

INLÄCKAGE I DAGBROTT

EN JÄMFÖRELSE MELLAN BERÄKNADE OCH
UPPMÄTTA VÄRDEN I DAGBROTT I NORRA SVERIGE



FREDDY BLOMBERG

Förord

Denna uppsats utgör Freddy Blombergs examensarbete i Naturgeografi och kvartärgeologi på avancerad nivå vid Institutionen för naturgeografi, Stockholms universitet. Examensarbetet omfattar 30 högskolepoäng (ca 20 veckors heltidsstudier).

Handledare har varit Andrew Frampton, Institutionen för naturgeografi, Stockholms universitet. Externa handledare har varit Karin Törnblom, Bergab och Johan Larsson, Bergab. Examinator för examensarbetet har varit Jerker Jarsjö, Institutionen för naturgeografi, Stockholms universitet.

Författaren är ensam ansvarig för uppsatsens innehåll.

Stockholm, den 7 september 2015



Steffen Holzkämper
Chefstudierektor

Sammanfattning

Inför anläggandet av dagbrott utförs vanligtvis hydrogeologiska undersökningar i syfte att beräkna det inläckage som läcker in i dagbrotten från omgivande jord- och berggrundslager. I samband med brytning länshålls sedan dagbrotten kontinuerligt, då grundvatten annars kommer att fylla dagbrotten och omöjliggöra brytning. Ett antal metoder finns att tillgå för att göra dessa beräkningar. Dessa kan vara antingen analytiska eller numeriska. I detta arbete har först en ämnesfördjupning genomförts där etablerade metoder redogörs för. Sedan har inläckaget till fem aktiva dagbrott i norra Sverige beräknats med hjälp av fyra analytiska metoder. Resultaten från dessa metoder har sedan jämförts med den uppmätta länshållningen i dagbrotten, för att bedöma metodernas tillämpbarhet. I ett av dagbrotten gjordes även en utökad jämförelse med resultaten från en numerisk modell. Sammanställningen visade att samtliga metoder ger resultat i samma storleksordning som de uppmätta värdena. Resultaten är dock inte entydiga, utan metoderna gör i vissa dagbrott en överskattning av inläckaget medan de i andra dagbrott placerar sig under det uppmätta. Då resultaten i de flesta fall placerar sig nära den uppmätta länshållningen rekommenderas fortsatt användande av metoderna, med eventuella anpassningar baserade på lokal kännedom om området. Känslighetsanalysen som genomförts på de olika metoderna visar att värdet på den hydrauliska konduktiviteten har stort inflytande på samtliga metoder, vilket framhäver betydelsen av att genomföra noggranna undersökningar på respektive plats för att få fram tillförlitliga värden på denna parameter.

Nyckelord: Dagbrott, Inläckage, Modellering, Analytisk, Numerisk

Abstract

Before the construction of an open pit mine is initialized it is common practice to perform hydrogeological surveys, in order to quantify the inflow of groundwater from surrounding soil and bedrock layers. As expansion of the pits progress, continuous pumping will need to be done, as groundwater will otherwise fill the pits, preventing further mining. Several quantification methods are available for these analyses, which can be either analytical or numerical in their structure. In this study, a review of established methods is performed. Then the inflow to five active mines in northern Sweden are estimated, using four analytical methods. The results from using these methods are then compared to the measured pumping rates in the mines, to evaluate the methods efficiency in estimating the correct withdrawal. One of the mines is also evaluated using a numerical model. All methods approximate the inflow rates to the same order of magnitude as the measured values. However, the same method can in some mines overestimate the inflow while in other mines make an underestimation of it. As they in most cases make an adequate approximation of the inflow, further use of the methods are recommended. Smaller adjustments might be needed based on local knowledge of the modeled area. The sensitivity analysis that was performed show a significant predisposition toward changes in hydraulic conductivity, emphasizing the importance of thorough surveys before parameterization of the models.

Key words: Open pit mine, Inflow, Modelling, Analytical, Numerical

Tackord

Jag vill tacka mina handledare på Bergab, Karin Törnblom och Johan Larsson, för deras engagemang och värdefulla synpunkter under arbetets gång. Tack även till övriga på Bergab som varit välkomnande och fått mig att trivas. Andrew Frampton och Jerker Jarsjö, handledare respektive examinator på Stockholms Universitet har även de varit behjälpliga med kommentarer och synpunkter. Jag vill rikta ett särskilt tack till Anton Lundkvist på Boliden Mineral AB för studiebesöket i Maurliden och det länshållningsdata, utan vilket detta arbete inte hade kunnat genomföras. Tack även till Tobias Eliasson på LKAB som tillhandahöll länshållningsdata för flera av dagbrotten i arbetet. Båda har varit tillgängliga för att svara på frågor under resans gång. Tack till Noah på Aquaveo för mycket snabb återkoppling vid problem med den numeriska modelleringen.

Ordlista

Analytisk modell

Modell som ger en exakt lösning av de differentialekvationer som beskriver vattnets rörelse.

Anisotropi

Egenskaper i ett jord- eller berglager som varierar beroende på riktning. Motsats till **isotropi**.

Anrikning

Koncentrering av halten önskat material genom finfördelning av malm, då orenheter separeras från exempelvis guld, silver, järn, koppar eller zink.

Grundvattentryckyta

Grundvattnets trycknivå i berggrunden där den mättade zonen möter markytan och grundvatten avges i form av evaporation eller som en film utmed bergväggen.

Heterogenitet

Egenskaper i ett jord- eller berglager som varierar beroende på läge. Motsats till **homogenitet**.

Homogenitet

Egenskaper i ett jord- eller berglager som är konstanta, oberoende av läge. Motsats till **heterogenitet**.

Hydraulisk konduktivitet

Koefficient som beskriver förmågan att leda grundvatten hos ett jord- eller berglager.

Influensområde

Område som får en avsänkning i grundvattennivå till följd av gruvverksamhet. Antas i beräkningar ha formen av en cirkel även om den faktiska utbredningen kan variera.

Isotropi

Egenskaper i ett jord- eller berglager som är konstanta oberoende av riktning. Motsats till **anisotropi**.

Jämviktsflöde

Kallas även stationärt flöde. Flöde vars storlek och riktning inte förändras över tid. Motsats till **transient flöde**.

Konceptuell modell

Förenklad modell av det system som ska beskrivas. T.ex. en skildring av ett hydrologiskt system där ett urval av de processer som verkar är representerade.

Laminärt flöde

Sker när flödespartiklar följer parallella flödeslinjer och utövar en försumbar påverkan på varandra. Motsats till **turbulent flöde**.

Länshållning

Kontinuerlig pumpning eller på annat sätt bortledande av vatten för att möjliggöra brytning.

Nettonederbörd

Skillnaden mellan nederbörd och evapotranspiration.

Numerisk modell

Modell som löser matematiska problem genom iteration till dess att en lösning erhållits som är tillräckligt nära den exakta lösningen.

Randvillkor

Begränsande värden för att förenkla vid lösningar av differentialekvationer. Exempel kan vara fixerade grundvattennivåer eller topografi.

Transient flöde

Flöde vars storlek och/eller riktning förändras över tid. Motsats till **jämviktsflöde** eller stationärt flöde.

Transmissivitet

Den mängd grundvatten som under en bestämd tid kan transporteras horisontellt genom en tvärsnittsarea i en akvifer.

Turbulent flöde

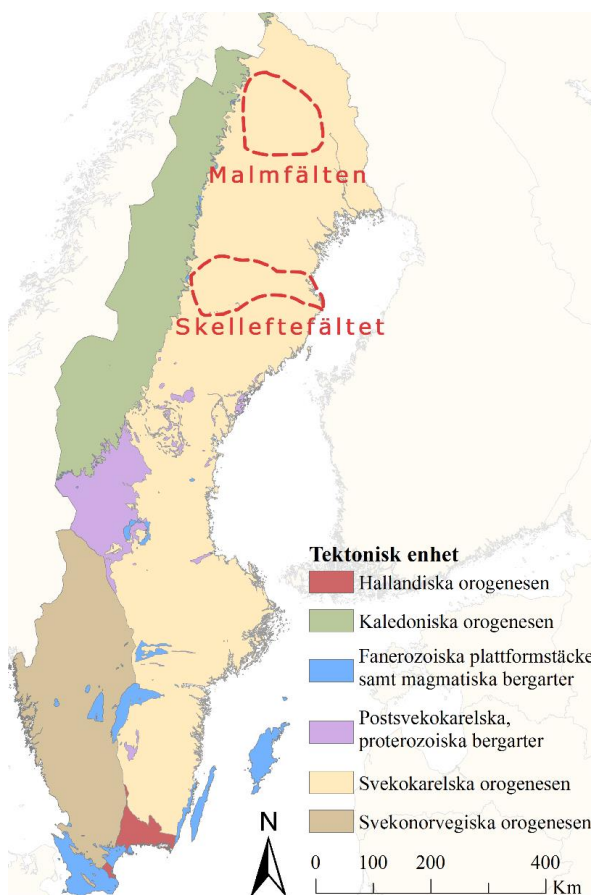
Sker när flödespartiklar följer oregelbundna flödeslinjer. Motsats till **laminärt flöde**.

1 INLEDNING	1
1.1 SYFTE OCH PROBLEMFORMULERING	2
2 BAKGRUND.....	3
2.1 OLIKA TYPER AV GRUVOR	3
2.2 OMGIVNINGSPÅVERKAN.....	4
2.3 INLÄCKAGE I DAGBROTT.....	5
3 ÄMNESFÖRDJUPNING OCH TEORI	7
3.1 INSAMLING AV AKTUELL FORSKNINGSLITTERATUR	7
3.2 ALLMÄNT OM GRUNDVATTEN	7
3.2.1 <i>Hydraulisk konduktivitet</i>	8
3.2.2 <i>Grundvattenbildning</i>	9
3.3 ANALYTISK MODELLERING	10
3.4 NUMERISK MODELLERING	12
3.5 VAL AV METOD	14
4 OMRÅDESBESKRIVNING	15
4.1 AITIK	15
4.2 MAURLIDEN	16
4.3 GRUVBERGET & LEVEÄNIEMI.....	16
4.4 MASUGNSBYN	18
5 GENOMFÖRANDE.....	19
5.1 VATTENBALANSER (GENOMFÖRANDE)	19
5.1.1 <i>Grundvattenbildning till berg</i>	21
5.2 VATTENBALANSER (RESULTAT)	21
5.3 ANALYTISKA EKVATIONER.....	23
5.3.1 <i>Dupuit-Thiem</i>	23
5.3.2 <i>Vandersluis</i>	24
5.3.2.1 <i>Influensområdets radie</i>	24
5.3.3 <i>Krešić</i>	25
5.3.3.1 <i>Dagbrottets radie</i>	26
5.3.3.2 <i>Inläckage från jordlager</i>	26
5.3.4 <i>Marinelli & Niccoli</i>	26
5.3.4.1 <i>Grundvattentryckyta</i>	27
5.4 VALDA BETECKNINGAR	30
5.5 KÄNSLIGHETSANALYS	30
5.6 UTVÄRDERING AV METODERNA	30
5.7 BERÄKNING AV K FRÅN LÄNSHÅLLNING OCH MEDELKVADRATDIFFERENS	32
5.8 NUMERISK MODELLERING I GMS	32
6 RESULTAT.....	35
6.1 AITIK	35
6.2 MAURLIDEN	36
6.2.1 <i>Årsvärden</i>	36
6.2.2 <i>Månadsvärden</i>	38
6.3 GRUVBERGET.....	39
6.4 LEVEÄNIEMI.....	40
6.5 MASUGNSBYN	41
6.6 INFLUENSOMRÅDE FÖR BERG	43
6.7 KÄNSLIGHETSANALYS	44
6.8 MODELLUTVÄRDERING.....	47

6.9 BERÄKNING AV HYDRAULISK KONDUKTIVITET FRÅN LÄNSHÅLLNING	48
6.10 BERÄKNING AV HYDRAULISK KONDUKTIVITET FRÅN MEDELKVADRATDIFFERENS	48
6.11 NUMERISK MODELLERING	49
7 DISKUSSION	51
7.1 OSÄKERHETER OCH ÄNTAGANDEN	51
7.2 METODERNA	53
7.3 DAGBROTEN	55
7.4 DEN STATISTISKA UTVÄRDERINGEN	56
7.5 ÖVRIG DISKUSSION	57
8 SLUTSATS	59
REFERENSER	61
APPENDIX A: VALDA PARAMETRAR I DE OLIKA DAGBROTEN	66
APPENDIX B: KÄNSLIGHETSANALYS	72
APPENDIX C: DUPUIT-THIEM & INFLUENSOMRÅDETS RADIE	74
REFERENSER	74
APPENDIX D: INFLUENSOMRÅDETS RADIE I BERG	75
APPENDIX E: INFLUENSOMRÅDETS RADIE I JORD	76
APPENDIX F: FÖRHÅLLANDE MELLAN INFLUENSOMRÅDETS RADIE OCH INLÄCKAGE	79
APPENDIX G: HYDRAULISK KONDUKTIVITET - ANISOTROPI	80
REFERENSER	80
APPENDIX H: OPTIMERADE K-VÄRDEN	81
APPENDIX I: VALDA BETECKNINGAR	82
APPENDIX J: DAGBROTSLAYOUT	83

1 Inledning

Med rötter som sträcker sig tillbaka till 1000-talet räknas gruvverksamheten ofta som Sveriges äldsta industriella verksamhet (SGU, 2014a). Historiskt sett har gruvor av olika slag förekommit över hela Sverige, med det största antalet lokaliserade i Bergslagen. Idag återfinns flest aktiva gruvor i norra Sverige, uppdelat i två regioner (Figur 1). I Skelleftefältet har brytning genomförts sedan 1920-talet, när guld och koppar började brytas i den numera nedlagda Bolidengruvan. I malmfälten i Norrbottens län finns några av världens största gruvor: koppargruvan i Aitik och järnmalmensgruvan utanför Kiruna. Utöver dessa sker brytning även i ett stort antal mindre dagbrott och underjordsgruvor. Gruvverksamhet har under lång tid varit ett bestående inslag i den svenska exportindustrin och den järnmalm som bryts i malmfälten räknas som en av de mest högkvalitativa i världen (LKAB, 2015a).



Figur 1: Övergripande tektoniska enheter i Sverige samt ungefärlig utbredning av de båda mineralrika fälten.

I Skelleftefältet bryts framför allt koppar, zink, guld och silver (Figur 2). Mycket av den koppar som bryts används inom elektronik-, byggnads- och processindustrin. Efter anrikning i smältverk sker leverans till tillverkningskunder som i sin tur framställer de produkter som efterfrågas (Boliden, 2015a). Stålgalvaniseringsindustrin utgör den huvudsakliga avnämaren av den zink som bryts i Sverige och som till största del används som rotskydd. Guld och silver förekommer också i mindre volymer, där guld framför allt används inom smyckesindustrin samtidigt som ca hälften av silvret används av elektronikindustrin. Majoriteten av det guld och ungefär en fjärdedel av det silver som produceras kommer från återvinning av elektronikskrot i smältverken. Övriga volymer utvinns från gruvorna (Boliden, 2015b). Bly från sulfidmineralet blyglans förekommer ofta i koppar-, silver- och zinkmalm och anrikas tillsammans med övriga mineral för användning inom batteriindustrin.

Kopparfyndigheter förekommer även i Malmfälten. Dock är flera av de aktiva gruvorna framför allt inriktade på brytning av järnmalm. Den malm som bryts krossas och sovras för att sortera ut järnmalmen från gråberg. Malmen blandas med vatten och olika mineral tillsätts för att skapa pellets med olika egenskaper beroende på användningsområde. Järnmalmsspellets används sedan vid framställning av tackjärn som är råmaterial vid stålframställning. Utöver pellets framställs sinterfines, en finmald järnmalmssand som även den används i stålverk. Glimmer och andra industrimineral produceras också vid

brytning i Malmfälten och efterfrågas av ett stort antal olika industrier. Gråberg förekommer som restprodukt vid all malmbrytning och kan användas som ballast och makadam i betongframställning och i vägbyggen.



Figur 2: Sulfidmalm från Mauriliden Östra.
Foto: Freddy Blomberg

Innan nya gruvor får startas genomgår ansökningen en prövningsprocess (SGU, 2013). Undersökningstillstånd ansöks om hos Bergsstaten enligt minerallagen. Om tillstånd utfärdas upprättas en arbetsplan och berggrundsgeologin i området kartläggs. Mindre provbörningar kan eventuellt genomföras i områden som visar potential i de inledande karteringarna. Undersökningstillståndet kan kompletteras med ytterligare tillstånd enligt miljöbalken för att få bedriva verksamheter eller vidta åtgärder i Natura 2000-områden.

Vidare krävs tillstånd enligt miljöbalken både för att få genomföra provbrytning samt för behandling av det material som tas upp under provbrytningen. Om tillståndsinnehavaren bedömer att det är ekonomiskt gångbart att starta en gruva ska en bearbetningskoncession genomföras. Koncessionen avgör vem som äger rätten att utvinna mineral i specifika områden och är en omfattande process som går igenom flera administrativa instanser innan beslut kan tas. Innan bergmästaren (chef för Bergsstaten vid Sveriges Geologiska Undersökning) tar beslut ska yttranden kunna lämnas av samtliga berörda parter i samband med samråd och kungöranden. Förutom koncessionen krävs tillstånd enligt 9 kap. miljöbalken om miljöfarlig verksamhet och hälsoskydd samt eventuellt tillstånd enligt 11 kap. om vattenverksamhet för att få genomföra brytning, anrikning och bortledning av grundvatten i området. Ansökan ska utöver koncessionen innehålla en miljökonsekvensbeskrivning samt en avfallsplan och efterbehandlingsplan. I miljökonsekvensbeskrivningen görs en samlad bedömning av en planerad verksamhets effekt på människors hälsa och miljö (Hedlund & Kjellander, 2007). Bland annat undersöks olika miljöaspekter, som påverkan på mark- och vattenförhållanden. För gruvverksamhet är inläckage och hantering av grundvatten från omgivande jord- och berglager en betydande del av de effekter som behöver tas hänsyn till, varpå en hydrogeologisk undersökning ofta utförs som en fristående utredning och sedan bifogas miljökonsekvensbeskrivningen. Slutligen ska även tillstånd om markanvisning och bygglov enligt plan- och bygglagen utfärdas innan brytning kan påbörjas.

Detta arbete kommer enbart att fokusera på inläckage i dagbrott. Samtliga effekter och åtgärder som fortsättningsvis omnämns görs med dagbrott i åtanke. Påverkan från en underjordsgruva kan i vissa fall vara likartad, men använda metoder är ej framtagna för att representera dessa.

Beräkningar som görs i planeringsskeden för nya dagbrott använder sig oftast av olika analytiska (och i vissa fall numeriska) metoder för att uppskatta det kommande inläckaget. Under driften av dagbrottet mäts sedan den länshållna volymen vatten. Beroende på val av beräkningsmetod och osäkerheterna som är associerade med bedömningen av vissa ingående parametrar kan beräknade värden på inläckage skilja sig

åt, något som kan få flera effekter för verksamheten. Om det uppmätta inläckaget är väsentligt högre än det på förhand beräknade kan produktionstakten behöva minskas eller avstanna helt innan en lösning för att hantera inläckaget har tagits fram. Det kan medföra kostnadsökningar i form av uppgradering eller byte av länshållningssystem. Större volymer grundvatten behöver dessutom avbördas till närliggande vattendrag, något som kräver ytterligare projektering. Tillsammans kan dessa faktorer bidra till att minska lönsamheten för ett dagbrott, varpå det är av stor vikt att på förhand göra en god bedömning av inläckage. Om inläckaget å andra sidan är för högt beräknat kan detta leda till att pumpar med för hög kapacitet installeras eller, vad värre är för gruvföretaget, att tillstånd för brytning inte utfärdas eftersom de negativa effekterna på miljön bedöms bli för stora.

Av de dagbrott i Sverige som är aktiva eller där brytning nyligen har avslutats valdes fem ut för att användas i detta arbete. Dessa är Aitik, Maurliden, Gruvberget, Leveäniemi och Masugnsbyn. En områdesbeskrivning av samtliga dagbrott ges senare i detta arbete. Val av dagbrott har styrts helt av vilka det var möjligt att få data på den uppmätta länshållningen från. För Aitik och Maurliden har Boliden Mineral AB tillhandahållit länshållningsdata och för övriga tre har LKAB stått för uppgifterna.

1.1 Syfte och problemformulering

Detta arbete har genomförts för att skapa ett bättre underlag för framtida beräkningar av inläckage. Ett flertal metoder har använts för att beräkna inläckage från berg i olika verksamma dagbrott. Dessa värden har sedan jämförts med data från länshållningsmätningar i de olika dagbrotten i syfte att avgöra metodernas användbarhet. Behovet av detta har lyfts fram i en tidigare studie kring inläckage i gruvor (Ragvald, 2012) samt i en artikel som kritiskt granskat det nuvarande arbetssättet i samband med hydrogeologisk modellering (Brown, 2010). Utöver detta genomförs även en känslighetsanalys för metoderna, för att se hur de olika parametrarna påverkar resultatet.

Arbetet syftar till att besvara följande frågeställningar:

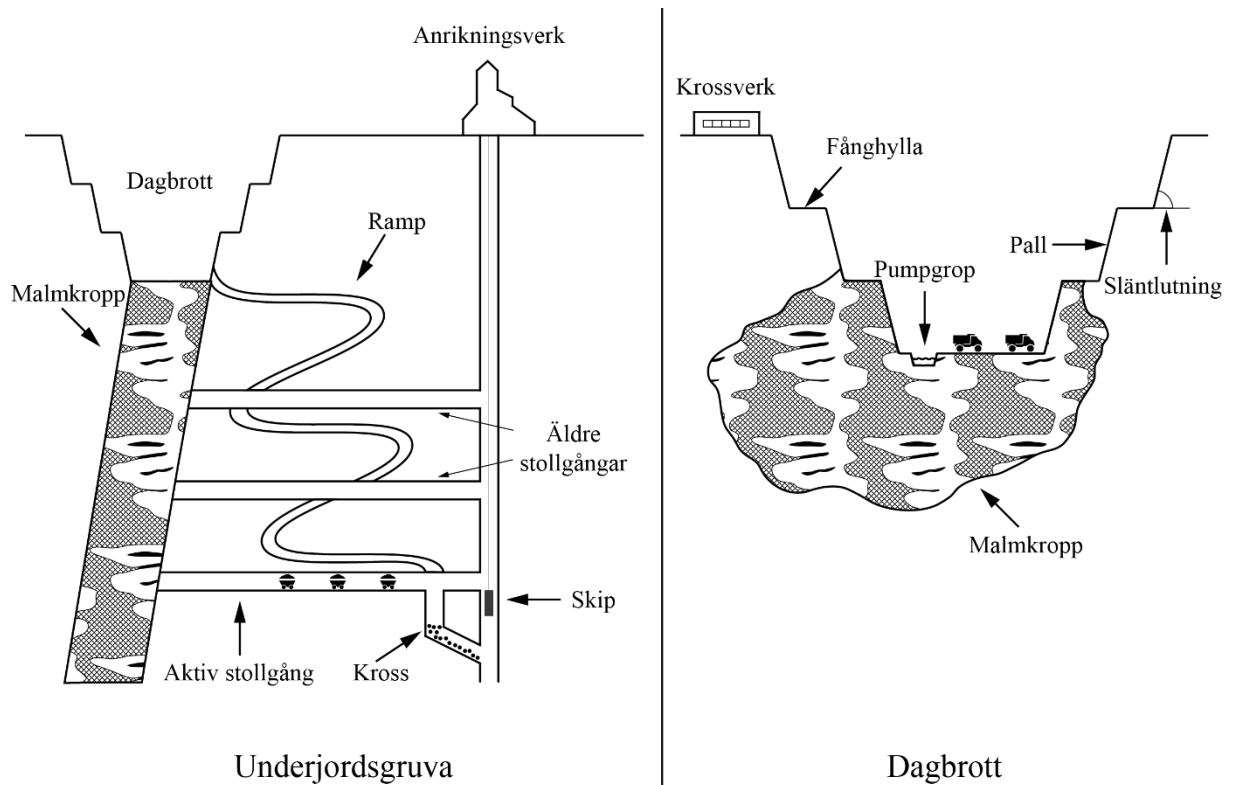
- Hur stor är metodernas användbarhet? Är de lämpliga att använda i de förhållanden som råder i dagbrott?
- Hur tillgänglig är den data som krävs för att genomföra metoderna?
- Vilka antaganden görs med avseende på efterbehandling av data och vid genomförandet av metoderna?
- Vilken metod ger bäst passning mot uppmätta värden och varför?

2 Bakgrund

2.1 Olika typer av gruvor

Gruvor kan delas in i två kategorier, underjordsgruvor och dagbrott (Figur 3). Efter prospektering är det malmkroppens form och läge som avgör om brytning kommer att ske i underjordsgruva eller i dagbrott. Underjordsgruvor utgörs av vertikala schakt där s.k. stollgångar breder ut sig i horisontella riktningar. Det är i dessa gångar som den huvudsakliga brytningen sker. Brytmetoden som används i LKABs underjordsgruvor kallas skivrasbrytning och används för att optimera malmutvinningen. Stollgångarna anläggs genom malmkroppen och olika metoder kan sedan tillämpas för att spränga loss malmen. Efter lastning på bergtruckar eller tåg fraktas malmen sedan till bergfickor där den sönderdelas av krossar för att slutligen transporteras upp till marknivå via bandtransportörer och skipar (LKAB, 2015b). Det är i underjordsgruvor som den största andelen malm kan erhållas, sett till total volym brutet material.

Dagbrott är öppna schakt där brytning sker genom att allt överliggande material tas bort för att malmkroppen ska kunna brytas. Beroende på malmkroppens form resulterar det ofta i stora volymer gråberg. Dagbrott har ofta koniska utseenden (Figur 3), med stegvisa fånghyllor på olika nivåer samt ramper där bergtruckar transporterar det brutna materialet upp till krossverken vid markytan. Fånghyllorna är ett resultat av den brytmetod som tillämpas i dagbrott i Sverige, s.k. pallbrytning. I gruvnäringens barndom var brytning i dagbrott vanligast. Framsteg inom olika teknikområden har senare underlättat för brytning i underjordsgruvor. Vidare övergår ibland brytning i dagbrott till att fortsättningsvis ske i underjordsgruvor, då kostnaderna för dagbrott ökar mer med ökade brytdjup än brytning i underjordsgruvor. Brytning i dagbrott skapar höga sidoväggar (pallar) vars släntlutning och släntstabilitet är väsentlig för att undvika ras. Den ökade sprickbildningen och de förändrade egenskaper som sidoväggarna kan få vid brytning har varit föremål för flera undersökningar (Sjöberg, 1999; Winsa, 2014). Resultaten från dessa har underlättat vid planering av dagbrottslayouter. Tillsammans med dränering av sidoväggarna kan risken för ras minimeras och möjliggöra en optimering av släntlutningen, med färre olyckor och minskade volymer restprodukter som resultat. Utöver gruvor omnämns ibland täkter. Där är dock fokus på brytning och utvinning av andra material än metaller såsom berg, naturgrus, olja och kol.



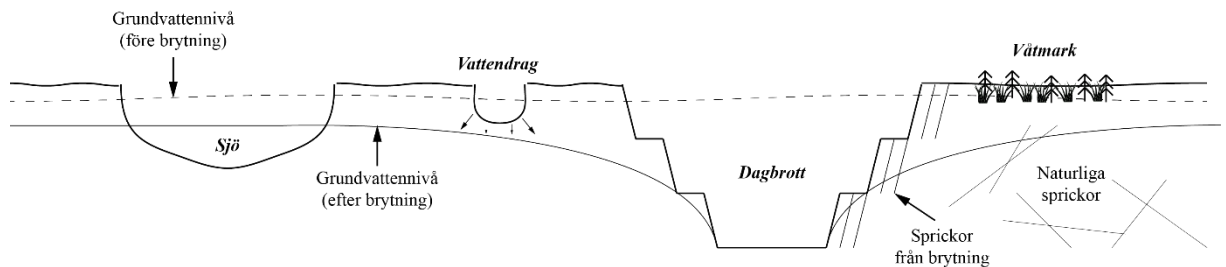
Figur 3: Typbild över en underjordsgruva och ett dagbrott.

2.2 Omgivningspåverkan

Samtidigt som gruvnäringen skapar en mängd arbetstillfällen har den också en betydande inverkan på människor och miljö i anslutning till verksamheterna. Av relevans för detta arbete är de hydrologiska och hydrogeologiska effekter som dagbrott medför (Figur 4). Närliggande sjöar och vattendrag kan få ändrade vattennivåer och flöden. Lågvattenflöden kan bli högre till följd av utsläpp av länshållningsvatten från dagbrottet. Områden som tidigare var utströmningsområden för grundvatten kan istället få en omvänd funktion och fungera som inströmningsområden för grundvatten som rör sig mot dagbrottet. Våtmarker som utsätts för en förändring i grundvattennivå kan under torrare förhållanden minska i sin utbredning, något som i första hand påverkar växt- och djurlivet i området (Younger et al., 2002). Det utgår dock från att våtmarken är beroende av grundvattennivån i berg, som påverkas mer av dagbrottet än grundvattennivån i jord. Dessutom minimeras påverkan om avrinningsområdet som dräneras förbi våtmarken är stort i förhållande till det område som får ett förändrat flödesmönster till följd av brytningen. Efter att brytningen i ett dagbrott har avslutats lämnas oftast brottet att fyllas av inträngande grundvatten och direkt nederbörd. Återfyllning på naturlig väg kan ta flera decennier och kommer att leda till att transienta förhållanden påverkar området ända till dess att nivån i dagbrottssjön har stabiliserats. Emellertid skapar detta även förutsättningar för nya arter att etablera sig i nischer som inte existerade i området tidigare.

All brytning under grundvattennivån medför att dagbrottet blir ett tillrinningsområde. Volymen inträngande grundvatten kan variera kraftigt beroende på omgivande marks beskaffenhet och bergets genomsläpplighet, men även beroende på dagbrottets placering i topografin. Ett dagbrott beläget på en höjd kan inledningsvis ha låga inläckage av

grundvatten. Allt eftersom brytning sker till ett större djup ökar även den volym berg och jord som bidrar med tillrinning av grundvatten (s.k. influensområde) och allt större volym vatten behöver läns pumpas. I början av varje brytskede finns därmed en risk för höga inflöden av grundvatten då den hydrauliska gradienten är hög. Med tiden kommer den hydrauliska gradienten bli flackare och slutligen uppnås en balans i inflödet då grundvattenflödet kan sägas befinna sig i ett stationärt tillstånd. Ytterligare faktorer som påverkar nybildning av grundvatten och storlek på inläckage är den årliga variation i nederbörd och snösmältning som i vissa områden kan vara betydande.



Figur 4: Exempelskiss över de hydrogeologiska effekter som ett dagbrott kan medföra på omgivningen.

2.3 Inläckage i dagbrott

Grundvatten transporteras i både jord- och berglager. Den huvudsakliga infiltrationen sker till jord, medan en mindre del infiltrerar vidare till berg. Dessa lager uppvisar ofta en stor skillnad i genomsläpplighet, vilket gör att utbytet mellan dem är begränsat. Grundvatten som läcker in till dagbrott kommer därmed från två zoner, som båda behöver tas hänsyn till vid hydrogeologiska undersökningar av totalt inläckage i samband med tillståndsansökan. Grundvatten i jord har i allmänhet en kortare transporttid och därmed även ett lägre influensområde då den hydrauliska konduktiviteten är högre och nybildning av grundvatten sker i större utsträckning än i berg.

Den huvudsakliga tillrinningen av grundvatten i berg sker i naturliga sprickzoner (Figur 4). Det är därför ofta svårt att fastställa en enhetlig grundvattennivå över större områden, eftersom grundvattennivån kan variera kraftigt beroende på sprickornas förekomst och utbredning (Singh et al., 1985). Sprickor kan identifieras med hjälp av olika metoder, exempelvis markradar, flygmagnetisk data, höjdkurvor från topografiska kartor och bormingar. Sprickor som identifieras med exempelvis markradar behöver dock inte vara vattenförande, vilket gör att ovanstående metoder är begränsade i sin användbarhet. I befintliga dagbrott kan okulära karteringar av bergväggarna användas för att identifiera sprickor som är vattenförande (Figur 9). Det vatten som läcker in tillåts ofta rinna ned och ansamlas i pumpgropar på botten av dagbrotten. Vattnet pumpas sedan upp till reningsanläggningar vid markytan. Beroende på dagbrottens storlek kan denna pumpning ske i flera steg. Vattnet kan sedan användas i anrikningsanläggningarna som processvatten. Beroende på typ av dagbrott kan åtgärder behöva vidtas för att justera pH-värdet på vattnet innan det kan ledas in i verken. I sulfidmalmsgruvor sker vid kontakt med luft och vatten vittring av sulfidmineral, varav pyrit är den vanligaste. När vittring och oxidering av pyrit sker frigörs järn- och vätejoner som leder till en sänkning av pH i vattnet. Då låga pH ökar lösligheten hos många metalljoner kommer vattnet även anrikas på dessa. Precis som karbonatmineral har också silikater en viss buffertförmåga, där vittring av dem kan ta upp vätejonerna i vattnet. Där är dock processen betydligt långsammare än hos karbonatmineral och räcker sällan till för att helt neutralisera de låga

pH som förekommer i sulfidmalmsgruvor (Younger et al., 2002). I järnmalmsgruvor är dock pH högre och åtgärder för att göra vattnet mindre alkaliskt kan krävas innan vidare användning är möjlig.

Det finns olika metoder för att förebygga inläckage och skapa en kontrollerad länspumpning. Om volymen inläckande grundvatten är för stor för att kunna hanteras av enskilda pumpsystem (Figur 5) kan flera pumpar som gemensamt leder upp vatten från botten vara en lösning. Om det istället är önskvärt att minimera det vatten som över huvud taget når dagbrottet är det möjligt att installera en serie borrhål runt om dagbrottet som pumpas kontinuerligt. Det leder till en flackare hydraulisk gradient in mot dagbrottet med lägre inläckage som följd. I de områden där dagbrottet befinner sig på en höjd kan anläggande av underliggande s.k. stollgångar vara ett alternativ. De avsänker grundvattennivån ned till under dagbrottets botten och minimerar inläckaget på ett effektivt, om än mer kostnadskrävande sätt. Kostnaden ska dock vägas mot vad det annars skulle ha kostat att efterbehandla grundvattnet om det tillåts passera genom brytmassor som utöver det som tidigare nämnts ofta innehåller nitrater från de sprängämnen som används vid brytning. Eftersom grundvattennivån avsänks mer vid användning av stollgångar än vid länshållning i nivå med dagbrottets botten kommer dagbrottets influensområde att bli större. Det kan dessutom vara svårt att på förhand veta hur djupt dagbrottet kommer att bli då det är vanligt att gruvbolag, efter att brytning har startat, genomför ytterligare prospektering som kan visa på större fyndigheter. Förändrade råvarupriser och nya tekniker kan också möjliggöra lönsamhet vid brytning till djupare nivåer, vilket försvårar användandet av stollgångar som en metod för att minska inläckage i dagbrott.



*Figur 5: Pump placerad i en grop i botten av ett dagbrott.
Foto: Freddy Blomberg*

3 Ämnesfördjupning och Teori

3.1 Insamling av aktuell forskningslitteratur

Ett stort antal rapporter, både platsspecifika och övergripande, har tidigare skrivits avseende inläckage i gruvor och tunnlar. Gemensamt för de flesta av dem är att de enbart beräknar framtida inläckage och gör ingen ansats till att utvärdera metodernas träffsäkerhet efter att de modellerade brytdjupen har nåtts.

Några av de problem som förekommer i många undersökningar är att metoderna som används är förknippade med stora osäkerheter och inte alltid är enkla att applicera på fall som inte helt motsvarar de förhållanden som de utvecklades för. Många parametrar behöver mätas eller på annat sätt uppskattas för att metoderna ska kunna tillämpas. Det antaganden som görs redovisas inte alltid, varpå det blir svårt att i efterhand granska undersökningarna och se hur bedömningen gick till, samt vilka värden på parametrar som användes. När hydrogeologiska undersökningar planeras måste tidsåtgången vägas mot kostnaden och nyttan av att utföra dem. Det är inte alltid beslutsfattaren är den som genomför undersökningen och innehar kompetensen i området. I många fall pågår datainsamlingen under ett par månader. Samtidigt kan det förekomma stora naturliga variationer i grundvattennivåer och vattenföring inom en ettårsperiod, vilket ofta förbises till förmån för att snabbt få in de parametrar som behövs för att kunna genomföra analyserna. En genomgång av Brown (2010) visade att de hydrogeologiska undersökningar som genomförs i samband med gruvverksamhet sällan träffar rätt när det gäller bedömningar om hur inläckage påverkar och påverkas av gruvor. De beräkningar som görs hamnar ofta i underkant med vad som sedan mäts efter att verksamheten startar. I artikeln lyfts bland annat fram att en av anledningarna till att beräkningarna inte stämmer överens med det uppmätta är avsaknaden av uppföljning i samband med dessa undersökningar, så att metoderna kan utvärderas och förbättras.

Ett av de fall där effekten av en bristfällig undersökning blev betydande var i samband med prospekteringen av Diavik Diamond Mine i Kanada, då betydelsen av en intilliggande förkastning i dagbrottet förbisågs. Den inledande undersökningen beräknade ett inläckage på ca 58 liter per sekund, men förkastningens höga hydrauliska konduktivitet i jämförelse med omkringliggande berggrund skapade helt andra förutsättningar för grundvatten att tränga in i dagbrottet. Fyra år efter att brytningen startat uppmättes flöden på mer än tre gånger det beräknade (DDMI, 2006). Om den inledande undersökningen hade visat på inläckage i den uppmätta storleksordningen har det i efterhand konstaterats att det hade varit mer lönsamt att genomföra brytning i en underjordsgruva istället för i ett dagbrott (WLWB, 2007).

3.2 Allmänt om grundvatten

Grundvatten definieras som det vatten som befinner sig under ett tryck som är högre än atmosfäriskt tryck. En följd av det är att samtliga porer är vattenfyllda och den regionen kan även kallas den mättade zonen, vilken avgränsas av en grundvattennivå (Heath, 1987). Det vatten som befinner sig ovanför grundvattennivån, i den s.k. rotzonen, benämns markvatten och är det vatten som i huvudsak är tillgängligt för växter. När rotzonens fältkapacitet överskrids kommer markvattnet att perkolera ned till grundvattennivån och övergå till att bli grundvatten. Beroende på markförhållanden är

grundvattennivån oftast inte konstant utan varierar med nederbördsmängd och avdunstning, kopplat till årstiderna. Den huvudsakliga faktorn som styr grundvattnets flödesriktning är lutningen på de lager som berggrunden och marken utgörs av. Om ett lager har en avsevärt lägre genomsläpplighet kan det emellertid påverka grundvattnets flödesriktning i högre grad än lutningen på lagren. Slutrecipienten för ett grundvattenflöde är oftast sjöar, vattendrag och hav. Grundvattnets naturliga flödesväg kan dock störas vid arbete med tunnlar eller gruvverksamhet.

Ekvationen för att beskriva hur vatten rör sig genom en akvifer utvecklades av Henry Darcy under mitten av 1800-talet. Den används dagligen av hydrologer världen över och kan i ett enkelt utförande skrivas (Gustafson, 2009):

$$q = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dx} \quad (\text{Ekv. 1})$$

där q är specifikt flöde [L/T], Q är flöde [L^3/T], A är tvärsnittsarean [L^2], K är hydraulisk konduktivitet [L/T] och dh/dx är den hydrauliska gradienten [dimensionslös]. För att beskriva det specifika flödet i tre dimensioner med hänsyn till förändringar över tid används differentialekvationen nedan (efter Younger et al., 2002). Den utgår från att systemet är homogent och isotropiskt:

$$K \left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Ekv. 2})$$

där ∂ är differentialoperatoren och S_s är den specifika magasineringen [$1/L$] som förhåller sig till magasinskoefficienten S [dimensionslös] genom att vara ett punktvärde för hur mycket vatten akviferen släpper ifrån sig till följd av en sänkning i grundvattennivå. Den kan även beskrivas på följande sätt:

$$S_s = \frac{S}{b} \quad (\text{Ekv. 3})$$

där b är akviferens tjocklek [L]. Detta uttryck utgår dock från antagandet att akviferen är homogen och lämpar sig bäst för slutna akviferer. För öppna akviferer är det även relevant att ta hänsyn till vattenavgivningstalet S_y [dimensionslös] som tillsammans med den specifika magasineringen utgör magasinskoefficienten enligt:

$$S = S_y + S_s \quad (\text{Ekv. 4})$$

3.2.1 Hydraulisk konduktivitet

Hydraulisk konduktivitet är i de flesta hydrogeologiska undersökningar en materialegenskap som är mycket svårbestämd, samtidigt som den ofta har stort inflytande på resultaten. Den erhålls ofta från mätningar av transmissivitet [L^2/T], som tillsammans med tjockleken på akviferen, b kan användas för att uppskatta den hydrauliska konduktiviteten:

$$K = \frac{T}{b} \quad (\text{Ekv. 5})$$

Transmissivitet mäts i huvudsak med hjälp av fyra olika typer av hydrauliska tester (Quinn et al., 2012):

- Vattenförlustmätningar, där pumpning sker vid konstant vattennivå med hjälp av manschetter. Dessa sänks ned i borrhålen och trycksätts, varpå de expanderar och förhindrar utbyte av grundvatten mellan ovan- och undersidorna av manschetterna
- Slugtester där ett momentant uttag eller injektion görs och där grundvattennivån sedan observeras medan den återgår till dess ursprungliga läge
- Pumpning vid ett konstant flöde där grundvattennivån tillåts variera
- Återhämtning efter en pumpning med konstant flöde

Kännedom om spricksystem från exempelvis borrhärlor kan användas som vägledning vid beslut om vilka djup som mätningarna ska genomföras på. Om möjlighet finns att själv välja var grundvattenrören ska placeras kan dessa ibland även sättas där kända spricksystem antas förekomma. Det kan då leda till att de värden som erhålls från mätningarna motsvarar en överskattning av den genomsnittliga transmissiviteten i berggrunden och hänsyn till detta måste tas under efterföljande analys. Det bör dock nämnas att alla egenskaper i berggrund är lokala och samtliga värden som erhålls ska extrapoleras med försiktighet. Metoderna för att mäta transmissivitet har olika fördelar och kan komplettera varandra för att ge en så fullständig bild som möjligt av berggrundens egenskaper inför framtida brytning. Resultaten från mätningarna kan dock behöva analyseras ytterligare där hänsyn tas till de osäkerheter som kan uppstå under utförandet.

3.2.2 Grundvattenbildning

Grundvattenbildning sker till både jord- och berglager. Till jordlager sker en större nybildning av grundvatten än till berg, då endast en del av grundvattnet i jord perkolerar vidare ned till berggrunden. Den teoretiskt högsta grundvattenbildningen, även kallad den potentiella grundvattenbildningen, är densamma som nettonederbörden, d.v.s. nederbörd minus evapotranspiration. I detta arbete har fokus legat på att beräkna inläckage till dagbrott från omgivande berggrund, varpå grundvattenbildningen till berg har uppskattats utifrån olika undersökningar (Tabell 1). Grundvattenbildning till berg är en parameter som är mycket svår att mäta. I verkligheten är det endast i mycket sprickigt ytliggande berg som en stor andel av nettonederbörden bidrar till grundvattenbildningen till berg. I områden där de ovanliggande jordarna innehåller fint material (t.ex. leror eller leriga moräner) kan nybildning av grundvatten vara mycket begränsad. Moräner ovanför högsta kustlinjen (HK) har inte utsatts för svallning och har därmed kvar en viss volym finkornigt material. Det är dock inte tillräckligt för att de ska anses vara ”leriga”. I samband med uttag av grundvatten fås dessutom en ökad grundvattenbildning till berg, då sprickor dräneras och skapar möjlighet för en större del av nederbörden att infiltrera. Grundvattenbildning sker främst under vår och höst men kan variera mycket mellan ett s.k. ”torrår” och ”blötår”. Ett antal olika undersökningar har genomförts i syfte att bestämma riktvärdeskoefficienter för grundvattenbildning till både jord- och berglager och redovisas i Tabell 1.

Tabell 1: Riktvärdeskoefficienter för grundvattenbildning som ansätts på nettonederbörden

Nr	Författare	Referens	Koefficient	Kommentar
1	von Brömssen	(von Brömssen, 1968)	0,11-0,16	Leriga jordar under HK (vid pumpning)
2	Lundin	(Lundin, 1982)	0,10-0,44	Moränområde över HK
3	Bengtsson	(Bengtsson, 1996)	0,22-0,43	Typmiljöer över HK
4	Axelsson/Follin	(Axelsson & Follin, 2000)	0,5	Homogen berggrund i Skelleftefältet
5	Magnusson	(Tyréns, 2003)	0,3-0,5	Okända antaganden
6	Mårtensson/ Gustafsson/Bosson	(Mårtensson et al., 2009)	0,08-0,37	Sandig-grusig morän och granit under HK
7	Berzell	(Berzell, 2011)	0,18-0,20	Berg- och moränjord i Stockholmsområdet

En av de analytiska metoderna som presenteras i avsnitt 5.3 har även använts för att beräkna inläckage från jordlager (Avsnitt 5.3.3.2). Det beräknade värdet på grundvattenbildningen till berg har då subtraherats från nettonederbörden för att ge ett värde på grundvattenbildningen till jord:

$$G_{jord} = P - E - G_{berg} \quad (Ekv. 6)$$

3.3 Analytisk modellering

Vid beräkningar av inläckage i dagbrott används olika analytiska ekvationer eller numeriska modelleringsprogram som löser den partiella differentialekvationen för mättade och omättade flöden (Freeze & Cherry, 1979). Analytiska ekvationer för beräkning av inläckage har använts sedan lång tid tillbaka. De analytiska ekvationerna förenklar de mycket komplexa förhållanden som råder i marken, vilket gör att inläckage kan bedömas med endast ett fåtal parametrar. Till följd av deras enkelhet har de fått en stor spridning inom området och används regelbundet vid beräkning av inläckage i dagbrott. Vad användaren behöver vara uppmärksam på är att samtliga metoder är baserade på ett antal antaganden. Ett urval av vanliga antaganden i analytiska modeller är följande:

- Akviferen som modelleras är öppen och oändlig i sin utbredning
- Akviferen har ett underliggande berggrundslager med påtagligt lägre konduktivitet som förhindrar vertikala grundvattenflöden, vilket medför en i huvudsak horisontell flödesriktning med en försumbar vertikal flödeskomponent
- Systemet befinner sig under stationära förhållanden
- Jord- och berglager är homogena, isotropa och har en konstant mäktighet
- Grundvattenbildningen är jämnt fördelad över hela ytan

I verkligheten råder sällan så optimala förhållanden, men dessa förenklade modeller antas ofta ge resultat i samma storleksordning som de faktiska värdena, varpå de kontinuerligt används i dessa sammanhang.

Beräkningar för inläckage i dagbrott har utvecklats från beräkningar för avsänkning kring brunnar. En av de mer gängse metoderna för att beräkna avsänkningen kring en brunn är den som utvecklades under 1930-talet av C.V. Theis. Theis jämförde grundvattnets reaktion på uttag ur en brunn med hur värmeförluster ter sig i ett homogent medium. Theis beskrivning av transienta flöden används än idag för att bestämma hydrauliska parametrar i akviferer, via pumptester. För jämviktsflöden har G. Thiém bidragit till att utveckla de metoder som bygger vidare på Darcys lag för antingen öppna eller slutna akviferer och utgår från de antaganden som gjordes av J. Dupuit och P. Forchheimer. En av de metoder som har använts i detta arbete är Thiéms brunnsekvation för öppna akviferer. Ytterligare en metod är starkt besläktad med denna. Båda dessa utgår dock från att akviferen är homogen både sett till magasinskoefficienten och transmissiviteten, vilket sällan är fallet. Ett flertal publikationer har därefter utgått från någon av de två metoderna och försökt utveckla dem till att kunna beskriva mer komplicerade system, med avseende på anisotropi och heterogenitet.

Under 1980-talet publicerade R.N. Singh ett antal artiklar där de metoder som då fanns tillgängliga för att beräkna inläckage sammanställdes (Singh et al., 1985). Enligt Singh kan de analytiska ekvationerna grupperas in i två kategorier: de som likställer dagbrott med brunnar och använder ekvationer framtagna för detta ändamål, samt de som antar att vattnet strömmar i två riktningar, med en varierande grundvattennivå som påverkar det vertikala flödet. Beroende på hur det system som ska modelleras ser ut kan då olika metoder tillämpas. Exempel på olika typer av system omfattar öppna, slutna och läckande akviferer, där grundvattenflödet är transient eller i jämvikt. Även om samtliga metoder har fått kritik för att de använder mycket specifika randvillkor och förenklande antaganden (Marinelli & Niccoli, 1999) gäller det även metoder som utvecklats sedan dess och är en systematisk svaghet hos samtliga analytiska ekvationer.

Hanna et al. (1994) formulerade en metod för att beräkna passivt inläckage av grundvatten i dagbrott. Passivt inläckage definierades i deras artikel som inläckage i ett system som inte influeras av att det samtidigt pågår en tömning av dagbrottet, vilket skapar en konstgjord påverkan på systemet. Det ska dock tilläggas att dagbrott utan länshållning kommer att vattenfyllas, varpå brytning aldrig kan ske utan att pumpning pågår. Deras metod representerar därmed en teoretisk situation som aldrig helt kan efterliknas i verkligheten. Denna metod skiljer sig dessutom åt från de flesta andra i det att den är tidsberoende och beskriver hur inläckaget minskar och går mot ett jämviktsläge från det att nya brytskeden inleds. Antagandet görs att varje förändring i brytdjup är momentan. Den bygger på C.E. Jacob och S.W. Lohmans lösningar för transienta flöden i slutna akviferer (Jacob & Lohman, 1952). Deras ekvationer används ofta i hydrogeologiska sammanhang för att bestämma hydrauliska egenskaper hos akviferer (transmissiviteten och magasinskoefficienten). I artikeln utvärderades ekvationen gentemot en numerisk modell som antogs motsvara rätt inläckage och visade att Jacob & Lohmans ekvation resulterade i högre värden än den numeriska modellens, vilket kunde korrigeras genom att lägga till en konstant till den ursprungliga ekvationen på 0,2-0,6.

Något som ofta förekommer i anslutning till brunnar (och andra typer av utgrävningar), men många gånger förbises, är att flödet övergår från att vara laminärt till att bli turbulent närmare brunnskanten. När effekterna av denna övergång försummas riskerar det beräknade inflödet att bli en överskattning av det faktiska inflödet (Dudgeon, 1985). För att göra en bedömning av om det system som ska modelleras karakteriseras av turbulenta flöden kan ett så kallat Reynoldstal räknas fram, där bland annat vattnets

densitet, viskositet och det specifika flödet används (Kruseman & de Ridder, 1991). Ju högre Reynoldstal, desto turbulentare flöden kan antas råda i systemet vilket gör att Darcys lag inte längre blir tillämpbar. Det har gjorts försök att ta fram exakta lösningar för turbulenta förhållanden (Şen, 1990), men i de fall där det handlar om radiella flöden är det mycket svårt att ställa upp rätt randvillkor, vilket gör att sådana metoder inte är tillämpbara (Camacho-V & Vásquez-C, 1992; Wen et al., 2008). Effekterna av turbulenta flöden kommer därför inte att undersökas närmare i detta arbete.

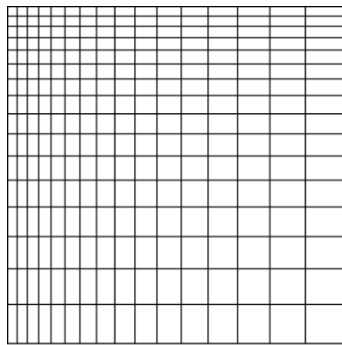
3.4 Numerisk modellering

Numeriska modeller har fått allt större genomslag tack vare deras förmåga att ta hänsyn till de stora variationer som finns i marken. Både heterogeniteten och anisotropin skapar stora osäkerheter vid analytisk modellering, något som kan minskas vid användandet av numeriska modeller, baserade på data från provtagningar. Genom att beskriva systemet som bestående av ett antal celler och med möjligheten att ge varje cell olika värden kan systemet beskrivas med olika noggrannhet beroende på upplösningen som används. För högre upplösning ökas endast antalet celler per yta. Det ska dock nämnas att en högre upplösning inte automatiskt medför säkrare resultat. Resultatet blir inte bättre än ingående data, vilket i många fall begränsar hur detaljerat ett system kan beskrivas. Tidigare krävde den här typen av modellering alltför mycket processorkraft för att kunna utnyttjas av gemene man, men senaste decenniernas snabba utveckling inom det fältet har lett till ett ökat genomslag för dessa tekniker. Sina fördelar till trots kan numeriska modeller ofta kräva upprepade körningar där de olika parametrarna kalibreras för att uppnå acceptabla resultat. Dessutom kräver numeriska modeller betydligt mer information för att kunna representera ett system med större noggrannhet än de analytiska modellerna.

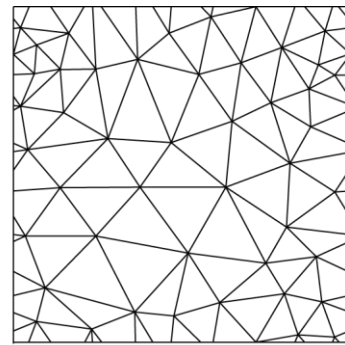
En fördel med numerisk modellering framför analytisk modellering är dess förmåga att bättre beskriva ett komplext heterogent och/eller anisotropt system. När det ska undersökas hur grund- och ytvatten kommer att påverkas i samband med gruvverksamhet, finns idag en uppsjö av olika modelleringsprogram att ta till. Många av dem utvecklades ursprungligen för att beskriva enstaka system eller ta hänsyn till specifika parametrar. Samtida program kan då ha ansetts vara för låsta i sina möjligheter att beskriva nya studieområden eller fokusera på saker som låg utanför deras ursprungliga tillämpningsområde. Allt eftersom har därför tilläggspaket utvecklats till många program vilket gjort att det idag finns ett antal modelleringsprogram som är snarlika i sitt genomförande. Ett urval av modelleringsprogrammen beskrivs närmare nedan.

SEEP/W är en tvådimensionell finit elementmodell (Figur 6) specifikt framtagen för att modellera inläckage av grundvatten (Geo-slope International Ltd., 2012) och det har i ett flertal artiklar utvärderats hur väl den kan appliceras på undersökningar i dagbrott (Doulati Ardejani et al., 2003, 2007; Aryafar et al., 2007, 2009; Bahrami et al., 2014). Doulati Ardejani et al. (2003) kalibrerade modellen mot ett simulerat område och utvärderade den mot en analytisk modell. I en uppföljande artikel (Doulati Ardejani et al., 2007) utfördes en liknande simulering där det konstaterades att återhämtningen för grundvattnet var mycket kraftig under de inledande dagarna efter att läns hållningen avbrutits och hur sådana påfrestningar kan leda till sättningar i marken. I samma anda har även Aryafar et al. (2007, 2009) och Bahrami et al. (2014) använt SEEP/W och gjort verifieringar gentemot olika analytiska lösningar, vilket i samtliga fall visade på en

mycket nära korrelation med dessa. Det är dock endast i ett av de ovan nämnda fallen som modelleringen utfördes på ett existerande dagbrott.



Finit differensmodell



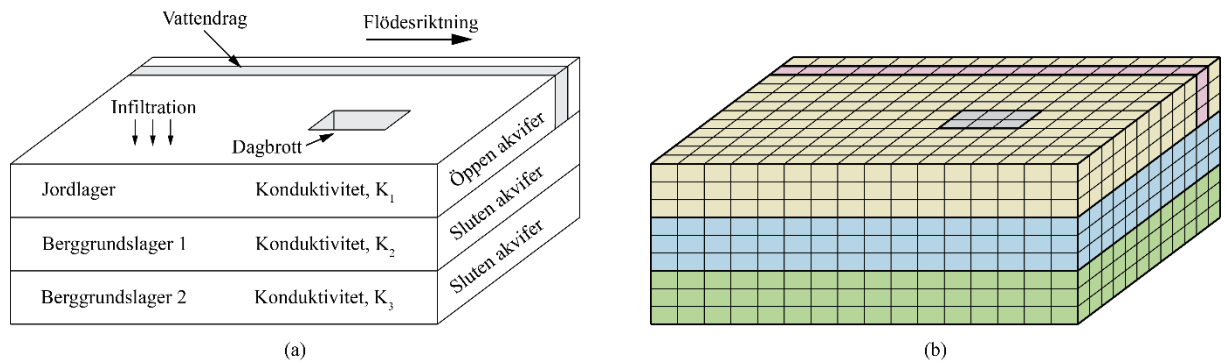
Finit elementmodell

Figur 6: Exempel på hur olika numeriska modeller kan se ut.

MODFLOW utvecklades på 1980-talet av United States Geological Survey (USGS) och anses idag vara ett av de ledande programmen inom grundvattenmodellering (Harbaugh, 2005). Det är ett program för att beskriva ett system i tre dimensioner och kan tillsammans med ett stort antal tilläggspaket beskriva även de mest komplexa system i detalj. För att överbrygga den branta inlärningskurvan som medföljer ett helt kodbaserat program har ett antal grafiska användargränssnitt skapats av tredjepartsutvecklare som förenklar för- och efterprocesseringen för användarna. Exempel på dessa är GMS, Visual MODFLOW och mLab, men många fler finns att tillgå. Till skillnad från SEEP/W klassas MODFLOW som en finit differensmodell, i det att den är begränsad till att beskriva ett system i rektangulära celler (Figur 6). Detta har kompenseras av att senare tillägg haft stöd för varierande cellstorlek inom samma system (Mehl et al., 2006).

MINEDW lanserades under andra halvan av 1990-talet då samtida modelleringsprogram ansågs sakna tillräckligt med stöd för grundvattenmodellering i gruvområden, exempelvis möjligheten att modellera vertikala flöden utmed förkastningar (Azrag et al., 1998). Trots att olika modelleringsprogram idag i allt större utsträckning kan utföra samma uppgifter har den fortfarande en del grundläggande skillnader gentemot MODFLOW, vilket gör den till ett fortsatt använt hjälpmedel.

Oavsett vilket modelleringsprogram som tillämpas kan användaren välja att utgå ifrån en konceptuell modell som sedan konverteras till en numerisk modell (Figur 7), eller att redan från början skapa den numeriska modellen där cellerna sedan manuellt tilldelas olika värden. Oavsett tillvägagångssätt är det användbart att först skapa en konceptuell modell över aktuellt område för att säkerställa att inga komponenter utelämnas och sedan ha med den som stöd under genomförandet av den numeriska modelleringen.



Figur 7: Exempel på hur en konceptuell modell kan se ut (a) samt hur den sedan kan konverteras till en numerisk modell (b).

3.5 Val av metod

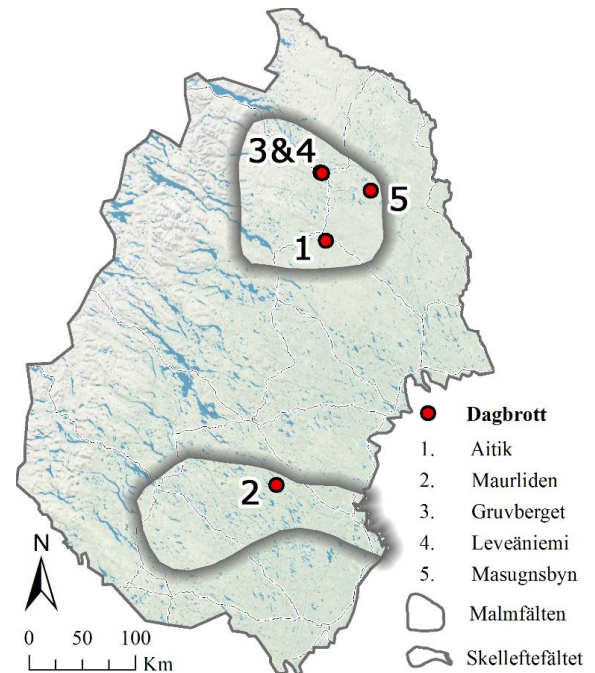
Vid val av metod för en undersökning behöver i första hand syftet med undersökningen definieras. Vilken typ av information finns tillgänglig och vilka parametrar går att mäta med de resurser i form av tid och pengar som finns tilldelade? Komplexiteten i det system som undersöks är också avgörande för vilka antaganden som kan göras utan att resultaten blir alltför osäkra. Om undersökningen görs i en berggrund där även små sprickor antas ha stor påverkan på grundvattenföringen kan det vara aktuellt med en diskret sprickmodell som beskriver sprickorna tredimensionellt med en metodik som kan vara både stokastisk eller deterministisk. I andra fall kan det räcka med en enklare, analytisk modell som trots sina förenklingar kan ge godtagbara resultat. De olika analytiska ekvationerna som har använts i denna studie motiveras och beskrivs mer utförligt i avsnitt 5.3, medan den numeriska modelleringen som genomfördes med MODFLOW i GMS beskrivs i avsnitt 5.8.

4 Områdesbeskrivning

Som tidigare nämnts valdes de fem dagbrotten med hänsyn till vilka det var möjligt att få ut länshållningsdata från. Mätserierna som fanns att tillgå varierade stort mellan de olika dagbrotten och sträckte sig från några månader (Leveäniemi) till tio år (Masugnsbyn). Dagbrottens läge i de båda regionerna kan ses i figur 8. Mätning av länshållning har genomförts i samband med att vatten pumpas till sedimentationsbassänger som kan vara placerade vid markytan såväl som i utgrävda utrymmen på olika nivåer i dagbrotten.

4.1 Aitik

Dagbrottet i Aitik, sydost om Gällivare, ägs av Boliden Mineral AB och har varit i produktion sedan 1968. Det är idag världens största koppargruva, med en årlig brytning av 39 miljoner ton (2014) sulfidmalm (Boliden, 2014). Utöver koppar anrikas även guld och silver. All koncentrat som erhålls i anrikningsanläggningarna transporteras via väg och järnväg till smältverket i Rönnskär, öster om Skellefteå. Dagbrottet i Aitik är ca 3 km långt och 1 km brett, med ett maximalt djup på 450 m (motsvarande -149 m.ö.h.). Det vatten som länshålls leds via klarningsbassänger innan det återanvänds som processvatten i anrikningsanläggningarna. Anrikningssanden som sorterats ut från zink- och koppar-koncentratet förvaras i sandmagasin. Ungefär 1 km i nordöstlig riktning om dagbrottet ligger sjön Sakajärvi.



Figur 8: Kartan visar Norrbottens och Västerbottens län samt dagbrottens placering i de båda mineralrika fälten.

Boliden genomför även brytning i en satellitgruva som ligger 600 m söder om det stora dagbrottet. Satellitgruvor är dagbrott eller gruvor som står i samma regi som och är belägna i närheten av den huvudsakliga verksamheten. Detta dagbrott, kallat Salmijärvi, befinner sig utmed samma avlånga mineralisering som bryts i Aitik. Berggrunden i området utgörs huvudsakligen av paleoproterozoiska amfibolgnejser (ca 1,9 Ga), men även biotitgnejs och glimmerskiffer är vanligt förekommande. Dagbrottet i Aitik är beläget på den västra sluttningen av en antiklin (Wanhainen et al., 2006). Tidigare undersökningar i området har visat på förekomster av större spricksystem i berggrunden, både under Sakajärvi och dess närområde (Bergab, 2013). Stora delar av området är täckt av morän, med 5-20 m mäktighet. I anslutning till Sakajärvi förekommer också torvmossar (Malmqvist & Parasnis, 1972). Länshållningsdata från Aitik fanns att tillgå i tabellform för perioden 2004-2012, med undantag för två månader (februari 2007 och december 2012) samt större delen av 2011. År 2011 uteslöts därför ur jämförelsen samtidigt som de två andra månaderna uppskattades med hjälp av övriga värden. Tillvägagångssätt för den bedömningen finns beskriven senare i arbetet.

4.2 Maurliden

Det andra dagbrottet i denna studie som ägs av Boliden Mineral AB är dagbrottet i Maurliden (Figur 9). Maurliden ligger i Bolidenområdet, där brytning har pågått sedan 1920-talet. Brytning har tidigare även pågått i ett angränsande, mindre dagbrott, Maurliden Östra, som nu är under efterbehandling. Utöver dagbrotten förekommer även brytning i två underjordsgruvor, Renströmsgruvan och Kristinebergsgruvan. Detta arbete kommer dock endast beröra det större, aktiva dagbrottet. Brytning i Maurliden startade i juni 2000 och årligen bryts ca 0,3 miljoner ton sulfidmalm (siffror från 2011). Berggrunden har vulkaniskt ursprung (1,9 Ga) med en ryolitisk eller dacitisk sammansättning (Montelius et al., 2007). De primära metallerna som anrikas är zink, koppar, bly, guld och silver. Dagbrottet är ca 250x150 m vid ytan, med ett nuvarande djup på ca 120 m (motsvarande 180 m.ö.h.). Ett antal sprickzoner har observerats i dagbrottet och förekommer framför allt utmed de norra och södra sidorna (Ramböll, 2007). Området avbördas naturligt mot Maurträsket, som ligger i anslutning till dagbrottets sydöstra kant. Avsänkningen av grundvattennivån i samband med länshållningen av dagbrottet har emellertid medfört en omvänd hydraulisk gradient. Det länshållningsvatten som inte används som processvatten vid anrikningen av malmen leds via sandmagasin och klarningsmagasin. Det tillåts även klarna i sedimentationsbassänger innan det leds norrut till Lill-Tistelmyrbäcken, som så småningom mynnar i Skellefteälven. För Maurliden erhöles veckovis länshållningsdata i tabellform för perioden augusti 2011 till februari 2015.



Figur 9: Maurlidens dagbrott. Röda partier motsvarar områden där grundvatten kan ses läcka in och rinna utmed bergssidorna.

Foto: Freddy Blomberg

4.3 Gruvberget & Leveäniemi

Gruvberget (Figur 10) ligger i ett område där brytning tidigare har skett i olika dagbrott ända sedan 1600-talet. Brytning av järnmalm (magnetit) påbörjades 2010 i samband med att LKAB erhöles tillstånd för fullskalig brytning. Brytning har skett kontinuerligt, med undantag för ett uppehåll på sex månader under 2012. Malmen krossas och sovras för att

sedan användas i LKABs egen pelletstillverkning. Dagbrottet är ca 500x450 m vid ytan och i dagsläget har brytning skett ned till ca 100 m. Dagbrottets höjd över havsnivån varierar kraftigt i olika delar då verksamheten är placerad på en höjd. Stora delar av berggrunden i dagbrottet har precis som i Maurliden en ryolitisk och dacitisk sammansättning, med basiska och intermediära extrusiv utmed den västra sidan av berget (SGU, 2015a). Då basiska bergarter associeras med höga järnhalter i större utsträckning än sura bergarter kan dessa ha gett upphov till de mineralförekomster som bryts. En flygbildstolkning som genomfördes under 2008 av GeoVista visade på lineament som kan indikera svaghetszoner i berget, ibland associerade med sprickor i berggrunden (Vatten & Miljöbyrån, 2008). Ett tunt och osammanhängande moräntäcke med berg i dagen på många platser förekommer i de högre delarna av berget. Utmed sidorna ökar dock moränmäktigheten med upp till 15 meter. Då dagbrottet ligger på en höjd rann yt- och grundvatten före brytningen påbörjades av mot två områden, varav det ena hade sjön Syväjärvi som recipient. Efter att brytning påbörjades leds dock länshållet vatten, efter rening och sedimentering, till vattendraget Liukattijoki. Därifrån flödar det vidare till sjön Luongasjärvi som slutligen mynnar i Torne älv. Länshållningsdata från Gruvberget fanns endast att tillgå i form av grafer, där volymen kunde utläsas i intervall om 7 dagar. De exakta tidpunkterna för dessa intervall var dock svårtolkade, vilket gjorde att mätvärdena inte lämpade sig för kortare analyser än årsvisa.

Sydost om nuvarande verksamhet ligger ett annat dagbrott där brytning av järnmalm pågick mellan 1961-1983. Detta dagbrott, kallat Leveäniemi (Figur 11), vattenfylldes på naturlig väg efter att brytningen upphörde 1983. Återfyllning pågick till nivå 340 m.ö.h., motsvarande 30 meter under markytan omkring dagbrottet, till dess att dagbrottssjön började tömmas i september 2012 för att möjliggöra fortsatt brytning av järnmalm. Hydrogeologiska undersökningar indikerade att återfyllning av dagbrottet fortfarande pågick när tömningen påbörjades (Vatten & Miljöbyrån, 2010). Tömningen slutfördes i början av juli 2014 och dagbrottet länshölls sedan i ett par månader innan brytning inleddes i september 2014. Mätningar från Leveäniemi levererades i tabellform, med närapå dagliga avläsningar. Däremot fanns endast mätningar att tillgå för juli och augusti 2014, innan länshållningsvattnet anslöts till det interna processvattensystemet i september.



Figur 10: Gruvbergets dagbrott.
Foto: Freddy Blomberg



*Figur 11: Leveäniemis dagbrott.
Foto: Freddy Blomberg*

4.4 Masugnsbyn

Brytning i Masugnsbyn, ca 10 mil sydväst om Kiruna, har pågått sedan 1970-talet. Även den står i LKABs regi. Brytningen är dock inte kontinuerlig, utan genomförs vid 8-12 tillfällen per år. Dagbrottet är ca 300x250 vid ytan och gällande brytdjup är 42 m (motsvarande 260 m.ö.h.), där nivån har legat de senaste tio åren. Sedan dess har endast utvidgning av dagbrottets sidor förekommit. Dagbrottet är anlagt i ett område med dolomit, vilken används i produktionen av LKABs järnmalmspellets. Berggrunden i Masugnsbyn karakteriseras av basiska och intermediära vulkaniter och förskiffrade, glimmerrika metamorfa bergarter. Järnmineraliseringar och dolomit återfinns mellan ett underliggande grönstensbälte och de överliggande metasedimentära bergarterna. En mycket omfattande genomgång av geologin i området har tidigare gjorts av SGU (Hellström & Jönsson, 2014). Okulära besiktningar av bergväggarna i dagbrottet har visat på ett förhållandevis tätt berg, med endast ett fåtal vattenförande sprickor (Bergab, 2014a). Det finns emellertid två större deformationszoner utmed de västra och södra sidorna av dagbrottet. Moräntäcket i området är sammanhängande med en mäktighet på 5-10 m, med endast ett fåtal synliga hällar. Det länshållna vattnet leds via en sedimentationsanläggning vidare till bäcken Rautajoki. Sedan 1999 har flödesmätningar genomförts på det länshållna vattnet, med undantag för ett fåtal perioder där problem med utrustningen har lett till avbrott i mätningarna (Bothniakonsult, 2004). Mätningarna har under samtliga år varit oregelbundna, men tillräckligt täta för att möjliggöra årsvisa jämförelser.

5 Genomförande

När aktuella metoder och teori bakom grundvattenflöden och inläckage har undersökts i detta arbete har efterforskningen i huvudsak utgått från EBSCO Discovery Service och Web of Science, tjänster som sammanställer all information som är tillgänglig genom Stockholms Universitet. För att hitta ytterligare artiklar har även mer specifika sökningar inom Springer Link, Wiley Online Library samt allmänna sökningar på Google genomförts.

I följande avsnitt kommer redovisning av vattenbalanser att göras i sin helhet, från tillvägagångssätt till färdiga värden. Därpå följer de metoder som använts för att beräkna inläckage, samt metoder för att utvärdera dessa. Avsnittet i detta arbete som behandlar resultat (Avsnitt 6) kommer därmed att fokusera på resultaten från inläckageberäkningarna, tillsammans med utvärderingarna av dem.

5.1 Vattenbalanser (genomförande)

En vattenbalans sattes upp för respektive studieområde i syfte att beräkna det värde på grundvattenbildningen som behövs för två av de analytiska metoderna. En förenklad vattenbalans, anpassad till de antaganden som gjorts i detta arbete, kan se ut på följande sätt:

$$\Delta S = P - ET - G_{jord} - G_{berg} \quad (Ekv. 7)$$

där ΔS är förändringen i magasinskoefficient, P är nederbörden [L/T], ET är evapotranspirationen [L/T] och G_{jord} och G_{berg} är grundvattenbildningen till jord- och berglager [L/T] som beskrivits i avsnitt 3.2.2. ΔS är ofta försumbar över längre perioder, varvid den i årliga vattenbalanser ofta sätts till 0. I de flesta vattenbalanser omnämns ofta ytavrinningen, R . I detta arbete har antagandet gjorts att allt vatten som är tillgängligt efter avdunstning kommer att infiltrera och finnas tillgängligt för de metoder som tar hänsyn till grundvattenbildningen, varpå nettonederbörden delats upp i det som infiltrerar till jord och det som infiltrerar till berg. I de vattenbalanser som beräknats presenteras även månadsvärden för de olika studieområdena (Tabell 5). I vattenbalanserna antas att 80 % av nederbörden lagras i form av snö under de månader där medeltemperaturen är under 0°C. För samtliga områden motsvarar det perioden oktober-april. Vidare antas att all snö som lagrats under vintern smälter under maj, vilket ger en utjämning av magasinskoefficienten. En del av nettonederbörden kommer sedan att infiltrera ned i underliggande berggrund medan resten transporteras genom jordlager. Beräkning av grundvattenbildning till jord- och berglager har avhandlats tidigare i arbetet (Avsnitt 3.2.2). Grundvattenbildningens delaktighet i de analytiska metoderna behandlas i avsnitt 5.1.1 samt i känslighetsanalysen i avsnitt 5.5.

Ett vanligt tillvägagångssätt vid insamling av nederbördsdata är att använda värden från den senaste normalperioden, i detta fall 1961-1990. Då flera av de stationer som ligger närmast dagbrotten inte har kontinuerlig data från motsvarande period är normalvärdena till en viss del uppskattade med hjälp av interpolation med hjälp av SMHIs webbtjänst "Luftwebb" (SMHI, 2015). Genom att välja dagbrottens koordinater som gridpunkt fås för den valda tidsperioden en kontinuerlig nederbördsserie som baseras på interpolation av de närmast liggande mätstationerna. Utifrån dessa serier valdes sedan månadsvis nederbördsdata ut för åren 1961-2013 (SMHI, 2015). Till skillnad från normalvärdena är

nederbördsdata från Luftwebb redan korrigerad med hänsyn till mätfel i form av vindinverkan, vätningsfel och avdunstning från regnmätare. Korrigeringen utförs efter metoder som tagits fram av SMHI (Alexandersson, 2003). Detta gör att ingen ytterligare justering av mätvärdena behöver göras innan användning.

Avdunstning eller evapotranspiration, är ett mått på hur stor del av nederbörden som återgår till atmosfären innan den kan infiltrera ned i marken eller rinna av som ytvatten. Evapotranspirationen är ofta svår att mäta och brukar vanligtvis uppskattas med hjälp av olika meteorologiska parametrar, såsom temperatur eller solinstrålning. Sådana uppskattningar ger en kraftig förenkling av alla de processer som styr evapotranspirationen och i verkligheten är det många fler egenskaper som påverkar, men som av olika anledningar inte kan mätas. Den volym vatten som kan avdunsta från en yta vid obegränsad tillgång på vatten kallas för den potentiella evapotranspirationen. Begreppet myntades under mitten av det förra århundradet av två forskare, Penman och Thornthwaite, som oberoende av varandra utvecklade metoder för att bestämma den potentiella evapotranspirationen. Försök till att skapa en rikstäckande karta över den potentiella evapotranspirationen gjordes på 1980-talet av Bertil Eriksson på uppdrag av SMHI och det är därifrån detta arbetes värden på evapotranspiration har hämtats (Eriksson, 1981). I den publikationen användes Penmans formel för att beräkna potentiell evapotranspiration för 152 mätstationer spridda över Sverige. För varje dagbrott har värden från respektive närmaste station använts (Tabell 2).

Tabell 2: Potentiell evapotranspiration vid närmast liggande dagbrott. Från Eriksson (1981). Månadsvärden är i millimeter per månad och årsvärden i millimeter per år

Dagbrott	Mätstation (ID)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
Aitik	18272	0	1	6	15	57	123	117	72	27	4	1	0	423
Maurliden	16079	-1	0	3	14	70	115	106	66	25	5	-1	-1	401
Svappavaara	18094	3	3	8	16	54	115	109	71	30	7	3	4	423
Leveäniemi	18094	3	3	8	16	54	115	109	71	30	7	3	4	423
Masugnsbyn	18293	0	0	4	14	54	116	113	71	26	5	0	0	403

Den faktiska evapotranspirationen är oftast lägre än den potentiella, varvid värdena i tabellen ovan behöver korrigeras innan den evapotranspiration som används i vattenbalanserna kan erhållas. Pike (1964) föreslog följande samband för att beräkna den faktiska evapotranspirationen:

$$AET = \frac{P * PET}{\sqrt{P^2 + PET^2}} \quad (Ekv. 8)$$

där AET är den faktiska evapotranspirationen [L/T] och PET är den potentiella evapotranspirationen [L/T] som fås med Penmans formel. Med den från SMHI erhållna nederbörden och ovanstående potentiell evapotranspiration ges följande värden på den faktiska evapotranspirationen (Tabell 3):

Tabell 3: Faktisk evapotranspiration för dagbrotten från ekvation 8. Månadsvärden är i millimeter per månad och årsvärden i millimeter per år

Dagbrott	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
Aitik	0	1	6	13	33	54	69	52	24	4	1	0	257
Maurliden	-1	0	3	13	36	53	68	50	23	5	-1	-1	249
Svappavaara	3	3	8	14	33	55	71	51	26	7	3	4	278
Leveäniemi	3	3	8	14	33	55	71	51	26	7	3	4	278
Masugnsbyn	0	0	4	13	34	57	69	52	24	5	0	0	257

5.1.1 Grundvattenbildning till berg

Ett par av undersökningarna i tabell 4 har syftat till att fastställa koefficienter för grundvattenbildning till jord och endast enstaka försök har gjorts till att fastställa dem för berg (Tabell 1: 5-7). Dessa koefficienter har i detta arbete viktats så att de inte influerar det i den här studien använda värdet på grundvattenbildningen till berg lika mycket som de undersökningar som är genomförda i berggrund och/eller ovan HK (Tabell 1: 2-4). Vid beräkningarna har även von Brömssens koefficient för grundvattenbildning (Tabell 1: 1) exkluderats då de jordar den undersökningen genomfördes i är mycket olika de jordar som förekommer i anslutning till dagbrotten.

Tabell 4: Vikter och koefficienter för beräkning av grundvattenbildning till berg

Författare	Vikt (% av total grundvattenbildning)	Koefficient (Medelvärde)
Lundin	22 %	0,27
Bengtsson	22 %	0,33
Axelsson/Follin	22 %	0,50
Magnusson	11 %	0,40
Mårtensson/Gustafsson/Bosson	11 %	0,23
Berzell	11 %	0,19
Viktat slutvärde för grundvattenbildningen		0,33

5.2 Vattenbalanser (resultat)

Samtliga vattenbalanser uppvisar en nederbörd på 560-640 mm/år, med den högsta nederbörden i det sydligaste dagbrottet (Tabell 5). Maurliden har även den minsta evapotranspirationen i relation till nederbörden. Evapotranspirationen varierar lite mellan de olika områdena och ligger på mellan 39-50 % av nederbörden. De negativa värden på evapotranspiration som erhöles för januari, november och december i Maurliden kan bero på att utfällning av vattenånga i form av dagg, rim- eller dimfrost under kortare perioder kan överstiga avdunstningen (Eriksson, 1981).

Lagringen har, som finns beskrivet i vattenbalansernas genomförande, ingen påverkan på den årliga ytavrinningen och grundvattenbildningen men redovisas ändå nedan för att ge en fullständig bild över vattenbalanserna. Sett till individuella månader kommer en del av nederbörden att lagras under vinterhalvåret för att sedan frigöras under sommarhalvåret. Det medför att även grundvattenbildningen påverkas och inte alltid motsvarar samma

andel av nettonederbörden, något som inte tagits i beaktande vid den månadsvisa modelleringen av vissa dagbrott. Nettonederbörden (P-E i Tabell 5) har använts tillsammans med infiltrationskoefficienten (0,33) för att beräkna grundvattenbildningen till berg. Då en och samma infiltrationskoefficient har använts i samtliga områden är den bedömda volym som kan tränga in i dagbrotten via jordlager alltid 67 % av nettonederbörden. Grundvattenbildningen till berg varierar mellan 95-130 mm/år, vilket är i linje med vad som förekommer i andra hydrogeologiska undersökningar, då det ofta antas förekomma en grundvattenbildning till berg på ca 60-210 mm/år (Axelsson och Follin, 2000; Mårtensson, 2009; Berzell, 2011; Bergab, 2014b).

Tabell 5: Vattenbalanser för samtliga dagbrott. Månadsvärden är i millimeter per månad och årsvärden i millimeter per år

Aitik	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
P	37,7	30,2	29,7	30,1	40,6	59,8	85,0	75,2	56,1	51,1	49,7	41,8	587,0
ET	0,0	1,0	5,9	13,4	33,0	53,8	68,8	52,0	24,3	4,0	1,0	0,0	257,2
S	30,2	24,2	23,8	24,1	-216,3	0,0	0,0	0,0	0,0	40,9	39,7	33,5	0,0
P-ET	37,7	29,2	23,8	16,7	7,5	6,0	16,2	23,2	31,8	47,1	48,7	41,8	329,8
G _{berg}	12,6	9,8	8,0	5,6	2,5	2,0	5,4	7,7	10,6	15,7	16,2	14,0	110,1

Maurliden	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
P	43,1	33,4	35,1	34,7	41,8	59,9	89,3	77,9	63,2	57,5	55,9	47,4	639,1
ET	-1,0	0,0	3,0	13,0	35,9	53,1	68,3	50,4	23,2	5,0	-1,0	-1,0	248,8
S	34,5	26,7	28,1	27,7	-245,7	0,0	0,0	0,0	0,0	46,0	44,7	37,9	0,0
P-ET	44,1	33,4	32,1	21,7	5,9	6,8	21,0	27,6	39,9	52,5	56,9	48,4	390,3
G _{berg}	14,7	11,2	10,7	7,2	2,0	2,3	7,0	9,2	13,3	17,5	19,0	16,2	130,3

Gruvberget/ Leveäniemi	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
P	31,2	26,7	26,3	27,9	41,9	62,8	93,3	74,2	51,8	48,2	41,4	35,0	560,6
ET	3,0	3,0	7,7	13,9	33,1	55,1	70,9	51,3	26,0	6,9	3,0	4,0	277,7
S	25,0	21,3	21,0	22,3	-189,3	0,0	0,0	0,0	0,0	38,5	33,1	28,0	0,0
P-ET	28,3	23,7	18,6	14,1	8,8	7,7	22,4	22,9	25,9	41,2	38,4	31,0	282,9
G _{berg}	9,4	7,9	6,2	4,7	2,9	2,6	7,5	7,6	8,6	13,8	12,8	10,3	94,4

Masugnsbyn	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
P	36,9	30,0	30,6	32,2	43,1	64,7	86,3	77,3	57,7	54,5	49,1	41,6	603,9
ET	0,0	0,0	4,0	12,8	33,7	56,5	68,6	52,3	23,7	5,0	0,0	0,0	256,5
S	29,5	24,0	24,4	25,7	-219,9	0,0	0,0	0,0	0,0	43,6	39,3	33,3	0,0
P-ET	36,9	30,0	26,6	19,3	9,4	8,2	17,7	25,0	34,0	49,6	49,1	41,6	347,4
G _{berg}	12,3	10,0	8,9	6,5	3,1	2,7	5,9	8,4	11,3	16,5	16,4	13,9	116,0

5.3 Analytiska ekvationer

Fyra analytiska metoder för att beräkna inläckage till dagbrott har valts ut för att jämföras med uppmätta värden på inläckage. Det finns ingen branschstandard för beräkning av inläckage till dagbrott, däremot är vissa metoder betydligt mer vanligt förekommande än andra. De metoder som används i detta arbete har framför allt valts utifrån hur ofta de förekommer i hydrogeologiska utredningar rörande dagbrott. Gemensamt för samtliga metoder är att de sinsemellan använder olika beteckningar för samma parametrar. I de avsnitt nedan där de enskilda metoderna beskrivs kommer enhetliga parameternamn att användas, medan appendix I redogör för beteckningar (både original och från andra källor) som påträffas i litteraturen. Härledning av de olika metoderna har utförts i ett flertal publikationer och är inte huvudsyftet med detta arbete, varpå endast de slutliga ekvationerna för att beräkna inläckage för respektive metod finns beskrivna nedan. För fördjupade kunskaper om metoderna hänvisas läsaren till författarnas ursprungsartiklar eller böcker för respektive metod.

De grundvattenmagasin som förekommer i den här studien kan i huvudsak anses utgöras av öppna akviferer. Länshållning av ett dagbrott kommer med tiden leda till att ett jämviktsläge uppnås för varje brytningsdjup, varvid endast metoder för jämviktsflöden i öppna akviferer kommer att användas i detta arbete. Metoderna bygger vidare på Darcys lag och har anpassats av författarna för att passa olika typmiljöer. En utvärdering gentemot den ursprungliga formuleringen av Darcys lag har inte utförts då det närmare dagbrottens kant blir allt mer turbulent flöde och en kraftigare vertikal flödesriktning som påverkar grundvattenföringen, vilket upphäver de villkor som Darcys lag är formulerad för (Singh et al., 1985).

Den hydrauliska konduktiviteten kan vara mycket lokal och de värden som erhålls från mätningar av transmissivitet i borrhål bör extrapoleras med försiktighet. Med det i åtanke har modelleringen i varje dagbrott genomförts med tre olika värden på den hydrauliska konduktiviteten (Avsnitt 6.1-6.5). Det mittersta värdet motsvarar det som erhållits i hydrogeologiska undersökningar för de olika dagbrotten. Konduktiviteter har sedan ökat och minskat med en faktor 10, vilket utgör de övriga två serier som modellerats. En känslighetsanalys har även genomförts där ytterligare parametrar varierats, något som beskrivs närmare i avsnitt 5.5 och presenteras i avsnitt 6.7.

5.3.1 Dupuit-Thiem

Den metod som utvecklades av G. Thiem för öppna akviferer är en av de vanligaste att tillämpa i hydrogeologiska sammanhang. Till följd av de antaganden som görs vid användningen av den metoden har den fått namnet Dupuit-Thiem (Kruseman & de Ridder, 1991). Vid horisontella jämviktsflöden i en isotropisk akvifer kan flödet beskrivas med följande formel:

$$Q = \frac{\pi K (H^2 - h_w^2)}{2.30 \log(R/r_0)} \quad (\text{Ekv. 9})$$

där H är grundvattennivån vid ostört tillstånd [L], h_w är grundvattennivån efter pumpning [L], R är influensområdets radie [L] och r_0 är radien i dagbrottet [L] (brunnen) vid ett specifikt brytningsdjup (Figur 12). Metoden är i första hand framtagen för att beräkna inflödet i en brunn, men kan även appliceras på dagbrott då dessa kan ses som stora

brunnar med liknande påverkan på grundvattnet, om än i större skala. Grundvattennivån efter pumpning antas i denna metod motsvara dagbrottets botten (Zhang & Koch, 1991; Behrooz-Koohenjani et al., 2011). Ett vanligt förfarande vid användandet av denna metod är att influensområdets radie antas motsvara avståndet från kanten på dagbrottet till den punkt där det inte längre kan observeras någon avsänkning i grundvattennivå, eller där avsänkningen kan sägas vara mycket liten (< 1 m). I dagbrott som befinner sig i tidiga brytskeden och där dagbrottens bottenradie är stor i förhållande till deras djup ger denna ekvation negativa eller orealistiska värden. För att motverka detta har i detta arbete influensområdets radie istället mätts från dagbrottets centrum, vilket åskådliggörs i figur 12.

5.3.2 Vandersluis

Vandersluis et al. (1995) efterfrågade ett sätt att skapa en standardiserad metod för att förutsäga bildningen av en sjö i ett dagbrott där brytning upphört. Tillsammans med information om förväntat brytningsdjup vid dagbrottets nedläggning utvecklades en metod som har testats upprepade gånger av författarna själva, med goda resultat under förutsättningen att de ingående parametrarna har en låg osäkerhet. Denna metod kan även användas för att beräkna inläckage vid specifika brytningsdjup. Vid ett sådant förfarande genomförs ekvationen endast för det djup som är av intresse.

$$Q = \frac{1.366K(2H - s)s}{\log(R + r_0) - \log r_0} \quad (\text{Ekv. 10})$$

H är grundvattennivån (den piezometriska ytan i en sluten akvifer) och s är avsänkningen [L], d.v.s. avståndet mellan H och h_w (Figur 12). Vandersluis et al. (1995) använde i deras artikel Kusakins ekvation för att beräkna influensområdets radie (Tabell 6). Det framgår dock inte om andra metoder för att beräkna influensområdets radie lämpar sig lika väl. Vandersluis metod för att beräkna inläckage utvecklades främst för att kunna tillämpas i arida till semi-arida områden, där nybildning av grundvatten är mycket låg. Ju större den årliga grundvattenbildningen är, desto mer missvisande värden löper metoden risk att ge. I de tempererade förhållanden som råder i norra Sverige kan det förväntas att den ger en underskattning av inläckaget då nybildning av grundvatten är högre än i arida och semi-arida områden.

5.3.2.1 Influensområdets radie

För att kunna använda Dupuit-Thiem och Vandersluis för att beräkna inläckage krävs att det görs en uppskattning över hur stort område som kommer att få en avsänkning i grundvattennivå till en följd av länshållningen i dagbrottet. Även om det är omöjligt att mäta exakt hur det området kommer att se ut definieras influensområdets radie ofta som den gräns vid vilken det inte längre går att mäta en avsänkning, eller där avsänkningens påverkan är försumbar. Varken för Dupuit-Thiem eller Vandersluis finns riktlinjer för hur influensområdets radie ska beräknas. Metoderna för att uppskatta ett influensområde är dock flera och har sammanställts av Bear et al. (1968):

Tabell 6: Metoder för att beräkna influensområdets radie

Författare	Referens	Formel
<i>Halvempiriska formler</i>		
Lembke	(1886, 1887)	$R = H(K/2G)^{0,5}$
Weber	(Schultze, 1924)	$R = 2,45(HKt/n_e)^{0,5}$
Kusakin	(Aravin & Numerov, (1953)	$R = 1,9(HKt/n_e)^{0,5}$
<i>Empiriska formler</i>		
Siechart	(Chertousov, 1962)	$R = 3000sK^{0,5}$
Kusakin	(Chertousov, 1949)	$R = 575s(HK)^{0,5}$
<i>Konceptuell metod</i>		
Environmental Agency	(EA, 2007)	R baseras på kartor över vattenförekomster

I ovanstående tabell är t den tid som pumpning har pågått och n_e är den effektiva porositeten. De två halvempiriska formler som tar hänsyn till tiden gör antagandet att influensområdet alltid kommer att öka så länge pumpning pågår. I det här arbetet antas att det är möjligt att uppnå ett jämviktsläge, varvid endast de tre metoder som inte tar hänsyn till tiden är relevanta. Siechartts formel är utbredd i hydrogeologiska sammanhang, men den kan ihop med Dupuit-Thiems ekvation underskatta det verkliga influensområdet eller överskatta inläckaget (Transport Scotland, 2012). Influensområdets radie förekommer i de flesta ekvationer som en naturlig logaritm och en ungefärlig uppskattning är oftast tillräcklig (Bear et al., 1968). Med det i åtanke har Kusakins empiriska formel valts för att beräkna influensområdets radie för de första två analytiska metoderna.

5.3.3 Krešić

Precis som Vandersluis et al. (1995) gjorde även Krešić (1997) antagandet att dagbrottet kan beskrivas som en stor cirkulär brunn (Figur 12). Till skillnad från Dupuit-Thiem och Vandersluis ansåg Krešić att grundvattenbildningen bör inkluderas i det totala inläckaget eftersom ett grundvattensystem i jämvikt är starkt beroende av infiltration för att generera ett konstant grundvattenflöde. Ekvationen kan därmed beskrivas enligt följande:

$$H^2 - h_w^2 = \frac{Q}{\pi K} * \ln \frac{R}{r_0} - \frac{G_{berg}}{2K} * R^2 \quad (Ekv. 11)$$

Genom att utgå från ett system i jämvikt och ta hänsyn till grundvattenbildningen kan influensområdets radie beskrivas med följande ekvation:

$$R = \sqrt{\frac{Q}{\pi G_{berg}}} \quad (Ekv. 12)$$

Insättning av ekvation 12 i ekvation 11 gör att inläckaget efter förenkling kan skrivas:

$$H^2 - h_w^2 = \frac{Q}{\pi K} * \ln \left(\frac{\sqrt{\frac{Q}{\pi G_{berg}}}}{r_0} \right) - \frac{G_{berg}}{2K} * \left(\sqrt{\frac{Q}{\pi G_{berg}}} \right)^2 \quad (\text{Ekv. 13})$$

Inläckaget erhålls sedan genom att iterera Q i ekvation 13 till dess att båda leden överensstämmer med varandra. Detta görs sedan för varje brytningsdjup. Krešićs metod är väldigt vanligt förekommande i hydrogeologiska utredningar och har tidigare använts för att beräkna inläckaget i flera av de dagbrott som har studerats i detta arbete.

5.3.3.1 Dagbrottets radie

I Dupuit-Thiem, Vandersluis och Krešić framställs dagbrott som en stor, cirkulär brunn. I och med att de sällan har en cirkulär form måste den ekvivalenta radien på dagbrottets botten beräknas utifrån dagbrottets längd och bredd (Singh et al., 1985):

$$r_0 = \sqrt{\frac{l * b}{\pi}} \quad (\text{Ekv. 14})$$

där l är längden på dagbrottet vid botten [L] och b är bredden [L].

5.3.3.2 Inläckage från jordlager

Det länshållningsdata som erhöles från Boliden och LKAB omfattade allt vatten som ansamlats på botten av dagbrotten. Förutom inläckage från berggrunden sker även inläckage från jordlager och direkt nederbörd i dagbrottet. För att en jämförelse skulle kunna göras med framräknade värden drogs nettonederbörden (nederbörd minus evapotranspiration) och beräknat inläckage från jordlager bort från erhållet länshållningsdata. För att beräkna inläckage från jord användes Krešić metod då det är den enda av de fyra metoderna som tillåter mycket breda brunnar i förhållande till deras djup (motsvarande ett tunt jordlager över ett dagbrott). En konstant mäktighet på jordlagret antogs medan ytarea och bottenradie på jordlagret varierades mellan de år som modellerades. Grundvattenbildningen till jord antogs även motsvara nettonederbörden minus grundvattenbildningen till berg, som tidigare beskrivits i avsnitt 3.2.2.

5.3.4 Marinelli & Niccoli

En av de metoder som har utvecklats på senare år har fått stor spridning tack vare att den skildrar grundvattensystemet mer komplext än äldre metoder. Istället för att anta att dagbrottet (brunnen) sträcker sig ända ned till ett impermeabelt lager och att allt inläckage kommer från sidorna tar den även hänsyn till inläckage från dagbrottets botten. Marinelli & Niccoli (2001) delade upp systemet i två zoner där inget utbyte mellan zonerna förekommer (Figur 12). Zon 1 motsvarar ett område som sträcker sig från markytan ned till nivå med dagbrottets botten, där allt inläckage sker från sidorna. Zon 2 motsvarar ett underliggande lager där inläckage av grundvatten endast sker från dagbrottets botten.

Det totala inläckaget Q_t blir därmed:

$$Q_t = Q_1 + Q_2 \quad (\text{Ekv. 15})$$

För att beräkna inläckage från zon 1 behövs ingående värden på grundvattenbildning till berg, hydraulisk konduktivitet, vertikalt avstånd till en grundvattentryckyta och dagbrottets radie vid denna nivå. Sedan itereras värden på R till dess att båda leden överensstämmer med varandra:

$$H = \sqrt{h_p^2 + \frac{G_{berg}}{K_h} \left[R^2 * \ln \left(\frac{R}{r_p} \right) - \frac{R^2 - r_p^2}{2} \right]} \quad (\text{Ekv. 16})$$

där h_p är vertikalt avstånd till grundvattentryckytan [L] och r_p är den ekvivalenta radien vid denna nivå [L]. Den ekvivalenta radien uppskattades genom att dagbrottens radie vid ytan, bottenradien och avståndet till grundvattentryckytan jämfördes. Sedan beräknades radier på olika nivåer genom interpolation mellan ytradien och bottenradien. För varje värde på grundvattentryckytan valdes sedan den ekvivalenta radien ut och användes i ekvationerna. Inläckage till zon 1 beskrivs sedan på följande sätt:

$$Q_1 = G_{berg} \pi (R^2 - r_p^2) \quad (\text{Ekv. 17})$$

När inläckage från zon 2 ska bedömas finns även möjlighet att ta hänsyn till anisotropi i materialet med hjälp av följande formel:

$$m = \sqrt{\frac{K_h}{K_v}} \quad (\text{Ekv. 18})$$

där m är den anisotropiska parametern [dimensionslös] och K_h och K_v är den horisontella och vertikala hydrauliska konduktiviteten. Utan mätningar på den vertikala konduktiviteten behöver en bedömning göras om hur förhållandet mellan dem kan se ut. För denna metod gjordes därför antagandet att den hydrauliska konduktiviteten är homogen men transversellt anisotropisk (Freeze & Cherry, 1979). Följaktligen användes olika värden på den hydrauliska konduktiviteten för zon 1 och zon 2. Förhållandet mellan horisontell och vertikal konduktivitet i berggrund har i olika sammanhang visats kunna variera mellan 4:1 – 100:1 (Appendix G). I sådan berggrund som återfinns i dagbrotten verkar dock förhållandet gå mot lägre värden, varpå kvoten i detta arbete sattes till 8:1. I känslighetsanalysen i avsnitt 5.5 undersöktes även hur stort inflytande kvoten hade på det bedömda flödet. När den anisotropiska parametern har valts används sedan följande formel för att beräkna inläckaget från zon 2:

$$Q_2 = 4r_0 \left(\frac{K_h}{m} \right) s \quad (\text{Ekv. 19})$$

5.3.4.1 Grundvattentryckyta

Marinelli & Niccoli gör till skillnad från övriga metoder antagandet att grundvattennivån inte avsänks ned till dagbrottets botten, trots att ett jämviktsläge har uppnåtts. Istället antas att det förekommer en grundvattentryckyta en viss nivå över dagbrottets botten, där inläckage sker utmed sidorna av dagbrottet. Höjden på denna

grundvattentryckyta kan påverka storleken på inläckaget och metoderna för att uppskatta grundvattentryckytan är många. I befintliga dagbrott kan den bedömas genom visuella observationer av synliga inläckage och antagande att grundvattentryckytan befinner sig där det inte längre går att se inträngande grundvatten. Det går även att mäta grundvattennivån i observationsbrunnar och anta att grundvattennivån vid kanten på dagbrottet motsvarar den i brunnen. Denna metod kräver dock mycket närliggande brunnar. Då syftet med de analytiska metoderna ofta är beräkningar av inläckage från framtida brytningsdjup går det inte att använda observationer. Istället kan ett godtyckligt värde väljas, alternativt olika ekvationer användas för att uppskatta grundvattentryckytan. Många sådana formler har sammanställts och utvärderats av Chenaf & Chapuis (2007) som sedan presenterade en ny metod för att beräkna grundvattentryckytan vid valfri avsänkning. Chenaf & Chapuis konstaterade även att stor försiktighet bör iaktas vid användandet av närliggande brunnar för att bestämma grundvattentryckytan, då deras analys visade att den felaktiga slutsatsen att det inte förekommer någon grundvattentryckyta riskeras att dras. Med deras metod beräknas först det högsta potentiella inläckaget som sker när grundvattennivån efter pumpning motsvarar dagbrottets botten ($h_w = 0$):

$$Q_{max} = \pi K \frac{H^2}{\ln(R/r_0)} \quad (\text{Ekv. 20})$$

Sedan beräknas variablerna x och y varpå grundvattentryckytan kan bestämmas.

$$x = \log \frac{1000\pi K r_0^2}{Q_{max}} \quad (\text{Ekv. 21})$$

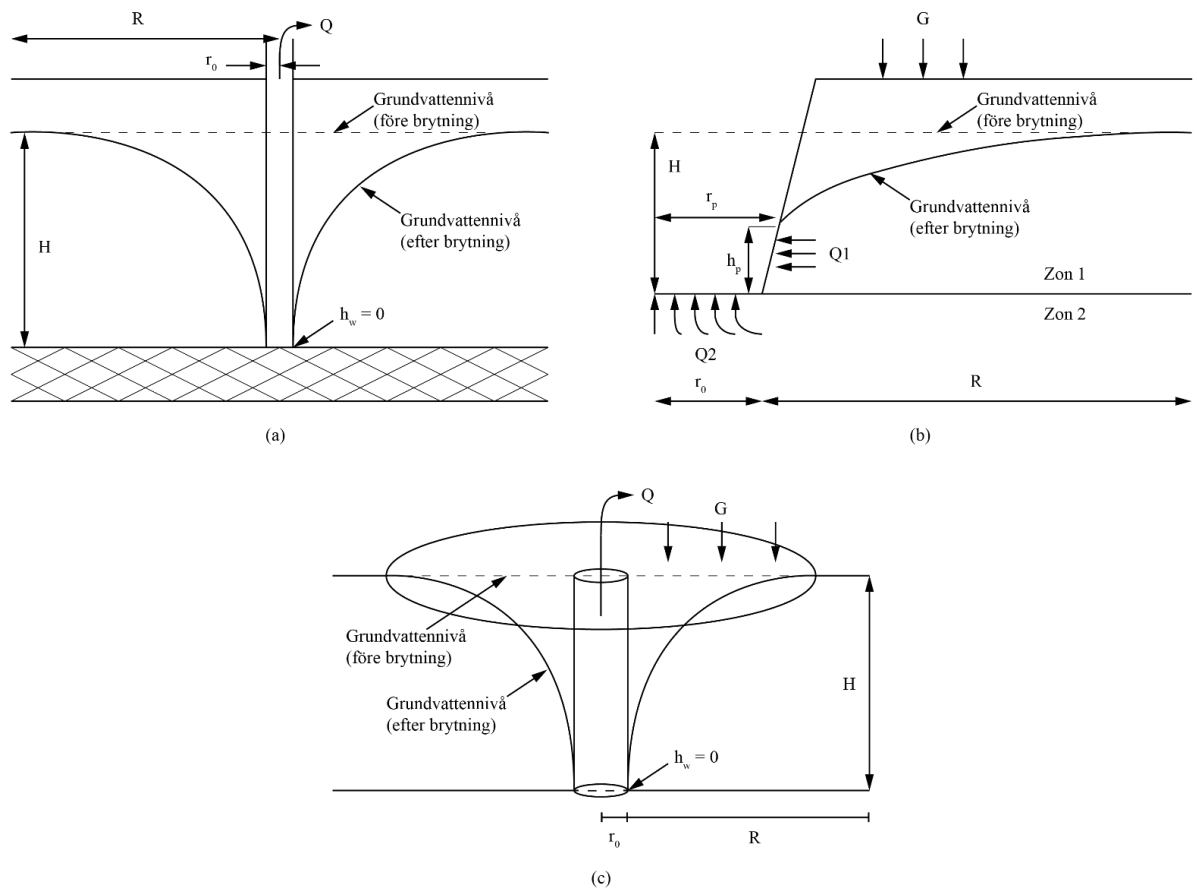
$$y = 0,0539x^3 - 0,0446x^2 - 1,2633x + 2,9896 \quad (\text{Ekv. 22})$$

$$h_p = \sqrt{\frac{yQ_{max}}{\pi K}} \quad (\text{Ekv. 23})$$

En sammanfattande översikt över de olika metoderna för beräkning av inläckage kan ses i Tabell 7.

Tabell 7: Sammanfattande tabell över de analytiska ekvationer som används i denna studie

Metod	Ekvation
Dupuit-Thiem	$Q = \frac{\pi K (H^2 - h_w^2)}{2.3026 \log(R/r_0)}$
Vandersluis	$Q = \frac{1.366K(2H - s)s}{\log(R + r_0) - \log r_0}$
Krešić	$H^2 - h_w^2 = \frac{Q}{\pi K} * \left(\ln \sqrt{\frac{\frac{Q}{\pi G_{berg}}}{r_0}} \right)$
Marinelli & Niccoli	$Q_t = Q_1 + Q_2$ $Q_1 = G_{berg} \pi (R^2 - r_p^2)$ $Q_2 = 4r_0 \left(\frac{K_h}{m} \right) s$



Figur 12: Tvärsnitt av de olika tillvägagångssätt som används för Dupuit-Thiem och Vandersluis (a), Marinelli & Niccoli (b) och Krešić (c). Bild a och c är till stora delar lika, med undantag för hur influensområdets radie har beräknats, samt att Krešić även tar hänsyn till grundvattenbildningen.

5.4 Valda beteckningar

Trots att de olika analytiska metoderna till stor del tar hänsyn till samma parametrar betecknas de på olika sätt i originalpublikationerna. Exempel på detta är influensområdets radie som oftast betecknas R , men också förekommer som r_0 respektive r_2 i Marinelli & Niccoli (2001) och Dupuit-Thiem (Kruseman & de Ridder, 1991). Beteckningarna som förekommer i detta arbete är valda utifrån hur vanligt förekommande de är, för att förenkla för läsaren. Appendix I beskriver vilka andra beteckningar som påträffas i litteraturen för att framtida jämförelser mellan detta arbete och andra lättare ska kunna göras.

5.5 Känslighetsanalys

En känslighetsanalys genomfördes för att identifiera den parameter som påverkar resultatet mest för var och en av de analytiska metoderna. Fem parametrar ingick i känslighetsanalysen, dock förekommer inte alla parametrar i varje metod (Tabell 8). Känslighetsanalys utfördes endast för ett av dagbrotten (Aitik) för ett år (2007) och inom varje metod användes tre olika värden på varje parameter. De värden som användes finns beskrivna i tabell 10 samt i appendix B. De parametrar som inte omfattades av känslighetsanalysen har antingen hämtats direkt från litteraturen om respektive dagbrott eller bedömts med hjälp av någon av metoderna som är beskrivna ovan. För varje scenario som modellerades i känslighetsanalysen varierades endast en parameter i taget, medan övriga hölls oförändrade. Scenario 1-3 för den hydrauliska konduktiviteten motsvarar alltså endast en förändring i konduktivitet, medan det i motsvarande scenarier för andra parametrar endast var den berörda parametern som ändrades.

Tabell 8: Parametrar som varierades inom respektive metod

	Dupuit-Thiem	Vandersluis	Krešić	Marinelli & Niccoli
Hydraulisk konduktivitet	x	x	x	x
Bottenradie	x	x	x	x
Grundvattenbildning till berg			x	x
Avstånd till grundvattentryckyta				x
Anisotropi				x

5.6 Utvärdering av metoderna

För att utvärdera träffsäkerheten hos hydrologiska metoder genomförs oftast någon typ av validering. Prediktiva modeller är dock mycket svåra att validera, eftersom oförutsedda förändringar i de system som beskrivs riskerar att kraftigt påverka deras användbarhet (Beven & Young, 2013). Trots det är det ett vanligt förfarande som kan förse användaren med information om metoden över huvud taget bör användas, eller om alternativa metoder bör övervägas. De senaste decennierna har det utvecklats ett stort antal metoder för statistiska utvärderingar. En mycket vanlig metod, inte bara i hydrologiska sammanhang, är att använda Pearsons r -värde i kvadrat (r^2). Med den s.k. determinationskoefficienten fås då ett mått på hur stor del av den observerade fördelningen som kan förklaras av modellen (Krause et al., 2005).

$$r^2 = \left(\frac{\sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})(Q_{mod} - \overline{Q_{mod}})}{\sqrt{\sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \sqrt{\sum(Q_{mod} - \overline{Q_{mod}})^2}} \right)^2 \quad (\text{Ekv. 24})$$

där Q_{obs} är det observerade flödet, $\overline{Q_{obs}}$ är medelvärdet av observationerna, Q_{mod} är det modellerade flödet och $\overline{Q_{mod}}$ är medelvärdet av modelleringen. Denna metod ger dock inte automatiskt ett bra mått på en modells träffsäkerhet eftersom den inte tar hänsyn till de faktiska värdena, utan endast mäter den proportionella skillnaden inom respektive serie (Ji & Gallo, 2006). Till följd av det kan två dataserier som har samma inbördes procentuella variation (t.ex. 10 20 30 40 50; 100 200 300 400 500) men som skiljer sig åt storleksmässigt ändå få ett r^2 -värde på 1.

Nash-Sutcliffe effektivitet (E) utvecklades ursprungligen för att utvärdera modellerad vattenföring (Nash & Sutcliffe, 1970). Principen bakom den är okomplicerad och möjliggör användning inom många andra områden där det finns uppmätta värden att jämföra modellen mot.

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=0}^n (Q_{obs} - Q_{mod})^2}{\sum_{i=0}^n (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (\text{Ekv. 25})$$

Precis som med r^2 gör det faktum att flödena upphöjs till två att metoden blir väldigt känslig för höga värden. Variationer av metoden förekommer även där logaritmerna av samtliga värden används, eller där endast summering av värdena görs.

Ytterligare en metod som användes för att utvärdera modelleringen av dagbrotten var det s.k. ”index of agreement”. För att få bukt med ovanstående metoders brister tog Willmott (1981) fram det ursprungliga indexet som sedan förbättrats och lett fram till den metod som beskrivs nedan (Willmott et al., 2012):

$$d_r = \begin{cases} 1 - \frac{\sum(Q_{mod} - Q_{obs})}{c \sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})}, \text{när} \\ \sum(Q_{mod} - Q_{obs}) \leq c \sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}) \\ \frac{c \sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})}{\sum(Q_{mod} - Q_{obs})} - 1, \text{när} \\ \sum(Q_{mod} - Q_{obs}) > c \sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}) \end{cases} \quad (\text{Ekv. 26})$$

där d_r är det förbättrade ”index of agreement” och c är en konstant som sätts till 2 för att ge en bättre skalning, framför allt vid negativa resultat. Vid positiva värden och när $c = 1$ motsvarar indexet Nash-Sutcliffe effektiviteten när flödena inte upphöjs till 2. Slutligen räknades medelkvadratdifferensen (RMSE) fram för respektive modell för att även ge korrelationen i samma enhet som flödena.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (Q_{obs} - Q_{mod})^2} \quad (\text{Ekv. 27})$$

Vissa publikationer har argumenterat för att använda den s.k. genomsnittliga avvikelsen (MAE) istället för medelkvadratdifferensen (Willmott et al., 2009), men det har samtidigt visats att RMSE är användbar även i de fall där spridningen inte är normalfördelad (Chai och Draxler, 2014). Tolkningen av respektive metod är däremot inte entydig i litteraturen. Ju närmare den högre gränsen en modell hamnar, desto bättre är korrelationen med de observerade värdena. Vid låga eller negativa korrelationer ska resultaten tolkas med försiktighet och sättas i rätt perspektiv. Samtliga metoder har brister och det har även föreslagits att det i vissa sammanhang är bättre att frånga de vanligaste korrelationsmetoderna och istället förlita sig mer på visuella analyser och statistik som ger korrelationer i absoluta värden (Legates & McCabe, 1999). De intervall som de statistiska metoderna resulterar i presenteras i tabell 9.

Tabell 9: Intervall för de olika statistiska metoderna

Metod	Intervall
r^2	0,0 – 1,0
E	$-\infty$ – 1,0
d_r	-1,0 – 1,0
RMSE	N/A

5.7 Beräkning av K från länshållning och medelkvadratdifferens

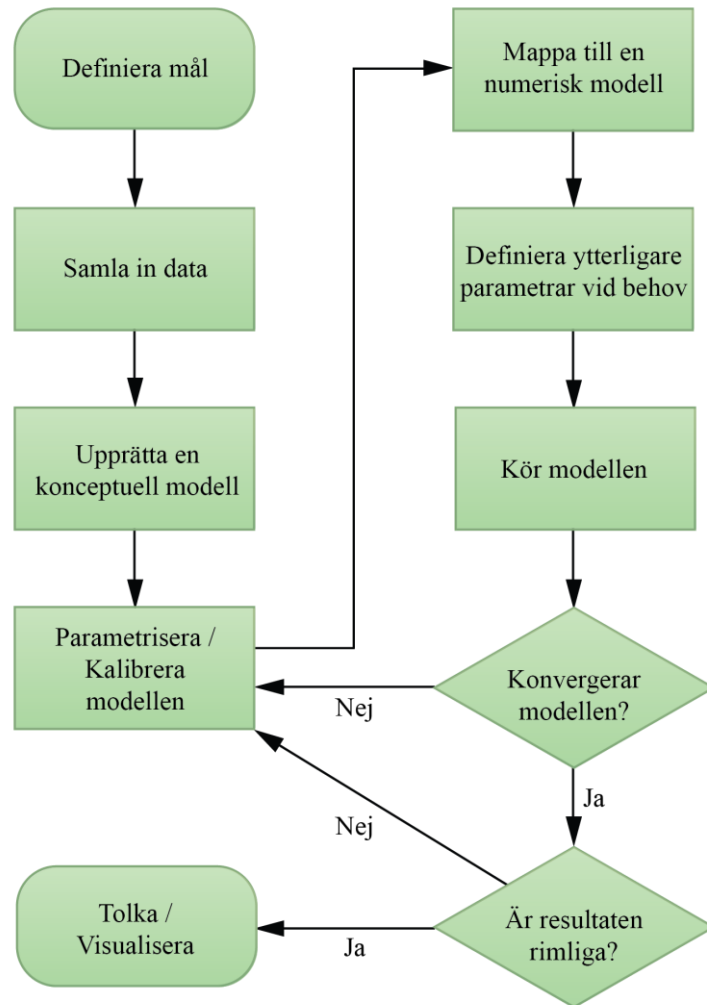
Förutom att tillämpa de olika analytiska metoderna för att beräkna inläckage användes de dessutom tillsammans med den uppmätta länshållningen i syfte att få ett värde på den hydrauliska konduktiviteten som sedan kunde jämföras med de värden som baserats på tidigare hydrogeologiska undersökningar i de olika dagbrotten. De analytiska ekvationer som beskrivits i avsnitt 5.3 arrangerades om för att lösa ut konduktiviteten, något som endast tillämpades på Dupuit-Thiem, Vandersluis och Krešić. Marinelli & Niccoli kräver att ett antagande görs om fördelningen av inläckage mellan de två zonerna, vilket omöjliggör baklängesräkning. Utöver det kalibrerades metoderna i syfte att erhålla de värden på den hydrauliska konduktiviteten som resulterade i den högsta statistiska korrelationen sett till medelkvadratdifferensen.

5.8 Numerisk modellering i GMS

Numerisk modellering av inläckage genomfördes endast för dagbrottet i Masugnsbyn. Även om den huvudsakliga fördelen med numerisk modellering är att systemet går att beskriva väldigt komplext upprättades endast en enklare modell för att avgöra om en sådan kan ge realistiska värden och ligga till grund för en mer omfattande modellering i framtida projekt. Just Masugnsbyns dagbrott valdes eftersom det tidigare har gjorts flertalet geologiska och hydrogeologiska utredningar i området (Bothniakonsult, 2004; Hellström & Jönsson, 2014), samtidigt som ett mycket detaljerat horizontalsnitt över en layout från 8 januari 2013 fanns att tillgå (LKAB, 2013). Det delavrinningsområde som Masugnsbyns dagbrott befinner sig i är mycket avlångt och smalnar av i anslutning till

dagbrottet. Strax norr verksamheten rinner vattendraget Rautajoki som är recipient för länshållningsvattnet. Vattendraget gör att endast en mindre del av det ytliga grundvattnet och ytavrinningen når dagbrottet, medan den större delen fångas upp av Rautajoki. Vid modelleringen togs därför beslutet att endast modellera ett berggrundslager och inte det tunna, överliggande jordlagret. Modellen fick till följd av beslutet även en mycket enkel topografi baserat på fem höjdvärden från en digital höjdmodell, där jordtäckets mäktighet på 10 meter hade dragits bort. Detta antogs utgöra en godtagbar uppskattning över berggrundens nivå, då det överliggande moräntäcket i området var sammanhängande. Hela högra (östra) sidan av modellen bedömdes utgöra utströmningsområde för grundvatten som passerar genom modellen.

Dagbrottets geometri skapades genom att göra ett antal punkter vars plats och värde baserades på horisontalsnittet från januari 2013, när brytdjupet var 42 meter. För de övriga brytdjupen som modellerades höjdes de lägsta punkterna upp till motsvarande djup, utan att dagbrottets area vid ytan ändrades. Denna metod antogs ge en ungefärlig uppskattning om inläckaget från de olika brytdjupen, även om en viss överskattning kunde förväntas. Därefter genomfördes två serier av modelleringen, där endast stationära förhållanden undersöktes. I den första serien beräknades den volym grundvatten som behövde pumpas ur för att grundvattennivån skulle motsvara dagbrottets botten. I den andra beräknades den volym som behövde pumpas ur för att grundvattennivån skulle befinna sig på en nivå motsvarande 50 % av brytdjupet. I teorin skulle detta representera en grundvattentryckyta, som alltid anses förekomma vid brytning (Bear & Cheng, 2010). Flödesschemat i Figur 13 beskriver de övergripande stegen i framtagandet av den numeriska modellen.



Figur 13: Flödesschema för den numeriska modelleringen i GMS.

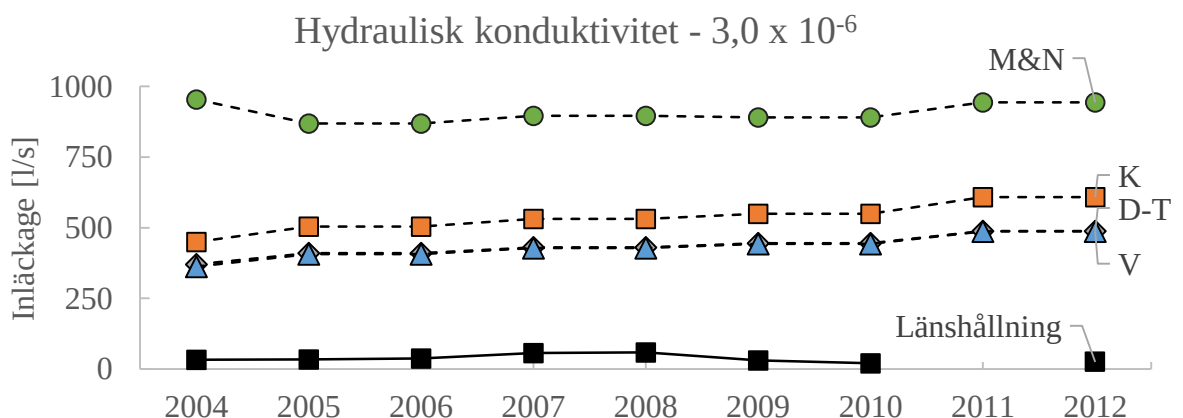
GMS stödjer ett flertal olika modeller, varav MODFLOW-2000 var den som användes i detta arbete. Beroende på syftet med modelleringen kan olika paket aktiveras i MODFLOW som sedan används för att beskriva olika komponenter av systemet, såsom infiltration, brunnar, sjöar, mätstationer m.m. För modelleringen av dagbrottet användes framför allt MODFLOWs "Lake Package", som sedan kalibrerades för att ge en avsänkning motsvarande olika brytdjup. I modellen ökades rutnätets upplösning i och omkring dagbrottet, för att bättre beskriva de stora skillnader i avsänkning som uppstår närmare dagbrottskanten.

6 Resultat

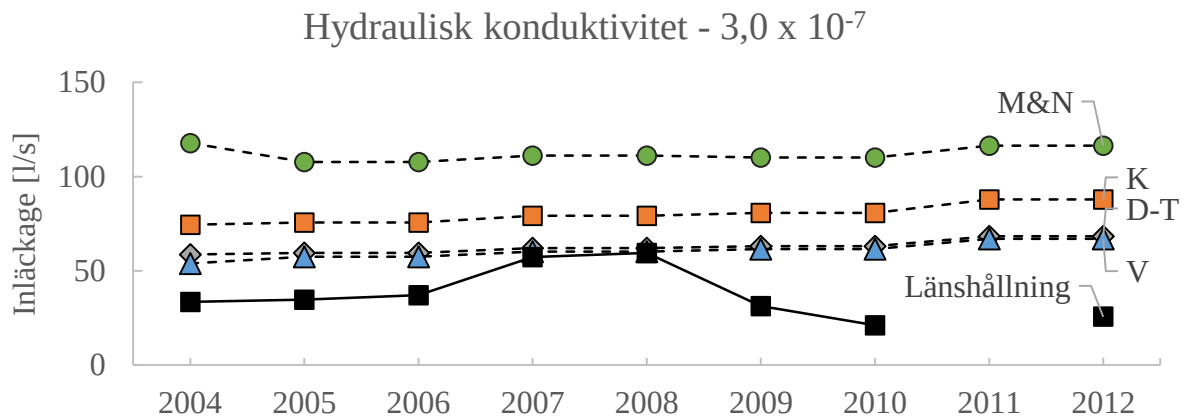
I följande avsnitt presenteras beräknade inläckage för ett dagbrott i taget. Varje dagbrott har modellerats med tre olika värden på den hydrauliska konduktiviteten, vilket har resulterat i tre illustrationer för varje dagbrott. Undantaget är Maurliden, som modellerades på både års- och månadsbasis. Då beräknade inläckage varierar kraftigt mellan olika illustrationer har olika skalor på y-axeln använts. I Maurliden, Gruvberget och Masugnsbyn används logaritmisk skala vid låga hydrauliska konduktiviteter för att belysa skillnader mellan metoderna.

6.1 Aitik

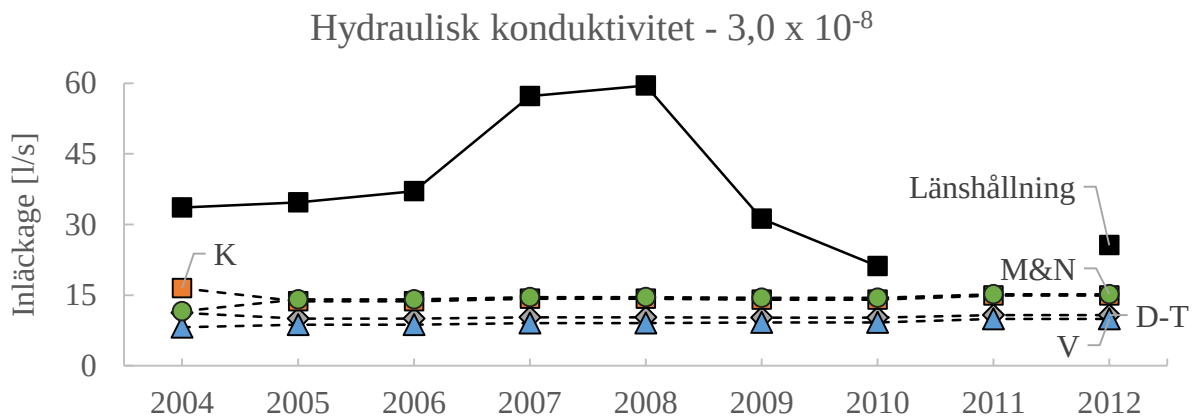
Modelleringen med en hög hydraulisk konduktivitet ($K = 3,0 \times 10^{-6}$) gav värden på inläckage långt över det uppmätta (Figur 14). Resultatet från Dupuit-Thiem och Vandersluis ligger mycket nära varandra genom hela beräkningsserien, med en maximal skillnad på 7,5 l/s (2004). Krešić gav inläckage på ca 90-120 l/s över de båda nämnda, medan Marinelli & Niccolis metod resulterade i värden på ca 450-600 l/s över de förstnämnda och ca 950-830 l/s över den uppmätta länshållningen. Även med det mellanliggande värdet på konduktiviteten ($K = 3,0 \times 10^{-7}$) erhöles genomgående inläckage över det uppmätta (Figur 15). Dupuit-Thiem och Vandersluis visar på den närmaste passningen till länshållningsdata och de följs även här åt genom hela den beräknade tidsserien. Skillnaderna mellan metoderna är avsevärt mindre och även Krešićs metod resulterade i värden förhållandevis nära det uppmätta samtidigt som Marinelli & Niccoli överskattar inläckaget med mellan 50-90 liter per sekund. Ingen av metoderna följer den trend som kan ses i den observerade länshållningen. Trots att brytdjupet succesivt har ökat är länshållningen betydligt mer oregelbunden och påverkas tydligt av fler faktorer än enbart brytdjupet och den geometriska formen på dagbrottet. Ett lågt värde på den hydrauliska konduktiviteten ($K = 3,0 \times 10^{-8}$) gav lägre värden på beräknat inläckage än det uppmätta (Figur 16). 2004 gav ett av de beräknade inläckagen (Krešić) värden högre än Marinelli & Niccoli, vilket inte förekommer någon annanstans under modelleringen av Aitik.



Figur 14: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Aitik med fyra olika analytiska metoder. Höga hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-6}$ m/s.



Figur 15: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Aitik med fyra olika analytiska metoder. Mellanliggande hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-7}$ m/s.



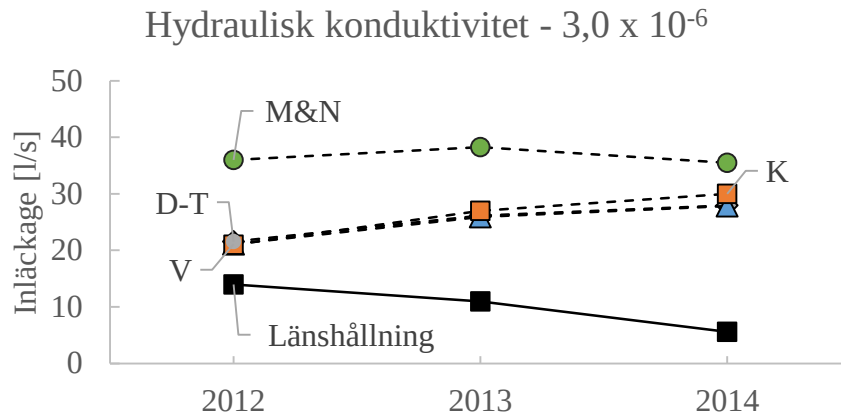
Figur 16: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Aitik med fyra olika analytiska metoder. Låg hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-8}$ m/s.

6.2 Maurliden

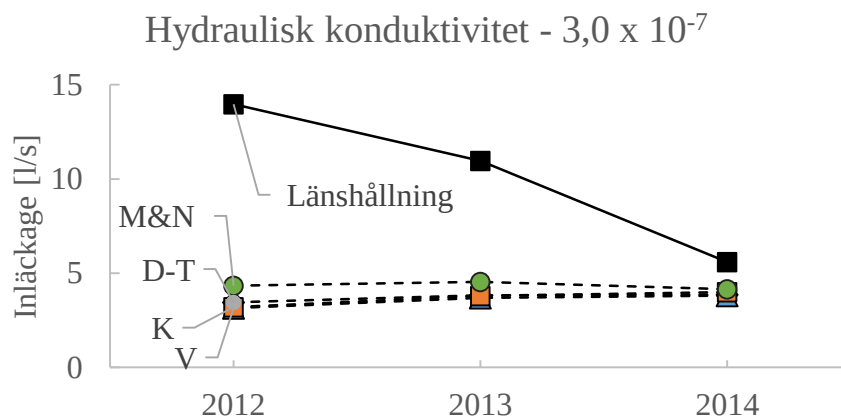
6.2.1 Årsvärden

En hög hydraulisk konduktivitet ($K = 3,0 \times 10^{-6}$) resulterade i att samtliga metoder överskattade inläckaget från berg (Figur 17). I början av mätserien beräknar tre av metoderna inläckaget till mycket nära det uppmätta, medan metoderna mot slutet av mätserien beräknar inläckaget till 5-7 ggr större än länshållningen. Marinelli & Niccolis beräkningsmetod uppvisar inte heller samma trend som övriga metoder, där inläckaget kan ses öka för varje år brytning fortgår. Den mellanliggande hydrauliska konduktiviteten ($K = 3,0 \times 10^{-7}$) gav för alla metoder värden under den uppmätta länshållningen (Figur 18). Den nedåtgående trend som länshållningen uppvisar ger en mycket stor procentuell variation i inläckaget för Maurliden mot de modellerade värdena, medan det i absoluta värden endast rör sig om differenser i inläckage på 1-10 liter per sekund. Trots att Marinelli & Niccoli även här uppvisar de högsta resultaten är skillnaderna mellan metoderna mycket små och kan sägas ge jämförbara resultat. I figur 19 är skalan logaritmisk då den låga hydrauliska konduktiviteten ($K = 3,0 \times 10^{-8}$) gav mycket låga värden på beräknat inläckage. Samtliga metoder gav inläckage på mindre än 1 liter per

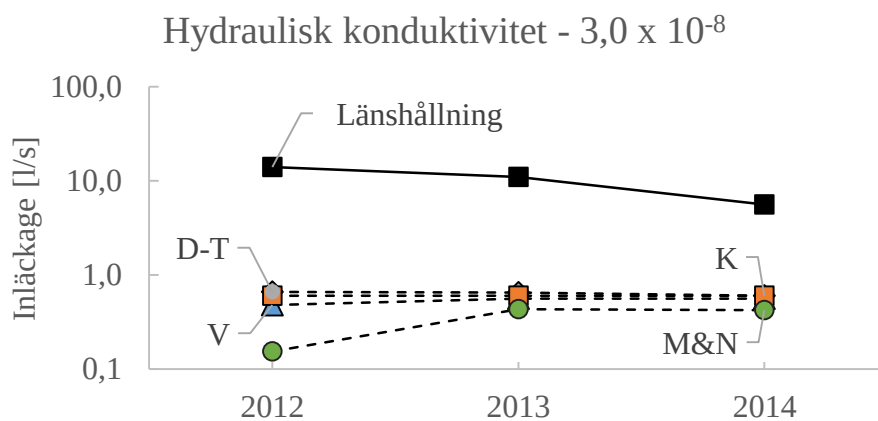
sekund, men den absoluta skillnaden mot länshållningen är trots det endast ca 5-14 liter per sekund.



Figur 17: Modellering av inläckaget till dagbrötet i Maurliden med fyra olika analytiska metoder. Hög hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-6}$ m/s.



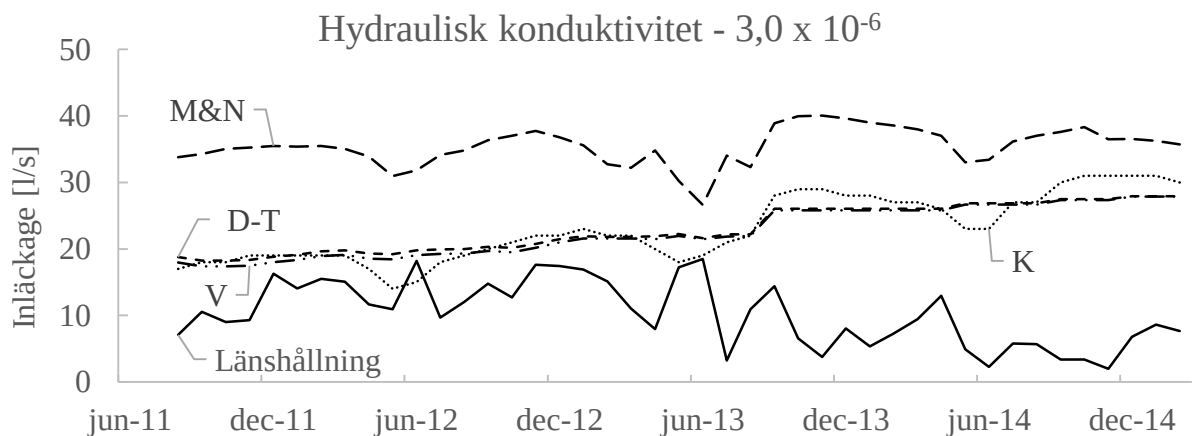
Figur 18: Modellering av inläckaget till dagbrötet i Maurliden med fyra olika analytiska metoder. Mellanliggande hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-7}$ m/s.



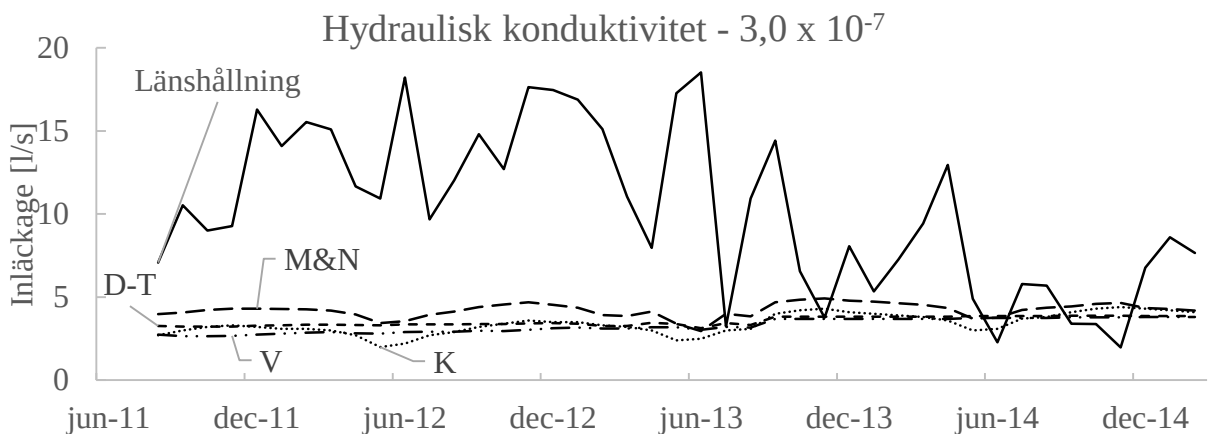
Figur 19: Modellering av inläckaget till dagbrötet i Maurliden med fyra olika analytiska metoder. Låg hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-8}$ m/s.

6.2.2 Månadsvärden

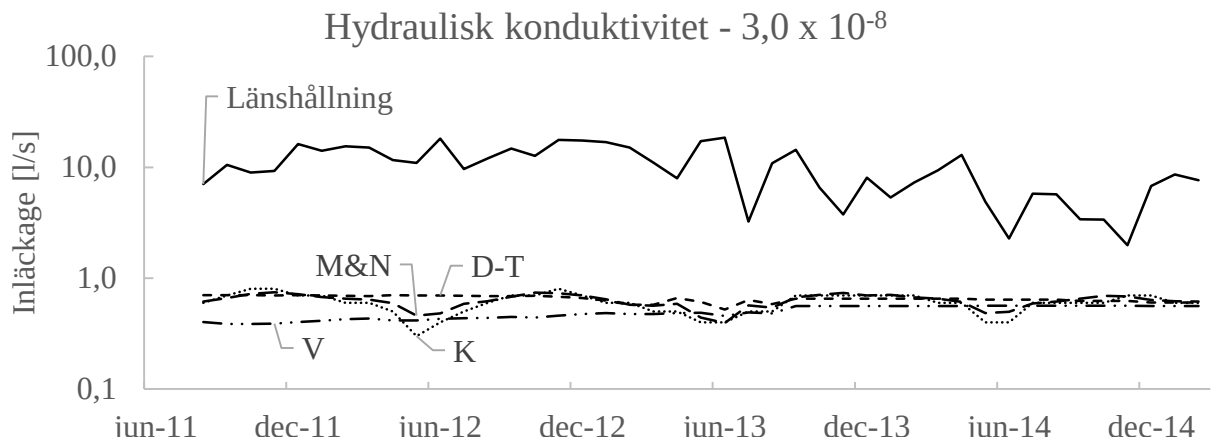
Eftersom det länshållningsdata som erhöles av Boliden för Maurlidens dagbrott hade veckovisa avläsningar gjordes även en utvärdering av hur metoderna kan fånga månatliga variationer i inläckage. Den känslighetsanalys som återfinns i appendix B visade att grundvattenbildningen har ett mycket lågt inflytande på beräknat inläckage. Till en följd av det förväntades inte inläckaget variera nämnvärt, vilket även kan observeras i figurerna nedan (Figur 20-22). Det är endast med en hög hydraulisk konduktivitet ($K = 3,0 \times 10^{-6}$) som en regelbunden variation kan observeras för två metoder (Krešić och Marinelli & Niccoli), då båda metoder beräknar lägre inläckage under juni månad för varje år (Figur 20). I figur 21 sjunker det uppmätta inläckaget under jämförelseperioden till att överensstämma med metoderna under senare delen av 2013 och under större delen av 2014. Detta kan även ses i den årsvisa utvärderingen (Figur 18). Med en låg hydraulisk konduktivitet ($K = 3,0 \times 10^{-8}$) är metoderna i medeltal ca 9-10 liter per sekund ifrån länshållningen (Figur 22). Detta sjunker under vissa månader till ca 1-2 liter per sekund.



Figur 20: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Maurliden med fyra olika analytiska metoder. Hög hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-6}$ m/s.



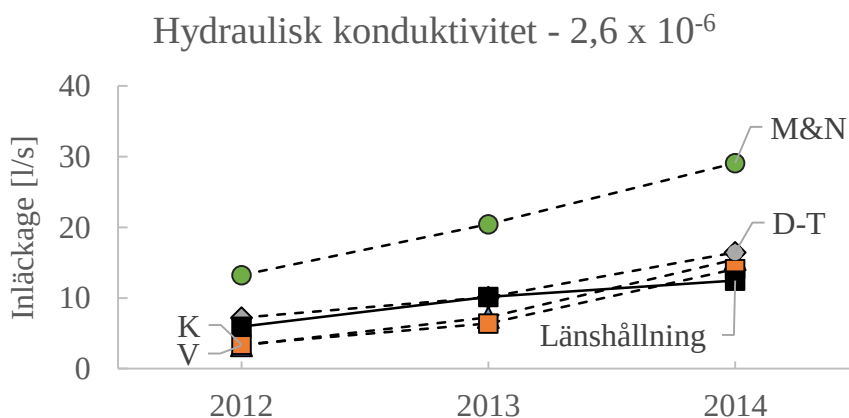
Figur 21: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Maurliden med fyra olika analytiska metoder. Mellanliggande hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-7}$ m/s.



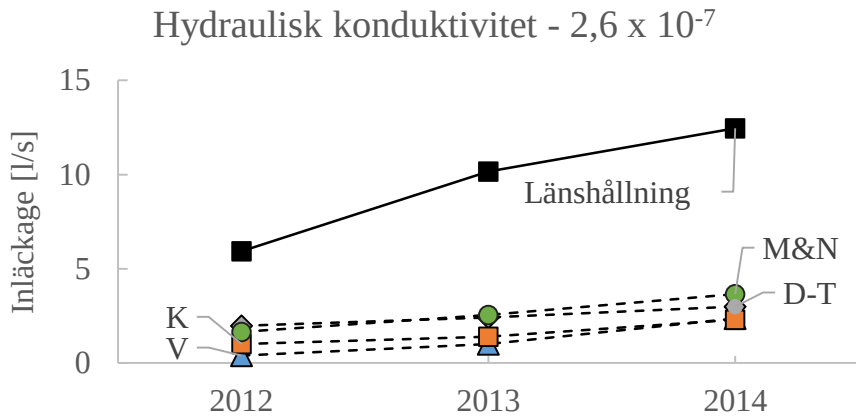
Figur 22: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Maurliden med fyra olika analytiska metoder. Låg hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-8}$ m/s.

6.3 Gruvberget

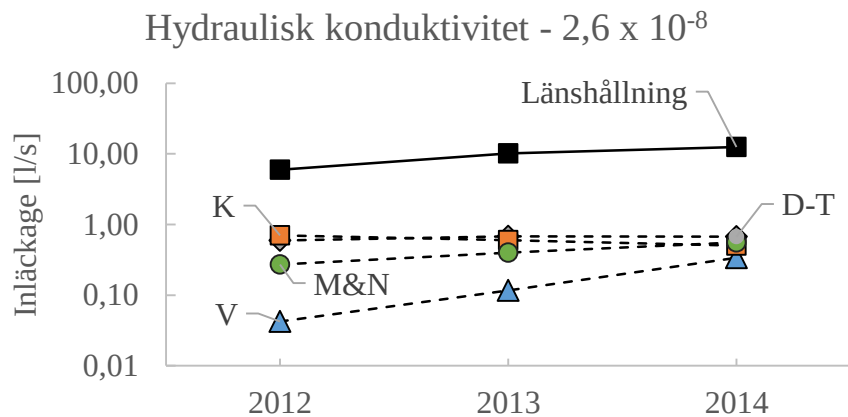
I Gruvberget, där brytning påbörjades först 2010, kan länshållningen ses öka med ökat brytdjup, vilket även är fallet med de analytiska metoderna (Figur 23-25). Ett högt värde på den hydrauliska konduktiviteten ($K = 2,6 \times 10^{-6}$) ger en mycket bra överensstämmelse med länshållningen för tre av metoderna (Figur 23). Marinelli & Niccolis metod överskattar inläckaget med ca 7-17 liter per sekund. Med en konduktivitet baserad på hydrogeologiska undersökningar ($K = 2,6 \times 10^{-7}$, Vatten & Miljöbyrån, 2009; Bergab, 2014c) svarar Vandersluis och Marinelli & Niccolis metod snabbare än Dupuit-Thiems och Krešićs på utvidgningen av dagbrottet (Figur 24). Precis som i Maurliden ger metoderna jämförbara resultat och underskattar inläckaget med ca 4-10 liter per sekund. Ett lågt konduktivitetsvärde ($K = 2,6 \times 10^{-8}$) ger inläckage som är ca 5-12 liter per sekund lägre än det uppmätta (Figur 25). De påfallande låga inläckage som beräknas av metoderna resulterar dock i en underskattning som är ca 10-140 ggr lägre än länshållningen, vilket vid högre flöden även skulle ge stora skillnader i absoluta värden.



Figur 23: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Gruvberget med fyra olika analytiska metoder. Hög hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $2,6 \times 10^{-6}$ m/s.



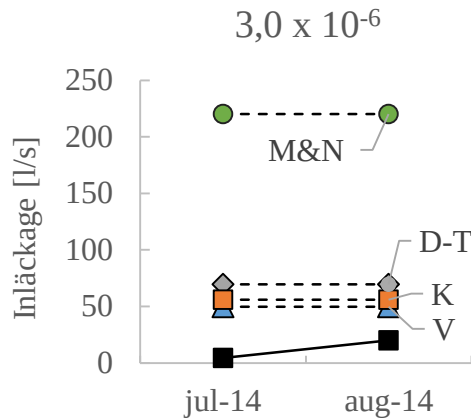
Figur 24: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Gruvberget med fyra olika analytiska metoder. Mellanliggande hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $2,6 \times 10^{-7}$ m/s.



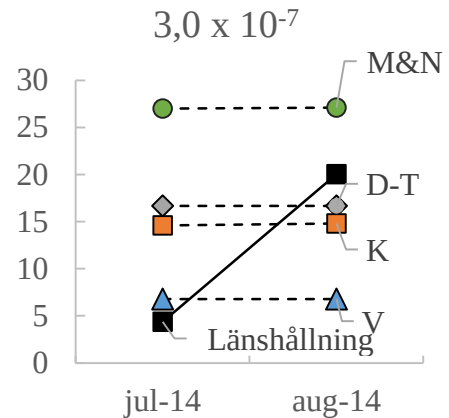
Figur 25: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Gruvberget med fyra olika analytiska metoder. Låg hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $2,6 \times 10^{-8}$ m/s.

6.4 Leveäniemi

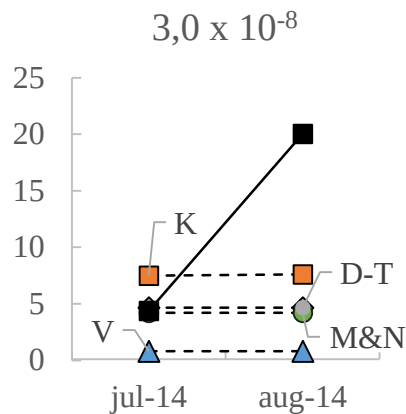
Leveäniemi stod för den minsta jämförelsen av alla dagbrott. Då tömningen av dagbrottet precis hade avslutats har det lett till en mycket snabb påverkan på grundvattennivån, något som gör att systemet troligtvis är långt ifrån att befinna sig i ett jämviktsläge. Utöver det skedde ingen fördjupning av dagbrottet under de månader som observation av inläckage gjordes. Därmed uppvisar inte metoderna någon synbar variation. Med en hög hydraulisk konduktivitet ($K = 3,0 \times 10^{-6}$) görs en betydande överskattning av inläckage (Figur 26). Mest påtagligt blir det med Marinelli & Niccoli, som beräknar inläckage ca 10-50 ggr högre än länsställningen. Övriga metoder beräknar inläckage ca 2-16 ggr högre än länsställningen (ca 30-65 liter per sekund). Trots den stora skillnaden i uppmätt länsställning mellan de båda observationerna ger en mellanliggande konduktivitet ($K = 3,0 \times 10^{-7}$) resultat nära dessa (Figur 27). Dupuit-Thiem, Vandersluis och Krešić är ca 2-5 liter per sekund ifrån ett medelvärde av länsställningen, medan Marinelli & Niccoli är ca 15 liter per sekund ifrån. Med en låg konduktivitet ($K = 3,0 \times 10^{-8}$) fås för Dupuit-Thiem, Krešić och Marinelli & Niccoli en mycket bra passning mot det första mätvärdet (Figur 28).



Figur 26: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Leveäniemi med fyra olika analytiska metoder. Hög hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-6}$ m/s.



Figur 27: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Leveäniemi med fyra olika analytiska metoder. Mellanliggande hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-7}$ m/s.

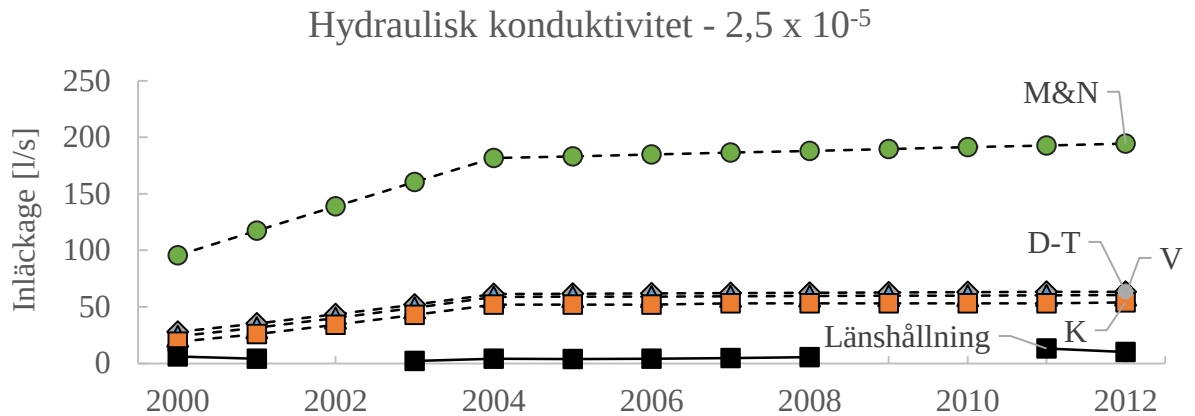


Figur 28: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Leveäniemi med fyra olika analytiska metoder. Låg hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $3,0 \times 10^{-8}$ m/s.

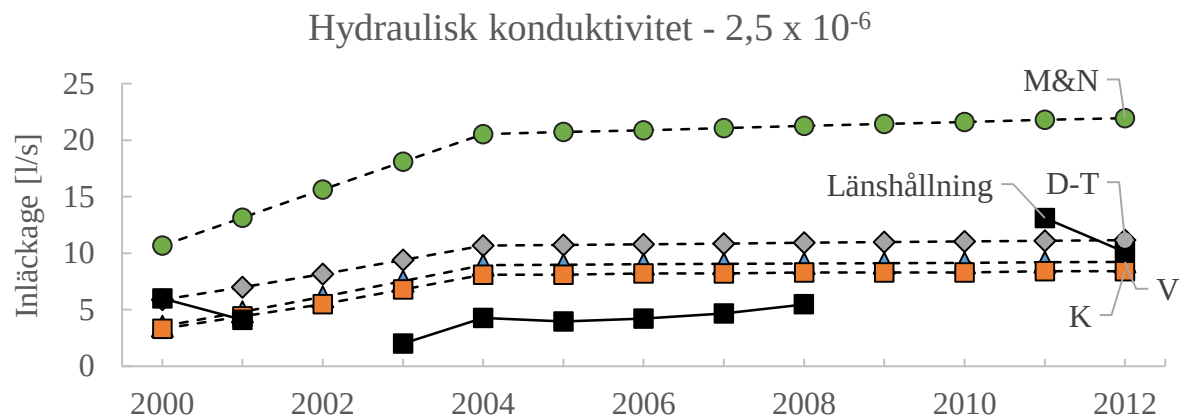
6.5 Masugnsbyn

Den längsta jämförelsen kunde genomföras i Masugnsbyn, där 10 år av länshållningsdata över en 13-års period kunde användas. De år som inte finns representerade i figuren hade endast enstaka observationer och uteslöts ur jämförelsen. Den hydrauliska konduktivitet som användes i figur 29 ($K = 2,5 \times 10^{-5}$) motsvarar den högsta konduktiviteten av alla jämförelser. Marinelli & Niccoli beräknar ett inläckage som är ca 15-80 ggr högre än länshållningen, samtidigt som övriga metoder placerar sig betydligt närmare mätvärdena. Med ett värde på konduktiviteten hämtad från de hydrogeologiska undersökningarna ($K = 2,5 \times 10^{-6}$) fås den bästa korrelationen (Figur 30). I både början och slutet av jämförelseperioden gör Dupuit-Thiem, Vandersluis och Krešić en nära bedömning av inläckaget. Under mitten av perioden placerar de sig över med en faktor två, men i absoluta värden rör det sig endast om en överskattning på ca 4-5 liter per sekund. Marinelli & Niccoli ger högst värden och resulterar konsekvent i dubbelt så höga värden som Dupuit-Thiem. Med ett lågt värde på konduktiviteten ($K = 2,5 \times 10^{-7}$) resulterar metoderna i inläckage som mellan sig är mycket lika (Figur 31). Marinelli & Niccoli är närmast den uppmätta länshållningen, men samtliga metoder är endast ca 0,1-12 liter per

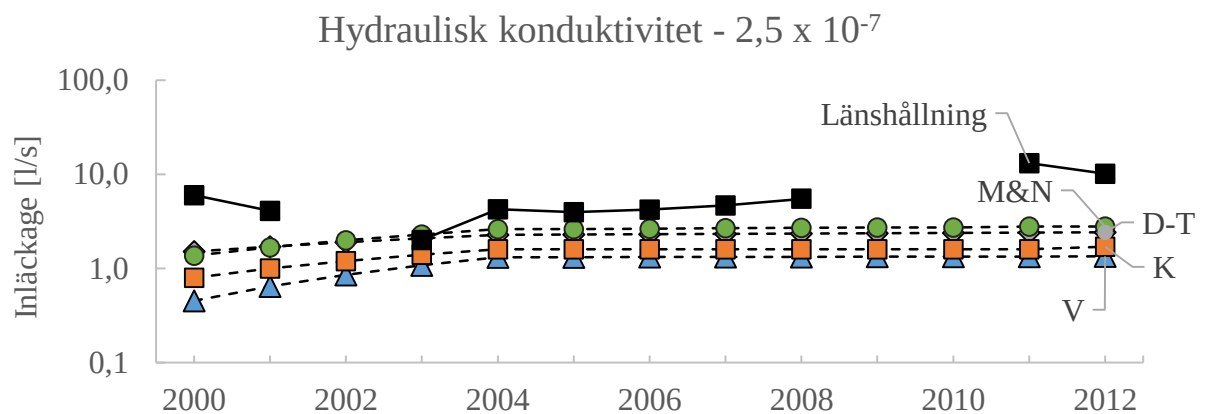
sekund ifrån länshållningen och ca 3-5 liter per sekund ifrån den genomsnittliga länshållningen.



Figur 29: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Masugnsbyn med fyra olika analytiska metoder. Hög hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $2,5 \times 10^{-5}$ m/s.



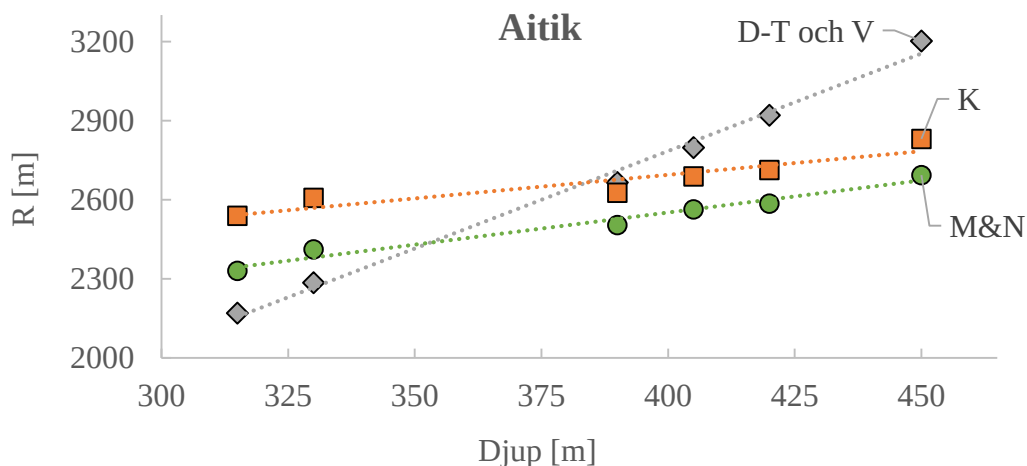
Figur 30: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Masugnsbyn med fyra olika analytiska metoder. Mellanliggande hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $2,5 \times 10^{-6}$ m/s.



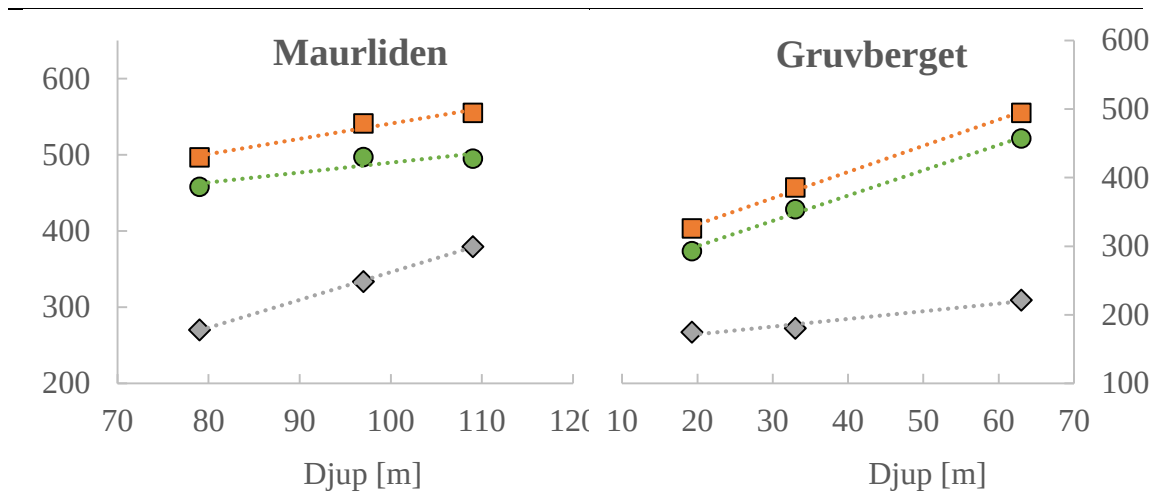
Figur 31: Modellering av inläckaget till dagbrottet i Masugnsbyn med fyra olika analytiska metoder. Låg hydraulisk konduktivitet, d.v.s. $2,5 \times 10^{-7}$ m/s.

6.6 Influensområde för berg

De radier på influensområdet som presenteras nedan är endast från modelleringarna med det mellanliggande (det mest realistiska) värdet på den hydrauliska konduktiviteten. I Aitik varierar radien beroende på metod från 2171-5440 m på 315 m brytdjup, till 2694-3202 m på 450 m brytdjup (Figur 32). Under brytningens expansion växlar även Dupuit-Thiem och Vandersluis från att uppvisa den lägsta radien till den högsta. Aitik är det största dagbrottet i studien vilket även belyses av den stora skillnaden mellan influensområdets radie i det dagbrottet i jämförelse med de andra, där ingen av dem gav en teoretisk radie på över 1000 m. I Maurliden minskar intervallet allt eftersom brytdjupet ökar (Figur 33) medan det i Gruvberget (Figur 34) och Masugnsbyn (Figur 35) är ett motsatt förhållande. I både Maurliden, Gruvberget och Masugnsbyn resulterade Dupuit-Thiem och Vandersluis i de genomgående lägsta värdena på influensområde, trots att Krešić i flera dagbrott bedömde ett lägre inläckage än Dupuit-Thiem. Samtliga trender förefaller vara linjära och har belysts genom att trendlinjer upprättats utmed punkterna. Dessa är alla baserade på linjära regressioner med r^2 -värden på över 0,95, med undantag för två serier som har r^2 -värden på 0,80 och 0,86 (Krešićs metod i Aitik och Marinelli & Niccolis i Maurliden). För Leveäniemi genomfördes ingen jämförelse eftersom den endast utvärderades under två månader då ingen brytning pågick. Till följd av det erhöles endast ett värde på influensområdets radie för varje metod. Exakta värden på influensområdenas radie för varje brytdjup finns beskrivet i appendix D.

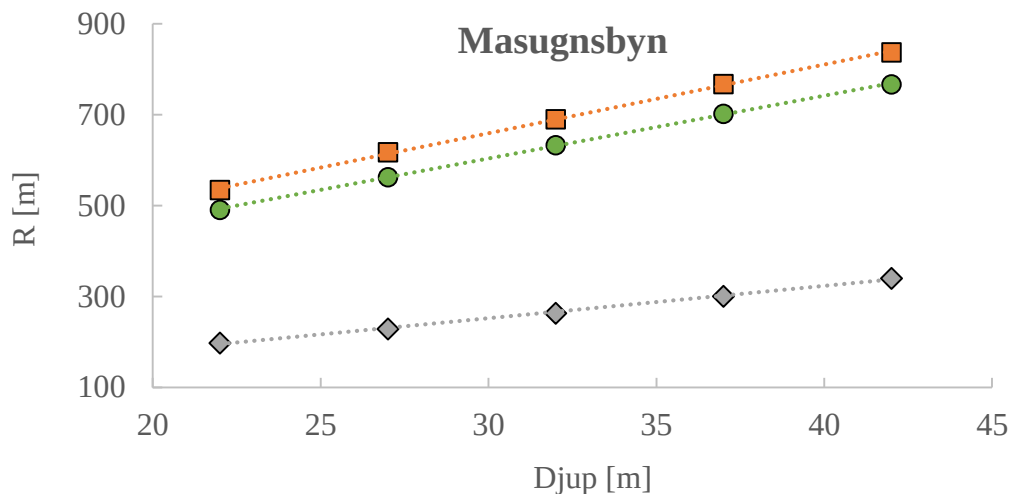


Figur 32: Figuren visar hur influensområdets radie förhåller sig till brytdjupet i Aitik.



Figur 33: Figuren visar hur influensområdets radie förhåller sig till brytdjupet i Maurleden.

Figur 34: Figuren visar hur influensområdets radie förhåller sig till brytdjupet i Gruvberget.



Figur 35: Figuren visar hur influensområdets radie förhåller sig till brytdjupet i Masugnsbyn.

6.7 Känslighetsanalys

I detta avsnitt kommer endast den del av känslighetsanalysen presenteras som visar på hur mycket metoderna skiljer sig åt när de jämförs med varandra. Både den absoluta och procentuella skillnaden i beräknat inläckage kan ses i tabell 11-13. Den känslighetsanalys där varje metod utvärderas separat återfinns i appendix B. Där varierar dessutom ytterligare två parametrar för Marinelli & Niccolis metod. Tabell 10 redogör för hur parametrarna varierades inom de scenarier som modellerades. Som tidigare nämnts varierades endast en parameter i taget, medan övriga hölls oförändrade. Scenario 1-3 för den hydrauliska konduktiviteten motsvarar alltså endast en förändring i hydraulisk konduktivitet, medan det i motsvarande scenarier för andra parametrar endast var den berörda parametern som ändrades.

Tabell 10: De scenarier som användes i känslighetsanalysen tillsammans med de ursprungsvärden som övriga parametrar hölls vid

	Ursprungsvärde	Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3
Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	3×10^{-7}	3×10^{-8}	3×10^{-7}	3×10^{-6}
Bottenradie, r_0 [m]	231	131	231	331
Grundvattenbildning till berg, G_{berg} [m/s]	$3,5 \times 10^{-9}$	$1,7 \times 10^{-9}$	$3,5 \times 10^{-9}$	$7,0 \times 10^{-9}$
Anisotropi, K_h/K_v	1	10	1	0,1
Avstånd till grundvattentryckyta, h_p [m]	135	185	135	85

För den hydrauliska konduktivitetens ursprungsscenario (scenario 2) uppvisade Dupuit-Thiem och Vandersluis det närmaste sambandet (Tabell 11). Vid ett lägre värde på den hydrauliska konduktiviteten (scenario 1) ökade den procentuella skillnaden mellan dem medan sambandet mellan Krešić och Marinelli & Niccoli blev större. Som ett resultat av hur metoderna är uppbyggda är dock sambanden mellan samtliga metoder linjära. Den metod som är känsligast för förändringar i konduktivitet är Marinelli & Niccoli som beräknar inläckage från två zoner, där båda zoner tar hänsyn till konduktiviteten. Trots att konduktiviteten varierades inom rimliga gränser för vad som kan påträffas i kristallin berggrund resulterade scenario 3 i mycket höga värden, vilket i fallet med Marinelli & Niccoli skulle kunna resultera i högre beräknade inflöden än vad nuvarande länshållningspumpar har kapacitet för.

Tabell 11: Känslighetsanalys för den hydrauliska konduktiviteten

	Skillnad mellan metoderna [l/s]				Skillnad mellan metoderna [%]			
	Dupuit-Thiem	Vandersluis	Krešić	Marinelli & Niccoli	Dupuit-Thiem	Vandersluis	Krešić	Marinelli & Niccoli
K1 (3×10^{-8} m/s)								
Dupuit-Thiem	0,0				0			
Vandersluis	-1,2	0,0			12	0		
Krešić	3,9	5,1	0,0		38	57	0	
Marinelli & Niccoli	4,3	5,5	0,4	0,0	42	61	3	0
K2 (3×10^{-7} m/s)								
Dupuit-Thiem	0,0				0			
Vandersluis	-1,8	0,0			3	0		
Krešić	17,2	19,1	0,0		28	32	0	
Marinelli & Niccoli	49,2	51,0	31,9	0,0	79	85	40	0
K3 (3×10^{-6} m/s)								
Dupuit-Thiem	0,0				0			
Vandersluis	-2,7	0,0			1	0		
Krešić	100,9	103,7	0,0		23	24	0	
Marinelli & Niccoli	465,5	468,3	364,6	0,0	108	109	69	0

Metoderna har ett än mer linjärt samband vid variationer i bottenradien (Tabell 12). Bottenradiens storlek har även en mindre inverkan på inläckaget än konduktiviteten. Precis som med influensområdets radie förekommer bottenradien endast som en logaritm, förutom i Marinelli & Niccoli, vilket minskar förändringarna som kommer av att den

varieras. Dupuit-Thiem och Vandersluis är väldigt lika i sin uppbyggnad och ger också jämförbara värden på inläckage för samtliga scenarier.

Tabell 12: Känslighetsanalys för bottenradien

	Skillnad mellan metoderna [l/s]				Skillnad mellan metoderna [%]			
	Dupuit-Thiem	Vandersluis	Krešić	Marinelli & Niccoli	Dupuit-Thiem	Vandersluis	Krešić	Marinelli & Niccoli
r ₀₁ (131 m)								
Dupuit-Thiem	0,0				0			
Vandersluis	-0,6	0,0			1	0		
Krešić	14,1	14,7	0,0		28	30	0	
Marinelli & Niccoli	29,2	29,9	15,1	0,0	59	61	24	0
r ₀₂ (231 m)								
Dupuit-Thiem	0,0				0			
Vandersluis	-1,7	0,0			3	0		
Krešić	18,0	19,7	0,0		29	33	0	
Marinelli & Niccoli	50,0	51,8	32,0	0,0	82	87	41	0
r ₀₃ (331 m)								
Dupuit-Thiem	0,0				0			
Vandersluis	-3,3	0,0			5	0		
Krešić	21,2	24,6	0,0		30	36	0	
Marinelli & Niccoli	67,8	71,1	46,5	0,0	95	105	50	0

Grundvattenbildningen tas endast hänsyn till i två av metoderna, Krešić och Marinelli & Niccoli. Däremot förekommer den på ett flertal ställen i båda dessa ekvationer. De båda metoderna svarar dock på variationer i den på andra sätt än vad de gör för konduktiviteten och bottenradien. Vid en ökning av grundvattenbildningen minskar skillnaden mellan metoderna (Tabell 13). I absoluta värden är förändringen emellertid mycket låg (endast någon enstaka liter per sekund).

Tabell 13: Känslighetsanalys för grundvattenbildningen

	Skillnad mellan metoderna [l/s]		Skillnad mellan metoderna [%]	
	Krešić	Marinelli & Niccoli	Krešić	Marinelli & Niccoli
G _{berg1} (1,7 x 10 ⁻⁹ m/s)				
Krešić	0,0		0	
Marinelli & Niccoli	33,1	0,0	48	0
G _{berg2} (3,5 x 10 ⁻⁹ m/s)				
Krešić	0,0		0	
Marinelli & Niccoli	32,0	0,0	41	0
G _{berg3} (7,0 x 10 ⁻⁹ m/s)				
Krešić	0,0		0	
Marinelli & Niccoli	30,4	0,0	33	0

6.8 Modellutvärdering

I tre av dagbrotten (Maurliden, Gruvberget och Leveäniemi) uppvisar metoderna ett högt värde på determinationskoefficienten (r^2) (Tabell 14). Det innebär att beräknade inläckage följer en liknande trend som den uppmätta länshållningen. Som tidigare nämnts tar determinationskoefficienten dock inte hänsyn till faktiska värden och kan inte användas för att säga om metoderna ger värden i samma storleksordning som den uppmätta länshållningen. Samtliga värden på effektiviteten (E) är mycket låga och inget av dem är över 0. Teoretiskt sett skulle därmed ett bättre värde på den fordrade länshållningen erhållas genom att medelvärdet av de observerade värdena används istället för att någon av metoderna tillämpas (Legates & McCabe, 1999). Det s.k. ”index of agreement” (d_r) är i de flesta fall lägre än 0 och visar endast i enstaka fall en korrelation på 0,5. Som finns beskrivet i Willmott et al. (2012) indikerar ett värde på 0,5 att summan av variationen inom en modell är hälften så stor som summan av variationen hos observationerna. Allt eftersom värdet sjunker ökar därmed den modellerade variationen i jämförelse med den uppmätta. Medelkvadratdifferensen (RMSE) är den enda metod som ger korrelationen i absoluta värden och är mycket användbar när det kommer till dimensionering av länshållningssystemet. I Aitik är metoderna i genomsnitt 25-75 liter per sekund ifrån den observerade länshållningen. Inget annat dagbrott uppvisar så stora osäkerheter. I jämförelse visar de andra modelleringarna en skillnad på mindre än 10 liter per sekund, med endast Marinelli & Niccoli som resulterar i något högre värden.

Tabell 14: Den statistiska utvärderingen av de analytiska metoderna

Dagbrott	Metod	r^2	E	d_r	RMSE [l/s]
Aitik	Dupuit-Thiem	0,1	-3,7	-0,1	28,2
	Vandersluis	0,0	-3,2	-0,1	26,5
	Krešić	0,1	-10,6	-0,5	44,1
	Marinelli & Niccoli	0,0	-32,7	-0,7	75,3
Maurliden	Dupuit-Thiem	0,7	-3,6	-0,1	7,4
	Vandersluis	0,8	-3,8	-0,1	7,6
	Krešić	0,8	-3,7	-0,1	7,5
	Marinelli & Niccoli	0,4	-2,8	0,0	6,7
Gruvberget	Dupuit-Thiem	0,9	-6,5	-0,3	7,4
	Vandersluis	0,9	-8,9	-0,4	8,5
	Krešić	0,9	-8,3	-0,4	8,2
	Marinelli & Niccoli	0,9	-6,0	-0,3	7,2
Leveäniemi	Dupuit-Thiem		-0,3	0,5	9,0
	Vandersluis		-0,5	0,5	9,5
	Krešić	1,0	-0,1	0,5	8,1
	Marinelli & Niccoli	1,0	-3,6	0,1	16,8
Masugnsbyn	Dupuit-Thiem	0,1	-1,7	0,1	5,2
	Vandersluis	0,1	-0,6	0,2	3,9
	Krešić	0,1	-0,2	0,3	3,5
	Marinelli & Niccoli	0,1	-18,4	-0,6	13,9

6.9 Beräkning av hydraulisk konduktivitet från länshållning

Då länshållningsdata fanns att tillgå genomfördes en baklängesräkning med tre av de fyra analytiska metoderna (Tabell 15). Metoderna gav överlag hydrauliska konduktiviteter i samma storleksordning. I Gruvberget uppvisade metoderna den största skillnaden, med ett medelvärde på ca $1,0 \times 10^{-6}$ m/s för Dupuit-Thiem och $4,3 \times 10^{-6}$ m/s för Krešić. Skillnaden mellan medelvärdet och medianen var i de flesta fall liten till obefintlig. Det enda undantaget var i Masugnsbyn, där Krešić metod gav värden som skiljde sig åt med ca $0,8 \times 10^{-6}$ m/s. Värt att nämna är att vissa uträkningar endast baserades på ett fåtal observationer av länshållning, vilket gör dem känsliga för framtida beräkningar där ytterligare mätningar används. I Leveäniemi, där endast två mätningar på länshållning fanns att tillgå, gav den första mätningen negativa värden på konduktiviteten och bedömningen baserades därmed endast på den andra mätningen. Den hydrauliska konduktiviteten för det dagbrottet står därför inom parentes i tabellen nedan.

Tabell 15: Hydraulisk konduktivitet från balängesräkning med den uppmätta länshållningen

Dagbrott			Dupuit-Thiem	Vandersluis	Krešić
Aitik	Medel	[m/s]	$1,8 \times 10^{-7}$	$1,9 \times 10^{-7}$	$1,2 \times 10^{-7}$
	Median	[m/s]	$1,7 \times 10^{-7}$	$1,8 \times 10^{-7}$	$1,1 \times 10^{-7}$
Maurliden (år)	Medel	[m/s]	$8,4 \times 10^{-7}$	$8,9 \times 10^{-7}$	$1,1 \times 10^{-6}$
	Median	[m/s]	$8,6 \times 10^{-7}$	$8,9 \times 10^{-7}$	$1,0 \times 10^{-6}$
Maurliden (månad)	Medel	[m/s]	$8,9 \times 10^{-7}$	$9,9 \times 10^{-7}$	$1,3 \times 10^{-6}$
	Median	[m/s]	$8,6 \times 10^{-7}$	$1,0 \times 10^{-6}$	$1,3 \times 10^{-6}$
Gruvberget	Medel	[m/s]	$9,8 \times 10^{-7}$	$2,7 \times 10^{-6}$	$4,3 \times 10^{-6}$
	Median	[m/s]	$1,1 \times 10^{-6}$	$2,7 \times 10^{-6}$	$4,8 \times 10^{-6}$
Leveäniemi	Medel	[m/s]	$2,2 \times 10^{-7}$	$5,4 \times 10^{-7}$	$(5,6 \times 10^{-7})$
	Median	[m/s]	$2,2 \times 10^{-7}$	$5,4 \times 10^{-7}$	$(5,6 \times 10^{-7})$
Masugnsbyn	Medel	[m/s]	$1,5 \times 10^{-6}$	$1,9 \times 10^{-6}$	$2,1 \times 10^{-6}$
	Median	[m/s]	$1,1 \times 10^{-6}$	$1,4 \times 10^{-6}$	$1,3 \times 10^{-6}$

6.10 Beräkning av hydraulisk konduktivitet från medelkvadratdifferens

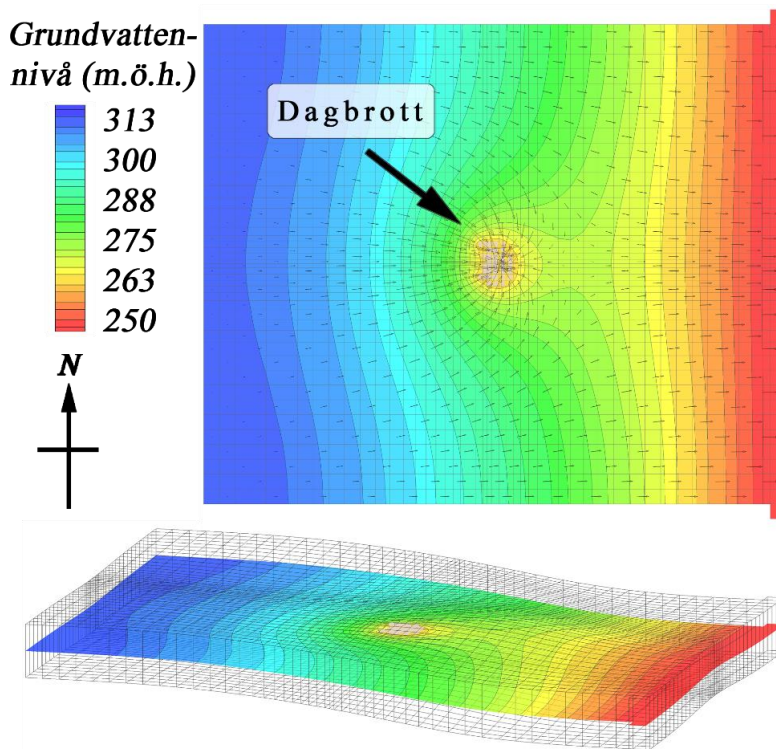
Efter att känslighetsanalysen visat på att den hydrauliska konduktiviteten är den parameter som påverkar resultatet mest och den statistiska utvärderingen genomförts justerades K-värdet för samtliga metoder i samtliga dagbrott för att uppnå en optimal passning mot länshållningen. För denna jämförelse användes endast medelkvadratdifferensen som riktvärde. Värdet på konduktiviteten varierades till dess att det lägsta RMSE-värdet erhöles. Den tidigare skillnaden mot länshållningen som metoderna uppvisade i Aitik kunde därigenom sänkas till omkring 14 liter per sekund (Tabell 16). För Maurliden och Gruvberget kunde den sänkas till hälften av det tidigare värdet (4 respektive 2 liter per sekund i medeltal). I Leveäniemi uppvisade länshållningen en stor skillnad mellan de två observationer som gjorts, varpå RMSE-värdet endast kunde sänkas mycket lite. I Masugnsbyn, där Marinelli & Niccoli uppvisade betydligt högre värden än övriga metoder, erhöles en mycket jämnare nivå på ca 3 liter per sekund för samtliga metoder.

Tabell 16: Optimerat K-värde för de fyra metoderna för varje dagbrott tillsammans med medelkvadratdifferentensen

Dagbrott		Dupuit-Thiem	Vandersluis	Krešić	Marinelli & Niccoli
Aitik	Konduktivitet, K [m/s]	$1,6 \times 10^{-7}$	$1,7 \times 10^{-7}$	$1,3 \times 10^{-7}$	$1,0 \times 10^{-7}$
	RMSE [l/s]	13,5	13,6	14,1	14,0
Maurliden	Konduktivitet, K [m/s]	$1,0 \times 10^{-6}$	$1,0 \times 10^{-6}$	$9,0 \times 10^{-7}$	$8,0 \times 10^{-7}$
	RMSE [l/s]	4,2	4,4	4,5	3,3
Gruvberget	Konduktivitet, K [m/s]	$2,0 \times 10^{-6}$	$2,4 \times 10^{-6}$	$2,7 \times 10^{-6}$	$1,1 \times 10^{-6}$
	RMSE [l/s]	1,1	2,8	2,8	0,7
Leveäniemi	Konduktivitet, K [m/s]	$1,8 \times 10^{-7}$	$5,8 \times 10^{-7}$	$1,8 \times 10^{-7}$	$1,1 \times 10^{-7}$
	RMSE [l/s]	7,8	7,8	7,8	7,8
Masugnsbyn	Konduktivitet, K [m/s]	$1,1 \times 10^{-6}$	$1,6 \times 10^{-6}$	$1,8 \times 10^{-6}$	$7,0 \times 10^{-7}$
	RMSE [l/s]	3,0	3,2	3,1	3,0

6.11 Numerisk modellering

Dagbrottet i figur 36 motsvarar brytdjupet från horizontalsnittet (42 m) och den förändring i grundvattennivå som blir följden av att dagbrottet länshålls. Som kan ses på konturlinjerna i modellens över- och underkant är grundvattennivån i det närmaste opåverkad utmed kanterna av modellen och den ungefärliga gränsen för influensområdet går troligtvis strax innanför. Det tyder på att det är tillräckligt att ställa upp modellen för ett begränsat område där den exakta storleken får avgöras efter tillgänglig information om bland annat områdets geologi.



Figur 36: Den numeriska modellen som upprättades i GMS. Nordpilen gäller endast den övre illustrationen.

I tabell 17 har nettonederbörden i dagbrottet subtraherats från det beräknade länshållningsbehovet för att endast representera inläckage från berg. Serie 1 motsvarar den länshållning som krävs för att ge en avsänkning av grundvattennivån till dagbrottets botten, medan serie 2 motsvarar länshållningsbehovet för en avsänkning till 50 % av brytdjupet. Serie 2 uppvisar det närmsta sambandet med den uppmätta länshållningen. Den numeriska modelleringen antar emellertid, precis som de analytiska, att inläckaget kommer att öka vid ökad brytning, något som inte alltid är fallet. Båda tillvägagångssätten resulterar dock i inläckage i samma storleksordning som det uppmätta, med en skillnad på som mest 12 liter per sekund.

Tabell 17: De två serier som den numeriska modelleringen resulterade i, samt länshållning från berg under motsvarande period som brytdjupen gäller för. Serie 1 motsvarar en avsänkning till dagbrottets botten medan Serie 2 motsvarar en avsänkning till 50 % av brytdjupet. i.u. = ingen uppgift.

Brytdjup, H [m]	Serie 1 [l/s]	Serie 2 [l/s]	Länshållning från berg [l/s]
22	10,1	6,9	6,0
27	11,4	7,7	4,1
32	12,6	8,5	i.u.
37	13,7	9,1	2,0
42	15,2	10,4	4,3

7 Diskussion

7.1 Osäkerheter och Antaganden

De resultat som modelleringen av inläckage visade jämfördes inte med specifika vattenbalanser för motsvarande år. Beslutet togs med hänsyn till tidsaspekten samt med anledning av att arbetet syftar till att avgöra hur bra metoderna är på att bedöma framtida förhållanden, då det inte är möjligt att ställa upp vattenbalanser med hjälp av annat än historiska data. Att grundvattenbildningen beräknades utifrån samma andel av nettonederbörden för varje månad istället för att hänsyn till lagringen togs kan medföra att den månadsvisa modelleringen gör alltför stora antaganden för att den ska bli tillförlitlig. Samtidigt visade känslighetsanalysen på en liten påverkan på beräknat inläckage från den parametern. Dessutom kan grundvattenbildningen påverkas mycket i samband med uttag av grundvatten eftersom sprickor dräneras vilket skapar möjlighet för en större del av nederbörden att infiltrera och gör att den påverkas av mer än bara meteorologiska faktorer.

I alla sammanhang där vattenbalanser ska sättas upp förekommer stora osäkerheter vid beräkning av evapotranspiration. De negativa värden på evapotranspirationen som erhöles för Mauriden (Tabell 5) har ingen märkbar påverkan på det slutliga beräknade inläckaget, något som visas i känslighetsanalysen i Appendix B, varpå de har fått vara oförändrade.

De värden som erhöles från de analytiska metoderna och den numeriska modellen representerar endast beräknat inläckage från *berg*. De värden på inläckage som rapporteras i denna studie ska inte tas som riktvärden på vad det totala pumpbehovet bör vara, något som är mycket viktigt att vara medveten om vid undersökningar i samband med nya dagbrott eller utökade brytdjup. Som tidigare nämnts i avsnitt 5.3.3.2 användes en analytisk metod (Krešić) på den uppmätta länshållningen innan jämförelsen gjordes med beräknade värden, vilket gör att två analytiska metoder har kombinerats vid alla analyser. De enda undantag är de fall där inläckage beräknats med hjälp av Krešićs metod, där samma metod har använts på båda värdena. Detta tillvägagångssätt var dock nödvändigt då dagbrotten endast mäter den totala volym vatten som pumpas ut ur dagbrotten. Alternativet hade varit att slå ihop de beräknade inläckagen från berg och jord innan jämförelsen gjordes med den uppmätta länshållningen, vilket skulle ha frångått syftet med arbetet (att utvärdera metoderna individuellt). Av de fyra metoderna var det Krešić som var bäst lämpad till att beräkna inläckage från jord. Dupuit-Thiems metod går inte att använda när dagbrottens geometri motsvarar en brunn som är mycket bred i förhållande till dess djup, vilket är fallet i unga dagbrott. När influensområdets radie får samma värde som bottenradien blir metoden obrukbar (division med 0). Om influensområdets radie är mindre än bottenradien resulterar det i negativa värden på inläckage. Dessa förhållanden är inte ovanliga i tunna jordlager. På samma sätt blir resultaten orimliga när Vandersluis metod används. Ingen av de metoderna tar heller hänsyn till grundvattenbildningen. Därför går det inte att få någon skillnad i inläckage beroende på vilken säsong som modelleringen sker under, utan de skulle endast gå att använda för att bedöma årsmedelvärden. Marinelli & Niccolis metod går teoretiskt sett att använda för att beräkna inläckage från jord. Däremot skulle då endast den första delen av deras metod vara tillämpbar, den som beräknar inläckage från zon 1. Då metoden är tänkt att användas i sin helhet togs beslutet att endast beräkna inläckage från jord med

Krešićs metod. Utöver det har även nettonederbörden i dagbrotten subtraherats från länshållningen.

Samtliga radier på influensområdet som presenterats i avsnitt 6.6 är troligtvis överskattningar av faktiska influensområden. Då dessa beror på många olika faktorer (topografi, spricksystem m.fl.) som inte inkluderas i metoderna kan metoderna endast beskriva de områden som skulle påverkas under optimala förutsättningar i homogen berggrund.

För att kunna uppskatta bottenradien i Aitik användes transekter som togs fram av Bergab under 2013 i samband med en hydrogeologisk utredning om Aitik Östra (Bergab, 2013). Trots att Aitik i själva verket har två lågpunkter för brytning som ligger i den norra respektive södra delen av dagbrottet användes endast djupet i den norra delen när bottenradien uppskattades, då transekterna endast visade den delen av dagbrottet. Vad som ytterligare påverkade parametreringen av Aitik var att dagbrottet under tidigare brytskeden förutom att vara grundare även haft en mindre bredd. Då endast brytdjupen från varje år var kända togs bottenradien från motsvarande djup från transekterna. De bottenradier som därför erhöles från transekterna var i själva verket överskattningar av de egentliga radierna, då omfattningen av dessa s.k. ”push-backs” inte var kända. I ett försök att utjämna detta användes ett värde på 80 % av bottenradien i den analytiska modelleringen. De två månader som mätvärden på länshållningen saknades för (februari 2007 och december 2012) uppskattades med hjälp av determinationskoefficienten. För de år där kontinuerliga mätningar fanns jämfördes medelvärdet för de omgivande månaderna (januari och mars eller november och januari) med den uppmätta länshållningen för februari eller december, vilket visade på en bra korrelation. Medelvärdet användes sedan som länshållningsvärde för de två saknade månaderna för att möjliggöra en längre jämförelseperiod.

Maurliden var det dagbrott där tätast länshållningsdata fanns att tillgå. De värden som erhöles var gjorda veckovis och sträckte sig över 3 ½ år. Dock saknades fyra värden på länshållningen, varav två från december 2013 och två från april 2014. Dessa värden uppskattades genom att interpolera mellan de värden som fanns före och efter avbrottet. Att samma metod som tillämpades i Aitik inte valdes för detta dagbrott berodde på att länshållningen sträckte sig över betydligt färre år, vilket hade gjort en analys med determinationskoefficienten osäker. Eftersom även månadsvärden modellerades i detta dagbrott fick justeringar göras vad gäller inläckage från jord. Antagandet gjordes att vattnet i jordlagren är fruset och att ingen infiltration sker under december-mars. Den nederbörd som faller under de månaderna smälter sedan under april-juni och lades i och med det på grundvattenbildningen till jord för den perioden. Den ursprungliga grundvattennivån antogs ligga på 290 m.ö.h., baserat på mätningar i grundvattenrör som gjordes av Ramböll under 2007.

Gruvberget är ett mycket ungt dagbrott, med brytning som startade så sent som 2010. I modelleringen av det dagbrottet erhöles en radie på influensområdet som understeg bottenradien, varpå den metod som tidigare använts för att beräkna en grundvattentryckyta inte kunde användas vid detta tillfälle. Då Marinelli & Niccoli behöver en grundvattentryckyta att ta hänsyn till användes istället ett medelvärde över de grundvattentryckitor som beräknats i de andra dagbrotten. Samma förhållande mellan grundvattentryckytan och brytdjupet tillämpades sedan på Gruvberget, resulterandes i en grundvattentryckyta på 45 % av brytdjupet. Då berggrunden i Gruvberget till stora delar

liknar den i Aitik och Maurliden (med undantag för malmkroppens sammansättning) bedömdes detta värde vara trovärdigt.

I Masugnsbyn sattes den ursprungliga grundvattennivån till 10 m under markytan, baserat på borrhningar utförda av Bothniakonsult under 1999. Endast sporadiska mätningar på bottenradie och ytarea fanns att tillgå. Precis som i Gruvberget sattes grundvattentryckytan till 45 % av brytdjupet eftersom den metod som använts för grundvattentryckytan gav värden som vida översteg det sannolika. För vissa år erhöles ett värde på 70 % av brytdjupet, trots att det visats vid ett platsbesök att berget mot den norra och östra sidan var torrt och berget i allmänhet verkade tätt med endast några få vattenförande sprickor.

7.2 Metoderna

Det fanns en grundläggande skillnad i hur de analytiska metoderna beräknade influensområdets radie. Exempel på det kunde ses i att Dupuit-Thiem nästan genomgående uppvisade ett lägre värde på influensområdets radie än Krešić, trots att Krešić i flera dagbrott gav lägre inläckage. Visualiseringen över radierna på influensområdet (Figur 33-35) är med för att visa hur olika metoderna bedömer den. Den mest påfallande skillnaden återfanns i Aitik där Dupuit-Thiem och Vandersluis i början av mätserien beräknade en radie på influensområdet som var ca 200 m lägre än övriga metoder. Detta förhållande blev dock omvänt mot slutet av mätserien och på 450 m brytdjup beräknade Dupuit-Thiem och Vandersluis en radie som var 400-500 m högre än den radie som erhöles av Krešić och Marinelli & Niccoli. Att så skedde kan bero på att den radie som används av Dupuit-Thiem och Vandersluis till stor del beror på brytdjupet (Tabell 6). Trots att beräknat inläckage i Maurliden var jämförbart för Dupuit-Thiem, Vandersluis och Krešić skiljde sig influensområdets radie åt med flera hundra meter. Då passningen mot den uppmätta länshållningen för vissa dagbrott var låg, rekommenderas inte att radierna på influensområdet används utan att även de kalibrerade konduktivitetsvärdena tillämpas (Tabell 15).

Som tidigare nämnts erhöles väldigt orealistiska värden när Dupuit-Thiem och Vandersluis initialt applicerades på dagbrott där bottenradien var mycket bred i förhållande till den beräknade radien på influensområdet. Eftersom beräkningarna ursprungligen är framtagna för att användas på brunnar är det något som inte tidigare har haft något inflytande över metodernas funktionsduglighet. För Dupuit-Thiem och Vandersluis har antagandet därför gjorts att det värde på influensområdets radie som metoderna använder sig av motsvarar det värde som gavs av Kusakins ekvation, tillsammans med bottenradien (Figur 12). Tillvägagångssättet är inte konsekvent med hur Krešić och Marinelli & Niccoli ställer sig till detta. Det finns dock ett antal exempel på fall där Dupuit-Thiem har använts på samma sätt som i denna studie (Appendix C). Då känslighetsanalysen visade att varken Dupuit-Thiem eller Vandersluis är tillnärmelsevis lika mottaglig för förändringar i bottenradien som för den hydrauliska konduktiviteten kan detta ses som ett sätt att göra dem möjliga att tillämpa även på mycket unga, eller breda dagbrott, utan att det resulterar i orealistiska värden på inläckage. Influensområdets radie förekommer dessutom i både Dupuit-Thiem och Vandersluis som en logaritm, vilket minimerar dess inflytande på resultaten.

Både Dupuit-Thiem och Vandersluis kan vidareutvecklas genom att grundvattenbildningen inkluderas i ekvationerna. Då Vandersluis är framtagen för att i huvudsak ge en bra passning i arida och semiarida områden kan klimatet i humida områden göra att inläckaget underskattas. Om detta genomgående hade visats av resultaten hade detta arbetet kunna införliva en sådan förbättringsmetod som sedan kunnat utvärderas. I två av dagbrotten var emellertid beräkningarna genomgående lägre än det uppmätta inläckaget medan de i två andra dagbrott var högre. Resultaten var därmed alltför tvetydiga för att tillägget av grundvattenbildningen, eller en konstant, skulle leda till en bättre passning.

I artikeln där Vandersluis metod presenteras (Vandersluis et al., 1995) nämns att det ofta är acceptabelt att använda interpolation för att bestämma bottenradien för de brytdjup där det inte förekommit någon mätning. Det optimala är naturligtvis att det finns en ritning visandes den kommande layouten för varje brytdjup, vilket sällan är fallet.

Krešić övervägdes att användas tillsammans med en grundvattentryckta. I dokumentationen för Marinelli & Niccoli förekommer uttryckligen en sådan, medan den i motsvarande dokumentation för Krešić inte omnämns. Denna orsak, tillsammans med det faktum att det bedömda inläckaget blir störst när grundvattennivån avsänks till dagbrottets botten ($h_w = 0$) gjorde att ingen grundvattentryckta antogs förekomma i Krešić. I de fall där metoderna ska användas för att beräkna framtida inläckage ges därmed en potentiell säkerhetsmarginal till de inläckage som blir efter att brytning påbörjats eftersom en grundvattentryckta i någon form alltid förekommer i dagbrott.

Med tanke på de likheter som finns mellan Krešić och Marinelli & Niccoli var det väntat att den senare skulle resultera i högre inläckage. Det förekommer dock fall i litteraturen där endast ekvationen för zon 1 har använts för att beräkna totalt inläckage, med motiveringen att den hydrauliska konduktiviteten i sprickig kristallin berggrund blir mindre med ett ökad djup, vilket gör att inläckage från zon 2 kan bortses från.

Den anisotropiska parametern visade sig viktig att ta hänsyn till för att Marinelli & Niccoli inte skulle riskera att göra en mycket kraftig överskattning av inläckaget. Kvoten 8:1 valdes baserat på en bedömd kvot i granit och gnejs på 4:1 och en tidigare använd kvot i Maurliden på 10:1 (Appendix G). Den tredje källan för anisotropi i berggrund hade ett värde över 10:1, varpå det använda värdet placerades närmare 10:1 än 4:1. Marinelli & Niccoli uppvisade en högre känslighet för förändringar i hydraulisk konduktivitet än övriga metoder. Det åskådliggjordes av det faktum att Marinelli & Niccoli genomgående resulterade i högst inläckage vid en hög hydraulisk konduktivitet medan den vid en låg konduktivitet var lägre än eller jämförbar med övriga metoder (Figur 14-31).

I den numeriska modelleringen subtraherades endast nettonederbörden från det beräknade inläckaget eftersom det inte modellerades något jordlager. Med tanke på de resultat som gavs av modelleringen skulle numerisk modellering troligtvis vara till störst nytta efter att brytning har startat och det finns länshållningsdata att tillgå som modellen kan kalibreras mot. Vid det laget kan dock även de analytiska metoderna kalibreras och bedömningar kan utföras med dem. Om systemet hade satts upp med hänsyn till betydligt fler parametrar är det möjligt att numerisk modellering hade gett värden närmare den uppmätta länshållningen, men eftersom det visade sig vara väldigt komplicerat att få även enkla modeller att konvergera skulle mer tid krävas för att ett dagbrott ska kunna

representeras i ett någorlunda verklighetstroget utförande. Den tiden ska även vägas mot den mycket mindre åtgång som krävdes för att genomföra de analytiska metoderna, vilka trots det gav informativa resultat.

7.3 Dagbrotten

Den kraftiga sänkning av uppmätt inläckage i Maurliden från 2012 års nivå kan komma av att det stora initiala inläckaget var från sprickzoner som sedan dränerades, varpå flödet sjönk mot en lägre, stabilare nivå. Metoderna förutsätter att den initiala dräneringen av sprickzoner redan har skett och representerar istället hur länshållningen kan tänkas se ut en viss tid efter att nya brytdjup nås. Ytterligare en orsak kan vara att det 2011-2012 var något blötare förhållanden än 2013-2014, samtidigt som det kan ha förekommit högre inflöden från Maurträsket. Att Marinelli & Niccoli som ensam metod visar på ett minskat inläckage från 2013-2014 kan ha att göra med att den metoden tar hänsyn till grundvattentryckytan, som inte ökade lika mycket i förhållande till hur snabbt bottenradien minskade.

Brytning startade i Gruvberget år 2010. Med undantag för det uppehåll som var under 2012 har expanderings av brytdjupet skett i snabb takt. Den ökning av inläckage som uppmättes var troligtvis en följd av detta. Även modelleringen uppvisade ett stigande inläckage, om än lägre än det uppmätta. Dock handlar det generellt om låga flöden. De analytiska metoderna tog ingen hänsyn till om omgivande mark är kuperad eller inte. I Gruvberget är dagbrottet placerat på en höjd, vilket medför att det verkliga influensområdet är mycket begränsat då den huvudsakliga flödesriktningen blir bort från dagbrottet. Det influensområde som beräknades var därför troligtvis en överskattning av det område som löper risk att påverkas av verksamheten. Med tanke på Gruvbergets placering hade det varit möjligt att anlägga en stollgång under dagbrottet. Genom att avsänka grundvattennivån till under dagbrottets bottennivå hade grundvattnet kunnat ledas direkt ned i den angränsande dalen. Det hade emellertid medfört att ett större område löpt risk att påverkas av ändrade markförhållanden.

I Masugnsbyn ökade inte brytdjupet alls från 2004-2012 medan bottenradien endast ökade marginellt. Det är därmed inte de huvudsakliga orsakerna bakom den variation som syns i den uppmätta länshållningen, utan andra faktorer som inte omfattas av utvärderingen påverkar. Precis som i Maurliden kan det vara de årliga variationer i nederbördsmängd som har ett större inflytande än vad som bedömts i känslighetsanalysen för de analytiska metoderna.

Den månadsvisa modelleringen i Maurliden förväntades inte resultera i nämnvärda variationer då grundvattenbildningen visades påverka mycket lite (Appendix B). Den uppmätta länshållningen uppvisade å andra sidan en avsevärd variation. Den är emellertid inte förenlig med årstiderna, då även vintermånaderna visar inläckage i samma storleksordning som under sommaren. Under vintern bör infiltration till berggrunden från överliggande jordlager vara lägre då det mesta är fruset. Att det inte avspeglas i den uppmätta länshållningen kan tyda på att inläckande grundvatten till största del kommer från djupa sprickzoner. Under förutsättningen att det vanligtvis under vintern är lägre infiltration lämpar sig dock inte metoderna för att beräkna månadsvis inläckage, om inte hänsyn tas till grundvattenbildningen.

7.4 Den statistiska utvärderingen

Vid genomförandet av de analytiska metoderna gjordes ingen ansats att beräkna varken medelvärden eller standardavvikelser för inläckage. Då dagbrotten är under ständig förändring kan det förväntas att inläckaget kommer att öka, vilket skulle medföra en allt större standardavvikelse för varje år som brytningen pågår. Sådan information skulle endast förslagsvis vara användbar i de fall där inläckage beräknas för inaktiva dagbrott som antingen länshålls i väntan på brytning eller ska tömmas för att sedan brytas.

Vid baklängesräkning av hydraulisk konduktivitet från den uppmätta länshållningen visade det sig att Marinelli & Niccoli inte går att använda för det ändamålet. Eftersom den metoden delar upp flödet i två zoner måste ett antagande göras om hur mycket av inläckaget som kommer från respektive zon, något som skulle vara en ren spekulation. Övriga tre metoder är möjliga att använda, även om Krešić i ett fall gav orealistiska resultat. Den första observationen i Leveäniemi på 4,4 l/s gav negativa värden på högerledet i ekvationen, oavsett värde på konduktiviteten. Baklängesräkningen resulterade dessutom i ett större spann av konduktiviteter inom respektive dagbrott. Mest påtagligt var det i Gruvberget, med en skillnad mellan metoderna på $3,3 \times 10^{-6}$ m/s. I hydrogeologiska undersökningar används oftast samma värde på konduktiviteten oavsett metod, men om framtida jämförelser kan visa på att det ofta är samma förhållande mellan inläckage från en analytisk metod och från uppmätt länshållning, något som inte kunnat påvisas i detta arbete, kan konduktiviteten varieras mellan de olika metoderna.

Trots att de flesta metoder gav mycket dålig passning mot uppmätta värden (sett till den statistiska utvärderingen) betyder det inte per automatik att metoden inte är lämplig att använda. De flesta av dem utvärderas genom att konstaterandet görs att om resultatet blir ≤ 0 så är ett medelvärde på länshållningen lika bra eller bättre att använda än de resultat som ges av metoderna. I sammanhang när metoderna används för att beräkna inläckage från ej påbörjade dagbrott, finns ingen möjlighet att använda medelvärden. De statistiska metoderna kan tillämpas, men negativa resultat bör inte utan vidare leda till rekommendationen att använda andra metoder för att beräkna inläckage. De talar endast om att metoden inte lämpar sig väl för att beräkna exakta värden, utan bättre för att visa vilken storleksordning på inläckage som kan förväntas när brytning väl påbörjats.

Resultaten av medelkvadratdifferenserna visade att de i många fall ändå kunde ge en tillräckligt bra passning för att det framöver ska gå att använda dem för att dimensionera länshållningssystemen. Ett modellerat värde på 8 l/s kan motsvara en fördubbling av det uppmätta värdet på 4 l/s, trots att det bara är en ökning på några liter per sekund, vilket i länshållningssammanhang är försumbara skillnader. Något som ändå kan påverkas av mindre öknings i inläckage är angränsande vattendrag, dit inläckande vatten ofta leds efter rening. I sådana sammanhang kan en fördubbling leda till ökad påverkan även om det i absoluta värden rör sig om små volymer.

Den kalibrering av metoderna som gjordes i syfte att erhålla ett optimerat värde på den hydrauliska konduktiviteten för varje metod i varje dagbrott utgick från att den uppmätta länshållningen befann sig i ett jämviktsläge. Om så inte var fallet kommer passningen mot metoderna med tiden att bli sämre. De konduktivitetvärden som presenterades i tabell 16 kan därmed sägas ge en bra vägledning över hur det initiala inläckaget blir för varje brytdjup, men det är inte osannolikt att det så småningom kommer att resultera i en överskattning av faktiska inläckage.

Fördelen med att kalibrera metoderna med olika konduktivitetsvärden (Tabell 16) istället för att använda en enda konduktivitet för varje dagbrott (Appendix H) var att ytterligare kunna belysa skillnader mellan metoderna. Möjlighet ges därmed att använda metoderna fristående från varandra vid framtida beräkningar av inläckage. I de flesta dagbrott låg de optimerade konduktivitetsvärdena nära varandra, med den största skillnaden i Gruvberget. Samtliga värden var emellertid inom de gränser som konduktiviteten ofta antas variera över. Om metoderna genomgående hade presterat under de uppmätta värdena skulle en konstant ha kunnat läggas till, för att ge motsvarande passning som förändringen av konduktivitet gav. På det sättet skulle framtida beräkningar ändå kunna genomföras med de värden som har uppmätts i de olika hydrogeologiska undersökningar som utförts i dagbrotten.

7.5 Övrig diskussion

Inget av resultaten bör tas ur sitt perspektiv, utan användaren måste vara medveten om vad som visats av känslighetsanalysen. Med det menas att även om det beräknade inläckaget ibland var långt ifrån det uppmätta visade känslighetsanalysen på en stor predisposition mot variationer i hydraulisk konduktivitet och noggranna undersökningar och bedömningar behövs för att kunna parametrisera framtida beräkningar. Det har dessutom visats att ingen av de fyra analytiska metoderna på ett bra sätt kunde följa de trender som observerats i länshållningen då metoderna baseras på parametrar som alltid ändras i samma riktning för varje nytt brytdjup. Eftersom den hydrauliska konduktiviteten hade störst inflytande på inläckaget och hölls konstant genom hela modelleringsperioden kommer de analytiska metoderna genomgående visa en ökning av inläckage med ökad brytdjup, under förutsättning att inte bottenradien sjunker alltför mycket. I berggrund där antalet sprickor i berget avtar med djupet kan den verkliga ökningen bli lägre allt eftersom brytning fortgår, vilket inte metoderna kan ta hänsyn till. Denna inneboende svaghet som samtliga metoder har gör att de i bästa fall kan användas för att avgöra i vilken storleksordning inläckaget kommer att vara i. Att den uppmätta länshållningen i vissa dagbrott varierade mycket tyder starkt på att inläckaget i själva verket är känsligt även för andra parametrar som inte undersökts närmare här. Exempel på dessa är hur vattenbalansen ser ut från år till år, hur spricksystemen ser ut och om stora sprickor på ett visst djup dräneras och inte längre bidrar till inläckaget när grundvattennivån har sjunkit under dem efter att brytning pågått tillräckligt länge. Då samtliga dagbrott har en likartad geologi är det troligen inte en faktor som är av betydelse för denna studie. Det är dock i allmänhet svårt att tala om sammanhängande grundvattennivåer i kristallin berggrund eftersom grundvatten framför allt rör sig i spricksystem. Dessvärre kräver samtliga modeller att uppskattningar av sådana ytor genomförs för att de ska kunna användas.

Skillnaden i beräknat inläckage vid olika värden på den hydrauliska konduktiviteten visade sig också vara större än skillnaden mellan de olika metoderna för en specifik konduktivitet. Exempel på detta kan ses i Masugnsbyn där en hög konduktivitet gav ett fyra gånger större inläckage för Marinelli & Niccoli än för Krešić. Vid ett lägre värde på konduktiviteten sjönk däremot bedömt inläckage för samtliga metoder med en faktor tio. Det är alltså av större vikt att inledningsvis göra en bra bedömning av konduktivitet än val av metod. Metoden blir avgörande först om ett representativt värde på konduktiviteten kan erhållas, något som kräver noggranna undersökningar där samtliga felkällor identifieras och minimeras.

Metoderna är framtagna för att användas på system i jämvikt. Samtliga dagbrott är aktiva eller har precis torrlagts (Leveäniemi) varvid inget av dagbrotten i själva verket uppfyller detta antagande. Det gör att det inte kan förväntas en perfekt passning mot de uppmätta värdena. Om metoderna är i samma storleksordning kan de dock ändå användas för att ge en fingervisning om inläckaget. Younger et al. (2002) nämner att skillnaden mellan initiala, transienta inläckage som förekommer efter varje ny expansion kan vara två till tio gånger större än senare, stabila flöden. Hur förhållandet ser ut i specifika dagbrott går endast att kvantifiera om dagbrottet hålls på samma brytdjup under en längre period samtidigt som länshållning mäts, vilket sällan är fallet. Det kan dock förekomma om brytning avbrutits i väntat på fortsatt tillstånd, vilket var fallet i Gruvberget under 2012. Mätningen av länshållningen var emellertid inte tillräckligt sammanhängande för att en sådan analys skulle kunna genomföras. I Aitik och Masugnsbyn har brytning pågått sedan 1960- och 1970-talet. Stora delar av dessa dagbrott uppvisar troligtvis mindre transienta flöden än de yngre dagbrott som förekommit i denna studie, vilket gör att deras jämförelse kan sägas ha färre osäkerheter förknippade med sig. Resultaten visade dessutom att den uppmätta länshållningen var lägre än den beräknade i just de dagbrotten. Det har visserligen argumenterats för att det inte går att uppnå verkliga jämviktsflöden, eftersom en i teorin oändlig akvifer kommer att påverka områden allt längre bort från dagbrottet ju längre grundvattennivån vid dagbrottet varit avsänkt. På tillräckligt stora avstånd blir däremot avsänkningen så liten att den går att bortse från, vilket är ett vanligt förfarande vid hydrogeologiska utredningar.

I Aitik, Maurliden och Leveäniemi gav det mellanliggande värdet på den hydrauliska konduktiviteten den närmaste passningen mot länshållningen. Konduktiviteten motsvarar det värde som bedömts i olika hydrogeologiska undersökningar för dagbrotten. I Gruvberget erhöles den bästa passningen med den högre konduktiviteten och i Masugnsbyn gav både den mittersta och den lägre konduktiviteten bra passningar, dock mot olika delar av mätserien. Med den mittersta konduktiviteten, hämtad från en hydrogeologisk undersökning utförd under 1999 av Bothniakonsult, blev korrelationen mycket god i både början och slutet av mätserien. Med den lägre konduktiviteten erhöles den bästa passningen på de mellanliggande åren.

De värden som varierades i känslighetsanalysen baserades på rimliga felmarginaler vid parametreringen av Aitik. Den hydrauliska konduktiviteten har i många sammanhang visats variera kraftigt i liknande markförhållanden, varpå en ökning eller minskning med en faktor tio kan förekomma i dagbrottens omgivning. Bottenradien gick inte att bestämma exakt, då ingen layout från 2007 fanns att tillgå. Dess variation med ± 50 m från det bedömda värdet föreföll därför ligga inom rimliga gränser. Grundvattenbildningen varierades med en faktor två, även det baserat på vad som förekommer inom andra undersökningar av grundvattenbildning till berg. Att känslighetsanalysen inte blev mer omfattande berodde på att det tidigt kunde ses en tydlig linjär skillnad när parametrarna varierades.

Om arbetets fokus hade legat i att kalibrera metoderna för att uppnå den bästa passningen hade även de värden som de kalibrerade metoderna gav på influensområdets radie kunnat redovisas. Om behov finns är det dock mycket enkelt genomföra ekvationerna på nytt med de optimerade konduktivitetsvärdena. Dessa går även att använda för att ta reda på potentiella inläckage och radien på influensområdet vid utökade brytdjup. Något sådant har inte undersökts vidare i detta arbete då fokus låg på utvärdering av metoderna

gentemot varandra och mot den uppmätta länshållningen och inte på prognoser av framtida inläckage.

Hannas metod övervägdes för användning, men det konstaterades att det skulle ta för lång tid att genomföra den metoden för samtliga dagbrott då den ger en serie av värden för varje brytdjup allt eftersom systemet går mot ett jämviktsläge. Även om den, precis som Krešićs och Marinelli & Niccolis metoder, itereras för att ge rätt värde på inläckage, behöver den även värden på transmissiviteten och magasinskoefficienten, varav den senare inte kunde uppskattas på ett tillförlitligt sätt i detta arbete. En sådan metod kan dock vara intressant att utvärdera i en framtida studie.

8 Slutsats

De slutsatser som framhävs av detta arbete är följande:

- Även om det visat sig vara möjligt att förutsäga de inläckage som kan förväntas av brytning i dagbrott ger ingen av metoderna en perfekt passning gentemot uppmätt länshållning. Resultaten är dock i flera fall tillräckligt nära för att metoderna kan sägas vara fortsatt användbara.
- Samtliga metoder är mycket känsliga för förändringar i hydraulisk konduktivitet, en parameter som kräver utförliga hydrogeologiska undersökningar för att fastställa och trots det uppvisar stora naturliga variationer. Då felmarginalen vid val av konduktivitet kan överstiga den skillnad i inläckage som bedöms av de olika metoderna poängteras vikten av att göra noggranna förberedande undersökningar innan modellering av inläckage sker.
- Det kan ta lång tid för hydrologiska system att anpassa sig till storskaliga förändringar i ett område. Det gör att de uppmätta inläckage som använts i jämförelserna inte kan sägas motsvara system i jämvikt. Det antagandet gör dock samtliga analytiska metoder och det kan därmed förväntas att en optimalt parametriserad metod ger lägre inläckage än vad som initialt kan förväntas vid brytning.
- Den numeriska modelleringen gav, trots sin enkelhet, resultat i samma storleksordning som det uppmätta inläckaget. Framtida modellering av dessa studieområden kan därmed nyttja även detta tillvägagångssätt och genom kalibrering av de numeriska modellerna göra en bra bedömning av länshållningsbehov.
- All modellering är förknippad med ett stort antal osäkerheter som tillsammans kan ge stora utslag på de slutliga bedömningarna. Både antaganden som görs av ekvationerna och sådana som användaren själv tillför under parametriseringen behöver kännas till för att dessa ska kunna vägas in i slutliga bedömningar. Det data som krävs för att metoderna ska kunna genomföras är i vissa fall bristfällig och andra tillvägagångssätt måste då användas för att dessa ska kunna bestämmas. I detta arbete har olika metoder använts för att uppskatta värden som saknats (interpolation mellan kända bottenradier, determinationskoefficienten som metod för att uppskatta enstaka värden på länshållningen, medelvärde av grundvattentryckytans läge i Aitik och Mårliden som riktvärde i andra dagbrott m.m.). Trots dessa kompromisser kunde tillräckligt med grunddata erhållas från metallföretagen för att de antaganden som sedan gjordes inte skulle påverka beräknade inläckage i en alltför stor omfattning.

- Ingen av metoderna kan sägas vara bättre än någon av de andra på att beräkna inläckage. Trots att de är av mycket varierande komplexitet har korrelationen visat sig bero på mycket mer än bara antalet parametrar som tas hänsyn till. Det rekommenderas därför att framtida undersökningar vänder sig till den eller de metoder som har tillräckligt med data tillgänglig för att inte alltför stora antaganden ska behöva göras.

Referenser

- Alexandersson, H., 2003. Korrektion av nederbörd enligt enkel klimatologisk metodik, *SMHI Rapporter Meteorologi* Nr 111, Norrköping, Sverige
- Aryafar, A., F. Doulati Ardejani, R.N. Singh, and B.J. Shokri, 2007. Prediction of groundwater inflow and height of the seepage face in a deep open pit mine using numerical finite element model and analytical solutions, *IMWA Symposium 2007 – Water in Mining Environments*, R. Cidu, and F. Frau, (Eds), 27th – 31st May 2007, Cagliari, Italy.
- Aryafar, A., F. Doulati Ardejani, och R.N. Singh, 2009. Numerical modeling of groundwater inflow from a confined aquifer into Sangan open pit mine, northeast Iran, *Geomechanics and Geoengineering: An International Journal* 4, 189-199, doi:10.1080/17486020902919138
- Axelsson, C-L., och S. Follin, 2000. Grundvattensänkning och dess effekter vid byggnation och drift av ett djupförvar, *SKB Rapport R-00-21*, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm
- Azrag, E.A., V.I. Ugorets, and L.C. Atkinson, 1998. Use of a Finite Element Code to Model Complex Mine Water Problems, *IMWA Proceedings 1998 – International Symposium on Mine Water and Environmental Impacts* 1, 31-41. Johannesburg, South Africa.
- Bahrami, S., F. Doulati Ardejani, S. Aslani, and E. Baafi, 2014. Numerical modelling of the groundwater inflow to an advanced open pit mine: Kolahdarvazeh pit, Central Iran, *Environmental Monitoring and Assessment* 186, 8573-8585, doi:10.1007/s10661-014-4025-x
- Bear, J., D. Zaslavsky, and S. Irmay, 1968. Physical Principles of Water Percolation and Seepage, *Arid Zone Research* 29, UNESCO, Paris
- Bear, J., och A.H.-D. Cheng, 2010. Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport. Dordrecht: Springer Netherlands
- Behrooz-Koohejani, S., N. Samani, och M. Kompani-Zare, 2011. Steady flow rate to a partially penetrating well with seepage face in an unconfined aquifer, *Hydrogeology Journal* 19, 811-821, doi:10.1007/s10040-011-0717-2
- Bengtsson, M-L., 1996. Hydrogeologisk sårbarhetsklassificering som verktyg i kommunal planering: Med exemplifiering i Lerums kommun, *Publ. A* 81, Lic.-avh. Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg
- Bergab, 2013. Aitik Östra – Hydrogeologisk utredning för två nya dagbrott. Uppdragsnummer US12032. Berggeologiska Undersökningar AB
- Bergab, 2014a. Undersökningsprogram för Masugnsbyn – Förslag för en hydrogeologisk studie. Uppdragsnummer US14084. Berggeologiska Undersökningar AB
- Bergab, 2014b. Leveäniemi – Hydrogeologisk utredning. Uppdragsnummer U11161. Berggeologiska Undersökningar AB
- Bergab, 2014c. Gruvberget etapp 2 – PM hydrogeologi för tillståndsansökan enligt miljöbalken. Uppdragsnummer US13150. Berggeologiska Undersökningar AB
- Berzell, A., 2011. PM Hydrogeologi: E4 Förbifart Stockholm, *OG14H032*, Trafikverket, Stockholm
- Beven, K., och P. Young, 2013. A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees, *Water Resources Research* 49, 5092-5098, doi:10.1002/wrcr.20393

- Boliden, 2014. Aitik - Folder. [e-resurs] Tillgänglig från: <<http://www.boliden.com/sv/Pressrum/Publikationer/>> [Åtkomstdatum 5 feb 2015]
- Boliden, 2015a. Produktförsäljning. [e-resurs] Tillgänglig från: <<http://www.boliden.com/sv/Verksamheter/Market/Produktforsaljning/>> [Åtkomstdatum 18 jun 2015]
- Boliden, 2015b. Silver Product Sheet. [e-resurs] Tillgänglig från: <<http://www.boliden.com/sv/Produkter/Silver/>> [Åtkomstdatum 2 jun 2015]
- Bothniakonsult, 2004. LKAB Kiruna – Masugnsbyn: Komplettering av hydrogeologisk undersökning. Uppdragsnummer 0410. AB Bothniakonsult
- Brown, A., 2010. Reliable Mine Water Technology, *Mine Water and the Environment* 29, 85-91, doi:10.1007/s10230-010-0111-7
- Camacho-V, R.G., och M. Vásquez-C, 1992. Comment on “Analytical Solution Incorporating Nonlinear Radial Flow in Confined Aquifers” by Zekâi Şen, *Water Resources Research* 28, 3337-3338, doi:0043-1397/92/92WR-01646\$02.00
- Chai, T., och R.R. Draxler, 2014. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? – Arguments against avoiding RMSE in the literature, *Geoscientific Model Development* 7, 1247-1250, doi:10.5194/gmd-7-1247-2014
- Chenaf, D., and R.P. Chapuis, 2007. Seepage face height, water table position, and well efficiency at steady state, *Ground Water* 45, 168-177, doi:10.1111/j.1745-6584.2006.00277.x
- Diavik Diamond Mining Incorporated, DDMI, 2006. Ammonia Discussion Paper. Paper prepared by Diavik Diamond Mining Inc., May 15 2006. (129 p., with 374 p. in appendices)
- Doulati Ardejani, F., R.N. Singh, E. Baafi, and I. Porter, 2003. A Finite Element Model to: 1. Predict Groundwater Inflow to Surface Mining Excavations, *Mine Water and the Environment* 22, 31-38, doi:10.1007/s102300300005
- Doulati Ardejani, F., E.Y. Baafi, and S.Z. Shafaei, 2007. Modelling of groundwater recovery process for prediction of land settlement in surface mines, *International Journal of Mining, Reclamation and Environment* 21, 271-281, doi:10.1080/17480930600780812
- Dudgeon, C.R., 1985. Unconfined non-Darcy flow near open-pit mines, *Proc, 2nd International Mine Water Congress* 1, 443-454, Granada, Spanien
- Eriksson, B., 1981. Den “potentiella” evapotranspirationen i Sverige, *SMHI RMK Nr* 28, Norrköping, Sverige
- Freeze, R., and J. Cherry, 1979. Groundwater. Englewoods Cliffs: Prentice Hall
- Geo-slope International Ltd., 2012. Seepage Modeling with SEEP/W – an Engineering Methodology. Calgary, Alberta, Canada.
- Gustafson, G., 2009. Hydrogeologi för bergbyggare. Värnamo: Fälth & Hässler
- Hanna, T.M., E.A. Azrag, och L.C. Atkinson, 1994. Use of an analytical solution for preliminary estimates of ground water inflow to a pit, *Mining Engineering* 46, 149-152
- Harbaugh, A.W., 2005. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model-the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16, variously p.
- Heath, R.C., 1987. Basin Ground-Water Hydrology, *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper* 2200, U.S. Geological Survey, Federal Center, Box 25425, Denver, CO 80225

- Hedlund, A., och C. Kjellander, 2007. MKB: Introduktion till miljökonsekvensbeskrivningar. Lund: Studentlitteratur AB
- Hellström, F., och C. Jönsson, 2014. Summary of geological and geophysical information of the Masugnsbyn key area, *Sveriges geologiska undersökning Rapport* 2014:21, 84 sid.
- Jacob, C.E., och S.W. Lohman, 1952. Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer, *Transactions, the American Geophysical Union* 33, 559-569, doi:10.1029/TR033i004p00559
- Ji, L., och K. Gallo, 2006. An Agreement Coefficient for Image Comparison, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 72, 823-833, doi:0099-1112/06/7207-0823/\$3.00/0
- Krause, P., D.P. Boyle, och F. Bäse, 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, *Advances in Geosciences* 5, 89-97
- Krešić, N., 1997. Quantitative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling. Boca Raton: CRC Press
- Kruseman, G.P., och N.A. de Ridder, 1991. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data, (2nd ed) *International Institute for Land Reclamation and Improvement*, Publ. 47, Wageningen, Nederländerna
- Legates, D.R., och G.J. McCabe Jr., 1999. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation, *Water Resources Research* 35, 233-241, doi:10.1029/1998WR900018
- LKAB, 2013. Masugnsbyn – Dagbrottslayout. 1:2000. LKAB Geologi
- LKAB, 2015a. Produkter. [e-resurs] Tillgänglig från: <<http://www.lkab.com/sv/om-oss/Koncernoversikt/Produkter/>> [Åtkomstdatum 18 jun 2015]
- LKAB, 2015b. Underjordsbrytning. [e-resurs] Tillgänglig från: <<https://www.lkab.com/sv/om-oss/Koncernoversikt/Gruvor/Underjordsbrytning/>> [Åtkomstdatum 8 jun 2015]
- Lundin, L., 1982. Mark- och grundvatten i moränmark och marktypens betydelse för avrinningen, *UNGI Rapport Nr 56*, Naturgeografiska Institutionen, Uppsala Universitet, Uppsala
- Malmqvist, D., och D.S. Parasnis, 1972. Aitik: Geophysical documentation of a third-generation copper deposit in north Sweden, *Geoexploration* 10, 149-160, doi:10.1016/0016-7142(72)90030-0
- Marinelli, F., och W.L. Niccoli, 2001. Simple Analytical Equations for Estimating Ground Water Inflow to a Mine Pit, *Ground Water* 38, 311-314, doi:10.1111/j.1745-6584.2000.tb00342.x
- Mehl, S., M.C. Hill, and S.A. Leake, 2006. Comparison of Local Grid Refinement Methods for MODFLOW, *Ground Water* 44, 792-796, doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00192.x
- Montelius, C., R.L. Allen, S.-Å. Svensson, och P. Weihed, 2007. Facies architecture of the Palaeoproterozoic VMS-bearing volcanic centre, Maurliden domain, Skellefte District, Sweden, *GFF* 129, 177-196, doi:10.1080/11035890701293177
- Mårtensson, E., L-G. Gustafsson, och E. Bosson, 2009. Effects on surface hydrology and near-surface hydrogeology of an open repository in Laxemar: Results of modelling with MIKE SHE. *SKB Rapport R-09-36*, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm

- Nash, J.E., och J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, *Journal of Hydrology* 10, 282-290, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Pike, J.G., 1964. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate, *Journal of Hydrology* 2, 116-123, doi:10.1016/0022-1694(64)90022-8
- Quinn, P., J.A. Cherry, and B.L. Parker, 2012. Hydraulic testing using a versatile straddle packer system for improved transmissivity estimation in fractured-rock boreholes, *Hydrogeology Journal* 20, 1529-1547, doi:10.1007/s10040-012-0893-8
- Ragvald, J., 2012. Ett gruvschakts påverkan på grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget, *MSc Thesis, Uppsala Universitet*.
- Ramböll, 2007. Hydrogeologisk undersökning Mauriden. Uppdragsnummer 61880619805. Ramböll Sverige AB
- Şen, Z, 1990. Nonlinear Radial Flow in Confined Aquifers Toward Large-Diameter Wells, *Water Resources Research* 26, 1103-1109, doi:0043-1397/90/89WR-03377\$02.00
- Singh, R.N., S.A. Ngah, och A.S. Atkins, 1985. Applicability of current theories for the prediction of water inflows to surface mining excavations, *Proc, 2nd International Mine Water Congress* 1, 553-569, Granada, Spanien
- Sjöberg, J., 1999. Analysis of Large Scale Rock Slopes, *Ph. D., Luleå Tekniska Universitet*
- SMHI, 2015. Nederbörds- och temperaturdata från Luftwebb [e-resurs] Tillgänglig från: <<http://www.luftwebb.smhi.se>> [Åtkomstdatum 26 mar 2015]
- Sveriges Geologiska Undersökning, SGU, 2013. Vägledning för provning av gruvverksamhet, *Dnr 04-2288/2012*, 74 sid.
- Sveriges Geologiska Undersökning, SGU, 2014a. Historiska gruvor. [e-resurs] Tillgänglig från: <<http://www.sgu.se/mineralnaring/svensk-gruvnaring/historiska-gruvor/>> [Åtkomstdatum 9 feb 2015]
- Sveriges Geologiska Undersökning, SGU, 2015a. Berggrundskartan – *Kartgeneratoren*. [e-resurs] Tillgänglig från: <http://apps.sgu.se/kartgenerator/maporder_sv.html> [Åtkomstdatum 6 feb 2015]
- Transport Scotland, 2012. Queensferry Cutting – Hydrogeological Assessment. Uppdragsnummer FRC-P-____E-099-R-NT-EAR-06001-05
- Tyréns, 2003. Hydrogeologisk undersökning, Rörtången och Ödsmåls Mosse. Uppdragsnummer 203700. Tyréns AB
- Vandersluis, G.D., V. Straskraba, och S.A. Effner, 1995. Hydrogeological and Geochemical Aspects of Lakes Forming in Abandoned Open Pit Mines, in *Proceedings of Water Resources at Risk*. IMWA 162-177. Carbondale, IL: American Institute of Hydrology
- Vatten & Miljöbyrå, 2008. Hydrogeologisk undersökning inför nytt dagbrott. Uppdragsnummer 717. Vatten & Miljöbyrå AB
- Vatten & Miljöbyrå, 2009. Utökad hydrogeologisk undersökning inför nytt dagbrott. Uppdragsnummer 839. Vatten & Miljöbyrå AB
- Vatten & Miljöbyrå, 2010. Omgivningspåverkan vid tömning av Leveäniemi dagbrott. Uppdragsnummer 10024. Vatten & Miljöbyrå AB
- von Brömssen, U., 1968. Grundvattenbildning I geologiskt olika terrängavschnitt: Försök till bestämning av infiltrationskoefficienter, *Metod-Teknik-Analys*, Stockholm

- Wanhainen, C., K. Billström, och O. Martinsson, 2006. Age, petrology and geochemistry of the porphyritic Aitik intrusion, and its relation to the disseminated Aitik Cu-Au-Ag deposit, northern Sweden, *GFF* 128, 273-286, doi:10.1080/11035890601284273
- Wek'èezhii Land and Water Board, WLWB, 2007. Diavik diamond mine ammonia management plan – review panel report. Report prepared by Wek'èezhii Land and Water Board Ammonia Management Plan Expert Panel for the Wek'èezhii Land and Water Board, Yellowknife, North West Territories, Canada, Feb 9, 2007
- Wen, Z., G. Huang, och H. Zhan, 2008. An analytical solution for non-Darcian flow in a confined aquifer using the power law function, *Advances in Water Resources* 31, 44-55, doi:10.1016/j.advwatres.2007.06.002
- Willmott, C.J., 1981. On the validation of models, *Physical Geography* 2, 184-194, doi:10.1080/02723646.1981.10642213
- Willmott, C.J., K. Matsuura, och S.M. Robeson, 2009. Ambiguities inherent in sums-of-squares-based error statistics, *Atmospheric Environment* 43, 749-752, doi:10.1016/j.atmosenv.2008.10.005
- Willmott, C.J., S.M. Robeson, and K. Matsuura, 2012. A refined index of model performance, *International Journal of Climatology* 32, 2088-2094, doi:10.1002/joc.2419
- Winsa, M., 2014. Uppdatering av bergmekaniska designvillkor för Mertainen dagbrott, *MSc Thesis, Luleå Tekniska Universitet*
- Younger, P.L., S.A. Banwart, och R.S. Hedin, 2002. Mine Water – Hydrology, Pollution, Remediation. [e-bok] Springer Science+Business Media Dordrecht. Tillgänglig från: Stockholms Universitet, Bibliotekshemsida <<http://www.sub.su.se/>> [Åtkomstdatum 6 feb 2015]
- Zhang, G., och M. Koch, 1991. The Dupuit assumption and its reliability, *Technical Report*, Florida Department of Environmental Protection, Tallahassee, Florida, U.S.A.

Appendix A: Valda parametrar i de olika dagbrotten

Tabell 18: Valda parametrar för Aitik

År	Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	Grundvatten- bildning till berg, G_{berg} [m/s]	Brytdjup, H [m]	Gvy i dagbrottet, h_w [m]	Avstånd till grundvattentryckta, h_p [m]	Influens- område, R [m]	Bottenradie, r_0 [m]	Ekvivalent radie, r_p [m]	Dagbrottets ytarea, A [m ²]	Direkt nederbörd i dagbrottet [m/s]
2000	3,0E-07	3,5E-09	315	0	142	2171	410	490	1880000	1,0E-08
2001	3,0E-07	3,5E-09	330	0	141	2286	398	478	2000000	1,0E-08
2002	3,0E-07	3,5E-09	330	0	141	2286	398	478	2130000	1,0E-08
2003	3,0E-07	3,5E-09	330	0	141	2286	398	478	2130000	1,0E-08
2004	3,0E-07	3,5E-09	330	0	141	2286	398	478	2180000	1,0E-08
2005	3,0E-07	3,5E-09	390	0	131	2665	239	319	2360000	1,0E-08
2006	3,0E-07	3,5E-09	390	0	131	2665	239	319	2550000	1,0E-08
2007	3,0E-07	3,5E-09	405	0	135	2798	231	311	2660000	1,0E-08
2008	3,0E-07	3,5E-09	405	0	135	2798	231	311	2780000	1,0E-08
2009	3,0E-07	3,5E-09	420	0	140	2920	210	290	2780000	1,0E-08
2010	3,0E-07	3,5E-09	420	0	140	2920	210	290	2780000	1,0E-08
2011	3,0E-07	3,5E-09	450	0	152	3202	195	275	2780000	1,0E-08
2012	3,0E-07	3,5E-09	450	0	152	3202	195	275	2780000	1,0E-08
2013	3,0E-07	3,5E-09	450	0	152	3202	195	275	2780000	1,0E-08
2014	3,0E-07	3,5E-09	450	0	152	3202	195	275	2780000	1,0E-08

Tabell 19: Valda parametrar för Maurliden

År	Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	Grundvatten- bildning till berg, G_{berg} [m/s]	Brytdjup, H [m]	Gvy i dagbrottet, h_w [m]	Avstånd till grundvattentryckta, h_p [m]	Influens- område, R [m]	Bottenradie, r_0 [m]	Ekvivalent radie, r_p [m]	Dagbrottets ytarea, A [m ²]	Direkt nederbörd i dagbrottet [m/s]
2012	3,0E-07	4,1E-09	79	0	35	270	49	89	52250	1,2E-08
2013	3,0E-07	4,1E-09	97	0	43	334	33	81	52250	1,2E-08
2014	3,0E-07	4,1E-09	109	0	54	379	21	75	52250	1,2E-08

Tabell 20: Valda parametrar för Maurliden

År	Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	Grundvatten- bildning till berg, G_{berg} [m/s]	Brytdjup, H [m]	Gvy i dagbrottet, h_w [m]	Avstånd till grundvattentryckyta, h_p [m]	Influens- område, R [m]	Bottenradie, r_0 [m]	Ekvivalent radie, r_p [m]	Dagbrottets ytarea, A [m ²]	Direkt nederbörd i dagbrottet [m/s]
aug-11	3,0E-07	3,4E-09	66	0	35	237	67	98	52250	1,0E-08
sep-11	3,0E-07	5,1E-09	64	0	35	231	69	99	52250	1,5E-08
okt-11	3,0E-07	6,5E-09	64	0	35	231	69	99	52250	2,0E-08
nov-11	3,0E-07	7,3E-09	65	0	35	232	68	99	52250	2,2E-08
dec-11	3,0E-07	6,0E-09	66	0	35	237	67	98	52250	1,8E-08
jan-12	3,0E-07	5,5E-09	68	0	34	240	64	97	52250	1,6E-08
feb-12	3,0E-07	4,6E-09	70	0	34	246	62	95	52250	1,4E-08
mar-12	3,0E-07	4,0E-09	71	0	34	247	61	95	52250	1,2E-08
apr-12	3,0E-07	2,8E-09	68	0	34	242	64	97	52250	8,4E-09
maj-12	3,0E-07	7,4E-10	68	0	34	241	64	97	52250	2,2E-09
jun-12	3,0E-07	8,7E-10	70	0	34	247	62	95	52250	2,6E-09
jul-12	3,0E-07	2,6E-09	71	0	34	249	61	95	52250	7,8E-09
aug-12	3,0E-07	3,4E-09	72	0	34	250	59	94	52250	1,0E-08
sep-12	3,0E-07	5,1E-09	73	0	34	254	58	93	52250	1,5E-08
okt-12	3,0E-07	6,5E-09	72	0	34	252	59	94	52250	2,0E-08
nov-12	3,0E-07	7,3E-09	75	0	34	259	55	92	52250	2,2E-08
dec-12	3,0E-07	6,0E-09	79	0	35	269	49	89	52250	1,8E-08
jan-13	3,0E-07	5,5E-09	83	0	36	278	42	85	52250	1,6E-08
feb-13	3,0E-07	4,6E-09	86	0	39	285	33	81	52250	1,4E-08
mar-13	3,0E-07	4,0E-09	86	0	39	285	33	81	52250	1,2E-08
apr-13	3,0E-07	2,8E-09	80	0	35	274	47	88	52250	8,4E-09
maj-13	3,0E-07	7,4E-10	85	0	37	286	38	83	52250	2,2E-09

Freddy Blomberg

jun-13	3,0E-07	8,7E-10	90	0	42	295	25	77	52250	2,6E-09
jul-13	3,0E-07	2,6E-09	83	0	36	281	42	85	52250	7,8E-09
aug-13	3,0E-07	3,4E-09	87	0	39	290	33	81	52250	1,0E-08
sep-13	3,0E-07	5,1E-09	97	0	43	332	33	81	52250	1,5E-08
okt-13	3,0E-07	6,5E-09	97	0	43	332	33	81	52250	2,0E-08
nov-13	3,0E-07	7,3E-09	97	0	43	332	33	81	52250	2,2E-08
dec-13	3,0E-07	6,0E-09	97	0	43	332	33	81	52250	1,8E-08
jan-14	3,0E-07	5,5E-09	97	0	43	332	33	81	52250	1,6E-08
feb-14	3,0E-07	4,6E-09	97	0	43	332	33	81	52250	1,4E-08
mar-14	3,0E-07	4,0E-09	97	0	43	332	33	81	52250	1,2E-08
apr-14	3,0E-07	2,8E-09	97	0	43	332	33	81	52250	8,4E-09
maj-14	3,0E-07	7,4E-10	101	0	46	349	29	79	52250	2,2E-09
jun-14	3,0E-07	8,7E-10	101	0	46	349	29	79	52250	2,6E-09
jul-14	3,0E-07	2,6E-09	101	0	46	349	29	79	52250	7,8E-09
aug-14	3,0E-07	3,4E-09	101	0	46	349	29	79	52250	1,0E-08
sep-14	3,0E-07	5,1E-09	105	0	50	364	25	77	52250	1,5E-08
okt-14	3,0E-07	6,5E-09	105	0	50	364	25	77	52250	2,0E-08
nov-14	3,0E-07	7,3E-09	105	0	50	364	25	77	52250	2,2E-08
dec-14	3,0E-07	6,0E-09	109	0	54	379	21	75	52250	1,8E-08
jan-15	3,0E-07	5,5E-09	109	0	54	379	21	75	52250	1,6E-08
feb-15	3,0E-07	4,6E-09	109	0	54	379	21	75	52250	1,4E-08

Tabell 21: Valda parametrar för Gruvberget

År	Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	Grundvatten- bildning till berg, G_{berg} [m/s]	Brytdjup, H [m]	Gvy i dagbrottet, h_w [m]	Avstånd till grundvattentryckta, h_p [m]	Influens- område, R [m]	Bottenradie, r_0 [m]	Ekvivalent radie, r_p [m]	Dagbrottets ytarea, A [m ²]	Direkt nederbörd i dagbrottet [m/s]
2012	2,6E-07	3,0E-09	19,25	0	9	175	150	200	196350	9,0E-09
2013	2,6E-07	3,0E-09	33	0	15	181	125	188	196350	9,0E-09
2014	2,6E-07	3,0E-09	63	0	28	222	75	163	196350	9,0E-09

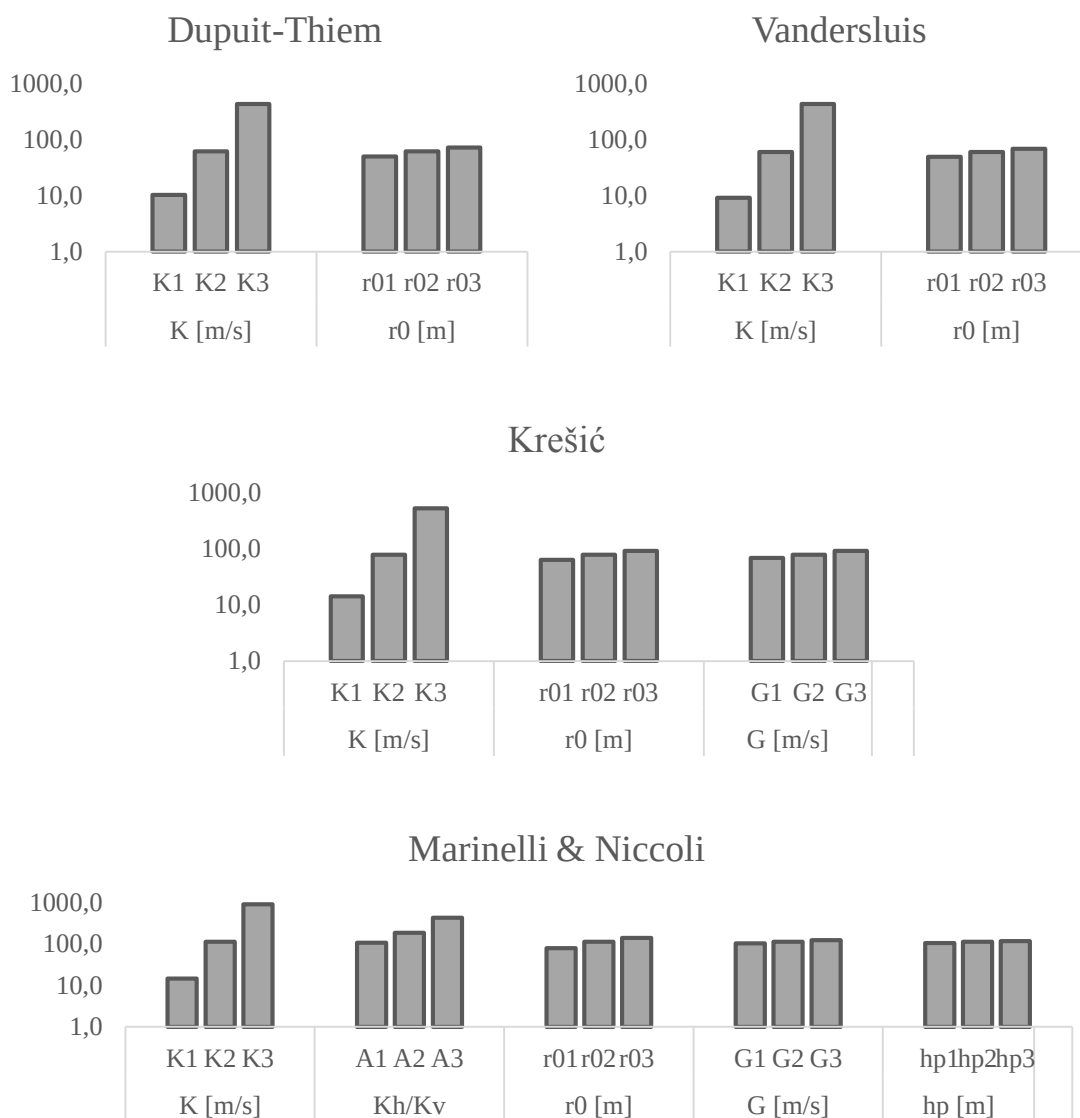
Tabell 22: Valda parametrar för Leveäniemi

Månad	Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	Grundvatten- bildning till berg, G_{berg} [m/s]	Brytdjup, H [m]	Gvy i dagbrottet, h_w [m]	Avstånd till grundvattentryckta, h_p [m]	Influens- område, R [m]	Bottenradie, r_0 [m]	Ekvivalent radie, r_p [m]	Dagbrottets ytarea, A [m ²]	Direkt nederbörd i dagbrottet [m/s]
jul-14	3,0E-07	2,8E-09	80	0	36	742	517	572	1235000	8,4E-09
aug-14	3,0E-07	2,9E-09	80	0	36	742	517	572	1235000	8,5E-09

Tabell 23: Valda parametrar för Masugnsbyn

År	Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	Grundvatten- bildning till berg, G_{berg} [m/s]	Brytdjup, H [m]	Gvy i dagbrottet, h_w [m]	Avstånd till grundvattentryckta, h_p [m]	Influens- område, R [m]	Bottenradie, r_0 [m]	Ekvivalent radie, r_p [m]	Dagbrottets ytarea, A [m ²]	Direkt nederbörd i dagbrottet [m/s]
2000	2,5E-06	3,7E-09	22	0	10	198	105	137	90000	1,1E-08
2001	2,5E-06	3,7E-09	27	0	12	229	103	136	90000	1,1E-08
2002	2,5E-06	3,7E-09	32	0	14	263	100	135	90000	1,1E-08
2003	2,5E-06	3,7E-09	37	0	17	300	98	133	90000	1,1E-08
2004	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	340	95	132	90000	1,1E-08
2005	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	341	96	133	90000	1,1E-08
2006	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	342	97	133	90000	1,1E-08
2007	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	343	98	134	90000	1,1E-08
2008	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	344	99	134	90000	1,1E-08
2009	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	345	100	135	90000	1,1E-08
2010	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	346	101	135	90000	1,1E-08
2011	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	347	102	136	90000	1,1E-08
2012	2,5E-06	3,7E-09	42	0	19	348	103	136	90000	1,1E-08

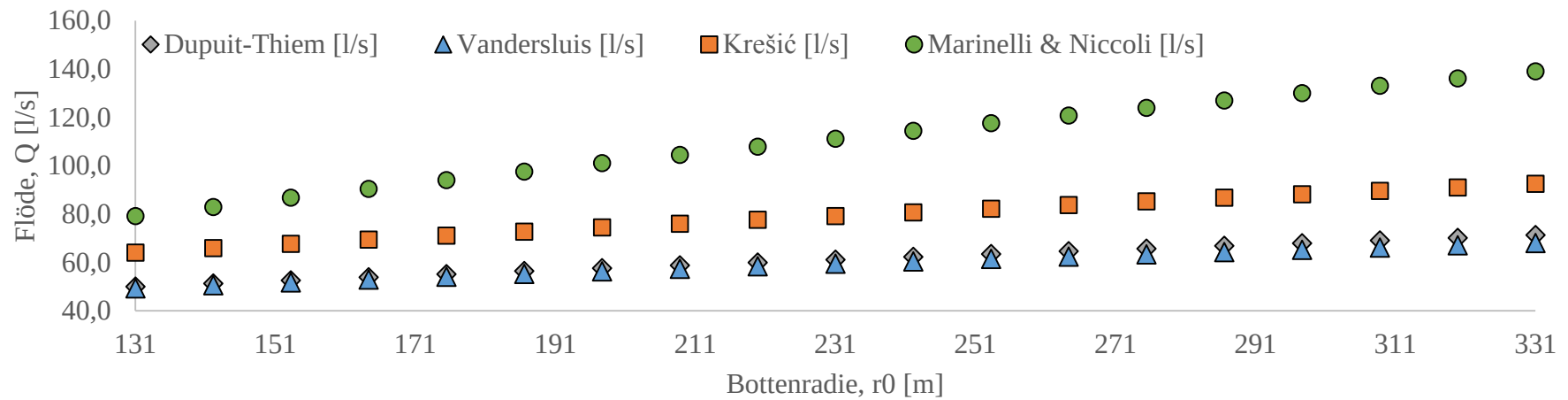
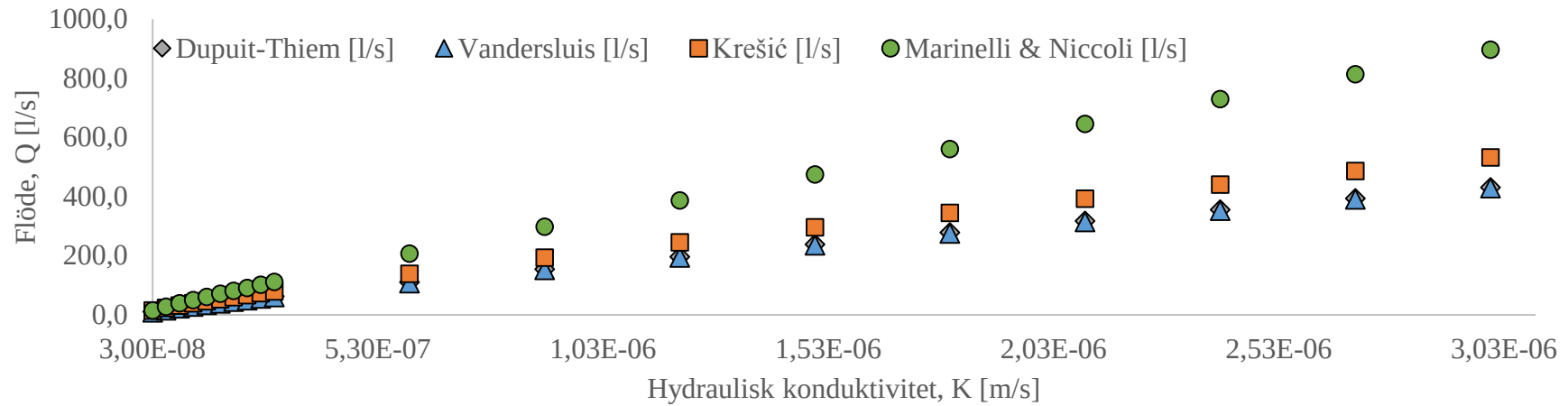
Appendix B: Känslighetsanalys



Figur 37: Känslighetsanalys som visar hur de olika metoderna påverkas av förändringar i de ingående parametrarna.

Tabell 24: De scenarier som användes i känslighetsanalysen tillsammans med de ursprungsvärden som övriga parametrar hölls vid

	Ursprungsvärde	Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3
Hydraulisk konduktivitet, K [m/s]	$3,0 \times 10^{-7}$	$3,0 \times 10^{-8}$	$3,0 \times 10^{-7}$	$3,0 \times 10^{-6}$
Bottenradie, r_0 [m]	231	131	231	331
Grundvattenbildning till berg, G_{berg} [m/s]	$3,5 \times 10^{-9}$	$1,7 \times 10^{-9}$	$3,5 \times 10^{-9}$	$7,0 \times 10^{-9}$
Anisotropi, K_h/K_v	1	10	1	0,1
Avstånd till grundvattentryckyta, h_p [m]	135	185	135	85



Figur 38: Utökad känslighetsanalys som visar hur de olika metoderna påverkas av förändringar på den hydrauliska konduktiviteten och bottenradien.

Appendix C: Dupuit-Thiem & influensområdets radie

Som nämndes under diskussionen finns ett antal fall där den radie på influensområdet som används i Dupuit-Thiem i själva verket motsvarar ett framräknat värde på influensområdets radie (med hjälp av Kusakins eller Siehardts ekvation) samt bottenradien. Dessa källor redovisas kortfattat nedan.

Referenser

Golder Associates, 2013. Application for a category 3 permit to take water integrated road, watermain and sewer replacement Gladstone Avenue, Bank Street to Cartier Street, Ottawa, Ontario. Uppdragsnummer 12-1121-0089-2000. Golder Associates Ltd.

Miljökonsekvensbeskrivning av pumpbehovet från ett servicedike.

Stantec, 2012. Hydrogeological assessment in support of renewable energy approval application for short-term, non-recurring water taking – K2 wind power project. Uppdragsnummer 160960902. Stantec.

Hydrogeologisk undersökning av pumpbehovet i samband med anläggande av vindkraftverk.

Transport Scotland, 2012. Queensferry Cutting – Hydrogeological Assessment. Uppdragsnummer FRC-P-____E-099-R-NT-EAR-06001-05

Hydrogeologisk undersökning av pumpbehovet från en vägtunnel.

Golder Associates, 2013. Geotechnical and Hydrogeological Investigation City of Brockville – Main pumping station & Forcemain upgrade Environmental Assessment Centeen Park, Brockville, Ontario. Uppdragsnummer 13-1121-0108.

Hydrogeologisk undersökning av pumppotentialen hos ett planerat pumphus.

AECOM, 2013. Revision to the Construction Plan Report – Jericho Wind Energy Centre. Uppdragsnummer 60301207. AECOM.

Hydrogeologisk undersökning av pumpbehovet från en vindkraftspark.

Broward County Board of County Commissioners, 2009. Calculation methods for radius of influence and dewatering flow rate from aquifer test data.

Hydrogeologisk undersökning (endast Appendix).

Appendix D: Influensoområdet radie i berg

Tabell 25: Beräknad radie på influensområde i berg för respektive brytdjup (från de analytiska metoderna)

	Brytdjup, h_w [m]	Radie på influensområde, R [m]
Aitik	315	2171 – 2540
	330	2286 – 2607
	390	2504 – 2665
	405	2563 – 2798
	420	2586 – 2920
	450	2694 – 3202
Maurliden	79	270 – 497
	97	334 – 541
	109	379 – 555
Gruvberget	19,25	175 – 326
	33	181 – 386
	63	222 – 495
Leveäniemi	80	742 – 1285
Masugnsbyn	22	198 – 535
	27	229 – 617
	32	263 – 690
	37	300 – 767
	42	347 – 853
	42	348 – 853

Appendix E: Influensområdets radie i jord

Tabell 26: Beräknad radie på influensområde i jord för dagbrottet i Aitik tillsammans med beräknad bottenradie på jordlagret

Dagbrott	År	Bottenradie, r_0 [m]	Radie på influensområde, R [m]
Aitik	2000	774	1287
	2001	798	1327
	2002	823	1368
	2003	823	1368
	2004	833	1384
	2005	867	1439
	2006	901	1495
	2007	920	1527
	2008	941	1560
	2009	941	1560
	2010	941	1560
	2011	941	1560
	2012	941	1560
	2013	941	1560
	2014	941	1560

Tabell 27: Beräknad radie på influensområde i jord för dagbrottet i Maurliden tillsammans med beräknad bottenradie på jordlagret

Dagbrott	År	Bottenradie, r_0 [m]	Radie på influensområde, R [m]
Maurliden	2012	129	393
	2013	129	393
	2014	129	393

Tabell 28: Beräknad radie på influensområde i jord för dagbrottet i Maurliden tillsammans med beräknad bottenradie på jordlagret

Dagbrott	Månad	Bottenradie, r_0 [m]	Radie på influensområde, R [m]
Maurliden	Januari	129	0
	Februari	129	0
	Mars	129	0
	April	129	373
	Maj	129	324
	Juni	129	308
	Juli	129	449
	Augusti	129	414
	September	129	370
	Oktober	129	349
	November	129	336
	December	129	0

Tabell 29: Beräknad radie på influensområde i jord för dagbrottet i Gruvberget tillsammans med beräknad bottenradie på jordlagret

Dagbrott	År	Bottenradie, r_0 [m]	Radie på influensområde, R [m]
Gruvberget	2012	250	645
	2013	250	645
	2014	250	645

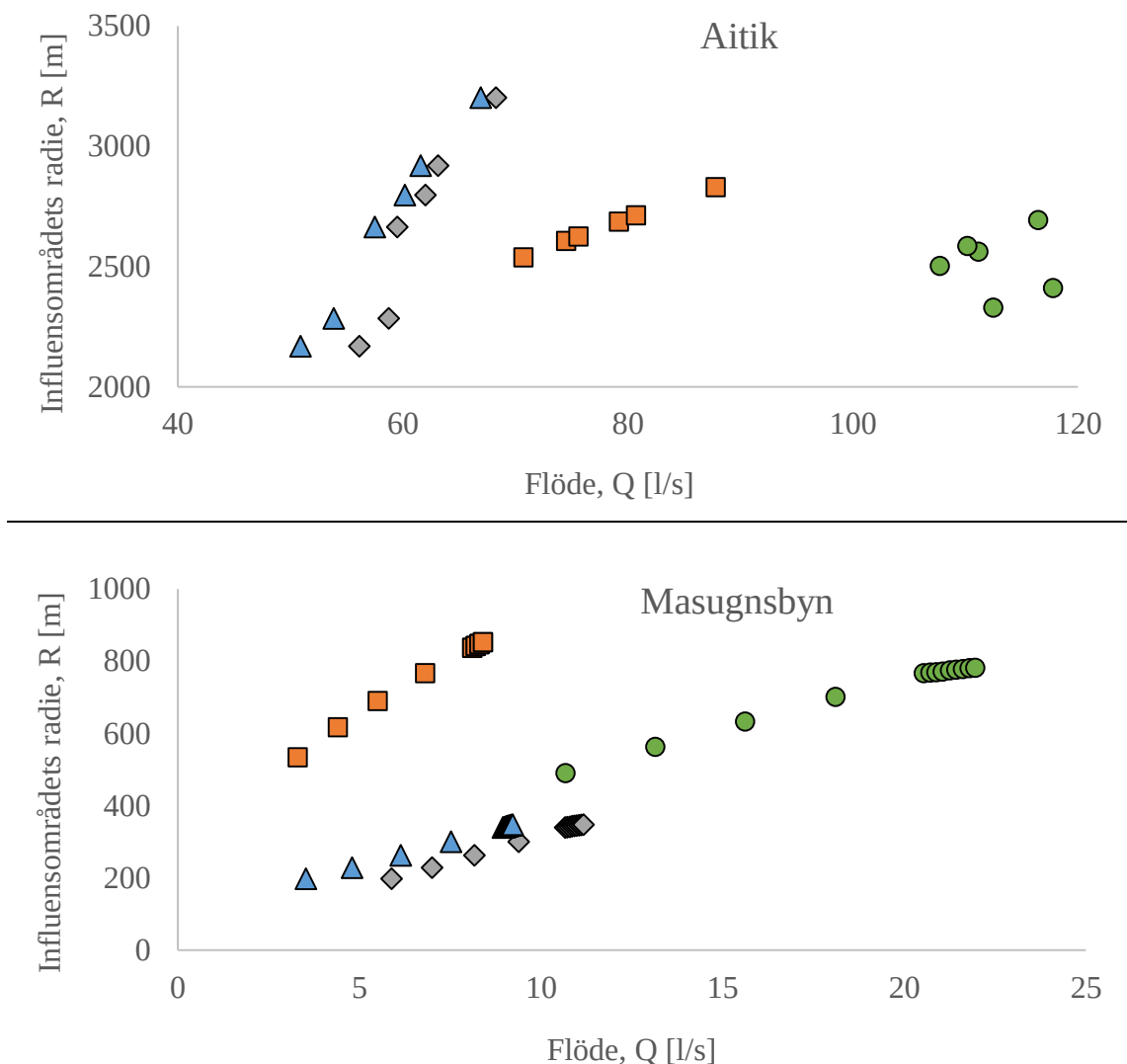
Tabell 30: Beräknad radie på influensområde i jord för dagbrottet i Leveäniemi tillsammans med beräknad bottenradie på jordlagret

Dagbrott	Månad	Bottenradie, r_0 [m]	Radie på influensområde, R [m]
Leveäniemi	Juli	627	1290
	Augusti	627	1285

Tabell 31: Beräknad radie på influensområde i jord för dagbrottet i Masugnsbyn tillsammans med beräknad bottenradie på jordlagret

Dagbrott	År	Bottenradie, r_0 [m]	Radie på influensområde, R [m]
Masugnsbyn	2000	169	411
	2001	169	411
	2002	169	411
	2003	169	411
	2004	169	411
	2005	169	411
	2006	169	411
	2007	169	411
	2008	169	411
	2009	169	411
	2010	169	411
	2011	169	411
	2012	169	411

Appendix F: Förhållande mellan influensområdets radie och inläckage



Figur 39: Förhållandet mellan influensområdets radie och det beräknade flödet för två av dagbrotten.

Ovanstående diagram visar hur olika metoderna förhåller sig till influensområdets radie (som inte undersökts i känslighetsanalysen). Av det första diagrammet att döma (Aitik) är metoderna mycket olika på den punkten. För Dupuit-Thiem och Vandersluis leder stora variationer i influensområdets radie till mycket små skillnader i inläckage. Marinelli & Niccoli visar på ett omvänt förhållande, där stora skillnader i flöde förknippas med små skillnader i influensområdets radie. Dessa trender har dock att göra med att de förhåller sig till influensområdets radie på olika sätt. Dupuit-Thiem och Vandersluis uppskattar först influensområdets radie som sedan används för att beräkna flödet. Flödet är därmed ett resultat av de värden som ges på influensområdets radie. För Krešić är influensområdets radie istället ett resultat av det flöde som beräknas, då radien ges utifrån inläckaget och grundvattenbildningen. Jämförelser som denna är relevanta endast när det finns tillräckligt många observationer för att kunna ana trender. Det gör det bara i två av dagbrotten. Däremot skulle det i teorin gå att interpolera mellan kända brytdjup i andra dagbrott för att få en längre serie.

Appendix G: Hydraulisk konduktivitet - Anisotropi

Tabell 32: Anisotropi i jord- och berglager

Författare	Kvot (K_h/K_v)	Kommentar
Kenoyer	2,4:1 - 8,3:1	Granulär akvifer
Burger/Belitz	1,33:1 - 1,57:1	Sandig akvifer
Moench/Garabedian/LeBlanc	3:1 - 10:1	Sandig akvifer
Ely/Kahle	100:1	Värde för hela berggrunden i det studerade avrinningsområdet
Ramböll	10:1	Berggrund i Maurliden
Rice	4:1	Granit och gnejs
USBOR	25:1	Sandsten

Referenser

- Burger, R.L., och K. Belitz, 1997. Measurement of anisotropic hydraulic conductivity in unconsolidated sands: A case study from a shoreface deposit, Oyster, Virginia, *Water Resources Research* 33, 1515-1522, doi:10.1029/97WR00570
- Ely, D.M., och S.C. Kahle, 2004. Conceptual Model and Numerical Simulation of the Ground-Water-Flow System in the Unconsolidated Deposits of the Colville River Watershed, Stevens County, Washington, *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report* 2004-5237, 72 sid.
- Kenoyer, G.J., 1988. Tracer Test Analysis of Anisotropy in Hydraulic Conductivity of Granular Aquifers, *Groundwater Monitoring and Remediation* 8, 67-70, doi:10.1111/j.1745-6592.1988.tb01086.x
- Moench, A.F., S.P. Garabedian, och D.R. LeBlanc, 2001. Estimation of Hydraulic Parameters from an Unconfined Aquifer Test Conducted in a Glacial Outwash Deposit, Cape Cod, Massachusetts, *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1629, 70 sid.
- Ramböll, 2007. Hydrogeologisk undersökning Maurliden. Uppdragsnummer 61880619805. Ramböll Sverige AB
- Rice, J.D., 2007. A Study on the Long-Term Performance of Seepage Barriers in Dams, Ph.D. Virginia, Tech.
- USBOR, 1999. Technical Memorandum VM-8313-1, Performance Parameters for Virginia Smith Dam, U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation

Appendix H: Optimerade K-värden

Tabell 33: Optimerade K-värden för respektive dagbrott. Till skillnad från de värden som tidigare beräknats för varje metod, i varje dagbrott, ger dessa värden på konduktiviteten den lägsta skillnaden i medelkvadratdifferensen utan att olika konduktiviteter behöver appliceras på de olika metoderna

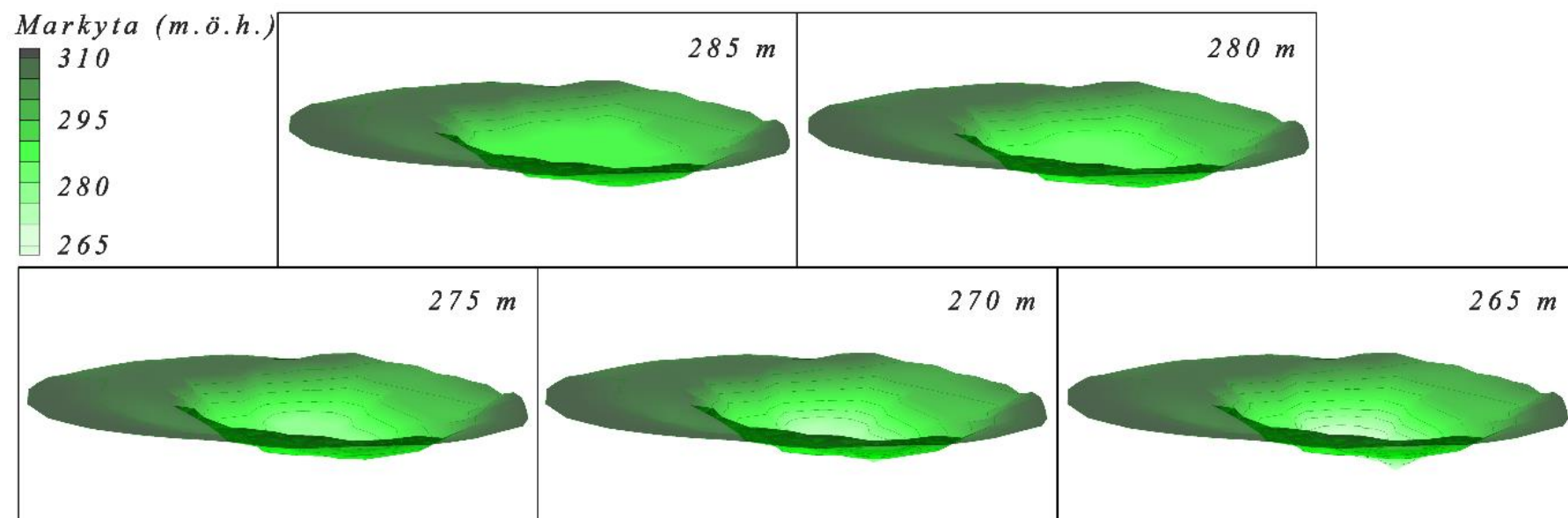
Dagbrott	Modellerat K-värde	Optimerat K-värde
Aitik	$3,0 \times 10^{-7}$	$1,3 \times 10^{-7}$
Maurliden	$3,0 \times 10^{-7}$	$9,0 \times 10^{-7}$
Gruvberget	$2,6 \times 10^{-7}$	$1,7 \times 10^{-6}$
Leveäniemi	$3,0 \times 10^{-7}$	$2,0 \times 10^{-7}$
Masugnsbyn	$2,5 \times 10^{-6}$	$8,0 \times 10^{-7}$

Appendix I: Valda beteckningar

Tabell 34: Beteckningar som används i arbetet tillsammans med den metod de förekommer i, där (1) Dupuit-Thiem, (2) Vandersluis, (3) Krešić och (4) Marinelli & Niccoli

Vald beteckning	Innebörd	Alternativa beteckningar
$Q^{(1,2,3,4)}$	Flöde	Q
$K^{(1,2,3,4)}$	Hydraulisk konduktivitet	K
$H^{(1,2,3,4)}$	Grundvattennivån vid orört tillstånd (före brytning)	H, h_0, h_1
$h_w^{(1,2,3)}$	Grundvattennivån i dagbrottet (under brytning)	h_w, h, h_2
$R^{(1,2,3,4)}$	Influensområdets radie	R, r_0
$r_0^{(1,2,3,4)}$	Dagbrottets radie	r_p, r_0, r
$G^{(3,4)}$	Grundvattenbildning	G, W, R
$h_p^{(4)}$	Avstånd till grundvattentryckyta	h_p
$m^{(4)}$	Anisotropisk parameter	m

Appendix J: Dagbrottslayout



Figur 40: Dagbrottslayout över de brytdjup som användes i den numeriska modelleringen.