

سُبْحَانَكَ اللَّهُمَّ رَبِّ السَّمَاوَاتِ السَّبْعِ وَالْأَرْضِ وَالْعَرْشِ الْمَجِيدِ
اللَّهُمَّ صَلِّ وَسَلِّمْ وَبَارِكْ عَلَى سَيِّدِنَا مُحَمَّدٍ وَعَلَى آلِهِ
وَحَبَرِهِ الْكَرِيمِ
اللَّهُمَّ صَلِّ وَسَلِّمْ وَبَارِكْ عَلَى سَيِّدِنَا مُحَمَّدٍ وَعَلَى آلِهِ
وَحَبَرِهِ الْكَرِيمِ
اللَّهُمَّ صَلِّ وَسَلِّمْ وَبَارِكْ عَلَى سَيِّدِنَا مُحَمَّدٍ وَعَلَى آلِهِ
وَحَبَرِهِ الْكَرِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه آب شناسی و زمین شناسی زیست محیطی

پایان نامه کارشناسی ارشد

شبیه سازی و پیش بینی سطح ایستابی آبخوان دشت میمه

با استفاده از GMS

نگارنده:

سید مسعود قفقازی بک

استاد راهنما:

دکتر غلامحسین کرمی

اساتید مشاور:

دکتر هادی جعفری عظیم آبادی

مهندس محمد خلجی

دی ماه ۱۳۹۱

دانشجو تأیید می‌نماید که مطالب مندرج در این پایان‌نامه نتیجه تحقیقات خودش می‌باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مرتبط از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان‌نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد.

دی ماه ۱۳۹۱

مقالات مستخرج از این پایان نامه:

۱- اهمیت انتخاب روش درونیابی سطح آب زیرزمینی در شبیه‌سازی GMS (مطالعه موردی

دشت میمه)

شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز-شیراز، شهریور ۱۳۹۱

۲- ساخت مدل عددی و بهینه‌سازی ضرایب هیدرودینامیکی دشت میمه با استفاده از GMS

7.1

دومین همایش ملی انجمن علمی زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی - تهران، اسفند ۱۳۹۱

تقدیم

به پدر مهربانم

به مادر فداکارم

دلسوزترین مدرسان مکتب زندگی

تقدیم

به خواهران و برادرانم،

بهترین یاران و همراهان همیشگی ام.

مشکر و قدردانی

به پاس تمامی آنچه بر من عطا کرده و آن را نعمت می‌نامم و آنچه نصیبم نکرده و آنرا حکمت می‌دانم همواره سربر آستان مقدس نهاده و سکر گزار آن معبودیکتا خواهیم بود. حال که این پایان نامه به اتمام رسیده است خالصانه سکر گزار خداوند و صمیمانه پاسکندار تمام عزیزانی، هم‌سهم که در این راه همراهیم نمودند که اگر یاری آنان نبود این آغاز به پایان نمی‌رسید. از پدر و مادرم که استوارترین تکیه‌گاههای زندگیم هستند و با صبر و بردباری فراوان، تاریدن به این مرحله از زندگی مریاری نمودند، بی‌نیایت پاسکندارم.

از آقای دکتر غلامحسین کریمی، آقای دکتر مهدی جعفری عظیم آبادی و آقای مهندس محمد خلجی که اساتید راهنما و مشاور اینجانب در این پایان نامه بودند و در طول مراحل تحقیق، همواره مرا مورد الطاف خویش قرار داده و راحلشای مشکلات اینجانب بودند پاسکندارم. بر خود لازم می‌دانم از اساتید و کارکنان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود و مدیران و کارمندان محترم دفتر مطالعات آبهای زیرزمینی شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان مخصوصاً آقای دکتر غلام عباس کاظمی و آقای مهندس طاهری، همچنین دوستان بسیار خوبم آقایان مهندس حامد امامی، مهندس محمد غربی، مهندس وحید فرینانی، مهندس عباس تیموری، مهندس علی اکبرزاده، دکتر سیلک آذکشب و سایر دوستان و عزیزانی که در انجام این تحقیق مریاری کردند، کمال مشکر و قدردانی را داشته باشم.

چکیده

دشت میمه یکی از زیرحوضه‌های حوضه آبرگیر رودخانه زاینده‌رود است که در فاصله ۹۵ کیلومتری از شمال شرقی اصفهان قرار گرفته است. به دلیل رشد جمعیت و افزایش فعالیت‌های صنعتی و کشاورزی، بیشترین مقدار برداشت از منابع آب زیرزمینی این دشت در اطراف شهرهای میمه و وزوان متمرکز شده است. برداشت بیش از حد از آبهای زیرزمینی و کمبود بارندگی و کاهش تغذیه آبخوان در سالهای اخیر باعث بیلان منفی و در نتیجه افت سطح ایستابی در این آبخوان شده است. از اینرو، جهت مدیریت صحیح آبخوان و یافتن راهکارهایی برای برطرف کردن مشکلات حاصل از بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی از مدل ریاضی استفاده گردید. در این تحقیق از نرم‌افزار GMS و کد عددی MODFLOW-2000 که یکی از شناخته شده‌ترین مدل‌های آب زیرزمینی می‌باشد استفاده شده است. برای ساخت مدل، کلیه اطلاعات هواشناسی، هیدرولوژیکی، هیدروژئولوژیکی، ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی منطقه جمع‌آوری و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. با تعیین ابعاد آبخوان، وضعیت توپوگرافی، سنگ کف و خواص هیدرودینامیکی آبخوان، مدل مفهومی تهیه گردید. سپس این مدل مفهومی به مدل عددی تبدیل شد. مدل پایا برای آذر ۱۳۸۸ و مدل ناپایا آبخوان برای یک دوره زمانی یک ساله برای سال ۱۳۸۸-۸۹ با در نظر گرفتن ۴ پریود و ۴ گام زمانی اجرا و واسنجی گردید. پس از واسنجی برای شرایط پایا و ناپایا، مدل برای یک دوره یکساله ۱۳۸۹-۹۰ مورد صحت سنجی قرار گرفت. نتایج نشان داد که مدل قادر به پیش‌بینی شرایط آبخوان در سالهای آینده می‌باشد. سپس بر اساس چهار سناریوی ادامه روند طبیعی، خشک‌سالی، ترسالی و اصلاح دبی چاههای بهره‌برداری برای یک دوره ۳ ساله مدل اجرا و سطح آبخوان برای سال ۱۳۹۲-۹۳ پیش‌بینی گردید. دو سناریو ادامه روند طبیعی و شرایط خشک‌سالی نشان دهنده افت آبخوان در سالهای آتی می‌باشد.

کلمات کلیدی: دشت میمه، هیدروژئولوژی، مدلسازی، MODFLOW، GMS.

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه

- ۱-۱- بیان مسئله ۱
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۲
- ۳-۱- ژئومورفولوژی منطقه ۳
- ۴-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه ۴
- ۵-۱- پوشش گیاهی و وضعیت کشاورزی در منطقه ۶
- ۶-۱- جمعیت منطقه ۷
- ۷-۱- زمین‌شناسی عمومی منطقه ۸
- ۸-۱- چینه‌شناسی منطقه ۹
 - ۱-۸-۱- واحدهای سنگی پرکامبرین ۹
 - ۲-۸-۱- واحدهای سنگی مزوزوئیک ۱۰
 - ۱-۲-۸-۱- تریاس ۱۰
 - ۲-۲-۸-۱- ژوراسیک ۱۲
 - ۳-۲-۸-۱- کرتاسه ۱۲
 - ۳-۸-۱- واحدهای سنگی سنوزوئیک ۱۴
 - ۱-۳-۸-۱- ائوسن ۱۴
 - ۲-۳-۸-۱- الیگوسن، میوسن و پلیوسن ۱۵
 - ۴-۸-۱- آبرفت‌های کواترنری ۱۶
- ۹-۱- تکتونیک منطقه ۱۷
- ۱-۹-۱- گسل‌ها ۱۸
- ۲-۹-۱- چین‌ها ۱۸

۱۰-۱- هیدرولوژی و هیدروژئولوژی دشت ۱۹

۱۱-۱- هیدروشیمی دشت ۲۲

فصل دوم: مروری بر مطالعات گذشته

۱-۲- مدلسازی آبخوان‌ها در جهان ۲۴

۲-۲- مطالعات انجام شده در ایران ۲۹

۳-۲- مطالعات انجام شده در دشت میمه ۳۶

فصل سوم: مدلسازی و معادلات حاکم بر آن

۱-۳- تعریف و اهداف مدلسازی ۳۸

۲-۳- معادلات اساسی حاکم بر جریان آب زیرزمینی ۴۰

۱-۲-۳- معادله داریسی ۴۰

۲-۲-۳- نیروی پتانسیل هوبرت ۴۳

۳-۲-۳- معادله پیوستگی ۴۵

۱-۳-۲-۳- معادله پیوستگی در حالت پایا ۴۵

۲-۳-۲-۳- معادله پیوستگی در حالت ناپایا ۴۶

۴-۲-۳- معادله لاپلاس ۴۷

۵-۲-۳- معادله جریان در آبخوان‌های محبوس ۴۸

۶-۲-۳- معادله جریان در اطراف چاه پمپاژ ۴۹

۷-۲-۳- معادله جریان در آبخوان آزاد ۴۹

۸-۲-۳- معادله بوزینیسک ۵۱

۹-۲-۳- معادله جریان با مولفه تغذیه یا تخلیه ۵۱

۱۰-۲-۳- شرایط مرزی ۵۲

۳-۳- انواع مدل ۵۴

۵۴ مدل‌های ماسه‌ای ۱-۳-۳
۵۵ مدل‌های آنالوگ ۲-۳-۳
۵۶ مدل‌های ریاضی ۳-۳-۳
۵۷ روش اجزاء محدود (FEM) ۱-۳-۳-۳
۵۹ روش تفاوت محدود (FDM) ۲-۳-۳-۳
۶۳ نرم‌افزارهای مدل‌سازی ۴-۳
۶۴ مسائل هیدرئولوژیکی ۵-۳
۶۶ تعیین اهداف و مقیاس مدل ۱-۵-۳
۶۶ جمع‌آوری و تفسیر اطلاعات ۲-۵-۳
۶۶ انتخاب مدل ریاضی و کد کامپیوتری ۳-۵-۳
۷۰ مدل مفهومی ۴-۵-۳
۷۱ طراحی مدل ۵-۵-۳
۷۱ شبکه‌بندی مدل ۱-۵-۳
۷۲ تعیین شرایط مرزی و اولیه ۲-۵-۳
۷۶ انتخاب دوره‌ها و گامهای زمانی ۳-۵-۳
۷۶ درونیابی داده‌های ورودی ۴-۵-۳
۷۹ واسنجی مدل ۶-۵-۳
۸۰ صحت‌سنجی مدل ۷-۵-۳
۸۱ آنالیز حساسیت ۸-۵-۳
۸۱ پیش‌بینی ۹-۵-۳
۸۱ ارائه و تفسیر نتایج ۱۰-۵-۳

فصل چهارم: طراحی و ساخت مدل عددی دشت میمه

- ۸۲ ۱-۴- مدل مفهومی
- ۸۳ ۱-۱-۴- شرط اولیه
- ۸۴ ۲-۱-۴- تعیین شرایط مرزی مدل
- ۸۶ ۳-۱-۴- پارامترهای هیدرولیکی مدل
- ۸۷ ۴-۱-۴- نفوذ
- ۸۸ ۵-۱-۴- تبخیر و تعرق
- ۸۹ ۶-۱-۴- پارامترهای تخلیه
- ۹۰ ۷-۱-۴- تهیه شبکه مدل و تقسیم‌بندی مدل
- ۹۱ ۸-۱-۴- درونیابی خصوصیات هندسی و بار هیدرولیکی اولیه
- ۹۵ ۲-۴- ساخت مدل عددی در حالت پایا
- ۹۵ ۱-۲-۴- حساسیت‌سنجی مدل
- ۹۶ ۲-۲-۴- واسنجی مدل در مرحله پایا
- ۹۹ ۳-۴- ساخت مدل عددی در حالت ناپایا
- ۱۰۰ ۱-۳-۴- گسسته‌سازی زمانی
- ۱۰۰ ۲-۳-۴- آبدهی ویژه
- ۱۰۱ ۳-۳-۴- واسنجی مدل در حالت ناپایا
- ۱۰۴ ۴-۴- صحت‌سنجی مدل

فصل پنجم: پیش‌بینی سطح آبخوان در شرایط مختلف

- ۱۰۵ ۱-۵- مقدمه
- ۱۰۶ ۲-۵- پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی
- ۱۰۶ ۱-۲-۵- پیش‌بینی مدل در شرایط روند فعلی و طبیعی آبخوان

۱۰۷ ۲-۲-۵- پیش‌بینی مدل در شرایط ترسالی

۱۰۷ ۳-۲-۵- پیش‌بینی مدل در شرایط خشکسالی

۱۰۸ ۴-۲-۵- پیش‌بینی مدل در شرایط اصلاح دبی چاههای بهره‌برداری

فصل ششم: نتایج و پیشنهادها

۱۱۳ ۱-۶- نتیجه‌گیری

۱۱۵ ۲-۶- پیشنهادها

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ - نقشه راههای ارتباطی در محدوده مورد مطالعه ۲
- شکل ۲-۱ - توزیع بارش در فصول مختلف در محدوده مطالعاتی میمه ۵
- شکل ۳-۱ - نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۱۱
- شکل ۴-۱ - تصویری از چین خوردگی منطقه (جوشقان) ۱۹
- شکل ۵-۱ - نقشه هم‌ضخامت آبرفت دشت میمه ۲۲
- شکل ۱-۳ - طرح شماتیکی از ستون ماسه‌ای داری ۴۱
- شکل ۲-۳ - اجزاء عنصر حجمی و نمایش شماتیک معادله پیوستگی ۴۵
- شکل ۳-۳ - شبکه اجزاء محدود ۵۸
- شکل ۴-۳ - شبکه تفاوت محدود ۵۹
- شکل ۵-۳ - شبکه تفاوت محدود و شاخص‌های آن ۶۰
- شکل ۶-۳ - مراحل مدل‌سازی مسائل هیدرولوژیکی ۶۵
- شکل ۷-۳ - شبکه تفاوت محدود ۷۲
- شکل ۸-۳ - پارامترهای زمانی ۷۶
- شکل ۹-۳ - نمودار واسنجی ۷۹
- شکل ۱-۴ - هیدروگراف معرف دشت ۸۳
- شکل ۲-۴ - جهت جریان و شرایط مرزی مدل ۸۵
- شکل ۳-۴ - زون‌بندی اولیه هدایت هیدرولیکی ۸۷
- شکل ۴-۴ - زون‌بندی تغذیه ۸۸
- شکل ۵-۴ - موقعیت چاههای مشاهداتی و بهره‌برداری ۸۹
- شکل ۶-۴ - سطح درون‌یابی شده آبخوان و شبکه مدل ۹۳
- شکل ۷-۴ - سطح توپوگرافی آبخوان ۹۴

- شکل ۴-۸- منحنی تراز سنگ کف آبخوان ۹۴
- شکل ۴-۹- حساسیت مدل نسبت به تغییر پارامترهای مختلف ۹۵
- شکل ۴-۱۰- زون بندی واسنجی شده هدایت هیدرولیکی ۹۷
- شکل ۴-۱۱- مقادیر خطای واسنجی شده ۹۷
- شکل ۴-۱۲- برازش بار هیدرولیکی محاسباتی و مشاهداتی در حالت پایا ۹۸
- شکل ۴-۱۳- میزان خطاهای موجود ۹۹
- شکل ۴-۱۴- نتایج بیلان مدل و درصد اختلاف بین ورودی و خروجی ۹۹
- شکل ۴-۱۵- دوره های تنش و طول آنها ۱۰۰
- شکل ۴-۱۶- زون بندی واسنجی شده آبدهی ویژه ۱۰۱
- شکل ۴-۱۷- انواع میانگین خطا برای دوره های تنش مدل ۱۰۲
- شکل ۴-۱۸- بیلان آب برای مرحله ناپایا ۱۰۲
- شکل ۴-۱۹- برازش بار هیدرولیکی بین مقادیر مشاهده ای و محاسبه ای در گام اول ۱۰۳
- شکل ۴-۲۰- برازش بار هیدرولیکی بین مقادیر مشاهده ای و محاسبه ای در گام دوم ۱۰۳
- شکل ۴-۲۱- برازش بار هیدرولیکی بین مقادیر مشاهده ای و محاسبه ای در گام سوم ۱۰۳
- شکل ۴-۲۲- برازش بار هیدرولیکی بین مقادیر مشاهده ای و محاسبه ای در گام چهارم ... ۱۰۳
- شکل ۴-۲۳- انواع میانگین خطا در مرحله ناپایا و صحت سنجی ۱۰۴
- شکل ۵-۱- هیدروگراف واحد دشت در شرایط معمولی آبخوان ۱۰۶
- شکل ۵-۲- هیدروگراف واحد دشت در شرایط ترسالی ۱۰۷
- شکل ۵-۳- هیدروگراف واحد دشت در شرایط خشک سالی ۱۰۸
- شکل ۵-۴- مقایس سطح آب در زونهای آبدهی ویژه در سناریوهای مختلف ۱۰۹
- شکل ۵-۵- پیش بینی روند تغییرات سطح آب بر اساس سناریو اصلاح مقدار بهره برداری. ۱۰۹
- شکل ۵-۶- هیدروگراف چاههای مشاهداتی در سناریوهای متفاوت ۱۱۰

شکل ۵-۷- هیدروگراف چاههای مشاهداتی در سناریوهای متفاوت ۱۱۱

شکل ۵-۸- موقعیت چاههای مشاهده‌ای و بهره‌برداری- تفکیک زون‌های آبدهی ویژه ... ۱۱۲

فهرست جداول

جدول ۱-۱- میانگین درجه حرارت و بارندگی در ایستگاه میمه بر اساس آمار ۴۴ ساله ۴

جدول ۱-۲- طبقه‌بندی اقلیم به روش دومارتن ۶

جدول ۱-۳- جمعیت منطقه مورد مطالعه در سالهای ۱۳۵۵ تا ۱۳۸۵ ۷

جدول ۱-۴- خصوصیات آب‌بندهای موجود در دشت ۲۰

جدول ۱-۵- تعداد منابع تخلیه موجود در منطقه و میزان برداشت از آنها ۲۱

جدول ۱-۶- مقادیر قابلیت انتقال در نقاط مختلف سفره ۲۳

جدول ۱-۳- مشخصات روش اجزاء محدود و تفاوت محدود ۶۲

جدول ۱-۴- مشخصات و مختصات چاههای مشاهده‌ای در آذر ۱۳۸۸ ۸۴

جدول ۲-۴- مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی ۸۶

جدول ۳-۴- مقادیر تغذیه ۸۸

جدول ۴-۴- توابع ویوگرام مدل ۹۲

جدول ۵-۴- مقادیر واسنجی شده هدایت هیدرولیکی ۹۶

جدول ۶-۴- مقادیر ضریب ذخیره ۱۰۲

جدول ۱-۵- نام چاههای مشاهداتی و موقعیت آنها ۱۱۱

فصل اول: مقدمه

۱-۱- بیان مسئله

در حال حاضر آب مورد استفاده در بسیاری از شهرهای کشور و بسیاری از مناطقی که در نواحی خشک و نیمه خشک قرار گرفته اند، از سفره های آب زیرزمینی تامین می شود. از آنجائیکه آب زیرزمینی آلودگی های کمتری نسبت به آب های سطحی دارند و استخراج این آب نسبت به آب های سطحی، برای مصارف گوناگون از لحاظ اقتصادی به صرفه تر است. همچنین به علت نبود و یا کمبود آب سطحی در مناطق خشک و نیمه خشک، استفاده از آب های زیرزمینی به طور گسترده ای رواج یافته است. استخراج بیش از حد از آبخوان های زیرزمینی باعث افت دائمی و نشست زمین می شود. این مسئله با توجه به کمبود بارش در سال های اخیر و همچنین حفر چاه های غیر مجاز و بهره برداری از این چاه ها شدت یافته است. همه این عوامل باعث کاهش ذخایر آب زیرزمینی و همچنین کاهش توان مدیریتی در آبخوان ها می گردد. مدل های شبیه سازی شده آب زیرزمینی، بر پایه فیزیک جریان آب زیرزمینی می توانند به عنوان ابزاری کارآمد در شناخت پتانسیل آب های زیرزمینی و پیش بینی سطح آب زیرزمینی در جهت سیاست های مختلف بهره برداری مورد استفاده قرار گیرند.

در دشت میمه، با توجه به واقع شدن این دشت در منطقه خشک و بیابانی و همچنین استفاده وسیع از آب زیرزمینی برای کشاورزی، شرب و فعالیت های صنعتی، اهمیت آب زیرزمینی برای مسئولین دوچندان شده است. همچنین با توجه به کمبود بارش در این منطقه، سطح آب زیرزمینی با افت

شدید مواجه شده که ممکن است خساراتی به بار بیاورد. هدف از این مطالعه تهیه مدل ریاضی دشت میمه و پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در سناریوهای مختلف می‌باشد.

۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی میمه بخشی از شمال حوضه آبرگیر باتلاق گاوخونی و یکی از زیرحوضه‌های حوضه آبرگیر رودخانه زاینده‌رود می‌باشد. این دشت در $33^{\circ}, 09'$ تا $33^{\circ}, 41'$ عرض شمالی و $50^{\circ}, 45'$ تا $51^{\circ}, 34'$ طول شرقی واقع شده است.

از لحاظ سیاسی منطقه میمه جزء شهرستان برخوار و میمه از توابع استان اصفهان می‌باشد. شهر میمه مرکز بخش میمه، بزرگترین شهر در این حوضه بوده و در فاصله ۹۵ کیلومتری شمال اصفهان واقع شده است. جاده اصلی اصفهان - تهران با راستای شمالی - جنوبی از وسط این دشت عبور می‌کند. بسیاری از شهرها و روستاها در مجاورت این جاده قرار گرفته‌اند (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- نقشه راههای ارتباطی در محدوده مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی دارای دو دشت وزوان و میمه است. این دشت از سمت غرب به دشت گلپایگان، از سمت شرق به دشت نطنز، از سمت شمال و شمال غربی به دشتهای موته و کاشان و از جنوب و جنوب شرقی به دشتهای نجفآباد و مورچه خورت منتهی می شود. وسعت محدوده مطالعاتی دشت میمه در حدود ۲۰۹۸ کیلومتر مربع است که تقریباً ۱۰۰۴ کیلومتر مربع آن را ارتفاعات و ۱۰۹۴ کیلومتر مربع آن را دشت میمه تشکیل می دهد. حداکثر ارتفاع ۳۵۷۰ متر و حداقل آن ۱۸۴۳ متر و متوسط ارتفاع ۲۶۹۰ متر از سطح دریا می باشد.

۱-۳- ژئومورفولوژی منطقه

آبخوان میمه از مخروط افکنه ای تشکیل شده است که از هوازدگی و فرسایش ساختها و واحدهای سنگی بالادست (نواحی مرتفع اطراف دشت) و خصوصاً لایه های آهکی ایجاد شده است. از این جهت در برگیرنده رسوبات با خاصیت انحلال پذیری بالائی می باشد. خاکهای منطقه جزء خاکهای شور طبقه بندی می شوند و تمرکز نسبتاً بالائی از گچ و آهک در آنها دیده می شود (اروجی، ۱۳۸۹). در این منطقه تمامی تیپ های مورفولوژیکی منطقه، که شامل کوهستان، تپه ماهور و دشت هستند، دیده می شود. اکثریت واحد کوهستانی در شمال و شمال شرق منطقه، همچنین در جنوب غربی حوضه میمه واقع شدند. دشت میمه در مرکز حوضه واقع شده و شیب کلی این دشت به سمت جنوب غربی می باشد. در شمال، شمال شرقی و همچنین در جنوب غربی منطقه نیز تپه ماهورها دیده می شوند.

در این حوضه رودخانه دائمی وجود ندارد ولی چندین مسیل بزرگ مانند مسیل کامو، جوشقان، رباط و محمودآباد جریان های سیلابی را به خارج از محدوده حوضه (حوضه مورچه خورت) هدایت می کنند. الگوی زهکشی موجود در منطقه از نوع شاخه درختی بوده و نظم خاصی در بهم پیوستن آبراهه ها وجود ندارد. جهت شیب کلی منطقه به طرف جنوب غربی می باشد و از اطراف دشت به

سمت جنوب غربی دشت از مقدار شیب کاسته می‌شود. قسمت‌های مرتفع منطقه عموماً در نواحی شمال، شمال شرقی و شرق حوضه پراکنده‌اند. در قسمت‌های غرب نیز ارتفاعات نسبتاً بلندی به چشم می‌خورد. این منطقه از سمت شرق به رشته ارتفاعات کلهرود، از شمال به رشته کوه‌های کلاه برفی، کرکس، تخت‌چادنیاز و چال‌وزمال و از سمت غرب به ارتفاعات چغاسیا، ورزینه و قلعه کهریز محدود می‌گردد.

۱-۴- آب و هوای منطقه مورد مطالعه

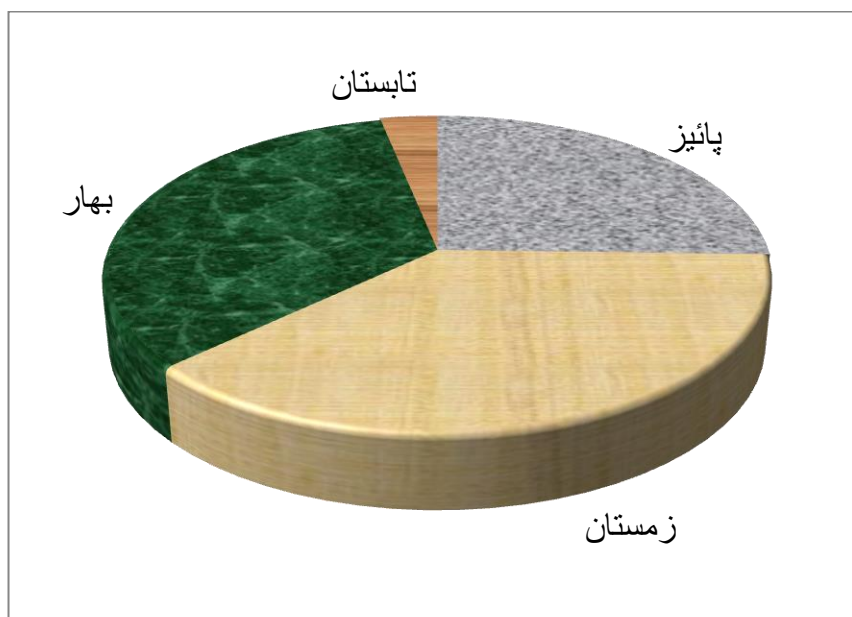
جدول (۱-۱) متوسط درجه حرارت و میانگین بارندگی ماهانه در یک دوره ۴۴ ساله در طی سالهای (۸۸-۱۳۴۵) و میانگین دما را در یک دوره ۳ ساله برای سالهای آبی ۸۶-۱۳۸۵ تا ۸۸-۱۳۸۷ برای ایستگاه هواشناسی میمه نشان می‌دهد.

جدول ۱-۱- میانگین درجه حرارت و بارندگی در ایستگاه میمه بر اساس آمار ۴۴ ساله

ماه	متوسط میزان بارندگی (mm)	متوسط دما (c)
مهر	۴/۱۹	۱۵/۴
آبان	۱۶/۲۲	۸/۵۰
آذر	۲۱/۷۸	۱/۴۶
دی	۲۰/۴۳	-۴/۱۰
بهمن	۲۰/۵۷	۰/۱۴
اسفند	۲۱/۳۷	۵/۴۸
فروردین	۲۶/۳۶	۹/۴۰
اردیبهشت	۲۳/۶۶	۱۵/۰۳

۲۱/۰۰	۵/۹۰	خرداد
۲۴/۸۰	۲/۱۱	تیر
۲۳/۷۶	۲/۴۹	مرداد
۲۱/۳۲	۰/۷۲	شهریور
۱۱/۸۵	۱۶۵/۸۰	سالانه

با توجه به ارقام مندرج در این جدول و اطلاعات مربوط به ایستگاههای هواشناسی موجود در منطقه گرمای متوسط میمه در تابستان حداکثر به ۲۴ درجه سانتیگراد افزایش یافته و در زمستان متوسط درجه حرارت در سردترین ماه تا ۴- درجه سانتیگراد پایین می رود. ماههای تیر و مرداد با حداکثر دمای ۳۶/۸ درجه سانتیگراد گرمترین دما، و ماههای دی و بهمن با حداقل دمای ۱۴/۴۴- درجه سانتیگراد سردترین دما در این را به خود اختصاص می دهند. این منطقه دارای زمستانی زودرس است و تابستانها معمولاً دارای روزهای نسبتاً گرم و شبهای خنک می باشد. بارندگی سالانه در این حوضه دارای محدوده تغییرات گسترده ای می باشد. حداقل بارندگی سالانه در این دشت در سال ۱۳۶۳ با میزان ۴۵/۵ میلی متر و حداکثر بارندگی در این دشت در سال ۱۳۷۰ با میزان ۲۷۹ میلی متر رخ داده است. میانگین سالانه بارندگی بر اساس آمار سالهای ۸۸-۱۳۴۵ حدود ۱۶۵/۸ میلی متر برآورد شده است. شکل (۱-۳) توزیع بارش در فصول مختلف را بر حسب جدول فوق نشان می دهد. همانطور که ملاحظه می شود بیشترین میزان بارش مربوط به فصل زمستان و حداقل آن مربوط به فصل تابستان می باشد.



شکل ۱-۲- توزیع بارش در فصول مختلف در محدوده مطالعاتی میمه

بر اساس روش دو مارتن اصلاح شده منطقه مورد مطالعه میمه به لحاظ آب و هوایی جزء مناطق نیمه خشک سرد طبقه بندی می گردد. در روش دو مارتن، ضریب خشکی (I) از فرمول زیر محاسبه می گردد:

$$I = P / (T + 10) \quad (1-1)$$

که در این فرمول، P متوسط بارندگی سالانه (میلی متر) و T متوسط دمای سالانه (درجه سانتیگراد) می باشد. بر اساس این روش ۶ نوع آب و هوا (جدول ۱-۲) قابل تفکیک است. بر حسب محاسبات انجام شده اقلیم منطقه مورد نظر خشک می باشد.

جدول ۱-۲- طبقه بندی اقلیم به روش دو مارتن

نوع اقلیم	خشک	نیمه خشک	مدیترانه ای	نیمه مرطوب	مرطوب	بسیار مرطوب
ضریب خشکی	$I < 10$	$10 < I < 19/9$	$20 < I < 23/9$	$24 < I < 27/9$	$28 < I < 34/9$	$I > 35$

جهت غالب باد در منطقه مورد مطالعه از سمت شمال غربی بوده و عمدتاً در ساعات شبانه می باشد.

در محدوده مطالعاتی میمه نم نسبی بسیار کم بوده و به ندرت به ۸۰٪ می رسد. مقدار نم نسبی نشان می دهد که این ناحیه تا چه حد خشک است به همین خاطر کشاورزی دیم در این منطقه عملی نیست. کافی نبودن آبهای سطحی و مجاورت با مناطق کویری از دلایل کاهش نم نسبی در این منطقه ذکر شده است. حداکثر نم نسبی در ماههای دی و بهمن و حداقل آن در ماههای تیر و مرداد است. تبخیر و تعرق پتانسیل در این منطقه در حدود ۲۰۰۰ میلی متر در سال گزارش شده است (اروجی ۱۳۸۹).

۱-۵- پوشش گیاهی و وضعیت کشاورزی در منطقه

دشت مورد مطالعه از نظر پوشش گیاهی ضعیف محسوب می شود و بیشتر گیاهان موجود در منطقه شامل گیاهان چند ساله مانند درمنه، خارشتر، علف شور، جارو و اسپند میباشد. سبک بودن بافت خاک، کم آبی، سردی هوا، عدم تناسب بذر با اقلیم منطقه و تکنولوژی نامناسب از علل پایین بودن تولید محصولات زراعی در منطقه است.

در منطقه میمه مجموعاً ۳۴۴۴ هکتار زمین زراعی وجود دارد. حدود یک چهارم از اراضی مذکور به صورت آیش، سالانه رها می شود. یک دهم اراضی نیز زیر کشت درختان است و بقیه آن تحت کشت سالانه قرار می گیرند.

کمبود بارندگی در منطقه میمه مانع از کشت دیم است، در نتیجه تمام فعالیت های کشاورزی وابسته به آبیاری است. در این منطقه انواع محصولات زراعی کشت می شود که بیش از نیمی از این محصولات را غلات، شامل می شوند. کشت گندم در منطقه بیش از ۵ الی ۶ برابر کشت جو است. و بیشترین میزان کشت صیفی جات برای سیب زمینی و خربزه است. ده درصد از کشت منطقه به یونجه اختصاص می یابد. دیگر محصولات کشاورزی منطقه شامل ذرت (دانه ای و علوفه ای)، ارزن، پنبه،

نخود، هندوانه، خیار، طالبی، گرمک، کدو، گوجه فرنگی، سبزیجات غده‌ای، آفتابگردان و زعفران می‌باشد.

۶-۱- جمعیت منطقه

در این دشت شهرهای وزوان، میمه، جوشقان و کامو و روستاهای گاه، زیاء‌آباد، ونداده، خسروآباد، مراوند و رباط وجود دارند. جمعیت این مناطق در سالهای سرشماری مختلف به صورت زیر است (جدول ۳-۱).

جدول ۳-۱- جمعیت منطقه مورد مطالعه در سالهای ۱۳۵۵ تا ۱۳۸۵

شهر	آبان ۱۳۵۵	مهر ۱۳۶۵	مهر ۱۳۷۰	آبان ۱۳۷۵	آبان ۱۳۸۵
جوشقان و کامو	-	-	-	-	۵۴۹۰
میمه	۳۷۶۹	۴۸۴۶	۵۴۳۶	۵۲۶۲	۵۷۳۹
وزوان	۳۷۱۸	۴۷۵۴	۴۹۹۱	۴۸۱۰	۴۶۶۱

لازم به ذکر است که شهر جوشقان و کامو که جمعیت آنها درج نشده است در سرشماری‌های مذکور فاقد شهرداری بوده‌اند و روستاهای منطقه زیرمجموعه شهرها قرار گرفته‌اند. شهر میمه مرکز بخش میمه می‌باشد که این بخش از زیر مجموعه‌های شهرستان شاهین شهر است.

۷-۱- زمین‌شناسی عمومی منطقه

محدوده میمه در بین ارتفاعات دو پهنه تکتونیکی ارومیه- دختر و سندرچ- سیرجان محصور شده است. پهنه ارومیه- دختر در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران به عنوان قسمتی از ایران مرکزی محسوب می‌شود. این زون آتشفشانی بر اثر فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی بوجود آمده است. در اثر فشار ورقه در حال فرورانش و همچنین ذوب پوسته، مواد مذابی پدید آمد

که در امتداد و به موازات گسل زاگرس به طرف داخل و به صورت مواد آتشفشانی فوران کردند. (آقابات، ۱۳۸۵).

این کمر بند آتشفشانی به طور مورب و با روند شمال شرقی - جنوب غربی از ناحیه دریاچه ارومیه در آذربایجان غربی تا آتشفشانهای بزمان کشیده شده است. این کمر بند آتشفشانی با طول ۱۵۰۰ کیلومتر به موازات زون سنندج-سیرجان کشیده شده است. سن این پهنه تکتونیکی از ائوسن و الیگوسن شروع و به آتشفشانهای عهد حاضر ختم می شود (درویش زاده، ۱۳۸۳ - خسروتهرانی، ۱۳۸۳).

پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان به عرض ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر و به طول ۱۵۰۰ از غرب دریاچه ارومیه تا گسل میناب (حاجی آباد) در اثر فشار ورقه در حال فرورانش بوجود آمد (آقابات، ۱۳۸۵ - درویش زاده، ۱۳۸۳). این زون در بلا فصل شمال شرق راندگی اصلی زاگرس قرار دارد ویژگی های سنگی و ساختاری سنندج سیرجان معرف یک گودی عمیق و یا کافت میان بلوکی در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. فرآیندهای دگرگونی این زون در همه جا یکسان نیست. در نیمه جنوب شرقی این زون پدیده های دگرگونی به طور عمده حاصل عملکرد کوهزائی سیمرین پیشین است در حالی که در نیمه شمالی آن رویدادهای سیمرین میانی به ویژه کوهزائی لارامید از عوامل پلوتونیسیم و دگرگونی هستند (آقابات، ۱۳۸۵).

منطقه سنندج سیرجان از نظر تاریخچه ساختاری به ایران مرکزی شباهت زیادی دارد و دگرشیبیهای شدید دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک ایران مرکزی کم و بیش در این منطقه نیز دیده می شود که هیچکدام از آنها در زاگرس وجود ندارد. نبود سازندهای آتشفشانی دوران سنوزوئیک، و همچنین تشابه روند کلی این منطقه با روند زاگرس، آن را از ایران مرکزی جدا می کند. مرز شرقی این زون با ایران مرکزی (ارومیه - دختر) به صورت فرونشستگیهای ساختاری مانند دریاچه ارومیه، تورگل، گاوخونی و جازموریان تفکیک می گردد (خسروتهرانی، ۱۳۸۳).

۸-۱- چینه شناسی منطقه

شکل (۴-۱) نقشه زمین شناسی دشت میمه را نشان می‌دهد. در این دشت مجموعه‌ای از واحدهای سنگی مختلف، اعم از سازندهای رسوبی، دگرگونی و سنگهای آذرین رخنمون دارند. در میان این واحدهای چینه‌شناسی، واحدهای رسوبی قسمت اعظم منطقه را فرا گرفته‌اند که در بین آنها رسوبات عهد حاضر به صورت مخروط‌افکنه، تراسهای آبرفتی، رسوبات آبراهه‌ها و مسیل‌ها در پای دامنه کوهها و در دشت شکل گرفته و آبخوان این دشت را تشکیل داده‌اند. واحدهای چینه‌شناسی این دشت بر اساس سن به شرح زیر است.

۱-۸-۱- واحدهای سنگی پرکامبرین

قدیمی ترین واحدهای سنگی در این دشت شامل فیلیت، کوارتزیت، پاراگنایس و مرمر است. این واحدهای سنگی در گوشه غربی این دشت رخنمون یافته‌اند. و سن آنها پرکامبرین در نظر گرفته شده است. سنگ های موجود در این واحد سنگی تقریباً شبیه به سنگ‌شناسی مجموعه گلپایگان است. سنگهای این سازند نشانگر دگرگونی از نوع فشار زیاد و دمای کم هستند (آقنابتی، ۱۳۸۵). این مجموعه دگرگونی طی دو مرحله با دو فاز دگرگون شده است و در دوره‌های بعدی و جدیدتر نیز تحت تاثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند (خسروتهرانی، ۱۳۸۳).

۱-۸-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک

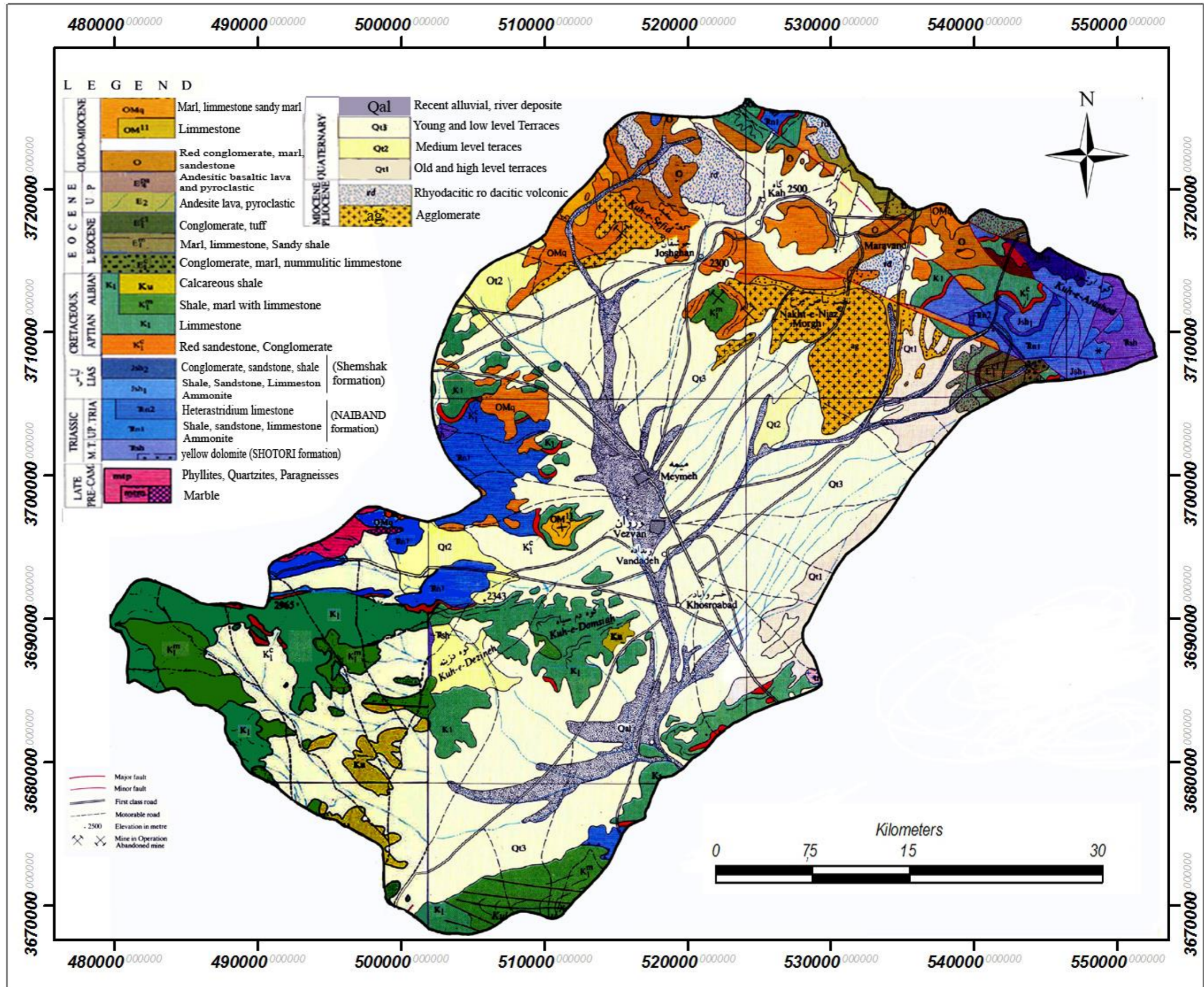
۱-۸-۲-۱- تریاس

واحدهای تریاس در این منطقه شامل دو سازند می‌باشند که این دو سازند در بخشهایی از شمال شرقی و غرب حوضه رخنمون دارند.

الف: دولومیت ضخیم زرد رنگ تا خاکستری روشن که معادل سازند دولومیت شتری است. این دولومیت معمولاً در ارتفاعات است و ستیغ تشکیل می‌دهد که این سیمای خشن و بلند از ویژگی‌های چهره‌ساز این سازند است. این سازند حاوی دولومیت‌های لایه لایه خاکستری رنگ، ریز دانه و متراکم است. این سازند بین سازند سرخ شیل (در زیر) و سازند نایبند قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

ضخامت تقریبی این واحد در حدود ۲۰ تا ۳۰ متر تخمین زده شده است که در مقایسه با ورقه‌های مجاور بسیار کم ضخامت است. در بعضی از نقاط مرمر سفید رنگ اصفهانک به طور هم‌شیب بر روی دولومیت شتری قرار گرفته است. ضخامت این واحد کم است و از حدود ۲-۳ متر در منطقه بیشتر نمی‌شود.

ب: دومین رخنمون از واحدهای تریاس سازند نایبند است. این سازند از کهن‌ترین واحد سنگی گروه شمشک در ایران است. این سازند دارای چهار عضو است که دو عضو آن در منطقه رخنمون دارند که شامل عضو بیدستان و عضو کنگان است. رخنمون عضو بیدستان در این منطقه شامل آهک‌های حاوی سنگواره‌های کروی کیسه‌تنان از جنس هترآستریدیوم است. و عضو کنگان در این منطقه شامل شیل ماسه سنگ و آهک حاوی آمونیت است. در این نهشته‌ها رگه‌های سیلیسی ثانویه، به



شکل ۱-۳- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان و گلپایگان

فراوان دیده می‌شود که نشان دهنده حرکت سیالات در اثر فازهای دگرگونی است. ضخامت این رسوبات بسیار متغیر و از ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر تغییر پذیر است. این سازند بین سازندهای شتری و شمشک قرار دارد.

۱-۸-۲-۲- ژوراسیک

واحد ژوراسیک موجود در منطقه شامل سازند شمشک است که در شمال غرب منطقه گسترش دارند. رخنمون این سازند در منطقه به دو صورت دیده می‌شود که سن هر دوی آنها لیاس است. نوع اول که از لحاظ چینه شناختی در زیر قرار دارد حاوی شیل، ماسه سنگ و آهک حاوی آمونیت است. ضخامت این واحد از حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر متغیر است. این واحد شیلی به رنگ سبز زیتونی و خاکستری تیره با میان لایه‌های نازکی از ماسه سنگ و آهک است. واحد بالائی شامل کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل است. ضخامت این واحد از ۵۰ تا ۱۵۰ متر متغیر است. قلوه‌های کنگلومراها سیلیسی و ماسه سنگی با سیمان رسی و شیل‌های ماسه‌ای اند و همچنین در بعضی از نقاط این سازند شیل‌های ذغالی و لایه‌های ذغالی به چشم می‌خورد. این سازند، رسوبات زغال‌دار در ایران مرکزی به حساب می‌آید.

۱-۸-۲-۳- کرتاسه

دریای کرتاسه در ایران مرکزی (ارومیه- دختر) گسترش بسیار زیاد داشته به نحوی که در اکثر نقاط، رسوبات پیشرونده کرتاسه زیرین متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ قرمز، آهک تخریبی با دگرشیبی زاویه‌دار و نبود رسوبگذاری بر روی رسوبات قدیمی‌تر به جا گذاشته شده است (درویش زاده، ۱۳۸۵). تقریباً بیشتر ناحیه جنوب و جنوب غربی و بخشهایی از شمال محدوده میمه از سنگهای کرتاسه پوشیده شده است. این پوشش سنگی را میتوان قسمتی از توالی فرونشست اراک- اصفهان- شهرضا در نظر گرفت. در این محور سنگ‌های کرتاسه ظاهری ورقه‌ای دارند. در این فرونشست، سنگ‌های

کرتاسه، نهشته‌های گروه شمشک را با دگرشیبی زاویه داری می‌پوشاند که این دگرشیبی پیامد رویداد سیمین پسین دانسته شده است. به طور کلی در فرونشست اصفهان - اراک - شهرضا، سنگ-های کرتاسه یک واحد زمین ساختی - چینه شناختی شاخص هستند که مرز پائین آنها به رویداد سیمین میانی و مرز بالائی آنها به رخداد کوهزائی لارامید مربوط است (آقنابتی، ۱۳۸۵). در تمامی این واحدهای سنگی آهک به چشم می‌خورد. واحدهای سنگی موجود در دشت میمه به ترتیب از قدیم به جدید در زیر ذکر شده است.

الف: ماسه سنگ و کنگلومرای قرمز قدیمی‌ترین واحد از واحدهای سنگی کرتاسه (آپتین) است. این لایه زمین شناختی نشان دهنده سازند آواری‌های سرخ رنگ پایه است که به طور دگرشیب بر روی تریاس بالا - ژوراسیک میانی یا توده‌های نفوذی سیمین میانی قرار گرفته است. رنگ سرخ این لایه یک شاخص مناسب برای تشخیص آن است (آقنابتی، ۱۳۸۵). لامینه‌های ماسه‌سنگی در این سازند دارای ریپل مارک فراوان هستند. این واحد سنگی با توفیت و سنگهای آتشفشانی کرتاسه دیده می‌شود. کنگلومراها و ماسه سنگ آهن‌دار این سازند دارای کوارتز فراوان با گرد شدگی و جور شدگی متوسط تا ضعیف و همچنین دارای قطعات چرت درشت دانه تا متوسط است. ضخامت این واحد بصورت متغیر از ۴۵ تا ۵۰ متر است.

ب: سنگ آهک اربیتولین دار کرتاسه که در این واحد توده‌ای انواع گونه‌های اربیتولین به ویژه *Orbitolina lenticularis* وجود دارد. دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، رودیست‌ها و خارپوستان سنگواره‌های دیگر این واحد است. این سنگ آهک در همه جا ریخت شناسی خشن دارد و تشکیل ارتفاعات را می‌دهد که این ویژگی‌ها به شناسائی آن کمک می‌کند (آقنابتی، ۱۳۸۵). این واحد سنگی شامل ۳۵۰ تا ۵۰۰ متر سنگ آهک توده‌ای است.

ج: مارن، شیل و آهک اربیتولین دار یکی دیگر از رخنمون‌های سازندهای کرتاسه در منطقه است. این سازند دارای شیل و مارن خاکستری رنگ و ویژگی آن داشتن اربیتولین فراوان و کمی آمونیت،

رودیسیت، لاملی برانشیا و جلبک است. این واحد سنگی یک لایه کلیدی زودفرسا است و در نتیجه در همه جا وجود ندارد (آقانباتی، ۱۳۸۵).

د: آخرین سازند سنگی با سن کرتاسه در این دشت شیل مارنی همراه با آهک‌های آرژیلی می‌باشد. این واحد حدود ۶۰ متر ضخامت داشته که نیمی از آن از آهک خاکستری رنگ اوولیتی با میان لایه-های مارن سفید رنگ، دارای فسیل‌های کرینوئید، بلمنیت و لاملی برانشیا و نیمه دیگر آن شامل شیل مارنی خاکستری رنگ فسیل دار با میان لایه‌های آهک رسی تشکیل شده است. تناوب شیل و آهک مارنی در این سازند نشانگر ناپایداری در محیط نیمه عمیق است (خسرو تهرانی، ۱۳۸۳).

۱-۸-۳- واحدهای سنگی سنوزوئیک

۱-۸-۳-۱- ائوسن

واحدهای ائوسن بیشتر در شمال غربی منطقه گسترش یافته‌اند. این واحدها هم شامل سنگهای آواری با سن ائوسن زیرین و هم شامل سنگهای آتشفشانی و آذرآواری با سن ائوسن میانی- فوقانی هستند. در این زمان فراوانی تکاپوهای آتشفشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشانگر ناآرامی‌های زمین ساختی چیره برحوضه‌های رسوبی ائوسن ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۵). این واحدهای سنگی اغلب با کنگلومرای قاعده‌ای و ماسه‌سنگ شروع می‌شود و به طور دگر شیب سنگهای قدیمی‌تر را می‌پوشاند (درویش‌زاده، ۱۳۸۳) سنگ شناسی رخساره‌های موجود در دشت میمه این نکته را به صورت واضح نشان می‌دهد. واحدهای ائوسن دشت میمه به شرح زیر است.

الف: واحد کنگلومرا، مارن و آهک نومولیت‌دار ائوسن زیرین که از کنگلومرا، آهک کنگلومرائی، آهک ماسه‌ای، مارن ماسه‌ای قرمز رنگ و مارن سفید تشکیل شده است. این واحد سنگی معادل کنگلومرای کرمان می‌باشد.

ب: این واحد از مارن همراه با آهک شیل‌های ماسه‌ای و آهک توفی به سن ائوسن زیرین تشکیل شده است که روی لایه کنگلومرای فوق قرار می‌گیرد.

ج: کنگلومرا، توف و آهک کنگلومرائی که از حدود ۳۰۰ متر توف و کنگلومرا به سن ائوسن زیرین تشکیل شده است.

د: این واحد از گدازه و سنگهای آذرآواری آندزیتی به سن ائوسن میانی- فوقانی تشکیل شده است.

ه: این واحد شامل آندزیت گدازه‌های بازالتی- آندزیتی و پیروکلاستها به سن ائوسن میانی- فوقانی می‌باشد.

واحدهای سنگی ذکر شده (ب، ج، د، ه) معادل ولکانیک‌های ائوسن می‌باشند که در زیر سازند قرمز زیرین قرار گرفته‌اند.

۱-۸-۳-۲- الیگوسن، میوسن و پلیوسن

سازند قرمز زیرین تنها واحد الیگوسن موجود در منطقه است که با سنگ شناسی کنگلومرا، ماسه سنگ، مارن قرمز با رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی دیده می‌شود. پس از رخداد پیرنه-ان در ائوسن پایانی هوازگی شدیدی اتفاق افتاد و رسوبات حاصله در شرایط اکسیدی نهشته شدند (آقاباتی، ۱۳۸۵- درویش‌زاده، ۱۳۸۳) این سازند به طور جانبی و بین انگشتی به سازند قم ختم می‌شود. همچنین سنگواره شاخصی ندارد و در شمال و شمال شرقی منطقه یافت می‌شود.

سازند قم یکی از رخساره‌های الیگوسن- میوسن موجود در منطقه است. این سازند که در بخش‌های شمالی و شرقی دشت و در مجاورت سازند قرمز زیرین مشاهده می‌شود از مارن، آهک، مارن ماسه‌ای و ماسه‌سنگ تشکیل شده است.

در این دشت آهک‌های الیگومیوسن و واحدهای آگلومرائی با سن میوسن- پلیوسن در شرق دیده می‌شود.

سنگ‌های آتشفشانی داسیتی و ریوداسیتی میوسن- پلیوسن و آگلوئرا میوسن- پلیوسن که در نواحی شمال و شمال شرقی منطقه در ارتفاعاتی مانند تخت نیاض مرغ دیده می‌شوند. این سازندهای آتشفشانی در زون ارومیه دختر تشکیل شده و از خواص این زون تبعیت می‌کند. فعالیت آتشفشانی در این دوره اغلب به تشکیل رخساره‌های اسیدی منجر شده که توام با انفجار بوده و ایجاد توفیت کرده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۳).

۱-۸-۴- آبرفت‌های کوتاه‌تر

از آنجائیکه آبخوان دشت میمه در واحدهای آبرفتی این دشت تشکیل شده جنس و بافت این واحدها حائز اهمیت است. این واحدهای آبرفتی در مرکز منطقه مطالعاتی میمه قرار گرفته و به وسیله ارتفاعات محصور شده است. ضخامت این آبرفت‌ها از سمت شمال و شمال شرقی به سمت جنوب و جنوب غربی کاهش یافته است این ضخامت در مناطقی در آبرفت جوشقان به ۲۰۰ متر نیز می‌رسد. آبرفت‌های کوتاه‌تر این دشت بر حسب ژئومورفولوژی و جنس تفکیک شده و بر حسب سن شامل واحدهای زیر می‌باشند.

الف: تراس‌های آبرفتی قدیمی که از قلوه سنگ‌های مختلف در زمینه رس و ماسه تشکیل شده‌اند. در میان آنها گاهی قطعات کنگلومرا با سیمان آهکی دیده می‌شود. این واحدها در قسمت شرق و شمال شرقی منطقه قرار گرفته‌اند.

ب: تراس‌های آبرفتی جوان با ارتفاع متوسط که در بین ارتفاعات و دشت‌های کم ارتفاع قرار می‌گیرد. این واحد شامل قلوه سنگ‌های رسوبی همراه با رس و ماسه در بین لایه‌های گچ، کنگلومرا و ماسه- های درشت دانه است.

ج: تراسه‌های آبرفتی جوان و کم ارتفاع که در سطح دشت میمه تشکیل شده‌اند. اکثر شهرها و روستاها بر روی این واحد تشکیل شده همچنین بیشتر چاهها و قنوات موجود در این دشت تشکیل شده است. این تراسه‌ها شامل شن، ماسه، رس واحدهای کنگلومرانی و خاکهای کشاورزی می‌باشند.

د: رسوبات آبرفتی دانه درشت و آبرفت‌های جوان که در مسیر رودخانه‌ها و مسیل‌ها تشکیل شده‌اند. این واحد از رسوبات دانه درشت (قلوه سنگ، گراول، ماسه) و تا حدی سیلت و رس تشکیل شده است.

۹-۱- تکتونیک منطقه

محدوده دشت میمه در بین ارتفاعات دو پهنه تکتونیکی ارومیه- دختر و سنندج- سیرجان قرار گرفته و در نتیجه از روند تکتونیکی این واحدها تبعیت می‌کند. فروافتادگی‌های دریاچه ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج - سیرجان با زون ارومیه- بزمان است. از لحاظ تکتونیکی، حوضه میمه یک فرورفتگی تکتونیکی می‌باشد که ضخامت زیادی از آبرفت و رسوبات آبرفتی در این حوضه نهشته شده است. ضخامت آبرفت در این حوضه از سمت ارتفاعات به سمت مرکز و جنوب دشت کاهش می‌یابد. حداکثر ضخامت این آبرفت به بیش از ۲۰۰ متر می‌رسد.

"مُحَجَل و سهندی (۱۳۷۸)، الگوی ساختاری سنندج - سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم راستا در مقیاس کیلومتری می‌داند، ولی علوی (۱۹۹۴)، زمین‌ساخت سنندج - سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس (Duplex) مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی (Imbricated) کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال خاوری می‌داند که در اثر آن، ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزویک دگرگونه و دیگر واحدهای سنگی، به اندازه‌های ناهمسان، جابه‌جا شده‌اند. شواهد چین‌نگاشتی و کنگلومراهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی‌ها از کرتاسهٔ پسین آغاز شده‌اند. شواهد ساختاری (Shear Sense) جهت راندگی‌ها را از شمال خاور به جنوب باختر نشان می‌دهد.

جابه‌جایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی، سبب افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای به اندازه تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده که بی‌هنجاری گرانی بوگه منفی، مؤید این پدیده است" (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۱-۹-۱- گسل‌ها

واحدهای چینه‌ای موجود در شرق و شمال شرقی (زون ارومیه- بزمان) حوضه به شدت تکتونیزه می‌باشد و گسل‌های متعددی آنها را قطع می‌کند. این گسل‌ها دارای جهت‌های مختلف و رفتار متفاوت از یکدیگر هستند. و بر این اساس می‌توان آنها را به چهار دسته تقسیم نمود:

الف: گسل‌هایی که با راستای شمالی- جنوبی و شمال غربی- جنوب شرقی در منطقه وجود دارند. این گسل‌ها گسل‌های راستالغز راستبر با مؤلفه نرمال هستند.

ب: گسل‌هایی که در راستای شمال غربی- جنوب شرقی منطقه قرار گرفته‌اند. این گسلها، گسلهای راستالغز بوده و موجب جابجایی راستبر در واحدهای چینه‌ای منطقه شده‌اند.

ج: گسل‌هایی که در راستای شمال شرقی- جنوب غربی می‌باشند. این گسلها گسلهای راستالغز چپ بر هستند.

د: گسل‌هایی که تقریباً راستای شرقی- غربی دارند. این گسل‌ها گسل‌های تراستی می‌باشند.

۱-۹-۲- چین‌ها

چین خوردگی‌های متعددی در واحدهای رسوبی منطقه به چشم می‌خورد. راستای محوری این چین خوردگی‌ها در راستای روند تکتونیکی منطقه (شمال غربی- جنوب شرقی) می‌باشد. این روند منطقه موجب چین خوردن واحدهای رسوبی منطقه به ویژه واحدهای دوران دوم و واحدهای رسوبی الیگومیوسن (سازند قم) شده است (شکل ۱-۵). یالهای این چین خوردگیها اکثراً توسط گسلها قطع شده و گسل خوردگی‌ها تا حدودی موجب به هم ریختگی چین‌ها شده است.



شکل ۱-۴- تصویری از چین خوردگی منطقه (جوشقان)

۱-۱۰- هیدرولوژی و هیدروژئولوژی دشت

دشت میمه زیر مجموعه حوضه آبریز باتلاق گاوخونی و یکی از زیرحوضه‌های حوضه زاینده‌رود بوده که در تقسیم‌بندی کلی هیدرولوژی ایران در بخش میانی حوضه آبریز فلات مرکزی ایران می‌باشد. بخش اعظم آب مصرفی در این محدوده مطالعاتی برای مصارف کشاورزی، صنعت و ... از آب زیرزمینی تامین شده و آبهای سطحی نقش کمی برای تهیه آب در این دشت دارند.

آب‌های سطحی اکثراً از مسیل‌های موجود در دشت زهکشی می‌شوند که این مسیل‌ها فاقد دبی پایه و ایستگاه هیدرومتری هستند. تنها رودخانه فصلی در شمال و شمال شرق حوضه (جوشقان) واقع شده است که این رودخانه نیز آبدهی خیلی کمی دارد و آب آن به مصرف کشاورزی می‌رسد. آب این رودخانه در فصول غیر زراعی نیز به طور طبیعی در دشت نفوذ می‌کند (قرمز چشمه و همکاران ۱۳۸۰). با توجه به خشکسالی‌های اخیر دبی این رودخانه کاهش یافته و بیشتر اوقات خشک است.

برای استفاده و ذخیره آب سطحی در این دشت، ۳ آب‌بند احداث گردیده است که شامل آب‌بندهای مراوند، کاموعلیاء و کامو می‌باشد (جدول ۱-۴). حجم مفید آبیگیری برای این آب‌بندها بالغ بر ۴۰۱۰۰۰ متر مکعب می‌باشد.

جدول ۱-۴- خصوصیات آب‌بندهای موجود در دشت

نام آب‌بند	حجم آبیگیری	طول آب‌بند (m)	عرض آب‌بند (m)	عمق متوسط
مراوند	۲۵۳۰۰۰	۱۵۰	۹۳	۱۸
کامو	۱۰۸۰۰۰	۱۲۰	۹۰	۱۰
کاموعلیاء	۴۰۰۰۰	۸۰	۱۰	۲۰

آبخوان این دشت از نوع آزاد می‌باشد و جهت آب زیرزمینی در این دشت همروند با شیب منطقه از شمال و شمال شرقی به طرف جنوب و جنوب غربی می‌باشد. تعداد منابع برداشت آب از منطقه در کل ۲۸۷ منبع است که از این منابع سالانه ۵۳,۱۲۳,۰۰۰ متر مکعب آب استخراج می‌گردد. حدود ۵۸٪ از این آبها از چاهها استخراج می‌گردد.

تعداد ۱۱۹ چاه در منطقه وجود دارد که از این تعداد، ۷۹ حلقه جزء چاههای عمیق به شمار می‌آیند. میزان تخلیه چاههای عمیق سالانه ۲۶,۹۹۷,۰۰۰ متر مکعب برآورد شده است. در منطقه ۲۳ عدد چاه کم عمق با آبدهی سالانه ۳,۶۶۰,۰۰۰ متر مکعب وجود دارد. ۱۷ حلقه چاه مشاهداتی (پیزومتری) جهت اندازه‌گیری سطح آب در این دشت حفاری شده است.

عمیق‌ترین چاه بهره‌برداری موجود در منطقه ۲۰۱ متر عمق دارد که دارای کاربری کشاورزی بوده و در حسن روستا در وزوان واقع شده است. کم عمق‌ترین چاه موجود در منطقه چاه اهالی است که در جوشقان قالی واقع شده و دارای عمق ۶ متری است. متوسط عمق چاههای عمیق منطقه ۱۳۴/۷ متر و همچنین، متوسط عمق چاههای کم عمق منطقه ۲۲/۶ متر می‌باشد.

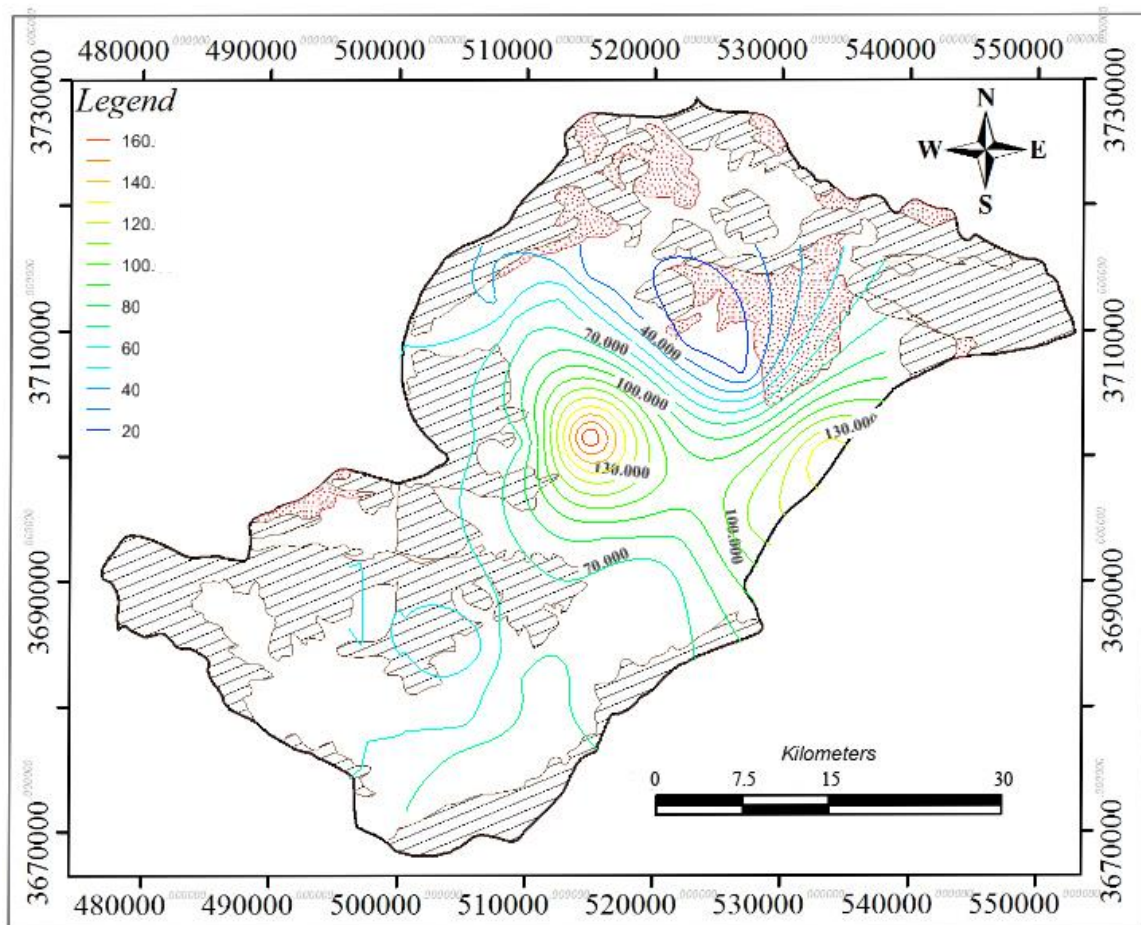
تعداد ۹۲ دهنه چشمه در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که مجموع تخلیه سالانه آنها ۹/۲۸۴ میلیون متر مکعب برآورد شده است. بیشترین آبدهی، مربوط به چشمه رودخانه کامو با دبی ۲۳۷ لیتر بر ثانیه و کمترین آبدهی مربوط به چشمه غلغله به میزان ۰/۱ لیتر بر ثانیه می‌باشد. از تعداد کل چشمه‌ها، ۳۲ دهنه چشمه از سازندهای آبرفتی و بقیه چشمه‌ها از سازندهای سخت تخلیه می‌شوند که از این تعداد، ۱۱ دهنه چشمه گسلی، ۳۱ دهنه چشمه کنتاکی، ۱۴ چشمه درز و شکافی و ۵ دهنه کارستی می‌باشد (گزارش منابع بهره‌برداری منطقه میمه، ۱۳۸۹).

تعداد کل قنوات موجود در دشت ۷۶ رشته است. که ۷۴ رشته آن دائمی و ۲ رشته از قنوات موقت است. میزان تخلیه سالانه کل قنات‌ها ۱۳/۱۲۸ میلیون متر مکعب است. بیشترین آبدهی مربوط به قنات مزداآباد میمه به میزان ۷۴/۴ لیتر بر ثانیه و کمترین آبدهی مربوط به قنات ورآورد به میزان ۰/۵ لیتر بر ثانیه است همچنین متوسط آبدهی قنوات منطقه برابر با ۱۲/۵۱ لیتر بر ثانیه می‌باشد. منابع تخلیه کننده آب در این دشت در جدول زیر آمده است.

جدول ۱-۵- تعداد منابع تخلیه موجود در منطقه مورد مطالعه و میزان برداشت از آنها

نوع منبع تخلیه	چاه	چشمه	قنات	کل منابع
تعداد	۱۱۹	۹۲	۷۶	۲۸۷
میزان برداشت (m ³)	۳۰۶۵۷۰۰۰	۹۲۸۴۰۰۰	۱۳۱۲۸۰۰۰	۵۳۱۲۳۰۰۰

آبخوان این دشت در رسوبات آبرفتی کواترنری شکل گرفته است. ضخامت سفره در نواحی مختلف دشت متفاوت می‌باشد در قسمت‌های شمال غربی دشت شاهد کمترین ضخامت و در قسمت مرکزی دشت (قسمت شمالی شهر میمه) بیشترین ضخامت دیده می‌شود (شکل ۱-۵). این در حالی می‌باشد که بیشترین ضخامت آبرفت در قسمت شمالی آن می‌باشد و هر چه به سمت جنوب پیش رویم از ضخامت آبرفت‌های کواترنری منطقه کاسته می‌شود.



شکل (۱-۵): نقشه هم ضخامت آبرفت دشت میمه (فاصله بین سنگ کف و سطح ایستابی آبخوان اندازه گیری شده است)

در منطقه مورد نظر سه چاه بهره‌برداری مورد آزمایش پمپاژ قرار گرفته است که در جدول (۱-۶) مختصات و نتایج اولیه پمپاژ قرار داده شده است. با توجه به اینکه داده‌های حاصل از آزمایش پمپاژ در منطقه غیر واقعی به نظر می‌رسید با گرفتن داده‌های حاصل از چاه پمپاژ از سازمان آب منطقه‌ای اصفهان، آزمایش پمپاژ با استفاده از روش تاپس در نرم افزار Aquitest انجام شد.

جدول (۱-۶): مقادیر قابلیت انتقال در نقاط مختلف سفره

نام چاه	UTMx	UTMy	ضخامت	T	محاسبه‌ای T	S	محاسبه‌ای S
---------	------	------	-------	---	-------------	---	-------------

جاده سه- ونداده	۵۲۹۹۷۴	۳۶۹۹۰۱۷	۳۳/۵	۹۷۹/۱	۱۰۸	۰/۰۰۰۷۷۶	۰/۰۳۷
پشت دانشگاه وزوان	۵۱۸۷۸۰	۳۶۹۸۵۰۱	۱۲۰/۸	۴۳/۱۲	۷۲/۷۶	۰/۰۰۱۵۳	۰/۰۲۱
مزرعه علی آباد ارتش	۵۱۱۴۴۴	۳۶۸۰۵۰۲	۴۸	۲۶۶۷/۵	۱۰۳	۰/۰۰۰۵	۰/۰۸۴

۱۱-۱- هیدروشیمی دشت

نتیجه بررسی‌های هیدروشیمیایی انجام شده در آبهای زیرزمینی دشت میمه نشان دهنده کیفیت پایین این آبها است. به طوری که در برخی نواحی این آبها غیر قابل شرب بوده و حتی برای کشاورزی مشکلاتی ایجاد می‌کند. در اکثر ایستگاهها (چاههای مشاهده‌ای) غلظت یونها از حد استاندارد بالاتر می‌باشد. هدایت الکتریکی و TDS به همراه یون‌های کلر، سدیم و سولفات هر چند در حد بحرانی نیستند ولی میانگین این پارامترها در دشت طی دو فصل خشک و مرطوب از معیارهای کیفی فراتر می‌باشند و سختی کل نیز در حال افزایش می‌باشد. بیشترین مقدار EC در فصل مرطوب $\mu\text{s/cm}$ ۶۸۰۰ و در فصل خشک $\mu\text{s/cm}$ ۸۵۷۰ می‌باشد (اروجی و همکاران، ۱۳۸۹). میزان هدایت الکتریکی از دامنه ارتفاعات و نواحی تغذیه دشت در شمال شرقی و شمال غربی به سمت مرکز دشت افزایش می‌یابد. همچنین میزان کلرور منابع آب دشت بین ۷ تا ۱۵۶۲ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد و این میزان از دامنه ارتفاعات و نواحی تغذیه دشت به سمت مرکز و خروجی دشت افزایش می‌یابد. با توجه به شرایطی همچون، کاهش نزولات جوی، افزایش برداشت از آب زیرزمینی توسط چاههای کشاورزی و افت متوسط سالانه ۰/۳ تا ۰/۵ متری سطح آب در آبخوان منطقه و نفوذ آب شور به سفره آب زیرزمینی دشت افت کیفی منطقه روند صعودی دارد (اروجی و همکاران، ۱۳۸۹).

فصل دوم: مروری بر مطالعات مدل‌سازی آبهای زیرزمینی

۱-۲ مدل‌سازی آبخوان‌ها در جهان

پیشینه استفاده از مدل‌های شبیه‌سازی شده به یکصد سال پیش باز می‌گردد. اما استفاده از مدل‌های بهره‌برداری تلفیقی از آب سطحی و زیرزمینی بر اساس مدل‌هایی با پارامترهای توزیعی از دهه ۶۰ میلادی رواج یافت. در دهه ۱۹۶۰، موقعی که کامپیوترهای دیجیتالی با سرعت پردازش بالا به طور گسترده‌ای موجود بودند، مدل‌های عددی برای مطالعه آبهای زیرزمینی به کار گرفته شدند. اولین افرادی که از قانون دارسی جهت مدل‌سازی آب زیرزمینی استفاده نمودند، دوپوئی (Dupuit)، تیم (Theim)، بوسسینسک (Boussinesq) و فرشهایمر (Forshhaymer) هستند که از مدل‌های ریاضی برای شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی استفاده کردند (Zhang and Bennett 2002).

به طور کلی پایه گذار حل مسائل تراوش، دارسی بود که در سال ۱۸۵۶ میلادی پس از آزمایش بر روی ماسه، رابطه معروف خود را ارائه داد. پس از آن، تحول در فرمول‌های هیدرولیکی از سال ۱۹۳۵ توسط تیس، آغاز شد. سپس، ژاکوب و هانتوش با ارائه روابط خود این تحول را تکمیل کردند. در سال ۱۹۸۸ میلادی MODFLOW، به عنوان یک مدل شبیه‌سازی جریان یک، دو و سه بعدی مدولار در آبخوان محبوس، نیمه محبوس و آزاد در حالت پایا و ناپایا، توسط مک دونالد و هارباگ (Mc Donald and Harbaugh) در موسسه زمین‌شناسی آمریکا به زبان فرترن تهیه شد. سپس در سال ۱۹۹۶، بخش هیدروژئولوژی دانشگاه واترلو (Waterloo) کانادا، این کد کامپیوتری را در محیط ویندوز ارائه نمود.

گایمون و رومادکا (Guymon and Hromadka, 1985) به منظور مدل‌سازی نوسانات سفره آب زیرزمینی در پاسخ به عملیات تغذیه مصنوعی، نشان دادند که مدل‌سازی عددی هنگامی که با شناسایی ژئوتکنیکی و تحلیل‌های هیدرولوژیکی مناسب ترکیب شود، ابزار قدرتمندی برای شبیه‌سازی نوسانات سفره‌های آب زیرزمینی خواهد بود.

واری و یوسونوف (Varni and Usunoff, 1999) با استفاده از مدل MODFLOW، جریان آب زیرزمینی را در مقیاس ناحیه‌ای در حوضه آزل (Azul) در آرژانتین بررسی کردند. برای ساخت این مدل از مدول سه بعدی استفاده شد. هدف از این مطالعه تست انواع اجزاء شبیه‌سازی، مانند مرزهای فیزیکی، پارامترهای هیدرولیکی، رابطه بین آبهای سطحی و آبهای زیرزمینی و تغذیه آبهای زیرزمینی از مدل مفهومی هیدروژئولوژیکی می‌باشد. سطح آب شبیه‌سازی شده با سطح آب مشاهده‌ای، انطباق خوبی داشت. نتیجه این شبیه‌سازی حاکی از تغذیه غیر یکنواخت در سرتاسر منطقه و میزان تبخیر و تعرق بیشتر از مقدار محاسبه شده به روش تورنت‌وایت-متر (Thornthwaite-Mather) می‌باشد. ژانگ و همکاران (Zhang et al, 2001) جریان آب زیرزمینی در سفره‌های کارستی در شمال شرق یوا (Iowa)، که به علت داشتن سیستم کارستی گسترده، در معرض آلودگی شیمیایی و بیولوژیکی است را با استفاده از نرم‌افزار GMS و کد MODFLOW شبیه‌سازی کرد.

فروخ (Froukh, 2002) مدل آب زیرزمینی در سفره‌های با ویژگی ناهمگنی و کارستی بالا (KHC) را با استفاده از نرم‌افزارهای GMS، GWW و GIS در فلسطین بررسی کرد. در این تحقیق از سه برنامه برای آماده‌سازی، آنالیز و مدل‌سازی استفاده شد. از GWW برای گردآوری پارامترهای سفره و آنالیز آنها، Arcview (GIS) برای ژئورفرنس کردن داده‌ها و GMS برای شبیه‌سازی مدل استفاده شد.

گورین و لایزینسکی (Gurwin and Lubczynski, 2004) سیستم پیچیده چند سفره‌ای منطقه سوئدینیکا (Swidnica) در لهستان را برای ارزیابی منابع آب زیرزمینی توسط مدل عددی GMS شبیه‌سازی کردند. در این مطالعه با استفاده از داده‌های طبیعی سطح آب و اطلاعات قابلیت انتقال کالیبراسیون مدل در حالت پایا انجام گرفت. این مدل در حالت ناپایا نیز کالیبره شد. این مدل نشان داد که ذخیره و منابع آب تجدیدپذیر در سفره هنوز وجود دارد. همچنین نشان دادند که با تلفیق

مدل مفهومی درون مدل‌های عددی محیطی و به کار گیری راه حل Quasi-3D میتوان سیستم‌های پیچیده چند سفره‌ای را به طرز موثری مدل کرد.

لارون و همکارانش (Laronne et al., 2005) تاثیر ساختارهای را بر روی جریان آبهای زیرزمینی آبخوان صحرائی جداین (Judean) واقع در فلسطین مورد ارزیابی قرار دادند و با استفاده از مدل MODFLOW نحوه جریان آب زیرزمینی و همچنین نفوذ آن به آبخوان‌های دیگر و از یک زیر حوضه به زیر حوضه‌های دیگر را مورد ارزیابی قرار دادند.

ادریسی و اسمد (Idrissy and Smedt, 2006) مدل جریان آب زیرزمینی در آبخوان تریفا (Trifa aquifer)، در شمال شرقی مراکش را با استفاده از کد MODFLOW در قالب نرم‌افزار PMWIN توسعه دادند. صحت سنجی مدل مورد نظر برای برای سال آبی ۹۵-۹۶ در ۴۶ چاه مشاهده‌ای انجام شد. این محققین، تاثیر توسعه کشاورزی در منطقه تریفا را بر منابع آب زیرزمینی، به وسیله مدل هیدروژئولوژیکی و هیدرولوژیکی بررسی کردند. برای تخمین تغذیه آب زیرزمینی از مدل هیدرولوژیکی WETSPASS و برای تخمین جریان آب زیرزمینی از کد عددی MODFLOW در قالب مدل هیدروژئولوژیکی PMWIN استفاده شد. نتیجه مدل بدون کالیبره شدن انطباق خوبی با داده‌های مشاهده‌ای نشان داد. مدل و نتایج بدست آمده از این مطالعه، می‌تواند ابزار مناسبی برای پیش‌بینی و ارزیابی خطر افت بر روی آب زیرزمینی باشند.

روچاس و باسارگوئس (Rojas and bassargues, 2006) جریان آب زیرزمینی در سفره ناحیه‌ای Pampa del Tamarugal در شمال شیلی را با استفاده از MODFLOW و کد PEST شبیه‌سازی کردند. مدل جریان آب زیرزمینی این سفره برای دوره ۱۹۸۳ تا ۲۰۰۴ توسعه و کالیبره گردید. برای پیش‌بینی این مدل پنج سناریو برای پاسخ به نرخ پمپاژهای متفاوت تعریف شد و این سناریوها نشان داد که با توجه به نرخ پمپاژ موجود در این سفره، سطح آب زیرزمینی در این سفره کاهش می‌یابد. همچنین نوسانات سطح آب شبیه‌سازی شده در این سفره، رفتار غیر عادی مشاهده شده در این منطقه را توضیح می‌دهد.

گاهمن و لارابی (Qahman and Larabi, 2006) با استفاده از الگوریتم تفاوت‌های محدود و کد کامپیوتری SEAWAT نفوذ آب دریا به سفره غزه (Gaza) در فلسطین را ارزیابی کردند. این شبیه‌سازی با استفاده از جریان و انتقال در کد SEAWAT انجام شد که اجازه می‌دهد گرادیان غلظت مواد محلول در جریان بوجود آید. نتیجه این ارزیابی از این حکایت می‌کرد که اگر پمپاژ روند کنونی و خطی خود را طی کند، منجر به نفوذ و پیشروی بیشتر آب شور به داخل آبخوان خواهد شد. یائوتی و همکارانش (Yaouti et al, 2008) از مدل MODFLOW برای بررسی تغییرات شرایط هیدروژئولوژیکی و شبیه‌سازی رفتار جریان تحت استرس‌های مختلف در آبخوان غیر محبوس بوآرگ (Bou-Areg) استفاده نموده و با استفاده از روش سعی و خطا به شبیه‌سازی هدایت هیدرولیکی پرداختند. نتایج نشان داد که نوسانات بار هیدرولیکی به تغییرات فصلی تغذیه از بارش و آبیاری بستگی دارد.

سانی و وواتاز (Sonney & Vuataz, 2008) سیستم جریان عمیق در کوه‌های آلپ را به منظور مدیریت و پیش‌بینی ابزارهایی برای بهره‌برداری از منابع ژئوترمال شبیه‌سازی کردند. این محققین با استفاده از مدل‌های عددی دو بعدی و سه بعدی، دما، جریان و انتقال جرم را در سیستم ژئوترمال بازسازی کردند تا پتانسیل استخراج بلند مدت از منابع ژئوترمال در حوضه لاوی لس (Lavey les) را پیش‌بینی کند این مدل بر اساس چهار سناریو تنظیم شد و در هر سناریو پیش‌بینی‌های لازم صورت گرفت.

جوسرت و همکارانش (Jusseret et al., 2008) جریان آب زیرزمینی در زون مرکزی شهر هانوی (Hanoi) در کشور ویتنام را با کمک کد MODFLOW 2000، به صورت مدل سه بعدی برای سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ شبیه‌سازی کردند. این شبیه‌سازی هم در شرایط پایا و هم در شرایط ناپایا اجرا شد. نتایج بدست آمده از مدل، نشان داد که فرضیات مفهومی که برای دوره انجام مدل پذیرفته شد، قابل قبول می‌باشد. به کمک مدل جهت جریان آب زیرزمینی در این ناحیه مشخص گردید. همچنین اهمیت نسبی منابع مختلف تغذیه و فعل و انفعالات بین آب‌های زیرزمینی و رودخانه سرخ در این منطقه مشخص شد.

یوسفزای و همکارانش (Yousafzai et al. 2008) جریان آبهای زیرزمینی را در حوضه پیشوار (Peshwar) "در شمال غربی هیمالیا" با استفاده از GMS شبیه‌سازی کردند. این محققین برای شبیه‌سازی عددی با استفاده از مدل سه بعدی اجزاء محدود (FEMWATER)، حوضه پیشوار به چهار واحد هیدرواستراتیگرافی تقسیم بندی کردند. شبیه‌سازی ناپایا این آبخوان نشان داد که فقط توپوگرافی برای ایجاد هد موجود در زمین کافی نیست و در نتیجه همراه با شیب توپوگرافی، تاثیرات فشارهای تکتونیکی نیز پیشنهاد شد.

هرمان و همکارانش (Herrmann et al. 2009) نرخ تغذیه آبهای زیرزمینی را برای یک مدل آب زیرزمینی ناحیه‌ای در حوضه رودخانه راین آلمان، در منطقه استخراج لیگنیت محاسبه کردند. نتیجه بدست آمده ثابت می‌کند که نسخه رایج از نرم‌افزار GROWA، نرخ تغذیه‌ای در حدود ۱۰-۲۰ mm را برای آبهای زیرزمینی ناحیه‌ای کمتر تخمین می‌زند. و مقایسه آنالیز منطقه نشان داد که تغذیه می‌تواند بوسیله تعدیل در شاخص جریان پایه^۱، برای منطقه‌ای که رواناب بوسیله شیب و درجه کم آب بندی شدن بوجود می‌آید، بهبود یابد.

جاوورسکا و زولک (Jaworska and Szulk 2009) بر پایه دانش موجود، جریان آب زیرزمینی درون سیستم چند سفره‌ای را برای ارزیابی منابع ناحیه‌ای با استفاده از کد MODFLOW 2000 شبیه‌سازی کردند. در این مطالعه برای توسعه مدل مفهومی از داده‌های چاههای مشاهده‌ای و کالیبره عددی و مدل‌سازی سیستم چند سفره‌ای از نرم‌افزار GMS استفاده کردند. این شبیه‌سازی منجر به شناخت چهار سفره آزاد و چهار سفره نشتی در منطقه دانسک (Gdansk) در لهستان شد. همچنین مقدار نفوذ در این سفره ۱۳۵/۸ میلی‌متر در سال تشخیص داده شد.

روبرت و همکارانش (Robert et al. 2009) با استفاده از مدل آب زیرزمینی MODFLOW 2000، داده‌های پایه سفره، همچنین استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS به ارزیابی منابع آبهای زیرزمینی پرداختند و همچنین به ارزیابی این آب‌ها در مقابل آسیب‌پذیری از آلودگی و محافظت در برابر آلودگی در ایالت هاوایی در آمریکا پرداختند.

¹ Base flow indices

لیگت و آلن (Liggett and Alen, 2009) روشهای مدلسازی، به خصوص توزیع مستقیم تغذیه در مناطق نیمه خشک در حوضه اوکاناگان (Okanagan Basin) در کانادا را مورد بررسی قرار دادند. مقدار تغذیه در این مطالعه با استفاده از کد HELP و کد MIKE-SHE به صورت محلی و ناحیه‌ای برای مناطق نیمه خشک محاسبه شد. در نتیجه مقایسه این دو مدل شبیه‌سازی شده، استفاده از کد HELP برای نواحی نیمه خشک در مناطقی که تخمین دقیق تغذیه مورد نیاز است، توصیه نمی‌شود. مدهات و بیهری (Medhat and Bihery 2009) به شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی دلتای راسودر (Rassudr) واقع در وادی سودر (Sudr) توسط مدل MODFLOW پرداختند. هدف از این مطالعه تعیین پارامترهای هیدرولیکی، تخمین میزان تغذیه و همچنین تعیین وضعیت هیدروشیمی آبخوان این منطقه بود. آنها با استفاده از این شبیه‌سازی موفق به تعیین جهت حرکت آبهای زیرزمینی، محاسبه مقدار هدایت هیدرولیکی و تخمین میزان تغذیه به آبهای زیرزمینی شدند.

۲-۲- مطالعات انجام شده در ایران

رسولی (۱۳۸۰) شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی دشت فشاویه را با استفاده از مدل MODFLOW انجام داده که مقایسه روند تغییرات هیدروگراف چاه‌های مشاهده‌ای و نتایج محاسباتی مدل و همچنین منحنیهای هم‌تراز محاسبه‌ای و مشاهده‌ای نشان می‌دهند که مدل در طول دوره تطبیق و اعتبار خود در حد خیلی خوبی واسنجی شده است. مدل تهیه شده قادر به ارائه بیلان آبی منطقه‌ای و زیر منطقه‌ای است و می‌توان از آن به عنوان یک مبنای مناسب برای ساخت مدل منابع آبی دشت فشاویه در دوره‌های بلند مدت بهره گرفت.

ماجدی و جلیلیان (۱۳۸۴) به منظور قطعیت دادن به پارامترهای تخصیصی آبخوان و محاسبه بیلان، جریان آب زیرزمینی آبخوان شمال شرق اهواز را شبیه‌سازی کردند. پس از صحت سنجی، از مدل شبیه‌سازی شده جهت پیش‌بینی یا بهینه‌سازی منابع آب زیرزمینی سیستم آبخوان استفاده نمودند.

در نهایت از مدل تهیه شده، جهت استفاده کاربردی و مدیریتی مانند محاسبه بیلان و برآورد سایر پارامترهای آبخوان استفاده گردید.

درزی و همکارانش در سال (۱۳۸۵) جریان برگشتی از شبکه آبیاری نکوآباد به آبخوان دشت نجفآباد را با استفاده از نرم‌افزار GV4، که بر پایه تلفیقی از کدهایی چون MODFLOW، MT3DMS و Modpath است با استفاده از معادلات جریان آبی‌رزمینی در حالت سه بعدی و به روش تفاضل محدود شبیه‌سازی کردند. این محققین در نهایت درصد آب برگشتی و ضریب نفوذ در منطقه را محاسبه نمودند.

رهنما و کاظمی آذر (۱۳۸۵) فرونشست زمین در اثر افت سطح آب زیرزمینی در دشت رفسنجان را با استفاده از مدل سه بعدی تفاضلات محدود به وسیله کد MODFLOW بررسی کردند و با استفاده از مدل ساخته شده و اطلاعات موجود، پس از کالیبراسیون و صحت‌سنجی، نوسانات سطح آب و میزان نشست زمین محاسبه شد. نتایج به صورت برآورد میزان فرونشست زمین و پیش‌بینی افت سطح آب زیرزمینی در محدوده دو چاه مشاهده‌ای ارائه گردید. که تا سال ۱۴۰۰ نشان از افت می‌دهد. همچنین جهت عمومی حرکت آب زیرزمینی از جنوب شرقی به شمال غربی می‌باشد.

انصاری مهابادی و همکاران (۱۳۸۶) تغییرات سطح آب زیرزمینی در سفیددشت را با استفاده از کد MODFLOW، در غالب نرم‌افزار GMS شبیه‌سازی کردند. در این تحقیق، واسنجی مدل در دو حالت ماندگار و غیر ماندگار برای یک سال آبی و صحت‌سنجی مدل برای چهار سال آبی انجام شد. نتایج حاصله نشان داد که با به‌کارگیری GMS، شبیه‌سازی در منطقه به خوبی انجام شده و بررسی روند تغییرات سطح آب زیرزمینی، براساس سناریوهای مختلف و طرحهای موجود در دوره‌های آبی صورت می‌گیرد. همچنین مدل، خصوصیات هیدرولیکی و هیدرودینامیکی تغذیه و تخلیه منطقه را می‌دهد و قادر به ارائه بیلان آب زیرزمینی هم به صورت حجمی و هم بصورت نرخ جریان است.

نادریان فر و همکاران (۱۳۸۶) تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت نیشاپور را با مدل‌های سری‌های زمانی از جمله مدل هلت-وینترز، برون یابی منحنی روند و مدل‌های فصلی باکس-جنکینز، برای پنج سال پیش‌بینی کردند. نتایج مختلف در این تحقیق نشان داد که سطح آب زیرزمینی در دشت

مذکور در سالهای آتی دارای افت قابل توجهی خواهد بود. بنابراین، با توجه به محدودیت منابع آب برای کشاورزی، افت سطح ایستابی، فرونشست زمین و لزوم برداشت آب بیشتر در سالهای آتی، تصمیم‌گیری برای مدیریت آب زیرزمینی در محدوده دشت را الزامی دانستند.

نکو آمال کرمانی و همکارانش (۱۳۸۶) نوسانات سطح آب زیرزمینی در دشت بوچیر- حمیران در غرب بندرعباس را با استفاده از کد MODFLOW و کد Pest با مدل کامپیوتری شبیه‌سازی کردند. مدل پیشنهادی بر اساس گامهای زمانی یک ماهه و دوره‌های زمانی شش ماهه در سالهای ۸۰ تا ۸۵ برای ۱۱ چاه مشاهده‌ای کالیبره گشت. مدل ذکر شده، در طول این دوره به خوبی جواب داد و نشان داد که با شرایط برداشت کنونی روند افت در این دشت همچنان ادامه خواهد یافت. با استفاده از این مدل می‌توان وضعیت سفره را در صورتی که مقادیر تغذیه و تخلیه سفره در مدت زمان مورد نظر مشخص باشد، پیش‌بینی کرد.

کرامتی کرمان و علی‌محمدی (۱۳۸۷) به شبیه‌سازی و تحلیل حساسیت پارامترهای مهم شبیه‌سازی و تراز آب زیر زمینی به کمک MODFLOW در بخشی از آبخوان دشت ابهر در پائین دست سد خاکی کینه‌ورس پرداختند. بدین صورت که میزان تاثیر هر یک از عوامل بارش، جریان برگشتی، پمپاژ، هدایت هیدرولیکی، ضریب ذخیره و رسانائی هیدرولیکی رودخانه را بر افت سطح ایستابی مورد مقایسه قرار دادند. برای بررسی تاثیر بخش‌های مختلف آبخوان بر روی افت سطح ایستابی، دو محل از آبخوان انتخاب و آنالیز حساسیت بر روی این دو مکان صورت گرفت. این محققین با توجه به داده‌های مسئله مورد نظر نتیجه گرفتند که حساس‌ترین عوامل تاثیر گذار روی سطح آبخوان به ترتیب شامل: جریان برگشتی، پمپاژ، هدایت هیدرولیکی، ضریب ذخیره و بارندگی می‌باشد.

نجاتی و همکاران (۱۳۸۷) با استفاده از روش تفاضلات محدود و کد MODFLOW در غالب نرم‌افزار GMS، آبخوان دشت عقیلی را، برای یک دوره یک ساله شبیه‌سازی کردند. و با واسنجی مدل به روش سعی و خطا ضرایب هیدرودینامیکی منطقه را تصحیح کردند. نحوه توزیع مقادیر هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه در دشت دارای محدوده وسیعی می‌باشد که دلیل این تغییرات را می‌توان ایجاد ناهمگنی توسط سازندهای موجود در دشت دانست.

اعتباری و یعقوبزاده (۱۳۸۸) به اهمیت تهیه مدل مفهومی در تهیه مدل ریاضی آبخوانها پرداختند. در این مطالعه به کمک کد MODFLOW و مدل GMS، با استفاده از داده‌های حفاری چاههای اکتشافی و نتایج ژئوفیزیکی، مدل مفهومی دشت تبریز تهیه و برای ساخت مدل ریاضی به کار گرفته شد. پس از آن نتایج حاصل از مدل به در روش مستقیم و معکوس کالیبره شده و توزیع خطا و منحنی پراکنش در منطقه مورد مطالعه تعیین گردیده است. نتایج حاصل از مدل اختلاف اندک و قابل قبولی بین مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه شده توسط مدل نشان می‌دهد.

وئوق و همکاران (۱۳۸۸) با استفاده از روش‌های ریاضی و کد MODFLOW 2000 و نرم افزار GMS نسبت به مدل‌سازی آبخوان دشت مشهد و پیش‌بینی نحوه پراکنش نیترات در این دشت تا سال ۱۴۰۰ شمسی اقدام کردند. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که غلظت آلودگی نیترات در مناطقی بیش از حد مجاز می‌باشد و این آلودگی کماکان پابرجا می‌باشد.

زارعی مظفری و اسپندار (۱۳۸۹) به تعیین ابعاد سلول مناسب در حل عددی مسائل آبهای زیر زمینی به روش تفاضل محدود در قالب نرم افزار PMWIN، پرداختند. با توجه به اینکه رابطه مشخصی برای تعیین ابعاد شبکه مدل‌سازی یافت نشد، این محققین سعی کردند تا با انجام تحلیل-های گوناگون معادله‌ای را برای تعیین ابعاد اولیه سلولهای شبکه مدل بدست آورند. در این تحقیق با انجام تحلیل‌های مختلفی که با کمک کد MODFLOW و نرم‌افزار Mathematica صورت گرفت، معادله‌ای برای تعیین ابعاد مناسب سلولهای شبکه مدل‌سازی به روش تفاضل محدود بدست آمد که به صورت زیر می‌باشد.

$$Ms = \exp\left(\frac{\beta + 0.1153}{0.0371}\right) \quad (1-2)$$

که Ms اندازه سلولهای شبکه مدل و β عبارت است از:

$$\beta = \frac{\sqrt{er} \times \exp((i \times 2.4)^{0.1} \times \sqrt{er})}{(i \times 2.4)^{1.5}} - \sqrt{\frac{(i \times 2.4)}{2}} \quad (2-2)$$

که در آن er مقدار خطا است که توسط کاربر تعیین می‌شود و i درصد شیب هیدرولیکی منطقه است. معمولاً با افزایش اندازه سلولهای شبکه، مقدار کاراکتر β افزایش می‌یابد.

اکبرپور و همکاران (۱۳۸۹) مدیریت بهره‌برداری آبهای زیرزمینی دشت مختاران را با استفاده از روش تفاضلات محدود در محیط GMS بررسی کردند. این محققین به این نتیجه رسیدند که با توجه به افت سطح آبخوان در گذشته و حال و تراکم چاههای بهره‌برداری و افزایش استخراج بیش از ظرفیت آبخوان هر گونه برداشت جدید از سفره، باعث تشدید روند خسارت به منابع آب زیرزمینی در این منطقه و همچنین کاهش بیشتر آبدهی چاههای دیگر و در نتیجه غیر اقتصادی شدن بهره‌برداری از آبخوان می‌شود.

لاله‌زاری و همکاران (۱۳۸۹) انتقال آلاینده نترات در آبخوان دشت شهرکرد از کد MT3D برای شبیه‌سازی پراکندگی و همرفت، و از کد MODFLOW برای تعیین خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی آبخوان در مدل PMWIN استفاده نمودند. نتایج حاصله بیانگر بالا بودن غلظت نترات در روستای بهرام‌آباد می‌باشد. دلایل این افزایش شامل: قرار گرفتن در پایین دست تصفیه خانه شهرکرد و ورود آب برگشتی به آب زیرزمینی منطقه معرفی شدند.

باقری هارونی و فتحیان (۱۳۹۰) برای پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی، عملکرد مدل های سری زمانی و شبکه عصبی نرو- فازی را برای انتخاب بهترین مدل در دشت ابرکوه واقع در غرب استان یزد، تجزیه و تحلیل کردند. نتایج حاصله نشان داد که مدل‌های هوشمند نرو- فازی و شبکه عصبی عملکرد قابل قبول تری نسبت به مدل سری زمانی SARIMA دارند.

خاوری و همکارانش در سال (۱۳۹۰) با استفاده از مدل هیدروژئولوژیکی HSPF حوضه آبریز رودخانه قره‌سو در استان اردبیل را مورد مطالعه قرار دادند. مدل HSPF توانائی زیادی برای شبیه‌سازی فرآیندهای هیدرولوژیکی نظیر بیلان آب و روندیابی آلودگی آبها دارد. نتایج بدست آمده در این تحقیق بیانگر کارائی قابل قبول مدل HSPF در شبیه‌سازی فرآیندهای بارش - رواناب در حوضه رودخانه قره‌سو در استان اردبیل می‌باشد.

ریاحی پور و خلیلی (۱۳۹۰) با استفاده از کد MODFLOW و مدل عددی GMS، تاثیر انتقال آب از سد چغاخور به آبخوان دشت بروجن- فرادنبه، در استان چهارمحال و بختیاری را پیش‌بینی نمودند. در این مطالعه، مدل کمی آب زیرزمینی این دشت بر اساس نتایج مطالعات هیدروژئولوژی تهیه شده

و پس از کالیبراسیون و تصدیق این مدل، امکان شبیه‌سازی سناریوهای مختلف انتقال آب، از سد چغاخور به این دشت بررسی شده است. که با توجه به نتایج مدل‌سازی و اثرات سناریوهای انتقال آب به این دشت، امکان تجدید نظر در ممنوعیت حفر چاه در نقاط شرقی و جنوبی این دشت تشخیص داده شد.

زارع و همکاران (۱۳۹۰) نفوذ جریان آب زیر زمینی به قطعه شرقی - غربی تونل خط هفت مترو تهران را با استفاده از کد عددی MODFLOW 2000 در قالب نرم‌افزار GMS، بر پایه معادلات تفاضلات محدود ارائه دادند. نتایج مدل با چند نوع روش تحلیلی مقایسه گردید. نتایج نشان می‌دهد که حل تحلیلی روش گودمن به شرایط مدل نزدیک‌تر است. همچنین از عوامل اصلی تاثیرگذار بر نوسانات سطح آب زیرزمینی و در نهایت بر میزان نشت به تونل، تراکم و میزان پمپاژ چاه‌ها، میزان فاضلاب، بارش و نفوذ پذیری می‌باشد.

سلاجقه و همکارانش (۱۳۹۰) اثر بهره‌برداری از مخازن چاههای نیمه عمیق بر سطح آب زیرزمینی در دشت سیستان را با استفاده از کد ریاضی MODFLOW در مدل PMVIN، بررسی کردند. برای انجام این مدل از ۲۰ چاه مشاهده‌ای استفاده گردید. ابتدا مدل در حالت پایا و سپس واسنجی مدل در شرایط ناپایا نیز صورت گرفت. در این تحقیق سه سناریوی مدیریتی برای آبخوان در نظر گرفته شده است و نتایج بدست آمده حاکی از این می‌باشد که آبیگری در شرایط حداکثر تراز چاه‌نیمه‌ها، باعث بالا آمدن سطح آب دشت و ماندابی شدن اراضی کشاورزی منطقه گردیده و توصیه نمی‌شود.

طاهری تیزرو و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از مدل ریاضی MODFLOW، جریان آب زیرزمینی در دشت کبودآهنگ در استان همدان را شبیه‌سازی کردند. در این تحقیق مقایسه بین بیلان حاصل از مدل و بیلان دستی محاسبه شده، نشان دهنده دقت مناسب مدل می‌باشد. با توجه به رابطه رگرسیون خوب در تمام ماهها و پیژومترها، از این مدل می‌توان به عنوان ابزاری جهت کاربردهای مختلف از قبیل شبیه‌سازی، شناخت انتشار آلودگی و تعیین بیلان در سالهای مختلف استفاده کرد.

کارآموز و همکاران (۱۳۹۰) آبهای سطحی و زیرزمینی دشت لنجانان اصفهان را بصورت کمی و کیفی با استفاده از کد MODFLOW در نرم‌افزار PMWIN شبیه‌سازی کردند. هدف اصلی از این شبیه-

سازی، پیش‌بینی و بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب و غلظت متغیرهای کیفی در اثر تنش-های مختلف کمی و کیفی وارد شده به آبخوان می‌باشد. با استفاده از این نتایج، متوسط تغییرات تراز آبخوان، متوسط کیفیت آبخوان، میزان حجم آب وارد شده به آبخوان از رودخانه و بالعکس با استفاده از یک مدل شبکه مصنوعی پیش‌بینی شده است.

کاووسی حیدری و همکاران (۱۳۹۰) مدل تحلیلی شبیه‌سازی فرود چشمه‌های کارستی را در چشمه قمپ آتشکده فیروز آباد به طور موردی بررسی کردند. در این مطالعه، معادله بیلان آبی دوره فرود برای جریان ناپایا یک بعدی در یک آبخوان کارستی، با فرض عدم وجود جریان ورودی از مرزهای آبخوان و تخلیه کلیه آبهای کارستی از یک چشمه ارائه گردیده است. بر اساس این مدل حجم آب تخلیه شده در اثر پایین رفتن سطح ایستابی و حجم آب تخلیه شده از ذخیره سیستم آبی کارست را در هر بازه زمانی می‌توان محاسبه نمود. نتایج این مدل برای آبخوان کارستی چشمه قمپ آتشکده، با شرایط هیدرولیکی این آبخوان به خوبی مطابقت دارد.

فاتحی مرج و طائی (۱۳۹۰) با استفاده از کد عددی MODFLOW در غالب نرم‌افزار GMS، مدیریت منابع آب زیرزمینی در دشت گربایگان استان فارس را مورد مطالعه قرار دادند. در این تحقیق، دقت مدل ریاضی MODFLOW، جهت ارائه شیوه صحیح در مدیریت منابع آب زیرزمینی، با توجه به پیش‌بینی سطح آب، با اهمیت استراتژیک از نظر کشاورزی مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاصله نشان داد که واسنجی با صحت مناسبی صورت گرفته است و همچنین در صورت تداوم برداشت، افت سطح ایستابی به میزان قابل ملاحظه‌ای استمرار می‌یابد.

قاهری و همکاران (۱۳۹۰) کاربرد روش Differential Quadrature در مدل‌سازی سطح آب، در محیط متخلخل ناهمگن را بررسی کردند. نتایج حاصل از این تحقیق برای اراضی مسطح با نفوذ عمقی با نتایج نرم‌افزار MODFLOW تحت سیستم Dos مقایسه گردید. از مزایای این روش تعداد به مراتب کمتر گره‌ها در شبکه‌بندی بدون از دست دادن دقت مسئله و در نتیجه کاهش زمان محاسبات و هزینه می‌باشد.

محبزاده و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از کد عددی MODFLOW 2000، در غالب نرم افزار مدل- سازی آبهای زیرزمینی (GMS)، جریان درون آبخوان دشت نهاوند را شبیه‌سازی کردند. این محققین همچنین میزان آب زهکشی شده توسط رودخانه گاماسیاب را در ماه‌های تر و خشک، با استفاده از این شبیه‌سازی محاسبه و ارائه کردند.

محتشم و همکاران (۱۳۹۰) سطح ایستابی در آبخوان بیرجند را با به کارگیری مدل ریاضی MODFLOW در نرم‌افزار GMS پیش‌بینی کردند. در این تحقیق از روش تفاضل محدود استفاده شد. و مدل ریاضی برای دو حالت ماندگار و غیرماندگار، در سه سناریو ترسالی، خشک‌سالی و نرمال بررسی شد. و نتایج آن در سناریوهای مختلف ارائه گشت. این نتایج نشان داد که با استفاده از مدل ریاضی GMS تا ۲۴ ماه آینده و با دقت مناسبی می‌توان تغییرات سطح آب را پیش‌بینی نمود.

ملکی و همکاران (۱۳۹۰) دشت شاهرود را با استفاده از نرم‌افزار GMS، برای بررسی اثر اجرای طرح فاضلاب بر نوسانات سطح آب زیرزمینی شبیه‌سازی کردند. این محققین ضرایب هیدرودینامیکی این دشت را با استفاده از مدل شبیه‌سازی شده، بهینه کردند. این شبیه‌سازی بر اساس روش عددی تفاضلات محدود برای یک دوره یک ساله انجام گردید. همچنین با واسنجی این مدل در شرایط پایدار پارامترهای هیدرولیکی بهینه گشت.

۲-۳- مطالعات انجام شده در دشت میمه

در سال (۱۳۴۴) مطالعات شناسایی تحت عنوان مطالعات آبهای زیرزمینی میمه و مورچه‌خورت توسط اداره کل آبهای زیرزمینی اصفهان صورت گرفته است. علاوه بر این گزارش، مطالعات آبهای زیرزمینی دشت میمه توسط امور مطالعات منابع آب سازمان آب منطقه‌ای اصفهان انجام شده است. بر اساس این گزارش تعداد ۲۹۲ منبع آبی شامل قنات، چشمه، چاه کشاورزی، چاه شرب و چاه صنعتی با تخلیه ۷۸/۶ میلیون متر مکعب در این دشت واقع شده است.

قرمز چشمه و همکاران در سال (۱۳۸۰) کاربرد ژئومرفولوژی در پخش سیلاب، در مناطق فاقد آمار را به طور موردی در دشت میمه بررسی کردند. این بررسی در بستر رسوبات کواترنری، با استفاده از GIS

صورت گرفته است. در این مطالعه دشت میمه به ۱۲ واحد ژئومرفولوژیکی تقسیم شد. بر حسب پارامترهای شیب، قابلیت انتقال، ضخامت آبرفت، کیفیت آبهای زیرزمینی و نفوذپذیری، مناسبترین واحد برای احداث پخش سیلاب با استفاده از لایه‌های GIS در این دشت مشخص گردید.

اروجی و همکاران در سال (۱۳۸۹) هیدروشیمی آب زیرزمینی در دشت میمه و همچنین روند تغییرات یونی در این دشت را مطالعه کردند. با بررسی هیدروشیمی این دشت مشخص شد که این آبها در رده آبهای کم کیفیت قرار دارند بطوریکه در برخی نواحی این آبها غیر قابل شرب بوده و حتی برای کشاورزی مشکلاتی همچون محدودیت در کشت برخی محصولات ایجاد می‌کند. این محققین با بررسی شرایط کمی و با توجه به کاهش نزولات جوی و افزایش برداشت از آب زیرزمینی توسط چاههای کشاورزی و افت متوسط سالانه ۰/۳ تا ۰/۵ متری سطح آب در آبخوان، افت کیفی منابع آبی دشت را پیش‌بینی کردند. این محققین مدیریت صحیح منابع آبی، احداث سایتهای تغذیه مصنوعی و سدهای زیرزمینی و گسترش روش‌های آبیاری مدرن را راهکار این معضل دانستند. با توجه به مطالعات ذکر شده، تا کنون مطالعات گسترده کمی و همچنین شبیه‌سازی و پیش‌بینی‌های کمی در این دشت صورت نگرفته است.

فصل سوم: مدل‌سازی و معادلات حاکم بر آن

۳-۱- تعریف و اهداف مدل‌سازی

تعاریف بسیار زیادی از مدل‌سازی و شبیه‌سازی آبخوانهای آب زیرزمینی توسط دانشمندان ارائه شده است که تمامی این تعاریف حاکی از مفهومی واحد از مدل‌سازی است. در یکی از این تعاریف، هر سیستم و شیئی که بتواند رفتارهای یک سیستم یا یک جسم فیزیکی واقعی را به صورت ساده و خلاصه شده‌ای نشان دهد مدل آن سیستم یا جسم نامیده می‌شود.

مدل آبهای زیرزمینی نشان دهنده حقیقت وجودی آب زیرزمینی است و اگر این مدل بر پایه‌ای از احتمالات ساخته شده باشد می‌تواند به عنوان ابزاری برای پیش‌بینی و مدیریت آبهای زیرزمینی به کار رود (Wang and Anderson, 1982). در تعریفی دیگر مدل وسیله‌ای جهت ارائه یک بیان تفهیمی یا ترسیمی از سیستم‌های فیزیکی دانسته شده که با استفاده از معادلات ریاضی تهیه می‌شود که اگر به نحو مطلوبی تنظیم و ساخته شود می‌توان از آن به عنوان ابزار مدیریتی جهت برنامه‌ریزی منابع آب استفاده نمود (نجاتی و همکاران، ۱۳۸۷).

مدل ابزاری طراحی شده برای ارائه نسخه‌ای ساده شده از واقعیت یک پدیده یا سیستم است (نخعی، ۱۳۸۸). با ابزاری مانند شبیه‌سازیها و یا مدل می‌توان با دقت قابل قبولی، شرایط را مشابه با طبیعت بوجود آورد و به نتایج رضایت بخشی دست یافت. هدف از مدل ریاضی یک آبخوان شبیه‌سازی آن با استفاده از یک سری روابط ریاضی می‌باشد. در صورتی که بتوان شبیه‌سازی یک آبخوان را انجام داد و آن را با شرایط طبیعی تطبیق داد، به سهولت با تغییر در محل یا مدت زمان برداشت، میتوان به بررسی اثرات بهره‌برداری از آن پرداخت. یک مدل آب زیرزمینی در واقع فرم ساده شده‌ای از یک سیستم واقعی آبهای زیرزمینی است که بطور تقریبی همبستگی بین عمل و عکس‌العمل

هیدرودینامیکی را در یک سیستم ارائه می‌کند (اکبرپور و همکاران، ۱۳۸۹). کاربرد هر مدل بستگی به هدف مدل دارد (Baalousha, 2009).

مدلسازی آبهای زیرزمینی ابزاری موثر برای مطالعه کیفیت، کمیت و مدیریت آب زیرزمینی به شمار می‌آید. از مدلسازی برای اهداف متفاوتی استفاده می‌شود (Singhal and Gupta, 1999) که این اهداف عبارتند از:

(۱) پیش‌بینی تاثیر تنش‌های وارد شده بر آب زیرزمینی (تغذیه و تخلیه باعث ایجاد این نوع از تنش - ها می‌شوند)

(۲) مدیریت آب زیرزمینی برای بهره‌برداری پایدار از آبهای زیرزمینی

(۳) تخمین اثر آلاینده‌های وارد شده به محیط و انتقال آنها در زمان و مکان

همچنین در مدلسازی آبهای زیرزمینی، مدل ساخته شده بایستی از یک سری معیارهایی تبعیت کند که این معیارها عبارتند از:

(۱) توانایی ترکیب اطلاعات زیادی که از مخزن آب (آبخوان) بدست می‌آید.

(۲) مدل بایستی دارای کاربردی گسترده باشد.

(۳) همچنین مدل سازش پذیر و دارای انعطاف مناسب باشد.

مدل آبهای زیرزمینی می‌تواند جهت تفسیر، پیش‌بینی و یا استفاده‌های عمومی به کار برده شود. از مدل‌های تفسیری برای مطالعه موارد خاص در آنالیز جریان آب زیرزمینی یا برای تفسیر انتقال آلودگی استفاده می‌شود. از مدل‌های پیشگوبانه می‌توان برای بررسی تغییرات سطح آب و یا غلظت مواد حل شده در آینده استفاده کرد. از مدل‌های عمومی جهت آنالیز سناریوهای مختلف مدیریت منابع آب زیرزمینی و یا طرحهای بازیابی استفاده میشود (Baalousha, 2009).

مدل آبهای زیرزمینی در واقع استفاده گسترده‌ای برای بدست آوردن محدوده‌ای از هدفها، از مطالعه ذخایر آب تا طراحی سیستم‌های جلوگیری از آلودگی دارند (Fitts, 2002). به طور کلی می‌توان مدل آب زیرزمینی را یک فرم ساده شده‌ای از یک سیستم واقعی آبهای زیرزمینی دانست که به طور

تقریبی و با در نظر گرفتن عوامل مختلف هیدرولوژیکی همبستگی بین عمل و عکس‌العمل هیدرودینامیکی را در یک سیستم ارائه می‌کند و با استفاده از آن می‌توان راهکارها و پیش‌بینی‌های لازم برای اهداف مختلف را بررسی نمود.

برای درک بهتر از مفهوم مدل‌سازی، در این قسمت، ابتدا به معرفی انواع مدل‌ها و معادلات حاکم بر مدل پرداخته شده و سپس به بررسی محیط مدل‌سازی (نرم افزار) پرداخته می‌شود.

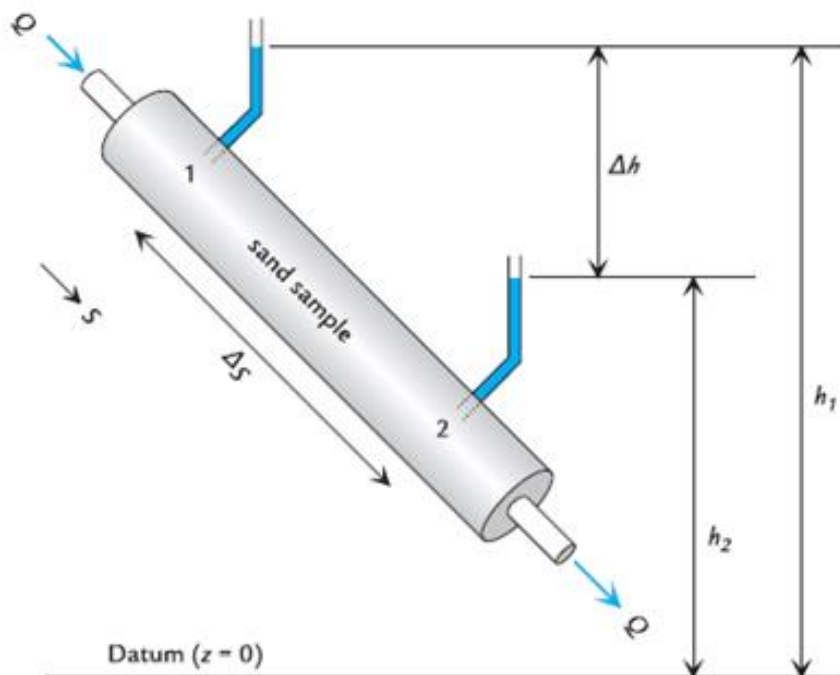
۲-۳- معادلات اساسی حاکم بر جریان آب زیرزمینی

در هر مسئله‌ای لازم است که به پیش درآمدی راجع به اصول کلی حاکم بر آن مسئله پرداخته شود. در علم آب زیرزمینی سوالاتی در مورد سرعت جریان آب زیرزمینی و چگونگی حرکت آب زیرزمینی وجود دارد. این سوالات به وسیله دانشمندان با استفاده از معادلاتی پاسخ داده شده است. در این بخش به اصول و معادلات حاکم بر جریان آب پرداخته می‌شود. این معادلات شامل معادله داری، نیروی پتانسیل هوبرت، قانون پیوستگی، معادله لاپلاس، معادله بوزینیسک و معادله جریان در حالت‌های مختلف در شرایط جریان پایا و ناپایا و همچنین معادله جریان در اطراف چاه‌های بهره‌برداری می‌باشد.

۳-۲-۱- معادله داری

هنری داری در سال ۱۸۵۶ به طور تجربی و در آزمایشگاه، به بیان فاکتورهایی که روی جریان آب درون لوله‌ای با فیلتر ماسه‌ای اثر می‌گذارند، پرداخت. او مقدار تخلیه را با بدست آوردن نرخ زمانی که یک متر مکعب از فضای با آب پر می‌شود اندازه‌گیری کرد. همچنین افت هد در طول ستون ماسه‌ای را محاسبه کرد. او همچنین با استفاده از این آزمایش اصول اساسی جریان آب زیرزمینی را پیدا کرد که اکنون به نام قانون داری شناخته می‌شود.

آزمایش داری شامل ستونی پر از ماسه با ورودی و خروجی است (شکل ۳-۱). دو عدد فشارسنج (پیزومترهای کوچک)، بار هیدرولیکی در دو نقطه در ستون ماسه‌ای را نشان می‌دهند (h_1 و h_2). هد هیدرولیکی برابر با ارتفاع آب در آن نقطه است. در این ستون ماسه‌ای جریان یکنواختی از آب با نرخ Q (L^3/t) در طول لوله حرکت می‌کند.



شکل ۳-۱ - طرح شماتیکی از ستون ماسه‌ای داری (Fitts, 2002)

داری از طریق آزمایش‌های پی در پی دریافت که Q با اختلاف هد بین دو فشارسنج Δh متناسب و به طور معکوس با فاصله بین دو فشارسنج Δs متناسب است.

$$Q \propto \Delta h, \quad Q \propto 1/\Delta s \quad (۱-۳)$$

به طور مشخصی Q با سطح مقطع جریان نیز متناسب است. از ترکیب این مشاهدات و نوشتن معادله تحلیلی از این داده‌ها، داری قانون خود را برای جریان یک بعدی بدست آورد.

$$Q = -K \frac{dh}{ds} A \quad (۲-۳)$$

در این فرمول Q مقدار میزان تخلیه و در جهت s است و K میزان هدایت هیدرولیکی می‌باشد که خواص زمین‌شناسی محیط را بیان می‌کند. هدایت هیدرولیکی نشان‌دهنده مقدار سهولت انتقال آب

در محیط است. رسوبات و خاکها با K بالاتر آب را آسان تر از رسوباتی با K کوچکتر از خود عبور می دهند. به علت کاهش هد در جهت جریان علامت منها در سمت راست معادله لازم است. اگر جریان در جهت مثبت s باشد Q مثبت و میزان $\Delta h/\Delta s$ منفی و در صورتی که جریان در جهت منفی s باشد Q منفی و میزان $\Delta h/\Delta s$ مثبت می باشد.

اگر واحدهای موجود در قانون دارسی را در نظر بگیریم اختلاف هد و فاصله نقاط جریانی هر دو دارای واحد طول هستند در نتیجه $\Delta h/\Delta s$ بدون واحد است. کمیت بدون بعد $\Delta h/\Delta s$ نشان دهنده نرخ تغییر هد در جهت s است و بعنوان شیب هیدرولیکی شناخته می شود. بعد Q برابر L^3/t و بعد A برابر L^2 است در نتیجه بعد هدایت هیدرولیکی برابر با L/t است.

خاکها و سنگهای با فضاهای کوچک اجازه حرکت آرام آب را می دهند. بنابراین در خاکهایی با منافذ بزرگتر، سرعت حرکت آب زیادتر است. در فضاهای کوچک معمولاً بعلت نیروی ویسکوزیته و جریان آرام آب، برش آب اتفاق می افتد. دیگر فاکتورهایی که از فرمول بالا بدست می آید متوسط سرعت حرکت آب زیرزمینی است که با K متناسب است. هدایت هیدرولیکی یک ثابت تجربی است که در آزمایشگاه یا صحرا اندازه گیری می شود.

معادله دارسی را می توان به صورت نرخ واحد تخلیه بر سطح مقطع عمود بر جریان بیان کرد:

$$q_s = \frac{Q_s}{A} = -K_s \frac{dh}{ds} \quad (3-3)$$

q_s به عنوان تخلیه ویژه و به نام سرعت دارسی شناخته می شود. بعد تخلیه ویژه L/t ، مانند بعد سرعت است و تفاوت کمی از میانگین سرعت آب زیرزمینی دارد. در محیط واقعی جریان آب زیرزمینی در یک جهت، مانند ستون ماسه ای دارسی نیست و از الگوی پیچیده سه بعدی پیروی می کند. اگر هندسه جریان آب زیرزمینی را در سه جهت x و y و z در نظر بگیریم قانون دارسی برای هر بعد قابل مقایسه با جریان در یک بعد است.

$$q_x = -K_x \frac{dh}{dx} \quad q_y = -K_y \frac{dh}{dy} \quad q_z = -K_z \frac{dh}{dz} \quad (4-3)$$

در حالت عمومی سه بعد جریان q و شیب هیدرولیکی به صورت کمیت برداری (دارای سه بعد)، سطح آب یا هد آب زیرزمینی به صورت عددی (دارای یک جزء) و هدایت هیدرولیکی یک تانسور و دارای ۹ جزء می‌باشد. زمانی که محورهای مختصات X و Y و Z ، مطابق با محورهای اصلی هدایت هیدرولیکی باشد، تانسور K فقط شامل سه مولفه غیر صفر K_x و K_y و K_z است و قانون داری بصورت بالا به کار برده می‌شود. اگر محور K مطابق با محورهای مختصات نباشد فرم پیچیده‌ای از قانون داری با همه ۹ جزء تانسور K لازم است. در عمل، بدلیل همتراز بودن سیستم مختصات با جهت محور K ، فرم پیچیده تانسور K در قانون داری به کار برده نمی‌شود. معادله (۳-۷) جمع وکتوری از سه جزء تخلیه ویژه و بردار تخلیه ویژه را ارائه می‌دهد.

$$|\vec{q}| = \sqrt{q_x^2 + q_y^2 + q_z^2} \quad (۳-۵)$$

۳-۲-۲- نیروی پتانسیل هوبرت

جریان آب زیرزمینی در نتیجه اختلاف در فشار و ارتفاع می‌باشد. هوبرت (Hubbert, 1940) با توجه به اصول فیزیکی، مفهوم پتانسیل جریان آب زیرزمینی و رابطه آن با قانون داری را بیان کرد. پتانسیل آب زیرزمینی در یک نقطه انرژی لازم برای انتقال یک واحد حجمی در حالت استاندارد در آن نقطه است. تفاوت در این نیروی پتانسیل باعث جریان در مخازن آب زیرزمینی می‌شود که این جریان از نقاط با پتانسیل بالاتر به طرف نقاط با پتانسیل پایینتر است. این پتانسیل به نام پتانسیل نیرو شناخته می‌شود و بر حسب واحدهای نیرو بر واحد جرم بیان می‌شود.

دو نیروی پتانسیل جدا (فشار و ارتفاع) در یک واحد جرمی آب زیرزمینی عمل می‌کند. اگر یک تیوب پر شده از ماسه و اشباع را در نظر بگیریم در این حالت فشار برابر با P و ارتفاع برابر با Z می‌باشد. انرژی پتانسیل بر واحد جرم آب بوسیله کار لازم برای جابه‌جایی یک واحد جرمی آب از موقعیت Z در

نقطه مرجع به موقعیت Z_2 تعیین می‌شود. اگر فشار را در نقطه مرجع صفر در نظر بگیریم این فشار در حدود فشار اتمسفر است.

اگر کار لازم برای افزایش جرم واحد آب در فشار P و افزایش جرم واحد در ارتفاع z را به طور جداگانه در نظر بگیریم کاری که برای افزایش فشار آب در جرم واحد لازم است برابر است با:

$$W = \frac{1}{m} \int_0^P V dP \quad (6-3)$$

در این فرمول m برابر جرم آب و V حجم آب است. حجم آب V برابر با m/ρ_w است که چگالی آب است. با فرض اینکه آب غیر قابل تراکم می‌باشد، کار لازم در افزایش فشار آب در واحد جرم برابر با P/ρ_w و کار لازم در افزایش تحرک جرم واحد آب در ارتفاع z برابر با $g(z-z_{ref})$ است. g نشان دهنده نیروی جاذبه است در نتیجه پتانسیل کلی آب زیرزمینی را می‌توان از فرمول زیر محاسبه کرد:

$$\phi = \frac{P}{\rho_w} + g(z - z_{ref}) \quad (7-3)$$

حال به چگونگی ارتباط نیروی پتانسیل هوبرت و قانون داری می‌پردازیم. اگر z_{ref} را بعنوان منبع و مقدار آن را صفر در نظر بگیریم، فشار آب در ارتفاع z برابر $P = \rho_w g(h-z)$ می‌شود و فرمول (7-3) را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\phi = gh \quad (8-3)$$

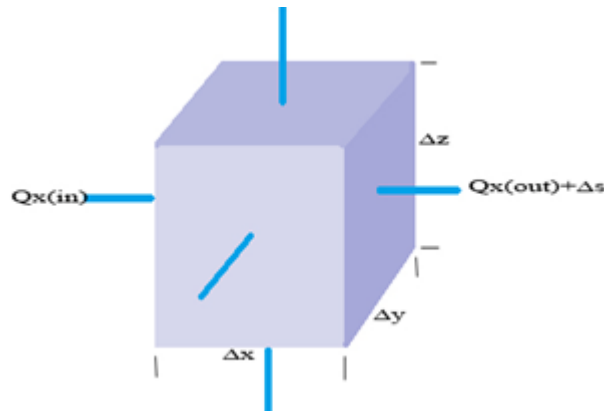
از آنجائیکه نیروی پتانسیل هوبرت Φ بصورت انرژی بر واحد جرم بیان شده است آن را می‌توان به صورت دو بخش جدا (افت فشاری و افت ارتفاعی) بیان کرد که این بخش‌ها انرژی بر واحد حجم دارند یعنی:

$$h = \frac{P}{\rho_w g} + z \quad (9-3)$$

در این فرمول h نشاندهنده میزان کل افت، $P/\rho_w g$ افت فشاری و z افت ارتفاعی است. افت هد در قانون داری بخشی از کاهش انرژی است که در نتیجه اصطکاک سیال با دیواره‌های فضای متخلخل بوجود می‌آید. قانون داری این حقیقت را بیان می‌کند که حرکت آب زیرزمینی در جهت کاهش انرژی یا از هد بالاتر به هد پائینتر است.

۳-۲-۳- معادله پیوستگی

اولین قانون حاکم بر جریان آب زیرزمینی معادله پیوستگی است که با توجه به قانون بقا جرم ارائه می‌شود. محیطی کاملاً اشباع در یک حجم واحد از سفره را که با مختصات x, y, z نشان داده می‌شود را در نظر بگیرید (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳- اجزاء عنصر حجمی و نمایش شماتیک معادله پیوستگی (Fitts, 2002)

در یک زمان ثابت t ، جرم آب زیرزمینی M در یک حجم کنتموری بوسیله معادله (۱۰-۳) نشان داده می‌شود.

$$M = \rho n \Delta x \Delta y \Delta z \quad (10-3)$$

در این فرمول ρ چگالی آب با بعد $[M/L^3]$ ، و n نشان دهنده تخلخل فضای متخلخل و با بعد $[L^3/L^3]$ ارائه می‌گردد. اصل بقا جرم اشاره می‌کند که نتیجه جریان ورودی منهای جریان خروجی، بوسیله تغییر ذخیره در مقابل زمان متعادل می‌شود یا

$$\Delta s = \frac{\partial M}{\partial t} = \text{inflow} - \text{outflow} \quad (11-3)$$

این معادله در دو حالت پایا و ناپایا بررسی می‌شود:

۳-۲-۳-۱- معادله پیوستگی در حالت پایا

در شرایط جریان ماندگار، در حجمی برابر با عنصر حجمی نماینده یک آبخوان، این حجم دارای ظرفیت ذخیره‌ای است که در این حالت، قانون پیوستگی نشان می‌دهد که حجم آب ورودی با حجم

آب خروجی یکسان می‌باشد و جریان تابع زمان نیست. در این حالت معادله پیوستگی موقعی صحت دارد که فرض شود آب و رسوبات آبخوان تراکم ناپذیر باشند و همچنین فرض شود که در محدوده سفره مورد بررسی (عنصر حجمی نماینده) عبارت تولید کننده آب (source) مانند تغذیه و بارش یا عبارت مصرف کننده آب مانند تبخیر و پمپاژ، نداشته باشیم.

با توجه به شکل ۲-۳ حجم مکعب برابر است با $\Delta v = \Delta x \Delta y \Delta z$. با جمع کردن اجزاء ورودی و خروجی جریان می‌توان بقاء جرم را محاسبه کرد. بعنوان مثال نرخ حجمی جریان بر واحد سطح است که از مقطع سمت راست مکعب (شکل ۲-۳) و در جهت X عبور می‌کند و بصورت زیر بدست می‌آید.

$$\text{سطح مقطع جریان} \times \text{تغییرات نرخ جریان در واحد سطح} = \text{میزان تخلیه خالص در امتداد X}$$

در نتیجه تغییر واقعی در مقدار جریان در امتداد محور X را می‌توان بصورت زیر نمایش داد.

$$\frac{\partial qx}{\partial x} \cdot \Delta x (\Delta y \cdot \Delta z) = \frac{\partial qx}{\partial x} \cdot \Delta v \quad (12-3)$$

در امتداد محور Y و Z نیز روابط مشابهی برقرار است. طبق قانون بقاء جرم در حالت پایا جمع جبری تخلیه در امتدادهای مختلف باید صفر شود:

$$\frac{\partial qx}{\partial x} \cdot \Delta v + \frac{\partial qy}{\partial y} \cdot \Delta v + \frac{\partial qz}{\partial z} \cdot \Delta v = 0 \quad (13-3)$$

اگر فرمول بالا را تقسیم بر عبارت Δv کنیم:

$$\frac{\partial}{\partial x} (qx) + \frac{\partial}{\partial y} (qy) + \frac{\partial}{\partial z} (qz) = 0 \quad (14-3)$$

۲-۳-۲-۳ معادله پیوستگی در حالت ناپایا

این معادله در وضعیت ناپایا نیز مانند وضعیت پایا است ولی تغییرات نرخ جریان بر واحد حجم صفر نیست و برابر با تغییرات ذخیره سفره می‌باشد. این تغییرات معمولاً به علت تراکم پذیری آب و مواد آبخوان بصورت تغییرات جرم در واحد زمان ارائه می‌شود:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \rho \left[(\alpha + n\beta) \frac{\partial p}{\partial t} \right] \Delta x \Delta y \Delta z \quad (15-3)$$

میزان جرم جریان خروجی خالص باید معادل میزان زمان تغییر جرم در داخل حجم معیار باشد در

نتیجه:

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} (\rho q_x) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho q_y) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho q_z) \right] \Delta x \Delta y \Delta z = - \frac{\partial M}{\partial t} \quad (16-3)$$

با توجه به معادله (15-3) و (16-3) و ترکیب آنها با هم و همچنین تقسیم کردن دو طرف معادله به

عبارت $\rho \Delta x \Delta y \Delta z$ پیوستگی در حالت ناپایا بصورت زیر بدست می‌آید:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = -(\alpha + n\beta) \frac{\partial p}{\partial t} \quad (17-3)$$

۳-۲-۴ معادله لاپلاس

پیر د لاپلاس (Laplace) معادله خود را در قرن ۱۸ ارائه داد. این معادله اساس آنالیز بسیاری از

مسائل جریان آبهای زیرزمینی است. همچنین برای حل مسائل الاستیسیته، انتقال حرارت و

الکتروستاتیک نیز به کار می‌رود. راه حل‌های بسیاری برای حل این معادله وجود دارد که بسیاری از

آنها به طور مستقیم برای شرایط عمومی جریان آب زیرزمینی به کار برده می‌شود. این معادله یک

معادله دیفرانسل جزئی درجه دوم است که از ترکیب قانون داریسی با معادله پیوستگی بدست می‌آید.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(-K \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (18-3)$$

در جائیکه $k = k(x, y, z)$ ، اگر فرض شود که مقدار k مستقل از جهات x ، y و z است در واقع سفره

همگن و همسان باشد معادله (18-3) را می‌توان بصورت زیر نوشت:

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (19-3)$$

معادله فوق معادله تیپیک لاپلاس نام دارد و برای سفره‌های همگن و همسان تحت شرایط پایا به کار

می‌رود. $\nabla^2 h$ در معادله فوق به عنوان عامل لاپلاس شناخته می‌شود.

۳-۲-۵- معادله جریان در آبخوان‌های محبوس

معادله جریان در آبخوان‌های محبوس از ترکیب معادله داری با اصل بقاء جرم بدست می‌آید. این معادله دیفرانسیل جزئی بصورت خطی است و توزیع فضائی و زمانی h را در آبخوان‌های تحت فشار ناهمگن و ناهمسان تحت شرایط ناپایا نشان می‌دهد:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۲۰-۳)$$

اگر آبخوان همگن و ناهمسان (هدایت هیدرولیکی در جهات مختلف متفاوت است) باشد معادله فوق را می‌توان ساده و به معادله زیر تبدیل کرد:

$$K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۲۱-۳)$$

در صورتی که آبخوان همگن و همسان ($k_x \neq k_y \neq k_z$) باشد ساده کردن بیشتر معادله جریان در سفره تحت فشار امکان‌پذیر است:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۲۲-۳)$$

این معادله یک معادله دیفرانسیل جزئی سهمی و خطی است. در بسیاری از مطالعات می‌توان آبخوان را به ضخامت ثابت b و جریان را بصورت افقی فرض کرد. در این حالت، با توجه به اینکه ضریب ذخیره حاصل ضرب ضخامت سفره و ذخیره ویژه ($S_s = S/b$) است معادله دیفرانسیل جریان به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۲۳-۳)$$

در جریان‌هایی که از معادله بالا تبعیت می‌کنند ارتفاع پیزومتری با ارتفاع توپوگرافی تغییر نمی‌کند و پیزومترها و چاه‌های مشاهده‌ای، هر دو ارتفاع سطح پیزومتری را نشان می‌دهند. گاهی اوقات از افت به عنوان متغیر وابسته در معادله‌های دیفرانسیل جریان آب زیرزمینی استفاده می‌شود. این افت برابر است با:

$$s = h_0 - h \quad (۲۴-۳)$$

با توجه به اینکه حاصلضرب bK برابر با قابلیت انتقال پذیری (T) است و همچنین مقدار $ds = -dh$ است معادله (۳-۲۳) بصورت زیر ساده می شود:

$$\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} \quad (۳-۲۵)$$

اگر جریانی وجود داشته باشد که در آن میزان تغذیه تقریباً برابر با جریان خروجی باشد در این حالت معادله جریان به معادله لاپلاس کاهش می یابد.

۳-۲-۶- معادله جریان در اطراف چاه پمپاژ

برای جریان شعاعی درون چاه و در سفره محبوس تحت شرایط ناپایا معادله دیفرانسیل زیر ارائه می شود:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۳-۲۶)$$

در معادله فوق r فاصله شعاعی از چاه پمپاژ تا چاه مشاهده‌ای است برای جریان پایا این معادله بصورت زیر نوشته می شود:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (۳-۲۷)$$

معادله‌های (۳-۲۶) و (۳-۲۷) برای حل مسائل مربوط به هیدرولیک چاه که شامل آنالیز اطلاعات مربوط به تست پمپاژ در سفره‌های همگن و همسان تحت شرایط مرزی و اولیه مناسب می شود به کار می رود. در طبیعت، نمایش وضعیت پیچیده سفره‌ها که لزوماً در حال تعدیل هستند لازم است.

۳-۲-۷- معادله جریان در آبخوان آزاد

آب در آبخوان آزاد از طریق زهکشی فضای تهی، انبساط آب و فشرده شدن جسم متخلخل از ذخیره خارج می گردد. مقدار آب خارج شده توسط دو فرآیند آخری نسبت به زهکشی فضای تهی قابل چشم پوشی کردن است. پمپاژ از طریق چاه باعث بوجود آمدن مخروط افت می گردد و بیشتر آبی که به داخل چاه وارد می شود، بر اثر تخلیه آب آبخوان از داخل مخروط افت است. در حقیقت تغییر

موضع سطح ایستابی با زمان، تغییر در ذخیره آبخوان را توجیه می‌کند. با استناد به این موضوع، تغییر در ذخیره آبخوان را می‌توان با تعیین تغییر در حجم مخروط افت و ضرب کردن آن در آبدهی ویژه ظاهری بدست آورد. معادله جریان در آبخوان آزاد را میتوان با قرار دادن $S_s=0$ در معادله (۳-۲۰) بدست آورد:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (۲۸-۳)$$

در این معادله، برخلاف حالت جریان تحت فشار، سمت راست معادله به دلیل اینکه ذخیره ویژه تقریباً برابر با صفر است صفر می‌شود و به پایا و ناپایا بودن جریان بستگی ندارد. این معادله را می‌توان به معادله لاپلاس برای آبخوان‌های همگن و همسان کاهش داد. معادله جریان (۳-۲۸) برای مشخص کردن حوزه جریان مورد نظر از قبل نیاز به موقعیت سطح ایستابی دارد، که در این حالت حتی برای جریان پایا، که سطح ایستابی نسبت به زمان ثابت است، مشخص کردن موقعیت سطح ایستابی آسان نیست.

برای حل این مسئله دوپویی در سال ۱۸۶۳ و فورشه‌ایمر در سال ۱۸۸۶ فرضیات خود را ارائه دادند که به طور خلاصه شامل:

۱- جریان موجود در آبخوان آزاد را می‌توان شبیه به آبخوان محبوس در نظر گرفت به شرط اینکه در هر مقطع عمودی سفره، جریان افقی بر سفره حاکم باشد.

$$q_x = -Kh \frac{dh}{dx} = K \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l} \quad (۲۹-۳)$$

۲- سرعت جریان در هر عمقی از سفره ثابت باشد.

۳- سرعت آب زیرزمینی متناسب با شیب سطح آب زیرزمینی باشد.

۴- سطح ایستابی حداقل شیب را داشته باشد.

۳-۲-۸- معادله بوزینیسک

با استفاده از فرض جریان افقی دوپوئی-فورشه‌ایمر و به دلیل اهمیت نداشتن چگالی آب در آبخوان آزاد و با پیروی از بسط سری تیلور می‌توان معادله جریان را در آبخوان آزاد بدست آورد.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_{ya} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (30-3)$$

در صورتی که آبخوان همگن باشد.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(h \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{S_{ya}}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (31-3)$$

این معادله در سال ۱۹۰۴ توسط بوزینیسک ارائه شد که به سبب غیر خطی بودن حل تحلیلی آن دشوار است. اگر تغییرات h در مقایسه با h کوچک باشد معادله بوزینیسک را می‌توان بصورت خطی نوشت. در این حالت عمق جریان اشباع متغیر با ضخامت متوسط b , جایگزین می‌شود:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_{ya}}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (32-3)$$

این معادله به نام معادله خطی بوزینیسک شناخته می‌شود.

۳-۲-۹- معادله جریان با مولفه تغذیه یا تخلیه

در همه آبخوان‌ها از جمله آبخوانهای تحت فشار، نشتی و آزاد مولفه تغذیه یا تخلیه جریان مانند تراوش در آبخوان‌های نشتی و تحت فشار و تغذیه مستقیم یا تبخیر و تعرق در آبخوان‌های آزاد وجود دارد. برای ایجاد معادله جریان و حل اینگونه از مسائل در این آبخوان‌ها، جریان به طور کاملاً افقی فرض می‌شود و جریان عمودی w در این سیستم‌ها، مستقیماً وارد معادله جریان می‌شوند. این جریان عمودی w ، میزان آبدهی در واحد سطح است و می‌توان آن را مستقیماً از قانون داریسی محاسبه کرد.

برای آبخوان‌های محبوس با به کار بردن موازنه ماده و جریان دو بعدی در شرایطی که جریان افقی و تغذیه موجود باشد، معادله جریان بصورت زیر بدست می‌آید:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{w}{bK} = \frac{S}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۳۳-۳)$$

برای آبخوان‌های نشتی معادله جریان به صورت زیر است:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{h_0 - h}{B} = \frac{S}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۳۴-۳)$$

در این معادله B فاکتور نشت است که به ضخامت آبخوان، ضخامت لایه کم تراوا و هدایت

هیدرولیکی در دو زون مجاور هم بستگی دارد. برای آبخوان‌های آزاد، همسو، همگن و با مولفه نفوذ

در شرایط ناپایا معادله جریان به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{w}{K} = \frac{S_{ya}}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۳۵-۳)$$

در صورتی که آبخوان آزاد با ویژگی‌های فوق و در شرایط پایا باشد معادله پواسون (۳۶-۳) به کار

می‌رود.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{w}{K} = 0 \quad (۳۶-۳)$$

۳-۲-۱۰- شرایط مرزی

حل معادله‌های جریان آب زیرزمینی در شبیه‌سازی‌ها، نیازمند تعیین شرایط مرزی است که این

شرایط مرزی راه حل واحدی را به مسئله مورد نظر تحمیل می‌کند. انواع متفاوتی از شرایط مرزی

وجود دارند:

الف- شرط مرزی ایستائی ثابت یا دریکله (Dirichlet)

در این شرط مرزی سطح آب برای مرزهای اطراف ناحیه جریان مشخص می‌شود. شکل ریاضی این

شرط مرزی بصورت زیر است:

$$h(x_i, 0) = h_0(x_i) \quad (۳۷-۳)$$

ب- شرط مرزی جریانی یا نیومن

در این شرط مرزی، جریان در سطح مرزهای اطراف ناحیه جریانی مشخص می‌شود و بصورت زیر

تعریف می‌شود:

$$v_d n_i = k_{ij} \frac{dh}{dx_j} n_i = -V \quad (38-3)$$

که در آن k_{ij} مؤلفه تانسور هدایت هیدرولیکی، x_j مؤلفه مختصات دکارتی، h نشان دهنده سطح ایستابی هیدرولیکی، $-V$ نشان دهنده جریان سیال به سمت خارج، v_d برابر با سرعت داریسی و n_i نشان دهنده بردار واحد به سمت خارج که عمود بر مرزی است که در آن سرعت جریان به سمت خارج $-V$ است.

پ- ترکیبی از شرایط نیومن و دریکله

ت- شرط مرزی غیر جریانی

در این شرط مرزی کف یا قسمت تحتانی ناحیه‌ای که در آن جریان آب زیرزمینی وجود دارد، غیر قابل نفوذ فرض شده و یک شرط مرزی غیر جریانی در آنجا در نظر گرفته می‌شود.

ث- شرط مرزی مرکب یا مخلوط

در برخی از مرزها از قبیل مرز تماس خاک-هوا (محل تبخیر یا نفوذ) وضعیت ممکن است از یک شرط مرزی جریانی تعیین شده به شرط مرزی ایستابی و یا برعکس تغییر نماید. جریان‌های مرزی در طول مرزهای نفوذ و تبخیر به ابعاد زیر بستگی دارد:

$$|v_i n_i| \leq |\bar{E}_s| \quad (39-3)$$

$$h_l \leq h \leq 0 \quad \text{برای نفوذ}$$

$$h \leq h_l \quad \text{برای تبخیر}$$

در این معادله \bar{E}_s برابر با بیشترین نرخ نفوذ یا تبخیر تحت شرایط جوی موجود و h_l برابر با کمترین سطح ایستابی هیدرولیک ممکن تحت شرایط موجود در خاک است.

ج- شرط مرزی سطح آزاد

این شرط مرزی در امتداد سطح ایستابی آب زیرزمینی، که در آن فشار برابر با فشار اتمسفر است در نظر گرفته می‌شود. در امتداد سطح ایستابی، هد هیدرولیکی (h) تنها تابعی از x است یعنی: $h=f(x)$

۳-۳- انواع مدل

از انواع مختلف مدل‌ها برای مطالعه سیستم آبهای زیرزمینی استفاده می‌شود. و همچنین تقسیم‌بندی‌های گوناگونی برای مدل آب زیرزمینی بر حسب روش‌های متفاوتی انجام شده است. Todd و Mays (۲۰۰۵) مدل آبهای زیرزمینی را به مدل‌های فضای متخلخل (مدل‌های جعبه‌شنی و مدل‌های شفاف)، مدل‌های آنالوگ (مدل سیال ویسکوز، مدل‌های غشائی و مدل‌های شبکه‌موجدار)، مدل‌های آنالوگ الکتریک (مدل سه بعدی رسانا، مدل شبکه مقاومت، مدل شبکه مقاومت-ظرفیت خازنی) و مدل‌های کامپیوتری (مدل اجزاء محدود، مدل تفاوت‌های محدود، مدل کامپیوتری مرکب طبقه‌بندی کرد (Todd and Mays, 2005).

بر اساس پیشرفت بشر مدل‌های کیفی به سمت مدل‌های کمی سوق پیدا کرده است. به طور کلی مدل‌ها را میتوان به سه گروه کلی مدل‌های ماسه‌ای (فیزیکی)، مدل‌های آنالوگ و مدل‌های ریاضی تقسیم بندی کرد (Wang and Anderson, 1982) که بطور خلاصه در زیر آمده است.

۳-۳-۱- مدل‌های ماسه‌ای

قبل از ساخت مدل‌های پیشرفته و کامپیوتری از این مدل‌ها برای تشریح فرآیندهای مختلف در سیستم‌های هیدروژئولوژیکی استفاده می‌شد. مدل‌های ماسه‌ای شامل مخزنی از مواد متخلخل است که امکان حرکت آب یا سیالهای دیگر را فراهم می‌کند. یکی از مشکلات بزرگ مدل‌های ماسه‌ای کوچک بودن مقیاس مدل‌های آزمایشگاهی در مقایسه با محیط طبیعی است (Wang and Anderson, 1982). این مدل‌ها وسایل ارزشمندی برای آزمودن اعتبار فرضیه‌ها و فرض‌های ساده شده است که در تجزیه و تحلیل ریاضی سیستم‌های جریان به کار برده می‌شود. این مدل‌ها برای سیستم‌های سه بعدی، شامل جعبه‌ای از ماسه در حدود ۱ تا ۲ متر مربع هستند. برای سیستم‌های دارای تقارن محوری، مدل ماسه‌ای معمولاً برای نشان دادن قطاعی از سیستم آب زیرزمینی به شکل گوه مانند ساخته می‌شود (صداقت، ۱۳۸۲). به این ترتیب و با ساده‌سازی‌هایی

می‌توان جریان‌های دو بعدی در صفحه قائم و افقی را نیز شبیه‌سازی نمود. در میان مدل‌های ماسه-ای، مدل ماسه‌ای داریسی یکی از ابتدائی‌ترین و مهم‌ترین مدل‌های ماسه‌ای است که در نیمه دوم قرن نوزدهم ابداع شد و بواسطه آن رابطه جریان در محیط متخلخل بدست آمد. یکی دیگر از مدل‌های ماسه‌ای، مدل ردیاب رنگی است که برای تعقیب جریان آب زیرزمینی و بررسی چگونگی پراکنگی آلاینده‌ها در محیط‌های متخلخل استفاده می‌شود.

۳-۳-۲- مدل‌های آنالوگ

این مدل بر اساس جریان الکتریسیته داخل محیطی که دارای یک سری مقاومت و خازن است یا بر اساس جریان گرما در داخل محیط تحت اصول ساده فیزیکی عمل می‌کند. در واقع این سیستم‌ها مشابه سیستم آبهای زیرزمینی هستند. در مدلسازی آب زیرزمینی دو نوع از مدل‌های آنالوگ رایجتر می‌باشند (Wang and Anderson, 1982).

۱- مدل سیال ویسکوز

۲- مدل آنالوگ-الکتریک

مدل سیال ویسکوز به نام مدل هل-شاو^۱ یا مدل صفحه موازی هم شناخته می‌شود. در این نوع مدل، از مایعی با ویسکوزیته بیشتر از آب، در بین صفحات موازی استفاده می‌شود. جریان ورقه‌ای را می‌توان با نزدیکتر کردن دیواره‌های مدل ایجاد کرد. مدل سیال ویسکوز می‌تواند قائم یا افقی، برای شبیه‌سازی جریان دو بعدی در لایه آبدار به کار می‌رود (صداقت، ۱۳۸۲).

مدل‌های آنالوگ-الکتریک قبل از رواج یافتن کامپیوترهایی با سرعت بالا در سال ۱۹۵۰، رایج‌ترین نوع مدل به شمار می‌آمد. این نوع از مدل‌ها که اساس مدل‌های کامپیوتری‌اند شامل شبکه وسیعی از خازن‌ها و مقاومتها هستند. وجود این مدل‌ها بر پایه شباهت ریاضی موجود بین متغیرهای کنترل

¹ Hele -shaw

کننده جریان آب زیرزمینی یا قانون دارسی (معادله ۳-۴۰) و متغیرهای کنترل کننده جریان الکتریسیته یا قانون اهم (معادله ۳-۴۱) است.

$$V = K \frac{dh}{dX} \quad (۳-۴۰)$$

$$I = \sigma \frac{dE}{dX} \quad (۳-۴۱)$$

تغییر در ولتاژ مدل‌های الکتریکی مشابه با تغییر در هد آب زیرزمینی است. این نوع از مدل‌ها می‌توانند تغییرات نسبی تراوایی در محیط متخلخل را شبیه سازی کنند

مدل‌های آنالوگ بر اساس یک سری از محدودیت‌ها و قیدها بنا شده‌اند و ساده سازی‌های زیادی در آنها صورت گرفته است. وقتی یک سیستم پیچیده در نظر باشد این مدل‌ها قادر به شبیه‌سازی جریان آب در این سفره‌های پیچیده نیستند. این مدل‌ها همچنین خاص یک مسئله ساخته می‌شوند و قابل تعمیم و گسترش به دیگر مسائل نیستند.

۳-۳-۳ مدل‌های ریاضی

شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی توسط مدل ریاضی یک روش غیر مستقیم مطالعه است که با صرف هزینه کمتر نسبت به روش‌های مستقیم می‌تواند مشکلات موجود را تا حد زیادی رفع کند (نکوآمال کرمانی و همکاران ۱۳۸۶). یک مدل ریاضی شامل مجموعه‌ای از معادلات دیفرانسیل جزئی است که جریان آب زیرزمینی از آن تبعیت می‌کند. مدل‌های ریاضی از سال ۱۸۰۰ میلادی رواج یافت (Wang and Anderson, 1982).

برای ساخت و حل اینگونه از مدل‌ها، بایستی از یک سری از ساده‌سازیها استفاده شود. در صورت امکان مدل‌های ریاضی به صورت تحلیلی حل می‌شود که در این حالت، مسائل هیدروژئولوژیکی با ساده‌سازیهای بیشتری مواجه است. در صورت پیچیده بودن مدل‌های ریاضی، این مسائل به صورت عددی و با الگوریتم خاص و یا با مدل‌های کامپیوتری حل می‌شود. معمولاً بین روش‌های عددی و تحلیلی تفاوت‌هایی وجود دارد. تفاوت روش مدل‌سازی عددی و روابط تحلیلی بدین دلیل است که در روابط

تحلیلی یک سری از فرضیات حاکم است و همچنین در این روابط (تحلیلی) امکان در نظر گرفتن عامل زمان وجود ندارد علاوه بر این در روابط تحلیلی برای یک زون، میانگین پارامترها در طول زون در نظر گرفته میشود (زارع وهمکاران، ۱۳۹۰).

مدل‌های ریاضی آب زیرزمینی را جهت درک بهتر از نوع کاربرد آنها، میتوان به ۴ گروه تقسیم کرد (عطارنژاد و رباطی، ۱۳۸۶):

۱) مدل‌های جریان آب زیرزمینی: جهت تامین آب، تحلیل سفره‌ها، تغییرات سطح آب و واکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی

۲) مدل‌های انتقال مواد محلول: جهت مطالعه ورود آب دریا، دفن مواد زائد و رادیواکتیو، آلودگی آبهای زیرزمینی و ...

۳) مدل‌های انتقال حرارت: جهت مطالعه آلودگی حرارتی، ذخیره حرارتی و ...

۴) مدل‌های تغییر شکل: جهت مطالعه نشست خاک

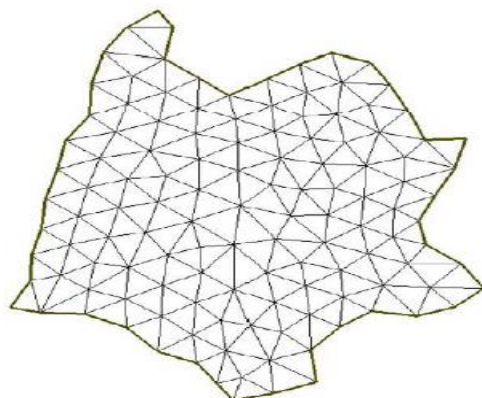
برای رسیدن به پاسخ‌های حقیقی‌تر، معمولاً مدل‌های ریاضی را با استفاده از تکنیک‌های عددی حل می‌کنند. همچنین به دنبال گسترش کامپیوترهای پیشرفته در دهه ۱۹۶۰ استفاده از مدل‌های ریاضی یا راه حل عددی به یکی از روش‌های مطلوب در مطالعه آبهای زیرزمینی تبدیل شده است (Wang and Anderson, 1982).

معادلات عددی را می‌توان به روش تفاوت محدود (finite difference method)، روش اجزاء محدود (finite element method) یا ترکیبی از هر دوی آنها حل کرد (Todd and Mays, 2005). روش مورد استفاده در عموم مدلسازی‌ها روش تفاوت محدود می‌باشد.

۳-۳-۱- روش اجزاء محدود (FEM)

کاربرد این روش در مقایسه با روش تفاوت‌های محدود، نسبتاً جدیدتر می‌باشد. این روش محققین را قادر می‌سازد که یک مسئله با بی‌نهایت درجه آزادی را به یک مسئله با درجات آزادی محدود تبدیل

نمایند تا بدین وسیله حل آن ساده‌تر شود (عطارنژاد و رباطی، ۱۳۸۶). مفهوم اجزاء در روش FEM ایجاد چهارچوبی برای توسعه معادلات، با استفاده از ایجاد زیر مجموعه‌هایی به نام element، با متصل کردن نقاط و گره‌های مدل در این روش است (شکل ۳-۳). این زیر مجموعه‌ها می‌توانند بصورت اشکال مثلثی یا دیگر شکل‌ها باشند. اشکال مثلثی که دارای سه گره در سه گوشه مثلث است، ترجیح داده می‌شود. این گره‌ها نمایانگر سطح آب زیرزمینی‌اند (Wang and Anderson, 1982). اساس روش FEM حل انتگرال معادلات در حوضه تعریف شده بوسیله مدل است. موقعی که این روش در معادلات دیفرانسیل جزئی جایگزین می‌شود خطای باقیمانده‌ای بدست می‌آید که روش اجزاء محدود بایستی این خطا را به صفر برساند. برای حل این روش، تکنیک‌های متفاوتی از جمله توابع پایه، اصل تغییر، تکنیک گالرکین و ... وجود دارد (Baalousha, 2009). این تکنیک‌ها با اعمال شرایط مرزی مناسب قادرند تا تخمین یا تقریب قابل قبولی برای متغیر مورد بررسی ایجاد کند.

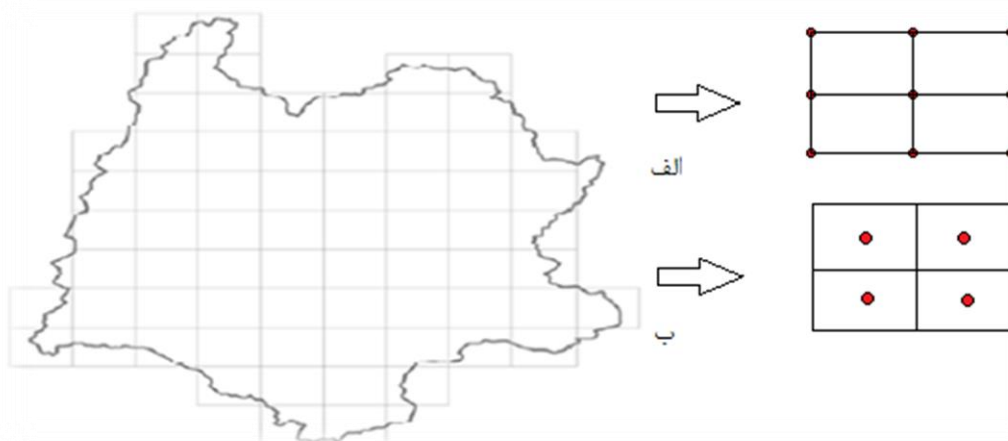


شکل ۳-۳ - شبکه اجزاء محدود

به دلیل انعطاف زیاد این روش در انتخاب شکل المان‌ها، مدلسازی آبخوان‌هایی با مرزهای نامنظم با استفاده از این روش به خوبی انجام می‌شود. همچنین این انعطاف‌پذیری برای حل مسائل دوگانه مانند انتقال آلودگی یا حل مسائل مرتبط به جابه‌جائی مرزها مانند حرکت سطح آب، مفید و تاثیرگذار است. در نهایت، انتخاب این روش برای شبیه‌سازی به پیچیدگی مسئله و میزان آشنایی کاربر با این روش دارد (Wang and Anderson, 1982).

۳-۳-۲- روش تفاوت محدود (FDM)

شیوه‌های راه حل عددی بوسیله تفاوت محدود یا متناهی نسبتاً ساده می‌باشد. اما این روش، برای یک سیستم فیزیکی مشخص می‌تواند پیچیده باشد و نیاز به دانش و مهارت قابل توجه در برقراری مسئله و تفسیر نتایج دارد. با وجود این، روش تفاوت محدود یکی از رایج‌ترین روش‌های مورد استفاده برای مدلسازی آبهای زیرزمینی است. روش FDM بوسیله نیوتون، گاوس، باسل و لاپلاس مورد مطالعه قرار گرفت. این روش اولین بار برای حل مسائل مهندسی نفت و دیگر زمینه‌ها به کار برده شد (Baalousha, 2009). بسیاری از نرم‌افزارهای تجاری مانند Modflow از این روش برای برآورد تحلیل‌های خود استفاده می‌کنند. در این روش مدل تحت بررسی به اجزای کوچکتری به نام قطعه (Block) تقسیم می‌شوند. در این لحظه، فرض بر این است که خصوصیات سفره و بار هیدرولیکی درون هر قطعه ثابت است و سپس وضعیت جریان در هر قطعه تعیین و به سراسر شبکه تعمیم داده می‌شود. در این روش گره‌ها یا در مرکز قطعه و یا در محل تقاطع خطوط هستند (شکل ۳-۴).

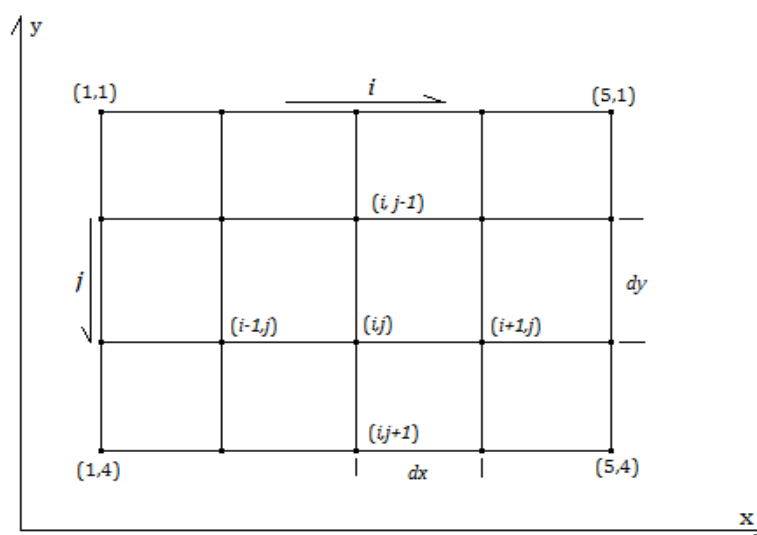


شکل ۳-۴ - شبکه تفاوت محدود (الف): مش گوشه بلوکی، (ب): مش مرکز بلوکی

از روش تفاوت محدود (FDM) معمولاً برای گسسته‌سازی عبارت زمان در معادله دیفرانسیل حاکم بر جریان آب یا معادلات انتقال آلودگی استفاده می‌شود (Wang and Anderson, 1982). در روش

تفاوت محدود از مفهوم مشتقات برای گسسته سازی معادلات استفاده میکنند. با استفاده از معادله لاپلاس این روش را میتوان به صورت زیر بیان کرد.

مجموعه محدودی از یک شبکه با مش گوشه بلوکی را در نظر بگیرید (شکل ۳-۵). با فرض اینکه، این مجموعه جریان دوبعدی و پایا را در سفره تحت فشار نشان می دهد. فاصله افقی نقاط شبکه با dx و فاصله عمودی نقاط شبکه بندی شده با dy نشان داده می شود. در این روش هر چه میزان dx و dy کوچکتر باشد، مجهولات مسئله زیادتر میشود و این کار منجر به افزایش دقت پاسخ های به دست آمده می شود. هر نقطه از شبکه دارای مختصات (i,j) است که با فاصله ای واحد از دیگر نقاط جدا شده اند.



شکل ۳-۵- شبکه تفاوت محدود و شاخص های آن

مقدار هد موجود در هر نقطه با مختصات (i,j) با $h_{i,j}$ نمایش داده می شود. مختصات دکارتی (i,j) نشانگر (x_0, y_0) هستند. در طول خط افقی $y=y_0$ ، پروفایلی با هد $h_{i-1,j}$ ، $h_{i,j}$ و $h_{i+1,j}$ قرار دارد. برای بدست آوردن $\delta^2 h / \delta x^2$ در نقطه (x_0, y_0) مشتق اولیه در نقاط $(x_0 - dx/2, y_0)$ و $(x_0 + dx/2, y_0)$ بدست می آید و سپس مشتق دوم در مکان (x_0, y_0) بصورت زیر محاسبه می شود.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{dx} - \frac{h_{i,j} - h_{i-1,j}}{dx}}{dx} \quad (۳-۴۲)$$

معادله (۳-۴۲) بصورت زیر ساده می‌شود:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(dx)^2} \quad (۳-۴۳)$$

به طور مشابه می‌توان $\delta^2 h / \delta y^2$ را بدست آورد:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{h_{i,j-1} - 2h_{i,j} + h_{i,j+1}}{(dy)^2} \quad (۳-۴۴)$$

بر اساس معادله لاپلاس در این مرحله دو معادله (۳-۴۳) و (۳-۴۴) با یکدیگر جمع شده و برابر با صفر می‌شوند. اگر شبکه‌بندی را بصورت مربعی درحالتی که $dx=dy$ در نظر بگیریم معادله شبکه تفاوت محدود بر اساس معادله لاپلاس برای نقطه (i,j) بصورت زیر می‌باشد (Wang and Anderson, 1982).

$$h_{i-1,j} + h_{i+1,j} + h_{i,j-1} + h_{i,j+1} - 4h_{i,j} = 0 \quad (۳-۴۵)$$

با استفاده از معادله پواسون، معادله جریان در شرایط ناپایا را می‌توان برای روش تفاوت محدود محاسبه کرد. اگر در این حالت جریان را دو بعدی فرض کنیم معادله پواسون برابر است با:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = -\frac{Q(x,y)}{T} \quad (۳-۴۶)$$

با بسط معادله (۳-۴۶) به روش تفاوت محدود معادله زیر بدست می‌آید:

$$\frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(dx)^2} + \frac{h_{i,j-1} - 2h_{i,j} + h_{i,j+1}}{(dy)^2} = \frac{-Q(x,y)}{T} \quad (۳-۴۷)$$

در چنین شرایطی اگر معادله دیفرانسیل حاکم تحت شرایط همگن و همسان باشد برای جریان ناپایا معادله زیر بدست می‌آید:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{s}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{-Q(x,y,t)}{T} \quad (۳-۴۸)$$

در این موارد برای گسسته سازی عبارت زمان به روش تفاوت محدود از ۳ روش استفاده می‌شود. این روش‌ها عبارتند از:

(۱) معادله محدود پیشرو

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j}^n}{\Delta t} \quad (۳-۴۹)$$

۲) معادله محدود پیشرو

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_{i,j}^n - h_{i,j}^{n-1}}{\Delta t} \quad (50-3)$$

۳) معادله محدود مرکزی

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j}^{n-1}}{2\Delta t} \quad (51-3)$$

با در نظر گرفتن معادله محدود پیشرو و جایگزینی آن در معادله (۳-۴۷) و (۳-۴۸)، معادله اساسی جریان تحت شرایط ناپایا در یک سیستم همگن و همسان به روش تفاوت محدود به شرح زیر است.

$$\frac{h_{i+1,j}^n + h_{i-1,j}^n - 2h_{i,j}^n}{(\Delta x)^2} + \frac{h_{i,j+1}^n + h_{i,j-1}^n - 2h_{i,j}^n}{(\Delta y)^2} = \frac{S}{T} \frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j}^n}{\Delta t} = \frac{Q(x,y,t)}{T} \quad (52-3)$$

روش تفاوت محدود در سیستم‌های آبخوانه‌ای برای محیط‌های ناهمسان و ناهمگن به طور مناسب عمل نمی‌کند و اگر سیستم آبخوان دارای مرزهای نامنظم باشد، این روش در مرزهای سیستم با مشکل همراه خواهد بود و بنابراین توصیه می‌شود که مش تفاوت محدود، مش مستطیلی شکل باشد. در شرایط کلی خصوصیات و تفاوت‌های بین روش تفاوت محدود و اجزاء محدود را می‌توان به صورت جدول (۳-۲) نشان داد. با استفاده از این جدول می‌توان بهترین روش برای شبیه‌سازی سفره را با توجه به ویژگی‌های محیطی مشخص کرد.

جدول ۳-۲ - مشخصات روش اجزاء محدود و تفاوت محدود (Baalousha 2009)

روش تفاوت محدود	روش اجزاء محدود	مرز مدل
برای مرزهای بی قاعده مناسب نیست	مناسب برای مرزهای انحنادار و بی‌قاعده	گره‌ها
در مرکز سلولها	در رئوس سلولها و مرزهای جریانی	ساخت مش/شبکه
به آسانی می‌توان آن را ایجاد نمود	به سختی مش کارآمدی را ایجاد می‌کند	همسانگردی محیط
به سختی ترکیب می‌شود	به آسانی ترکیب می‌شود	

دقت زیاد بخصوص در معادله انتقال جریان	قابل قبول	دقت مدل
در مسائل سه بعدی محاسبات طول می کشد	زمان مناسب و قابل قبول	زمان محاسبات

۳-۴- نرم افزارهای مدل سازی

کد کامپیوتری مدولار MODFLOW برای مدل سازی رژیم سه بعدی جریان به وسیله McDonald و Harbaugh در سال ۱۹۸۸ توسعه داده شد. سپس Pollock در سال ۱۹۹۰ کد نرم افزاری MODPATH را برای مدل سازی مسائل انتقال جرم در سیستم آب زیرزمینی تهیه کرد. این کد یک برنامه سه بعدی ردیابی جزئی است که همراه با MODFLOW برای تهیه و ایجاد مسیر جریان انتقالی به کار می رود. از دیگر کدهای نرم افزاری سه بعدی انتقال جرم می توان به MT3D اشاره کرد که به وسیله Zheng در سال ۱۹۹۰ توسعه داده شد این نرم افزار نیز همراه با MODFLOW به کار برده می شود. این ۳ کد نرم افزاری قابل قبول ترین و رایج ترین کدهای نرم افزاری موجود هستند. که البته در همه این کدها احتیاج به وارد کردن اطلاعات از طریق فایل های استاندارد می باشد که وارد کردن این اطلاعات زمان بر است.

برای شناخت اهمیت تجسم سازی برای بهبود فرآیند مدل سازی رابط های گرافیکی کاربران^۱ (GUI) به داخل نرم افزارهای کامپیوتری وارد شد. این رابط ها باعث تسریع فرآیند مدل سازی به وسیله کاربر می شوند. به وسیله این قابلیت، شبکه مدل برای وارد کردن پارامترهای گرافیکی مدل با استفاده از گزینه های منو، در صفحه مانیتور نشان داده می شود. بعضی از پکیج های مدل سازی به کار گرفته شده رابط های گرافیکی گسترده ای به نام FLOWPATH جهت طراحی های مدل در نرم افزار برنامه نویسی MODFLOW دارند. ایجاد این قابلیت ها باعث کاهش زمان برای وارد کردن دستی داده هاست. کد مدل سازی عددی MODFLOW از طریق نرم افزارهای پردازشگری مانند PMWIN با رابط های استاندارد GIS می تواند اجرا شود. اگرچه نرم افزارهای پیچیده ای مانند GMS مجهز به پکیج

¹ Graphical User Interface

پردازشگر GIS در داخل نرم‌افزار هستند که این پکیج داده‌های GIS را بصورت اتوماتیک به مدل‌های عددی تبدیل می‌کند.

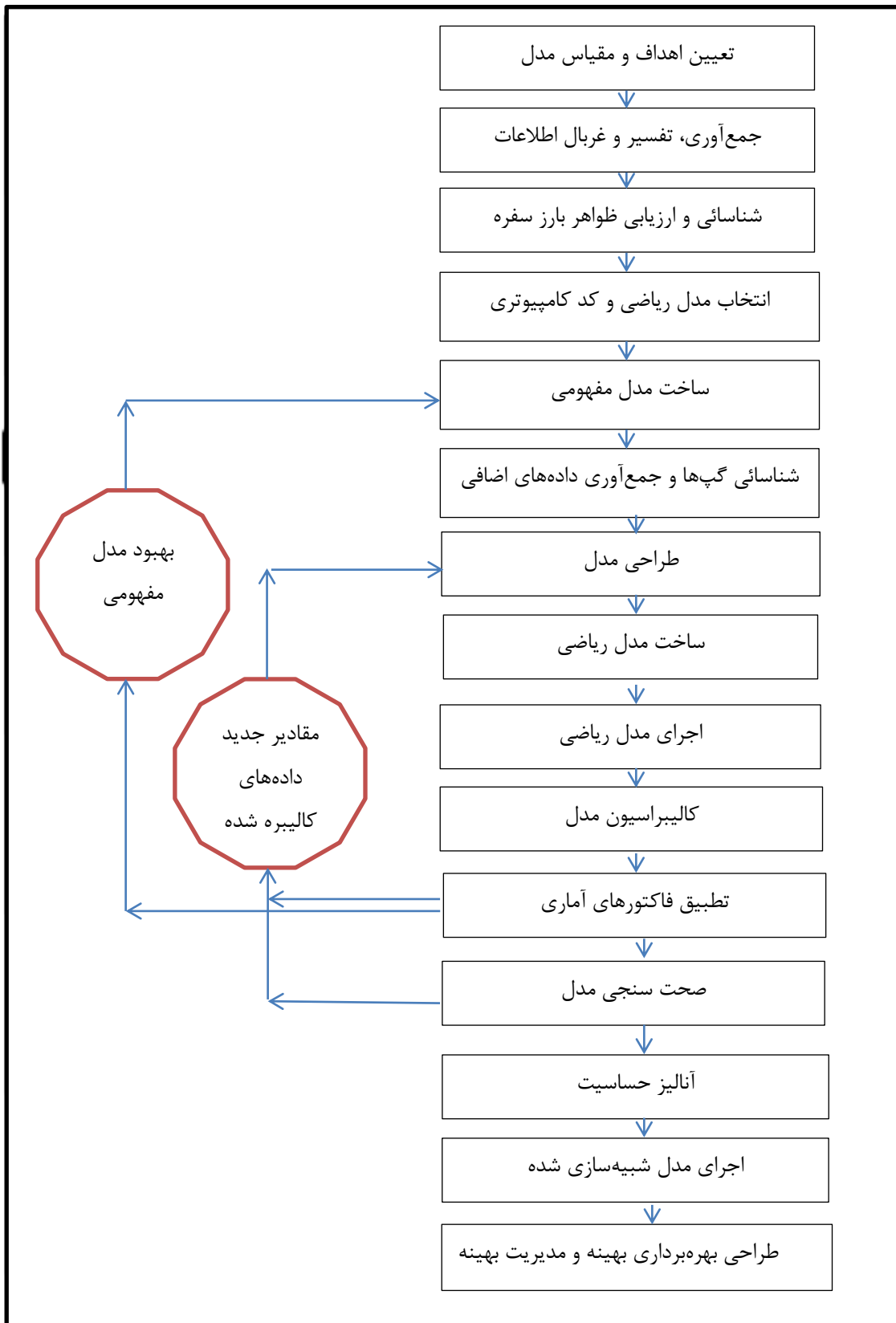
با امکانات موجود در این نرم‌افزارها، کاربر توانایی نمایش تمامی لایه‌های مدل را مانند چاهها و مرزهای مدل، در نماهای مختلف دارد. نتایج شبیه‌سازی در این نرم‌افزارها نوعاً شامل خطوط هم-پتانسیل پایا یا ناپایا، خطوط کنتوری افت، مقادیر کیفی آب، بردارهای سرعت، مسیرهای جریان و منحنی‌های هم‌غلظت است (Signal and Gupta, 1999). از دیگر نرم‌افزارهایی که برای ساخت مدل به کار می‌روند می‌توان به GWW، GEO SLOPE (seepW)، Matlab، GROWA، مدل‌های نرو-فازی و شبکه عصبی اشاره کرد.

۳-۵- مراحل مدل‌سازی مسائل هیدروژئولوژیکی

صرف‌نظر از ساده بودن یا پیچیده بودن مدل، مراحل و توسعه مدل‌سازی در مسائل هیدروژئولوژیکی یکسان است. در شکل (۳-۶) مراحل مدل‌سازی به صورت گام به گام آمده است. در حالت کلی مراحل مدل‌سازی عبارتند از (Singhal and Gupta, 1999- Baalousha, 2009):

- الف- تعیین هدف مدل‌سازی
- ب- جمع‌آوری داده‌ها و پردازش آنها
- پ- ساخت مدل مفهومی
- ت- ایجاد مدل عددی که شامل شبکه بندی مدل، تعریف مرز مدل، تعیین مرزهای هیدروژئولوژیکی، تعیین پارامترهای هیدرولیکی سفره و ارزیابی منابع تغذیه و تخلیه می‌باشد.
- ث- واسنجی و صحت‌سنجی و آنالیز حساسیت مدل
- ج- آماده‌سازی و اجرای مدل شبیه‌سازی شده برای سناریوهای پیش‌بینی شده که آخرین مرحله مدل‌سازی است.

در ادامه مطلب مراحل مختلف مدل‌سازی و ساختار آن به طور مختصر داده می‌شود.



شکل ۳-۶- مراحل مدل‌سازی مسائل هیدرولوژیکی اصلاح شده (Baalousha, 2009- Singhal and Gupta, 1999)

۳-۵-۱- تعیین اهداف و مقیاس مدل

در این مرحله با توجه به مشکلات موجود و همچنین نیازهای مرتبط با، منطقه اهداف و مقیاس مطالعه تعیین می‌گردد. برای تعیین این موارد باید به سؤالاتی مانند اینکه اطلاعات در چه مقیاسی موجود هستند و آیا مدل‌سازی بهترین روش برای رسیدن به هدف است و اینکه آیا داده‌های لازم برای مدل‌سازی در دسترس می‌باشد، توجه کرد. همچنین باید از ابتدا مشخص باشد که در انتهای مدل‌سازی چه انتظاری از مدل وجود دارد و نتایج تا چه اندازه‌ای نیازهای مدیریتی آبخوان را برآورده می‌کند (اعتباری و یعقوب‌زاده، ۱۳۸۸). در این مرحله باید مقیاس منطقه و محلی بودن یا ناحیه‌ای بودن دشت را مشخص کرد. اگرچه مدل‌سازی در مقیاس‌های متفاوتی می‌تواند صورت بگیرد اما مدل‌سازی در هر مقیاسی نیازمند شناختن ویژگی‌های اجزاء مدل در آن مقیاس است.

۳-۵-۲- جمع‌آوری و تفسیر اطلاعات

صحت و دقت مدل‌های عددی بستگی به کیفیت داده‌های ورودی و مطابقت این داده‌ها با شرایط طبیعی می‌باشد. از این رو یکی از مهم‌ترین مراحل مدل‌سازی، جمع‌آوری داده‌های لازم می‌باشد. در مدل‌سازی آبخوان‌ها این داده‌ها شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی، عکس ماهواره‌ای منطقه، نقشه توپوگرافی، لوگ چاه‌های اکتشافی، پیزومتری و بهره‌برداری و نتایج مطالعات ژئوفیزیک جهت شناخت خصوصیات فیزیکی سیستم و اطلاعات سطح آب زیرزمینی و ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان، میزان بارندگی، نرخ پمپاژ چاه‌های بهره‌برداری و تغذیه و تخلیه طبیعی آبخوان جهت شناخت هیدروژئولوژیکی سیستم آبخوان می‌باشد.

۳-۵-۳- انتخاب مدل ریاضی و کد کامپیوتری

انتخاب کد کامپیوتری و مدل ریاضی بستگی به هدف ساخت مدل و کارایی مدل دارد. بر مبنای هدف مدل کد کامپیوتری انتخاب شده و سپس بر اساس این کد کامپیوتری و سایر امکانات موجود در مدل‌های مختلف نوع مدل تعیین می‌گردد. بنابر مشخصات منطقه و نوع مسئله کد کامپیوتری MODFLOW و نرم‌افزار GMS انتخاب شد که در ادامه بحث به بررسی خصوصیات این نرم‌افزار پرداخته می‌شود.

MODFLOW کد عددی از نوع تفاضل محدود می‌باشد که قادر به شبیه‌سازی سه‌بعدی جریان در حالت پایا و ناپایا است. GMS ترکیبی از مدل سه‌بعدی تفاوت محدود (USGSMODFLOW) است. این نرم‌افزار شامل مجموعه‌ای از ابزارهای پردازش‌کننده برای کمک به کاربر در توصیف ویژگی‌های مدل، درک مدل، ایجاد شبکه و گره، ابزارهای زمین‌آماری و پردازش‌کننده‌های خروجی می‌باشد (Froukh, 2002). به کمک مدل GMS می‌توان پس از ساخت مدل مفهومی آبخوان، مدل عددی را بصورت اتوماتیک و با استفاده از مدل مفهومی تهیه کرد. این مدل همچنین ابزار مناسبی برای کالیبره کردن مدل‌های عددی، تهیه نقشه‌ها و گراف‌های خروجی مدل را برای کاربران فراهم ساخته است.

این نرم‌افزار، یک پیش‌پردازشگر و پس‌پردازشگر بسیار قدرتمند برای کد مادفلو به حساب می‌آید. دو روش برای شبیه‌سازی MODFLOW در GMS می‌تواند استفاده شود.

الف- روش شبکه

در این روش اجزاء و ورودی‌های مدل مانند منابع و مصارف و دیگر پارامترهای مدل به طور مستقیم و سلول به سلول وارد مدل می‌شود. در واقع در این روش مستقیماً با شبکه سلولها سروکار داریم. این روش برای مدل‌هایی که از پیچیدگی کمتری برخوردارند، مناسب است.

ب- روش مدل مفهومی

روش مدل مفهومی با استفاده از ابزارهای GIS در مدول Map اجرا می‌شود تا یک مدل مفهومی از منطقه ایجاد شود و سپس اطلاعات مدل مفهومی در داخل شبکه کپی و به آن نسبت داده می‌شود.

در بیشتر موارد روش مدل مفهومی موثرتر از روش شبکه واقع می‌شود. این روش از قابلیت انعطاف زیادتری نسبت به روش شبکه برخوردار است. از دیگر مزایای این روش لایه لایه بودن اطلاعات وارد شده به محیط نرم‌افزار است که این قابلیت باعث سهولت و افزایش کارایی شده است. این نرم‌افزار محیطی جامع و گرافیکی برای انواع مدل‌های آب زیرزمینی را فراهم می‌کند. کدهای مدل سازی که توسط این نرم‌افزار پشتیبانی می‌شوند عبارتند از:

UTCHEM, FEMWATER, SEEP2D, MODPATH, SEAM3D, RT3D, ART3D, MODAEM, MT3DMS, MODFLOW-2000, PEST and UCODE,.

این نرم‌افزار دارای ساختاری مدولار (Modular) می‌باشد که از یک برنامه اصلی و یک سری از برنامه‌های فرعی به نام ماژول یا مدول (Module) تشکیل شده است. این مدول‌ها رابطی برای مدل‌هایی مانند Modflow هستند هر کدام از این مدول‌ها وظایف خاصی را در نرم‌افزار GMS بر عهده دارند. مدول‌های موجود در GMS عبارتند از:

1- Map Module

برای پردازش و ارائه دادن اطلاعات لازم برای ساخت مدل مفهومی به کار می‌رود. این مدول قالب مناسبی برای ابزارهای GIS فراهم می‌کند. چهارچوب شبکه مادفلو در ارتباط با این مدول می‌باشد. از این مدول برای تعیین مرز مدل عددی دشت میمه استفاده شد.

2- 2D Scatter Point Module

با استفاده از این مدول‌ها، می‌توان طرحهای زمین‌آمار دوبعدی را در مدل اجرا نمود. طرحهای زمین‌آمار برای برپا کردن داده‌های ورودی جهت آنالیز کدها و ایجاد ویژگی‌های مکانی یا هندسی و تولید خطوط کنتوری در مدل به کار می‌روند. از این مدول نیز برای وارد کردن اطلاعات بدست آمده به مدل مفهومی دشت میمه استفاده شد.

3- 3D Scatter Point Module

این مدول شامل ابزار زمین‌آمار سه‌بعدی است. از این مدول برای درونبایی مجموعه‌ای از نقاط پخش سه‌بعدی درون مش‌های سه‌بعدی و شبکه‌های سه‌بعدی استفاده می‌شود.

۴- TIN Module

از این مدول برای هدف‌های عمومی مدل‌سازی سطحی با شبکه نامنظم سه‌وجهی استفاده می‌شود. از TINها می‌توان برای نشان دادن سطح واحدهای ژئولوژیکی یا سطح تعریف شده به وسیله عملگرهای ریاضی استفاده نمود. ارتفاع و دیگر مقادیر در ارتباط با TINها، به وسیله خطوط کنتوری نشان داده می‌شوند. از این مدول در ساخت مدل‌های سه بعدی و و مش اجزاء محدود سه بعدی هم استفاده می‌شود. مجموعه TIN بوسیله درونیابی خطی درونیابی می‌شوند.

۵- Borehole Module

برای نمایش دادن و ویرایش گمانه‌هایی که از لاگ چاهها بدست آمده از این مدول استفاده می‌شود. همچنین مقاطع عرضی سه بعدی بین گمانه‌ها را می‌توان ساخت که این مقاطع عرضی نشان دهنده چینه‌شناسی بین دو چاه می‌باشد.

۶- Solid Module

از این مدول برای ساخت مدل‌های سه بعدی چینه‌شناسی در GMS استفاده می‌شود. با ساخت حجم سه بعدی اولیه، در هر جایی از مدل می‌توان مقاطع عرضی را ایجاد کرد. همچنین از این مدل-های سه بعدی می‌توان برای تعیین داده‌های ارتفاعی و برای مدل‌های عددی مانند Modflow استفاده کرد.

۷- 2D Mesh Module

از مش دو بعدی برای تعیین توپوگرافی و مرز مش سه بعدی استفاده می‌شود. این مدول شامل کد عددی Seep2D است. این مدول برای حل مسائل دو بعدی اجزاء محدود به کار می‌رود.

۸- 3D Mesh Module

این مدول شامل کد عددی FEMWATER می‌باشد. این مدول برای حل مسائل سه بعدی اجزاء محدود به کار می‌رود.

۹- 2D Grid Module

برای ایجاد خطوط کنتوری و ترسیم سطح آب استفاده می‌شود.

۱۰- 3D Grid Module

این مدول شامل کدهای عددی SEAM3D, MODFLOW, MODPATH, RT3D, MT3DMS می‌باشد. از این مدول برای اجرای مدل عددی دشت میمه استفاده شد.

۱۱- GIS Module

در این مدول Shape file ها و خروجی‌های مربوط به GIS خوانده می‌شود و از طریق این مدول خروجی‌های ESRI در داخل مدل خوانده می‌شود.

۳-۵-۴- مدل مفهومی

کد MODFLOW در داخل GMS به پکیج‌های مختلفی تقسیم می‌شود. تعدادی از این پکیج‌ها عملگر می‌باشند و تعدادی از آنها ملزوم می‌باشند. این پکیج‌ها به ۴ دسته کلی تقسیم می‌شوند که هر کدام از این پکیج‌ها مجموعه‌ای از بسته‌ها را در بر می‌گیرند. پکیج‌های GMS که عبارتند از:

۱- پکیج‌های جریانی

۲- پکیج‌های حل کننده

۳- پکیج‌های با منشاء نقطه‌ای

۴- پکیج‌های با منشاء منطقه‌ای

هر کدام از این پکیج‌ها به بسته‌هایی تقسیم می‌شوند که هر کدام از این بسته‌ها وظیفه خاصی را انجام می‌دهند. پکیج‌های جریانی، ویژگی جریان آب زیرزمینی را تعیین می‌کند این پکیج در MODFLOW شامل:

الف- بسته خصوصیات لایه‌های جریانی (LPF)

Layer property flow، این بسته رسانایی بین هر یک از سلولهای شبکه را محاسبه می‌کند و معادله تفاضل محدود را برای تک تک سلولهای جریان محاسبه می‌کند. با استفاده از این بسته، نوع لایه‌ها و پارامترهای آنها تعیین می‌شود.

ب- بسته واحدهای هیدروژئولوژیکی جریان (HUF)

Hydrogeologic unit flow، این بسته رابطه پیچیده چینه شناسی درون یک شبکه مستقل را نشان می‌دهد.

پ- بسته جریان مرکز بلوکی (BCF)

Block-centered flow، نتیجه نهایی مدل مفهومی، ایجاد یک پایگاه اطلاعات رایانه‌ای و نقشه‌ها و مقاطع عرضی ساده شده‌ای است که در طراحی مدل مورد استفاده قرار می‌گیرد (کرسیک ۱۳۸۱).

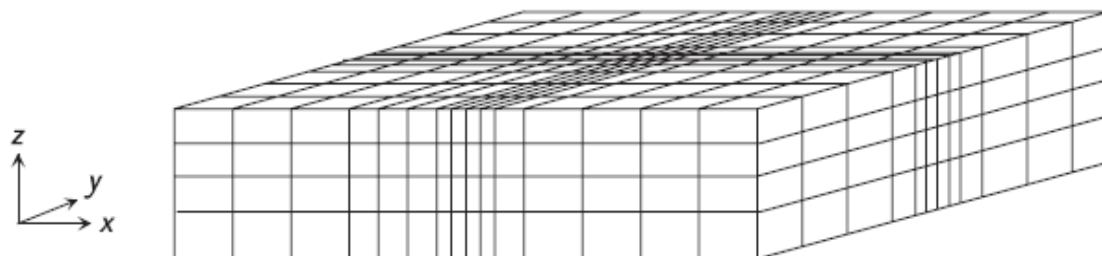
۳-۵-۵- طراحی مدل

پس از انتخاب کد نرم افزار و ساخت مدل مفهومی بایستی مدل مورد نظر طراحی شود. در این مرحله به طراحی شبکه مدل، تعیین شرایط مرزی و شرایط اولیه، انتخاب دوره‌ها و گامهای زمانی و درونیابی داده‌های ورودی پرداخته می‌شود.

۳-۵-۵-۱- شبکه‌بندی مدل

پس از ایجاد مدل مفهومی، این مدل بایستی برای ایجاد معادله تفاضل محدود به بلوک‌ها یا سلول-هایی تقسیم شود. بنابراین اولین مرحله ایجاد شبکه برای مدل است. دو نوع شبکه‌بندی مرکز سلولی و مرکز گره‌ای برای معادله تفاضل محدود وجود دارد. شبکه مرکز سلولی برای ساخت مدل آب زیرزمینی (MODFLOW) اختصاص پیدا می‌کند، درحالیکه شبکه مرکز گره‌ای بیشتر برای درونیابی شبکه‌ها به کار می‌رود. با توجه به اینکه برای حل MODFLOW از شبکه جریانی تفاضل محدود استفاده می‌شود محدوده مدل MODFLOW به شبکه چهار گوش و تعدادی سلول تقسیم می‌شود (شکل ۳-۷). فرض بر این است که خصوصیات فیزیکی (K_x, K_y, K_z, n, S) درون هر سلول همسان است در حالی که این کل حوضه با وارد کردن خصوصیات متفاوت برای هر سلول ناهمسان می‌شود (Fitts, 2002). اندازه این سلولها به نوع مسئله، اطلاعات موجود و دقتی که کاربر لازم دارد،

وابسته است. شبکه مدل لزوماً نباید یکنواخت باشد و در کل برای عمومیت دادن اطلاعات محلی موجود به کل مدل استفاده می‌شود. (Singhal and Gupta, 1999).



شکل ۳-۷- شبکه تفاوت محدود در Modflow (Fitts, 2002)

۳-۵-۵-۲- تعیین شرایط مرزی و اولیه

حل عددی معادلات دیفرانسیل جزئی آبهای زیرزمینی مستلزم تعیین شرایط مرزی از نظر هیدرولیکی و استفاده از اطلاعات موجود در این مرزها می‌باشد در غیر این صورت قابل حل نخواهد بود. در مسائل آب‌زیرزمینی، شرایط مرزی محدوده ریاضی مدل را تعیین می‌کند و همچنین نشان‌دهنده منابع و مصارف آبهای زیرزمینی درون مدل است. تعیین نامناسب شرایط مرزی و اولیه روی حل معادله تاثیر منفی می‌گذارد و ممکن است نتایج خروجی کاملاً اشتباه باشد. در مسائل پایا فقط تعیین شرایط مرزی لازم است در حالیکه در مسائل ناپایا هم شرایط مرزی و هم شرایط اولیه بایستی مشخص گردند. شرایط اولیه، مقدار متغیر وابسته خاص در درون مرز آبخوان در موقع شروع شبیه‌سازی است. این شرایط اولیه در مرحله شبیه‌سازی پایا مدل و بوسیله آرایه starting head مشخص می‌گردد.

آرایه Starting head

این آرایه برای نشان دادن مقادیر اولیه سطح آب، در موقعی که شبیه‌سازی به صورت غیر ماندگار انجام می‌شود استفاده می‌گردد. این آرایه را همچنین برای برقرار ساختن مقادیر سطح آب در ارتباط

با سلولهای هد ثابت استفاده می کنند. درون Modflow به صورت پیش فرض همه مقادیر آرایه Starting head برابر با صفر می باشد.

شرایط مرزی به سه دسته تقسیم می شوند و در قالب این سه دسته و با بسته های متفاوت بر روی مدل اعمال می شوند.

الف- مرز با بار هیدرولیکی مشخص

این مرز به نام مرز دریگله یا مرز نوع I نیز شناخته می شود. این مرز موقعی ایجاد می گردد که بار هیدرولیکی در زمان و مکان معین، مقدار مشخصی داشته باشد. این مرز با استفاده از رابطه $h(x,y,z,t)=\text{constant}$ بیان می شود. رودخانه ها و جویبارها که ارتباط هیدرولیکی با آبخوان دارند مثالی از این نوع مرز است (Baalousha, 2009). در این مرز بار هیدرولیکی برای سلول و گره معین می شود در حالیکه مقدار تخلیه Q_s داخل این سلول نامشخص است. برای تعیین Q_s در داخل مدل، نیاز است که مقدار بار هیدرولیکی ثابت باشد. هنگامی که مدل و معادله تفاضل محدود حل شد مقدار Q_s گزارش داده می شود. هیچ محدودیتی در بزرگی و مقدار Q_s وجود ندارد در نتیجه مقدار بار هیدرولیکی که در این مرز نمایش داده می شود هیچ محدودیتی از نظر ذخیره و مقدار آب درون خود ندارد. این خصوصیت در مرزهایی با قابلیت انتقال زیاد، وجود دارد. با این وجود، در مرزهایی که آبدهی توسط شکستگی های ریز است می تواند منجر به تخلیه غیر طبیعی شود (Fitts, 2002).

ب- مرز با شدت جریان مشخص

این نوع مرز به نام مرز نیومن یا مرز نوع II نیز شناخته می شود. صورت ریاضی این مرز به شکل معادله $\nabla h(x,y,z,t)=\text{constant}$ می باشد. این مرز موقعی بوجود می آید که جریان در مکان و زمان خاص معلوم باشد. مثالی از این نوع مرز تغذیه از طریق سطح ایستابی است (Baalousha, 2009). در این مرز مقدار جریان Q_s معلوم است و به صورت پیش فرض این مقدار صفر بوده که نشان دهنده مرز بدون

جریان (مرزهای نفوذ ناپذیر) می‌باشد. بسته‌های جریانی چاهها، تغذیه و تبخیر و تعرق درون مادفلو به وسیله این نوع مرز شناخته می‌شود.

- بسته چاه

در این بسته چاههای بهره‌برداری و تغذیه با استفاده از مقادیر مثبت برای چاههای تغذیه و مقادیر منفی برای چاههای تخلیه مشخص می‌شوند.

- بسته تغذیه

این بسته مقدار جریان ورودی از سطح زمین را نشان می‌دهد که مقدار این تغذیه به سطح بالایی آبخوان اضافه می‌گردد. نرخ این تغذیه با I مشخص می‌شود و مقدار آن (Q) برابر است با:

$$Q = I \Delta x \Delta y \quad (53-3)$$

- بسته تبخیر و تعرق

این بسته مقدار جریان خروجی از سطح زمین را بر اساس تبخیر مستقیم از سطح ایستابی و تعرق گیاهان نشان می‌دهد. تبخیر و تعرق هنگامی روی می‌دهد که سطح ایستابی تا حدی نزدیک به سطح زمین باشد. اگر عمق سطح ایستابی بیش از این حد تعیین شده باشد تبخیر و تعرق متوقف می‌شود. نرخ این تبخیر و تعرق با R مشخص می‌گردد و مقدار آن برابر است با:

$$Q = R \Delta x \Delta y \quad (54-3)$$

ج- مرز جریان وابسته به بار هیدرولیکی

این نوع مرز به نام مرز کائوچی یا مرز نوع III شناخته می‌شود. صورت ریاضی این مرز به شکل معادله $\nabla h(x,y,z,t)=\text{constant}$ است. در این مرز میزان جریان ورودی و خروجی، بر اساس اختلاف بار هیدرولیکی سلولهای مرزی و بار هیدرولیکی خارج از مرز محاسبه می‌شود. بسته‌های رودخانه، زهکشی و مرز با بار هیدرولیکی عمومی درون مادفلو بر اساس این نوع مرز می‌باشند.

- بسته رودخانه

این بسته تاثیر جریان‌های سطحی بر روی سفره آب زیر زمینی که در رابطه مستقیم با مقدار تراوش است را بررسی می‌کند. جریان بین رودخانه و سیستم آبخوان Q_{RIV} به صورت زیر است:

$$Q_{RIV} = C_{RIV}(H_{RIV} - h_{i,j,k}), \quad h_{i,j,k} > R_{BOT} \quad (55-3)$$

$$Q_{RIV} = C_{RIV}(H_{RIV} - R_{BOT}), \quad h_{i,j,k} \leq R_{BOT}$$

$$C_{RIV} = KLB/M$$

در این معادله‌ها C_{RIV} برابر با هدایت هیدرولیکی است و K هدایت هیدرولیکی بستر رودخانه، L طول رودخانه درون هر سلول، B عرض رودخانه، M ضخامت لایه بستر رودخانه، H_{RIV} مقدار ارتفاع سطح آب در رودخانه، $h_{i,j,k}$ مقدار ارتفاع سطح آب در گره زیر رودخانه و R_{BOT} ارتفاع سنگ بستر آبخوان تا کف بستر رودخانه است (Todd and Mays, 2005).

- بسته زهکشی

این بسته جریان درون زهکش‌های باز و بسته مانند قنات‌ها را شبیه‌سازی می‌کند. در این بسته فرض می‌شود که جریان درون زهکش‌ها به طور بخشی پر می‌باشد در نتیجه ارتفاع سطح آب درون زهکش، $h_{i,j,k}$ تقریباً برابر متوسط ارتفاع زهکش‌ها، $d_{i,j,k}$ است (Todd and Mays, 2005). سه نوع فرآیند

جریان درون زهکش‌ها وجود دارد:

جریان همگرا درون زهکش

جریان از طریق اطراف زهکش با هدایت هیدرولیکی متفاوت

جریان از طریق دیواره زهکش

- بسته مرز با بار هیدرولیکی عمومی (GHB)

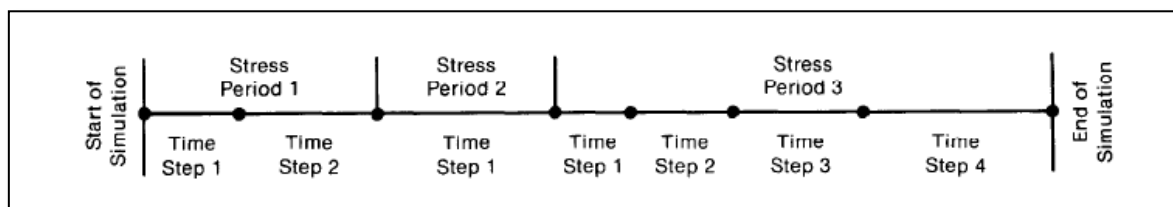
در این بسته جریان $Q_{b,I,j,k}$ در داخل یا خارج سلول از یک منبع خارجی با هد مشخص متناسب است با تفاوت سطح آب در درون سلول $h_{i,j,k}$ و هد تعیین شده برای منبع خارجی $h_{b,I,j,k}$:

$$Q_{b,I,j,k} = C_{b,I,j,k} (h_{b,I,j,k} - h_{i,j,k})$$

در این معادله $C_{b,I,j,k}$ رسانایی بین منبع خارجی و سلول را نشان می‌دهد (Todd and Mays, 2005).

۳-۵-۵-۳- انتخاب دوره‌ها و گامهای زمانی

در این مرحله برای اجرای حالت ناپایا مدل، با توجه به استرس‌ها و تنش‌های گوناگون و اختلاف بین مقادیر ورودی مدل هنگام مدل سازی در شرایط غیر ماندگار، پارامترهای زمانی تعریف می‌شود. این پارامترها شامل واحد زمانی (Time unit)، دوره های تنش (Stress periods) و تعداد گام های زمانی (Time Steps) می‌شود (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸- پارامترهای زمانی

در طول یک دوره تنش، تمام پارامترهای مرتبط با شرایط مرزی و تنش‌های گوناگون ثابت باقی می‌ماند.

۳-۵-۵-۴- درونیابی داده‌های ورودی

برای نشان دادن خصوصیات هندسی و سطح آب در آبخوان و نسبت دادن اطلاعات برگرفته شده به کل آبخوان، نیاز به درونیابی اطلاعات ورودی می‌باشد. درونیابی در GMS با مجموعه داده‌های نقطه‌ای که در صفحه دو بعدی و فضای سه بعدی قرار گرفته‌اند انجام می‌شود. این مجموعه نقاط دارای مجموعه داده‌های عددی یا برداری می‌باشد. نقاط پخش شده هدف‌های هندسی را نشان می‌دهند در حالی که مجموعه داده‌ها، مقادیر داده‌ها در هر یک از نقاط نشان می‌دهد. این مقادیر

داده‌ها می‌توانند شامل هر اطلاعاتی مانند ارتفاع، دما، غلظت عناصر و غیره باشد. این داده‌ها به وسیله

Tinها، مش‌ها و گره‌ها درونیابی می‌شوند (Tutorials, 2005) (GMS 6.0).

طرح‌های متعددی در GMS وجود دارند این طرح‌ها عبارتند از:

Linear, Inverse distance weighted, Clough-tocher, Natural neighbor, Kriging

این طرح‌های درونیابی یه وسیله مدول‌های TIN، 2D scatter point و 3D scatter point اجرا می‌-

شوند.

۱- Linear

در این درونیابی بین مجموعه نقاط پخش شده یک شبکه TIN موقتی ساخته می‌شود سپس برای هر سه‌گوش در TIN یک معادله صفحه‌ای محاسبه می‌شود و ضریبی از این معادله برای درونیابی نقاط استفاده می‌شود. بنابراین درونیابی خطی برای نقاط شبکه‌ای خارج از TINها غیر قابل کاربری است. در این درونیابی از حداقل انحنا استفاده می‌شود و عموماً در مسائل زمین‌آماری از این طرح استفاده می‌شود.

۲- Inverse distance Weighted

در این طرح از میانگین وزنی مجموعه نقاط پخش استفاده می‌شود در این حالت وزن معکوس فاصله به شمار می‌آید. در واقع این طرح درونیابی مقدار یک سلول را با استفاده از ترکیب وزنی خطی از مجموعه نقاط اطراف سلول محاسبه می‌کند (Delleur 2007). یکی از مشکلات IDV این می‌باشد که اطلاعات درونیابی شده همیشه تمایل دارند که به صورت میانگین مجموعه داده‌ها در بین نقاط پخش شده باشند در نتیجه حداکثر و حداقل موضعی در میان داده‌ها بوجود نمی‌آید. برای رفع این مشکل در GMS از توابع صفحه‌ای یا درجه دوم و عملگر انیزوتروپی افقی استفاده می‌شود (GMS 6.0) (Tutorials, 2005).

۳- Clough-tocher

منشأ آنالیز عددی در این طرح درونیابی، FEM می‌باشد. در این روش، قبل از اینکه هر نقطه‌ای درونیابی شود مجموعه نقاط یک شبکه TIN موقتی می‌سازند، در این شبکه، یک چند جمله‌ای دو

متغیره برای هر سه گوش تعریف می‌شود و مسیر سطحی درونیابی شکل می‌گیرد. این طرح درونیابی اغلب در مطالعه‌هایی که در آن از روش اجزاء محدود استفاده می‌شود به کار گرفته می‌شود.

۴- Natural neighbor

این طرح درونیابی عمومیت زیادی دارد و یکی از قوی‌ترین روش‌های درونیابی است. در این روش با توجه به نقاط ارتفاع‌دار، منطقه مثلث بندی می‌شود و از میانگین وزنی این نقاط ارتفاع‌دار، ارتفاع نقطه p که درون نقاط ارتفاع‌دار واقع شده است بدست می‌آید. تعداد نقاط همسایه یک نقطه که در درونیابی آن نقطه سهیم‌اند، به مثلث بندی بستگی دارد. در این روش، ارتفاع نقطه درونیابی شده، همیشه بر پایه میانگین وزنی نقاط مجاور آن است. نتیجه این طرح درونیابی مشابه با روش کریجینگ است، اما این روش فقط برای درونیابی کاربرد دارد و نمی‌توان از آن برای برون‌یابی استفاده کرد.

۵- Kriging

این طرح درونیابی، مجموعه‌ای از روال رگرسیون خطی است که در آن حداقل تخمین واریانس از یک میزان کواریانس از پیش تعریف شده مدل تبعیت می‌کند. این روش بر پایه فرضیاتی است، که این فرضیات بیان می‌کنند که نقاطی که در مجاورت یکدیگر هستند دارای درجه معینی از همبستگی فضایی‌اند. اما نقاطی که یک جدایی گسترده دارند، به طور آماری از یکدیگر مستقل‌اند.

برای استفاده از این روش درونیابی بایستی توابع viogram تعریف شود. توابع ویوگرام یک عملگر ریاضی ساده در مدل است که در نتیجه آن یک خمیدگی رو به بالا یا پائین در اطراف مدل بوجود می‌آید. برای درونیابی‌های گوناگون با توجه به نوع مسئله می‌توان از دو یا چند تابع استفاده نمود (delleur, 2007). این طرح درونیابی به چهار روش انجام می‌شود که از این چهار روش دو روش آن

برای GMS تعریف شده‌اند که عبارتند از:

الف- simple kriging

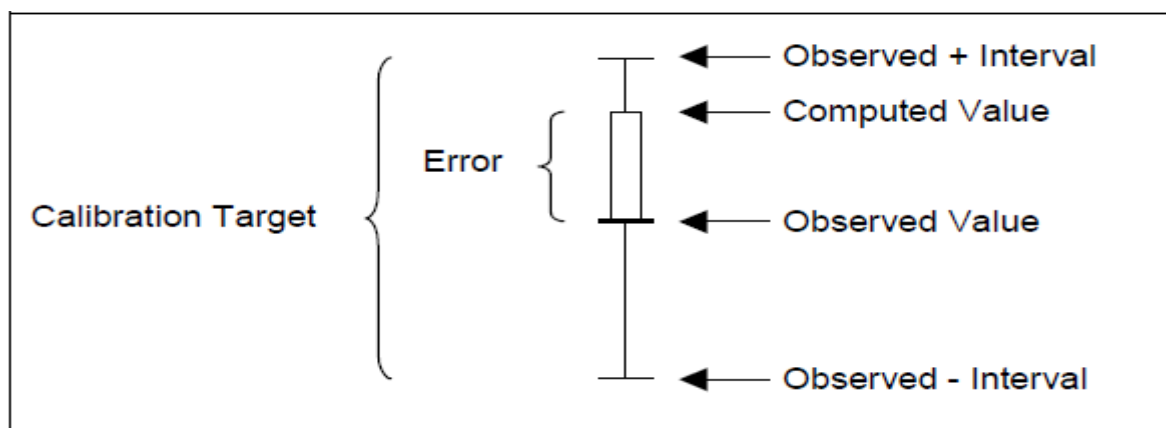
ب- ordinary kriging

این دو روش و توابع kriging در فصل بعدی به اختصار توضیح داده شده است.

۳-۵-۶- واسنجی مدل

واسنجی فرآیندی است که خواص پارامترهای ورودی و شرایط مرزی مدل را برای رسیدن به بهترین میزان انطباق بین شرایط مشاهده‌ای و سیستم آبهای زیرزمینی تضمین می‌دهد. بخش مهمی از مدلسازی آبهای زیرزمینی، فرآیند واسنجی آن است. واسنجی مدل آب زیرزمینی دارای نقشی پیش-گویانه است، این فرآیند بایستی شرح دهد که مدل می‌تواند رفتار مشاهده شده از آبخوان را شبیه-سازی کند. در فرآیند واسنجی، پارامترهای خاص مدل مانند تغذیه و هدایت هیدرولیکی در یک مدل اصولی تغییر پیدا می‌کند و مدل بر اساس این مقادیر جدید، تا موقع ایجاد بیشترین همخوانی با طبیعت پی در پی ایجاد می‌شود.

در موقع واسنجی، یک نمودار واسنجی در کنار نقاط چاههای مشاهده‌ای وجود دارد. اجزاء این نمودار در شکل (۳-۹) نشان داده شده است. در این نمودار، مرکز نمودار مطابق با مقدار داده مشاهده‌ای است. قسمت بالایی نمودار برابر با مقدار داده مشاهده‌ای بعلاوه مقدار فاصله تعیین شده و قسمت پائینی آن مطابق با مقدار مشاهده شده منهای فاصله تعیین شده است. رنگ نوار میله‌ای نشان‌دهنده مقدار خطا است. این نوار فاصله بین مقدار مشاهده‌ای و محاسبه شده را نشان می‌دهد، اگر این نوار میله‌ای داخل نمودار باشد رنگ آن سبز است. اگر خارج از این نمودار و با خطایی کمتر از ۲۰٪ باشد میله زرد رنگ می‌شود و اگر خطا بیش از ۲۰٪ باشد میله به رنگ قرمز در می‌آید.



شکل ۳-۹- نمودار واسنجی در (GMS)

واسنجی به دو روش انجام می‌شود:

روش مستقیم: تعیین اهداف واسنجی، ارائه تحلیل باقی مانده‌ها به نمودار نشان دهنده این تغییرات،

ارائه توزیع خطا در محدوده مدل در این نوع از کالیبراسیون ضروری می‌باشد.

روش معکوس: در این روش کدهای زیادی وجود دارد مانند روش‌های نیوتن-رافسون، الگوریتم

ژنتیک، روش جهانی (universal code)، شبکه‌های عصبی، منطق فازی، نرو فازی، برآورد پارامتری و

روشهای استوکستیک (هیپرکیوب و مونت کارلو). جواب این روش‌ها بهینه و مطلق نیست و گاهی

خطاهای موجود در مدل مفهومی منجر به عدم همگرایی این مدل‌های معکوس می‌شود و در مواقعی

باعث اجرا نشدن برنامه می‌شود (اعتباری و یعقوب‌زاده، ۱۳۸۸).

در بسیاری از موارد کالیبراسیون می‌تواند بوسیله مدل معکوس اجرا شود. مدل معکوس در داخل

GMS به وسیله کدهای MODFLOW PES و PEST و UCODE اجرا می‌شود. به دلیل قابل

اطمینان نبودن این جوابها مدل معکوس بایستی بارها و بارها انجام شود و فرضیات مسئله را تغییر

داد تا به جواب‌های مطمئنی دست یافت. در کلیه این روش‌ها باید به تحلیل حساسیت مدل توجه

کرد.

۳-۵-۷- صحت سنجی مدل

پس از انجام واسنجی برای تعیین اعتبار مدل و سنجش دقت آن و اثبات اینکه مدل قابلیت پیش-

گویی‌های صحیح را خواهد داشت صحت‌سنجی مدل صورت می‌گیرد (سلاجقه و همکاران، ۱۳۹۰). در

این مرحله، اگر مدل بتواند حوادث دوره زمانی، غیر از دوره واسنجی را شبیه‌سازی کند ترکیب

پارامترهای به کار رفته درست می‌باشد. در این مرحله معمولاً سال بعد از سالی که شرایط ناپایا

شبیه‌سازی شده را در نظر می‌گیرند.

۳-۵-۸- آنالیز حساسیت

تحلیل حساسیت به مجموعه مراحل گفته می‌شود که طی آن می‌توان درصد تغییرات پارامترهای خاص و مهم را در اثر تغییر سایر پارامترهای مرتبط به آن سنجید و در پیش‌بینی‌های آینده از نتایج آن استفاده کرد (کرامتی کرمان و علی‌محمدی، ۱۳۸۷). عواملی که عکس‌العمل مدل به آن بیشتر بوده یا به عبارتی مدل نسبت به آنها حساسیت بیشتری نشان می‌دهد از اهمیت بیشتری برخوردارند.

۳-۵-۹- پیش‌بینی

پس از صحت‌سنجی می‌توان از مدل شبیه‌سازی شده جریان آب جهت پیش‌بینی یا بهینه‌سازی منابع آب زیرزمینی سیستم آبخوان استفاده نمود. با استفاده از شرایط پیش‌بینی شده می‌توان مجموعه‌ای از برنامه‌ریزی، طراحی یا سیاست‌های اجرائی توسط بررسی پاسخگویی شبیه‌سازی آبخوان را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد (ماجدی و جلیلیان، ۱۳۸۴).

۳-۵-۱۰- ارائه و تفسیر نتایج

صحت نتایج مدل ارائه شده به صحت پارامترهای ورودی و اولیه آن بستگی دارد (کاووسی حیدری و همکاران، ۱۳۹۰). در بسیاری از موارد بخصوص در موقع واسنجی تفاوت بسیاری در پارامترهای کالیبره شده و اولیه، برای کاهش دادن میزان خطا، بوجود می‌آید. در موقع تفسیر این نتایج مدلسازی، به ساده‌سازیها و تغییراتی که در هنگام ساخت مدل مفهومی و واسنجی مدل ایجاد شده است بایستی توجه نمود.

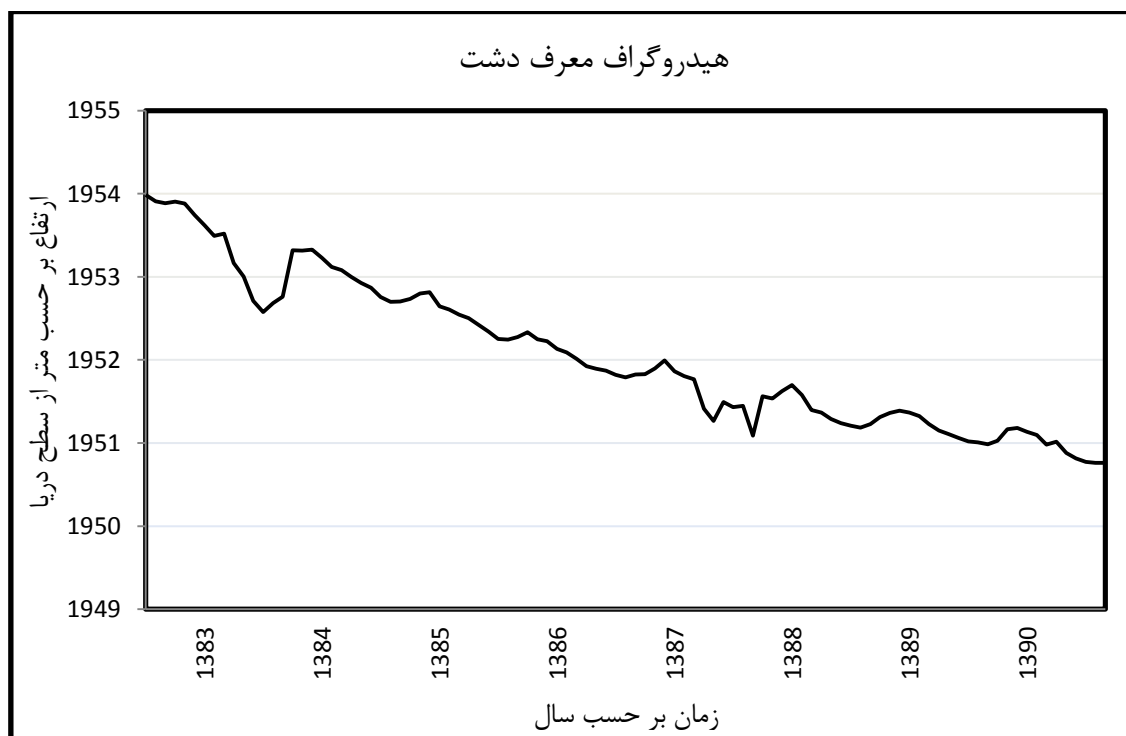
فصل چهارم: طراحی و ساخت مدل عددی دشت میمه

۴-۱- مدل مفهومی

برای ساخت مدل عددی، در ابتدا بایستی مدل مفهومی (Conceptual model) مناسب با طبیعت آبخوان برای نرم افزار تعریف شود که تهیه آن بستگی به اهداف مدلسازی، منابع موجود و آمار و اطلاعات میدانی دارد (اعتباری و یعقوبزاده ۱۳۸۸). با استفاده از این مدل مفهومی و ابزارهای مدول GIS، ویژگی‌های دشت به طور مستقیم و با استفاده از نقاط، خطوط و پلی‌گون به مدل وارد می‌شود. در طی ساخت مدل مفهومی پیچیدگی‌های طبیعی آبخوان ساده شده و داده‌های مشاهده‌ای تجزیه و تحلیل می‌گردد، همچنین مدل عددی طراحی و شبکه آن تعیین می‌شود. هر چه مدل مفهومی به شرایط طبیعی نزدیک‌تر باشد، مدل عددی از دقت بیشتری برخوردار خواهد بود. لازم به ذکر است که هر چه داده‌های مربوط به سیستم آبخوان بیشتر باشد تهیه مدل مفهومی راحت‌تر و دقیق‌تر خواهد بود. برای ساخت مدل مفهومی در اولین مرحله نقشه یا عکس هوایی منطقه مورد مطالعه وارد نرم‌افزار شده و ژئورفرنس می‌شود و با استفاده از ابزارهای مدول GIS، مرز منطقه تعیین گردیده و سپس با ایجاد لایه‌هایی (Coverage) شرایط مرزی و ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی آبخوان به مدل وارد می‌شود و در مرحله آخر ساخت مدل مفهومی خصوصیات هندسی آبخوان به مدل نسبت داده می‌شود. برای ساخت مدل دشت میمه در اولین مرحله به جمع‌آوری اطلاعات مورد نیاز از سازمان‌های آب منطقه‌ای اصفهان، جهاد کشاورزی، آبخیزداری و سازمان هواشناسی پرداخته شد.

۴-۱-۱- شرایط اولیه

برای ایجاد مدل منطقه ابتدا بایستی مقادیر ورودی به مدل مشخص گردد این مقادیر ورودی بعنوان شرایط پایا و اولیه در مدل در نظر گرفته می‌شوند. برای تعیین بهترین زمان ممکن برای ساخت مدل پایا، هیدروگراف چاههای مشاهده‌ای برای سال آبی ۱۳۸۲-۱۳۸۳ تا سال آبی ۱۳۸۹-۱۳۹۰ رسم شد. با توجه به داده‌های موجود و نواقص اطلاعاتی در چاههای مشاهده‌ای از بین ۱۶ چاه مشاهده‌ای موجود در منطقه، ۱۲ چاه مشاهده‌ای که داده‌های آنها با یکدیگر مطابقت داشته و برای مدل عددی دشت میمه مناسب بودند، در ساخت مدل استفاده شد. سپس با استفاده از داده‌های این ۱۲ چاه مشاهده‌ای شبکه تیسن و سپس هیدروگراف معرف دشت میمه ترسیم گشت (شکل ۴-۱). این هیدروگراف نشان دهنده افت دراز مدت در آبخوان است. کمترین نوسانات مشاهده شده در این هیدروگراف مربوط به ماه آذر و دی در سالهای متفاوت است. با توجه به زمان مورد نیاز جهت تهیه مدل ناپایا و واسنجی مدل و نوسانات کم سطح آب زیرزمینی، آذرماه ۱۳۸۸ بعنوان شرایط اولیه انتخاب شد. ارتفاع سطح آب و مشخصات چاههای مشاهده‌ای در جدول ۴-۱ آمده است.



شکل ۴-۱ - هیدروگراف معرف دشت میمه

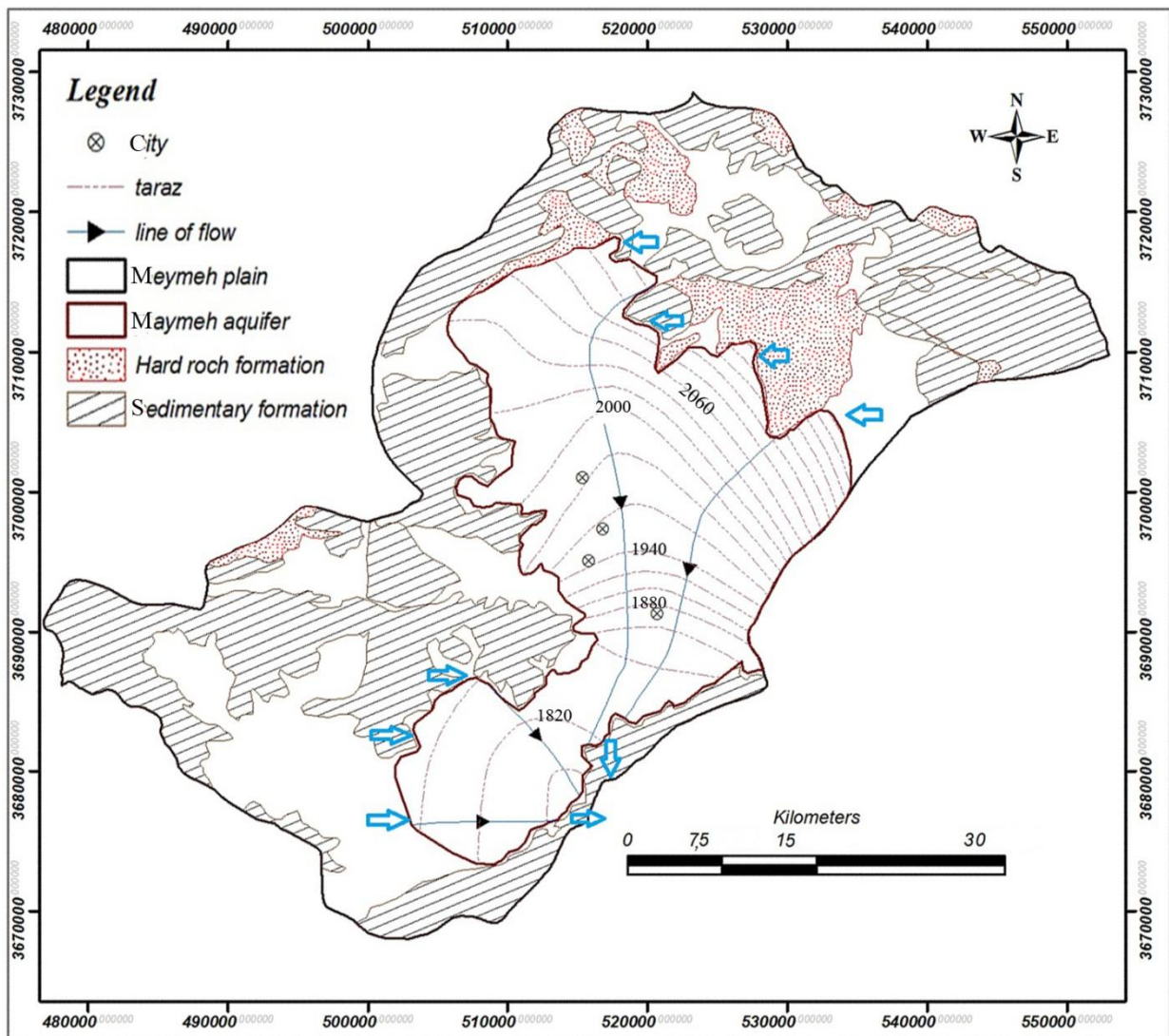
جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی و ارتفاع سطح آب در آذرماه ۱۳۸۸

شماره	توپوگرافی (m)	سطح آب (m)	UTM(y)	UTM(x)	نام محل
۱	۱۸۹۲/۸	۱۸۳۱/۴	۳۶۸۴۶۲۱	۵۰۷۸۱۲	کیلومتر ۸/۵ غرب علی آباد
۲	۲۱۲۵	۲۰۴۳/۶	۳۷۱۲۳۲۰	۵۰۹۶۱۱	جنوب معدن جوشقان
۳	۱۸۸۳/۱	۱۸۰۶/۸	۳۶۸۰۱۰۰	۵۱۱۸۲۰	کیلومتر ۴ غرب علی آباد
۴	۲۰۱۰	۱۹۹۳	۳۶۹۹۶۱۹	۵۱۳۱۳۳	قبرستان زیاء آباد
۵	۱۹۷۹	۱۹۴۶/۶	۳۶۹۶۰۱۳	۵۱۸۷۳۵	مجاور معدن شن وزوان
۶	۲۱۲۳	۲۰۳۸/۴	۳۷۰۰۳۷۲	۵۲۶۹۲۴	کیلومتر ۱۰ شمال شرق ونداده
۷	۱۹۱۷	۱۸۴۴/۳	۳۶۸۹۱۳۰	۵۱۹۴۱۳	جنوب خسروآباد
۸	۲۰۵۱/۱	۱۹۷۷/۱	۳۷۰۱۶۲۱	۵۲۰۴۸۲	کیلومتر ۵ شرق وزوان
۹	۲۰۶۲/۸	۱۹۹۹/۵	۳۷۰۵۷۱۶	۵۱۷۲۰۹	شمال شرق دانشگاه میمه
۱۰	۱۸۸۰/۳	۱۸۲۹/۶	۳۶۸۴۶۱۲	۵۱۷۵۰۶	کیلومتر ۲ شمال شرق علی آباد
۱۱	۱۹۶۷/۶	۱۹۴۵/۳	۳۶۹۴۳۱۳	۵۱۴۴۰۵	صالح خاتون
۱۲	۲۱۳۴/۳	۲۰۶۲/۹	۳۷۱۲۱۱۰	۵۱۴۸۰۰	اراضی جوشقان

۴-۱-۲- تعیین شرایط مرزی مدل

تعیین شرایط مرزی احتمالاً مهمترین مرحله در ساخت مدل عددی آب زیرزمینی است. این مرحله اولین عملگر برای تعیین شرایط هیدروژئولوژیکی در مدل است (Singhal and Gupta, 1999). در این مرحله با توجه به داده‌های سطحی و اطلاعات مربوط به نقشه‌های مختلف (زمین‌شناسی،

توپوگرافی، خاک و هیدروژئولوژیکی) توزیع فضایی مرز اطراف آبخوان مشخص می‌شود. سپس با توجه به نقشه هم‌پتانسیل سطح آب زیرزمینی و الگوی جریان آب درون حوضه، مرزهای مشخص شده به مرزهای جریان و غیرجریانی تقسیم می‌شود. با در نظر گرفتن عوامل ذکر شده خط مرزهای شمال-شرقی، جنوبی و خط مرز شمالی، جنوب‌غربی محدوده مطالعاتی بعنوان مرز جریانی (فلش‌های نشان داده شده در شکل (۴-۲) و مرزهای باقیمانده بعنوان مرز غیر جریانی در نظر گرفته شد. برای تعیین شرایط مرزی در مدل، با توجه به شرایط موجود در مدل ساخته شده و شرایط طبیعی، میتوان از مرزهای متفاوتی استفاده کرد. با توجه به در دسترس نبودن میزان تراوایی در مرزهای حوضه از مرز با بار هیدرولیکی مشخص یا مرز دریکله در نظر گرفته شد. این مرز به طور اتوماتیک تراوایی مناسبی به سلولهای موجود در مدل می‌دهد. این مرز از حساسیت بالایی برخوردار است و برای در نظر گرفتن این مرز بایستی دقت بالایی به کار برده شود.



شکل ۴-۲- جهت جریان و شرایط مرزی مدل

۳-۱-۴- پارامترهای هیدرولیکی مدل

برای ساخت مدل آب زیرزمینی نیاز است که ویژگی‌های هیدرولیکی آبخوان مانند هدایت هیدرولیکی، آبدهی ویژه، ضریب نشست عمودی و غیره به مدل وارد شوند. آبدهی ویژه در مرحله ناپایا و دیگر موارد، برای ساخت مدل پایا به کار گرفته می‌شوند. جهت وارد کردن این موارد از روش زون-بندی استفاده می‌شود که این زون‌ها به وسیله Coverage مربوطه به نرم افزار وارد می‌شوند. در این مرحله با توجه به آزمونهای پمپاژ انجام شده (به فصل ۱ ص ۲۲ مراجعه شود) و با استفاده از نقشه

تراز آب زیرزمینی و شبکه بندی جریان آب و معادله ۴-۱ زون بندی اولیه و مقدار هدایت هیدرولیکی در هر زون مشخص شد.

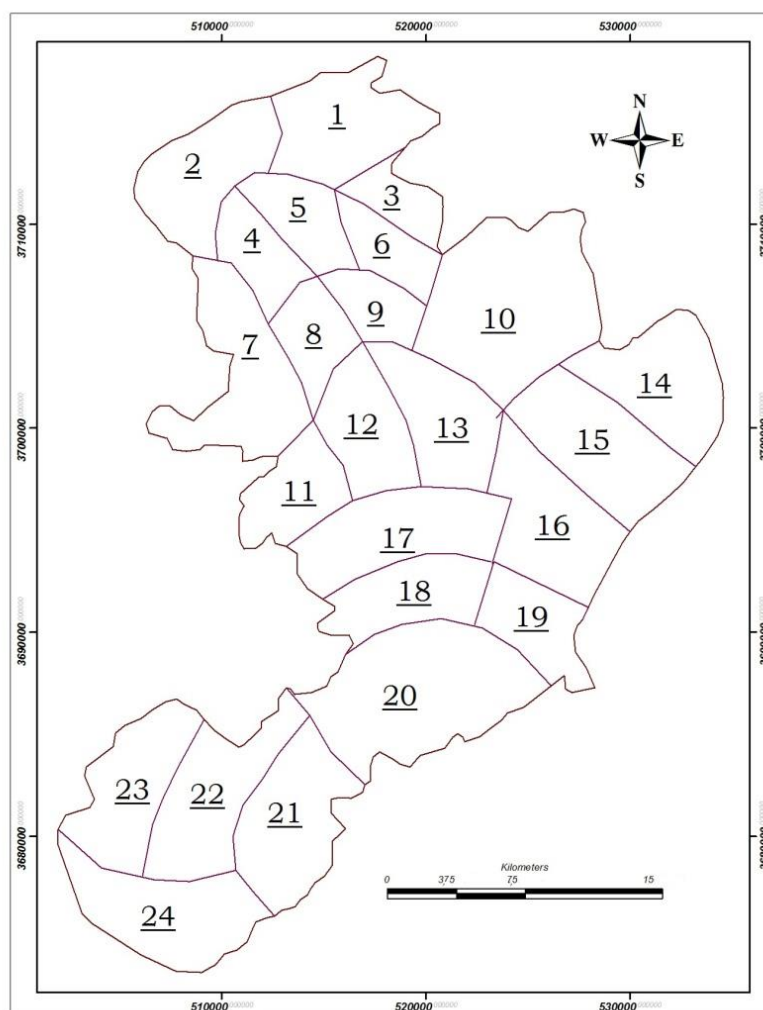
$$T_B = \frac{L_B W_A}{L_A W_B} T_A \quad (1-4)$$

در این معادله T نشان دهنده مقدار قابلیت انتقال، L طول یک واحد شبکه جریان و W عرض این واحد می باشد. با اندازه گیری مقادیر L و W در هر شبکه جریان و داشتن یک مقدار اولیه از T می توان مقادیر قابلیت انتقال را در هر زون تعیین کرد. سپس با استفاده از نقشه هم عمق (فصل اول) مقادیر هدایت هیدرولیکی نیز برای هر زون بدست آمد. در این زون بندی بیشترین مقدار هدایت هیدرولیکی را زون شماره ۲۰ و کمترین آن را زون شماره ۲ دارند.

مقادیر تعیین شده هدایت هیدرولیکی در جدول (۴-۲) آمده است. همچنین شکل (۴-۳) زون بندی این مقادیر را نشان می دهد.

جدول ۴-۲- مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی بر حسب (m/day)

شماره زون	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
مقادیر K	۰/۴۸	۰/۴۱	۰/۵	۵/۳	۴/۸	۰/۹	۴/۵	۳	۳/۲	۱	۱/۲	۳/۷
شماره زون	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰	۲۱	۲۲	۲۳	۲۴
مقادیر K	۸/۵	۰/۵۲	۱/۹	۲/۱	۲/۳	۱۶	۹	۵۲	۲۹/۳	۱/۱	۰/۸۵	۱/۴۵



شکل ۴-۳- زون بندی اولیه هدایت هیدرولیکی

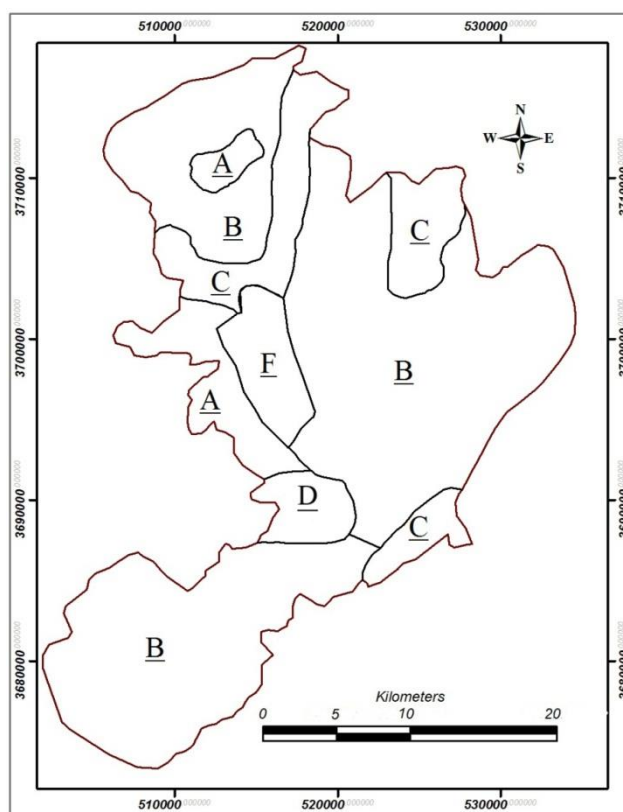
۴-۱-۴- نفوذ

جهت ساخت لایه تغذیه ابتدا بایستی مقدار نفوذ سطحی را مشخص کرد. چنانچه مقادیر نفوذ با استفاده از استوانه مضاعف یا چاهک نفوذ موجود نباشد می توان از نقشه خاک منطقه استفاده کرد. در این مطالعه از نقشه تهیه شده توسط شرکت خدمات مهندسی جهاد کشاورزی استفاده شد. این نقشه بر اساس مطالعات صحرائی انجام شده توسط این سازمان تهیه شده و گروههای اصلی خاک بر اساس تقسیم بندی سازمان حفاظت خاک آمریکا SCS تعیین شد. طبق این تقسیم بندی خاکهای منطقه به ۴ زون A, B, C, D تقسیم می گردند که میزان تغذیه برای هر کدام به ترتیب ۲۰٪، ۱۵٪، ۱۰٪ و ۵٪ از

مقدار بارش در نظر گرفته شد. در زون F نیز مقادیر نفوذ بر اثر فاضلاب شهرهای وزوان و میمه و ونداده (۲۰۰ لیتر آب مصرفی برای هر فرد) با توجه به جمعیت این مناطق، به مقدار نفوذ بر اثر بارش اضافه شده است. زونهای در نظر گرفته شده و مقدار تغذیه از طریق نفوذ در هر زون در شکل (۴-۴) و جدول (۳-۴) آمده است.

جدول ۳-۴ - مقادیر تغذیه

نام زون	A	B	C	D	F
مقدار نفوذ (m/day)	۰/۰۰۰۱۰۶	۰/۰۰۰۰۷۹۵	۰/۰۰۰۰۵۳۳۳	۰/۰۰۰۰۰۲۶۵	۰/۰۰۰۱۵۸۲



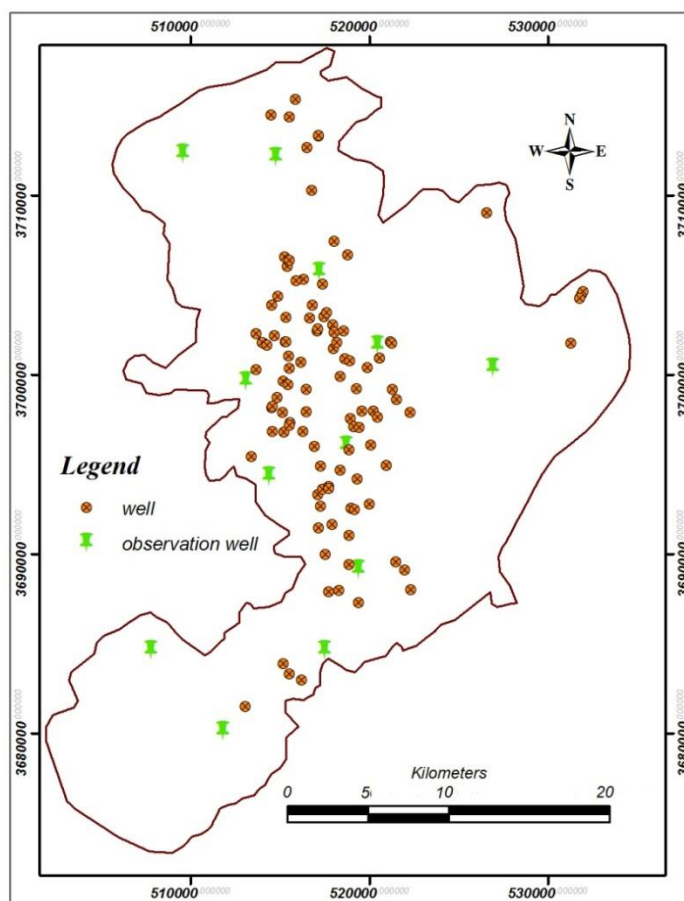
شکل ۴-۴ - زون بندی تغذیه (نقشه خاک - مطالعات توجیهی حوضه آبخیز دستکن، ۱۳۷۶)

۴-۱-۵ - تبخیر و تعرق

جهت تهیه این لایه ابتدا نقشه هم عمق آب زیرزمینی در برنامه GIS تهیه شد. سپس بایستی مناطق با عمق کمتر از ۵ متر (Todd and Mays, 2005) را مشخص کرد. با توجه به اینکه سطح آب در این دشت در عمق زیادتر از ۵ متر است و تبخیر و تعرق بر آن اثر ندارد برای ساخت مدل این دشت نیازی به وارد کردن مقدار تبخیر و تعرق نیست.

۴-۱-۶- پارامترهای تخلیه

تخلیه از این دشت بر اثر چاههای بهره‌برداری، چشمه و قنات صورت می‌گیرد. ۲۸۷ منبع تخلیه در این دشت وجود دارند که از این تعداد، ۱۱۱ منبع درون محدوده آبخوان قرار گرفته‌اند. موقعیت این مناطق تخلیه در شکل (۴-۵) آمده است.



شکل ۴-۵- موقعیت چاههای مشاهداتی و بهره‌برداری

برای برداشت از چاهها میزان ۲۰ درصد از برداشت کل به عنوان آب برگشتی در نظر گرفته شد و از میزان برداشت کل چاه کم شد (معاونت آبخیزداری، ۱۳۸۸).

۴-۱-۷- تهیه شبکه مدل و تقسیم بندی مدل

برای شبیه سازی جریان به روش تفاضل محدود لازم است که منطقه مورد مطالعه را به تعدادی محیط کوچکتر که اصطلاحاً سلول نامیده می شود تقسیم بندی کرد. با انتخاب مناسب ابعاد سلولهای شبکه مدل، زمان محاسبات کاهش یافته و نتایج حل عددی به واقعیت نزدیکتر می شود.

هر چه تعداد سلولها بیشتر باشد تعداد نقاط محاسباتی افزایش یافته و به تبع آن نتیجه محاسبات عددی به واقعیت نزدیکتر خواهد شد اما مدت زمان محاسبات افزایش می یابد. در روش تفاضل محدود با انتخاب ابعاد مناسب شبکه مدل سازی می توان در زمان مناسب به نتایج با دقت مورد نیاز رسید. برای انتخاب این ابعاد، لازم است که پارامترهای تاثیرگذار در اندازه سلولهای مدل شناخته شوند (زارعی مظفری و اسپندار، ۱۳۸۹). مهمترین این پارامترها، گرادیان هیدرولیکی و مقدار خطای مورد نظر از مدل سازی می باشد. بدین صورت که اندازه شبکه مدل رابطه مستقیم با مقدار خطا و رابطه معکوس با شیب هیدرولیکی دارد.

مقدار خطا با افزایش ابعاد شبکه مدل زیاد می شود، از مقداری به بعد افزایش ابعاد سلولهای شبکه مدل تاثیر قابل توجهی بر دقت محاسبات عددی نخواهد داشت. برای بدست آوردن ابعاد مناسب سلولهای شبکه از معادله زیر استفاده می شود (زارعی مظفری و اسپندار، ۱۳۸۹).

$$Ms = \exp\left(\frac{\beta + 0.1153}{0.0371}\right) \quad (2-4)$$

که Ms اندازه سلولهای شبکه مدل و β عبارت است از:

$$\beta = \frac{\sqrt{er} \times \exp((i \times 2.4)^{0.1} \times \sqrt{er})}{(i \times 2.4)^{1.5}} - \sqrt{\frac{(i \times 2.4)}{2}} \quad (3-4)$$

که در آن er مقدار خطا است که معمولاً ۱۰ الی ۲۰ درصد در نظر گرفته می‌شود و t درصد شیب هیدرولیکی منطقه است. معمولاً با افزایش اندازه سلولهای شبکه، مقدار کاراکتر β افزایش می‌یابد. با توجه به شیب ۰/۹۳ درصد و خطای مورد نظر ۱۰ درصد، مقدار Ms برابر با ۶۱۶ می‌باشد. در نتیجه ابعاد سلولهای شبکه (متر ۵۰۰ * متر ۵۰۰) در نظر گرفته شد. و مدل به ۶۶ ستون و ۸۹ سطر از نوع مرکز بلوکی شبکه‌بندی گردید (شکل ۴-۶).

۴-۱-۸- درونیابی خصوصیات هندسی و بار هیدرولیکی اولیه

اطلاعات خصوصیات هندسی آبخوان و همچنین بار هیدرولیکی اولیه به صورت نقطه‌ای در سطح دشت پراکنده می‌باشند. تکنیک‌های درونیابی عموماً برای ایجاد صفحات ممتد از این اطلاعات که به صورت نقطه‌ای در داخل صفحه پخش شده‌اند استفاده می‌شود و به این ترتیب این اطلاعات را می‌توان به کل شبکه مدل نسبت داد. این پروسه برای درونیابی مقادیری که در مجاور هم هستند به کار می‌رود (Delleur 2007). برای درونیابی فرضیات اساسی در نظر گرفته می‌شود که عبارتند از:

الف- نقاط تصادفی باشد.

ب- نقاط، توزیع فضایی را به درستی نشان دهند.

بدلیل نبود طرح درونیابی جامعی که همه حالت‌ها را در نظر گرفته باشد طرح‌های متعدد درونیابی در GMS وجود دارد. نوعاً بهترین روش موقعی بدست می‌آید که تمام طرح‌های درونیابی را ایجاد کرده و سپس طرحی که بهترین نتیجه دلخواه را می‌دهد تعیین کنیم. روش‌های درونیابی وابسته به ارتباط بین دو نقطه‌اند و مقادیر اندازه‌گیری نشده بین دو نقطه را نشان می‌دهد. نحوه توزیع نقاط پخش شده خصوصیات روش درونیابی را تعیین می‌کند. نرم‌افزار GMS ، قابلیت این را دارد که چند طرح درونیابی را با هم اجرا و آنها را با هم مقایسه کنیم (GMS 6.0, Tutorials 2005).

با توجه به این قابلیت GMS و انواع طرح‌های درونیابی که در فصل ۳ توضیح داده شد با توجه به اینکه آنالیز عددی در $MODFLOW$ بر مبنای تفاوت‌های محدود و شبکه مستطیلی است و

محدودیت‌های سایر روش‌های درونیایی، برای درونیایی سطح آبخوان از روش IDW استفاده شد. همچنین برای درونیایی خصوصیات هندسی آبخوان طرح درونیایی Kriging انتخاب شد. این طرح درونیایی دارای دو روش در GMS می‌باشد که این دو روش عبارتند از:

الف - Ordinary Kriging

این روش متداول‌ترین روش درونیایی تابع Kriging است. برای ایجاد این روش دو فرضیه لازم است:

- نقاط به صورت آماری پخش شده باشند.

- تعداد نقاط به اندازه‌ای باشد که بتوان برای آنها توابع ویوگرامی فرض کرد.

ب - Simple Kriging

این روش از دقت و عمومیت کمتری نسبت به روش Ordinary Kriging برخوردار است. با این وجود، درونیایی در این روش عموماً سطوح نرم‌تر و صاف‌تری ایجاد می‌کند.

برای استفاده و کاربرد روش‌های درونیایی کریجینگ لازم است که برای آنها توابع ویوگرامی توصیف شود. در موارد همسان ویوگرام y ، تنها عملگری برای فاصله $h = |x - x'|$ است و به جهت h بستگی ندارد. در حجم سه بعدی h برابر است با:

$$x = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{bmatrix}, x' = \begin{bmatrix} x'_1 \\ x'_2 \\ x'_3 \end{bmatrix}, h = \sqrt{(x_1 - x'_1)^2 + (x_2 - x'_2)^2 + (x_3 - x'_3)^2} \quad (4-4)$$

ویوگرام مدل بایستی ملزومات ریاضی مدل را برآورده سازد عمومی‌ترین توابع همسان ویوگرام مدل در جدول (4-4) آمده است (Delleur, 2007).

جدول 4-4 - توابع ویوگرام مدل (Delleur, 2007)

ویوگرام مدل	تابع ویوگرام	مقادیر پارامترها
Gaussian	$\sigma^2 \left(1 - \exp\left(-\frac{h^2}{l^2}\right) \right)$	$\sigma^2 > 0, l > 0$

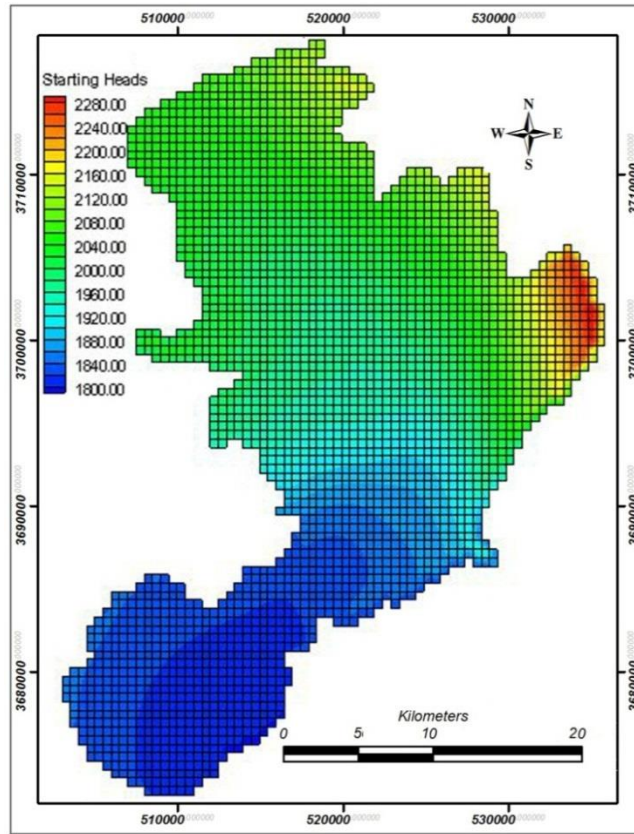
Exponential	$\sigma^2 \left(1 - \exp\left(-\frac{h}{l}\right) \right)$	$\sigma^2 > 0, l > 0$
Spherical	$\begin{cases} \left(\frac{3h}{2\alpha} - \frac{1}{2} \frac{h^3}{\alpha^3} \right) \sigma^2, & \text{for } 0 \leq h \leq \alpha \\ \sigma^2 & \text{for } h > \alpha \end{cases}$	$\sigma^2 > 0, \alpha > 0$
Nugget	$\begin{cases} C_0, & h > 0 \\ 0 & h = 0 \end{cases}$	$C_0 > 0$
Linear	θ, h	$\theta > 0$
Power	θ, h^s	$\theta > 0, 2 > s > 0$

در بسیاری از موارد، مانند لایه‌بندی زمین و دخالت مکانیزم‌های هیدروژئولوژیکی، توزیع h در ساختار فضایی سه بعدی به غیر از فاصله به جهت نیز وابسته است در این صورت h برابر است با:

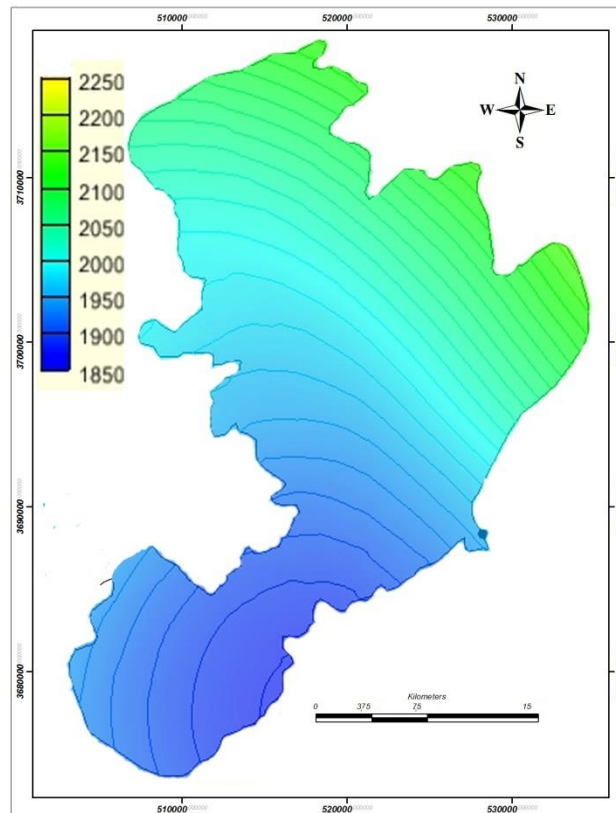
$$h = \sqrt{\left(\frac{x_1 - x'_1}{l_1}\right)^2 + \left(\frac{x_2 - x'_2}{l_2}\right)^2 + \left(\frac{x_3 - x'_3}{l_3}\right)^2} \quad (5-4)$$

در این معادله L_1, L_2, L_3 برابر با پارامترهای طولی هستند.

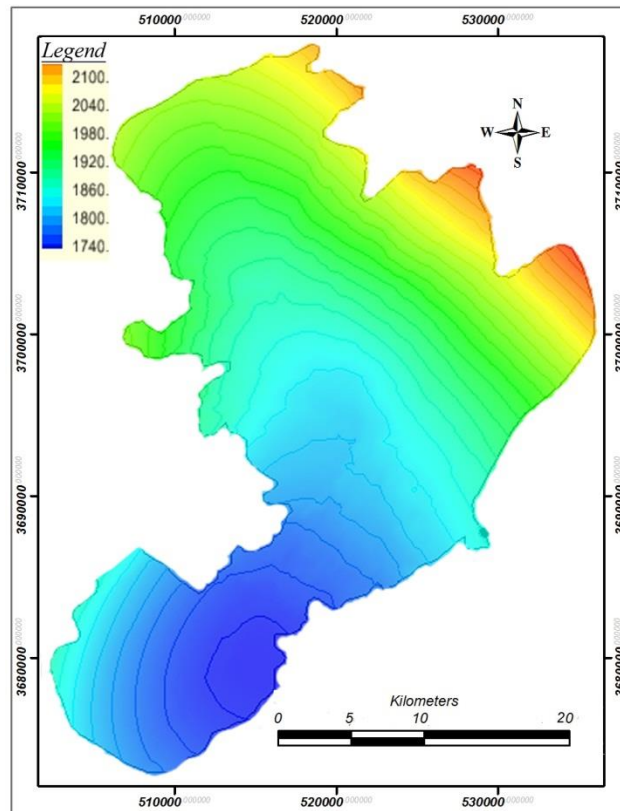
با توجه به لایه‌های ارتفاعی و با استفاده از آزمون سعی و خطا برای سطح آبخوان از طرح درونیایی IDW (شکل ۴-۶)، و برای درونیایی سنگ کف (شکل ۴-۷) و سطح توپوگرافی (شکل ۴-۸)، از طرح درونیایی Simple Kriging و تابع Gaussian استفاده شد. درونیایی‌های به کار گرفته شده حداقل خطا را دارند.



شکل ۴-۶- سطح درونیابی شده آبخوان و شبکه مدل



شکل ۴-۷- سطح توپوگرافی آبخوان



شکل ۴-۸- منحنی تراز سنگ کف آبخوان

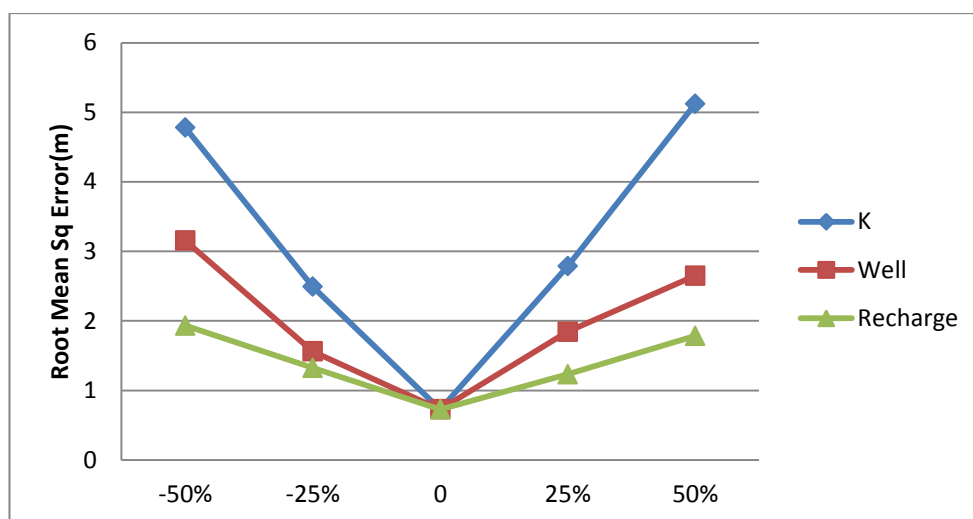
۴-۲- ساخت مدل عددی در حالت پایا

نسبت دادن خصوصیات هندسی و بار هیدرولیکی اولیه، آخرین مرحله در ساخت مدل مفهومی است بعد از تکمیل شدن مدل مفهومی، بایستی مدل مفهومی ساخته شده را به مدل عددی تبدیل کرد. با استفاده از منوی Map>Modflow مدل مفهومی به مدل عددی تبدیل و پس از بازبینی اولیه و رفع خطاهای احتمالی، مدل برای حالت پایا اجرا شد.

۴-۲-۱- حساسیت سنجی مدل

آنالیز حساسیت مدل آگاهی لازم برای جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز را فراهم می‌کند. با استفاده از این آنالیز مدل‌ساز در طول شبیه‌سازی درک مناسبی از شرایط حاکم بر مدل پیدا می‌کند. این مرحله بعد از ساختن مدل عددی انجام می‌شود و در واقع اولین مرحله از فرآیند واسنجی مدل است. پس از انجام این آنالیز مشخص گردید که بیشترین حساسیت مدل شبیه‌سازی شده نسبت به هدایت

هیدرولیکی است و این حساسیت به ترتیب نسبت به دبی چاههای بهره‌برداری، میزان تغذیه، تغییر بار هیدرولیکی مرزها، تراز سنگ کف و توپوگرافی و روش درونیایی کاهش می‌یابد. شکل (۹-۴) حساسیت مدل را نسبت به تغییر پارامترهای هدایت هیدرولیکی، چاههای بهره‌برداری و میزان تغذیه نشان می‌دهد.



شکل ۹-۴- حساسیت مدل نسبت به تغییر پارامترهای مختلف

با توجه به حساسیت بالای آبدهی ویژه در این مرحله با کمترین تغییر در این پارامتر مدل اجرا نمی‌گردد. در نتیجه مقدار خطای این پارامتر در حالت‌های مختلف تغییر آن بدست نیامد.

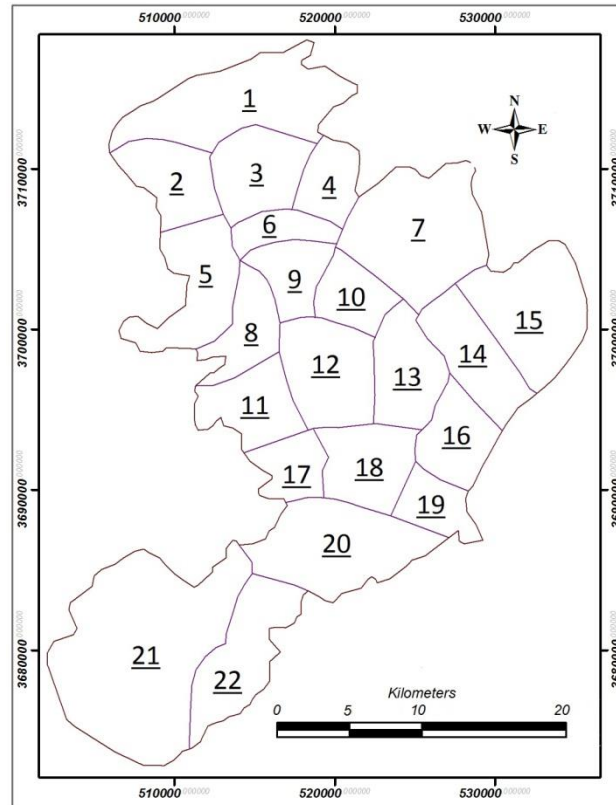
۴-۲-۲- واسنجی مدل در مرحله پایا

اولین مرحله در واسنجی مدل طراحی یک مدل جریان پایا می‌باشد که مقادیر بدست آمده از آن برای شرایط اولیه در مرحله شبیه‌سازی جریان ناپایا به کار گرفته می‌شود. در واسنجی مدل با تغییر پارامترهای عدم قطعیت میزان خطاها را بایستی به حداقل میزان رساند. مهم‌ترین پارامتر عدم قطعیت در حالت پایا پارامتر هدایت هیدرولیکی می‌باشد. بعلت عدم رعایت نکات فنی در زمان حفاری و انجام آزمایش‌های غیر اصولی پمپاژ، خطای انسانی و دیگر موارد، مقادیر ضرایب هیدرولیکی بدست آمده ممکن است متفاوت از حالت واقعی باشند. اعمال این مقادیر به مدل، اختلافی بین مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای نشان می‌دهد. برای کاهش این مقادیر واسنجی به روش سعی و خطا

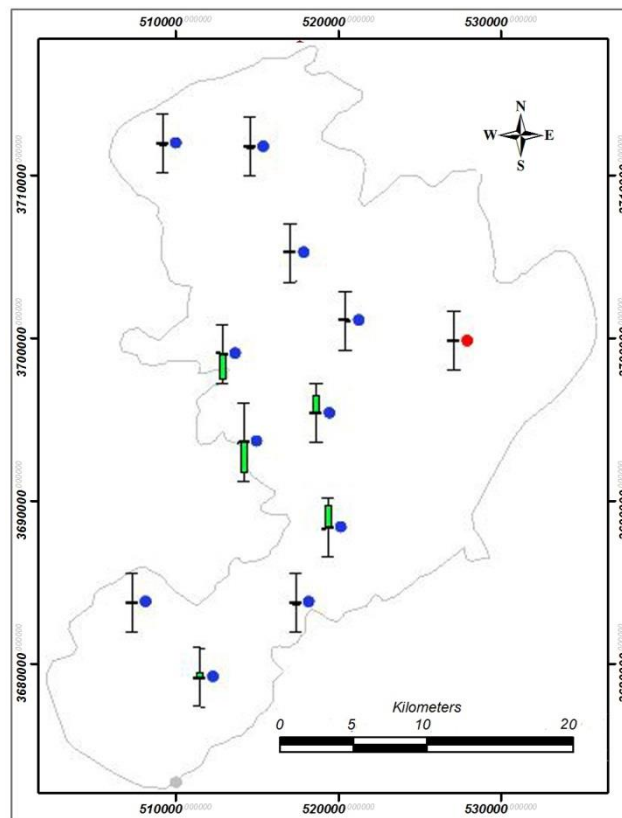
در حالت پایا انجام شد و هدایت هیدرولیکی در محدوده مجاز تغییر داده شد. این عمل آنقدر تکرار شد تا اختلاف مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای به مقدار قابل قبولی از خطا برسد. این مقدار خطا بستگی به هدف مدلسازی دارد و در این تحقیق ۱ متر در نظر گرفته شد. در نتیجه واسنجی مدل، هدایت هیدرولیکی در منطقه به ۲۲ زون تقسیم و بهینه شد (شکل ۴-۱۰ و ۴-۱۱). این مقادیر در جدول (۴-۵) ارائه شده است.

جدول ۴-۵- مقادیر واسنجی شده هدایت هیدرولیکی

۱۱	۱۰	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	شماره زون
۱۲	۱۵	۱۷	۵	۲/۵	۳/۸	۲۴	۲/۸۵	۵/۱	۱۳/۳	۳/۱	مقادیر هدایت هیدرولیکی (m/day)
۲۲	۲۱	۲۰	۱۹	۱۸	۱۷	۱۶	۱۵	۱۴	۱۳	۱۲	شماره زون
۲۵	۴/۶	۳۷/۵	۸	۴/۵	۵/۲	۶	۳/۷	۴/۵	۵/۱	۲۰	مقادیر هدایت هیدرولیکی (m/day)

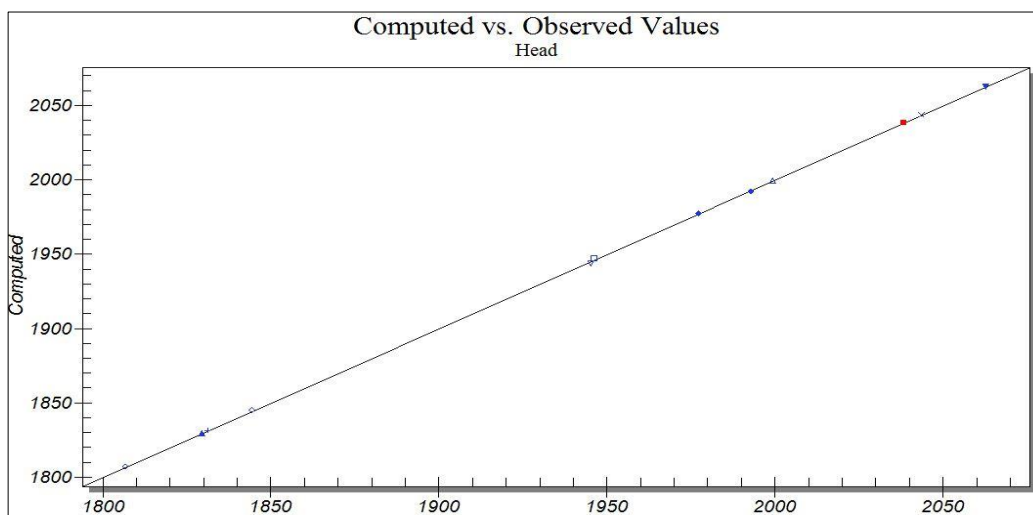


شکل ۴-۱۰- زون‌بندی بر اساس هدایت هیدرولیکی واسنجی شده



شکل ۴-۱۱- مقادیر خطای واسنجی شده

همانطور که مشاهده می‌شود مقادیر هدایت هیدرولیکی بین $2/5$ تا $37/5$ (m/day) قرار گرفته است. مقادیر زیاد K در محدوده میانی دشت و مقادیر کم K در اطراف دشت می‌باشد. با توجه به اینکه در محدوده میانی دشت آبرفت دانه درشت‌تری (آبرفت رودخانه - به شکل ۱-۳ مراجعه شود) وجود دارد و همچنین تجمع چاههای بهره‌برداری در این قسمت وجود دارد، محدوده میانی دشت بایستی دارای هدایت هیدرولیکی بالاتری نسبت به کناره دشت داشته باشد. در زون شماره ۲۰ به علت این که این زون در محل خروجی دشت واقع شده و در این محل با توجه به کم شدن عرض منطقه، مقدار هدایت هیدرولیکی افزایش یافته است. نتیجه واسنجی مدل نیز، دلایل فوق‌الذکر را تایید می‌کند که نشان‌دهنده صحت واسنجی مدل در حالت پایا است. برای نشان دادن مقدار خطا، فواصل خطایی مهم می‌باشد که در این مطالعه برای نشان دادن میزان خطاها فاصله ۱ متر در نظر گرفته شد. همانطور که در شکل (۴-۱۱) دیده می‌شود نمودار میله‌ای خطاهای موجود در مرحله پایا در حد استاندارد می‌باشد. برازش هیدرولیکی دشت میمه برای حالت پایا در شکل (۴-۱۲) نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۲- برازش بار هیدرولیکی محاسباتی و مشاهداتی در حالت پایا

همچنین میزان خطاهای حاصل از واسنجی در مرحله پایا در شکل (۴-۱۳) دیده می‌شود.

Error Summary	
Head	
Mean Error:	-0.062
Mean Abs. Error:	0.469
Root Mean Sq. Error:	0.728

شکل ۴-۱۳ - میزان خطاهای موجود (بر حسب m)

از خطاهای دیگری که بایستی در حالت پایا بررسی شود صحت بیلان مدل است. صحت بیلان مدل (Discrepancy percent) بیانگر درصد اختلاف بین ورودی و خروجی مدل می‌باشد و از طریق معادله زیر بدست می‌آید. اگر صحت بیلان مدل از ۱٪ تجاوز نماید نتایج مدل رضایتبخش نخواهد بود (اعتباری و یعقوب‌زاده، ۱۳۸۸). شکل (۴-۱۴) میزان این خطا را نشان می‌دهد.

$$\text{Percent of discrepancy} = 100(\text{in} - \text{out})/(\text{in} + \text{out})/2 \quad (۴-۶)$$

	Flow In	Flow Out
TOTAL FLOW	238269.05 (m³/day)	-238269. (m³/day)
Summary	In - Out	% difference
Sources/Sinks	0.0006487369537	2.72270758e-007

شکل ۴-۱۴ - نتایج بیلان مدل و درصد اختلاف بین ورودی و خروجی

۳-۴ - ساخت مدل عددی در حالت ناپایا

برای اجرای مدل در شرایط ناپایا، ابتدا بایستی مدل را در حالت پایا اجرا کرده و سپس نتایج مدل را به بار هیدرولیکی اولیه برای حالت ناپایا تبدیل کرد. این بار هیدرولیکی به عنوان شرایط اولیه در حالت ناپایا یا Starting head به کار گرفته می‌شود. در نتیجه پارامترهای کالیبره شده در حالت پایا، ثابت در نظر گرفته شده و نتایج مدل در حالت پایا در آذرماه ۱۳۸۸ به عنوان Starting head به کار گرفته شد و مدل ناپایا برای سال ۸۹-۱۳۸۸ ساخته شد. در این مرحله بایستی پارامتر آبدهی ویژه وارد مدل شود و مدل از نظر زمانی نیز تقسیم‌بندی شود.

۴-۳-۱- گسسته‌سازی زمانی

در این مرحله، پارامترهایی که در طول زمان تغییر می‌کنند مانند میزان تغذیه از طریق نفوذ سطحی و میزان تخلیه از طریق این چاهها را در نظر می‌گیریم. بر اساس تنش‌های موجود در این پارامترها بایستی تقسیم‌بندی زمانی صورت گیرد و واحد زمانی، دوره‌های تنش و گامهای زمانی تعیین گردد. که بر این اساس یک واحد زمانی سالیانه برای سال ۸۹-۱۳۸۸، ۴ دوره تنش فصلی و ۴ گام زمانی در نظر گرفته شد. طول هر یک از دوره‌ها برابر با تعداد روزهای فصل می‌باشد (شکل ۴-۱۵). طبق این گسسته‌سازی زمانی، اطلاعات تغذیه سطحی و چاههای بهره‌برداری و چاههای مشاهده‌ای وارد مدل شد.

	Start	Length	Num Time Steps	Multiplier	Steady state
▶ 1	0.0	89.0	1	1.2	<input type="checkbox"/>
2	89.0	93.0	1	1.2	<input type="checkbox"/>
3	182.0	93.0	1	1.2	<input type="checkbox"/>
4	275.0	90.0	1	1.2	<input type="checkbox"/>
End	365.0				<input type="checkbox"/>

شکل ۴-۱۵- دوره‌های تنش و طول آنها (بر حسب روز)

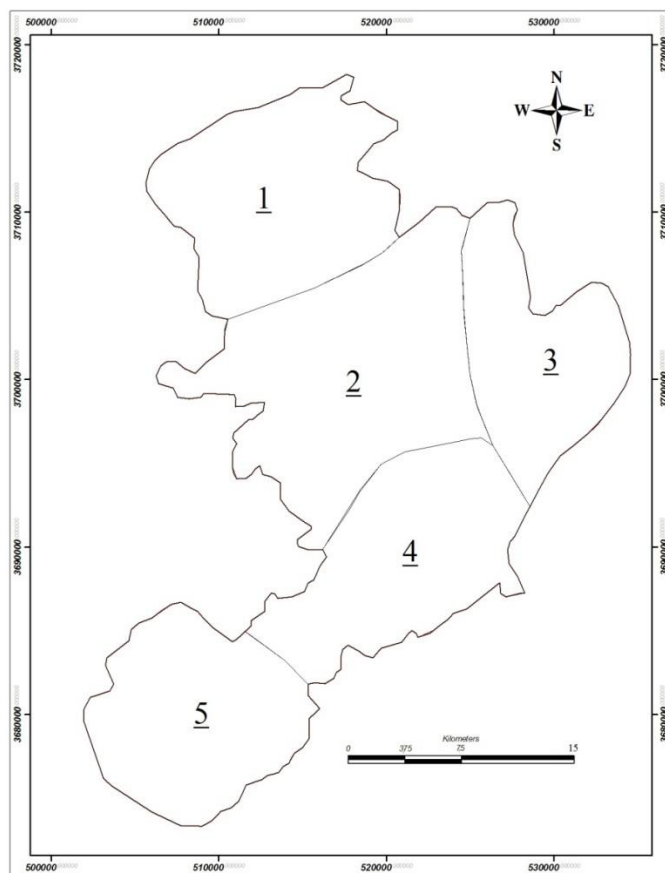
مزیت تحلیل‌های فصلی در این است که این تحلیل‌ها پیش‌بینی‌های بلندمدت را امکان‌پذیر می‌سازند بنابراین در مدل‌های پیش‌گویانه سعی می‌گردد تا دوره‌های تنش فصلی باشد و از تقسیم‌بندی‌های کوچکتر معمولاً چشم‌پوشی می‌شود.

۴-۳-۲- آبدهی ویژه

برای اجرای مدل در حالت ناپایا لازم است که پارامتر آبدهی ویژه (با توجه به آزاد بودن سفره) برای مدل تعیین شود. برای تعیین این پارامتر می‌توان از داده‌های آزمون پمپاژ چاهها بهره برد. با استفاده از این داده‌ها، زون‌بندی اولیه آبدهی ویژه تعیین شد. پس از تعیین آبدهی ویژه مدل برای حالت ناپایا اجرا شد.

۴-۳-۳- واسنجی مدل در مرحله ناپایا

در مرحله ناپایا پارامتر آبدهی ویژه به مدل اضافه گردید با توجه به مواردی که برای هدایت هیدرولیکی گفته شد، وارد کردن پارامتر آبدهی ویژه به مدل ناپایا باعث بوجود آمدن خطا می‌گردد. همچنین داده‌های پمپاژ چاهها که وارد محیط نرم‌افزار شده است دارای عدم قطعیت است که این عامل نیز باعث بوجود آمدن میزان خطا درون مدل می‌گردد با توجه به این موارد پارامترهای عدم قطعیت در این مرحله بهینه شدند. در نتیجه این واسنجی، آبدهی ویژه به ۵ زون تقسیم بندی گردید (شکل ۴-۱۶). مقادیر این زون‌ها در جدول (۴-۶) ارائه شده است. مقادیر واسنجی شده آبدهی ویژه بین ۰/۰۲۲ تا ۰/۰۷ قرار گرفته است. نتایج بدست آمده، با توجه به اینکه آبخوان میمه از نوع آزاد است و آبدهی ویژه در آبخوان آزاد در این حدود قرار دارد، نشان‌دهنده صحت واسنجی در مرحله ناپایا می‌باشد.

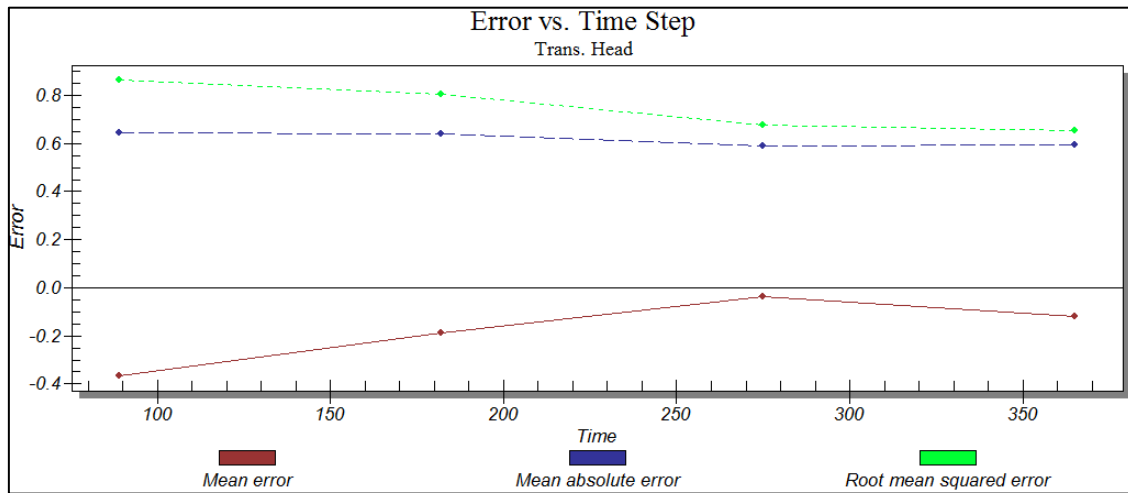


شکل ۴-۱۶- زون بندی واسنجی شده آبدهی ویژه

جدول ۴-۶- مقادیر ضریب ذخیره

شماره	۱	۲	۳	۴	۵
مقادیر ضریب ذخیره	۰/۰۵۶	۰/۰۷	۰/۰۲۶	۰/۰۲۲	۰/۰۳۶

انواع میانگین خطای مدل در مرحله ناپایا نیز نشان از صحت واسنجی است این خطاها در شکل (۴-۱۷) نشان داده شده است.

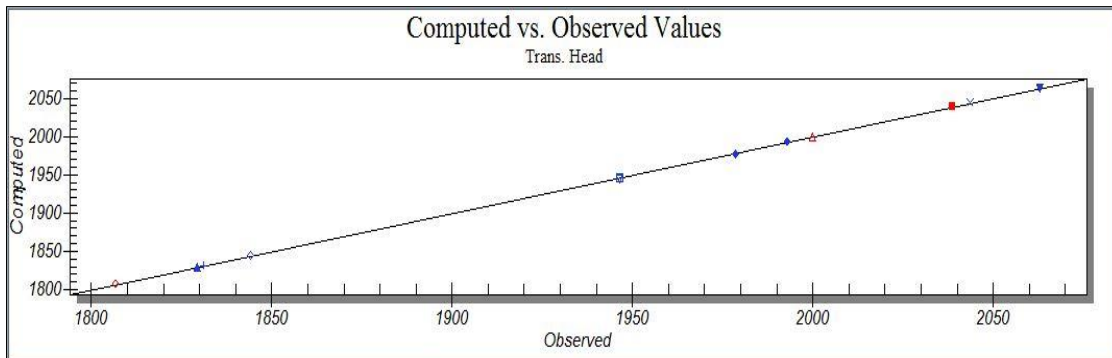


شکل ۴-۱۷- انواع میانگین خطا برای دوره‌های تنش مدل در حالت ناپایا (بر حسب m)

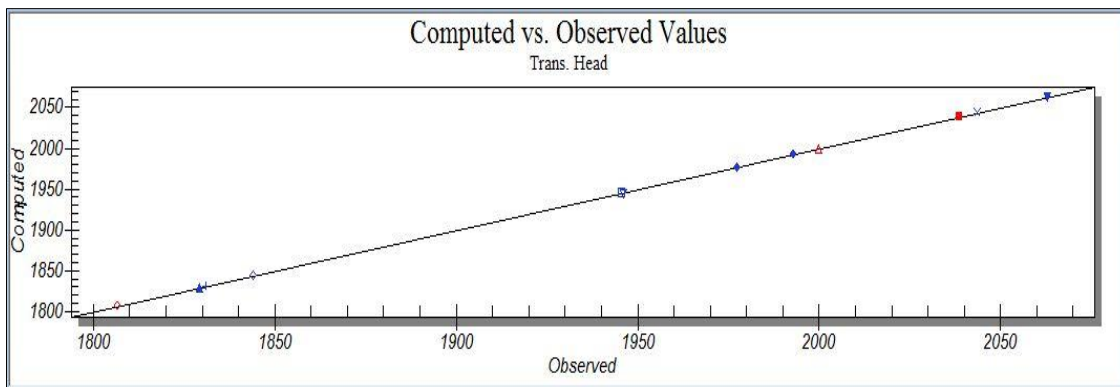
اشکال (۴-۱۹) الی (۴-۲۲) برازش بار هیدرولیکی محاسباتی و مشاهداتی را در ۴ گام زمانی اول نشان می‌دهند. همچنین بیلان آبخوان در سال ۸۹-۱۳۸۸ نیز در شکل (۴-۱۸) نشان داده شده است. انطباق نسبتاً خوب مقادیر مشاهده‌ای و محاسباتی در پیزومترها و تفاوت اندک مقدار داده‌های ورودی و خروجی در بیلان، حاکی از شبیه‌سازی قابل قبول مدل دشت میمه است.

	Flow In	Flow Out
TOTAL FLOW	237457.18057566	-237458.2422819
Summary	In - Out	% difference
Sources/Sinks	-1.061706253939	-0.000447113824
Cell To Cell	0.0	0.0
Total	-1.061706253939	-0.000447113824

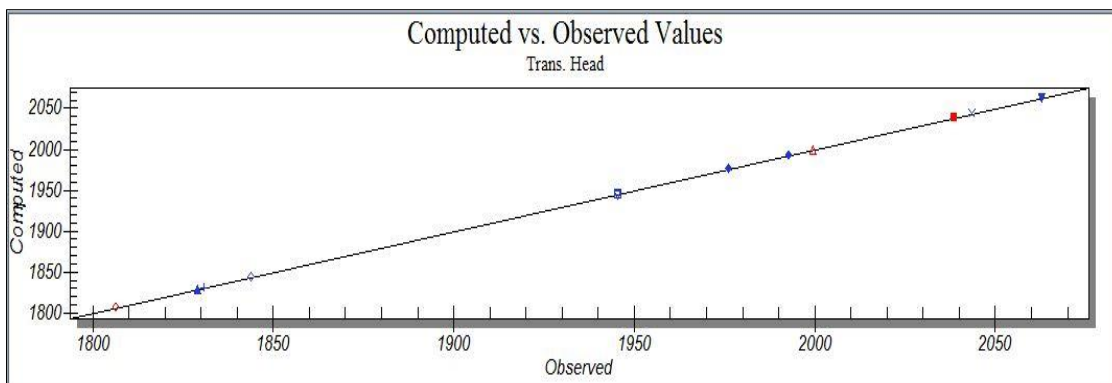
شکل ۴-۱۸ - بیلان آب برای مرحله ناپایا



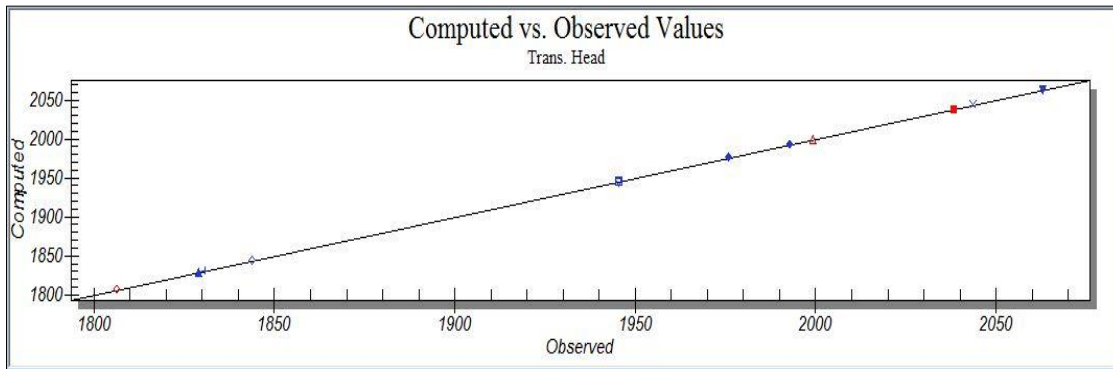
شکل ۴-۱۹ - برازش بارهیدرولیکی بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه‌ای در گام زمانی اول



شکل ۴-۲۰ - برازش بارهیدرولیکی بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه‌ای در گام زمانی دوم



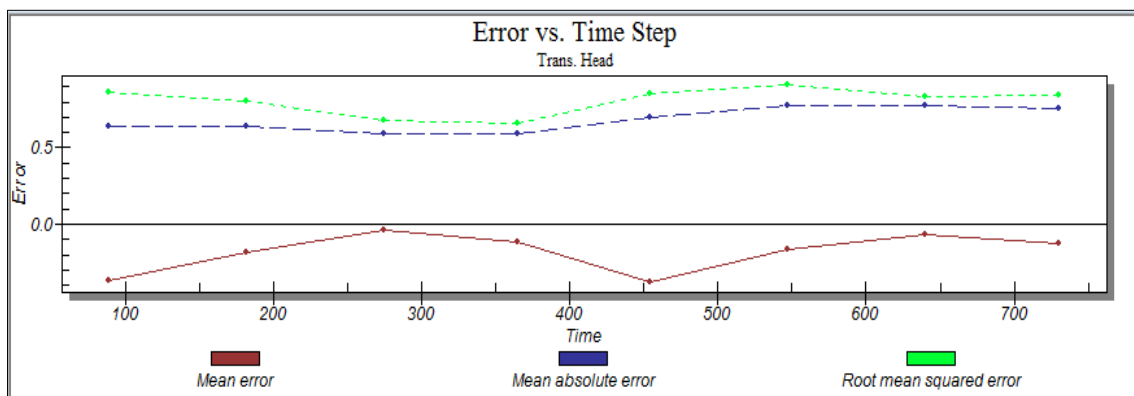
شکل ۴-۲۱ - برازش بارهیدرولیکی بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه‌ای در گام زمانی سوم



شکل ۴-۲۲- برآزش بارهیدرولیکی بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه‌ای در گام زمانی چهارم

۴-۴- صحت‌سنجی مدل

صحت‌سنجی مدل، با استفاده از داده‌های سال ۹۰-۱۳۸۹ برای مدت ۳۶۵ روز در طی ۴ گام زمانی انجام شد. در طی این مرحله اگر بدون تغییر مقادیر بهینه شده، به نتایج قابل قبولی برسیم صحت-سنجی مورد قبول خواهد بود. اجرای مدل در این مرحله با میزان خطای مناسبی همراه بود شکل (۴-۲۳) نشان‌دهنده صحت مدل ساخته شده است.



شکل ۴-۲۳- انواع میانگین خطا در مرحله ناپایا و صحت‌سنجی (بر حسب m)

فصل پنجم: پیش‌بینی سطح آبخوان در شرایط مختلف

۵-۱- مقدمه

مدل شبیه‌سازی شده آب زیرزمینی اگر به نحو مطلوبی تنظیم و ساخته شده باشد می‌تواند وسیله‌ای قابل قبول جهت پیش‌بینی لازم به منظور مدیریت بهره‌برداری از منابع آب در نظر گرفته شود. مدل‌های پیش‌گویانه علاوه بر نشان دادن شرایط آبخوان می‌توانند عکس‌العمل آبخوان را نسبت به تنش‌های مختلف مانند عوامل تغذیه و دیگر عوامل بررسی کند. بدین جهت در این مطالعه با استفاده از سناریوهای مختلف، سطح آب زیرزمینی دشت میمه در سالهای آینده پیش‌بینی شده است.

ذکر این نکته لازم است که مدل هیچگاه از وضعیت طبیعی مانند آبخوان پیروی نمی‌کند در نتیجه در این مطالعه از پیش‌بینی بلند مدت آبخوان استفاده نشده است و سعی گردیده تا پیش‌بینی آبخوان در زمان کوتاه‌تری انجام گیرد تا به شرایط طبیعی و بر اساس شرایط تلقین شده نزدیک‌تر باشد. به طور کلی در سالهای اخیر دشت میمه با خشکسالی مواجه بوده است که در نتیجه آن میزان تغذیه آبخوان میمه از طریق نفوذ کاهش یافته است. اما با توجه به عدم قطعیت موجود در پیش‌بینی وضعیت هیدرولوژیکی آبخوان در آینده و معلوم نبودن دوره‌های هیدرولوژیکی کم‌آب، نرمال و مرطوب و ترتیب وقوع آنها، لازم است بر اساس شرایط آبخوان و شرایط طرح تعدادی سناریو برای وضعیت آبخوان در آینده تعیین شده و مدل‌سازی‌ها بر اساس این سناریوها انجام شود. همچنین به این نکته نیز باید توجه کرد که افت آبخوان به علت برداشت مازاد از آبخوان بوسیله چاههای بهره‌برداری است. با توجه به این نکته نیز می‌توان سناریوهای پیش‌بینی طراحی کرد.

۵-۲- پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی

برای پیش‌بینی وضعیت آبخوان ابتدا باید شرایط احتمالی را به صورت لایه‌های اطلاعاتی برای مدل تعریف کرد. در این مطالعه برای پیش‌بینی وضعیت آبخوان چهار سناریو در نظر گرفته شد و بر اساس سناریوهای مورد نظر مدل برای یک دوره سه ساله اجرا و سطح آبخوان برای سال ۹۳-۱۳۹۲ پیش‌بینی گردید. این چهار سناریو عبارتند از:

۵-۲-۱- پیش‌بینی مدل در شرایط روند فعلی و طبیعی آبخوان

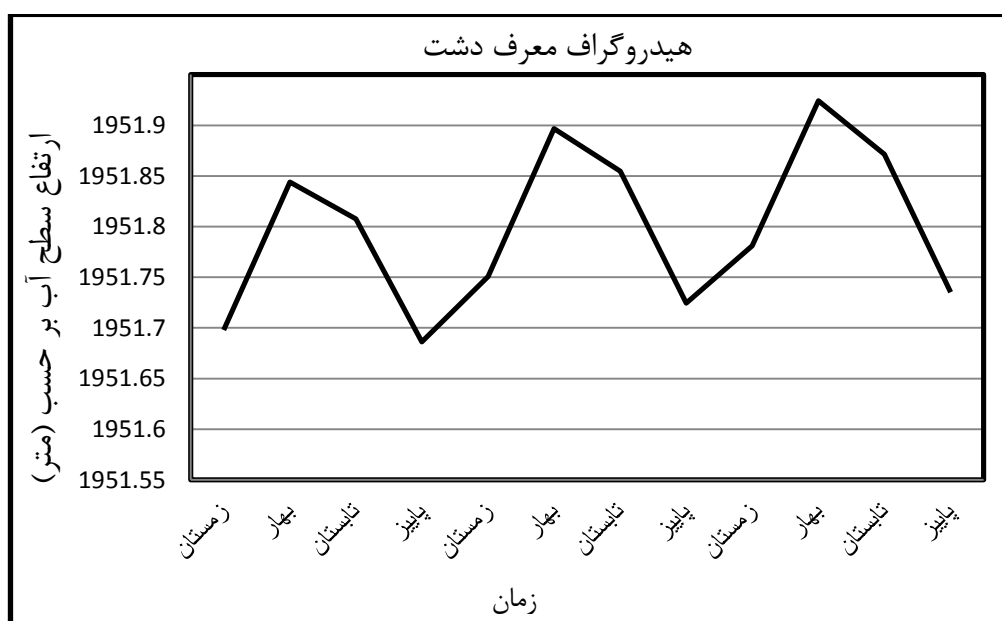
در سناریوی اول که آینده بدون طرح نیز نامیده می‌شود فرض شده است که کلیه عوامل تغذیه و تخلیه آبخوان روندی نظیر قبل داشته باشد. در این سناریو مقدار هدایت هیدرولیکی، آبدهی ویژه، مقادیر برداشت از طریق چاهها روند قبلی خود را حفظ کرده و تغذیه از طریق نفوذ بر اساس میانگین بارش در ۴۴ سال گذشته به مدل وارد شد. هیدروگراف معرف برای سه سال پیش‌بینی بصورت فصلی در شکل (۵-۱) آمده است. این سناریو بیشتر برای مقایسه با دیگر شرایط آبخوان به کار می‌رود. همچنین روند طبیعی آبخوان در سالهای آینده را با توجه به شرایط کنونی (میزان برداشت و تغذیه) می‌توان در این سناریو مشاهده کرد.



شکل ۵-۱- پیش‌بینی روند تغییرات سطح آب در صورت ادامه روند طبیعی در طول ۳ سال آینده

۵-۲-۲- پیش‌بینی مدل در شرایط ترسالی

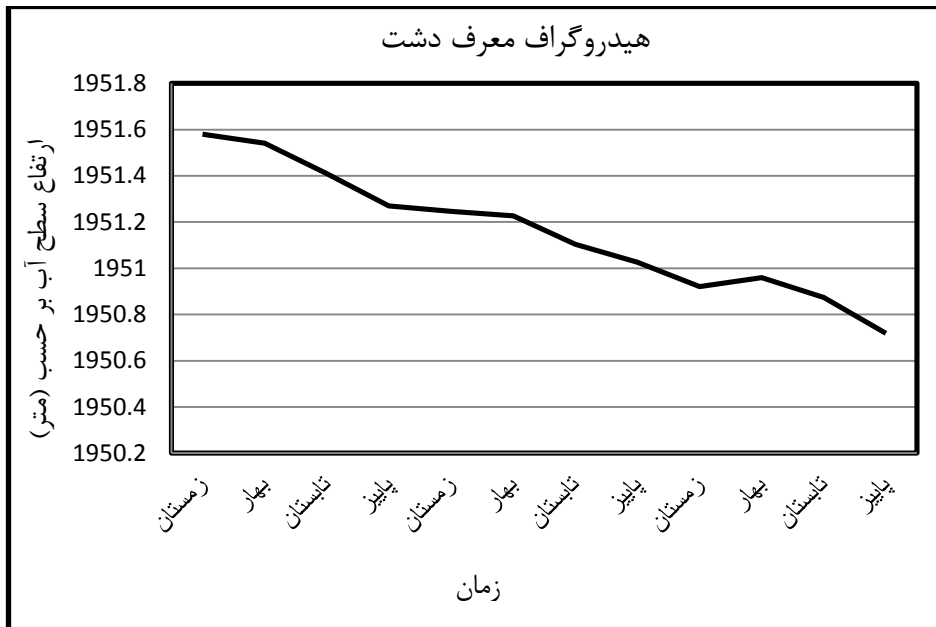
در این سناریو وضعیت آبخوان در طی سه سال با این فرض که در این سالها بارش به میزان $1/5$ برابر میانگین بارش بلند مدت باشد، پیش‌بینی شده است. این سناریو به سناریوی ترسالی معروف است و در آن بدون تغییر بقیه پارامترها، میزان تغذیه به $1/5$ برابر میزان تغذیه متوسط آبخوان افزایش می‌یابد. هیدروگراف معرف و روند صعودی و نزولی بودن سطح آب در این آبخوان در شکل (۵-۲) نشان داده شده است.



شکل ۵-۲- پیش‌بینی روند تغییرات سطح آب در شرایط ترسالی در طول ۳ سال آینده

۵-۲-۳- پیش‌بینی مدل در شرایط خشک‌سالی

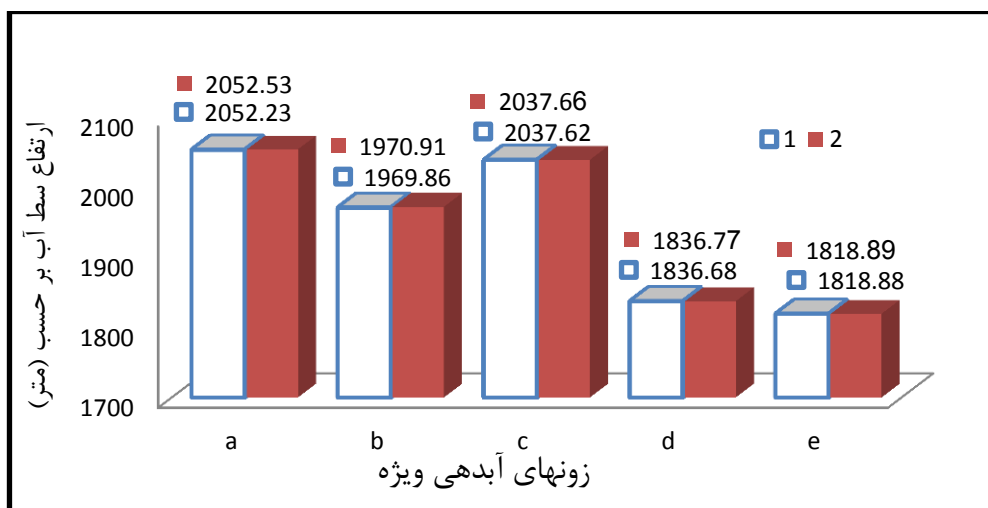
در این سناریو با این فرض که در سه سال آینده شرایط خشک‌سالی بر دشت حاکم باشد مدل پیش‌گویانه ساخته شد و سطح آب برای آبخوان پیش‌بینی گردید. برای شبیه‌سازی شرایط خشک‌سالی میزان میانگین بارش به نصف کاهش داده شد. روند صعودی و نزولی و هیدروگراف معرف دشت با حفظ شرایط خشک‌سالی برای سه سال متوالی در شکل (۵-۳) نشان داده شده است.



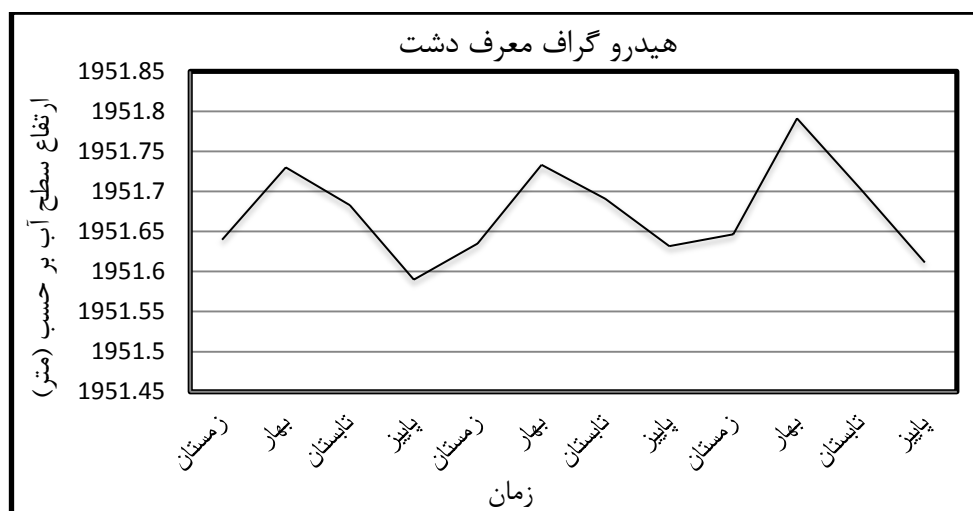
شکل ۵-۳- پیش‌بینی روند تغییرات سطح آب در شرایط خشک‌سالی در طول ۳ سال آینده

۵-۲-۴- پیش‌بینی مدل در شرایط اصلاح دبی چاه‌های بهره‌برداری

در این سناریو، ابتدا با توجه به نتایج مدل، مقدار افت سالانه در هر منطقه با آبدهی ویژه متفاوت تعیین شد. سپس میزان اضافه برداشت از آبخوان تعیین گردید این میزان برای یک سال آبی در کل دشت در حدود ۶/۳۳ میلیون متر مکعب بود. بعد از این مرحله، درصد اضافه برداشت برای هر چاه بهره‌برداری تعیین و از دبی آن کاسته شد. داده‌های بدست آمده جدید از دبی چاه‌ها برای سه سال به مدل وارد شد و مدل برای این سناریو نیز اجرا شد. شکل (۵-۶) هیدروگراف معرف دشت را برای سه سال، با اعمال این سناریو نشان می‌دهد. همچنین میزان اثر این سناریو در مناطق مختلف دشت با آبدهی ویژه متفاوت در شکل (۵-۵) نشان داده شده است. در این شکل مقادیر میانگین سطح آب قبل و بعد از اجرای سناریوی اصلاح چاه‌های بهره‌برداری مقایسه شده است و میزان اثر این سناریو در مناطق مختلف دشت نشان داده شده است.

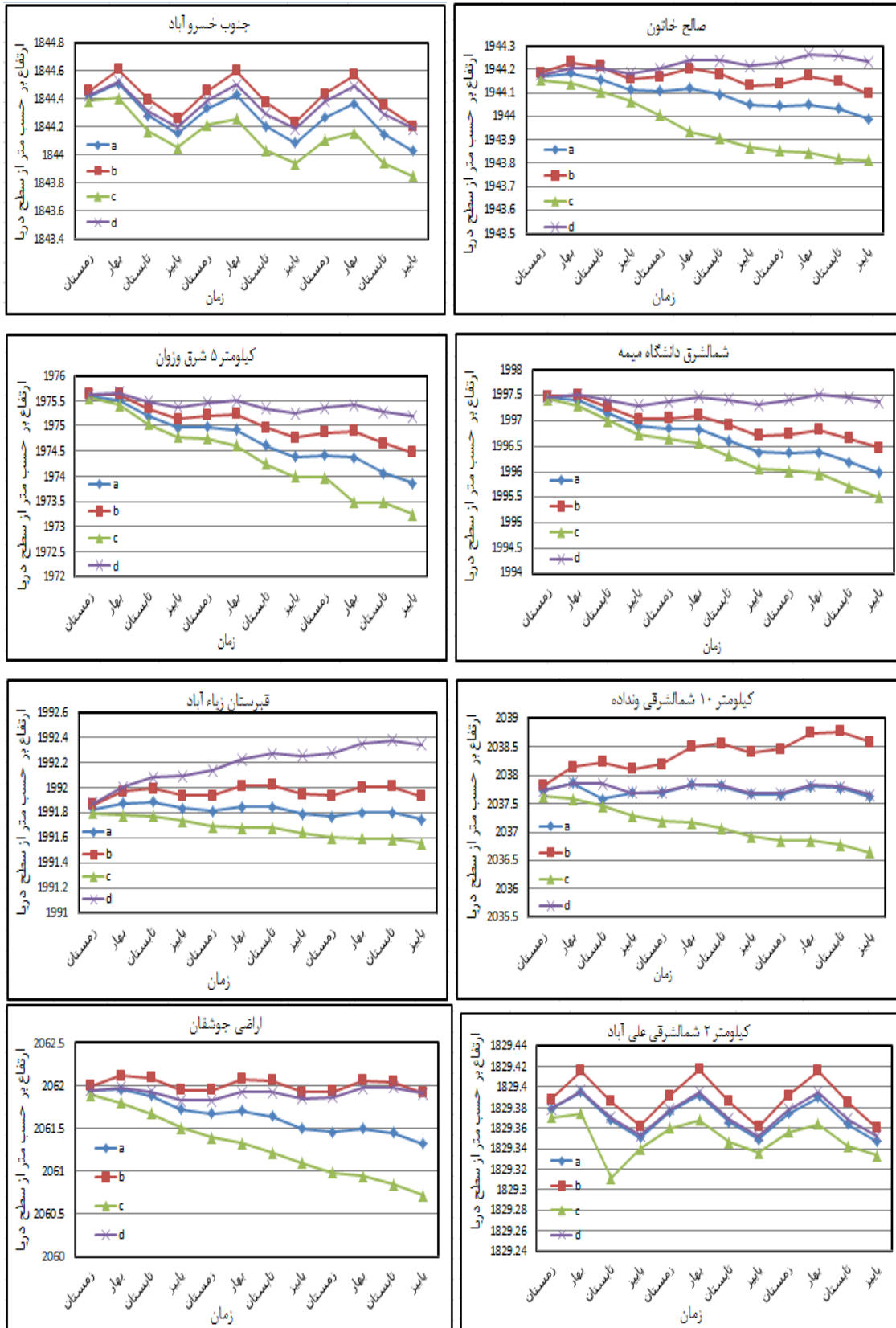


شکل ۴-۵- مقایسه سطح آب در زونهای با آبدهی مختلف ۱- پس از اجرای سناریو روند طبیعی
۲- پس از اجرای سناریو اصلاح مقدار بهره‌برداری

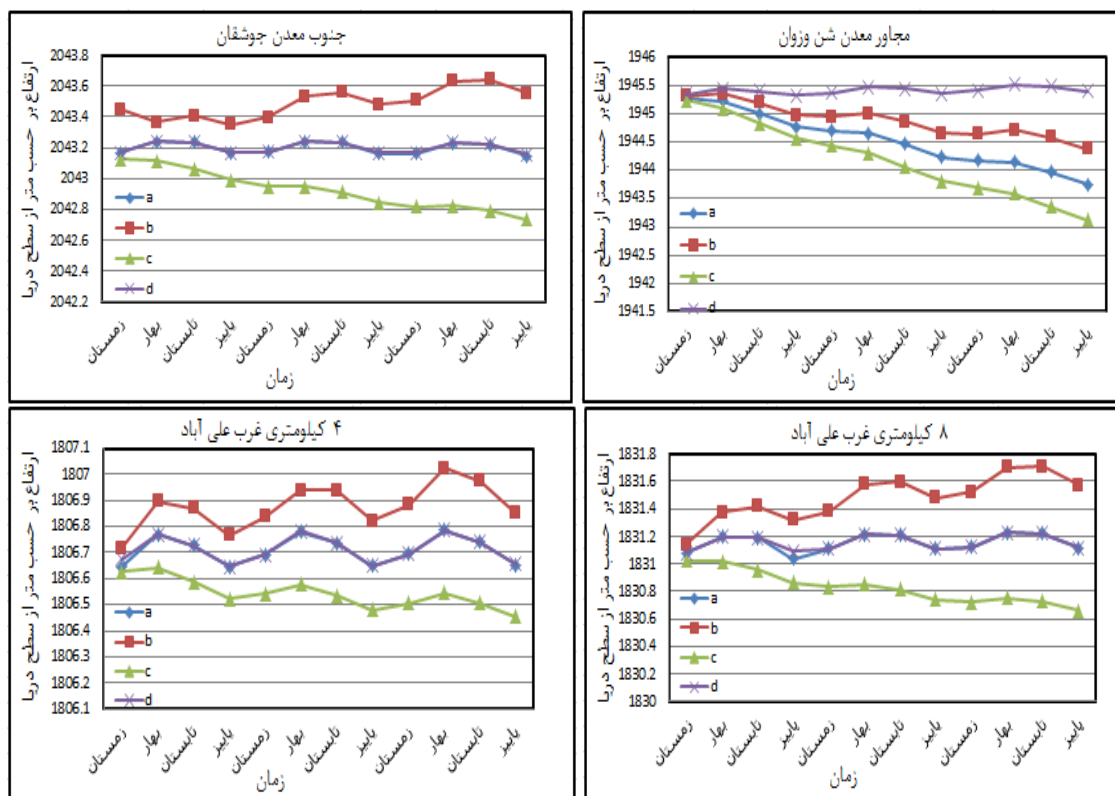


شکل ۵-۵- پیش‌بینی روند تغییرات سطح آب بر اساس سناریو اصلاح مقدار بهره‌برداری در طول ۳ سال آینده

اشکال ۵-۶ و ۷-۵ هیدروگراف چاههای مشاهده‌ای را در چهار سناریوی مختلف نشان می‌دهد. همانگونه که مشاهده می‌شود در چاههای مشاهده‌ای که در محدوده آنها چاه بهره‌برداری وجود ندارد و یا کم است هیدروگراف سناریوهای اول و چهارم نزدیک هم می‌باشد همچنین مقدار افت در این چاههای مشاهده‌ای در همه سناریوها در مقایسه با چاههای مشاهده‌ای دیگر ناچیز است. سناریوی چهارم بر روی چاههای مشاهده‌ای که در نزدیکی چاههای بهره‌برداری هستند و یا در خطوط جریانی آنها واقع شده‌اند بسیار اثر گذاشته و روند هیدروگراف آنها را افقی ساخته است. همچنین این چاههای مشاهده‌ای در سه سناریوی اول به علت برداشت مازاد، روند منفی و افت نشان می‌دهند.



شکل ۵-۶- هیدروگراف چاههای مشاهده‌ای- a سناریوی پیش‌بینی در شرایط طبیعی، b سناریوی ترسالی، c سناریوی خشکسالی، d سناریوی اصلاح چاههای بهره‌برداری

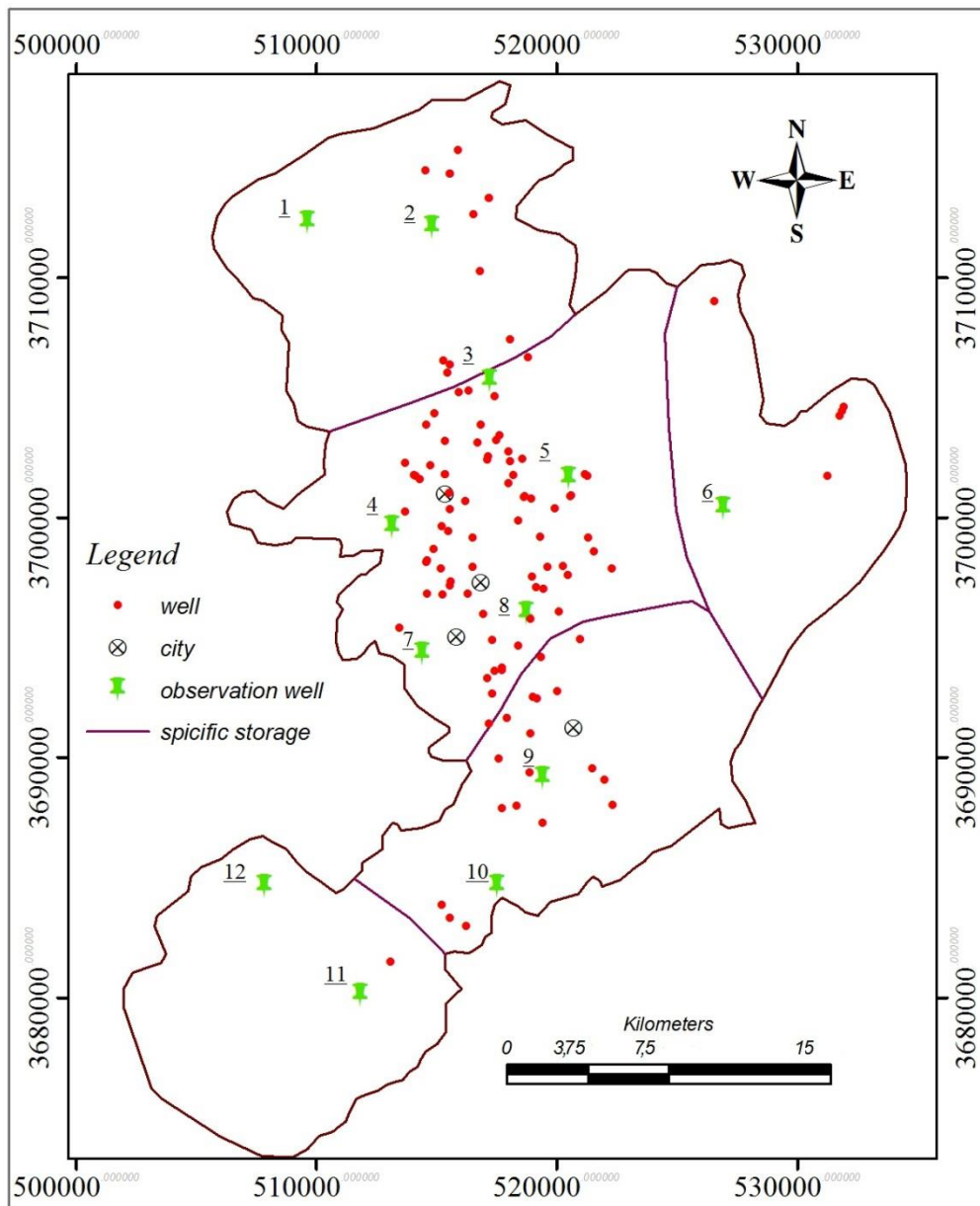


شکل ۵-۷- هیدروگراف چاههای مشاهده‌ای- a سناریوی پیش‌بینی در شرایط طبیعی، b سناریوی ترسالی، c سناریوی خشکسالی، d سناریوی اصلاح چاههای بهره‌برداری

جدول (۵-۱) و شکل (۵-۸) نام چاههای مشاهده‌ای و موقعیت آنها در دشت میمه را نمایش می‌دهد.

جدول ۵-۱- نام چاههای مشاهده‌ای و موقعیت آنها

شماره	نام چاه مشاهده‌ای	شماره	نام چاه مشاهده‌ای	شماره	نام چاه مشاهده‌ای
۹	جنوب خسروآباد صالح خاتون	۵	کیلومتر ۵ شرق وزوان	۱	جنوب معدن جوشقان
۱۰	کیلومتر ۲ شمال شرق علی آباد	۶	کیلومتر ۱۰ شمال شرقی ونداده	۲	اراضی جوشقان
۱۱	کیلومتر ۴ غرب علی آباد	۷	صالح خاتون	۳	شمال شرق دانشگاه میمه
۱۲	کیلومتر ۸/۵ غرب علی آباد	۸	مجاور معدن شن وزوان	۴	قبرستان زیاء آباد



شکل ۵-۸- موقعیت چاههای مشاهده‌ای و بهره‌برداری- تفکیک زون‌های آبدهی ویژه

فصل ششم: نتایج و پیشنهادها

۶-۱- نتیجه گیری

با مدل ریاضی یک آبخوان امکان پیش‌بینی بیلان آب زیرزمینی در شرایط خاص یا برای سال‌های آینده وجود دارد که این یکی از مزایای مدل‌های آب زیرزمینی برای مدیریت منابع آب می‌باشد. در این مدل‌ها با استفاده از معادلات ریاضی، داده‌ها و ضرایب هیدرودینامیکی می‌توان آبخوان را به طور مناسب شبیه‌سازی کرد و با شبیه‌سازی تنش‌های وارده بر آبخوان می‌توان از مدل‌های شبیه‌سازی شده به عنوان وسیله‌ای قابل قبول جهت پیش‌بینی لازم به منظور مدیریت بهره‌برداری از منابع آب استفاده نمود.

در این مطالعه برای ساخت مدل ریاضی دشت میمه از نرم‌افزار مدل‌سازی آب زیرزمینی GMS7.1 استفاده شد. این مدل خصوصیات هیدرولیکی و هیدرودینامیکی، تغذیه و تخلیه منطقه را نشان می‌دهد. مدل ساخته شده قادر به ارائه بیلان آب زیرزمینی هم به صورت حجمی و هم به صورت نرخ جریان است و می‌توان از آن به عنوان یک مبنای مناسب جهت ساخت مدل منابع آبی منطقه مورد نظر در دوره‌های بلند مدت بهره‌گرفت. پس از ساخت مدل عددی، بهینه‌سازی ضرایب هیدرودینامیکی و پارامترهای هیدرولوژیکی آبخوان و اطمینان از صحت مدل ساخته شده، اقدام به پیش‌بینی هیدروگراف واحد آبخوان برای ۳ سال آینده تحت چهار سناریوی مدیریتی شد. هدف این چهار سناریو نشان دادن وضعیت آبخوان و تغییرات سطح تراز آبخوان تحت شرایط تخلیه و تغذیه متفاوت است. به صورت کلی این چهار سناریو برای دو ویژگی آبخوان تعریف شد.

الف) مقدار بارش و درصد نفوذ آن به آبخوان

ب) مقدار برداشت از چاههای بهره‌برداری

برای بررسی این چهار سناریو بر روی مناطق مختلف سفره از هیدروگراف چاههای مشاهداتی استفاده شد. بر طبق این هیدروگراف‌ها، در سناریوی ادامه روند طبیعی، روند خشکسالی همچنان مانند سالهای قبلی همچنان ادامه دارد. در سناریوی خشکسالی همه نقاط دشت نشان از افت می‌دهد که چاه مشاهداتی واقع شده در زون شماره ۲ آبدهی ویژه (به فصل ۴ مراجعه شود) بعلت و فور چاههای بهره‌برداری در این منطقه بیشترین میزان افت در دشت را دارد.

سناریوی ترسالی در حالت کلی وضعیت دشت را بهبود می‌بخشد اما با این وجود در چاههای شمالشرق دانشگاه میمه، کیلومتر ۵ شرق وزوان و مجاور معدن شن وزوان همچنین افت سطح آب وجود دارد.

در سناریوی اصلاح چاهها، مقدار حد مجاز برداشت چاهها تعیین شد در چاههای کیلومتر ۴ و ۸ غرب علی‌آباد و چاه جنوب معدن جوشقان بعلت عدم بهره‌وری از آبخوان در این مناطق، هیدروگراف این چاهها در این سناریو منطبق با هیدروگراف آنها در سناریوی اول است. به خاطر تراکم زیاد چاههای بهره‌برداری در محدوده مرکز دشت و حجم قابل توجه تخلیه‌ای که توسط این چاهها صورت می‌گیرد، بیشترین اثرات این سناریو در این محدوده حادث شده است. بطور کلی این سناریو از افت آبخوان جلوگیری می‌کند و وضعیت آن را بهبود می‌بخشد.

به طور کلی جهت بهینه سازی میزان برداشت از منابع آب زیرزمینی در دشت میمه (آبدهی مجاز) بایستی میزان بهره‌برداری به مقدار $47/9\%$ از زون آبدهی ویژه شماره ۱، مقدار 26% از زون آبدهی ویژه شماره ۲، مقدار $3/5\%$ از زون شماره ۳ و مقدار 1% از زون شماره ۴ کاهش یابد.

در همه سناریوها بیشترین افت تراز سطح آبهای زیرزمینی در قسمت مرکزی دشت رخ داده است. نتایج بدست آمده از این مدل برای آبخوان آبرفتی میمه، به خوبی با شرایط هیدرولوژیکی این آبخوان مطابقت دارد. که بر این اساس می‌توان، از مدل ارائه شده در این تحقیق و نتایج آن، بعنوان ابزاری

جهت کاربردهای مختلف از قبیل شبیه‌سازی و شناخت انتشار آلودگی در سفره آب زیرزمینی، تعیین
بیان در سال‌های مختلف و کاربردهای مدیریتی استفاده نمود.

۶-۲- پیشنهادها

الف) با توجه به وسعت زیاد دشت و با بررسی موقعیت پیزومترها، در منطقه مورد مطالعه کمبود
پیزومتر خصوصا در شرق و جنوب غربی منطقه کاملا ملموس بوده و حفر پیزومترهای جدید در این
مناطق، می‌تواند در بررسی وضعیت آبخوان دشت میمه مثر ثمر باشد.

ب) با توجه به اینکه گسترش لایه سنگ کف منطقه ممکن است در قیاس با نتایج ژئوفیزیکی مقداری
خطا نشان دهد می‌توان با داده‌های حاصله از لوگ چاهها این مقدار خطا را به حداقل رساند. در
نتیجه تهیه لوگ چاههای حفاری شده در این منطقه و بررسی آنها پیشنهاد می‌شود که می‌توانند
باعث سهولت کنترل داده‌هایی مانند اطلاعات ژئوفیزیکی و شرایط هیدرولوژیکی آبخوان شوند.

مراجع

- آقاناتی س.ع. (۱۳۸۵)، "زمین‌شناسی ایران"، چاپ دوم، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آریافر، ا. دولتی ارده‌جانی ف. (۱۳۸۵)، "مدلسازی عددی اجزا محدود برای پیش‌بینی نرخ آب ورودی و ارتفاع سطح تراوش در یک پیت عمیق"، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.^۱
- اکبریور، ا. عزیزی م، آقا حسینعلی شیرازی. (۱۳۸۹)، "مدیریت بهره‌برداری آبهای زیرزمینی دشت مختاران با استفاده از مدل ریاضی تفاضلات محدود در محیط GMS6.5"، نهمین کنفرانس هیدرولیک ایران، تهران.
- انصاری مهابادی ث، شمسایی، ا. مساح بوانی ع. (۱۳۸۶)، "مدلسازی تغییرات سطح آب زیرزمینی سفیددشت به وسیله مدل GMS"، اهواز.
- اروجی ب، نظری س، فرهادیان بابادی م. (۱۳۸۹)، "هیدروشیمی آب زیرزمینی دشت میمه اصفهان و بررسی روند تغییرات یونی"، همایش ملی آب با رویکرد پاک، اصفهان.
- اعتباری ب، یعقوب زاده م. (۱۳۸۸)، "اهمیت تهیه مدل‌های مفهومی در تهیه مدل ریاضی آبخوان‌ها (مطالعه موردی دشت تبریز)"، پنجمین همایش علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، گرگان.
- باقری هارونی م ح، فتحیان ف. (۱۳۹۰)، "بررسی عملکرد شبکه عصبی، نرو-فازی و مدل‌های سری زمانی در پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی، منطقه موردی: دشت ابرکوه"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.
- خسروتهرانی خ. (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران" چاپ سوم، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، تهران.

^۱ مجموعه مقالاتی که شماره صفحه در آنها درج نگردیده از نسخه الکترونیکی مجموعه مقالات جمع‌آوری گردیده

- خاوری م، جوان ک، نصیری صالح ف، طاهری شهرآئینی ح. (۱۳۹۰)، "مدلسازی هیدرولوژیکی حوضه آبریز رودخانه قره‌سو در استان اردبیل با استفاده از مدل هیدرولوژیکی HSPF"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.

- درزی ف، صفوی ح ر، مامن پوش ع، بحرینی غ. (۱۳۸۵)، "مدلسازی جریان برگشتی از شبکه آبیاری نکوآباد به ابخوان دشت نجف آباد"، همایش ملی مدیریت شبکه های آبیاری و زهکشی، اهواز.

- درویش‌زاده ع. (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، چاپ اول، موسسه انتشارات امیرکبیر تهران.

- رسولی ی. (۱۳۸۰)، "شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی دشت فشاویه با استفاده از مدل کامپیوتری MODFLOW" پایان نامه کارشناسی ارشد گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۵ ص.

- ریاحی پور م، خلیلی خ. (۱۳۹۰)، "پیش‌بینی تاثیر انتقال آب از سد چغاخور به ابخوان دشت بروجن - فرادنبه در استان چهارمحال و بختیاری با استفاده از مدل عددی GMS"، چهارمین کنفرانس منابع آب ایران، تهران.

- رهنما م ب، کاظمی آذر ف. (۱۳۸۵)، "فرونشست زمین در اثر افت سطح آب زیرزمینی در دشت رفسنجان"، همایش ملی مدیریت شبکه های آبیاری و زهکشی، اهواز.

- زارع س، ناصری ح، حسن پور ج، مرسلی م. (۱۳۹۰)، مدلسازی تفاضل محدود نفوذ جریان آب زیرزمینی به قطعه شرقی - غربی تونل خط هفت مترو تهران و مقایسه نتایج با روش های تحلیلی"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.

- زارعی مظفری ک، اسپندار ر. (۱۳۸۹)، "تعیین ابعاد سلول مناسب در حل عددی مسائل آبهای زیرزمینی به روش تفاضل محدود" پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.

- سلاجقه ع، قادری ک، حسن پور ف. (۱۳۹۰)، "تاثیر بهره‌برداری از مخازن چاه نیمه بر تراز آب زیرزمینی دشت سیستان"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.

- شرکت مهندسی مشاور پدید آب سپاهان. (۱۳۸۴)، "گزارش آماربرداری منابع و مصارف آبهای زیرزمینی و سطحی در محدوده مطالعاتی میمه"، سازمان آب منطقه‌ای اصفهان، ۹۶ ص.

- شرکت خدمات مهندسی جهاد مهندسين مشاور پارساب. (۱۳۷۶)، "مطالعات توجیهی آبخیزداری حوزه آبخیز دستکن"، وزارت جهاد سازندگی، معاونت آبخیزداری، ج ۲، ص ۲۴-۲۹.
- شرکت حفاری آبانگاه. (۱۳۸۹)، "گزارش آزمایش پمپاژ چاه‌های منطقه میمه و مورچه‌خورت"، سازمان آب منطقه‌ای اصفهان، ۱۳۲ ص.
- شرکت مهندسين مشاور یاران معدن آرا. (۱۳۸۶)، "گزارش مطالعات ژئوالکتریک دشت‌های میمه و مورچه‌خورت"، شرکت آب منطقه‌ای اصفهان، ۱۰۱ ص.
- شیروانی ک، خوشحال ج. (۱۳۸۸)، "بررسی شاخص‌های هیدروژئومورفولوژیکی حوزه آبخیز زاینده‌رود - گاوخونی با استفاده از GIS" هشتمین سمینار بین‌المللی مهندسی رودخانه، اهواز.
- صداقت م. (۱۳۸۲)، "زمین و منابع آب (آبهای زیرزمینی)"، چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه پیام‌نور.
- طاهری تیزرو ع، زارع م، الیاسی م. (۱۳۹۰)، "مدلسازی جریان آب زیرزمینی در دشت کبودر آهنگ با استفاده از مدل ریاضی MODFLOW"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.
- عبدالرحیمی ق، سلیمانی ب، اشجعی ع. (۱۳۹۰)، "کاربرد مدلسازی در مدیریت مخازن و طراحی چاه"، دومین همایش علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد آشتیان.
- فاتحی مرج ا، طائی سمیرمی م، میرنیا س خ. (۱۳۹۰)، "مدیریت منابع آب زیرزمینی با استفاده از مدل عددی MODFLOW (مطالعه موردی: دشت گربایگان استان فارس)"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.
- فرهادی ف، مقدس ح، نوروزی ش، کریمیان م، دولتی ارده‌جانی ف. (۱۳۸۵)، "مدلسازی عددی اجزا محدود در حل مسائل هیدروژئولوژیکی"، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- قاهری ع، مشیر پناهی د، معراجی س ح. (۱۳۹۰)، "کاربرد روش Differential Quadrature در مدلسازی سطح آب در محیط متخلخل ناهمگن"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.

- قرمزچشمه ب، غیومیان ج، فیض نیا س، پرهت ج. (۱۳۸۰)، "کاربرد ژئومرفولوژی در مکان‌یابی پخش سیلاب در مناطق فاقد آمار (مطالعه موردی: دشت میمه)"، همایش ملی مدیریت اراضی - فرسایش خاک و توسعه پایدار، اراک.

- کارآموز م، هاشمی‌علیا ر، مریدی ع، احمدی آ. (۱۳۹۰)، "شبیه‌سازی کمی و کیفی آبهای سطحی و زیرزمینی: مطالعه موردی دشت لنجان‌ات اصفهان"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.

- کاوسی حیدری ع، رئیسی اردکانی ع، تقوی م. (۱۳۹۰)، "مدل تحلیلی شبیه‌سازی منحنی فرود چشمه‌های کارستی؛ مطالعه موردی: چشمه قمپ آتشکده فیروزآباد، جنوب ایران"، ششمین کنگره ملی مهندسی عمران، سمنان.

- کرامتی کرمان م، علیمحمدی س. (۱۳۸۷)، "شبیه‌سازی و تحلیل حساسیت تراز آبهای زیرزمینی با مدل MODFLOW"، هفتمین کنفرانس هیدرولیک ایران، اصفهان.

- کرسیک ن، ترجمه‌ی چیت‌سازان م، کشکولی ح. (۱۳۸۱)، "مدلسازی آبهای زیرزمینی و حل مسائل هیدروژئولوژی"، انتشارات دانشگاه شهید چمران، اهواز.

- ماجدی ح، جلیلیان ع. (۱۳۸۴)، "شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی آبخوان شمال شرق اهواز به منظور قطعیت دادن به پارامترهای تخصیصی آبخوان و محاسبه بیلان"، پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.

- محب‌زاده ح، بانژاد ح، حسین قبادی م، حیدری م. (۱۳۹۰)، "شبیه‌سازی عددی جریان آب‌های زیرزمینی آبخوان دشت نهاوند"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.

- محتشم م، دهقانی ا، اکبریور ا، مفتاح‌هلقی م، اعتباری ب. (۱۳۹۰)، "پیش‌بینی سطح ایستابی در آبخوان با بکارگیری نرم‌افزار GMS (مطالعه موردی: آبخوان بیرجند)"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.

- ملکی ر، کرمی غ ح، دولتی ارده جانی ف، حسینی ح، اسدیان ف. (۱۳۹۰)، الف، "پیش‌بینی تاثیر اجرای طرح فاضلاب بر سطح آب زیرزمینی شاهرود"، چهارمین کنفرانس منابع آب ایران، تهران.

- ملکی ر، کرمی غ ح، دولتی ارده جانی ف، حسینی ح، اسدیان ف. (۱۳۹۰)، ب، "تصحیح ضرایب هیدرودینامیکی دشت شاهرود"، چهارمین کنفرانس منابع آب ایران، تهران.
- ملکی ر، کرمی غ ح، دولتی ارده جانی ف، حسینی ح، اسدیان ف. (۱۳۹۰)، ج، "تأثیر خشکسالی سال ۱۳۸۶-۱۳۸۷ بر دشت شاهرود با استفاده از مدل GMS6.0"، دومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، زنجان.
- مومنی ا، تجربی م. (۱۳۸۴)، "تعیین قاعده بهره‌برداری بهینه از مخزن چند منظوره با استفاده از تحلیل دینامیکی سیستم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شریف.
- مهدوی ق، اسدی ن. (۱۳۸۸)، "توسعه پایدار و استفاده بهینه از چاه‌های بهره‌برداری دشت بزمان سردگال"، همایش ملی الگوهای توسعه پایدار در مدیریت آب، مشهد.
- میرعباسی نجف آبادی ر، رهنما م ب. (۱۳۹۰)، "مدل ریاضی آبخوان دشت سیرجان"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران.
- لاله‌زاری ر، طباطبایی ح، خیاط خلقی م، صبا ع. (۱۳۸۹)، "شبیه‌سازی انتقال آلاینده نترات در آبخوان دشت شهرکرد با استفاده از مدل MT3D" نخستین کنفرانس ملی پژوهش‌های کاربردی منابع آب ایران، کرمانشاه.
- نادریان فر م، انصاری ح، دهقان ه، سالاری م. (۱۳۸۶)، "پیش‌بینی تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت نیشاپور با مدل سری‌های زمانی"، همایش ملی الگوهای توسعه پایدار در مدیریت آب، مشهد.
- نجاتی جهرمی ز، چیت سازان م، میرزایی س ی. (۱۳۸۷)، "تصحیح ضرایب هیدرودینامیکی K و S دشت عقیلی با استفاده از روش تفاضلات محدود (MODFLOW) در محیط GMS5.1"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز.
- نخعی م. (۱۳۸۸)، "مقدمه‌ای بر آبهای زیرزمینی"، انتشارات آرد کتاب، تهران.
- نکوآمال کرمانی م، کشکولی ح ع، رهنما م ب. (۱۳۸۷)، "کاربرد نرم‌افزار MODFLOW (PMWIN5.1) در مطالعه نوسانات سطح آب زیرزمینی دشت بوچیر- حمیران"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز.

- وثوق ع، باغوند ا، ابطحي س م، قلی زاده س م. (۱۳۸۸)، "مدل ریاضی کمی و کیفی آبهای زیرزمینی دشت مشهد"، نخستین کنفرانس سراسری آبهای زیرزمینی، بهبهان.

References

- Ajami H, Meixner T, Maddock T, Hogan J F, Guertin D P. (2011). "Impact of land-surface elevation and riparian evapotranspiration seasonality on groundwater budget in mudflow models", *Hydrogeology Journal*, 19:1181-1188.
- Baalousha H. (2009). "*Fundamental of Groundwater Modelling*", Nova science Publishers inc. New York.
- Bohling G. (2005). "*Kriging*", Assistant Scientist, Kansas geological survey.
- Brigham Young University. (2010). "*GMS 7.0 Tutorials*". Environmental Modeling Research Laboratory.
- Delleur, J W. (2007). "*The handbook of Groundwater Engineering*". Taylor & Francis Group. United States of America. 1342p.
- Froukh L J. (2002). "Groundwater modeling in aquifers with highly karstic and heterogeneous characteristics (KHC) in Palestine". *Water Resources Management*, 16: 369-379, 2002.
- El Idrysy H, Smedt F D. (2006). "Modelling groundwater flow of the Trifa aquifer, Morocco". *Hydrogeology Journal*, 14: 1265-1276.
- Fitts C R. (2002). "*Groundwater science*", Elsevier Science ltd, London, 478p.
- Gurwin J, Lubczynski M. (2004). "Modeling of complex multi-aquifer systems for groundwater resources evaluation - Swidnica study case (Poland)". *Hydrogeology Journal*, 13: 627-639.
- Guyman G L, Hromadka T V.(1985). "Modeling of Groundwater response to artificial recharge. Artificial recharge of groundwater Boston Massachusetts". *Butterworth publishers*, pp:129-149.
- "GMS 6.0 Tutorials" (2005).
- Herrmann F, Jahnke C, Jenn F, Kunkel R, Voigt H J, Voigt J, Wendland F. (2009). "Groundwater recharge rates for regional groundwater modelling: a case study using GROWA in the Lower Rhine lignite mining area, Germany". *Hydrogeology Journal*, 17: 2049-2060.
- Jaworska, Szulc B. (2009). "Groundwater flow modelling of multi-aquifer systems for regional resources evaluation: the Gdansk hydrogeological system, Poland". *Hydrogeology Journal*, 17: 1521-1542.

- Jiang Y, Somers G. (2008). "Modeling effects of nitrate from non-point source on groundwater quality in an agricultural watershed in prince Edward Island, Canada", *Hydrogeology Journal*, 17:707-724.
- Jusseret S, Thanh Tam V, Dassargues A. (2009). "Groundwater flow in the central zone of Hanoi (Vietnam)". *Hydrogeology Journal*, 17: 915-934.
- Laronne, Ben-Itzhak L, Gvirtzman H. (2005). "Groundwater flow along and across structural folding: an example from the Judean Desert, Israel". *Journal of Hydrology*, 51-69.
- Liggett J E, Allen D M. (2010). "Comparing approaches for modeling spatially distributed direct recharge in a semi-arid region (Okanagan Basin, Canada)". *Hydrogeology Journal*, 18: 339-357.
- Manzione R L, Knotters M, Heuvelink G B M, Asmuth J R, Camara G. (2010). "Transfer function-noise modeling and spatial interpolation to evaluate the risk of extreme (shallow) water-table levels in the Brazilian Cerrados", *Hydrogeology Journal*, 18: 1927-1937.
- McWhorter D B, Sunada D K. (1997). "Ground-water hydrology and hydraulics", Water resources publications.
- Medhad A, El Biheri. (2009) "Groundwater flow modeling of quaternary aquifer Ras Sudr", Egypt, *Environ Geology*, 58:1090-1105.
- Neukum C, Hotzl H, Himmelsbach T. (2007). "Validation of vulnerability mapping methods by field investigations and numerical modeling", *Hydrogeology Journal*, 16:641-658.
- Qahman K, Larabi A. (2006). "Evaluation and numerical modeling of seawater intrusion in the Gaza aquifer (Palestine)", *Hydrogeology Journal*, 14: 713-728.
- Robert B W, Rotzoll K, Dhal S, El-Kadi A I, Ray C, Chang D. (2009). "Groundwater Source assessment program for the state of Hawaii, USA: methodology and example application". *Hydrogeology Journal*, 18: 711-723.
- Rojas R, Bassargues A. (2006). "Groundwater flow modelling of the regional aquifer of the Pampa del Tamarugal, northern Chile". *Hydrogeology Journal*, 15: 537-551.
- Rushton K R. (2003). "Groundwater Hydrology conceptual and computational models". John Wiley & Sons Ltd. England. 1-5.
- Sanford W. (2010). "Calibration of models using groundwater age", *Hydrogeology Journal*, 19:13-16

- Senthilkumar M, Elango L. (2011). "Modelling the impact of a barrier on groundwater Flow in the lower Parar River basin, southern india", *Hydrogeology Journal*, 19:917-928.
- Sonney R, Vuataz F D. (2008). "Numerical modeling of Alpine deep flow system: a management and prediction tool for an exploited geothermal reservoir (Lavey-les-Bains, Switzerland)", *Hydrogeology Journal*, 17: 601-616p.
- Singhal B B S, Gupta R P. (1999). "*Applied Hydrogeology of fractured rocks*", Second Ed, Springer, London, Eng, 325-345pp.
- Todd D K, Mays L W. (2005). "*Groundwater Hydrology*", Third Ed, John wiley & Sons inc, New York, U.S.A.
- Varni M R, Usunoff E J. (1999). "Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin, Buenos Aires Province, Argentina". *Hydrogeology Journal*, 7: 180-187.
- Wheater H S, Mathias S A, Li X. (2010). "*Groundwater modelling in arid and semi-arid areas*" Cambridge university, New York.
- Wang H F, Anderson M P. (1982). "*Introduction to groundwater modeling, finite difference and finite element methods*", W. H. Freeman and company, San Francisco, pp 237.
- Yaouti, F EI, Mandour A EI, Khattach D, Kaufmann O. (2008). "Modelling groundwater flow and advective contaminant transport in the Bou-Areg unconfined aquifer (NE Morocco)". *Journal of Hydro-environment Research*, 192-209.
- Yidana S M, Ophori D. (2008). "Groundwater Resources Management in the Afram Plains Area, Ghana". *KSCE Journal of Civil Engineering*, 12(5):349-357.
- Yousafzai A, Eckstein Y, Dahl P. (2008). "Numerical modeling of groundwater in Peshawar intermontane basin, northwest Himalayas", *Hydrogeology Journal*, 16: 1395-1409p.
- Zheng C, Bennett G D. (2002). "*Applied Contaminant Transport Modeling*". Second Edition. John Wiley and Sons. New York. 621p.
- Zhang Y K, Seo B M, Lovanh N, Alvarez P, Heathcote R. (2001), "IOWA Comprehensive petroleum underground storage tank fund Board" final report evaluation of computer software packages for RBCA tier-3 analysis.

Abstract

Meimeh plain in Zayandehrud basin is located at 95 kilometer NE of Isfahan. Due to population growth and increase in industrial and agricultural activities local groundwater have overexploited, especially near Meimeh and Vazvan city. This factor in addition to the recent climatological drought has caused a negative balance, resulting in a successive decrease in water table. There fo,r in order to manage the aquifer and optimize well discharge, a mathematical model was used. In this study, numerical code of MODFLOW-2000 in GMS package which is the most reliable code for groundwater modeling was applied. For model design, required data including meteorological, hydrological, hydrogeological, geophysics and geological data ware gathered and analyzed. With respect to the aquifer dimension, topography, bedrock and hydrodynamic coefficients, a conceptual model was prepared and then converted to a numerical model. Model was calibrated in steady state for Azar 1389, and then for a period of one year (1388-1389) in unsteady state, considering 4 stress periods and time steps. After calibration process, model was verified for the subsequent water years. The results confirmed model capability in prediction of aquifer condition for future stresses. Groundwater table was predicted according to 4 scenarios of no change in recent conditions, drought conditions, increase in precipitation and change in discharges. The results show more drawdown in aquifer water table for the two first scenario.

Key words: *Meimeh, Modeling, MODFLOW, GMS, Hydrogeology.*



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Hydrogeology and Environmental Geology Group
M Sc. Thesis

*Simulation and prediction of groundwater level in Meimeh
aquifer using GMS*

Seyed Masoud Ghafghazi

Supervisors:

Dr.G.H. Karami

Advisor:

Dr.H. Jafari

Eng. M. Khalaji

January-2013