



UPPSALA
UNIVERSITET

UPTEC W 19 039

Examensarbete 30 hp
Augusti 2019

Ökad grundvattenbildning genom pumpning av salt grundvatten från berggrunden på Gotland

Magnus Andersson

REFERAT

Ökad grundvattenbildning genom pumpning av salt grundvatten från berggrunden på Gotland

Magnus Andersson

På grund av ökad brist och ökad efterfrågan efter vatten på Gotland undersöks möjligheten att genom pumpning av salt grundvatten, lokalt sänka gränsen mellan salt och sött grundvatten som ligger under ön samt öka grundvattenbildningen. Med saltvattengränsen längre ner i marken skulle djupare brunnar kunna borraras och större uttag skulle kunna ske vid upprättande av en grundvattentäkt.

För att undersöka konceptet skapades en grundvattenmodell över delar av Sudret, ett område på södra delen av ön Gotland. För att kunna simulera förhållanden med pumpning i ett grundvattensystem där blandning sker mellan salt och sött grundvatten av olika densitet, utvecklades modellen i grundvattenmodelleringsprogrammet GMS i kombination med modulerna MODFLOW, MT3DMS samt SEAWAT. Tillsammans med modulerna kunde modellen hantera densitetsskillnader, förändring av saltkoncentrationer och påverkan av pumpar. Som grund vid utvecklingen av modellen användes en geologisk tredimensionell modell framtagen av SGU.

Då inga platsspecifika undersökningar vad gäller grundvattennivåer och flödes/spridningsparametrar fanns att tillgå valdes modellparametrar utifrån litteraturvärden och tidigare undersökningar från liknande förhållanden. Först skapades en modell utan pumpning för att simulera fram ett stabilt läge för saltvattengränsen och en stabil tjocklek på språngskiktet. Modellens parametrar anpassades till dess att grundvattennivån låg nära markytan och språngskiktet låg runt övergången från kalksten till sandsten. När en relativt stabil saltvattengräns simulerats fram utvecklades modellen vidare med pumpning från det salta grundvattnet.

Resultaten från arbetet visar att det med pumpning går att sänka saltvattengränsen och att en ökning av grundvattenbildningen sker motsvarande 55 % av den bortpumpade volymen saltvatten. På grund av avsaknad av lokala materialparametrar bör resultaten inte ses som mer än en indikation på att konceptet fungerar.

Vidare föreslås att lokala geohydrologiska undersökningar genomförs för att i framtiden kunna skapa en modell som bygger på lokalt uppmätta flödes- och spridningsparametrar vilket skulle generera mer pålitliga resultat. I en framtida modell bör även pumpning från den söta delen av grundvattnet adderas till modellen för att se hur utvinnande av färskvatten skulle påverka språngskiktets utbredning samt ge svar på hur stora uttag som skulle vara möjliga.

Nyckelord: Grundvattenmodellering, gotland, havsvatten, salt grundvatten, pumpning, SEAWAT, MODFLOW, ö, sötvattenlins, språngskikt

Institutionen för geovetenskaper, Luft-, vatten- och landskapslära. Villavägen 16, SE-75236 Uppsala, Sverige. ISSN 1401-5765

ABSTRACT

Increased groundwater recharge by the pumping of saline groundwater from the bedrock in Gotland

Magnus Andersson

Because of an increased shortage and an increased demand of fresh water on Gotland, the possibility to pump saline groundwater and thereby locally lower the saltwater interface and increase recharge was investigated. With the saltwater interface further down in the bedrock, deeper wells could be drilled and extraction of more fresh water would therefore be possible.

To examine the concept, a groundwater model was created to simulate the idea on a region of the peninsula Sudret on the southern part of the island of Gotland, Sweden. To be able to simulate the idea of pumping groundwater in an aquifer with a mix of saline and fresh groundwater of variable density, a model was built using the groundwater modelling program GMS in combination with the modules/program codes MODFLOW, MT3DMS and SEAWAT. With these modules, the model can handle the complex situation with extraction by pumping from groundwater of variable density and changes of salt concentration over time. A three dimensional geological model over the area produced by SGU was used as a foundation for building the model.

Since no site specific surveys considering groundwater levels and flow/dispersion parameters have been previously undertaken in the study area, the parameters of the model were chosen according to literature and findings from similar projects conducted in the past. First, a model was developed to simulate a stable saltwater interface without pumps. Parameters were changed until a groundwater level close to the surface of the model was given and the saltwater interface ended up around the transition between limestone and sandstone. When the model generated desirable results, it was further developed to include the extraction of saltwater by pumping.

Results from the project showed that the concept of lowering the saltwater interface by pumping works, with an increased recharge corresponding to 55 % of the extracted saltwater volume. Because of a lack of site specific parameters, the results should not be seen as more than an indication that the concept works.

Furthermore, geohydrological measures should be made to provide local parameters regarding flow and dispersion for more reliable future models. To gain a greater understanding of how well the concept would work in reality, further development should be undertaken to include fresh groundwater extraction to assess how that would affect the position of the saltwater interface.

Key words: Groundwatercept. modelling, gotland, seawater, salt groundwater, saltwater interface, pumping, SEAWAT, MODFLOW

Department of Earth Sciences, Program for Air, Water and Landscape Science, Uppsala University, Villavägen 16, SE-75236 Uppsala, Sweden. ISSN 1401-5765

FÖRORD

Det här examensarbetet har varit min avslutande och sista stora utmaning på Civilingenjörsprogrammet inom miljö- och vattenteknik vid Sveriges Lantbrukuniversitet samt Uppsala Universitet. Arbetet har utförts åt Uppsala Universitet med Fritjof Fagerlund, universitetslektor vid Institutionen för geovetenskaper som handledare och ämnesgranskare har Roger Herbert varit, också universitetslektor vid Institutionen för geovetenskaper.

Ett stort tack riktas till Rickard Petterson för ovärderlig hjälp med modifiering av trassliga filer samt MATLAB och Staffan Druid och Holger Strandberg för förklaring av deras tidigare arbete inom området samt kartering av diken på Sudret. Jag vill också tacka Fritjof och Roger för guidning under arbetets gång samt vänner och familj för uppmuntrande ord.

Magnus Andersson
Uppsala, 2019

Copyright © Magnus Andersson och Institutionen för geovetenskaper,
UPTEC W 19039, ISSN 1401-5765
Publicerad digitalt vid Institutionen för Geovetenskaper, Uppsala Universitet.,
Uppsala, 2019.

POPULÄRVETENSKAPLIG SAMMANFATTNING

Ökad grundvattenbildning genom pumpning av salt grundvatten från berggrunden på Gotland

Magnus Andersson

På Gotland har vatten under de senaste åren kommit att bli en stor bristvara. Vattenbristen beror på en rad olika faktorer, dels ett varmare och torrare klimat, dels en ökad turism, men också en koncentrerings av djurhållande lantbruk till färre men större lantbruk där stora punktuttag av vatten sker.

Majoriteten av allt dricksvatten på Gotland kommer från grundvattentäkter vilket betyder att man pumpar upp vatten från marken. Problemet på öar omringade av havsvatten är att grundvattnet på något djup går från att vara sött drickbart vatten, till att vara salt odrickbart vatten. Gränsen mellan det söta och det salta vattnet kallas för språngskiktet eller saltvattengränsen och under detta skikt består allt vatten av saltvatten.

Som en möjlig delösning till bristen på vatten, undersöks i det här projektet ifall det genom att pumpa upp salt vatten från under språngskiktet är möjligt att förflytta gränsen mellan sött och salt vatten djupare ner i marken. Om saltvattengränsen skulle röra sig djupare ner, skulle mer regnvatten få möjlighet att tränga ner i grundvattnet och andelen sött grundvatten skulle öka, vilket skulle tillåta större uttag av färskvatten.

För att undersöka om konceptet fungerar i praktiken har det här projektet gått ut på att utveckla en datormodell över grundvattensituationen på ett litet område på halvön sudret, södra Gotland. Med modellen har olika simuleringar utförts för att undersöka hur pumpning påverkar sötvattenlinsens position i marken. Alltså har en efterlikning av den verkliga geologin och grundvattnet i marken först återskapats i en datormodell, och sedan har även pumpar lagts in i modellen för att förutspå ifall konceptet kommer fungera i verkligheten.

Simuleringarna som gjordes under projektets gång visade att konceptet verkar fungera och att ungefär 55 % av den volym saltvatten som pumpas upp ersätts av sött vatten från regnvatten som tränger ner i marken. Simuleringarna tyder också på att det på den plats som undersöktes i projektet, inte går att pumpa några stora volymer på grund av att vattnet flödar långsamt i marken. Totalt visar modellen att ungefär 1000 liter saltvatten kan ersättas med sött vatten varje dag och att samma volym vatten skulle kunna pumpas upp från den söta delen av grundvattnet och användas till dricksvatten.

Slutligen är det viktigt att poängtera att resultaten endast bygger på en efterlikning av verkligheten och att resultaten därför inte bör tolkas som mer än en indikation på att konceptet fungerar.

Innehållsförteckning

Referat	I
Abstract	II
Förord	III
Populärvetenskaplig sammanfattning	IV
1 Inledning	1
1.1 Syfte och frågeställningar	1
2 Teori	2
2.1 Hydrogeologins grunder	2
2.1.1 Porositet	2
2.1.2 Hydraulisk Konduktivitet	2
2.1.3 Lagringsegenskaper	3
2.1.4 Vattenavgivningstalet	3
2.2 Olika typer av akviferer	3
2.2.1 Por- och sprickakviferer	4
2.2.2 Karst	4
2.3 Saltvatteninträngning	4
2.4 Grundvattenflöde	7
2.5 Numerisk grundvattenmodellering i MODFLOW	7
2.6 Grundvattenflöde med olika densiteter i SEAWAT	8
2.7 Dispersion	9
2.8 Berggrund och jordarter	10
3 Metod	11
3.1 Val och konceptualisering av modellområde	11
3.2 Geologisk modell	12
3.3 Modifiering av geologisk modell	13
3.4 Upprättande av Grundvattenmodell	15
3.5 Val av materialparametrar	15
3.5.1 Porositet	15
3.5.2 Konduktivitet	16
3.5.3 Magasinskoefficient och vattenavgivningstal	17
3.5.4 Dispersivitet	17
3.6 Coverages	17
3.6.1 Grundvattenbildning	17
3.6.2 Kustremsan	19
3.6.3 Diken och vattenytor	19
3.6.4 Starthalt salt	20
3.6.5 Pumpbrunnar	21
3.6.6 Högkonduktivt lager	21
3.6.7 Val av stressperioder	22

3.6.8	Vattenbesparing	22
4	Resultat	22
4.1	Materialparametrar	22
4.2	Modellering av stabil saltvattengräns	23
4.3	Pumpscenarion	25
4.3.1	Sänkning av saltlins genom pumpning	25
4.3.2	Ökad grundvattenbildning	28
4.3.3	Påverkansområde	30
4.4	Testsimulering	31
5	Diskussion	33
5.1	Modellering av stabil sötvattenlins	33
5.2	Pumpscenarion	34
5.2.1	Ökad grundvattenbildning	34
5.2.2	Påverkansområde	35
5.3	Variation av dispersivitet och magasin-koefficient	35
5.4	Val av plats för pilotprojekt	36
5.5	Felkällor	36
6	Slutsatser	37
	Referenser	38

1 INLEDNING

Låga grundvattennivåer är ett ökande problem på många håll i Sverige, speciellt på Gotland och Öland. En kombination av låg nederbörd, hög evapotranspiration och ökad vattenförbrukning från turism och jordbruk leder under sommarhalvåret till brist på färskvatten. På grund av stor efterfrågan på nybebyggelse av fritidshus samt större punktuttag av grundvatten från stora jordbruk ökar ständigt belastningen på grundvattnet.

Normalt sett på norra halvklotet sker större delen av grundvattenbildningen under vinterhalvåret. På halvön Sudret på södra Gotland som är fokus i det här projektet, hindras grundvattenbildningen av geologiska skäl som gör att en stor del av nederbörden på Gotland rinner ut i Östersjön istället för att perkolera ner i marken. Den avgörande begränsande faktorn för grundvattenbildningen på Gotland är tunna jordlager med underliggande tät kalkstensberggrund som karaktäriserar ön. Resultatet av de tunna jordlagren och en varierande mängd vattenhållande sprickor i berggrunden blir att magasinerna fylls på snabbt under grundvattenbildningsperioden och att grundvattennivån därför tidigt under våren ofta hamnar vid markytan. Med grundvattennivån vid markytan kan nederbörden inte längre infiltrera utan avgår istället till Östersjön via diken och vattendrag.

Eftersom Gotland har Östersjön kring sig ligger det färska grundvattnet ovanpå salt grundvatten med högre densitet. Var gränsen mellan sött och salt grundvatten ligger på Gotland är inte helt klart men på Sudret tros gränsen i stort ligga vid övergången mellan kalksten och sandsten (cirka 20 - 60 meter under markytan) (Dahlqvist och SGU, 2015). Det salta grundvattnet utgör ett stort problem för vattenförsörjningen då det begränsar möjliga uttagsmängder samt hur djupt en brunn kan borraras utan att pumpa upp odrickbart saltvatten.

Ett möjligt tillvägagångssätt för att avlasta befintliga grundvattenbrunnar och möjliggöra större uttag av dricksvatten skulle vara att förskjuta saltvattengränsen djupare ner i berget. För att göra det skulle bortpumpning av salt grundvatten ske under grundvattenbildningsperioden. Bortpumpningen skulle teoretiskt möjliggöra att grundvattenytan under perioden hålls under markytan vilket skulle tillåta nederbörden att infiltrera istället för att rinna av med ytvattnet. Idén innebär att den färska andelen av grundvatten skulle öka med den sänkta saltvattengränsen och större uttag av dricksvatten skulle kunna ske under sommaren.

1.1 SYFTE OCH FRÅGESTÄLLNINGAR

Syftet med det här examensarbetet är att genom grundvattenmodellering undersöka om det med bortpumpning av salt grundvatten går att sänka gränsen mellan sött och salt grundvatten, samt att genom periodvis avsänkning av grundvattenytan möjliggöra högre grundvattenbildning. Förslag till hur platsen bör väljas för att ett sådant pilottest ska kunna genomföras planeras också ges. Modelleringen sker i programvaran GMS (Groundwater Modelling System) med hjälp av bland annat en geologisk 3D-modell tillhandahållen av SGU, en tidigare genomförd grundvattenstudie över området (Druid, 2018) samt en litteraturstudie om grundvattenmodellering med viss fokus på modellering

av densitetsdrivet flöde.

Under arbetets gång söks svar till följande frågeställningar:

- Går det genom att använda en geologisk modell skapa en grundvattenmodell, som genererar en saltvattengräns på "rätt" djup?
- Fungerar konceptet att sänka av sötvattenlinsen genom pumpning?
- Hur stor besparing av dricksvatten skulle metoden enligt modellering möjliggöra?
- Hur skulle en sådan pumpning påverka närliggande områden?
- Vilka parametrar begränsar/möjliggör att metoden blir lyckad/misslyckad?

2 TEORI

2.1 HYDROGEOLOGIS GRUNDER

För att modellera grundvattensituationen på en plats krävs kunskap om ett antal olika parametrar som påverkar bland annat flöde, magasinering och grundvattenbildningen. Dessa parametrar förklaras i detta avsnitt var för sig.

2.1.1 Porositet

Det som bestämmer hur mycket vatten berggrunden kan hålla är till stor del porositeten, n , som skiljer sig markant mellan olika jord- och bergarter. Normalt sätt bestäms porositeten som hålvolymen, V_h , dividerat med totala volymen, V_t av en viss volym, $n = V_h/V_t$. I berggrunden ligger ofta majoriteten av grundvattenförekomsterna i sprickzoner. I dessa sprickzoner kan en så kallad frakturporositet eller sekundärporositet, n_f , beräknas som $n_f = Fa$, där F är antalet sprickor som korsar en rak linje genom en viss längd och a är medeltjockleken på dessa sprickor. Information om sprickorna ges utifrån geotekniska undersökningar av berggrunden (Hiscock, 2007).

2.1.2 Hydraulisk Konduktivitet

Hydraulisk konduktivitet är ett mått på hur snabbt vatten flödar genom ett material och beror av både det som flödar samt mediet flödet sker genom (Domenico och Schwartz, 1998). Normalt sett skiljer sig den hydrauliska konduktiviteten i olika riktningar inom en formation, det vill säga att alla naturliga bergarter och jordarter har en viss heterogenitet på grund av hur bergarten först bildades, stratifiering och packning. När det gäller jordarter bygger heterogeniteten i stort på porstorleksfördelning och packning. Heterogeniteten i ett material ger upphov till anisotropa förhållanden för konduktiviteten. Det vill säga att vatten flödar lättare i vissa riktningar inom materialet. För sedimentära bergarter finns det i regel en horisontell stratifiering som gör att konduktiviteten för flöde vinkelrätt mot stratifieringen K_v , är större än den horisontella konduktiviteten, K_h . Förhållandet mellan K_v och K_h skiljer från plats till plats och måste därför undersökas från fall till fall. För de flesta fall i sedimentära bergarter gäller däremot att K_v är mellan 1 och 10 gånger större än K_h (Domenico och Schwartz, 1998).

2.1.3 Lagringsegenskaper

Lagring av grundvatten i en sluten akvifer beskrivs med magasinskoefficienten, S som definieras som

$$S = S_s \cdot b \quad (1)$$

där S_s är den specifika magasinskoefficienten och b mäktigheten på akviferen i fråga. Med S_s menas volymen vatten [m^3] som släpps från magasineringen i en enhetsvolym av akviferen per minskad enhet i hydraulisk potential. Ungefärliga värden på den specifika magasinskoefficienten ges i Domenico och Miffilin (1965) vilka visas i tabell 1.

Tabell 1: Tabell över ungefärliga värden på den specifika magasinskoefficienten i olika material. Tabell efter (Domenico och Miffilin, 1965).

Material	[1/m]
Meledhård lera	0.000918 - 0.00128
Tät sandig grus	0.000049 - 0.0001
Sprickigt berg	3.3e-6 - 6.9e-5
Solitt berg	< 3.3e-6

Den specifika magasinskoefficienten för ett visst material kan också skattas som

$$S_s = \rho_w g (\alpha + n\beta) \quad (2)$$

där ρ_w är densiteten på vatten, g är gravitationen, n materialets porositet, α materialets kompressibilitet och β är vattnets kompressibilitet (Freeze och Cherry, 1979). Genom att anta följande vanliga värden

$$\begin{aligned} \rho_w &= 1000 \text{ kg/m}^3 \\ g &= 9.81 \text{ m/s}^2 \\ \beta &= 4.4 * 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N} \end{aligned}$$

kan ekvation 2 skrivas om till

$$S_s = 9810\alpha + 4.32 * 10^{-6}n \quad (3)$$

som nu istället endast beror av materialets porositet samt kompressibilitet (Younger, 1994). Typiska värden på kompressibilitet ges i Domenico och Schwartz (1998) och varierar mellan $2 * 10^{-6}$ och $3.3 * 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ för olika material.

2.1.4 Vattenavgivningstalet

Med vattenavgivningstalet (eng. specific yield) menas den volym vatten som dräneras ur en öppen akvifer per areaenhet vid en avsänkning av grundvattenytan på en enhet. Vanligtvis ges värden på vattenavgivningstalet i procent (Knutsson och Morfeldt, 2002).

2.2 OLIKA TYPER AV AKVIFERER

Inom geohydrologin klassas olika typer av grundvattenförekomster ofta efter hur vattnet strömmar och lagras och de delas enligt Knutsson och Morfeldt (2002) in i tre huvudklasser; porakviferer, sprickakviferer och karst samt kombinationer av de olika typerna.

2.2.1 Por- och sprickakviferer

En porakvifer karakteriseras av att hela akviferen består av material med vatten i lagrat i porer. Vanligtvis är de flesta jordarter av denna typ, men även vissa grovkorniga sedimentära bergarter som lösa sandstenar, kalkstenar och lavar. En vanlig och betydande porakvifertyp i Sverige är rullstensåsar. De kan ha stor uttagskapacitet på mellan 100 och 150 l/s och hydrauliska konduktiviteter på $10^{-2} - 10^{-4}$ m/s vilket gör dem väl ämnade till dricksvattenuttag (Knutsson och Morfeldt, 2002).

När det gäller bergarter så krävs en viss dränerbar porositet som kan finnas i sedimentära bergarter för att de ska kallas för porakviferer. Exempel på bergarter som kan vara rena porakviferer är grovkorniga sand- och kalkstenar samt konglomerat. Vanligtvis förekommer dock de sedimentära grundvattenförekomsterna som kombinerade sprick- och porakviferer.

Ofta innehåller sandsten och konglomerat mycket sprickor och en porositet på uppemot 30 % vilket innebär hög magasineringsförmåga, men också hög hydraulisk konduktivitet på mellan $10^{-5} - 10^{-6}$ m/s som möjliggör stora uttag. Något som påverkar uttagskapaciteten i sedimentära bergarter är konsolideringsgraden, dvs hur hög belastning materialet tidigare har utsatts för. Att en sandsten är mycket konsoliderad betyder att porositeten är låg, varför den vattenhållande förmågan helt beror på hur sprickigt berget är (Knutsson och Morfeldt, 2002).

2.2.2 Karst

Karst kallas områden där kemisk vittring har skapat eller vidgat spricksystem i berget. Fenomenet uppkommer i karbonatberggrund då kolsyra i yt- och grundvatten reagerar med mineralet kalciumkarbonat (CaCO_3) vilket vittrar berget. Vittringen kan vid vissa förhållanden skapa stora spricksystem och ibland även stora grottor samt så kallade slukhål. Ett exempel på en sådan grottbildning är Lummelundagrottorna på Gotland (Dahlqvist och SGU, 2015). Eftersom karst består av stora vattenledande spricksystem blir områdena ofta betydande grundvattenförekomster, men också känsliga för föroreningar på grund av den snabba transporten som kan ske i sprickorna (Knutsson och Morfeldt, 2002). Då karst består av sprickor åt olika håll och med olika storlek så kan den hydrauliska konduktiviteten variera kraftigt över små områden, både i horisontalled och vertikalled.

2.3 SALTVATTENINTRÄNGNING

I kustnära områden samt på öar finns det två olika typer av grundvatten. Dels det färska/söta grundvattnet som kan användas till bland annat dricksvatten och bevattning och dels salt grundvatten som trängt in i marken från angränsande hav. På grund av att saltvatten har en högre halt lösta ämnen har det också en högre densitet än sötvatten vilket gör att saltvattnet befinner sig under det söta grundvattnet. Mellan det söta och det salta grundvattnet ligger en övergångszon av varierande längd där saltkoncentrationen ökar med djupet. På mindre öar innebär den här beskickningen av grundvattnet att det finns en övergångszon mellan salt och sött grundvatten som går under hela ön. Var den här övergångszonen ligger beror på en mängd olika parametrar, bland annat skillnad i densitet och salinitet mellan det färska och det salta grundvattnet, typ av berggrund samt

hur grundvattennivån ligger i förhållande till havsnivån (Hiscock, 2007). Med förenklade förutsättningar går det att grovt uppskatta på vilket djup gränssytan mellan salt och färskt grundvatten bör ligga stationärt. För att uppskattningen ska vara applicerbar krävs att ett antal villkor är uppfyllda

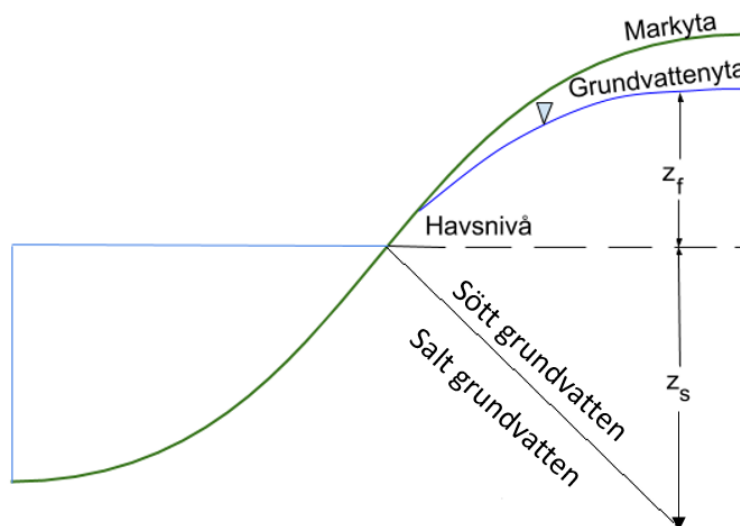
- det är en öppen och homogen akvifer
- grundvattensytan ligger ovanför havsytan och sluttar neråt mot havet
- försumbara vertikala komponenter i grundvattenflödet

Om villkoren ovan är uppfyllda kan följande ekvationer formuleras med relativt goda resultat

$$\rho_s g z_s = \rho_f g (z_f - z_s) \quad (4)$$

$$z_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} z_f \quad (5)$$

där ρ_s och ρ_f är det salta respektive det färska grundvattnets densitet, z_f är avståndet mellan havsnivån och grundvattensytan och z_s motsvarar djupet till gränssytan från havsnivån, se figur 1. Ghyben-Herzberg-förhållandet innebär att små förändringar i grundvattensytans läge ger stora förändringar i var gränssytan hamnar när jämvikt är uppnått. Om ett så stort uttag görs att grundvattensytan lägger sig under havsytan, kommer saltvattengränsen röra sig horisontellt längre in mot land och saltvatteninträngning sker.



Figur 1: Schematisk figur över de stationära förhållandena vid Ghyben-Herzbergs relation enligt Hiscock 2005.

Ghyben-Herzberg kan även appliceras på stängda akviferer ifall grundvattenytan ersätts med den stängda akviferens potentiometrisk yta. Då Ghyben-Herzberg antar stationära förhållanden och homogen berggrund ger teorin ofta en position för sötvattenlinsen som ej är representativ för verkligheten.

En av de vanligaste riskerna för kustnära grundvattentäkter är saltvatteninträngning (Hiscock, 2007), och vanligtvis sker inträngningen som ett resultat av mänskliga ingrepp. En anledning till saltvatteninträngning är pumpning av grundvatten. När uttaget av grundvatten är större än grundvattenbildningen sänks grundvattennivån och därmed också den hydrauliska potentialen i marken. När den hydrauliska potentialen minskar, minskar också det färska grundvattenflödet mot havet.

För att förhindra att saltvatteninträngning sker är det alltså nödvändigt att veta hur stort vattenuttag som är möjligt att göra utan att det salta grundvattnet sugs upp i akviferen på grund av minskat tryck vid uttagspunkten eftersom grundvattenflöde sker från högt till lågt tryck. Vid kustnära områden är det också nödvändigt att se till att grundvattenytan inte sänks så mycket att saltvattengränsen höjs upp i akviferen enligt ovanstående Ghyben-Herzberg-teori.

2.4 GRUNDVATTENFLÖDE

Den matematiska grunden till flöde i porösa medium togs fram av Henry Darcy som publicerade sina resultat 1856, lagen beskriver endimensionellt flöde och presenteras i ekvation 6 och kallas *Darcy's lag*

$$\frac{Q}{A} = q = -K \frac{\partial h}{\partial l} = -K \frac{h_2 - h_1}{l} \quad (6)$$

där Q är flödet [volym/tid], A är areaenheten vattnet flödar genom (vinkelrätt mot flödet), q är det specifika flödet per areaenhet [längd/tid]. K , [längd/tid], är den hydrauliska konduktiviteten som här beskriver hur det specifika flödet förhåller sig till den hydrauliska gradienten, $\frac{\partial h}{\partial l}$ eller skillnaden i hydraulisk potential över sträckan vätskan flödar, l .

När det gäller grundvattenflöde så sker det i tre dimensioner och ett sätt att beskriva tredimensionellt grundvattenflöde i ett heterogent, anisotropt material är genom den partiala differentialekvationen

$$\frac{\partial}{\partial x} (K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z}) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (7)$$

där K_{xx} , K_{yy} och K_{zz} är den hydrauliska konduktiviteten i respektive riktning, S_s den specifika lagringen [L^{-1}] beskriven längre ner i 2.1.3 och W är det volymetriska flödet per volymenhet in eller ut ur systemet, det vill säga hur stor volym vätska som flödar genom en enhetsvolym material under en tidsenhet [T^{-1}] (Harbaugh, 2005; Domenico och Schwartz, 1998). Tillsammans med randvillkor på flöde och/eller hydrauliska potentialer samt initiala hydrauliska potentialer representerar ekvation 7 ett naturligt grundvattensystem där lösningen motsvarar den hydrauliska potentialen på en viss plats i systemet vid en viss tid $h(x, y, z, t)$. Exakta analytiska lösningar till ekvationen är ofta svåra att nå och därför används numeriska metoder för att approximera fram en lösning vilket finns beskrivet i avsnitt 2.5. Ekvation 7 ovan tar inte hänsyn till densitetskillnader, för vidare teori kring densitetsberoende grundvattenflöde se avsnitt 2.6.

2.5 NUMERISK GRUNDVATTENMODELLERING I MODFLOW

MODFLOW är en programkod framtagen av United States Geological Survey, USGS 1984 för att ta fram numeriska modeller av grundvattensystem. Som nämnt i ovanstående avsnitt 2.4 går det att med vissa randvillkor samt initiala värden på hydraulisk potential att genom numeriska metoder approximera en lösning till ekvation 7. En metod att göra det på är att diskretisera den kontinuerliga ekvationen till ett ändligt antal punkter definierade utifrån tid och plats i systemet samt att byta ut de partiella derivatorna i ekvation 7 mot termer uträknade utifrån skillnader i hydraulisk potential i nämnda punkter. Metoden kallas *finita differensmetoden* vilket är vad MODFLOW grundas i (Harbaugh, 2005).

I MODFLOW byggs ett grundvattensystem upp av block/celler distribuerade över rader, kolumner och lager i ett så kallat *grid*. I detta grid tilldelas varje cell olika egenskaper så som storlek, porositet, konduktivitet och eventuella randvillkor. Utifrån cellernas egenskaper löser sedan MODFLOW med hjälp av finita differensmetoden en uppsättning av ekvation 7 och ger till slut den hydrauliska potentialen i varje cells mittpunkt som

resultat. Tilldelningen av de olika randvillkoren sker i GMS genom att skapa så kallade *coverages* med hjälp av GIS-verktyg i form av polygoner, noder eller linjer. Till exempel kan en polygon ritas över modelldomänen, där alla celler i angett lager inom polygonen tilldelas en viss egenskap som grundvattenbildning eller konstant hydraulisk potential.

Vid körning av MODFLOW måste valet om transient eller steady state modellering ska användas ske. I båda fallen diskretiseras tidslinjen till tidssteg där den hydrauliska potentialen beräknas i slutet av varje tidssteg. Skillnaden är att i en steady state-körning så beräknas förändringen till dess att en jämvikt uppnåtts i grundvattensystemet, medan i en transient körning väljer användaren själv hur många tidssteg som ska göras.

2.6 GRUNDVATTENFLÖDE MED OLIKA DENSITETER I SEAWAT

För modelleringen av grundvattenflöde med olika densiteter kan programmet SEAWAT användas. SEAWAT fungerar som en kombination mellan MODFLOWs flödesekvationer och programmet MT3DMS hantering av ämnestransport i den mättade zonen (Langevin m. fl., 2008). För mer information om ämnestransport i MT3DMS se (Zheng och Wang, 1998).

Vid modellering av grundvattenflöde löser SEAWAT två olika ekvationer, en ekvation för grundvattenflöde med vätskor av olika densitet

$$\nabla \cdot \left[\rho \frac{\mu_0}{\mu} \mathbf{K}_0 (\nabla h_0 + \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} \nabla z) \right] = \rho S_{s,0} \frac{\partial h_0}{\partial t} + n \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \rho_s q'_s \quad (8)$$

där

- ρ_0 är referensvätskans densitet, vanligtvis färskvatten [M/L^3]
- μ är vätskans dynamiska viskositet [M/LT]
- \mathbf{K}_0 är den hydrauliska konduktivitetstensorn i cellens material [L/T]
- h_0 är den hydrauliska potentialen uträknad efter referensvätskan [L]
- S_s är den specifika lagringen [$1/L$]
- t är tid [T]
- n är porositet för materialet i cellen [-]
- C är saltkoncentrationen [M/L^3]
- q'_s är en källa/sänka av en vätska med densiteten ρ_s .

samt en ekvation över ämnestransport för ämnen specifierade i MT3DMS

$$\left(1 + \frac{\rho_b K_d^k}{n} \right) \frac{\partial (nC^k)}{\partial t} = \nabla \cdot (n\mathbf{D} \cdot \nabla C^k) - \nabla \cdot (\mathbf{q}C^k) - q'_s C_s^k \quad (9)$$

där

- ρ_b är bulkdensiteten [M/L^3]
- K_d^k är distributionskoefficienten för ämne k [L^3/M]
- C^k är koncentrationen av ämne k [M/L^3]
- \mathbf{D} är dispersionskoefficientstensorn [L^2/T]
- \mathbf{q} är det specifika flödet [L/T]
- C_s^k är koncentrationen för källan/sänkan av ämne k .

Dessa två ekvationer, ekvation 8 och 9, bildar tillsammans det samband som relaterar densitets- och viskositetstermerna i ekvation 8 med koncentrationerna på ämnena k i ekvation 9 (Langevin m. fl., 2008).

2.7 DISPERSION

Med dispersion menas spridning av en vätska utanför flödesvägen som sker endast genom advektion. Dispersionen sker på grund av två olika processer, mekanisk dispersion samt diffusion.

Diffusion är spridning som sker genom skillnader i koncentration då olika medier alltid strävar efter att uppnå jämvikt. Det betyder att det kommer ske en spridning av ämnet från områden med hög koncentration till områden med lägre koncentration, fram till dess att jämvikt är uppnådd och koncentrationen är densamma överallt.

Med mekanisk dispersion menas spridning som ett resultat av skillnader i flödeshastighet. Variationerna i flödeshastigheter uppstår av variationer i mediet vätskan flödar i, till exempel hydraulisk konduktivitet och porstorleksförändringar. Då olika delar av vätskan rör sig med olika flödeshastigheter kommer en dispersion av lösta ämnen i vätskan att ske. För att beskriva dispersionen i ett visst medium med endimensionellt flöde används ett enkelt samband enligt ekvation 10 och 11 mellan grundvattenflödets medelhastighet v och dispersiviteterna α_L och α_T (longitudinell respektive transversell dispersivitet) som

$$D_L = \alpha_L v \quad (10)$$

$$D_T = \alpha_T v \quad (11)$$

där den longitudinella dispersionskoefficienten, D_L , är spridningen av ett ämne i riktningen det transporteras och den transversella dispersionskoefficienten, D_T , beskriver spridningen som sker vinkelrätt samt vertikalt mot strömningen (Schulze-Makuch, 2005).

För att skatta den longitudinella dispersiviteten kan följande samband användas

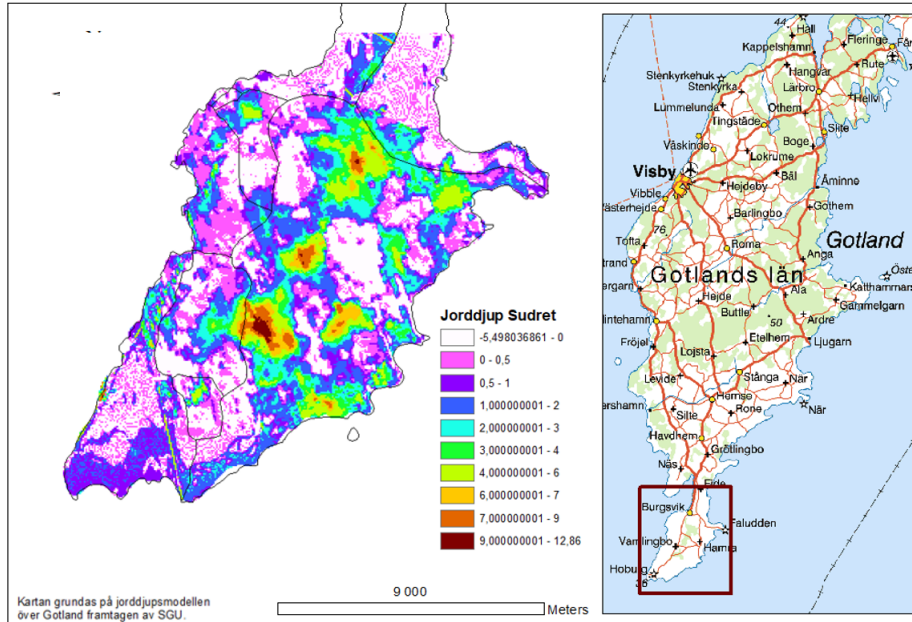
$$\alpha_L = 0.83(\log L_s)^{2.414} \quad (12)$$

där L_s är sträckan ämnet transporteras (Xu och Eckstein, 1995). Även om ekvation 12 är den mest accepterade skattningen (Jonasson m. fl., 2007) så är det inget samband som är helt accepterat inom hydrologin (Schulze-Makuch, 2005).

Paster (2010) publicerade en artikel där den transversella dispersiviteten, α_T i en stor karstrik akvifer i Israel där omblandning av färsk och salt grundvatten sker undersöktes grundligt och de konstaterar bland annat att värden givna i litteraturen tenderar att vara betydligt större än i de år i verkligheten (Paster, 2010). Paster kom i det fallet fram till $\alpha_T = 0.04$ m. När det gäller den longitudinella dispersiviteten är den ofta mellan 6 och 20 gånger större än den transversella dispersiviteten (Jakovic m. fl., 2011). Vid modellering av grundvatten med en övergångszon mellan sött och salt grundvatten har dispersionen en stor inverkan på hur tjock övergångszonen blir (Paster, 2010).

2.8 BERGGRUND OCH JORDARTER

De geologiska förhållandena på Storsudret kännetecknas av tunna jordlager varvat med berg i dagen över stora områden. I figur 2 framkommer det tydligt att de enda delarna av Sudret med några betydande jordlager finns på mellersta och östra Sudret.



Figur 2: Jorrdjup [m] samt delavrinningsområden på Sudret, södra Gotland. Skapad utifrån jorddjupsmodellen framtagen av SGU samt delavrinningsområden från SHMI. ©SGU

Under de tunna eller obefintliga jordlagren vid ytan följer siluriska sedimentära formationer. De geologiska formationerna som bygger upp Gotland sluttar svagt syd-sydost ($0.2-0.4^\circ$) och det går att observera toppen av olika formationer vid markytan på sudret. I den nordvästra delen av modelldomänen ligger sandsten i dagen som en del av Burgsvikformationen, till viss del överlagrad av tunna jordlager. Öster om burgsvikformationen ligger Hamraformationen ytligast som domineras av olika typer av kalksten. Ytterligare öster ut blottas Sundreformationen som till stor del består av kalksten med högre porositet samt revkalksten. Underlagrande ovan nämnda formationer ligger Närformationen som sträcker sig ner till cirka 150 m.u.h och består av kalksten varvat med mägersten (Erlström, 2009). De ytliga lagrena av både Hamraformationen samt Sundreformationen har vid hållobservationer gjorda av SGU visat lokal förekomst av karst i områden högre än 25 m.ö.h (Erlström, 2009).

3 METOD

För att undersöka konceptet att sänka saltvattengränsen genom pumpning delades arbetsgången upp som följer,

1. Välja modellområde
2. Skapa geologisk modell över modellområdet som kan användas i GMS
3. Bygga upp en grundvattenmodell över valt område i GMS
4. Ansätta materialparametrar för de olika materialen i den geologiska modellen
5. Definiera randvillkor, startvärden och in/utflöden till/från modellen genom att skapa så kallade *coverages* i GMS
6. Köra modellen under lång tid för att skapa en stabil sötvattenlins
7. Köra modellen med pumpar inlagda samt med saltkoncentrationerna från den långa simuleringen som startvärden för att se vilken effekt pumpning har på sötvattenlinsens läge samt på grundvattenbildningen
8. Köra modellen med ytterligare pumpar i den söta grundvattenzonen för att simulera hur färskvattenuttag på sommaren skulle påverka resultaten. På grund av tidsbrist kunde inte denna punkt genomföras.

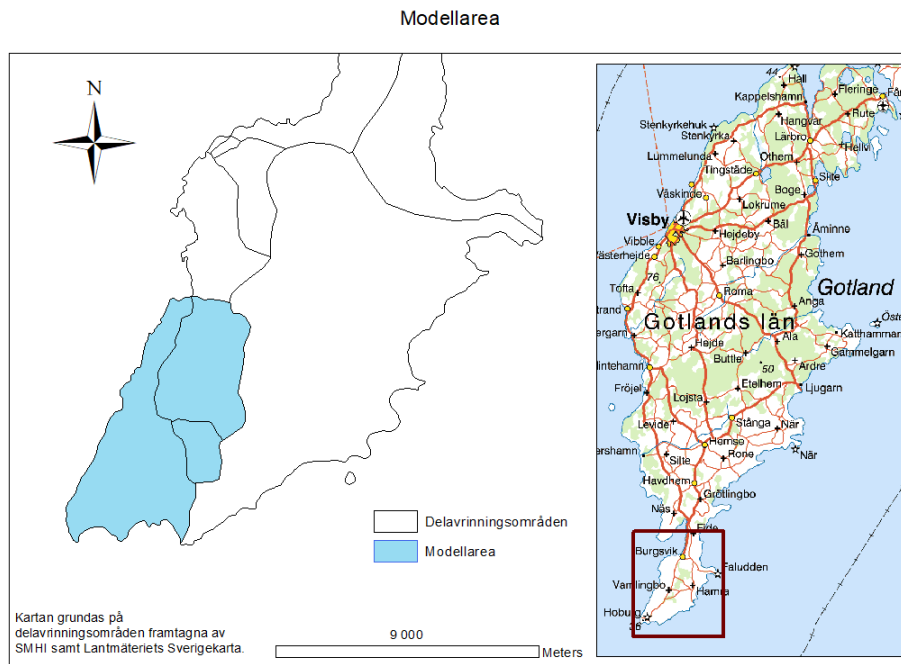
3.1 VAL OCH KONCEPTUALISERING AV MODELLOMRÅDE

När det gäller valet av modelleringsområde i den här studien har beslutet till största del byggts på att det rent modelltekniskt ska vara genomförbart att utföra studien, utan att veta mycket om den faktiska hydrogeologin i området. Det enda konkreta platskravet var att undersökningen skulle ske någonstans på Sudret.

Vid val av modellarea sattes följande tre kriterier:

- Området ska någonstans gränsa till havet för att underlätta modelleringen
- Området ska vid land avgränsas vid grundvattendelare, det vill säga vid randen till ett eller flera delavrinningsområden
- Området ska inte vara större än att det under rimlig tid går att köra och skapa modellen i MODFLOW

Utifrån dessa krav valdes tre sammanhängande delavrinningsområden på sammanlagt 3256 hektar som modellarea, se figur 3. Ett försök att modellera området öster om valt område genomfördes också. Området visade sig tyvärr vara för stort för datorn att hantera och programmet krashade.



Figur 3: Gotland, Sudret samt modellarean i blått. Modellarea uttagen utifrån SMHIs karta över delavrinningsområden.

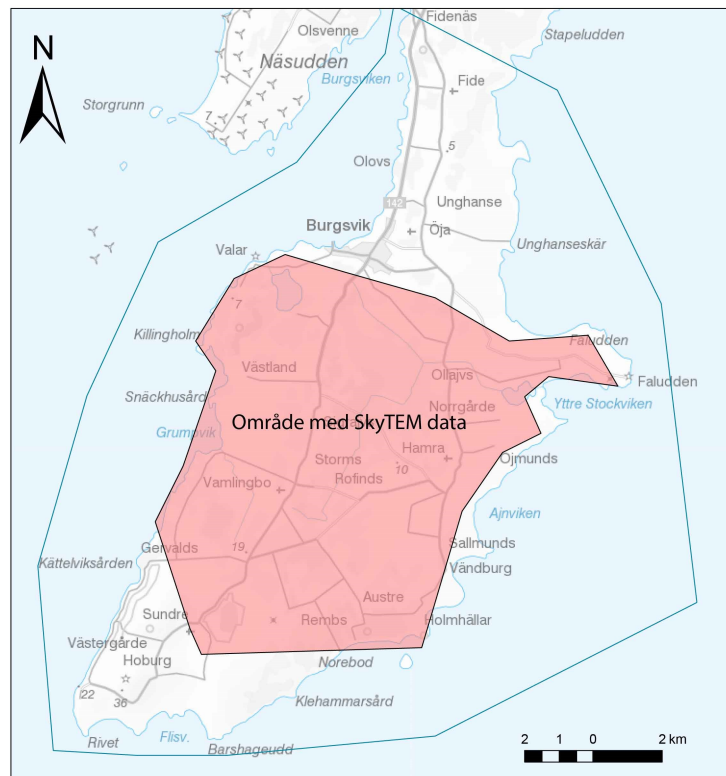
Med modellområdet bestämt enligt figur 3 bestämdes randvillkoren över modelldomänen. Ett randvillkor sattes över hela kustremsan där konstant hydraulisk potential sattes till samma nivå som havsytan, 0 m.ö.h. Då grundvattenflöde alltid går i riktning från hög till låg potential innebär en hydraulisk potential mindre än 0 m innanför randen att vatten kommer flöda in i modellen och vice versa. Randen med konstant potential fungerar alltså som en oändlig källa/sänka. Resterande modellrand i nordlig och östlig riktning ligger mellan olika delavrinningsområden vilket innebär att randen följer en grundvattendelare. Över en grundvattendelare sker inget flöde varför vatten antas flöda varken in eller ut ur modellen över randen, oberoende av tryckförhållande. Inom området finns ett antal diken och vattendrag som fungerar som utflöden ur modellen, även en liten sjö/träsk/våtmark finns inom området där en konstant vattennivå året om antas. Så länge den hydrauliska potentialen är högre än 0 m innanför randen som gränsar till havet kommer det enda flödet in i systemet vara grundvattenbildningen. När grundvattenmodellen över området anses vara tillräckligt bra läggs pumpar in i modellen för att se hur avsänkning av saltvattengränsen påverkas av olika pumphastigheter.

3.2 GEOLOGISK MODELL

Den geologiska modell som tillhandahålls av SGU har upplösningen 100x100x2 m och sträcker sig från markytan ner till 76 meter under havsnivån. Modellen består av ett grid av voxlar (celler) där varje voxel är tilldelad latitud, longitud, höjd samt ett attribut som berättar vilket av materialen/bergarterna presenterade nedan varje voxel består av.

- Kalksten
- Sandsten
- Revkalksten
- Märgel
- Silt
- Grus
- Organiskt Material
- Vatten

Modellen är uppbyggd utifrån borrhålsdata, SGU:s jordartskarta samt resistivetsmodeller skapade från geologiska sonderingar från luften med så kallad skyTEM-teknik. Den geologiska modellen sträcker sig över ett område som är större än bara Storsudret, men hela modellområdet täcks inte av skyTEM-data. Områdena utanför skyTEM-datan är inte lika tillförlitliga vilket bör beaktas vid användning av modellen, se figur 4. Hur själva skyTEM-mätningarna görs samt hur tekniken fungerar ingår inte i det här arbetet men tekniken beskrivs bland annat av Dahlqvist (2015) och Sörensen (2004).



Figur 4: Området som täcks av voxelmodellen, det rosa-markerade området täcks av skyTEM. ©SGU.

3.3 MODIFIERING AV GEOLOGISK MODELL

Innan den geologiska modellen beskriven i teoridelen 3.2 kunde användas i GMS var en del sortering och hantering av datan nödvändig. Till att börja med kom datan i en textfil av typen .xyz. I filen som var över en miljon rader lång avbröts den faktiska datan 219 gånger av en textrad där det stod "Line 1, Line 2, ..., Line 219". Avbrotten i datan gjorde vidare sortering svår och textraderna var först tvungna att lokaliseras och tas bort. Vidare

var det olika separering mellan de fyra kolumnerna i filen vilket också var tvunget att redigeras till en "tab" mellan varje kolumn innan filen kunde öppnas i andra program. Efter datahanteringen öppnades filen i ArcMap som punkter tillsammans med en karta över valt modellområde, se figur 3. Med hjälp av verktyget *Clip* i fliken för *Geoprocessing* kunde all data utanför modellområdet klippas bort. När *Clip* var genomfört skapades en ny fil i samma format som originalfilen som exporterades från ArcMap och sparades som en .csv-fil.

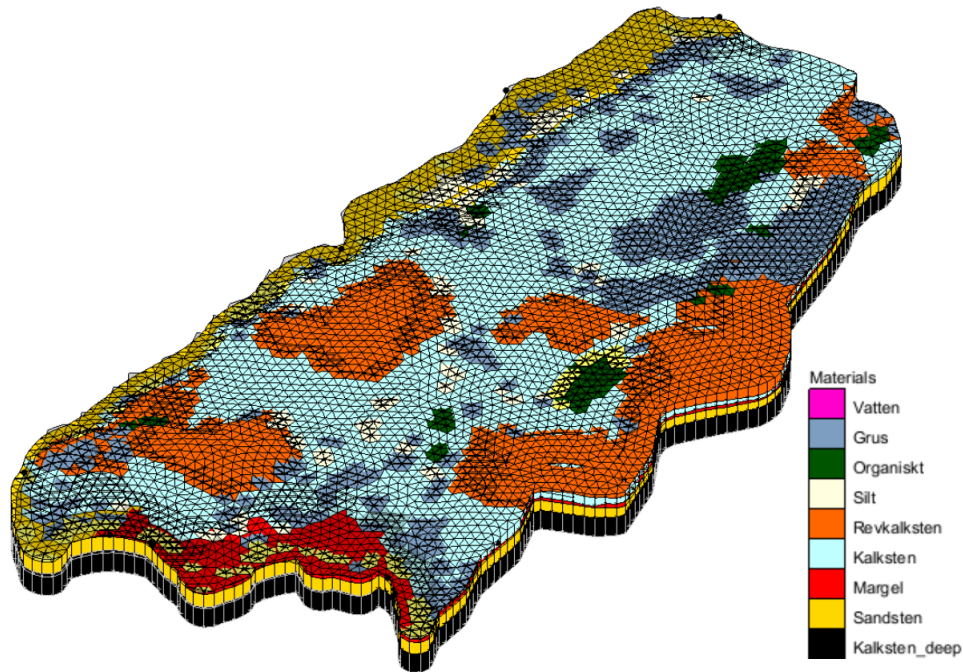
För att kunna importera datan till GIS för att bygga den geologiska modellen formaterades datan i ett format som går att importera som "borrhålsdata". För att kunna importera den geologiska modellen till GIS som borrhålsdata krävs det att varje djupprofil, alltså all data som tillhör ett visst (x,y), tilldelas ett unikt namn enligt figur 5. Eftersom modellområdet är 3256 hektar stort och varje cell i den geologiska modellen är 100 x 100 meter (1 hektar) blir det 3256 borrhål, därför sattes namnen till siffror 1, 2, 3, ..., 3256.

X-Koordinat	Y-koordinat	Z-koordinat	Material-ID	Namn
x1	y1	z1	Kalksten	1
x1	y1	z2	Kalksten	1
x2	y2	z1	Sandsten	2

Figur 5: *Formatet på borrhålsdata, koordinaterna avser varje cells mittpunkt.*

Vidare importerades datan till GIS för att där konstruera en solidmodell av den geologiska modellen. En solidmodell är en tredimensionell modell uppbyggd från borrhålsdata där varje material går att tilldela olika egenskaper som konduktivitet, porositet etc. Tyvärr framgick det snabbt att det var för mycket data för datorn att hantera.

För att lösa problemet och minska datamängden i varje djupprofil slogs cellerna ihop så att varje cell blev 6 meter djup istället för 2 meter, det vill säga tre celler slogs ihop till en cell. Sammanslagningen gjordes i MATLAB där varje borrhål undersöktes uppifrån och ned. Ifall två eller tre celler under varandra var av samma material slogs dessa tre cellerna ihop till en cell med det materialet. För de fall då de tre cellerna visade sig vara olika skapades en prioritering för att inte missa några tunna hydrologiska barriärer där vattnet har svårt att flöda. Prioriteringen utgick från att de mest svärgenomträngliga materialerna skulle prioriteras högst och listan startade därför med Märgel som högsta prioritet och grus som lägsta prioritet.



Figur 6: Färdig solidmodell över modellområdet visualiserad i GMS efter data från SGU.
©SGU

Med ihopslagna celler var den geologiska modellen i hanterlig storlek och namngivningsprocessen beskriven ovan upprepades. I GMS skapades sedan solidmodellen utifrån borrhålen som är grunden till hela grundvattenmodellen, se figur 6.

3.4 UPPRÄTTANDE AV GRUNDVATTENMODELL

Med utgångspunkt i den konceptuella modellen beskriven i avsnitt 3.1 skapades en grundvattenmodell över valt område. Ett *grid* med 22 lager skapades över hela solidmodellen, från 42 m.ö.h ner till 150 m.u.h, där varje cell var 100 x 100 meter. Genom verktyget *Grid Overlay* i GMS översattes sedan solidmodellen (figur 6) till griden. Grid Overlay jämför varje enskild kolumn celler i griden med toppen och botten av solidmodellen, vilket också blir gridets top och botten. Celltjockleken fördelas sedan jämt utifrån antalet lager i modellen samt avståndet mellan toppen och botten i varje kolumn. När griden är modifierad efter solidmodellen beräknas positionen för varje cells mittpunkt och materialegenskaperna för den solid som sammanfaller med mittpunkten tilldelas varje cell och en MODFLOW initieras (AQUAVEO, n.d.[b]). Efter det skapades ett antal *coverages* för att tilldela cellerna olika egenskaper och randvillkor. De olika coveragesen beskrivs längre ner i metoden.

3.5 VAL AV MATERIALPARAMETRAR

Värdet på de olika materialegenskaperna sattes utifrån olika källor och antaganden, därför beskrivs nedan hur de olika parametrarna togs fram.

3.5.1 Porositet

Enligt Sällström (2017) visar data från ett borrhål på Sudret att kalkstenen i området har en porositet på cirka 10 % samt att sand- och mägerstenen har en porositet på mellan 25-

28 %. För resterande material saknas platsspecifika värden och då porositeten för övriga material varierar från plats till plats sattes porositeten till 30 % för de fasta materialen och 40 % för jordarterna.

3.5.2 Konduktivitet

Värden på platsspecifika hydrauliska konduktiviteter för de olika materialen har enligt muntlig diskussion med Björn Holgersson på SGU försökts tas fram, men inga statistiska samband gavs mer än att sandstenen överlag har en lägre konduktivitet än kalkstenen. Eftersom inga uppmätta konduktiviteter fanns att tillgå kördes modellen under en mycket tidskrävande iterativ process med olika värden på konduktiviteter fram till dess att rimliga grundvattennivåer uppnåddes. I tabell 2 nedan redovisas de värden som slutligen användes i modellen tillsammans med litteraturvärden för respektive material. Samtliga litteraturvärden är tagna från Domenico & Schwartz (1998) förutom *Top Layer* samt *Org. material*.

När det gäller den vertikala anisotropin, det vill säga hur många gånger större den horisontella konduktiven är jämfört med den vertikala, finns det inga specifika värden för något utav materialen, vanligtvis är däremot den horisontala konduktiviteten i sedimentära bergarter större än den vertikala och värdena bestämdes därför efter vad som gav bäst resultat vid körning av modellen.

Tabell 2: Tabell över valda konduktiviteter samt litteraturvärden för respektive material.

Material	Hor. K [m/s]	Vert. anis (Kh/Kv)	Litteraturvärde Konduktivitet
Grus	5.8e-4	3	3e-4 - 3e-2
Org. material	6e-5	3	-
Silt	2e-6	3	1e-9 - 2e-5
Revkalksten	5.8e-6	3	1e-6 - 2e-2
Kalksten	4e-7	2	1e-9 - 2e-6
Sandsten	4e-8	3	3e-10 - 6e-6
Märgel	8e-9	1.67	1e-9 - 2e-6
Kalksten djup	4.6e-8	2	1e-9 - 2e-6
Top layer	2.3e-4	5	-

Org. material är namnet på det lösa organiska materialet i den geologiska modellen från SGU och antas vara en relativt högkonduktiv jordmån. Då märgel är en typ av lerrik lågkonduktiv kalksten sattes dess konduktivitet så låg som möjligt utan att modellen fick konvergeringsproblem. Materialet *Kalksten djup* antas finnas från det att den geologiska modellen från SGU tar slut vid -76 m.u.h ner till botten av modelldomänen vid -150 m.u.h och består av kalksten med inslag av märgelsten (Sällström, 2017). På grund av märgelinslagen sattes konduktiviteten här betydligt lägre än i den ytliga mer permeabla kalkstenen. Materialet *Top Layer* är ett påhittat högkonduktivt material som täcker hela modelldomänen i lager 1 där det ej är berg i dagen, se figur 2. Antagandet om ett högkonduktivt övre lager i modellen var nödvändigt för att modellen skulle konvergera med rimliga grundvattennivåer.

3.5.3 Magasinskoefficient och vattenavgivningstal

Värdena på vattenavgivningstalet, S_y togs från Dominico och Schwartz (1998). När det gäller magasinskoefficienten, S_s användes de ungefärliga värdena givna i Domenico & Mifflin (1965) som utgångspunkt. De övre berglagren, kalksten, revkalksten, sandsten samt märgel antogs vara *sprickigt berg* och S_s sattes för dessa material till 0.00007 m^{-1} . Det undre lagret kalksten, *kalksten deep* i solidmodellen antogs vara *solitt berg* med $S_s = 3.3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. För silt antogs *medelhård lera* vara mest representativt och medelvärdet av intervallet givet i tabell 1 användes, 0.001 m^{-1} . För grus togs medelvärdet av intervallet för *tät sandig grus*, $7.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$.

Även en testsimulering gjordes med värden skattade med ekvation 2 och 3 från avsnitt 2 i teorin. Vid testsimuleringen med alternativmetoden att ta fram värden på S_s antogs revkalksten vara *sprickigt berg*, kalksten, sandsten och den djupa kalkstenen antogs vara *solitt berg*. Det övre lagret, *top layer* antogs ha samma S_s som det organiska materialet. Värdena på både S_y och S_s redovisas i tabell 3 i resultatdelen.

3.5.4 Dispersivitet

Vid val av dispersivitet för simuleringen användes $\alpha_h = 0.04$ meter enligt vad Paster (2010) kom fram till. α_v sattes till 0.24 meter vilket ger förhållandet $\alpha_v = 6 \cdot \alpha_h$. Anledningen till att $\alpha_v = 6 \cdot \alpha_h$ användes istället för till exempel $\alpha_v = 10 \cdot \alpha_h$ är att det värde på α_h som togs fram i artikeln av Paster (2010) användes som utgångspunkt. Förhållandet användes för att behålla $\alpha_v = 0.04$ meter och inte överskatta α_v vilket ofta verkar vara fallet när det handlar om modellering av mixning mellan salt och sött grundvatten (Paster, 2010).

Även en testsimulering utfördes med värden satta med ekvation 12 där skalan transporten sker över antogs vara cirka 4 celler i djupled vilket vid pumparnas position motsvarar 30 meter. Med $L_s = 30$ ger ekvation 12 en longitudinell dispersion på 2.1 meter. När det gäller den transversella dispersiviteten användes här de förbestämda förhållandena i MT3DMS, alltså att $\alpha_T = 0.1 * \alpha_L$.

3.6 COVERAGES

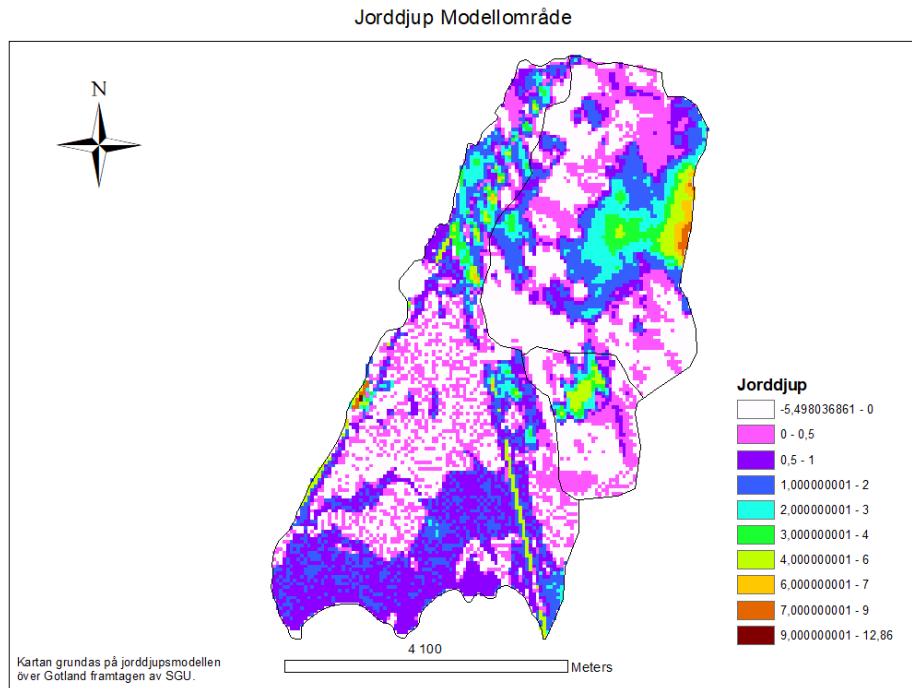
I GMS kan kartverktyg användas för att rita ut olika geometrier över modellen i form av polygoner, punkter och linjer över modellen, där celler i grundvattenmodellen som ligger inom polygonerna, på linjerna eller punkterna kan tilldelas randvillkor, startvärden och in/utflöden till/från modellen istället för att tilldela varje cell för sig respektive villkor/värden. De olika geometrierna som skapas kallas i GMS för *coverages*.

3.6.1 Grundvattenbildning

Valet av grundvattenbildning över modelldomänen grundades i en sammanvägning av olika källor. Dels enligt Rodhe m. fl (2006) som uppskattar ett värde mellan 150 - 225 mm/år i området, dels efter Djurberg (u.å) som uppskattar att grundvattenbildningen ligger mellan 10 - 100 mm/år och dels SGU (2003) som säger att nettonederbörden, det vill säga den vattenmängd som är tillgänglig för grundvattenbildning i kustområdena på Gotland, ligger på runt 140 mm/år.

Den del av modelldomänen där det är berg i dagen varvat med tunna jordlager, se figur 7,

antogs vara karstifierade områden eftersom de ytliga berglagren ligger inom ett område som enligt (Erlström, 2009) är ett "Område med lokal förekomst av karst". Området är 14.21 km² stort och över dessa områden skapades ett coverage med en grundvattenbildning på 24 mm per år, i enlighet med opublicerat material för karst på just Sudret framtaget av bland annat Holgersson¹.



Figur 7: Jordlagrets tjocklek inom modelldomänen. Skapad efter jorddjupsmodellen framtagen av SGU. ©SGU

Ett nytt coverage skapades sedan som täckte resterande 18.35 km² av modellen. Eftersom de olika källorna varierade bestämdes grundvattenbildningen i detta coverage, med jordlager tjockare än 0.5 meter, genom att iterativt simulera med olika värden på grundvattenbildningen från 50 mm/år till 250 mm/år, medan grundvattenbildning i det mindre området hölls konstant på 24 mm/år.

Slutligen användes en grundvattenbildning på 164 mm/år vilket gav en modell med få översvämmade celler samt få torrlagda celler. Den totala grundvattenbildningen över hela modelldomänen beräknat utifrån hur stora de två områdena är blev med valda värden 103 mm/år.

Ovan beskrivna värden användes till den långa simuleringen som gjordes för att ha ett startläge för sötvattenlinsen till olika kortare pumpscenarion. Vid modelleringen av pumpscenarion användes samma totala grundvattenbildning som beskrivet ovan men

¹Björn Holgersson, SGU, 2019

fördelat över två lika långa perioder varje år utifrån hur nettonederbörden fördelas över året (SGU, 2003). En grundvattenbildningsperiod då 80 % av grundvattenbildningen antogs ske och en varmare och torrare period för resterande 20 %. Av modelltekniska skäl kunde månadsvärden ej användas då det resulterade i för många stressperioder, vilket innebar att GMS inte kunde köra MODFLOW.

3.6.2 Kustremsan

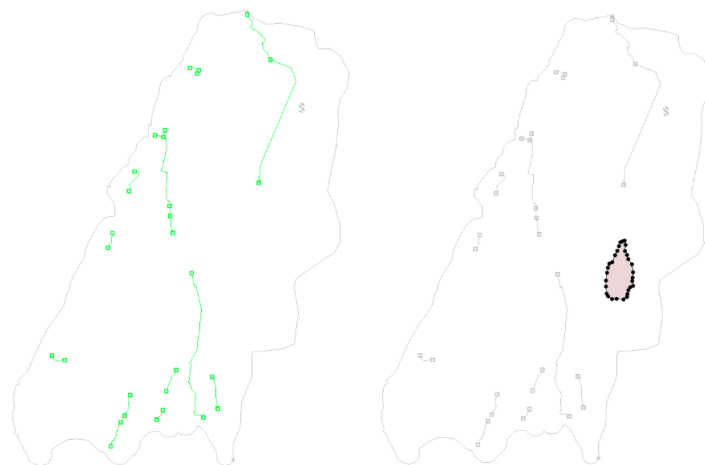
Två coverages skapades som linjer över de yttersta cellerna längs med kusten. I det ena sattes en konstant hydraulisk potential på 0 meter, det vill säga att grundvattenytan antogs alltid ligga vid havsnivån i cellerna på modellens rand. Det andra coverage tilldelade istället cellerna en konstant salthalt på 7 kg/m^3 vilket enligt Ahlgren m. fl (2016) stämmer rätt väl ner till ungefär 60 m.u.h. Djupare ner ökar salthalten gradavis upp till ungefär 11 kg/m^3 , i modellen hålls den däremot konstant på 7 kg/m^3 (Ahlgren m. fl., 2017; Viktorsson, 2018).

3.6.3 Diken och vattenytor

Ett coverage skapades för den sjö/träskmark som ligger i området, se figur 8. Sjön lades in som en *general head* vid markytan, alltså en konstant vattenyta vid toppen av modellen genom att använda paketet *GHB, General Head Boundary package*. Även en konduktans angavs som relaterar tjockleken på sedimentet i sjön och konduktiviteten i sedimentet till hur snabbt vatten kan flöda till eller från sjön för att hålla vattenytan konstant (Anderson m. fl., 2015). Konduktansen i en polygon bestäms som

$$C = K/b \quad (13)$$

där C är konduktansen angiven $(L^2/T)/L^2$, K sedimentets konduktivitet och b sedimentets tjocklek (AQUAVEO, n.d.[a]). Då ingen information fanns att tillgå om träsket/sjön mer än dess position, antogs en sedimenttjocklek på 0.3 m bestående av organiskt material med en konduktivitet på $6e-5 \text{ m/s}$ enligt tabell 2. Konduktansen blev med ekvation 13 då $17 \text{ m}^2/(d/m^2)$.



Figur 8: Coverage för diken och vattendrag till vänster och sjön/träsket till höger.

Även ett coverage för alla diken och vattendrag skapades genom att använda

drain-paketet tillsammans med diken karterade av Druid & Sandberg (2018). Även här angavs en konduktans för varje dike enligt

$$C = \frac{K}{b}w \quad (14)$$

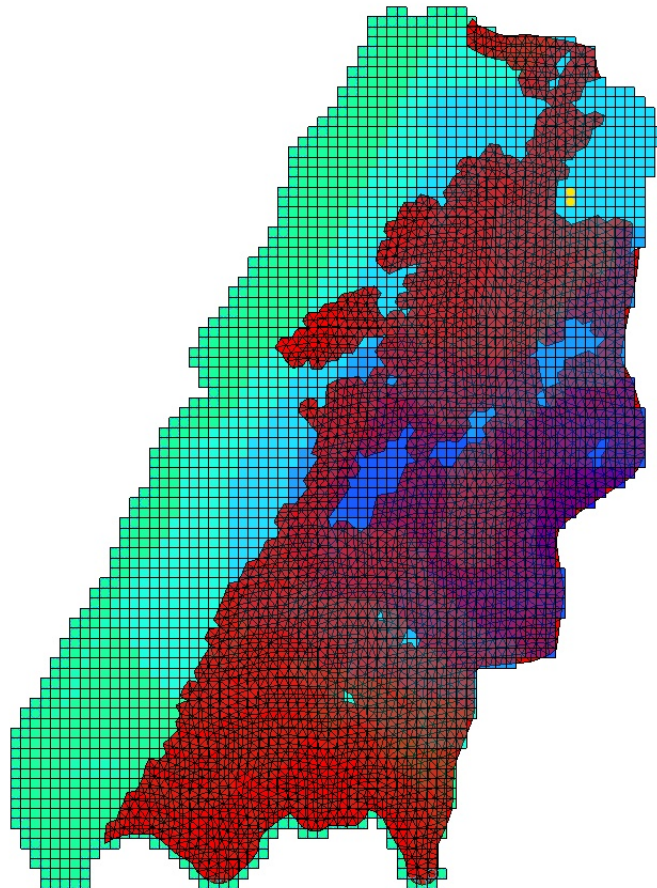
som också beror av brädden på diket, w . Den enda informationen om dikena som fanns var dess position samt att sedimenttjockleken enligt Stephan Valley på IVL skulle vara "tunn och stundvis obefintlig". Efter att ha testat olika värden på konduktansen sattes en konduktans på 65 m/d för alla diken förutom det största nordligaste diket som antogs ha lite tunnare sediment och därför en konduktans på 75 m/d. En konduktans på 65 m/d motsvarar ett dike som är 1 meter brett med 8 cm tjockt organiskt sediment alternativt ett 0.5 meter brett dike med 4 cm sediment. Konduktansen 75 m/d motsvarar samma dike fast med lite tunnare sediment, 7 cm istället för 8 cm.

3.6.4 Starthalt salt

Ett coverage skapades för att ange samma salthalt som antogs i havet, 7 kg/m^3 , fast som initialkoncentration över modellen. Koncentrationen antogs i samtliga lager förutom de två översta lagrena där grundvattnet antogs vara sött för att minska simuleringstiden att nå fram till en saltvattengräns i någorlunda jämvikt. Det här coveraget användes endast i "kalibreringssimuleringen" på 1200 år innan pumpar lades in i modellen. Resultatet från 1200-årssimuleringen användes sedan som initialkoncentration salt i modellen för de transienta simuleringarna med pump. Anledningen till att simuleringstiden sattes till just 1200 år är att sötvattenlinsens position kräver mycket lång tid för att nå en stabil position och det var en så lång period GMS maximalt klarade av att simulera.

3.6.5 Pumpbrunnar

För att lägga in pumpar i modellen användes paketet *wells* där position samt pumphastighet anges för varje pump. Vid val av pumpposition valdes ett område där det inte fanns någon mörkel mellan sandstenen och kalkstenen för undvika ett lågkonduktivt lager mitt i akviferen, se figur 9.



Figur 9: Gula prickar anger pumparnas position och rött område visar hur mörkelstråket sträcker sig över modellen.

Två pumpar sattes in i modellen med 100 meter mellan varandra. Intaget sattes till ett 2 meters skärmat pumpintag mellan 58 - 60 m.u.h, cirka 10 meter ovanför botten av sandstenen. Vid simulering testades pumphastigheterna 10, 20, 30 och 40 m³/(d·pump) under grundvattenbildningsperioden november - april, resterande del av året skedde inget uttag. Även en referensmodellering gjordes helt utan pumpar.

3.6.6 Högkonduktivt lager

Som nämnt i del 2.1.2 ovan antogs hela modelldomänen med jordlager tjockare än 0.5 meter ha ett högkonduktivt översta lager. Därför skapades ett coverage över dessa områden där ett nytt material, *top layer* beskrivet i teoridelen, tilldelades cellerna i översta lagret.

3.6.7 Val av stressperioder

För modellering med säsongsvaryerande värden på grundvattenbildning samt pumphastigheter krävs det att MODFLOW samt SEAWAT körs som en transient simulering och varje gång pumparna byter pumphastighet krävs en ny stressperiod. I varje stressperiod måste nämligen alla indata i modellen hållas konstanta. Då modelleringen med olika pumpar i modellen simulerades över 60 år och varje pump bytte hastighet två gånger per år krävdes totalt 120 stressperioder. För att en simulering ska ge bra resultat krävs att varje stressperiod innehåller tillräckligt många tidssteg (Reilly et al., 2004). Antalet möjliga tidssteg i en simulering visade sig vara begränsat och därför sattes 5 tidssteg varje stressperiod. Totalt användes därför 120 stressperioder och 600 tidssteg per simulering.

3.6.8 Vattenbesparing

För att beräkna hur stor ökningen av grundvattenbildningen blir med olika pumpscenarion antogs att minskningen av flöde i det nordligaste diket, se figur 8 motsvarar mängden ökad grundvattenbildning. Motiveringen till antagandet är att utan pumpning hade denna mängd vatten istället gått ut i östersjön som ytvavrinning i diket, men istället perkolerar det ner i berggrunden där utrymme skapats av pumparna. Om antagandet att all ökad grundvattenbildning blir tillgänglig för dricksvattenuttag så räcker varje kubikmeter ökad grundvattenbildning till 7.14 personers totala vattenanvändning per dag eller 100 personers dagliga behov av mat- och dricksvatten (Vatten, 2019).

4 RESULTAT

4.1 MATERIALPARAMETRAR

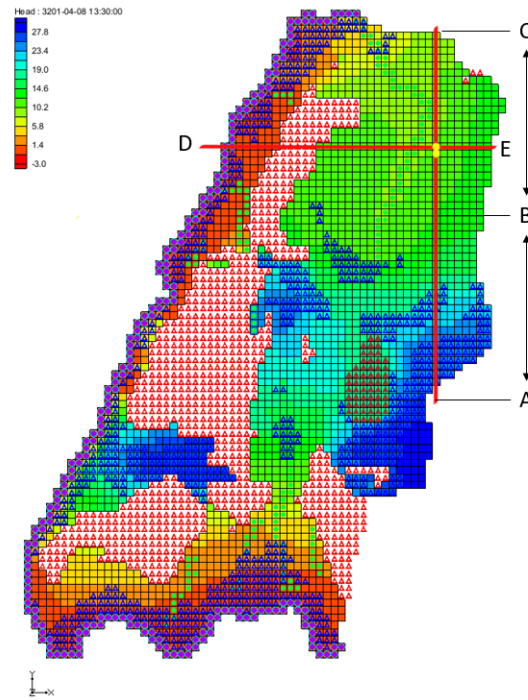
Nedan i tabell 3 presenteras samtliga materialparametrar använda vid modellering.

Tabell 3: *Samtliga materialparametrar använda vid modellering. Värden inom parentes användes vid testsimuleringen med värden framtagna med alternativmetoder.*

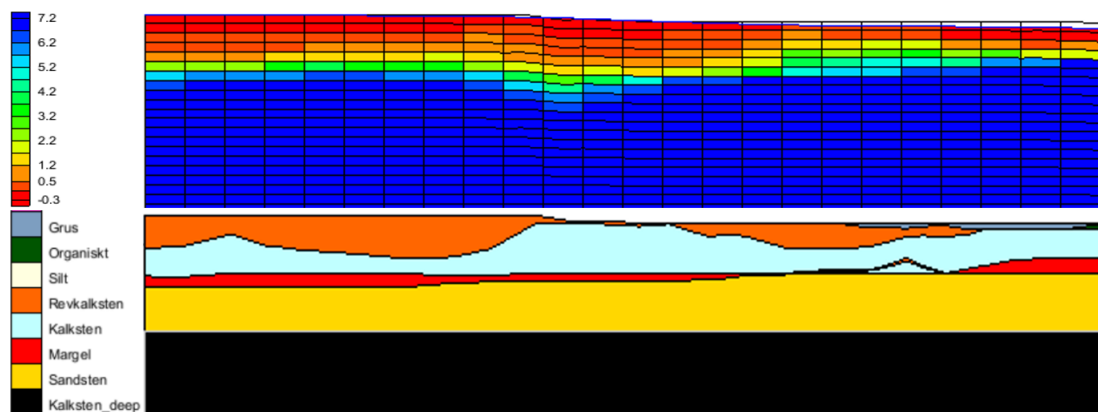
Material	Hor. K [m/s]	Vert. anis (Kh/Kv)	Magasins- koeff. [1/m]	Avg. tal	Long. Disp. [m]	Poros- itet
Grus	5.8e-4	3	0.000075 (0.0001)	0.24	0.24 (2.1)	0.4
Org. material	6e-5	3	0.00054 (0.02)	0.24	0.24 (2.1)	0.4
Silt	2e-6	3	0.001 (0.001)	0.02	0.24 (2.1)	0.4
Revkalksten	5.8e-6	3	0.00007 (8e-6)	0.14	0.24 (2.1)	0.3
Kalksten	4e-7	2	0.00007 (3.67e-6)	0.14	0.24 (2.1)	0.1
Sandsten	4e-8	3	0.00007 (4.5e-6)	0.21	0.24 (2.1)	0.28
Märgel	8e-9	1.67	0.00007 (4.5e-6)	0.1	0.24 (2.1)	0.3
Kalksten djup	4.6e-8	2	3.3e-6 (3.67e-6)	0.14	0.24 (2.1)	0.1
Top_layer	2.3e-4	5	0.00007 (0.02)	0.24	0.24 (2.1)	0.3

4.2 MODELLERING AV STABIL SALTVATTENGRÄNS

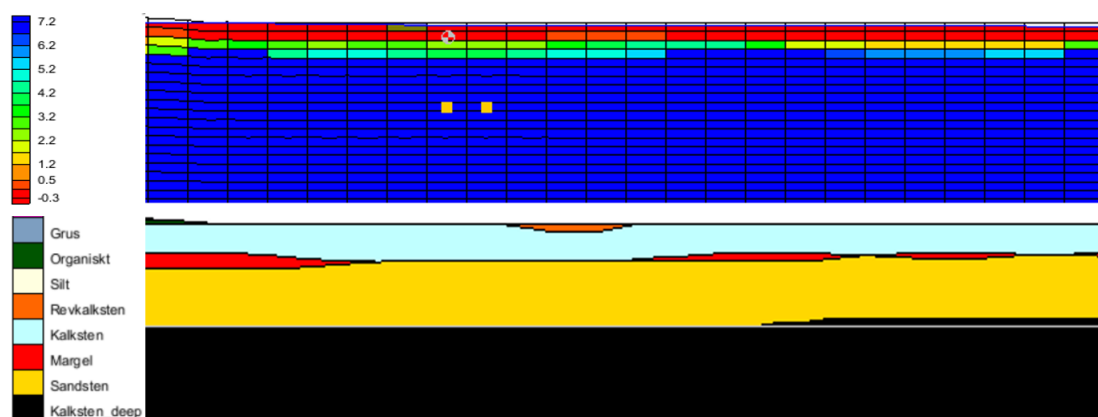
Som utgångspunkt för simulering av salthalt och hydraulisk potential med olika pumpscenarion genomfördes en 1200 år lång SEAWAT-simulering med konstant grundvattenbildning på 24 mm/år i områdena med jordtäcken mindre än 0.5 m samt 164 mm/år i övriga modelldomänen. I figur 11 och figur 12 visas resultatet av simuleringen samt var gränsen mellan sött och salt vatten lagt sig. I princip går det att se att gränsen hamnar vid den övre gränsen mellan sandsten och kalksten/märgel. Observera att röda celler är celler med en salthalt på mindre än 0.1 kg/m³ (100 mg/l) vilket är gränsvärdet för salt i dricksvatten. I figur 10 syns var genomskärningen ligger.



Figur 10: Hydraulisk potential [m] i översta lagret i modellen efter 1200 års simulering utan pump samt var genomskärningarna i bilderna framöver ligger. De röda linjerna är genomskärningarna och de gula prickarna på linjen är pumparnas position. Celler med röda trianglar indikerar torra celler och blå trianglar översvämmade celler.

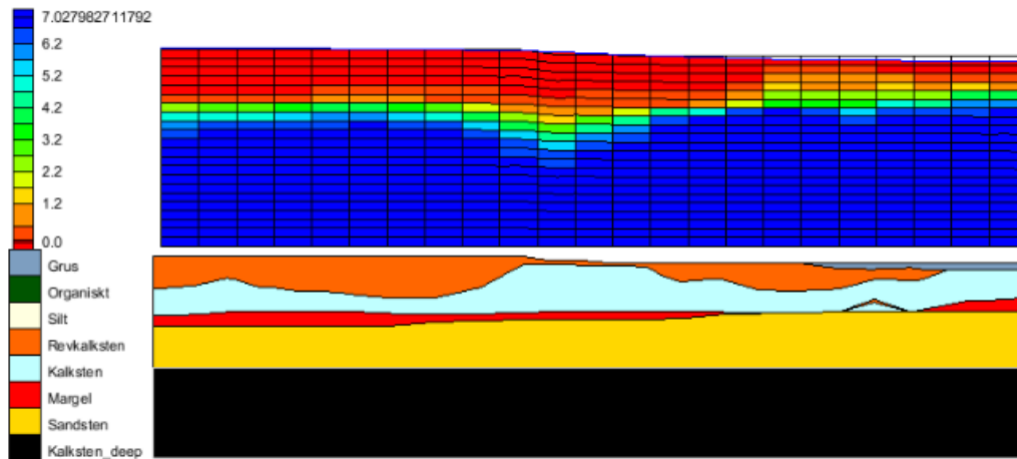


Figur 11: Figur över salthalt [kg/m^3] efter 1200 års simulering samt geologi i genomskärning från syd till norr (A till B i figur 10). Profilen sträcker sig från markytan cirka 24 m.ö.h ner till 150 m.u.h.

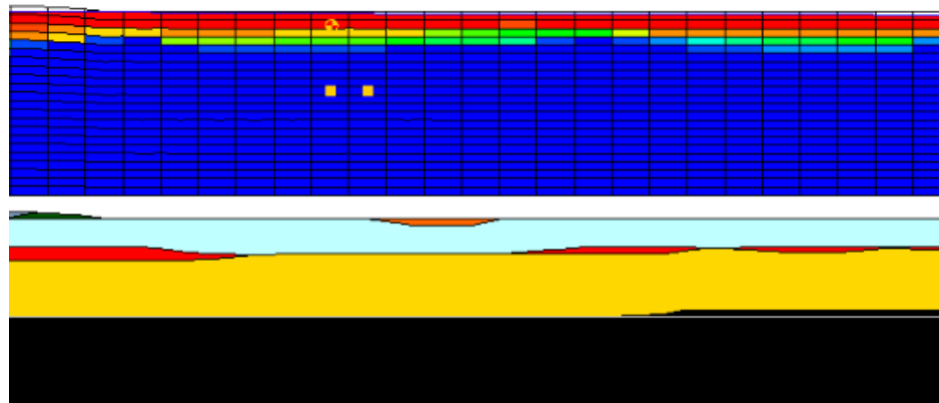


Figur 12: Salthalt [kg/m^3] efter 1200 års simulering samt geologi i genomskärning från syd till norr (B till C i figur 10). Profilen sträcker sig från markytan cirka 12 m.ö.h ner till 150 m.u.h.

I slutet av projektet gjordes också en simulering på 2400 år för att se hur sötvattenlinsen ställt in sig efter längre tid. Observera i figur 13 och 14 att sötvattenlinsen nu ännu tydligare går vid övergången kalksten - sandsten.



Figur 13: Salthalt [kg/m^3] efter 2400 års simulering samt geologi i genomskärning från syd till norr (A till B i figur 10. Profilen sträcker sig från markytan cirka 24 m.ö.h ner till 150 m.u.h.



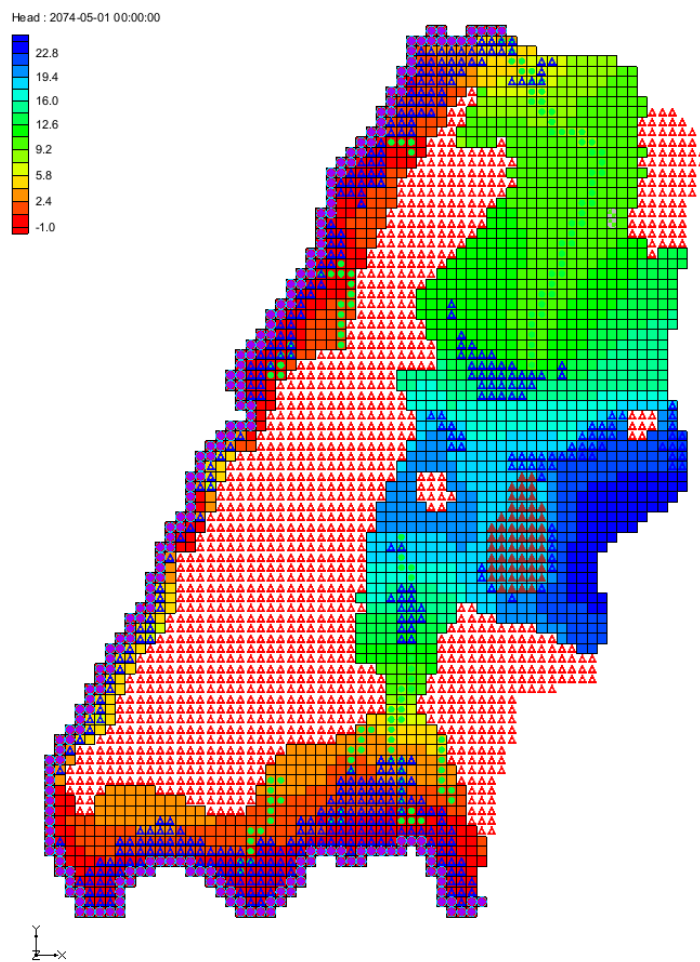
Figur 14: Salthalt [kg/m^3] efter 2400 års simulering samt geologi i genomskärning från syd till norr (B till C i figur 10. Profilen sträcker sig från markytan cirka 12 m.ö.h ner till 150 m.u.h.

4.3 PUMPSCEANARION

Vid simulering av olika pumpscenarion användes saltkoncentrationerna från figur 11 och 12 som startkoncentration. Som nämnt i metoddelen antas här 80 % av grundvattenbildningen ske under vinterhalvåret och resterande 20 % under sommarhalvåret. Utöver det är modellen för pumpscenarion identisk med modellen för framtagandet av den stabila saltlinsen. Resultaten från de olika pumpscenariona presenteras nedan.

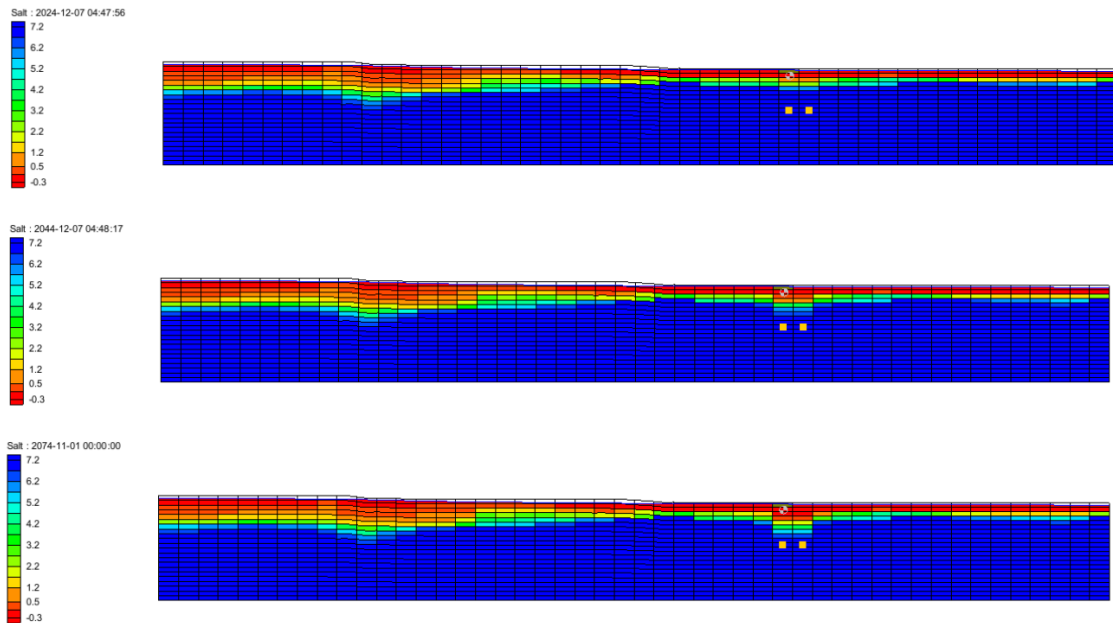
4.3.1 Sänkning av saltlins genom pumpning

Figur 15 visar den hydrauliska potentialen i referensmodellens översta lager efter 60 års simulering.

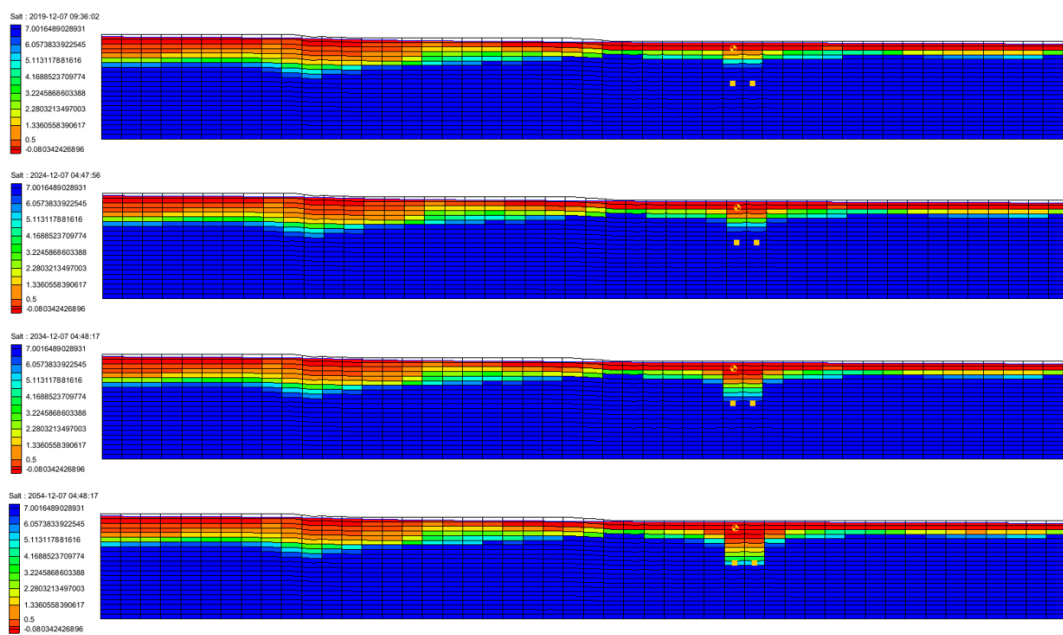


Figur 15: *Hydraulisk potential [m] i översta lagret i modellen i slutet av referenssimuleringen utan pump.*

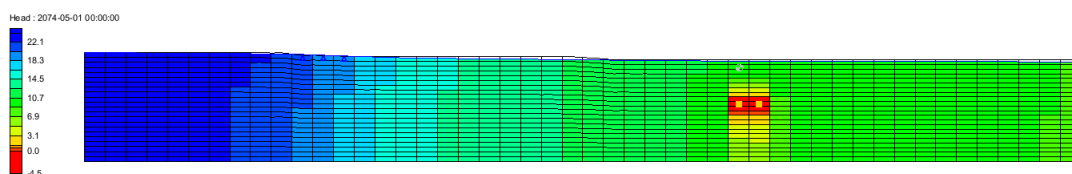
I figur 16 och 17 demonstreras hur sötvattenlinsens läge påverkas av pumpning med 10 respektive 40 m³/(d·pump). I figur 18 redovisas hur den hydrauliska potentialen i profilen från A till C påverkas av pumpning. Figur över den hydrauliska potentialen i profilen redovisas endast från simuleringen med pumpflöden på 10 m³/(d·pump), den hydrauliska potential kring pumparna för samtliga pumpflöden redovisas i tabell 4. En lägre hydraulisk potential innebär att pumparna måste arbeta hårdare och gränsen för hur låg hydraulisk potential olika pumpar klarar av skiljer mellan olika pumpar.



Figur 16: Sötvattenlinsens sänkning vid ett pumpflöde på $10 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$. Profilerna visar saltlinsen efter 10, 30 och 60 års pumpning från A till C i figur 10

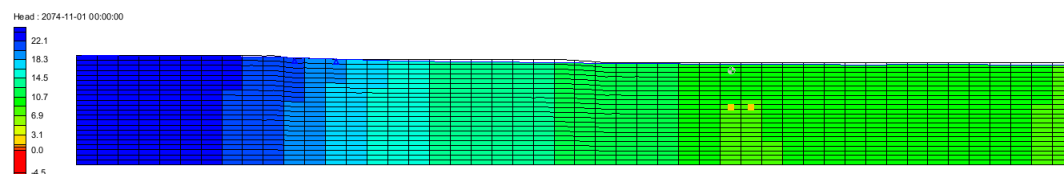


Figur 17: Sötvattenlinsens sänkning vid ett pumpflöde på $40 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$. Profilerna visar saltlinsen från A till C i figur 10 efter 5, 10, 20 och 40 års pumpning.



Figur 18: Hydraulisk potential över profilen från A till C i figur 10 i slutet av den sista pumpperioden vid ett pumpflöde på $10 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$.

I figur 19 syns det hur trycket i akviferen återhämtat sig i slutet av den pumpfria perioden.



Figur 19: Hydraulisk potential över profilen från A till C i figur 10 i slutet av den sista pumpfria perioden vid ett pumpflöde på $10 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$.

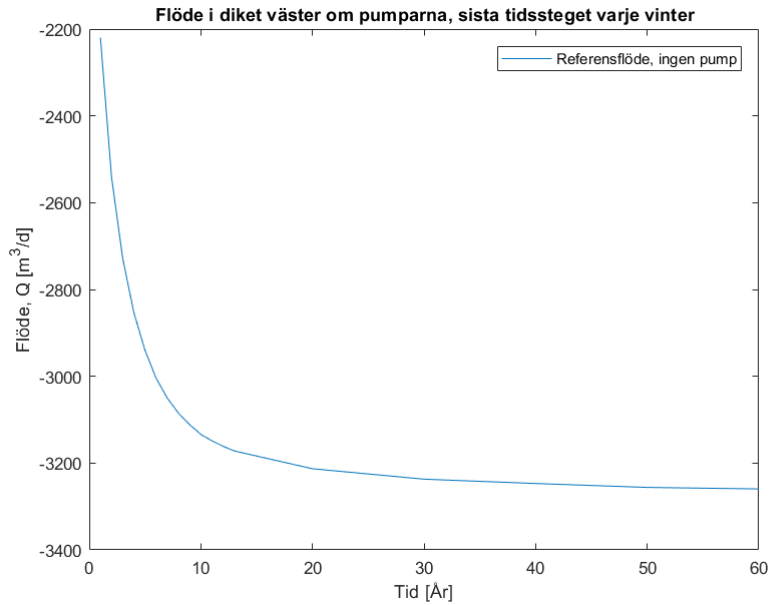
Tabell 4: Hydraulisk potential kring pumparna utan och under pumpning.

Pumpflöde $\text{m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$	Hydr. potential utan pumpning [m]	Hydr. potential under pumpning [m]
10	10	-4.5
20	10	-20
30	10	-35
40	10	-50

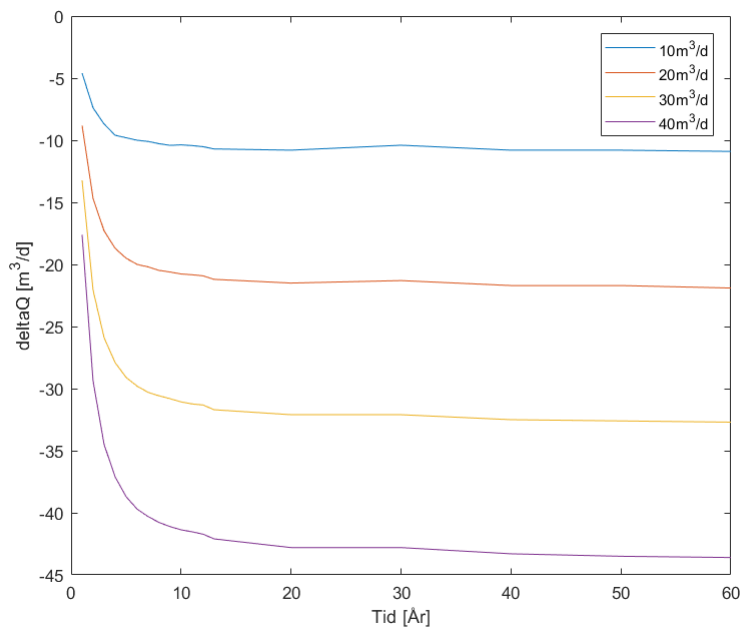
4.3.2 Ökad grundvattenbildning

I figur 21 syns det hur de olika pumphastigheterna påverkar flödet i diket väster om pumparna. För samtliga pumphastigheter sker en minskning av flödet i diket med ungefär hälften av vad som pumpas bort. Vid en jämförelse med flödet i dikena före pumpar lades in i modellen, figur 20, kan man konstatera att skillnaden är minimal. Mot slutet av simuleringen är flödet i referensdiket cirka $3250 \text{ m}^3/\text{d}$ vilket innebär att en maximal minskning av flödet i diket med 1.4 % sker på grund av pumpning.

I tabell 5 redovisas hur stor ökning av grundvattenbildningen som sker vid olika pumpflöden samt hur många personer det vattnet skulle räcka till. I tabellen framkommer också att en ökning av grundvattenbildningen motsvarande ungefär hälften av den bortpumpade volymen saltvatten sker.



Figur 20: Flödet i diket väster om pumparna i en simulering utan pumpning. Negativa värden betyder att vattnet rinner ut ur modellen via diket.



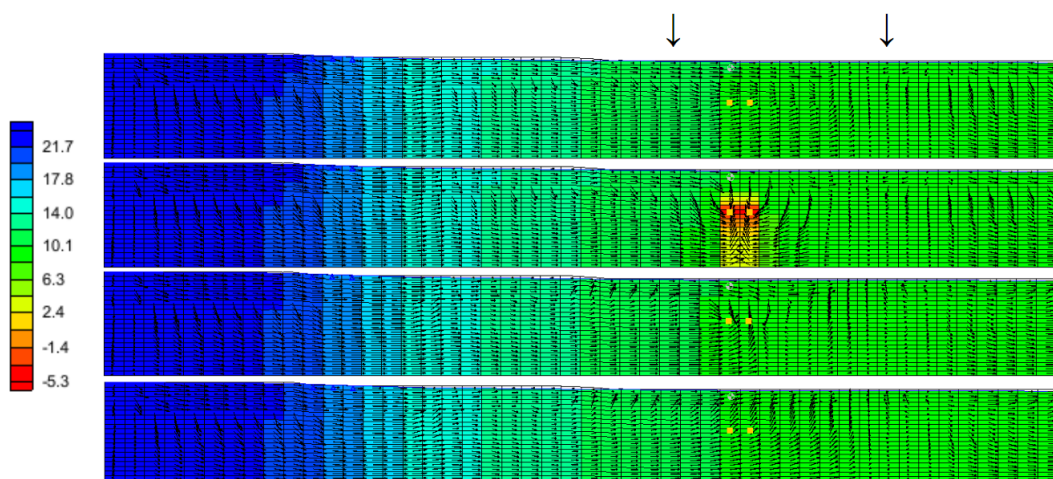
Figur 21: Flödesskillnaden i diket väster om pumparna då olika pumpflöden används jämfört med flödet i diket utan pumpning. Pumpflödena angivna i figuren är per pump.

Tabell 5: Total pumpvolym/dag i relation till hur stor ökning av grundvattenbildningen som teoretiskt sker, hur många människors totala vattenförbrukning den sparade mängden vatten räcker till samt hur många människor samma mängd motsvarar om det endast används till mat och dryck.

Pumpad volym m ³ /d	Volym ökad grundvattenbildning m ³ /d	Vatten för personer/år	Dricksvatten för personer/år
20	10.9	39	545
40	21.9	78	1095
60	32.7	85	1635
80	43.6	156	2180

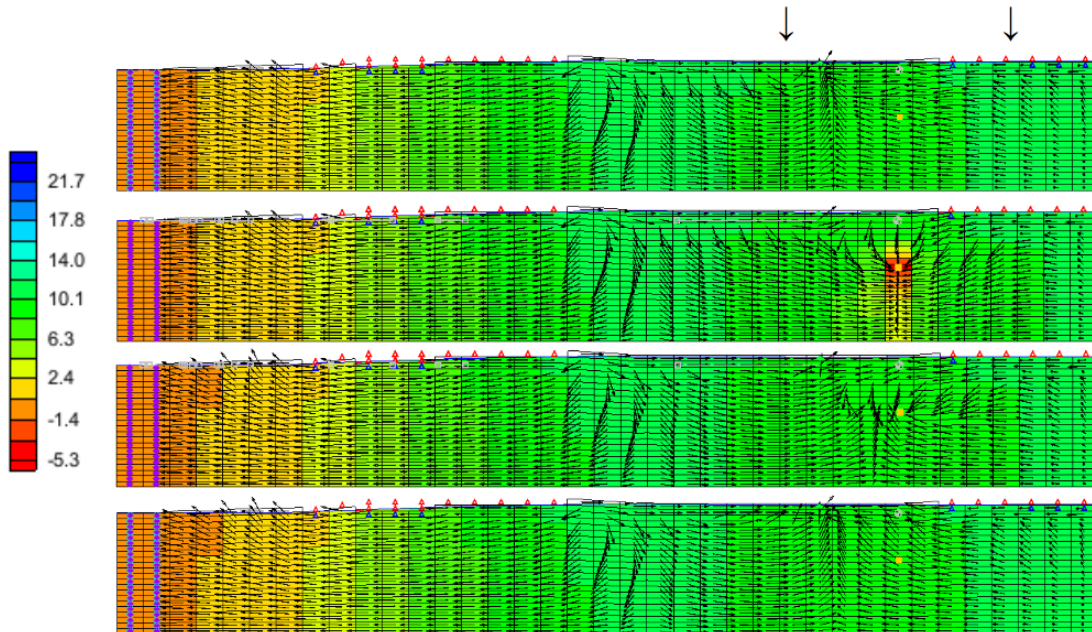
4.3.3 Påverkansområde

I figur 22 syns det ett område inom svarta markeringar på omkring 1100 meter där flödesriktningarna påverkas av pumpning. Figur 23 visar profilen från väst till öst och hur påverkansområdet i den riktningen sträcker sig över omkring 900 meter.



Figur 22: Grundvattnets flödesriktningar samt hydraulisk potential [m]. Från toppbilden till bottenbilden:

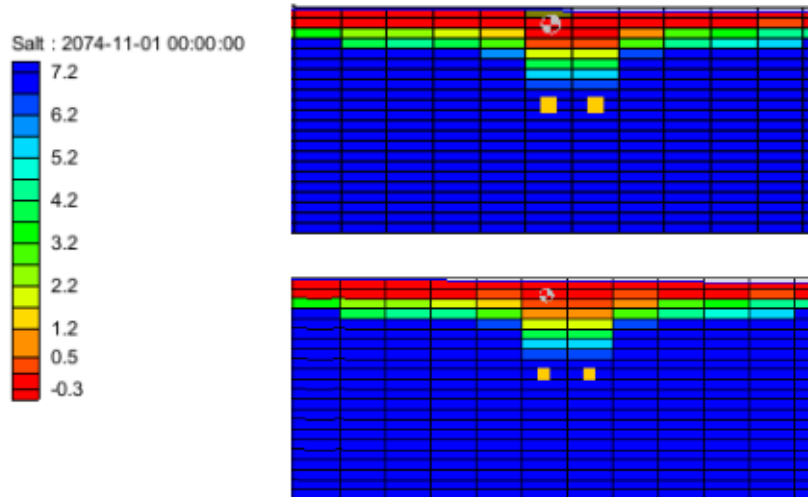
1. referenssimuleringen i slutet av den sista perioden då pumpning annars sker
 2. pumpsimuleringen i slutet av den sista pumpperioden
 3. pumpsimuleringen i slutet av den sista pumpfria perioden
 4. referenssimuleringen i slutet av den sista perioden då pumpning annars ej sker.
- Samtliga pumpsimuleringar vid ett pumpflöde på 10 m³/(d·pump). Profilen sträcker sig från syd till norr (A till C enligt figur 10). Svarta pilar ramar in området där flödet byter riktning.



Figur 23: Grundvattnets flödesriktningar. Från toppbilden till bottenbilden:
 1. referenssimuleringen i slutet av den sista perioden då pumpning annars sker
 2. pumpsimuleringen i slutet av den sista pumpperioden
 3. pumpsimuleringen i slutet av den sista pumpfria perioden
 4. referenssimuleringen i slutet av den sista perioden då pumpning annars ej sker.
 Samtliga pumpsimuleringar vid ett pumpflöde på $10 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$. Profilen sträcker sig från väst till öst enligt figur 10. Svarta pilar ramar in området där flödet byter riktning.

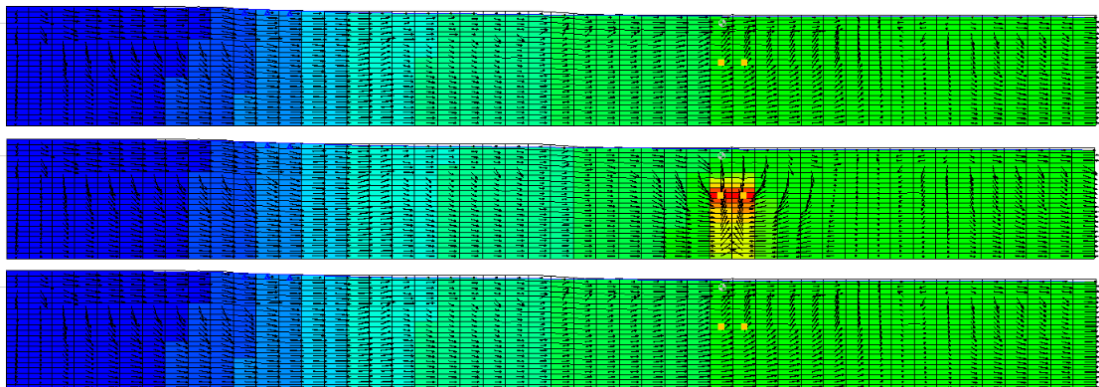
4.4 TESTSIMULERING

En pumpsimulering gjordes även med värden på dispersivitet satta enligt Xu & Eckstein (1995) samt värden på specifik lagring satta enligt ekvation 2 och 3 (Younger, 1994) för att se hur stor inverkan valet av dessa parametrar har på resultaten. Simuleringen gjordes med ett pumpflöde på $10 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$ och resultaten presenteras nedan.



Figur 24: Skillnaden i salthalt mellan resultaten från 4.3.1 överst, samt salthalten modellerad med alternativa värden enligt tabell 3 på dispersivitet och specifik lagring nederst. Båda resultaten är efter 60 års simulering med ett pumpflöde på $10 \text{ m}^3 / (\text{d} \cdot \text{pump})$.

I figur 25 syns hur grundvattnets flödesmönster i testsimuleringen påverkas av pumpning.



Figur 25: Grundvattnets flödesriktningar före-, under- och efter pumpning.

I tabell 6 syns det hur det blir en skillnad i volym ökad grundvattenbildning mot i tabell 5. I testsimuleringen sker en större minskning av dikesflödet vilket innebär att mer vatten perkolerar. Även om volymen vatten som perkolerar blir större i testsimuleringen, betyder det nödvändigtvis inte att det blir mer vatten tillgängligt för uttag, just på grund av den större omblandningen som sker mellan sött och salt grundvatten.

Tabell 6: Total pumpvolym/dag i relation till hur stor ökning av grundvattenbildningen som teoretiskt sker, hur många människors totala vattenförbrukning den sparade mängden vatten räcker till samt hur många människor samma mängd motsvarar om det endast används till mat och dryck.

Pumpad volym m ³ /d	Volym ökad grundvattenbildning m ³ /d	Vatten för personer/år	Dricksvatten för personer/år
20	13.6	48	680

5 DISKUSSION

5.1 MODELLERING AV STABIL SÖTVATTENLINS

Resultaten presenterade i figur 10, 11 och 12 tog mycket lång tid att komma fram till och större delen av modelleringsjobbet handlade om att få MODFLOW att konvergera. På grund av att det inte fanns några platsspecifikt framtagna värden på materialparametrarna i tabell 3 eller några grundvattennivåer att utgå från testades olika kombinationer av framför allt konduktivitet för att till slut nå fram till en modell som gav en grundvattenyta som någorlunda väl följde topografin i modellen. I figur 10 går det att se att modelleringen gav stora områden med torra celler i översta lagret, det vill säga att grundvattenytan där ligger minst 6-8 meter under markytan. Vid jämförelse med figur 2 framkommer det att stora delar av områdena med torra celler sammanfaller med områdena utan jordtäckning och vid vidare jämförelse med figur 6 framgår det också att stora delar av dessa områden består av revkalksten, ett högkonduktivt berglager som med stor sannolikhet även är karstifierat. Kombinationen hög konduktivitet och relativt låg magasineringskoefficient i revkalkstenen gör med största sannolikhet att nederbörden i dessa områden perkolerar genom hela övre lagret i modellen. Sammantaget tyder det på att de torra cellerna förmodligen inte innebär att modellen ger mindre representativa resultat.

Eftersom parametervärdena som användes i modellen inte på något sätt är verifierbara mot någon riktig data går det inte att med säkerhet säga att modellen representerar den verkliga grundvattensituationen på Sudret. Faktumet att saltvattengränsen vid modellering med SEAWAT i figur 11 och 12 faktiskt hamnar där det var tänkt, alltså vid övergången från kalksten till sandsten (Dahlqvist och SGU, 2015), gör däremot att det förmodligen ändå går att dra vissa slutsatser från resultaten.

I figur 13 och 14 användes slutkoncentrationen från 1200-årssimuleringen som startkoncentration, sedan kördes modellen i ytterligare 1200 år för att se hur saltlinsen blev efter en längre simulering. Från den långa simuleringen på 2400 år framgår ännu tydligare hur saltlinsen mer och mer koncentreras till ett område runt övergången mellan mörk/sandsten och kalksten. I verkligheten har saltlinsen haft betydligt längre tid på sig att nå en jämvikt eftersom Gotland legat ovanför vattenytan sedan flera tusen år tillbaka. Anledningen till att saltlinsen hamnar just vid övergången mellan sandsten/mörk och kalksten beror förmodligen till stor del på att konduktiviteten i kalkstenen är högre än i sandstenen och mörkstenen vilket gör att perkolerande nederbörd framförallt rör sig ovanför sandstenen/mörkstenen som fungerar som ett täckande lager för undre formationer. I figur 22 går det tydligt att se hur flödet i de övre lagren framför allt håller

horisontell riktning.

5.2 PUMPSCEENARION

I figur 15 framkommer det att en större del av modellen får torra celler jämfört med simuleringen som gjordes för att ta fram en stabil sötvattenlins, figur 10. Anledningen till det ökade antalet torra celler är förmodligen att 80 % av grundvattenbildningen i alla pumpscenarion sker under vinterhalvåret till skillnad från 1200-årssimuleringen där grundvattenbildningen är konstant året om. Med den låga grundvattenbildningen under sommarhalvåret blir vissa celler torra och med versionen av MODFLOW som används med SEAWAT (MODFLOW-2000) kunde modellen inte konvergera ifall vätning av torra celler tilläts. Eftersom återvätning av cellerna inte tilläts, kunde celler som sommardag torkat ut inte vätas igen under vintern.

I figur 16 och 17 framgår det att konceptet med avsänkning av sötvattenlinsen genom pumpning fungerar. Vid pumpning med $40 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$ sker avsänkningen av saltvattengränsen betydligt snabbare än vid $10 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$ enligt förväntan, profiler på sötvattenlinsens avsänkning vid pumpflöden på 20 respektive $30 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$ redovisas ej på grund av tidsbrist.

En effekt av pumpningen som uppstod redan vid pumpning på $10 \text{ m}^3/(\text{d}\cdot\text{pump})$ är att en negativ hydraulisk potential uppkommer kring pumpintagen, se figur 18. Den negativa hydrauliska potentialen innebär i praktiken att pumpen måste använda mer energi för att pumpa upp vatten och hur lågt tryck som går att pumpa vid beror dels på hur mycket energi pumpningen får använda och dels pumpens kapacitet. Högre pumpflöden resulterar i lägre tryck vilket redovisas i tabell 4.

I figur 19 syns den hydrauliska potentialen över profilen i slutet av den pumpfria perioden och det går att se att tryckförhållandena har återgått till sitt normaltillstånd. På grund av de långa tidstegen i simuleringen går det däremot inte att se hur lång tid återhämtningen av trycket tog. Ett sätt att lösa problemet, skulle kunna vara att pumpa i etapper och därmed hålla en högre hydraulisk potential. Det är också möjligt att pumpningen inte borde starta direkt när nederbördsperioden startar, så att grundvattenmagasinen hinner fyllas upp innan pumpningen startar och på så vis ha en något högre hydraulisk potential att utgå från vid starten av pumpningen. Ett annat alternativ för att maximera pumpningen skulle vara att använda pumpar som bestämmer flöde utifrån aktuell hydraulisk potential. På så sätt skulle pumpningen kunna optimeras utifrån valda kriterier. Vilket pumpflöde som är mest effektivt att pumpa med är inte undersökt i det här arbetet.

5.2.1 Ökad grundvattenbildning

I figur 20 i avsnitt 4.3.2 visas flödet ut ur modellen i diket väster om pumparna. I figuren framgår det tydligt att flödet i ån ökar markant de första 10 åren av simuleringen för att sedan plana ut till jämnare flöden varje år. Anledningen till den stora flödesökningen i början av simuleringen är okänd men det framgår iallafall att modellen inte uppnått någon jämvikt förrän i slutet av simuleringen. Det kan vara så att modellen behöver ett

tag för att ställa in sig efter den nya säsongsvarierande grundvattenbildningen.

Figur 21 visar hur flödet i diket väster om pumparna påverkas av olika pumpflöden. I slutet av simuleringen för samtliga pumpflöden motsvarar minskningen av flödet i diket 55 % av vad som pumpas. För att skatta hur mycket grundvattenbildningen i området i anslutning till pumparna ökade med de olika pumpflödena antogs att minskningen av flöde i diket motsvarade mängden ökad perkolerande nederbörd. Detta eftersom det är samma mängd inkommande vatten till modellen men ett minskat utflöde. Även om grundvattenbildningen ökar behöver mängden vatten tillgängligt för dricksvattenuttag inte öka eftersom omblandningen av grundvattnet ökar enligt figur 22 och 23 vilket eventuellt leder till en mer diffus gräns mellan salt och sött grundvatten. Det skulle också kunna vara så att saltlinsen rör sig snabbare neråt än vad motsvarande mängd ökad grundvattenbildning indikerar på grund av pumpningen, vilket betyder att mer vatten än vad som redovisas i tabell 5 skulle bli av dricksvattenkvalitet.

För att vidare se hur konceptet fungerar borde vidare simuleringar göras med dricksvattenpumpning från den söta delen av grundvattnet för att se hur den pumpningen motverkar sänkningen av sötvattenlinsen. Förmodligen är det så att ett mindre uttag måste ske från det söta grundvattnet jämfört med från det salta grundvattnet för att förhindra att saltvatteninträngning sker.

5.2.2 Påverkansområde

I figur 22 syns det hur ett område inom svarta markeringar på omkring 1100 meter påverkar flödesriktningarna på grund av pumpning. Figur 23 visar profilen från väst till öst och hur påverkansområdet i den riktningen sträcker sig över omkring 500 meter. I figur 23 syns också hur området strax väster om pumparna går från att vara ett utströmningsområde med flöde mot diket väster om pumparna, till att vid pumpning gå över till att vara ett inströmningsområde med minskat horisontellt flöde mot diket och istället flöde ner mot pumparna. På grund av att flödet riktas ner mot pumparna vid pumpning tillåts också mer vatten att perkolera vilket leder till det minskade flödet i diket enligt tabell 5. Fortfarande vid slutet av perioden utan pumpning är flödesriktningarna rubbade vilket innebär att grundvattenflödet i ett stort område kring pumparna påverkas under hela året. Grundvattnets flödesförändringarna har antagligen ingen inverkan på området men det minskade flödet i diket skulle kunna ha någon slags påverkan på miljön i och kring diket.

5.3 VARIATION AV DISPERSIVITET OCH MAGASINSKOEFFICIENT

I figur 24 syns det hur det söta grundvattnet ($<0.1 \text{ kg/m}^3$) inte har kommit lika långt ner i testsimuleringen. Anledningen är förmodligen att dispersiviteten i testsimuleringen är större i sandsten och kalkstenen där spridningen sker men också att de lägre värdena på den specifika lagringen verkar ha stor inverkan på flödet i modellen. Vid jämförelse mellan figur 25 och 22 framkommer det att flödesriktningarna i testsimuleringen helt återhämtar sig mellan varje pumpperiod i motsats till vad som sker i huvudsimuleringarna, vilket betyder att det sker en större omblandning av grundvattnet. På grund av tidsbrist genomfördes ingen 1200-årssimulering med dessa

parametervärden, utan slutkoncentrationen av salt från figur 11 och 12 användes som utgångspunkt. Därför är det svårt att säga hur stor inverkan på resultatet den specifika lagringen samt dispersiviteten har.

På grund av den relativt låga salthalten i Östersjöns vatten är densitetsskillnaden mellan sött och salt grundvatten inte lika stor som vid akviferen som undersöktes i Israel (Paster, 2010) som gränsar till det betydligt saltare medelhavet. På grund av den minskade densitetsskillnaden är det också troligt att en större omblandning av det söta och det salta grundvattnet faktiskt sker, vilket betyder att övergångszonen mellan salt och sött grundvatten förmodligen inte är lika skarp som i fallet i Israel (Paster, 2010). Av den anledningen är den större dispersiviteten använd i testsimuleringen kanske en bättre skattning av verkligheten än den använd i huvudsimuleringarna.

5.4 VAL AV PLATS FÖR PILOTPROJEKT

Ifall konceptet testas i fält bör modellering först ske över ett område där ett tjockare jordlager överlagrar berglagren (se figur 2). Ett tjockare jordtäckje möjliggör större grundvattenbildning (Rodhe m.fl., 2006) och dessutom ett större skydd mot kontaminering jämfört med de karstifierade högkonduktiva berglagren som finns inom vald modellområde, där eventuella föroreningar skulle spridas fort. Ett problem med att skapa en eventuell grundvattentäkt vid ett liknande område som det som modellerats i det här projektet är, att på grund av den snabba transporten och perkolationen ner i de karstifierade berglagren, skulle ett stort vattenskyddsområde behöva upprättas över tillrinningsområdet för att skydda grundvattnet från kontaminering vilket skulle kunna påverka jordbruk, privatpersoner och verksamheter i området. Vattenbristen är däremot något som drabbar alla och markägare i området skulle förmodligen vara positivt inställda till att testa nya tekniker som i framtiden skulle kunna innebära mer vatten till dem. Hur markanvändning skulle påverkas av en sådan här teknik samt vad för juridiska svårigheter det skulle kunna innebära är något som skulle kunna studeras i vidare studier.

5.5 FELKÄLLOR

Höjddatan i modellen utgår från den geologiska modellen som har en upplösning på 100x100 meter vilket ger en modell som inte tar hänsyn till små och snabba variationer i topografin. Det gör att flödesriktningar på vissa ställen i modellen med stor sannolikhet skiljer en del mot verkligheten. Utöver det finns det inga grundvattennivåer eller uppmätta konduktiviteter i området att kalibrera modellen efter, varför dess matchning med verkligheten är okänd. Vid ett eventuellt pilottest av tekniken bör först undersökningar göras i området med mätning av grundvattennivåer, flöden i diken och vattendrag samt materialparametrar som konduktivitet och porositet. Även en noggrannare undersökning av dispersiviteten borde ske då den påverkar sötvattenlinsens utbredning och påverkan av pumpning.

6 SLUTSATSER

- Det går att med hjälp av SGUs geologiska modell att nå en position för sötvattenlinsen som stämmer överens med vad undersökningar visar.
- Modelleringsresultaten visar att konceptet avsänkning av sötvattenlinsen genom bortpumpning av salt grundvatten fungerar.
- Ökningen av grundvattenbildningen motsvarar cirka 55 % av mängden vatten som pumpas bort från det salta grundvattnet.
- Pumpningen av salt grundvatten påverkar flödesmönstret över ett stort område och har viss inverkan på närliggande diken men ingen märkbar avsänkning av grundvattennivån har observerats.
- För att göra en mer noggran undersökning av konceptet bör vikt läggas på att ta fram platsspecifika värden på dispersivitet, grundvattenbildning, konduktivitet samt specifik lagring.

REFERENSER

PUBLICERAT MATERIAL

- Ahlgren, J., A. Grimvall, A. Omstedt, C. Rolff och J. Wikner (2017). "Temperature, DOC Level and Basin Interactions Explain the Declining Oxygen Concentrations in the Bothnian Sea". *Journal of Marine Systems* 170, s. 22–30.
- Anderson, M., W. Woessner och R. Hunt (2015). *Applied Groundwater Modeling*. Academic Press. ISBN: 978-0-12-058103-0.
- AQUAVEO (n.d.[a]). *GMS:Conductance* - XMS Wiki. <https://www.xmswiki.com/wiki/GMS:Conductance>.
- AQUAVEO (n.d.[b]). *GMS:Grid Overlay* - XMS Wiki. https://www.xmswiki.com/wiki/GMS:Grid_Overlay.
- Dahlqvist, P. och SGU (2015). *SkyTEM-undersökningar på Gotland*. sv. OCLC: 943932505. Uppsala: Sveriges geologiska undersökning (SGU). ISBN: 978-91-7403-270-3.
- Djurberg, Håkan (n.d.). *Gotlands Grundvatten Och Dricksvatten Förutsättningar Och Utmaningar Inför Framtiden*. <https://www.gotland.se/94272>.
- Domenico, P. A. och M. D. Mifflin (1965). "Water from Low-Permeability Sediments and Land Subsidence". *Water Resources Research* 1.4, s. 563–576. ISSN: 1944-7973.
- Domenico, P. A. och F. W. Schwartz (1998). *Physical and Chemical Hydrogeology*. Vol. 506. Wiley New York.
- Druid, S. och H. Sandberg (2018). *Opublicerat Material*.
- Erlström, M. (2009). *Beskrivning till regional berggrundskarta över Gotlands län*. swe. K / SGU - Sveriges geologiska undersökning 221. Uppsala: Sveriges geologiska undersökning (SGU). ISBN: 978-91-7158-957-6.
- Freeze, R. A. och J. A. Cherry (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J: Prentice-Hall. ISBN: 978-0-13-365312-0.
- Harbaugh, A. W. (2005). *MODFLOW-2005, the US Geological Survey Modular Ground-Water Model: The Ground-Water Flow Process*. US Department of the Interior, US Geological Survey Reston, VA, USA.
- Hiscock, K. (2007). "Hydrogeology. Principles and Practice". *Geological Magazine* 144.1, s. 220–220.
- Jakovovic, D., A. D. Werner och C. T. Simmons (2011). "Numerical Modelling of Saltwater Up-Coning: Comparison with Experimental Laboratory Observations". *Journal of Hydrology* 402.3, s. 261–273. ISSN: 0022-1694.
- Jonasson, S., M. von Brömssen, L. Gunnemyr och G. Lindstrand (2007). *Modeller för transport och spridning av föroreningar: fas 2*. sv. OCLC: 185219995. Stockholm: Naturvårdsverket. ISBN: 978-91-620-5692-6.
- Knutsson, G. och C. Morfeldt (2002). *Grundvatten: teori & tillämpning*. OCLC: 186244172. Stockholm: Svensk byggtjänst. ISBN: 978-91-7332-972-9.
- Langevin, C. D., D. T. Thorne Jr, A. M. Dausman, M. C. Sukop och W. Guo (2008). *SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport*. <https://pubs.usgs.gov/tm/tm6a22/pdf/tm6A22.pdf>.
- Paster, A. (2010). "Mixing between Fresh and Salt Waters at Aquifer Regional Scale and Identification of Transverse Dispersion". *Journal of Hydrology* 380.1, s. 36–44. ISSN: 0022-1694.

- Rodhe, A., G. Lindström, J. Rosberg och C. Pers (2006). "Grundvattenbildning i svenska typjordar". sv, s. 35.
- Schulze-Makuch, D. (2005). "Longitudinal Dispersivity Data and Implications for Scaling Behavior". en, s. 14.
- Sällström, O. (2017). "Tolkning av geofysiska mätningar i hammarborrhål på södra Gotland". sv, s. 29.
- Sørensen, K. och E. Auken (2004). "SkyTEM – A New High-Resolution Helicopter Transient Electromagnetic System". *Exploration Geophysics* 35, s. 194–202.
- SGU (2003). *Revidering Av Skyddsområde För Visby – Vibble Vattentäkter*. Tekn. rapport. Vatten, Svenskt (2019). *Dricksvattenfakta*. <https://www.svensktvatten.se/fakta-om-vatten/dricksvattenfakta/>.
- Viktorsson, L. (2018). *Hydrography and oxygen in the deep basins*. en. <http://www.helcom.fi/baltic-sea-trends/environment-fact-sheets/hydrography/hydrography-and-oxygen-in-the-deep-basins>.
- Xu, M. och Y. Eckstein (1995). "Use of Weighted Least-Squares Method in Evaluation of the Relationship Between Dispersivity and Field Scale". *Ground Water* 33, s. 905–908.
- Younger, P. L (1994). "Simple Generalized Methods for Estimating Aquifer Storage Parameters". en. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 31.1, A18–A19. ISSN: 01489062.
- Zheng, C. och P. P. Wang (1998). *MT3DMS A Modular Three A Modular Three-Dimensional Multispecies Transport Model*. en. Tekn. rapport. Tuscaloosa, Alabama: Department of Geological Sciences.