

## مدل سازی عددی جریان آب زیرزمینی دشت علی آباد قم به منظور پیش بینی نوسانات سطح آب زیرزمینی و هدایت هیدرولیکی

علی عدالت<sup>۱</sup>، علی محمدرجبی<sup>۲\*</sup>، مهدی خداپرست<sup>۳</sup>

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۱/۰۷

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۴/۲۳

### چکیده

در پژوهش حاضر مدل سازی عددی آب های زیرزمینی دشت علی آباد قم با بکارگیری نرم افزار GMS بین سال های ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ انجام شده است. بدین منظور با استفاده از اطلاعات جامع زمین شناختی و هیدرولوژیکی، تراز هیدرولیکی در منطقه مورد مطالعه مدل سازی و هدایت هیدرولیکی نیز در گام نهایی مدل سازی تخمین زده شده است. جهت اعتبارسنجی مدل، تغییرات سطح آب زیرزمینی پیش بینی شده توسط مدل با نتایج حاصل از اندازه گیری های پیزومتریک مقایسه و خطای RMSE، ۱/۴ متر تعیین گردید. بعلاوه نتایج نشان داد در ۱۳ چاه از ۲۶ چاه مشاهداتی میانگین اختلاف تراز هیدرولیکی مشاهداتی و پیش بینی شده کمتر از ۰/۵ متر و حداکثر میانگین اختلاف بین مقادیر فوق ۲/۹۴ متر می باشد. این مقادیر با توجه بازه تغییرات تراز آب زیرزمینی (۸۱۰ تا ۹۳۰ متر) در منطقه، نشان از خطای اندک ۲/۵ درصدی مدل سازی دارد. مقایسه هیدروگراف تغییرات تراز آب زیرزمینی مشاهداتی و پیش بینی شده، تطابق قابل قبول آن ها (با ضریب همبستگی ۰/۹۹۵ و ضریب رگرسیون ۰/۹۸۹) را نشان می دهد. همچنین نتایج تخمین هدایت هیدرولیکی حکایت از مقادیر بالای این پارامتر در تقاطع دو رودخانه اصلی منطقه دارد که به رسوب گذاری در این مناطق نسبت داده می شود. نتایج قابلیت مدل پیشنهادی را برای شبیه سازی توزیع تراز هیدرولیکی، تخمین پارامترهای هیدرولیکی و پیش بینی رفتار آینده آبخوان در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد.

**کلید واژه ها:** فرونشست، دشت علی آباد، مدل سازی آب زیرزمینی، هدایت هیدرولیکی

۱. دانشجوی دکتری عمران گرایش ژئوتکنیک، دانشگاه قم، قم

۲. عضو هیات علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه تهران، تهران [amrajabi@ut.ac.ir](mailto:amrajabi@ut.ac.ir)

۳. عضو هیات علمی گروه مهندسی عمران، دانشگاه قم، قم

\* مسئول مکاتبات

## ۱. مقدمه

بیشتر مناطق ایران در محدوده خشک و نیمه خشک واقع شده- اند. متوسط بارندگی در ایران در حدود ۲۵۰ میلی متر در سال است که کمتر از یک سوم میانگین بارندگی سالانه در سطح جهانی است (Emamgholizadeh et al. 2014). یکی از راه‌های سازگاری با خشکسالی استفاده بهینه از منابع آب مانند ریزش- های جوی، جریان‌های سطحی و منابع آب زیرزمینی می‌باشد. برای بسیاری از حوضه‌های توسعه یافته در ایران، آب‌های زیرزمینی منبع اصلی مصارف آشامیدنی، کشاورزی و صنعتی است (Emamgholizadeh et al. 2014). استخراج بیش از حد از این منبع ارزشمند عواقب منفی زیادی مانند پایین آمدن تراز آب‌های زیرزمینی و آلودگی سیستم آبخوان (Lashkaripour et al. 2010)، تخریب لوله جدار چاه، ایجاد ترک در دیوار و آسیب به جاده‌ها (Mahmoudpour et al. 2013)، ریسک بیشتر فرونشست زمین و تراکم آبخوان (Motagh et al. 2008) را در پی دارد. پیچیدگی‌های ذاتی سیستم آبخوان، مانند مرزهای نامنظم، سفره‌های ناهمگن چند لایه و اطلاعات ورودی متناقض تحلیل عملی جریان آب زیرزمینی را چالش برانگیز یا حتی غیرممکن می‌سازد. در این میان تکنیک‌های عددی، ابزارهای قابل انعطاف و قدرتمندی برای حل مشکلات مدل- سازی جریان آب زیرزمینی در موقعیت‌های پیچیده میدانی می- باشند (Bakker and Hemker 2004). امروزه استفاده از روش- های مدل‌سازی عددی به منظور کاهش اثرات منفی افت سطح آب زیرزمینی و مدیریت منابع آب زیرزمینی ضروری است (Galloway et al. 1999). این مدل‌ها می‌توانند به منظور تخمین پارامترهای هیدرولیکی، پیش‌بینی چگونگی رفتار آبخوان در مقابل تغییرات آب و هوایی و پمپاژ و در نتیجه مدیریت منابع آب مورد استفاده قرار گیرند (Regli et al. 2003). از اواخر دهه ۱۹۶۰ مطالعات زیادی در خصوص مدل‌سازی جریان آب‌های زیرزمینی و تغییرات آب‌های زیرزمینی انجام شده است (Appel and Reilly 1994). مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی مبتنی بر حل دو معادله است. این معادلات شامل معادلات جریان آب زیرزمینی (که با ترکیبی از قانون دارسی و رابطه پیوستگی

جرم ایجاد شده است) (Anderssohn et al. 2008) و معادلات انتقال (که با استفاده از معادلات پیوستگی و پراکندگی شبیه- سازی می‌شوند) (Freeze and Cherry 1979) می‌باشند. به این منظور برنامه‌های متنوعی نیز برای مدل‌سازی عددی آب‌های زیرزمینی تولید شده‌اند (Diersch 2005). یکی از برنامه‌های شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی که بطور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد MODFLOW می‌باشد که در آن از روش تفاضل محدود برای حل معادلات جریان استفاده می‌شود (McDonald and Harbaugh 1988). نرم‌افزارهای محبوبی نظیر GMS (Groundwater Modeling System)، Visual MODFLOW و PMWIN (MODFLOW for Window) برپایه معماری MODFLOW ساخته شده‌اند (Chiang 2005). اخیراً، پژوهش‌های متعددی برای شبیه‌سازی افت تراز آب زیرزمینی در آبخوان‌های مختلف انجام شده است. کریمی پور و رخشنده‌رو (۲۰۱۱) و مهدوی و همکاران (۲۰۱۳) به ترتیب شبیه‌سازی رفتار هیدرولیکی دشت شیراز و آبخوان همدان را با استفاده از نرم‌افزار PMWIN انجام دادند (Karimipour and Rakhshanderoo 2011; Mahdavi et al. 2013). امامقلی زاده و همکاران (۲۰۱۴) از شبکه عصبی مصنوعی (ANN) و سیستم استنتاج عصبی فازی تطبیقی (ANFIS) جهت پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی دشت بسطام (شمال شهرستان شاهرود) استفاده نمودند (Emamgholizadeh et al. 2014). تأثیر افت سطح آب بر کیفیت آب‌های زیرزمینی بر آبخوان دشت تربت جام توسط لشکری پور و غفوری (۲۰۱۱) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد افزایش حجم تقاضای آب‌های زیرزمینی در مقایسه با تغذیه مجدد آن، منجر به کاهش سطح آب و افت کیفیت آب- های زیرزمینی در قسمت‌های عمده دشت شده است (Lashkaripour and Ghafoori 2011). محمودپور و همکاران (۲۰۱۶) فرونشست ناشی از کاهش تراز آب زیرزمینی را در آبخوان دشت جنوب غربی تهران شبیه‌سازی نمودند. نتایج تأیید کرد که فرونشست زمین ناشی از پمپاژ آب‌های زیرزمینی یک تهدید جدی برای جنوب غربی تهران است

شده است. با وجود این شرایط بحرانی تا کنون در این منطقه اقدام قابل توجهی در خصوص مدیریت بهره‌برداری بهینه آب زیرزمینی صورت نگرفته است. در این پژوهش، مدل‌سازی تغییرات تراز آب‌های زیرزمینی در آبخوان دشت علی‌آباد قم مورد بررسی قرار گرفته و تراز هیدرولیکی با استفاده از نرم افزار سیستم مدلسازی آب‌های زیرزمینی (GMS) شبیه سازی شده و پس از حصول اطمینان از اعتبار مدل، مقادیر هدایت هیدرولیکی در گام نهایی مدل‌سازی تخمین زده می‌شود. با استفاده از نتایج پژوهش حاضر می‌توان برای تخمین پارامترهای هیدرولیکی آبخوان (تعیین ضریب ذخیره و هدایت هیدرولیکی آبخوان)، پیش‌بینی وضعیت آبی آبخوان با سناریوهای مختلف جهت کمک به مدیریت صحیح آبخوان و اعمال سناریوهای مختلف و سنجش رفتار آبخوان در قبال آن سناریوها بهره برد.

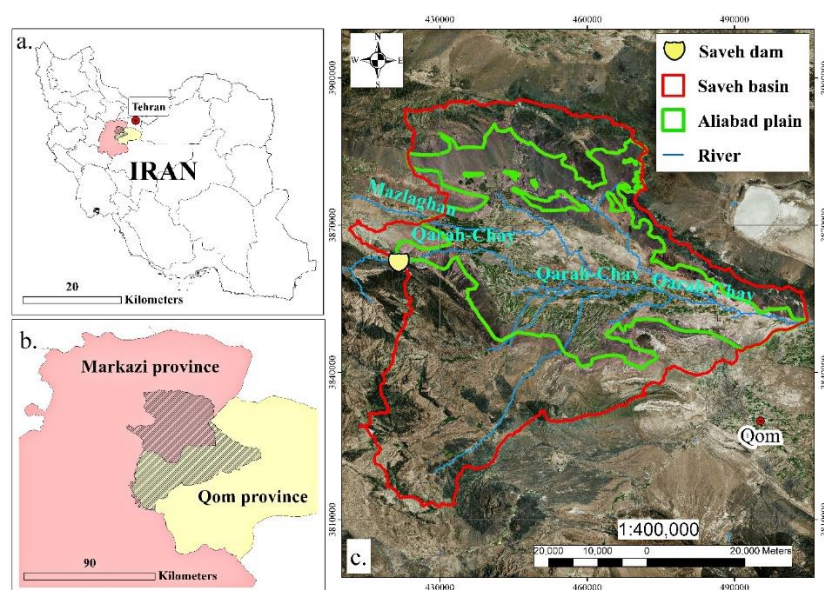
## ۲. مواد و روش‌ها

### ۲-۱. منطقه مورد مطالعه

دشت علی‌آباد با مساحتی حدود ۱۷۹۴ کیلومتر مربع و در قسمتی حوضه ساوه در شمال غربی استان قم واقع شده است (شکل ۱). دمای سالیانه در این دشت ۵ تا ۳۱ درجه سانتیگراد و متوسط بارندگی و تبخیر سالیانه به ترتیب ۱۸۵ و ۲۸۴۹ میلیمتر در سال است (Edalat et al. 2019). در سال‌های گذشته، در این محدوده رودخانه اصلی قره‌چای به عنوان تنها رودخانه دائمی جریان داشته و رودخانه مزلقان نیز به آن می‌ریخته است. پس از آبیگری سد ساوه در سال ۱۳۷۳ ورودی رودخانه قره‌چای به آبخوان کاملاً قطع شده است. همچنین در دهه اخیر به علت خشک‌شدن رودخانه کشاورزان پایین‌دست جهت تامین آب مورد نیاز خود از سفره‌های آب زیرزمینی استفاده نمودند که افت و نشست آبخوان را در این منطقه موجب گردیده است (Edalat et al. 2019).

(Mahmoudpour et al. 2016). چن و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از MODFLOW مدل عددی آب زیرزمین و فرونشست دشت پکن را جهت ارزیابی نرخ فرونشست زمین تحت سناریوهای احتمالی کاهش میزان پمپاژ آب زیرزمینی به همراه توسعه اقتصادی پایدار تهیه نمودند (Qin et al. 2018). کریمی و همکاران (۲۰۱۹) تغییرات آب‌های زیرزمینی آبخوان تهران را توسط مدل MODFLOW مورد بررسی قرار داده و برای اعتبارسنجی مدل مورداستفاده، تغییرات سطح آب زیرزمینی استخراج شده از مدل را با داده‌های حاصل از اندازه‌گیری‌های پیزومتریک برای سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۲ مقایسه نمودند. نتایج نشان داد تطابق قابل قبولی مابین مقادیر تراز هیدرولیکی مشاهداتی و پیش‌بینی شده توسط مدل وجود دارد (Karimi et al. 2019). خیون و همکاران (۲۰۱۹) هدایت هیدرولیکی خاک را برای منطقه فوقانی آبخوان عراق با استفاده از نرم افزار GMS و ساخت محیط تحلیلی زمین آماری دو بعدی تخمین زدند. نتایج نشان داد حداکثر هدایت هیدرولیکی در منطقه مورد بررسی ۲۵ متر در روز می‌باشد (Khayyun and Mahdi 2019). چیت‌سازان و همکاران (۲۰۲۰) برای بررسی پارامترهای مؤثر بر فرونشست آبخوان دشت دامنه‌داران در غرب استان اصفهان از مدل ریاضی MODFLOW و نرم‌افزار GMS استفاده نمودند. نتایج بیان منفی آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه را نمایان ساخت. همچنین پیش‌بینی سناریوی کاهش بهره‌برداری پنجاه درصدی از آبخوان نشان داد که کاهش پمپاژ بر کاهش فرونشست اثر قابل توجهی دارد. بنابراین، نتیجه گرفته شد که یکی از دلایل اصلی وقوع فرونشست در آبخوان دامنه‌داران، بهره‌برداری بیش از حد از سفره آب است (Chitsazan et al. 2020).

در سال‌های اخیر افزایش برداشت آب زیرزمینی از آبخوان دشت علی‌آباد قم در نتیجه بالا رفتن نیاز آبی برای مصارف کشاورزی و آشامیدن، سبب افت پیشرونده تراز آب زیرزمینی و در نتیجه وقوع پدیده فرونشست در مناطقی وسیعی از دشت



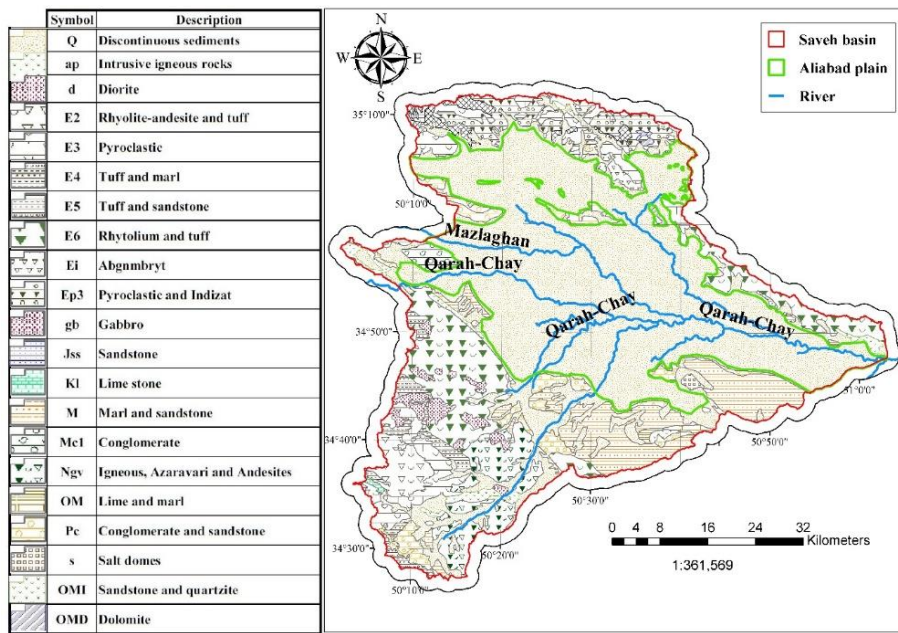
شکل ۱. موقعیت استان های مرکزی و قم در ایران (a)، موقعیت حوضه ساوه در استان های قم و مرکزی (b) و موقعیت دشت علی آباد در حوضه ساوه (c).

مشاهده‌ای فعال در شکل ۳ نشان داده شده است. دلیل انتخاب این منطقه به عنوان منطقه مورد مطالعه وجود اطلاعات ورودی مورد اطمینان جهت انجام فرآیند مدل‌سازی در این محدوده بوده است. شکل ۴ الف نقشه هم عمق رسوبات را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. بر این اساس، بیشترین و کمترین ارتفاع سنگ کف در حدود ۲۰ و ۳۰۰ متر به ترتیب در بخش شرقی و مرکز دشت می‌باشد. براساس اطلاعات حاصل از شبکه چاه‌های مشاهده‌ای دریافت شده از شرکت سهامی آب منطقه‌ای قم، نقشه تراز آب زیرزمینی (شکل ۴ ب) و نقشه هم عمق سطح آب‌های زیرزمینی (شکل ۴ ج) ترسیم شده است. مطابق با شکل ۴ ب تراز آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه بین ترازهای ۸۱۰ تا ۹۳۰ متر از سطح دریا متغیر می‌باشد. همچنین بر اساس شکل ۴ ج عمق آب‌های زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه از ۱۰ تا ۱۳۰ متر متغیر است. نقشه هم قابلیت انتقال رسوبات دشت علی‌آباد از مطالعات آب‌های زیرزمینی دشت ساوه تهیه شده است (شکل ۴ د). همانطور که در شکل ۴ د نشان داده شده است رقوم منحنی‌های هم قابلیت انتقال در منطقه مورد مطالعه از ۱۰۰ مترمربع در روز در مرزهای منطقه مورد مطالعه تا ۳۰۰۰ مترمربع در روز در اراضی مخروط افکنه‌ای رودخانه قره‌چای متغیر می‌باشد.

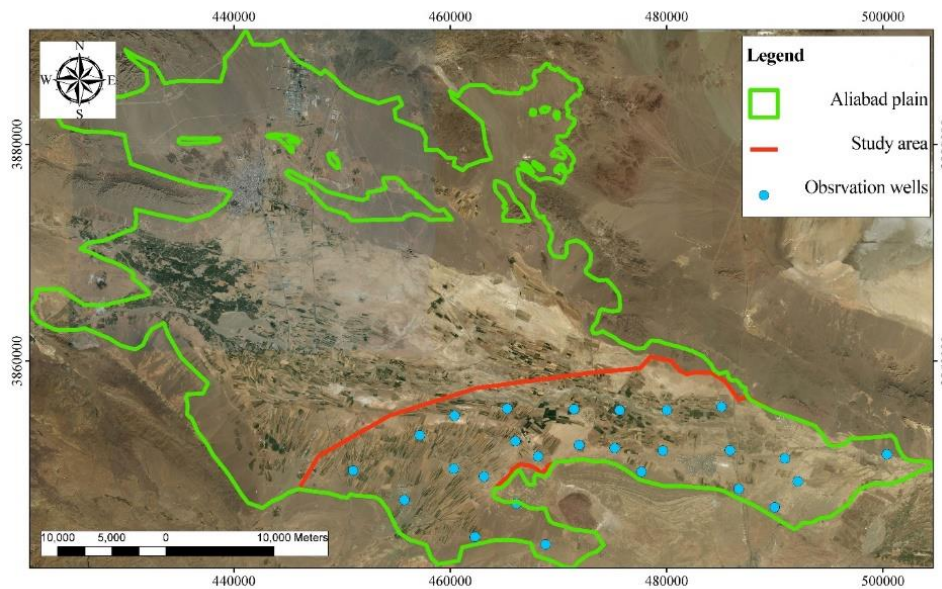
۲-۲. خصوصیات زمین‌شناسی و هیدرولیکی منطقه مورد مطالعه

نقشه زمین‌شناسی حوضه ساوه در شکل ۲ نشان داده شده است. رسوبات آبرفتی دشت علی‌آباد حاصل فعالیت‌های رسوب‌گذاری رودخانه‌های موجود در این دشت می‌باشد. حجم آورد رودخانه‌ها در نیمه غربی دشت و در محل ورود رودخانه‌ها به دشت نسبت به سایر نقاط دشت بیشتر می‌باشد. مصالح زمین‌شناسی موجود در دشت عمدتاً از رسوبات سست، سیلت و رس تشکیل شده است. از غرب به شرق دشت با توجه به کم شدن قدرت آبدهی رودخانه‌ها، بافت رسوبات آبرفتی ریزدانه می‌گردد. در ارتفاعات جنوبی منطقه کنگلومرا با میان لایه‌های میکرو کنگلومرای دیده می‌شود. درجه ماتریکس شدگی این لایه‌ها متوسط و از جنس رس و ماسه با ابعاد مختلف است. در محدوده دشت علی‌آباد آثار و نشانه‌هایی از گسل‌های اصلی وجود ندارد (Edalat et al. 2019).

بررسی‌های آب‌های زیرزمینی دشت علی‌آباد مشخص می‌کند که این محدوده از یک آبخوان آبرفتی با وسعت ۱۶۳۳ کیلومتر مربع که ۹۱ درصد از کل دشت (با مساحت ۱۷۹۴ کیلومتر مربع) را شامل می‌شود، تشکیل گردیده است. موقعیت منطقه مورد مطالعه در محدوده دشت علی‌آباد و موقعیت ۲۶ چاه

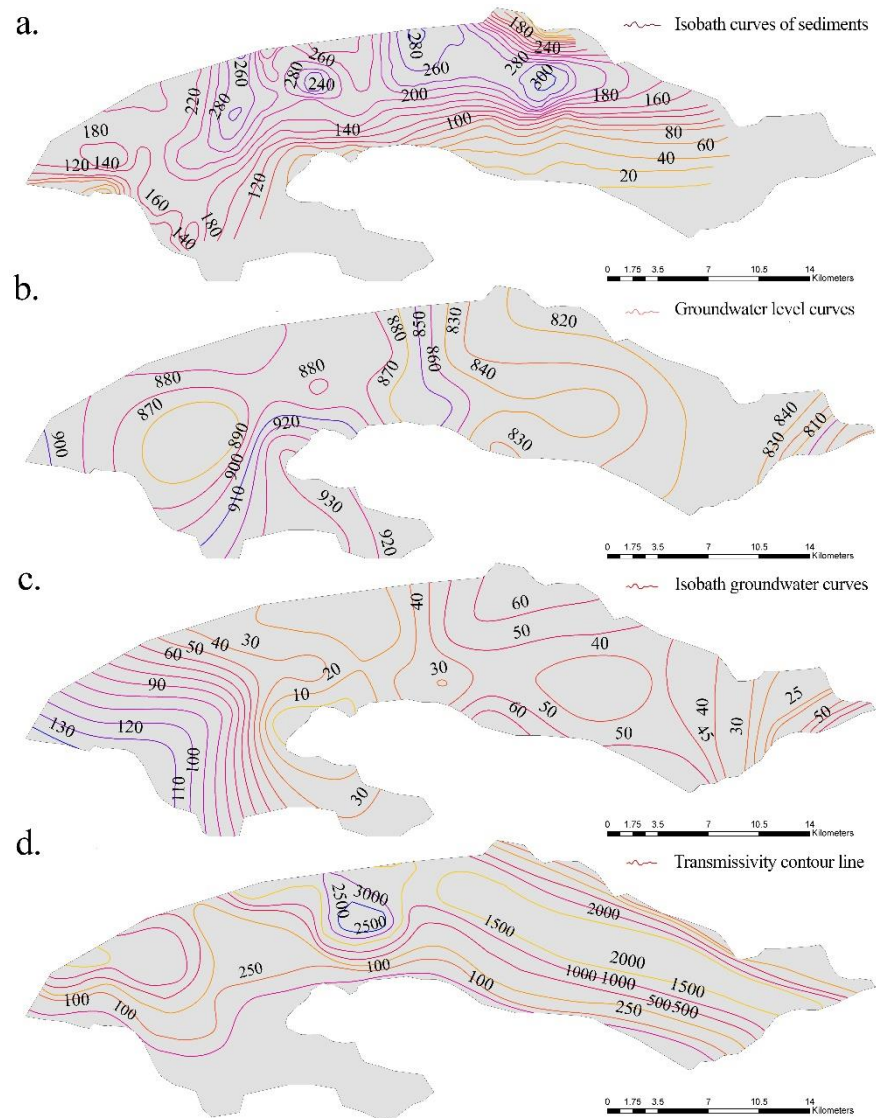


شکل ۲. ویژگی‌های زمین‌شناسی دشت علی‌آباد (Edalat et al. 2019)



شکل ۳. موقعیت منطقه مورد مطالعه در محدوده دشت علی‌آباد و چاه‌های مشاهده‌ای در منطقه مورد مطالعه





شکل ۴. منحنی‌های هم عمق رسوبات در منطقه مورد مطالعه (a)، منحنی‌های تراز آب زیرزمینی در دشت علی‌آباد (b)، منحنی‌های هم عمق آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه (c)، نقشه هم قابلیت انتقال رسوبات در منطقه مورد مطالعه (d).

منابع بهره‌برداری‌کننده از آب‌های زیرزمینی در این دشت شامل ۱۳۳۶ حلقه چاه با تخلیه سالانه ۵۵۷/۱۰ میلیون مترمکعب، ۲ دهانه چشمه با تخلیه سالانه ۰/۰۶ میلیون مترمکعب و ۲۳ رشته قنات با تخلیه سالانه ۷/۳ میلیون مترمکعب می‌باشد که ۵۱۴/۳ میلیون مترمکعب به مصرف کشاورزی، ۳۶/۹ میلیون مترمکعب مصرف شرب و ۵/۹ میلیون مترمکعب به مصرف صنعت می‌رسد (Office of Water and Abfa Operating and Protection Systems 2012). ساختار زیرسطحی در ده گمانه

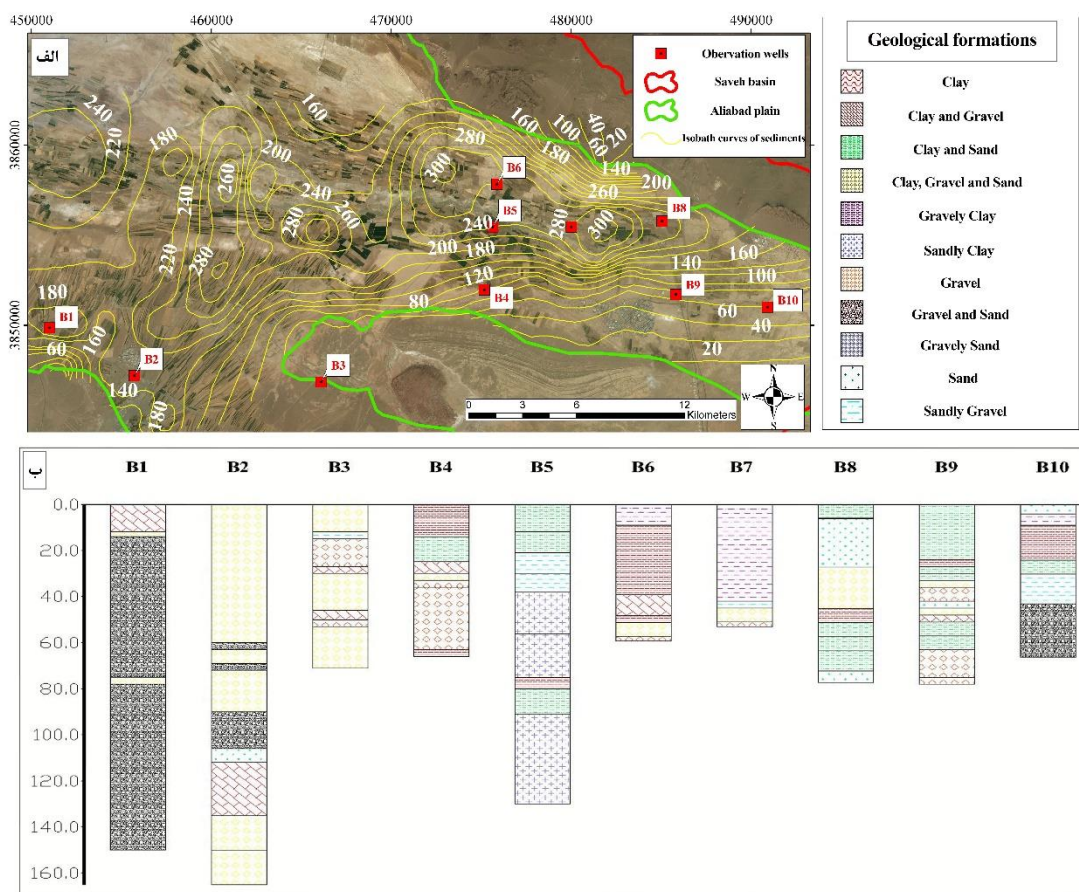
نتایج بیلان آب زیرزمینی شامل حجم مربوط به هر یک از مولفه‌های تغذیه و تخلیه آبخوان و نیز تغییر حجم ذخیره آبخوان آبرفتی در جدول ۱ ارائه شده است. مطابق با جدول ۱، مجموع حجم مولفه‌های تغذیه و تخلیه آبخوان به ترتیب برابر با ۵۲۱/۳۷ و ۶۰۹/۵۴ میلیون مترمکعب در سال بوده و مؤید کسری ذخیره آبخوان به میزان ۸۸/۱۷ میلیون مترمکعب در سال می‌باشد (Office of Water and Abfa Operating and Protection Systems 2012).

یا حجم حفره‌ها می‌باشد که فقط در صورتی می‌تواند رخ دهد که سیال منفذی جابه‌جا شود (Rajabi 2018). از طرفی، رسوبات درشت‌دانه مانند ماسه و گراول بدلیل نفوذپذیری زیاد و وجود حالت الاستیسیته، تأثیر بسیار کم‌تری در مقایسه با رسوبات ریزدانه در وقوع فرونشست دارند. همچنین در مناطقی که لایه‌های خاک تناوبی از ماسه و سیلت و رس است در هنگام افت سطح آب زیرزمینی به دلیل زه‌کشی آب لایه رس به وسیله لایه با نفوذپذیری بالا، سبب کاهش فشار آب منفذی در لایه رس و تحکیم و فشردگی این لایه‌ها و در نتیجه نشست زمین می‌شود.

اکتشافی منطقه مورد مطالعه در شکل ۵ نشان داده شده است. مطابق شکل ۵، سازندهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه عمدتاً ریزدانه همراه با شن و ماسه است. مطابق با شکل ۵، وجود تناوبی از رسوبات ریزدانه مانند سیلت و رس با ضخامت زیاد در پروفیل بسیاری از چاه‌های منطقه مورد مطالعه و ضریب تحکیم بالای آنها از یک طرف و افت سطح آب زیرزمینی در نتیجه برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی از طرف دیگر منجر به نشست قابل توجه زمین در طی یک فرایند تحکیم برگشت‌ناپذیر شده است. در واقع زمانی که خاک ریزدانه اشباع، تحت افزایش تنش فشاری ناشی از اعمال بار قرار گیرد، اسکلت دانه‌های جامد خاک تغییر شکل داده و متحمل کرنش می‌شوند. نتیجه این کرنش کاهش نسبت پوکی

جدول ۱. بیلان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی دشت علی‌آباد (احجام به میلیون مترمکعب در سال) (Office of Water and Abfa )  
(Operating and Protection Systems 2012)

Changes	Discharge					Recharge					
	Total of discharge	Groundwater outlet	Evaporation	Drainage	Exploitation	Total of recharge	Drinkig n industrial water	Agricultural water	Surface water	Precipitation	Groundwater inlet
-88.17	609.54	45.05	0	0	564.46	521.37	34.31	246.02	109.27	44.31	87.46



شکل ۵. الف) موقعیت گمانه‌های اکتشافی و منحنی‌های هم‌عمق رسوبات در دشت علی‌آباد، ب) ساختار زیرسطحی در ده گمانه اکتشافی منطقه مورد مطالعه.

### ۳-۲. مدل‌سازی عددی آب‌زیرزمینی آبخوان دشت علی‌آباد

جریان آب در آبخوان معمولاً با استفاده از معادلات دیفرانسیل توصیف می‌شود. برای حالت جریان آب زیرزمینی سه بعدی در یک محیط متخلخل در حالت گذرا از معادله (۱) استفاده می‌شود (Biot 1956):

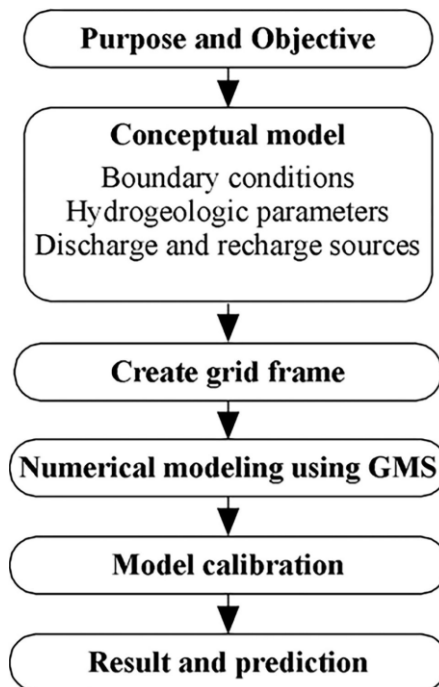
$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + R \quad (1)$$

در رابطه (۱)،  $k_{xx}$ ،  $k_{yy}$  و  $k_{zz}$  به ترتیب هدایت هیدرولیکی در جهات  $x$ ،  $y$  و  $z$ ،  $h$  تراز پیزومتریک،  $S_s$  ذخیره ویژه،  $R$  دوره ذخیره و  $t$  زمان می‌باشد. در حالت پایدار بخش راست معادله صفر می‌باشد. برای سناریوهای ساده، رابطه (۱) با استفاده از روش‌های تحلیلی قابل حل است (Chan et al. 1978). با این حال، یافتن یک راه حل تحلیلی برای سیستم‌های پیچیده امکان

پذیر نیست و باید از روش‌های عددی استفاده نمود (Anderson and Woessner 1992; McDonald and Harbaugh 1988). شرایط پیچیده آبخوان‌ها از جمله مرزهای هیدروژئولوژیکی پیچیده و هندسه پیچیده موجب شده است که مدل‌سازی عددی، به عنوان روشی رایج و متداول برای حل معادلات جریان آب زیرزمینی مورد توجه قرارگیرد. سیستم مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی (GMS) یک بسته نرم‌افزاری است که مدل‌های قدرتمندی مانند MODFLOW را برای شبیه‌سازی چالش‌ها و مسائل مختلف آب زیرزمینی در اختیار قرار می‌دهد. نرم‌افزار MODFLOW که بیشترین کاربرد را در شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی دارد توسط سازمان تحقیقات زمین‌شناسی آمریکا (USGS) در سال‌های ۱۹۸۴ تا ۲۰۰۰ تهیه و توسعه داده شده است. این نرم افزار امکان مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی را به صورت سه بعدی و به روش تفاضل محدود



واسنجی، پارامترهای ورودی مدل آب زیرزمینی اصلاح می‌شوند و این فرآیند تا زمانی که خروجی مدل با مجموعه داده‌های مشاهداتی مطابقت داشته باشد، ادامه می‌یابد. شکل ۶ مراحل کلی مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. در ادامه، هر یک از مراحل از مدل‌سازی با جزئیات توضیح داده شده است.



شکل ۶. مراحل کلی مدل‌سازی ریاضی آب‌های زیرزمینی را در منطقه مورد مطالعه در نرم‌افزار GMS

شدت جریان وابسته به بارهیدرولیکی تقسیم می‌شود. در پژوهش حاضر پس از رسم خطوط هم‌پتانسیل و بررسی‌های زمین‌شناسی در منطقه مورد بررسی، مرزهای مدل به دو صورت تراوا با جریان هیدرولیکی مشخص و ناتراوا مطابق شرایط طبیعی آبخوان تعیین گردید. شکل ۷ حدود مرزهای منطقه مورد مطالعه را مطابق با نقشه خطوط هم‌تراز آب زیرزمینی تهیه شده نشان می‌دهد. خطوط قرمز در شکل ۷ مرزهای تراوا را نشان می‌دهد و بقیه مرزهای منطقه مورد مطالعه به صورت ناتراوا در نظر گرفته شده است. همچنین با توجه به اینکه پس از آنگیری سد ساوه در سال ۱۳۷۳ ورودی رودخانه قره‌چای به آبخوان کاملاً قطع شده است، تاثیر رودخانه بر شرایط مرزی در مدل‌سازی در نظر گرفته نشده است.

فراهم می‌نماید (Karimi et al. 2019). اولین و اصلی‌ترین مرحله مدل‌سازی یک فرآیند، توسعه مدل مفهومی است. مدل مفهومی شامل شکل، شرایط مرزی و منابع تغذیه و تخلیه می‌باشد که به درک بهتر رفتار مدل کمک می‌کند. قدم مهم دیگر، واسنجی (Calibration) مدل است. در طی فرآیند

۱-۳-۲. مدل مفهومی

۱-۳-۱-۲. شرایط مرزی

حل معادلات دیفرانسیل جزئی آب‌های زیرزمینی به روش عددی مستلزم تعیین شرایط مرزی از نظر هیدرولیکی و استفاده از اطلاعات موجود در این مرزها می‌باشد. شرایط مرزی به دو دسته مرزهای فیزیکی (واقعی) و مرزهای هیدرولیکی (مصنوعی) تقسیم می‌گردند. مرزهای طبیعی (هیدرولوژیکی) آبخوان از نظر نحوه رفتار و شیوه تأثیر بر سیستم جریان، به سه نوع مرز با بار هیدرولیکی مشخص (مانند رودخانه یا دریاچه)، مرز با شدت جریان مشخص (مانند سطوح هم‌پتانسیل در آبخوان‌های آزاد، نشت از لایه‌های مجاور، جریان چشمه و تغذیه به رودخانه یا تغذیه از رودخانه‌های سطحی) و مرز با



شکل ۷. حدود مرزهای تراوا و ناتراوا در منطقه مورد مطالعه

مشاهده‌ای بر روی گره‌ها تعیین می‌شود. بدیهی است هر قدر ابعاد شبکه‌ها کوچک‌تر باشند، تعداد شبکه‌ها زیادتر شده و دقت محاسبات افزایش می‌یابد. از طرفی با افزایش تعداد شبکه‌ها، داده‌های ورودی بیشتری مورد نیاز بوده و در نتیجه حجم عملیات محاسباتی جهت آماده سازی داده‌ها به مراتب بیشتر خواهد بود. با بررسی کلیه شرایط و اطلاعات موجود برای شبیه‌سازی آبخوان مورد مطالعه تمام سلول‌ها به شکل مربع با اندازه یکسان ۶۰۰ متر در ۶۰۰ متر در نظر گرفته شد (شکل ۸). با توجه به وسعت منطقه مورد مطالعه در مدل ارائه شده، شبکه ای شامل ۴۳ ردیف و ۱۲۹ ستون و به عبارتی ۵۵۴۷ سلول (شامل ۲۱۲۴ سلول فعال و ۳۴۲۳ سلول غیرفعال) ساخته شده است.

#### ۲-۳-۲. پارامترهای زمانی

پارامترهای زمانی باید با توجه به هدف، اطلاعات موجود، شرایط حاکم بر آبخوان، هزینه و وقت لازم برای مدل‌سازی انتخاب گردند. تقسیمات زمانی در تمامی بخش‌های مدل تاثیرگذار است. مشاهدات در چاه‌های مشاهده‌ای، تخلیه از چاه‌های بهره‌برداری و تغذیه آبخوان همگی بر اساس تقسیمات گام‌های زمانی به مدل اعمال می‌گردند. در نهایت بازه زمانی مدل‌سازی بر اساس ارقام سطوح آب موجود و قابل بازسازی در چاه‌های مشاهداتی از سال ۱۳۸۵ به عنوان مبدا زمانی تا سال ۱۳۹۵ با گام‌های ۱ ماهه و به مدت ۱۲۰ ماه تعیین گردید. این مقادیر معادل ماه‌های میلادی به مدل معرفی شده است.

#### ۲-۳-۱-۲. پارامترهای هیدروژئولوژیکی

مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی (K) از رابطه (۲) محاسبه می‌شود:

$$K = T/b \quad (۲)$$

در رابطه (۲)، T قابلیت انتقال و b نشانگر ضخامت رسوبات آبخوان می‌باشد. همچنین ضریب آبدهی ویژه (Sy) برای آبخوان دشت علی با در نظر گرفتن بافت پایه آبخوان عمدتاً به صورت گراول به طور متوسط برابر با ۵ درصد در نظر گرفته شده است (Demenco and Schwartz 1990).

#### ۲-۳-۱-۳. منابع تخلیه و تغذیه

منابع تغذیه آبخوان دشت علی آباد شامل جریان ورودی زیرزمینی، بارندگی، آبیاری و نفوذ از آب شرب و آب مصرفی در بخش صنعت می‌باشد. همچنین منابع تخلیه از پمپاژ از چاه‌های بهره‌برداری، قنات و چشمه‌ها در نظر گرفته شده است. اطلاعات این منابع از شرکت آب منطقه‌ای قم دریافت شده است (شرکت آب منطقه‌ای استان قم ۱۳۹۶).

#### ۲-۳-۱-۴. منابع تخلیه و تغذیه

در MODFLOW، شبکه‌های مدل توسط خطوط موازی عمود بر هم ایجاد می‌شوند. بلوک‌های تشکیل شده توسط خطوط مذکور، سلول نامیده می‌شود. در مراکز سلول، گره‌ها (نقاطی که در آن محاسبات بار هیدرولیکی صورت می‌گیرد) قرار گرفته‌اند. ابعاد شبکه برابر است با فاصله گره‌ها از یکدیگر که بر اساس وضعیت زمین‌شناسی منطقه و قرار گرفتن چاه‌های

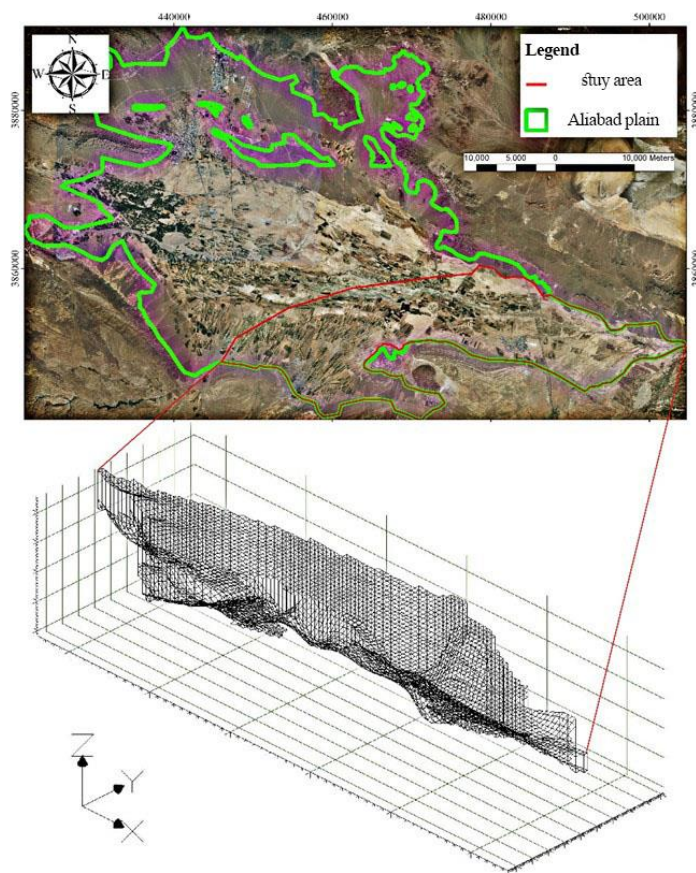
## ۲-۳-۲. حالت پایدار و ناپایدار

طبق استاندارد نرم‌افزار برای به دست آوردن نتایج اولیه، تجزیه و تحلیل ابتدا باید در حالت پایدار انجام گردد. در این مطالعه برای شبیه‌سازی حالت پایدار، از داده‌های هیدرولیکی سال ابتدایی مدل استفاده شده است. برای شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی در حالت ناپایدار نیز باید تغییرات هر یک از پارامترها در زمان، برای مدل تعریف شود. برای انجام این کار، از تغییرات تراز هیدرولیکی بین سال‌های ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ استفاده شده است.

## ۲-۳-۲. واسنجی مدل

در این مرحله، هدایت هیدرولیکی در طی فرایند واسنجی مجدداً تخمین زده شده است. برای این منظور از داده‌های تراز هیدرولیکی ۲۶ چاه مشاهده‌ای استفاده شده است (شکل ۳). در طی این فرآیند، مدل به گونه‌ای تنظیم شده است که تفاوت بین

تراز هیدرولیکی مشاهده‌شده و شبیه‌سازی برای هر چاه مشاهده‌ای به یک مقدار معقول کاهش یابد. روش‌های مختلفی برای به حداقل رساندن خطا در روند واسنجی وجود دارد. یک روش ساده آزمایش و خطا می‌باشد. استفاده از این روش اگرچه آسان است اما ممکن است به یک نتیجه مفهومی منطقی منتج نشود. روش‌های پیچیده‌تر دیگری نیز وجود دارند که در آنها از تکنیک‌های مختلف ریاضی برای به حداقل رساندن خطای کالیبراسیون استفاده می‌شود. یکی از روش‌های شناخته شده روش تخمین پارامترهای مستقل از مدل (PEST) می‌باشد. این روش ابزاری برای تخمین پارامترهای هدف است و هدف آن کمک به تفسیر داده‌ها، واسنجی مدل و تحلیل پیش‌بینی‌ها می‌باشد (Aquaveo 2017). در این مقاله، برای واسنجی هدایت هیدرولیکی از ابزار PEST با روش پایلوت استفاده شده است.



شکل ۸. موقعیت منطقه مورد مطالعه در دشت علی‌آباد و شبکه‌بندی منطقه مورد مطالعه

### ۳. نتایج

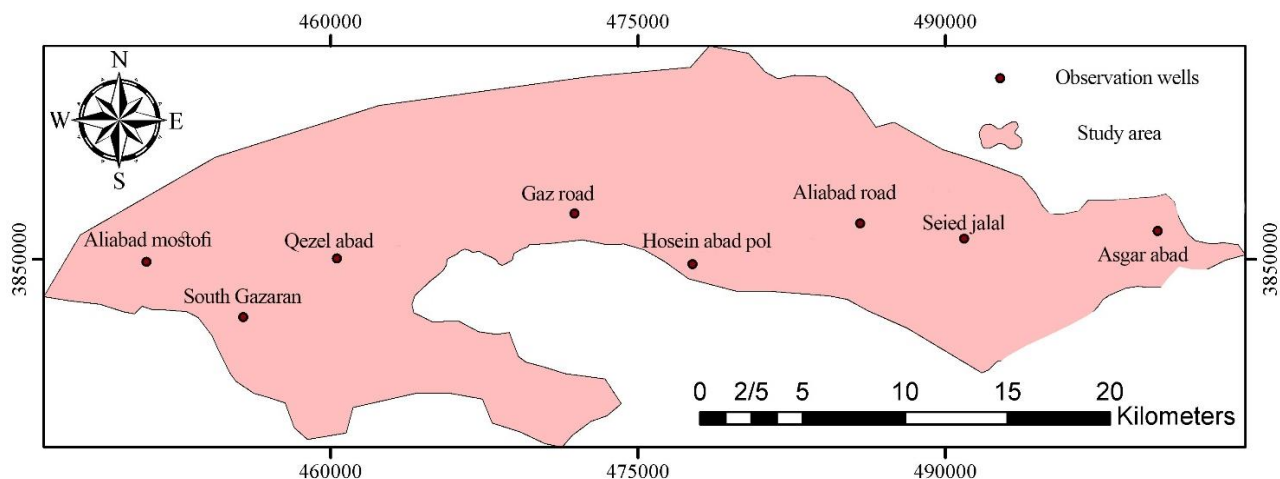
#### ۳-۱. تراز هیدرولیکی شبیه‌سازی شده

در این بخش، پس از محاسبه سطح آب زیرزمینی برای دوره ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ توسط مدل، جهت اعتبارسنجی مدل مقادیر بدست آمده با مقایر واقعی اندازه‌گیری شده در چاه‌های مشاهده‌ای مقایسه شده است. بدین منظور از روش رایج آماری خطای جذر میانگین مربعات (RMSE) مطابق با رابطه (۳) استفاده شده است. به این منظور هشت چاه آزمون جهت مقایسه روند تغییرات تراز آب زیرزمینی مشاهداتی و پیش‌بینی شده و محاسبه خطای RMSE انتخاب گردیده است. شکل ۹، موقعیت هشت چاه آزمون در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{n}} \quad (3)$$

در رابطه (۳)،  $Y^{sim}$  و  $Y^{obs}$  به ترتیب مقادیر تراز مشاهداتی و پیش‌بینی شده توسط مدل و RMSE نشان‌دهنده خطای جذر میانگین مربعات است که همیشه مقداری غیر منفی دارد. مقادیر نزدیک به صفر خطای جذر میانگین مربعات نشان‌دهنده دقت بیشتر مدل‌سازی می‌باشد.

در شکل ۱۰ روند تغییرات تراز آب زیرزمینی مشاهداتی و پیش‌بینی شده در هشت چاه آزمون (شکل ۹) بین سال‌های ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ نشان داده شده است. مطابق شکل ۱۰ تقریباً برای تمام چاه‌های آزمون، تغییرات تراز آب زیرزمینی مشاهده شده و پیش‌بینی شده دارای روند مشابهی در طول زمان بوده و اختلاف تراز رقوم تراز آب زیرزمینی مشاهداتی و پیش‌بینی شده در اکثر نقاط ناچیز می‌باشد. همچنین حداکثر خطا بین مقادیر مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده توسط مدل حدود ۴ متر در چاه شمال عسگرآباد رخ داده است (شکل ۱۰ ح). برای سنجش بهتر دقت مدل در هشت چاه آزمون مقادیر خطای RMSE بین مقادیر مشاهداتی و پیش‌بینی شده در شکل ۱۱ نشان داده شده است. مطابق با شکل ۱۱، مقادیر خطای RMSE در چاه‌های علی‌آباد مستوفی، جنوب گازاران، قزل‌آباد، جاده گاز، حسین‌آباد پل و اول جاده علی‌آباد کمتر از ۰/۵ می‌باشد. همچنین حداکثر خطای RMSE در بین هشت چاه مورد آزمون برابر با ۰/۶۸ و در چاه گنجینه سیدجلال می‌باشد. این موضوع نشان‌دهنده دقت قابل قبول مدل می‌باشد.



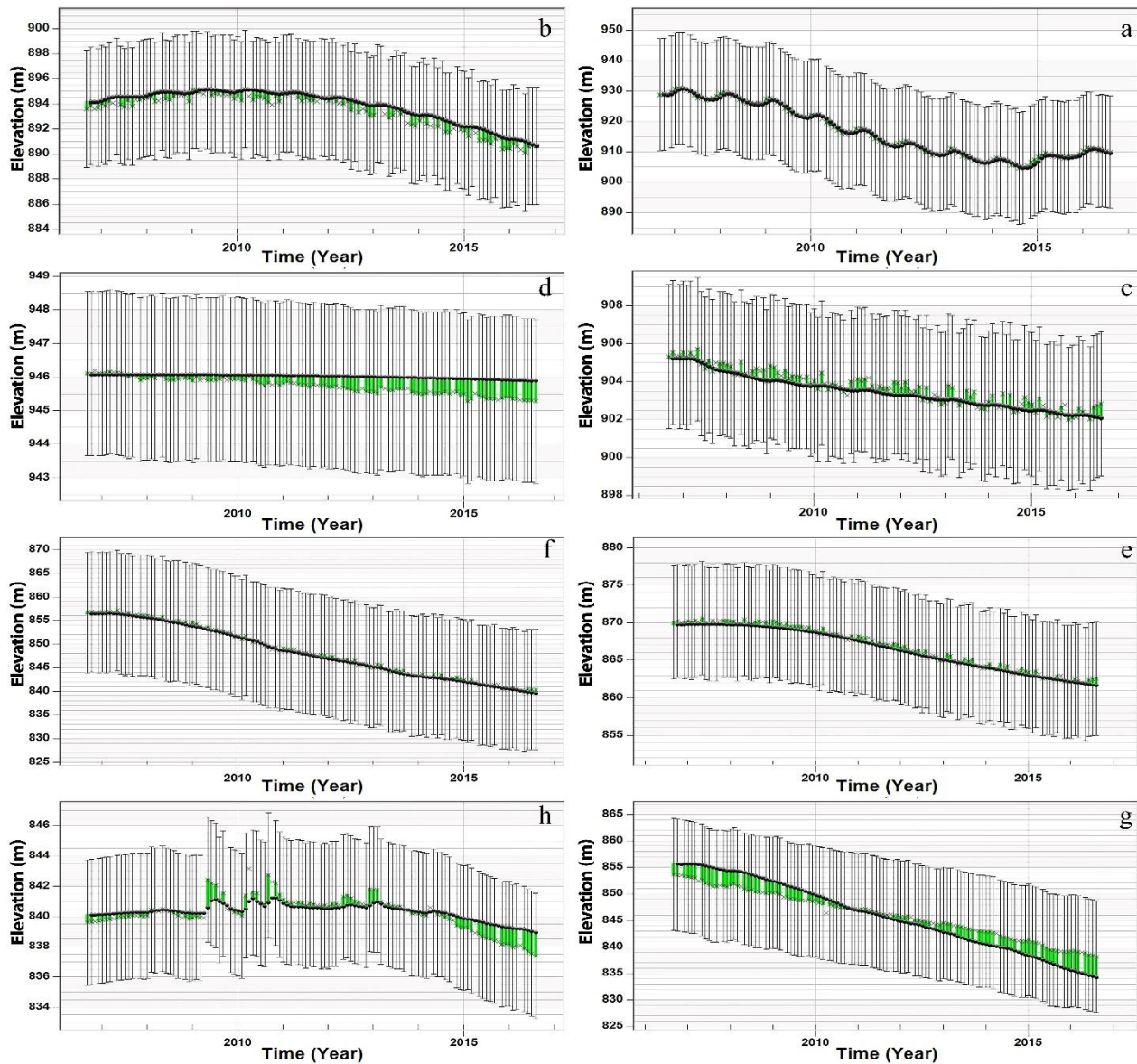
شکل ۹. موقعیت هشت چاه مشاهده‌ای جهت آزمون دقت مدل‌سازی

می‌دهد. مطابق با شکل در اکثر چاه‌ها تطابق مناسبی بین مقادیر مشاهداتی و پیش‌بینی شده وجود دارد. برای سنجش دقت کلی مدل در جدول ۲ مقدار میانگین اختلاف بین مقادیر مشاهداتی و پیش‌بینی شده در کل ۱۲۰ گام مورد استفاده نشان داده شده

شکل ۱۲ نشان می‌دهد که مقادیر تراز آب زیرزمینی مشاهداتی و پیش‌بینی شده در ۲۶ چاه مشاهداتی منطقه مورد مطالعه تا چه حد تطابق دارند. در شکل ۱۲ مقادیر روی منحنی ۴۵ درجه مطابقت کامل مقادیر تراز مشاهداتی و پیش‌بینی شده را نشان

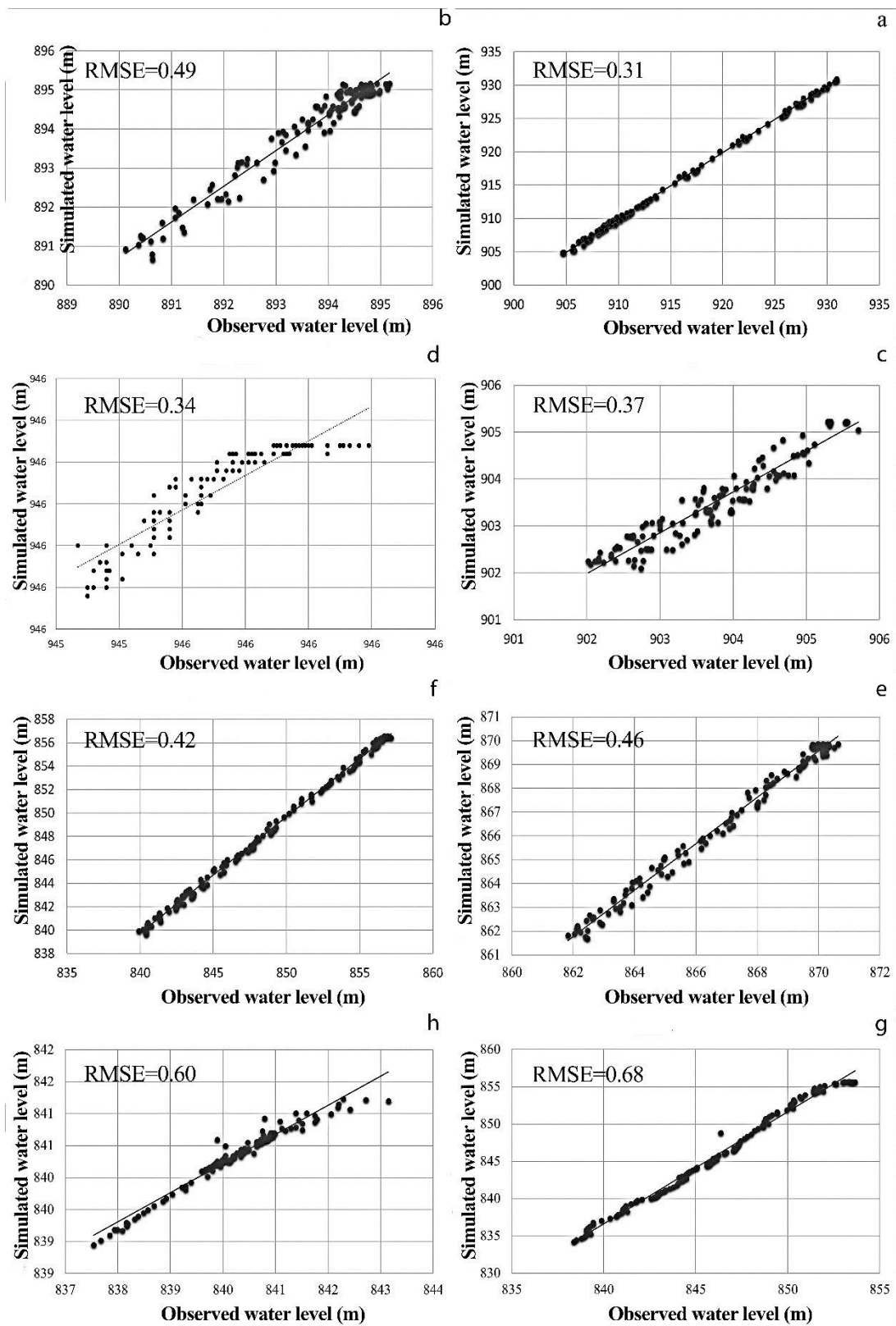
بازه تغییرات مقادیر تراز آب زیرزمینی (بین ۸۱۰ تا ۹۳۰) در منطقه مورد مطالعه، خطای مدل‌سازی ۲/۵ درصد و دقت کلی مدل در حدود ۹۷/۵ درصد را نشان می‌دهد. شایان ذکر است مقدار خطای RMSE مربوط به کل ۱۲۰ گام زمانی مدل‌سازی ۱/۴ و قابل قبول است.

است. مطابق جدول ۲ در ۱۳ چاه مشاهداتی منطقه مورد مطالعه، میانگین اختلاف تراز آب زیرزمینی مشاهداتی و پیش‌بینی شده کمتر از ۰/۵ متر می‌باشد. همچنین حداکثر میانگین اختلاف بین مقادیر مشاهداتی و پیش‌بینی شده ۲/۹۴ متر و در پیزومتر شماره هشت می‌باشد. این مقدار با توجه به

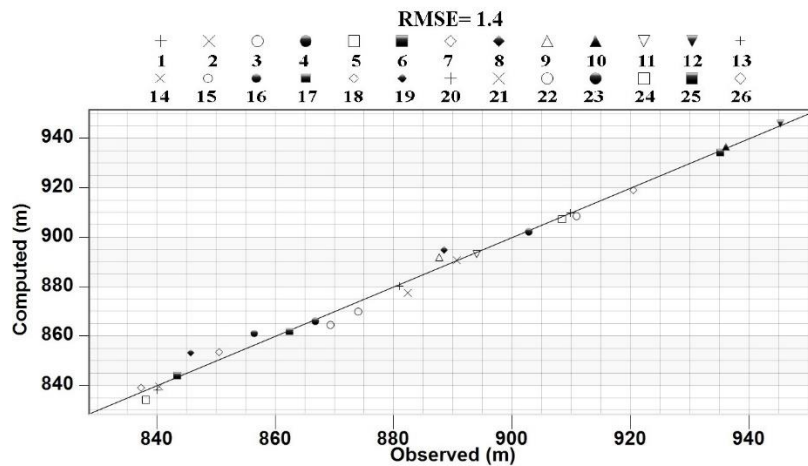


شکل ۱۰. مقایسه روند تغییرات تراز آب زیرزمینی مشاهداتی و پیش‌بینی شده توسط مدل بین سال‌های ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) برای چاه‌های علی‌آباد مستوفی (a)، جنوب گازاران (b)، قزل‌آباد (c)، د) جاده گاز (d)، ه) حسین‌آباد پل (e)، و) اول جاده علی‌آباد (f)، ز) گنجینه سیدجلال (g) و ح) شمال عسگرآباد (h)





شکل ۱۱. مقادیر خطای RMSE برای چاه‌های الف) علی‌آباد مستوفی، ب) جنوب گازاران، ج) قزل‌آباد، د) جاده‌گاز، ه) حسین‌آباد پل، و) اول جاده‌علی‌آباد، ز) گنجینه‌سیدجلال، ح) شمال‌عسگرآباد



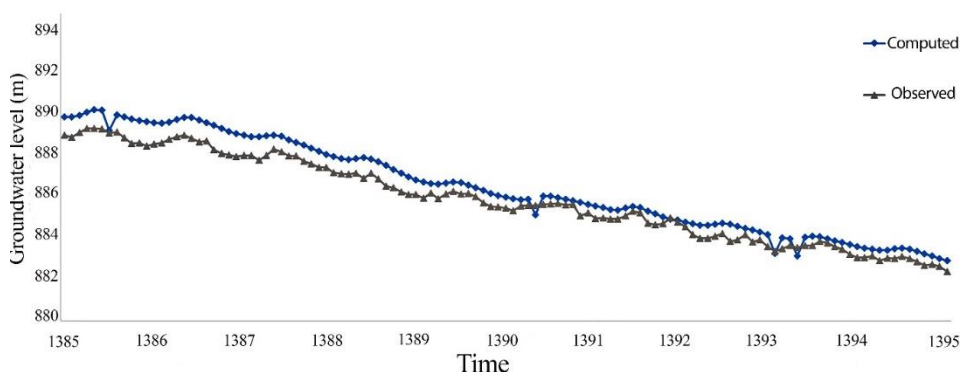
شکل ۱۲. میزان تطابق مقادیر تراز مشاهداتی و پیش‌بینی شده در ۲۶ چاه مشاهداتی منطقه مورد مطالعه.

جدول ۲. متوسط اختلاف بین مقادیر تراز آب مشاهداتی و پیش‌بینی شده در ۲۶ چاه مشاهداتی منطقه مورد مطالعه.

Mean difference between observed and predicted water level values (m)	Observatory well number	Mean difference between observed and predicted water level values (m)	Observatory well number
2.00	14	0.26	1
2.22	15	0.41	2
1.66	16	2.36	3
0.37	17	0.31	4
1.76	18	0.48	5
1.49	19	0.43	6
1.27	20	0.39	7
0.34	21	2.94	8
2.16	22	2.71	9
0.43	23	0.18	10
2.05	24	0.33	11
1.64	25	0.29	12
0.46	26	2.50	۱۳

داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی شده از ضرایب همبستگی ( $r$ ) و رگرسیون ( $R^2$ ) استفاده شده است. این ضرایب به ترتیب ۰/۹۹۵ و ۰/۹۸۹ محاسبه شده و نشان می‌دهند مدل مورد استفاده برای شبیه‌سازی هیدروگراف واحد آبخوان در یک روند دراز مدت از کارایی مناسبی برخوردار است.

در شکل ۱۳، هیدروگراف آبخوان منطقه مورد مطالعه از سال آبی ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ با استفاده از داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی شده نشان داده شده است. مطابق شکل ۱۳، تطابق مناسبی بین متوسط تراز آب زیرزمینی داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی شده وجود دارد. جهت تبیین میزان پیوستگی هیدروگراف‌های واحد

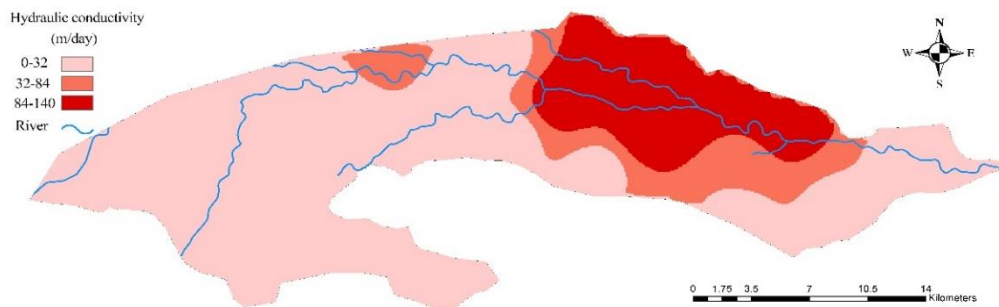


شکل ۱۳. هیدروگراف آبخوان منطقه مورد مطالعه از سال آبی ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵

در آن مناطق نسبت داد. در مناطق با جریان آب زیاد، رسوبات با اندازه بزرگتر زودتر ته نشین می شوند. این درحالی است که ذرات ریزتر از جمله سیلت و رس می توانند تا کیلومترها دورتر حمل شوند. هدایت هیدرولیکی در واقع سهولت جریان آب را در فضاهای خالی خاک را نشان می دهد و مقدار آن وابسته به ویژگی های خاک مانند پوکی، توزیع اندازه دانه های خاک و بافت خاک می باشد. بنابراین هدایت هیدرولیکی در تقاطع رودخانه ها با توجه به وجود رسوبات با اندازه بزرگتر از مقادیر بزرگتری برخوردار است.

### ۳-۲. تخمین هدایت هیدرولیکی

یکی از مزایای مهم مدل سازی آب زیرزمینی با استفاده از MODFLOW، کاربرد آن در برآورد هدایت هیدرولیکی آبخوان می باشد. شکل ۱۴ هدایت هیدرولیکی تخمین زده شده آبخوان منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. مطابق شکل ۱۴، هدایت هیدرولیکی در اکثر نقاط منطقه مورد مطالعه بین بازه ۰ تا ۳۲ متر بر روز و در قسمت های شمالی و مرکزی (تقاطع رودخانه ها) بین بازه ۳۲ تا ۱۴۰ متر بر روز تخمین زده شده است. دلیل این موضوع را می توان به رسوب گذاری رودخانه



شکل ۱۴. هدایت هیدرولیکی تخمین زده شده آبخوان منطقه مورد مطالعه

بدین ترتیب مدل حاضر می تواند در تخمین پارامترهای هیدرولیکی، پیش بینی رفتار طولانی مدت آبخوان و در نتیجه مدیریت منابع آب مورد استفاده قرار گیرند

در مجموع نتایج نشان دهنده آن است که مدل بصورت یک بسته نرم افزاری شبیه ساز در مدیریت، تصمیم گیری و برنامه ریزی بهینه بهره برداری از سیستم منابع آب زیرزمینی دشت علی آباد در مقیاس ماهانه، یک ابزار مناسب و کارا می باشد.

### ۴. بحث و نتیجه گیری

امروزه آگاهی از شرایط آب های زیرزمینی برای مدیریت و حفاظت مؤثر از منابع آبی و برنامه ریزی جهت پیش بینی

هدایت هیدرولیکی آبخوان دشت علی‌آباد تخمین زده شد. نتایج نشان می‌دهد به غیر از مرکز و شمال منطقه مورد مطالعه که دارای مقادیر هدایت هیدرولیکی بالاتر از ۳۲ متر بر روز می‌باشند در بقیه نقاط دشت هدایت هیدرولیکی بین ۰ تا ۳۲ متر در روز می‌باشد. مقادیر هدایت هیدرولیکی بالاتر برای قسمت‌های شمالی و مرکزی منطقه مورد مطالعه در تقاطع دو رودخانه مزلقان و قره‌چای را می‌توان به وجود رسوب رودخانه در این مناطق نسبت داد. نتایج پژوهش حاضر نمایان ساخت فرونشست ناشی از کاهش تراز آب زیرزمینی یک تهدید جدی برای دشت علی‌آباد قم همانند دیگر دشت‌های بحرانی کشور از جمله دشت جنوب غربی تهران (Mahmoudpour *et al.*, 2016) به شمار می‌آید. از سوی دیگر بررسی مشخصات لایه‌های خاک در گمانه‌های اکتشافی نشان می‌دهند نوع لایه‌بندی و وجود لایه‌های شامل سازندهای ریزدانه با ضخامت زیاد از عوامل دیگر تاثیرگذار در شدت و نرخ پدیده فرونشست در دشت علی‌آباد می‌باشد. همچنین نتایج گویای آن است که مدل پیشنهادی می‌تواند به عنوان پایه‌ای برای تجزیه و تحلیل فرونشست ناشی از برداشت آب زیرزمینی وابسته به زمان در دشت علی‌آباد مورد استفاده قرار گیرد. همچنین مدل پیشنهادی می‌تواند برای دستیابی به اطلاعات و تجزیه و تحلیل‌های دقیق تر در مناطق محلی آبخوان دشت علی‌آباد مورد استفاده قرار گیرد.

فرونشست سطح زمین به دلیل برداشت بیش از حد آب‌های زیرزمینی، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این پژوهش مدل‌سازی عددی تغییرات تراز آب زیرزمینی در آبخوان دشت علی‌آباد در دوره زمانی ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ و با استفاده از نرم‌افزار GMS و بر پایه معماری MODFLOW انجام پذیرفت. با استفاده از این مدل، توزیع زمانی و مکانی تراز هیدرولیکی برای منطقه مورد مطالعه تخمین زده شد. در ادامه مقادیر پیش‌بینی‌شده تراز هیدرولیکی حاصل از مدل با مقادیر مشاهده‌شده از چاه‌های مشاهداتی محدوده مورد مطالعه مقایسه شد. نتایج معرف دقت قابل قبول مدل با حداکثر میانگین اختلاف بین مقادیر مشاهداتی و پیش‌بینی شده برابر با ۲/۹۴ متر و خطای RMSE ۱/۴ می‌باشد. این مقادیر خطا با توجه دامنه تغییرات تراز هیدرولیکی بین ۸۱۰ تا ۹۳۰ متر در منطقه مورد مطالعه قابل قبول می‌باشد. همچنین نتایج مقایسه هیدروگراف واحد آبخوان منطقه مورد مطالعه از سال آبی ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ با استفاده از داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی شده توسط مدل نشان از تطابق مناسب (ضریب همبستگی ۰/۹۹۵ و ضریب تعیین رگرسیون ۰/۹۸۹) مقادیر متوسط تراز آب زیرزمینی داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی شده دارد. این بدان معناست که مدل برای شبیه‌سازی هیدروگراف واحد آبخوان در یک روند دراز مدت از کارایی مناسبی برخوردار است. این کارایی مناسب در پژوهش‌های دیگر نیز (Chitsazan *et al.*, 2020; Karimi *et al.*, 2019) مورد تاکید قرار گرفته است. در ادامه این مطالعه، مقادیر

## منابع

- شرکت آب منطقه‌ای استان قم (۱۳۹۶) اطلاعات مربوط به چاه‌های مشاهده‌ای و بهره‌برداری دشت علی‌آباد قم (منطقه مطالعاتی ۴۱۱۲). وزارت نیرو، شرکت مدیریت منابع آب ایران
- Anderson MP, Woessner WW (1992) The role of the postaudit in model validation *Advances in Water Resources* 15:167-173
- Anderssohn J, Wetzel H-U, Walter TR, Motagh M, Djamour Y, Kaufmann H (2008) Land subsidence pattern controlled by old alpine basement faults in the Kashmar Valley, northeast Iran: results from InSAR and levelling *Geophysical Journal International* 174:287-294
- Appel CA, Reilly TE (1994) Summary of selected computer programs produced by the US Geological Survey for simulation of ground-water flow and quality, 1994 vol 1104. USGPO,
- Aquaveo (2017) GMS 10.3 Tutorials Environmental Modeling Research Laboratory, Brigham Young University, Provo, UT, USA

- Bakker M, Hemker K (2004) Analytic solutions for groundwater whirls in box-shaped, layered anisotropic aquifers *Advances in water resources* 27:1075-1086
- Biot MA (1956) Theory of propagation of elastic waves in a fluid- saturated porous solid. II. Higher frequency range *The Journal of the acoustical Society of america* 28:179-191
- Chan Y, Mullineux N, Reed J, Wells G (1978) Analytic solutions for drawdowns in wedge-shaped artesian aquifers *Journal of Hydrology* 36:233-246
- Chiang W-H (2005) 3D-Groundwater modeling with PMWIN: a simulation system for modeling groundwater flow and transport processes. Springer Science & Business Media,
- Chitsazan M, Rahmani G, Ghafoury H (2020) Investigation of subsidence phenomenon and impact of groundwater level drop on alluvial aquifer, case study: Damaneh-Daran plain in west of Isfahan province, Iran *Modeling Earth Systems and Environment* 6:1145-1161 doi:10.1007/s40808-020-00747-4
- Demenico P, Schwartz F (1990) Physical and chemical hydrogeology. John Wiley & Sons Inc, New York
- Diersch H (2005) FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system Inst for Water Resources Planning and System Res, Berlin
- Edalat A, Khodaparast M, Rajabi AM (2019) Detecting Land Subsidence Due to Groundwater Withdrawal in Aliabad Plain, Iran, Using ESA Sentinel-1 Satellite Data *Natural Resources Research*:1-16
- Emamgholizadeh S, Moslemi K, Karami G (2014) Prediction the groundwater level of bastam plain (Iran) by artificial neural network (ANN) and adaptive neuro-fuzzy inference system (ANFIS) *Water resources management* 28:5433-5446
- Freeze R, Cherry J (1979) *Groundwater*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall." Inc,
- Galloway DL, Jones DR, Ingebritsen SE (1999) Land subsidence in the United States vol 1182. US Geological Survey,
- Karimi L, Motagh M, Entezam I (2019) Modeling groundwater level fluctuations in Tehran aquifer: Results from a 3D unconfined aquifer model *Groundwater for Sustainable Development* 8:439-449
- Karimipour Ar, Rakhshanderoo G (2011) Sensitivity analysis for hydraulic behavior of Shiraz plain aquifer using PMWIN *WATER AND WASTEWATER* 22:102-111
- Khayyun TS, Mahdi HH (2019) Hydraulic conductivity estimation by using groundwater modelling system program for upper zone of Iraqi aquifers *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* 584:012054 doi:10.1088/1757-899x/584/1/012054
- Lashkaripour G, Ghafouri M, Salehi R (2010) Land subsidence of southern Mahyar plain and effects of induced fissures on residential, industrial and agricultural. Paper presented at the Fifth National Conference of Geology and the Environment, Islamic Azad University of Eslamshahr, Iran,(in Persian).
- Lashkaripour GR, Ghafoori M (2011) The effects of water table decline on the groundwater quality in aquifer of Torbat Jam Plain, Northeast Iran *International Journal of Emerging Sciences* 1:153
- Mahdavi M, Farokhzadeh B, SALAJEGHEH A, Malakian A, Souri M (2013) Simulation of Hamedan-Bahar aquifer and investigation of management scenarios by using PMWIN
- Mahmoudpour M, Khamsehchiyan M, Nikudel M, Gassemi M (2013) Characterization of regional land subsidence induced by groundwater withdrawals in Tehran, Iran *Geopersia* 3:49-62 doi:10.22059/jgeope.2013.36014
- Mahmoudpour M, Khamsehchiyan M, Nikudel M, Ghassemi M (2016) Numerical simulation and prediction of regional land subsidence Caused by Groundwater Exploitation in the Southwest Plain of Tehran, Iran *Engineering Geology* 201:6-28 doi:10.1016/j.enggeo.2015.12.004
- McDonald MG, Harbaugh AW (1988) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. US Geological Survey,
- Motagh M, Walter TR, Sharifi MA, Fielding E, Schenk A, Anderssohn J, Zschau J (2008) Land subsidence in Iran caused by widespread water-reservoir overexploitation *Geophysical Research Letters* 35:L16403 doi:10.1029/2008GL033814
- Office of Water and Abfa Operating and Protection Systems (2012) *Groundwater Balancing Program*. Ministry of Energy, Deputy Minister of Water and Abfa
- Qin H, Andrews CB, Tian F, Cao G, Luo Y, Liu J, Zheng C (2018) Groundwater-pumping optimization for land-subsidence control in Beijing plain, China *Hydrogeology Journal* 26:1061-1081



---

Regli C, Rauber M, Huggenberger P (2003) Analysis of aquifer heterogeneity within a well capture zone, comparison of model data with field experiments: A case study from the river Wiese, Switzerland *Aquatic sciences* 65:111-128