



دانشکده علوم زمین
رشته زمین‌شناسی گرایش آبشناسی

رساله دکتری

تأثیر رژیم رودخانه زاینده‌رود بر فرونشست زمین
در محدوده بناهای تاریخی شهر اصفهان

نگارنده: فرید فضیله

استاد راهنما
دکتر غلامحسین کرمی

استاد مشاور
دکتر رسول اجل‌لوئیان

بهمن ۱۳۹۷

به نام خداوند لوح و قلم

حقیقت نگار وجود و عدم

تقدیم به پدر، مادر و برادرانم، تنها سرمایه جاویدان زندگی‌ام

آنانی که همواره سختی را با جان و دل پذیرفته‌اند تا مسیر ناهموار

هستی را برایم هموار کنند و حریم امنی برایم باشند در راه زندگی.

با افتخار، قدردان لطف بیکران اساتید گرام جناب آقای دکتر

غلامحسین کرمی که قبولدار راهنمایی بنده شده‌اند و همچنین

استاد گرامی‌ام که سالیانی است راهنمایی بنده را در مسیر درس

و زندگی بر عهده داشته‌اند و زحمت مشاوری این رساله با ایشان بوده

است، جناب آقای دکتر رسول اجل‌لوئیان، هستم.

تعهدنامه

اینجانب فرید فضیله دانشجوی دوره دکترا رشته زمین شناسی- هیدروژئولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تأثیر رژیم رودخانه زاینده‌رود بر فرونشست زمین در محدوده بناهای تاریخی شهر اصفهان راهنمایی آقای دکتر غلامحسین کرمی و مشاوره دکتر رسول اجل‌لوئیان متعهد می‌شوم:

- * تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده و از صحت و اصالت برخوردار است.
- * در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- * مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- * کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا (Shahrood University of Technology) به چاپ خواهد رسید.

- * حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- * در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده گردیده ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- * در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

امضای دانشجو

تاریخ

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

شهر اصفهان با دارا بودن ابنیه‌های تاریخی مشهوری در سطح جهان و همچنین وجود شواهد فرونشست در این محدوده، مستلزم مطالعه دقیق در مورد احتمال فرونشست می‌باشد. رودخانه زاینده‌رود به عنوان مهمترین منبع تغذیه کننده‌ی آبخوان شهر اصفهان شناخته می‌شود. اما طی سال‌های اخیر، این رودخانه خشک گردیده است و به ناچار برداشت از آب زیرزمینی شدت گرفته است که منجر به پایین رفتن سطح آب زیرزمینی، تنها طی ۸ ماه به اندازه ۲۰ متر شده است. این عوامل دلیل محکمی برای فرونشست خواهد بود. بررسی لایه‌های محدوده شهر اصفهان نشان داد که بستر شهر اصفهان غالباً از سه لایه اصلی تشکیل شده است. این سه لایه به ترتیب از سطح زمین به عمق شامل لایه ریزدانه بالایی، درشت‌دانه میانی و ریزدانه زیرین می‌شوند. طی این مطالعه رابطه‌ای تجربی حاصل شد که به کمک آن می‌توان هدایت هیدرولیکی را به کمک منحنی دانه‌بندی به دست آورد. سپس به کمک این معادله و اختلافات سطح ایستابی در دوره‌ی خشک و آبدار رودخانه، میزان تغذیه آبخوان از رودخانه طی مسیر ۱۶ کیلومتری رودخانه در شهر اصفهان حدود ۰/۷ مترمکعب بر ثانیه محاسبه گردید. این مقدار تغذیه همچنین توسط مدل عددی GMS حدود ۰/۹ مترمکعب بر ثانیه به دست آمد. نتایج حاصل از مدل نشان داد اگر پنج سال متمادی آبی در رودخانه نباشد، سطح ایستابی بیش از ۳ متر دیگر افت خواهد کرد. همچنین در صورتی که تنها یک ماه در سال رودخانه آبدار باشد، بازهم سطح ایستابی نسبت به شرایط کنونی افت زیادی خواهد داشت. اما در صورت خشک بودن یک سال دیگر رودخانه و عدم برداشت از چاه‌های شهرداری، سطح ایستابی تغییر چندانی نخواهد داشت و در نتیجه برداشت از چاه‌های شهرداری عامل مهمتری در افت سطح ایستابی نسبت به خشکی رودخانه می‌باشد. طبق نقشه پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست بیشترین پتانسیل خطر را پهنه‌ای به شعاع نهایت ۱۵۰۰ متر در شمال و ۴۰۰ متر در جنوب رودخانه از ورودی غربی شهر تا نزدیکی پل جوبی دارد. قسمت شرقی شهر، حوالی پل شهرستان و بخش‌های جنوبی (دانشگاه اصفهان) از جمله بی‌خطرترین محدوده‌های شهر از لحاظ فرونشست می‌باشند.

کلمات کلیدی: آبخوان شهر اصفهان، فرونشست، هدایت هیدرولیکی، GMS، ارتباط آب سطحی و زیرزمینی

مقالات مستخرج از رساله

الف: مقالات ISI و علمی - پژوهشی:

Fazileh F, Karami G. H, Ajalloeian R., 2018. An empirical method for estimating the soil hydraulic conductivity using particle size distribution curve, Case study: Isfahan city. International journal of hydrology science and technology.

Fazileh F, Karami G. H, Ajalloeian R., 2018. A Study on interaction between Zayandehroud River and Isfahan aquifer, Iran. International journal of science and engineering. Volume 4. Issue 5.

فضیله ف، کرمی غ. ح، اجل‌لوئیان ر. ۱۳۹۷. حداقل جریان مورد نیاز زاینده‌رود برای حفظ تعادل هیدرولوژیکی در محدوده‌ی شهر اصفهان. مجله پژوهش آب ایران.

ب: مقالات کنفرانسی

فضیله ف، کرمی غ. ح، اجل‌لوئیان ر. ۱۳۹۴. بررسی اندرکنش رودخانه زاینده‌رود با آب زیرزمینی شهر اصفهان. کارگاه‌های آموزشی و سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین. ایران. تهران.

فصل اول - مقدمه	۱
۱-۱- بیان مسئله	۱
۲-۱- اهداف تحقیق	۲
۳-۱- چهارچوب پایان نامه	۳
۴-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه	۴
۵-۱- زمین شناسی منطقه	۵
۱-۵-۱- چینه شناسی	۷
۶-۱- آب و هوای منطقه	۱۱
۷-۱- هیدرولوژی منطقه	۱۲
۸-۱- هیدروژئولوژی منطقه	۱۳
۹-۱- آثار مهم تاریخی	۱۴
فصل دوم: مروری بر تحقیقات پیشین درباره تأثیر رژیم آبی رودخانه بر فرونشست	۱۷
۱-۲- فرونشست زمین و عوامل مؤثر بر آن	۱۷
۲-۲- فرونشست زمین در اثر تخلیه آب های زیرزمینی	۱۸
۳-۲- نوع محیط رسوبی و نقش آن در فرونشست	۲۲
۴-۲- خطرات ناشی از فرونشست زمین	۲۳
۵-۲- رابطه ی آب سطحی و زیرزمینی	۲۶
۶-۲- تغییر رژیم رودخانه و تأثیر آن بر نوسانات سطح آب های زیرزمینی	۳۱
فصل سوم: روش انجام مطالعه	۳۷
۱-۳- جمع آوری آمار و اطلاعات	۳۷
۲-۳- آزمایش های انجام شده بر روی رسوبات در محدوده شهر اصفهان	۳۸
۳-۳- ارزیابی افقی و عمودی نوع رسوبات در محدوده شهر اصفهان	۴۰
۴-۳- ارزیابی مقادیر هدایت هیدرولیکی رسوبات با استفاده از منحنی دانه بندی رسوبات	۴۲
۵-۳- تهیه نقشه هم پتانسیل آب زیرزمینی در رژیم های مختلف آبدی رودخانه	۴۴
۱-۵-۳- بررسی نوسانات سطح آب های زیرزمینی در رژیم های مختلف آبدی رودخانه	۴۴
۶-۳- بررسی اندرکنش آب های زیرزمینی و رودخانه ی زاینده رود در شهر اصفهان	۴۵

۴۵	۷-۳ محاسبه آب تبادل شده بین سفره‌ی آب زیرزمینی و رودخانه‌ی زاینده‌رود.....
۴۶	۸-۳ تهیه مدل ریاضی آبخوان آبرفتی در محدوده شهر اصفهان با استفاده از GMS.....
۴۹	فصل چهارم: بررسی‌های ژئوتکنیکی در محدوده شهر اصفهان.....
۴۹	۱-۴ موقعیت مکانی نمونه‌های برداشت شده برای بررسی‌های ژئوتکنیکی.....
۵۰	۲-۴ آزمون دانه‌بندی نمونه‌ها و تقسیم‌بندی آنها.....
۵۴	۳-۴ تهیه نیمرخ‌های شمالی - جنوبی و شرقی - غربی از آبرفت‌های شهر اصفهان.....
۵۹	۴-۴ انجام آزمون تحکیم نمونه‌ها.....
۷۲	۵-۴ پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی.....
۷۴	۶-۴ معرفی روشی جدید برای برآورد هدایت هیدرولیکی با استفاده از لاگ‌های حفاری.....
۸۲	۴-۶-۱ صحت‌سنجی روش جدید برآورد مقادیر هدایت هیدرولیکی.....
۸۵	فصل پنجم: بررسی‌های هیدروژئولوژیکی شهر اصفهان.....
۸۵	۱-۵ شرایط هیدروژئولوژیکی شهر.....
۸۷	۲-۵ نقشه هم‌پتانسیل آبخوان شهر اصفهان در رژیم‌های مختلف آبدهی رودخانه.....
۹۲	۵-۲-۱ بررسی نوسانات سطح آب‌های زیرزمینی در رژیم‌های مختلف آبدهی رودخانه.....
۹۴	۵-۲-۲ بررسی اندرکنش آب‌های زیرزمینی و رودخانه‌ی زاینده‌رود در شهر اصفهان.....
۹۵	۵-۳ تعیین ضخامت آبرفت محدوده مطالعاتی.....
۱۰۰	۵-۴ پهنه‌بندی دشت اصفهان به لحاظ هدایت هیدرولیکی و قابلیت انتقال.....
۱۰۴	۵-۵ برآورد مقدار تغذیه آبخوان از رودخانه.....
۱۰۸	۵-۵-۱ صحت‌سنجی محاسبات انجام شده برای میزان تغذیه با داده‌های هیدرومتری.....
۱۰۹	۵-۶ پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژیکی.....
۱۱۱	۵-۷ نقشه خطر فرونشست برای شهر اصفهان.....
۱۱۳	فصل ۶: مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی.....
۱۱۳	۱-۶ سیستم آبخوان.....
۱۱۸	۶-۲ تراز آب‌های زیرزمینی و جهت جریان.....
۱۱۹	۶-۳ تغذیه و تخلیه آبخوان.....
۱۲۰	۶-۴ شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی.....
۱۲۰	۶-۴-۱ گسسته‌سازی مدل.....
۱۲۳	۶-۴-۲ توسعه مدل.....

۱۲۴	۳-۴-۶ پارامترهای ورودی به مدل
۱۲۴	۴-۴-۶ شرایط مرزی مدل
۱۲۶	۵-۴-۶ پارامترهای هیدرودینامیکی آبخوان
۱۲۶	۶-۴-۶ واسنجی مدل
۱۳۱	۷-۴-۶ شبیه سازی رودخانه زاینده رود
۱۳۱	۵-۶ بیلان و نتایج مدل سازی
۱۳۳	۶-۶ آنالیز حساسیت
۱۳۳	۷-۶ محدودیت های مدل
۱۳۳	۸-۶ شبیه سازی سناریو
۱۳۴	۱-۸-۶ سناریو اول
۱۳۸	۲-۸-۶ سناریو دوم
۱۴۰	۳-۸-۶ سناریو سوم
۱۴۲	۴-۸-۶ سناریو چهارم
۱۴۵	فصل ۷: نتیجه گیری و پیشنهادها
۱۴۵	۱-۷-۱ نتیجه گیری
۱۴۵	۱-۷-۱ بررسی خصوصیات ژئوتکنیکی رسوبات در محدوده مورد مطالعه
۱۴۷	۲-۷-۱ تعیین شرایط هیدروژئولوژیکی شهر اصفهان
۱۴۹	۳-۷-۱ تعیین ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آبخوان
۱۴۹	۴-۷-۱ پیش بینی شرایط مختلف برای رژیم آبی رودخانه و تأثیر آن بر آبخوان شهر اصفهان
۱۵۰	۵-۷-۱ تعیین محدوده خطر فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژی و خصوصیات ژئوتکنیکی
۱۵۲	۲-۷-۲ پیشنهادها
۱۵۵	منابع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱. موقعیت محدوده مطالعاتی..... ۵
- شکل ۲-۱. پهنه های تکتونیکی کوهزاد زاگرس..... ۶
- شکل ۳-۱. نقشه زمین‌شناسی شهر اصفهان..... ۷
- شکل ۴-۱. نمودار آمبروترمیک در ایستگاه اصفهان (۲۰۱۷ - ۱۹۵۳)..... ۱۲
- شکل ۵-۱. پراکندگی چاه‌های آب شهرداری اصفهان..... ۱۴
- شکل ۱-۲. الگوهای جریان معمول در زیر رودخانه‌ها یا دریاچه‌ها..... ۲۷
- شکل ۲-۲. تأثیر زمین‌شناسی بستر بر الگوی نشت..... ۲۹
- شکل ۱-۳. نمونه‌ای از منحنی دانه‌بندی خاک..... ۳۹
- شکل ۲-۳. نمونه‌ای از اطلاعات حاصل از لاگ حفاری..... ۴۱
- شکل ۱-۴. محل نمونه‌برداری از آبرفت‌های شهر اصفهان..... ۵۰
- شکل ۲-۴. نمودار دانه‌بندی مربوط به شرق شهر اصفهان (حوالی خیابان مهرآباد)..... ۵۱
- شکل ۳-۴. نمودار دانه‌بندی مربوط به شهر اصفهان (حوالی خیابان مطهری)..... ۵۲
- شکل ۴-۴. نمودار دانه‌بندی مربوط به غرب شهر اصفهان (حوالی پل وحید)..... ۵۳
- شکل ۵-۴. نیمرخ شرقی - غربی از آبرفت‌های شهر اصفهان..... ۵۵
- شکل ۶-۴. نیمرخ شمالی - جنوبی از آبرفت‌های شهر اصفهان..... ۵۸
- شکل ۷-۴. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده میدان دروازه‌دولت..... ۶۴
- شکل ۸-۴. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده سی و سه پل..... ۶۵
- شکل ۹-۴. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده چهار راه نظر..... ۶۵
- شکل ۱۰-۴. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده میدان آزادی..... ۶۵
- شکل ۱۱-۴. نمودار بارگذاری برای محدوده جنوب رودخانه (چهارباغ بالا)..... ۶۷
- شکل ۱۲-۴. نمودار بارگذاری برای محدوده شمال رودخانه (چهارباغ پایین)..... ۶۷
- شکل ۱۳-۴. نمودار بارگذاری برای محدوده چهارباغ پایین (پل وحید)..... ۶۸
- شکل ۱۴-۴. تغییرات نسبت پوکی به فشار در میدان عتیق..... ۶۹
- شکل ۱۵-۴. تغییرات نسبت پوکی به فشار در دروازه دولت..... ۶۹
- شکل ۱۶-۴. تغییرات نسبت پوکی به فشار در سی و سه پل..... ۷۰
- شکل ۱۷-۴. تغییرات نسبت پوکی به فشار در پل وحید..... ۷۰
- شکل ۱۸-۴. نقشه پهنه‌ندی پتانسیل فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی..... ۷۳

۷۹	 شکل ۴-۱۹. منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل d_{30}
۸۰	 شکل ۴-۲۰. منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل d_{60}
۸۱	 شکل ۴-۲۱. منحنی دانه‌بندی و اجزای $P_{S0.1}$ و P_{G2}
۸۱	 شکل ۴-۲۲. منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل تابع F_K
۸۶	 شکل ۵-۱. موقعیت چاه‌های بهره‌برداری.....
۸۸	 شکل ۵-۲. موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای.....
۸۹	 شکل ۵-۳. نقشه هم‌پتانسیل آب‌های زیرزمینی آبان ۱۳۹۵.....
۹۱	 شکل ۵-۴. نقشه هم‌پتانسیل آب‌های زیرزمینی آذر ۱۳۹۵.....
۹۳	 شکل ۵-۵. نقشه اختلاف سطح ایستابی در رژیم مختلف آبی رودخانه.....
۹۴	 شکل ۵-۶. موقعیت چاه‌های شهرداری.....
۹۶	 شکل ۵-۷. موقعیت منابع استفاده شده برای تعیین عمق سنگ کف.....
۹۹	 شکل ۵-۸. نقشه هم‌ضخامت آبرفت شهر اصفهان.....
۱۰۱	 شکل ۵-۹. نقشه پهنه‌بندی هدایت هیدرولیکی شهر اصفهان.....
۱۰۳	 شکل ۵-۱۰. پهنه بندی قابلیت انتقال برای آبان ۹۵.....
۱۰۴	 شکل ۵-۱۱. پهنه بندی قابلیت انتقال برای آذر ۱۳۹۵.....
۱۰۵	 شکل ۵-۱۲. محدوده‌های تفکیک شده نسبت به ضرایب آبگذری متفاوت.....
۱۱۰	 شکل ۵-۱۳. نقشه پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژیکی.....
۱۱۲	 شکل ۵-۱۴. پهنه‌بندی نقشه خطر فرونشست شهر اصفهان.....
۱۱۷	 شکل ۶-۱. موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای در گستره مورد مطالعه.....
۱۱۸	 شکل ۶-۲. مدل مفهومی آبخوان.....
۱۱۹	 شکل ۶-۳. موقعیت چاه‌های بهره‌برداری در گستره مورد مطالعه.....
۱۲۲	 شکل ۶-۴. شبکه مدل.....
۱۲۴	 شکل ۶-۵. نقشه توپوگرافی مدل.....
۱۲۵	 شکل ۶-۶. نقشه سنگ کف مدل.....
۱۲۵	 شکل ۶-۷. سطح اولیه آب زیرزمینی.....
۱۲۸	 شکل ۶-۸. نقشه هدایت هیدرولیکی آبخوان.....
۱۲۸	 شکل ۶-۹. مقدار خطا در هر یک از چاه‌های مشاهده‌ای در مرحله پایدار.....
۱۲۹	 شکل ۶-۱۰. نقشه ضریب ذخیره آبخوان.....

- شکل ۱۱-۶. برآیند مقادیر محاسباتی در برابر مقادیر مشاهداتی سطح ایستابی بر حسب متر... ۱۳۰
- شکل ۱۲-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH5 ۱۳۴
- شکل ۱۳-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH1 ۱۳۵
- شکل ۱۴-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH13 ۱۳۵
- شکل ۱۵-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH15 ۱۳۵
- شکل ۱۶-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH16 ۱۳۶
- شکل ۱۷-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH17 ۱۳۶
- شکل ۱۸-۶. سطح آب زیرزمینی (A) پایان سال اول (B) پایان سال پنجم..... ۱۳۷
- شکل ۱۹-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH4 ۱۳۸
- شکل ۲۰-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH1 ۱۳۸
- شکل ۲۱-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH17 ۱۳۹
- شکل ۲۲-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH23 ۱۳۹
- شکل ۲۳-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH25 ۱۳۹
- شکل ۲۴-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH30 ۱۴۰
- شکل ۲۵-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH35 ۱۴۰
- شکل ۲۶-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH4 ۱۴۱
- شکل ۲۷-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH5 ۱۴۱
- شکل ۲۸-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH15 ۱۴۱
- شکل ۲۹-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH16 ۱۴۲
- شکل ۳۰-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH21 ۱۴۲
- شکل ۳۱-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو چهارم در چاه BH1 ۱۴۳
- شکل ۳۲-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو چهارم در چاه H13 ۱۴۳
- شکل ۳۳-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو چهارم در چاه BH15 ۱۴۳
- شکل ۱-۷. منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل تابع (F_K) ارائه شده در بخش (۴-۶)..... ۱۴۷
- شکل ۲-۷. پهنه‌بندی خطر فرونشست (ارائه شده در بخش ۵-۷) ۱۵۱

فهرست جدول‌ها

۲۴	جدول ۱-۲. تعیین اثرات فرونشست زمین.....
۶۱	جدول ۱-۴. روابط فازی خاک‌های ریزدانه محدوده مورد مطالعه.....
۶۱	جدول ۲-۴. روابط فازی خاک‌های درشت‌دانه موجود در محدوده.....
۶۳	جدول ۳-۴. روابط فازی خاک‌های ریزدانه زیرین محدوده مورد مطالعه.....
۶۶	جدول ۴-۴. خلاصه نتایج تحکیم شاخص‌های استحکام شهر.....
۷۱	جدول ۵-۴. نتایج آزمایش تحکیم.....
۷۷	جدول ۶-۴. هدایت هیدرولیکی‌های به دست آمده از روش‌های موجود.....
۸۳	جدول ۷-۴. صحت‌سنجی روش جدید.....
۹۶	جدول ۱-۵. ایستگاه‌های اندازه‌گیری عمق سنگ بستر.....
۱۰۰	جدول ۲-۵. مقادیر هدایت هیدرولیکی، موقعیت ایستگاه و نوع محاسبه.....
۱۰۶	جدول ۳-۵. محاسبات انجام شده به روش لهماً برای قسمت شمالی رودخانه در حالت خشک..
۱۰۷	جدول ۴-۵. محاسبات انجام شده به روش لهماً برای دو سمت رودخانه در حالت آبدار.....
۱۱۵	جدول ۱-۶. مختصات جغرافیایی چاه‌های مشاهده‌ای شهر اصفهان.....
۱۲۲	جدول ۲-۶. مشخصات شبکه مدل.....
۱۲۳	جدول ۳-۶. مشخصات مدل.....
۱۲۷	جدول ۴-۶. مقادیر خطای مدل‌سازی در مرحله پایدار.....
۱۲۹	جدول ۵-۶. مقادیر خطای مدل‌سازی در مرحله ناپایدار.....
۱۳۲	جدول ۶-۶. مؤلفه‌های بیلان در محدوده شهر اصفهان.....
۱۳۲	جدول ۷-۶. بیلان رودخانه در ماه‌های آبان و آذر.....

اصل اول: مقدمه

شهرها و تمدن‌های باستانی معمولاً در کنار آب‌های قابل استحصال مثل چشمه‌ها و رودها شکل گرفته است. با افزایش جمعیت و توسعه شهرها، نیاز به تأمین آب آن‌ها نیز افزایش می‌یابد. از اینرو برداشت از آب‌های سطحی روز به روز افزایش یافته و در نتیجه این منابع آبی کم‌کم از دسترس خارج و یا محدود می‌شود. انسان ناچاراً رو به آب‌های زیرزمینی آورده و با برداشت بیش از میزان توان سفره‌های زیرزمینی، منجر به تخلیه این منابع خواهد شد. نتیجه حاصله، از دست رفتن آب‌های زیرزمینی و به جای ماندن فضای خالی زیرسطحی در بین رسوبات است. به مرور زمان لایه‌ها مقاومت خود را از دست داده و بسته به میزان تنش و تاب آوری لایه‌ها، فرونشست زمین به صورت نامتقارن اتفاق خواهد افتاد که مسبب ترک، شکستگی و تخریب بناها خواهد شد. در نتیجه لازم است که با مدیریت یکپارچه منابع آبی و بررسی مخاطرات ناشی از اضافه برداشت آب از این منابع، قبل از وقوع رخدادی فجیع، مانع آن شد.

۱-۱ بیان مسئله

نیاز به آب برای مصارف مختلف (شرب، صنعت و به ویژه کشاورزی) باعث شده است که در مسیر رودخانه‌ها سازه‌های آبی مهمی (مانند سدها و کانال‌ها) احداث شود. این مسئله باعث تغییر رژیم آبدی رودخانه‌ها می‌شود و به آبخوان‌هایی که از این رودخانه‌ها تغذیه می‌شوند، مخصوصاً در پایین دست آن، صدمات و استرس‌های شدیدی وارد می‌گردد. علاوه بر این، دانه درشت بودن آبرفت‌های موجود در مسیر رودخانه‌ها (Water courses alluviums) و دشت‌های سیلابی مجاور (Adjacent flood plains) موجب شده که این مناطق محل‌های مناسبی برای برداشت از آب‌های زیرزمینی باشند. قطع شدن جریان رودخانه به علت مصارف بالادست و علاوه بر آن برداشت از آب‌های زیرزمینی محدوده مسیر رودخانه باعث افت زیادی در سطح آب زیرزمینی می‌شود. افت سطح آب‌های زیرزمینی منجر به فرونشست زمین

خواهد شد و از طرفی به دلیل ناهمگنی مواد زمین، این فرونشست نیز ناهمگن خواهد بود و منجر به ترک و خسارت در سازه‌های موجود در محدوده می‌گردد.

رودخانه زاینده‌رود یکی از رودخانه‌های اصلی و مهم فلات مرکزی ایران می‌باشد که عوامل خشکسالی همراه با عدم مدیریت برداشت از آن، این رودخانه را تحت شعاع قرارداده است به گونه‌ای که در اکثر ماه‌های سال قسمت زیادی از این رود که در شهر اصفهان واقع شده است کاملاً خشک می‌شود و در چند ماه اندک آب جهت مصارف مختلف کشاورزی در آن رهاسازی می‌شود. لذا دوران خشک و تر به صورت کاملاً غیرمنظم در این رودخانه شکل می‌گیرد. از آنجایی که بارش در این مناطق نسبت به میانگین جهانی بسیار کمتر است، تغذیه اصلی از رودخانه می‌باشد که با خشکی این منبع نیز، سطح آب زیرزمینی دچار افت می‌شود.

اطلاعات حاصل از گمانه‌های اکتشافی نشان می‌دهند که در حریم رودخانه لایه‌های خاک مشتمل بر رسوبات آبرفتی درشت دانه با میان لایه‌های ریزدانه می‌باشد که می‌تواند علتی جهت فرونشست ناشی از افت سطح آب زیرزمینی باشد.

با توجه به تغییرات رژیم آبی رودخانه زاینده‌رود و احتمال تأثیر آن بر افت سطح آب زیرزمینی و همچنین وجود میان لایه‌های رسی از یک‌طرف و وجود بناهای گوناگون پیرامون این رودخانه نظیر پل‌های تاریخی و احتمال خسارت ناشی به این ابنیه‌ها در اثر فرونشست و به دنبال آوردن خسارات دیگر به بستر و زیرساخت‌های شهر اصفهان، شناسایی و درک این عوامل و ارتباط آنها با یکدیگر، لازم و ضروری به نظر می‌رسد.

۱-۲- اهداف تحقیق

الف - هدف اصلی تحقیق

هدف اصلی این مطالعه، بررسی تأثیر رژیم آبی رودخانه زاینده‌رود بر فرونشست زمین در محدوده‌ی ابنیه‌های تاریخی اطراف رودخانه می‌باشد.

ب - اهداف جنبی تحقیق

تشخیص نوع تأثیر رژیم رودخانه زاینده‌رود بر تغییرات سطح آب زیرزمینی شهر اصفهان

تعیین شعاع تأثیر جریان رودخانه بر تغییرات سطح آب زیرزمینی شهر

رسم پروفیل خاک محدوده مطالعاتی

تعیین خواص مکانیک خاک بستر و حواشی رودخانه زاینده‌رود

مشخص کردن نقشه‌ی خطر فرونشست با توجه به تغییرات سطح آب زیرزمینی و خواص لایه‌های خاک شهر

برای دستیابی به این هدف سطح ایستابی در محدوده‌ی مطالعاتی برای دو بازه خشک و آبدار رودخانه اندازه‌گیری شد. سپس داده‌های مربوط به لاگ‌های حفاری از جمله نمونه‌های در دسترس برای عمق - های مختلف جمع‌آوری و مورد بررسی و آزمایش قرار گرفت. در ادامه نقشه‌های مربوط به سطح ایستابی کشیده شد و کار مقایسه مابین آن‌ها در شرایط مختلف رژیم رودخانه‌ای انجام گردید. از این رو مشخص گردید که بیشترین افت سطح ایستابی در کدام مناطق و کمترین آن در کدام نقاط اتفاق می‌افتد. همچنین لایه‌های خطرناک در کدام محدوده از شهر بیشتر گسترش یافته‌اند و در نتیجه محدوده‌ی خطر فرونشست احتمالی تعیین گردید. برای بررسی اثر جریان رودخانه بر آبخوان شهر اصفهان، از مدل ریاضی GMS استفاده شد و سناریوهای مختلفی در این مدل مورد بررسی قرار گرفت.

۳-۱ چهارچوب پایان‌نامه

این پایان‌نامه شامل شش فصل می‌باشد که در ذیل به طور مختصر معرفی می‌شوند:

فصل اول : این فصل که مقدمه را شامل می‌شود مشتمل بر چند بخش اصلی است که به ترتیب زیر می‌باشد

بیان مسئله، اهداف تحقیق، چهارچوب‌بندی پایان‌نامه، موقعیت جغرافیای منطقه‌ی مورد مطالعه، زمین - شناسی محدوده، چینه‌شناسی منطقه، آب و هوا منطقه، هیدرولوژی منطقه، هیدروژئولوژی منطقه.

فصل دوم: فصل دوم مروری بر مطالعات صورت گرفته پیشین در ارتباط با موضوع این تحقیق می‌باشد که به چند بخش تقسیم می‌شود

فرونشست زمین و عوامل مؤثر بر آن، فرونشست زمین در اثر تخلیه آب‌های زیرزمینی، نوع محیط رسوبی و نقش آن در فرونشست، خطرات ناشی از فرونشست زمین، رابطه‌ی آب سطحی و زیرزمینی، تغییر رژیم رودخانه و تأثیر آن بر نوسانات سطح آب‌های زیرزمینی.

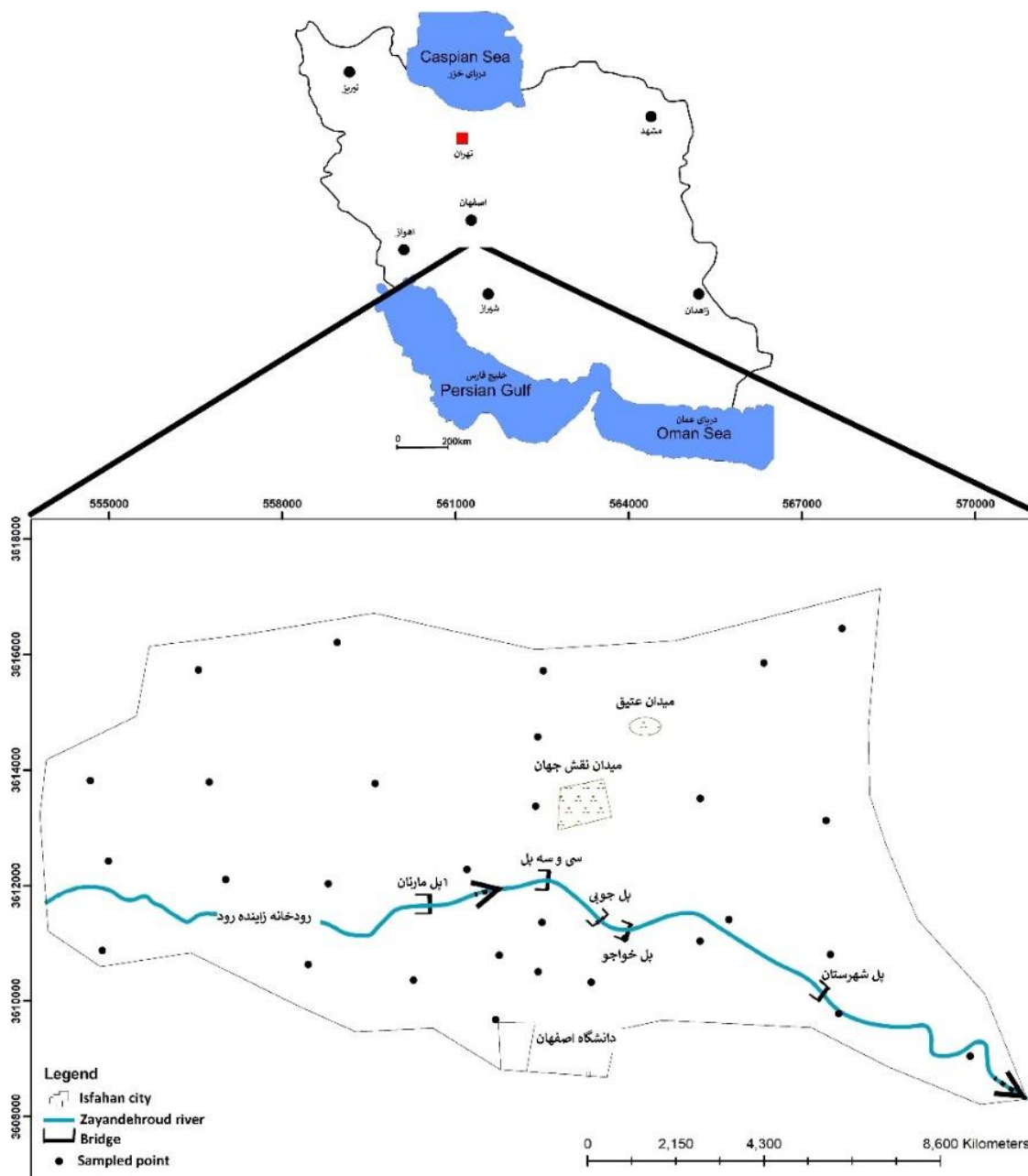
فصل سوم: فصل سوم شامل داده‌های جمع‌آوری شده و روش‌های مورد استفاده در این تحقیق می‌باشد. فصل چهارم: در این فصل که جزو اصلی‌ترین بخش‌های پایان‌نامه به حساب می‌آید، بحث اصلی پیرامون شرایط ژئوتکنیکی.

فصل پنجم: این فصل نیز مانند فصل چهارم جزو اصلی بدنه‌ی پایان‌نامه می‌باشد که در آن به بررسی شرایط هیدروژئولوژیکی و ارتباط آب‌های سطحی و زیرزمینی پرداخته شده است.

فصل ششم: در این بخش مدل‌سازی ریاضی به کمک نرم‌افزار GMS برای محدوده شهر اصفهان به اجرا درآمده است و ارتباط رودخانه زاینده‌رود با آبخوان شهر اصفهان مورد بررسی قرار گرفته است. در انتها فصل ششم می‌باشد که این تحقیق را با نتیجه‌گیری و پیشنهادهای موجود، به پایان خواهد رساند.

۴-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه، شهر اصفهان به موازات مسیر رودخانه زاینده می‌باشد. این ناحیه در مختصات جغرافیایی 52° و 51° طول شرقی و 40° و 32° طول شمالی واقع شده است. متوسط ارتفاع این ناحیه از سطح دریا ۱۵۶۰ متر می‌باشد. رودخانه زاینده‌رود با راستای شمال غرب - جنوب شرق به سمت جنوب شرق در این منطقه در جریان است و مهمترین عامل طبیعی گسترش و توسعه شهرها، روستاها و اراضی کشاورزی در این منطقه می‌باشد. (شکل ۱-۱)



شکل ۱-۱. موقعیت محدوده مطالعاتی

۵-۱ زمین‌شناسی منطقه

ناحیه مورد مطالعه در تقسیم بندی زمین شناسی ایران (Stocklin, 1968) بر روی پهنه تکتونیکی سسندج- سیرجان قرار می گیرد. پهنه سسندج - سیرجان پیچیده ترین پهنه تکتونیکی ایران محسوب می شود که عمدتاً از سنگهای دگرگون شده وسنگهای رسوبی دوران دوم سازمان یافته است .

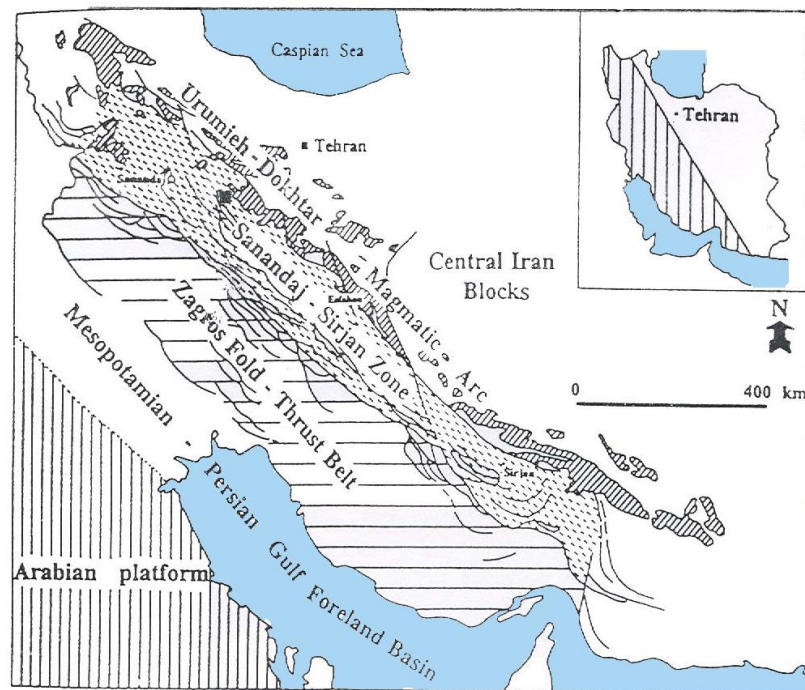
علوی (۱۹۹۴) پهنه سندانج - سیرجان را بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس می داند که در طی فرآیند باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان (Neotethys) در طول دوران دوم و ابتدای دوران سوم شکل گرفته است. این کمربند نتیجه همگرایی بین صفحه عربستان و خرده قاره ایران مرکزی بوده و از سه پهنه تکتونیکی زیر با راستای شمال غربی - جنوب شرقی به موازات هم تشکیل شده است (شکل ۱-۲).

- مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر

- پهنه سندانج - سیرجان

- کمربند چین خورده و گسلیده زاگرس

پهنه سندانج - سیرجان شامل مجموعه ای از سنگهای دگرگونی، آذرین و رسوبی به سن پرکامبرین تا عهد حاضر می باشد. این پهنه عمدتاً از سنگهای دگرگونی دوران دوم تشکیل شده و سنگهای دوران سوم گسترش خیلی کمی در این پهنه داشته است. پهنه سندانج - سیرجان به واسطه فرورفتگی های ساختاری مانند دریاچه ارومیه، گاوخونی و جازموریان از پهنه ارومیه - دختر تفکیک می گردد (Berberian and King, 1981).

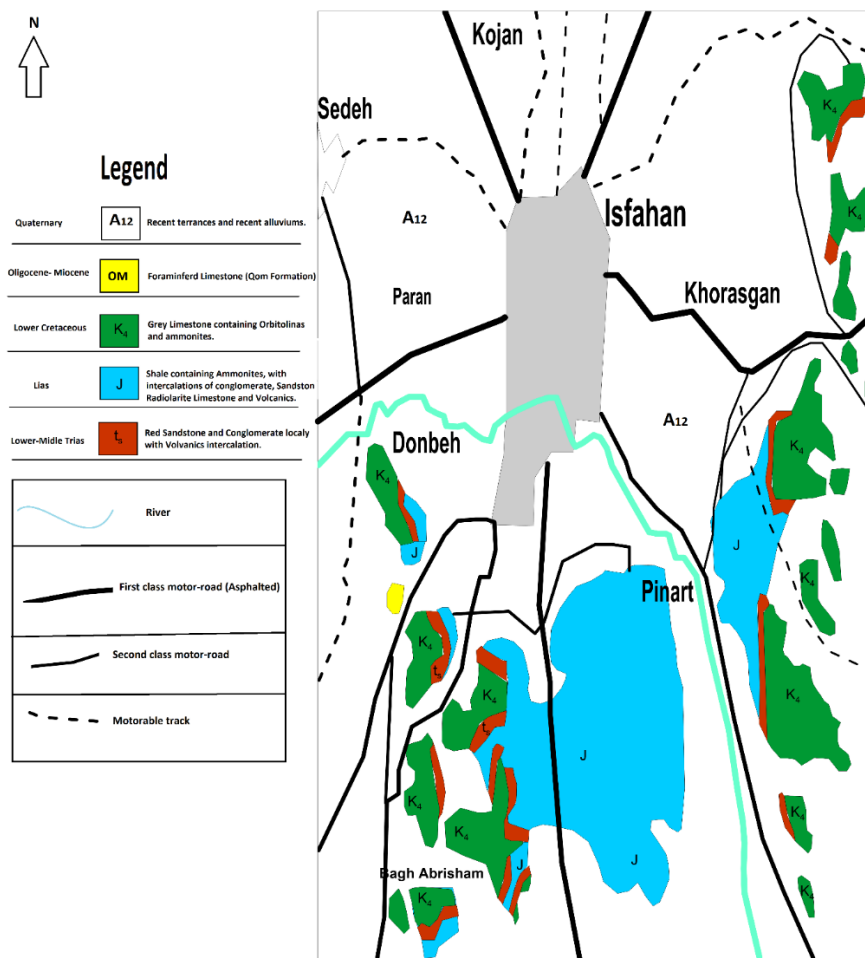


شکل ۱-۲. پهنه های تکتونیکی کوهزاد زاگرس (Alavi, 1994)

۱-۵-۱ چینه شناسی

مجموعه سنگ‌هایی که در محدوده مورد مطالعه رخنمون یافته است، شامل توالی‌های رسوبی دوران دوم می‌باشد که به میزان خیلی کم تحت تأثیر فرایند دگرگونی (Metamorphism) در رخساره Low green Schist دگرگون شده‌اند. آثار دگرگونی در واحدهای شیلی و مارنی به صورت شیستوزیته ضعیف و در واحدهای کربناته به صورت تبلور مجدد دیده می‌شود. واحدهای چینه‌ای منطقه قسمتی از پهنه سندرچ - سیرجان را شامل می‌شود.

واحدهای زمین شناسی منطقه بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اصفهان (Zahedi 1975) تفکیک شده است. واحدهای موجود در شهر اصفهان به ترتیب سن نسبی به شرح زیر می‌باشد (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳. نقشه زمین‌شناسی شهر اصفهان (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اصفهان)

ژوراسیک

قدیمی ترین رخنمون‌های محدوده مورد مطالعه، توالی‌های ژوراسیک (لیاس) می‌باشد که در جنوب اصفهان، قاعده کوه صفه و تپه‌های دو طرف ناحیه مورد مطالعه برونزد یافته است. این واحدها از تناوبی از شیل‌های خاکستری تیره، ماسه سنگ دانه ریز تا دانه متوسط به رنگ سبز زیتونی تا خاکستری و سیلتستون همراه با میان لایه‌های آهکی - شیلی با ضخامت حدود ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر سازمان یافته است. مرز زیرین این واحد با تریاس به صورت تدریجی و مرز بالایی آن با واحدهای کرتاسه دگرشیب می‌باشد. در بافت ماسه سنگ‌های این سازند ذرات ریز تا درشت دانه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده با فشردگی متوسط و جورشدگی ضعیف دیده می‌شود. بلورهای کوارتز، فلدسپات، تیغک‌های موسکویت و قطعه‌های دگرگونه در حد سریسیت کوارتز شیبست، کوارتزتیت، فیلیت و قطعات چرت در زمینه‌ای از بلورهای فیلسیلیکاته دیده می‌شود. سیمان میان دانه‌های آن کم و از نوع اکسید آهن است. شیل‌های تیره رنگ حاوی آمونیت‌های ژوراسیک پایانی می‌باشند و بین لایه‌های آهکی دارای گونه‌های فسیلی *Trigonia*، *Pholadomya*، *Pleuromya* و قطعات فسیلی *Radiolaria*، *Lamellibranchia* می‌باشند. آمونیت‌های مختلف یافت شده در بین شیل‌ها بیانگر زمان رسوبگذاری بین توآرسیین (Toarcian) تا کیمریجین (Kimmeridgian) می‌باشند (Zahedi et al., 1976). واحدهای ژوراسیک با یک ناپیوستگی فرسایشی توسط رسوبات کرتاسه پوشیده می‌شوند. این واحدهای نرم فرسا است و تشکیل رخنمون‌های تپه ماهوری و کم شیب دامنه‌ای را داده‌است.

کرتاسه

سکانس کرتاسه در منطقه اصفهان یکی از کامل‌ترین سکانس‌های چینه‌شناسی کرتاسه در ایران می‌باشد. این سکانس با توجه به نوع لیتولوژی و فسیل‌شناسی به واحدهای مختلف تقسیم‌بندی شده‌اند. ماکزیمم ضخامت این سکانس به ۱۰۰۰ متر می‌رسد و عمدتاً شامل آهک، مارن و شیل به سن بارمین (Barremian) تا مائستریشتین (Maestrichtian) می‌باشد. واحدهای کرتاسه در محدوده اصفهان

تحت عنوان واحدهای K1 ، K2 ، K12 نامگذاری شده‌اند (Zahedi et al., 1976). در محدوده مورد مطالعه از این تعداد واحدهای K2 و K4 رخنمون دارد که به توصیف آنها می‌پردازیم .

- واحد K2

این واحد از کنگلومرا و ماسه سنگ قرمز رنگ قاعده‌ای همراه با سنگ آهک ماسه‌ای ضخیم لایه تشکیل شده است که به صورت دگرشیب بر روی واحدهای ژوراسیک قرار می‌گیرد که ناپیوستگی آن در قاعده کوه صفه به خوبی نمایان است. این کنگلومرا بیشتر از قلوه‌های گرد شده کوارتزیتی و سیلیسی با سیمان قرمز رنگ رسی - ماسه‌ای تشکیل شده است و ضخامت آن حدود ۳۰ - ۱۰۰ متر می‌باشد. واحدهای کنگلومرای قاعده‌ای در قاعده کوه صفه، کوه گورت و کوه انرژئی اتمی، برونزد دارد.

- واحد K4

این واحد از آهک‌های خاکستری اربیتولین‌دار متوسط لایه تا توده‌ای و آهک‌های ماسه‌ای دولومیتی همراه با لایه‌هایی از شیل و مارن تشکیل شده که به صورت هم‌شیب بر روی کنگلومرای قاعده‌ای واحد K2 قرار می‌گیرد. ضخامت این واحد بین ۵۰۰-۳۵۰ متر متغیر است. سنگ‌های آهکی دارای بافت میکرواسپاریتی تا اسپاریتی است که از دیدگاه سنگ شناختی یک بیواسپارایت کالک آرنایتی است. در این واحد فسیل‌های اربیتولین فراوان، دو کفه‌ای‌های بزرگ، شکم پایان و گونه‌های مرجان‌ها و بریوزوآها یافت می‌گردد (کریمی و همکاران، ۱۳۸۵).

رخنمون‌های این واحد در خط الرأس ارتفاعات نواحی خاوری و باختر تا جنوب باختری و منطقه قابل مشاهده است. بر اساس میکروفسیل‌های یافت شده در این سازند توسط کیهانی (۱۳۸۰) سن این واحد کرتاسه زیرین (آپسین - آلبین) تعیین شده است.

واحدهای آبرفتی کواترنر

رسوبات کواترنری شامل تراس‌های آبرفتی، رسوبات رودخانه‌ای زاینده‌رود، آبرفت‌ها و رسوبات مخروط افکنه‌ای و کنگلومراهای نیمه متحجر می‌باشد. رسوبات آبرفتی کواترنر در پهنه دشت برخوار (اصفهان) و کوهپایه - سگری و دامنه ارتفاعات گسترده شده‌اند. این رسوبات از تراس‌های آبرفتی، رسوبات مخروطه

افکنه‌ای و آبرفت‌های بستر مسیل‌ها و آبراهه‌ها تشکیل شده‌اند. واحدهای آبرفتی کواترنر در منطقه اصفهان به شرح زیر می‌باشد:

- رسوبات مخروطه افکنه‌ای

این رسوبات در دامنه ارتفاعات گسترده شده‌اند و از قطعه سنگ‌های زاویه‌دار کمی گردشده در زمینه ریزدانه رسی و ماسه‌ای با جورشدگی و دانه‌بندی بد تشکیل شده‌اند. جنس قطعه سنگ‌ها در دامنه‌های مختلف متفاوت بوده و به جنس سنگ‌های ارتفاعات منشا آنها بستگی دارد. ابعاد این رسوبات از سمت ارتفاعات به سمت دشت کاهش می‌یابد.

- تراس‌های آبرفتی و رسوبات آبرفتی تفکیک نشده

این رسوبات در بخش میانی دشت برخوار و با راستای شمال غرب - جنوب شرق گسترده شده‌اند. این واحدها از رسوبات سیلابی، رسوبات بستر مسیل‌های قدیمی و تراس‌های آبرفتی قدیمی تشکیل شده‌اند و عمدتاً از شن و ماسه به همراه مقادیر زیادی از رس و گاه قلوه سنگ‌های آهکی گرد شده سامان یافته‌اند. ضخامت این رسوبات گاه تا ۱۰۰ متر نیز می‌رسد. وجود مقادیری از املاح سولفات (گچ)، نمک و گاه کربناته به همراه رس موجب بافت سنگین خاک شده است.

- تراس‌های آبرفتی و آبرفت‌های رودخانه‌ای و سیلابی جوان

این رسوبات در نواحی بستر شهر اصفهان تا ناحیه شمال اصفهان گسترش یافته‌اند. واحدهای مذکور از فرسایش تراس‌های آبرفتی قدیمی منشأ گرفته‌اند و از آنها ریزدانه‌ترند. این واحدها عمدتاً از شن، ماسه و رس و گاه مقادیری از رسوبات تبخیری شامل گچ و کربنات کلسیم و املاح نمکی تشکیل شده‌اند. عامل اصلی شکل‌گیری این رسوبات، جریان‌های سیلابی می‌باشد.

- تراس‌های آبرفتی جوان

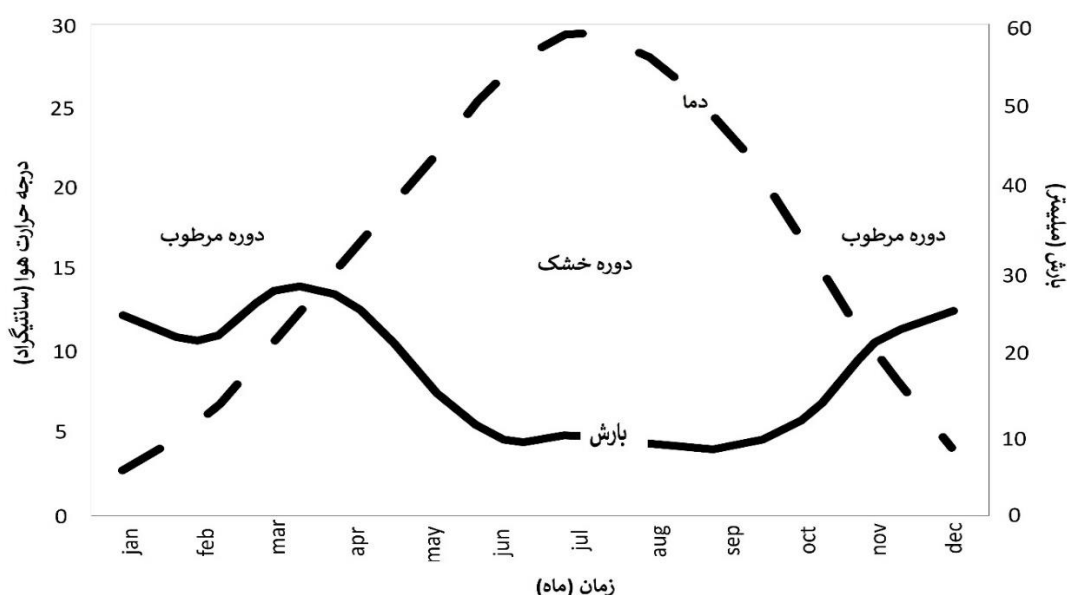
این رسوبات جوان‌ترین بخش رسوبات کواترنر بوده و در نواحی پست سطح دشت و نواحی شمال شرقی دشت برخوار و جنوب رودخانه زاینده‌رود گسترده شده‌اند و تحت پوشش اراضی کشاورزی می‌باشند.

این رسوبات از شن، ماسه، لای و رس تشکیل شده و قسمت‌های سطحی از خاک‌های کشاورزی پوشیده شده است.

۱-۶ آب و هوای منطقه

اقلیم حوضه براساس تقسیمات اقلیمی در سیستم سیلیانینف در کمربند خشک قرار گرفته است و بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن دارای اقلیم فراخشک سرد است. لیکن ارتفاعات زاگرس و کرکس (شمال شرق محدوده) منشأ تغییرات بارز آب و هوایی به اشکال گوناگون در محیط‌های اطراف و کل حوضه می‌باشند. با کاهش ارتفاع از سمت شمال غربی، جنوب شرقی عناصر اقلیمی (حرارت و تبخیر) به گونه‌های هماهنگ رو به فزونی و بعضی دیگر (بارندگی و رطوبت) رو به کاهش می‌رود. به طوری که اقلیم سرد و مرطوب به تدریج جای خود را به شرایط اقلیمی خشک و فراخشک می‌دهد.

بر اساس بررسی‌های بلند مدت آماری (۲۰۱۷ - ۱۹۵۳) میانگین بارش سالیانه شهر اصفهان معادل ۱۲۲/۸ میلی‌متر، بیشترین و کمترین میزان دما مابین ۱۰/۴ درجه سانتیگراد زیر صفر و ۴۳ درجه سانتیگراد بالای صفر گزارش شده است (اداره کل هواشناسی استان اصفهان). متوسط نقطه‌ی شبنم ۰/۴ می‌باشد. میانگین تبخیر سالانه معادل ۱۵۰۰ میلی‌متر با انحراف معیار ۱۴۱ میلی‌متر و ضریب تغییرات ۷ درصد می‌باشد. لازم به ذکر است تبخیر سنج از نوع تشتک تبخیر بوده‌است. بر طبق منحنی آمبروترمیک (شکل ۱-۴)، طول دوره خشکی ایستگاه اصفهان از اواسط ماه مارس (اواخر اسفند) تا اوایل ماه نوامبر (اوایل آبان) است. یعنی تقریباً بین ۶ تا ۷ ماه از سال میزان دما بیشتر از مقدار بارش بوده که تحت عنوان دوره خشکی مطرح می‌شود.



شکل ۱-۴. نمودار آمبروترمیک در ایستگاه اصفهان (۱۹۵۳ – ۲۰۱۷)

۷-۱ هیدرولوژی منطقه

حوضه‌ی آبریز زاینده‌رود با اقلیم خشک و نیمه خشک یکی از استراتژیک‌ترین حوضه‌های رودخانه‌ای ایران است (مدنی و مارینو، ۲۰۰۹). رودخانه‌ی زاینده‌رود دارای آورد آبی حدود ۱/۴ میلیارد مترمکعب در سال است که شامل ۶۵۰ میلیون متر مکعب جریان طبیعی و ۷۵۰ میلیون مترمکعب آب انتقال یافته از حوضه‌ی دیگر است که از ارتفاعات زاگرس در غرب شروع و در شرق با جاری شدن به باتلاق گاوخونی پایان می‌یابد.

این رودخانه از شهر اصفهان با جمعیت بالغ بر ۲/۵ میلیون نفر جمعیت گذر می‌کند و مهم‌ترین منبع تأمین‌کننده‌ی مصارف شرب، کشاورزی، صنعت و فضای سبز می‌باشد. از سوی دیگر با توجه به بارش ناچیز منطقه و پتانسیل بالای تبخیر و تعرق، زاینده‌رود اصلی‌ترین منبع تغذیه‌کننده‌ی آب زیرزمینی شهر اصفهان می‌باشد.

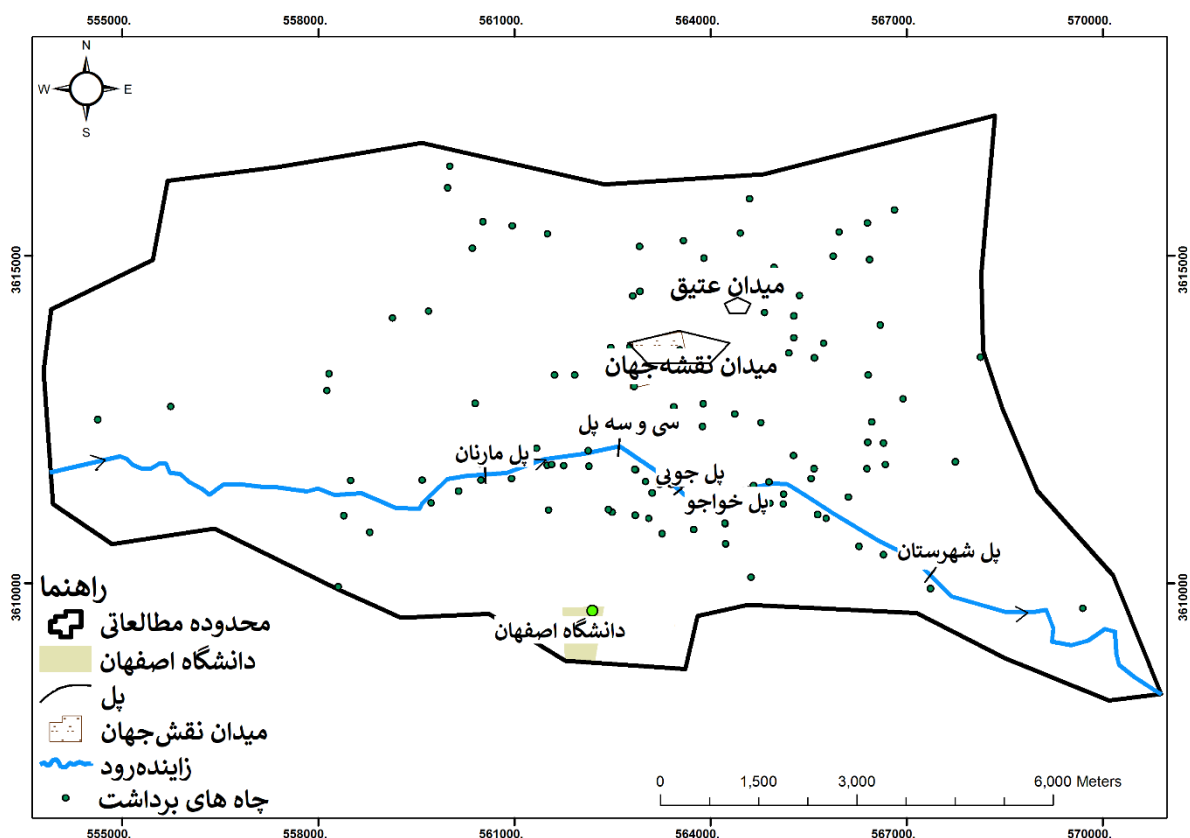
منبع تأمین‌کننده آب در این حوضه، نزولات آسمانی و رواناب ناشی از ذوب برف در ارتفاعات شرق زاگرس در بخش سراب حوضه و همچنین چشمه‌ها و شاخه‌های فرعی بالادست سد زاینده‌رود و

شاخه‌های فرعی زیردست سد زاینده‌رود می‌باشند که در مجموع رودخانه زاینده‌رود را بوجود آورده‌اند. این رودخانه مهم‌ترین رودخانه فلات مرکزی ایران محسوب می‌شود که حوضه آبریز زاینده‌رود را زهکش نموده و به تالاب گاوخونی ختم می‌شود.

۸-۱- هیدروژئولوژی منطقه

با توجه به محدودیت آب تأمین شده از محل منابع آب سطحی موجود به منظور تأمین نیاز بخش‌های مختلف و به طور عمده بخش فضای سبز شهر، از آب‌های زیرزمینی به عنوان تکمیل کننده‌ی آب رودخانه استفاده می‌شود. در زیر نقشه‌ی پراکندگی چاه‌های شهرداری که غالباً جهت آبیاری فضای سبز استفاده می‌شود ارائه شده است (شکل ۱-۵).

آب زیرزمینی در شهر اصفهان شامل یک آبخوان آزاد می‌شود که ضخامت آن در مکان‌های مختلف شهر متفاوت می‌باشد و تغذیه اصلی آن از رودخانه‌ی زاینده‌رود است. با توجه به وجود چاه‌های دستی و دهانه گشاد که اکثراً بدون پروانه و آمار دقیق می‌باشند، برآورد دقیقی از میزان برداشت از آب زیرزمینی در محدوده‌ی شهر اصفهان صورت نگرفته است. شیب این آبخوان از جنوب به شمال و همچنین از غرب به شرق می‌باشد. عمق چاه‌های موجود غالباً فراتر از ۸۰ متر نیست و سطح ایستابی در آن‌ها وابستگی شدیدی به رژیم آبی رودخانه‌ی زاینده‌رود دارد.



شکل ۱-۵. پراکندگی چاه‌های آب شهرداری اصفهان

۱-۹ آثار مهم تاریخی

اصفهان یکی از شهرهای مبنایی برای کشور ایران در طول تاریخ بوده و هست. این شهر از معدود مراکز باستانشناسی ارزشمند جهانی و بسیاری از آثار باستانی آن در لیست آثار بشری به ثبت رسیده است. اگر از تاریخ این شهر سخن به میان آید سرگذشت آن تا اعماق اساطیر و افسانه‌ها ریشه دارد. تاریخ این شهر از یک سو به سلیمان و نوح متصل و از سوی دیگر پایگاه نهضت کاوه آهنگر بر علیه ضحاک خون خوار معرفی می‌گردد. اهمیت اصفهان به اندازه‌ای است که در اکثر دایره المعارف‌های بزرگ جهان مدخلی به آن اختصاص یافته و سفرنامه‌هایی از محاسن و شکوه ظاهری و باطنی آن از پژوهندگانی چون تاورنیه، شاردن و غیره به نگارش درآمده و مظاهر تمدن آن همانند سبک معماری، مکتب فلسفی و منهج فقهی آن چشمگیر است.

حسب مطالعات جغرافیا شناسانه‌ی فلات مرکزی ایران و مورد توجه قرار دادن خصوصیات چوَن، دشت پهن‌آور و حاصلخیز، جلگه، آب و هوای گرم و مساعد و آب فراوان برای توسعه زندگی، می‌توان چنین استنباط نمود که قدمت اصفهان به ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ سال قبل از میلاد مسیح (ع) یعنی مقارن آمدن قوم آریا به این خطه می‌رسد.

اصفهان سرشار از آثار هنری و تاریخی است که میدان نقش جهان، مسجد شاه، سی و سه پل، پل خواجه، پل مارنان، مسجد جامع، مسجد سید، مسجد شیخ لطف‌الله، منار جنبان، برج کبوترخانه، گذر چهارباغ عباسی، سبزه میدان، کاخ چهلستون، آتشگاه اصفهان، کاخ عالی قاپو، کاخ هشت بهشت، کلیسای وانک، حمام علیقلی آقا، مدرسه چهارباغ و هتل عباسی از بارزترین آن‌ها هستند. آثاری چون، آتشگاه و باروی آن درنصرآباد، دیوار خشتی درمسجدجامع و پل شهرستان از جمله نمونه‌هایی هستند که از دوره ساسانیان به جای مانده‌اند. اکثر این آثار در را بجز پل‌ها که بر روی رودخانه زاینده‌رود قرار گرفته، می‌توان در حاشیه رودخانه مشاهده نمود. به گونه‌ای که کانون گردآوری این آثار، وجود زاینده‌رود می‌باشد.

فصل دوم: مروری بر تحقیقات پیشین درباره تأثیر رژیم آبی رودخانه بر فرونشست

در دهه‌های اخیر با افزایش جمعیت بشری و تأمین نیازهای آن، محیط زیست دچار فشارها و مشکلات بسیاری شده است. یکی از این مسائل پیش آمده، افزایش برداشت از منابع آبی به‌ویژه آب‌های زیرزمینی است. افزایش برداشت آب‌های زیرزمینی و یا کاهش تغذیه آن و یا هر دو عامل، منجر به افت سطح ایستابی و در نتیجه مشکلات مربوط به خود می‌شود. از مهمترین مشکلات به وجود آمده می‌توان به فرونشست زمین اشاره نمود که خطرات جبران‌ناپذیری را در پی خواهد داشت مخصوصاً اگر این پدیده در مناطق شهری روی دهد. در ادامه مطالعاتی مربوط به موضوع بحث ارائه شده است.

۲-۱- فرونشست زمین و عوامل مؤثر بر آن

به پایین رفتن سطح زمین به صورت تدریجی یا ناگهانی در اثر عوامل طبیعی یا دخالت انسان، فرونشست زمین (Ground subsidence) گفته می‌شود (zeitoun and Wakshal 2013). عوامل مهم تأثیرگذار بر فرونشست زمین شامل انحلال در سنگ‌های تبخیری مثل گچ و نمک، خطر شکسته شدن سقف حفرات و غارهای آهکی و بازالتی، تخلیه سیالات مانند آب و هیدروکربن‌ها، فعالیت‌های معدنکاری، تحکیم خاک‌های رسی و همچنین زلزله می‌باشند.

عواملی همچون انحلال و یا معدنکاری و همچنین فرونشست زمین در اثر زلزله، مختص شرایط خاص زمین‌شناسی و جغرافیای مخصوص به خود است اما فرونشست در اثر استخراج آب‌های زیرزمینی را می‌توان در تمامی سرزمین‌ها شاهد بود. عمومی‌ترین عاملی که منجر به پدیده فرونشست زمین می‌شود، استخراج آب‌های زیرزمینی و در نتیجه آن افزایش بارگذاری و نهایتاً فرونشست زمین می‌باشد.

۲-۲ فرونشست زمین در اثر تخلیه آب‌های زیرزمینی

بر اساس مطالعات کارگروه فرونشست در سازمان یونسکو (IHP) که بر روی ۴۲ فرونشست در ۱۵ کشور جهان انجام گرفته است، قدیمی‌ترین فرونشست شناخته‌شده، در ایالت آلابامای ایالات متحده در سال ۱۹۰۰ میلادی به‌وقوع پیوسته است.

خطر فرونشست زمین بر اثر افت سطح آب زیرزمینی در بین سال‌های ۱۹۷۰-۱۹۵۰ که هم‌زمان با صنعتی شدن و رشد شهرنشینی است، به اوج خود رسیده بود (Waltam 1983). از سال ۱۹۶۵ یونسکو اولین برنامه جهانی خود را برای چرخه‌های آب‌شناختی تحت عنوان دهه جهانی آب‌شناسی آغاز نمود که در سال‌های بعد مطالعه فرونشست‌ها به یکی از موضوع‌های اصلی آن تبدیل گشت. در آوریل ۱۹۷۵ کارگروه فرونشست در پاریس شکل گرفت که اساس کار آن بررسی ارتباط این پدیده با آب‌های زیرزمینی بود (Poland 1984).

مقدار فرونشست زمین برای هر ده متر افت سطح آب زیرزمینی معمولاً بین ۱ تا ۵۰ سانتی متر است. دامنه این تغییرات به ضخامت و تراکم‌پذیری لایه‌ها، طول زمان بارگذاری، درجه و نوع تنش وارد شده بستگی دارد (Lofgren 1969).

مهمترین علت فرونشست منطقه‌ای سطح زمین در حوضه‌های رسوبی مناطق خشک و نیمه خشک، تراکم سفره‌های آب زیرزمینی و بهره‌برداری بیش از حد از آن‌ها است (Pacheco et al. 2006). نشست زمین توسط عوامل طبیعی یا انسانی ممکن است اتفاق بیفتد که از میان همه‌ی عوامل خروج آب زیرزمینی تأثیر شدیدتری دارد (Modoni et al. 2013, Zhu and Guo 2014, Zu-Jiang and Fenz 2012, Hung et al. 2011). بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که علت اصلی فرونشست زمین تراکم غیرارتجاعی سیستم آبخوان ناشی از کاهش مداوم سطح آب است (Cao et al. 2013).

نرخ ثبت شده نشست از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در سال، بسته به ترکیب خاک و شدت پایین افتادن سطح آب‌های زیرزمینی متغیر است. فرونشست زمین و شکاف زمین ناشی از بهره‌برداری بیش از حد از آب‌های زیرزمینی یک فرآیند پیچیده است که در آن تعامل تنش با نشست وجود دارد. این

فرآیند به شدت به پارامترهای هیدرولیکی و مکانیکی خاک وابسته است. بنابراین، تأثیر پارامترهای هیدرولیکی و مکانیکی خاک بر فرونشست زمین ناشی از بهره‌برداری بیش از حد آب‌های زیرزمینی کلیدی برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی فرونشست زمین است (Xing-xian and Zu-Jiang 2014). بنابر مطالعات ژو و گوو (Zhu and Guo 2014)، از منظر ارزیابی منابع آب، آنالیز سری‌های زمانی طولانی مدت برای رابطه بین فرونشست زمین و بهره‌برداری‌های صورت گرفته از آب زیرزمینی، روش مناسبی قلمداد می‌شود.

در ایران اولین بار فرونشست زمین در دشت رفسنجان در سال ۱۳۴۶ همراه با پدیده‌ی لوله‌زایی در چاه‌های کشاورزی گزارش شده است (حسین‌میلانی ۱۳۷۳). در سال‌های اخیر پدیده فرونشست منطقه‌ای زمین در ارتباط با افت سطح آب زیرزمینی در بسیاری از دشتهای دیگر کشور از جمله زرنند کرمان (رحمانیان ۱۳۶۵)، در دشت سیرجان (عباس‌نژاد ۱۳۷۷)، اردکان یزد (عالمی ۱۳۸۱)، فامنین – کبوددرآهنگ همدان (امیری و همکاران ۱۳۸۳ و خورسندی، آقایی و عبدالی ۱۳۸۵)، معین‌آباد – ورامین (شمشکی و انتظام سلطانی ۱۳۸۴)، تهران – شهریار (بلورچی ۱۳۸۴ و علی‌پور و همکاران ۲۰۰۸) گزارش شده است.

نیکدل (Nikdel 1992) عوامل اصلی فرونشست در دشت رفسنجان را علاوه بر برداشت آب‌های زیرزمینی، عوامل تکتونیکی نیز عنوان کرده و معتقد است که آن را نیز نباید نادیده گرفت. موسوی و همکاران (Mousavi et al. 2001) به بررسی کامل فرونشست زمین در دشت رفسنجان پرداخته است و از GPS در برآورد میزان فرونشست در این محدوده استفاده کرده است. بنی‌اسدی (۱۳۸۵) به بررسی نشست زمین در اثر افت سطح آب زیرزمینی در دشت ورامین پرداخته است.

سازمان زمین‌شناسی کشور به عنوان مسئول بررسی مخاطرات زمین‌شناسی کشور، بررسی‌ها و اندازه‌گیری‌هایی را در نقاط مختلف کشور انجام داده است. اولین گزارش این سازمان در سال ۱۳۷۷ در رابطه با فروچاله اختیارآباد کرمان تهیه شده است. در دشت کبودر آهنگ و فامنین استان همدان نیز فروچاله‌های متعددی دیده شده است که در رابطه با نحوه شکل‌گیری آنها کارشناسان سازمان زمین‌شناسی

کشور در سال ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۱ بررسی‌های جامعی را انجام داده‌اند. گزارش مربوط به فرونشست در این منطقه تحت عنوان "بررسی سازوکار فرونشست‌ها و خطرات ناشی از آن در دشت کبودرآهنگ فامنین" در سال ۱۳۸۱ تهیه شده است.

دشت معین‌آباد ورامین در استان تهران که در آن شکاف زمین به طول ۲/۴ کیلومتر در منطقه مشاهده شده که حتی تا امروز شکاف‌هایی به موازات آن در حال شکل‌گیری است و روند گسترش آن، خطوط نیرو را تهدید می‌کند و گزارش آن تحت عنوان "بررسی مکانیسم و علل تشکیل شکاف‌های زمین در منطقه معین‌آباد ورامین" در سال ۱۳۸۳ ارائه شده است.

طبق مطالعات متق و همکارانش (Motagh et al. 2017) که به کمک InSAR میزان فرونشست دشت رفسنجان را اندازه‌گیری نمودند در شعاع ۱۰۰۰ کیلومترمربع این دشت، فرونشست زمین بیش از ۵ سانتی‌متر در سال برآورد شده است. این مقدار در برخی نقاط به ۳۰ سانتی‌متر در سال نیز می‌رسد. تطابق زمانی و مکانی افت سطح ایستابی و فرونشست زمین در نقاط مهمی از دشت نشان دهنده‌ی تأثیر برداشت‌های زیاد از آب زیرزمینی و اثر آن بر تحکیم و فرونشست ۳۰۰ متر آبرفت تحکیم نیافته می‌باشد. در ایران بیشتر مطالعات متمرکز بر اندازه‌گیری میزان فرونشست و تأثیر افت سطح آب زیرزمینی بوده است و کمتر به تأثیر سازند بر این پدیده پرداخته شده است.

از حدود سال ۱۹۶۵، یونسکو اولین برنامه جهانی خود را برای چرخه‌های آب‌شناختی تحت عنوان دهه جهانی آب‌شناسی آغاز نمود که در سال‌های بعد مطالعه فرونشست‌ها به یکی از موضوع‌های اصلی آن تبدیل گشت. در آوریل ۱۹۷۵ گروه کاری فرونشست در پاریس شکل گرفت که اساس کار آن بررسی ارتباط این پدیده با آب‌های زیرزمینی بود. از آن تاریخ تا به امروز بررسی‌های بیشتری در این زمینه در کشورهای پیشرفته به ویژه در ایالات متحده و ژاپن انجام شده است که نتیجه آن کنترل شدید مصرف آب و تغییر در الگوی مصرف و توقف فرونشست‌ها در بسیاری از موارد بوده است. در این بررسی‌ها از روش‌ها و تکنیک‌های جدید مانند سیستم‌های مکانیابی جغرافیایی پیشرفته (GPS)، رادار (SAR and InSAR) برای مکان‌یابی فرونشست‌ها به صورت گسترده‌ای استفاده شده است.

سان و همکاران (Sun *et al.* 1997) به بررسی فرونشست زمین ناشی از افت سطح آب زیرزمینی و خطرات ناشی از فرونشست در بالا آمدن سطح آب دریا در جنوب نیوجرسی آمریکا پرداخته‌اند. در این مطالعه برای تراکم ارتجاعی از فشار بارومتریک و برای تراکم غیرارتجاعی ضریب ذخیره و ذخیره ویژه و دیگر اطلاعات هیدروژئولوژی استفاده شده است.

هم چنین در سال ۱۹۹۸ نیز مطالعه موردی دیگری توسط فردلند و ثو در شهر هانوی کشور ویتنام به منظور بررسی فرونشست در این ناحیه انجام گردید که نتیجه به دست آمده از مدل سازی آب زیرزمینی و فرونشست نشان داد که پمپاژ اصلی ترین علت فرونشست در این منطقه است. البته باید بیان نمود که در این مطالعه به نقش جنس خاک و ناهمگنی در خاک نیز به عنوان یکی از علت‌های فرونشست اشاره شده است.

گزارش‌های متعددی از فرونشست زمین به ویژه از نقاط خشک و کم باران در سراسر جهان ارائه گردیده است (Larson *et al.* 2001, Stiros 2001, Carminati and Martinelli 2002, Hu *et al.* 2002). این پدیده در گذشته در بسیاری از نقاط دنیا مانند مکزیکوسیتی، تایلند، ژاپن، بانکوک و آمریکا (Zhou and Esaki 2003)، شانگهای (Quanlong 2006) و نقاط دیگر از چین رخ داده است.

دون و همکارانش (Don *et al.* 2005) نیز به مدل سازی جریان آب زیرزمینی و مشکلات زیست محیطی همراه در زمین های پست ساحلی پرداختند. ایشان برای نیل به این هدف، یک مدل سه بعدی برای جریان و یک مدل یک بعدی برای تراکم ایجاد کردند. نتایج حاصل از این مدل سازی‌ها نشان می‌دهد که آبخوان مورد بررسی آن‌ها به موقعیت زمانی یعنی فصل‌ها و مقدار پمپاژ بستگی دارد و در نهایت نیز برای جلوگیری از صدمه‌های فیزیکی و زیست محیطی و اجتماعی و اقتصادی، مقدار پمپاژ مجاز از چاه‌های بهره‌برداری را تعیین کردند و به مناطق شمالی نیز اجازه افزایش پمپاژ از چاه‌ها داده شد زیرا فرونشست قابل توجهی در آن ناحیه دیده نشده بود.

در کوئرتارو مکزیک، مصرف بیش از اندازه از آب‌های زیرزمینی منجر به افت حدود ۱۲۰ متری سطح پیزومتریک شده است. میزان تجمعی پمپاژ در این محل برابر ۱۱۰ میلیون مترمکعب در سال است. در

صورتی که میزان تغذیه برابر ۷۰ میلیون مترمکعب در سال تخمین زده شده است. از این رو افت سطح ایستابی منجر به فرونشست زمین شده است (Ochoa-Gonzalez et al. 2018).

امروزه شهرهایی زیادی هستند که تحت تأثیر فرونشست ناشی از افت سطح ایستابی می‌باشد که مهمترین آن‌ها شامل پکن (Zhu et al. 2015)، شانگهای (Shi et al. 2008)، ماریسیا (اسپانیا) (Tomas et al. 2010)، بلوگنای ایتالیا (Modoni et al. 2013)، توکیو (Sato et al. 2006)، لاس‌وگاس (Galloway et al. 2018)، مکزیکوسیتی (Ortiz-Zamora and Ortega-Guerrero 2010, Sowter et al. 2016).

فرونشست در مناطق خشک و کم باران در مقایسه با دیگر اقلیم‌ها، در سازندهای آبرفتی، بیشتر اتفاق می‌افتد. مهمترین علت فرونشست نیز بهره‌برداری بیش از حد آب‌های زیرزمینی تشخیص داده شده است. مقدار فرونشست زمین بسته به نوع خاک و میزان افت سطح آب در نقاط مختلف کره زمین در ازای هر ۱۰ متر افت سطح آب زیرزمینی بین ۱ تا ۵۰ سانتی‌متر در سال متغیر است.

۲-۳- نوع محیط رسوبی و نقش آن در فرونشست

رویدادهای فرونشست به طور معمول در دو گروه از سازندها و رسوبات زمین‌شناسی بیشتر رخ می‌دهد که آنها عبارتند از (Poland 1984):

- سنگ‌های انحلال‌پذیر (آهک، دولومیت، گچ و نمک) که توسط نهشته‌های تحکیم نیافته مدفون شده‌اند یا فروچاله‌های کهن پر شده یا نهشته‌های تحکیم نیافته که فشار هیدرواستاتیکی رو به بالای آب زیرزمینی در نگهداری آن‌ها مؤثر است.

- نهشته‌های جوان تحکیم نیافته و رسوبات آواری نیمه تحکیم یافته با تخلخل بالا که در زیر نهشته‌های آبرفتی، دریاچه‌ای یا نهشته‌های دریایی کم عمق واقع شده‌اند. این محیط‌ها شامل آبخوان‌های محبوس یا نیمه‌محبوس ماسه‌ای یا شنی همراه با میان لایه‌های رسی است.

۲-۴- خطرات ناشی از فرونشست زمین

پایین افتادن سطح آب ناشی از برداشت زیاد و یا برداشت ثابت و تغذیه کم، اغلب در کنار مناطق پرجمعیت اتفاق می‌افتد، در نتیجه این نشست باعث خطرانی شدید همچون شکست زمین، تغییر کیفیت آب‌های زیرزمینی، تغییر اقلیم، ایجاد سیل و غیره می‌شود.

بر اساس نظر پولند (Poland 1984) شش مورد ذیل از جمله مخاطرات این پدیده است:

- الف. تغییر ناهمسان در ارتفاع و شیب رودخانه‌ها، آبراهه‌ها و سازه‌های انتقال آب
- ب. شکستگی و یا بیرون‌زدگی لوله جدار چاه‌ها در نتیجه تنش‌های تراکمی ناشی از تراکم آبخوان‌ها و ایجاد اختلال در بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی
- ج. پیشروی امواج در مناطق پست ساحلی
- د. کاهش برگشت‌ناپذیر تمام و یا بخشی از مخزن آب زیرزمینی در نتیجه کاهش تخلخل مفید نهشته‌ها
- ه. کاهش میزان تغذیه‌پذیری سطحی و پیرو آن گسترش پهنه‌های بیایانی و سیلابی
- و. کاهش بازدهی یا ایجاد تخریب در جریان‌های حیاتی و سازه‌های مهم.

تنش ناشی از فرونشست زمین بر جداره چاه‌ها تأثیر گذاشته و باعث تخریب و له شدگی آنها می‌شود. فرونشست در مناطق شهری ممکن است منجر به خسارت ساختمان‌ها، پل‌ها، اتوبان‌ها، خطوط انتقال برق و لوله‌های زیرزمینی و زیرساخت‌ها شود. فرونشست می‌تواند منجر به خسارت به راه آهن، سدها، فاضلاب و کانال‌ها شود (Gelt 2002). فرونشست زمین نه تنها یک مشکل حاد محیط زیستی است بلکه اثرات منفی دیگری همچون تغییر در الگوی جریان آب زیرزمینی و سطحی و کاهش ظرفیت ذخیره سفره آب‌های زیرزمینی ناشی از تراکم مواد متخلخل سفره، دارد (Dona et al. 2006, Loaiciga 2004, Laura 2003).

یکی از مهمترین خطرات فرونشست در مناطق شهری، خسارت به سیستم فاضلاب و آلوده شدن آب آبخوان مورد استفاده شهر به فاضلاب می‌باشد (Grossman 2004). افزایش احتمال وقوع سیل به علت

کاهش نفوذپذیری زمین که در اثر فرونشست ایجاد می‌شود، از دیگر خطرات اضافه برداشت آب زیرزمینی و در پی آن فرونشست می‌باشد.

فرونشست در مناطق شهری ناشی از ترکیب عواملی همچون افزایش استخراج آب‌های زیرزمینی، تحکیم طبیعی آبرفت‌های خاک، افزایش بار ناشی از سازه‌ها و گاه‌ها فعالیت‌های تکتونیکی است. در کل تأثیر فرونشست زمین در مناطق شهری در زمینه‌های مختلفی دیده می‌شود که می‌توان آن‌ها را به عنوان تأثیر در زیرساخت‌ها، محیط زیستی، اقتصادی و تأثیرات اجتماعی تقسیم‌بندی کرد (Abidin et al. 2015). در جدول ۱-۲ به این اثرات و نحوه تأثیر آن‌ها اشاره شده است.

جدول ۱-۲ تعیین اثرات فرونشست زمین

شماره	طبقه‌بندی	تأثیر	نحوه تأثیر
۱	زیرساختی	ترک در سازه‌های ثابت و جاده‌ها	مستقیم
		کج شدن سازه‌ها	مستقیم
		فرورفتن سازه‌ها	مستقیم
		شکستگی خطوط انتقال زیرزمینی و سطحی	مستقیم
		ایراد در سیستم فاضلاب و زهکشی	غیرمستقیم
		تضعیف عملکرد ساختمان و زیرساخت‌ها	غیرمستقیم
۲	زیست محیطی	تغییر در مسیر رودخانه و سیستم زهکشی	غیرمستقیم
		سیلاب‌های ساحلی مکرر	غیرمستقیم
		افزایش نفوذ آب دریا به ساحل	غیرمستقیم
		وخامت در کیفیت شرایط محیطی	غیرمستقیم
۳	اقتصادی	افزایش هزینه‌های تعمیر و نگهداری زیرساخت‌ها	غیرمستقیم
		کاهش ارزش زمین و ملک	غیرمستقیم
		ساختمان‌ها و امکانات رها شده	غیرمستقیم
		اختلال در فعالیت اقتصادی	غیرمستقیم

جدول ۲-۱. ادامه

شماره	طبقه‌بندی	تأثیر	نحوه تأثیر
۴	اجتماعی	تضعیف کیفیت محیط زندگی (مثل وضعیت بهداشت و درمان)	غیرمستقیم
		اختلال در فعالیتهای روزمره مردم	غیرمستقیم

تأثیر فرونشست بر مناطق شهری می‌تواند به سه صورت دید شود (Zheyuan Du *et al.* 2018):

الف) خسارت به زیرساخت‌ها مانند ساختمان‌ها، خطوط لوله و سدها.

ب) تأثیر بر خطوط نقل و انتقال مانند جاده‌ها و مسیرهای ریلی.

ج) افزایش خطر سیل.

امروزه رخداد فرونشست زمین در بیش از ۱۵۰ شهر مهم جهان گزارش شده است. در بسیاری از نقاط مانند مکزیک، استرالیا، کلمبیا، چین، آمریکا، تایلند، هند، ژاپن، ایران، ایتالیا، هلند، ونزوئلا، مصر، انگلستان، فرانسه، لهستان فرونشست زمین اتفاق افتاده است (Hu *et al.* 2004, Hu 2006, Lashkaripour *et al.* 2014).

فرونشست زمین در مکزیکوسیتی باعث شده است دفع فاضلاب که قبلاً به صورت طبیعی بر اساس نیروی گرانی زهکشی می‌شده است، هم‌اینک با تغییر تراز زمین این زهکشی از بین برود و احتیاج به ساخت مسیر زهکشی جدیدی شود که ظرفیتی بالغ بر ۲۰۰ متر مکعب بر ثانیه را در مسافتی ۶۰ کیلومتری داشته باشد. هزینه‌ی ساخت چنین سازه‌ای بیشتر از مبلغی است که می‌توان جهت انتقال آب مورد نیاز از حوضه دیگر خرج نمود تا جلوی برداشت بیش از اندازه آب زیرزمینی گرفته شود و به دنبال آن جلوی فرونشست را گرفت (German 1961 as cited Poland 1984).

فرونشست زمین اثر آشکاری بر عملیات اجرایی زیرساخت‌های عمرانی می‌گذارد. این مشکلات شامل نشست پی، سختی عملیات اجرایی، نشست متفاوت در ساختمان‌ها و همچنین آسیب جدی به

تأسیسات طولی مدفون در خاک می‌شود (Gong 1998). فرونشست زمین در مکزیکوسیتی باعث خسارت به ساختمان دوران استعماری، اتوبان‌ها و تخریب مسیر فاضلاب و سیستم آبرسانی شده است. در سال ۱۹۹۱ انجمن تحقیقات ملی آمریکا میزان خسارت یک ساله ناشی از سیل و خسارت به ساختمان‌ها در اثر فرونشست زمین را ۱۲۵ میلیون دلار آمریکا برآورد کرده است که این میزان، خسارات مستقیم قابل اندازه‌گیری بوده است و خسارات غیرمستقیم قابل اندازه‌گیری نبوده است (USGS 1999). در چین این پدیده یکی از چالش برانگیزترین مسائل است، به طور مثال در شانگهای فرونشست باعث خسارت مالی بالغ بر ۱۳ میلیارد دلار آمریکا شده است (Feng et al. 2008). ایکن‌ها را (Ikenhara 1995) مشخص کرد که خسارات ناشی از فرونشست به صورت غیرمستقیم ده برابر خسارات مستقیم آن است. طی این مطالعه در تیانجین (Tianjin) معلوم شد خسارت مالی از سال ۱۹۵۹ تا ۱۹۹۳ بالغ بر ۱۸۹/۶ میلیارد دلار بوده است.

۲-۵- رابطه‌ی آب سطحی و زیرزمینی

منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی، سیستم‌های پیوسته‌ای هستند که به طور دائم با هم در فعل و انفعال می‌باشند. آب زیرزمینی و سطحی منابعی مجزا و منفک از هم نیستند بلکه از منظرهای مختلفی همچون فیزیوگرافیک و آب و هوایی با هم در ارتباط و تبادل می‌باشند (Sophocleous 2002). رودخانه‌ها بر اساس ارتباط با آب زیرزمینی به سه دسته تقسیم می‌شوند (Winter et al. 1998):

۱. رودخانه‌هایی که از طریق بستر خود آب زیرزمینی را زهکشی می‌کنند (Effluent River)

۲. رودخانه‌هایی که از طریق بستر خود آب زیرزمینی را تغذیه می‌کنند (Influent River)

۳. رودخانه‌هایی که به هر دو صورت عمل می‌کنند (Insulated River).

درک مسیر آب‌های زیرزمینی و میزان جریان بین آب‌های زیرزمینی و آب‌های سطحی جهت ارزیابی تخصیص منابع آب و ارزیابی اثرات بالقوه افزایش استفاده از آب استحصالی از آب‌های زیرزمینی وابسته به اکوسیستم‌ها، امری ضروری و لازم است (Bank et al. 2011, Kalbus et al. 2006, Sophocleous 2002).

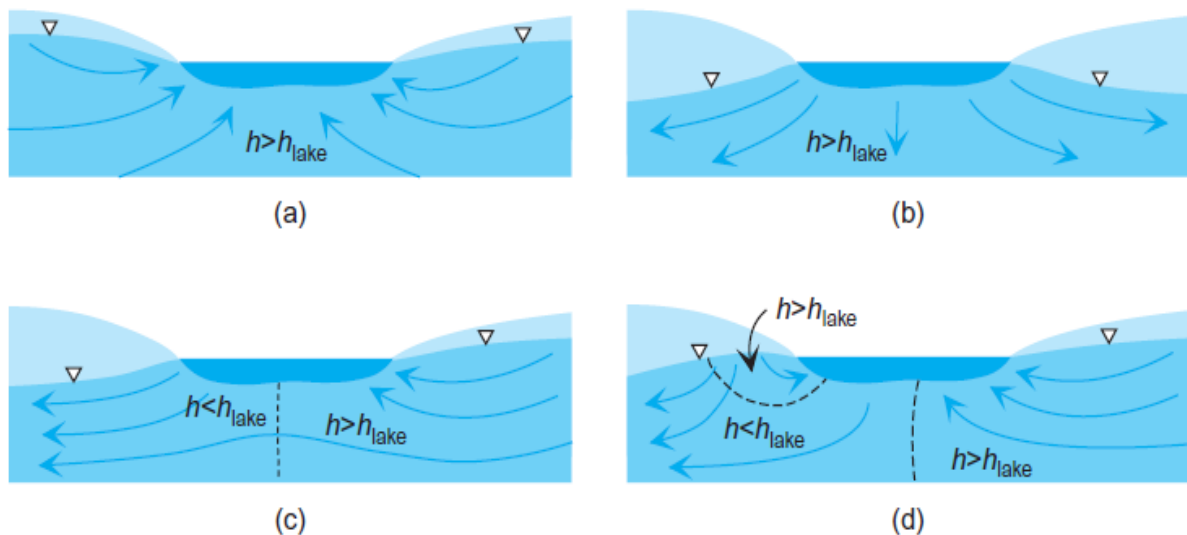
علاوه بر این، درک جامع فعل و انفعالات مابین آب‌های زیرزمینی و سطحی در شناسایی مسیرهایی که آلودگی می‌تواند مهاجرت کند و اثرات بالقوه آن بر سیستم‌های زیست‌محیطی، کمک می‌کند. مطالعات صحرایی که در زمینه رابطه بین آب سطحی و زیرزمینی وجود دارد را مایبون (Meyboon 1967)، وینتر (Winter 1979) و اندرسون و همکاران (Anderson et al. 1981) انجام داده‌اند و چهار الگوی اصلی را ارائه کرده‌اند:

الف) نوع دریاچه آبگیر، که در مناطق مرطوب رخ می‌دهد و آب سطحی توسط آب زیرزمینی تغذیه می‌شود

ب) آب سطحی، آب زیرزمینی را تغذیه می‌کند و در مناطق خشک متداولتر است

ج) مدل مختلط که از جهتی آب زیرزمینی، آب سطحی را تغذیه می‌کند و در جهت دیگر برعکس

د) در قسمت لبه‌ی بالای رود، آب زیرزمینی آن را تغذیه می‌کند و از ارتفاع پایین‌تر، رودخانه آب زیرزمینی را تغذیه می‌کند (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲. الگوهای جریان معمول در زیر رودخانه‌ها یا دریاچه‌ها (Anderson et al. 1981)

در طول رودخانه، بسته به بستر زمین‌شناسی و توپوگرافی قسمتهایی از آن تغذیه شونده و قسمتی تخلیه شونده است. تخلیه بین آب زیرزمینی و رودخانه در طول زمان ثابت نیست و تابع متغیرهایی مانند بارش، سیل و پمپاژ است و بسته به آن‌ها نوع تغذیه و تخلیه تغییر می‌کند. فاکتورهای مؤثر در حرکت آب بین آب‌های سطحی و آب‌های زیرزمینی را می‌توان به ۴ دسته تقسیم کرد (سنگانی و محمدزاده ۱۳۸۸):

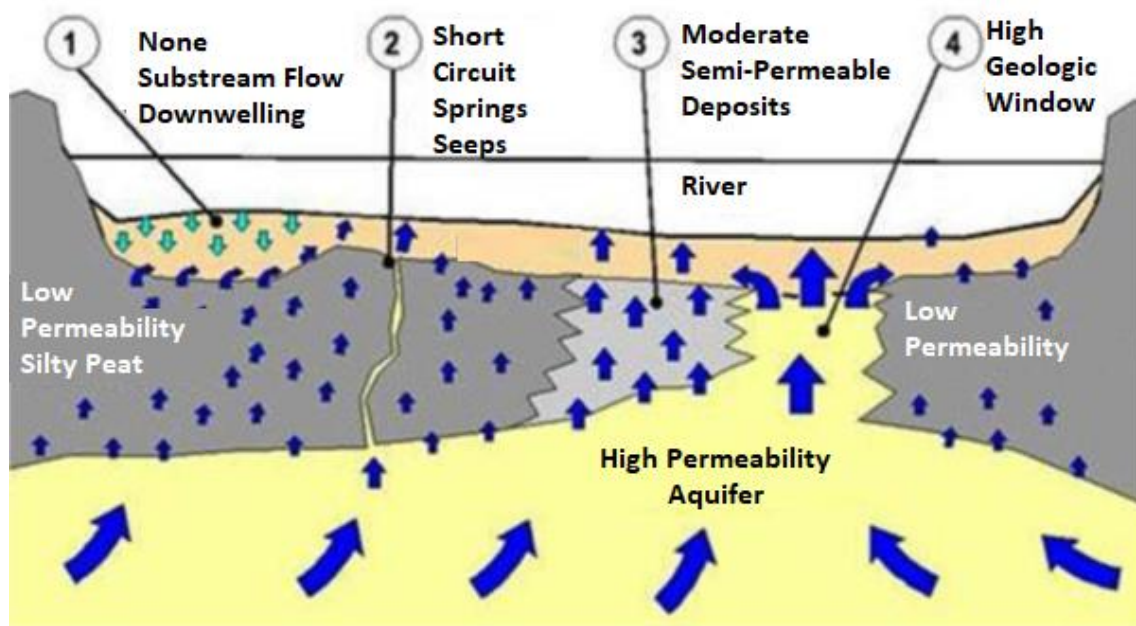
۱. موفقیت آب سطحی در درون سیستم‌های جریان آب زیرزمینی و توپوگرافی منطقه: ارتفاع سطح ایستابی غالباً از توپوگرافی زمین تبعیت می‌کند یعنی در توپوگرافی‌های بالا سطح ایستابی هم بالا است و بالعکس.

سیستم‌های جریان آب زیرزمینی در توپوگرافی بالا تغذیه و در زمین‌های پست به آب سطحی تخلیه می‌شود. سیستم‌های تخلیه جریان‌های محلی در نزدیک سواحل ممکن است شدیدتر باشد.

۲. عوارض زمین‌شناسی در مقیاس کوچک در بستر آب سطحی (ناهمگن و غیر همسان بودن بستر):

الگوی

نشت آب در بستر آب سطحی به درون یا به خارج از آن از جنس سازند زمین‌شناسی و آنیزوتروپی و هتروژنی بستر تبعیت می‌کند، که افزایش آنیزوتروپی باعث ایجاد یک جریان نامنظم و تا حدی باعث کاهش آن می‌شود. برای مثال بستر ماسه‌ای با هدایت بالا با سفره خوب دانه‌بندی شده ممکن است چشمه‌های زیرآبی ایجاد می‌کند، شکل ۲-۲، یک بستر آب سطحی با جنس مختلف و تأثیر آن بر الگوی نشت را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۲. تأثیر زمین‌شناسی بستر بر الگوی نشت (Dahm 2000)

۳. آب و هوا: این عامل از طریق بارندگی، تبخیر و تعرق، نفوذ و غیره، بر میزان نشت آب و جهت آن در سیستم جریان آب تأثیر می‌گذارد. مثلاً با افزایش بارندگی سطح آب در سیستم‌های سطحی بالا رفته و نشت به درون سیستم آب زیرزمینی اتفاق می‌افتد و تبخیر و تعرق برعکس این عمل می‌کند.

۴. شیب سطح ایستابی نسبت به سطح آب سطح: هرچه شیب سطح ایستابی نسبت به آب سطحی بیشتر باشد نشت به درون سیستم آب سطحی بیشتر خواهد شد.

تعیین میزان تغذیه آب زیرزمینی از سال ۱۹۸۰ به دفعات مورد بررسی قرار گرفته است که بیشتر مطالعات به علت نیاز به آب‌های زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، در این گونه محیط‌ها انجام شده است (Vries and Simmers 2002, Radulovic et al. 2012). امکان اندازه‌گیری مستقیم تغذیه به علت شرایط هیدرولیکی و هیدرولوژیکی پیچیده و جریان در محیط ناهمگن، پیچیده است و به روش‌های غیرمستقیم آن را اندازه‌گیری می‌کنند (Jukic and denic-Jukic 2008, Lin et al. 2013). فعل و انفعالات آب زیرزمینی در مقیاس حوضه آبریز توسط ۳ فاکتور اصلی کنترل می‌شود (Yu et al. 2013)

الف) موقعیت کانال رودخانه در شکل و مورفولوژی حوضه آبریز

ب) هدایت هیدرولیکی رسوبات بستر رودخانه به همراه آبرفت‌های به‌جای مانده

ج) رابطه رودخانه با سطح آب آبخوان مجاور آن.

وینتر (Winter 1999) و منسیو و همکاران (Mencio et al 2014) مطرح کردند که میزان تعامل آب زیرزمینی و سطحی همچنین تحت تأثیر فرآیندهای انسانی و عوامل زمین‌شناسی نیز می‌باشد.

تجزیه و تحلیل داده‌های فیزیکی شامل ردیاب‌های دما، هدایت الکتریکی (EC)، مدلسازی موازنه جرمی از حجم تخلیه رودخانه، شیب هیدرولیکی سطح ایستابی و رودخانه و مدل‌های عددی، به عنوان بیشترین تکنیک‌های استفاده شده در مطالعات ارتباط آب سطحی و زیرزمینی گزارش شده‌اند (Brunner et al. 2009, Giambastiani et al. 2012, Keery et al. 2007, Kalbus et al. 2006). مقیاس مطالعه و همچنین نوع اتصال مورد انتظار (از قبیل گیرنده یا دهنده و یا متصل در مقابل منقطع) مهمترین معیارهای اصلی برای انتخاب روش مناسب می‌باشد (Bank et al. 2011). کونانت (Conant 2004) جهت بررسی ارتباط آب سطحی و آب زیرزمینی با اندازه‌گیری بستر دریاچه‌ای موقعیت، جهت و اندازه تخلیه مابین این دو منبع را تشخیص داد. ایشان آرایش خاصی از ابزار اندازه‌گیری دما را در بستر رودخانه در زمستان و تابستان قرار داد و متوجه شد در صورتی که نرخ تغذیه از آب زیرزمینی به رودخانه زیاد باشد، دمای آب در زمستان گرمتر و در تابستان سردتر است. مطالعات کونانت نشان داد که تغذیه بستر رودخانه بسیار ناهمگن است و به هدایت هیدرولیکی بستر رود بستگی دارد. نرخ تخلیه به داخل بستر رود می‌تواند توسط مدل انتقال دمای بستر مشخص شود (Conant 2004, Constantz 2008).

طی مطالعات صورت گرفته مشخص شد که در اکثر سفره‌های آبرفتی، ارتباط مابین رودخانه و سفره‌های کم عمق، وجود دارد و در مناطق خشک و نیمه‌خشک، اغلب رودخانه‌ها تغذیه کننده آب زیرزمینی می‌باشند. بنابراین کم آب شدن رودخانه و یا خشک شدن آن به هر دلیل می‌تواند باعث افت سطح آب زیرزمینی شود که این افت یکی از مهمترین علل فرونشست و تحکیم لایه‌ها است.

۲-۶- تغییر رژیم رودخانه و تأثیر آن بر نوسانات سطح آب‌های زیرزمینی

با رشد شهرنشینی و افزایش جمعیت، تأمین نیازهای این جمعیت رو به رشد، افزایش می‌یابد. در ۵۰ سال اخیر، مناطق تحت کشت و آبیاری دو برابر شده‌اند و این روند ادامه‌دار می‌باشد (IWMI 2007). ۷۰ درصد آب شیرین جهان صرف کشاورزی می‌شود. از اینرو افزایش تولید محصولات کشاورزی منجر به فشار بیش از اندازه بر منابع آبی خواهد شد.

از سوی دیگر، کشور ایران براساس شاخص فالکن مارک، در آستانه قرار گرفتن در بحران آبی است. با توجه به اینکه در دهه ۱۳۸۰ و ۱۳۹۰ خورشیدی حدود ۶۹ درصد از کل آب تجدیدپذیر سالیانه مورد استفاده قرار می‌گیرد، براساس شاخص سازمان ملل، ایران نیز اکنون در وضعیت بحران شدید آبی قرار دارد. بر اساس شاخص مؤسسه بین‌المللی مدیریت آب نیز، ایران در وضعیت بحران شدید آبی قرار دارد. بنا بر شاخص‌های ذکر شده، کشور ایران برای حفظ وضع موجود خود تا سال ۲۰۲۵ باید بتواند ۱۱۲ درصد به منابع آب قابل استحصال خود بیفزاید که این مقدار با توجه به امکانات و منابع آب موجود غیرممکن به نظر می‌رسد. با توجه به موارد ذکر شده اینگونه نتیجه‌گیری می‌شود که ایران در دوران خشکسالی قرار دارد و با توجه به آمار موجود این شرایط برای ایران ادامه‌دار خواهد بود.

همانگونه که در گزارشات و مطالعات اخیر آورده شده است رودخانه‌های بسیاری در سراسر دنیا در حال کم آبی و خشکی ناشی از عواقب خشکسالی هستند (USGS). از مهمترین این رودخانه‌ها می‌توان کلرادو در آمریکا، رودخانه زرد در شمال چین، گنگ در هند و نیجر در غرب آفریقا و همچنین موارد متعدد در ایران که از آن جمله می‌توان رودخانه‌ی زاینده‌رود را در شهر اصفهان نام برد. کاهش جریان آب سطحی باعث افزایش فشار برداشت بر سفره‌های زیرزمینی در سراسر دنیا به ویژه مناطقی که توسعه جمعیت وجود دارد، می‌شود (NCAR). بر اساس مطالعات مرکز ملی تحقیقات جوی (NCAR) در برخی مناطق دنیا مثل اکثر مناطق آمریکای لاتین، نواحی کناری مدیترانه و جنوب غرب آسیا و اکثر مناطق آفریقا، روند خشکسالی ادامه‌دار می‌باشد. تقریباً تمامی نقاط ایران طی زمان پیش‌بینی شده، روند خشک شدن را خواهد داشت. بنابراین با توجه به رشد جمعیت و به دنبال آن افزایش نرخ بهره‌برداری از آب

زیرزمینی جهت مصارف گوناگون، افت سطح آب زیرزمینی اتفاق خواهد افتاد که این افت سطح آب می‌تواند منجر به عوامل گوناگونی همچون خشک شدن چاه‌ها، کاهش آب در رودها و دریاچه‌ها، خراب شدن کیفیت آب، افزایش هزینه‌های پمپاژ و فرو نشست زمین شود.

زمانی که نیاز آبی جمعیت عظیمی از طریق منطقه محدودی که در آن توسعه انجام شده است، تأمین نمی‌شود به ناچار طرح‌های انتقال آبی مانند کانال‌ها، سدها و زیرساخت‌ها برای انتقال آب از مسافت‌های دور مطرح می‌شود. علاوه بر آن افزایش برداشت از آب‌های زیرزمینی نیز رخ می‌دهد. عواقب این مصرف بیش از حد آب شامل موارد زیر می‌شود (Joy et al. 2007):

۱. کاهش جریان رودخانه‌ها
 ۲. کاهش ذخیره مخازن آب زیرزمینی
 ۳. کاهش جریان طبیعی مورد نیاز اکوسیستم‌های طبیعی برای حفظ تعادل خود
 ۴. از دست دادن معیشت و فقیرتر شدن جوامع
 ۵. درگیری‌های اجتماعی
- آب شیرین و پاک یکی از منابع مهم پایه‌ای برای توسعه کشور در ابعاد گوناگون می‌باشد. از آنجائی که پراکنش منابع آب و نزولات در سطح کشور متناسب نمی‌باشد، انتقال بین حوضه‌ای آب در قالب طرح‌های آبی برای جمع‌آوری، انتقال و ایجاد کیفیت مناسب برای توسعه موزون فعالیت‌های انسانی لازم است.

با توجه به پیچیده بودن این طرح‌ها به علت افزایش تعداد عوامل درگیر نظیر اجتماعی، اقتصادی، فنی، زیست‌محیطی و غیره، اجرای این طرح‌ها با مشکلات بیشتری مواجه می‌باشد. تجارب مثبت و منفی جهانی انتقال آب بین حوضه‌ای نشان می‌دهد که دید جامع نگر سیستمی با در نظر گرفتن اصول توسعه پایدار مبتنی بر درآمدها و هزینه‌های کل طول عمر، لازمه اجرای این گونه طرح‌هاست. دراین رابطه مسائلی مانند آسیب‌های وارده به محیط زیست، ازجمله نشست زمین در اثر کاهش سطح آب زیرزمینی، شوری اراضی، تغییر فرهنگ مصرف آب، کیفیت آب، در نظر گرفتن حساسیت‌های اجتماعی،

توجه به نیازهای آبی هر حوضه آبریز در دراز مدت، توجه به مزیت‌های نسبی هر حوضه، در نظر گرفتن مسائلی مانند خشکسالی‌های شدید، مد نظر قرار دادن مسایل اقتصادی در هر حوضه، در نظر گرفتن حقوق حقایق بران، مقایسه همه جانبه روش‌های تأمین نیاز و مواردی دیگر، مبنای تصمیم‌گیری خواهد بود.

کمی‌سازی ارتباط هیدرولیکی آب‌های سطحی و زیرزمینی اهمیت بسیار زیادی دارد زیرا تغییر در شرایط یکی از این منابع می‌تواند شرایط دیگری را تحت تأثیر قرار دهد. استفاده از آب‌های سطحی (یا آب‌های زیرزمینی) می‌تواند محل، مقدار و جهت جریان بین آب‌های سطحی و زیرزمینی را تغییر دهد (Galloway *et al.* 2003).

موحدیان و چیت‌سازان ۱۳۹۳، دریافتند که رودخانه کارون در دشت گتوند - عقیلی در زون شمالی و مخصوصاً مرکزی دشت، زهکش می‌باشد و در بخش جنوبی، رودخانه تغذیه کننده‌ی دشت است. همچنین تبادلات بیشتر آبی این دو منبع متأثر از نوسانات تراز رودخانه کارون می‌باشد. به گونه‌ای که با افزایش تراز رودخانه علاوه بر تغذیه بیشتر زون‌های جنوبی دشت توسط رودخانه، بخش‌های شمالی که نقش زهکشی داشتند، حالت تغذیه کننده پیدا می‌کنند. این فرآیند در جهت عکس نیز مورد بررسی قرار گرفت که در صورت کاهش بار هیدرولیکی رودخانه، تغذیه آب زیرزمینی کاهش یافته است.

خشکسالی که تأثیر بر آب‌های سطحی می‌گذارد، منجر به افزایش برداشت از آب‌های زیرزمینی و در نتیجه استرس زیادی بر آن می‌شود. در مطالعه جامعی که در رابطه با منابع آبی حوضه‌ی مورای - دارلینگ استرالیا (Murray - Darling) انجام شده است، استخراج آب‌های زیرزمینی بر جریان آب رودخانه مورد بررسی دقیق قرار گرفته است (CSIRO 2007).

سیر و همکارانش (۱۹۹۹) بیان نمودند که گسترش پهنه‌های سیلابی کنار رودخانه‌ها و استفاده از آب آن، تهدیدی برای ارتباط آب‌های سطحی و سفره‌های کم‌عمق می‌باشد.

توید و همکارانش (۲۰۰۹) به این نتیجه رسیدند که شرایط چند ساله‌ی خشکسالی باعث تغییر شیب هیدرولیکی شده است و در نتیجه آب زیرزمینی که وابسته به تغذیه دریاچه بوده است، هم‌اینک دریاچه را تغذیه می‌کند.

میر و فارس (۲۰۱۰) نشان دادند که افزایش پمپاژ آب‌های زیرزمینی در یک سفره‌ی کوچک در هاوایی منجر به نشت بیشتر آب از رود به سفره و در نتیجه افت شدید جریان رود شده است.

در مناطقی که سیستم آب‌های سطحی و زیرزمینی ارتباط و اتصال دارند، مدیریت جداگانه این دو منبع باعث تضاد در تخصیص آب بین کاربران و همچنین تنش بر روی اکوسیستم‌های وابسته به آب‌های زیرزمینی می‌شود (Winter et al. 1998, Fullagar et al. 2006).

اثر متقابل آب‌های زیرزمینی و سطحی غالباً با فعالیت‌های کشاورزی مانند پمپاژ آب‌های زیرزمینی، انحراف مسیر آب‌های سطحی و آبیاری، پیچیده و بغرنج می‌گردد. زیرا این عوامل می‌توانند رژیم جریان هر دو منبع آبی را تغییر دهند (Barlow et al. 2000, Mccallum et al. 2013, Shah 2014, Siebert et al. 2010). در مناطق خشک و نیمه خشک که سطح ایستابی معمولاً عمیق است، درک تبادلات آب‌های زیرزمینی و سطحی برای مسائل مدیریتی الزامی است (Fleckenstein et al. 2006, Niswonger 2005).

در مناطق خشک که بارندگی سهم ناچیزی در تغذیه دارد، فرآیندهای جریان غالب در ارتباط رودخانه و سفره، تغذیه سفره توسط جریان رودخانه می‌باشد. از اینرو با پمپاژ در مناطق نزدیک رودخانه، جریان رودخانه کاهش می‌یابد و در صورت خشکسالی و کاهش جریان رودخانه، تغذیه آب زیرزمینی کاهش یافته و سطح ایستابی افت می‌کند (Bouwer and maddock 1997). گرچه بیشتر مطالعات در مورد تأثیر پمپاژ آب زیرزمینی بر کاهش آبدهی رودخانه است اما تغذیه آب زیرزمینی توسط جریان رودخانه عنصر مهمی در مطالعات سیستم‌های آبی است (Hunt 1999).

طبق نظر وینتر (۱۹۹۹)، پیوستگی مداوم آب زیرزمینی و سطحی در مناطق نزدیک و بستر رودخانه بسیار مهم است زیرا در صورت کم شدن آب رودخانه، تغذیه آب زیرزمینی کاهش یافته و تا جایی پیش

خواهد رفت که ضخامت غیر اشباع میان آب سطحی و زیرزمینی افزایش می‌یابد و از اینرو بالا آمدن سطح رودخانه، مقداری از آب نفوذ کرده صرف اشباع شدن این ضخامت خواهد شد. این اثر در تغییرات اقلیمی نیز دیده می‌شود و در صورت افزایش ضخامت غیراشباع، تغذیه ناشی از بارندگی کاهش می‌یابد. برانک و گونسر (۱۹۹۷)، ۳ عامل مهم انسانی را که بر تعادل محیط‌های آبی تأثیرگذار است را به صورت آلودگی، تغییر کاربری زمین و مهندسی کردن منابع آبی بیان کردند. طبق نظر آن‌ها آلودگی آب‌های سطحی که توسط انسان در رودهای و آب‌های سطحی ایجاد می‌شود، می‌تواند آب‌های زیرزمینی را آلوده کند. این آلودگی‌ها علاوه بر اثر مستقیم بر منابع آبی مانند آلودگی‌های سمی و میکروبی، به گونه‌ای دیگر هم می‌توانند بر تغذیه آب‌های زیرزمینی اثر کنند. به طور مثال افزایش بار میکروبی رودخانه منجر به افزایش مصرف اکسیژن محلول و تشکیل لجن شده و در نتیجه با تجمع در بستر رودخانه، باعث کاهش نفوذپذیری می‌شود.

تغییرات کاربری اراضی شامل جنگل‌زدایی، فعالیت‌های کشاورزی، چرای دام، ساخت و ساز و جاده‌سازی است که همگی بر نفوذپذیری تأثیرگذار است. تأثیرات مهندسی منابع آب مانند سدها، کانال‌کشی، برداشت شن از بستر رودها و طرح‌های انتقال آب نیز یکی از مهمترین عوامل تأثیرگذار بر محیط‌های آبی است. این عوامل می‌توانند باعث کاهش سطح تماس آب با بستر زمین، کاهش نشت آب و یا بر هم زدن رژیم طبیعی رودخانه و کاهش جریان آن شوند که در نتیجه تمامی این عوامل بر آب‌های زیرزمینی نیز تأثیر گذارند.

بررسی بیلان آبخوان محدوده‌ی نجف‌آباد اصفهان توسط مهندسین مشاور زاینده‌آب نشان داده است که آب برگشتی کشاورزی و همین‌طور تغذیه آبخوان از طریق رودخانه زاینده‌رود، نقش مهمی در بیلان آبی این دشت دارد. بیلان آبخوان در سطح محدوده مطالعاتی نجف‌آباد، بیانگر این موضوع است که پتانسیل تولید آب در داخل حوضه، توانایی تأمین آب مصارف مختلف محدوده را نداشته و آبخوان به شدت به منابع آبی خارج از حوضه که از طریق رودخانه و کانال‌های آبی تأمین می‌شود، وابسته است (میرمحمدصادقی و همکاران ۱۳۹۶).

بنا بر مطالعات صورت گرفته در سراسر جهان، در مکان‌هایی که رودخانه‌ها و آب‌های سطحی وجود دارند، ارتباط مابین آب سطحی و زیرزمینی وجود دارد. از طرفی تأثیر این دو منبع بر یکدیگر اثبات شده است و بررسی این تأثیرات در مطالعات منابع آبی بسیار مهم می‌باشد.

با افت سطح آب زیرزمینی در نزدیکی منابع آب سطحی، با ایجاد مخروط افت در سطح ایستابی تغذیه اجباری از منابع سطحی بوجود می‌آید و در نتیجه جریان آب رودخانه کاهش می‌یابد. همچنین با کاهش جریان در رودخانه، میزان تغذیه آب زیرزمینی کاهش می‌یابد و منجر به افت سطح ایستابی می‌گردد. از اینرو وجود آب در رودخانه، تضمینی بر تعادل هیدرولیکی و ثبات در سطح ایستابی می‌باشد. در غیر این صورت افت سطح ایستابی می‌تواند منجر به مخاطراتی همچون فرونشست زمین باشند.

فصل سوم: روش انجام مطالعه

در این فصل به بیان روش و مراحل بررسی تأثیر تغییرات جریان رودخانه بر آب زیرزمینی و همچنین نقش آن بر فرونشست زمین در شهر اصفهان پرداخته شده است. به طور کلی فعالیت‌های صورت گرفته برای انجام این تحقیق به شرح زیر می‌باشند:

جمع‌آوری آمار و اطلاعات هواشناسی، زمین‌شناسی، هیدرولوژی و داده‌های سطح آب زیرزمینی موجود در شهر اصفهان.

ترسیم نقشه پایه محدوده مطالعاتی

اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی در سطح شهر

جمع‌آوری نمونه از آبرفت‌های شهر اصفهان و انجام آزمون دانه‌بندی و تحکیم

بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی شهر و روند تغییرات آن نسبت به تغییرات جریان در رودخانه

بررسی خصوصیات ژئوتکنیکی آبرفت‌های شهر اصفهان

ترسیم نمودارها و نقشه‌های مربوطه به سطح ایستابی، افت، هم‌ضخامت آبرفت و دیگر ویژگی‌های

هیدروژئولوژی و ژئوتکنیکی

شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی و ارتباط آبخوان با رودخانه زاینده‌رود به کمک مدل GMS

۳-۱- جمع‌آوری آمار و اطلاعات

در راستای جمع‌آوری آمار و اطلاعات موجود به منظور بهره‌گیری آنها در راستای تحقیق مد نظر، کار با بررسی‌های کتابخانه‌ای آغاز گردید. در این مرحله لاگ‌های حفاری، سطوح آب اندازه‌گیری شده، آنالیزهای مکانیک خاک و داده‌های دیگری که توسط سازمان‌ها مختلف مانند قطار شهری اصفهان،

شهرداری و شرکت آب منطقه‌ای اصفهان برداشته شده‌اند، جمع‌آوری گردید. همچنین مطالعات و پژوهش‌های مختلف مرتبط با موضوع این تحقیق که در محدوده مطالعاتی انجام شده‌اند، جمع‌آوری شده‌اند.

الف- داده‌های مربوط به لاگ‌های حفاری

سازمان قطار شهری شهر اصفهان به منظور احداث خط متروی شماره ۱ (شمالی - جنوبی) و خط ۲ (شرقی - غربی) گمانه‌های اکتشافی با گسترش مناسبی در شهر اصفهان تا عمق‌های مختلف حفر نموده است. از اینرو نمونه‌ها و مغزه‌های موجود از آزمایشگاه دانشگاه اصفهان و اطلاعات آنها از سازمان قطار شهری جمع‌آوری و دسته‌بندی شدند. همچنین داده‌های مربوط به این لاگ‌ها مانند آنالیز دانه‌بندی، تقسیم‌بندی نوع خاک و دیگر ویژگی‌های مکانیک خاک که از لاگ‌ها استخراج شده‌اند نیز بررسی گردید.

ب- پیزومترها و داده‌های هیدرومتری رودخانه

در محدوده مورد بررسی ۲۳ حلقه چاه به عنوان چاه مشاهده‌ای در نظر گرفته شد که به مدت ۱۰ ماه، هر ماه یک مرتبه آماربرداری سطح ایستابی در آنها انجام شد. در ادامه داده‌های هیدرومتری برای دو ایستگاه موسیان (قبل از ورود به شهر) و پل چوم (محل خروجی شهر) از سال ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۵ جمع‌آوری گردید و کار مقایسه دبی رودخانه و استخراج زمان‌هایی با بالاترین دبی و خشکترین حالت رودخانه، به منظور بررسی تأثیر جریان رودخانه بر سطح آب زیرزمینی، انجام پذیرفت. از این داده‌ها بهترین زمان آبان و آذر ماه ۱۳۹۵ انتخاب شد که تا آبان ماه رودخانه ۸ ماه خشک بوده است و در اواسط آبان تا اواخر آذر، آب در آن جاری گشته است.

۳-۲- آزمایش‌های انجام شده بر روی رسوبات در محدوده شهر اصفهان

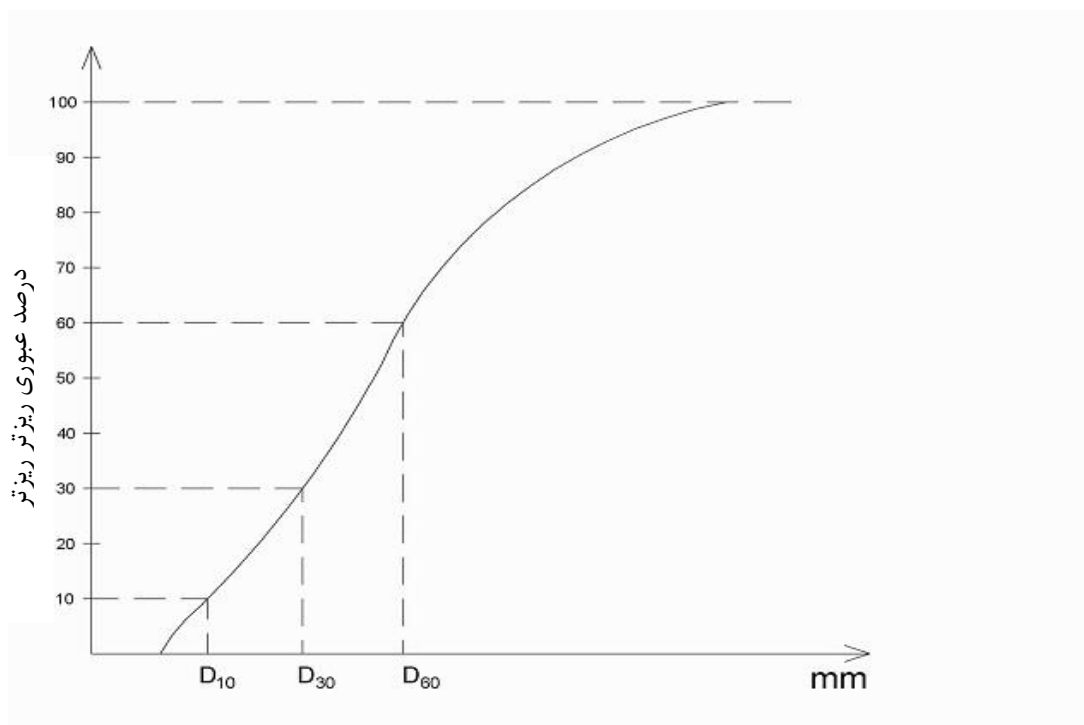
برای بررسی‌های ژئوتکنیکی مربوط به فرونشست زمین، لازم است منحنی دانه‌بندی و فاکتورهای حاصل از آن علاوه بر آزمون تحکیم و پارامترهای دخیل در این آزمون، مورد سنجش قرار گیرند. بنابراین پس

از جمع‌آوری نمونه‌ها آبرفتی موجود در محدوده، بخشی از آن‌ها که در محدوده‌ی مناسبی توزیع شده بودند، انتخاب و آزمون دانه‌بندی و تحکیم بر آنها صورت گرفت.

الف- آزمایش دانه‌بندی نمونه‌ها

نمونه‌های حاصل از لاگ‌های حفاری بعد از کدگذاری و طبقه‌بندی در آزمایشگاه مکانیک خاک دانشگاه اصفهان، تحت آزمایش دانه‌بندی قرار گرفتند. از حدود ۸۵ نمونه موجود که اکثر آنها قبلاً نیز توسط سازمان قطار شهری آزمایش دانه‌بندی شده بودند، ۳۲ نمونه که گسترش مطلوبی در محدوده مورد بررسی این تحقیق داشت، به منظور صحت‌سنجی و تطابق با کارهای صورت گرفته پیشین، دوباره مورد آزمایش دانه‌بندی به روش الک قرار گرفت.

در این آزمایش علاوه بر پارامترهای d_{60} ، d_{30} ، d_{10} همچون ضریب یکنواختی و ضریب انحنای (C_u و C_c) نیز مورد بررسی قرار گرفت. در شکل ۳-۱، نمونه‌ای از منحنی دانه‌بندی آورده شده است.



شکل ۳-۱. نمونه‌ای از منحنی دانه‌بندی خاک

ب- انجام آزمون تحکیم برای نمونه‌ها

با ترسیم مقطع از نمونه‌های به دست آمده از گمانه‌های اکتشافی، همبستگی و همسانی تقریباً یکسانی در محدوده شهری در آبرفتها از لحاظ جنس و نوع خاک دیده شد. از اینرو چند ایستگاه به عنوان مرجع در نظر گرفته شد و برای ۱۲ نمونه آزمایش تحکیم انجام شد. همچنین پارامترهایی همچون نسبت پوکی، تخلخل، درصد اشباع و وزن واحد حجمی در شرایط طبیعی و خشک، برای استفاده در آزمون تحکیم محاسبه گردید. اندازه‌گیری‌ها شامل آزمون سه محوره و بارگذاری صفحه‌ای می‌باشد. طی این آزمون‌ها مقاومت اجزای خاک برای فشارهای مختلف در شرایط اشباع متفاوت اندازه‌گیری شده است و اطلاعات حاصله به صورت جدول و نمودار ارائه گردیده است.

۳-۳- ارزیابی افقی و عمودی نوع رسوبات در محدوده شهر اصفهان

داده‌های به دست آمده از نمونه‌های گمانه‌های اکتشافی برای تهیه نیمرخ‌های شمالی - جنوبی و شرقی - غربی مورد استفاده قرار گرفت. در مجموع حدود ۸۰ گمانه در محدوده مورد مطالعه وجود دارد که در ضلع جنوبی و شرقی شهر، این گمانه‌ها تا سنگ بستر حفر شده‌اند اما در قسمت‌های غربی و شمالی، گمانه‌ها به سنگ بستر برخورد نکرده‌اند. با توجه به کمبود اطلاعات برای ترسیم پروفیل آبرفت‌های شهر اصفهان به ویژه در مسیر شرقی - غربی، از اطلاعات تکمیلی مانند داده‌برداری ژئوالکتریک و نیز اطلاعات به دست آمده از حفاران چاه‌های بهره‌برداری شهرداری در سراسر شهر اصفهان نیز استفاده شد. به این منظور ۸ سنداژ ژئوالکتریک با آرایش شلومبرگر در نقاطی که اطلاعات کافی موجود نبود، طراحی، برداشت و تفسیر گردید که از این طریق ضخامت و جنس لایه‌ها و عمق برخورد به سنگ بستر مشخص گردید.

با استفاده از منحنی دانه‌بندی و اطلاعات حاصل از گمانه‌ها شامل جنس و ضخامت لایه‌ها، به کمک نرم‌افزار Surfer گمانه‌ها با یکدیگر مقایسه گردید و در انتها پروفیل افقی و عمودی رسوبات تا عمق برخورد به سنگ بستر در راستای شمالی - جنوبی و شرقی - غربی ترسیم گردید و در انتها ویرایش

نمایشی آن‌ها با استفاده از نرم‌افزار Grapher، صورت پذیرفت. در زیر نمونه‌ای از اطلاعات ثبت شده از لاگ‌های حفاری نشان داده شده است (شکل ۳-۲).

Depth (m)	Symbol	Description	SPT				USCS	
			1nd	2nd	3rd	Nspt		
0		خاک دستی						
1		رس لاغر قهوه ای نرم پلاستیسیته بالا	2	3	3	6		
2		سیلت ماسه ای رس دار قهوه ای روشن پلاستیسیته متوسط نرم خشک						
3		ماسه سیلتی قهوه ای مایل به سبز	3	4	6	10		
4		رس لاغر قهوه ای نسبتاً نرم پلاستیسیته متوسط، مرطوب						
5								
6								
7		رس لاغر قهوه ای نسبتاً نرم پلاستیسیته متوسط، مرطوب						
8								
9								
10		ماسه خوب دانه بندی شده همراه شن و سیلت خاکستری مایل به سبز دانه های گرد شده	16	16	16	32		
11			19	19	11	30		
12			20	22	20	42		
13		شن ماسه ای همراه سیلت خاکستری مایل به سبز دارای لیزهای سنگ جوش (12.5-13)	50/10			>50		
14		سیلت ماسه ای قهوه ای مایل به سبز، سست رس جرب قهوه ای نرم (CH)	16	24	15	39		
15		سیلت همراه ماسه سست (ML) سیلت با کمی رس قهوه ای مایل به سبز بدون چسبندگی سست	9	5	3	8		
16		جوش سنگ	6	6	10	16		
17		ماسه با دانه بندی بد همراه کمی شن خاکستری مایل به سبز دانه های گرد شده بدون چسبندگی	25	50/15	>50			
18		شن با دانه بندی خوب همراه سیلت و ماسه خاکستری مایل به سبز متراکم دانه های گرد شده سیمانته موضعی (GW-GM)						
19			12	16	20	36		
20								

شکل ۳-۲. نمونه‌ای از اطلاعات حاصل از لاگ حفاری

۳-۴- ارزیابی مقادیر هدایت هیدرولیکی رسوبات با استفاده از منحنی دانه‌بندی رسوبات

تعیین هدایت هیدرولیکی برای اهداف مختلفی همچون علوم آبشناسی، مهندسی، خاک و صنعت از اهمیت خاصی برخوردار است (Costa 2006). هدایت هیدرولیکی توانایی توده متخلخل برای انتقال سیالات است، که یکی از ویژگی‌ها شاخص در تعریف توانایی حرکت آب در توده سنگ و خاک می باشد. اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی به طرق مختلفی انجام می‌گیرد که شامل آزمون پمپاژ، آزمون اسلاگ، روش‌های ژئوفیزیکی و آزمایشگاهی و دیگر روش‌ها می‌باشد که دشواری و هزینه‌ی زیادی را شامل می‌شوند و از اینرو اینگونه اندازه‌گیری‌ها جهت تخمین هدایت هیدرولیکی محدود به مناطق خاصی می‌شود (Khalil and Santos 2009, Sikandar and Christen 2013).

الف- معرفی روشی جدید برای برآورد هدایت هیدرولیکی با استفاده از منحنی دانه‌بندی

تعداد زیادی معادله بر اساس رابطه بین فاکتورهای مختلف منحنی دانه‌بندی و هدایت هیدرولیکی ارائه شده است. استفاده از این روابط بستگی به نوع خاک‌هایی دارد که هدایت هیدرولیکی در آن تخمین زده شده است. تعداد کمی از این معادله‌ها برآورد دقیقی از هدایت هیدرولیکی را ارائه می‌دهند که دلیل آن عدم حضور تمامی عوامل تأثیرگذار خاک در معادله می‌باشد (Odong 2007). خواص مکانیک خاک از جمله تحکیم، شکل منافذ و دانه‌ها، انحناء، سطح ویژه و تخلخل، از منطقه‌ای به منطقه‌ای دیگر متغیر است و این بدیهی است که معادلات تجربی برای استفاده در مناطق جدید نیاز به بازبینی دارند تا نتیجه‌ای مقبولتر ارائه شود (Daniel 1995).

به منظور تعیین هدایت هیدرولیکی آبرفت‌های شهر اصفهان، در ۶ محل آزمون‌های پمپاژ و اسلاگ توسط شرکت خصوصی تحت پیمان سازمان قطار شهری اصفهان انجام شده بود. با بررسی‌های دفتری بر روی نتایج حاصل از این ۸ نمونه، مشخص گردید نتایج قطعیت کافی را نداشته و همچنین گسترش مناسبی نیز در محدوده ندارند. بنابراین لازم بود به کمک روش‌های غیرمستقیم برای مکان‌های مختلف شهر، هدایت هیدرولیکی تخمین زده شود. برای دستیابی به این هدف نمونه‌های آبرفت به روش‌های

مختلف مورد استفاده قرار گرفت و در نهایت معادله‌ای کلی با تخمین مناسب از هدایت هیدرولیکی بر مبنای اندازه‌ی ذرات آبرفت حاصل از آنالیز دانه‌بندی به روش الک، به دست آمد. از طریق این معادله هدایت هیدرولیکی برای هر نقطه که نمونه‌ای از خاک آن موجود باشد، به دست می‌آید.

ب- صحت‌سنجی روش جدید بر آورد مقادیر هدایت هیدرولیکی

از آنجایی که هر روش جدیدی نیاز به صحت‌سنجی دارد، معادله‌ی تعیین هدایت هیدرولیکی جدید با چند نمونه که هدایت هیدرولیکی آن مشخص شده بود، مورد آزمون قرار گرفت. در این آزمون ۸ نمونه با هدایت هیدرولیکی مشخص شده در آزمایشگاه و همچنین به روش آزمون اسلاگ، که از مقالات خارجی و در مکان‌هایی بجز محدوده مطالعاتی این تحقیق بوده است، مورد بررسی قرار گرفت که نتایج آن حاکی از موفقیت آمیز بودن این روش برای تخمین هدایت هیدرولیکی از اندازه‌ی ذرات و منحنی دانه‌بندی می‌باشد.

ج- تعیین مقادیر هدایت هیدرولیکی در رسوبات در محدوده شهر اصفهان

به علت کمبود اطلاعات موجود برای به دست آوردن هدایت هیدرولیکی محدوده، از جمله آزمون پمپاژ کافی و یا آزمون اسلاگ، برای دستیابی به هدف مذکور، از معادله‌ی جدیدی که در این رساله ارائه شده است استفاده گردید. سپس با تلفیق داده‌های حاصل از آزمون پمپاژ، اسلاگ و روش مذکور، توزیع هدایت هیدرولیکی در محدوده‌ی مورد مطالعه مشخص شد.

د- پهنه‌بندی دشت اصفهان به لحاظ T و K

یکی از مهمترین معیارهای هیدروژئولوژیکی تعیین مقادیر هدایت هیدرولیکی می‌باشد. برای بدست آوردن این فاکتورها از روش‌های گوناگونی همچون آزمون پمپاژ، آزمون اسلاگ، روش‌های آزمایشگاهی و روش‌های تجربی مورد محاسبه قرار می‌گیرند. در این تحقیق نیز به کمک موارد فوق و همچنین به

روش جدیدی که در این پژوهش (F_K) معرفی شد، مقادیر هدایت هیدرولیکی برای نقاط مختلف مشخص و محدوده شهر اصفهان به لحاظ این پارامتر هیدرودینامیکی پهنه‌بندی گردید. معیار دیگر یعنی قابلیت انتقال که از دو فاکتور هدایت هیدرولیکی و ضخامت اشباع شکل گرفته است، بعد از تعیین هدایت هیدرولیکی و همچنین با توجه به تغییرات ضخامت اشباع در وضعیت‌های مختلف آبی رودخانه، برای شرایط متفاوت آبی رودخانه تعیین و نقشه‌های هم‌قابلیت انتقال (T) برای شهر ترسیم گردید.

۳-۵- تهیه نقشه هم‌پتانسیل آب زیرزمینی در رژیم‌های مختلف آبدهی رودخانه

به منظور بررسی‌های هیدروژئولوژیکی موارد گوناگونی باید مد نظر قرار گیرند. یکی از اصلی‌ترین موارد ترسیم نقشه‌ی هم‌پتانسیل آب زیرزمینی است. برای این منظور سطح ایستابی در ۲۳ مکان که به عنوان شاخص در شهر اصفهان مشخص گردید بود، برای ۱۰ ماه مورد اندازه‌گیری قرار گرفت. سپس به کمک این آمار، نقشه هم‌پتانسیل برای شهر اصفهان برای ماه‌های مختلف ترسیم گردید. رسم نقشه‌ها به منظور افزایش دقت و اعمال نظر کارشناسی، توسط دست انجام شد. سپس نقشه‌ها به کمک نرم‌افزار GIS به صورت دیجیتال درآمد و تغییرات ترسیمی لازم در آن اعمال گردید.

طی اندازه‌گیری‌های سطح ایستابی، رودخانه‌ی زاینده‌رود به‌جز آخرین ماه داده‌برداری (آذر ۱۳۹۵) خشک بوده است اما با توجه به هدف مطالعه، داده‌برداری تا آذر ماه ۱۳۹۵ که آب در رودخانه جاری شد ادامه پیدا کرد تا بتوان تأثیر رژیم جریان رودخانه‌ی زاینده‌رود را هم در زمان خشکی و هم زمانی که آب در آن جاری است را بر سطح ایستابی، مشخص نمود.

۳-۵-۱- بررسی نوسانات سطح آب‌های زیرزمینی در رژیم‌های مختلف آبدهی رودخانه

از نقشه‌های هم‌پتانسیل آب زیرزمینی، نقشه نوسانات سطح ایستابی با استفاده از نرم‌افزار GIS، برای ماه‌های مختلف آماربرداری، استخراج گردید. با مقایسه دو حالت سطح ایستابی زمانی که آب در رودخانه

جریان داشته و حالتی که خشک بوده است، تأثیر جریان آب در رودخانه‌ی زاینده‌رود بر نوسانات سطح ایستابی مشخص گردید.

۳-۶- بررسی اندرکنش آبهای زیرزمینی و رودخانه‌ی زاینده‌رود در شهر اصفهان

هدف اصلی این مطالعه بررسی تأثیر رژیم رودخانه‌ی زاینده‌رود بر فرونشست زمین در محدوده‌ی بناهای تاریخی می‌باشد و از اینرو لازمه‌ی دستیابی به این هدف بررسی رابطه‌ی آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌باشد. برای این منظور از داده‌های سطح ایستابی استفاده گردید و با مقایسه آن در حالت‌های مختلف آبی رودخانه، تأثیرات آنها بر یکدیگر مشخص شد. مطالعه‌ی دقیق جهت جریان، شیب هیدرولیکی و تعیین نقاط تخلیه و تغذیه از ارکان مهم دسترسی به هدف مذکور می‌باشند.

۳-۷- محاسبه آب تبادل شده بین سفره‌ی آب زیرزمینی و رودخانه‌ی زاینده‌رود

به منظور اجرای طرح‌های مدیریتی و زیست محیطی در رابطه با منابع آبی، میزان آب موجود در هر بخش چرخه‌ی آب، دارای اهمیت است. از آنجایی که در شهر اصفهان دو منبع اصلی شامل رودخانه و سفره‌ی کم عمق آزاد آب زیرزمینی است، لازم است میزان آب در تبادل این دو مشخص گردد. بدین منظور سطوح ایستابی برای محدوده‌ی مورد بررسی در زمان‌های مختلف با فاصله‌ی زمانی یک ماهه اندازه‌گیری شد. طی آخرین دوره‌ی اندازه‌گیری رودخانه از حالت خشکی خارج و آب در آن جاری گردید. از اینرو تأثیراتی بر نقشه هم‌پتانسیل آب زیرزمینی گذاشت که به کمک آن تفاوت میزان آب عبور کرده از هر بخش آبخوان بین دوره‌های خشک رودخانه و حالت آبدار آن مشخص گردید. این مقدار تفاوت در گذر آب زیرزمینی در مجموع مقدار آبی است که از رودخانه وارد آب زیرزمینی شده است و یا در صورت کاهش میزان آب گذر کرده، حجم آبی است که رودخانه از آبخوان گرفته است، گرچه در این تحقیق رودخانه نقش تغذیه‌کنندگی را داراست.

در راستای هدف فوق‌الذکر و بعد از اندازه‌گیری‌های سطح ایستابی و ترسیم نقشه‌های هم‌پتانسیل آب زیرزمینی، به کمک روش لهما (Lohman) پارامترهای مختلف محاسبه و میزان آب تبادل شده بین رودخانه و آب زیرزمینی مشخص گردید. در زیر معادله‌ی لهما (Lohman) نشان داده شده است (معادله ۳-۱).

$$T = \frac{2Q}{(L1+L2)\left(\frac{\Delta h}{\Delta r}\right)} \quad \text{معادله (۳-۱)}$$

۳-۸- تهیه مدل ریاضی آبخوان آبرفتی در محدوده شهر اصفهان با استفاده از GMS

نمایش نتایج مطالعات در زمینه‌های مختلف دارای اهمیت بالایی است. چگونگی ارائه‌ی نتایج نقش مهمی در فهم آنها دارد. از طرفی لازم است نتایج را برای بازه‌های زمانی در آینده و یا تحت شرایط خاصی بازسازی نمود. به این منظور از مدل‌های ریاضی گوناگونی استفاده می‌شود. مدل‌های ریاضی که جریان آب زیرزمینی و اندرکنش آن با محیط اطراف و به طور ویژه آب‌های سطحی را شبیه‌سازی می‌کنند، در حال حاضر به صورت روز افزونی در شاخه‌های مختلف علوم آب کاربرد یافته‌اند. این مدل‌ها اغلب به عنوان یک ابزار کمکی اساسی در مباحث آنالیزهای مهندسی و طراحی سیستم‌های کنترل آب‌های سطحی و زیرزمینی مطرح می‌باشند. فراهم شدن سریع نرم‌افزارهای با کیفیت فوق‌العاده و امکان انجام محاسبات پیچیده و با حجم عملیاتی بالا توسط رایانه‌ها، کاربرد این گونه مدل‌ها در آنالیز سیستم‌های آبی توسعه زیادی یافته است.

یکی از این نرم‌افزارها، نرم‌افزار GMS (Owen *et al.* 1996) است که از جمله قابلیت‌های این نرم‌افزار می‌توان به مدل جریان آب زیرزمینی با استفاده از بسته نرم‌افزاری (Harbaugh *et al.* 2000) MODFLOW اشاره کرد، علاوه بر این، این نرم‌افزار با سایر نرم‌افزارها مانند Auto CAD و GIS به راحتی ارتباط برقرار می‌کند.

برای توسعه مدل از کد MODFLOW در نرم‌افزار GMS استفاده شده است. بسته‌های مورد استفاده در مدل‌سازی شامل بسته رودخانه، بار عمومی، و چاه بوده است. مدل‌سازی در دو حالت پایدار و ناپایدار انجام گرفته است. حالت پایدار بر اساس داده‌های اسفندماه ۱۳۹۴ و حالت ناپایدار با استفاده از داده‌های ۱۰ ماهه از اسفند ۱۳۹۵ تا آذر ۱۳۹۵ تهیه شده است. پارامترهای ورودی به مدل شامل توپوگرافی، عمق سنگ کف، سطح اولیه آب زیرزمینی، مقدار برداشت از چاه‌های بهره‌برداری، سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای و رودخانه می‌باشد.

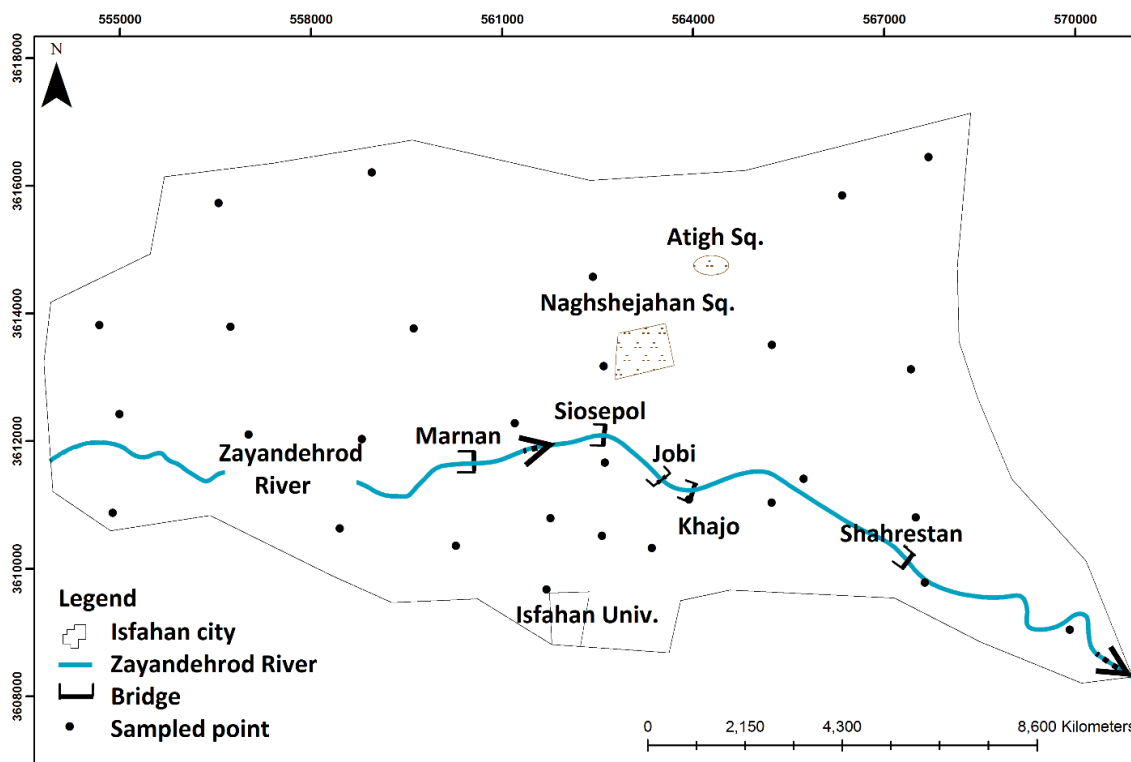
با ساخت مدل مفهومی با استفاده از داده‌های حاصله، کار تهیه مدل آغاز گردید. سپس شبکه‌بندی مدل، تعریف مرز مدل، تعیین مرزهای هیدروژئولوژیکی، تعیین پارامترهای هیدرولیکی سفره و ارزیابی منابع تغذیه و تخلیه انجام شد. در مرحله‌ی بعد واسنجی و صحت‌سنجی و آنالیز حساسیت مدل صورت پذیرفت. در ادامه آماده‌سازی و اجرای مدل شبیه‌سازی شده برای سناریوهای مختلف، انجام شد. در سناریوی اول برای ۵ سال در رودخانه آبی جاری نخواهد بود. طبق سناریوی دوم آب در رودخانه به مدت یک ماه در سال جاری می‌باشد و در سناریوی سوم فرض شده است که روند کنونی ادامه پیدا کرده و هر ساله به مدت دو ماه آب در رودخانه جریان داشته باشد.

فصل چهارم: بررسی‌های ژئوتکنیکی در محدوده شهر اصفهان

مطالعات ژئوتکنیکی در بررسی مخاطرات زمین‌شناختی، جزو اساسی‌ترین بخش‌های آن‌ها می‌باشد. بررسی اندازه ذرات، خصوصیات فیزیکی مواد زمین و همچنین تأثیر متقابل وضعیت تکتونیکی محیط-های مختلف نسبت به شرایط هیدروژئولوژیکی، از مباحث مهم این علم می‌باشد. در این تحقیق با نظر به این که بررسی پدیده فرونشست زمین دارای دو فاکتور مهم، یعنی هیدروژئولوژی و ژئوتکنیک می‌باشد، لازم است در راستای مطالعه کامل این پدیده، شرایط ژئوتکنیکی مد نظر قرار گیرد. برای مطالعات ژئوتکنیکی در راستای هدف تحقیق، نمونه‌هایی از محدوده مطالعاتی در عمق‌های مختلف انتخاب و مورد آزمون دانه‌بندی و تحکیم قرار گرفت. سپس با استفاده از آن نمونه‌ها، مقدار هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شد. همچنین مقاطع عمودی از آبرفت‌های محدوده نیز با استفاده از اطلاعات این آزمون‌ها ترسیم گردید. در انتها محدوده‌هایی با بیشترین و کمترین نقاط خطر از لحاظ فرونشست از دیدگاه ژئوتکنیکی مشخص گردیده است. در ادامه به تشریح کارهای انجام شده و نتایج حاصله به صورت جداگانه پرداخته می‌شود.

۴-۱- موقعیت مکانی نمونه‌های برداشت شده برای بررسی‌های ژئوتکنیکی

با در نظر گرفتن مرز محدوده‌ی مورد مطالعه و همچنین اطلاعات حاصله از گمانه‌های اکتشافی و بعضاً چاه‌های آب و یا گودبرداری‌های لازم برای کارهای عمرانی از یک سو و حساسیت موجود در برخی مناطق از سوی دیگر، توزیع مناسب نمونه‌ها مد نظر قرار گرفت و طبق شکل (شکل ۴-۱) از این مکان‌ها نمونه‌هایی از آبرفت‌های مورد مطالعه برداشت شد.



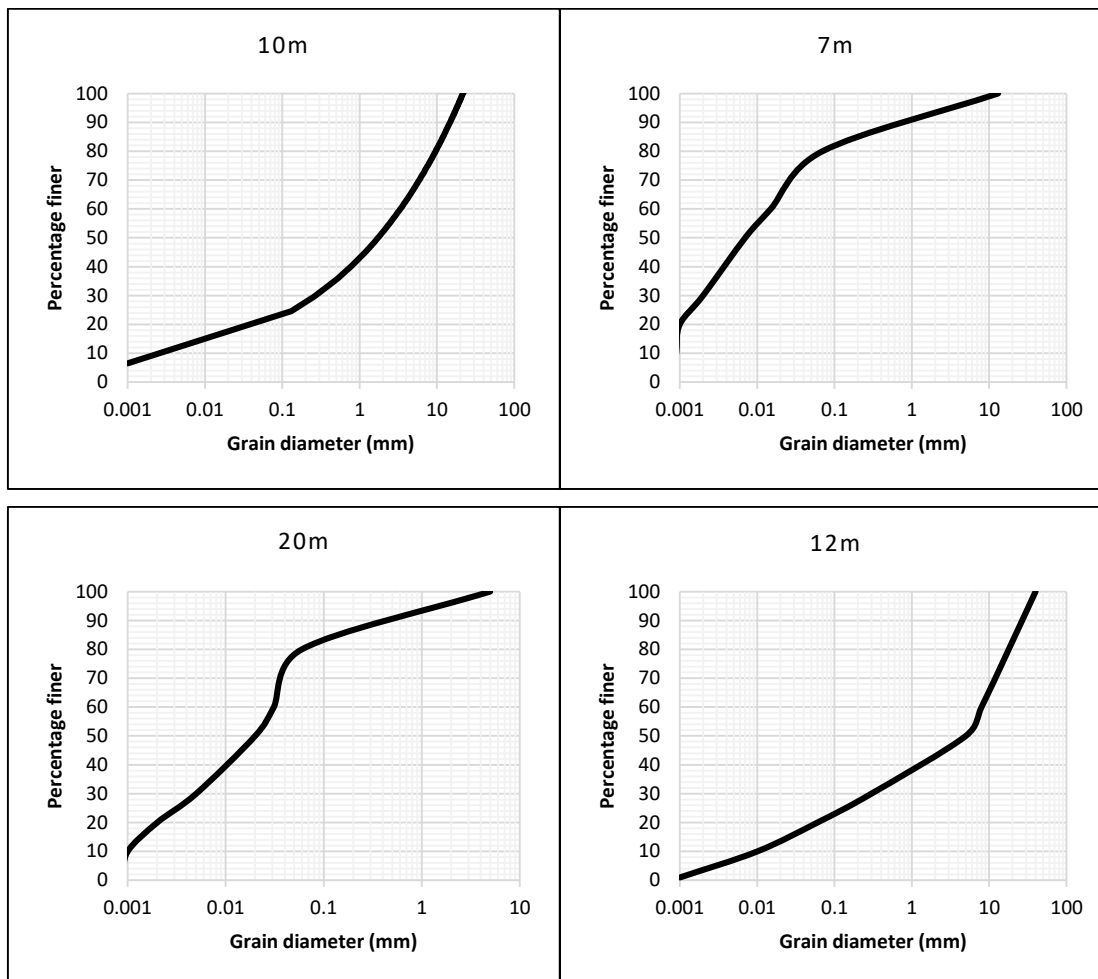
شکل ۴-۱ محل نمونه‌برداری از آبرفت‌های شهر اصفهان

در مجموع ۸۰ نمونه از آبرفت شهر اصفهان در اعماق مختلف به منظور آزمایش و بررسی خصوصیات مکانیک خاکی مورد نظر این تحقیق برداشت گردید. نمونه‌ها غالباً از گمانه‌های اکتشافی سازمان قطار شهری اصفهان به دست آمده‌اند. این نمونه‌ها از ۲۹ ایستگاه که در شکل بالا موقعیت مکانی آن‌ها نمایش داده شده است انتخاب گردیده و در ادامه نمونه‌ها کدگذاری و موقعیت دقیق آن‌ها به همراه عمق نمونه‌ها ثبت گردید.

۴-۲- آزمون دانه‌بندی نمونه‌ها و تقسیم‌بندی آنها

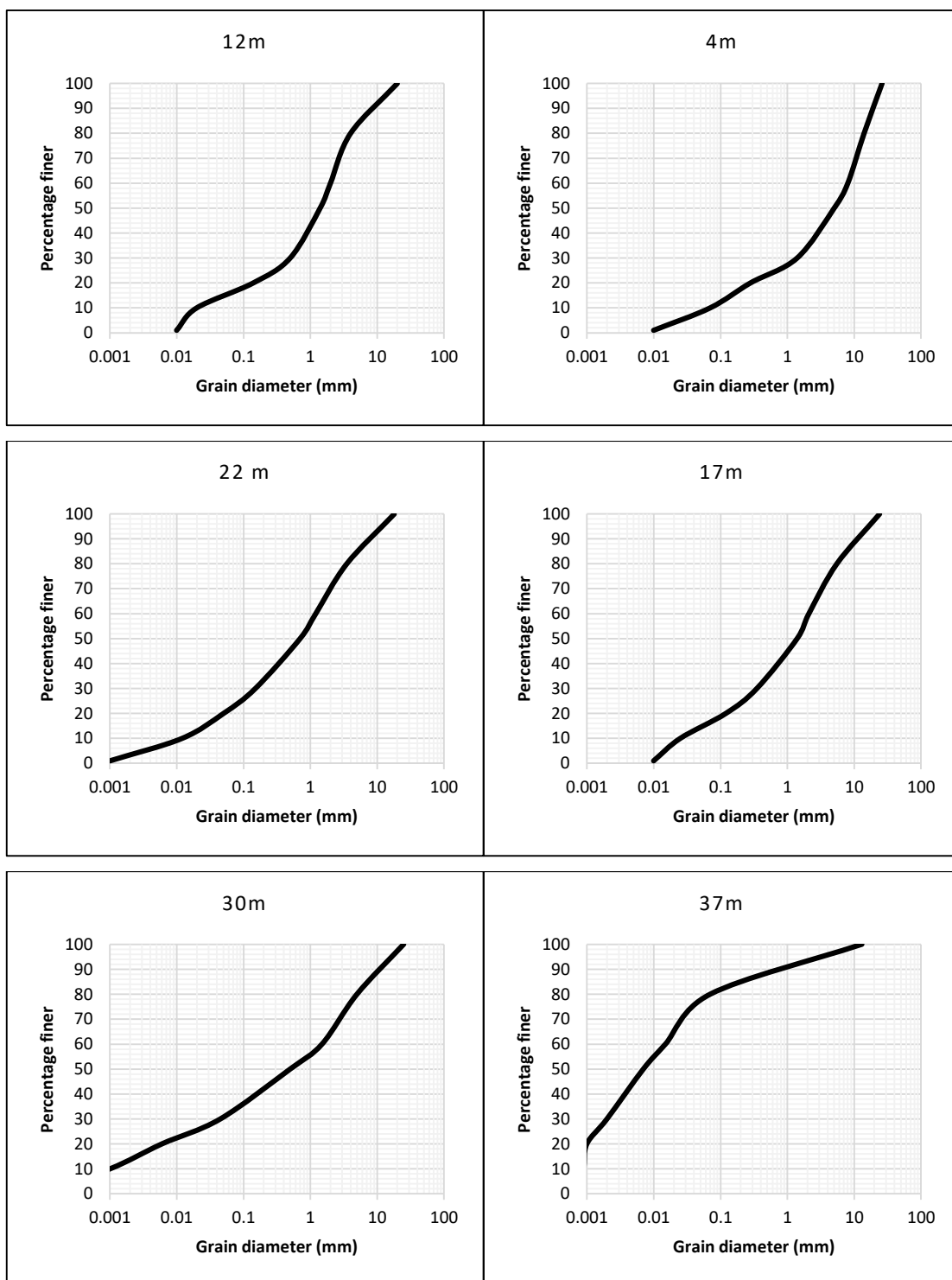
یکی از سریع‌ترین و آسان‌ترین آزمون‌های خاک، آزمون الک می‌باشد که به کمک آن می‌توان اطلاعات با ارزشی را به دست آورد. در این مورد با گذراندن ذرات خاک از الک‌های با اندازه‌ی منافذ متفاوت می‌توان نمودار الک و یا منحنی دانه‌بندی خاک را به دست آورد. در این تحقیق ۸۰ نمونه به این طریق تفکیک

و منحنی دانه‌بندی برای هرکدام رسم گردید. در شکل ۴-۲ تا ۴-۴، منحنی دانه‌بندی مربوط به حساسترین نمونه‌ها (محدوده بناهای تاریخی) به عنوان الگو آورده شده است.

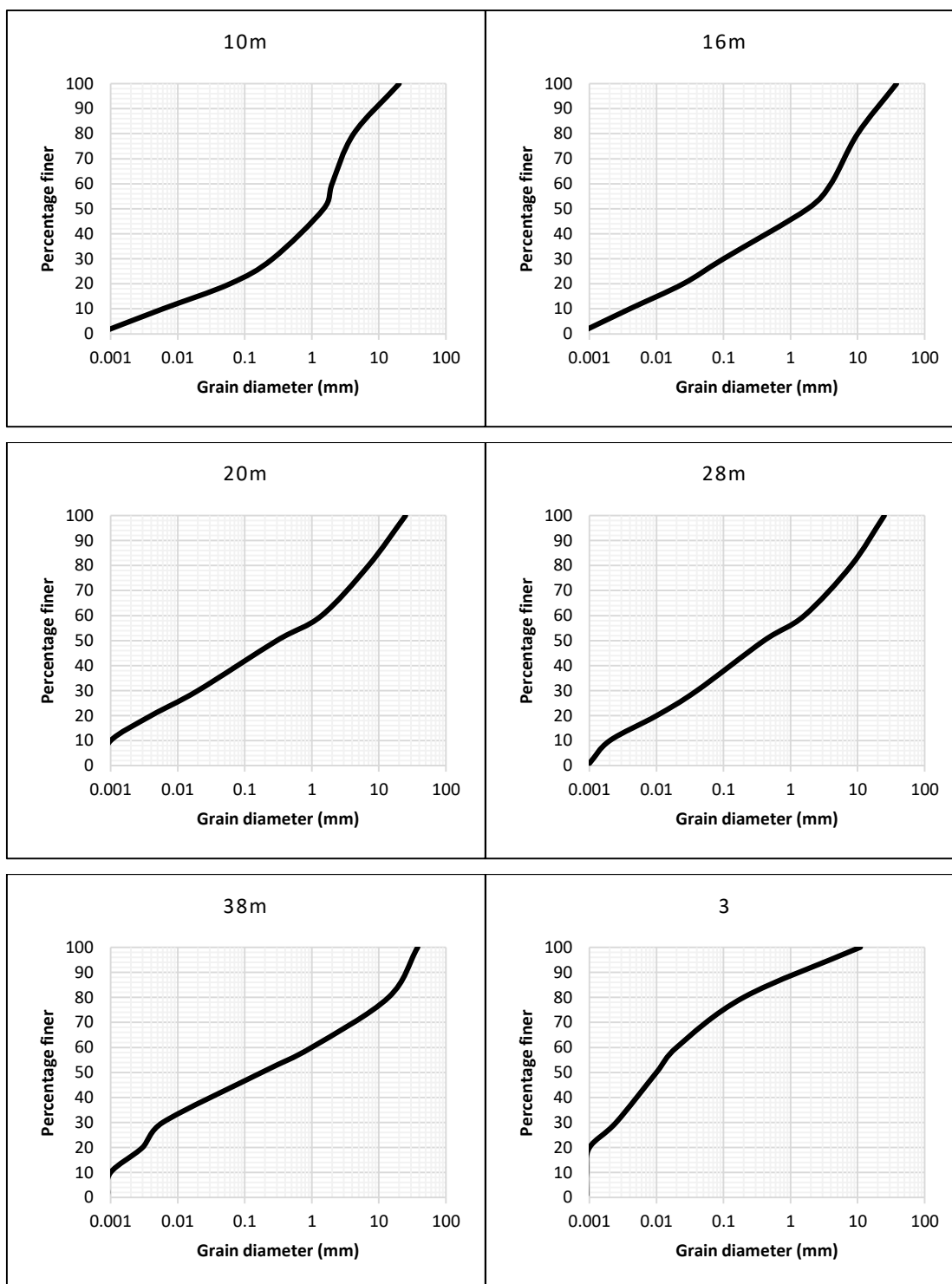


شکل ۴-۲ نمودار دانه‌بندی مربوط به شرق شهر اصفهان (حوالی خیابان مهرآباد)

در نمودارهای ارائه شده در شکل ۴-۲، ۳ نوع لایه‌بندی مشخص است. این سه لایه از پایین به بالا به ترتیب شامل لایه ریزدانه زیرین از عمق ۲۰ متر به پایین، درشت‌دانه میانی با جورشدگی نسبتاً مناسب از عمق ۱۲ متر و در بالاترین بخش، لایه ریزدانه بالایی قرار گرفته است. لازم به ذکر است ضخامت آبرفت در این محدوده نسبت به شمال و غرب شهر از ضخامت کمتری برخوردار است و می‌توان گفت نمونه مربوط به عمق ۲۰ متر، تقریباً بر روی سنگ بستر از نوع شیل و ماسه‌سنگ قرار گرفته است.



شکل ۴-۳ نمودار دانه‌بندی مربوط به شهر اصفهان (حوالی خیابان مطهری)



شکل ۴-۴ نمودار دانه‌بندی مربوط به غرب شهر اصفهان (حوالی پل وحید)

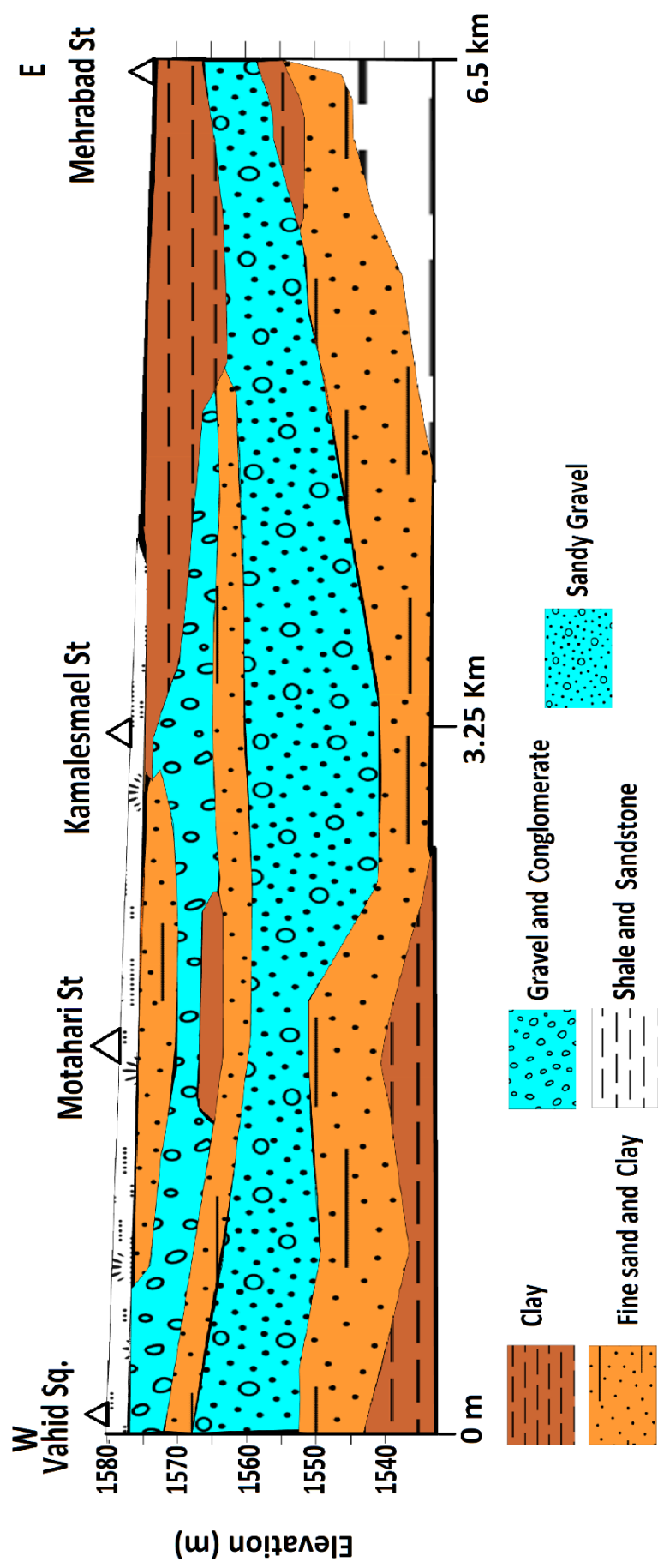
با استفاده از داده‌های حاصل از آزمون دانه‌بندی، مشخص گردید که در شهر اصفهان عمده رسوبات از دو لایه اصلی تشکیل شده‌اند. این دو لایه شامل رسوبات ریزدانه و درشت‌دانه (رودخانه‌ای) می‌شوند که

لایه درشت دانه در تمامی محدوده شهر گسترش دارد و بجز محدوده کوچکی در زیر سی و سه پل که این لایه درشت دانه مستقیم با سطح زمین در تماس است، در تمامی سطح شهر، زیر لایه ریزدانه بالایی و بر روی لایه ریزدانه زیرین قرار گرفته است. بنابراین، نیمرخ‌هایی در راستای رودخانه و عمود بر راستای زاینده‌رود ترسیم گردید تا بتوان از آن‌ها در راستای اهداف تحقیق استفاده نمود. در ادامه نیمرخ‌های بیان شده مورد بررسی دقیق قرار گرفته است.

۳-۴- تهیه نیمرخ‌های شمالی - جنوبی و شرقی - غربی از آبرفت‌های شهر اصفهان

نیمرخ‌های زمین‌شناسی نقش بسزایی در تعیین مدل مفهومی و همچنین درک سازوکار رسوبگذاری محدوده دارند. اینگونه می‌توان بیان داشت که با تهیه نیمرخ‌های مناسب با موضوع هدف، راه برای مطالعات هموارتر خواهد بود. از آنجایی که تغییرات جزئی غالباً در رسوبات مشهود است و نمایش تمامی جزئیات سبب سردرگمی بیشتر می‌شود، نیمرخ‌های ترسیم شده در دو مسیر شرقی - غربی (در راستای تقریبی حرکت رودخانه با فاصله حدود ۲۰۰ متری) و شمالی - جنوبی (عمود بر مسیر رودخانه)، تا حدی که به محتوا خدشه وارد نشود ساده‌انگاری شده‌اند. شکل‌های ۴-۵ و ۴-۶ به ترتیب نشان دهنده‌ی نیمرخ‌های شرقی - غربی و شمالی - جنوبی می‌باشند.

در مسیر حرکت رودخانه که از غرب به شرق شهر اصفهان می‌باشد، پروفیل خاک تا عمق حدود ۶۰ متر ترسیم گردید. در این راستا شیب سنگ کف به سمت غرب می‌باشد به گونه‌ای که در شرق، حوالی پل تاریخی شهرستان، بیرون‌زدگی سنگ بستر شیلی مشهود است و در قسمت غرب پل ناژوان نیز عمق آن به حدود ۶۰ متر می‌رسد. در شکل ۴-۵ این نیمرخ نشان داده شده است.



شکل ۴-۵ نیمرخ شرقی - غربی از آبرفت‌های شهر اصفهان

با توجه به شکل بالا، عمده رسوبات تشکیل دهنده‌ی دشت شامل آبرفت‌های ریزدانه رسی و سیلتی زیرین، لایه‌ی درشت‌دانه میانی که حاصل رسوبگذاری‌های مختلف در بستر رودخانه بوده است. لایه‌ی رسی بالایی در قسمت شرق پروفیل و لایه‌های شنی بالایی در بخش غربی پروفیل می‌باشد. همان‌گونه که در ضلع شرقی نیمرخ (حوالی خیابان مهرآباد) مشاهده می‌شود، سنگ بستر شیلی و ماسه سنگی عمق کمتری نسبت به بقیه نقاط دارد. به گونه‌ای که می‌توان در عمق ۱۵ متری لایه شیلی و ماسه سنگی را مشاهده نمود. بیشترین ضخامت لایه‌ی درشت‌دانه‌ی میانی که به عنوان آبخوان آزاد محدوده مورد مطالعه شناخته می‌شود با ضخامت حدود ۲۰ متر در حوالی سی و سه پل قرار گرفته است. همچنین بیشترین ضخامت رس بالایی را در قسمت شرق پروفیل یعنی در حوالی خیابان مهرآباد و پل شهرستان می‌توان دید و بیشترین ضخامت لایه‌ی ریزدانه‌ی پایینی در قسمت غربی و مربوط به پل مارنان و خیابان وحید می‌باشد.

با توجه به ضخامت زیاد لایه ریزدانه زیرین در قسمت غربی پروفیل، انتظار می‌رود با کاهش سطح ایستابی و در نتیجه افزایش تنش مؤثر در این قسمت، پتانسیل فرونشست افزایش یابد. پس این محدوده جزو مناطق در معرض خطر می‌باشد. در این قسمت از شهر می‌توان یکی از مهمترین سازه‌های مهم تاریخی را، پل مارنان دانست. اگرچه سازه‌های فنی سنگین دیگری همچون هتل آسمان، پل فلزی و پل آذر نیز در این محدوده قرار دارند اما تمرکز بر سازه‌های تاریخی با توجه به موضوع این تحقیق، بیشتر است. با فاصله‌ی ۶۰۰ متری جنوبی رودخانه در این محدوده کلیسای وانک نیز از دیگر آثار شاخص شهر، واقع شده است که با گسترش پهنه افت سطح ایستابی می‌تواند در مرز خطر قرار گیرد.

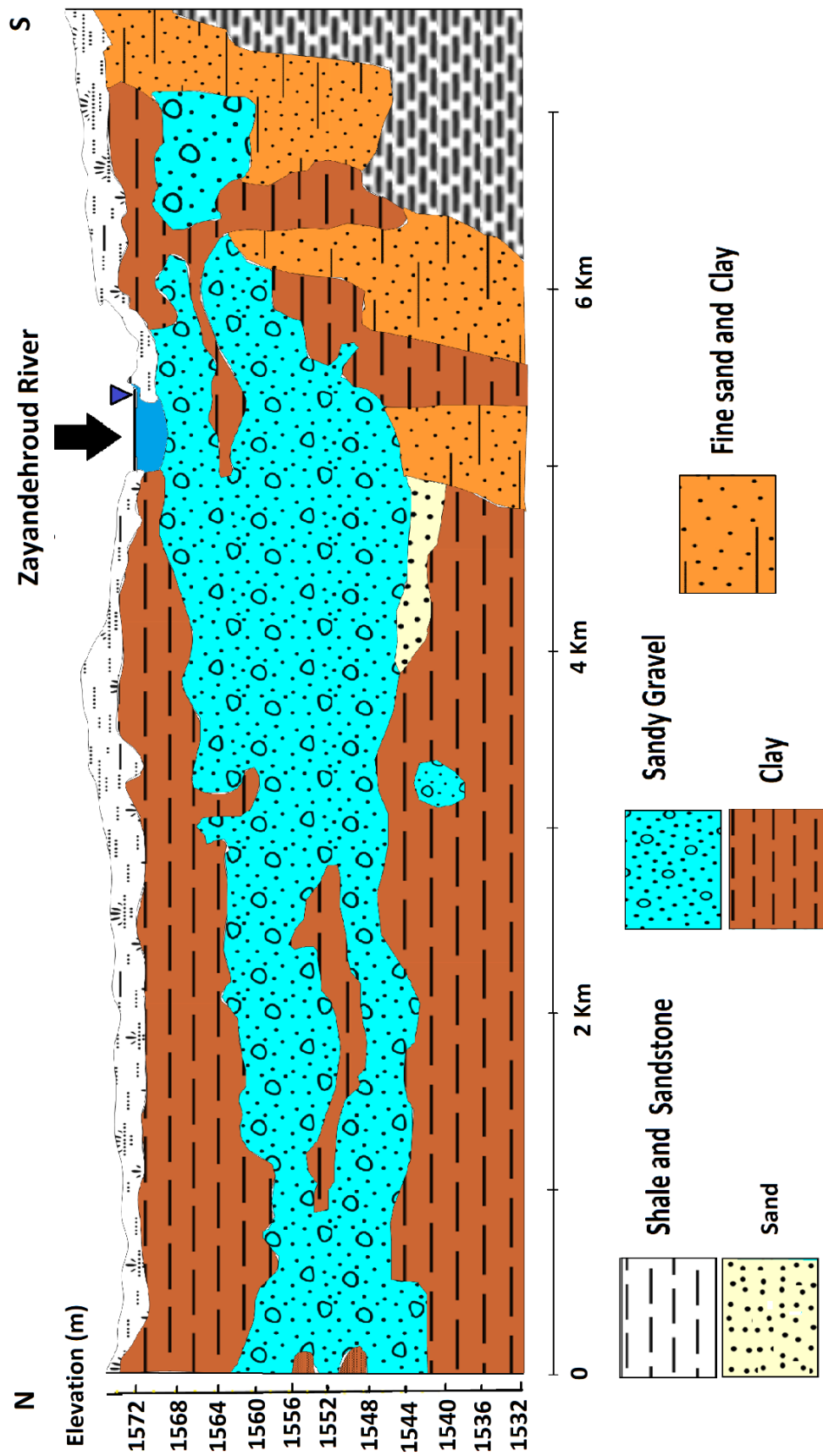
با توجه به لایه‌های تشکیل دهنده‌ی این پروفیل، در مورد نحوه تشکیل آن‌ها می‌توان بیان داشت که رسوبات این نیمرخ، از نوع دشت سیلابی می‌باشند. ویژگی بارز این نوع رسوبات درشت‌دانه بودن و ناهمگنی جهت‌دار (Trending heterogeneity) رسوبات است. این گونه رسوبات بسته به رژیم جریان

رودخانه و فعالیت‌های تکتونیکی، از رسوبات ریزدانه، در زمان جریان و تکتونیک آرام، تا رسوبات درشت-دانه، در جریان‌های شدید و یا تکتونیک فعال، در تغییر هستند و در نتیجه توالی از رسوبات ریز تا درشت با میان لایه‌های متفاوت قابل مشاهده است.

پروفیل شمالی - جنوبی نیز هم راستا با خط ۱ قطار شهری اصفهان ترسیم گردیده است. همانگونه که در نیمرخ نشان داده شده است، شیب سنگ کف از جنوب به شمال می‌باشد به گونه‌ای که بیشترین عمق سنگ کف در محدوده نزدیک میدان عتیق اصفهان و کمترین آن در دانشگاه اصفهان در جنوب نقشه می‌باشد. در شکل ۴-۶ نیمرخ مذکور آورده شده است.

همانگونه که در شکل ۴-۶ نشان داده شده است، عمده لایه‌های تشکیل دهنده‌ی این پروفیل از سه افق به ترتیب لایه‌ی رسی بالایی، لایه‌ی درشت دانه‌ی میانی و لایه‌ی ریز دانه‌ی زیرین شکل گرفته است. در قسمت جنوبی این پروفیل لایه‌های ریزدانه‌ی زیرین جای خود را به لایه‌های شیلی و ماسه‌سنگی داده است. سفره‌ی آب زیرزمینی در محدوده‌ی شهر اصفهان در لایه‌ی درشت‌دانه‌ی میانی تشکیل شده است. لایه‌های شیب ملایمی از سمت جنوب به شمال دارند.

بیشترین ضخامت لایه‌ی درشت‌دانه‌ی میانی در حوالی سی و سه پل و کمترین آن در قسمت جنوبی پروفیل وجود دارد. با حرکت به سمت شمال پروفیل به تدریج به ضخامت لایه‌های رسی افزوده خواهد شد. این افزایش ضخامت در لایه‌ی رسی پایینی به سمت شمال بیشتر مشهود است. در ضلع جنوبی نیمرخ، رسوبات ریزدانه زیرین تغییر اندکی در دانه‌بندی نشان می‌دهند. به گونه‌ای که رسوبات ریزدانه زیرین که غالباً رسی هستند، در این مکان (چهار راه نظر تا دانشگاه اصفهان) بیشتر از نوع ماسه سیلت و رس‌دار می‌باشد. این تغییر نوع آبرفت می‌تواند ناشی از رسوبات دامنه‌ای باشد که از سمت ارتفاعات صفا و جنوب اصفهان به این محل حمل شده‌اند.



شکل ۴-۶ نیمرخ شمالی - جنوبی از آبرفت های شهر اصفهان

نکته قابل توجه در این نیمرخ، وجود چند عدسی رسی نسبتاً وسیع بین لایه درشت‌دانه میانی، مخصوصاً حوالی چهارباغ پایین و در بستر سی و سه پل در عمق‌های حدود ۱۰ - ۱۸ متر می‌باشند که ضخامتی از ۱ تا ۶ متر را نشان می‌دهند. این عدسی‌های رسی با توجه به ماهیت تراکم‌پذیری بالا و قرارگیری در محدوده‌ی تغییرات افت سطح ایستابی، می‌توانند پتانسیل بالایی را برای فرونشست داشته باشند. مخصوصاً در صورتی که زمان زیادی اشباع نباشند و به عبارت دیگر سطح ایستابی افت زیادی داشته باشد. خطر بالقوه دیگر، نحوه پراکندگی این عدسی‌هاست که خود باعث تراکم ناهمگون در زیر شهر می‌شود و در نهایت باعث صدمات جدی به سازه‌های زیرسطحی و روسطحی می‌شود. بالاترین پتانسیل فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی را در این مسیر می‌توان برای سازه‌های تاریخی همچون هتل شاه عباس، سی و سه پل، مدرسه چهارباغ، کاخ هشت بهشت و ضلع غربی کاخ چهل‌ستون انتظار داشت. نظر به این که در رسوبات جنوبی رودخانه، مخصوصاً در قسمت انتهای جنوبی محدوده (دانشگاه اصفهان) لایه ریزدانه زیرین وجود ندارد و از ضخامت لایه ریزدانه بالایی نیز کاسته می‌شود، می‌توان نتیجه گرفت که نوع رسوبگذاری این محدوده (جنوب رودخانه) بیشتر متأثر از رسوبات دامنه‌ای بوده است. اما زمانی که گودی‌های دشت توسط این رسوبات پر گردیده و هموار شده است، رسوبگذاری دشت سیلابی (Floodplain Alluvium) بر روی رسوبات دامنه‌ای قرار گرفته است.

۴-۴- انجام آزمون تحکیم نمونه‌ها

تحکیم عبارت است از کاهش حجم تدریجی یک خاک اشباع با نفوذپذیری کم در اثر زهکشی بخشی از آب موجود در حفرات که نهایتاً منجر به تغییر ضخامت و نشست خاک می‌شود. زهکشی (تغییر در فشار آب حفره‌ای) ارتباط تنگاتنگی با مقوله‌ی تحکیم و نشست خاک دارد. از زمانی که در اثر فشار سربار در داخل خاک اضافه فشار آب حفره‌ای به وجود می‌آید، پدیده تحکیم آغاز شده و تا زمانی که این اضافه فشار در اثر زهکشی زائل می‌شود ادامه خواهد یافت.

برای اندازه‌گیری ضرایب تحکیم از میان نمونه‌های موجود، ۱۳ نمونه مورد آزمون تراکم سه محوره قرار گرفته است که نتایج حاصل از این آزمون‌ها به صورت منحنی‌های تنش - کرنش (Stress - Strain) و ضرایب تحکیم از جمله شاخص فشردگی (C_c)، شاخص تورم (C_s) و فشار پیش تحکیمی (P_c) مشخص شده است. همچنین تعداد ۸ آزمایش بارگذاری صفحه‌ای به منظور مطالعه دگرشکل‌پذیری و تعیین مدول دگرشکلی و مدول واکنش بستر و نیز ارزیابی ظرفیت باربری نهایی خاک انجام گردید. تمامی این آزمایش‌ها بر روی خاک با رطوبت طبیعی به اجرا در آمده است.

برای انجام آزمایش بارگذاری صفحه‌ای به صورت قائم، از وزنه ثابت با ظرفیت ۳۰ تن، جک هیدرولیکی به ظرفیت ۵۰ تن و صفحه بارگذاری صلب به مساحت ۲۵۰۰ سانتی‌متر مربع استفاده شده است. در این آزمایش بارگذاری به صورت مداوم و پلکانی، هر بار به میزان ۱ کیلوگرم بر سانتی متر مربع صورت گرفته، نشست حاصله با نصب چهار عدد ابزار اندازه‌گیری نشست بر روی صفحه بارگذاری با دقت ۰/۰۱ میلیمتر اندازه‌گیری گردیده است. هر یک از بارهای وارده دست کم به مدت ۴ ساعت و یا تا زمانی که نرخ نشست کمتر از ۰/۰۵ میلیمتر در ساعت گردد، ثابت نگه داشته شده است.

در مراحل اولیه آزمون‌های آزمایشگاهی، روابط فازی همچون رطوبت (Water content)، وزن حجمی طبیعی (γ_t)، چگالی نسبی (G_s)، وزن حجمی خشک (γ_d)، درجه اشباع (S)، نسبت پوکی (e) و درصد تخلخل (n) اندازه‌گیری شده‌اند. در ادامه فاکتورهای همچون حد روانی (LL) و حد خمیری (PL)، زاویه اصطکاک داخلی (ϕ) و چسبندگی (C) نیز محاسبه گردیده. در کل ۳ لایه اصلی در آبرفت‌های محدوده مورد مطالعه قابل تفکیک می‌باشند که بعد از خاک دستی به ترتیب شامل لایه ریزدانه بالایی، لایه درشت‌دانه میانی (رودخانه‌ای) و ریزدانه زیرین می‌شوند. از اینرو سعی گردیده است که نمونه‌های انتخابی در برگیرنده‌ی مشخصات هر سه لایه باشد. در جدول ۴-۱ به تفکیک لایه‌ها، روابط فازی خاک‌های موجود در محدوده آورده شده است.

جدول ۴-۱. روابط فازی خاک‌های ریزدانه محدوده مورد مطالعه

ضریب تغییرات (%)	مقدار			واحد	روابط فازی
	انحراف معیار	میانگین	بازه		
۵/۶	۱/۳۱	۲۳/۶	۲۲ - ۲۵/۸	%	آب محتوا
۸/۸	۰/۰۶	۰/۷۳	۰/۶۴ - ۰/۸۱	-	نسبت پوکی
۲/۳	۰/۰۵	۱/۹۴	۱/۹ - ۲	gr/cm ³	وزن حجمی طبیعی
۲/۶	۰/۰۴	۱/۵۷	۱/۵۲ - ۱/۶۳	gr/cm ³	وزن حجمی خشک
۲/۵	۰/۰۷	۲/۷۷	۲/۷ - ۲/۸	-	چگالی نسبی

با بررسی تغییرات دانسیته خاک با عمق، در مسیر مورد مطالعه، معلوم می‌گردد که به دلیل کاهش نسبت پوکی خاک با عمق، وزن حجمی خشک خاک با عمق (در کل) افزایش می‌یابد. در حالی که، به دلیل بالا رفتن آب محتوای خاک با عمق و کاهش وزن حجمی خشک، وزن حجمی طبیعی خاک با عمق (در کل) تغییری نیافته و تقریباً ثابت می‌ماند.

جدول ۴-۲. روابط فازی خاک‌های درشت‌دانه موجود در محدوده

روابط فازی	واحد	بازه مقادیر
آب محتوا	%	۱۶ - ۳
وزن حجمی طبیعی	KN/m ³	۲۳ - ۲۰/۵
وزن حجمی خشک	KN/m ³	۲۱/۵ - ۱۹
چگالی نسبی	-	۲/۸ - ۲/۶
نسبت پوکی	-	۰/۵ - ۰/۳
تخلخل	%	۳۳ - ۲۳

در رسوبات درشت‌دانه میانی (لایه دوم)، به دلیل عدم امکان دستیابی به نمونه دست نخورده، تعیین دقیق میزان روابط فازی میسر نگردیده است. با این حال، با در نظر گرفتن وضعیت فیزیکی رسوبات مزبور، مقدار وزن حجمی طبیعی میانگین مورد نیاز برای تحلیل‌های پایداری، معادل ۲ گرم در سانتی‌متر مکعب تعیین می‌گردد. با توجه به شواهد موجود و بر پایه نتایج آزمون نفوذ استاندارد (SPT) می‌توان رسوبات مزبور را در شمار خاک‌های درشت‌دانه متراکم به حساب آورد. از این رو انتظار می‌رود نسبت پوکی و تخلخل این رسوبات کمتر از رسوبات ریزدانه بالایی بوده و آب محتوای آن در حالت اشباع کمتر از خاک‌های ریزدانه باشد. بنابراین، وزن حجمی خشک این رسوبات بیشتر از رسوبات ریزدانه بالایی تخمین زده می‌شود.

تغییرات مقادیر روابط فازی رسوبات درشت‌دانه میانی به نظر می‌رسد عمدتاً تابع توزیع اندازه دانه‌ها و وضعیت دانه‌بندی خاک بوده، تا حدی هم متأثر از عمق زمین و تنش برجا باشد. لازم به ذکر است که این لایه که بین دو لایه ریزدانه بالایی و پایینی قرار گرفته است، تشکیل آبخوان محلی را داده است. همچنین در میان رسوبات درشت‌دانه میانی، عدسی‌هایی از رسوبات ریزدانه وجود دارد، که یک مورد نسبتاً بزرگ آن در بخش‌های وسیعی از محدوده در گمانه‌ها شناسایی گردیده است که می‌تواند برای پیش‌بینی فرونشست مطلب مهمی باشد. به این ترتیب که با پایین افتادن سطح ایستابی در لایه درشت‌دانه میانی، آب از این رسوبات به سرعت خالی می‌شود و فشار هیدرواستاتیک کاهش می‌یابد و به عبارتی تنش مؤثر افزایش خواهد یافت. چنین شرایطی طی دوره‌های گذشته به وفور اتفاق افتاده است. پس می‌توان انتظار داشت لایه درشت‌دانه میانی سریعتر از لنز رسی زهکشی شده باشد و در نتیجه حالت پیش‌تحکیمی برای آن اتفاق افتاده باشد. اما لنز رسی هنوز زمان کافی برای زهکشی کامل و در نتیجه تحکیم را نیافته است و از طرفی در صورت غیر اشباع شدن در دوران گذشته، میزان فشار روباره در حد رسوبات روی آن بوده است و قطعاً به اندازه افزایش فشار ناشی از سازه‌های امروزی نبوده است. بنابراین، در صورت خشکی طولانی مدت، این زمان فراهم خواهد شد و در نتیجه بعد از زهکشی و کاهش فشار هیدرواستاتیک، لایه رسی دچار تحکیم و در نهایت فرونشست خواهد شد.

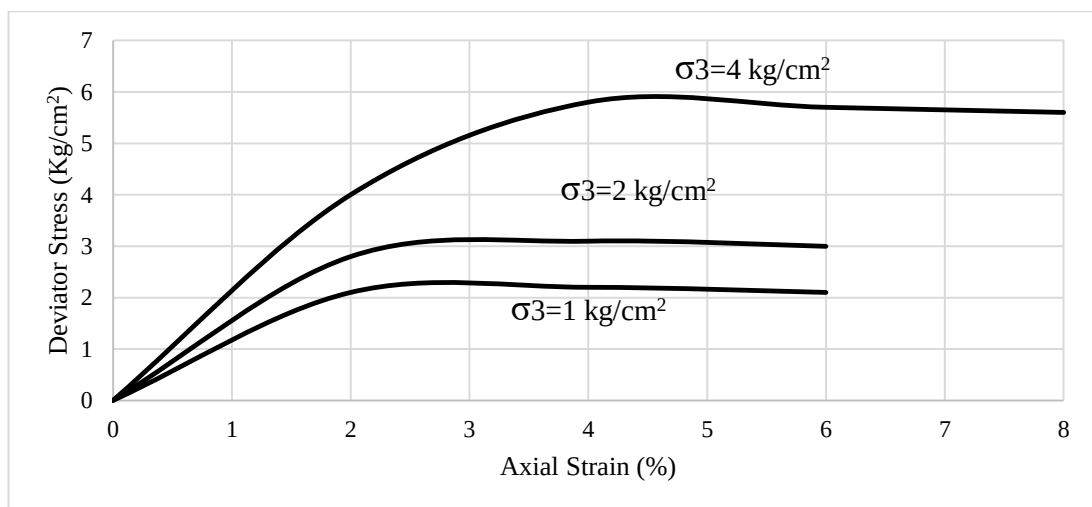
اولین شواهد از خشکی زاینده‌رود در کتاب حمزه اصفهانی آمده و در آن از قحطی و خشکسالی بزرگی در سال ۳۲۳ هجری قمری در اصفهان خبر داده است. او در همان کتاب از کم‌آبی اصفهان در دوران مأمون عباسی سخن به میان آورده است. بر اساس منابع تاریخی در عصر صفوی خشکسالی در طول تابستان به طور مداوم اتفاق می‌افتاد و آنقدر این ماجرا تکرار می‌شد که حاکمان اصفهان طرحی را برای انتقال آب کارون به اصفهان در نظر گرفتند. گفته می‌شود زمانی که افغان‌ها به ایران حمله کردند، اصفهان پایتخت صفویه، با قحطی روبه‌رو شد و روزگار آن‌قدر بر مردم سخت شد که به خوردن پوست درختان و ... رو آوردند. ظاهراً این قحطی علاوه بر هجوم قوم بیگانه علت دیگری هم داشته و مردم اصفهان تا پیش از این، هفت سال بدون برف را پشت‌سر گذاشته بودند که باعث بروز خشکسالی و خشک شدن زاینده‌رود شده بود. اما در عصر قاجار خشکسالی که برای چند سال در دوران سلطنت ناصرالدین شاه سراسر ایران را فرا گرفت باعث شد زنده رود نیز خشک شود و مردم این شهر در سختی و قحطی به سر ببرند. در آن زمان ظل‌السلطان فرزند ناصرالدین‌شاه حاکم اصفهان بود و به گفته برخی منابع تاریخی در شهر هزاران نفر کشته شدند و خشکی زاینده‌رود باعث شد مردم به سختی با حفر چاه از دل زمین آب را بیرون بکشند.

رسوبات ریزدانه زیرین که روابط فازی آن در جدول ۳-۴ آورده شده است، منشأ مشترکی با رسوبات ریزدانه بالایی دارد.

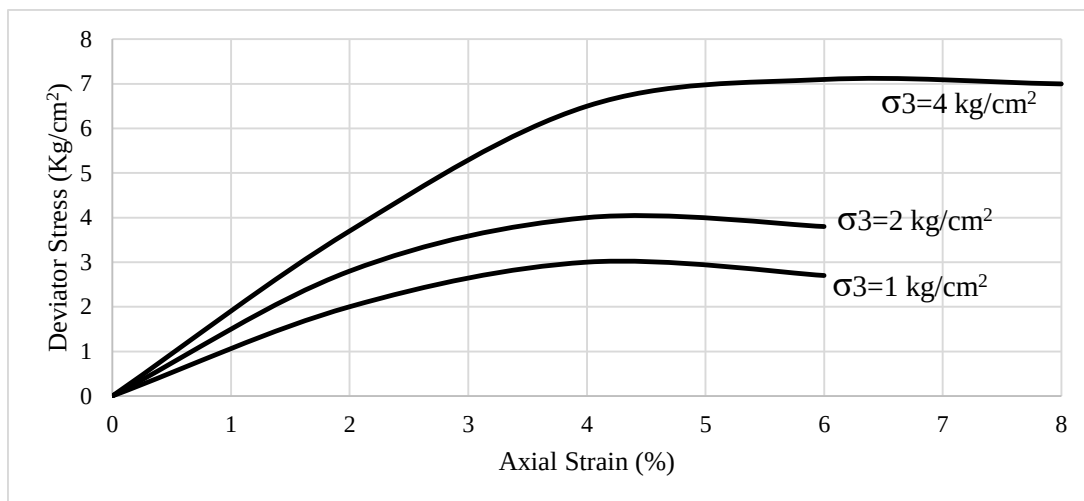
جدول ۳-۴. روابط فازی خاک‌های ریزدانه زیرین محدوده مورد مطالعه

روابط فازی	واحد	بازه مقادیر
آب محتوا	%	۲۰/۸ - ۲۳/۲
وزن حجمی طبیعی	gr/cm ³	۲/۱۳ - ۱/۹۵
وزن حجمی خشک	gr/cm ³	۱/۶۷ - ۱/۶۵
نسبت پوکی	-	۰/۶۴ - ۰/۵۸
تخلخل	%	۴۸/۵ - ۳۶/۷

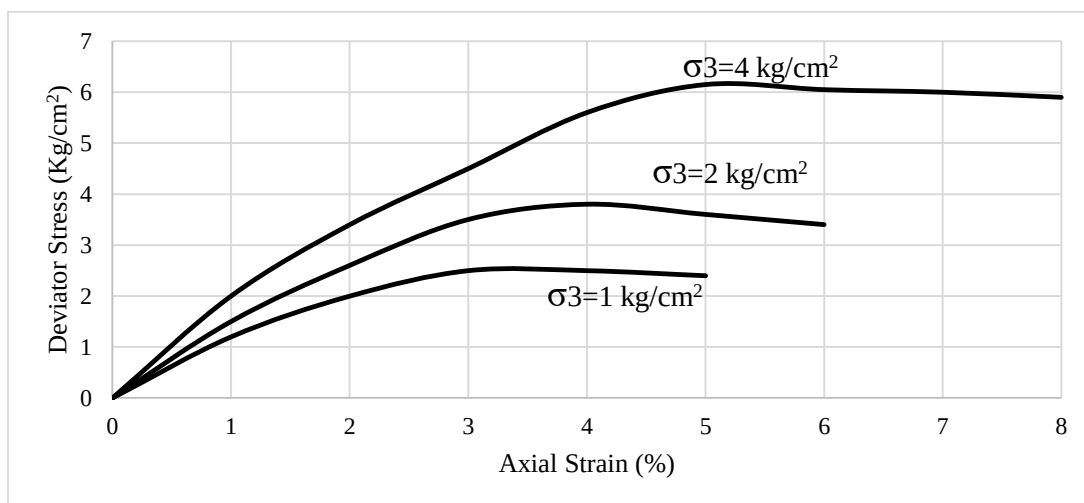
نکته قابل توجه در مورد تراکم پذیری خاک‌های ریزدانه محدوده، فشار پیش‌تحکیمی آن است که بر پایه مطالعات گذشته شرکت مشاور زمین فناوری‌ان، در عمق‌های نزدیک به سطح زمین در برخی نقاط شهر، بیش از فشار روباره (Overburden pressure) بوده، در عمق‌های زیاد، عادی تحکیم یافته است. این پدیده را می‌توان به عامل پیش‌تحکیمی رسوبات ریزدانه برخی نقاط شهر که به نظر می‌رسد کشش مؤئینه‌ای در اثر خشک شدن (Desiccation) باشد، نسبت داد. در مناطق گرم و بیابانی، فشار پیش‌تحکیمی بیش از ۴/۸ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع، در اثر کشش مؤئینه‌ای ناشی از خشک شدن رسوبات مشاهده گردیده است. در این صورت، فشار پیش‌تحکیمی اغلب با افزایش عمق کاهش می‌یابد. ضمن آن که تغییرات میزان تغییر فشار پیش‌تحکیمی چنین خاک‌هایی با عمق قابل پیش‌بینی نمی‌باشد. شکل‌های ۴-۵ الی ۴-۸ نمودارهای تنش - کرنش مربوط به ایستگاه‌های دروازه دولت، سی و سه پل، چهارراه نظر و میدان آزادی را نشان می‌دهد. منحنی‌های نشان داده در شکل‌های ۴-۷ و ۴-۱۰، مربوط به نمونه‌های حاصل از لایه‌های ریزدانه زیرین و رویی می‌باشد که با آزمون سه محوره به دست آمده است. هر سه نمونه در حالت تحکیم و بدون زهکشی، آزموده شده‌اند. همچنین در شرایط زهکشی، میزان چسبندگی (کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع) و زاویه اصطکاک داخلی (درجه) برای تنش مؤثر به ترتیب برابر ۰/۳۵ و ۲۴/۳ برای لایه ریزدانه بالایی به دست آمده است. این میزان برای لایه ریزدانه زیرین به ترتیب برابر ۰/۲ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع و ۲۴ درجه می‌باشد.



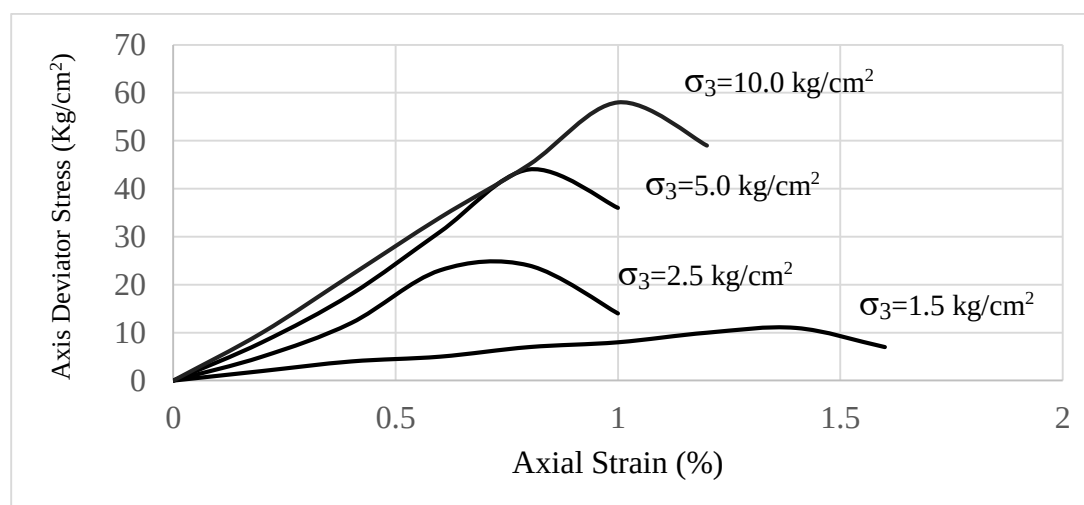
شکل ۴-۷. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده میدان دروازه دولت



شکل ۴-۸. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده سی و سه پل



شکل ۴-۹. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده چهار راه نظر



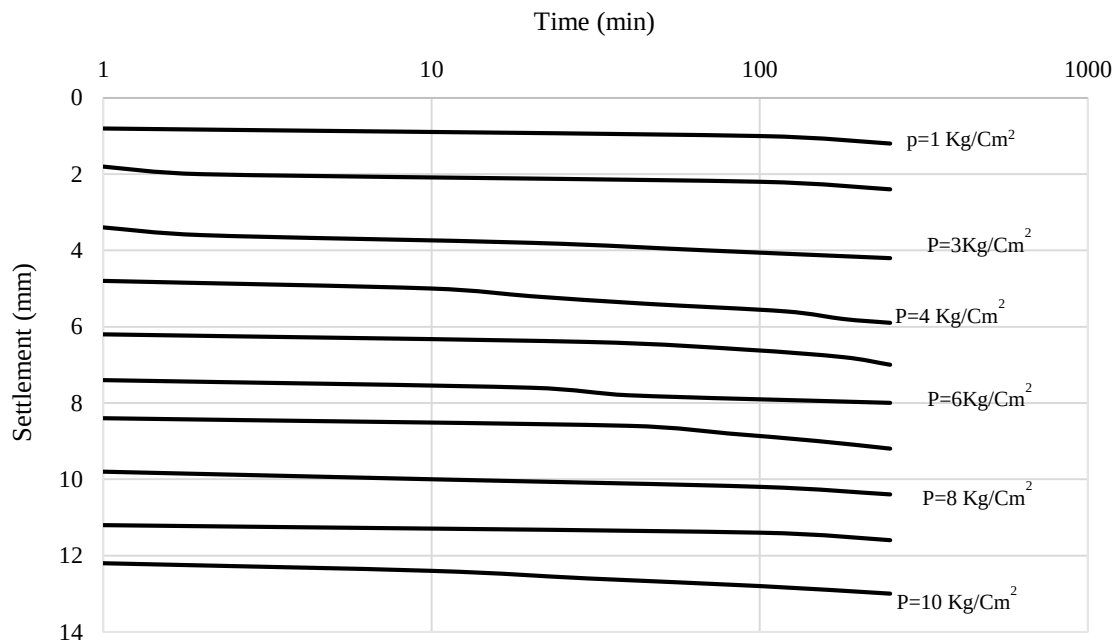
شکل ۴-۱۰. منحنی تنش - کرنش نمونه ریزدانه در محدوده میدان آزادی

بر پایه اطلاعات موجود از آزمایش‌های انجام شده، در برخی مناطق شهر (مانند جنوب سی و سه پل)، روند عمومی تغییر نسبت پوکی و تخلخل رسوبات ریزدانه روئین با عمق به گونه‌ای است که (بر خلاف انتظار) با زیاد شدن عمق، نه تنها از میزان نسبت پوکی و تخلخل خاک کاسته نمی‌گردد، بلکه تا حدودی بر مقدار عوامل مزبور افزوده می‌شود. افزایش غیره عادی نسبت پوکی و تخلخل خاک در عمق را می‌توان به بالا بودن حالت خمیری خاک در برخی مقاطع نسبت داد. در جدول ۴-۴ حد خمیری و حد روانی مهمترین نمونه‌ها که نماینده محدوده وسیعی از شهر می‌باشند، نشان داده شده است.

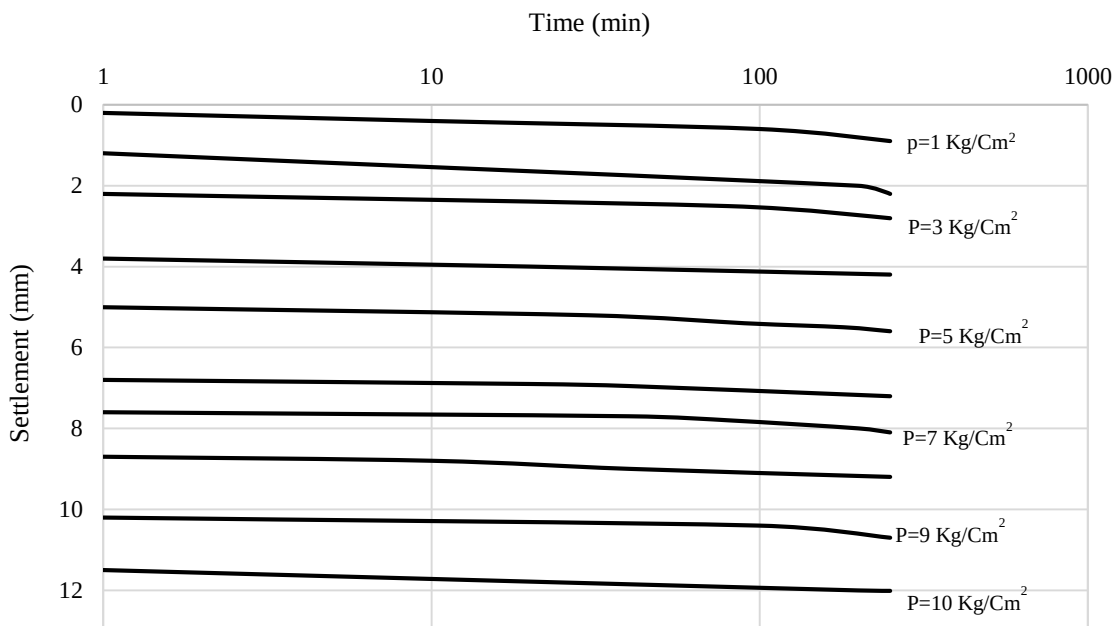
جدول ۴-۴. خلاصه نتایج تحکیم شاخص‌های استحکام شهر

No.	عمق (m)	حد روانی (%) LL	شاخص خمیری PL (%)	نشان رده‌بندی (BSCS)	زاویه اصطکاک داخلی (درجه)	چسبندگی (Kg/cm ²)
۱	۳	۳۰/۸۶	۱۱/۰۱	CLS	۲۲	۰/۱
۲	۶/۵	۲۸	۹	CL	۲۳	۰/۲۱
۳	۳	۴۵/۰۷	۲۷/۰۳	CL	۲۶	۰/۳
۴	۹	۳۴/۲	۱۲/۷	CL	۲۵	۰/۵
۵	۳۸	۳۸	۱۸	CL	۳۰	۰/۵
۶	۳۳	۴۹	۲۸	CL	۹	۰/۵
۷	۳۲	۳۶	۱۷	CL	۹	۰/۴
۸	۲۰	۴۱	۲۱	CL	۸	۰/۷
۹	۱۰	۴۴	۲۱	CLS	۱۳	۱/۱
۱۰	۶	۴۵	۲۲	CL	۹	۰/۵
۱۱	۷	۴۳	۲۱	CL	۱۵	۰/۹

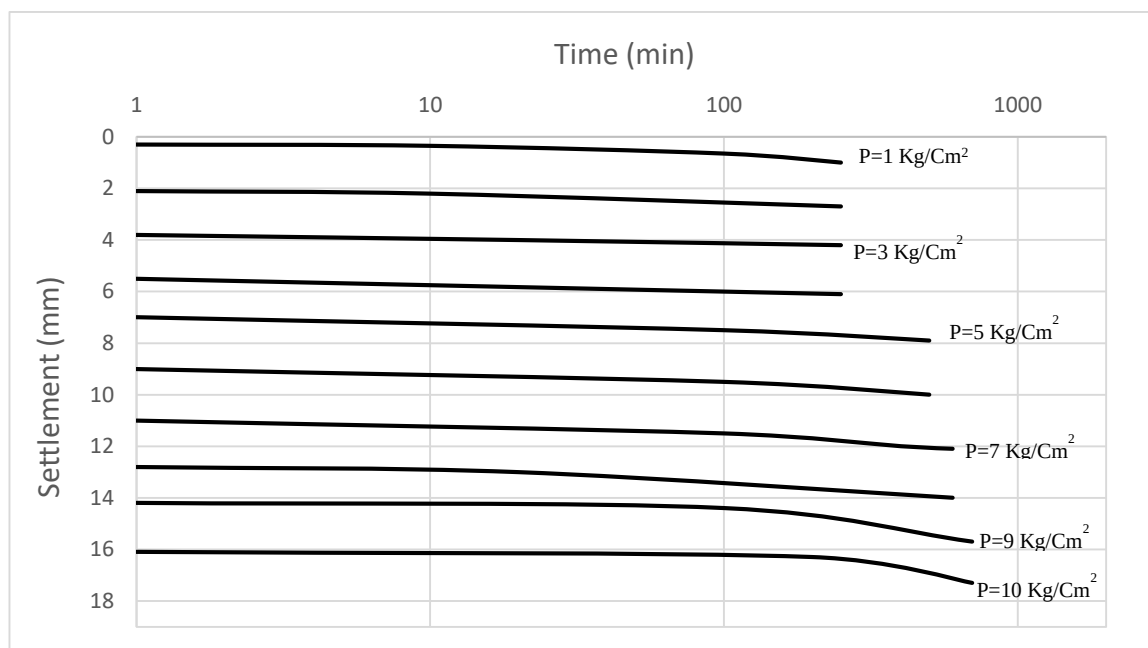
با وجود پیش‌تحکیمی لایه ریزدانه بالایی و درشت‌دانه میانی و قرار گرفتن آنها اغلب در بخش غیر اشباع، به نظر می‌رسد دگرشکلی‌های خاک در اثر بارگذاری و باربرداری، عمدتاً ناشی از دگرریختی (Distortion) باشد. برای تعیین عوامل دگرشکل‌پذیری خاک در محدوده از نتایج آزمایش‌های بارگذاری صفحه‌ای استفاده گردید که مهمترین منحنی‌های آنها در شکل ۴-۱۱ تا ۴-۱۳ آورده شده است.



شکل ۴-۱۱. نمودار بارگذاری برای محدوده جنوب رودخانه (چهارباغ بالا)



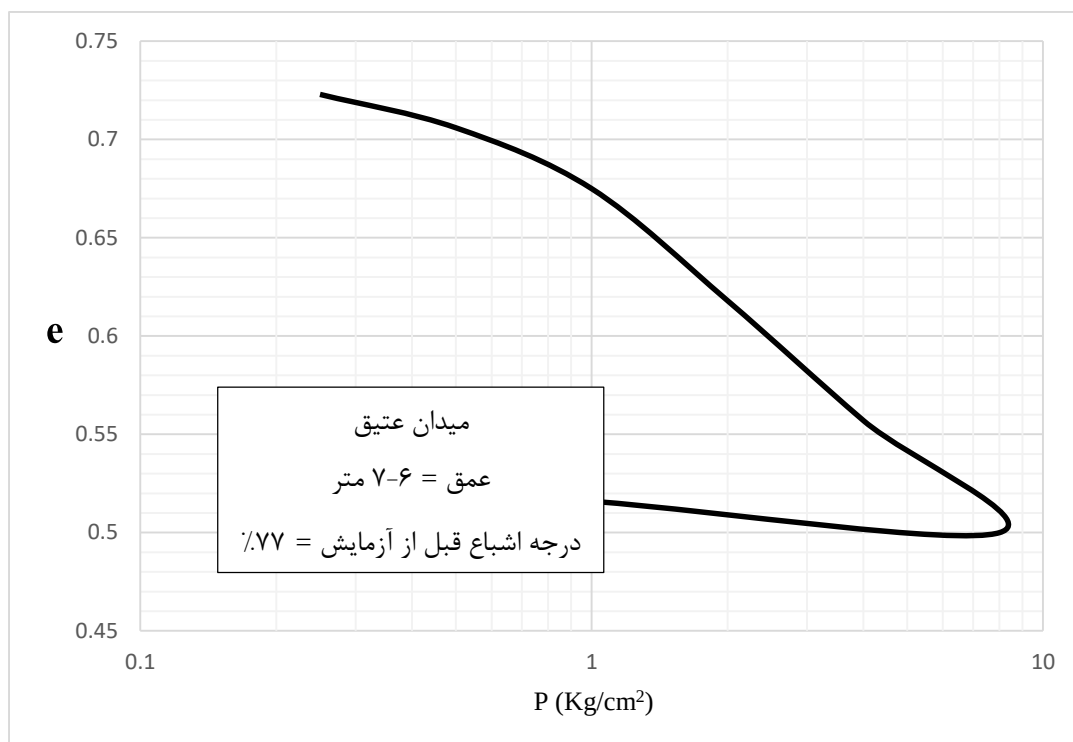
شکل ۴-۱۲. نمودار بارگذاری برای محدوده شمال رودخانه (چهارباغ پایین)



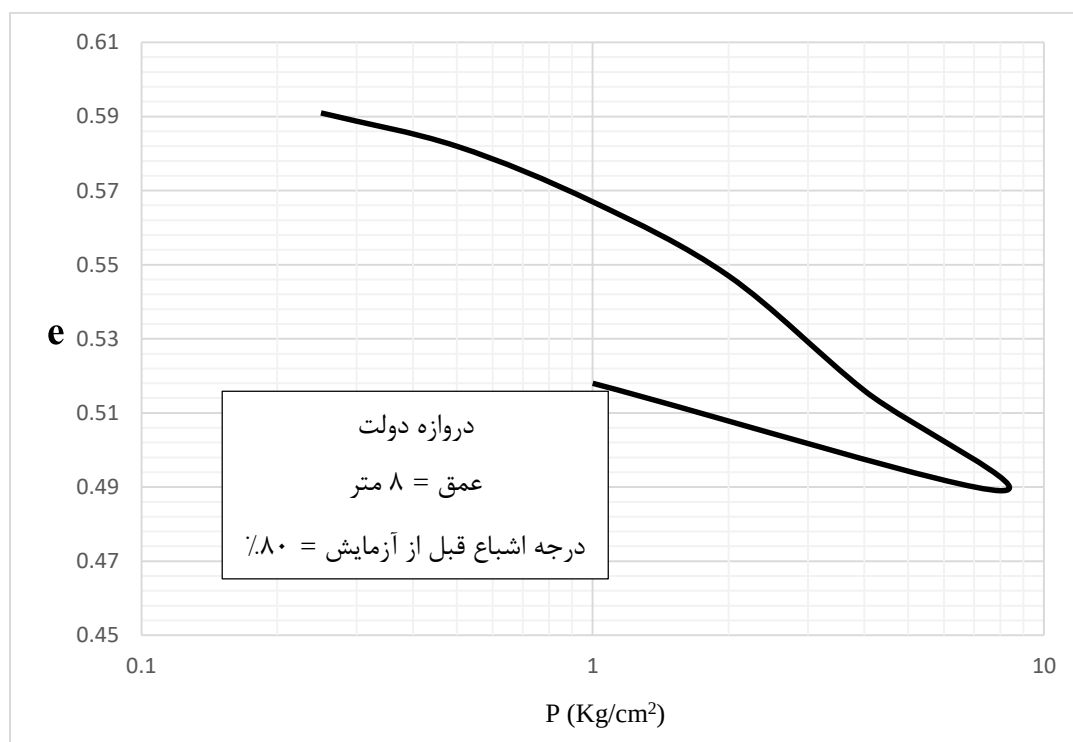
شکل ۴-۱۳. نمودار بارگذاری برای محدوده چهارباغ پایین (پل وحید)

در شکل‌های ۴-۱۱ الی ۴-۱۳، منحنی‌های نشست در برابر زمان برای فشارهای مختلف که از آزمایش بارگذاری صفحه‌ای به دست آمده است، نشان داده شده است. چنانچه در شکل‌ها نشان داده شده است، فشارها از ۱ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع آغاز و در فشار ۱۰ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع آزمایش متوقف گردیده و تغییرات نشست برای هر فشار طی ۴ ساعت (۲۴۰ دقیقه) اندازه‌گیری شده است. با توجه به نتایج آزمایش بارگذاری صفحه‌ای، مدول دگرشکلی کل (E_t) در بازه ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع قرار دارد. بر پایه آزمون‌های یاد شده، میزان مدول دگرشکلی خاک به طور کلی با زیاد شدن عمق افزایش می‌یابد. به طوری که افزایش مدول دگرشکلی خاک با عمق معمولاً از یک روند لگاریتمی تبعیت می‌نماید.

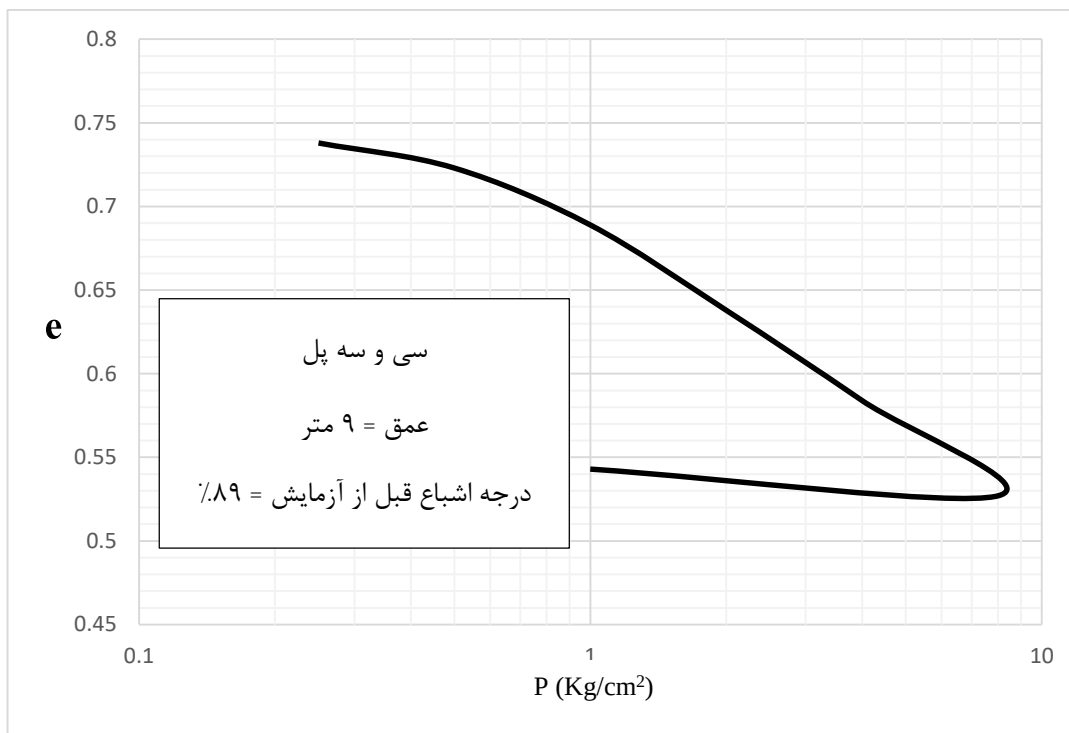
در انتها به منظور دستیابی به مقدار مشخص از نشست در ازای افزایش فشار (افزایش تنش مؤثر)، نمودار تغییرات نسبت پوکی (e) در برابر فشار (P) ترسیم گردید. (شکل‌های ۴-۱۴ الی ۴-۱۷)



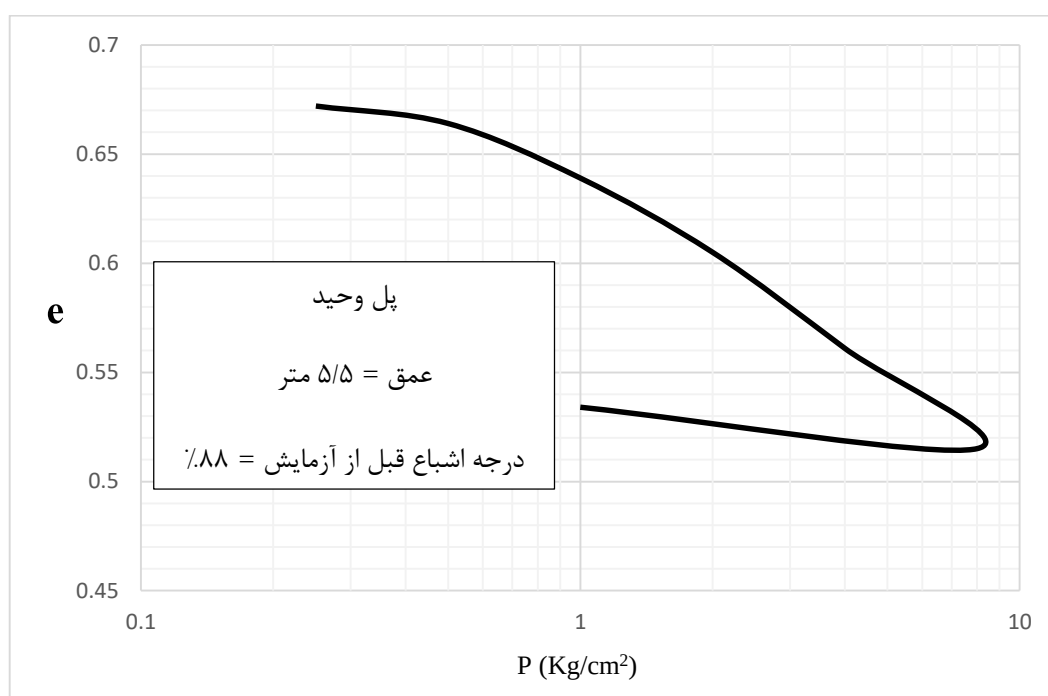
شکل ۴-۱۴. تغییرات نسبت پوکی به فشار در میدان عتیق



شکل ۴-۱۵. تغییرات نسبت پوکی به فشار در دروازه دولت



شکل ۴-۱۶. تغییرات نسبت پوکی به فشار در سی و سه پل



شکل ۴-۱۷. تغییرات نسبت پوکی به فشار در پل وحید

با توجه به منحنی‌های نشان داده شده در شکل‌های ۴-۱۴ الی ۴-۱۷، بیشترین میزان کاهش نسبت پوکی (e) به ترتیب مربوط نمونه‌های میدان عتیق و سی و سه پل بوده است. میزان تغییرات ارتفاع و ضریب پوکی در جدول ۴-۵ ارائه شده است.

جدول ۴-۵ نتایج آزمایش تحکیم

فشار Kg/cm ²	میدان عتیق عمق = (۶-۷)		دروازه دولت عمق = ۸ متر		سی و سه پل عمق = ۹ متر		پل وحید عمق = ۵/۵ متر	
	تغییرات ارتفاع (cm)	نسبت پوکی	تغییرات ارتفاع (cm)	نسبت پوکی	تغییرات ارتفاع (cm)	نسبت پوکی	تغییرات ارتفاع (cm)	نسبت پوکی
۰/۰۰	۰/۰۰۰	۰/۷۴۳	۰/۰۰۰	۰/۶۰۹	۰/۰۰۰	۰/۷۶۶	۰/۰۰۰	۰/۶۸۶
۰/۲۵	۰/۰۲۹	۰/۷۲۳	۰/۰۳۰	۰/۵۹۱	۰/۰۴۱	۰/۷۳۸	۰/۰۲۲	۰/۶۷۲
۰/۵	۰/۰۵۴	۰/۷۰۶	۰/۰۴۴	۰/۵۸۲	۰/۰۶۲	۰/۷۲۳	۰/۰۳۴	۰/۶۶۴
۱/۰۰	۰/۱۰۰	۰/۶۷۵	۰/۰۶۶	۰/۵۶۷	۰/۱۱۱	۰/۶۸۹	۰/۰۷۰	۰/۶۳۹
۲/۰۰	۰/۱۸۲	۰/۶۱۸	۰/۰۹۸	۰/۵۴۷	۰/۱۸۵	۰/۶۳۸	۰/۱۲۲	۰/۶۰۵
۴/۰۰	۰/۲۷۲	۰/۵۵۷	۰/۱۴۸	۰/۵۱۶	۰/۲۶۳	۰/۵۸۴	۰/۱۸۸	۰/۵۶۱
۸/۰۰	۰/۳۵۴	۰/۵۰۰	۰/۱۹۱	۰/۴۸۹	۰/۳۴۴	۰/۵۲۷	۰/۲۵۸	۰/۵۱۵
۱/۰۰	۰/۳۳۰	۰/۵۱۶	۰/۱۴۴	۰/۵۱۸	۰/۳۲۲	۰/۵۴۳	۰/۲۲۹	۰/۵۳۴

همانگونه که در جدول ۴-۵ مشخص است، بیشترین میزان تغییر ارتفاع در فشار ۸ kg/cm² مربوط به نمونه‌ی میدان عتیق با مقدار ۰/۳۵۴ سانتی‌متر و سپس نمونه‌ی سی و سه پل با تغییر ارتفاع ۰/۳۴۴ سانتی‌متر می‌باشد.

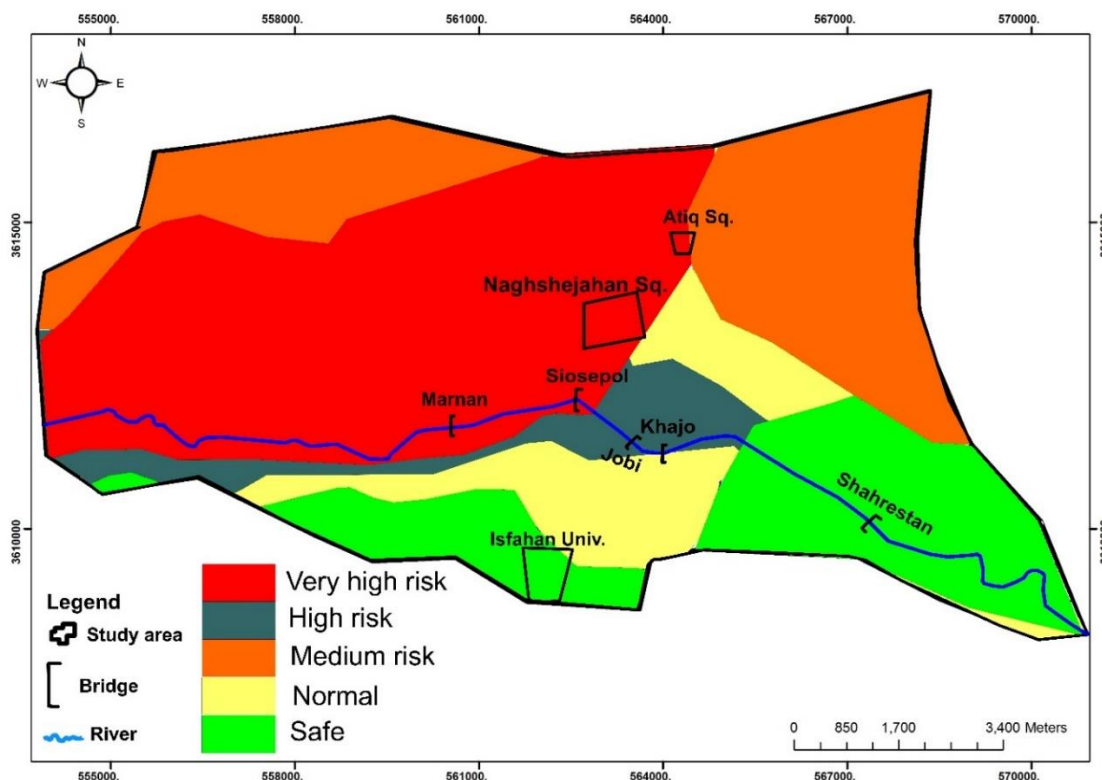
چنانچه در صفحات قبلی بیان شد، لایه ریزدانه بالایی از پیش تحکیمی مناسبی برخوردار است و بنابراین مدول دگرشکلی بالاتری نسبت به رسوبات ریزدانه زیرین دارد. زیرا رسوبات ریزدانه زیرین دارای تراکم

کمتر و نسبت پوکی بالاتری هستند. از اینرو انتظار می‌رود مقدار تغییر ارتفاع و نسبت پوکی موجود در جدول ۴-۵ برای لایه زیرین، بالاتر از این مقادیر در جدول فوق باشد. تغییرات ارتفاع و نسبت پوکی به دست آمده در جدول ۴-۵، بیانگر احتمال نشست برای هر متر از رس بالایی در بازه‌ای بین ۷/۵ تا ۱۴ سانتی‌متر، بسته به میزان نسبت پوکی (پیش‌تحکیمی) خواهد بود. بر اساس محاسبات انجام شده مقدار نشست برای رس بالایی که پیش‌تحکیمی مناسبی از خود نشان می‌دهد، به طور میانگین برابر ۱۱/۲۹ سانتی‌متر به ازای هر ۱ متر رس در فشار ۸ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع می‌باشد. این مقدار نشست برای لایه‌ی رسی زیرین و عدسی‌های رسی، همانگونه که بیان شد، در مقایسه با رس‌های بالایی بیشتر خواهد بود. باید توجه داشت که خطر زیادی در مورد نشست برای لایه‌ی رسی بالایی وجود ندارد، زیرا این لایه غالباً از سطح ایستابی بالاتر بوده و در نتیجه تغییرات سطح ایستابی، بر تنش مؤثر آن نقشی ندارد و یا به بیان دیگر تنش کل و تنش مؤثر آن بسیار نزدیک یکدیگر می‌باشند. اما در مورد عدسی‌های رسی و لایه‌ی رسی زیرین تغییرات سطح ایستابی نقش بسزایی در تغییرات تنش مؤثر دارد و انتظار نشست با تغییرات سطح ایستابی در این لایه‌ها بسیار بالاست.

۴-۵- پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی

به منظور پهنه‌بندی فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی، وضعیت لایه‌ها از لحاظ اندازه دانه، خواص فیزیکی و مخصوصاً خواص تراکم‌پذیری مورد بررسی قرار گرفته است. بنابراین با کمک این اطلاعات که در بخش ۴-۲، ۴-۳ و ۴-۴ آورده شده است، نقشه پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی برای شهر اصفهان ترسیم گردیده است (شکل ۴-۱۸). در این نقشه، محدوده خطر به ۵ دسته اصلی تقسیم شده است که شامل مناطق با ریسک بسیار بالا تا مناطق امن و بدون خطر فرونشست می‌باشند. مبنای تقسیم این نواحی، وجود ضخامت رس، میزان تراکم‌پذیری لایه‌ها و گسترش لنزهای رسی می‌باشد. طبق شکل ۴-۱۸، پرخطرترین محدوده از قسمت غربی نقشه تا حوالی سی و سه پل و همچنین تا بخش‌های زیادی از شمال شهر گسترش دارد. این محدوده دارای ضخامت زیاد لایه‌ی رس زیرین و

همچنین عدسی‌های رسی وسیع می‌باشند که به صورت میان لایه در رسوبات درشت‌دانه میانی جای گرفته‌اند.



شکل ۴-۱۸. نقشه پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی

با توجه به این که قسمت جنوبی نقشه و همچنین شرق آن (حوالی پل شهرستان) ضخامت لایه‌های رسی و چسبنده ناچیز و در کل ضخامت آبرفت کم‌تر از بقیه محدوده شهر است، احتمال فرونشست برای آن‌ها بسیار ناچیز خواهد بود. علاوه بر این که سنگ بستر در این نواحی گاه‌گاه بالاتر از سطح ایستایی است و جنس سنگ بستر از نوع شیلی است که در رده لایه‌های پلاستیکی قرار گرفته و در نتیجه احتمال فرونشست در اثر تحکیم و یا ریزش، برای آن‌ها بسیار ناچیز است.

در قسمت‌های اطراف پل خواجو و پل جوبی، در امتداد ۲۰۰ متر شمال رودخانه و ۱۰۰ متری جنوب آن، عدسی‌های رسی تقریباً ضخیمی گسترش دارند که با توجه به داده‌های حاصل از آزمون تحکیم و سازه‌های سنگین موجود در این منطقه (پل خواجو) احتمال تراکم لایه‌ها وجود دارد. اما باید توجه

داشت که لایه ریزدانه زیرین در این محدوده از نوع رس خالص نبوده و دارای دانه‌بندی بهتری نسبت به قسمت غربی شهر می‌باشد. از اینرو نسبت به قسمت‌های غربی در معرض خطر کمتری هستند. در دو ضلع شمال شرق و شمال غرب که ضخامت آبرفت، بیشتر از نقاط دیگر دشت می‌باشد، خطر تحکیم و فرونشست زمین را می‌توان متوسط در نظر گرفت. زیرا علاوه بر وجود لایه ریزدانه زیرین ضخیم، در این محدوده لایه درشت‌دانه میانی نیز ضخامت بالایی را داراست و ارتفاع ضخامت اشباع در این دو قسمت، منجر به کاهش تنش مؤثر خواهد شد. آثار مهمی که در محدوده‌ی پر خطر قرار گرفته شامل پل‌های مارنان و سی و سه پل و همچنین بناهای موجود در خیابان چهارباغ پایین و چهارباغ عباسی نظیر مدرسه چهارباغ، هتل عباسی، میدان عتیق، میدان نقش جهان و کاخ چهلستون می‌باشند.

۴-۶- معرفی روشی جدید برای برآورد مقادیر هدایت هیدرولیکی با استفاده از لاگ‌های حفاری

تعیین هدایت هیدرولیکی برای اهداف مختلفی همچون علوم آبشناسی، مهندسی، خاک و صنعت از اهمیت خاصی برخوردار است (Costa 2006). اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی به روش‌های مختلفی انجام می‌گیرد که شامل آزمون پمپاژ، آزمون اسلاگ، روش‌های ژئوفیزیکی و آزمایشگاهی و دیگر روش‌ها می‌باشند. برخی از این روش‌ها دشواری و هزینه‌ی زیادی را شامل می‌شوند و از اینرو این گونه اندازه‌گیری‌ها جهت تخمین هدایت هیدرولیکی محدود به مناطق خاصی می‌شوند (Khalil and Santos 2009). هدایت هیدرولیکی مواد تحکیم‌نیافته به توزیع دانه‌های این مواد وابسته است (Bengochea 1978). تخمین صحیحی از هدایت هیدرولیکی با استفاده از روش‌های صحرایی به دلیل عدم اطلاعات دقیق از هندسه آبخوان و مرزهای آبی، با محدودیت‌هایی همراه است (Uma et al. 1989). از طرفی هزینه تجهیز چاه نیز مشکل دیگری در برداشت‌های صحرایی است (Bengochea 1978). آزمون‌های آزمایشگاهی نیز از طرفی به علت دست‌خوردگی و آشفستگی نمونه‌ها نتایج قابل قبولی را ارائه نمی‌دهند و از اینرو اخیراً تحقیقات بیشتری بر روی روش‌های تجربی صورت

گرفته است. بنابراین، تعیین خصوصیات هیدرولیکی بر اساس توزیع اندازه‌ی ذرات که به سادگی قابل محاسبه است، می‌تواند از اهمیت بالایی برخوردار باشد (Cirpka 2003). در دهه‌های اخیر آزمایش‌های دقیقی جهت تخمین هدایت هیدرولیکی بر اساس اندازه‌ی ذرات انجام شده است (Pinder and Celia 2006). تعداد زیادی معادله بر اساس روابط فاکتورهای مختلف منحنی دانه‌بندی با هدایت هیدرولیکی ارائه شده است که استفاده از این روابط بستگی به نوع خاک‌هایی دارد که هدایت هیدرولیکی در آن تخمین زده شده است و تعداد کمی از این معادله‌ها برآورد دقیقی از هدایت هیدرولیکی را ارائه می‌دهند که دلیل آن عدم حضور تمامی عوامل تأثیرگذار خاک در معادله می‌باشد (Odong 2007). خواص مکانیک خاک از جمله تحکیم، شکل منافذ و دانه‌ها، انحناء، سطح ویژه و تخلخل، از منطقه‌ای به منطقه‌ی دیگر متغیر است و این بدیهی است که معادلات تجربی برای استفاده در مناطق جدید نیاز به بازبینی دارند تا نتیجه‌ای مقبول‌تر ارائه شود (Daniel 1995).

در جهان معادلات تجربی مختلفی برای تخمین هدایت هیدرولیکی به کار برده می‌شود که چند مورد از مهمترین آنها در این تحقیق مورد قیاس قرار گرفته است و به طور مختصر در زیر ارائه می‌شوند:

معادله Hazen: در سال ۱۸۹۳ هازن معادله‌ی زیر را برای تخمین K ارائه نموده است:

$$K = G_H \times d_{10}^2 \quad \text{معادله (۴-۱)}$$

که در این معادله K هدایت هیدرولیکی، G_H ثابت تجربی است و d_{10} اندازه دانه‌ای است که ۱۰٪ مواد از این اندازه کوچکتر هستند و بر حسب میلی‌متر می‌باشد. این معادله برای طراحی صافی‌های شنی توسعه پیدا کرده است اما در اصل بیشتر برای نفوذپذیری خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد.

معادله Gustafson: گوستافسون یک روش را برای تعیین هدایت هیدرولیکی از آنالیز دانه‌بندی ارائه نمود که امروزه در سوئد بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. معادله مذکور حاصل از تعداد زیادی آنالیز دانه‌بندی نمونه و قیاس آن‌ها با نتایج حاصله از آزمون پمپاژ بوده است (Andersson *et al.* 1894):

$$K = E(Cu) \times (d_{10}/1000)^2 \quad \text{معادله (۲-۴)}$$

$$E(Cu) = 10.2 \times 10^6 \times (E^3/1 + E) \times (1/g(Cu))^2$$

$$E = 0.8 \times 1/2 \ln(Cu) - 1/(Cu^2 - 1)$$

$$g(Cu) = 1.3 / \log_{10} Cu \times (Cu^2 - 1) / Cu^{1.8}$$

$$Cu = d_{60} / d_{10}$$

معادله USBR: فرمول کمیته اصلاح (USBR) با استفاده از d_{20} هدایت هیدرولیکی را محاسبه می‌کند و به تخلخل بستگی ندارد، بنابراین تابع تخلخل واحدی می‌باشد. این فرمول بیشتر برای ماسه‌های متوسط دانه با ضریب یکنواختی کمتر از ۵ مناسب است (Cheng and Chen 2007):

$$K = 0.0036 \times d_{20}^{2.3} \quad \text{معادله (۳-۴)}$$

معادله Seelheim: شلهایم هدایت هیدرولیکی رسوبات را تابعی از خصوصیات آن‌ها می‌داند و اظهار نموده است که نفوذپذیری مستقل از نوع سیال و تنها تابع خواص خاک (مجدور شعاع خلل و فرج) است. معادله شلهایم به صورت زیر بیان می‌شود:

$$K = 0.0357 \times d_{50}^2 \quad \text{معادله (۴-۴)}$$

در محدوده‌ی شهر اصفهان ۳۱ نمونه با پراکندگی مناسب انتخاب و آزمایش الک بر روی آنها انجام گرفت. سپس نمودار توزیع دانه‌بندی برای آنها ترسیم شد. با تفکیک پارامترهای دانه‌بندی همچون C_C

d_{10} , d_{20} , d_{30} , d_{50} , d_{60} , C_u و به دست آوردن هدایت هیدرولیکی از طریق روابط تجربی بیان شده

در بالا، هدایت هیدرولیک‌های زیر (جدول ۴-۶) به دست آمد.

جدول ۴-۶. هدایت هیدرولیکی‌های به دست آمده از روش‌های موجود بر حسب متر بر روز

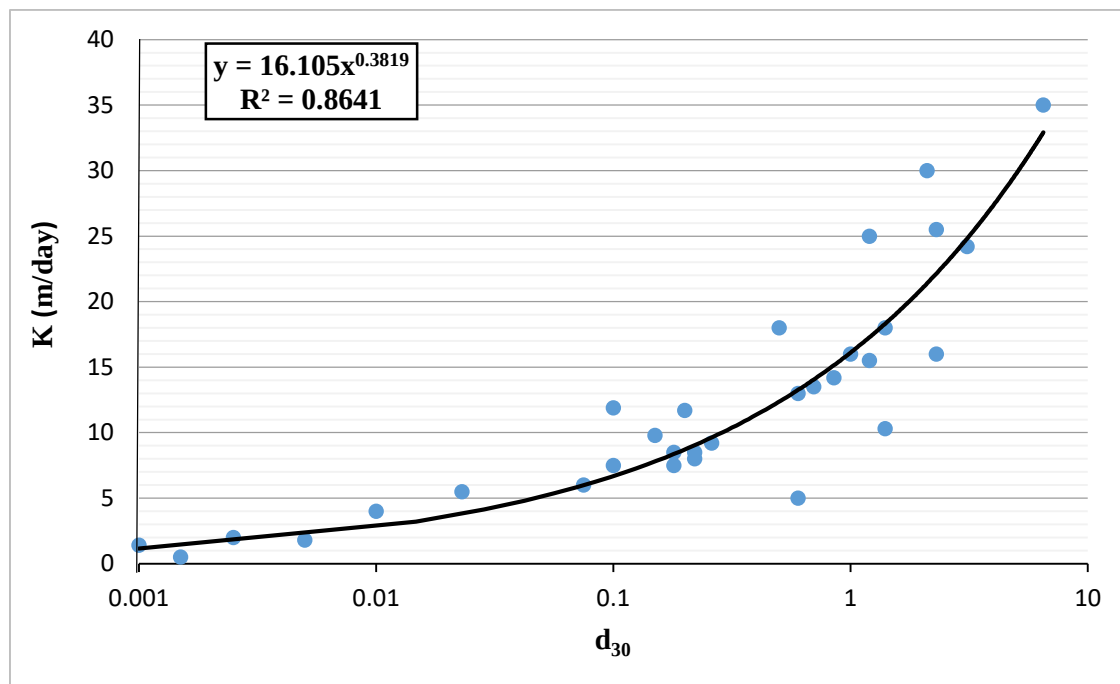
No	Kp	Kh	Ku	Ks	Kg
1	35	62.5	12.6	30.8	67.2
2	7.5	8.1	9.8	11.1	12
3	7.5	10	15.9	6.1	4
4	6	10	7.8	44.5	5.4
5	13.5	25	4.8	4.4	6.9
6	8.5	0.1	1.5	19.7	17.8
7	13	90	6	37.8	12
8	8	6.4	4.8	30.8	8
9	14.2	6.3	7.7	27.8	19.2
10	9.2	4.2	5.6	7	0.4
11	11.9	0.2	7.4	95	0.1
12	10.3	5.7	19.2	77.1	11.6
13	9.8	0.2	0.4	0.002	0.03
14	11.7	11.7	6.7	29.2	3.1
15	2	3.1	0.01	4.6	1.1
16	18	13.4	6.5	19.7	16
17	8.5	17.1	5.9	12.4	10.6
18	25.5	31.2	42.8	9.32	27.8

جدول ۴-۶. ادامه

No	Kp	Kh	Ku	Ks	Kg
19	1.8	3.9	0.9	5.2	1.2
20	0.5	1.1	0.8	4.5	0.5
21	1.4	3.5	0.6	4.5	0.8
22	15.5	27.1	8.2	29.1	20.3
23	16	28	8.4	21.3	16.4
24	24.2	33.8	51.2	8.5	21.6
25	30	38.9	71.2	33.8	36.7
26	16	4.1	15.2	6.8	24.1
27	18	8.6	12.7	15.4	12.1
28	25	41.9	13.5	16.7	18
29	5	2.1	16.5	12.1	8.3
30	4	3.8	15.2	3.4	3.9
31	5.5	12.4	3.1	19.2	18.7
Average error %		82	72	170	42

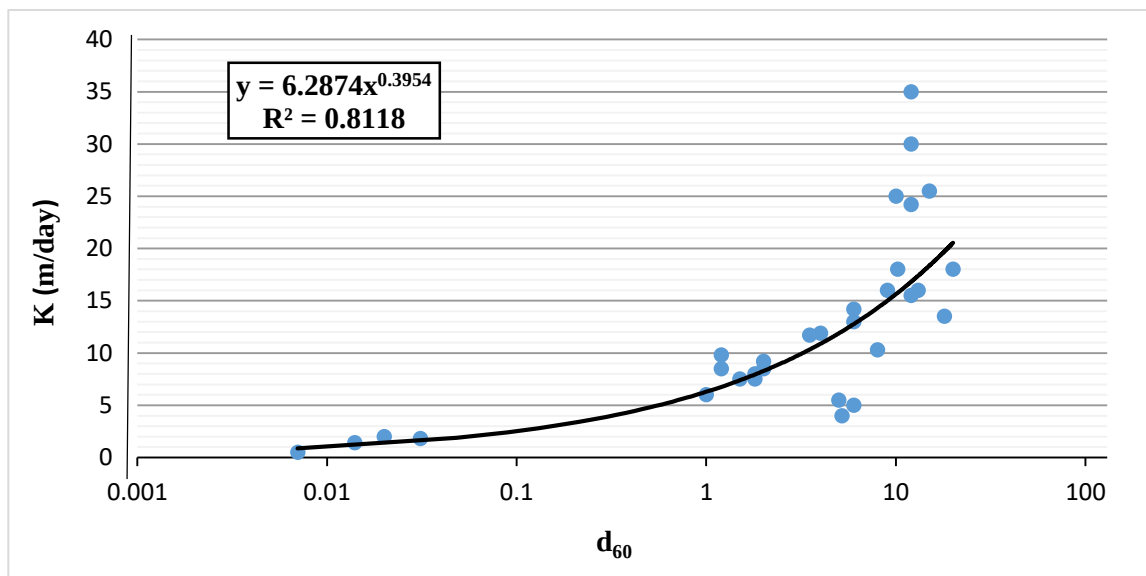
در جدول بالا K_p ، هدایت هیدرولیکی حاصل از آزمون پمپاژ و نفوذسنج، K_h حاصل معادله‌ی هیزن (Hazen)، K_u از معادله تجربی USBR، K_s از سلهیم (Seelheim) و K_g هدایت هیدرولیکی محاسبه شده از معادله‌ی گوستافستون (Gustafston) می‌باشد. همانگونه که از جدول ۴-۶ مشخص است و در انتهای جدول فوق، درصد میانگین خطای هر روش نسبت به هدایت هیدرولیکی حاصل از آزمون پمپاژ و نفوذسنج، که به عنوان معیار در نظر گرفته شده است، به دست آمده است. از میزان درصد خطاها اینگونه برمی‌آید که روش گوستافستون (Gustafston) با توجه به خطای نزدیک ۴۲٪ از مابقی روش‌ها

دقت بهتری دارد اما جهت استحصال نتایج بهتر، منحنی هدایت هیدرولیکی در مقابل هریک از پارامترهای دانه‌بندی خاک، ترسیم گردید که بهترین نتیجه را معادله خط d_{30} در مقابل هدایت هیدرولیکی با رگرسیون حدود $0/86$ نشان داد و بعد از آن d_{60} با رگرسیون حدود $0/81$ که در شکل ۴-۱۹ آورده شده‌اند.



شکل ۴-۱۹ منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل d_{30}

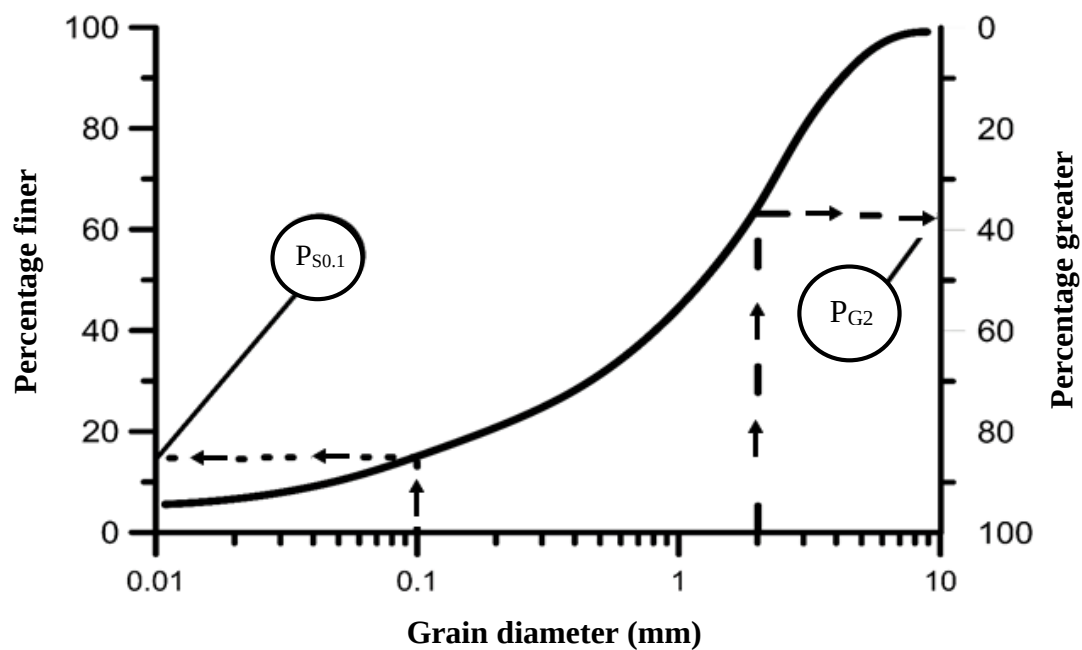
با ترسیم d_{30} و d_{60} در مقابل هدایت هیدرولیکی، با وجود پیروی هر سه منحنی از یکدیگر، نتیجه قطعی و واقعی در برخی مواقع از این نمودار حاصل نمی‌شود زیرا برای یک مقدار مشخص از d_{30} و d_{60} دو هدایت هیدرولیکی با مقدار بسیار متفاوت وجود خواهد داشت. بنابراین هر یک از این پارامترهای دانه‌بندی به تنهایی نمی‌تواند پارامتر مناسبی برای تعیین هدایت هیدرولیکی باشد. از اینرو فاکتورهای دیگری همچون ضریب انحنا (C_c) و ضریب یکنواختی (C_u) مد نظر قرار گرفت و این دو پارامتر نیز در مقابل هدایت هیدرولیکی ترسیم گردید ولی هیچ‌یک از روند خاصی پیروی نکردند.



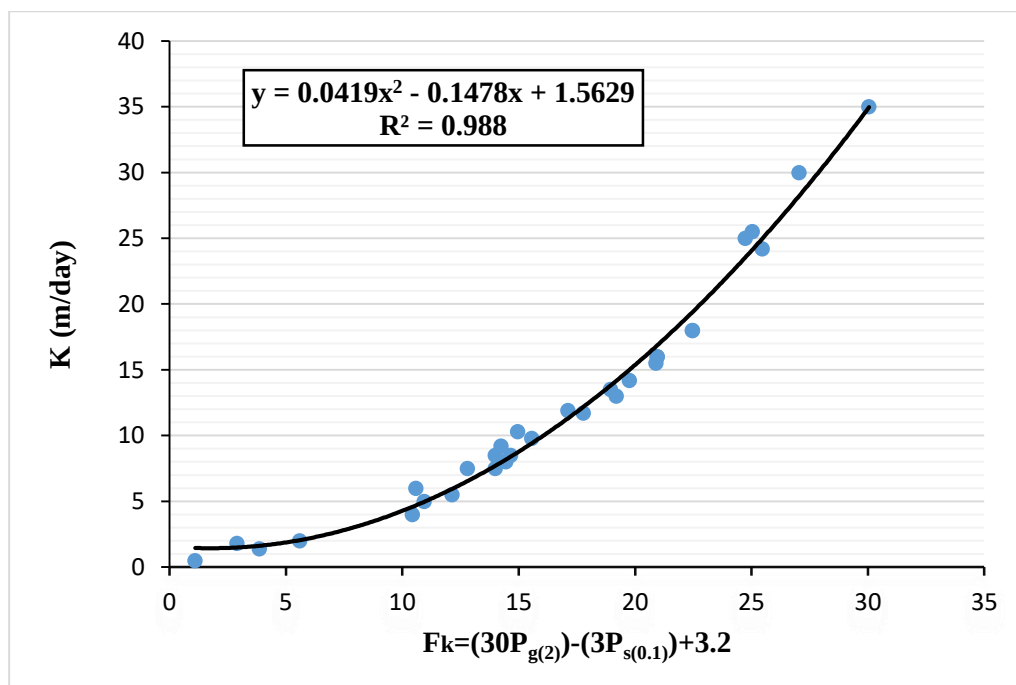
شکل ۴-۲۰ منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل d_{60}

با توجه به خطای نسبتاً زیاد روش‌های بیان شده در بالا، P_{G2} (Percentage greater than 2mm) و $P_{S0.1}$ (Percentage smaller than 0.1mm) تعریف گردید و در شکل ۴-۲۱ که نمونه‌ای از منحنی دانه‌بندی می‌باشد این دو پارامتر نشان داده شده است (شکل ۴-۲۱).

همانگونه که در شکل ۴-۲۱ نمایان است، درصدی از دانه‌ها که از 0.1 میلی‌متر کوچکترند با نماد $P_{S0.1}$ و درصدی را که از 2 میلی‌متر بزرگترند با P_{G2} مشخص شده است. فرض بر این که پارامترهای جدید رابطه‌ی نزدیکی با هدایت هیدرولیکی دارند، هریک از آنها در مقابل هدایت هیدرولیکی ترسیم گردید. همچنین نسبت‌های گوناگون بین این اجزاء بررسی و بهترین نتیجه در نمودار شکل ۴-۲۲، حاصل شد.



شکل ۴-۲۱ منحنی دانه‌بندی و اجزای P_{G2} و $P_{S0.1}$



شکل ۴-۲۲ منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل تابع F_K

از آنجا که تعداد زیادی نمونه با هدایت هیدرولیکی‌های متفاوت مورد بررسی قرار گرفته است و همبستگی بسیار مناسبی نیز بین تابع F_k و K حاصل شده است، انتظار می‌رود این روش بتواند نیازهای مهندسان را برای به دست آوردن هدایت هیدرولیکی از منحنی دانه‌بندی با دقت مناسبی برآورد کند. معادله‌ی نهایی در زیر نشان داده شده است.

$$K = 0.0419 (F_k)^2 - 0.1478 (F_k) + 1.5629 \quad \text{معادله (۴-۵)}$$

$$F_K = (\%P_{G2 \times 30}) - (\%P_{S0.1 \times 3}) + 3.2$$

لازم به ذکر است در صورت محاسبه تابع F_K می‌توان به صورت ترسیمی نیز از منحنی حاصله استفاده نمود و مقدار هدایت هیدرولیکی را به دست آورد. برای این منظور لازم است بعد از رسم منحنی دانه‌بندی خاک، درصد ذرات بزرگتر از ۲ میلی‌متر و همچنین درصد دانه‌های کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر را از آن استخراج نمود. سپس با جاگذاری درصد ذرات بزرگتر از ۲ میلی‌متر به جای P_{G2} و درصد ذرات کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر به جای $S_{0.1}$ ، در معادله F_K ، مقدار F_K را به دست آورد. در نتیجه با به دست آوردن مقدار K متناظر با F_K محاسبه شده از روی منحنی، مقدار هدایت هیدرولیکی آن نمونه به دست خواهد آمد.

۴-۶-۱- صحت‌سنجی روش جدید برآورد مقادیر هدایت هیدرولیکی

همواره با ارائه راهکار و یا روشی جدید، لازم است که این روش مورد آزمون و صحت‌سنجی قرار گیرد. برای این منظور چندین نمونه‌ی آبرفت از نقاط دیگر دنیا که مقدار هدایت هیدرولیکی مشخص با آزمون دانه‌بندی دارند انتخاب و سپس به کمک معادله‌ی جدید هدایت هیدرولیکی برای آن‌ها دوباره محاسبه و با مقدار واقعی آن‌ها قیاس گردید. در جدول ۴-۷ مقدار خطای روش مذکور برای هر یک از نمونه‌های مورد بررسی آورده شده است (جدول ۴-۷).

جدول ۷-۴ صحت‌سنجی روش جدید

No	K_p (m/day)	K_{fk} (m/day)	Error%
1	15	13.6	9.3
2	25	27.2	8.8
3	1.9	2.1	10.5
4	30	27.9	7
5	4.1	3.7	9.7
6	14	12.7	9.2
7	37	35.4	4.3
8	9.84	9.01	8.4
9	116.6	110.5	5.2

در جدول ۷-۴ K_p ، هدایت هیدرولیکی محاسبه شده از طریق آزمون پمپاژ و روش‌های آزمایشگاهی است و K_{fk} هدایت هیدرولیکی به دست آمده از معادله جدید می‌باشد. Error میزان خطای روش جدید نسبت به هدایت هیدرولیکی به دست آمده از طریق آزمون پمپاژ که به عنوان مبنا در نظر گرفته شده است، می‌باشد.

همانگونه که در جدول ۷-۴ نشان داده شده است، میزان خطای روش جدید برای تخمین هدایت هیدرولیکی با توجه به صرف وقت و هزینه ناچیز نسبت به روش‌های معمول محاسبه هدایت هیدرولیکی از جمله روش‌های آزمایشگاهی و آزمون پمپاژ، قابل قبول و کاربردی خواهد بود. به این ترتیب که حداکثر میزان خطا حدود ۱۰٪ و میانگین آن ۸٪ می‌باشد. در بخش‌های بعدی از معادله‌ی ارائه شده در این بخش، برای برآورد هدایت هیدرولیکی آبرفت‌های شهر اصفهان و پهنه‌بندی قابلیت انتقال و هدایت هیدرولیکی آن‌ها استفاده شده است.

فصل پنجم: بررسی‌های هیدروژئولوژیکی شهر اصفهان

با افزایش جمعیت بشری، نیازهای آن نیز روز به روز افزایش می‌یابد و می‌توان گفت تأمین این نیازها، مستقیم و غیرمستقیم به آب بستگی دارد. از اینرو تأمین منابع آبی در سراسر دنیا مشکلات بسیاری به وجود می‌آورد. جالب است که مشکلات به وجود آمده برای تأمین رفاه بشری، با ایجاد تنش‌های آبی، بیشترین اثر سوء خود را بر زندگی بشر و محیط زیست می‌گذارد. بنابراین بررسی و مدیریت درست منابع آبی می‌تواند گامی برای جلوگیری از آسیب‌های احتمالی باشد. رودخانه زاینده‌رود در شهر اصفهان یکی از مثال‌های بارز دخالت انسان در طبیعت و ایجاد اختلال در آن می‌باشد. به گونه‌ای که سوء مدیریت و انتقال و برداشت نامتعادل از این رودخانه، باعث خشکی آن شده است و در ادامه همین آثار به وجود آمده می‌توان به کاهش سطح ایستابی آبخوان اصفهان و نیز خطراتی همچون فرونشست به ویژه در محدوده بناهای تاریخی، اشاره نمود. در این فصل این تأثیرات مورد بررسی قرار گرفته است تا بتوان ارتباط جریان آب زاینده‌رود و اثر آن بر آبخوان و مشکلات احتمالی را بررسی نمود.

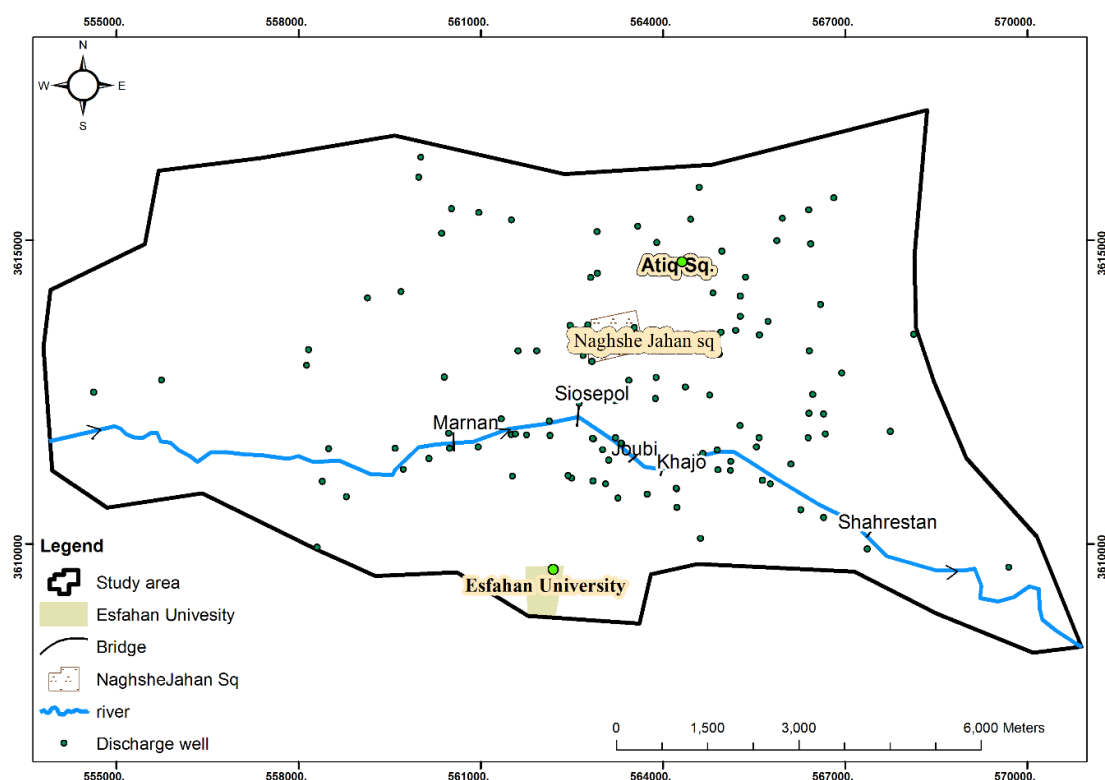
۵-۱- شرایط هیدروژئولوژیکی شهر

محدوده مطالعاتی انتخاب شده در شهر اصفهان دارای یک آبخوان سطحی از نوع آزاد می‌باشد. این آبخوان با جاری بودن آب در رودخانه زاینده‌رود و خشکی آن تغییرات بارزی را در سطح ایستابی نشان می‌دهد. از اینرو واضح است که این دو منبع آبی یعنی رودخانه و آبخوان، ارتباط هیدرولیکی خوبی با یکدیگر دارند. کیفیت آب در آبخوان سطحی نیز متأثر از تغذیه آبخوان توسط رودخانه است و در مجموع به علت نبودن سازندهای تأثیرگذار بر کیفیت آب زیرزمینی، می‌توان بیان داشت آبخوان آزاد در محدوده

از کیفیت مطلوبی برخوردار است به گونه‌ای که چندین حلقه چاه برای مصارف شرب توسط سازمان آب و فاضلاب شهری در این محدوده در حال بهره‌برداری است.

شیب آبخوان از جنوب به سمت شمال و همچنین شرق به غرب می‌باشد. وجود گسلی در قسمت شرق محدوده منجر به بیرون‌زدگی سازندهای شیل و ماسه‌سنگی (ژوراسیک) در حوالی پل شهرستان شده است و به همین علت در قسمت شرق ضخامت آبخوان به صفر نیز می‌رسد.

عمده چاه‌های بهره‌برداری در این منطقه مربوط به شهرداری و برای مصارف فضای سبز می‌باشد. با این وجود تعداد دقیق چاه‌های موجود و حجم آب برداشتی مشخص نیست. در شکل ۵-۱ محل چاه‌های برداشتی آورده شده است. در این میان چاه‌های بدون پروانه بهره‌برداری نیز بسیار زیاد می‌باشد که مکان و آماری از آنها در دسترس نبوده و در این صورت نمی‌توان بیلان مناسبی از آبخوان شهر را تعیین نمود.

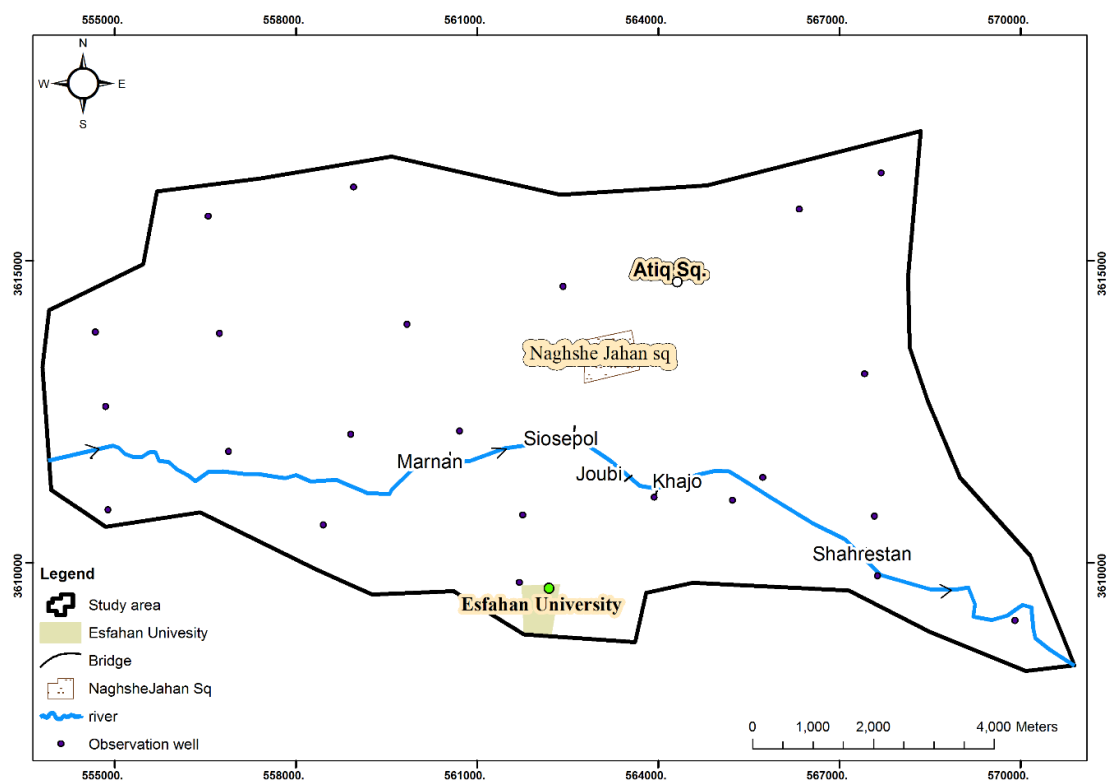


شکل ۵-۱. موقعیت چاه‌های بهره‌برداری

۵-۲- نقشه هم‌پتانسیل آبخوان شهر اصفهان در رژیم‌های مختلف آبدهی رودخانه

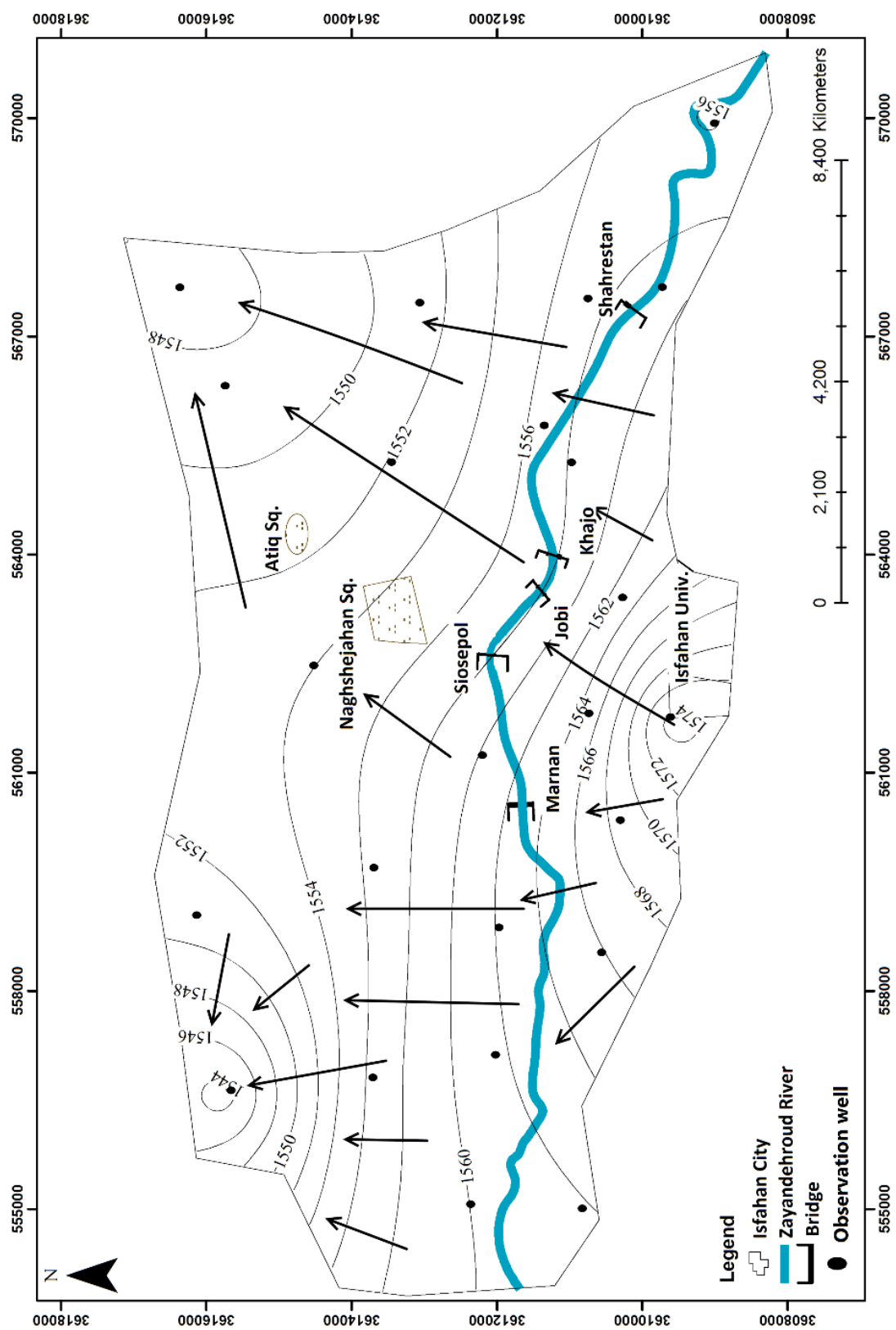
بررسی کمی منابع آب زیرزمینی و تغییرات آن طی گذر زمان یکی از مهم‌ترین جنبه‌های مطالعه‌ی آب‌های زیرزمینی در تمام دشت‌ها است که امکان مدیریت صحیح، جهت بهره‌برداری پایدار و حفظ منابع حیاتی را فراهم می‌آورد. این بررسی‌ها معمولاً از طریق نقشه‌ها و نمودارهایی که به این منظور تهیه می‌شوند، صورت می‌پذیرد و از آن جمله می‌توان به نقشه‌های هم‌پتانسیل آب زیرزمینی، که شرایط بار هیدرولیکی آبخوان را در قالب خطوط هم‌ارزش بیان می‌کنند، اشاره نمود. نقشه‌های هم‌پتانسیل سطح ایستابی به منظور تعیین جهت عمومی جریان آب زیرزمینی، شیب هیدرولیکی، مناطق تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی و نیز وضعیت تبادل آب زیرزمینی با منابع آب سطحی و تشکیلات زمین‌شناسی پیرامون دشت، ترسیم می‌گردد. امکان تشخیص گسل‌ها و تغییرات تراوایی سفره‌ی آب زیرزمینی نیز از دیگر کاربردهای این گونه نقشه‌ها می‌باشد. این نقشه‌ها همچنین از لحاظ بررسی وضعیت تغییرات کمی آبخوان اهمیت زیادی دارند.

جهت تهیه نقشه هم‌پتانسیل آب زیرزمینی در محدوده مورد بررسی ۲۳ حلقه چاه با پراکندگی مناسب انتخاب و برای ۱۰ ماه سطح ایستابی در آن‌ها اندازه‌گیری شد (شکل ۵-۲). طی این ۱۰ ماه دوره آماربرداری، ۹ ماه رودخانه خشک بوده است و در آخرین ماه یعنی آذر ماه سال ۱۳۹۵ رودخانه به مدت ۲۲ روز دارای جریان آب بوده است. در برخی از نقاط در آخرین دوره‌ی آماربرداری در زمان خشکی رودخانه، سطح ایستابی از عمق چاه بیشتر و بنابراین برای آن دوره داده‌های چاه‌های مذکور که حوالی سی و سه پل بوده است در نظر گرفته نشده است. به علت نبود اطلاعات کافی از سطح ایستابی شهر در گذشته، تنها می‌توان از اطلاعات حاصل از این ۱۰ ماه داده‌برداری استفاده نمود.



شکل ۵-۲. موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای

پس از آماربرداری، داده‌های سطح ایستابی به صورت دستی به منظور دقت بالاتر ترسیم و سپس به کمک نرم‌افزار Arc GIS تصحیح و نقشه‌ی سطح ایستابی به صورت دیجیتال درآمد. حاصل عملیات فوق برای دو ماه از آماربرداری که از اهمیت خاصی برخوردار بوده است یعنی ابتدای آبان (بیشترین زمان خشکی رودخانه) و آذر (زمانی که آب در رودخانه جاری شده است) به صورت دو نقشه هم‌پتانسیل (شکل ۵-۳ و شکل ۵-۴) ارائه شده است.

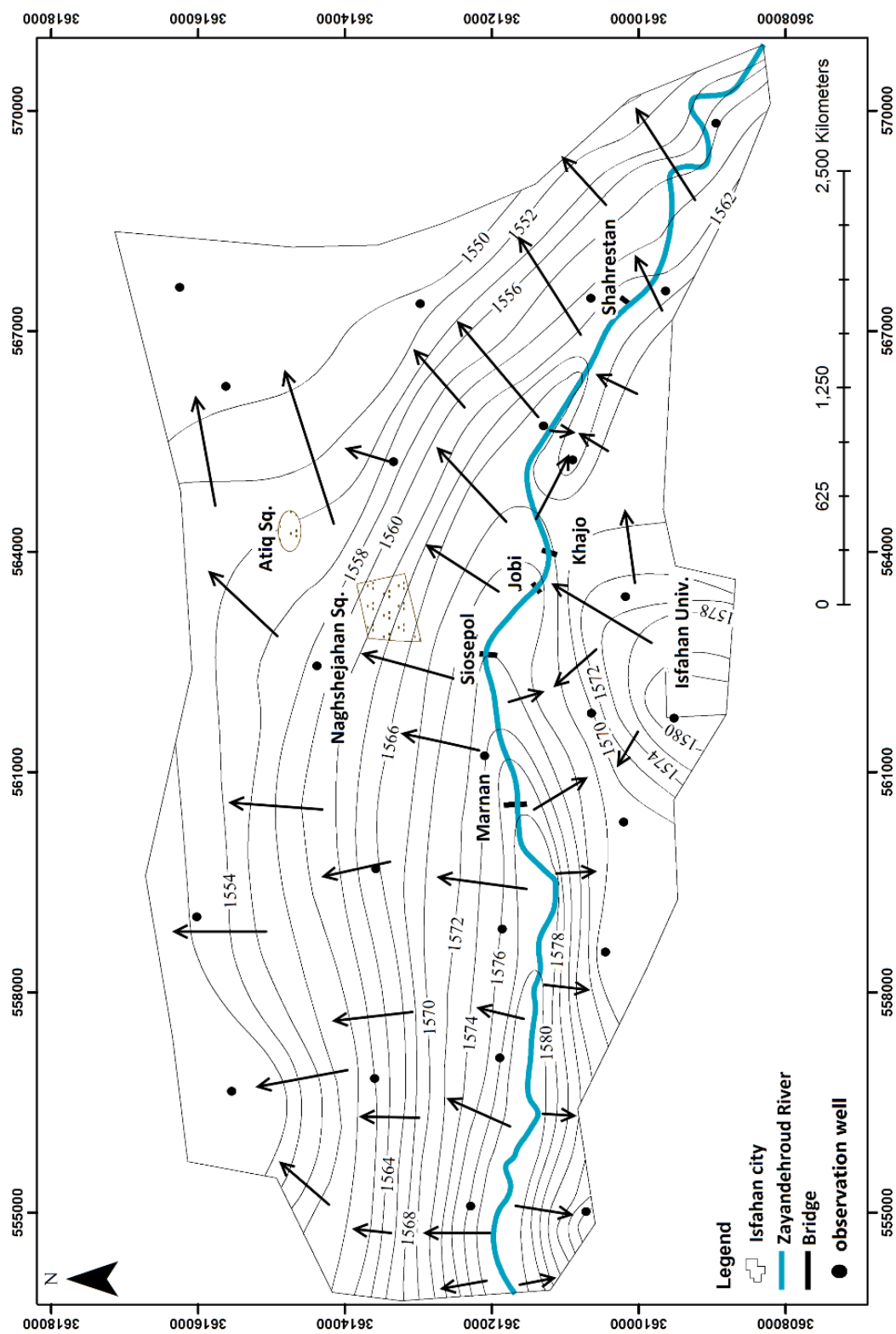


شکل ۵-۳. نقشه هم‌پتانسیل آب‌های زیرزمینی آبان ۱۳۹۵

همان گونه که در شکل ۵-۳ نشان داده شده است، زمانی که رودخانه برای مدتی خشک بوده است، جهت جریان آب زیرزمینی از جنوب به شمال و هم سو با شیب توپوگرافی سطحی (شیب جنوب به شمال) است. در این وضعیت محدوده تغذیه مربوط به جنوب اصفهان و حوالی ارتفاعات کوه صفه است. با توجه به بستر شیلی (نفوذپذیری ناچیز) در قسمت جنوبی شهر و ضخامت کم آبرفت از یک سو و وجود فضای سبز و آبیاری زیاد در این محدوده از سوی دیگر، علت این جهت جریان و محل تغذیه را بیشتر می توان به آب برگشتی ربط داد. در اصل مبدأ اصلی این آب از چاه های اطراف رودخانه است که به قسمت جنوبی محدوده منتقل شده و برای مصارف گوناگون استفاده می شود.

در دو ضلع شمال غرب و شمال شرق دو محدوده دارای خطوط جریان همگرا هستند که بیانگر محدوده تخلیه می باشند. در ضلع شمال غرب برداشت آب به منظور مصارف بالای کشاورزی منجر به افت شدید سطح ایستابی شده است اما در قسمت شمال شرق افت سطح ایستابی بیشتر دلیل چینه شناسی دارد. به این دلیل که پایین افتادن سنگ بستر منجر به افزایش عمق سطح ایستابی شده است و عمق سنگ بستر تا حدود ۲۳۰ متر افزایش یافته و در نتیجه شیب زیادی در لایه ها ایجاد شده است. هرچند نمی توان عامل برداشت را در این محدوده نیز نادیده گرفت.

در شکل ۵-۴، نقشه هم پتانسیل به همراه خطوط جریان برای آذر ۱۳۹۵ یعنی زمانی که آب در رودخانه جاری شده است به نمایش در آمده است. با جاری شدن آب در زاینده رود و برقراری ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آبخوان، نقشه هم پتانسیل به کلی تغییر شکل داده است. ارتباط رودخانه و آبخوان در بخش های بعدی به طور دقیق تر مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۴-۵. نقشه هم‌پتانسیل آب‌های زیرزمینی آذر ۱۳۹۵

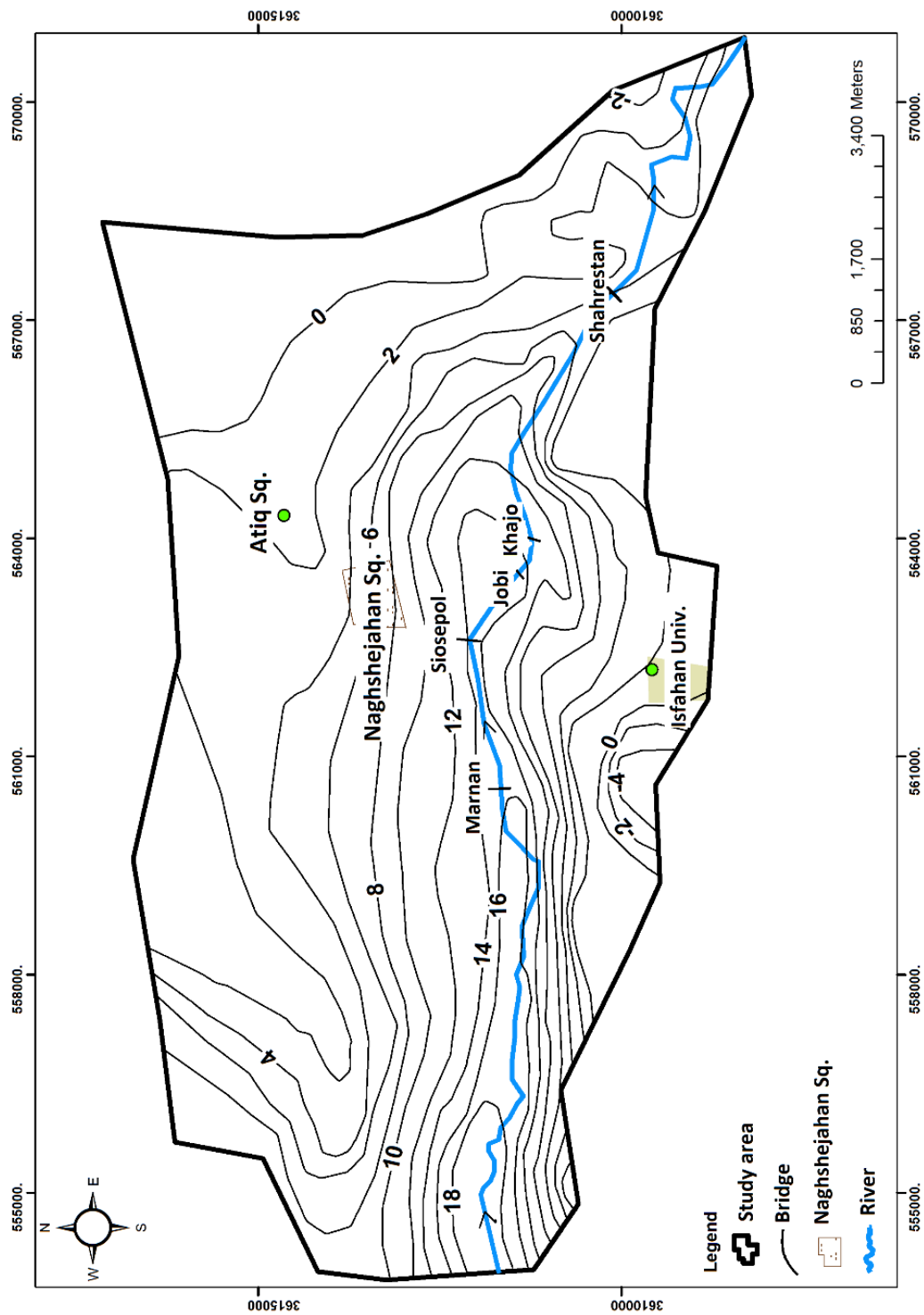
در شرایطی که آب در رودخانه جاری است تغذیه رودخانه منجر به کاهش عمق سطح ایستابی و یا به عبارتی دیگر منجر به بالا آمدن سطح ایستابی می‌شود. در این حالت شیب خطوط هم‌پتانسیل افزایش

یافته و جهت غالب جریان از رودخانه به دو سمت شمال و جنوب آن می‌باشد. این وضعیت در شرق نقشه و حوالی پل شهرستان استثناء بوده و تنها جریان جنوب به شمال وجود دارد. علت آن نیز بالازدگی سنگ بستر شیلی و ماسه‌سنگی ژوراسیک می‌باشد که در جنوب رودخانه کاملاً رخنون داشته و به سمت شمال شیب داشته و با فاصله‌ی کمی در شمال رودخانه این لایه به زیر آبرفت‌های رودخانه‌ای می‌رود. در شکل ۴-۵ که نقشه خطوط هم‌پتانسیل برای دوره آبدار رودخانه رسم شده است نیز نقاط تخلیه سفره‌ی آب زیرزمینی، شبیه شکل ۵-۳، یعنی زمانی است که رودخانه خشک می‌باشد. این نقاط مربوط به شمال غرب و همچنین شمال شرق شهر می‌باشند. از این رو رودخانه نقشی در نقاط تخلیه نداشته و تنها بر تغذیه آبخوان شهر اثر گذار می‌باشد.

۵-۲-۱- بررسی نوسانات سطح آب‌های زیرزمینی در رژیم‌های مختلف آبدهی رودخانه

بنابر نقشه‌های هم‌پتانسیل دو دوره خشک و آبدار رودخانه، مشخص گردید که سطح ایستابی دچار تغییرات شدیدی طی مدت اندکی شده است. از اینرو با تطابق دو نقشه مذکور و به دست آوردن اختلاف سطح ایستابی از آن‌ها، نقشه‌ی نوسانات سطح ایستابی به دست آمد (شکل ۵-۵). با توجه به شکل ۵-۵، بیشترین میزان افت سطح آب زیرزمینی طی ۹ ماه، در غرب رودخانه و ورودی شهر اصفهان به میزان حدود ۱۸ الی ۲۰ متر می‌باشد. این افت سطح ایستابی در امتداد رودخانه (غرب به شرق) با شیب زیاد همچنان تا نزدیکی پل شهرستان ادامه دارد. در قسمت جنوب رودخانه، به دو علت، یکی شیب توپوگرافی زیاد و دیگری دانه درشت بودن رسوبات (رسوبات کوهپایه‌ای) و بنابراین حفر و برداشت بیشتر از آب‌های زیرزمینی در این قسمت، افت شدید سطح ایستابی و گرادیان بالای این افت قابل مشاهده می‌باشد. در قسمت تقریباً یک سوم شرق شهر (از حوالی پل خواجو به سمت شرق) اختلاف سطح آب زیرزمینی دو دوره‌ی خشک و آبدار رودخانه، مقدار قابل توجهی نیست. علت این افت کم را می‌توان مربوط به تغذیه آبخوان از پساب تصفیه‌خانه شهر اصفهان واقع در شرق محدوده و نزدیک پل شهرستان دانست که با

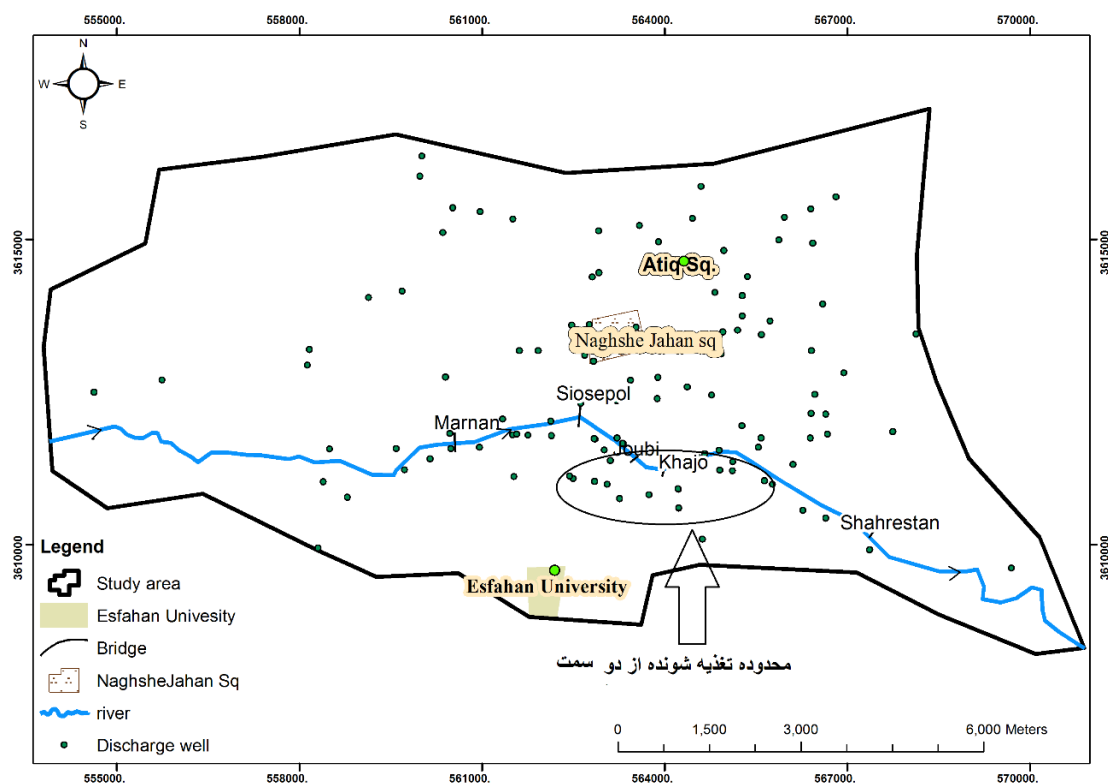
دبی حدود ۱ - ۱/۵ متر مکعب در ثانیه وارد بستر رودخانه زاینده‌رود می‌شود. علت مهم دیگر نیز عمق کم سنگ بستر در این محدود است.



شکل ۵-۵. نقشه اختلاف سطح ایستایی در رژیم مختلف آبی رودخانه

۵-۲-۲- بررسی اندرکنش آب‌های زیرزمینی و رودخانه‌ی زاینده‌رود در شهر اصفهان

با توجه به شکل‌های ۳-۵ و ۴-۵، هنگامی که آب در رودخانه جاری نیست، رودخانه و آبخوان تأثیری بر یکدیگر نمی‌گذارند. اما با جاری شدن آب در رودخانه به کلی شرایط تغییر می‌کند. در این حالت بجز محدوده‌ای در شرق رودخانه، آبخوان از رودخانه تغذیه می‌شود توأمان با اینکه قسمت جنوبی محدوده نیز اثر تغذیه‌کنندگی را داراست ولی به علت وجود چاه‌های برداشت شهرداری در امتداد جنوبی رودخانه تغذیه اجباری با توجه به شیب خلاف توپوگرافی با جریان آب زیرزمینی رخ می‌دهد. زیرا شیب توپوگرافی از جنوب به شمال می‌باشد در صورتی که رودخانه قسمت بالادست (جنوبی) خود را نیز تغذیه می‌کند. به بیان دیگر می‌توان این گونه بیان داشت که در قسمت‌هایی از جنوب رودخانه مخروط‌های افتی شکل گرفته است که خطوط جریان را به این قسمت‌ها منحرف نموده و نقاط تخلیه به حساب می‌آیند. در محدوده پل خواجه و پل شهرستان نیز این پدیده مشهود است که در شکل ۵-۶ محل چاه‌های برداشتی نشان داده شده است.

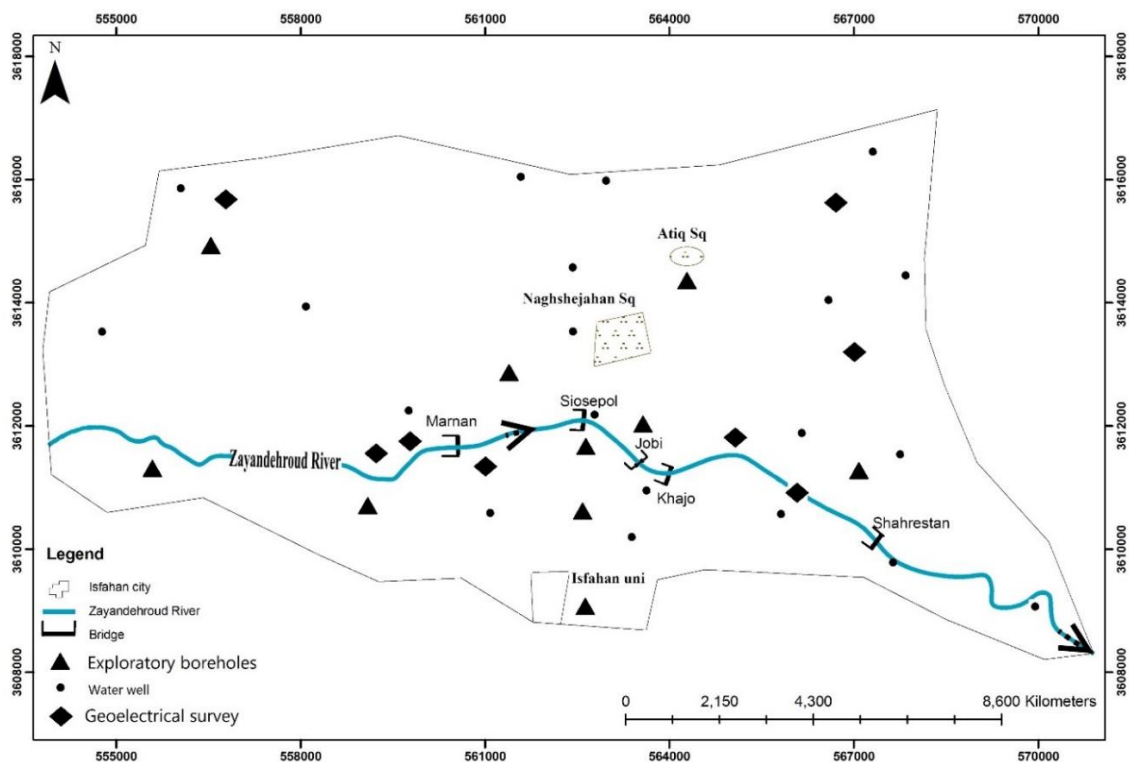


شکل ۵-۶. موقعیت چاه‌های شهرداری

از پل شهرستان به بعد رودخانه از سمت جنوب تغذیه و به شمال تخلیه می‌شود. علت این پدیده از این قرار است که در قسمت جنوب شرق رودخانه، شیل‌های ژورایسک دچار بالازدگی شده‌اند و در نتیجه شیب توپوگرافی تندی از سمت جنوب به سمت رودخانه وجود دارد. این حالت باعث می‌شود که رودخانه نتواند آبخوان را تغذیه کند. بنابراین در امتداد رودخانه می‌توان سه حالت ارتباط آبخوان با رودخانه را مشاهده نمود. ابتدا رودخانه کاملاً تغذیه کننده است سپس در قسمتی قبل از پل شهرستان رودخانه تغذیه شونده و در انتها هم تغذیه شونده و هم تغذیه کننده‌ی سفره‌ی آب زیرزمینی است. در کل تأثیر سریع آب رودخانه بر سفره را می‌توان ناشی از رسوبات درشت‌دانه دانست که در اطراف رودخانه و یا به عبارت دیگر در دشت سیلابی زاینده‌رود گسترش یافته‌اند.

۵-۳- تعیین ضخامت آبرفت محدوده مطالعاتی

مبنای بسیاری از مطالعات آب‌های زیرزمینی و مهندسی بر اساس ضخامت آبرفت و یا عمق سنگ کف می‌باشد. این مهم در مطالعات پیش‌رو نیز به منظور تعیین پارامترهای هیدرودینامیکی و همچنین استفاده در مدل‌سازی ریاضی کاربرد داشته و لازم به اندازه‌گیری آن می‌باشد. با توجه به کمبود اطلاعات در این منطقه، ۸ سنداژ ژئوالکتریک با آرایش شلومبرگر طراحی و اجرا گردید. در ادامه نیز از اطلاعات حاصل از حفر چاه‌های آب و همچنین لاگ‌های حفاری استفاده گردید (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷. موقعیت منابع استفاده شده برای تعیین عمق سنگ کف

در جدول ۵-۱ موقعیت مکانی، عمق و همچنین روش اندازه‌گیری عمق سنگ کف، برای ایستگاه‌های مورد استفاده آورده شده است. لازم به ذکر است که برخی از ایستگاه‌ها به علت نزدیکی به یکدیگر در این جدول قرار نگرفته‌اند.

جدول ۵-۱. ایستگاه‌های اندازه‌گیری عمق سنگ بستر

شماره	x	y	عمق (متر)	روش اندازه‌گیری
1	566722	3611220	21	لاگ حفاری
2	566936	3610332	0	مشاهده صحرایی
3	569583	3607450	2	لاگ حفاری
4	570701	3607089	7	لاگ حفاری
5	566567	3610751	16	لاگ حفاری

جدول ۵-۱. ادامه

شماره	x	y	عمق (متر)	روش اندازه گیری
6	562549	3611723	51	چاه آب
7	562800	3610798	29	چاه آب
8	562217	3609608	6	لاگ حفاری
9	561696	3607709	4	لاگ حفاری
10	563478	3607961	0	مشاهده صحرایی
11	566228	3608963	0	مشاهده صحرایی
12	566185	3610055	7	لاگ حفاری
13	563418	3613247	70	چاه آب
14	563516	3613876	100	ژئوالکتریک
15	559629	3611224	57	چاه آب
16	555813	3608491	18	لاگ حفاری
17	558483	3610564	42	چاه آب
18	555671	3614365	190	ژئوالکتریک
19	568627	3611002	26	چاه آب
20	571591	3617344	200	ژئوالکتریک
21	570959	3611973	210	ژئوالکتریک
22	573134	3613826	230	ژئوالکتریک
23	559770	3611668	68	چاه آب
24	569350	3616892	160	ژئوالکتریک
25	559811	3613891	120	ژئوالکتریک
26	567043	3612157	38	لاگ حفاری
27	553480	3613063	160	ژئوالکتریک

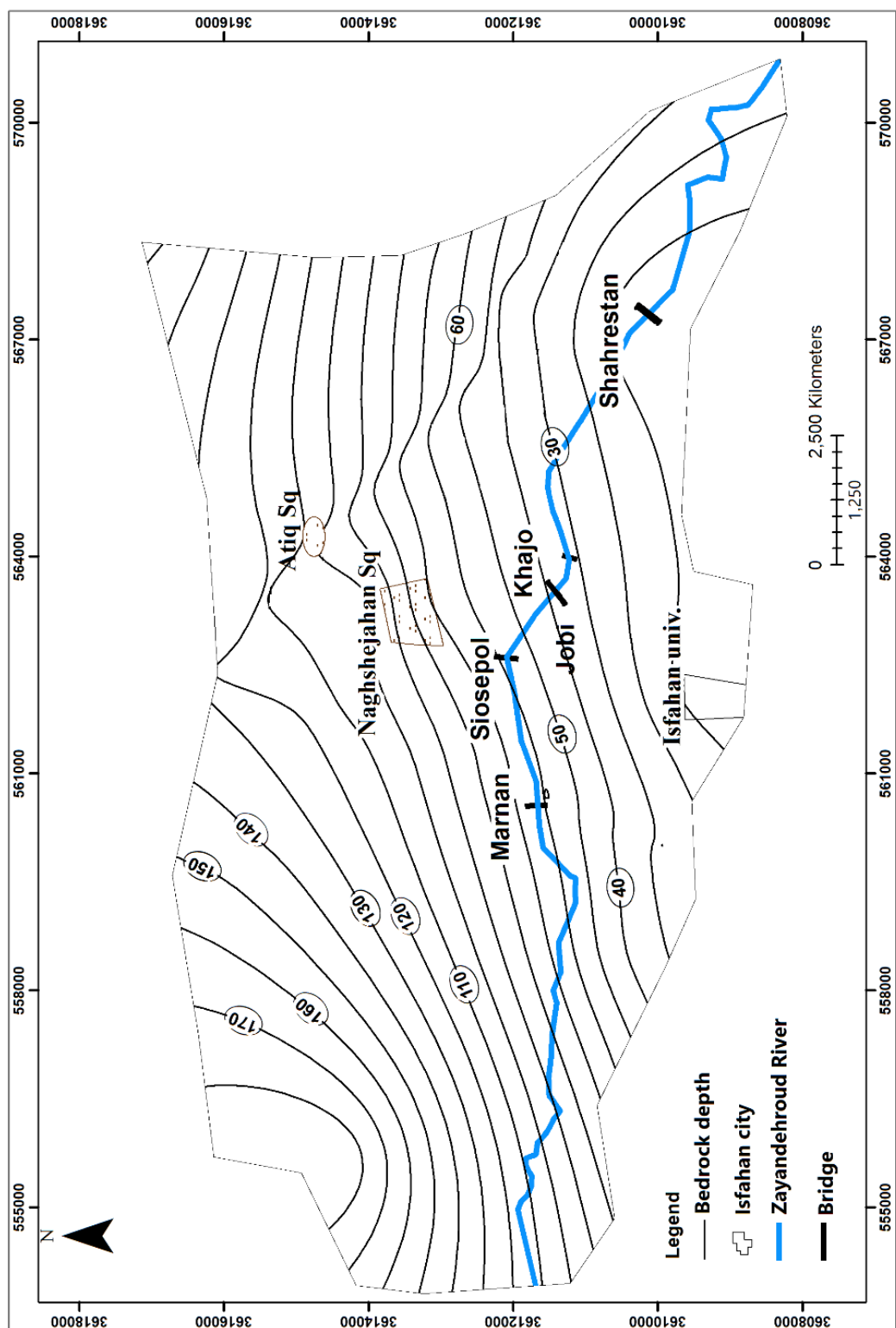
جدول ۵-۱. ادامه

شماره	x	y	عمق (متر)	روش اندازه‌گیری
28	552869	3612974	180	چاه آب
29	561299	3613386	100	چاه آب

در شکل ۵-۸ نقشه‌ی ضخامت آبرفت شهر اصفهان که به کمک اطلاعات ارائه شده در جدول ۵-۱ آورده شده، ترسیم گردیده است. لازم به ذکر است به منظور بالا بردن دقت این نقشه، خطوط هم‌عمق سنگ کف به روشی دستی و مثلث‌بندی ترسیم گردید. سپس با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به صورت دیجیتالی درآمد. در ادامه نقشه هم‌ضخامت عمق سنگ کف به روش درونیابی کریجینگ در همین نرم‌افزار ترسیم گردید و با تطبیق نقشه دستی و نقشه دیجیتالی حاصله و در نظر گرفتن شرایط محیطی و هیدروژئولوژیکی، نقشه موجود در شکل ۵-۸ ترسیم گردید.

با توجه به شکل ۵-۸ بیشترین ضخامت آبرفت و یا به عبارتی عمیقترین عمق سنگ کف در شمال غرب و شمال شرق منطقه وجود دارد. کمترین ضخامت آبرفت را نیز در جنوب شرق حوالی پل شهرستان با بیرون‌زدگی سازندهای شیلی و ماسه‌سنگی ژوراسیک می‌توان دید و بعد از آن در بخش جنوبی یعنی حوالی دانشگاه اصفهان دیده می‌شود.

به نظر می‌رسد گسلی در راستای شمال غرب – جنوب شرق باعث برهم خوردگی شیب و عمق سنگ کف از شمال پل شهرستان تا شمال غرب میدان عتیق شده است. اثر این گسل را می‌توان به صورت به هم ریختگی خطوط هم‌عمق سنگ بستر در منطقه فوق‌الذکر دید.



شکل ۵-۸. نقشه هم‌ضخامت آب‌رفت شهر اصفهان

۴-۵- پهنه‌بندی دشت اصفهان به لحاظ هدایت هیدرولیکی و قابلیت انتقال

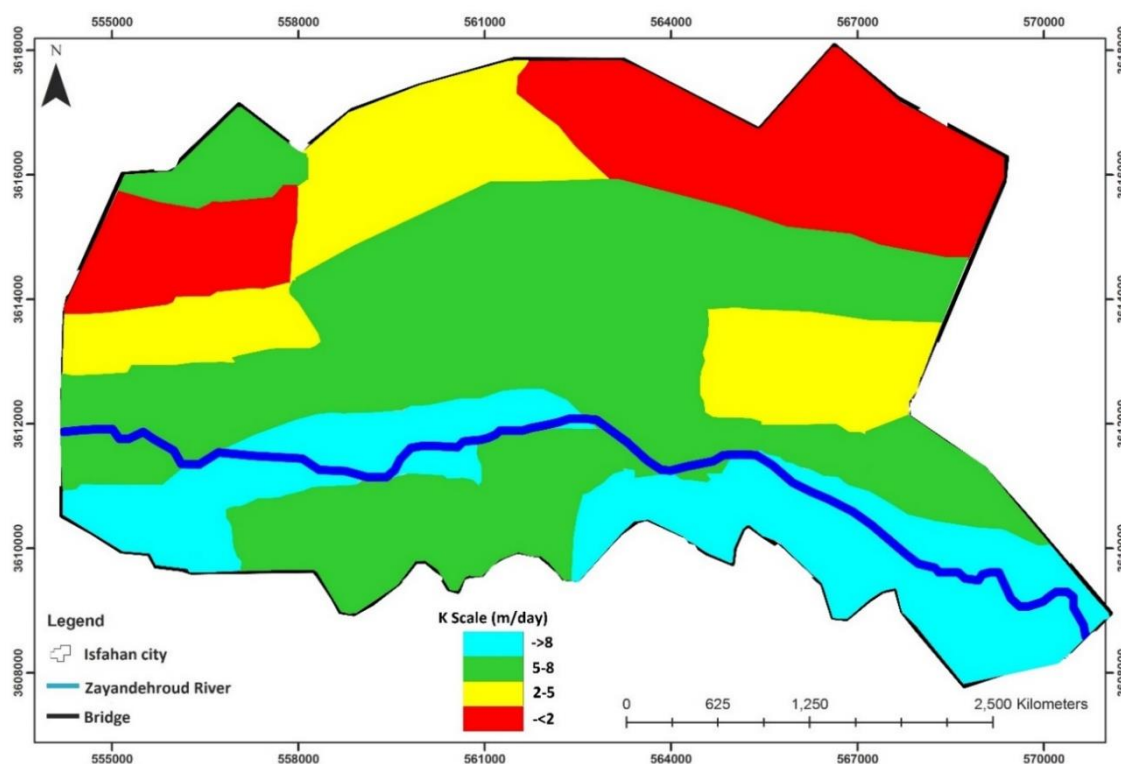
به منظور تهیه نقشه پهنه‌بندی هدایت هیدرولیکی و قابلیت انتقال (T و K) احتیاج به معین بودن هدایت هیدرولیکی در نقاط مختلف دشت می‌باشد. نظر به اینکه آزمون پمپاژ به صورت محدود و ناقص در شهر انجام شده است در این تحقیق ترجیح بر استفاده از معادله‌ی جدید می‌باشد. با استفاده از معادله‌ی ذکر شده در بخش قبلی برای بخش‌های مختلف شهر هدایت هیدرولیکی تعیین (جدول ۲-۵) و سپس به نقشه‌ی پهنه‌بندی هدایت هیدرولیکی تبدیل گردید (شکل ۵-۹).

جدول ۲-۵. مقادیر هدایت هیدرولیکی، موقعیت ایستگاه و نوع محاسبه

شماره	X	Y	K (m/day)	روش محاسبه
1	562393	3611329	15.5	معادله F_k
2	562393	3611329	11.7	معادله F_k
3	562404	3611432	16	معادله F_k
4	562412	3610290	24.2	آزمون پمپاژ
5	562412	3610290	30	معادله F_k
6	562502	3611810	16	آزمون اسلاگ
7	562530	3611871	18	آزمون اسلاگ
8	562538	3611890	25	معادله F_k
9	562530	3611871	4	آزمون اسلاگ
10	562486	3611183	4	معادله F_k
11	562486	3611183	5.5	آزمون پمپاژ
12	562576	3611804	35	معادله F_k
13	562576	3611804	9	معادله F_k

جدول ۵-۲. ادامه

شماره	X	Y	K (m/day)	روش محاسبه
14	562576	3611804	7.5	آزمون پمپاژ
15	562576	3611804	6	معادله F_k
16	562495	3611129	12	معادله F_k
17	562495	3611129	9.5	آزمون پمپاژ
18	562534	3611247	9.2	آزمون اسلاگ
19	562534	3611247	11.9	آزمون پمپاژ
20	562534	3611247	10.3	آزمون پمپاژ
21	562534	3611247	10.8	آزمون اسلاگ

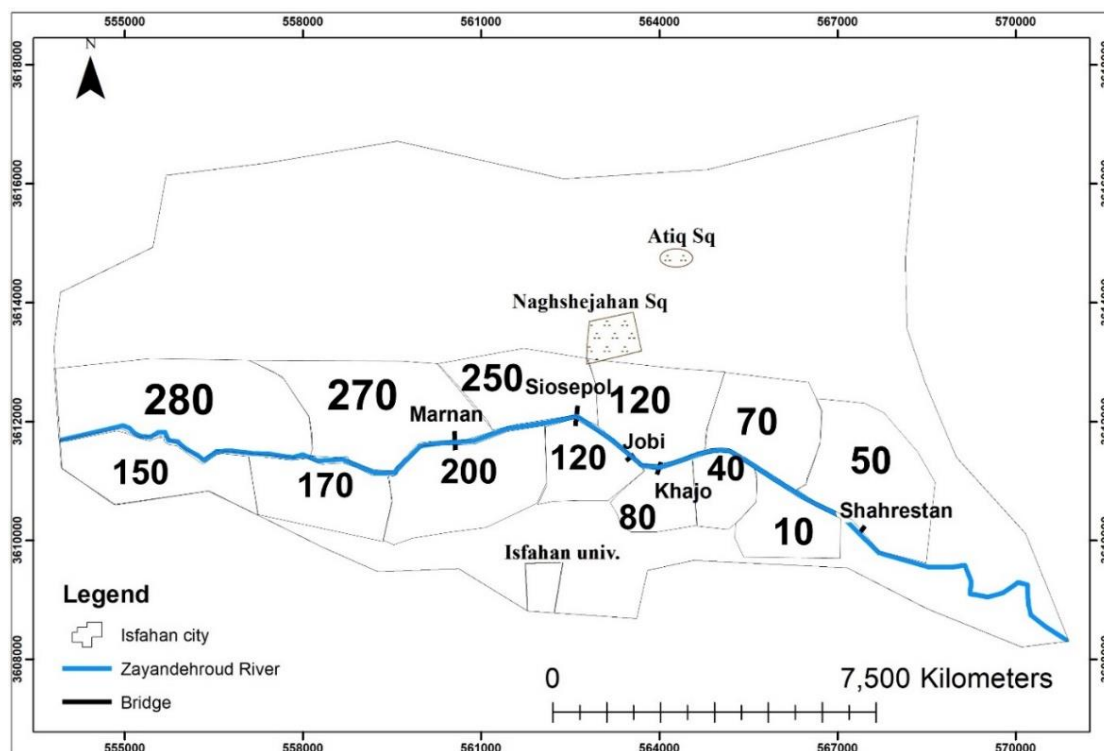


شکل ۵-۹. نقشه پهنه‌بندی هدایت هیدرولیکی شهر اصفهان

طبق شکل ۵-۹، بیشترین هدایت هیدرولیکی مربوط به قسمت جنوبی رودخانه می‌باشد که ناشی از شیب توپوگرافی و در نتیجه رسوبگذاری کوهپایه‌ای و شسته شدن ذرات ریز می‌باشد. همان گونه که دیده می‌شود، کمترین میزان هدایت هیدرولیکی مربوط به شمال شهر مخصوصاً شمال غرب و شمال شرق می‌باشد. علت این تغییر هدایت هیدرولیکی مشخصاً به وضعیت ارتفاعات موجود در قسمت جنوبی شهر اصفهان و وضعیت توپوگرافی بر می‌گردد.

در مسیر رودخانه زاینده‌رود در شهر اصفهان، هدایت هیدرولیکی تقریباً به موازات رودخانه تغییر چندانی نداشته و بیانگر رسوبگذاری مشابه می‌باشد.

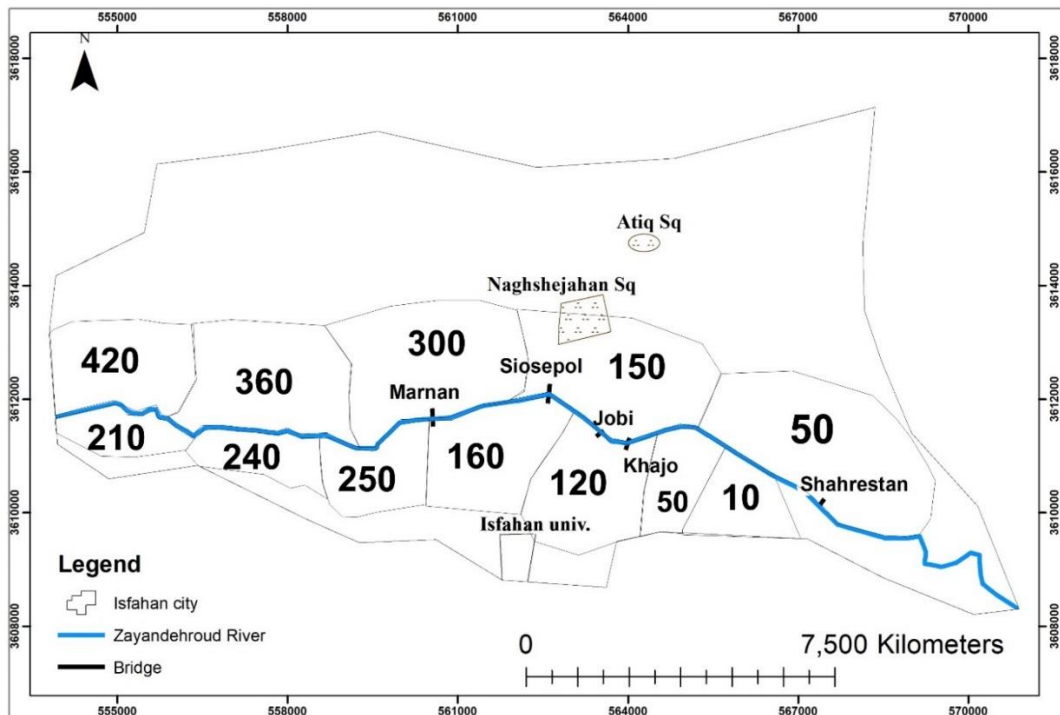
در ادامه با استفاده از میزان هدایت هیدرولیکی به دست آمده و ضخامت اشباع موجود که از نقشه همپتانسیل استخراج شده است، قابلیت انتقال مشخص و برای اطراف رودخانه پهنه‌بندی گردید. با توجه به این که قابلیت انتقال بستگی به ضخامت اشباع نیز دارد و همانگونه که در نقشه اختلاف سطح ایستابی در رژیم خشک و آبدار رودخانه مشخص است گاهی در برخی نقاط سطح ایستابی ۲۰ متر افت کرده است و از این رو لازم است قابلیت انتقال برای رژیم خشک و آبدار رودخانه به طور جداگانه محاسبه شود. بنابراین، در شکل ۵-۱۰ و ۵-۱۱، دو نقشه پهنه‌بندی قابلیت انتقال برای حریم رودخانه که تغییرات سطح ایستابی بیشتر است، آورده شده است.



شکل ۵-۱۰. پهنه‌بندی قابلیت انتقال آبخوان برای آبان ۹۵

در شکل ۵-۱۰، نقشه پهنه‌بندی قابلیت انتقال برای آبان ماه ۱۳۹۵ که حداقل ۵ ماه رودخانه خشک بوده است و سطح ایستابی افت زیادی داشته است، نشان داده شده است. در این نقشه بیشترین قابلیت انتقال را می‌توان در قسمت شمال غرب رودخانه مشاهده نمود و کمترین مقدار به علت ضخامت کم آبرفت در قسمت جنوب شرق زاینده‌رود می‌باشد.

همانگونه که بیان گردید، قابلیت انتقال تابعی از هدایت هیدرولیکی و همچنین ضخامت اشباع می‌باشد. از آنجایی که سطح ایستابی با رژیم رودخانه زاینده‌رود همبستگی شدیدی دارد، لازم است برای دو رژیم متفاوت آبی رودخانه، دو پهنه‌بندی جدا ترسیم گردد و از اینرو نقشه زیر برای آذر ماه ۱۳۹۵ که آب در رودخانه جاری شده است ترسیم گردید (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱. پهنه بندی قابلیت انتقال آبخوان برای آذر ۱۳۹۵

بنابر شکل ۵-۱۱، قابلیت انتقال در زمانی که رودخانه آبدار شده است و سطح ایستابی نیز بالاتر آمده است، در مجموع نسبت به آبان ماه افزایش نشان می‌دهد. اما روند عمومی تغییرات قابلیت انتقال در حریم پل شهرستان با دوران خشک تفاوت خاصی ندارد که دلیل آن عدم تغییر در ضخامت اشباع، در دو شرایط آبدار و خشک رودخانه می‌باشد. همانگونه که در شکل ۵-۱۱ نشان داده شده است، بیشترین مقدار قابلیت انتقال مربوط به شمال غرب و کمترین مربوط به جنوب شرق می‌باشد. در کل ضلع شمال رودخانه دارای قابلیت انتقال بیشتری است که با دید به این که هدایت هیدرولیکی تقریباً در دو سمت زاینده‌رود برابر است، در نتیجه علت بالا بودن قابلیت انتقال در سمت شمال، افزایش ضخامت اشباع می‌باشد.

۵-۵- برآورد مقدار تغذیه آبخوان از رودخانه

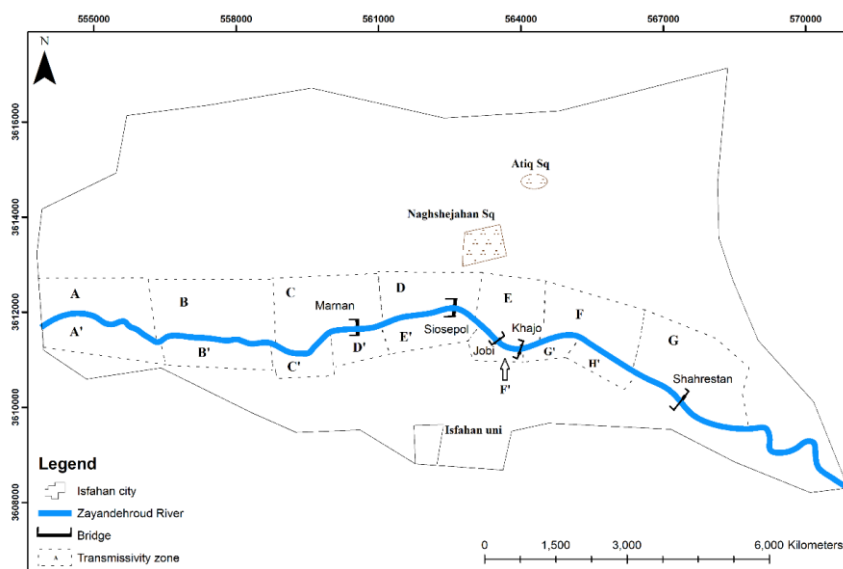
جهت بررسی تأثیر آب‌های سطحی و زیرزمینی بر یکدیگر روش‌های متنوع کمی و کیفی وجود دارد که بسته به وجود اطلاعات و هزینه‌ی لازم جهت دستیابی به این اطلاعات، از لحاظ زمانی و مالی، به کار

گرفته می‌شوند. در این تحقیق نظر به عدم اطلاعات آماری کافی و نبود مطالعات هیدروشیمایی، از معادله‌ی لهن (Lohman 1972) استفاده شد (معادله ۵-۱). به این منظور لازم است که در ابتدا خطوط هم‌پتانسیل رسم و به کمک قابلیت انتقال میزان دبی گذر کرده از هر بخش محاسبه گردد.

$$T = \frac{2Q}{(L_1 + L_2) \left(\frac{\Delta h}{\Delta r} \right)} \quad \text{معادله (۵-۱)}$$

در این معادله L_1 و L_2 طول دو کنتور مجاور هم، Δh اختلاف ارتفاع این دو کنتور، Δr فاصله‌ی افقی بین دو کنتور مجاور، T قابلیت انتقال و Q میزان دبی گذر کرده می‌باشد.

بعد از تعیین ارتباط هیدرولیکی آبخوان شهر اصفهان و رودخانه‌ی زاینده‌رود، با پهنه‌بندی محدوده‌ای از حریم رودخانه که بیشترین تأثیر را بر آب زیرزمینی داشت، با استفاده از داده‌های آزمون پمپاژ، اطلاعات گمانه‌ها و همچنین داده برداری ژئوفیزیک از نوع مقاومت ویژه، محدوده‌های با قابلیت انتقال متفاوت مشخص گردید. در ادامه به کمک این منطقه بندی و نقشه‌های هم‌پتانسیل از روش لهن استفاده شد و حجم آب گذر کرده از هر محدوده به دست آمد. در شکل ۵-۱۲، محدوده‌های با قابلیت انتقال مختلف، با حروف انگلیسی مشخص شده‌اند.



شکل ۵-۱۲ محدوده‌های تفکیک شده نسبت به ضرایب آب‌گذری متفاوت

با توجه به این که قابلیت انتقال تابعی از دو پارامتر هدایت هیدرولیکی و همچنین ضخامت اشباع می‌باشد، لزوماً در زمانی که رودخانه خشک بوده است، سطح ایستابی پایین افتاده است و از اینرو مقادیر قابلیت انتقال نیز متناسب با آن تغییر می‌کند و بنابراین با محاسبه‌ی آب گذر کرده در دو زمان آبان و آذر ۱۳۹۵ (به ترتیب دوران خشک و تر رودخانه) می‌توان میزان آب تغذیه شده ناشی از رودخانه را به دست آورد. در جدول ۳-۵ و ۴-۵ به ترتیب اطلاعات محاسبه شده به روش لهماً برای هر بخش تفکیک شده در شکل ۵-۱۲، برای دوران خشک و آبدار رودخانه نشان داده شده است.

بخش	Q (m ³ /D)	Δr	L (m)	T (m ² /d)
A	۱۱۸۶	۱۰۰۶	۲۳۰۵	۲۸۰
B	۱۸۴۴	۷۵۱	۲۵۷۲	۲۵۰
C	۱۶۹۳	۶۳۴	۲۳۰۲	۲۴۰
D	۱۶۴۶	۶۵۳	۲۵۰۶	۲۰۰
E	۴۱۸	۸۹۷	۱۵۸۷	۱۲۰
F	۳۳۷	۸۲۲	۲۱۰۲	۷۰
G	۲۲۹	۹۳۵	۲۴۱۱	۵۰
مجموع	۷۳۵۶			

جدول ۳-۵. محاسبات انجام شده به روش لهماً برای قسمت شمالی رودخانه در حالت خشک

همان‌گونه که مشخص است در قسمت جنوبی رودخانه تنها برای یک حالت (زمانی که رودخانه خشک بوده است) محاسبات انجام گرفته است که دلیل آن وجود جریان یک‌طرفه از جنوب به شمال می‌باشد. در این حالت عملاً رودخانه تأثیری بر آب‌های زیرزمینی شهر ندارد و میزان آب گذر کرده در دو سمت رودخانه نه تنها جهت یکسانی دارند بلکه کمیت برابری نیز دارند.

طی محاسبات صورت گرفته زمانی که رودخانه‌ی زاینده‌رود خشک است، حدود ۷۳۵۶ متر مکعب در روز آب در آبخوان، از سمت جنوب رودخانه به سمت شمال جریان دارد. می‌توان این میزان را جریان پایه‌ی آبخوان در نظر گرفت که رودخانه در آن نقشی ایفا نمی‌کند.

جدول ۵-۴. محاسبات انجام شده به روش لیمان برای دو سمت رودخانه در حالت آبدار

بخش	Q (m ³ /day)	Δr	L (m)	T (m ² /day)
A	۱۰۳۴۲	۶۰۹	۲۴۵۸	۴۲۰
B	۱۰۶۹۸	۸۱۷	۲۶۵۲	۳۸۰
C	۵۰۶۶	۵۸۸	۲۲۹۶	۳۶۰
D	۴۲۱۷	۳۲۰	۲۱۹۱	۳۰۰
E	۱۰۳۲	۴۵۲	۱۴۵۱	۱۵۰
F	۱۸۰۵	۲۲۱	۲۴۷۶	۸۰
G	۵۲۰	۵۳۹	۳۱۶۶	۵۰
A'	۷۱۷۰	۱۸۴	۲۴۴۶	۲۵۰
B'	۸۵۴۸	۱۳۵	۲۵۳۸	۲۱۰
C'	۵۶۰۳	۲۱۴	۱۲۱۱	۲۴۰
D'	۳۷۲۲	۱۵۱	۱۱۸۴	۲۵۰
E'	۲۵۵۷	۲۶۲	۱۹۸۶	۱۶۰
F'	۷۷۹	۳۸۵	۱۴۳۷	۱۲۰
G'	۲۲۷	۳۴۴	۷۵۶	۵۰
H'	۹۲	۲۵۳	۱۱۴۹	۱۰
A'	۷۱۷۰	۱۸۴	۲۴۴۶	۲۵۰
مجموع	۶۲۳۸۴			

طبق جدول ۴-۵، هنگامی که جریان آب در رودخانه برقرار می‌شود، شرایط به کلی متحول شده و جریان آب از رودخانه به سفره‌ی آب زیرزمینی در دو سمت شمال و جنوب آن جاری می‌شود. در این شرایط طبق محاسبه‌ی صورت گرفته جمعاً در دو سمت رودخانه ۶۲۳۸۴ متر مکعب آب در روز از سمت رودخانه به شمال و جنوب در آبخوان جریان پیدا می‌کند. با کاستن جریان پایه (۷۳۵۶ متر مکعب در روز) از این میزان، عدد ۵۵۰۲۸ متر مکعب بر روز حاصل می‌شود که می‌توان ادعا نمود این عدد میزان آبی است که در روز از رودخانه وارد آبخوان می‌شود.

۵-۵-۱- صحت‌سنجی محاسبات انجام شده برای میزان تغذیه با داده‌های هیدرومتری

به منظور صحت‌سنجی محاسبات انجام شده در این تحقیق، میزان دبی رودخانه در دو ایستگاه هیدرومتری، قبل از ورود به شهر اصفهان و همچنین در محل خروجی زاینده‌رود از شهر، اندازه‌گیری گردید. طی این اندازه‌گیری میانگین دبی گذر کرده از ایستگاه موسیان (۱۰ کیلومتر قبل از ورود به شهر اصفهان) حدود ۵/۴ مترمکعب بر ثانیه و در ایستگاه پل چوم (خروجی شهر) ۴/۲ مترمکعب بر ثانیه بوده است. لازم به ذکر است از ۴/۲ مترمکعب آبی که در ایستگاه پل چوم اندازه‌گیری شده است، حداقل ۰/۷ مترمکعب بر ثانیه میزان پسابی است که ۷ کیلومتر قبل‌تر از این ایستگاه توسط تصفیه‌خانه‌ی فاضلاب شهر اصفهان به رودخانه وارد می‌شود و لذا مقدار دبی واقعی خود رودخانه ۳/۵ متر مکعب بر ثانیه می‌باشد.

میزان تلفات دبی در طول این مسیر حدود ۲۵ کیلومتری رودخانه حدود ۱/۹ مترمکعب بر ثانیه بوده است. چنانچه در این تحقیق برای طول حدود ۱۶ کیلومتر از مسیر رودخانه که از شهر اصفهان می‌گذرد، میزان ۰/۶۴ مترمکعب بر ثانیه میزان تغذیه رودخانه به سفره بدست آمده است. با توجه به میزان تبخیر طی این مسیر و همچنین برداشت مستقیم از رودخانه در قسمت ورودی شهر توسط نیروگاه برق حرارتی اسلام‌آباد اصفهان به میزان حدود ۰/۷۵ مترمکعب بر ثانیه، در نتیجه طی مسیر ۲۵ کیلومتری در حقیقت ۱/۱۵ مترمکعب بر ثانیه تلفات آب (نفوذ به زمین) می‌باشد. از اینرو با انجام یک تناسب بین مسیر ۲۵

کیلومتری و میزان تلفات آب ۱/۱۵ مترمکعب بر ثانیه در این مسیر، برای هر کیلومتر از مسیر ۰/۰۴۶ مترمکعب بر ثانیه آب نیاز است. با احتساب مسیر ۱۶ کیلومتری مورد مطالعه این تحقیق، ۰/۷۶ مترمکعب بر ثانیه آب تلفات خواهد داشت که با عدد بدست آمده در این تحقیق (۰/۶۴) تنها ۱۵٪ تفاوت دارد. اعداد حاصله توجیه‌پذیر است و می‌توان این روش را دارای دقت بالایی به منظور محاسبه‌ی تغذیه دانست.

بر اساس نتایج بدست آمده، اگر رودخانه دارای حداقل جریان پایه‌ی ۰/۷ مترمکعب بر ثانیه در ورودی شهر اصفهان باشد، می‌تواند جوابگوی افت سطح ایستابی ناشی از برداشت از چاه‌ها باشد و در غیر این صورت افت شدید سطح ایستابی و خسارات ناشی از آن به وجود خواهد آمد. کیخانی و دلalzاده ۱۳۹۴، بیان نموده‌اند که طی مسیر ۱۸ کیلومتری رودخانه در شهر اصفهان حدود ۱/۵ مترمکعب در ثانیه برای جریان پایدار در رودخانه آب نیاز می‌باشد. علت دو مقدار متفاوت جریان مورد نیاز رودخانه را می‌توان به روش‌های اندازه‌گیری انجام شده مربوط دانست علاوه بر این که در مطالعه‌ی کیخانی و دلalzاده، مشخص نشده است که جریان پساب از این حجم کم شده است یا خیر. زیرا روش اندازه‌گیری ذکر شده بر اساس جریان ورودی و خروجی می‌باشد.

۵-۶- پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژیکی

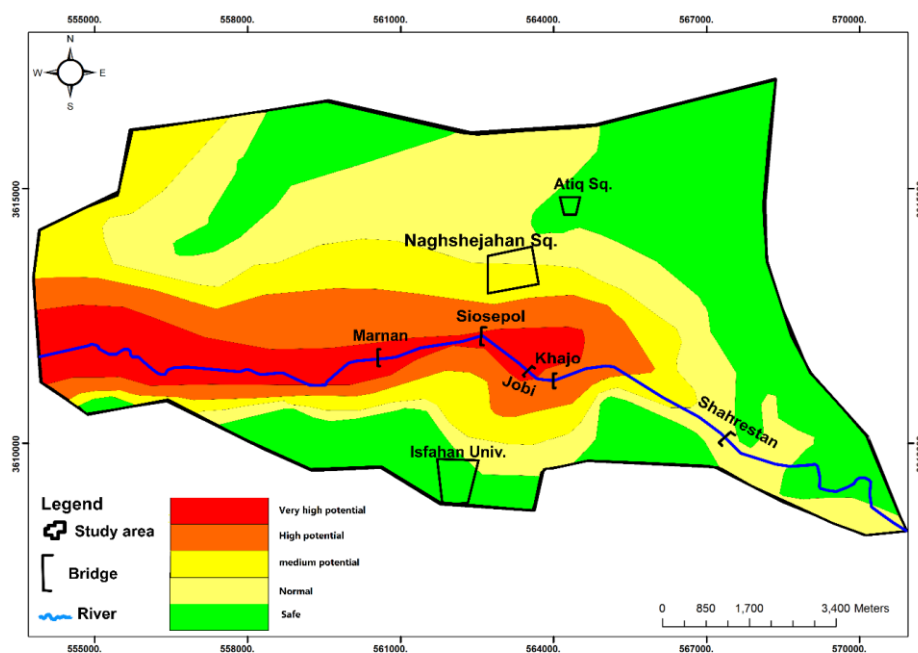
مهمترین فاکتور در بحث‌های فرونشست، افت سطح آب زیرزمینی و در نتیجه افزایش تنش مؤثر می‌باشد. از اینرو ترسیم نقشه‌ی افت سطح ایستابی در این مطالعات ضروری است. می‌توان با استفاده از این نقشه‌ها، بر اساس بیشترین و کمترین افت ایجاد شده در سطح آب زیرزمینی مناطق مختلف را پهنه‌بندی نمود. در راستای این هدف و با کمک نقشه‌های افت سطح آب زیرزمینی به دست آمده، پهنه‌بندی زیر حاصل شده است (شکل ۵-۱۳).

در نقشه ارائه شده در شکل ۵-۱۳، بیشترین پتانسیل خطر فرونشست در حواشی رودخانه از غرب نقشه تا حوالی پل خواجه ادامه دارد که با رنگ قرمز این ناحیه مشخص شده است. با فاصله گرفتن از حریم

رودخانه پتانسیل فرونشست کاهش می‌یابد و شاید بتوان محدوده‌ی تاریخی در معرض خطر در قسمت خارج از حوضه‌ی رودخانه را مربوط به قسمت جنوبی میدان نقش جهان و همچنین کاخ‌های چهل ستون و هشت بهشت دانست. در این نقشه پل تاریخی شهرستان و میدان عتیق (مسجد جامع) در شرایط کنونی تغییرات سطح ایستابی، از خطر فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژیکی به دور هستند.

در قسمت جنوبی رودخانه خطر چندانی وجود ندارد و تنها با فاصله‌ی کمی از رودخانه به ویژه در حوالی سی و سه پل به سمت چهارباغ بالا، گسترش ناچیز پهنه خطر فرونشست متوسط دیده می‌شود. با دقت به نقشه پهنه‌بندی بالا و همچنین نقشه پهنه‌بندی قابلیت انتقال، رابطه‌ی مستقیمی بین این دو نقشه دیده می‌شود که بیانگر پیروی میزان افت سطح ایستابی از قابلیت انتقال و همچنین پتانسیل فرونشست سطح زمین می‌باشد.

به نظر می‌رسد بیشترین علت ایجاد محدوده‌ی پر خطر در مجاورت رودخانه، مربوط به چاه‌های شهرداری باشد. همچنین در دو ضلع شمال شرق و شمال غرب شهر نیز علت افت زیاد و ایجاد منطقه خطر، برداشت از آب‌های زیرزمینی برای مصارف کشاورزی می‌باشد.



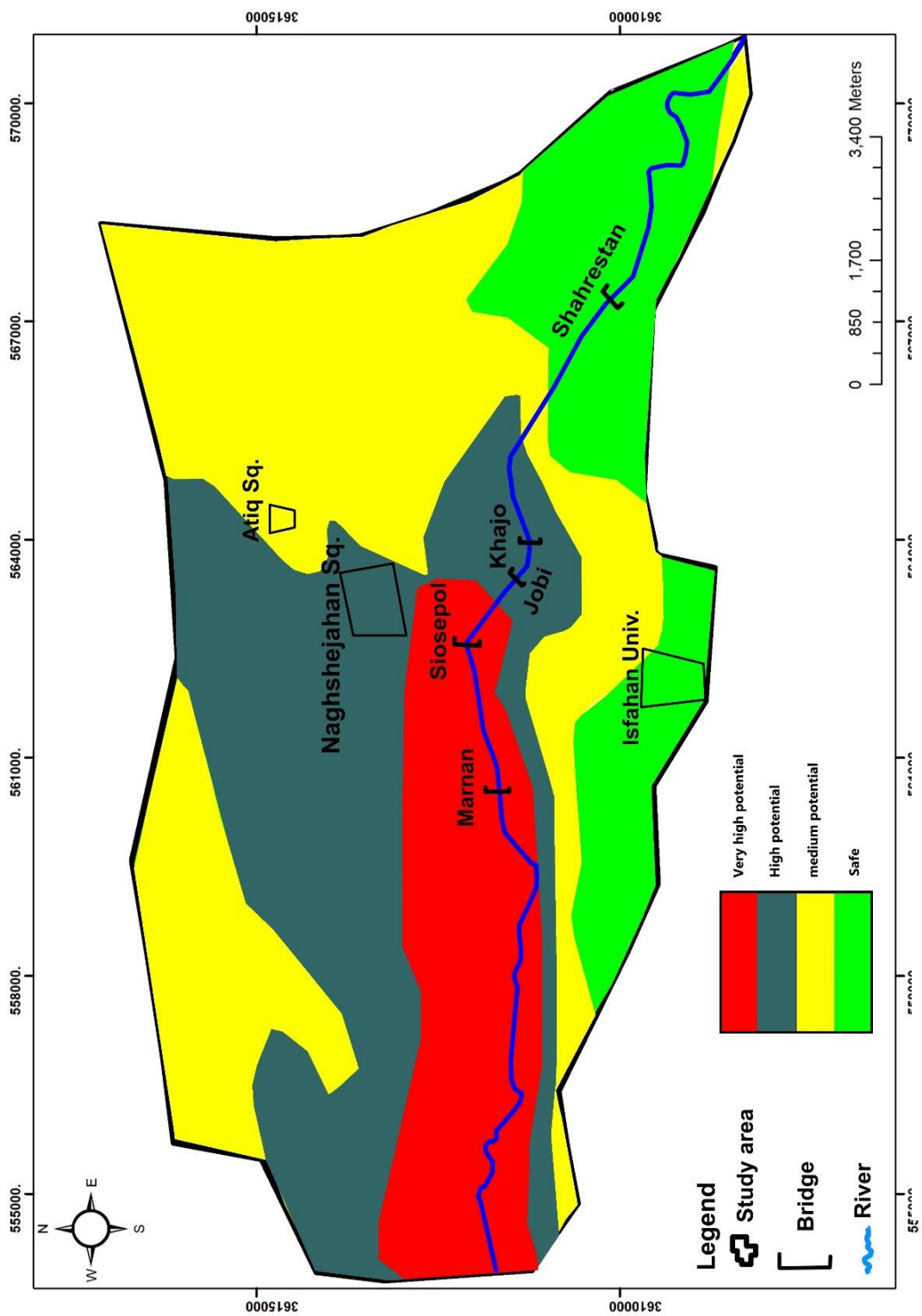
شکل ۵-۱۳ نقشه پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژیکی

۵-۷- نقشه خطر فرونشست برای شهر اصفهان

با تلفیق دو نقشه پهنه‌بندی خطر فرونشست از منظر هیدروژئولوژی و ژئوتکنیک، نقشه خطر فرونشست شهر اصفهان ترسیم گردید (۵-۱۴). با توجه به نقشه موجود در شکل ۵-۱۴ که محدوده شهر اصفهان به چهار بخش با میزان خطر متفاوت از لحاظ پتانسیل فرونشست، تقسیم شده است، بیشترین پتانسیل خطر مربوط به قسمت غربی رودخانه تا نزدیکی پل خواجه می‌باشد. این محدوده در راستای رودخانه به صورت جانبی حدود ۴۰۰ متر در امتداد جنوب رودخانه و ۱۵۰۰ متر شمال آن ادامه دارد. از موارد مهمی که می‌توان به آن اشاره نمود علاوه بر سی و سه پل و پل مارنان که در محدوده پرخطر واقع شده‌اند، میدان نقش جهان و کاخ‌های چهل‌ستون و هشت‌بهشت و همچنین کلیسای وانک نیز در محدوده خطر قرار دارند.

قسمت‌های جنوبی و شرقی نقشه در محدوده بدون خطر قرار گرفته‌اند که از مهمترین آثار این محدوده‌ها می‌توان به پل تاریخی شهرستان اشاره نمود. میدان عتیق نیز در مرز بین محدوده‌ی خطر و با پتانسیل کمتری از این محدوده قرار دارد. محدوده‌های شمال غرب و شمال شرق نقشه، در محدوده‌ای با پتانسیل متوسط خطر فرونشست واقع شده‌اند.

با توجه به نقشه خطر ارائه شده در شکل ۵-۱۴، مشخص است که حدود نیمی از شهر در محدوده‌ی خطرناک از لحاظ احتمال وقوع فرونشست، قرار گرفته است. این محدوده علاوه بر این که دربرگیرنده‌ی بافت تاریخی شهر اصفهان است، محدوده‌ای با تراکم بالا از لحاظ ساخت و ساز و جمعیت می‌باشد.



شکل ۵-۱۴. پهنه‌بندی نقشه خطر فرونشست شهر اصفهان

فصل ۶: مدل سازی آب های زیرزمینی

در این فصل به تهیه مدل عددی شهر اصفهان با نرم افزار GMS پرداخته می شود. مدل سه بعدی شهر اصفهان نمایش ریاضی جریان آب زیرزمینی با استفاده از نرم افزار GMS است که از کد MODFLOW استفاده می کند. مراحل تهیه این مدل سه بعدی به شرح زیر می باشد:

جمع آوری داده های هیدرولوژیکی و هیدروژئولوژیکی (وضعیت هندسه آبخوان، هدایت هیدرولیکی، قابلیت انتقال، میزان تغذیه از جریان های زیرزمینی و بارندگی، تخلیه و زهکشی)

- وارد کردن مقادیر پمپاژ و موقعیت چاه های بهره برداری و چاه های مشاهده ای

- وارد کردن شرایط مرزی

- کالیبره کردن مدل

- صحت سنجی مدل

- پیش بینی سطح آب های زیرزمینی دشت در سناریوهای مختلف

۶-۱- سیستم آبخوان

مرحله آغازین مدل و مهمترین مرحله در مطالعات مدل تهیه یک مدل مفهومی می باشد. مدل مفهومی یک تصویر ساده شده از دنیای واقعی است. این مدل خلاصه ای از ویژگی های سامانه هیدروژئولوژیکی است که ضمن برخورداری از دقت لازم معمولاً به صورت توصیفی و گرافیکی (نیم رخ زمین شناسی، هیدروژئولوژی و یا نمودار بلوکی) ارائه دهنده ویژگی های اصلی سامانه می باشد. مدل مفهومی، پایه مدل

ریاضی است و خود بر پایه اطلاعات اولیه داده‌های صحرایی و تعبیر و تفسیرهای هیدروژئولوژیکی استوار می‌باشد. در طی این فرآیند پیچیدگی‌های آبخوان، ساده می‌شوند.

یکی از ویژگی‌های نرم‌افزار GMS تهیه مدل مفهومی در مدول نقشه با استفاده از ابزارهای GIS می‌باشد. در واقع GMS با این روش کلیه اطلاعات مورد نیاز را که در پایگاه اطلاعاتی GIS ذخیره شده است، برای تهیه مدل مفهومی جمع‌آوری می‌کند و پس از تهیه مدل مفهومی در مدول MAP آن را به آرایه‌های مدل تبدیل می‌کند. در این مطالعه ابتدا مدل مفهومی شهر تهیه و سپس این مدل مفهومی به مدل ریاضی تبدیل شد. اولین مرحله برای تهیه مدل مفهومی دشت شهر اصفهان وارد کردن نقشه زمین‌شناسی منطقه به محیط GIS و ژئورفرنس کردن آن است. پس از این عمل، محدوده و مرز منطقه ترسیم گردید و پارامترهایی که در ساخت مدل مفهومی نقش دارند تعیین و وارد نرم‌افزار GMS شد.

قبل از ساخت مدل، اولین قدم تعیین شرایط اولیه است. برای اجرای مدل باید شرایط اولیه بار آبی تعیین شود و به مدل وارد شود تا بر اساس آن مدل بتواند بار آبی در کل آبخوان را محاسبه کند. بدین منظور برای تعیین بار اولیه در شرایط پایدار از هیدروگراف واحد دشت استفاده گردید و زمانی که در این منطقه کمترین نوسان را دارد و به حالت نزدیک باشد، انتخاب شد. بنابراین اسفند ۱۳۹۴ به عنوان دوره پایدار انتخاب گردید.

بر اساس داده‌های موجود، آبخوان شهر اصفهان از یک آبخوان تک لایه تشکیل شده است. کمترین ضخامت آبخوان در بخش جنوبی و بیشترین ضخامت آن در بخش شمالی بوده و از جنوب به شمال به ضخامت آن افزوده می‌شود.

داده‌های چاه‌های مشاهده‌ای در گستره مورد مطالعه از مجموع ۳۷ چاه برداشت شده است. از بین چاه‌های مذکور، پس از حذف چاه‌های خارج از محدوده و همچنین چاه‌های با سطح آب کاذب، ۲۹ چاه انتخاب شدند (شکل ۶-۱). همچنین داده‌برداری از این چاه‌های مشاهده‌ای در بازه ۱۰ ماهه از اسفندماه ۱۳۹۴ تا آذر ماه ۱۳۹۵ انجام گرفته است. داده‌های سطح ایستابی با فرمت txt به مدل وارد گردید و با

روش کیریجینگ، درون‌یابی و به همه سلول‌ها تعمیم داده شد. محل و مختصات چاه‌های مشاهده‌ای

در جدول ۶-۱ نشان داده شده است.

جدول ۶-۱. مختصات جغرافیایی چاه‌های مشاهده‌ای شهر اصفهان

No.	x	Y	Elevation (m)
1	558956	3616210	1579
2	554680	3613815	1593
3	556738	3613792	1585.65
4	554890	3610875	1592
5	563935	3611083	1574
6	565232	3611034	1570.20
7	567638	3609782	1566
8	556549	3615730	1582
9	554781	3607801	1612
10	558454	3610628	1589.21
11	561699	3609672	1592
12	561759	3610788	1583
13	569913	3609044	1563
14	565735	3611409	1572
15	566339	3615847	1571
16	567418	3613125	1573
17	562428	3614571	1577
18	561707	3622154	1566
19	563635	3619637	1569
20	565752	3627182	1566
21	567697	3616447	1568

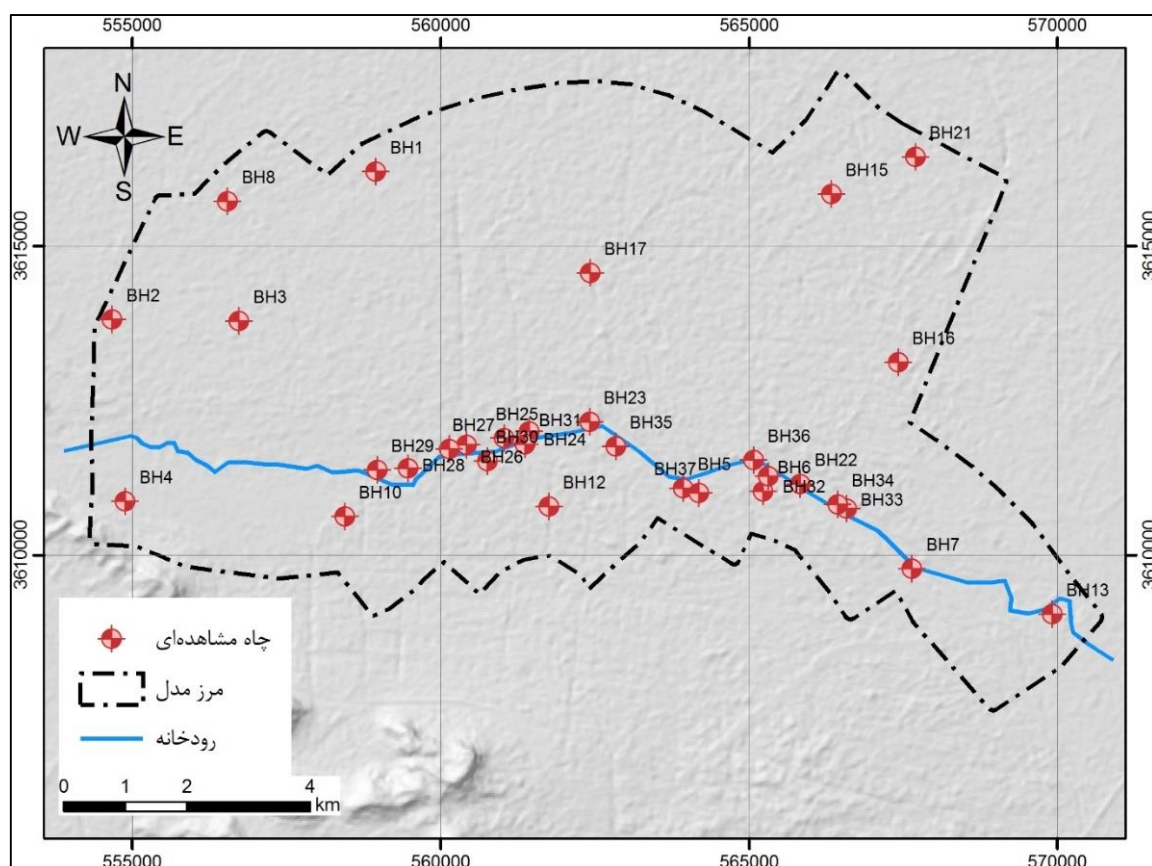
جدول ۶-۱. ادامه

No.	X	Y	Elevation (m)
22	565834	3611150	1579
23	562420	3612160	1573
24	561443	3612008	1575
25	561037	3611895	1575
26	560425	3611787	1574
27	560141	3611715	1579
28	559473	3611403	1580
29	558978	3611377	1577
30	560763	3611520	1579
31	561374	3611796	1579
32	565318	3611276	1566
33	566582	3610750	1573
34	566441	3610823	1576
35	562842	3611757	1573
36	565078	3611536	1566
37	564185	3611005	1578

بعد از وارد کردن داده‌های مربوط به سطح ایستابی، شرایط مرزی می‌بایست بیان گردد. هدف از تعیین شرایط مرزی، مشخص کردن محدوده مدل‌سازی است. شرایط مرزی به محدودیت‌هایی گفته می‌شود که بر شبکه مدل اعمال می‌شود تا اندرکنش بین محدوده شبیه‌سازی و محیط اطراف مدل را نشان دهد و به کمک آن نتیجه تغییرات محیط روی محدوده مدل مشاهده می‌شود. انتخاب درست شرایط مرزی یک گام حیاتی در طراحی مدل‌ها می‌باشد. وجود خطا در آن می‌تواند باعث ایجاد خطاهای قابل توجهی

در نتایج شبیه‌سازی شود. انتخاب نوع شرایط مرزی بستگی به مدل مفهومی، ویژگی‌های فیزیکی و نوع اطلاعات صحرایی موجود دارد. مرزهای هیدروژئولوژیکی به دو دسته مرزهای فیزیکی (واقعی) و هیدرولیکی (مصنوعی) تقسیم می‌شوند. مرزهای فیزیکی سیماهای مشخص زمین‌شناسی و هیدرولوژیک هستند که به طور دائم بر الگوی جریان آب زیرزمینی مؤثر می‌باشند. مرزهای هیدرولیکی از شبکه‌ی جریان آب زیرزمینی به دست می‌آیند، در نتیجه، مرزهای مصنوعی هستند که توسط طراح مدل ایجاد می‌گردند.

برای ترسیم مرزهای محدوده مورد بررسی از نقشه سطح آب و نقشه توپوگرافی استفاده شد. برای این کار با توجه به داده‌های سطح ایستابی، چاه‌های پیزومتریک منطقه و رسم خطوط هم‌پتانسیل، نقاط خروجی و ورودی جریان آب زیرزمینی مشخص گردید.

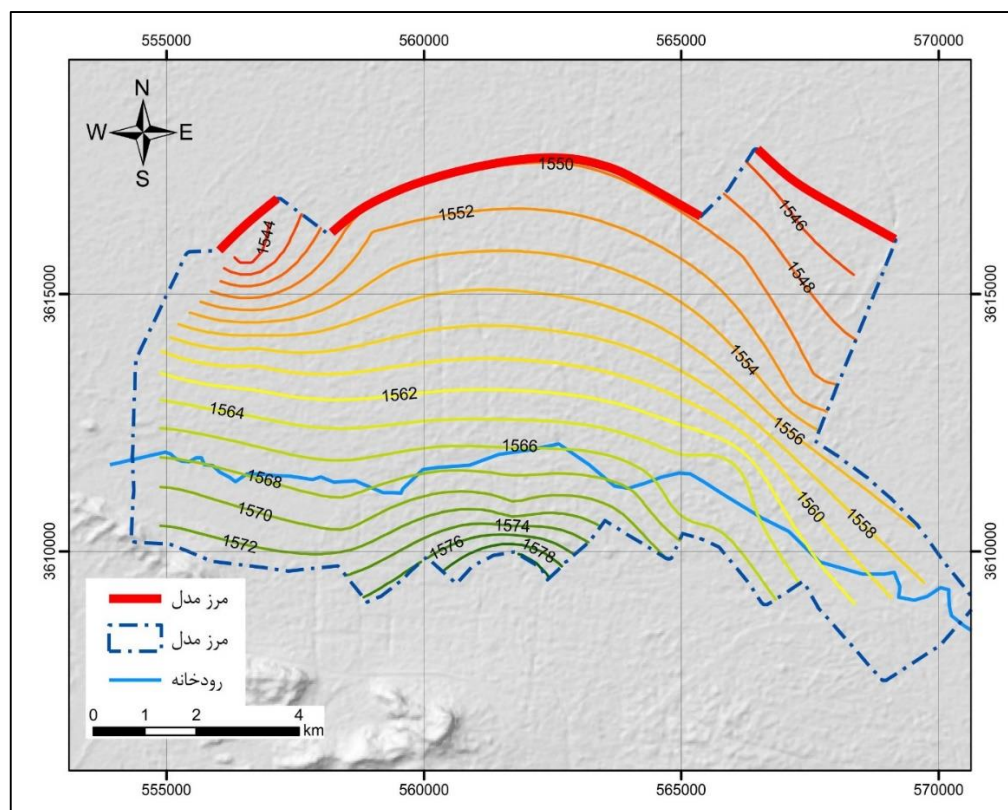


شکل ۶-۱. موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای در گستره مورد مطالعه

مرزهای نفوذپذیر آبخوان به عنوان مرزهای تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی در مدل و مرزهای نفوناپذیر به عنوان مرزهای فاقد جریان با استفاده از خطوط جریان تعیین شده‌اند. بر این اساس خطوط موازی با خطوط جریان به عنوان مرز تغذیه در نظر گرفته شده است و خطوط عمود بر خطوط جریان به عنوان مرز نفوناپذیر در نظر گرفته شده‌اند (شکل ۲-۶).

۲-۶- تراز آب‌های زیرزمینی و جهت جریان

نقشه هم پتانسیل آب زیرزمینی با استفاده از داده‌های ۱۰ ماهه چاه‌های مشاهده‌ای موجود در دشت تهیه شده است. بر این اساس جهت عمومی جریان آب زیرزمینی در دشت از جنوب به شمال می‌باشد. همچنین اختلاف سطح آب در بخش جنوبی آبخوان و در محل ورودی نسبت به نقطه خروجی به ۴۰ متر می‌رسد (شکل ۲-۶).

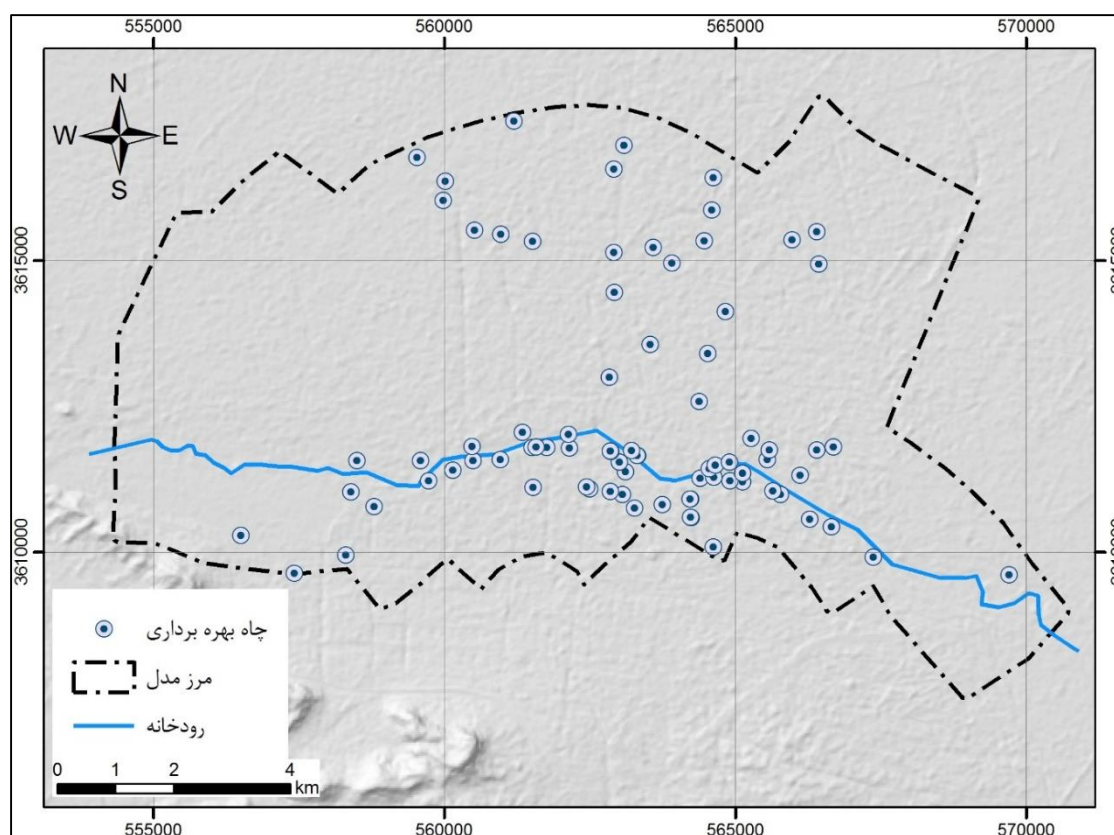


شکل ۲-۶. مدل مفهومی آبخوان

۳-۶- تغذیه و تخلیه آبخوان

عوامل تغذیه کننده آبخوان، شامل تغذیه زیرزمینی از بخش جنوبی آبخوان و همچنین تغذیه از رودخانه (در ماههایی که آب در رودخانه جریان دارد) می شود. با توجه به این که سطح دشت را منطقه مسکونی تشکیل می دهد، وجود پوشش های نفوذناپذیر مصنوعی مانع از نفوذ از سطح می شود. از طرف دیگر میزان بارندگی ناچیز بوده است. بنابراین از نفوذ حاصل از بارش و جریان های سطحی در بخش مسکونی شهر صرف نظر شده است.

تخلیه آبخوان از طریق تخلیه به رودخانه و همچنین تخلیه زیرزمینی انجام می گیرد. چاه های بهره برداری شهرداری در بخش های مختلف شهر نیز به عنوان عامل تخلیه کننده آبخوان در نظر گرفته شده است. در مجموع ۸۱ چاه بهره برداری با مجموع برداشت ۲۴۰۰ متر مکعب بر روز در گستره مورد مطالعه وجود دارد.



شکل ۳-۶. موقعیت چاه های بهره برداری در گستره مورد مطالعه

همانطور که شکل ۳-۶ نشان می‌دهد، بیشترین تمرکز چاه‌های بهره‌برداری در محدوده رودخانه زاینده-رود (به‌ویژه بخش‌های بین سی و سه پل تا پل خواجه) واقع شده‌اند. دلیل تراکم بالای این چاه‌ها، نوع رسوبات این محدوده است که بیشتر از نوع درشت‌دانه و دشت سیلابی است و لذا محل مناسبی از لحاظ آبدهی می‌باشد.

۴-۶- شبیه سازی جریان آب زیرزمینی

برای مدل‌سازی آبخوان و بررسی ارتباط هیدرولیکی آبخوان و رودخانه از کد کاربردی MODFLOW استفاده شده است. رابط گرافیکی مورد استفاده برای پردازش ورودی و خروجی‌های مدل نیز نرم افزار GMS می‌باشد.

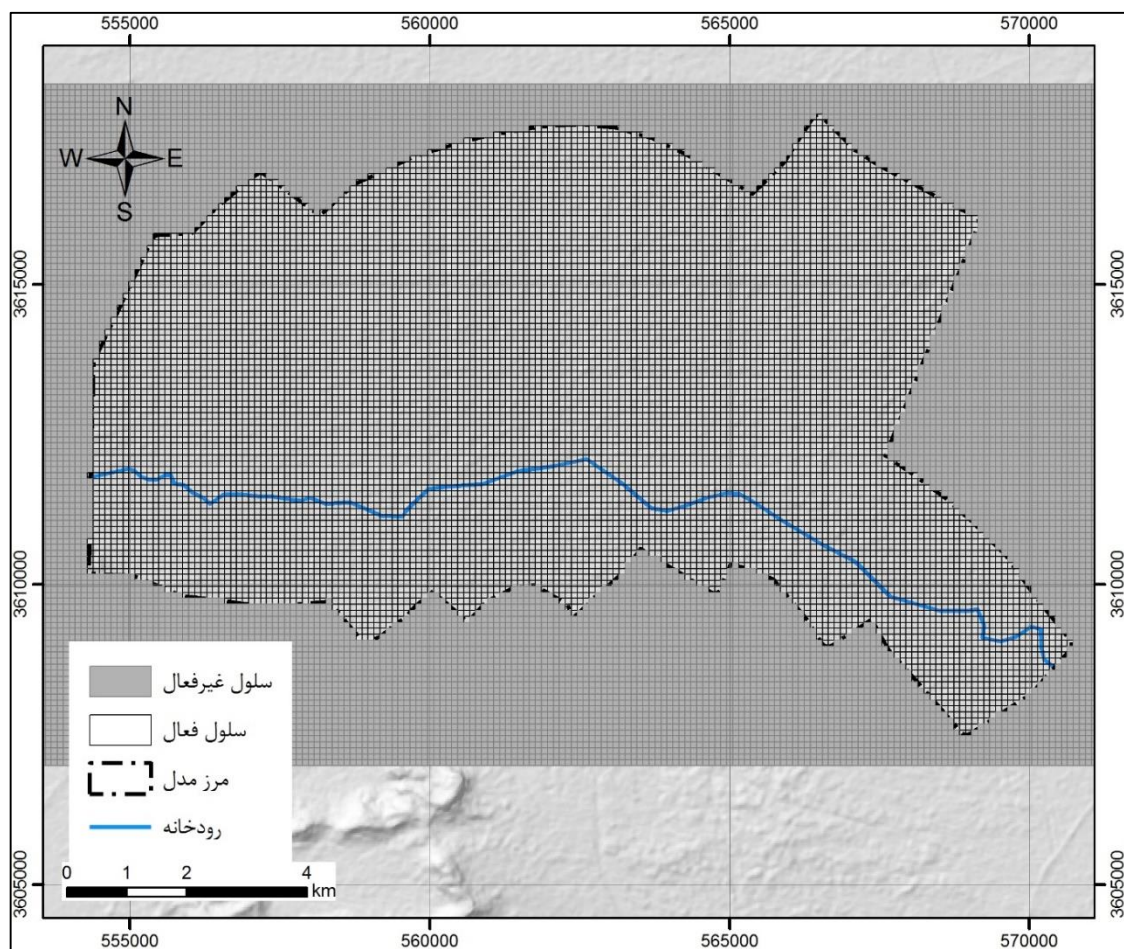
۴-۶-۱- گسسته سازی مدل

برای حل معادلات دیفرانسیل، مدل باید به ابعاد کوچکتر تقسیم شود. در روش تفاضل محدود معمولاً منطقه مطالعاتی با استفاده از خطوط عمود بر هم یا غیرعمود بر هم در فضای منحنی الخط به تعدادی جزء چهار ضلعی تقسیم می‌شود. چهار ضلعی‌های تشکیل شده، سلول (خانه) نامیده می‌شود. فرض بر این است که خواص هیدرولیکی و هیدرولویک، در محدوده یک سلول، یکنواخت است و در نتیجه هر سلول توسط گروه وابسته به آن مشخص می‌شود. این نوع شبکه، مرکز شبکه‌ای نامیده می‌شود. موقعیت هر سلول در شبکه توسط یک سیستم نمایه‌ای ijk مشخص می‌شود که i نمایه ردیف، j نمایه ستون و k نمایه لایه است.

شبکه می‌تواند به صورت یکنواخت یا غیریکنواخت باشد که حالت اول سلول‌ها دارای ابعاد یکسان هستند. در حالت دوم اندازه سلول‌ها متغیر است. اگرچه شبکه یکنواخت از لحاظ ریاضی ترجیح داده

می‌شود ولی در بیشتر موارد طراحی شبکه غیریکنواخت نیاز است. انتخاب شبکه یکنواخت در موارد زیر بهتر است:

- داده‌های موجود در مورد ویژگی‌های آبخوان به صورت یکنواخت در سطح منطقه مدل توزیع شده‌اند.
 - تمام میدان جریان دارای اهمیت یکسانی است.
- شبکه غیریکنواخت زمانی مناسب‌تر است که در بخش‌هایی از منطقه، مدل داده‌های کمی وجود داشته یا اصلاً داده‌ای وجود نداشته باشد یا این که توجه خاص معطوف به یک یا چند منطقه کوچکتر از میدان جریان باشد. ابعاد هر سلول برای مطالعه هر آبخوان به اطلاعات موجود در آبخوان بستگی دارد. هر قدر اطلاعات جمع‌آوری شده از آبخوان بیشتر باشد، ابعاد سلول‌ها کوچکتر و تعداد سلول‌ها بیشتر و دقت محاسبات افزایش می‌یابد. با افزایش تعداد سلول‌ها، حجم کار آماده‌سازی داده‌ها و نیز حجم عملیات محاسباتی به مراتب بیشتر خواهد شد. با توجه به مساحت ۱۰۶ کیلومتری مرز در نظر گرفته شده برای مدل‌سازی، محدوده به سلول‌های ۱۰۰ متری گسسته‌سازی شد. بر این اساس تعداد سلول‌ها در جهت x محور مختصات، ۱۸۱ سلول و در جهت y محور مختصات، ۱۱۴ سلول می‌باشد (شکل ۴-۶). اطلاعات تکمیلی شبکه مدل حاصل از گسسته‌سازی در جدول ۲-۶ ارائه شده است.



شکل ۴-۶. شبکه مدل

جدول ۲-۶. مشخصات شبکه مدل

Cell Centered	نوع شبکه
553485	مبدا مختصات X
3606972	مبدا مختصات Y
18052	طول مدل در جهت X (km)
11370	طول مدل در جهت Y (km)
106	مساحت محدوده مدلسازی (km)
100×100	اندازه سلول
114	تعداد سلول‌ها در جهت i
181	تعداد سلول‌ها در جهت j

جدول ۶-۲. ادامه

Cell Centered	نوع شبکه
1	تعداد سلول‌ها در جهت k
20634	تعداد کل سلول‌ها
10596	تعداد سلول‌های فعال
10038	تعداد سلول‌های غیرفعال
UTM, Zone: 39 (48°E - 54°E - Northern Hemisphere), WGS84, meters	سیستم مختصات جغرافیایی

۶-۴-۲- توسعه مدل

برای توسعه مدل از کد MODFLOW در نرم‌افزار GMS استفاده شده است. بسته‌های مورد استفاده در مدل‌سازی شامل بسته رودخانه، بار عمومی، و چاه بوده است. جدول ۶-۳ اطلاعات تکمیلی استفاده شده برای مدل‌سازی را نشان می‌دهد. مدل‌سازی در دو حالت پایدار و ناپایدار انجام گرفته است. حالت پایدار بر اساس داده‌های اسفندماه ۱۳۹۴ و حالت ناپایدار با استفاده از داده‌های ۱۰ ماهه از اسفند ۱۳۹۴ تا آذر ۱۳۹۵ تهیه شده است.

جدول ۶-۳. مشخصات مدل

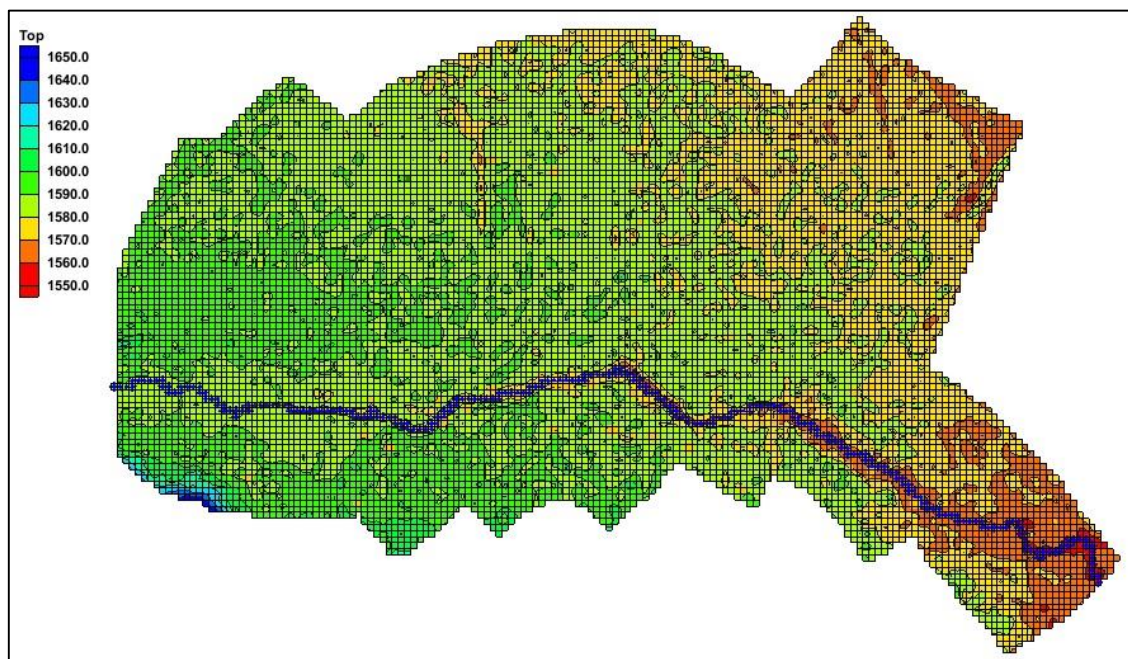
MODFLOW 2000	نسخه MODFLOW
LPF (layer property flow)	بسته جریان (Flow package)
River, General Head, Well	بسته‌های مورد استفاده
PCG	Solver
آزاد	نوع آبخوان
یک	تعداد واحدهای آب‌چینه‌ای

۳-۴-۶- پارامترهای ورودی به مدل

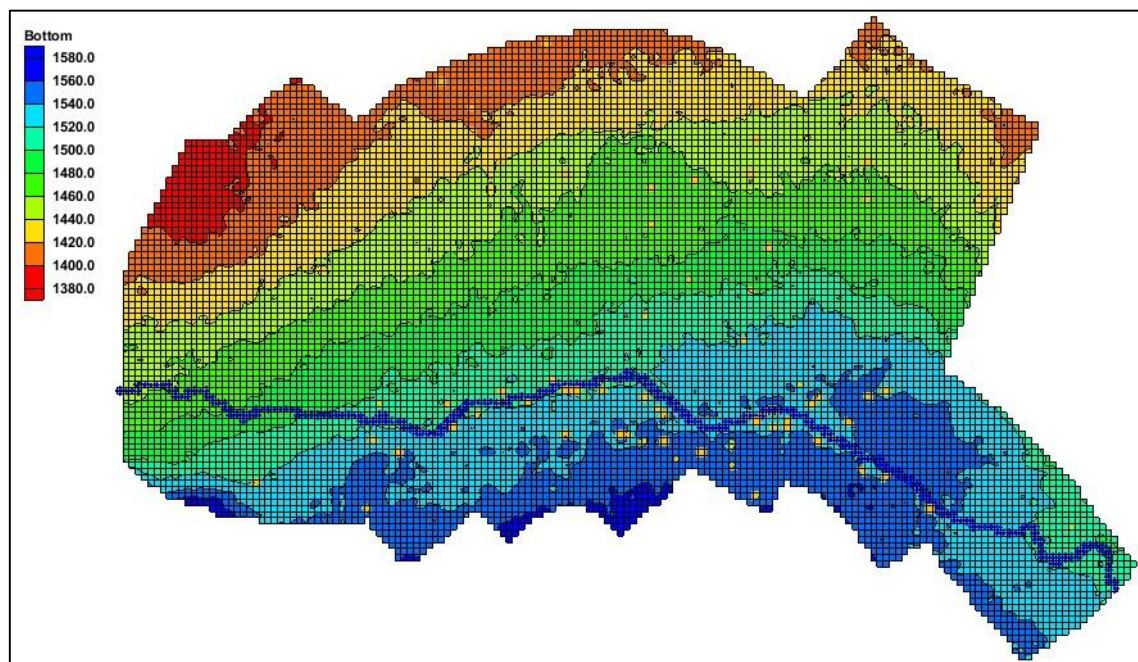
پارامترهای ورودی به مدل شامل توپوگرافی، عمق سنگ کف، سطح اولیه آب زیرزمینی، مقدار برداشت از چاه‌های بهره‌برداری، سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای و رودخانه می‌باشند. بر این اساس توپوگرافی با استفاده از نقشه DEM منطقه با مقیاس ۳۰ متر به مدل معرفی شد (شکل ۵-۶). عمق سنگ کف با درون‌یابی نقطه برخورد به سنگ کف در گمانه‌های حفاری شده دشت تهیه شده و به مدل معرفی شد (شکل ۶-۶). مبنای سطح اولیه آب در دشت نیز سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای می‌باشد که در نرم‌افزار Surfer درون‌یابی شده است (شکل ۷-۶).

۴-۴-۶- شرایط مرزی مدل

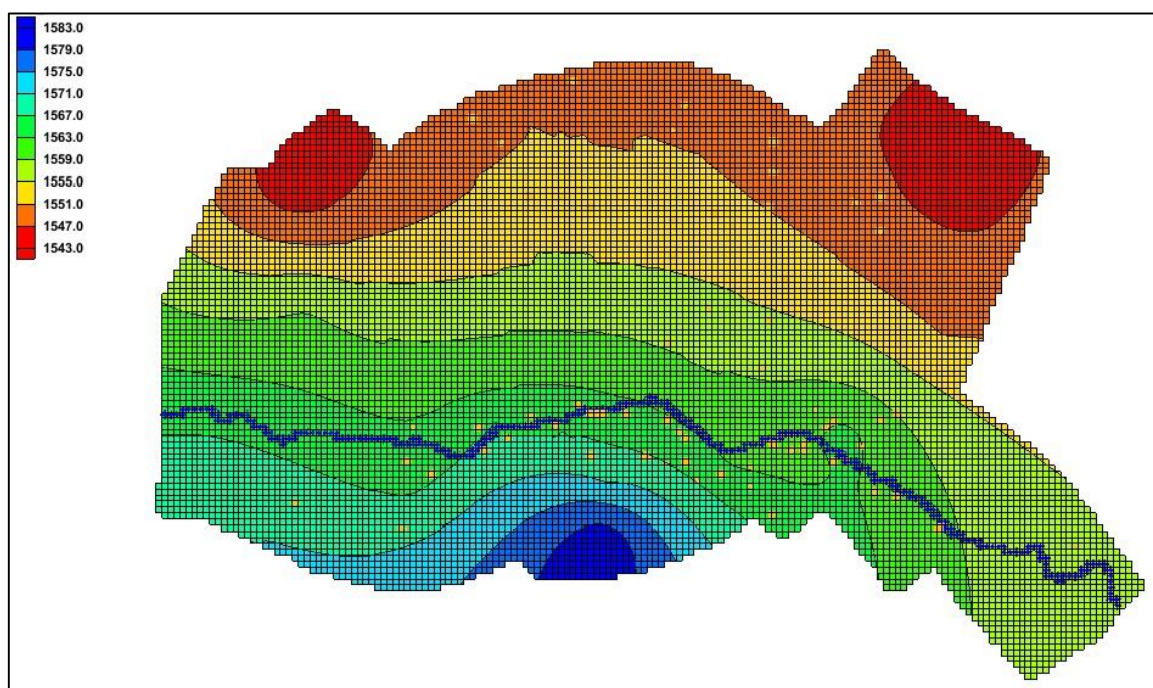
در این مطالعه مرزها در مدل مفهومی مشخص شده و در طی واسنجی تصحیح شده‌اند. خطوط جریان منطبق بر مرز آبخوان به عنوان مرز بدون جریان و خطوط پتانسیل منطبق بر مرز آبخوان به عنوان مرز با بار هیدرولیکی عمومی معرفی شدند.



شکل ۵-۶. نقشه توپوگرافی مدل



شکل ۶-۶. نقشه سنگ کف مدل



شکل ۶-۷. سطح اولیه آب زیرزمینی

۶-۴-۵- پارامترهای هیدرودینامیکی آبخوان

برداشت‌های انجام شده در گمانه‌های اطراف رودخانه زاینده‌رود تغییرات هدایت هیدرولیکی را از ۵ متر بر روز تا ۲۰ متر بر روز در اعماق مختلف نشان می‌دهد. مقدار اولیه پارامترهای هیدرولیکی آبخوان با تخمینی از مقادیر ذکر شده به مدل معرفی شدند. برای این کار مرز مدل پهنه‌بندی شده و پارامترهای اولیه به هر پهنه نسبت داده شدند.

۶-۴-۶- واسنجی مدل

در این مطالعه واسنجی مدل به روش سعی و خطا انجام گرفته و بار هیدرولیکی به عنوان مبنای واسنجی به مدل معرفی شده است. برای این کار از داده‌های ۳۷ چاه مشاهده‌ای برای واسنجی در دو مرحله پایدار و ناپایدار واسنجی استفاده شده است.

الف- واسنجی در حالت پایدار

واسنجی در حالت پایدار با استفاده از داده‌های سطح آب اسفندماه چاه‌های مشاهده‌ای انجام گرفته است. نتیجه واسنجی در این مرحله، تعیین هدایت هیدرولیکی آبخوان بر اساس پهنه‌بندی موجود می‌باشد (شکل ۸-۶). همانطور که در شکل ۶-۸ مشاهده می‌شود به طور تقریبی از جنوب به شمال از هدایت هیدرولیکی آبخوان کاسته می‌شود. بازه تغییرات هدایت هیدرولیکی بر اساس نتایج بین دو تا ۱۰ متر بر روز می‌باشد.

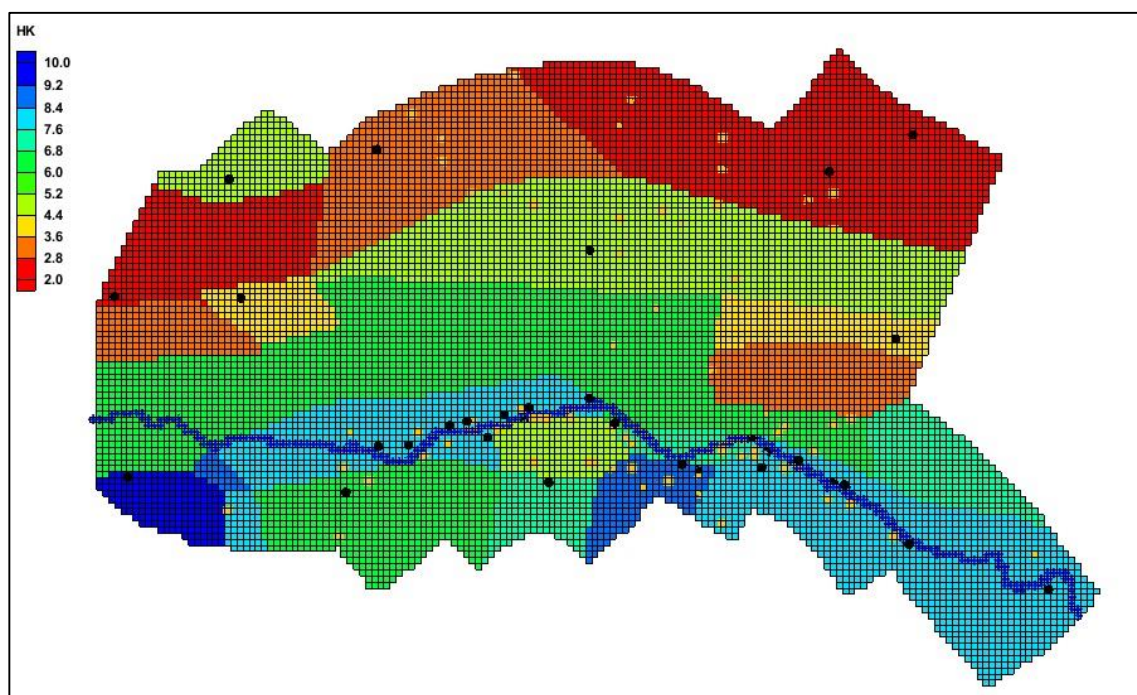
با محاسبه مقدار اختلاف بین بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده و بار هیدرولیکی مشاهده شده، مقدار باقیمانده به دست آمده و مورد تحلیل آماری قرار گرفته است. بر این اساس مقدار خطای میانگین، قدر مطلق خطای میانگین و ریشه خطای مربعات میانگین ارزیابی شدند. واسنجی تا مرحله‌ای که مقادیر

خطا در چاه‌های مشاهده‌ای به درجه قابل قبول برسد ادامه پیدا کرد (جدول ۴-۶). همانگونه که در

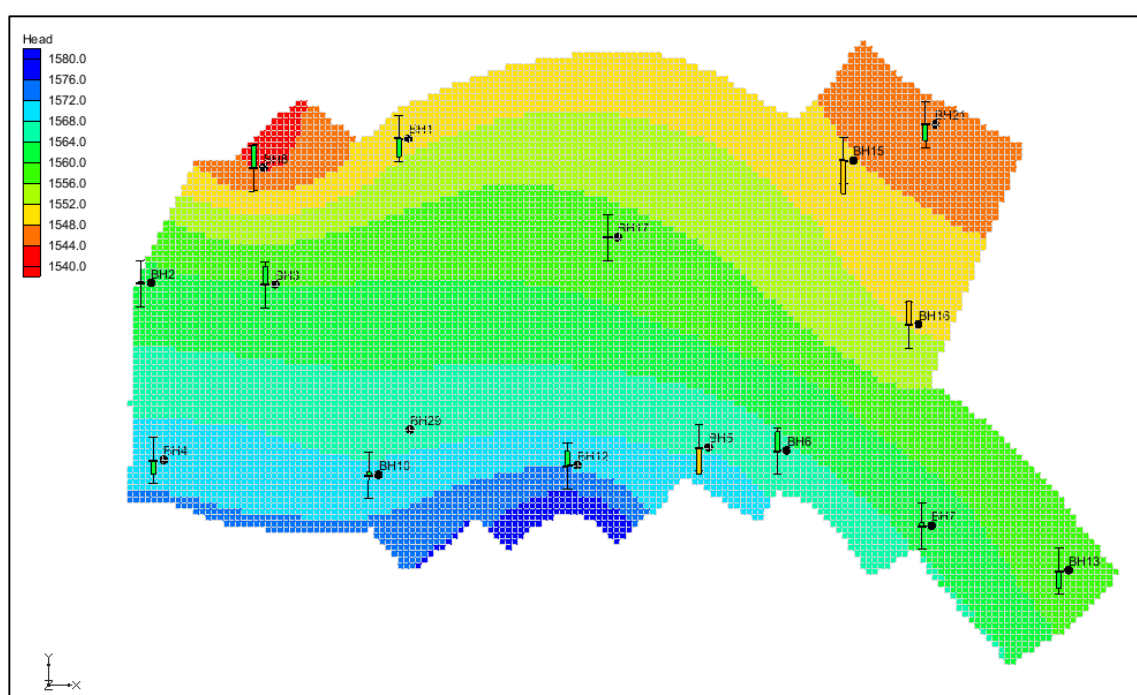
شکل ۹-۶ مشاهده می‌شود مقدار خطا در هر یک از چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده مجاز قرار دارد.

جدول ۴-۶. مقادیر خطای مدل‌سازی در مرحله پایدار

Property	Value
Mean residual (Head)	0.23
Mean absolute residual (Head)	0.73
Root mean squared residual (Head)	0.84
Mean residual (Flow)	0.00
Mean absolute residual (Flow)	0.00
Root mean squared residual (Flow)	0.00
Mean weighted residual (Head+Flow)	0.46
Mean absolute weighted residual (Head+Flow)	1.43
Root mean squared weighted residual (Head+Flow)	1.64
Sum of squared weighted residual (Head+Flow)	43.00
Displayed precision	2.00



شکل ۶-۸. نقشه هدایت هیدرولیکی آبخوان

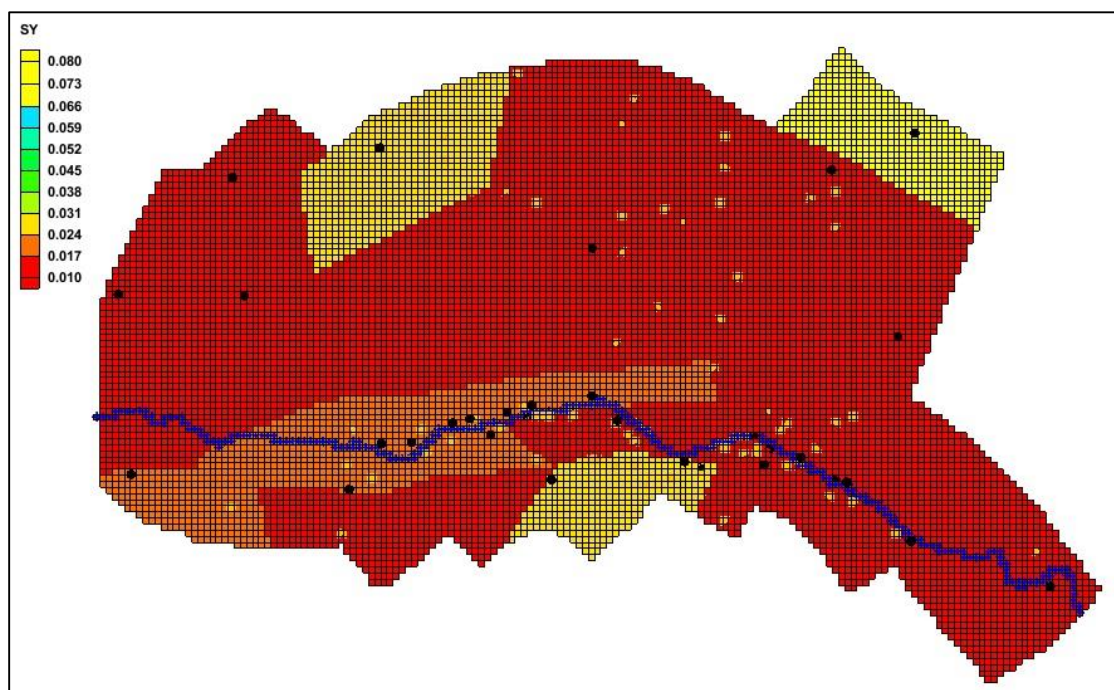


شکل ۶-۹. مقدار خطا در هر یک از چاه‌های مشاهده‌ای در مرحله پایدار

ب- واسنجی در حالت ناپایدار

طی مرحله ناپایدار، مقادیر ۱۰ ماهه چاه‌های مشاهده‌ای به مدل معرفی شده و به وسیله آن مقدار ضریب ذخیره آبخوان به دست آمد (شکل ۶-۱۰). واسنجی در این مرحله در دو حالت قبل از جاری شدن آب در رودخانه و بعد از جاری شدن آب در رودخانه انجام شد. بر اساس نتایج مقدار ضریب ذخیره آبخوان از ۰/۰۱ تا ۰/۰۷ تغییر می‌کند که نشان‌دهنده تنوعی از بافت رسوبات تشکیل دهنده آبخوان است.

در این مرحله نیز همانند مرحله پایدار، واسنجی تا رسیدن خطای مدل‌سازی به مقدار قابل قبول ادامه پیدا کرد (جدول ۶-۵). برآیند مقادیر محاسباتی در مقابل مقادیر مشاهداتی در شکل ۶-۱۱ نشان داده شده است.



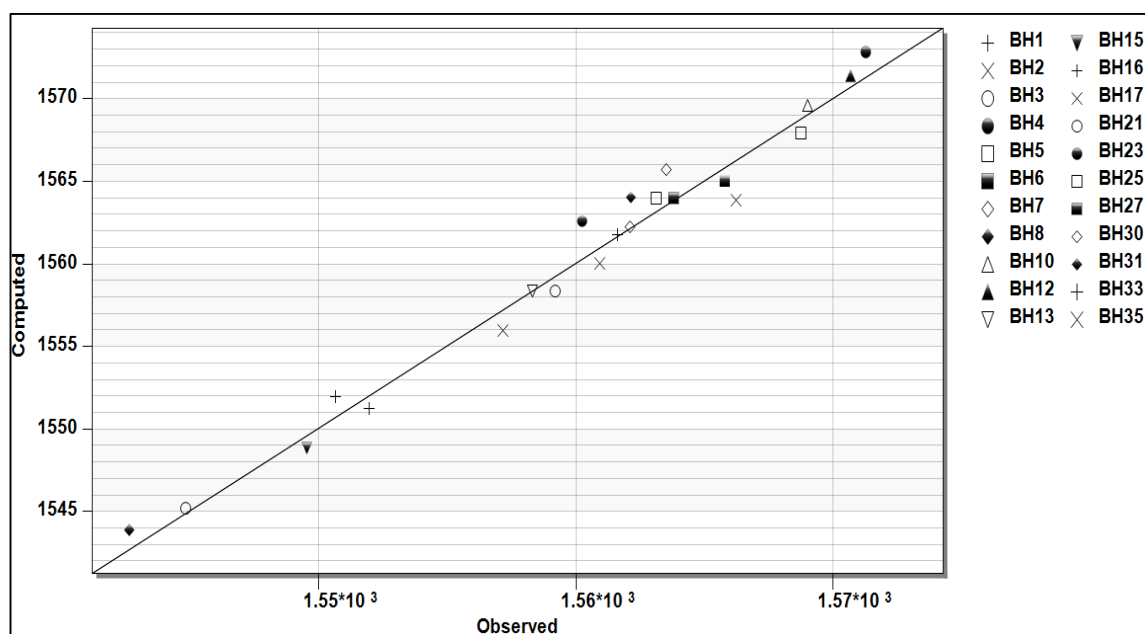
شکل ۶-۱۰. نقشه ضریب ذخیره آبخوان

جدول ۶-۵. مقادیر خطای مدل‌سازی در مرحله ناپایدار

Property	Value
Mean residual (Head)	0.16
Mean absolute residual (Head)	0.83
Root mean squared residual (Head)	1.07

جدول ۵-۶. ادامه

Property	Value
Mean residual (Flow)	0.00
Mean absolute residual (Flow)	0.00
Root mean squared residual (Flow)	0.00
Mean weighted residual (Head+Flow)	0.31
Mean absolute weighted residual (Head+Flow)	1.62
Root mean squared weighted residual (Head+Flow)	2.11
Sum of squared weighted residual (Head+Flow)	767.63
Displayed precision	2.00



شکل ۶-۱۱. برآیند مقادیر محاسباتی در برابر مقادیر مشاهداتی سطح ایستابی بر حسب متر

۶-۴-۷- شبیه‌سازی رودخانه زاینده‌رود

رودخانه زاینده‌رود در بازه زمانی مدل در دو ماه آبان و آذر دارای آب بوده است. مقدار دبی رودخانه در بازه این دو ماه در دو ایستگاه موسیان در بالادست محدوده مورد مطالعه و ایستگاه پل چوم در پایین دست محدوده مورد مطالعه بصورت روزانه اندازه‌گیری شده است. با توجه به ماهانه بودن سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای، امکان استفاده از داده‌های روزانه رودخانه وجود نداشته بنابراین از میانگین ماهانه سطح آب رودخانه برای معرفی به مدل استفاده شده و واسنجی بر این اساس انجام گرفته است.

۶-۵- بیلان و نتایج مدل‌سازی

برای بررسی ارتباط آبخوان و رودخانه از نتایج بیلان استفاده شده است. بیلان محاسبه شده مدل به صورت ماهانه به دست آمده است که طی آن، دو ماه انتهایی مدل‌سازی، جریان آب در رودخانه وجود دارد. خلاصه بیلان محاسبه شده مدل در جدول ۶-۶ نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد حجم ورودی و خروجی آبخوان تقریباً برابر می‌باشد. همچنین بیشترین حجم تبادل آبخوان در آذرماه بوده که ورودی از رودخانه حداکثر می‌باشد.

مبادله رودخانه و آبخوان از ابتدای آبان ماه تا پایان آذر ماه ادامه پیدا می‌کند. بر این اساس به طور میانگین در آبان ماه مقدار نفوذ آب از رودخانه به آبخوان ۲۲۰۰۰ متر مکعب بر روز و در آذر ماه ۷۸۰۰۰ متر مکعب بر روز است. بنابراین، مجموع ماهانه نفوذ از رودخانه در آبان ماه ۰/۶ میلیون مترمکعب و در آذرماه ۷ میلیون متر مکعب می‌باشد (جدول ۶-۶). با توجه به عدد حدود ۶۴۰۰۰ متر مکعب در روز که به روش تحلیلی برای تغذیه آبخوان توسط رودخانه به دست آمد و عدد حاصل از مدل که ۷۸۰۰۰ متر مکعب در روز می‌باشد، می‌توان عدد ۷۰۰۰۰ متر مکعب بر روز را عدد مناسبی برای تغذیه رودخانه در نظر گرفت.

جدول ۶-۶. مؤلفه‌های بیلان در محدوده شهر اصفهان

ماه	تبادل	(m ³)	Mm ³	ماه	تبادل	(m ³)	Mm ³
اسفند	مجموع ورودی	22800	0.7	مرداد	مجموع ورودی	34715	1.0
	مجموع خروجی	22799	0.7		مجموع خروجی	34659	1.0
	ورودی - خروجی	1	0.0		ورودی - خروجی	56	0.0
فروردین	مجموع ورودی	41332	1.3	شهریور	مجموع ورودی	40756	1.2
	مجموع خروجی	41294	1.3		مجموع خروجی	40696	1.2
	ورودی - خروجی	38	0.0		ورودی - خروجی	60	0.0
اردیبهشت	مجموع ورودی	38742	1.2	مهر	مجموع ورودی	34932	1.1
	مجموع خروجی	38681	1.2		مجموع خروجی	34981	1.1
	ورودی - خروجی	61	0.0		ورودی - خروجی	-49	0.0
خرداد	مجموع ورودی	35198	1.1	آبان	مجموع ورودی	43135	1.3
	مجموع خروجی	35132	1.1		مجموع خروجی	43223	1.3
	ورودی - خروجی	66	0.0		ورودی - خروجی	-87	0.0
تیر	مجموع ورودی	34860	1.1	آذر	مجموع ورودی	97846	3.0
	مجموع خروجی	34833	1.1		مجموع خروجی	97958	3.0
	ورودی - خروجی	27	0.0		ورودی - خروجی	-112	0.0
مجموع ورودی ۱۰ ماهه		424321	129	مجموع خروجی ۱۰ ماهه		424261	129
ورودی - خروجی		60		0			

جدول ۶-۷. بیلان رودخانه در ماه‌های آبان و آذر

عنوان		حجم آب مبادله شده	
		Mm ³	(m ³ /day)
آبان	خروجی از رودخانه به آبخوان	22231	0.7
	ورودی از آبخوان به رودخانه	2	0.0
آذر	خروجی از رودخانه به آبخوان	78876	2.4
	ورودی از آبخوان به رودخانه	166	0.0
مجموع ورودی از رودخانه		101107	3.1
مجموع خروجی به رودخانه		167	0.0
ورودی - خروجی		100939	3.1

۶-۶- آنالیز حساسیت

بررسی پارامترهای ورودی مدل نشان می‌دهد، مدل نسبت به هدایت هیدرولیکی و مقدار نفوذ از رودخانه بیشترین حساسیت را دارد. در مقابل، حساسیت مدل نسبت به ضریب ذخیره کم بوده و نسبت به ذخیره ویژه حساسیتی از خود نشان نمی‌دهد. علت این عدم حساسیت شاهد به ماهیت ضریب ذخیره برگردد. زیرا ضریب ذخیره بیانگر تغییرات حجم به حجم کل می‌باشد و از آنجایی که تغییرات چندانی در این دو پارامتر دیده نمی‌شود، مدل نیز حساسیت کمتری به آن نشان می‌دهد.

۶-۷- محدودیت‌های مدل

از مهمترین پیش‌نیازهای مدل‌سازی آب زیرزمینی دسترسی به داده‌هایی با دقت مناسب در بازه زمانی کافی می‌باشد. با این وجود داده‌های ورودی به مدل در مطالعه کنونی در بازه ۱۰ ماهه تهیه شده است که خود باعث کاهش دقت مدل‌سازی می‌شود. علاوه بر این، حداقل دوره تنش برای مدل‌سازی، دوره یک ساله است که با در نظر گرفتن بازه ۱۰ ماهه این مطالعه، یک خلاء داده‌ای در دو ماه دی و بهمن وجود دارد. همچنین امکان صحت‌سنجی با این محدودیت داده‌ای وجود ندارد.

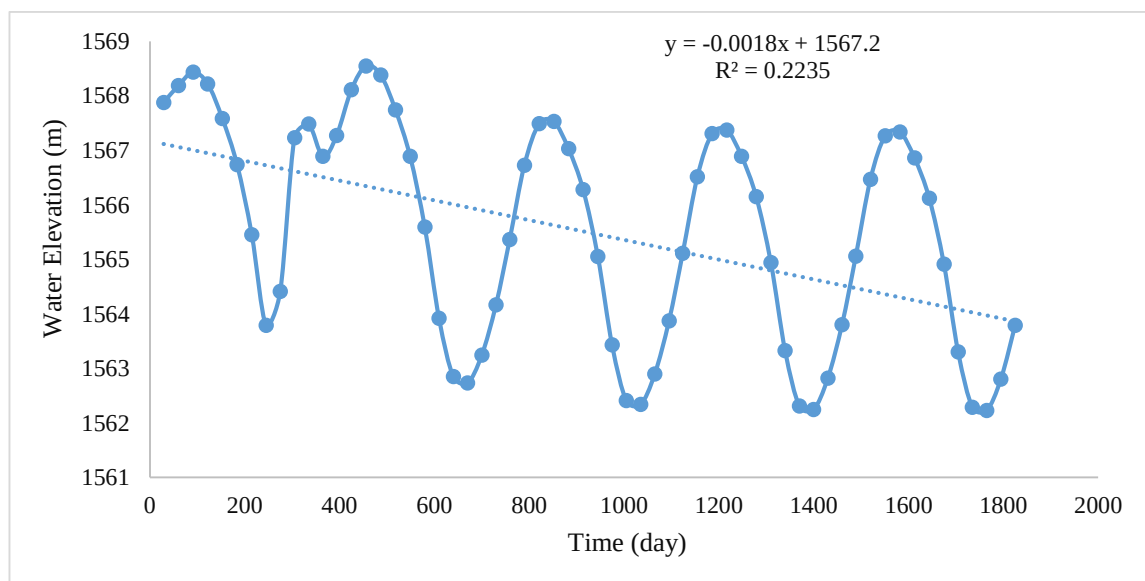
۶-۸- شبیه‌سازی سناریو

هدف اصلی از شبیه‌سازی آبخوان‌ها فرآیند پیش‌بینی می‌باشد که این فرآیند بعد از مرحله صحت‌سنجی انجام می‌گیرد. بعد از اطمینان از صحت مدل تهیه شده می‌توان سناریوهای مختلفی روی آن پیاده کرد و وضعیت آبخوان را پیش‌بینی نمود. اگر مدل به خوبی واسنجی شده باشد و آمار و اطلاعات نیز به اندازه‌ی کافی و دقیق در دسترس باشد، می‌توان از این ابزار با صرف کمترین هزینه و امکانات به عنوان یک ابزار مدیریتی استفاده کرد و وضعیت آینده آبخوان را طی چند سال آتی مورد ارزیابی قرار داد و راه کارهای مهم مدیریتی برای وضعیت آبخوان پیشنهاد داد.

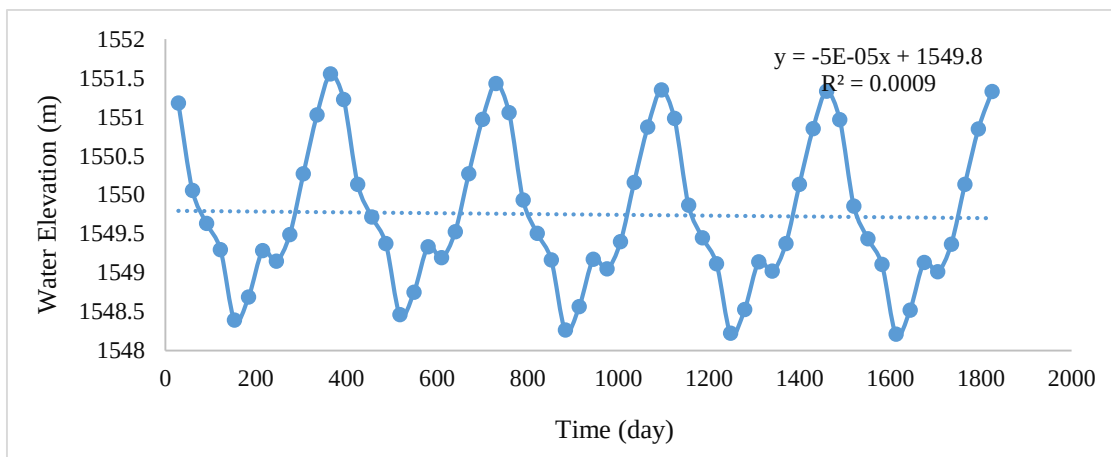
برای پیش‌بینی شرایط آبخوان در سال‌های پس از مدل‌سازی، تغییرات مورد نظر در بازه مورد نیاز در مدل اعمال شده و نتایج بررسی می‌شود. از آنجا که در این مطالعه ارتباط رودخانه و آبخوان مورد بررسی قرار گرفته، سناریوها نیز در این رابطه انتخاب شده‌اند. همچنین بازه زمانی انتخاب شده برای پیش‌بینی پنج سال می‌باشد. چهار سناریو در این رابطه انتخاب شده است که در ادامه بررسی می‌شوند.

۶-۸-۱- سناریو اول

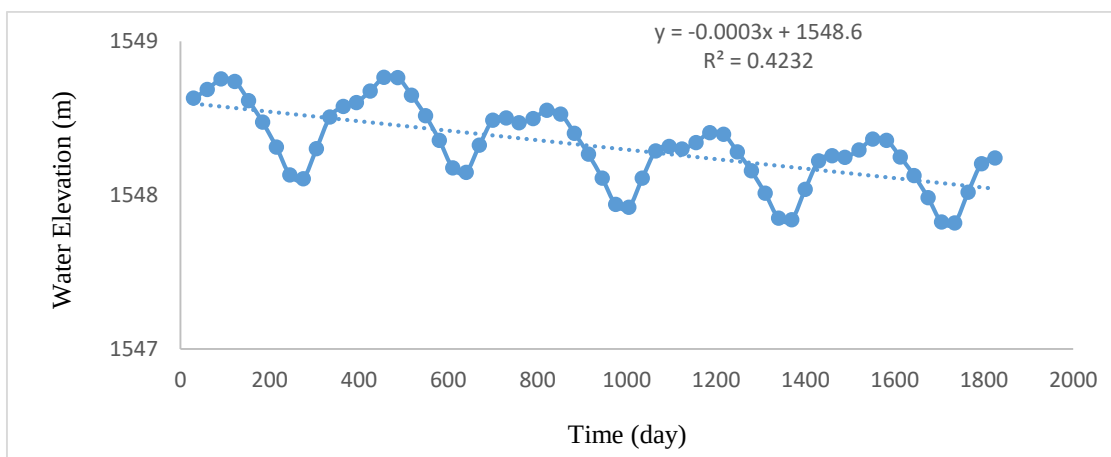
طبق این سناریو، طی پنج سال بازه زمانی پیش‌بینی، آبی در رودخانه جریان ندارد. نتایج حاصل از شبیه‌سازی این فرضیه نشان می‌دهد افت قابل توجهی در آبخوان رخ خواهد داد (شکل ۶-۱۴). بیشترین مقدار افت در چاه‌های مشاهده‌ای نزدیک به رودخانه مشاهده می‌شود که مقدار آن به حدود سه متر می‌رسد. تاثیر این افت در چاه BH5 قابل مشاهده است (شکل ۶-۱۲). در مقابل مقدار افت در شمال آبخوان همانطور که در نمودار چاه مشاهده‌ای BH1 مشاهده می‌شود، محسوس نمی‌باشد (شکل ۵-۱۳). از شکل ۶-۱۲ تا ۶-۱۷ بخشی از مهمترین نمودارهای افت سطح ایستابی نشان داده شده است.



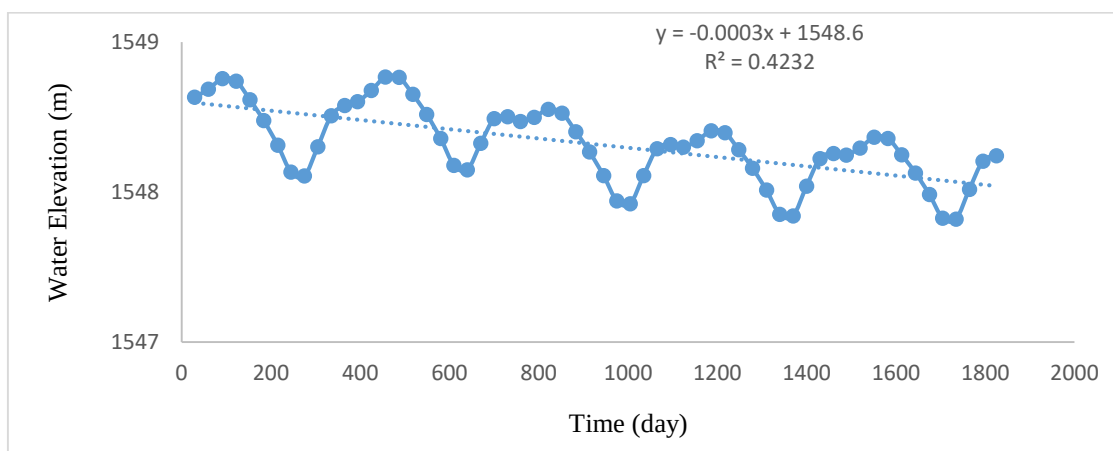
شکل ۶-۱۲. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH5



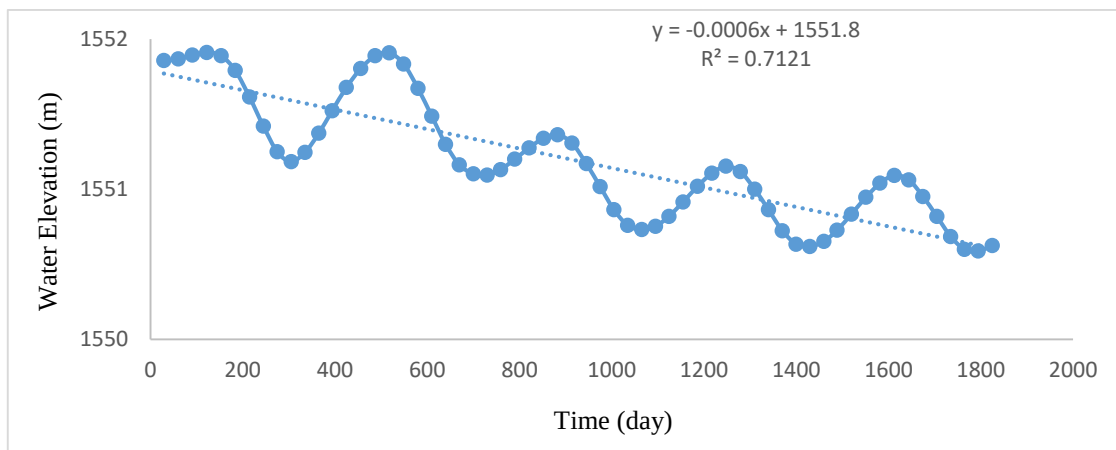
شکل ۶-۱۳. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH1



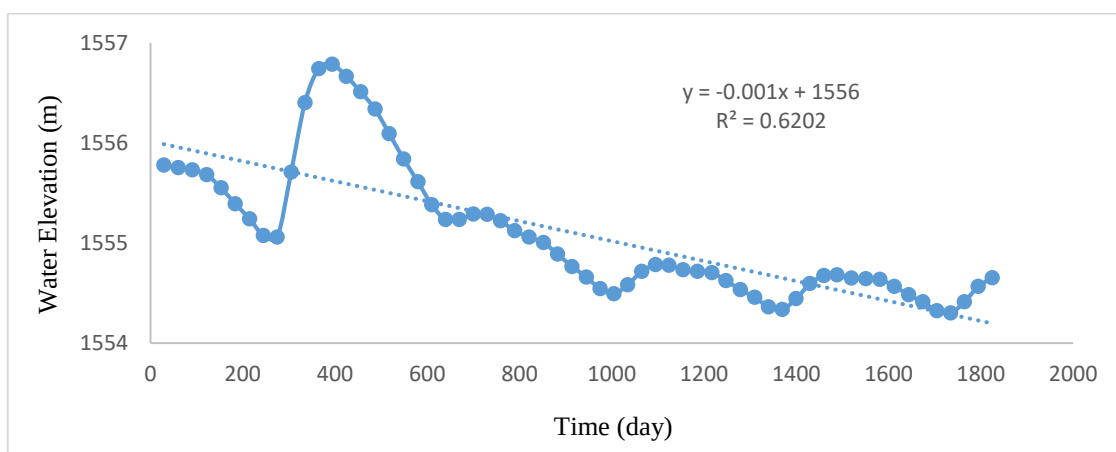
شکل ۶-۱۴. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH13



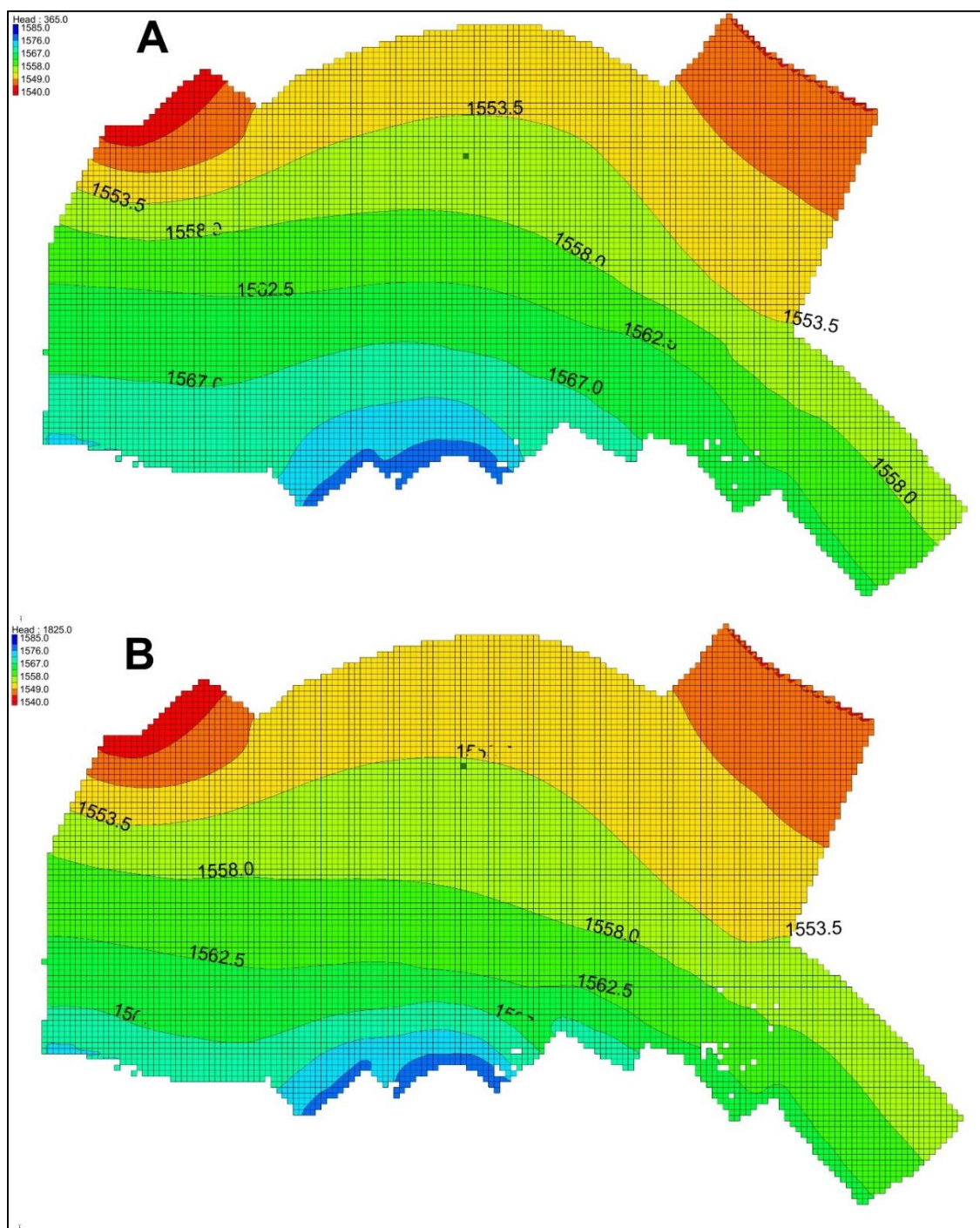
شکل ۶-۱۵. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH15



شکل ۶-۱۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو اول در چاه BH16



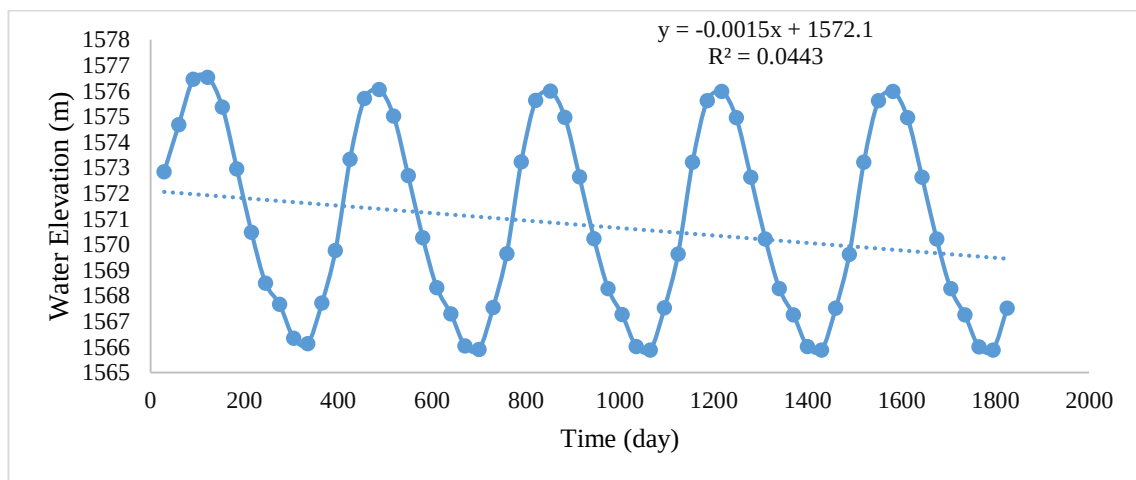
شکل ۶-۱۷. تغییرات سطح ایستابی در طبق سناریو اول در چاه BH17



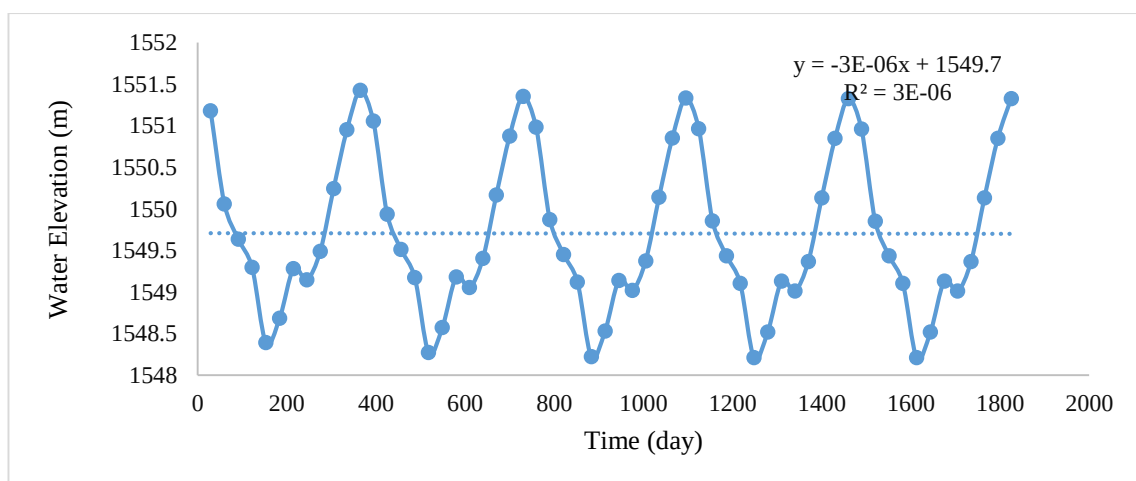
شکل ۶-۱۸: A: سطح ایستابی آب زیرزمینی در پایان سال اول B: سطح ایستابی آب زیرزمینی در پایان سال پنجم

۶-۸-۲- سناریو دوم

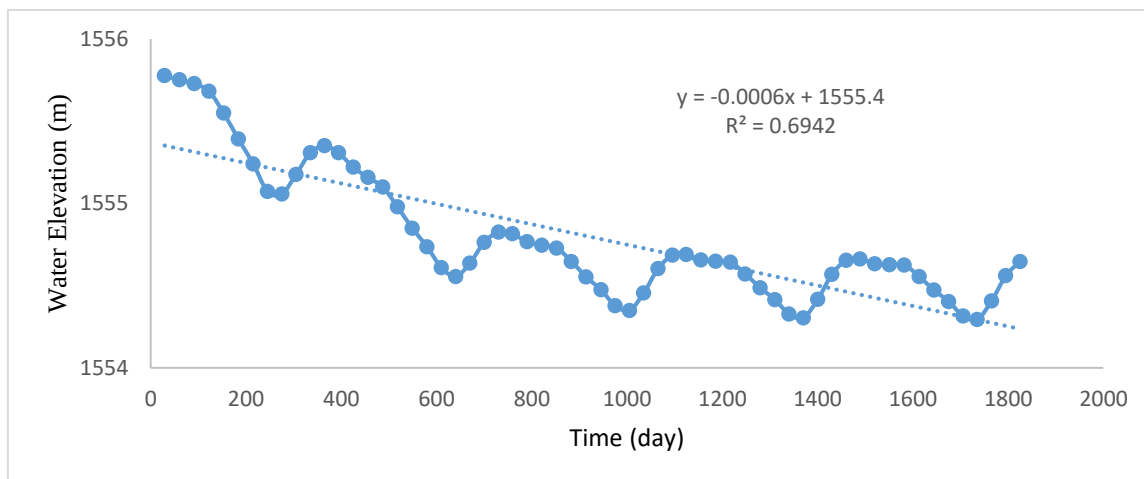
طبق این سناریو، آب در رودخانه به مدت یک ماه در سال جاری می‌باشد. مقدار افت در این سناریو نیز همانند سناریو قبل قابل توجه خواهد بود به طوری که حداکثر افت در چاه‌های مشاهده‌ای حاشیه رودخانه و همچنین چاه‌های غرب آبخوان اتفاق خواهد افتاد (شکل ۶-۱۹). در شکل ۶-۲۰، سطح ایستابی برای چاه Bh1 نشان داده شده است که حداقل افت در را نشان می‌دهد (شکل ۶-۲۰).



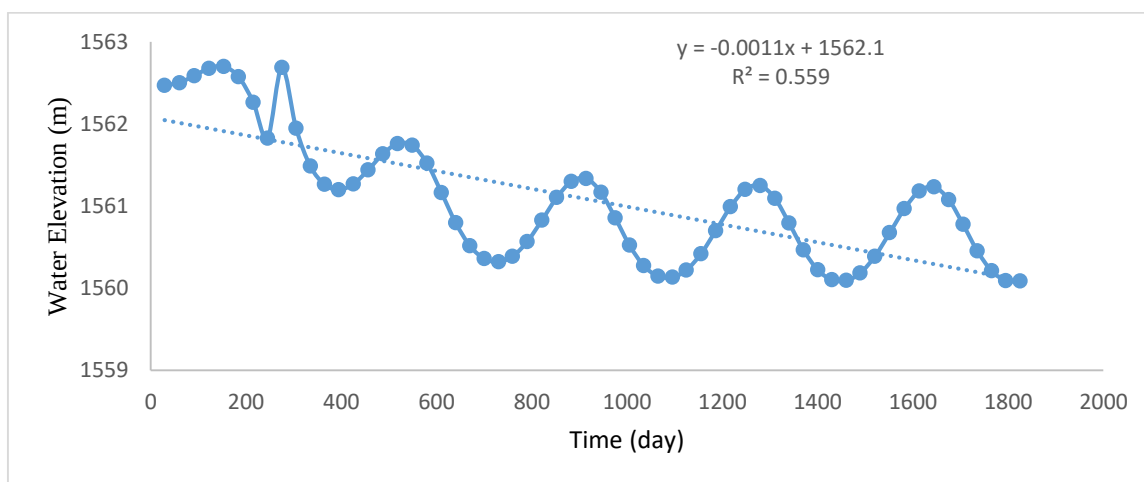
شکل ۶-۱۹. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH4



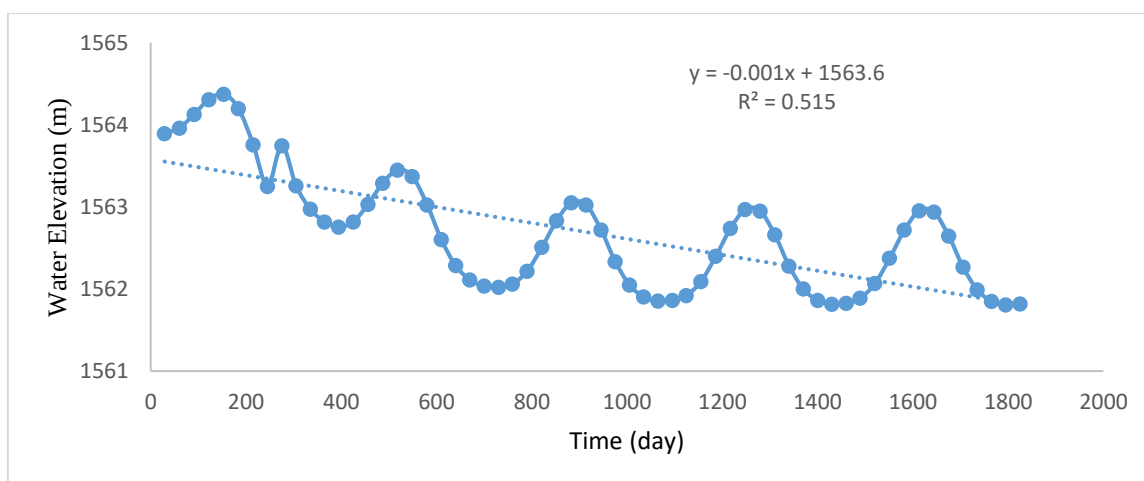
شکل ۶-۲۰. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH1



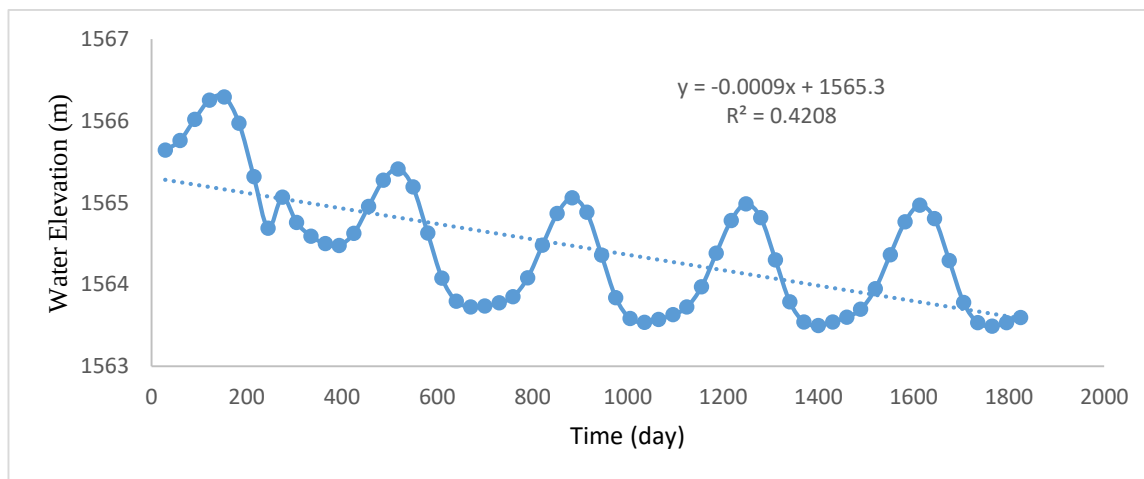
شکل ۶-۲۱. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH17



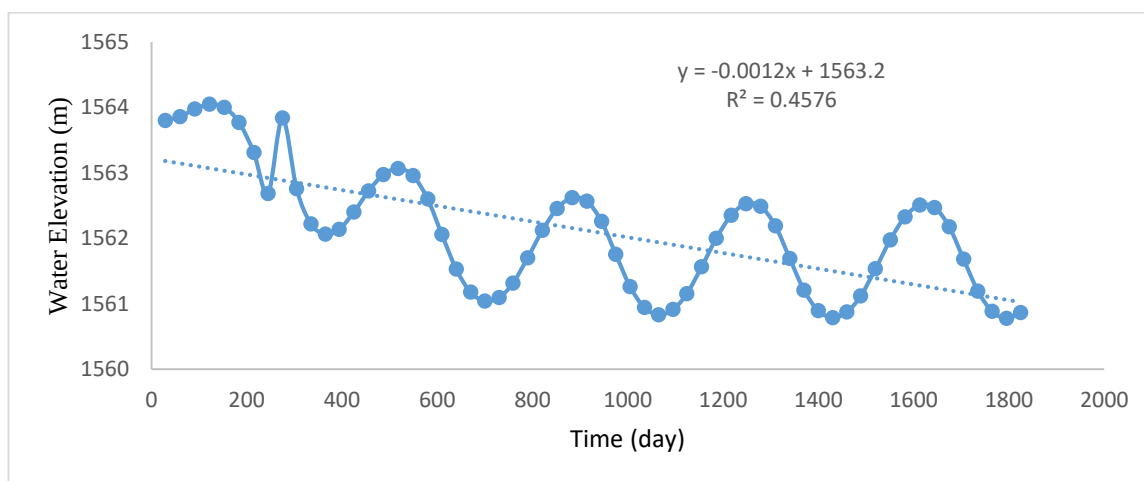
شکل ۶-۲۲. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH23



شکل ۶-۲۳. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH25



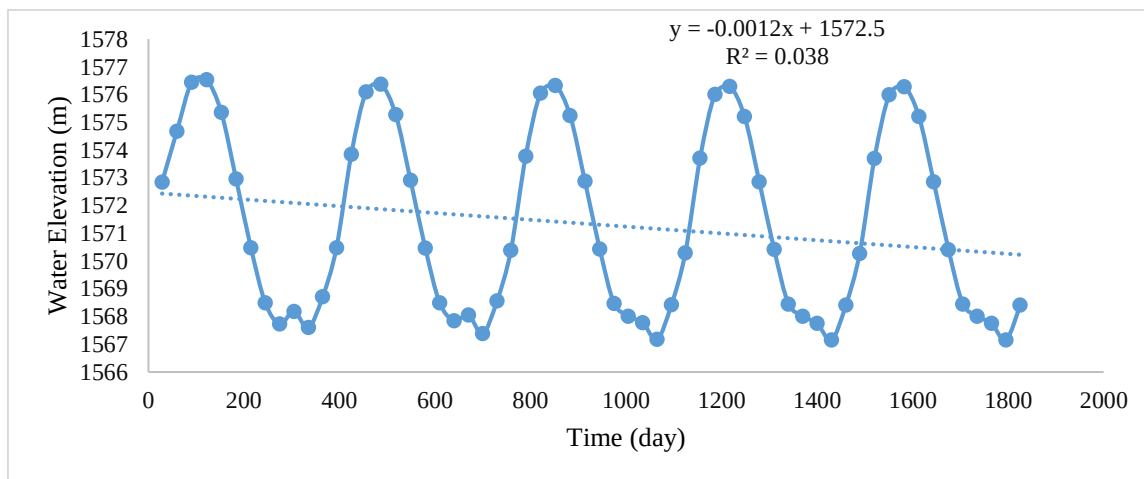
شکل ۶-۲۴. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH30



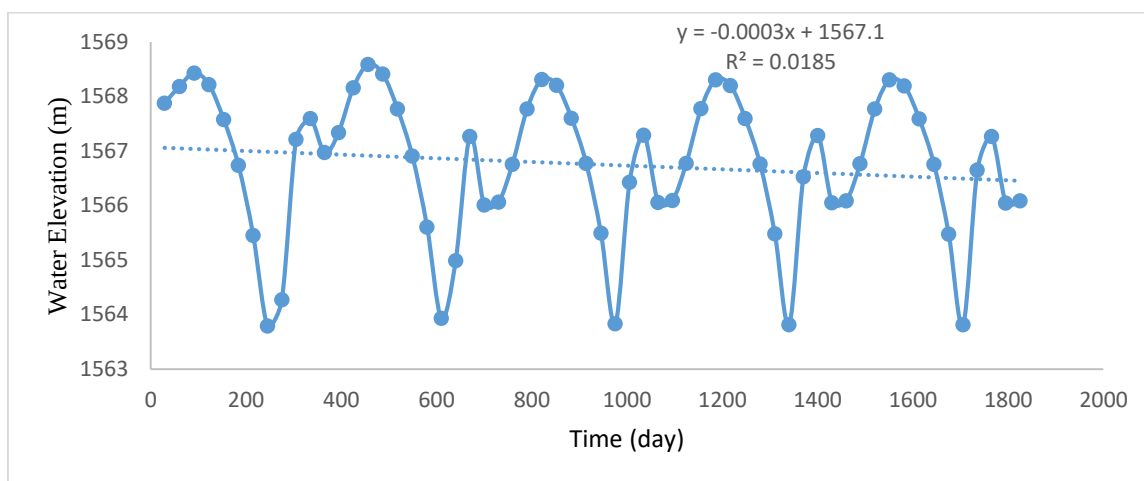
شکل ۶-۲۵. تغییرات سطح ایستابی در سناریو دوم در چاه BH35

۶-۸-۳- سناریو سوم

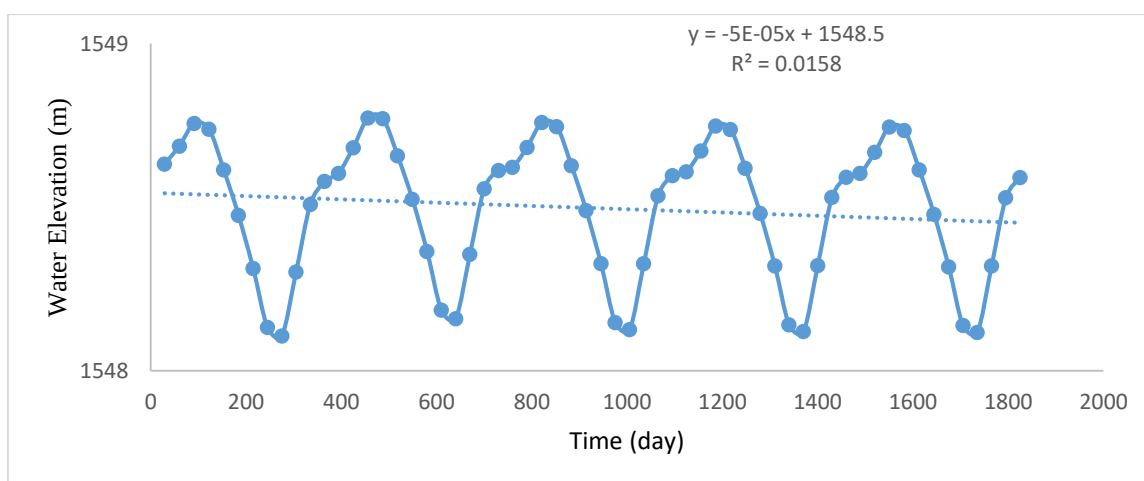
در این سناریو فرض شده است که روند کنونی ادامه پیدا کرده و هر ساله به مدت دو ماه آب در رودخانه جریان داشته باشد. در این شرایط افت چندانی در آبخوان رخ نداده و فقط در چاه مشاهده‌ای BH4، در جنوب غربی منطقه مورد مطالعه، افت یک متری رخ خواهد داد. شکل‌های ۶-۲۶ الی ۶-۳۰ مهمترین منحنی‌های مربوط به این سناریو می‌باشند.



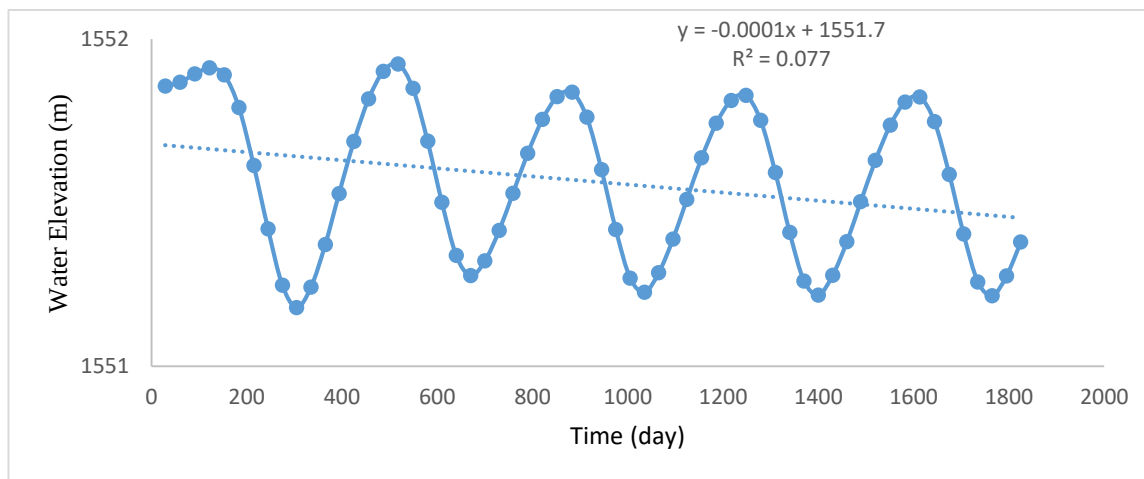
شکل ۶-۲۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH4



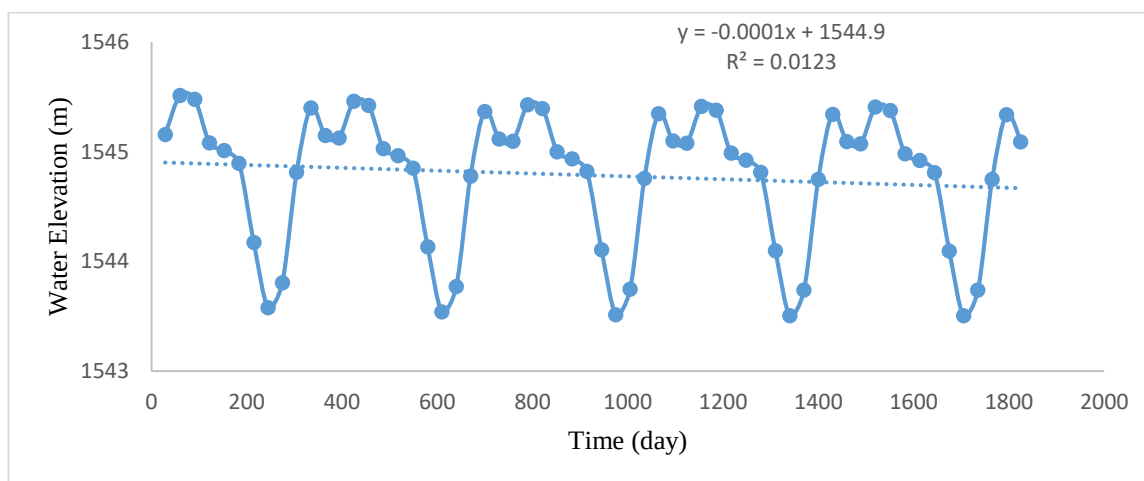
شکل ۶-۲۷. تغییرات سطح ایستابی در بازه سناریو سوم در چاه BH5



شکل ۶-۲۸. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH15



شکل ۶-۲۹. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH16

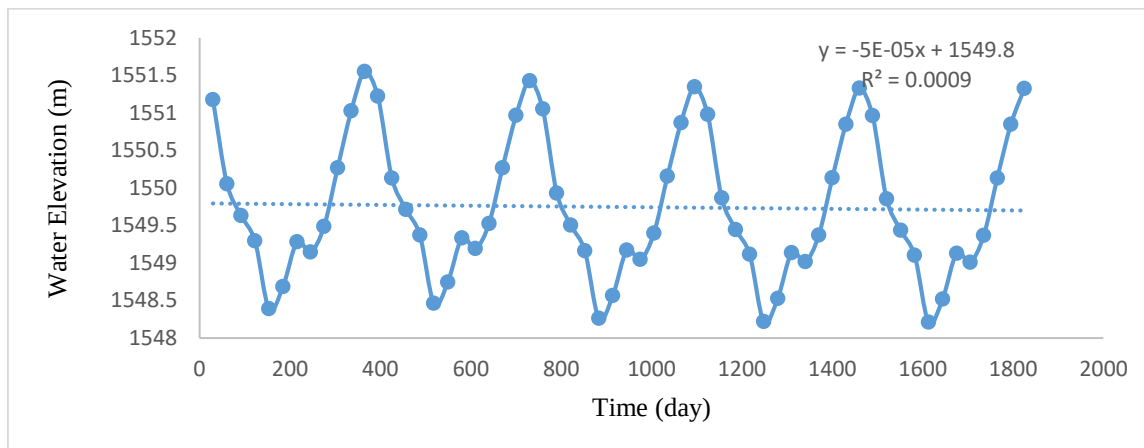


شکل ۶-۳۰. تغییرات سطح ایستابی در سناریو سوم در چاه BH21

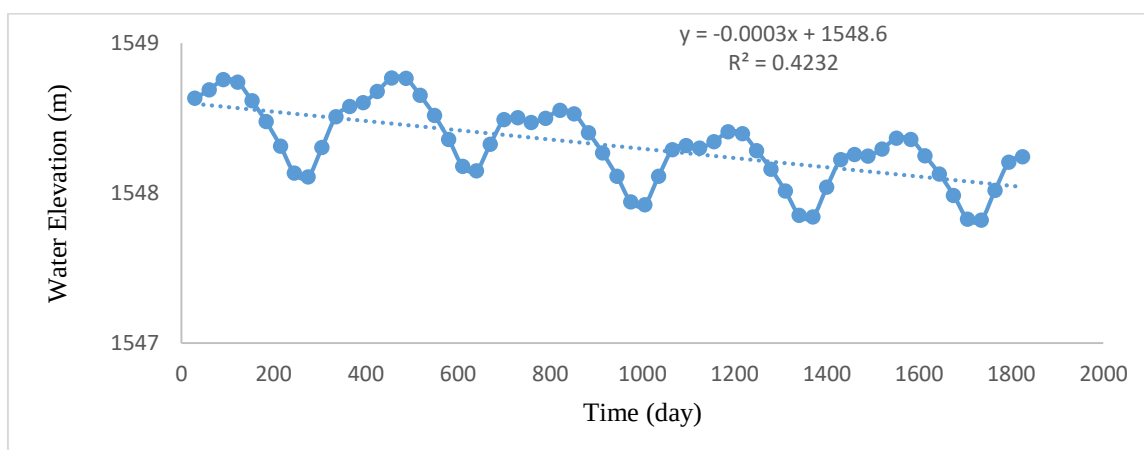
۴-۸-۶- سناریوی چهارم

در این سناریو فرض شده است که روند خشکی زاینده‌رود برای یک سال ادامه‌دار باشد و از طرفی برداشت از چاه‌های شهرداری متوقف گردد. در این شرایط افت چندانی در آبخوان رخ نداده که بیانگر بیشترین فشار بر سفره‌ی آب زیرزمینی از طرف این چاه‌های پمپاژ می‌باشد. بنابراین می‌توان بیان نمود که افت شدید سطح ایستابی به دلیل خشکی زاینده‌رود به تنهایی نبوده و دلیل عمده، چاه‌های برداشت

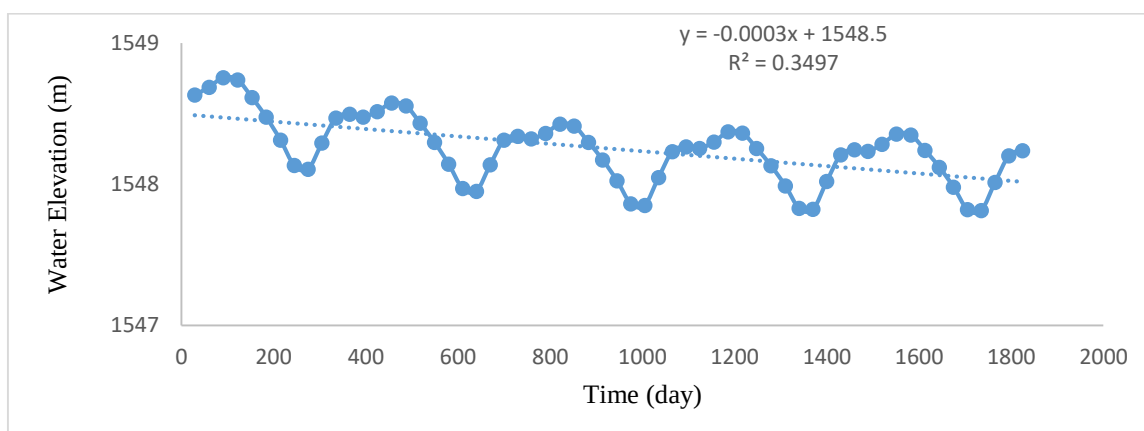
موجود در سطح شهر است. در شکل‌های ۳۱-۶ تا ۳۳-۶ به نمودارهای حاصل از اجرای این سناریو بر سطح ایستابی اشاره شده است.



شکل ۳۱-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو چهارم در چاه BH1



شکل ۳۲-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو چهارم در چاه BH13



شکل ۳۳-۶. تغییرات سطح ایستابی در سناریو چهارم در چاه BH15

فصل ۷: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در این فصل، مهمترین نتایج به دست آمده از بررسی تأثیر رژیم آبی رودخانه زاینده‌رود بر فرونشست بناهای تاریخی ارائه شده است. در راستای رسیدن به این هدف، لازم بوده است که اقدامات دیگری انجام گیرد که در این بخش به آن‌ها اشاره شده است.

۷-۱- نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج حاصل شده در این پایان‌نامه که حاصل از مطالعات هیدروژئولوژیکی و ژئوتکنیکی بر روی شهر اصفهان است به شرح زیر می‌باشد:

- بررسی خصوصیات ژئوتکنیکی رسوبات موجود در محدوده مورد مطالعه
- تعیین شرایط جامع هیدرولوژیکی شهر اصفهان
- تعیین ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آبخوان
- مقایسه نتایج حاصله از روش تحلیلی با مدل‌سازی ریاضی
- پیش‌بینی شرایط مختلف برای رژیم آبی رودخانه و تأثیر آن بر آبخوان شهر اصفهان
- تعیین محدوده خطر فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژی و خصوصیات ژئوتکنیکی

۷-۱-۱- بررسی خصوصیات ژئوتکنیکی رسوبات در محدوده مورد مطالعه

با توجه به اهمیت ویژگی‌های مهم ژئوتکنیکی در مباحث فرونشست، در این مطالعه نیز خصوصیات مهم مکانیک خاکی نمونه‌های شهر اصفهان مورد آزمون و بررسی قرار گرفته است. در ادامه به دو بخش مهم نتایج ژئوتکنیکی اشاره شده است.

الف- نوع رسوبات و خواص ژئوتکنیکی آنها:

با استفاده از بررسی‌های ژئوتکنیکی نوع رسوبات و خواص فیزیکی آنها مشخص شده است. در این قسمت مشخص گردید که لایه‌های تشکیل دهنده‌ی آبرفت‌های شهر اصفهان شامل سه لایه اصلی است. این سه لایه از سطح به عمق به ترتیب شامل لایه ریزدانه بالایی، درشت دانه میانی و ریزدانه زیرین می‌شود. لایه ریزدانه بالایی عمدتاً رسی است که مهمترین ویژگی‌های آن، استحکام و پیش‌تحکیمی آن می‌باشد. وزن حجمی کل آن نیز $1/80$ تا $2/13$ گرم بر سانتی‌متر مکعب تخمین زده شده است. مدول دگرشکلی حاصل از آزمون بارگذاری برای این لایه ریزدانه، به صورت میانگین 150 کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع می‌باشد. نکته قابل اهمیت در این لایه، افزایش تخلخل و نسبت پوکی نسبت به عمق می‌باشد که دلیل این پدیده را می‌توان به بالا بودن حالت خمیری خاک در برخی مقاطع نسبت داد. لایه درشت دانه میانی لایه‌ای با ضخامت $8 - 35$ متر که حدود 70 درصد آن دارای اجزای درشت‌تر از ماسه و همچنین لایه‌ی تشکیل دهنده‌ی آبخوان شهر نیز می‌باشند. وزن حجمی کل این لایه حدود $2/1$ تا $2/3$ گرم در سانتی‌متر مکعب است. از دیگر مشخصه‌های آن می‌توان به مدول دگرشکلی آن که مابین $115 - 435$ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع می‌باشد اشاره نمود.

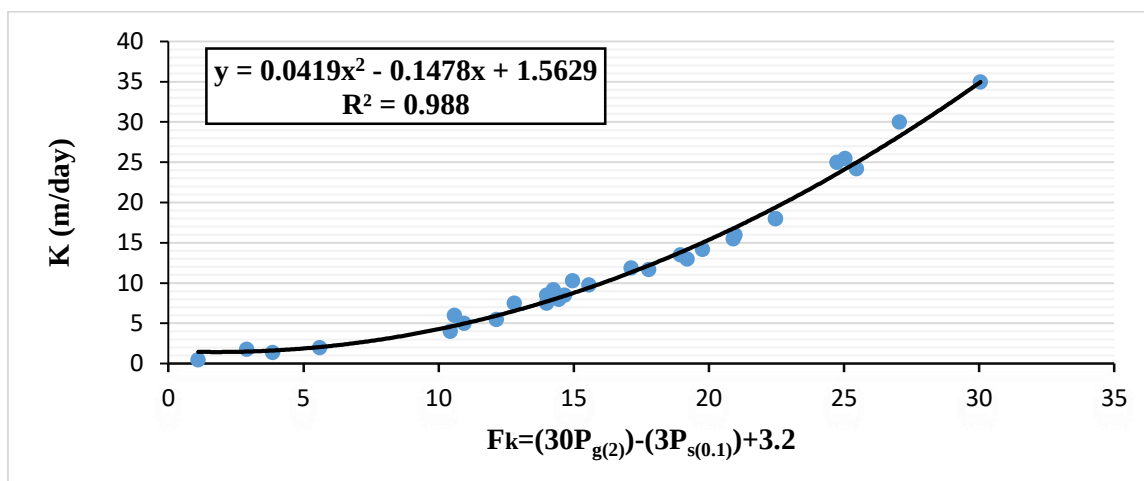
لایه دانه‌ریز زیرین با ضخامتی حدود 15 متر تا 60 متر شناخته می‌شود که عمدتاً از نوع رس با خمیری میانه و یا رسی و یا ماسه‌ای با خمیری میانه تشکیل یافته‌اند. وزن حجمی کل برای این لایه در بازه‌ی $1/95$ تا $2/13$ گرم در سانتی‌متر مکعب به دست آمده است. طی بررسی‌های انجام شده مشخص شد که بیشترین ضخامت آبرفت در شمال غرب و شمال شرق منطقه وجود و کمترین ضخامت در جنوب شرق حوالی پل شهرستان و بعد از آن در بخش جنوبی یعنی حوالی دانشگاه اصفهان دیده می‌شود.

ب- ارائه روش جدید برای تعیین هدایت هیدرولیکی

به منظور استفاده از پارامتر هدایت هیدرولیکی در مطالعه پیشرو و کمبود اطلاعات در این زمین، معادله‌ی جدیدی ارائه گردید که به کمک منحنی دانه‌بندی می‌توان هدایت هیدرولیکی را محاسبه نمود. معادله مزبور F_k نام دارد که در ادامه آورده شده است (معادله ۷-۱).

$$K = 0.0419 (F_k)^2 - 0.1478 (F_k) + 1.5629 \quad \text{معادله (۷-۱)}$$

$$F_k = (\%P_{G2 \times 30}) - (\%P_{S0.1 \times 3}) + 3.2$$



شکل ۷-۱. منحنی حاصل از ترسیم K در مقابل تابع F_k (ارائه شده در بخش ۴-۶)

در معادله ۷-۱، درصدی از دانه‌ها که از $0.1/1$ میلی‌متر کوچکترند با نماد $P_{S0.1}$ و درصدی را که از 2 میلی‌متر بزرگترند با P_{G2} مشخص شده است.

۷-۱-۲- تعیین شرایط هیدروژئولوژیکی شهر اصفهان

با استفاده از خطوط هم‌پتانسیل در این بخش مشخص گردید که آبخوان آزاد اصفهان در شرایط مختلف رژیم آبی رودخانه، دارای حالات متفاوتی است و بنابراین در دو شرایط خشک و آبدار زاینده‌رود مورد مطالعه قرار گرفته است.

الف - نقشه هم‌پتانسیل زمانی که در رودخانه جریان وجود دارد:

جهت جریان غالب، زمانی که آب در رودخانه زاینده‌رود جاری است، از سمت رودخانه به دو سمت شمال و جنوب آن می‌باشد. این وضعیت در شرق محدوده رودخانه (حوالی پل شهرستان) استثناء بوده و تنها جریان جنوب به شمال وجود دارد. جهت جریان در سایر نقاط دشت، جنوب به شمال می‌باشد.

ب - نقشه هم‌پتانسیل در دوران خشک رودخانه:

با خشک شدن رودخانه، منبع اصلی تغذیه کننده‌ی سفره قطع می‌شود که این امر همراه با برداشت از سفره‌ی آب زیرزمینی منجر به پایین رفتن سطح ایستابی می‌شود. در شرایط خشک رودخانه، جهت جریان غالب در شهر اصفهان از سمت جنوب به شمال می‌باشد. بیشترین مقدار افت سطح آب زیرزمینی، در غرب زاینده‌رود (حوالی پل مارنان) به مقدار حدود ۱۸ الی ۲۰ متر می‌رسد. این افت سطح ایستابی در امتداد رودخانه (غرب به شرق) با شیب زیاد همچنان تا نزدیکی پل شهرستان ادامه دارد. در قسمت جنوب رودخانه، به دو علت، یکی شیب توپوگرافی زیاد و دیگری دانه درشت بودن رسوبات (رسوبات کوهپایه‌ای) و بنابراین حفر و برداشت بیشتر از آب‌های زیرزمینی در این قسمت، افت شدید سطح ایستابی و گرادیان بالای این افت قابل مشاهده است. در قسمت تقریباً یک سوم مسیر رودخانه در محدوده شهری به سمت شرق شهر (از حوالی پل خواجه به سمت شرق) سطح ایستابی تغییر محسوسی ندارد. علت این افت کم را می‌توان مربوط به تغذیه آبخوان از پساب تصفیه‌خانه شهر اصفهان واقع در شرق محدوده و نزدیک پل شهرستان دانست.

با ترسیم نقشه پهنه‌بندی هدایت هیدرولیکی مشخص گردید بازه‌ی تغییرات هدایت هیدرولیکی از ۲ تا حدود ۲۰ متر در روز متغیر است. از طرفی بیشترین مقدار آن مربوط به آبرفت‌های مجاور رودخانه و کمترین آن نیز در شمال شرق و بخش اندکی از شمال غرب محدوده شهر اصفهان می‌باشد.

۷-۱-۳- تعیین ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آبخوان

در این مطالعه مشخص شد که در صورت آبدار بودن رودخانه، ارتباط تنگاتنگی بین رودخانه با آبخوان شهر برقرار می‌شود. میزان تغذیه آبخوان توسط رودخانه از دو روش تحلیلی و مدل‌سازی، به دست آمد. طی محاسبات تحلیلی مشخص شد میزان حدود $0/64$ متر مکعب در ثانیه آب از رودخانه به زمین نفوذ می‌کند. این مقدار از طریق مدل عددی، $0/9$ متر مکعب در ثانیه به دست آمده است. از طرفی مقدار محاسبه شده از ایستگاه‌های هیدرومتری نیز $0/76$ متر مکعب در ثانیه برآورد شده است. بنابراین با در نظر گرفتن $0/76$ به عنوان مبنا، روش عددی حدود $18/4\%$ خطا و روش تحلیلی نیز 15% خطا دارد و دو روش عددی و تحلیلی نیز نسبت به یکدیگر 28% خطا دارند. بنابراین می‌توان روش تحلیلی را قابل قبول برشمرد و مقدار $0/64$ مترمکعب در روز را به عنوان جریان پایه مورد نیاز زاینده‌رود برای جلوگیری از خشک شدن و افت سطح ایستابی، در نظر گرفت.

۷-۱-۴- پیش‌بینی شرایط مختلف برای رژیم آبی رودخانه و تأثیر آن بر آبخوان شهر اصفهان

در صورتی که رودخانه برای پنج سال خشک باقی بماند، نسبت به شرایط کنونی دچار افت بیشتری خواهد شد. این افت در قسمت غربی شهر از $3 - 4$ متر آغاز می‌شود و با حرکت به سمت شرق میزان افت کمتر خواهد بود. در صورتی که تنها یک ماه در سال رودخانه آب داشته باشد هم، انتظار می‌رود مانند حالت ۵ ساله، سطح آب زیرزمینی تغییر نماید. اما اگر شرایط کنونی (زمان تحقیق) که برای دو ماه رودخانه آبدار است، ادامه‌دار باشد، بجز قسمت غربی شهر (ورودی رودخانه به شهر)، انتظار تغییر شرایط کنونی افت سطح ایستابی وجود ندارد. با توجه به مدل‌سازی انجام شده و شرایط فرضی که در نظر گرفته شد، قسمت شمالی شهر تغییرات چندانی در سطح ایستابی نشان نداد. همچنین اگر شرایط خشکی فعلی رودخانه برای یک سال ادامه پیدا کند و همچنین برداشت از چاه‌های شهرداری متوقف گردد، تغییر ایجاد شده در سطح ایستابی در مقایسه با تأثیر برداشت از چاه‌های شهرداری به طور قابل توجهی کمتر است.

۷-۱-۵- تعیین محدوده خطر فرونشست از لحاظ هیدروژئولوژی و خصوصیات ژئوتکنیکی

برای ارائه نقشه خطر فرونشست در شهر اصفهان از دو فاکتور خواص ژئوتکنیکی و ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی استفاده شد. سپس از منظر هر یک از این دو علم، نقشه خطر کشیده شد و در انتها با هم تلفیق و نتیجه‌ی نهایی به صورت یک نقشه پهنه‌بندی پتانسیل فرونشست ارائه گردید.

الف- ارزیابی خطر فرونشست پهنه مطالعاتی به لحاظ خصوصیات ژئوتکنیکی

در نقشه پهنه‌بندی خطر فرونشست از لحاظ ژئوتکنیکی، نشان داده شده است که پرخطرترین محدوده، از قسمت غربی نقشه تا حوالی سی و سه پل و همچنین تا بخش‌های زیادی از شمال شهر گسترش دارد. قسمت جنوبی نقشه و همچنین شرق آن (حوالی پل شهرستان) ضخامت لایه‌های رسی و چسبنده ناچیز و در کل ضخامت آبرفت کم‌تر از بقیه محدوده شهر است، پس احتمال فرونشست برای آن‌ها بسیار ناچیز خواهد بود.

در قسمت‌های اطراف پل خواجه و پل جوبی، در امتداد ۲۰۰ متر شمال رودخانه و ۱۰۰ متری جنوب آن، احتمال تراکم لایه‌ها وجود دارد. اما نسبت به قسمت‌های غربی در معرض خطر کمتری هستند. در دو ضلع شمال شرق و شمال غرب که ضخامت آبرفت، بیشتر از نقاط دیگر دشت می‌باشد، خطر تحکیم و فرونشست زمین را می‌توان متوسط در نظر گرفت.

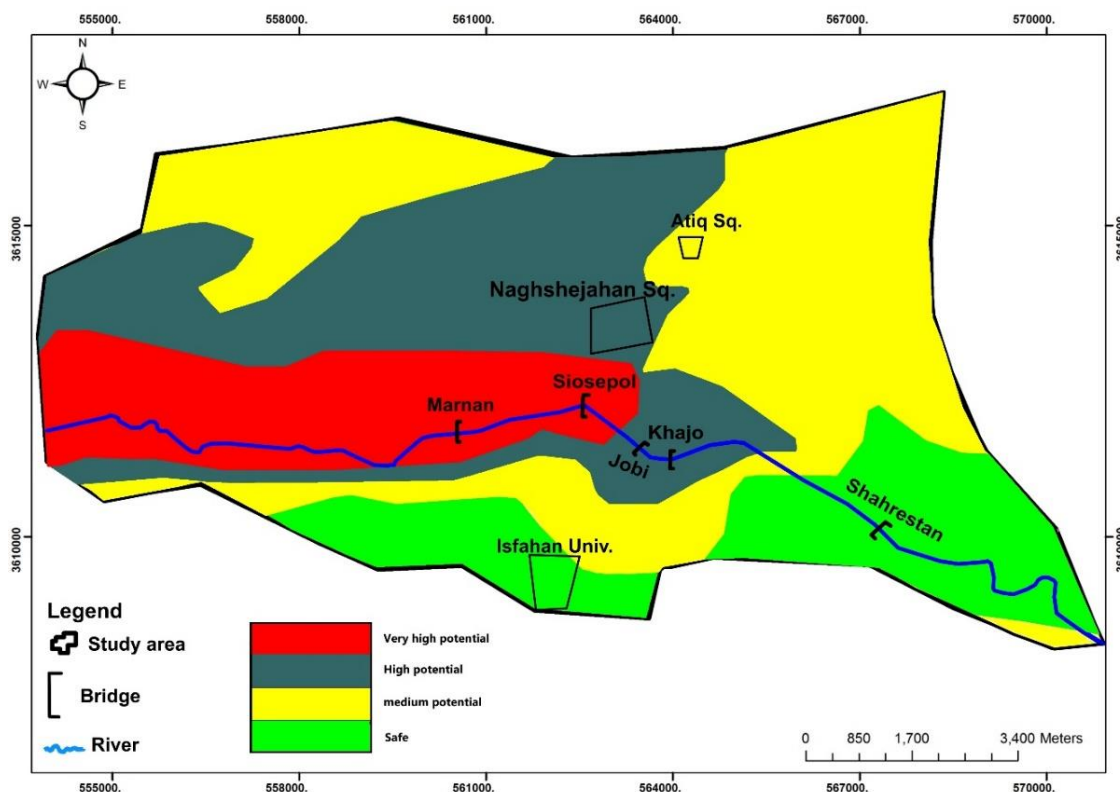
ب- ارزیابی خطر فرونشست پهنه مطالعاتی به لحاظ خصوصیات هیدروژئولوژیکی

از لحاظ هیدروژئولوژیکی بیشترین پتانسیل خطر فرونشست در حواشی رودخانه از غرب نقشه تا حوالی پل خواجه ادامه دارد. با فاصله گرفتن از حریم رودخانه پتانسیل فرونشست کاهش می‌یابد. در قسمت جنوبی رودخانه خطر چندانی وجود ندارد و تنها با فاصله‌ی کمی از رودخانه مخصوصاً در حوالی سی و سه پل به سمت چهارباغ بالا، گسترش ناچیز پهنه خطر فرونشست متوسط دیده می‌شود.

ج- ارزیابی خطر فرونشست پهنه مطالعاتی با تلفیق خصوصیات ژئوتکنیکی و هیدروژئولوژیکی

با تلفیق دو پهنه‌بندی هیدروژئولوژیکی و ژئوتکنیکی، مشخص شد که بیشترین پتانسیل خطر فرونشست مربوط به قسمت غربی رودخانه (ورودی به شهر) تا نزدیکی پل خواجه می‌باشد. این محدوده در راستای رودخانه به صورت جانبی حدود ۴۰۰ متر در امتداد جنوب رودخانه و تا ۱۵۰۰ متری شمال آن ادامه دارد. از موارد مهمی که می‌توان به آن اشاره نمود، علاوه بر سی و سه پل و پل مارنان که در محدوده پرخطر واقع شده‌اند، میدان نقش جهان و کاخ‌های چهل‌ستون و هشت‌بهشت و همچنین کلیسای وانک نیز در محدوده خطر قرار دارند.

قسمت‌های جنوبی و شرقی نقشه در محدوده بدون خطر قرار گرفته‌اند که از مهمترین آثار این محدوده‌ها می‌توان به پل تاریخی شهرستان اشاره نمود. میدان عتیق نیز در مرز بین محدوده‌ی خطر و با پتانسیل کمتری از این محدوده قرار دارد. محدوده‌های شمال غرب و شمال شرق نقشه، در محدوده‌ای با پتانسیل متوسط خطر فرونشست واقع شده‌اند. (شکل ۷-۲)



شکل ۷-۲. پهنه‌بندی خطر فرونشست (ارائه شده در بخش ۷-۵)

۷-۲- پیشنهادها

با توجه به نتایج به دست آمده از تحقیق حاضر، به منظور جلوگیری و یا کاهش خسارت‌های ناشی از فرونشست زمین در شهر اصفهان، پیشنهادهای زیر ارائه می‌شود:

- بنا بر محاسبات تحلیلی و عددی انجام شده مشخص گردید در شرایط کنونی، تغذیه آبخوان به وسیله رودخانه حدود ۰/۸ مترمکعب در ثانیه می‌باشد. بنابراین پیشنهاد می‌شود به منظور جلوگیری از افت شدید سطح ایستابی و در نتیجه کم کردن احتمال خطر فرونشست، جریانی حدود ۱ متر مکعب در ثانیه برای رودخانه زاینده‌رود در ورودی شهر اصفهان، به صورت دائمی تخصیص داده شود.

- با توجه به نتایج مدل‌سازی که مهم‌ترین عامل مؤثر بر افت آبخوان شهر اصفهان، چاه‌های شهرداری بیان شده است، این چاه‌های پمپاژ تا حد امکان از حاشیه رودخانه دور شوند و در تعداد و میزان برداشت آن‌ها بازنگری گردد. پیشنهاد می‌شود فضای سبز با نیاز آبی بالا همچون درختان چنار و بید و همچنین پوشش چمن، به فضاهای با مصرف آبی کمتر و مقاوم به خشکی تبدیل شود و مدیریت صحیح آب در آبیاری به منظور کاهش برداشت از چاه‌های شهرداری که غالباً نزدیک رودخانه هستند، انجام گیرد. در این صورت افت شدید سطح ایستابی کمتر خواهد شد و مناطق در معرض خطر کاهش می‌یابند. بنابراین در شرایط خشکی کنونی، حفظ آثار باستانی چند صد ساله خیلی مهم‌تر از حفظ فضای سبز می‌باشد. به بیان دیگر، کاهش فضای سبز در عوض حفظ آثار باستانی معقول‌تر از تخریب این آثار در ازای داشتن فضای سبز قابل تجدید است.

- با توجه به نیاز بالای آبی نیروگاه حرارتی اسلام‌آباد واقع در ورودی شهر، پیشنهاد می‌گردد که این نیروگاه یا به نیروگاه با مصرف آبی کم تبدیل شود و یا به پایین دست رودخانه بعد از شهر انتقال داده شود. در این صورت می‌توان نیاز آبی آن را از پساب تصفیه خانه شهر اصفهان تأمین نمود.

- از ساخت بناهای عظیم و مهم (مانند هتل، بیمارستان و سایر سازه‌های سنگین) در محدوده‌های پرخطر به ویژه حوالی رودخانه، از پل مارنان تا سی و سه پل، ممانعت به عمل آید و یا این که تمهیدات سازه‌ای لازم در این خصوص مد نظر قرار گیرد.
- به علت کمبود اطلاعات هیدروژئولوژیکی در شهر اصفهان توصیه می‌شود پیزومترهایی با آرایش مناسب که شهر را پوشش دهند، حفر و آب‌های زیرزمینی مورد پایش کمی و کیفی قرار گیرند.
- مطالعه در مورد دخیل کردن نسبت پوکی و یا تخلخل در معادله F_k به منظور تعیین هدایت هیدرولیکی با دقت بالاتر.
- بالا بردن دقت مدل با ارتقای دقت و حجم داده‌های ورودی به منظور استفاده کاربردی از نتایج حاصل از مدل در مسائل مدیریتی.
- ایجاد ایستگاه‌های ثابت GPS به منظور اندازه‌گیری میزان فرونشست در شهر اصفهان، مخصوصاً در مجاورت سازه‌های تاریخی و مهم.
- بررسی تغییرات تنش کل نسبت به تغییرات سطح ایستابی در محیط شهری.
- برآورد وزن سازه‌های تاریخی و نقش آن‌ها در فرونشست زمین.

منابع

اداره کل هواشناسی استان اصفهان. آمار بارش و دمای ایستگاه اوزون سنجی. جاوید، ع.، اصغری مقدم، ا.، ۱۳۸۵، "آنالیز نتایج اندازه‌گیری دبی رودخانه سنگ سیاه و بررسی ارتباط هیدرولیکی آن با آبخوان دشت دهگلان"، دهمین انجمن زمین‌شناسی ایران.

شرکت آب منطقه‌ای اصفهان، آمار ایستگاه‌های هیدرومتری پل چوم و موسیان، ۱۳۷۵-۱۳۹۵

شرکت بهاب سد، آمار عمق سطح ایستابی شهر اصفهان، ۱۳۹۳ - ۱۳۷۸

شرکت قطار شهری اصفهان، نمونه‌های خط ۱ مترو اصفهان.

کاظمی، غ.، مهدی‌زاده، ح.، ۱۳۷۹، "کاربرد ایزوتوپ‌های هیدروژن، اکسیژن و استرونیوم در مطالعات آب‌های سطحی و زیرزمینی حوضه آبریز باکینباه در شرق استرالیا"، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

محمدی، الف.، ۱۳۹۰، "اندرکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی دشت سملقان (خراسان شمالی)"، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران.

نوذریپور، ل.، چیت‌سازان، م.، ندری، الف.، فرهادی‌منش، م.، موحدیان، ع.، ۱۳۹۳، "بررسی ارتباط هیدرولیکی رودخانه دز با آبخوان دشت دزفول - اندیمشک"، دومین همایش ملی بحران آب.

Alley, W.M., 2016. Drought-proofing groundwater. *Groundwater* 54 (3), 309. Australian Bureau of Statistics, 2015. Water Account, Australia, 2013–14: Explanatory Notes. Canberra.

Andersson, A. C., Andersson, O. & Gustafson, G., 1984. *BRUNNAR Undersökning - Dimensionering - Borrning - Drift*, Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning. Analysis", *Journal of American Science*, 3(3). 636 p.

Awan, U.K., Ibrakhimov, M., Benli, B., Lamers, J., Liaqat, U.W., 2017. A new concept of irrigation response units for effective management of surface and groundwater resources – a case study from the multi-country Fergana valley, Central Asia. *Irrig. Sci.* 35 (1), 55–68.

- Banks E.W, Simmons C.T, Love A.J, Shand P ,2011. Assessing spatial and temporal connectivity between surface water and groundwater in a regional catchment: Implications for regional scale water quantity and quality, J. Hydrol. 404: 30–49, [doi 10.1016/j](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.011)
- Bengochea, G. ,1978. “The Relation Between Permeability and Pore Size Distribution of Compacted Clayey Silts”: Aquitard System Hydrologically Connected to River”. Hydrogeology Journal. 15: 669-678.
- Brunner P, Cook P.G, Simmons C.T ,2009. Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater, Water Resource. Res. 45, W01422, doi 10.1029/2008WR006953
- Chapuis, R.P., 2012. Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: a review. Bull. Eng. Geol. Environ. 71 (3), 401–434.
- Cheng, C. and Chen, X. ,2007. “Evaluation of Methods for Determination of Hydraulic Properties in an Aquifer-
- Cirpka, O. A., 2003. Environmental Fluid Mechanics I: Flow in Natural Hydrosystems.
- Conant B ,2004. Delineating and quantifying groundwater discharge zones using streambed temperatures, Groundwater, 42 (2): 243 – 257, doi 10.1111/j.1745-6584.2004.tb02671.x
- Costa, A., 2006. Permeability – porosity relationship: A reexamination of the Kozeny – Carman equation based on a fractal pore – space geometry assumption. Geophys. Res. Lett. 33 (2).
- Daniel, M. ,1995. “Permeability, porosity, and grain-size distribution of selected Pliocene and Quaternary sediments in Compacted Clayey Soils”, Geomaterials, Vol. 2 No. Fresen. J. Anal. Chem. 19, 387–418.
- De Vries J. J, Simmers I ,2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges, Hydrogeology j. 10: 5 – 17, doi 10.1007/s10040-001-0171-7
- Dolinar, B., 2009. Predicting the hydraulic conductivity of saturated clays using plasticity- value correlation. Appl. Clay Sci. 45, 90–94.

Gargouri-Ellouze, E., Eslamian, S., Ostad-Ali-Askari, K., Chérif R., Bouteffeha, M., Slama, F, 2017, Infiltration, In: Bobrowsky P., Marker B. (eds), Encyclopedia of Engineering Geology, Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer.

Giambastiani B.M.S, McCallum A.M, Andersen M.S, Kelly B.F.J, Acworth R.I ,2012. Understanding groundwater processes by representing aquifer heterogeneity in the Maules Creek Catchment, Namoi Valley (New South Wales, Australia) 20: 1027–1044, doi 10.1007/s10040-012-0866-y

Gleeson, T. et al., 2012. Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature* 488 (7410), 197–200.

Gueting, N., Englert, A., 2013. Hydraulic Conditions at the Source Zone and Their Impact on Plume Behavior. *Hydrogeology Journal*, 21(4): 829–844. doi:10.1007/s10040-013-0962-7.

Hazen, A., 1893. Some Physical Properties of Sand and Gravels, with Special

Hunt J. H, Strand M, Walker J. F ,2006. Measuring groundwater–surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, Trout Lake watershed, northern Wisconsin, USA, *Journal of Hydrology*. 320: 370 – 384, doi [10.1016/j.jhydrol.2005.07.029](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.029)

Ilek, A., Kucza, J., 2014. A laboratory method to determine the hydraulic conductivity of mountain forest soils using undisturbed soil samples. *J. Hydrol.* 519, 1649–1659.

Immerzeel, W.W., Lutz, A.F., Droogers, P., 2012. Climate Change Impacts on the Upstream Water Resources of the Amu and Syr Darya River Basins. Wageningen The Netherlands.

Jukic, D., Denic – Jukic, V., 2008. Estimating parameters of groundwater recharge model in frequency domain: Karst springs Jadro and Zrnovnia, Hydrological processes, *Hydrol. Processes*. 23: 4532 – 4542, DOI 10.1002/hyp.7057

Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M ,2006. Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review *Hydrol, Earth Syst. Sci.* 10: 873–887, doi [10-873-2006](https://doi.org/10-873-2006)

Keery J, Binley A, Crook N, Smith J.W.N ,2007. Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series, *J. Hydrol.* 336: 1–16.

- Khalil, M. A., Santos, F. A. M., 2009. Influence of degree of saturation in the electric resistivity-hydraulic conductivity relationship. *Surv. Geophys.* 30 (6), 601-615.
- Kucza, J., Ilek, A., 2016. The effect of the shape parameters of a sample on the hydraulic conductivity. *J. Hydrol.* 534, 230–236.
- Lohman, S. W., 1972. *Ground-water Hydraulics*, U. S. Geological survey Prof. Paper 708, 70 pp.
- Maréchal, J.C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., Zaidi, F.K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *J. Hydrol.* 329 (281–796), 293.
- Martinez, J. L., Raiber, M., Cox, M. E., 2015. "Assessment of groundwater–surface water interaction using long-term hydrochemical data and isotope hydrology: Headwaters of the Condamine River, Southeast Queensland, Australia", *Science of the Total Environment*, 356, p. 499 – 516.
- Massuel, S., George, B.A., Venot, J.P., Bharathi, L., 2013. Improving assessment of the sustainable groundwater availability with deterministic modelling –a case study of Musi sub-basin India. *Hydrogeol. J. Springer Verlag.* 21 (7), 1567–1580.
- Mejias, M., Renard, P., Glenz, D., 2009. Hydraulic testing of low-permeability formations. A case study in the granite of Cadalso de los Vidrios, Spain. *Eng. Geol.* 107, 88–97.
- Menció A, Galán M, Boix D, Mas-Pla J ,2014. Analysis of stream–aquifer relationships: a comparison between mass balance and Darcy's law approaches, *J. Hydrol.* 517:157–172.
- Murray-Rust, H., Droogers, P. (Eds.), 2004. *Water for the Future: Linking Irrigation and Water Allocation in the Zayandeh Rud Basin Iran*. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka.
- Musgrove, M., Stern, L. A., Banner, J. L., 2010." Springwater geochemistry at Honey Creek State Natural Area, central Texas: Implications for surface water and groundwater interaction in a karst aquifer", *Journal of Hydrology*, 388, p. 144 – 156.
- Naik, P.K., Tambe, J.A., Dehury, B.N., Tiwari, A.N., 2008. Impact of urbanization on the groundwater regime in a fast growing city in central India. *Environ. Monit. Assess.* 146:339–373. <http://dx.doi.org/10.1007/s10661-007-0084-6>.

Odong, J. ,2007. “Evaluation of Empirical Formulae for Determination of Hydraulic Conductivity based on Grain-Size Interim Report. Publication FHWA/IN/JHRP-78/04. Joint Highway Research Project. Hydraulic Conductivity of Sandy Aquifers”. Journal of Hydrology, Amsterdam,108, 367-386. 16.

Pinder, G. F. and Celia, M. A. ,2006. “Subsurface Hydrology”. John Wiley & Sons Inc., Hoboken, New Jersey. of Health of Massachusetts 541-556. Reference to Their Use in Filtration. Twenty Fourth Annual Report, State Board.

Radulovic M, Stevanovic Z, Radulovic M ,2012. A new approach in assessing recharge of highly karstified terrains–Montenegro case studies, Environ Earth Sci. 65: 2221–2230. DOI 10.1007/s12665-011-1378-0.

Ren, X.W., Zhao, Y., Deng, Q.L., Kang, J.Y., Li, D.X., Wang, D.B., 2016. A relation of hydraulic conductivity — void ratio for soils based on Kozeny-Carman equation. Eng. Geol. 213, 89–97.

Rosenberry, D.O., Lewandowski, J., Meinikmann, K., Nützmann, G., 2015. Groundwater –the disregarded component in lake water and nutrient budgets. Part 1: effects of groundwater hydrology. Hydrol. Process. 29, 2895–2921. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10384>.

Sante, M.D., Fratalocchi, E., Mazzieri, F., Brianzoni, V., 2015. Influence of delayed compaction on the compressibility and hydraulic conductivity of soil–lime mixtures. Eng. Geol. 185, 131–138.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrol. J. 10, 18–39.

Seelheim, F., 1880. Methoden zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens.

Sikandar, o., Christen, E. W., 2013. Geoelectrical sounding for the estimation of hydraulic conductivity of alluvial of alluvial aquifers. Water Resour. Manag. 26 (5), 1201-1215.

Sophocleous M ,2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science, Hydrogeol. J. 10: 52–67,

Steiakakis, E. and Gamvroudis, C. and Alevizos, G. (2012). “Kozeny-Carman Equation and Hydraulic Conductivity of

- Sylvain, Ferrant, Yvan, Caballero, Jérôme, Perrin, Simon, Gascoin, Benoit, Dewandel, et al., 2014. Projected impacts of climate change on farmers' extraction of groundwater from crystalline aquifers in South India. *Sci. Rep.* 4, 3697 Nature Publishing Group.
- Tayfur, G., Nadiri, A. A., Moghaddam, A. A., 2014. Supervised Intelligent Committee Machine Method for Hydraulic Conductivity Estimation. *Water Resources Management*, 28(4): 1173–1184. doi: 10.1007/s11269-014-0553-y.
- Taylor, R.G. et al., 2013. Groundwater and climate change. *Nat. Clim. Change* 3 (4), 322–329. Groundwater Governance Global Framework for Action (GGGFA), 2015a. Global Diagnostic on Groundwater Governance.
- Thomas, W. ,2010. “Fluid Flow in Porous Media”, Chapter 3 Permeability,3.1_3.11. the Albuquerque Basin” Detmer,361 Bonita Drive, Ojai, C493023,1995.
- Todd, D. K. and Mays, L.W. ,2005. Groundwater Hydrology. 3rd Edition, Wiley, Hoboken, 656 p.
- Tortajada, C., 2008. Challenges and realities of water management of megacities: the case of mexico city metropolitan area. *J. Int. Affairs* 61 (2), 147–166. Madani K, Marino MA. System dynamics analysis for managing Iran's Zayandeh-Rud River Basin. *Water Resour Manag* 2009;23:2163–87.
- Uma, K.O. and Egboka, B. C. E. and Onuoha, K. M. ,1989. “New Statistical Grain-Size Method for Evaluating the
- United Nations, 2015. The Millennium Development Goals Report 2015. http://www.undp.org/content/dam/undp/library/MDG/english/UNDP_MDG_Report_2015.pdf.
- Vienken, T. & Dietrich, P., 2011. Field evaluation of methods for determining hydraulic conductivity from grain size data. *Journal of Hydrology*, Volume 400, pp. 58-71.
- Vukovic, M., and Soro, A., 1992. Determination of Hydraulic Conductivity of Porous Media from Grain-Size Composition. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.
- Wang, Q., Cui, Y.J., Tang, A.M., Barnichon, J.D., Saba, S., Ye, W.M., 2013. Hydraulic conductivity and microstructure changes of compacted bentonite/sand mixture during hydration. *Eng. Geol.* 164, 67–76.
- Winter T.C, Judson W.H, Franke O. L, Ally W.M ,1998. Ground Water and Surface Water a Single Resource, Circular 1139, U. S. Geological Survey, Denver.

Yu M.C.L, Cartwright I, Braden J.L, De Bree S.T ,2013. Examining the spatial and temporal variation of groundwater inflows to a valley-to-floodplain river using ^{222}Rn , geochemistry and river discharge: the ovens river, southeast Australia, Hydrol. Earth Syst. Sci. 17: 4907–4924.

Abstract

The city of Isfahan, with its world-famous historic buildings, as well as the existence of evidence of subsidence in this area, requires careful study of the possibility of subsidence. Zayandehrood River is known as the main source of recharging for the aquifer in Isfahan. But in recent years, the river has dried and The withdrawal of groundwater has intensified. Which has led to a drop in groundwater level, in just a few months to 20 meters. These factors will be a strong reason for subsidence. Investigating the layers of the city of Isfahan showed that the bed of Isfahan is often composed of three main layers. These three layers are from the surface to the depth, including the fine-grained, intermediate-grained, and fine-grained layers, respectively. With this method, hydraulic conductivity can be achieved by using gradation curves. Then, with the help of this equation and the ground water level fluctuation in the dry and when water flow in the river, the aquifer recharge rate from the river was calculated to be about $0.7 \text{ m}^3/\text{sec}$ in a distance of 16 kilometers. This amount of recharge was also obtained by the GMS numerical model of about $0.9 \text{ m}^3/\text{sec}$. The results of the model showed that if there is no water in the river for five years, the ground water level will drop by more than 3 meters. Also, if there is only one month in the year the river has a water flow, the ground water level loses a lot of current conditions. According to the subsidence potential zonation map, the maximum potential hazard is a zone with an ultimate radius of 1500 meters in the north and 400 meters in the south of the river from the western entrance of the city to the nearby jobi bridge. The eastern part of the city, near Shahrestan bridge and the southern regions (University of Isfahan) are among the safest areas of the city from the point of view of subsidence.

Keywords: Isfahan aquifer, subsidence, hydraulic conductivity, GMS, surface water and underground water interaction.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences
PhD Dissertation in Hydrogeology

**The effect of flow regime of Zayandehrood River on ground
subsidence in the area of historical structures in Esfahan**

By: Farid Fazileh

Supervisor:

Dr. Gholam Hosein karami

Advisor:

Dr. Rassoul Ajalloeian

February 2019