämförelse med det homogena, djupavtagande fallet är det fyra gånger så stort. Avsänkningen skedde bara på några platser på det avståndet, men det är ändå bra att tänka på att avsänkning kan ske på betydligt större avstånd än det beräknade om risken för avsänkning beräknas med en homogen modell.

Förutom maximalt influensavstånd beräknades andel avsänkt område på olika avståndsintervall från schaktet. För att inte cellstorleken skulle påverka resultatet gjordes beräkningen utifrån andel avsänkta referensområden på 100 m<sup>2</sup> istället för celler. I 90 fall av 100 blev andelen avsänkt område mindre än 11 %, inom intervallet 100-150 meter från schaktet. De avsänkta cellerna breder troligtvis inte ut sig jämt över detta intervall, utan en större andel ligger antagligen närmre den inre kanten, eftersom sannolikheten för avsänkning är större för kanten närmast schaktet än för kanten längst från schaktet. Ett mindre avståndsintervall hade gett mindre skillnad mellan sannolikheten vid det närmre avståndet jämfört med det bortre, men för att beräkningen skulle bli bra fick inte antalet referensområden på 100 m<sup>2</sup> inom avståndsintervallet vara för få. Därför krävdes en kompromiss.

I avsnitt 5.1.2 diskuterades hur cellstorleken påverkade influensområdets storlek. Den varierande cellstorleken orsakade även problem i modellen med stokastiskt kontinuum. När konduktiviteten varierade mycket mellan de olika realiseringarna hamnade gränsen på influensområdet olika långt från schaktet vilket gjorde att den hamnade i olika stora celler i scenario 8b. Det påverkade influensavståndet och gav en ojämn fördelning av resultatet. Därför gjordes modellen om så att alla celler var 30 m eller mindre inom 1000 m från schaktet. Det gav en mycket jämnare fördelning av resultatet även om det fortfarande finns spår av cellgränserna hos det maximala influensavståndet.

Genom Figur 25 och Figur 26 gjordes ett försök att utvärdera på vilket sätt konduktivitetfältet påverkade inläckage och influensavstånd. I realiseringen med högst inflöde till schaktet skedde ett mycket stort inflöde på ca 140 m djup. Det förklaras av att konduktiviteten var hög kring schaktet på detta djup, vilket kan ses i Figur 26:III. Att konduktiviteten hade fördelats så berodde på slumpen. En annan observation som gjordes var att i Figur 26 bildades en ö av icke avsänkt grundvattenyta precis bredvid schaktet där konduktiviteten var lägre i det ytligare lagret jämfört med de två följande djupare lagren. I övrigt var det svårt att dra några slutsatser utifrån att titta på konduktivitetfältet eftersom både konduktivitetfältet och flödet var tredimensionellt och flödet berodde mycket på hur de högkonduktiva cellerna var sammankopplade med varandra i tre dimensioner.

Den variation i konduktivitetfältet som uppstår genom stokastiskt kontinuum avspeglar bergets många små sprickor. Större sprickzoner som identifierats i berget bör istället läggas in separat i modellen. Det kan även göras för en modell som är homogen i övrigt.

### **5.1.8 Varierande topografi**

Scenarierna med varierande topografi gjordes för att undersöka hur markens lutning påverkade influensområde och inläckage i schaktet. När ett lutande plan användes blev influensområdet inte lika stort i alla riktningar. Det beror på att vatten flödade till respektive från schaktet. Uppströms schaktet strömmade vatten till och gjorde influensområdet mindre och nedströms strömmade vattnet bort från schaktet och gjorde influensområdet större. Inflödet påverkades inte alls av den lutande topografin eftersom det ökade flödet uppströms schaktet motverkades av det minskade flödet nedströms. När schaktet låg på sluttningen av den sinusformade topografin påverkades influensområdet på samma sätt som för det lutande planet. Flödet som orsakades av topografin gjorde att influensområdet blev mindre uppströms schaktet och större nedströms. När schaktet låg på toppen av åsen blev influensområdet större och inläckaget mindre eftersom vattnet strömmade bort från schaktet och när schaktet låg i dalen blev influensområdet mindre och inläckaget större eftersom vatten strömmade mot schaktet. För schaktet på åstoppen och i dalen borde inte influensområdet ha blivit lika stort i alla riktningar eftersom topografin endast lutar i en riktning. Att det ändå blev det kan bero på att skillnaden mellan olika riktningar var för liten för att mätas.

När jorden lades till modellerna blev alla resultat mer extrema. De influensavstånd som var större än för modellen med den platta topografin blev ännu större och de influensavstånd som var mindre blev ännu mindre. Det beror på att det skedde ett större horisontellt flöde i de översta lagren när de bestod av jord med hög konduktivitet. Det är också orsaken till att även modellen med platt topografi fick mindre influensområde när jord lades till. Inläckaget till schaktet ökade i scenarierna med jord jämfört med motsvarande scenario utan jord, vilket också orsakades av det ökade horisontella flödet. Eftersom ett verkligt område oftast har ett jordlager ovanpå berget kan det vara bra att ta hänsyn till detta när en modell görs.

### **5.1.9 Olika utformning av schaktet**

Eftersom en verklig gruva inte bara består av ett lodrätt schakt undersöktes hur olika horisontala tunnlar påverkade resultatet. Inverkan av schaktets djup undersöktes också. När schaktet gjordes djupare ökade inläckaget. Det beror på att schaktväggarnas yta ökade samt att potentialskillnaden blev större. Ökningen av inläckaget var inte proportionell mot ökningen av schaktets djup vilket beror på att konduktiviteten var djupavtagande. Influensområdet blev lite mindre när schaktet gjordes grundare, men skillnaden var inte så stor som skillnaden i inläckage. Det kan bero på att det vatten som läcker in i botten på de djupare schakten strömmar på ett större djup och därför kommer från områden längre bort från schaktet. Det kommer då från stora ytor vilket gör att en mindre grundvattenbildning per ytenhet krävs för att uppnå samma volym som det inläckande vattnet. När grundvattenbildningen är mindre än det tillgängliga vattnet sker ingen avsänkning av grundvattenytan även om de stora ytorna bidrar till mycket vatten som läcker in i schaktet.

När en horisontell tunnel lades till på 825 m djup påverkades inte influensområdet. Inläckaget ökade däremot och blev större ju längre tunneln var. Det beror på att

tunnelväggarnas area ökade. Att den horisontella tunneln inte påverkade influensområdet beror på att den ligger så djupt. Det vatten som läckte in i tunneln kom därför från områden långt från schaktet där grundvattenbildningen var mycket mindre än det tillgängliga vattnet. När den horisontella tunneln låg ytligare blev inläckaget större eftersom konduktiviteten var högre ju ytligare i berget tunneln låg. I scenariot med tunnel på 225 m djup påverkades också influensområdet. Då var inläckaget mycket större än för referensfallet utan tunnel.

En verklig gruva är mycket komplex med många tunnlar och schakt. Denna undersökning visar att det är viktigt att ta med alla tunnlar om inläckaget till gruvan ska beräknas, men för att beräkna influensområdet räcker det att ta med de ytligare tunnlar om en modell med djupavtagande konduktivitet används.

#### **5.1.10 Scenario med topografi från ett verkligt område**

I scenariot med topografi från exempelområdet blev influensområdet mycket större än när topografin var platt vilket beror på att grundvattenflödet påverkades av topografin. När jordlager lades till var det svårt att få modellen att konvergera. När en varierande topografi som denna används bör cellerna vara ungefär lika stora och därför gjordes modellen om så att inga celler var större än 100 m, men influensområdet påverkades ändå av att några celler fick en långsmal form. Därför blev influensområdet extra utsträckt i x- respektive y-axelns riktning. Inga större slutsatser kan därför dras, framförallt inte av scenariot med jordlager.

Ett annat problem är att ytvattenflöden inte togs med i modellen. För en modell med mycket varierande topografi kan det göra att lösningen blir instabil och det är därför också en anledning till att det var svårt att få modellen att konvergera. Om ytvattenflöden hade tagits med hade också den totala mängden vatten som infiltrerade blivit större. Det vatten som inte infiltrerade skulle då ha runnit på ytan och eventuellt infiltrerat i en annan cell istället för att tas bort ur modellen. En större mängd infiltrerat vatten hade gett ett mindre influensområde.

#### **5.1.11 Grundvattenbildning**

I modellen anges den potentiella grundvattenbildningen och sedan beräknas infiltrationen utifrån detta värde och flödesekvationen. Det vatten som inte infiltrerade togs bort ur modellen. I scenarier med homogen eller djupavtagande konduktivitet infiltrerade allt tillgängligt vatten ner i berget där grundvattenytan var avsänkt. I ett verkligt system sker troligtvis inte så stort flöde till berget även om grundvattenytan är avsänkt. Det beror på att vattnet bara flödar i bergets sprickor och därför kan inte infiltration ske över hela bergöverytan. Vattnet måste då först flöda horisontellt i jorden mot sprickorna där det kan infiltrera. Det ger ett ökat flödesmotstånd och en del vatten avrinner därför i jordlagren innan det hinner infiltrera ner i berget. Nederbörden sker heller inte jämnt över hela året, så vid kraftigare regn och snösmältning kan mer vatten finnas tillgängligt än vad som hinner infiltrera ner i berget. För att ta hänsyn till att grundvattenbildningen inte kan bli så stor i berg skulle en lägre potentiell grundvattenbildning kunna väljas.

I scenariot med heterogen konduktivitet varierade grundvattenbildningen beroende på konduktivitetsfältets variation. En skillnad jämfört med scenarierna med homogen konduktivitet var att inte allt tillgängligt vatten infiltrerade inom avsänkingsområdet. I de enskilda celler där grundvattenytan var avsänkt infiltrerade dock allt tillgängligt vatten. Den heterogena modellen gav därför en bättre beskrivning av grundvattenbildningen i ett sprickigt berg. Att grundvattenbildningen blev mindre i modeller med heterogen konduktivitet jämfört med modeller med homogen konduktivitet stämmer överens med simuleringar som gjorts av Bockgård (2004).

I modellen kom mycket av det inläckande vattnet från områden utanför avsänkingsområdet. Anledningen till att det skedde ett grundvattenflöde därifrån trots att grundvattenytan inte var avsänkt är att grundvattnets totalpotential var avsänkt på djupet över dessa områden. Även om vatten infiltrerade i dessa områden avsänktes inte grundvattenytan eftersom mer vatten tillfördes genom regn än vad som försvann genom infiltration.

I scenariot med platt topografi skedde en ökad grundvattenbildning med några millimeter per år över ett stort område. Utan schakt skulle ingen grundvattenbildning ha skett i en modell med platt topografi eftersom inga potentialskillnader skulle ha funnits, så all grundvattenbildning som skedde orsakades av schaktet. När topografien i modellen hämtades från ett verkligt område varierade grundvattenbildningen över området naturligt och därför var det svårt att avgöra var en liten ökning av grundvattenbildning skedde utifrån Figur 42 och Figur 43, med den skala som användes. Det är dock troligt att grundvattenbildningen ökade på ungefär samma avstånd som i scenariot med platt topografi eftersom isoytan för 0,5 meters avsänkning av grundvattnets totalpotential sträckte sig över ungefär samma område (jämför Figur 39 och Figur 44). Precis kring schaktet påverkades dock grundvattenbildningen så mycket att det tydligt går att se skillnaden i grundvattenbildning mellan Figur 42, utan schakt, och Figur 43 med schakt.

I mitten av modellen med topografi från exempelområdet påverkades grundvattenbildningen en del av att cellerna hade en långsmal form. För att få en bättre bild av grundvattenbildningen i en modell med varierande topografi bör därför mer jämnstora celler användas.

## **5.2 ANALYTISKA BERÄKNINGAR**

Influensavståndet som beräknades utifrån hydraulisk konduktivitet och grundvattenbildning med ekvation 6 blev ungefär lika stort som det som beräknades utifrån inläckage och grundvattenbildning med ekvation 7. Influensavståndet blir dock mycket större för de analytiska beräkningarna än för de numeriska. För de analytiska lösningarna beräknades ett influensområde varifrån allt vatten kommer och det antas överensstämma med det område där grundvattenytan sänks av. Ett enskilt värde sätts för grundvattenbildningen över detta område. När grundvattenavsänkningen beräknades numeriskt kom endast en liten del av det inläckande vattnet från avsänkingsområdet och mycket vatten kom istället från områden där grundvattenytan inte var avsänkt. Problemet med de analytiska lösningarna är att de bara räknar på det horisontella flödet.

Då missas det vatten som på grund av den vertikala potentialskillnaden infiltrerar utanför avsänkingsområdet, se Figur 36. Detta vatten bidrar till en stor del av inläckaget i ett djupt schakt. För en brunn som når ner genom en större del av akviferen, ned mot akviferens täta botten, har detta vatten mindre betydelse och då ger de analytiska beräkningarna en bättre uppskattning av influensområdet. Antagandet att allt inläckande vatten till det djupa gruvschaktet kommer från avsänkingsområdet är inte rimlig och därför ger ekvation 6 och ekvation 7 ett för stort influensområde om det definieras som det område där grundvattenytan avsänks. Om influensområdet definieras som det område där grundvattenströmningen påverkas av schaktet skulle ekvation 6 och ekvation 7 kunna användas, men eftersom grundvattenbildningen inte är lika stor inom hela det området är det svårt att bestämma ett värde på den. Det är också troligt att topografin i området har stor inverkan på vilket område som grundvattenströmningen påverkas i.

### **5.3 JÄMFÖRELSE MELLAN NUMERISKA OCH ANALYTISKA METODER**

En del av syftet med examensarbetet var att jämföra resultat från olika analytiska och numeriska metoder för beräkning av grundvattenavsänkningen kring djupa vertikala dränerade gruvschakt. En stor skillnad mellan de analytiska och numeriska metoder som användes i denna undersökning är att de analytiska endast beräknade tvådimensionell strömning medan den numeriska beräknade tredimensionell strömning. I verkligheten är grundvattenströmningen tredimensionell och de numeriska beräkningarna gav därför en bättre beskrivning av den verkliga strömningen. I den analytiska metoden antogs att allt vatten som läckte in i schaktet kom från avsänkingsområdet, men resultaten från den numeriska modellen visade att vatten som infiltrerade utanför avsänkingsområdet bidrog till en stor del av det inläckande vattnet. För djupa vertikala schakt ger därför de analytiska lösningar som endast beräknar tvådimensionell strömning ett alldeles för stort avsänkingsområde.

Ett annat problem med den analytiska metoden är att det är svårt att uppskatta grundvattenbildningen, som ska anges som indata. I modellerna som beräknades numeriskt beräknades grundvattenbildningen utifrån tillgängligt vatten och potentialskillnader hos grundvattnet. Andra fördelar med en numerisk modell är att den kan användas för en mer detaljerad beskrivning av det verkliga systemet. Den kan till exempel ta hänsyn till djupavtagande konduktivitet och anisotropi i konduktivitetssfältet.

Ett problem med de numeriska modellerna som användes i denna undersökning är att de modellerar berget som ett poröst medium med kontinuerligt flöde, medan flödet i verkligheten sker i diskreta spricknätverk. Det gör bland annat att grundvattenbildningen troligen överskattades och influensavståndet därmed underskattades. Genom att använda en modell med stokastiskt kontinuum kunde viss hänsyn tas till bergets heterogenitet. En numerisk metod kan beräkna grundvattenströmningen i ett mycket komplext system, men en detaljerad modell kräver mycket undersökningar av berget. Ju mer undersökningar som görs av berget, desto bättre kan modellen göras, men det går aldrig att göra en exakt modell av ett sprickigt berg eftersom det inte går att veta hur berget ser ut på djupet.

De analytiska metoder som användes i denna undersökning ger ett för stort influensområde, men kan användas för att göra en grov uppskattning. De numeriska beräkningarna antas ge en bättre beskrivning av den verkliga strömningen, men är också en förenkling verkligheten. För att veta hur bra metoderna fungerar i ett verkligt fall behöver resultaten jämföras med uppmätta data.

#### **5.4 FORTSATTA STUDIER**

I denna studie undersöktes inte hur ytvatten påverkar storleken på inflödet i schaktet eller avsänkingsområdet kring schaktet. En ytvattenförekomst kan påverka mycket, t.ex. kan en sjö eller ett vattendrag göra att avsänkingsområdet blir mindre och inläckaget större. Brown (2010) beskriver bland annat ett fall med en gruva i Kanada där inläckaget blev tre gånger högre än det beräknade eftersom hänsyn inte hade tagit till en sjö som genom en sprickzon var kopplad till gruvan. Eftersom ytvatten kan ha stor inverkan bör det tas med i beräkningarna då ett verkligt gruvschakt utvärderas. Det vatten som inte infiltrerade i de modeller som användes i denna undersökning togs bara bort. Om ytvatten hade tagits med i beräkningarna hade det istället flödat på ytan till en närbelägen cell med markyta på en lägre nivå. Att bara lägga till funktionen för ytvattenberäkning skulle dock gett ett ytvatten som strömmade över stora delar av modellens yta, medan ytvattenströmningen i verkligheten oftast är koncentrerad till vattendrag och sjöar. För att lägga till ytvatten krävs därför att de sjöar och vattendrag som finns i schaktets omgivning definieras över modellområdet. En annan faktor som skulle behöva undersökas är påverkan av större vattenförande sprickzoner.

För att utvärdera en bra metod för beräkning av grundvattenavsänkningen kring ett gruvschakt bättre behöver också en studie göras där beräknade värden jämförs med uppmätta. Ett problem med en sådan studie är att det är omöjligt att veta exakt vad berget har för hydrauliska egenskaper. Därför kan det vara svårt att skilja på om skillnader i beräknade och uppmätta värden beror på att för mycket förenklingar gjorts i modellen eller på att det modellerade berget inte har samma egenskaper som det verkliga.

## 6 SLUTSATSER

Syftet med examensarbetet var att beräkna ett gruvschakts påverkan på grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget. Numeriska beräkningar gjordes för olika egenskaper hos gruvschakt och omkringliggande berg och följande slutsatser drogs:

- Storleken på potentiell grundvattenbildning och hydraulisk konduktivitet påverkar både inläckage och influensområde mycket.
- Djupavtagande konduktivitet ger ett mycket mindre inläckage och influensområde än om en homogen konduktivitet uppmätt i det ytliga berget används. Det medför att om en konduktivitet uppmätt i det ytliga berget används för hela berget blir det beräknade inläckaget och influensområdet för stort.
- När den hydrauliska konduktiviteten beskrevs som heterogen med hjälp av stokastiskt kontinuum blev inläckaget mindre medan det maximala influensavståndet blev mycket större jämfört med en homogen modell med samma effektivvärde för den hydrauliska konduktiviteten. Det innebär att om en homogen beskrivning av konduktivitetens fält används för ett sprickigt berg är det viktigt att tänka på att lokal avsänkning kan ske på betydligt större avstånd än det beräknade. På det maximala avståndet är dock bara en liten del av området avsänkt i en heterogen modell.
- Topografin påverkar influensområdet, speciellt då schaktet är placerat på en topp eller i en dal. Inläckaget till schaktet påverkas dock bara marginellt av topografin.
- Djupa tunnlar som ansluts till schaktet påverkar inte storleken på området där grundvattenytan avsänks. Inläckagets storlek påverkas dock av hela tunnallengden.
- Mycket av det vatten som läcker in i schaktet kommer från områden utanför avsänkingsområdet, även om mycket lite grundvattenbildning per areaenhet sker där.
- Inom området där grundvattenytan är avsänkt infiltrerar allt tillgängligt vatten ner i berggrunden i modeller med homogen hydraulisk konduktivitet. När konduktiviteten är heterogen sker mindre grundvattenbildning än den potentiella inom delar av avsänkingsområdet.

Jämförelse gjordes också mellan analytiska och numeriska metoder för beräkning av grundvattenavsänkningen kring ett gruvschakt. De analytiska metoder som användes krävde så pass mycket förenkling av verkligheten och så många antaganden att de bara ansågs kunna ge en grov uppskattning av ett influensområde. För att veta hur bra de numeriska metoderna stämmer i ett verkligt fall skulle resultaten behöva jämföras med uppmätta värden av inläckage i och grundvattenavsänkning kring ett schakt.



## 7 REFERENSER

- Axelsson C-L., Ekstav A. och Hansen L., (1994). *Avsänkning runt gruvor*. Svensk Kärnbränslehantering AB, PR 44-94-026.
- Axelsson, C-L. och Follin, S., (2000). *Grundvattensänkning och dess effekter vid byggnation och drift av ett djupförvar*. Svensk Kärnbränslehantering AB, R-00-21. ISSN 1402-3091.
- Bear, J., (1972). *Dynamics of fluids in porous media*, American Elsevier, New York.
- Bergsstaten, (2011). *Bra att veta för företag och prospektörer*, (Senast uppdaterad: 2011-07-01). [www.bergsstaten.se](http://www.bergsstaten.se) (Läst: 2011-10-04).
- Brown, A., (2010). "Reliable mine water technology", *Mine Water Environ* (2010) 29:85-91.
- Bockgård, N., (2004). *Groundwater Recharge in Crystalline Bedrock*. Ph. D. Uppsala Universitet.
- Carlsson, L., Nordberg, L. och Olsson, T., (1978). *Grundvattenpåverkan vid mineralbrytning och mineralhantering*. SGU, Rapport utarbetad på uppdrag av Mineralpolitiska utredningen.
- Domenico, P. A. och Schwartz, F. W., (1998). *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2:a upplagan, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Ericsson, L. O., Holmén, J., Rhén, I. och Blomquist, N., (2006). *Storregional grundvattenmodellering - fördjupad analys av flödesförhållanden i östra Småland*. Svensk Kärnbränslehantering AB, R-06-64.
- Freeze, A. och Cherry, J., (1979). *Groundwater*, Prentice Hall, Englewood Cliffs. ISBN 0-13-365312-9.
- Geier, J.E., Axelsson, C-L., Hässler, L. och Benabderrahmane, A., (1992). *Discrete fracture modelling of the Finnsjön rock mass: Phase 2*. Svensk Kärnbränslehantering AB, R-92-07.
- Grip, H. och Rodhe, A., (1994). *Vattnets väg från regn till bäck*, 3:e upplagan, Hallgren & Fallgren Studieförlag AB, Uppsala. ISBN: 91 7382 762 2.
- Gustafson, G., (2009). *Hydrogeologi för bergbyggare*, Forskningsrådet Formas, Stockholm. ISBN 978-91-540-6029-0.
- Holmén, J., (2011). GEOAN Users Guide, version 57 D, ([johan\\_holmen@golder.se](mailto:johan_holmen@golder.se)).
- Jing, L. och Stephansson, O., (1997). "Network topology and homogenization of fractured rocks", I Jamtveit, B och Yardley, B. W. D., ed. 1997. *Fluid flow and transport in rocks*, Chapman & Hall, London.

- Long, J. C. S., Remer, J. S., Wilson, C. R. och Witherspoon, P. A., (1982). "Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures", *Water resources research*, vol. 18, no. 3, p. 645-658.
- Martinez, C. och Ugorets, V., (2010). "Use of Numerical Groundwater Modelling for Mine Dewatering Assessment", I Wiertz, J., ed. 2010. *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Congress on Water Management in the Mining Industry*, Gecamin, Santiago. ISBN 978-956-8504-27-4. Chapter 6 p. 317-326.
- Mårtensson, E., Gustafsson, L-G. och Bosson, E., (2009). *Effects on surface hydrology and near-surface hydrology of an open repository in Laxemar*. Svensk Kärnbränslehantering AB, R-09-36.
- Nationalencyklopedin, (2011a). *Malm*. www.ne.se (Läst: 2011-10-04).
- Nationalencyklopedin, (2011b). *Bergteknik*. www.ne.se (Läst: 2011-10-04).
- Neuman, S. P., (1987). "Stochastic continuum representation of fractures rock permeability as an alternative to the REV and fracture network concepts", I Farmer, I. W., ed. 1987. *Rock mechanics: proceedings of the 28<sup>th</sup> U.S. Symposium*. University of Arizona, Tucson, 29 June-1 July 1987. ISBN 90-6191-699-2.
- Olofsson, B., (1991a). *Impact on groundwater conditions by tunneling*. Royal Institute of Technology, Department of Land and Water Resources.
- Olofsson, B., (1991b). *Effects on groundwater by tunnelling in hard crystalline rocks*. Royal Institute of Technology, Department of Land and Water Resources.
- SGU, (2010). "Rekordmånga gruvor på gång", *Metaller och mineral*. Sveriges geologiska undersökning, Nyhetsbrev, maj 2010.
- SGU, (2011). *Bergverksstatistik 2010*. Sveriges geologiska undersökning, Periodiska publikationer 2011:2. ISSN 0283-2038.
- Sund, B., Roosaar, H. och Bergman, G., (1977). Vatteninläckning i bergtunnlar – dess verkan och influensområde. BFR, Rapport R36:1977, Stockholm.
- Svensson, U., (2001a). "A continuum representation of fracture networks. Part I: Method and basic test cases", *Journal of Hydrology* 250 (2001) 170-186.
- Svensson, U., (2001b). "A continuum representation of fracture networks. Part II: application to the Äspö Hard Rock laboratory", *Journal of Hydrology* 250 (2001) 187-205.
- Todd, D. K., (1959). *Ground Water Hydrology*. John Wiley & Sons, Inc., New York.

## APPENDIX

### REFERENSFALL 0A

#### Storlek på modelldomän

Bredd/Längd: 10265 m

Djup: 3045 m

#### Cellstorlek

Cellstorleken för referensfall 0a redovisas i Tabell I.

*Tabell I: Cellstorlek i referensfall 0a. Lager 1 ligger i botten på modellen.*

Nr	Kolumner	Rader	Lager	
	Storlek (m)	Storlek (m)	Nr	Storlek (m)
1	1500	1500	43	1
2	1000	1000	42	2
3	750	750	41	3
4	500	500	40	5
5	400	400	39	7
6	300	300	38	10
7	200	200	37	12
8	150	150	36	15
9	100	100	35	20
10	70	70	34	25
11	50	50	33	25
12	30	30	32	25
13	20	20	31	25
14	16	16	30	25
15	12	12	29	25
16	10	10	28	50
17	8	8	27	50
18	6	6	26	50
19	5	5	25	50
20	4	4	24	50
21	3	3	23	50
22	4	4	22	50

23	5	5	21	50
24	6	6	20	50
25	8	8	19	50
26	10	10	18	50
27	12	12	17	50
28	16	16	16	50
29	20	20	15	50
30	30	30	14	50
31	50	50	13	100
32	70	70	12	100
33	100	100	11	100
34	150	150	10	100
35	200	200	9	100
36	300	300	8	150
37	400	400	7	170
38	500	500	6	200
39	750	750	5	200
40	1000	1000	4	200
41	1500	1500	3	200
			2	200
			1	250

### Schaktets placering

Kolumn 21, Rad 21 och Lager 16-43.

### Ytans topografi

Horisontellt plan på 100 m höjd.

### Hydraulisk konduktivitet

Berg: Homogen =  $2,8 \cdot 10^{-8}$  m/s

Schakt: Homogen =  $1,0 \cdot 10^{-2}$  m/s

### Potentiell grundvattenbildning

360 mm/år

## REFERENSFALL 0B

### Storlek på modelldomän

Bredd/Längd: 10457 m

Djup: 3045 m

### Cellstorlek

Cellstorleken för referensfall 0b redovisas i Tabell II.

*Tabell II: Cellstorlek i referensfall 0b. Lager 1 ligger i botten på modellen.*

Nr	Kolumner	Rader	Lager	
	Storlek (m)	Storlek (m)	Nr	Storlek (m)
1	1500	1500	43	1
2	1000	1000	42	2
3	750	750	41	3
4	563	563	40	5
5	375	375	39	7
6	300	300	38	10
7	225	225	37	12
8	150	150	36	15
9	113	113	35	20
10	75	75	34	25
11	53	53	33	25
12	38	38	32	25
13	23	23	31	25
14	15	15	30	25
15	12	12	29	25
16	9	9	28	50
17	8	8	27	50
18	6	6	26	50
19	5	5	25	50
20	4	4	24	50
21	3	3	23	50
22	3	3	22	50
23	3	3	21	50

24	4	4	20	50
25	5	5	19	50
26	6	6	18	50
27	8	8	17	50
28	9	9	16	50
29	12	12	15	50
30	15	15	14	50
31	23	23	13	100
32	38	38	12	100
33	53	53	11	100
34	75	75	10	100
35	113	113	9	100
36	150	150	8	150
37	225	225	7	170
38	300	300	6	200
39	375	375	5	200
40	563	563	4	200
41	750	750	3	200
42	1000	1000	2	200
43	1500	1500	1	250

### **Schaktets placering**

Kolumn 22, Rad 22 och Lager 16-43.

### **Ytans topografi**

Horisontellt plan på 100 m höjd.

### **Hydraulisk konduktivitet**

Berg: Homogen =  $2,8 \cdot 10^{-8}$  m/s

Schakt: Homogen =  $1,0 \cdot 10^{-2}$  m/s

### **Potentiell grundvattenbildning**

360 mm/år

## REFERENSFALL 0C

### Storlek på modelldomän

Bredd/Längd: 10457 m

Djup: 3045 m

### Cellstorlek

Cellstorleken för referensfall 0c redovisas i Tabell III.

*Tabell III: Cellstorlek i referensfall 0c. Lager 1 ligger i botten på modellen.*

Nr	Kolumner	Rader	Lager	
	Storlek (m)	Storlek (m)	Nr	Storlek (m)
1	1500	1500	43	1
2	1000	1000	42	2
3	750	750	41	3
4	563	563	40	5
5	375	375	39	7
6	300	300	38	10
7	225	225	37	12
8	150	150	36	15
9	113	113	35	20
10	75	75	34	25
11	53	53	33	25
12	38	38	32	25
13	23	23	31	25
14	15	15	30	25
15	12	12	29	25
16	9	9	28	50
17	8	8	27	50
18	6	6	26	50
19	5	5	25	50
20	4	4	24	50
21	3	3	23	50
22	3	3	22	50
23	3	3	21	50

24	4	4	20	50
25	5	5	19	50
26	6	6	18	50
27	8	8	17	50
28	9	9	16	50
29	12	12	15	50
30	15	15	14	50
31	23	23	13	100
32	38	38	12	100
33	53	53	11	100
34	75	75	10	100
35	113	113	9	100
36	150	150	8	150
37	225	225	7	170
38	300	300	6	200
39	375	375	5	200
40	563	563	4	200
41	750	750	3	200
42	1000	1000	2	200
43	1500	1500	1	250

### Schaktets placering

Kolumn 22, Rad 22 och Lager 16-43.

### Ytans topografi

Horisontellt plan på 100 m höjd.

### Hydraulisk konduktivitet

Berg: Djuvavtagande konduktivitet  
 $d < 100 \text{ m}$        $K = 2,8 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$   
 $d > 100 \text{ m}$        $K = 3,07 \cdot 10^{-4} \cdot d^{-2,02} \text{ m/s}$

Schakt: Homogen konduktivitet =  $1,0 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$

### Potentiell grundvattenbildning

360 mm/år