

مقدمه

شناخت و پایش منابع آب زیرزمینی از نظر کمی و کیفی به سادگی امکان پذیر نبوده و در عمل به صرف وقت و هزینه های زیادی نیاز دارد. لذا به علت ماهیت پیچیده آبخوان ها، شبیه سازی سیستم آبخوان می تواند در مدیریت و اتخاذ تدابیر لازم جهت حفاظت و بهره برداری از منابع آب زیرزمینی مؤثر باشد [۱].

مدل جریان آب زیرزمینی در واقع مجموعه ای از معادلات دیفرانسیل است [۱۴]. معادلات تفاضل محدود و اجزاء محدود از پرکاربردترین روش ها در حل مسائل آب زیرزمینی می باشند و برای ارزیابی جریان های پیچیده زیرزمینی و عکس العمل سفره های ناهمگن، ناهمسان و ناپایدار با چاه های پمپاژ متعدد و شرایط مرزی پیچیده به کار گرفته می شوند [۶].

هایتما و همکاران [۳] از مدل ترکیبی تفاضل محدود و المان تحلیلی برای مدل سازی آب زیرزمینی استفاده کردند. پدیده پیشروی آب شور در مطالعات متنوعی با استفاده از نرم افزارهای GMS و Visual Modflow مورد شبیه سازی سه بعدی قرار گرفته است. در برخی از مطالعات از مدل عددی SEAWAT 2000 در نرم افزار GMS برای شبیه سازی و پیش بینی میزان پیشروی آب شور در آبخوان های ساحلی بهره گرفته شده است [۷]. وانگ و همکاران [۱۵] از روش ترکیبی المان محدود و لاپلاس برای حل مسئله انتقال آلاینده در آب زیرزمینی استفاده نمودند. پرا و همکاران [۹] تغییرات شوری در آبخوان ساحلی Motooka در غرب ژاپن را بصورت عددی مورد مطالعه قرار دادند. ایشان پس از انجام پمپاژهای مختلف در سه چاه ساحلی و اندازه گیری هدایت الکتریکی آب زیرزمینی، ابتدا مدل کیفی آبخوان را تهیه و سپس ارتباط بین نرخ پمپاژ و هدایت الکتریکی را بررسی کردند. صابری مهر و همکاران [۱۰] جهت تهیه مدل کمی و کیفی دشت شبستر واقع در حاشیه شمال شرق دریاچه ارومیه از مدل GMS استفاده کردند. ایشان بیان کردند با افزایش نرخ برداشت آب زیرزمینی در دو قسمت مرکزی و شمال غربی این دشت در اثر تشکیل well field، شورابه های ذخیره شده در میان رسوبات انتهایی دشت به سمت چاه ها جریان یافته و باعث شور شدن این مناطق گردیده است. شریف و همکاران [۱۱] با استفاده از نرم افزار Modflow نفوذ آب شور دریا به دو آبخوان Kalbha و Fujairah در ایالت متحده عربی را مورد بررسی قرار داده اند. نتایج ایشان نشان داد که کاهش برداشت آب زیرزمینی از میدان چاه Kalbha می تواند به کاهش نفوذ آب دریا در قست جنوب شرقی دشت کمک کند.

شبیه سازی جریان آب زیرزمینی و نفوذ آب شور در آبخوان دشت ملکان

فرحناز عزیزی^۱، اصغر اصغری مقدم^۲ و امیرحسین ناظمی^۳
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۳۱

چکیده

به واسطه برداشت بی رویه آب زیرزمینی در سال های اخیر آبخوان دشت ملکان با خطر افزایش میزان شوری مواجه گردیده است. با بررسی رژیم جریان آب زیرزمینی و برآورد دقیق پارامترهای هیدرولیکی به کمک روش های مختلفی از جمله بررسی های زمین شناسی، روش های توموگرافی، هیدروژئوشیمیایی و شبیه سازی مدل مفهومی آبخوان، مدل جریان آب زیرزمینی به کمک بسته نرم افزاری ایترفاز GMS 10.1.4 طراحی گردید. سپس با استفاده از کد عددی MT3DMS، مدل انتقال جرم، جهت شبیه سازی حرکت شوری و غلظت املاح (یون کلر) در آبخوان، تهیه شده است. نتایج نشان دهنده آن است که مدل توانسته رفتار سیستم واقعی را به خوبی توصیف کند و تطبیق خوبی بین نتایج شبیه سازی مدل با داده های مشاهداتی برقرار شده است. برداشت بی رویه از منابع آب زیرزمینی در حالی که موجب افت سطح ایستابی شده است، گسترش نفوذ آب شور را در قسمت شمال غربی دشت تسریع و در نتیجه باعث افت کمی و کیفی در این بخش از آبخوان گردیده است.

کلید واژه ها: آب زیرزمینی، پارامترهای هیدروژئولوژیکی، دشت ملکان، شبیه سازی، شوری.

۱- دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.
۲- نویسنده مسئول و استاد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز. پست الکترونیک: Moghaddam@tabrizu.ac.ir
۳- استاد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

است. مردق چای و لیلان چای از مهم ترین زهکش های سطحی آن می باشند که از دامنه های جنوبی کوه سهند سرچشمه گرفته و پس از عبور از سطح دشت به دریاچه ارومیه می ریزند. با توجه به بارندگی سالانه ۲۸۹ میلی متر و متوسط دمای سالانه ۱۰/۳ درجه سانتی گراد، دشت دارای اقلیمی نیمه خشک است. تشکیلات زمین شناسی مختلفی از رسوبات متعلق به دوره اینفراکامبرین تا کواترنری در محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۱). رسوبات مخروط افکنه ای و پادگانه ای قدیم از نوع دریاچه ای بوده و تراس های آبرفتی جدید عمدتاً در مجاورت رودخانه ها، از آبرفت رودخانه ولی در قسمت های دورتر از جنس رسوبات دریاچه ای می باشند. در شمال غربی دشت به علت بالا بودن سطح آب و تخییر ناشی از آن و نیز به سبب وجود املاح زیاد در آب به مرور لایه هایی از نمک در سطح تشکیل شده است [۴]. رسوبات رسی، علاوه بر اینکه از نفوذپذیری کمی برخوردار هستند، به علت داشتن لایه های گچ و نمک بر کیفیت آب اثر نامطلوب می گذارند. در نتیجه حرکت آب در آبخوان، آب زمان کافی جهت واکنش، انحلال و تبادل یونی با سازندهای زمین شناسی مختلف را دارد.

بر اساس شواهد زمین شناسی، چینه شناسی، لاگ حفاری و بررسی های ژئوفیزیکی و تحلیل نتایج حاصل از سونداژهای

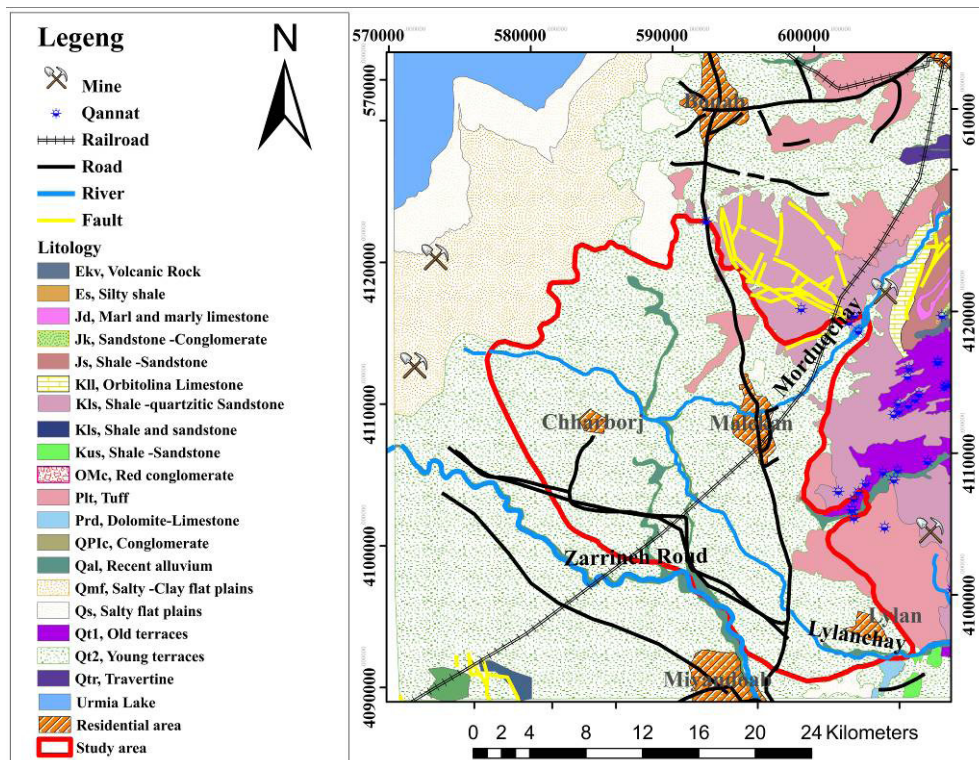
اما تحت شرایط فعلی نفوذ آب شور به درون آبخوان ادامه خواهد یافت. در صورتی که آمار مناسبی از انواع تغذیه، تخلیه و تغییرات سطح آب زیرزمینی در دسترس باشد، می توان مدل کمی و کیفی آبخوان را جهت مدیریت صحیح آبخوان در آینده، تهیه کرد.

به علت برداشت بی رویه از منابع آب زیرزمینی در سال های اخیر و افزایش میزان شوری در دشت ملکان، ضرورت مطالعه دقیق و کاربردی پیرامون وضعیت این آبخوان، لازم و ضروری است. لذا هدف از این پژوهش، ارزیابی ویژگی های هیدروژئولوژیکی و هیدرولیکی آبخوان، بررسی تغییرات کیفی و کمی آب زیرزمینی، تهیه مدل های انتقال جریان و انتشار آلودگی در راستای کمک به درک مکانیسم حرکت آب شور و مدیریت بهره وری مناسب از آبخوان در آینده است.

مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی ملکان، در جنوب غرب استان آذربایجان شرقی و جنوب شرق دریاچه ارومیه، واقع شده است. حوزه آبخیز این دشت از زیرمجموعه حوزه آبخیز دریاچه ارومیه با وسعتی حدود ۱۸۴۵ کیلومتر مربع و مساحت دشت ملکان در حدود ۵۱۵ کیلومتر مربع



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

Fig 1. Location and geology of the study area

موجود در اینترفاز GMS10.1.4 استفاده شده است. این مدل ابتدا توسط دانشگاه بریگم یانگ آمریکا توسعه یافت [۸]. مدل انتقال سه بعدی برای شبیه‌سازی فرایندهای فرارفت، پراکندگی و واکنش‌های شیمیایی ساده اجزاء حل شده در سیستم آب‌زیرزمینی (MT3DMS) ابتدا توسط ژنگ در شرکت پاپادولوس و شرکا در سال ۱۹۹۰ توسعه داده شده است [۱۷]. شبیه‌سازی کیفی با مدل MT3DMS همانند مدل کمی به دو روش شبکه و مدل مفهومی انجام می‌شود. اصول این روش‌ها این است که سیستم پیوسته به یک سری بخش‌های مجزا هم در بعد زمان و مکان گسسته‌سازی و شبکه‌بندی می‌شود. وضعیت جریان‌های مربوط به یک شبکه در آبخوان، تحلیل می‌شود و معادلات جبری در نقاط گره‌ای این شبکه بدست می‌آید [۵].

ایجاد پایگاه اطلاعاتی از داده‌هایی نظیر چاه‌های بهره‌برداری و خصوصیات آن‌ها، قنوت و چشمه‌ها، خصوصیات زمین‌شناسی، تکنونیک منطقه، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، مدل رقومی ارتفاعی، بررسی لاگ‌های حفاری چاه‌های اکتشافی و پیزومتری، نتایج مطالعات ژئوفیزیک، میزان بارش، تبخیر، جریانات سطحی، نفوذ آب برگشتی و ... همه در راستای ایجاد مدل مفهومی و به تبع آن یک مدل دقیق از سیستم جریان آبخوان است.

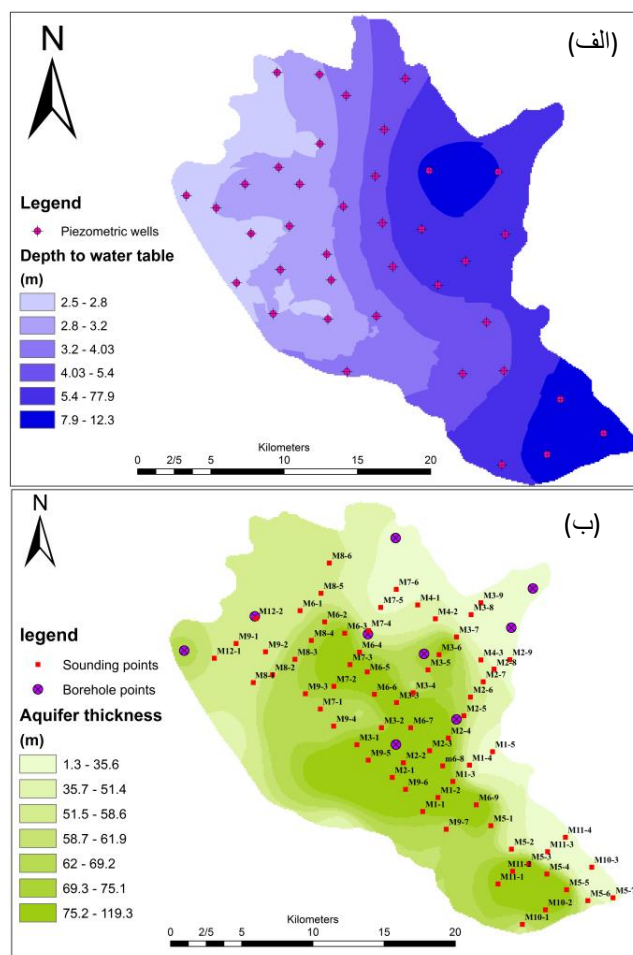
پس از تهیه مدل مفهومی منطقه مورد مطالعه، در مدل عددی محدوده پیوسته با محدوده گسسته جایگزین گردید، محدوده مدل دشت ملکان، از نوع مرکز سلولی با ابعاد ۵۰۰ متر در ۵۰۰ متر شامل ۶۶ سطر و ۶۷ ستون شبکه‌بندی شد.

ارتفاع سنگ کف آبخوان با استفاده از روش توموگرافی مقاومت ویژه الکتریکی^۱ و اطلاعات لاگ‌های حفاری استخراج گردید و به کل محدوده از مدل درونی‌یابی کریجینگ بیزین موجود در نرم‌افزار ArcGIS10.3.1 استفاده گردید و سپس جهت تعمیم نتایج به سلول‌های شبکه مدل، با رسم واریوگرام تجربی، از توابع درونی‌یابی موجود در مدل GMS و بسته‌های موجود در آن (2D Grid, 2D) Scatter point) استفاده شده است. جهت تهیه آرایه سطح بالایی در مدل از اطلاعات توپوگرافی و فایل‌های DEM منطقه استفاده گردید.

شرایط مرزی آبخوان با توجه به مقاطع ورودی و خروجی سیستم جریان آب زیرزمینی تعیین و بار اولیه هیدرولیکی در محدوده مورد مطالعه بر پایه نقشه خطوط هم تراز آب زیرزمینی برای محدوده مدل و سال آبی ۹۴-۱۳۹۳ محاسبه و به مدل وارد شد.

برآوردهای اولیه از پارامترهای هیدرولیکی آبخوان برای مدل سه بعدی جریان آب زیرزمینی بر اساس نتایج حاصل از توموگرافی مقاومت الکتریکی، زمین‌شناسی و آزمون پمپاژ صورت گرفته است. بر پایه مطالعات قبلی مقادیر قابلیت انتقال در نقاط مختلف آبخوان از نتایج آزمایش پمپاژ و مقاومت عرضی آبخوان حاصل و با توجه به ضخامت اشباع آبخوان پارامتر هدایت هیدرولیکی^۲ تعیین گردید.

ژئوالکتریکی، ضخامت آبرفت و تراز سنگ کف آبخوان مشخص و سنگ کف محدوده مورد مطالعه را واحدهای رسی و ماری تشکیل می‌دهد. جهت کلی جریان آب زیرزمینی، از جنوب شرق به شمال غرب است. بر مبنای تفسیر نتایج داده‌های ژئوالکتریک ضخامت آبرفت تعیین و با تفریق از نقشه هم‌عمق سطح ایستابی (شکل ۲-الف)، نقشه هم‌ضخامت منطقه اشباع آبخوان (شکل ۲-ب) بدست آمد.



شکل ۲- الف، نقشه هم‌عمق سطح ایستابی و ب، نقشه هم‌ضخامت منطقه اشباع

Fig 2. a) Water table isodepth map and b) saturated zone isothickness map

روش‌شناسی

روش تفاضل محدود، به عنوان تکنولوژی کارآمد در حل مسائل جریان آب زیرزمینی، برای حل معادلات جریان و انتقال استفاده شده و برنامه‌های کامپیوتری متعددی برای حل این معادلات نوشته شده است [۱]. از جمله مهمترین کدهای مورد استفاده در شبیه‌سازی جریان آب، می‌توان به کد MODFLOW اشاره کرد و مدل MT3DMS بیشترین کاربرد را در زمینه شبیه‌سازی آلودگی آب‌های زیرزمینی داشته است. در این مطالعه از کد MODFLOW

1. Electrical resistivity tomography

2. Hydraulic conductivity

متفاوت نسبت به مرحله واسنجی اجرا گردید. تا صحت و دقت آن مورد ارزیابی قرار گیرد. بطور کلی هدف از صحت سنجی مدل، آزمودن دقت الگوریتم‌های محاسبه‌ای استفاده شده برای حل معادلات و اطمینان پیدا کردن از عملکرد مناسب کد کامپیوتری است. هنگامی مدل، توانسته باشد رفتار سیستم واقعی را به خوبی توصیف کند و تطبیق خوبی بین نتایج شبیه‌سازی مدل با داده‌های صحرایی برقرار شود؛ در واقع مدل اعتبار سنجی شده است و ثابت می‌شود که پیش‌بینی‌های مدل قابل اطمینان است. اطلاعات بدست آمده در حالت ماندگار مبنای شبیه‌سازی و در مرحله بعدی یعنی حالت جریان غیرماندگار قرار گرفته‌است.

در شرایط غیرماندگار چهار دوره تنش با طول ۹۳، ۹۳، ۸۹، ۹۰ روز و با ۱۲ گام زمانی در نظر گرفته شده است. دوره‌های تنش منطبق بر فصول سال و گام‌های زمانی منطبق بر ماه‌های سال برای سال ۹۴-۱۳۹۳ در نظر گرفته شده است. پس از واسنجی مدل در شرایط ماندگار و غیرماندگار، کلیه داده‌های مورد نیاز در مدل غیرماندگار که وابسته به زمان می‌باشند؛ نظیر تراز آب در پیرومترها برای ماه‌های مختلف، پمپاژ آب زیرزمینی، تغذیه سطحی و تبخیر از سطح آب زیرزمینی برای دوره‌های تنش مختلف به مدل وارد شد و مدل با در نظر گرفتن هشت دوره تنش به صورت فصلی با گام‌های زمانی یک ماهه برای مدت ۷۳۰ روز در شرایط غیرماندگار اجرا گردید.

تهیه مدل ریاضی انتقال جریان آب زیرزمینی، شناخت کافی از هیدروژئوشیمی^۲ منطقه، منشأ آلاینده‌های آبخوان و معادلات مربوطه، پیش نیاز مدل کیفی آبخوان است [۱۲]. به منظور بررسی وضعیت کیفی منابع آب زیرزمینی ۴۱ نمونه آب از منابع آب زیرزمینی در تیرماه ۱۳۹۵ تهیه و جهت تعیین یون‌های اصلی، فرعی و پارامترهای فیزیکوشیمیایی در آزمایشگاه آبشناسی دانشگاه تبریز مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته است.

به واسطه افزایش بی‌رویه در استخراج آب زیرزمینی در سال‌های اخیر این آبخوان با خطر افزایش میزان شوری مواجه گردیده است. مطالعه حرکت آنیون‌ها به دلیل آبشویی سریع و عدم جذب توسط ذرات خاک و رسیدن به آب‌های زیرزمینی، اهمیت ویژه‌ای دارد. یون محافظه کار کلر، به عنوان شاخص شوری، از جمله یون‌هایی هست که به سختی در واکنش‌های انحلال و رسوب‌گذاری مسیر حرکت شرکت می‌کند. این یون به راحتی شسته شده و به دلیل این خاصیت، به عنوان ردیاب حرکت آب و املاح مورد توجه قرار گرفته است. شبیه‌سازی کیفی بر اساس میزان یون کلر، اجرا شده است. با توجه به اینکه کلیه اطلاعات مربوط به مدل جریان در آبخوان، در مدل کمی قبلاً لحاظ شده است، لازم است پارامترهای مورد نیاز برای مدل کیفی تعریف گردد.

اطلاعات پایه مورد نیاز مدل کیفی آبخوان شامل تخلخل و ضریب قابلیت پراکنندگی آبخوان می‌باشند. حداقل و حداکثر تخلخل

این پارامترها با استفاده از درون‌یابی کریجینگ بی‌زین تجربی به کل دشت تعمیم و نتایج به صورت لایه ورودی به مدل عددی داده شد. از آنجایی که نفوذ سطحی هم از بارش و هم از آب برگشتی کشاورزی و ... صورت می‌گیرد. میزان تغذیه خالص آبخوان مطابق رابطه (۱) محاسبه و توسط بسته تغذیه وارد مدل گردید.

$$\Delta V = A \times S_y \times \frac{dh}{dt} \quad (1)$$

که در آن؛ ΔV مقدار تغییرات حجم آب ذخیره شده، A ، مساحت محدوده مورد مطالعه، S_y ، آبدهی ویژه^۱ و $\frac{dh}{dt}$ ، نوسان تراز سطح ایستابی است.

مؤلفه تخلیه کننده آبخوان، چاه‌های بهره‌برداری موجود در محدوده آبخوان هستند که نیاز آبی بخش‌های شرب، کشاورزی و صنعت را تأمین می‌کنند. با استفاده از بسته چاه موجود در اینترفاز GMS، داده‌های مربوط به چاه‌های بهره‌برداری به مدل آب زیرزمینی آبخوان وارد گردید. از دیگر مؤلفه‌های خروجی آبخوان تبخیر می‌باشد که اگر سطح آب زیرزمینی از حدی بالاتر رود و به سطح زمین نزدیک شود، بخشی از آن تبخیر می‌گردد. این پارامتر با مجموعه تبخیر و تعرق شبیه‌سازی می‌گردد. با توجه به نقشه هم‌عمق سطح ایستابی در محدوده با عمق کم‌تر از ۵ متر تبخیر و تعرق از سطح آب زیرزمینی لحاظ شده است.

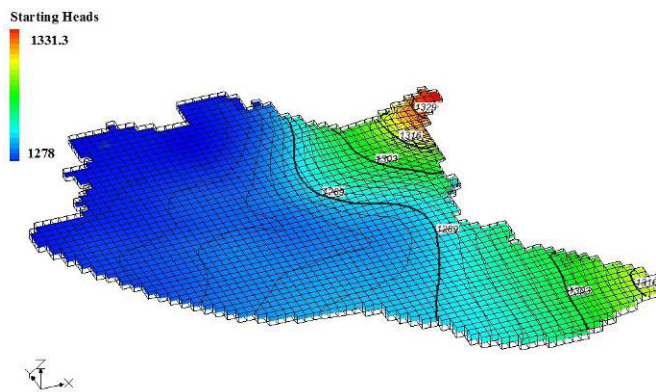
پس از تهیه مدل مفهومی و تبدیل آن به مدل عددی به کمک دستور Map to MODFLOW در اینترفاز GMS و تدوین تنظیمات تکرار، معیار همگرایی^۱، انتخاب دوره‌های تنش و گام‌های زمانی مناسب، مدل با استفاده از کد MODFLOW موجود در اینترفاز GMS اجرا گردید.

مقایسه تراز سطح آب مشاهداتی و محاسباتی (شبیه‌سازی شده) و رسم نمودار پراکنندگی از سطوح آب شبیه‌سازی شده نسبت به سطوح آب مشاهده‌ای راهی برای ارزیابی تناسب واسنجی^۲ مدل است [۱]. جهت بررسی مدل و رفع خطاهای احتمالی از دو فرآیند واسنجی سعی و خطا و خودکار موجود در اینترفاز GMS استفاده می‌گردد. ابتدا در طی عمل واسنجی سعی و خطا، مقادیر پارامترها در اجرای متوالی مدل تعدیل می‌گردد تا بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده به هدف واسنجی منطبق شود. سپس در روش خودکار از بهینه کردن تابع هدف که در حقیقت تابع خطای مدل از روی تفاوت بین مقادیر مشاهداتی و محاسباتی است، استفاده می‌شود و یک سری قیود برای این بهینه‌سازی در نظر گرفته می‌شود [۱]. در روش خودکار با اجراهای مکرر مدل، ارتباط بین پارامترهای مدل، مشاهدات و نتایج به دست آمده سنجیده شد و حالتی که دارای کم‌ترین اختلاف بین مقادیر مشاهداتی و محاسباتی باشد، به عنوان جواب نهایی انتخاب گردید.

پس از انجام واسنجی، مدل در یک دوره زمانی دیگر با شرایط

1. Specific Yield
2. Convergence
3. Calibration

سطح ایستابی اولیه به عنوان بار هیدرولیکی آغازین (شکل ۴-الف) به مدل وارد شد. برای شرایط اولیه (شرایط ماندگار)، از سطح ایستابی فروردین ۹۳ استفاده شده است و از مقادیر ماهانه برای شرایط غیرماندگار استفاده شد. شرایط مرزی شمال غرب آبخوان که حد بین آبخوان و پهنه‌های رسی نمکی شمال غرب آبخوان می‌باشد، به علت وجود شوره‌زارهای وسیع حاشیه دشت از نوع مرز نفوذناپذیر با عنوان مرز با جریان معلوم (جریان صفر) در نظر گرفته شده است. مقاطع ورودی بخش شرقی و جنوب شرقی آبخوان به صورت مرزهای با بار هیدرولیکی معین وارد مدل شده است. منطق بر مسیر رودخانه زرینه‌رود در نواحی غرب و جنوب غربی دشت بصورت مرز با جریان وابسته به بار هیدرولیکی و با استفاده از بسته مرزی با بار هیدرولیکی عمومی شبیه‌سازی شده است (شکل ۴-ب).



(الف)



(ب)

شکل ۴- الف، بار هیدرولیکی اولیه و ب، مرزهای هیدرولیکی محدوده مدل آبخوان دشت ملکان

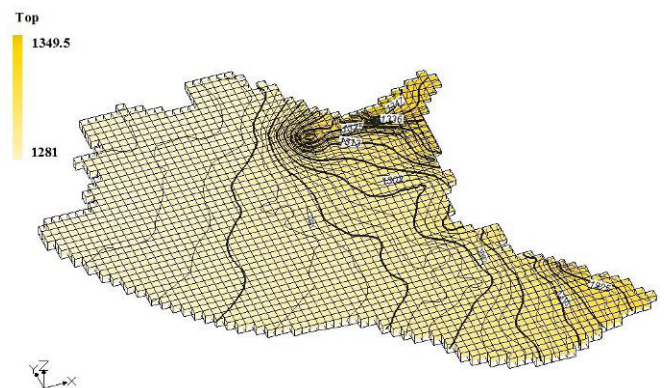
Fig 4. a) Initial hydraulic head and b) hydraulic boundary of the Malekan plain aquifer model domain

جریان ورودی آب زیرزمینی به محدوده مدل، از جمله مؤلفه‌های تغذیه‌کننده آبخوان، توسط مقاطع ورودی آب زیرزمینی به صورت

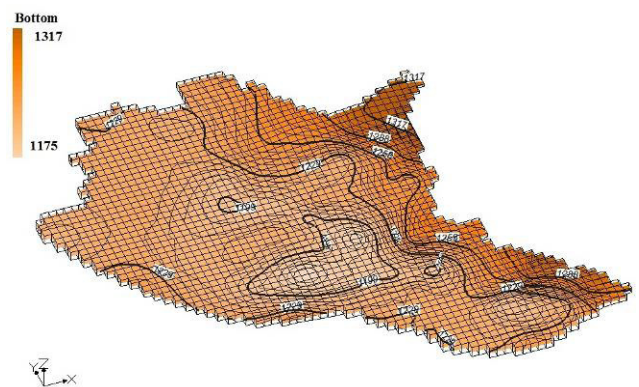
در دشت ملکان بر اساس معادله آرچی، به ترتیب حدود ۱۲/۴٪ و ۴۸/۲٪ و مقدار متوسط آن ۳۲ درصد تخمین زده شده است [۲]. با انتخاب مجموعه‌های انتقال فرارفت، پراکندگی و اختلاط تغذیه/تخلیه مدل و اعمال ضریب پخش طولی و نسبت پخش عرضی و عمودی به پخش طولی [۱۶] مدل MT3DMS اجرا گردید.

نتایج

آبخوان دشت ملکان از نوع آبخوان آزاد است. تغذیه زیرزمینی دشت از مرزها و تغذیه از بارندگی مهم‌ترین ورودی‌های آبخوان و برداشت از چاه‌ها، مهم‌ترین خروجی دشت هستند. با توجه به وضعیت دشت از نظر زمین‌شناسی منطقه، توپوگرافی، نتایج ژئوفیزیک، نقشه‌های هم پتانسیل، منابع آب آبخوان و به‌ویژه پراکنش پیژومترها و وسعت منطقه، محدوده مدل، شبکه‌بندی شد. در شکل (۳-الف) شبکه بندی آبخوان و خطوط هم تراز سطح زمین و (۳-ب) خطوط هم تراز لایه سنگ کف آبخوان نشان داده شده است.



(الف)

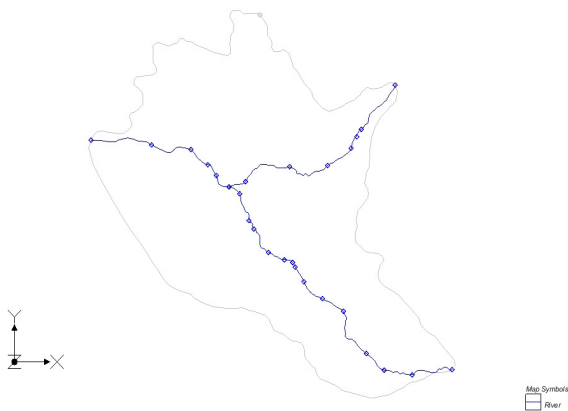


(ب)

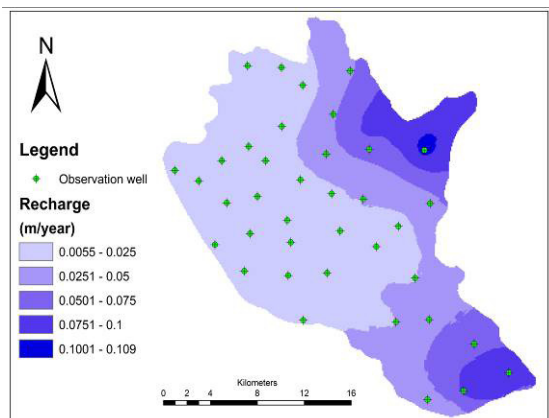
شکل ۳- شبکه‌بندی سه بعدی محدوده، الف، خطوط هم تراز سطح زمین و ب، خطوط هم تراز سنگ کف آبخوان دشت ملکان
Fig 3. Three dimensional net of the study area, a) surface elevation isopotential and b) Bedrock elevation isopotential of the Malekan plain aquifer

سهند در شمال، پس از پیوستن به هم، رودها در شکل می‌دهند. بخش زیادی از رواناب‌های رودهای محدوده مورد مطالعه به آبخوان نفوذ می‌کنند و باعث تغذیه آبخوان می‌شوند. مطابق رابطه یک میزان تغذیه برای آبخوان محاسبه و محدوده مدل به بخش‌های مختلفی از نظر تغذیه سطحی تقسیم‌بندی گردید (شکل ۶-ب).

حداقل و حداکثر تغذیه خالص آبخوان به ترتیب حدود ۵ میلی‌متر در سال (در نواحی شمال غربی) و ۱۰۹ میلی‌متر در سال (در نواحی شرق و جنوب شرقی) برآورد شده که با احتساب متوسط تغذیه آبخوان در هر مترمربع از سطح دشت برابر ۰/۰۳۲ متر و با در نظر گرفتن مساحت دشت (۵۱۵ کیلومترمربع)، مقدار تغییر حجم آب ذخیره شده (ΔV) در این آبخوان حدود ۱۶/۴۸ میلیون مترمکعب برآورد گردیده است. مؤلفه تخلیه آبخوان، با استفاده از بسته چاه و آمار چاه‌های بهره‌برداری موجود به مدل آب زیرزمینی وارد گردید. شکل (۶-ج)، لایه تخلیه از چاه‌ها محدوده آبخوان را نشان می‌دهد. با توجه به نقشه هم‌عمق سطح ایستابی (شکل ۲-الف) در محدوده با عمق کم‌تر از ۵ متر تبخیر و تعرق از سطح آب زیرزمینی لحاظ شده است.

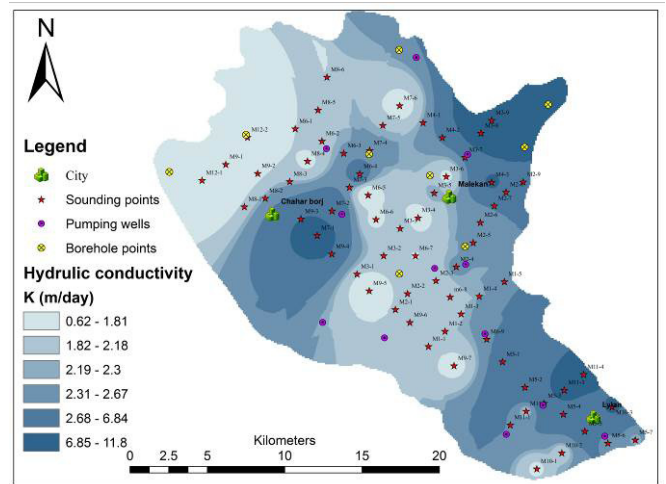


(الف)

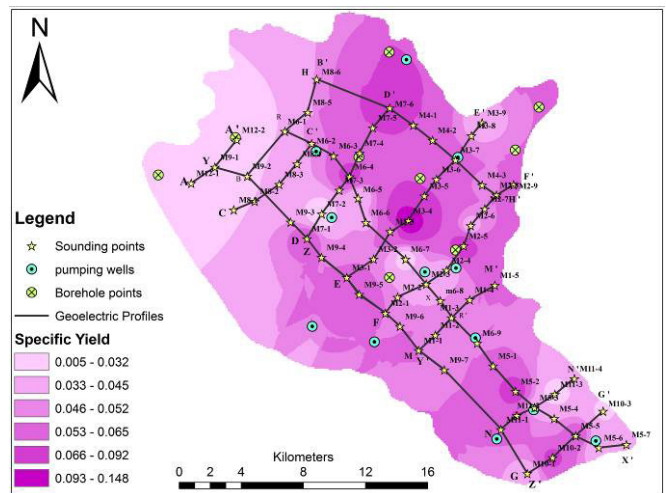


(ب)

مرزهای با بار هیدرولیکی معین وارد مدل شده است (شکل ۴-ب). با توجه به ضخامت اشباع آبخوان پارامتر هدایت هیدرولیکی تعیین گردید (شکل ۵-الف). متوسط آبدهی ویژه حدود ۰/۰۴۲ (حداقل و حداکثر به ترتیب ۰/۰۰۵ در نواحی غرب و شمال غربی و ۰/۱۴۸ در نواحی شرق و جنوب شرقی دشت) برآورد گردید [۲] (شکل ۵-ب). لایه‌های تهیه شده برای هر یک از پارامترها به کمک دستور Map to MODFLOW در اینترنتزافز GIS به مدل عددی وارد گردید.



(الف)

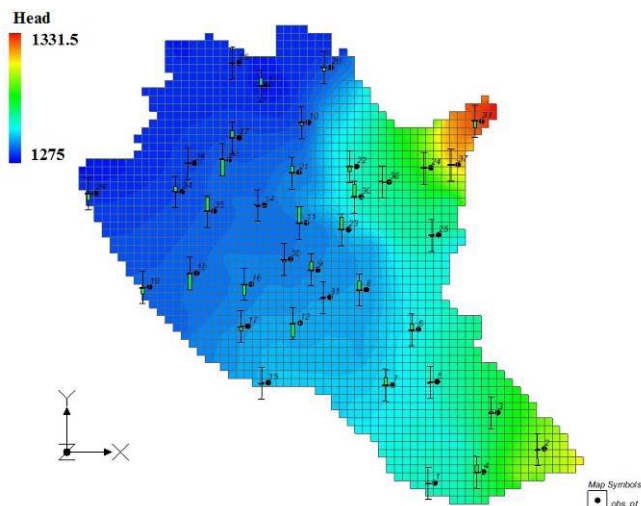


(ب)

شکل ۵-الف، نقشه تغییرات هدایت هیدرولیکی (K) و ب، آبدهی ویژه (S_y) آبخوان دشت ملکان

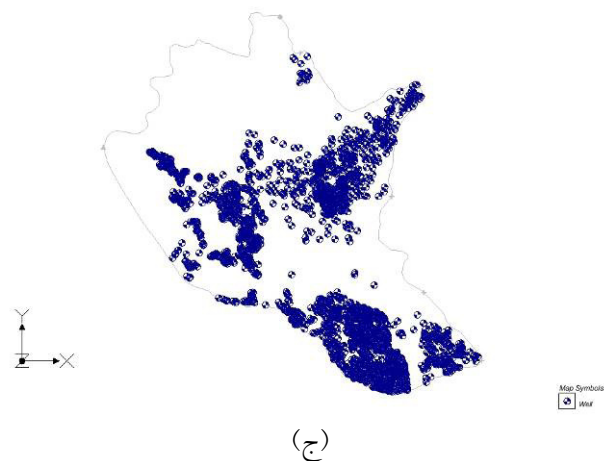
Fig 5. a) Hydraulic Conductivity changes and b) Specific Yield of the Malekan plain aquifer

برای ورود میزان محاسبه شده نفوذ از جریانات سطحی به مدل آب زیرزمینی از بسته رودخانه استفاده گردید. در شکل (۶-الف) بسته رودهای محدوده مورد مطالعه آمده است. رواناب دامنه‌های



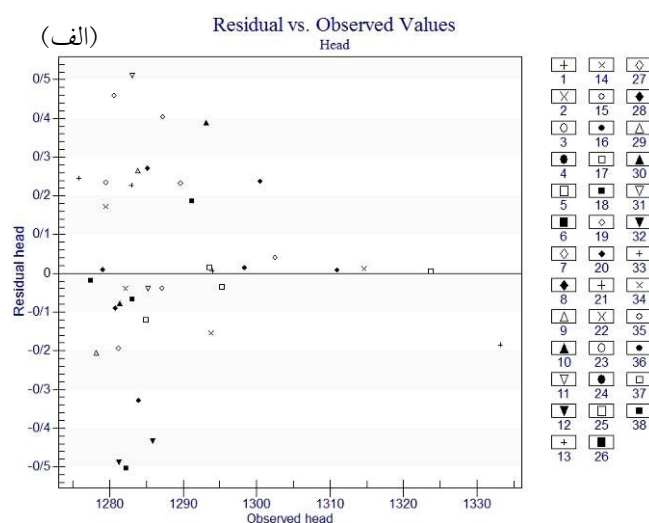
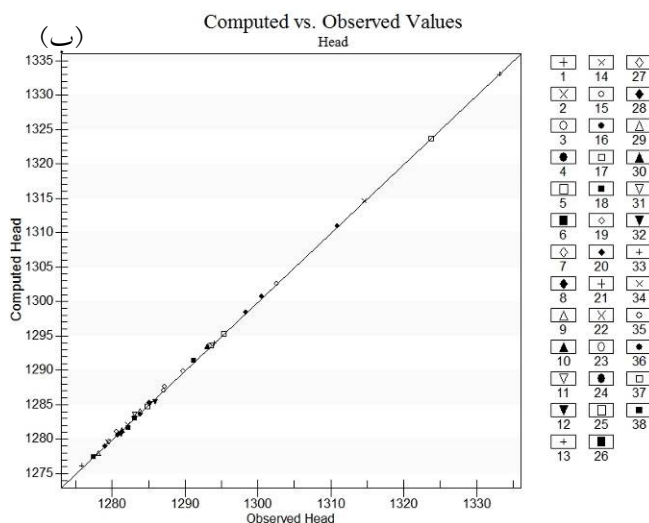
شکل ۷- سطح آب محاسباتی و میزان خطای شبیه‌سازی با استفاده از هدف واسنجی

Fig 7. Calculated water table and the simulation error amount, using the validation target



شکل ۶- الف، بسته رود، ب، میزان تغذیه و ج، چاه‌های بهره‌برداری از آبخوان دشت ملکان

Fig 6. a) River Package, b) Recharge Rate and c) discharging Well of the Malekan plain aquifer



شکل ۸- الف، میزان بار هیدرولیکی باقیمانده و ب، مقدار سطح آب محاسباتی بر مبنای سطح آب مشاهداتی

Fig 8. a) Residual Hydraulic Head amount and b) Calculated water table amount against of observed water table

بدست آمده مجذور مربعات خطای مدل تا ۰/۳۳ متر کاهش یافت. انطباق خوب مقادیر سطح آب مشاهداتی- محاسباتی حاکی از دقت بالای مدل در حالت ماندگار است.

در (شکل ۷) میزان خطای مدل‌سازی با استفاده از هدف واسنجی و مقدار سطح آب محاسباتی محدوده مدل نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۸- الف) قابل مشاهده است سطح آب شبیه‌سازی شده در تمامی پیژومترها در محدوده مجاز خطا (۰/۵ متر) قرار دارند. مقایسه مقادیر محاسباتی سطح تراز آب زیرزمینی بر مبنای سطح آب مشاهداتی در پیژومترها در شکل (۸- ب) نشان داده شده است.

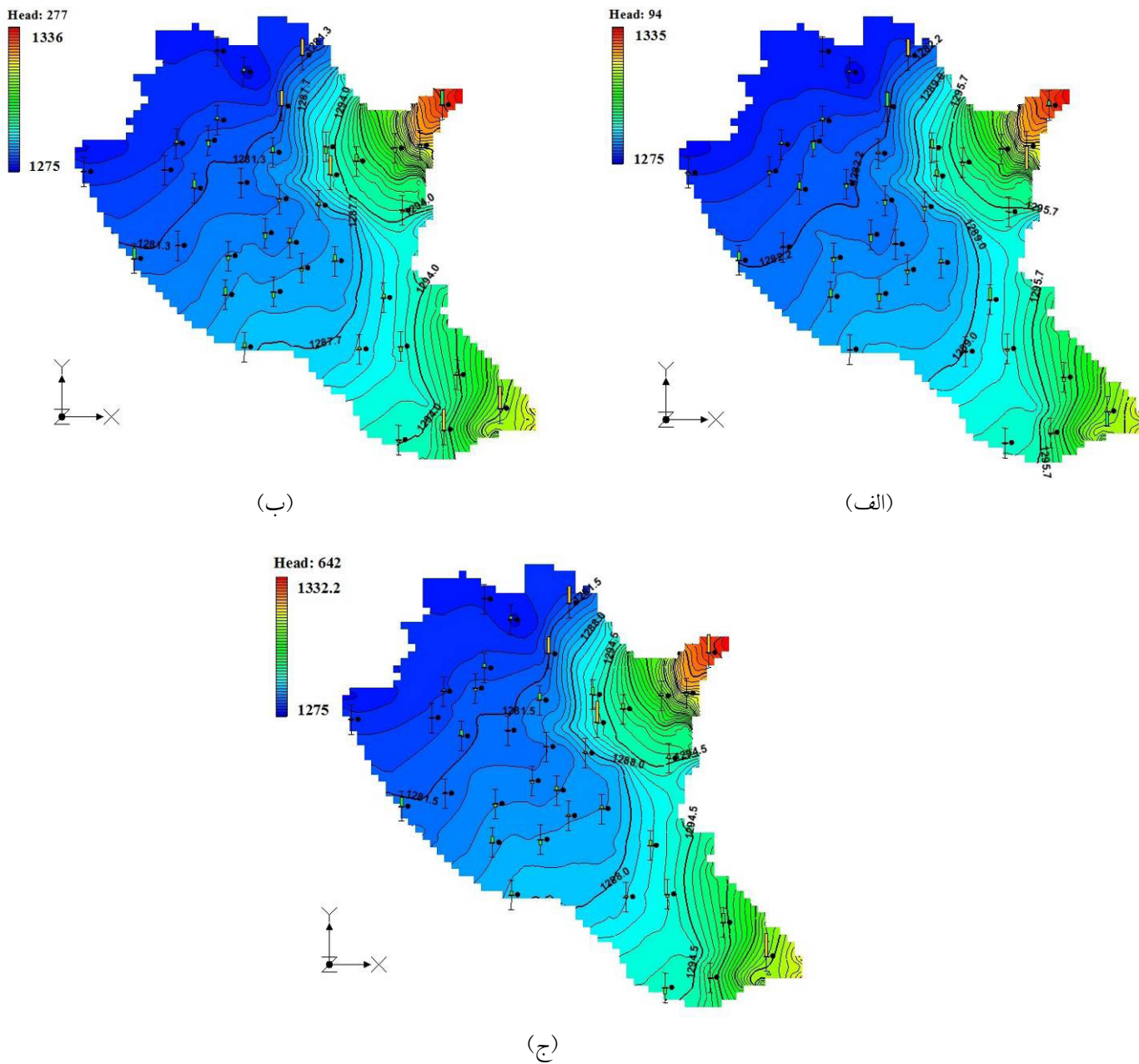
پس از تبدیل مدل مفهومی به مدل عددی، با استفاده از کد MODFLOW موجود در اینترفاز GIS، مدل اجرا گردید. پس از هر بار تغییر پارامترها و اجرای مدل، مقادیر سطح آب محاسباتی با سطح آب مشاهده‌ای مقایسه گردید، تصحیح در پارامترهای منتخب نظیر هدایت هیدرولیکی و تغذیه سطحی آبخوان صورت گرفت و بار دیگر واسنجی انجام گردید. به منظور تدقیق بیشتر، با تلفیق دو روش واسنجی خودکار و دستی و اصلاح نتایج حاصل از روش خودکار، به صورت دستی و با دید کارشناسی، دقت مطلوب‌تری بدست آمد. رسم هدف واسنجی در مجاورت هر یک از پیژومترها گویای وضعیت واسنجی پس از اجرای مدل است (شکل ۷).

در منطقه مورد مطالعه از اطلاعات ۳۸ حلقه چاه مشاهداتی در آبخوان جهت واسنجی استفاده شده است (شکل ۷). بر اساس نتایج

1. Root mean square error

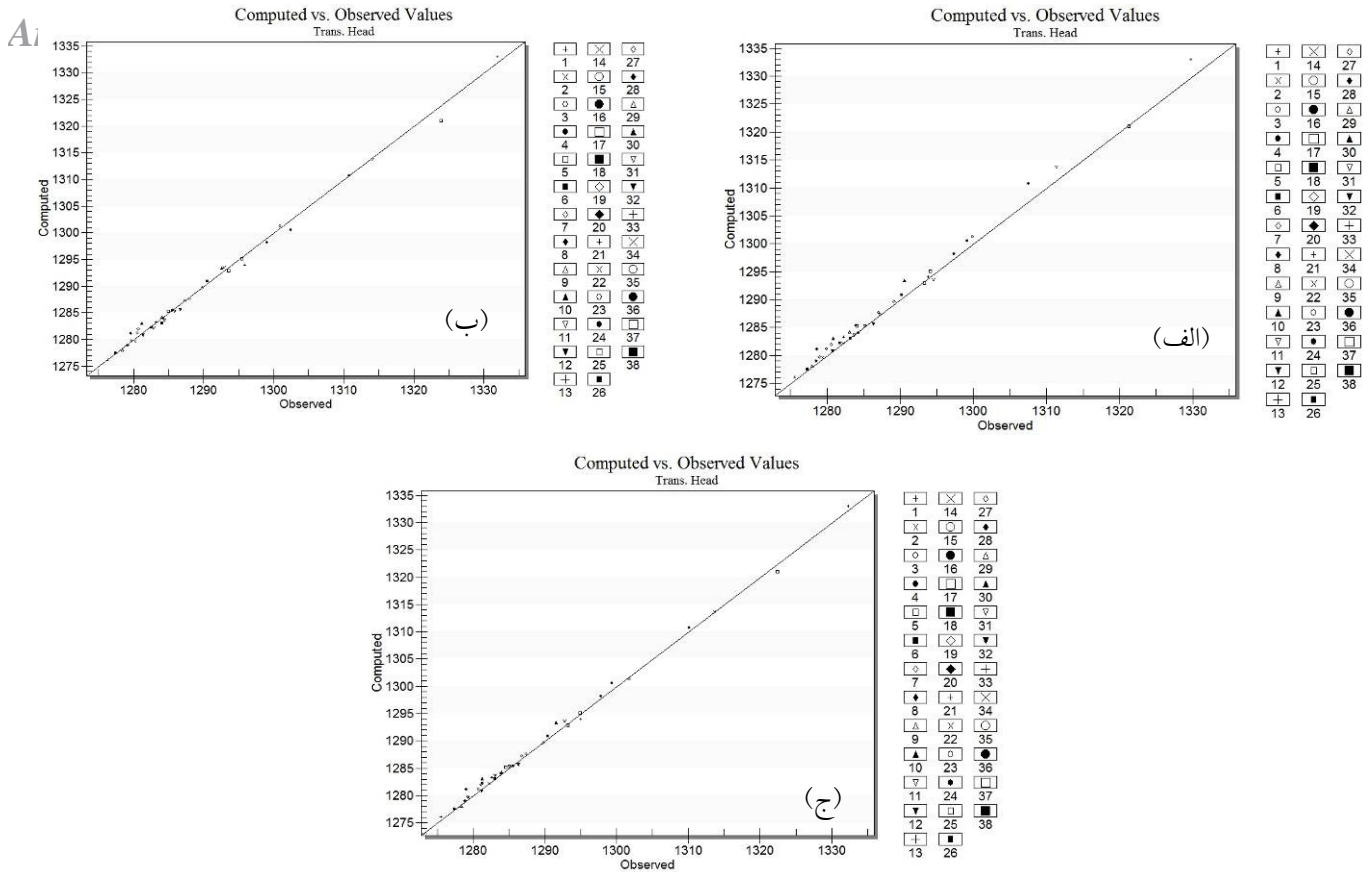
در شکل (۱۱) مقدار خطای واسنجی و مقدار خطای قابل قبول نسبت به مقادیر مشاهداتی و محاسباتی برای چاه‌های مشاهداتی شماره ۵، ۷، ۲۶، ۲۸ و ۳۱، با پراکنش مناسب در سطح آبخوان، در تمامی دوره‌های تنش نشان داده شده است.

در شرایط غیرماندگار، مدل با در نظر گرفتن هشت دوره تنش به صورت فصلی با گام‌های زمانی یک ماهه برای مدت ۷۳۰ روز اجرا گردید. نتایج اجرای مدل، سطح آب زیرزمینی و نمودار توزیع مقادیر مشاهداتی در برابر محاسباتی در آبخوان در چند دوره متفاوت، در شکل‌های (۹) و (۱۰) آمده است.



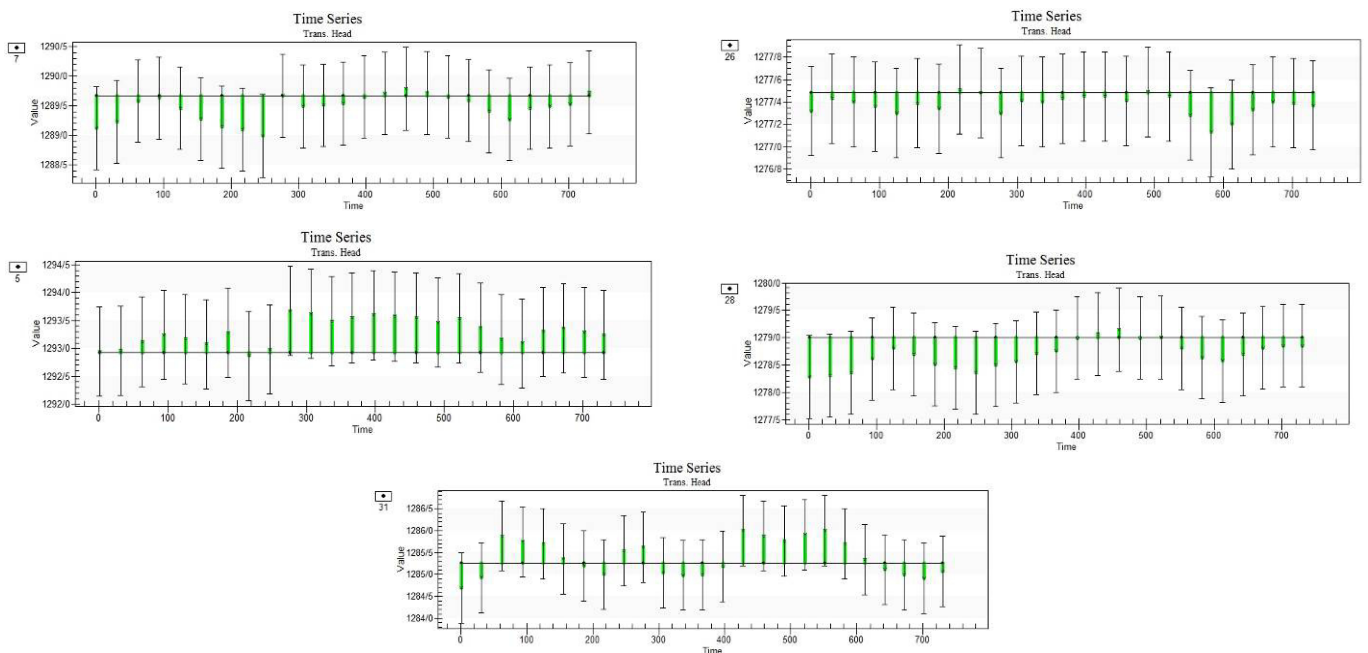
شکل ۹- سطح آب زیرزمینی و میزان خطای مدل سازی با استفاده از هدف واسنجی در آبخوان، الف، دوره تنش اول (۹۴ روز)، ب، دوره تنش سوم (۲۷۷ روز) و ج، دوره تنش هفتم (۶۴۲ روز)

Fig 9. Groundwater table and the modeling error amount, using the validation target in aquifer, a) first stress period (94 day), b) 3rd stress period (277 day) and c) 7th stress period (642 day)



شکل ۱۰- نمودار توزیع مقادیر محاسباتی در برابر مشاهداتی در آبخوان در دوره تنش الف، دوم (۱۸۷روز)، ب، ششم (۴۵۹روز) و ج، هشتم (۷۳۰روز)

Fig 10. distribution graph of the calculated amounts Vs observed one in a) second stress period period (187 day), b) 6th (459 day) and c) 8th (730 day)



شکل ۱۱- خطای واسنجی و خطای قابل قبول نسبت به مقادیر مشاهداتی و محاسباتی
Fig 11. Validation error and the acceptable error Vs calculated and observed amounts

به منظور بررسی وضعیت کیفی منابع آبی زیرزمینی از نتایج آنالیز شیمیایی ۴۱ نمونه از منابع آب زیرزمینی در تیرماه ۱۳۹۵ استفاده شده است (جدول ۲).

نتایج مدل MT3DMS نشان‌دهنده آن است که، با حد مجاز خطای واسنجی ۱۰ میلی گرم بر لیتر، غلظت یون کلر به خوبی توسط مدل شبیه‌سازی گردیده‌است. در (شکل ۱۳) میزان خطای شبیه‌سازی با استفاده از هدف واسنجی و مقدار غلظت شبیه‌سازی شده کلر نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۱۳-الف) قابل مشاهده‌است غلظت محاسباتی کلر در تمامی چاه‌ها در محدوده مجاز خطا (۱۰ میلی گرم بر لیتر) قرار دارند. مقایسه مقادیر غلظت کلر محاسباتی بر مبنای غلظت کلر مشاهده‌ای در شکل (۱۳-ب) نشان داده شده است.

به علت افت تراز سطح ایستابی ناشی از پمپاژ بی‌رویه آب زیرزمینی (شکل ۹) نفوذ آب شور از قسمت‌های انتهایی دشت به سمت مرکز دشت اتفاق می‌افتد. یون کلر به عنوان شاخص شوری، نقش مؤثری در تغییرات کیفی آب زیرزمینی دارد. شوری بالا در بخش شمال‌غربی دشت به سبب عواملی از جمله نفوذ آب شور از شورابه‌های تبخیری، پلایاهای امروزی و فرایند تبخیر از منابع آب زیرزمینی انتهایی دشت ایجاد شده است که با برداشت غیر اصولی این شوری به سمت مرکز در حال گسترش است. برداشت بی‌رویه

بنابراین با مقایسه مقدار سطح آب زیرزمینی، می‌توان به قابلیت مدل در پیش بینی مکانی سطح آب زیرزمینی در دوره‌های تنش مختلف پی برد. هم‌چنین با مقایسه مقدار خطای سطح آب زیرزمینی محاسباتی توسط مدل و سطح آب زیرزمینی مشاهده‌ای در چاه‌های مشاهده‌ای نیز قابلیت مدل در ارزیابی هریک از پیرومترها مشخص شده است. مقدار خطای مدل در حد قابل قبول است و به خوبی توانسته است شرایط آبخوان را شبیه‌سازی کند.

با آگاهی از بیلان آب منطقه، می‌توان مدیریت مناسبی برای استحصال و تأمین آب اعمال نمود. پس از اجرای مدل با توجه به نتایج مدل، بیلان آب زیرزمینی دشت برای سال آبی ۱۳۹۴-۱۳۹۳ مورد بررسی قرار گرفت. در جدول (۱) بیلان آبی مدل در حالت غیرماندگار نشان داده شده است. با توجه به نقشه هم‌ضخامت آبخوان (شکل ۲-ب) و مساحت دشت (۵۱۵ کیلومترمربع)، حجم تقریبی آبخوان (شامل رسوبات تشکیل دهنده لایه اشباع و آب بین منفذی)، حدود ۳۰/۶ میلیارد مترمکعب برآورد گردیده‌است. متوسط ضرایب تخلخل و آبدهی ویژه برای آبخوان به ترتیب ۳۲ درصد و ۰/۰۴۲، به کمک تحلیل داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی محاسبه شده است [۲]. با توجه به این ضرایب حجم تقریبی آب موجود در خلل و فرج آبخوان، حدود ۱۰/۴ میلیارد مترمکعب برآورد گردیده‌است.

جدول ۱- بیلان آبی محدوده مورد مطالعه (میلیون مترمکعب)

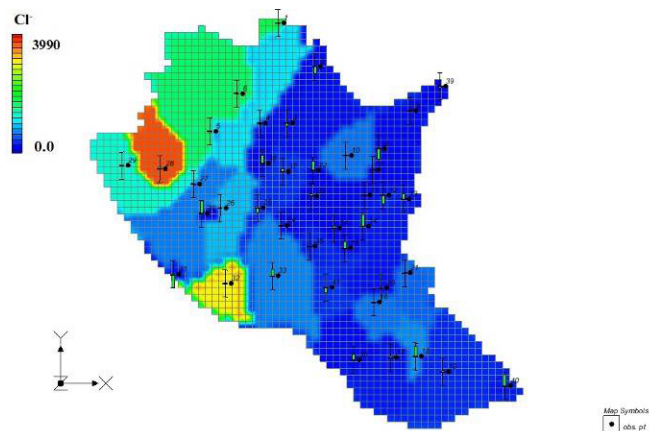
Table 2. The study area water budget (MCM)

Parts of water budget	input	output
groundwater flow	5.97	2.23
Recharge	16.48	-
Well	-	12.25
Evaporation	-	1.46
River	12.85	10.34
Drain	-	12.69
Total	35.3	38.97

جدول ۲- خلاصه آماری نتایج آنالیز شیمیایی منابع انتخابی دشت ملکمان

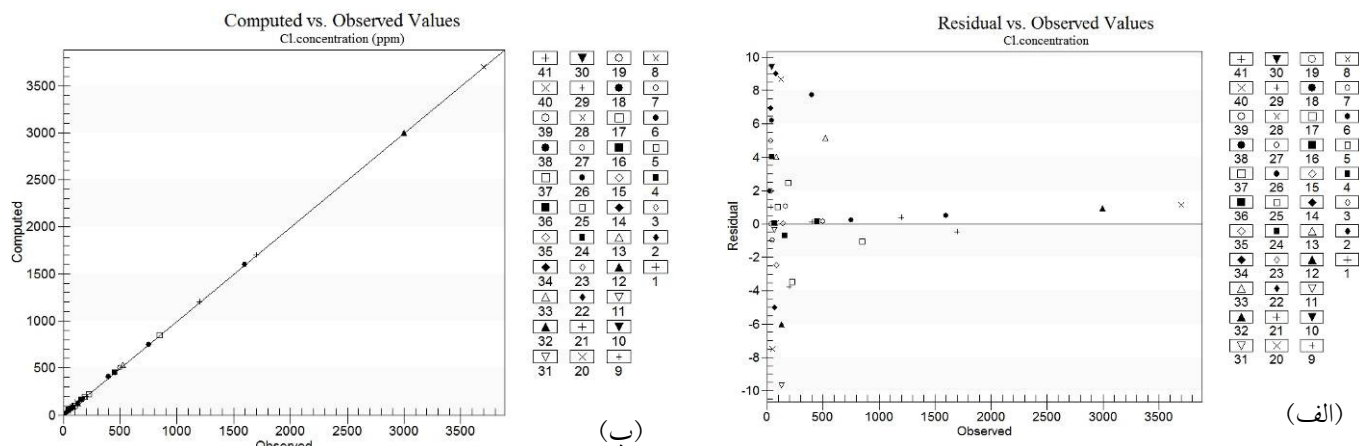
Table 2. Statistical summary of the groundwater samples hydrochemical analysis

Parameter	pH	EC($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TDS	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
unit	-	$\mu\text{mhos}/\text{cm}$									
											mg/l
Mean	7.82	2749.15	2184.16	183	73.83	384.57	8.89	535.89	2.52	441.07	511.5
SD	0.45	2817.5	1974.33	155.72	85.71	515.21	11.37	165.43	9.34	783.08	612.1
Coefficient of Variation%	5.75	102.49	90.39	85.09	116.09	133.97	127.9	30.87	370.6	177.5	119.6
Max	8.6	14710	10494.3	872	427.2	2782.6	68.12	1088.24	45.6	3704.1	3278.9
Min	6.9	691	572.65	35.2	16.32	29.04	0.78	239.12	0	23.03	56.6
Median	7.9	1482	1414.60	129.6	50.88	174.21	6.273	497.76	0	130.14	251.7
Variance	0.2	7938333	3897962	24249	7346	265446	129.2	27368	87.2	613208	374747



شکل ۱۲- غلظت شبیه‌سازی شده کلر و میزان خطای شبیه‌سازی با استفاده از هدف واسنجی

Fig 12. Simulated chloride concentration and the simulation error amount, using the validation target



شکل ۱۳- الف، باقیمانده غلظت محاسباتی کلر نسبت به مقادیر مشاهده‌ای و ب، مقادیر غلظت کلر محاسباتی بر مبنای غلظت کلر مشاهده‌ای

Fig 13. a) Calculated chloride concentration residual vs. observational amounts and b) calculated chloride concentration vs observational chloride concentration

است. مقدار مجذور مربعات خطای مدل 0.33 متر است و مدل به خوبی توانسته است شرایط آبخوان را شبیه‌سازی کند. با صحت سنجی مدل، دقت الگوریتم‌های محاسبه‌ای استفاده شده برای حل معادلات تأیید و کد کامپیوتری عملکرد مناسبی داشته‌است. نتایج مدل نشان‌دهنده آن است که افت کمی و کیفی در آبخوان به سبب برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی حاصل شده است. شوری بالا در بخش شمال‌غربی دشت به سبب عواملی از جمله نفوذ آب شور از شورابه‌های تبخیری، پلایه‌های امروزی و تبخیر از منابع آب زیرزمینی انتهای دشت ایجاد شده است. با افزایش نرخ برداشت آب زیرزمینی، شورابه‌های نهشته شده در میان رسوبات انتهایی دشت در نتیجه حرکت مولکولی، انتقال و پخشیدگی به سمت چاه‌ها جریان یافته و باعث شور شدن این مناطق شده است. نتایج حاصل از مدل کمی و کیفی دشت ملکان با نتایج حاصل از مطالعات انجام گرفته به خصوص در حاشیه شمال شرقی دریاچه ارومیه از جمله بررسی

از منابع آب زیرزمینی در حالی که افت تراز سطح ایستابی را سبب شده است، گسترش آب شور را سریع‌تر و در نتیجه باعث افت کمی و کیفی در بخش شمال‌غربی آبخوان گردیده‌است.

بحث و نتیجه‌گیری

به منظور مدیریت بهتر و یکپارچه آب زیرزمینی، مدل کمی و کیفی جهت شبیه‌سازی حرکت شوری در آبخوان دشت ملکان مورد استفاده قرار گرفته‌است. بر اساس نتایج بدست آمده، انطباق بسیار خوب مقادیر سطح آب مشاهده‌ای- محاسباتی حاکی از دقت بالای مدل است. با مقایسه مقدار سطح آب زیرزمینی، قابلیت مدل در پیش‌بینی مکانی سطح آب زیرزمینی در دوره‌های تنش مختلف ارزیابی و تأیید گردید. همچنین با مقایسه مقدار خطای سطح آب زیرزمینی محاسباتی توسط مدل و سطح آب زیرزمینی مشاهده‌ای قابلیت مدل در ارزیابی هر یک از چاه‌های مشاهده‌ای مشخص شده

9. Perera, E.D.P., Jinno, K., Tsutsumi, A. and Hiroshiro, Y. 2008. Numerical study of salinity variation in a coastal aquifer: a case study of Motooka region in western Japan, *Stoch Environ Res Risk Assess.* 1582-1588.

10. Saberimehr, S., Asghari moghaddam, A., & Nadiri, A. (2017). Modeling groundwater flow and salinity intrusion at Shabestar plain aquifer using GMS software model. *Quaternary journal of Iran*, 3(9), 41-50. (In Persian).

11. Sherif, M., Kacimov, A., Javadi, A., & Ebraheem, A. A. (2012). Modeling groundwater flow and seawater intrusion in the coastal aquifer of Wadi Ham, UAE. *Water resources management*, 26(3), 751-774.

12. Spitz, K. and Moreno, J. 1996. A practical guide to groundwater and solute transport modeling. John Wiley and Sons.

13. Stöcklin, J. 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran: Central, North and East Iran, Geological Survey of Iran.

14. Todd, D. K. and Mays, L. W. 2005. *Groundwater Hydrology*. Third edition, John Wiley and Sons, Inc.

15. Wang, W., Dai, Z., Li, J. and Zhou, L. 2012. A hybrid Laplace transform finite analytic method for solving transport problems with large Peclet and Courant numbers. *Computers & geosciences*. 49, pp.182-189.

16. Wondzell, S. M., LaNier, J. and Haggerty, R. 2009. Evaluation of alternative groundwater flow models for simulating hyporheic exchange in a small mountain stream. *Journal of Hydrology*. 364(1): 142-151.

17. Zheng, C. and Wang, P.P. 1999. MT3DMS: a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide. Alabama Univ University.

نفوذ آب شور به دشت شبستر و دیگر مطالعات از جمله نفوذ آب شور در دو آبخوان Kalbha و Fujairah در ایالت متحده عربی همخوانی دارد. شبیه‌سازی انتقال جریان و انتشار آلودگی در آب‌های زیرزمینی می‌تواند در مدیریت و اتخاذ تدابیر لازم جهت حفاظت و بهره‌برداری از منابع آب و ممانعت از گسترش بیشتر شوری در منطقه مؤثر باشد.

منابع

1. Anderson, M.P. and Woessner, W.W. 1992. *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, Inc., New York, NY, 381 p.

2. Azizi, F., Asghari Moghaddam, A. and Nazemi, A.H. 2018. Evaluation of Hydraulic Parameters Using Electrical Resistivity in Malekan Plain Aquifer. *Quaternary journal of Iran*, 43(10), 437-454. (In Persian).

3. Haitjema, H. M., Feinstein, D. T., Hunt, R. J. and Gusyev, M. A. 2010. A Hybrid Finite Difference and Analytic Element Groundwater Model. *Ground water*. 48(4): 538-548.

4. James, G. and Wynd, J. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG bulletin*. 49(12): 2182-2245.

5. Kresic, N. 2006. *Hydrogeology and groundwater modeling*. CRC press.

6. Marquez, L.F., Suarez, G.J., Serrano, G. and Chavez, R. 2006. Study of geothermal water intrusion due to groundwater exploitation in the Puebla Valley Aquifer system, Mexico, *hydrogeology Journal*. 1216-1230.

7. Nofal, E. R., Amer, M. A., El-Didy, S. M. and Fekry, A. M. 2016. Delineation and modeling of seawater intrusion into the Nile Delta Aquifer: A new perspective. *Water Science*.

8. Owen, S.J., Jones, N.L. and Holland, J.P. 1996. A comprehensive modeling environment for the simulation of groundwater flow and transport. *Engineering with Computers*. 12(3-4): 235-242.

*Abstract***Groundwater Flow and Salinity Intrusion Simulation in Malekan Plain Aquifer**F. Azizi¹, A. AsghariMoghaddam² and A. Nazemi³

Received: 09-11-2017 Accepted: 22-07-2018

Due to groundwater overextraction, during the recent years, Malekan plain aquifer has been faced a risk of increasing salination. The groundwater flow model of the plain was designed based on investigation of groundwater flow regime and precise hydraulic parameters estimation by utilizing the various method such as; geological surveys, tomography methods, hydrochemical analysis. Simulation of aquifer conceptual model has been carried out in the GMS interface software package (GMS 10.1.4). The mass transport model was designed, then, to simulate the pathways of salinity and dissolved solid concentration (Cl-) in the aquifer, MT3DMS numerical code was used. The results show that the flow and transport model has explained the real behavior of the system with a good approximation and there is a good adaptation between the observed and simulated data. The over exploration of groundwater resources, which caused the water table drawdown, also resulted the extending of the saltwater intrusion in the northwestern part of the plain and thereby the deteriorating of groundwater quality and quantity in northwestern part.

Keywords: *Ground water, Hydrogeological parameters, Malekan Plain, Salinity, Simulation.*

1. Ph.D. of Hydrogeology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz.

2. Corresponding Author; Professor, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz. Email: Moghaddam@tabrizu.ac.ir

3. Professor in groundwater, Faculty of Agriculture, University of Tabriz.