

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی

تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان آبرفتی الشتر، استان لرستان

نگارنده: زیبا عربی جوانمرد

استاد راهنما
دکتر هادی جعفری

بهمن ۱۳۹۵

مقاله‌های برگرفته از پایان‌نامه:

بررسی نوسانات سطح ایستابی در آبخوان الشتر، بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، دانشگاه تهران، ۱۳۹۵.

تخمین تغذیه به آبخوان الشتر، بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، دانشگاه تهران، ۱۳۹۵.

تقدیم به تمام کسانی

که به من آموختند.

تقدیر و تشکر

تشکر و سپاس بی پایان مخصوص خدایی است که بشر را آفریده و به او قدرت اندیشیدن داده و توانایی‌هایی را در وجود انسان قرار داده و او را امر به تلاش و کوشش نموده و راهنمایی‌هایی را برای هدایت بشر فرستاده است. پس از ارادت خاضعانه به درگاه خداوند بی همتا لازم است از خانواده‌ی عزیزم بخاطر همه‌ی تلاش‌های محبت آمیزی که در دوران مختلف زندگی‌ام انجام دادند، تشکر کنم. از استاد ارجمند آقای دکتر هادی جعفری به خاطر سعه صدر و رهنمودهای دلسوزانه که در تهیه‌ی این تحقیق مرا مورد لطف خود قرار دادند و راهنمایی‌های لازم را نمودند تشکر و قدردانی کنم و همچنین از دوستانم به خصوص خانم ندری تشکر میکنم.

تعهد نامه

اینجانب زیبا عربی جوانمرد دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته هیدروژنولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان آبرفتی الشتر، استان لرستان تحت راهنمایی جناب آقای دکتر هادی جعفری متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های 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 بافت های آن ها) استفاده شده است 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.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .

چکیده

تخمین تغذیه یکی از مباحث اساسی در مدیریت منابع آب زیرزمینی می‌باشد. در این تحقیق میزان تغذیه به آبخوان آبرفتی آزاد الشتر با مساحت حدود ۱۲۸ کیلومتر مربع تخمین زده شده است. بدین منظور از سه روش نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب استفاده گردید. بررسی هیدروگراف معرف آبخوان در دوره ۱۲ ساله روند کلی نزولی را نشان می‌دهد. در شرایط فعلی نرخ افت سالانه سطح ایستابی حدود یک متر می‌باشد. به منظور تخمین تغذیه در روش نوسانات سطح ایستابی مقدار آبدهی ویژه با استفاده از بافت غالب خاک در لاگ‌های حفاری حدود ۵ درصد در نظر گرفته شد و مقدار تغذیه سالانه با استفاده از این روش ۲۸/۳ میلیون متر مکعب (۴۶ درصد بارش) تخمین زده شد. بررسی تغییرات زمانی تغذیه نشان‌دهنده افزایش آن با گذشت زمان می‌باشد که این موضوع به افزایش ظرفیت آبخوان برای پذیرش آب تغذیه‌شونده در پی افت سطح ایستابی مربوط دانسته شده است. میانگین غلظت کلر در آب زیرزمینی ۴۰/۲۳ میلی گرم بر لیتر و متوسط کلر بارش برابر ۶/۴ میلی گرم بر لیتر اندازه‌گیری گردید. مقدار تغذیه محاسبه شده با استفاده از روش بیلان جرمی کلر حدود ۱۰ میلیون متر مکعب (۱۵ درصد بارش) برآورد شد. مقدار تغذیه سالانه با استفاده از روش بیلان آب حدود ۲۲/۵ میلیون متر مکعب (۳۷ درصد بارش) برآورد گردید. با توجه به رفتار واکنشی کلر در آبخوان الشتر استفاده از مقادیر آن جهت برآورد تغذیه پیشنهاد نمی‌گردد. با توجه به عدم قطعیت‌های رایج در تخمین تغذیه به روش‌های مختلف، ضریب ۳۵ تا ۴۰ درصد به عنوان ضریب تغذیه ناشی از بارش در آبخوان الشتر معرفی می‌گردد.

کلمات کلیدی: تغذیه، نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر، بیلان آب، الشتر

عنوان	صفحه
فصل اول: مقدمه.....	۱
۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق.....	۲
۲-۱- منطقه مورد مطالعه.....	۲
۳-۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....	۵
۴-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه.....	۵
۵-۱- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه.....	۷
۱-۵-۱- چینه شناسی سازندها در محدوده مطالعاتی الشتر.....	۷
۶-۱- زمین شناسی ساختمانی.....	۱۰
۷-۱- ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه.....	۱۱
۱-۷-۱- کوه‌ها (ارتفاعات).....	۱۱
۲-۷-۱- تپه‌ها.....	۱۲
۳-۷-۱- دره‌ها.....	۱۲
۴-۷-۱- دامنه‌ها.....	۱۲
فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین.....	۱۵
۱-۲- مقدمه.....	۱۶
۲-۲- تعاریف.....	۱۶
۳-۲- توسعه مدل مفهومی فرآیندهای تغذیه.....	۱۷
۱-۳-۲- آب و هوا.....	۱۷
۲-۳-۲- خاک و زمین شناسی.....	۱۸
۳-۳-۲- توپوگرافی سطحی.....	۱۸
۴-۳-۲- آب شناسی.....	۱۹
۵-۳-۲- پوشش گیاهی و کاربری اراضی.....	۲۰

فهرست

صفحه	عنوان
۲۰	۴-۲- چالش‌ها در تخمین تغذیه
۲۱	۲-۴-۱- مقیاس مکانی و زمانی تخمین تغذیه
۲۱	۲-۴-۲- هزینه
۲۲	۲-۵- تکنیک‌های مختلف تخمین تغذیه
۲۳	۲-۵-۱- روش نوسانات سطح ایستابی
۲۴	۲-۵-۲- آبدهی ویژه
۲۶	۲-۶- روش بیلان جرمی کلر
۲۸	۲-۷- روش بیلان آب
۳۱	فصل سوم: روش انجام کار
۳۲	۳-۱- مقدمه
۳۲	۳-۲- جمع‌آوری داده‌های کمی آب زیرزمینی و هواشناسی
۳۲	۳-۳- محاسبه آبدهی ویژه
۳۴	۳-۴- محاسبه تغذیه
۳۴	۳-۴-۱- روش نوسانات سطح ایستابی
۳۵	۳-۴-۲- روش بیلان آب
۳۵	۳-۴-۳- روش بیلان جرمی کلر
۳۷	فصل چهارم: تخمین تغذیه به آبخوان الشتر
۳۸	۴-۱- مقدمه
۳۸	۴-۲- بررسی نوسانات سطح ایستابی در آبخوان الشتر
۴۳	۴-۳- هیدروگراف معرف آبخوان الشتر
۴۵	۴-۳-۱- بررسی رابطه تغییرات سطح ایستابی با بارش
۴۷	۴-۳-۲- بررسی تغییرات دما در منطقه مورد مطالعه

عنوان	صفحه
۳-۳-۴- برداشت از منابع آب زیرزمینی	۴۷
۴-۴- تخمین تغذیه به آبخوان الشتر بر پایه نوسانات سطح ایستابی	۴۸
۴-۴-۱- محاسبه آبدهی ویژه	۴۸
۴-۴-۲- اندازه‌گیری نوسانات سطح ایستابی (ΔH)	۵۰
۴-۴-۳- محاسبه تغذیه به روش نوسانات سطح ایستابی	۵۸
۴-۴-۵- محاسبه تغذیه با روش بیلان جرمی کلر	۶۴
۴-۴-۶- محاسبه تغذیه با روش بیلان آب	۶۷
۴-۶-۱- جریان‌های زیرزمینی ورودی و خروجی به آبخوان	۶۷
۴-۶-۲- خروجی ناشی از زهکشی آب زیرزمینی	۶۹
۴-۶-۳- تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی	۷۱
۴-۶-۴- تغییرات ذخیره	۷۲
۴-۶-۵- تخمین تغذیه به روش بیلان آب	۷۲
۴-۷- مقایسه روش‌های مختلف تخمین تغذیه به آبخوان الشتر	۷۲
فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهاداتها	۷۵
۵-۱- مقدمه	۷۶
۵-۲- نتایج	۷۶
۵-۳- پیشنهاداتها	۷۸
منابع	۷۹

فهرست شکل‌ها

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱: موقعیت محدوده مطالعاتی الشتر.....	۴
شکل ۲-۱: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....	۵
شکل ۳-۱: منحنی امپروترمیک حوضه آبریز الشتر در یک دوره ۱۲ ساله.....	۷
شکل ۴-۱: نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ الشتر.....	۱۳
شکل ۵-۱: نقشه ژئومورفولوژی حوضه آبریز الشتر در محیط Google Earth.....	۱۴
شکل ۱-۳: نقشه تیسن آبخوان الشتر.....	۳۳
شکل ۲-۳: نحوه محاسبه ΔH به منظور تخمین تغذیه.....	۳۴
شکل ۳-۳: موقعیت نقاط نمونه برداری از آب زیرزمینی و بارش در محدوده آبخوان الشتر.....	۳۶
شکل ۱-۴: موقعیت پیزومترهای حفر شده در آبخوان الشتر.....	۳۹
شکل ۲-۴: هیدروگراف پیزومترهای حفر شده در آبخوان الشتر.....	۴۰
شکل ۳-۴: تیسن آبخوان الشتر.....	۴۵
شکل ۴-۴: هیدروگراف معرف آبخوان الشتر.....	۴۶
شکل ۵-۴: هیستوگرام بارش در محدوده آبخوان الشتر.....	۴۶
شکل ۶-۴: هیستوگرام بارش و تغییرات سطح ایستابی آبخوان الشتر.....	۴۷
شکل ۷-۴: تغییرات سالانه دما در منطقه الشتر.....	۴۸
شکل ۸-۴: لاگ حفاری پیزومترها در آبخوان الشتر.....	۴۹
شکل ۹-۴: آبدهی ویژه در آبخوان الشتر.....	۵۰
شکل ۱۰-۴: محاسبه بالآمدگی (خیز) سطح ایستابی (ΔH).....	۵۲
شکل ۱۱-۴: متوسط بالآمدگی (خیز) سالانه سطح ایستابی در دوره تغذیه.....	۵۶
شکل ۱۲-۴: نقشه هم‌پتانسیل آبخوان الشتر (مهر ۹۳).....	۵۷
شکل ۱۳-۴: تغییرات بالآمدگی (خیز) سالانه ناشی از تغذیه آبخوان الشتر در دوره ۱۱ ساله.....	۵۸
شکل ۱۴-۴: تغییرات تغذیه سالانه به آبخوان الشتر.....	۶۰

فهرست شکل‌ها

صفحه

عنوان

-
-
- شکل ۴-۱۵: سری زمانی مقدار بارش و تغذیه به آبخوان الشتر ۶۱
- شکل ۴-۱۶: هیدروگراف رودخانه الشتر در محل ایستگاه کهمان در بالادست ۶۲
- شکل ۴-۱۷: هیدروگراف رودخانه الشتر در محل ایستگاه هیدرومتری صید علی در پایین دست ۶۳
- شکل ۴-۱۸: اختلاف دبی ورودی و خروجی آبهای سطحی در محدوده آبخوان الشتر ۶۳
- شکل ۴-۱۹: موقعیت نقاط نمونه برداری در آبخوان الشتر و تغییرات غلظت کلر در آب زیرزمینی ... ۶۵
- شکل ۴-۲۰: نقشه همپتانسیل آبخوان الشتر و کانال‌های جریان ورودی و خروجی زیرزمینی ۶۹
- شکل ۴-۲۱: موقعیت رودخانه‌ها در محدوده آبخوان الشتر ۷۱

فهرست جدول‌ها

عنوان	صفحه
جدول ۱-۱: آمار بارندگی و درجه حرارت مربوط به دوره ۱۲ ساله	۶
جدول ۱-۲: روش‌های مختلف تخمین تغذیه به آب زیرزمینی	۲۲
جدول ۱-۳: مساحت چند ضلعی‌های تیسن اطراف پیزومترهای آبخوان الشتر	۳۳
جدول ۱-۴: مشخصات پیزومترهای حفرشده در آبخوان الشتر	۳۸
جدول ۲-۴: افت سالانه در پیزومترهای آبخوان الشتر	۴۴
جدول ۳-۴: میزان خیز سالیانه سطح ایستابی (ΔH)	۵۵
جدول ۴-۴: مقدار تغذیه سالیانه در محدوده هر یک از پیزومترهای آبخوان الشتر	۵۹
جدول ۵-۴: تغذیه سالانه به آبخوان الشتر	۶۰
جدول ۶-۴: غلظت کلر در چاه‌های نمونه برداری در آبخوان الشتر	۶۶
جدول ۷-۴: غلظت کلر بارش در محدوده آبخوان الشتر	۶۶
جدول ۸-۴: مشخصات کانال‌های جریان ورودی و خروجی به آبخوان الشتر و محاسبه جریان	۷۰
جدول ۹-۴: مقایسه مقادیر تخمین تغذیه به روش‌های مختلف در آبخوان الشتر	۷۳

فصل اول

مقدمه

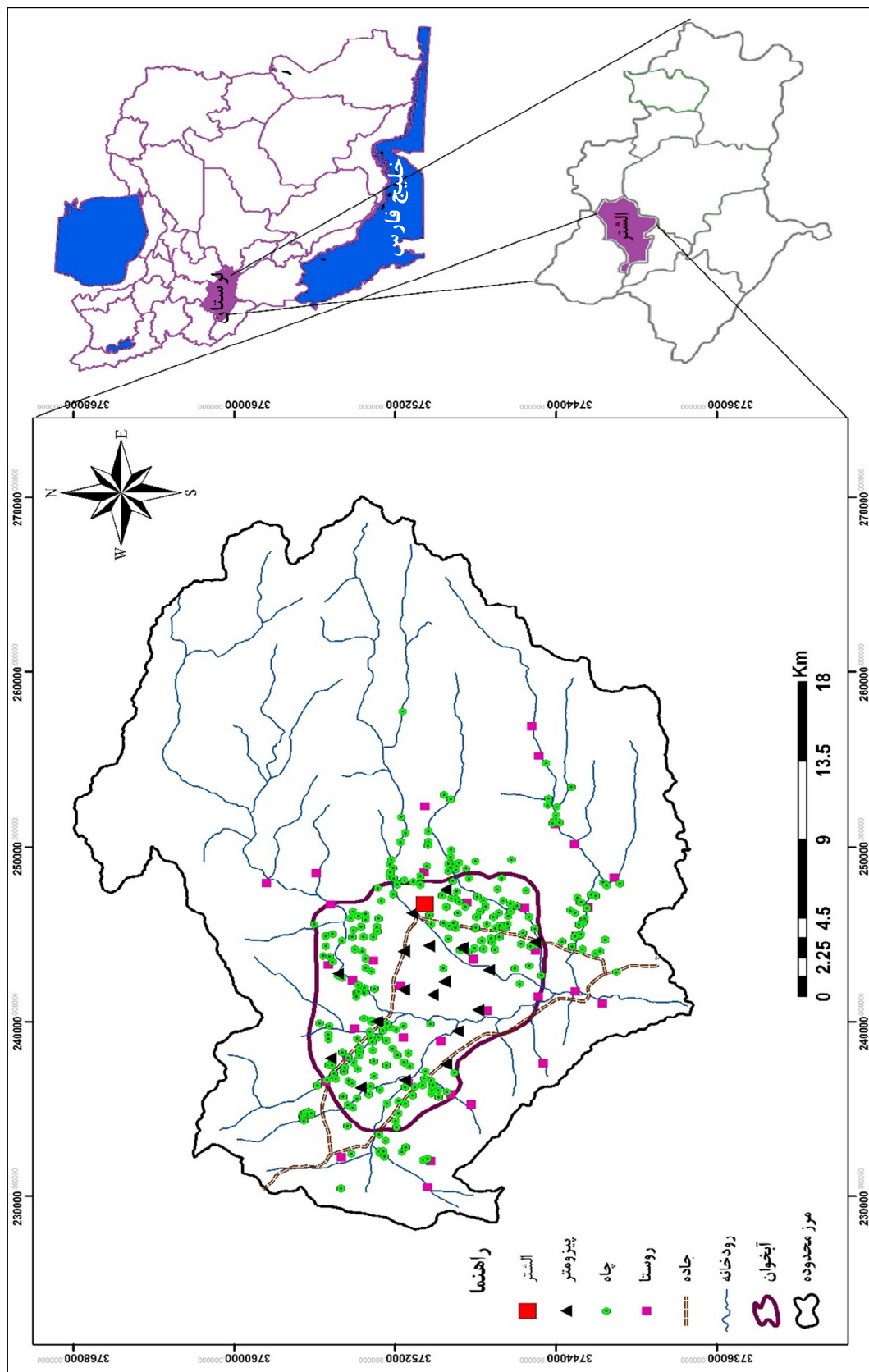
۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق

تغذیه معرف جریان رو به پایین آب به سمت سطح ایستابی بوده که سبب اضافه نمودن ذخیره آب زیرزمینی می‌گردد. تغذیه به دو صورت پراکنده و متمرکز اتفاق می‌افتد. تغذیه پراکنده معرف تغذیه‌ای است که از یک سطح وسیع نظیر نفوذ بارندگی از خاک سطحی و تراوش از میان منطقه غیراشباع به سطح ایستابی صورت می‌گیرد. تغذیه متمرکز معرف تغذیه آب از اشکال آب سطحی نظیر نهرها، کانال‌ها یا دریاچه‌ها به سمت سفره زیرین می‌باشد. تخمین تغذیه یکی از مهم‌ترین مباحث در مطالعات آب زیرزمینی به خصوص در مطالعات بیلان آب زیرزمینی می‌باشد. بدین منظور برآورد دقیق مقدار تغذیه‌ی آب زیرزمینی ضروری می‌باشد. تکنیک‌های مختلف تخمین تغذیه را می‌توان براساس مناطق یا زون‌های هیدرولوژیکی که اطلاعات موردنیاز از آن‌ها به دست می‌آید، به سه گروه تکنیک‌های آب سطحی، منطقه غیراشباع و منطقه اشباع تقسیم نمود. در هر کدام از این زون‌ها تغذیه به روش‌های فیزیکی، ردیابی و مدل‌سازی عددی قابل تخمین می‌باشد. دشت الشتر یکی از مناطق عمده کشاورزی در استان لرستان محسوب می‌گردد. به دلیل برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی دشت الشتر با افت سطح ایستابی مواجه گردیده است. هدف از انجام این مطالعه، بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی و تخمین تغذیه به آبخوان الشتر به روش‌های مختلف در یک دوره بلند مدت برای مدیریت بهینه بهره‌برداری و توسعه پایدار این منبع آبی ارزشمند می‌باشد.

۱-۲- منطقه مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی الشتر (شکل ۱-۱) عمدتاً در بخش مرکزی شهرستان سلسله (الشتر) در استان لرستان واقع شده است. تنها کانون شهری در این محدوده منحصر به الشتر (قلعه مظفری) می‌باشد که بین طول‌های $۴۸^{\circ}۰۲'$ تا $۴۸^{\circ}۳۱'$ شرقی و عرض‌های $۳۳^{\circ}۴۳'$ تا $۳۴^{\circ}۰۵'$ شمالی واقع شده است. از نظر تقسیمات هیدرولوژیکی، محدوده مطالعاتی الشتر شامل حوضه آبریز رودخانه الشتر تا محل الحاق به رودخانه هرود می‌باشد. رودخانه الشتر نیز یکی از شاخه‌های اولیه تشکیل‌دهنده رودخانه کشکان بوده

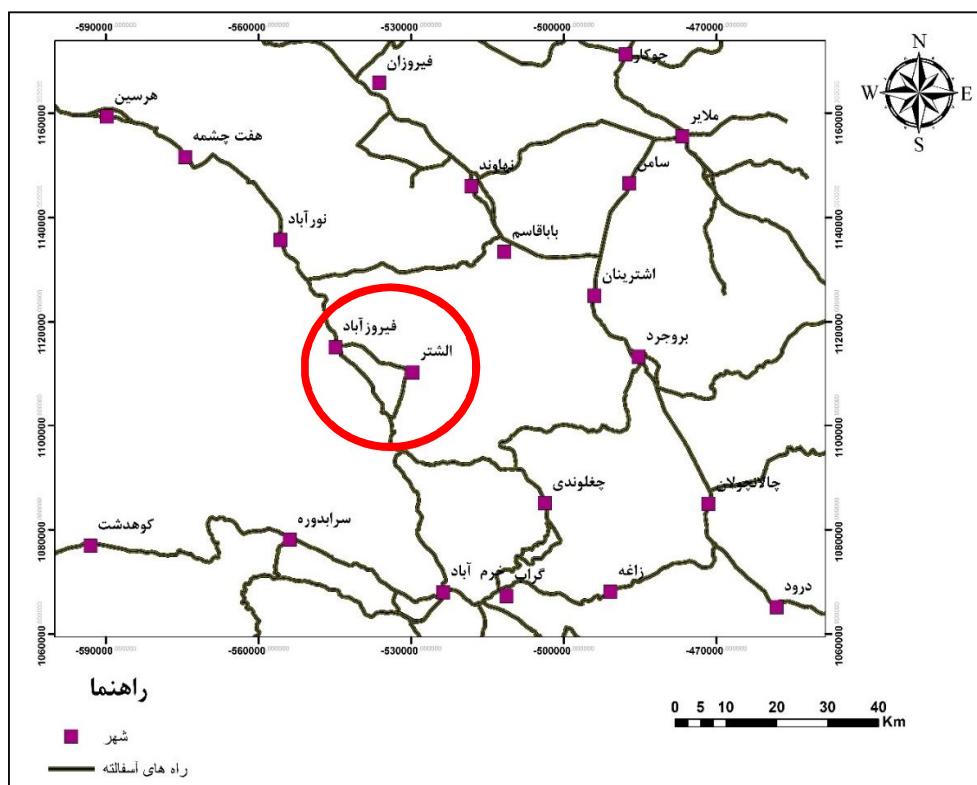
که یکی از شاخه‌های مهم رودخانه کرخه است. حوضه آبریز الشتر به فرم یک گرابن است که با ارتفاعات بلند گرین، ورخاش، مه‌اب، سرخه، داریکنان و نشاته احاطه شده است. بلندترین نقطه آن ۳۶۳۹ متر از سطح دریا ارتفاع دارد که مربوط به کوه گرین واقع در شمال شرقی و حداقل ارتفاع ۱۴۷۰ متر مربوط به رودخانه هررود (خروجی حوضه آبریز) می‌باشد. ارتفاع متوسط حوضه ۲۰۹۹ متر از تراز سطح دریا محاسبه شده است. وسعت حوضه آبریز الشتر ۷۹۹/۶ کیلومترمربع مساحت می‌باشد که از این مقدار ۲۰۰/۶ کیلومترمربع دشت با متوسط ارتفاع ۱۶۲۵/۸ متر و ۵۹۹ کیلومترمربع ارتفاعات با متوسط ارتفاع ۲۲۶۰/۹ متر می‌باشد. طبق مطالعات ژئوفیزیک و هیدروژئولوژی انجام شده در دشت الشتر یک آبخوان دایره‌ای شکل آزاد آبرفتی با مساحت ۱۲۸/۲۷ کیلومترمربع تقریباً در غرب محدوده مطالعاتی تشکیل شده است (شکل ۱-۱). ضخامت رسوبات آبرفتی در دشت متغیر بوده و طبق مطالعات ژئوفیزیک ضخامت آبرفت بین ۲۵ تا ۱۵۰ متر می‌باشد. در محدوده مطالعاتی الشتر ۳۲۲ حلقه چاه وجود دارد که به منظور تأمین آب در بخش‌های مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرند (شکل ۱-۱). مصارف این چاه‌ها شامل سه گروه کشاورزی، شرب و صنعت است. رودخانه دائمی و مهم در این منطقه رودخانه الشتر می‌باشد. رودخانه الشتر از دامنه‌های جنوبی رشته ارتفاعات گرین که یکی از کانون‌های آبرفتی دائمی در لرستان می‌باشد، سرچشمه گرفته و تحت نام کهمان ابتدا به غرب جریان یافته و از میان دره تنگی می‌گذرد و روستاهای کرجان، دره تنگ، کهمان سفلی و علیا را مشروب می‌کند و در حوالی آبادی گرگان وارد دشت الشتر می‌گردد. از بخش الشتر و روستاهای جنوبی آن می‌گذرد و شاخه‌های متعددی از دو سوی بستر دریافت می‌نماید و در دهکده نیاق وارد رودخانه هرود می‌شود. متوسط آبدهی سالانه این رودخانه در محل خروجی از محدوده ۱۹۷ میلیون مترمکعب برآورد شده است.



شکل ۱-۱: موقعیت محدوده مطالعاتی الشتر

۳-۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

شهر الشتر با جاده فرعی آسفalte به طول حدود ۱۵ کیلومتر از دو سمت شمال و جنوب به راه اصلی خرم‌آباد به کرمانشاه متصل می‌شود. همچنین با جاده‌ای فرعی از سمت شرق به راه اصلی بروجرد- خرم‌آباد وصل می‌گردد. از سمت غرب نیز به بخش فیروزآباد و از آن جا به نورآباد و دیگر مناطق لک نشین مرتبط است. شهر الشتر از شمال به شهرستان دلفان و استان همدان، از شرق به شهرستان بروجرد و از جنوب، جنوب غربی، شرق و جنوب شرقی به شهرستان خرم‌آباد محدود می‌شود. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه در شکل (۲-۱) نشان داده شده است.



شکل ۲-۱: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

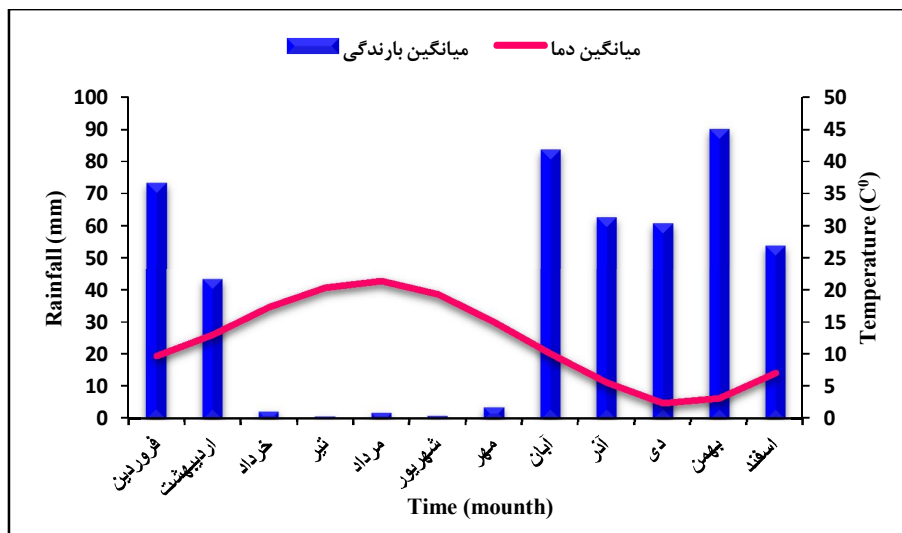
۴-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه

پایین بودن میانگین دمای شب و روز و بارش بیشتر در مقایسه با سایر مناطق استان لرستان باعث تفاوت آب و هوایی این منطقه با سایر مناطق شده است. به سبب کاهش میزان تبخیر در این ناحیه

ذخیره‌های برف و باران در این منطقه مدت بیشتری از سال دوام دارد. برای برآورد میزان بارندگی از داده‌های ایستگاه باران‌سنجی سراب صید علی در جنوب محدوده مورد مطالعه استفاده شده است. جدول (۱-۱) داده‌های هواشناسی مربوط به دوره ۱۲ ساله (۱۳۸۱-۱۳۹۳) این ایستگاه را نشان می‌دهد. میانگین بارندگی سالانه ۴۷۱ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه ۱۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. حداکثر بارش در بهمن ماه برابر با ۲۱۹/۵ میلی‌متر می‌باشد. با توجه به جدول (۱-۱) حداکثر و حداقل دما به ترتیب مربوط به دی ماه و مرداد ماه می‌شود. با توجه به منحنی امبروترمیک دشت الشتر (شکل ۱-۳)، ماه‌های خرداد، تیر، مرداد، شهریور دوره خشک و بقیه ماه‌ها دوره تر را نشان می‌دهد.

جدول ۱-۱: آمار بارندگی و درجه حرارت مربوط به دوره ۱۲ ساله (۱۳۸۱-۱۳۹۳) در ایستگاه سراب صید علی (برگرفته از اطلاعات سازمان هواشناسی الشتر)

دما (درجه سانتی‌گراد)			بارندگی (میلی‌متر)			زمان (ماه)
میانگین	حداقل	حداکثر	میانگین	حداقل	حداکثر	
۹/۶۶	۶/۰۶	۱۵/۳۳	۷۲/۸۷	۱۰/۰	۱۴۸/۵	فروردین
۱۲/۹۸	۱۱/۰۴	۱۶/۷۴	۴۲/۸۷	۱۰/۵	۱۱۳/۵	اردیبهشت
۱۷/۲۸	۱۵/۱۳	۲۰/۷۶	۱/۷۵	۰/۰	۸/۰	خرداد
۲۰/۳۰	۱۸/۱۱	۲۴/۰۱	۰/۱۲	۰/۰	۱/۵	تیر
۲۱/۳۴	۱۸/۸۰	۲۴/۸۸	۱/۳۳	۰/۰	۷/۰	مرداد
۱۹/۳۱	۱۶/۶۸	۲۱/۸۲	۰/۵۰	۰/۰	۶/۰	شهریور
۱۴/۹۸	۱۲/۶۰	۱۸/۸۳	۳/۱۲	۰/۰	۲۰/۰	مهر
۱۰/۰۸	۶/۰۰	۱۵/۹۱	۸۳/۲۰	۱۲/۰	۱۴۸/۵	آبان
۵/۶۱	۱/۵۰	۱۵/۲۳	۶۲/۲۰	۵/۰	۱۳۳/۰	آذر
۲/۳۶	-۲/۴۸	۱۳/۹۶	۶۰/۳۳	۸/۵	۱۱۹/۵	دی
۳/۱۸	-۰/۳۵	۱۳/۳۷	۸۹/۵۸	۴۸/۰	۲۱۹/۵	بهمن
۷/۰۷	۱/۱۱	۱۵/۱۶	۵۳/۴۱	۳/۰	۱۳۲/۵	اسفند
۱۲/۰۰			۴۷۱/۰۰			میانگین سالانه



شکل ۱-۳: منحنی امپروترمیک حوضه آبریز الشتر در یک دوره ۱۲ ساله (۹۳-۱۳۸۱)

با توجه به میانگین بارش و دما در منطقه مورد مطالعه، ضریب دمارتن برابر با ۲۱/۴۱ بوده و بنابراین اقلیم منطقه از نوع مدیترانه‌ای می‌باشد.

۱-۵-۱- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

از نظر زمین‌شناسی الشتر در زون زاگرس قرار دارد، به‌گونه‌ای که کوه‌های غربی و شمالی این شهرستان جزئی از زاگرس مرتفع می‌باشند و قسمت جنوبی شهرستان در زون زاگرس چین‌خورده قرار دارند. زون زاگرس مرتفع به شدت چین‌خورده می‌باشد و شامل سازندهای رسوبی مزوزوئیک و قسمت فوقانی افیولیت کرمانشاه می‌باشد. زون چین‌خورده شامل رخنمونی از سازندهای مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشند که در اثر کوهزایی شدید چین‌خورده می‌باشند. نقشه زمین‌شناسی حوضه آبریز الشتر در شکل (۱-۴) ارائه شده است.

۱-۵-۱-۱- چین‌شناسی سازندها در محدوده مطالعاتی الشتر

چینه‌شناسی سازندهای موجود در منطقه مورد مطالعه به ترتیب سن از قدیم به جدید در زیر ارائه شده است.

۱-۱-۵-۱- مزوزوئیک

مجموعه رادیولاریتی ژوراسیک (Jr)

در زمین‌شناسی زاگرس نام رادیولاریت به مجموعه‌ای از چرت‌های قرمز، خاکستری و تقریباً سبز رنگ و هم‌چنین شیل‌های قرمز، سبز، آهک‌های سیلیسی همراه با توده سنگ‌های بازیک و اولترابازیک اطلاق می‌گردد.

آهک‌های سفید رنگ (MZ_w)

این آهک‌ها مربوط به زون خرد شده زاگرس هستند که فقط در شمالی‌ترین قسمت محدوده مطالعاتی بیرون‌زدگی دارند و لایه‌های برگشتی از نظر حرکات تکتونیکی در آن‌ها وجود دارد. این آهک‌ها متعلق به ژوراسیک می‌باشند.

آهک‌های الیتی (MZ)

این آهک‌ها نیز به صورت نوار باریک و طولی به عرض متوسط ۵۰۰ متر در سرتاسر فقط قسمت شمالی محدوده مطالعاتی و به موازات لایه‌های رادیولاریت ژوراسیک (Jr) و هم‌چنین آهک‌های سفید رنگ (MZ_w) رخنمون دارند.

سازندهای آهکی (JK) ژوراسیک - کرتاسه تحتانی

این سازندها از آهک دولومیتی تشکیل شده‌اند و گسترش این تشکیلات از دیگر سازندها در ارتفاعات منطقه الشتر بیشتر است. شیب این آهک‌ها در شمال دشت به سمت دشت الشتر است.

آهک‌های مارنی (Kul)

آهک‌های مارنی به سن کرتاسه بالایی هستند که دارای گسترش کم و به طور محدود بیرون‌زدگی دارند. آهک‌های کرتاسه بر اثر فشارهای تکتونیکی دارای درز و شکاف‌های متعددی بوده که از نفوذپذیری زیادی برخوردار می‌باشند. به همین دلیل در تغذیه سفره آبرفتی دشت الشتر نقش بسیار مهمی ایفا می‌نمایند. تشکیلات آهکی کرتاسه قسمت عمده شمال و شمال شرقی دشت را پوشانیده و منبع اصلی تأمین آب زیرزمینی و تغذیه آبرفت را تشکیل می‌دهند.

آهک رودیست دار و اربیتولین دار (KL)

این آهک‌ها مربوط به کرتاسه تحتانی می‌باشند و در شمال غرب دشت الشتر با وسعت کم بیرون زدگی دارند.

۱-۵-۱-۲- سنوزوئیک

سازند آهکی - مارن ائوسن (EI)

در شرق و جنوب شرقی دشت الشتر سازندهای آهکی با ضخامت متفاوت و رنگ تیره و روشن رخنمون دارند که متعلق به ائوسن می‌باشند.

سازند کشکان (EC)

در حاشیه شمال غربی دشت سازند کشکان دارای رخنمون می‌باشد. این سازند از نظر سن متعلق به ائوسن بوده و از نظر لیتولوژی شامل رسوبات مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا و کمی سنگ آهک است که به‌طور متناوب بین لایه‌های مارنی مشاهده می‌شوند. گسترش این سازند در منطقه زیاد نیست و به صورت نوارهای باریک بین تشکیلات دیگر ظاهر شده است.

آهک‌های مرجانی اولیگومیوسن (OMI)

این آهک‌ها در شرق و جنوب شرقی به صورت باریکه‌ای و با مساحت کم رخنمون دارند و از نظر سن با سازند اولیگومیوسن (آسماری) تقریباً هم زمان می‌باشند.

مارن، ماسه‌سنگ و آهک میوسن (M)

به صورت یک سری رسوبات سیلتی و ماسه سنگی با گسترش کم در جنوب و شمال غرب دشت الشتر مشاهده شده است. هم‌چنین این سازند در غرب دشت الشتر نیز رخنمون دارد.

مارن‌های قرمز رنگ و کنگلومرای میوپلیوسن (MP_{aj})

در قسمت جنوب غربی منطقه مورد مطالعه رسوباتی که در جنوب تپه‌های کنگلومرای بیرون زدگی دارند به طور عمده شامل مارن‌های خاکستری و ماسه‌سنگ است که از لحاظ نوع رسوبات و لیتولوژی

می توان آن‌ها را به سازند آغاچاری مربوط دانست.

کنگومرای بختیاری پلیوسن (PLb)

جنوب دشت الشتر را می‌پوشاند و دارای توپوگرافی ملایم و به صورت تپه‌های نسبتاً بلندی مشاهده می‌شود. این طبقات از کنگومرای پایدار و ماسه‌سنگ‌های کنگومرای نسبتاً فرسوده که جنس دانه‌های آن بیشتر آهکی و سیلیسی می‌باشند و دارای گردشگی نسبتاً خوبی هستند، تشکیل شده‌اند. سیمان آن آهکی بوده و لایه‌های نازکی از ماسه‌سنگ دانه متوسط در بین کنگومرا دیده می‌شود. شیب لایه‌ها معمولاً ملایم و گاهی افقی هستند.

۱-۵-۱-۳- کواترنری

آبرفت‌های قدیمی و پادگانه‌های بلند (Q^t)

پهنه وسیعی از دامنه‌ها و حاشیه دشت الشتر در غرب و جنوب غربی دشت را آبرفت‌های قدیمی و تراس یا پادگانه‌های آبرفتی نسبتاً بلند تشکیل می‌دهد. این آبرفت‌ها تمامی نواحی غربی و جنوب غربی دشت الشتر را پوشانده است.

۱-۶- زمین‌شناسی ساختمانی

از نظر تکتونیکی محدوده مورد مطالعه بیشتر در زون خرد شده زاگرس و قسمتی هم در زون چین خورده آن قرار دارد. دشت الشتر در فرورفتگی‌ها و دره‌های حاصل از چین خوردگی‌های زاگرس قرار گرفته است به طوری که این کوه‌ها و دشت‌های بین آن‌ها زنجیره‌هایی را بوجود آورده‌اند که در مجموع سلسله جبال زاگرس را می‌سازند. ساختمان زمین‌شناسی این محدوده از ساختمان عمومی منطقه زاگرس تبعیت کرده است به طوری که سازندهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه جزئی از بزرگ ناودیس زاگرس بوده که این بزرگ ناودیس بین دو سپر فلات مرکزی در شمال شرقی و عربستان در جنوب غربی قرار دارد. رسوبات این بزرگ ناودیس پس از فشارهایی که به آن وارد شده

چین خوردگی حاصل نموده‌اند. حرکات و جنبش‌های کوهزایی منطقه از زمان کرتاسه شروع و چین خوردگی‌ها و رورانگی‌ها و دگرشیبی‌هایی را به وجود آورده است. در محدوده مورد مطالعه با توجه به جنس سازندها و مقاومت آن‌ها شدت چین خوردگی متفاوت می‌باشد. ادامه کوهزایی و هم‌چنین پیشروی و پسروی در دوران سوم در محدوده مورد مطالعه باعث ایجاد دگرشیبی‌های متعددی شده است به طوری که این دگرشیبی بین سازندها مشخص می‌باشد. سازندهای جنوبی دشت الشتر کمتر در معرض تغییر شکل‌های تکتونیکی قرار گرفته است.

۱-۷- ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه و اطراف آن دارای قله‌ها، دره‌ها، دامنه‌ها، تپه‌ها، شیارها و خندق‌ها می‌باشد که این مناظر حاصل فرآیندهای تغییردهنده توپوگرافی زمین شامل حرکات تکتونیک، باد، هوازگی و حرکت مواد بر روی دامنه‌ها می‌باشند. عمده‌ترین زیر واحدهای ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه به چهار قسمت تقسیم شده است:

۱-۷-۱- کوهها (ارتفاعات)

کوه‌ها فراوان‌ترین اشکال سطح منطقه را تشکیل می‌دهند و به دلیل تأثیرات شکل‌زایی عمیقی که بر نمای اجزای حوضه دارند، از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. خصوصیات ژئومورفولوژی تیپ این کوه‌ها آن‌ها را از سایر واحدها کاملاً مشخص نموده است. در نواحی شمال شرقی، شمال غربی و جنوب غربی (اطراف دشت) کوه‌ها از ارتفاعات و شیب تندتری برخوردارند و به دلیل شیب در نواحی اطراف دشت فرسایش شدیداً عمل کرده و شبکه آب‌های روان شکل خاصی به منطقه داده است. به طور کلی منطقه از لحاظ ژئومورفولوژی منطقه‌ای جوان است که فرسایش با سرعت زیاد در حال تخریب لایه‌های زمین‌شناسی بوده و هم‌چنین این لایه‌ها در شکل‌گیری پدیده‌های ژئومورفولوژی موجود نقش اساسی دارند.

۱-۷-۲- تپه‌ها

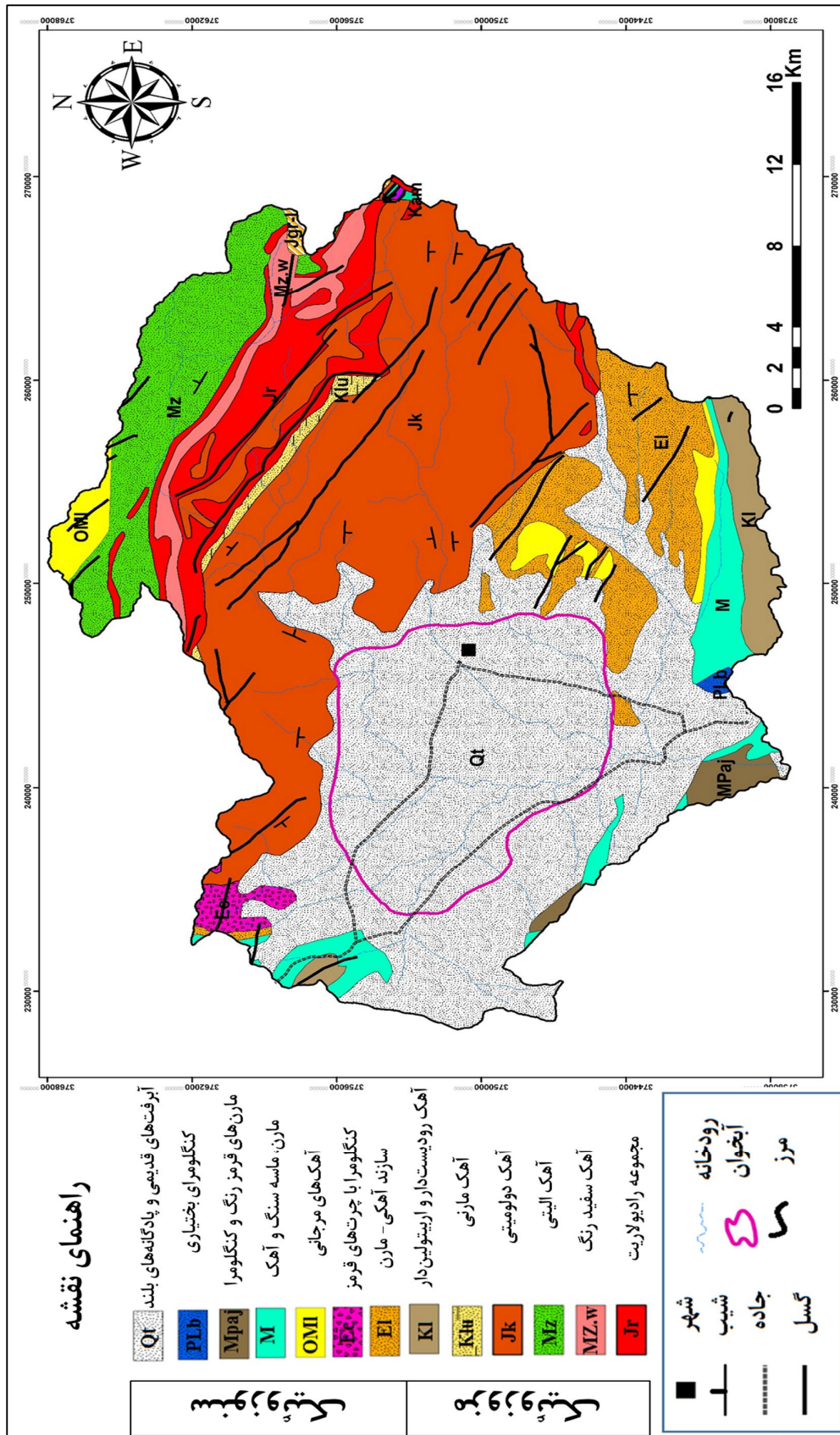
تپه‌ها به اشکال مختلفی در منطقه قابل مشاهده هستند. مشهودترین وجه تمایز آن‌ها مربوط به نوع پوشش گیاهی آن‌ها است. تپه‌ها بر اساس سرعت فرآیندهای فرسایشی به سه دسته تپه‌هایی که دارای فرسایش زیاد، فرسایش متوسط و فرسایش کم هستند تقسیم می‌شوند.

۱-۷-۳- دره‌ها

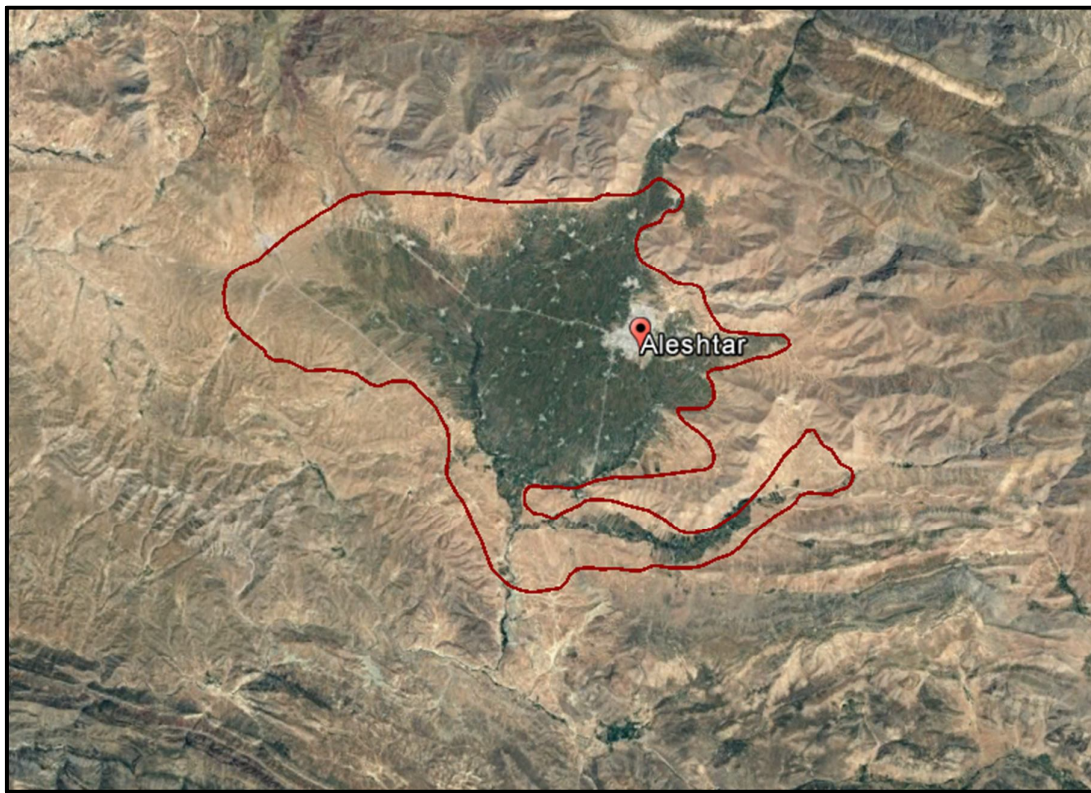
دره‌ها به عنوان متنوع‌ترین اشکال ژئومورفولوژیکی در مقیاس‌ها و انواع گوناگون در سطح و اطراف منطقه قابل مشاهده هستند. از نظر ژئومورفولوژی دره‌ها بر اساس منشاء شکل‌گیری آن‌ها قابل بررسی هستند. در شکل‌گیری دره‌های منطقه علاوه بر عوامل ساختمانی، عامل فرسایش نیز از اهمیت خاصی برخوردار است. بنابراین دره‌های منطقه به دو دسته دره‌های ساختمانی و دره‌های فرسایشی تقسیم شده‌اند.

۱-۷-۴- دامنه‌ها

شیب زیاد برخی از دامنه‌ها فرآیندهای شکل‌زایی در منطقه را سرعت بخشیده است. شیب نسبی از مهم‌ترین عوامل شکل‌زا در دامنه‌های حوضه است. فرآیندهای شکل‌زایی با افزایش شیب شدت می‌یابند و با کم شدن شیب کاهش می‌یابند. در مناطق پرشیب عوامل فرسایشی از تشکیل خاک جلوگیری می‌کند و در مناطق کم شیب نیروی عوامل فرسایشی کم بوده و خاک تشکیل می‌شود. دامنه‌ها توسط پوششی از خاک حفاظت می‌شوند، این دو نمونه در منطقه قابل مشاهده هستند. مورفولوژی حوضه آبریز الشتر در شکل (۱-۵) نشان داده شده است.



شکل ۱-۴: نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ الشتر



شکل ۱-۵: نقشه ژئومورفولوژی حوضه آبریز الشتر در محیط Google Earth

فصل دوم
تئوری تحقیق و مروری
بر مطالعات پیشین

۲-۱- مقدمه

استفاده از آب‌های زیرزمینی مهم و اساسی بوده و اغلب در توسعه اقتصادی و اجتماعی در ناحیه‌ی گسترده‌ای از جهان به خصوص در نواحی نیمه‌خشک جایی که آب سطحی غیر قابل اعتماد و دارای توزیع نامناسب هستند، اهمیت دارند. ارزیابی منابع آب زیرزمینی وابسته به چندین فاکتور بوده که تخمین تغذیه آب زیرزمینی یک فاکتور مهم می‌باشد. درک فرآیند تغذیه و تعیین نرخ تغذیه طبیعی برای مدیریت منابع آب زیرزمینی مفید می‌باشد (Scanlon and Cook 2002). اگر چه تغذیه یکی از مهم‌ترین اجزاء در مطالعه آب‌های زیرزمینی می‌باشد، لیکن به دلیل تفاوت زیاد نرخ تغذیه در مکان و زمان و مشکل بودن اندازه‌گیری مستقیم آن کمتر مورد توجه بوده است. سرعت، زمان و ناحیه تغذیه موضوع مهمی در نواحی آلودگی آب‌های زیرزمینی و همین‌طور چاه‌های تأمین کننده آب‌های زیرزمینی هستند. به‌طور کلی احتمال جابجایی آلودگی تا سطح ایستابی با افزایش سرعت تغذیه افزایش می‌یابد. یک آبخوان در ناحیه‌ای با تغذیه بالا در معرض آسیب‌پذیری و آلودگی بیشتری قرار دارد (ASTM 2008). در این فصل تئوری تحقیق و نتایج مطالعات پیشین در خصوص پارامترهای تغذیه به منابع آب زیرزمینی ارائه می‌گردد.

۲-۲- تعاریف

تغذیه (Recharge) معرف جریان پایین‌رو به سمت سطح ایستابی و اضافه شدن آب به ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد (Healy 2010). این تعریف شامل جریان آب از سیستم‌های آب‌های زیرزمینی مجاور (مثل جابجایی آب از سفره آزاد از میان لایه محبوس به یک سفره‌ای که در زیر قرار گرفته) نمی‌شود. تغذیه به دو صورت زیر ایجاد می‌شود:

تغذیه پراکنده (Diffuse Recharge) تغذیه‌ای است که از یک سطح وسیع نظیر نفوذ بارندگی از خاک سطحی و تراوش از میان منطقه غیراشباع به سطح ایستابی صورت می‌گیرد.

تغذیه متمرکز (Focused Recharge) تغذیه ناشی از اشکال آب سطحی نظیر نهرها، کانال‌ها یا

دریاچه‌ها به سمت سفره زیرین می‌باشد. تغذیه متمرکز تغییر مکانی زیادتری نسبت به تغذیه پراکنده دارد. در سیستم‌های آب زیرزمینی تغذیه هم به صورت پراکنده و هم به صورت متمرکز ایجاد می‌شود. اما اهمیت هر مکانیسم از یک مکان به مکان دیگر تغییر می‌یابد. تغذیه پراکنده در محیط‌های مرطوب غالب می‌باشد. با افزایش درجه خشکی اهمیت تغذیه متمرکز در تجدید آبخوان افزایش می‌یابد (Lerner et al. 1990).

۲-۳- توسعه مدل مفهومی فرایندهای تغذیه

توسعه مدل مفهومی فرایندهای تغذیه یک مرحله مهم در مطالعه تغذیه می‌باشد. مدل مفهومی در ابتدای مطالعه باید توسعه داده شده و ضمن اصلاح با اطلاعات و آنالیزها در سیستم هیدرولوژی جدید تطبیق داده شود (Zheng and Bennett 2002). فاکتورهای مؤثر بر مدل مفهومی شامل آب و هوا، زمین‌شناسی، توپوگرافی، هیدرولوژی، پوشش گیاهی و کاربری اراضی می‌باشند.

۲-۳-۱- آب و هوا

تغییرات جهانی آب و هوا تأثیر زیادی بر سیکل هیدرولوژی و منابع آب در بسیاری از نواحی جهان داشته است (Huntington 2006). کاهش قابل توجه بارش سالانه و افزایش میانگین دمای سالانه در نتیجه باعث تغییر بیلان آب و خاک و تغذیه آب زیرزمینی شده که نشان دهنده پاسخ در برابر تغییرات آب و هوا می‌باشند. درک بهتر اثر تغییرات آب و هوا لازم بوده، زیرا در مقیاس جهانی یک سوم از جمعیت جهان مخصوصاً در نواحی خشک و نیمه‌خشک وابسته به آب‌های زیرزمینی می‌باشند. بنابراین منابع آب زیرزمینی ممکن است عکس‌العمل قوی در برابر تغییرپذیری آب و هوا تحت شرایط تغییرات آب و هوایی داشته باشند. مقدار تأثیر تغییرات آب و هوا بر منابع آب زیرزمینی نیازمند پیش‌بینی دقیق تغییرات آب و هوا و تخمین دقیق تغذیه می‌باشد (Maxwell and Kollet 2008).

تغییرپذیری در مقدار بارش مهم می‌باشد. تغییرپذیری فصلی، زودگذر، طولانی مدت در بارش، تعداد، شدت و زمان بارندگی نیز بر فرآیند تغذیه مؤثر هستند. زمانی که نرخ بارش بیشتر از تبخیر و تعرق

باشد، زهکشی از منطقه غیراشباع به سطح آب صورت می‌گیرد. در مناطق گرمسیری که نرخ تبخیر و تعرق بالاست زهکشی به سطح ایستابی در فصل زمستان صورت می‌گیرد. شدت و مدت بارش تأثیر زیادی بر تغذیه آب زیرزمینی دارد. در مکان‌های مرطوب نرخ بارش و تبخیر و تعرق نسبتاً در تمام سال یکسان می‌باشد. تغذیه در هر زمان از سال در پاسخ به شدت بارشی که بیشتر از نرخ تبخیر و تعرق باشد، ایجاد می‌شود. در نواحی خشک تغذیه متمرکز از رودخانه‌های موقتی و پلایاها تغذیه‌ی غالب می‌باشد.

اثر تغییرات آب و هوا بر بیلان آب و خاک و تغذیه به آبخوان در جنوب غربی اسپانیا ارزیابی شد. نتایج به دست آمده از این مطالعه نشان داد که تغییرات آب و هوا در این ناحیه تأثیر مهمی بر بیلان آب و خاک و تغذیه آب زیرزمینی در دوره مورد مطالعه داشته است (Touhami et al. 2015).

۲-۳-۲- خاک و زمین‌شناسی

نفوذپذیری مواد سطحی و زیرسطحی تأثیر زیادی بر فرآیند تغذیه دارد. تغذیه در ناحیه‌ای با خاک دانه درشت و نفوذپذیری بالا بیشتر بوده و بر عکس در خاک دانه‌ریز با نفوذپذیری کم میزان تغذیه کمتر می‌باشد. خاک‌های دانه درشت با نفوذپذیری نسبتاً بالا قابلیت انتقال آب با سرعت بالا را دارند. وجود این خاک باعث توسعه تغذیه می‌شود، زیرا آب می‌تواند به سرعت نفوذ و قبل از این که به وسیله ریشه گیاه مصرف شود، از طریق زون ریشه زهکشی شود. رسوبات دانه‌ریز نفوذپذیری کمتر اما قابلیت جذب بیشتر آب را دارند. بنابراین در ناحیه با رسوبات دانه‌ریز نفوذپذیری کم و خروجی آب توسط گیاهان افزایش می‌یابد و بنابراین تغذیه در ناحیه‌ای با مواد دانه‌ریز نسبت به ناحیه‌ای با مواد دانه‌درشت کاهش می‌یابد. نفوذپذیری همچنین در حالت تغذیه متمرکز مهم می‌باشد. قابلیت نفوذپذیری بالا در بستر رودخانه جابجایی بین آب سطحی و زیرزمینی را تسهیل می‌کند.

۲-۳-۳- توپوگرافی سطحی

توپوگرافی سطحی نقش مهمی در هر دو تغذیه متمرکز و پراکنده دارد. در شیب تند نرخ نفوذ کم

می‌باشد و نرخ رواناب افزایش می‌یابد. زمین‌های مسطح که سطح زهکشی نامرغوبی دارند، بیشتر باعث پخش شدن تغذیه می‌شوند و این شرایط به ایجاد سیلاب کمک می‌کند. برخی اوقات فرورفتگی‌های جزئی تأثیر زیادی بر نرخ نفوذ دارند. دلین (Delin 2000) نشان داد که حتی در خاک سطحی با نفوذپذیری بالا، فرورفتگی جزئی ظاهری در زمین کشاورزی یکنواخت باعث تجمع رواناب متمرکز در ناحیه‌ای خاص می‌شود و بنابراین نفوذ و تغذیه در این ناحیه بزرگ‌تر از سایر مناطق زمین می‌باشد. حتی با خصوصیات سطح یکنواخت نرخ نفوذ در طول شیب‌های کم در یک تپه پرشیب افزایش می‌یابد (Dunne et al. 1991). برجستگی‌های سطحی، جهت و ارتفاع محدوده‌های کوهستان از فاکتورهای توپوگرافی هستند که بر روی فرآیند تغذیه تأثیر دارند (Stonestrom and Harrill 2007).

۲-۳-۴- آب‌شناسی

مدل مفهومی فرآیندهای تغذیه نیاز به بررسی آب‌های سطحی و زیرسطحی و چگونگی ارتباط آن‌ها با هم دارد. آیا رودخانه‌ها در یک ناحیه دائمی یا زودگذر هستند؟ آیا رودخانه‌ها گیرنده (دریافت و زهکشی آب زیرزمینی) یا دهنده (مشروط بر تغذیه) هستند؟ یک رودخانه می‌تواند در یک ناحیه گیرنده آب سفره، اما در یک ناحیه دهنده آب به سفره باشد. اختلاف ارتفاع آب سطحی و آب زیرزمینی مطابق با قانون دارسی، مشخص کننده جابجایی آب یا در نتیجه آب زیرسطحی می‌باشد. پاسخ به این سؤال‌ها به طرح کردن مدل مفهومی کمک می‌کند. عمق سطح آب نیز مهم می‌باشد. اگر زون غیراشباع کم ضخامت باشد، آب به سرعت به سطح ایستابی می‌رسد و ممکن است تغذیه بزرگ‌تری در پاسخ به یک بارش بزرگ اتفاق بیفتد. به هر حال سطح آب کم عمق آب‌های زیرزمینی در معرض زهکشی توسط گیاهان می‌باشد. بنابراین آب تغذیه شده از سیستم سطحی کم عمق ممکن است فقط مدت زمان کوتاهی در زون غیراشباع ساکن باشد و قبل از اینکه به سطح ایستابی برسد، توسط ریشه گیاهان خارج و به اتمسفر برگردانده شود.

۲-۳-۵- پوشش گیاهی و کاربری اراضی

گیاهان و کاربری اراضی تأثیر زیادی بر فرآیندهای تغذیه دارند. نوع و تراکم پوشش گیاهی بر الگوی تبخیر و تعرق تأثیر دارد. در یک سطح با پوشش گیاهی نرخ تبخیر و تعرق نسبت به سطح بدون پوشش گیاهی با شرایط مشابه، بیشتر است. عمقی که ریشه گیاه توسعه یافته در توانایی گیاه برای خارج کردن آب زیرسطحی مؤثر است. برای مثال درختان توانایی کشیدن آب از عمق چندین کیلومتری یا بیشتر را دارند. در مقایسه ریشه‌های کم عمق نمی‌تواند به منطقه آب و خاک در این عمق نفوذ کنند. بنابراین نرخ تغذیه در گیاهان با ریشه عمیق که در برخی نواحی نیمه‌خشک دیده می‌شوند، زمانی که با گیاهانی با ریشه کم عمق جایگزین می‌شود، افزایش می‌یابد (Allison et al. 1990). به منظور بررسی اثر تغییر پوشش گیاهی بر تغذیه آبخوان آبرفتی در ناحیه نیمه گرمسیری استرالیا و میزان تبخیر و تعرق از روش نوسانات سطح ایستابی استفاده شد. نتایج نشان داد که در مکان‌های جنگلی نوسانات به صورت روزانه تا عمق یک متر ایجاد می‌شود در صورتی که در محیط علفزار نوسانات روزانه وجود ندارد. مقدار تغذیه در دوره زمانی دوساله (۲۰۱۳-۲۰۱۲) در محیطی با مراتع پراکنده (۴۹-۵۶)، در محیط مزارع کاج (۳۱-۴۹) و در محیط‌های جنگلی (۲۱-۳۶) درصد از بارش خالص محاسبه شده است (Fan et al. 2014).

۲-۴- چالش‌ها در تخمین تغذیه

تخمین درست از تغذیه همیشه مطلوب بوده، لیکن میزانی از عدم اطمینان در تخمین تغذیه وجود دارد. نرخ تغذیه واقعی ناشناخته می‌باشد، بنابراین استانداردهایی برای ارزیابی درست تخمین تغذیه وجود ندارد. خطاهای اصلی در ارتباط با مدل مفهومی نادرست می‌باشد. نادرستی مدل مفهومی می‌تواند منجر به انتخاب روش نادرست برای تخمین تغذیه شود. هر تخمین که مبنی بر مدل مفهومی نادرست بوده، قابل اطمینان نمی‌باشد. به علاوه استفاده از روش‌های نامناسب و خطاهای اندازه‌گیری باعث بالا رفتن خطا می‌شود. استفاده نامناسب از روش می‌تواند در نتیجه فهم نادرست از روش یا

محاسبه نادرست تغییرات زمانی و مکانی باشد. خطاهای بعدی به خاطر اندازه‌گیری‌ها در مکان و در طول زمان می‌باشد. تغییرات مکانی و زمانی تغذیه به درستی تخمین زده نمی‌شود، اما می‌تواند در برخی جزئیات با مدل‌های عددی سنجیده شود. خطاهای اندازه‌گیری به خاطر جمع‌آوری نادرست اطلاعات می‌باشد. تغذیه اغلب نمی‌تواند به‌طور مستقیم اندازه‌گیری شود. استفاده از روش‌های ساده با بررسی دقت مدل‌های مفهومی، نمی‌تواند به تنهایی مفید باشد. تیس (Theis 1937) از معادله داری استفاده کرد و نرخ تغذیه طبیعی بین ۳ و ۷ میلی‌متر در سال برای آبخوان دشت‌های مرتفع جنوبی محاسبه نموده است. مقدار تغذیه در سال‌های بعدی با روش‌های پیشرفته، بیشتر تخمین زده شد (Gurdak and Roe 2009). به خاطر خطای تخمین تغذیه از چندین روش برای تخمین تغذیه در هر مطالعه استفاده می‌شود (Healy et al. 2007). استفاده از چندین روش ممکن است مفید باشد. به هر حال ناهماهنگی‌ها در تخمین ممکن است به خاطر خطای اندازه‌گیری یا فرضیات اصلی یک روش و بنابراین مدیریت و اصلاح مدل مفهومی ایجاد شوند.

۲-۴-۱- مقیاس مکانی و زمانی تخمین تغذیه

مفهوم مقیاس مکانی در انتخاب روش تخمین تغذیه مفید می‌باشد. روش‌های تخمین تغذیه وابسته به مقیاس زمانی و مکانی می‌باشند. برخی روش‌ها مانند روش نوسانات سطح ایستابی می‌تواند تغذیه برای هر بارش خاص را تخمین بزند. روش‌های ردیابی تنها برای تغذیه در دوره زمانی بین ردیابی استفاده می‌شوند. روش‌های بیلان آب، داری و دیگر روش‌ها برای دوره‌های زمانی مختلف برای مثال به صورت روزانه، ماهانه یا سالانه استفاده می‌شوند، به‌رحال نتایج به دست آمده در برخی روش‌ها در دوره زمانی مختلف می‌تواند متفاوت باشد. بررسی روش بیلان آب در یک حوضه آبریز در آب و هوای مرطوب نشان می‌دهد که تغذیه زمانی ایجاد می‌شود که نرخ بارش بیشتر از تبخیر و تعرق باشد.

۲-۴-۲- هزینه

هزینه‌ها، استفاده از برخی روش‌ها را محدود می‌کنند. برای استفاده از برخی روش‌ها تنها جمع‌آوری و

آنالیز نمونه‌های آب و خاک در یک سفر صحرائی لازم می‌باشد (برخی اوقات با استفاده از ردیاب‌ها) و دیگر روش‌ها نیازمند بررسی سالانه یا بیشتر می‌باشند. گران بودن یک روش همیشه دلیلی بر بهتر بودن یا دقت بیشتر آن روش نیست. روش‌هایی که نیازمند هزینه‌های زیاد بوده و یا جمع‌آوری اطلاعات در آن‌ها دشوار می‌باشد، کمتر در مطالعات تغذیه استفاده می‌شوند.

۲-۵- تکنیک‌های مختلف تخمین تغذیه

تکنیک‌های مختلف تخمین تغذیه بر اساس مناطق یا زون‌های هیدرولیکی به سه گروه تکنیک‌های آب سطحی، منطقه غیراشباع و منطقه اشباع تقسیم می‌شوند. در هر کدام از این زون‌ها، تغذیه به روش‌های فیزیکی، ردیابی و مدل‌سازی عددی قابل تخمین می‌باشد (جعفری و رئیسی ۱۳۹۰). در ادامه روش‌های مورد استفاده در این تحقیق برای تخمین تغذیه به آبخوان الشتر با جزئیات بیشتری ارائه می‌گردد.

جدول ۲-۱: روش‌های مختلف تخمین تغذیه به آب زیرزمینی (جعفری و رئیسی ۱۳۹۰)

تخمین تغذیه	تکنیک‌های فیزیکی	تکنیک‌های ردیابی	مدل‌سازی عددی
مطالعه آب سطحی	بیان آب کانال نشت‌سنج بررسی جریان پایه	ردیاب حرارتی ردیاب‌های ایزوتوپی	مدل‌سازی بارش / رواناب
مطالعه منطقه غیراشباع	بیان آب لیسیمتر سطوح بدون جریان قانون دارسی	ردیاب‌های تاریخی ردیاب‌های کاربردی ردیاب‌های محیطی-کلر	مدل‌سازی منطقه غیراشباع
مطالعه منطقه اشباع	بررسی نوسانات سطح ایستابی قانون دارسی	سن‌سنجی‌های آب‌های زیرزمینی ردیاب‌های محیطی-کلر	مدل‌سازی آب زیرزمینی

۲-۵-۱- روش نوسانات سطح ایستابی

مدل نوسانات سطح ایستابی (Water Table Flutuauation) یکی از روش‌هایی است که به طور گسترده برای تخمین تغذیه در شرایط آب و هوایی مختلف استفاده می‌شود (Scanlon et al. 2002). استفاده از این روش نیازمند شناخت آبدهی ویژه و تغییرات سطح ایستابی در زمان می‌باشد. هیلی و کوک (Healy and Cook 2002) استفاده از این روش را به خاطر فراوانی اطلاعات موجود از سطح آب و سادگی تخمین نرخ تغذیه از نوسانات زمانی و الگوی مکانی از سطح آب پیشنهاد نمودند. روش نوسانات سطح ایستابی برای تخمین تغذیه در دوره زمانی کوتاه در نواحی با عمق کم و آبخوان آزاد که بالآمدگی و پایین رفتگی مشخص سطح ایستابی دیده می‌شود، مورد استفاده قرار می‌گیرد. روش نوسانات سطح ایستابی مبتنی بر بالا آمدن سطح آب در آبخوان آزاد در نتیجه تغذیه آب رسیده به سطح ایستابی می‌باشد و همه‌ی اجزای دیگر بیلان آب شامل جریان جانبی در طول دوره تغذیه صفر می‌باشد (Scanlon et al. 2002). نرخ تغذیه آب زیرزمینی به وسیله بالا آمدن سطح آب و آبدهی ویژه مواد سفره آب زیرزمینی تخمین زده می‌شود. تغذیه به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$R = S_y \Delta h / \Delta t \quad (1-2)$$

در اینجا R تغذیه آب زیرزمینی (mm/y)، S_y آبدهی ویژه، Δh پیک بالآمدگی در سطح آب در دوره تغذیه (m) و Δt دوره زمانی تغذیه می‌باشد.

فرضیات مهم و اصلی در روش نوسانات سطح ایستابی شامل موارد زیر می‌باشد:

۱- افزایش و کاهش سطح آب در آبخوان آزاد و کم عمق، فقط در نتیجه تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی می‌باشد.

۲- آبدهی ویژه شناخته شده و در هر دوره زمانی نوسانات سطح ایستابی ثابت باشد.

۳- تغذیه با تعیین بالآمدگی سطح آب نسبت به روند پیش از تغذیه محاسبه می‌شود (Healy et al. 2007).

نرخ تغذیه ممکن است، اساساً در درون حوضه آبریز به خاطر اختلاف در توپوگرافی، شیب سطحی

زمین، گیاهان و فاکتورهای دیگر متفاوت می‌باشد (Lee et al. 2005). در روش نوسانات سطح ایستابی تغذیه به عنوان رویدادی که نسبت به زمان تغییر می‌کند، در نظر گرفته می‌شود. اگر نرخ تغذیه به یک سفره ثابت یا مساوی با نرخ زهکشی از سفره باشد، سطح آب زیرزمینی تغییر نخواهد کرد و روش نوسانات سطح ایستابی نرخ تغذیه را صفر تخمین می‌زند و بنابراین این روش تحت این شرایط کاربردی نیست. یکی دیگر از محدودیت‌های این روش عدم اطمینان در تخمین آبدهی ویژه می‌باشد. تغییرات سطح آب همیشه در نتیجه تغذیه یا تخلیه نمی‌باشد، بلکه به وسیله دیگر فاکتورها مانند تبخیر و تعرق، تغییر در فشار اتمسفر، هوای به دام افتاده و جزرو مد یا پاسخ به تغییرات در سطح رودخانه ایجاد می‌شود (Delin et al. 2007).

۲-۵-۲- آبدهی ویژه

آبدهی ویژه یک سنگ یا خاک به عنوان نسبت حجم آبی که پس از اشباع شدن توسط نیروی گرانش زهکشی می‌شود، به کل منطقه زهکشی شده یا به صورت حجم آبی (بیان شده به صورت درصد یا کسری از حجم کل آبخوان) که به ازای هر تغییر واحد در سطح ایستابی از سطح مقطع واحد آبخوان آزاد شده یا به آن اضافه می‌گردد، تعریف می‌شود (Todd and Mays 2005). این مقدار بستگی به اندازه دانه‌ها، شکل و توزیع منافذ و وضعیت تراکم لایه‌ها دارد. مقدار آبدهی ویژه (S_y) از تخلخل و نگهداشت ویژه مطابق معادله (۲-۲) محاسبه می‌شود (Healy and Cook 2002).

$$S_y = \emptyset - S_r \quad (2-2)$$

که در آن \emptyset تخلخل و S_r نگهداشت ویژه (حجم از نگهداشت آب به وسیله سنگ یا حجمی از سنگ) می‌باشد. آبدهی ویژه به وسیله دما، لیتولوژی (Healy and Cook 2002) و عمق سطح آب تحت تأثیر قرار می‌گیرد. تخمین مقدار آبدهی ویژه به دلیل دو موضوع پیچیده می‌باشد. موضوع اول مربوط به میزان آبی است که حتی بعد از زهکشی در مواد آبخوان (دانه‌های ماسه و رس) باقی می‌ماند. موضوع دوم به خاطر پیچیدگی جریان در زون غیراشباع، مقدار آبدهی ویژه بعد از زمان طولانی درست

تشخیص داده نمی‌شود (Johnson 1967). چندین روش برای تخمین مقدار آبدهی ویژه وجود دارد. این روش‌ها شامل روش آزمایشگاهی و صحرایی مانند آزمون پمپاژ، روش‌های بیلان حجمی، روش‌های بیلان آب، روش‌های ژئوفیزیکی و آزمون ظرفیت زراعی هستند (Scanlon et al. 2002). پیچیدگی تخمین طیف گسترده از مقدار آبدهی ویژه برای یک طبقه یکسان از خاک که در کتب مختلف بیان شده در نتیجه غیریکنواختی طبیعی در مواد زمین‌شناسی، اختلاف در روش‌های تخمین و تا حد زیادی به مدت زمان تخمین مقدار آبدهی ویژه نسبت داده می‌شود (Healy and Cook 2002). لرنر و همکاران (Lerner et al. 1995) استفاده از مقدار آبدهی ویژه تخمین زده شده از اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی که از تخلخل قابل زهکشی در یک نمونه محاسبه شده است را به جای استفاده از مقدار تخمین زده شده از آزمون پمپاژ که در مدت زمان کوتاه انجام شده است، را پیشنهاد کرد. زمانی که اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی آبدهی ویژه موجود نباشد، استفاده از مقادیر استاندارد که در کتب آمده است توصیه می‌شود (Lerner et al. 1990). مقدار آبدهی ویژه در ناحیه پشیلکوی (Yesilköy) با روش نوسانات سطح ایستابی در دوره ۱۰ ساله حدود ۰/۰۳ برآورد شده است (Türke et al. 2013). از روش نوسانات سطح ایستابی برای برآورد تغذیه در دشت پامپا (Pampa) آرژانتین استفاده شده است. مقدار آبدهی ویژه با استفاده از روش گرافیکی تخمین زده شد. میانگین تغذیه سالانه برای آبدهی ویژه ۰/۰۹ و ۰/۰۷ به ترتیب ۲۱۰ و ۱۶۴ میلی متر تعیین شده است. بیشترین تغذیه سالانه در این ناحیه ۵۳۹ میلی‌متر (۰/۳۳ میزان بارش سالانه) مربوط به سال ۲۰۰۲ و حداقل تغذیه سالانه ۲۳ میلی‌متر (۰/۰۴ مقدار بارش سالانه) مربوط به سال ۲۰۰۸ می‌باشد (Varni et al. 2013). مقدار تغذیه با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی و روش بیلان جرمی کلر در حوضه آبریز رودخانه کلانتان (Kalantan) مالزی برآورد شد. مقدار تغذیه با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی با آبدهی ویژه ۰/۱۶ و ۰/۱۸ به ترتیب ۳۱۹ و ۴۴۷ میلی‌متر در سال (۱۱ و ۱۵ درصد بارش) و با استفاده از روش بیلان جرمی کلر ۶۹۱/۸ و ۲۶۳/۳ میلی‌متر در سال (۲۷ و ۱۰/۲ درصد بارش) سالانه محاسبه شده است. اختلاف بین مقدار تغذیه در دو روش در نتیجه اختلاف مقیاس اندازه‌گیری‌ها

می‌باشد. روش بیلان کلر در مقیاس نقطه‌ای و روش نوسانات سطح ایستابی در مقیاس ناحیه‌ای می‌باشد (Saghravani et al. 2015).

۲-۶- روش بیلان جرمی کلر

روش بیلان جرمی کلر (Chloride Mass Balance) به طور گسترده برای تخمین تغذیه در ناحیه‌های خشک و نیمه‌خشک جهان استفاده می‌شود (Gee et al. 2004, Tindall et al. 1999). روش بیلان جرمی کلر (CMB) برای تخمین تغذیه در مقیاس مکانی و زمانی طولانی استفاده می‌شود. از این روش در محدوده زمانی یک سال تا هزاران سال و مقیاس مکانی متر تا چندین کیلومتر می‌توان استفاده نمود.

استفاده از روش بیلان جرمی کلر (CMB) برای تخمین تغذیه مبتنی بر مقدار کلر در بارش و رسوب خشک اتمسفر بوده که به وسیله جریان پایین‌رو آب به سطح آب زیرزمینی انتقال داده می‌شود (Sumioka and Bauer 2003). تخمین تغذیه از اندازه‌گیری مستقیم غلظت کلر در رابطه با آب تغذیه شده به دست می‌آید. در روش بیلان جرمی کلر چندین فرض وجود دارد که شامل موارد زیر می‌باشد:

۱- نبود ذخیره کلر در زون غیراشباع

۲- تنها منبع کلر در آب زیرزمینی و آب سطحی کلر موجود در بارش و رسوب خشک در جو باشد.

۳- غلظت کلر در عمقی اندازه‌گیری شود که تغییرات فصلی غلظت در آن کم باشد.

۴- غلظت کلر در رواناب سطحی همانند بارش باشد.

در شرایط پایدار همراه با جریان غالب متمرکز و نادیده گرفتن جرم کلر از رسوب خشک جوی، بیلان جرمی کلر در بارش، رواناب سطحی و آب زیرزمینی با استفاده از معادله (۲-۳) محاسبه می‌گردد (McNamara 2005, Sumioka and Bauer 2003):

$$PC_p = RC_{gw} + QC_r \quad (2-3)$$

در اینجا P بارش سالانه (mm)، C_p غلظت کلر در بارش (mg/l)، R تغذیه سالانه آب زیرزمینی (mm)، C_{gw} غلظت کلر در آب زیرزمینی (mg/l)، Q رواناب سطحی سالانه (mm) و C_r غلظت کلر در آب سطحی می باشد.

در صورت موجود نبودن اطلاعات رواناب سطحی برای ناحیه مورد مطالعه، معادله مربوطه برای محاسبه تغذیه آب زیرزمینی به صورت زیر نوشته می شود:

$$R = \frac{PC_p}{C_{gw}} \quad (2-4):$$

به هر حال نادیده گرفتن رواناب سطحی در تخمین تغذیه باعث تخمین نرخ بالای تغذیه می شود. مارتین (Martin 2006) گزارش کرد که با نادیده گرفتن رواناب سطحی در تخمین تغذیه آب زیرزمینی در حوضه آبریز اتناکوید (Atankwidi) تغذیه ۱۰ درصد بارش تخمین زده شده و زمانی که رواناب سطحی در معادله در نظر گرفته شود تغذیه در حدود ۷ درصد بارش سالانه محاسبه می گردد. میزان تغذیه به آب زیرزمینی از بارش در حوضه توری (Turi) با مساحت ۱۶۰ کیلومتر مربع در شمال چین با روش بیلان جرمی کلر تقریباً ۱۵۵۰۰ مترمکعب در روز برآورد شده است (Houston 2007). از روش بیلان جرمی کلر (CMB) برای تخمین تغذیه در شمال غربی چین در حوضه وایت ولتا (Wite Wolta) در سال ۲۰۰۶ استفاده شد. مقدار تغذیه در این ناحیه با میانگین بارش سالانه ۹۹۰ میلی متر حدود ۳۴ تا ۱۸۲/۸ میلی متر به ترتیب برابر ۳/۴ تا ۱۸/۵ درصد میانگین بارش سالانه برآورد شده است (Obuobie 2008).

از روش بیلان جرمی کلر برای تخمین تغذیه آب زیرزمینی در شمال شرقی چین برای یک دوره ۱۰ ماهه (۲۰۰۶) استفاده شده است. مقدار تغذیه سالانه آب زیرزمینی در این ناحیه در حدود ۳۴ تا ۱۸۲ میلی متر (۳/۱۹ درصد میانگین بارش سالانه) محاسبه شده است (Obuobie et al. 2010).

مقدار تغذیه در آبخوان جیجو (Jeju) کره با استفاده از سه روش نوسانات سطح ایستابی (WTF)، موازنه جرم کلر (CMB) و زمان اقامت تریتیوم در آبهای زیرزمینی برآورد شد. مقدار تغذیه با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی ۶۸۷ میلی متر در سال و با استفاده از روش بیلان جرمی کلر ۴۲۹

میلی‌متر در سال برآورد شده است. تغییرات زمانی و مکانی در حوضه به وسیله تغییرات زمانی و مکانی بارش و تبخیر و تعرق و همین‌طور محدوده گسترده مقدار تخلخل و آبدهی ویژه برای لیتولوژی آبخوان می‌باشد. روش نوسانات سطح ایستابی نتایج قابل اعتمادی در مناطق ساحلی با شیب هیدرولیکی کم دارد (Hagedorn et al. 2011).

در منطقه تیاریوی (Thiaroye) از روش بیلان جرمی کلر و ایزوتوپ‌های محیطی و همین‌طور نوسانات سطح ایستابی برای تخمین تغذیه در طول دوره زمانی ۲۰۱۰-۲۰۱۱ استفاده شده است. مقدار تغذیه با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی بین ۱۸ تا ۱۴۴ میلی‌متر در سال در طول فصل بارندگی و با استفاده از روش بیلان جرمی کلر ۸/۷ تا ۷۳ میلی‌متر در سال محاسبه شده است. در این مطالعه روش نوسانات سطح ایستابی مقدار نفوذ از باران و زباله‌های خانگی را نشان می‌دهد، درحالی‌که روش بیلان جرمی کلر فقط تغذیه از بارش را نشان می‌دهد (Diouf et al. 2012).

میزان تغذیه آب زیرزمینی برای حوضه آبریز واقع در اتیوپی (Ethiopia) با آب و هوای گرمسیری با استفاده از روش بیلان جرمی کلر ۲۷۳ میلی‌متر یا ۲۵ درصد میانگین بارش در حوضه برآورد شده است (Demlie 2015).

۲-۷- روش بیلان آب

بیلان آب روشی است که بر مبنای قانون بقای جرم در هیدرولوژی تعریف می‌شود. بیلان جرمی آب در یک دوره زمانی که به صورت اختلاف بین کل ورودی‌ها و کل خروجی‌ها بیان می‌شود برابر تغییرات در حجم ذخیره بیان می‌باشد:

$$I - O = \Delta S \quad (2-5)$$

I جریان‌های ورودی، O جریان‌های خروجی از سیستم و ΔS تغییرات ذخیره در سیستم هیدرولوژی می‌باشد.

معادله بیلان برای تخمین تغذیه به یک آبخوان به صورت زیر می‌باشد:

$$R = Q_{\text{off}}^{\text{gw}} - Q_{\text{on}}^{\text{gw}} + Q^{\text{bf}} + ET^{\text{gw}} + \Delta S^{\text{gw}} \quad (۶-۲)$$

R تغذیه به آب زیرزمینی، $Q_{\text{off}}^{\text{gw}}$ جریان زیرزمینی خروجی، $Q_{\text{on}}^{\text{gw}}$ جریان زیرزمینی ورودی، Q^{bf} زهکشی از آب زیرزمینی، ET^{gw} تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی و ΔS^{gw} تغییرات به وجود آمده در ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد.

مقدار تغذیه در دشت هشتگرد با استفاده از روش بیلان آبی و روش ردیابی برآورد شده است. میانگین بارش سالانه در این دشت در دوره ۳۷ ساله حدود ۲۴۰ میلی‌متر می‌باشد. مقدار تغذیه با استفاده از روش بیلان آبی ۷ میلی‌متر و با استفاده از روش ردیاب‌های محیطی ۵/۳ میلی‌متر محاسبه شده است. مقدار تغذیه بدست آمده با استفاده از روش بیلان آبی بیشتر می‌باشد. خطای اصلی در روش بیلان آبی به نحوه برآورد پارامترهای معادله بیلان آبی بر می‌گردد که عمدتاً تحت تأثیر تخمین‌های کارشناسی هستند (سعادت‌ی و همکاران ۱۳۸۸).

فصل سوم

روش انجام کار

۳-۱- مقدمه

در این تحقیق میزان تغذیه به آبخوان الشتر با روش‌های مختلف تخمین زده شده است. با توجه به این که هر کدام از روش‌های مورد استفاده نیازمند اطلاعات خاصی می‌باشند در این فصل روش گردآوری داده‌ها و نحوه محاسبه تغذیه با روش‌های مختلف ارائه می‌گردد.

۳-۲- جمع‌آوری داده‌های کمی آب زیرزمینی و هواشناسی

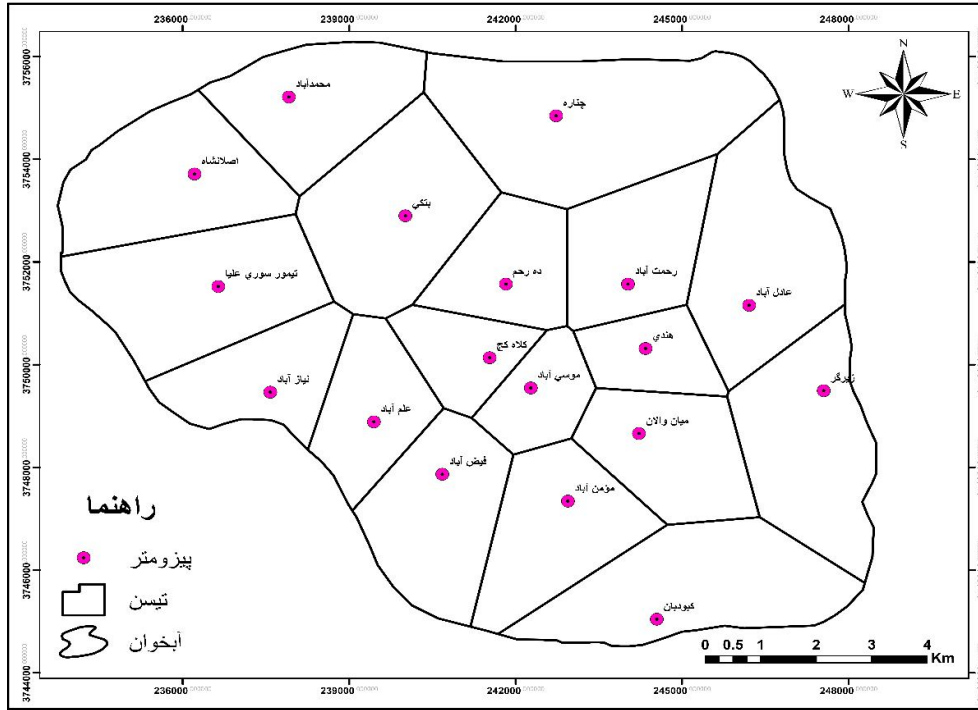
سطح آب زیرزمینی در ۱۸ حلقه پیزومتر حفارشده در آبخوان الشتر به صورت ماهانه توسط آب منطقه‌ای شهرستان الشتر اندازه‌گیری می‌شود. در این تحقیق از داده‌های سطح آب زیرزمینی از سال ۱۳۸۱ تا سال ۱۳۹۳ استفاده شده است. همچنین داده‌های بارش و دمای هوا در ایستگاه هواشناسی صیدعلی مورد استفاده قرار گرفته است.

برای ترسیم هیدروگراف معرف آبخوان ابتدا با استفاده از نرم‌افزار Arc Gis 10.3 نقشه تیسن آبخوان الشتر ترسیم گردید (۳-۱). سپس با استفاده از نقشه تیسن مقدار مساحت هر یک از چندضلعی‌ها محاسبه شده و برای ترسیم هیدروگراف معرف آبخوان الشتر مورد استفاده قرار گرفته است. مساحت چندضلعی تیسن در اطراف هر پیزومتر در جدول (۳-۱) ارائه شده است. بر این اساس کل مساحت آبخوان ۱۲۸/۲۷ کیلومترمربع محاسبه گردید.

۳-۳- محاسبه آبدهی ویژه

تخمین آبدهی ویژه در محاسبه تغذیه به آبخوان ضروری می‌باشد. با توجه به اینکه نتایج تخمین آبدهی ویژه با آزمون پمپاژ در آبخوان الشتر وجود ندارد در این تحقیق بر اساس لاگ‌های حفاری پیزومترها در آبخوان، بافت غالب خاک تعیین شد. آبدهی ویژه در محدوده هر پیزومتر براساس مقادیر آبدهی ویژه رسوبات در منابع معتبر و با عنایت به تجربه‌های صحرایی اندازه‌گیری آبدهی ویژه براساس نتایج آزمون‌های پمپاژ (کرمی ۱۳۸۹ و ۱۳۹۰) در نظر گرفته شد.

عنوان: تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان آبرفتی الشتر



شکل ۳-۱: نقشه تیسن آبخوان الشتر

جدول ۳-۱: مساحت چند ضلعی‌های تیسن اطراف پیزومترهای آبخوان الشتر

ردیف	نام پیزومتر	UTM _x	UTM _y	مساحت پلیگون (Km ²)	ردیف	نام پیزومتر	UTM _x	UTM _y	مساحت پلیگون (Km ²)
۱	زبرگر	۲۴۷۵۵۴	۳۷۴۹۴۹۲	۸/۸۳	۱۰	کلاه کج	۲۴۱۵۳۴	۳۷۵۰۱۳۴	۳/۴۲
۲	هندی	۲۴۴۳۴۱	۳۷۵۰۳۱۴	۳/۳۵	۱۱	موسی آباد	۲۴۲۲۷۵	۳۷۴۹۵۴۵	۳/۲۷
۳	فیض آباد	۲۴۰۶۷۸	۳۷۴۷۸۶۶	۷/۴۸	۱۲	رحمت آباد	۲۴۴۰۲۷	۳۷۵۱۵۶۹	۶/۲۶
۴	چناره	۲۴۲۷۳۰	۳۷۵۴۸۴۴	۱۳/۳۱	۱۳	دهرحم	۲۴۱۸۲۵	۳۷۵۱۵۶۹	۴/۹۲
۵	بنگی	۲۴۰۰۱۲	۳۷۵۲۸۹۶	۹/۳۴	۱۴	نیاز آباد	۲۳۷۵۷۸	۳۷۴۹۴۶۲	۵/۳۹
۶	علم آباد	۲۳۹۴۴۵	۳۷۴۸۸۸۴	۵/۰۷	۱۵	تیمور سوری علیا	۲۳۶۶۴۱	۳۷۵۱۵۲۱	۹/۳۵
۷	محمدآباد	۲۳۷۹۱۲	۳۷۵۵۲۱۱	۷/۱۱	۱۶	اصلانشاه	۲۳۶۲۱۲	۳۷۵۳۷۱۱	۸/۴۱
۸	مؤمن آباد	۲۴۲۹۴۳	۳۷۴۷۳۴۲	۷/۰۷	۱۷	عادل آباد	۲۴۶۲۱۱	۳۷۵۱۱۵۵	۹/۶۳
۹	میان والان	۲۴۴۲۲۳	۳۷۴۸۶۵۸	۶/۲۶	۱۸	کیودبان	۲۴۴۵۴۵	۳۷۴۵۰۴۲	۹/۷۵

۳-۴- محاسبه تغذیه

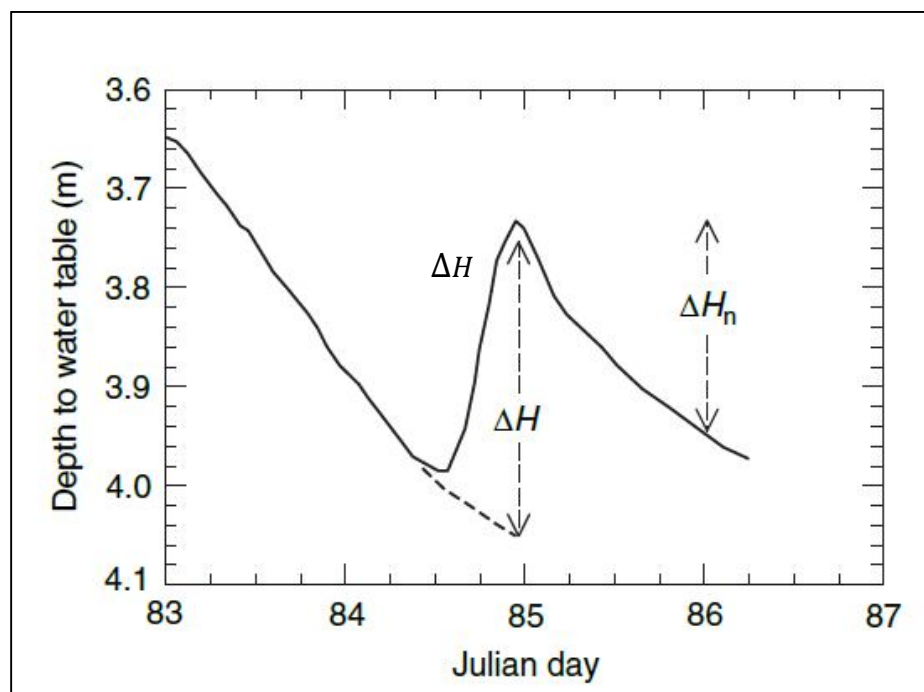
۳-۴-۱- روش نوسانات سطح ایستابی

برای محاسبه تغذیه به روش نوسانات سطح ایستابی، ابتدا مقدار بالآمدگی (خیز) سطح آب (ΔH) که برابر با اختلاف بین پیک نقطه اوج هیدروگراف و نمودار بازگشت می‌باشد (شکل ۳-۲) محاسبه شده و سپس با استفاده از معادله (۳-۱) مقدار تغذیه برای دوره زمانی (Δt) یک ساله برای هر پیزومتر به صورت جداگانه محاسبه می‌گردد.

$$R = S_y \Delta h / \Delta t \quad (3-1)$$

در این معادله R تغذیه بر حسب متر در سال و S_y آبدهی ویژه می‌باشد.

حجم تغذیه به آبخوان با توجه به مساحت چندضلعی تیسن اطراف هر پیزومتر (جدول ۳-۱) محاسبه می‌شود. پس از محاسبه تغذیه در محدوده هر یک از پیزومترها، میزان تغذیه سالانه به آبخوان از جمع مقادیر مربوط به هر یک از پیزومترها محاسبه شده است.



شکل ۳-۲: نحوه محاسبه ΔH به منظور تخمین تغذیه

۳-۴-۲- روش بیلان آب

معادله بیلان شامل توازن ورودی‌ها و خروجی‌ها در سیستم آب زیرزمینی می‌باشد. در این مطالعه از معادله (۲-۳) برای تخمین تغذیه استفاده شده است.

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + \Delta S^{gw} \quad (2-3)$$

R تغذیه به آب زیرزمینی، Q_{off}^{gw} جریان زیرزمینی خروجی، Q_{on}^{gw} جریان زیرزمینی ورودی، Q^{bf} زهکشی از آب زیرزمینی، ET^{gw} تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی و ΔS^{gw} تغییرات به وجود آمده در ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد.

تغییرات در ذخیره آبخوان با استفاده از معادله (۳-۳) محاسبه شده است.

$$\Delta V = A \times S_y \times \Delta H \quad (3-3)$$

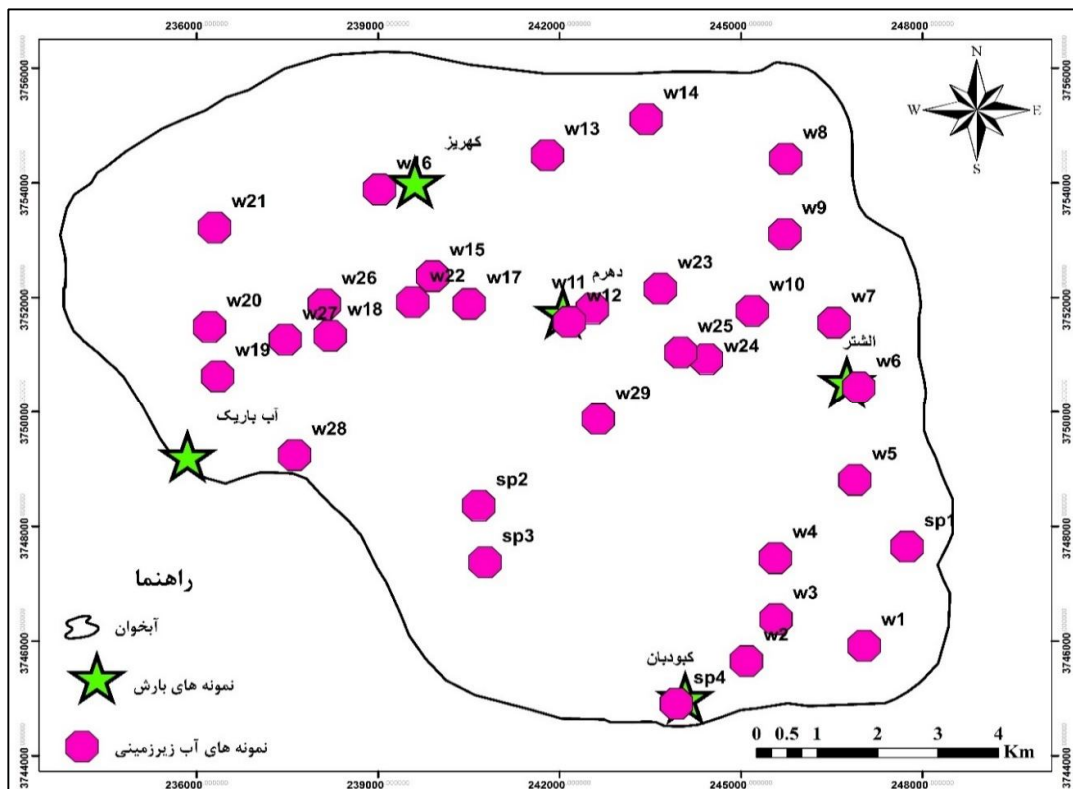
A مساحت آبخوان (km^2)، S_y آبدهی ویژه، ΔH اختلاف ارتفاع سطح آب (m) و ΔV تغییرات حجم ذخیره (MCM/y) می‌باشد.

۳-۴-۳- روش بیلان جرمی کلر

روش بیلان جرمی کلر یک روش توسعه یافته است که برای تخمین تغذیه مخصوصاً در ناحیه‌ی نیمه‌خشک استفاده می‌شود. در این مطالعه از روش بیلان جرمی کلر برای تخمین تغذیه به آبخوان الشتر در سال ۱۳۹۵ استفاده شده است. برای محاسبه تغذیه با استفاده از روش بیلان جرمی کلر مقدار بارش سالانه، غلظت کلر در آب زیرزمینی و غلظت کلر در بارش اندازه‌گیری شده و با استفاده از معادله (۲-۳) مقدار تغذیه تخمین زده می‌شود. میزان کلر در آب زیرزمینی در آبخوان الشتر در ۳۳ حلقه چاه (شکل ۳-۳) نمونه‌برداری و اندازه‌گیری شده است (ندری و جعفری ۱۳۹۵). از داده‌های حاصل شده میانگین غلظت کلر محاسبه گردید. بارش در ۵ نقطه از آبخوان نمونه‌برداری و در آزمایشگاه به روش تیتراسیون مقدار کلر اندازه‌گیری شد (شکل ۳-۳). در ادامه میزان تغذیه با استفاده از معادله زیر محاسبه گردید:

$$R = \frac{PC_p}{C_{gw}} \quad (3-4)$$

در این معادله R تغذیه سالانه آب زیرزمینی (mm)، P بارش سالانه (mm)، C_p غلظت کلر در بارش (mg/l) و C_{gw} غلظت کلر در آب زیرزمینی (mg/l) می باشد.



شکل ۳-۳: موقعیت نقاط نمونه برداری از آب زیرزمینی و بارش در محدوده آبخوان الشتر برای اندازه گیری کلر

فصل چهارم

تخمین تغذیه به آبخوان مشتر

۴-۱- مقدمه

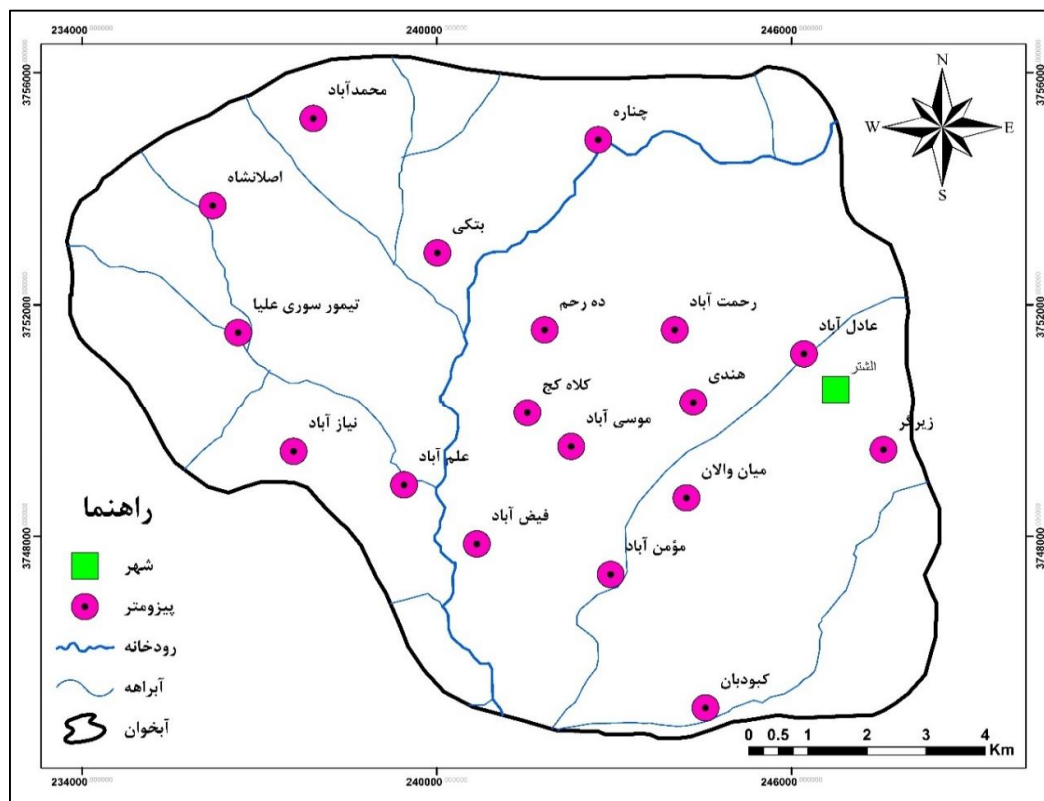
در این تحقیق به منظور تخمین تغذیه واقعی به آبخوان الشتر از روش‌های نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب استفاده شده است. موضوعات مورد بحث در این فصل شامل مطالعه نوسانات سطح ایستابی و تخمین تغذیه به آب‌های زیرزمینی بر اساس روش نوسان سطح ایستابی، بررسی غلظت کلر در آب زیرزمینی و بارش و محاسبه تغذیه به روش بیلان جرمی کلر و بررسی مؤلفه‌های ورودی و خروجی به آبخوان جهت تخمین تغذیه به روش بیلان می‌باشد.

۴-۲- بررسی نوسانات سطح ایستابی در آبخوان الشتر

به منظور بررسی نحوه تغییرات سطح ایستابی در نقاط مختلف آبخوان الشتر از آمار ۱۸ حلقه پیزومتر حفر شده در آبخوان استفاده شده است. محدوده آماری این پیزومترها از سال ۱۳۸۱ تا سال ۱۳۹۳ می‌باشد. مشخصات پیزومترها در جدول (۴-۱) و موقعیت آن‌ها در شکل (۴-۱) نشان داده شده است.

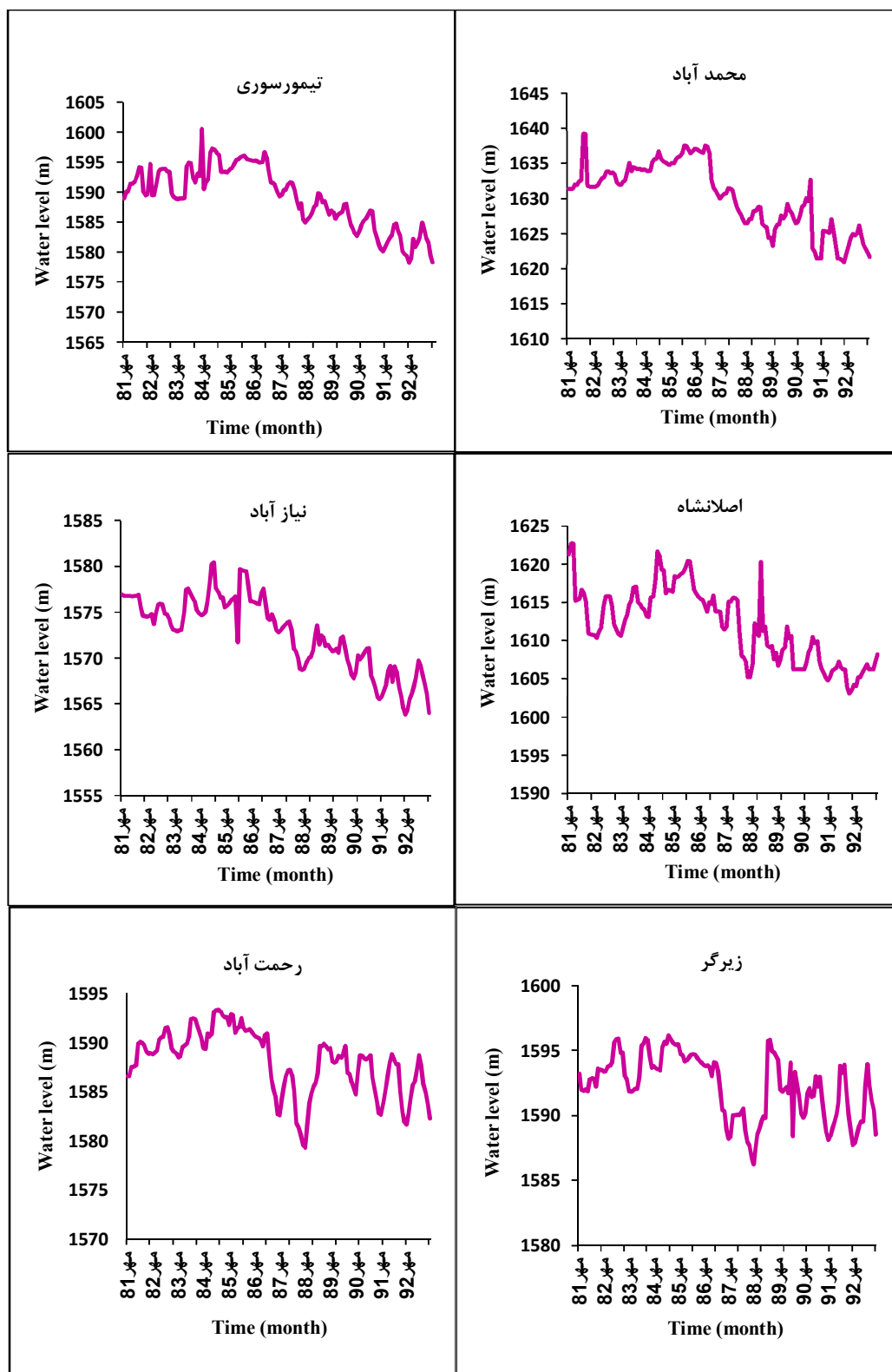
جدول ۴-۱: مشخصات پیزومترهای حفر شده در آبخوان الشتر

ارتفاع نقطه نشانه	عمق پیزومتر	UTM _y	UTM _x	نام پیزومتر	عمق پیزومتر	ارتفاع نقطه نشانه	UTM _y	UTM _x	نام پیزومتر
۱۶۰۵/۲۱	۴۵	۳۷۴۹۴۹۲	۲۴۷۵۵۵۴	زیرگر	۳۳/۵	۱۵۸۶/۳۴	۳۷۵۱۵۶۹	۲۴۱۸۲۵	دهرحم
۱۶۰۱/۵۸	۳۷/۸	۳۷۵۱۵۶۹	۲۴۴۰۲۷	رحمت آباد	۴۵	۱۶۰۶/۵	۳۷۵۱۵۲۱	۲۳۶۶۴۱	تیمورسوری
۱۵۹۱/۶۴	۲۴	۳۷۵۲۸۹۶	۲۴۰۰۱۲	بتکی	۲۲	۱۵۵۸/۴	۳۷۴۷۸۶۶	۲۴۰۶۷۸	فیض آباد
۱۵۹۶/۹	۲۲	۳۷۵۰۳۱۴	۲۴۴۳۴۱	هندی	۳۱/۱۵	۱۵۷۲/۲۳	۳۷۴۸۸۸۴	۲۳۹۴۴۵	علم آباد
۱۵۸۹/۸	۴۵	۳۷۴۹۴۶۲	۲۳۷۵۷۸	نیاز آباد	۲۴	۱۵۷۶/۰۲	۳۷۵۰۱۳۴	۲۴۱۵۳۴	کلاه کج
۱۵۸۰/۰۲	۲۲	۳۷۴۸۶۵ ۸	۲۴۴۲۲۳	میان والان	۳۲	۱۵۶۰/۸۶	۳۷۴۵۰۴۲	۲۴۴۵۴۵	کبودیان
۱۵۶۹/۸۹	۱۶/۲۵	۳۷۴۷۳۴۲	۲۴۲۹۴۳	مومن آباد	۲۲	۱۶۱۲/۶	۳۷۵۴۸۴۴	۲۴۲۷۳۰	چناره
۱۶۴۵/۳	۵۰	۳۷۵۳۷۱۱	۲۳۶۲۱۲	اصلانشاه	۴۰	۱۶۱۳/۹	۳۷۵۱۱۵۵	۲۴۶۲۱۱	عادل آباد
۱۶۶۴/۵	۶۱	۳۷۵۵۲۱۱	۲۳۷۹۱۲	محمدآباد	۲۴	۱۵۸۰/۰۲	۳۷۴۹۵۴۵	۲۴۲۲۷۵	موسی آباد

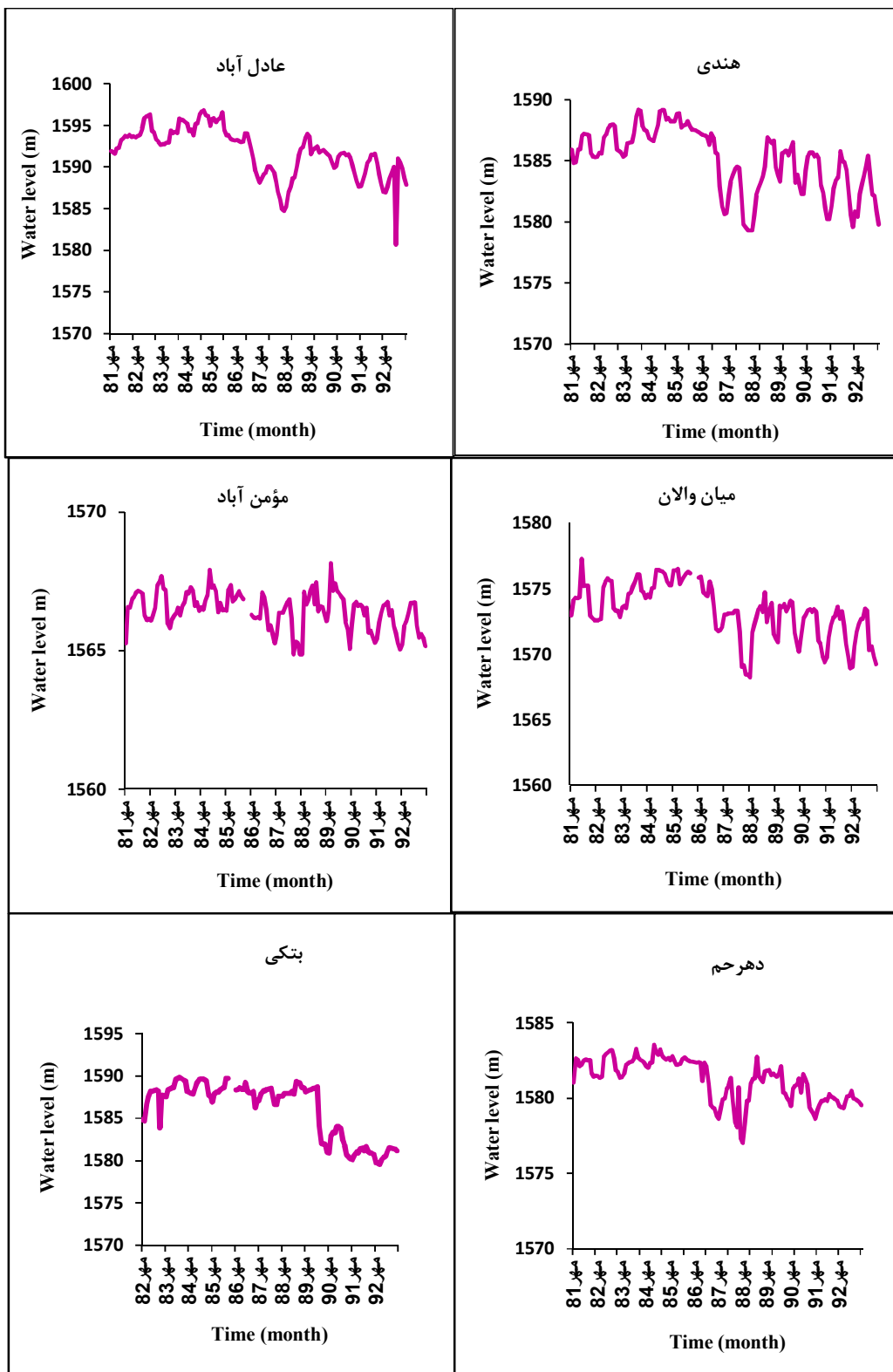


شکل ۴-۱: موقعیت پیزومترهای حفر شده در آبخوان الشتر

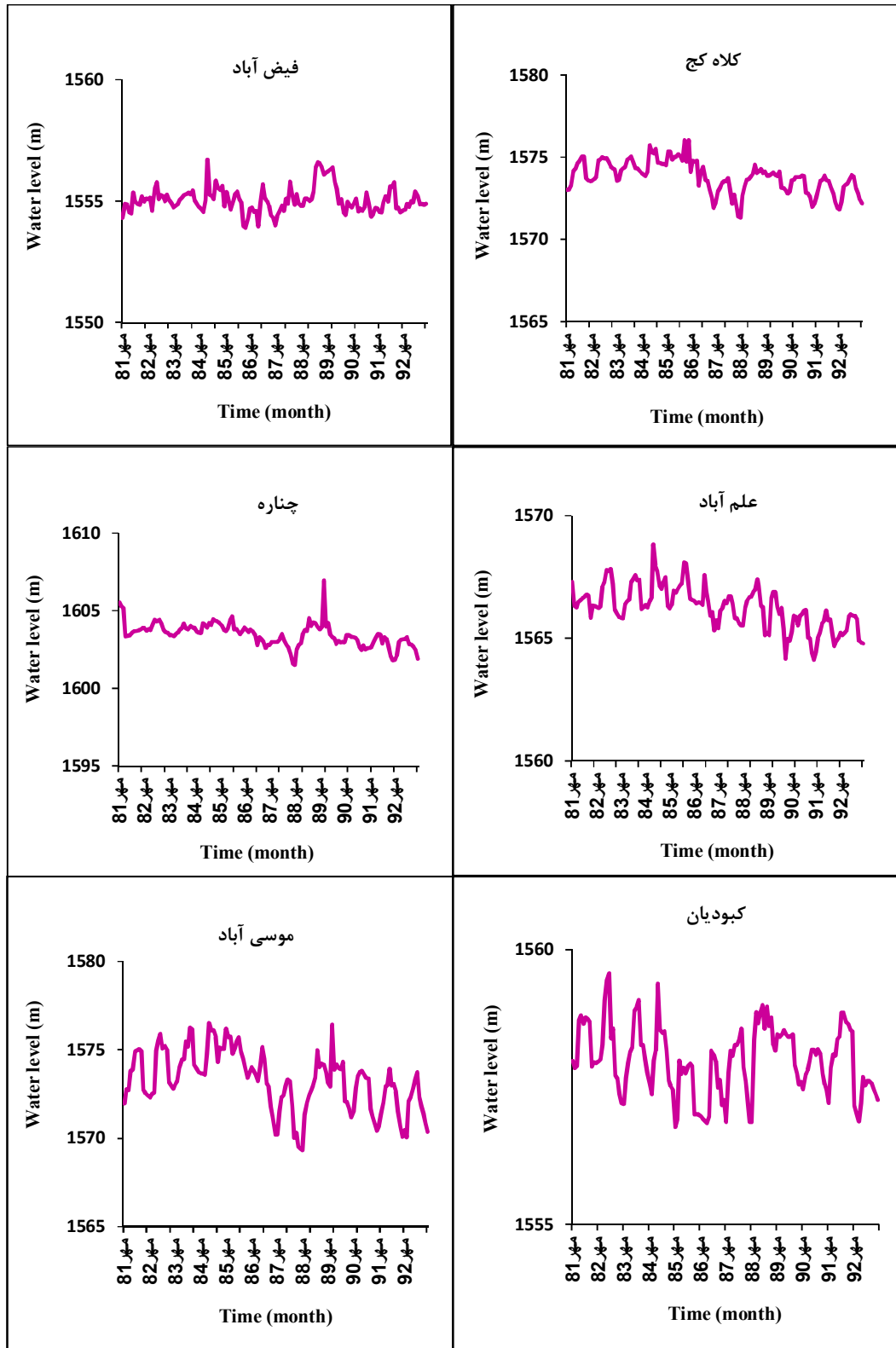
عوامل مختلفی بر نوسانات سطح آب زیرزمینی مؤثر می‌باشند. این عوامل هم به صورت کوتاه‌مدت و بلندمدت بر سطح آب زیرزمینی تأثیرگذار می‌باشند. این عوامل شامل تغییرات اقلیمی، فعالیت‌های انسانی، تبخیر و تعرق و فشار جزئی اتمسفر می‌باشند (Todd and Mays 2005). به منظور بررسی نوسانات سطح ایستابی در آبخوان الشتر، هیدروگراف هر یک از پیزومترها به صورت جداگانه در بازه زمانی ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۳ ترسیم شده که در شکل (۴-۲) نشان داده شده است.



شکل ۴-۲: هیدروگراف پیژومترهای حفرشده در آبخوان الشتر



شکل ۴-۲: ادامه



شکل ۴-۲: ادامه

با توجه به موقعیت، مقادیر افت و نوسانات سطح ایستابی، پیزومترهای واقع در آبخوان به سه گروه تقسیم شده‌اند:

پیزومترهای غربی: این پیزومترها در غرب آبخوان واقع شده‌اند و افت ۱۲ ساله در آن‌ها از ۹/۷۳ تا ۱۲/۹۳ متر متغیر می‌باشد. افت سالانه از ۰/۸۱ تا ۱/۰۷ متر متغیر بوده و میانگین آن برابر با ۰/۹۶ متر در سال است. بر اساس بررسی هیدروگراف پیزومترها نوسانات سطح ایستابی و افت در این گروه زیاد می‌باشد.

پیزومترهای شرقی: این گروه از پیزومترها در ناحیه شرقی آبخوان قرار دارند. مقدار افت ۱۲ ساله در این پیزومترها از ۳/۷ تا ۶/۱۱ متر متغیر است. افت سالانه از ۰/۳ تا ۰/۵ متر متغیر بوده و متوسط نرخ افت سالانه آن‌ها ۰/۳۷ متر می‌باشد. بررسی هیدروگراف این پیزومترها نشان می‌دهد که مقدار افت و نوسانات سطح ایستابی در این گروه کمتر از گروه اول می‌باشد.

پیزومترهای مرکزی: این پیزومترها در قسمت مرکزی آبخوان قرار می‌گیرند. افت ۱۲ ساله در این پیزومترها از صفر تا ۳/۸ متر متغیر می‌باشد. افت سالانه از ۰ تا ۰/۵ متر متغیر بوده و متوسط نرخ افت سالیانه در این پیزومترها ۰/۱۳ متر برآورد شده است. بر اساس بررسی هیدروگراف پیزومترهای این گروه، نوسانات سطح ایستابی به صورت یکنواخت می‌باشد. در پیزومتر فیض‌آباد که در این گروه قرار گرفته افت مشاهده نمی‌شود و دیگر پیزومترها افت کمی را نشان می‌دهند. جزئیات مربوط به بررسی پیزومترهای هر گروه در جدول (۴-۲) ارائه شده است.

۴-۳- هیدروگراف معرف آبخوان الشتر

به منظور نشان دادن تغییرات سطح آب زیرزمینی در سال‌های مختلف از هیدروگراف معرف آبخوان استفاده شده است. هیدروگراف معرف یک آبخوان، عکس‌العمل آبخوان را در طول یک دوره مشخص نسبت به عوامل تغذیه و تخلیه کننده نشان می‌دهد. از روی هیدروگراف واحد می‌توان تغییر ارتفاع میانگین سطح آب را برای یک دوره مشخص تعیین نمود. هیدروگراف واحد محدوده آبخوان الشتر در

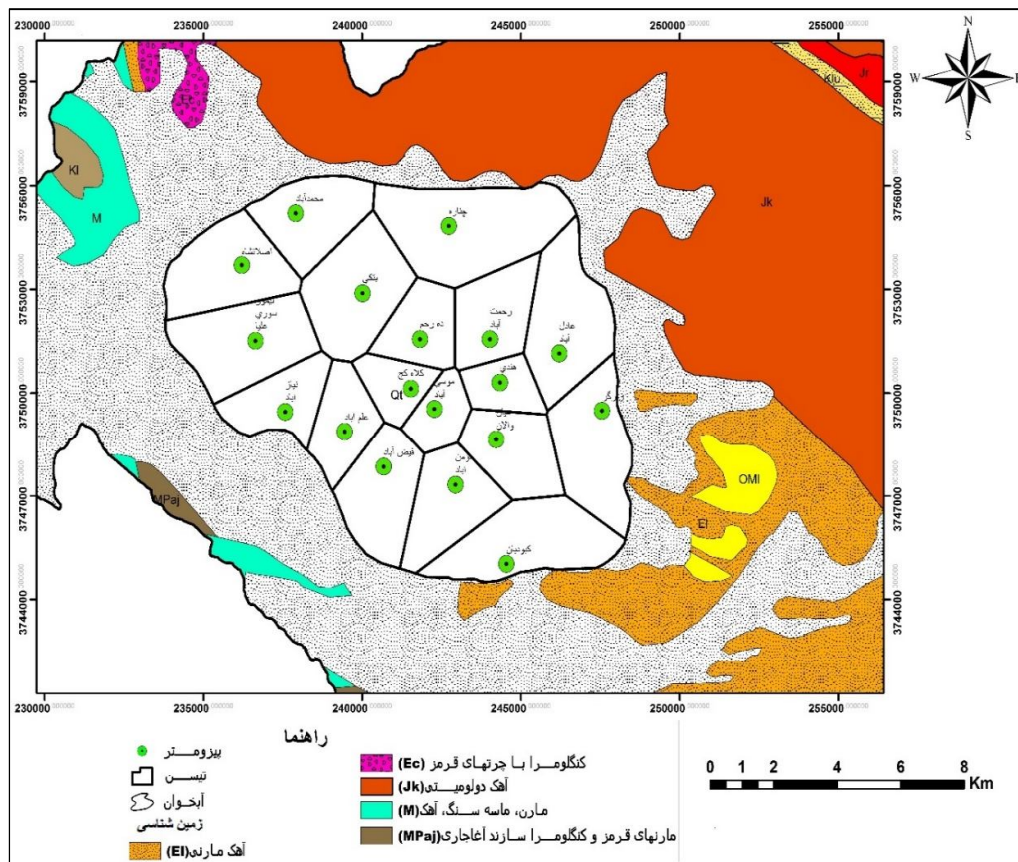
فاصله زمانی مهر ۱۳۸۱ تا شهریور ۱۳۹۳ برای مساحت آبخوان معادل ۱۲۸/۲۷ کیلومتر مربع به روش تیسن به کمک نرم افزار Arc GIS 10.3 ترسیم شده است. نقشه تیسن آبخوان الشتر در شکل (۴-۳) و هیدروگراف معرف آبخوان برای دوره ۱۲ ساله مورد بررسی در شکل (۴-۴) نشان داده شده است.

جدول ۴-۲: افت سالانه در پیژومترهای آبخوان الشتر

گروه	پیژومتر	دوره آماری	مقدار افت کل (m)	نرخ افت سالانه (m)
پیژومترهای غربی	اصلا نشاه	۱۳۸۱-۹۳	۱۲/۹۳	۱/۰۷۰
	نیاز آباد	۱۳۸۱-۹۳	۱۲/۹۰	۱/۰۷۰
	تیمورسوری	۱۳۸۱-۹۳	۱۰/۶۲	۰/۸۸۰
	محمدآباد	۱۳۸۱-۹۳	۹/۷۳	۰/۸۱۰
پیژومترهای شرقی	هندی	۱۳۸۱-۹۳	۶/۱۱	۰/۵۰۰
	زیرگر	۱۳۸۱-۹۳	۴/۷۰	۰/۳۹۰
	رحمت آباد	۱۳۸۱-۹۳	۴/۲۷	۰/۳۵۰
	عادل آباد	۱۳۸۱-۹۳	۴/۰۰	۰/۳۳۰
پیژومترهای مرکزی	میان والان	۱۳۸۱-۹۳	۳/۷۰	۰/۳۰۰
	بتکی	۱۳۸۱-۹۳	۳/۸۵	۰/۳۲۰
	چناره	۱۳۸۱-۹۳	۳/۶۲	۰/۳۰۰
	علم آباد	۱۳۸۱-۹۳	۲/۵۰	۰/۲۰۰
	موسی آباد	۱۳۸۱-۹۳	۱/۵۹	۰/۱۳۰
	ده رحم	۱۳۸۱-۹۳	۱/۴۸	۰/۱۲۰
	کلاه کج	۱۳۸۱-۹۳	۰/۸۲	۰/۰۶۰
	کبودیان	۱۳۸۱-۹۳	۰/۷۱	۰/۰۵۰
	مؤمن آباد	۱۳۸۱-۹۳	۰/۱۰	۰/۰۰۸
	فیض آباد	۱۳۸۱-۹۳	۰/۰۰	۰/۰۰۰

هیدروگراف معرف آبخوان دارای دو روند می باشد. روند اول صعودی بوده که از اول دوره آماری شروع شده و تا فروردین ۸۷ ادامه می یابد. مقدار خیز سطح ایستابی در این دوره آماری ۱/۳۷ متر اندازه گیری شده است. روند دوم نزولی بوده که از فروردین ۸۷ شروع شده و تا پایان دوره آماری ادامه می یابد. مقدار افت سطح ایستابی در این دوره ۶/۱۵ متر می باشد. در روند دوم افت شدیدی از فروردین ۸۷ تا

مهر ۸۸ مشاهده می‌شود. هیدروگراف معرف آبخوان روند کلی نزولی را نشان می‌دهد. در شرایط فعلی در آبخوان الشتر نرخ افت سالیانه حدود یک متر می‌باشد.

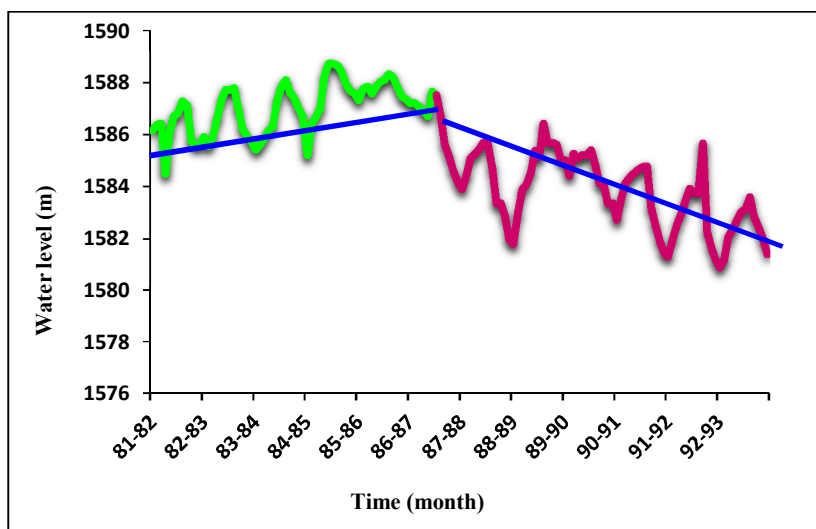


شکل ۴-۳: تیسس آبخوان الشتر

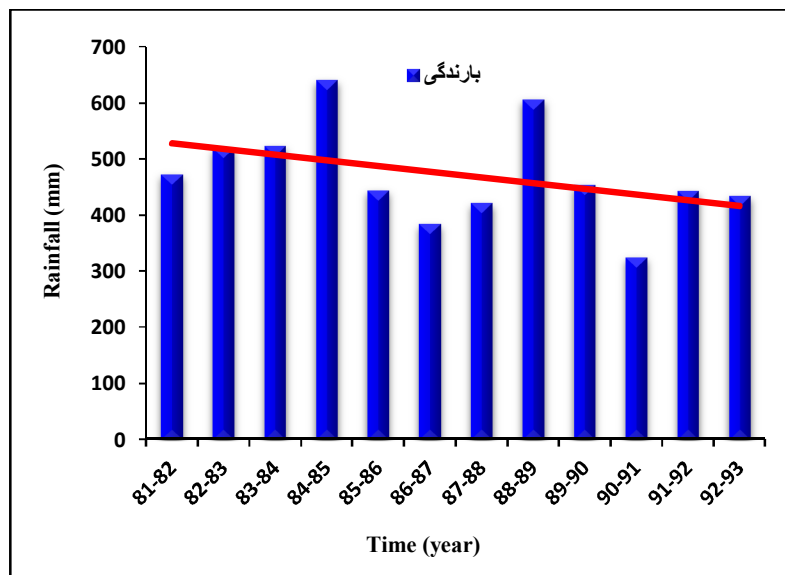
۴-۳-۱- بررسی رابطه تغییرات سطح ایستابی با بارش

به منظور بررسی رابطه تغییرات سطح ایستابی با بارش ابتدا هیستوگرام بارش در طول سال‌های آماری ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۳ ترسیم و بررسی شده است (شکل ۴-۵). این نمودار نشان می‌دهد در طول دوره آماری، بارش روند نزولی داشته است. در سال‌های آبی ۸۷-۸۶ و ۹۱-۹۰ کمترین میزان بارش و در سال‌های آبی ۸۵-۸۴ و ۸۸-۸۹ بیشترین میزان بارش سالیانه در منطقه مورد مطالعه رخ داده است. رابطه تغییرات سطح ایستابی و بارش در شکل (۴-۶) نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود روند صعودی سطح ایستابی از ابتدای دوره آماری تا فروردین ۸۷ و روند نزولی سطح ایستابی

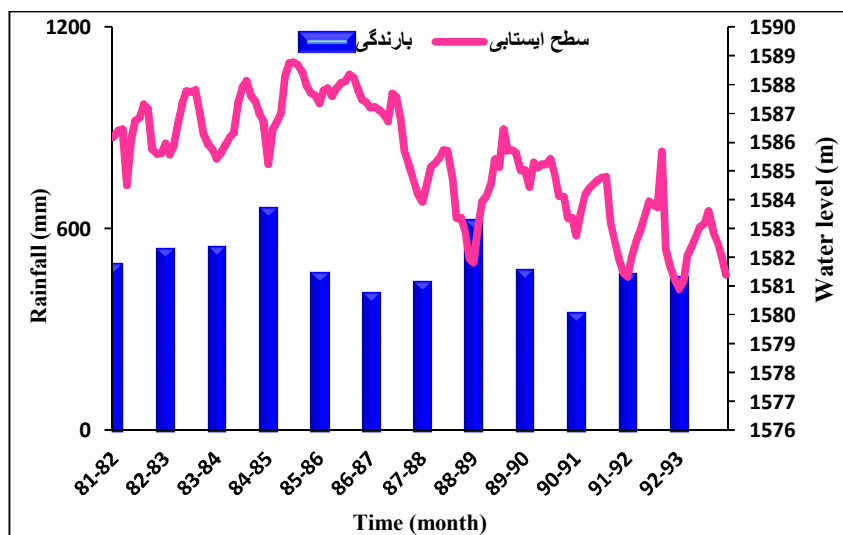
از فروردین ۸۷ تا پایان دوره آماری منطبق بر تغییرات بارش می باشد. همین طور افت بیشتر سطح ایستایی در روند دوم که از فروردین ۸۷ شروع شده و تا مهر ۸۸ ادامه دارد، مطابق با کاهش بیشتر بارش در این محدوده زمانی می باشد.



شکل ۴-۴: هیدروگراف معرف آبخوان الشتر



شکل ۴-۵: هیستوگرام بارش در محدوده آبخوان الشتر



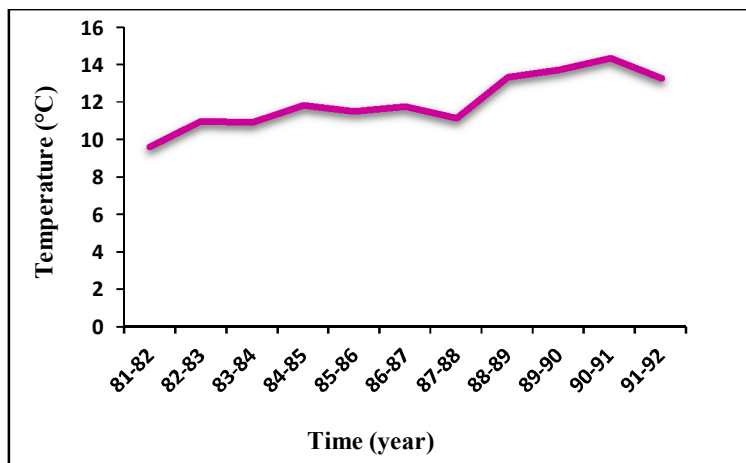
شکل ۴-۶: هیستوگرام بارش و تغییرات سطح ایستابی آبخوان الشتر

۴-۳-۲- بررسی تغییرات دما در منطقه مورد مطالعه

تغییرات دما در منطقه مورد مطالعه در شکل (۴-۷) نشان داده شده است. با توجه به شکل دمای میانگین سالانه در طول دوره آماری (۸۱-۹۲) افزایش یافته است. از سال ۸۷ دما به صورت شاخص افزایش یافته است. این افزایش می‌تواند یکی از دلایل کاهش سطح ایستابی در انتهای دوره آماری باشد. افزایش دما سبب افزایش تبخیر از سطح ایستابی در ناحیه مرکزی و جنوب آبخوان که سطح آب زیرزمینی به سطح زمین نزدیک است، شده و همین‌طور ضمن افزایش نیاز آبی و بنابراین برداشت بیشتر می‌تواند سبب افت سطح ایستابی در آبخوان الشتر گردد.

۴-۳-۳- برداشت از منابع آب زیرزمینی

متأسفانه اطلاعات دقیقی در مورد برداشت از آبخوان الشتر و تغییرات زمانی آن وجود ندارد. بر مبنای مذاکره با کارشناسان محلی مقدار برداشت در سال ۸۱ حدود ۴۶ میلیون مترمکعب بوده که در سال‌های اخیر به حدود ۴۹ میلیون مترمکعب افزایش یافته است. بنابراین افزایش برداشت از منابع آب زیرزمینی یکی دیگر از دلایل افت سطح ایستابی در سال‌های اخیر می‌باشد.



شکل ۴-۷: تغییرات سالانه دما در منطقه الشتر

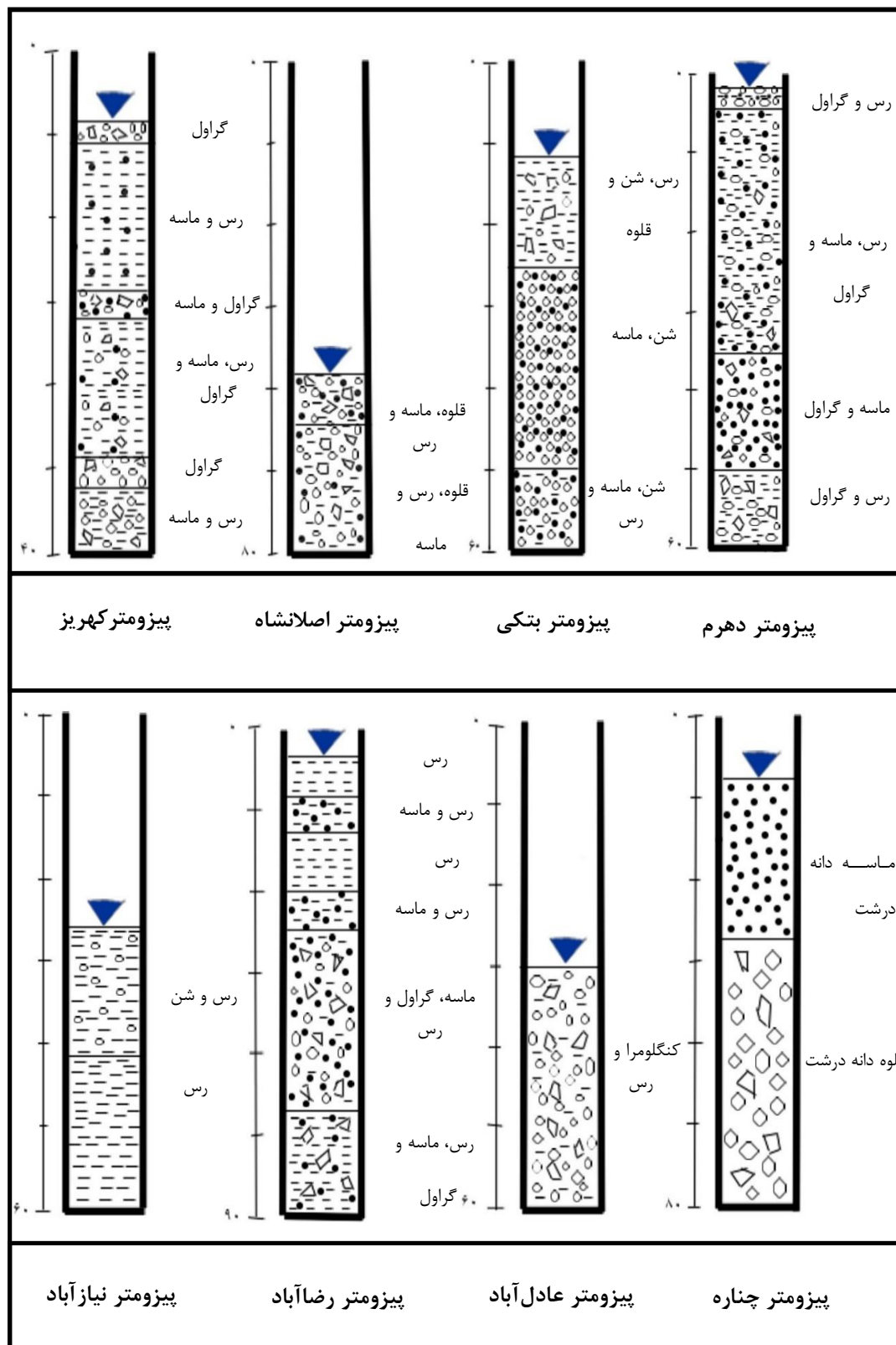
۴-۴- تخمین تغذیه به آبخوان الشتر بر پایه نوسانات سطح ایستابی

در این بخش با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی مقدار تغذیه به آبخوان الشتر محاسبه می‌شود. برای تخمین تغذیه با استفاده از این روش، ابتدا آبدهی ویژه (S_y) محاسبه شده و سپس با توجه مقدار صعود سطح ایستابی (ΔH) برای هر پیزومتر در دوره زمانی (Δt) میزان تغذیه (R) طبق معادله (۴-۱) محاسبه می‌گردد.

$$R = \frac{\Delta H}{\Delta t} S_y \quad (1-4)$$

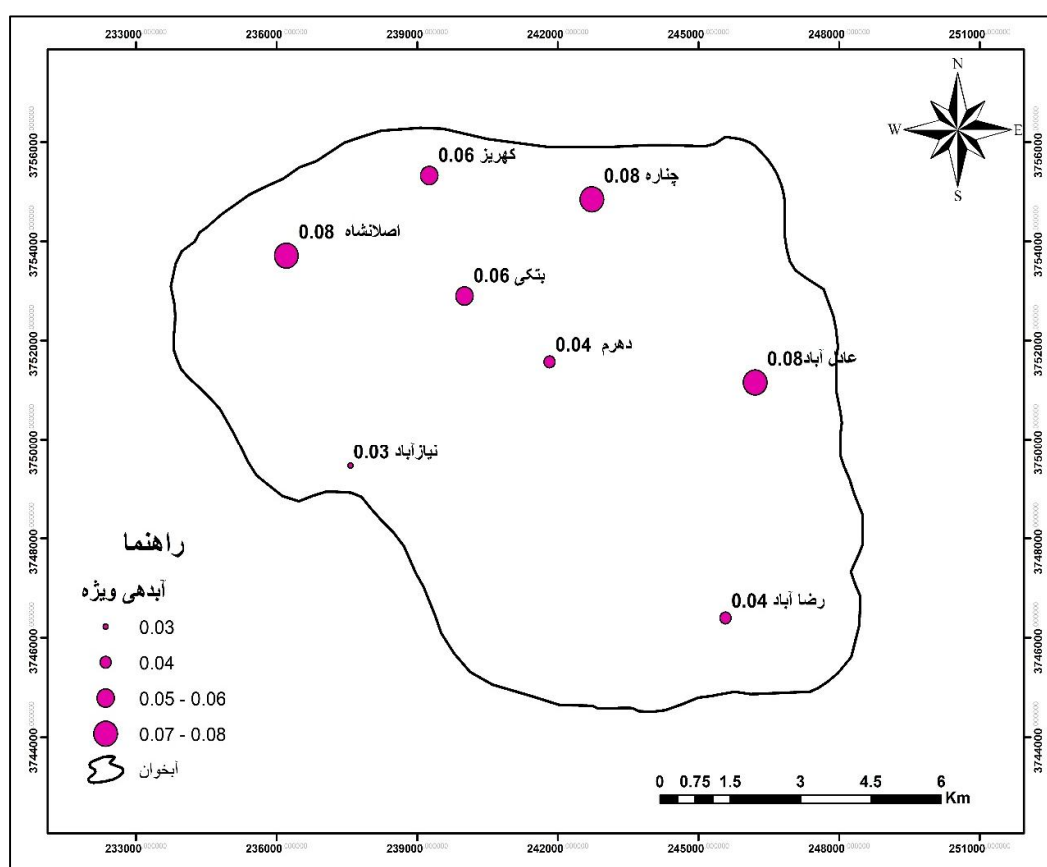
۴-۴-۱- محاسبه آبدهی ویژه (S_y)

با توجه به اینکه مقادیر دقیق آبدهی ویژه آبخوان الشتر بر اساس آزمون‌های پمپاژ وجود ندارد در این تحقیق آبدهی ویژه بر اساس بافت غالب خاک در لاگ حفاری پیزومترها که در این تحقیق ترسیم شد (شکل ۴-۸)، تخمین زده شده است. جهت محاسبه آبدهی ویژه در هر پیزومتر مقادیر آبدهی ویژه رسوبات از منابع معتبر و بر اساس تجربیات صحرایی اندازه‌گیری آبدهی ویژه با استفاده از آزمون‌های پمپاژ (کرمی ۱۳۸۹ و ۱۳۹۰) در نظر گرفته شد.



شکل ۴-۸: لاگ حفاری پیزومترها در آبخوان ابرفتی الشتر

بر این اساس آبدهی ویژه گراول حدود ۱۰ درصد، ماسه ۸ درصد، ماسه و رس ۶ درصد، رسوبات مختلط ۴ درصد و رس ۲ درصد در نظر گرفته شد. با توجه به نتایج دانه‌بندی در لاگ حفاری پیزومترها، رسوبات در حاشیه آبخوان ماسه‌ای با آبدهی ویژه ۸ درصد بوده که به سمت خروجی آبخوان به رسی و سیلتی با آبدهی ویژه ۴ درصد تغییر می‌یابد. تغییرات آبدهی ویژه در محدوده آبخوان الشتر در شکل (۴-۹) ترسیم شده است. با توجه به محاسبات، میانگین آبدهی ویژه در آبخوان الشتر برابر با ۵ درصد تخمین زده می‌شود.



شکل ۴-۹: آبدهی ویژه در آبخوان الشتر

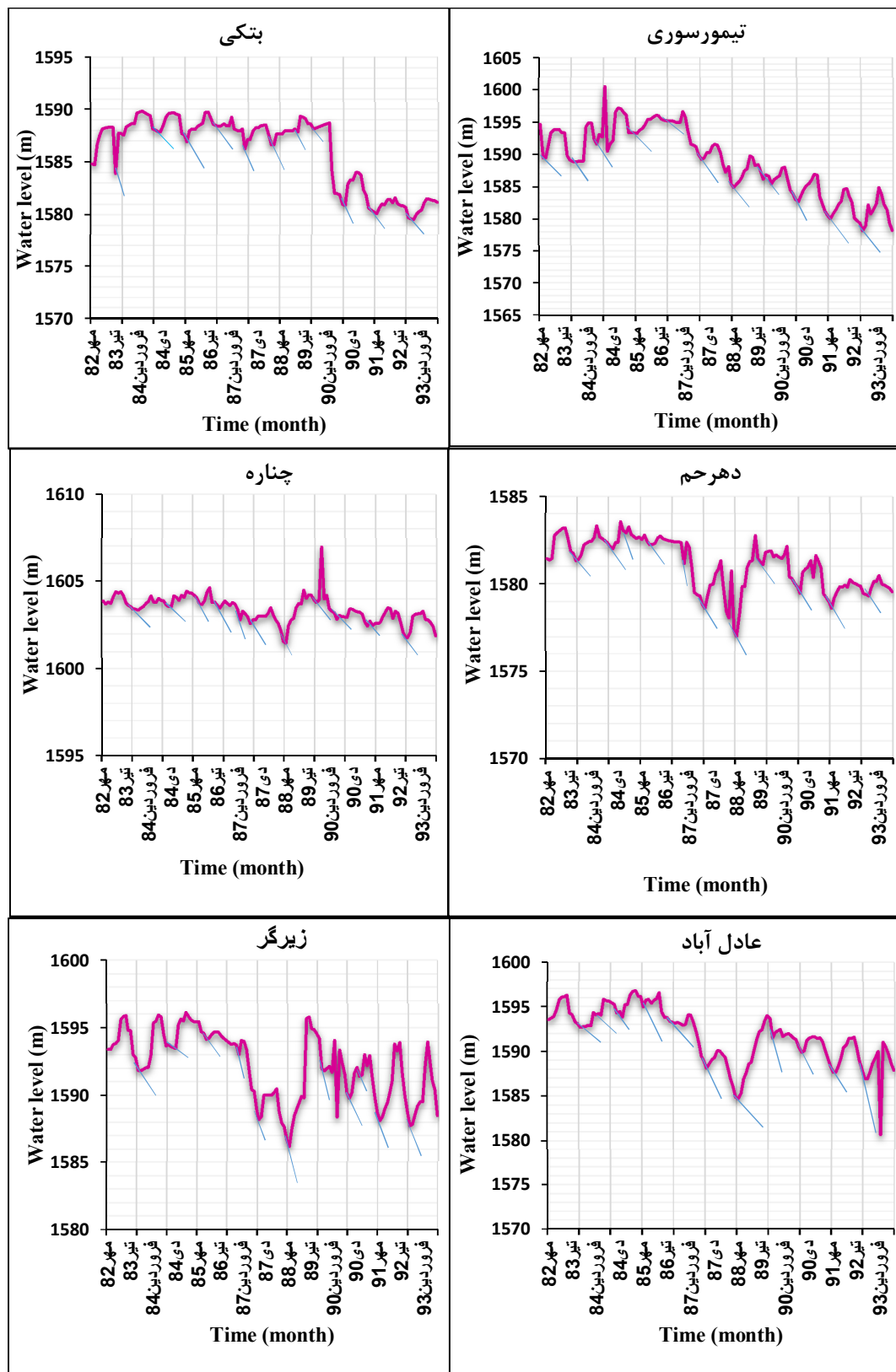
۴-۴-۲- اندازه‌گیری نوسانات سطح ایستابی (ΔH)

به منظور محاسبه ΔH ، بالآمدگی (خیز) سطح ایستابی در هر یک از پیزومترها تعیین شده (شکل ۴-۱۰) و مجموع ΔH در هر یک از پیزومترها در طول دوره زمانی یک ساله (Δt) در بازه زمانی ۸۲-۸۳

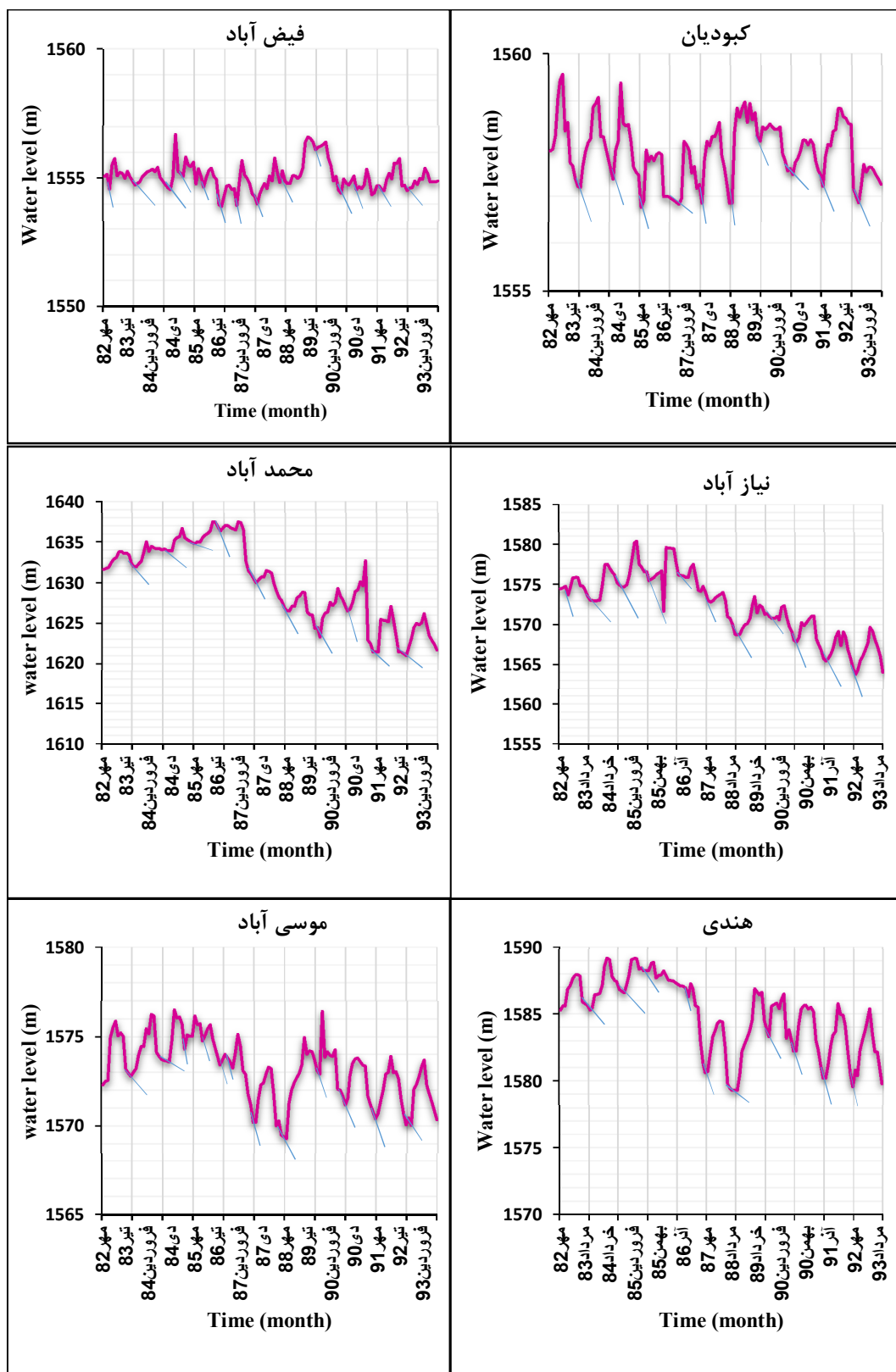
تا ۹۳-۹۲ محاسبه شده است. مقادیر اندازه‌گیری شده بالآمدگی (خیز) سطح ایستابی برای هر یک از پیزومترها برای دوره آماری ۸۳-۸۲ تا ۹۳-۹۲ در جدول (۴-۳) نشان داده شده است.

متوسط بالآمدگی سطح ایستابی در هر یک از پیزومترها در دوره ۱۱ ساله مورد بررسی محاسبه شده که در شکل (۴-۱۱) نمایش داده شده است. بالآمدگی سطح ایستابی در پیزومترها می‌تواند به علت نفوذ آب بارندگی و آب برگشتی کشاورزی، صنعت و شرب باشد. همان‌طور که در شکل (۴-۱۱) مشاهده می‌شود، بیشترین بالآمدگی سطح ایستابی مربوط به پیزومترهایی است که در ناحیه غرب و شرق آبخوان واقع شده‌اند. کمترین بالآمدگی در پیزومترهای واقع در ناحیه مرکزی آبخوان که در اطراف رودخانه اصلی منطقه مورد مطالعه رودخانه الشتر قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود. با توجه به نقش احتمالی رودخانه در توزیع مکانی نوسانات سطح آب زیرزمینی در ادامه جزئیات بیشتری در مورد رودخانه الشتر ارائه می‌گردد.

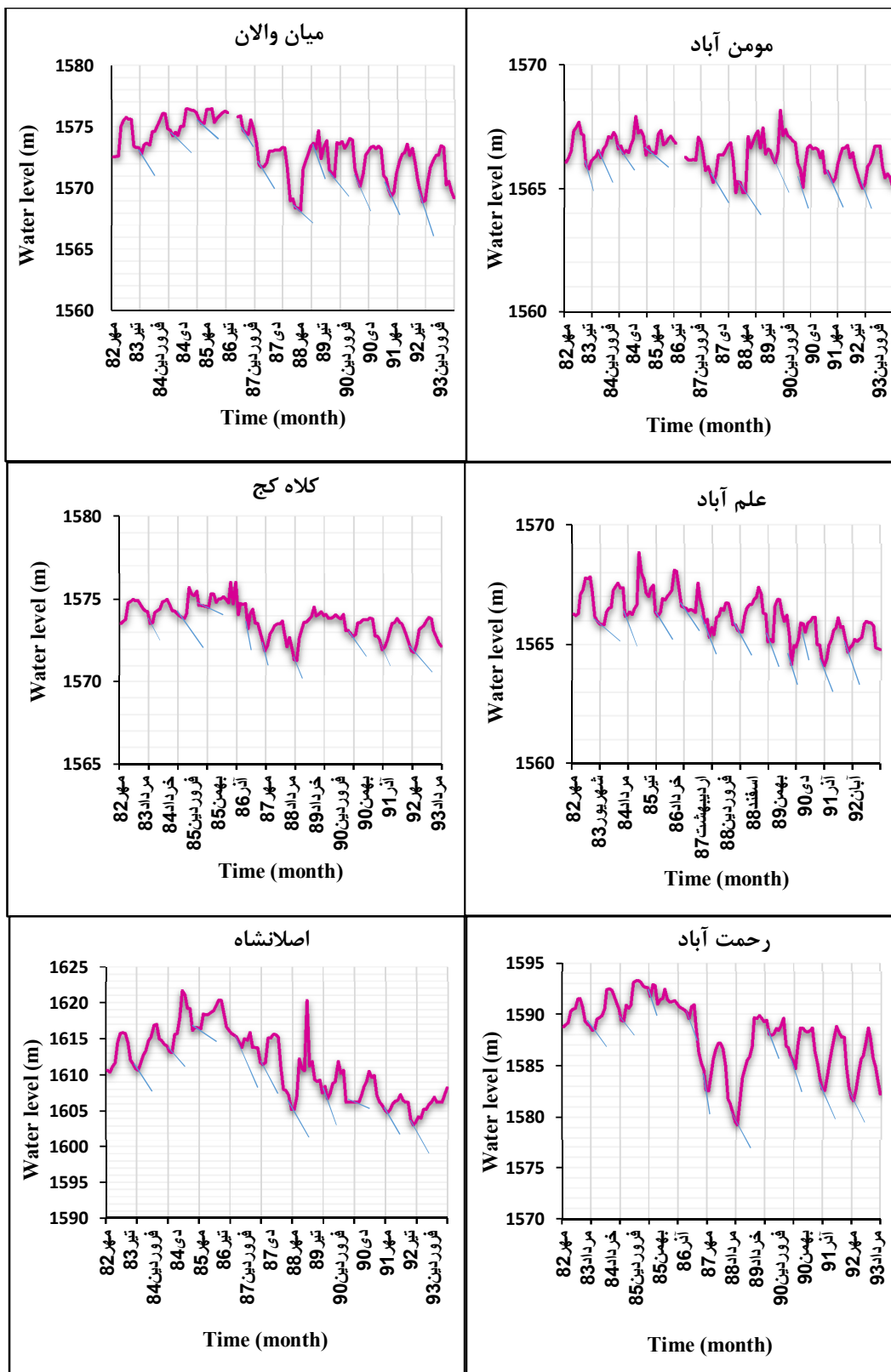
رودخانه الشتر یک رودخانه دائمی است که از دامنه‌های جنوبی رشته ارتفاعات گرین که یکی از کانون‌های آبرگیری دائمی در لرستان می‌باشد، سرچشمه گرفته و تحت نام کهمان ابتدا به غرب جریان یافته و از میان دره تنگی می‌گذرد. روستاهای کرجان، دره تنگ، کهمان علیا و سفلی را مشروب می‌کند و در حوالی آبادی گرگان وارد دشت الشتر می‌گردد و این دشت آباد و پرجمعیت را مشروب می‌کند. با عبور از شهر الشتر و روستاهای جنوبی آن شاخه‌های متعددی از دو سوی بستر دریافت می‌نماید و در دهکده نیاق وارد رودخانه هرود می‌شود. رودخانه الشتر از ناحیه شمال شرقی وارد آبخوان شده و محل خروجی این رودخانه ناحیه جنوبی آبخوان می‌باشد. با توجه به انحنای خطوط هم‌پتانسیل ترسیم شده برای آبخوان الشتر (شکل ۴-۱۲) این رودخانه گیرنده بوده و به وسیله آبخوان تغذیه می‌شود.



شکل ۴-۱: محاسبه بالآمدگی (خیز) سطح ایستابی (ΔH) در پیزومترهای آبخوان الشتر



شکل ۴-۱۰: ادامه

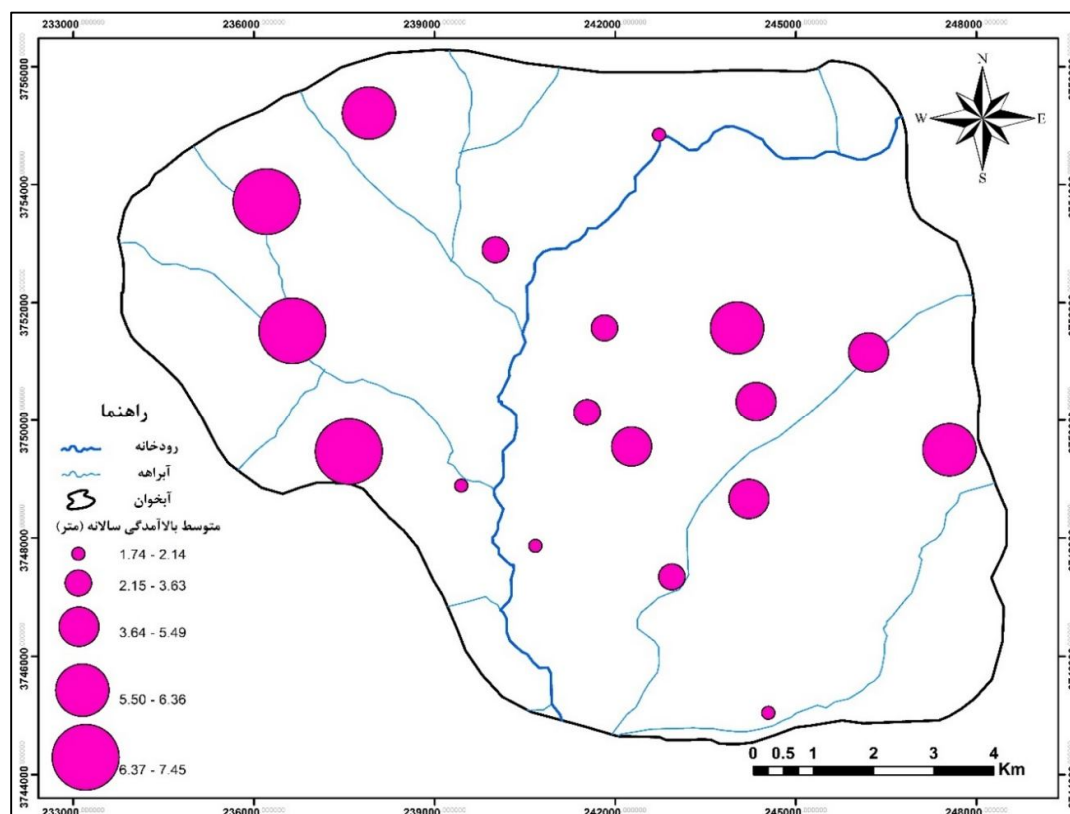


شکل ۴-۱۰: ادامه

عنوان: تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان آبرفتی الشتر

جدول ۳-۴: میزان خیز سالیانه سطح ایستابی (ΔH) در پیژومترهای آبخوان الشتر (مقادیر برحسب متر در سال می- باشد).

سال آبی	نام پیژومتر	۹۲-۹۳	۹۰-۹۲	۹۰-۹۱	۸۹-۹۰	۸۸-۸۹	۸۷-۸۸	۸۶-۸۷	۸۵-۸۶	۸۴-۸۵	۸۳-۸۴	۸۲-۸۳
ده رحم	۱/۶۹	۳/۴۶	۵/۶۱	۲/۵۴	۸/۱۴	۴/۱۴	۰/۷۷	۱/۷۲	۲/۱۴	۳/۸۹	۳/۶۰	
تیمورسوری	۷/۹۰	۸/۶۵	۶/۹۶	۶/۶۰	۹/۸۰	۶/۱۰	۲/۷۰	۴/۰۱	۶/۳۵	۹/۴۶	۵/۹۲	
فیض آباد	۱/۳۰	۱/۷۸	۱/۹۵	۲/۲۲	۲/۰۵	۲/۰۰	۲/۶۰	۰/۵۰	۲/۳۵	۱/۵۰	۰/۹۳	
علم آباد	۱/۳۸	۳/۳۳	۱/۹۵	۱/۰۸	۲/۶۱	۲/۵۳	۱/۳۸	۲/۷۱	۲/۸۳	۱/۹۷	۱/۷۹	
کلاه کج	۳/۷۲	۴/۲۷	۲/۸۸	۱/۹۱	۳/۹۴	۴/۵۲	۳/۷۹	۲/۳۲	۲/۷۲	۲/۰۲	۲/۴۱	
کیودیان	۱/۱۸	۲/۱۵	۱/۴۹	۱/۳۱	۲/۶۹	۲/۶۶	۱/۳۶	۱/۰۲	۲/۵۸	۲/۳۳	۱/۸۷	
چناره	۳/۳۰	۲/۸۰	۰/۶۳	۳/۴۶	۳/۷۰	۱/۸۰	۰/۷۵	۱/۱۵	۱/۳۰	۱/۵۸	۱/۰۱	
عادل آباد	۹/۰۳	۸/۴۹	۲/۶۲	۲/۴۲	۸/۸۸	۵/۰۵	۲/۵۰	۵/۰۷	۲/۸۰	۲/۸۶	۴/۲۸	
موسی آباد	۷/۱۲	۶/۳۲	۵/۴۲	۴/۷۲	۶/۵۷	۵/۸۲	۵/۰۴	۴/۶۸	۳/۷۲	۴/۶۶	۴/۲۹	
زیرگر	۹/۹۶	۹/۰۱	۷/۲۳	۹/۶۶	۳/۹۲	۶/۱۱	۴/۴۹	۳/۹۲	۳/۷۴	۴/۷۶	۳/۹۱	
رحمت آباد	۹/۵۸	۷/۳۳	۷/۷۸	۳/۳۵	۱۰/۶۸	۵/۷۳	۲/۷۴	۱/۹۲	۸/۸۱	۶/۹۹	۳/۵۵	
بتکی	۳/۵۴	۳/۲۴	۴/۰۱	۴/۱۴	۲/۵۴	۴/۹۴	۳/۲۶	۳/۳۰	۳/۵۷	۳/۰۷	۴/۳۵	
هندی	۹/۴۲	۷/۲۰	۳/۶۷	۷/۱۳	۷/۹۰	۶/۵۰	۲/۳۲	۴/۳۴	۳/۱۵	۴/۸۰	۳/۹۷	
نیاز آباد	۷/۷۰	۷/۱۵	۸/۱۰	۸/۳۴	۴/۵۴	۶/۰۰	۸/۵۷	۸/۶۸	۹/۴۰	۶/۵۵	۶/۹۰	
میان والان	۸/۸۷	۶/۸۲	۵/۸۴	۵/۴۷	۶/۷۰	۴/۱۲	۱/۹۷	۴/۴۸	۴/۴۴	۵/۰۸	۴/۵۸	
مومن آباد	۲/۶۳	۲/۹۶	۲/۹۶	۲/۴۶	۳/۴۶	۲/۸۶	۱/۹۰	۲/۳۰	۲/۶۲	۲/۷۴	۲/۶۹	
اصلانشاه	۸/۰۰	۴/۸۵	۴/۵۵	۶/۹۰	۱۴/۰۰	۶/۶۰	۳/۴۶	۵/۴۲	۹/۶۸	۹/۰۶	۵/۹۹	
محمد آباد	۷/۷۰	۶/۱۰	۶/۱۰	۷/۶۰	۶/۸۱	۴/۰۰	۵/۵۵	۴/۵۰	۴/۶۸	۸/۹۹	۳/۳۶	

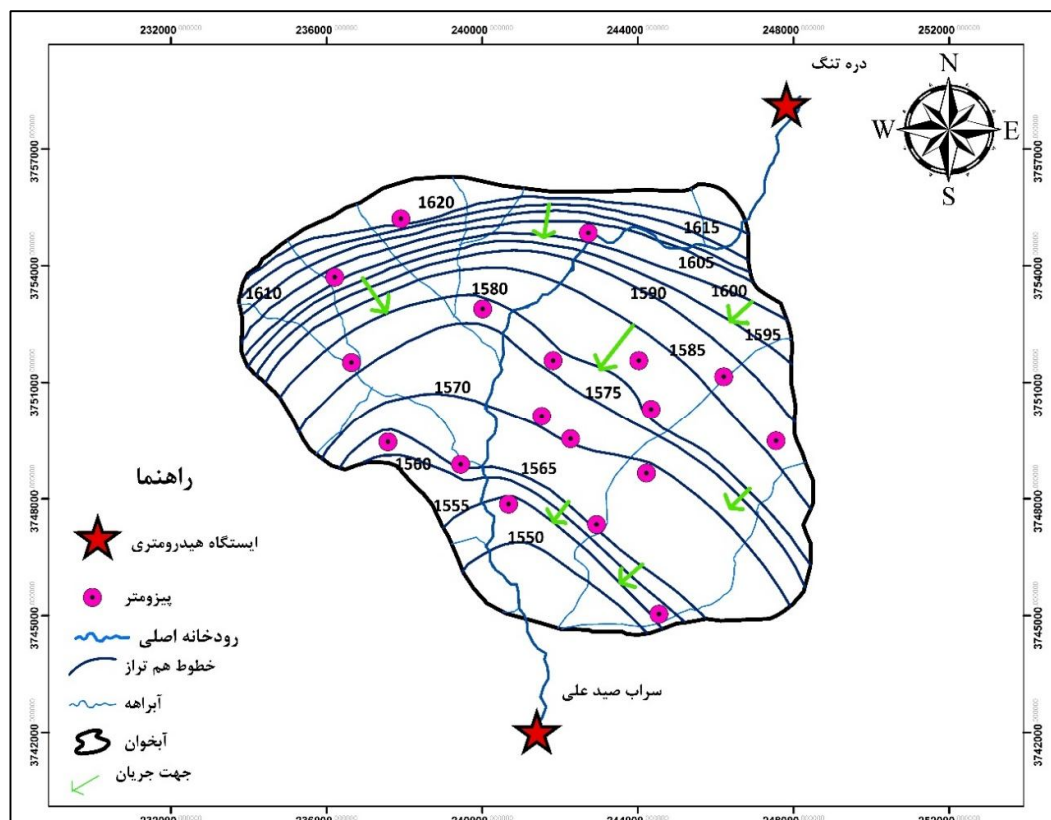


شکل ۴-۱۱: متوسط بالآمدگی (خیز) سالانه سطح ایستابی در دوره تغذیه در پیزومترهای آبخوان الشتر

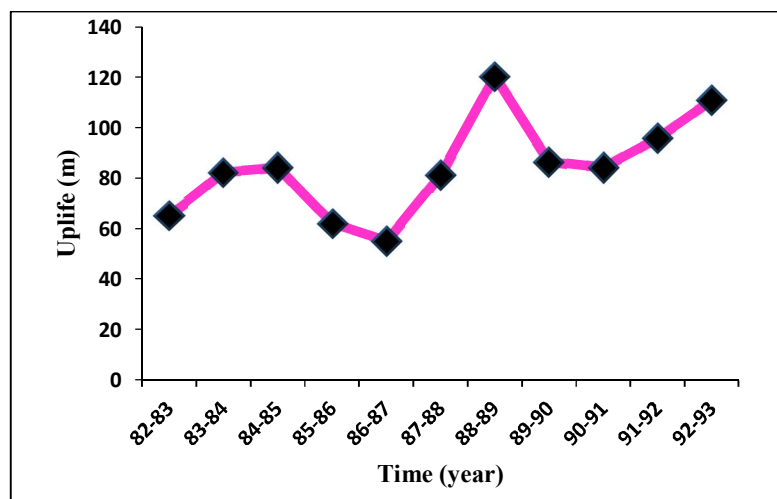
در محدوده مورد مطالعه دو ایستگاه هیدرومتری بر روی رودخانه الشتر تأسیس شده و آمار برداری می‌شوند. ایستگاه هیدرومتری کهمان بر روی رودخانه کهمان که یکی از شاخه‌های مهم ورودی به دشت الشتر می‌باشد و ایستگاه هیدرومتری سراب صید علی که تقریباً در خروجی محدوده مطالعاتی الشتر و بر روی رودخانه اصلی تأسیس شده است.

موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری در شکل (۴-۱۲) نشان داده شده است. به دلیل اینکه آبخوان به رودخانه متصل می‌باشد، سطح آب در پیزومترهایی که در اطراف رودخانه واقع شده‌اند تا حدی بالا آمده و سپس به دلیل زهکشی به داخل رودخانه از خیز بیشتر سطح ایستابی جلوگیری می‌شود. این موضوع یکی از دلایل احتمالی کمتر بودن خیز سطح ایستابی در پیزومترهای مرکزی آبخوان می‌باشد. تغییرات بالآمدگی (خیز) سالانه سطح ایستابی در آبخوان الشتر در دوره تغذیه در شکل (۴-۱۳) ترسیم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود میزان خیز سطح ایستابی در دوره آماری ۸۲ تا ۹۳ روند

افزایشی دارد. در طول دوره آماری با توجه به هیدروگراف واحد آبخوان (شکل ۴-۴) سطح ایستابی آبخوان افت داشته، بنابراین ظرفیت آبخوان برای ورود آب بیشتر شده و در نتیجه بالآمدگی (خیز) سطح آب زیرزمینی در آبخوان در طول دوره آماری افزایش یافته است.



شکل ۴-۱۲: نقشه هم‌پتانسیل آبخوان الشتر (مهر ۹۳)



شکل ۴-۱۳: تغییرات بالآمدگی (خیز) سالانه ناشی از تغذیه آبخوان الشتر در دوره ۱۱ ساله (۸۲-۹۳)

۴-۴-۳- محاسبه تغذیه به روش نوسانات سطح ایستابی

بعد از محاسبه آبدهی ویژه و بالآمدگی سطح ایستابی در هر یک از پیزومترها، مقدار تغذیه در محدوده هر پیزومتر با استفاده از معادله (۳-۱) محاسبه گردید. حجم تغذیه برای سال‌های آبی ۸۳-۸۲ تا ۹۳-۹۲ با توجه به مساحت چندضلعی تیسن اطراف هر پیزومتر برحسب میلیون مترمکعب محاسبه شده و در جدول (۴-۴) ارائه شده است. پس از محاسبه تغذیه در محدوده هر یک از پیزومترها میزان تغذیه سالانه به آبخوان از جمع مقادیر مربوط به هر یک از پیزومترها محاسبه شده و نتایج آن در جدول (۴-۵) ارائه شده است.

همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشترین مقدار تغذیه در سال آبی ۸۹-۸۸ با بارش ۶۰۵ میلی‌متر برابر با ۳۸/۲۵ میلیون مترمکعب و کمترین تغذیه در سال آبی ۸۷-۸۶ با بارش ۳۸۳/۵ میلی‌متر برابر با ۱۸/۴ میلیون مترمکعب رخ داده است. مقدار میانگین تغذیه سالیانه به آبخوان الشتر برابر با ۲۸/۳ میلیون مترمکعب می‌باشد.

عنوان: تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان آبرفتی الشتر

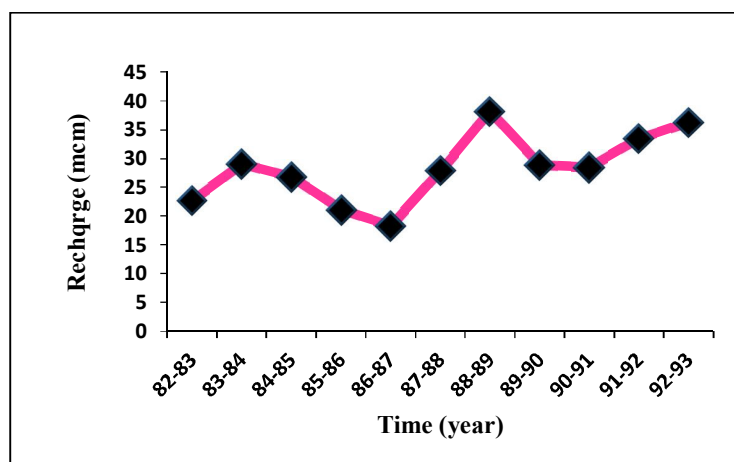
جدول ۴-۴: مقدار تغذیه سالانه در محدوده هر یک از پیژومترهای آبخوان الشتر در دوره زمانی ۸۲-۸۳ تا ۹۲-۹۳ (مقادیر بر حسب میلیون مترمکعب می باشد).

سال آبی	۸۲-۸۳	۸۳-۸۴	۸۴-۸۵	۸۵-۸۶	۸۶-۸۷	۸۷-۸۸	۸۸-۸۹	۸۹-۹۰	۹۰-۹۱	۹۱-۹۲	۹۲-۹۳
نام پیژومتر	۰/۸۹	۰/۹۶	۰/۵۳	۰/۴۲	۰/۱۹	۱/۰۲	۲/۰۰	۰/۶۲	۱/۳۸	۰/۸۵	۰/۴۲
ده رحم	۰/۸۹	۰/۹۶	۰/۵۳	۰/۴۲	۰/۱۹	۱/۰۲	۲/۰۰	۰/۶۲	۱/۳۸	۰/۸۵	۰/۴۲
تیمور سوری	۲/۷۷	۴/۴۲	۲/۹۲	۱/۸۷	۱/۲۶	۲/۸۵	۴/۵۸	۳/۰۸	۳/۲۵	۴/۰۴	۳/۶۹
فیض آباد	۰/۳۵	۰/۵۶	۰/۸۸	۰/۱۹	۰/۹۷	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۸۳	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۴۹
علم آباد	۰/۴۵	۰/۵۰	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۳۵	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۲۷	۰/۴۹	۰/۸۴	۰/۳۵
کلاه کج	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۴۷	۰/۴۰	۰/۶۵	۰/۷۷	۰/۶۷	۰/۳۳	۰/۴۹	۰/۷۳	۰/۶۴
کبودیان	۰/۹۱	۱/۱۴	۱/۲۶	۰/۵۰	۰/۶۶	۱/۳۰	۱/۳۱	۰/۶۴	۰/۷۳	۱/۰۵	۰/۵۸
چناره	۰/۶۷	۱/۰۵	۰/۸۷	۰/۷۷	۰/۵۰	۱/۲۰	۲/۴۶	۲/۳۰	۰/۴۲	۱/۸۶	۲/۲۰
عادل آباد	۲/۰۶	۱/۳۸	۱/۳۵	۲/۴۴	۱/۲۰	۲/۴۳	۴/۲۸	۱/۱۷	۱/۲۶	۴/۰۹	۴/۳۵
موسی آباد	۰/۷۰	۰/۷۶	۰/۶۱	۰/۷۶	۰/۸۲	۰/۹۵	۱/۰۷	۰/۷۷	۰/۸۹	۱/۰۳	۱/۱۶
زیرگر	۱/۷۳	۲/۱۰	۱/۶۵	۱/۷۳	۱/۹۸	۲/۷۰	۱/۷۳	۴/۲۶	۳/۱۹	۳/۹۸	۴/۴۰
رحمت آباد	۱/۱۱	۲/۱۹	۲/۷۶	۰/۶۰	۰/۸۶	۱/۷۹	۳/۳۴	۱/۰۵	۲/۴۴	۲/۳۰	۳/۰۰
بتکی	۲/۰۴	۱/۴۴	۱/۶۸	۱/۵۵	۱/۵۳	۲/۳۲	۱/۱۹	۱/۹۴	۱/۸۸	۱/۵۲	۱/۶۶
هندی	۰/۶۷	۰/۸۰	۰/۵۳	۰/۷۳	۰/۳۹	۱/۰۹	۱/۳۲	۱/۲۰	۰/۶۲	۱/۲۱	۱/۵۸
نیاز آباد	۱/۸۶	۱/۷۷	۲/۵۳	۲/۳۴	۲/۳۱	۱/۶۲	۱/۲۲	۲/۲۵	۲/۱۸	۱/۹۳	۲/۰۸
میان والان	۱/۴۳	۱/۵۹	۱/۳۹	۱/۴۰	۰/۶۲	۱/۲۹	۲/۱۰	۱/۷۱	۱/۸۳	۲/۱۴	۲/۷۸
مومن آباد	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۸۱	۰/۶۷	۱/۰۱	۱/۲۲	۰/۸۷	۱/۰۵	۱/۰۵	۰/۹۳
اصلانشاه	۲/۵۲	۳/۸۱	۴/۰۷	۲/۲۸	۱/۴۶	۲/۷۸	۵/۸۹	۲/۹۰	۱/۹۱	۲/۰۴	۳/۳۶
محمد آباد	۱/۱۹	۳/۲۰	۱/۶۶	۱/۶۰	۱/۹۷	۱/۴۲	۲/۴۲	۲/۷۰	۲/۱۷	۲/۱۷	۲/۷۴

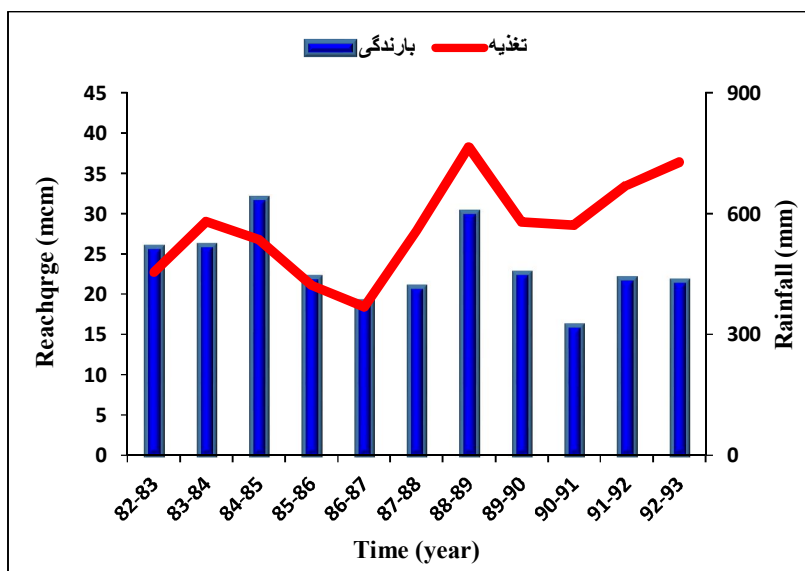
تغییرات تغذیه سالانه در دوره آماری ۸۲-۸۳ تا ۹۲-۹۳ در شکل (۴-۱۴) ترسیم شده است. همان طور که مشاهده می شود تغذیه در طول دوره آماری ۱۱ ساله روند افزایشی دارد. به منظور بررسی رابطه بین بارش و تغذیه سالیانه سری زمانی مربوط به مقدار بارش و تغذیه در شکل (۴-۱۵) ترسیم شده است. همان طور که مشاهده می شود هماهنگی و انطباق خوبی بین تغییرات بارش و تغذیه سالیانه وجود دارد.

جدول ۴-۵: تغذیه سالانه به آبخوان الشتر

سال آبی	بارش (میلی متر)	تغذیه (میلیون مترمکعب)
۸۲-۸۳	۵۱۸/۵	۲۲/۷۰
۸۳-۸۴	۵۲۲/۰	۲۸/۹۸
۸۴-۸۵	۶۳۹/۰	۲۶/۷۹
۸۵-۸۶	۴۴۳/۰	۲۱/۰۸
۸۶-۸۷	۳۸۳/۵	۱۸/۴۰
۸۷-۸۸	۴۲۰/۰	۲۷/۹۲
۸۸-۸۹	۶۰۵/۰	۳۸/۲۵
۸۹-۹۰	۴۵۳/۵	۲۸/۹۰
۹۰-۹۱	۳۲۴/۰	۲۸/۵۴
۹۱-۹۲	۴۴۱/۰	۳۳/۴۸
۹۲-۹۳	۴۳۴/۰	۳۶/۳۸
میانگین سالانه	۴۷۱/۰	۲۸/۳۰



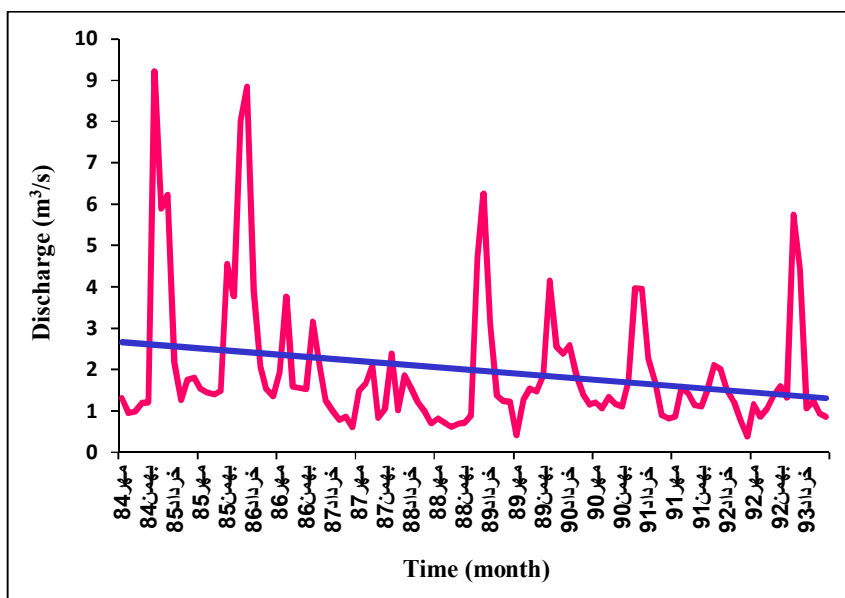
شکل ۴-۱۴: تغییرات تغذیه سالانه به آبخوان الشتر



شکل ۴-۱۵: سری زمانی مقدار بارش و تغذیه به آبخوان الشتر

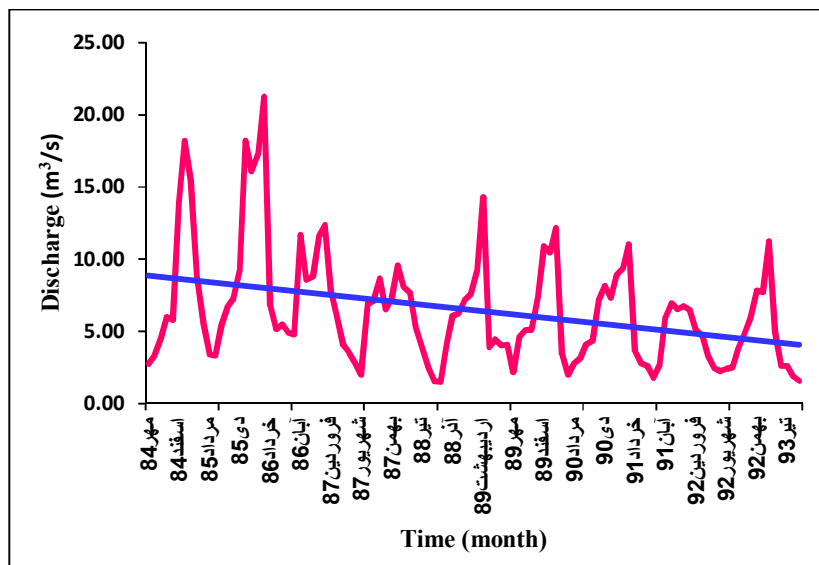
مطابق نتایج این تحقیق میزان تغذیه سالانه به آبخوان الشتر در دوره مورد بررسی (۹۳-۸۲) روند افزایشی نشان می‌دهد که این موضوع به افزایش ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه‌ای به دلیل افت ممتد سالیانه حدود یک متر در آن نسبت داده شده است. به نظر می‌رسد به دلیل ارتباط آبخوان و رودخانه در دشت الشتر و زهکشی آب زیرزمینی توسط رودخانه، افزایش سطح ایستابی ناشی از تغذیه در هر سال فقط تا حدی می‌تواند اتفاق افتد. این موضوع در مجموع خیز سالانه در پی‌زومترهای مجاور رودخانه (شکل ۴-۱۱) نشان داده شده است. به عبارت دیگر در شرایطی که سطح آب زیرزمینی بالا باشد، آبخوان فقط توانایی پذیرش بخشی از تغذیه را داشته و مابقی آب تغذیه شده به رودخانه زهکشی می‌شود. با افت سطح ایستابی در آبخوان به تدریج ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه‌ای بیشتر شده که این موضوع افزایش تغذیه سالیانه به آبخوان را در پی داشته است. آنچه از موضوع فوق می‌توان استنباط نمود کاهش تدریجی سهم آب زیرزمینی در دبی رودخانه گیرنده الشتر به دلیل افزایش ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه شونده از یک سو و از سوی دیگر افت سطح آب زیرزمینی در آبخوان می‌باشد. جهت تأیید این موضوع تغییرات سهم آب زیرزمینی در آبدهی رودخانه الشتر مورد بررسی قرار گرفته است. به این منظور داده‌های آبدهی در دو ایستگاه کهمان و سراب صید علی بررسی شده است.

تغییرات آبدهی در ایستگاه هیدرومتری کهمان در دوره آماری (۱۳۹۳ تا ۱۳۸۴) در شکل (۴-۱۶) ترسیم شده است. با توجه به شکل آبدهی رودخانه در محل این ایستگاه در طول دوره آماری (۱۳۹۳ تا ۱۳۸۴) کاهش یافته که این کاهش می تواند ناشی از کاهش بارش در طول دوره آماری باشد.



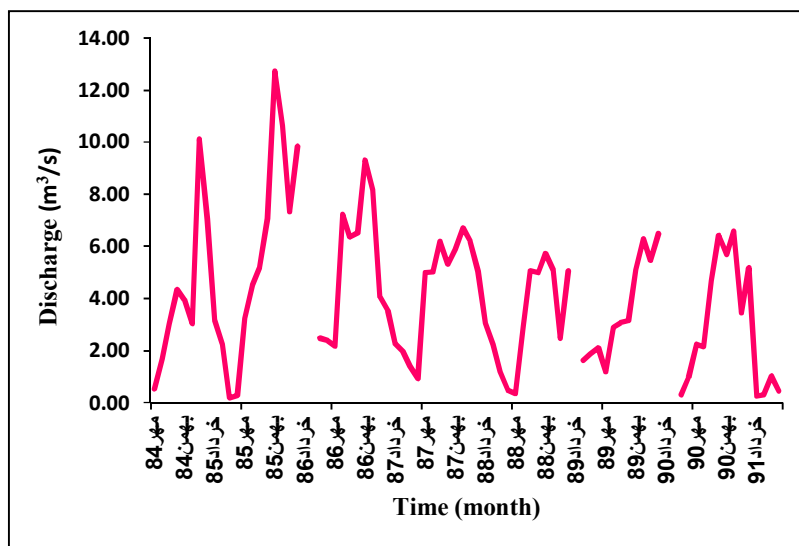
شکل ۴-۱۶: هیدروگراف رودخانه الشتر در محل ایستگاه کهمان در بالادست

هیدروگراف مربوط به ایستگاه هیدرومتری صید علی که در محل خروجی رودخانه از دشت الشتر قرار گرفته، در شکل (۴-۱۷) ترسیم شده است. با توجه به شکل دبی خروجی در ایستگاه هیدرومتری صید علی در طول دوره آماری (۱۳۹۳ تا ۱۳۸۴) نیز کاهش یافته است که بخشی از این کاهش دبی خروجی مربوط به کاهش دبی رودخانه در بالادست و بخشی دیگر احتمالاً به دلیل کاهش دبی پایه رودخانه (سهم آب زیرزمینی) مطابق توضیحات ارائه شده در بالا می باشد.



شکل ۴-۱۷: هیدروگراف رودخانه الشتر در محل ایستگاه هیدرومتری صید علی در پایین دست

اختلاف دبی ایستگاه هیدرومتری سراب صیدعلی واقع در محل خروجی منطقه مورد مطالعه و ایستگاه هیدرومتری کهمان، هنام، چناره، زز در محل ورودی به محدوده آبخوان محاسبه و تغییرات زمانی آن ترسیم گردید (۴-۱۸). همان طور که مشاهده می شود دبی پایه در طول دوره آماری کاهش یافته است که این موضوع به کاهش سهم آب زیرزمینی در تغذیه رودخانه و افت سطح آب زیرزمینی نسبت داده می شود.



شکل ۴-۱۸: اختلاف دبی ورودی و خروجی آب های سطحی در محدوده آبخوان الشتر

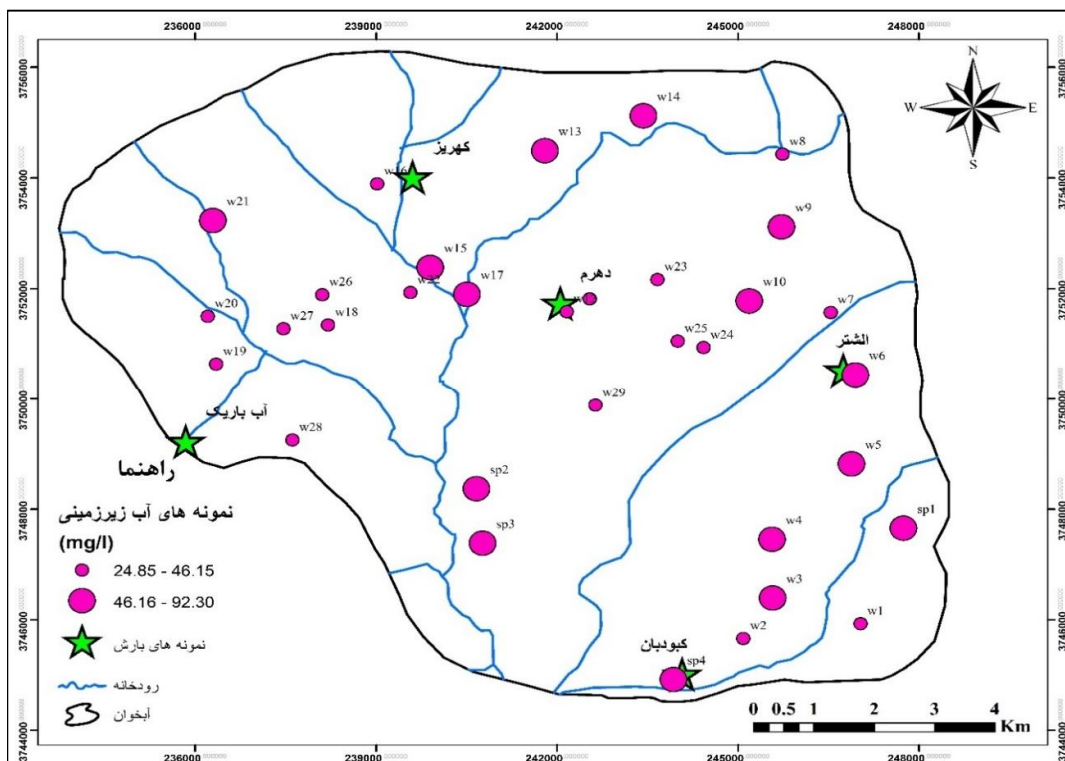
۴-۵- محاسبه تغذیه با روش بیلان جرمی کلر

در این مطالعه از روش بیلان جرمی کلر برای تخمین تغذیه به آبخوان الشتر استفاده شده است. برای استفاده از این روش از معادله (۴-۲) استفاده می‌شود.

$$R = \frac{PC_p}{C_{gw}} \quad (۴-۲)$$

در اینجا R تغذیه سالانه آب زیرزمینی (mm)، P بارش سالانه (mm)، C_p غلظت کلر در بارش (mg/l)، C_{gw} غلظت کلر در آب زیرزمینی (mg/l) می‌باشد.

داده‌های موردنیاز در روش بیلان جرمی کلر غلظت کلر در بارش، آب زیرزمینی و همین‌طور مقدار بارش می‌باشند. غلظت کلر آب زیرزمینی در ۳۳ حلقه چاه در آبخوان الشتر اندازه‌گیری شده است (ندری و جعفری ۱۳۹۵). تغییرات غلظت کلر در آب زیرزمینی در شکل (۴-۱۹) ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود غلظت کلر در چاه‌هایی که در اطراف رودخانه قرار دارند، بیشتر می‌باشد. براساس مطالعات انجام شده (ندری و جعفری ۱۳۹۵) آب زیرزمینی در محل این چاه‌های نمونه‌برداری به دلیل بالا بودن سطح آب تحت تأثیر تبخیر و تعرق قرار گرفته است بنابراین در این تحقیق برای محاسبه میانگین غلظت کلر در آب زیرزمینی از چاه‌های نمونه‌برداری با فاصله بیشتر از رودخانه که احتمال تبخیر از آن‌ها کمتر می‌باشد (جدول ۴-۶)، استفاده شده است. میانگین غلظت کلر در آبخوان ۴۰/۲۳ میلی‌گرم بر لیتر محاسبه گردید.



شکل ۴-۱۹: موقعیت نقاط نمونه برداری در آبخوان الشتر و تغییرات غلظت کلر در آب زیرزمینی

غلظت کلر بارش در محدوده آبخوان الشتر در ۵ نقطه (شکل ۴-۱۹) اندازه گیری شده که مقادیر آن‌ها در جدول (۴-۷) ارائه شده است. میانگین غلظت بارش برابر با ۶/۴ میلی گرم بر لیتر می باشد. با استفاده از معادله (۴-۲) و با توجه به غلظت میانگین کلر در آب زیرزمینی و بارش مقدار تغذیه سالانه به آبخوان مطابق محاسبات زیر ۱۰ میلیون متر مکعب تخمین زده شد. این مقدار تغذیه محاسبه شده ۱۵ درصد بارش سالیانه می باشد.

$$R = \frac{(471.2)\text{mm} \times (6.39)\text{mg/l}}{40.23\text{mg/l}} = \frac{\left(\frac{74.86}{1000}\right)\text{m}}{y} \times \left(\frac{128.27}{1000000}\right)\text{m}^2 = 9602868.9\text{m}^3/\text{y}$$

$$R \approx 10\text{MCM}/\text{y}$$

جدول ۴-۶: غلظت کلر در چاه‌های نمونه برداری در آبخوان الشتر

نام چاه	UTM _x	UTM _y	Cl ⁻ (mg/l)	نام چاه	UTM _x	UTM _y	Cl ⁻ (mg/l)
*Sp ₁	۲۴۷۷۴۶	۳۷۴۷۶۵۳	۶۰/۳۵	W ₁₇	۲۴۰۵۰۹	۳۷۵۱۸۹۸	۶۳/۹۰
*W ₁	۲۴۷۰۳۴	۳۷۴۵۹۲۵	۲۴/۸۵	*W ₁₈	۲۳۸۲۰۶	۳۷۵۱۳۴۵	۲۸/۴۰
W ₂	۲۴۵۰۹۰	۳۷۴۵۶۵۹	۳۹/۰۵	*W ₁₉	۲۳۶۳۵۱	۳۷۵۰۶۳۷	۲۴/۸۵
*W ₃	۲۴۵۵۷۶	۳۷۴۶۳۹۱	۴۹/۷۰	*W ₂₀	۲۳۶۲۱۱	۳۷۵۱۵۰۱	۳۵/۵۰
W ₄	۲۴۵۵۶۷	۳۷۴۷۴۵۳	۵۶/۸۰	*W ₂₁	۲۳۶۲۹۶	۳۷۵۳۲۳۰	۴۹/۷۰
W ₅	۲۴۶۸۸۴	۳۷۴۸۸۱۷	۵۳/۲۵	*W ₂₂	۲۳۹۵۷۱	۳۷۵۱۹۳۱	۳۹/۰۵
W ₆	۲۴۶۹۴۹	۳۷۵۰۴۴۳	۵۶/۸۰	*W ₂₃	۲۴۳۶۶۸	۳۷۵۲۱۶۴	۲۸/۴۰
*W ₇	۲۴۶۵۳۹	۳۷۵۱۵۷۰	۴۲/۶۰	*W ₂₄	۲۴۴۴۳۲	۳۷۵۰۹۳۶	۳۵/۵۰
W ₈	۲۴۵۷۳۹	۳۷۵۴۴۲۷	۴۲/۶۰	*W ₂₅	۲۴۴۰۰۳	۳۷۵۱۰۵۳	۲۴/۸۵
W ₉	۲۴۵۷۲۳	۳۷۵۳۱۱۶	۵۳/۲۵	*W ₂₆	۲۳۸۱۱۰	۳۷۵۱۸۹۱	۴۲/۶۰
*W ₁₀	۲۴۵۱۸۸	۳۷۵۱۷۷۷	۴۹/۷۰	*W ₂₇	۲۳۷۴۶۶	۳۷۵۱۲۷۷	۳۵/۵۰
*W ₁₁	۲۴۲۵۴۵	۳۷۵۱۸۱۶	۴۲/۶۰	*W ₂₈	۲۳۷۶۱۶	۳۷۴۹۲۴۹	۴۶/۱۵
*W ₁₂	۲۴۲۱۶۲	۳۷۵۱۵۸۴	۴۶/۱۵	*W ₂₉	۲۴۲۶۴۰	۳۷۴۹۸۸۲	۴۲/۶۰
W ₁₃	۲۴۱۸۰۰	۳۷۵۴۴۹۰	۶۳/۹۰	Sp ₂	۲۴۰۶۶۶	۳۷۴۸۳۶۷	۴۹/۷۰
W ₁₄	۲۴۳۴۳۴	۳۷۵۵۱۲۰	۹۲/۳۰	Sp ₃	۲۴۰۷۶۹	۳۷۴۷۳۸۳	۵۶/۸۰
*W ₁₅	۲۳۹۸۹۹	۳۷۵۲۳۸۴	۶۰/۳۵	Sp ₄	۲۴۳۹۳۳	۳۷۴۴۹۱۵	۷۱/۰۰
*W ₁₆	۲۳۹۰۱۹	۳۷۵۳۸۹۳	۳۵/۵۰				
میانگین (میلی گرم بر لیتر)				۴۰/۲۳			

*: نمونه‌های استفاده شده برای محاسبه میانگین غلظت کلر در آب زیرزمینی برای محاسبه تغذیه به روش بیلان

جرمی کلر

جدول ۴-۷: غلظت کلر بارش در محدوده آبخوان الشتر

کهریز	الشتر	کیودبان	دهرم	آب باریک	نام محل
۱۰/۶۵	۷/۱	۷/۱	۳/۵۵	۳/۵۵	غلظت کلر
۶/۳۹					میانگین غلظت کلر بارش (mg/l)

۴-۶- محاسبه تغذیه با روش بیلان آب

همه‌ی روش‌ها برای تعیین پارامترهای هیدرولوژی به طور مستقیم یا غیرمستقیم بر مبنای بیلان آب می‌باشند. روش بیلان آب برای تخمین تغذیه می‌تواند در زون اشباع و غیراشباع استفاده شود. یکی از مزایای استفاده از روش بیلان آب این است که تغذیه معمولاً از اطلاعات در دسترس (بارش، رواناب و سطح آب) به آسانی و با سرعت تخمین زده می‌شود. معادله بیلان آب برای تخمین تغذیه در این مطالعه به این صورت می‌باشد:

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + \Delta S^{gw} \quad (۳-۴)$$

R تغذیه به آب زیرزمینی، Q_{off}^{gw} جریان زیرزمینی خروجی، Q_{on}^{gw} جریان زیرزمینی ورودی، Q^{bf} زهکشی از آب زیرزمینی، ET^{gw} تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی و ΔS^{gw} تغییرات به وجود آمده در ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد. لازم به ذکر است با توجه به عمده مصرف آب پمپاژ شده از آبخوان برای مصارف کشاورزی، در این تحقیق میزان تبخیر و تعرق و پمپاژ در پارامتر ET^{gw} لحاظ شده است. نحوه محاسبه در ادامه ذکر می‌گردد.

بیلان هیدروژئولوژی برای آبخوان الشتر با مساحت ۱۲۸/۲۷ کیلومترمربع برای دوره ۱۲ ساله (۹۳-۸۱) به طور متوسط محاسبه می‌شود. مؤلفه‌های مهم در معادله بیلان شامل جریان‌های زیرزمینی ورودی و خروجی به آبخوان، خروجی ناشی از زهکشی آب زیرزمینی، تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی و تغییرات در ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد.

۴-۶-۱- کانال‌های زیرزمینی ورودی و خروجی به آبخوان

کانال‌های ورودی و خروجی زیرزمینی به آبخوان برابر دبی اندازه‌گیری شده در کانال‌های جریان واقع در مرز ورودی و خروجی آبخوان می‌باشد. هر کانال جریان مسیری فرضی است که بر روی نقشه هم‌پتانسیل در میان دو خط جریان قرار دارد که مسیر آن‌ها عمود بر منحنی‌های هم‌پتانسیل ترسیم

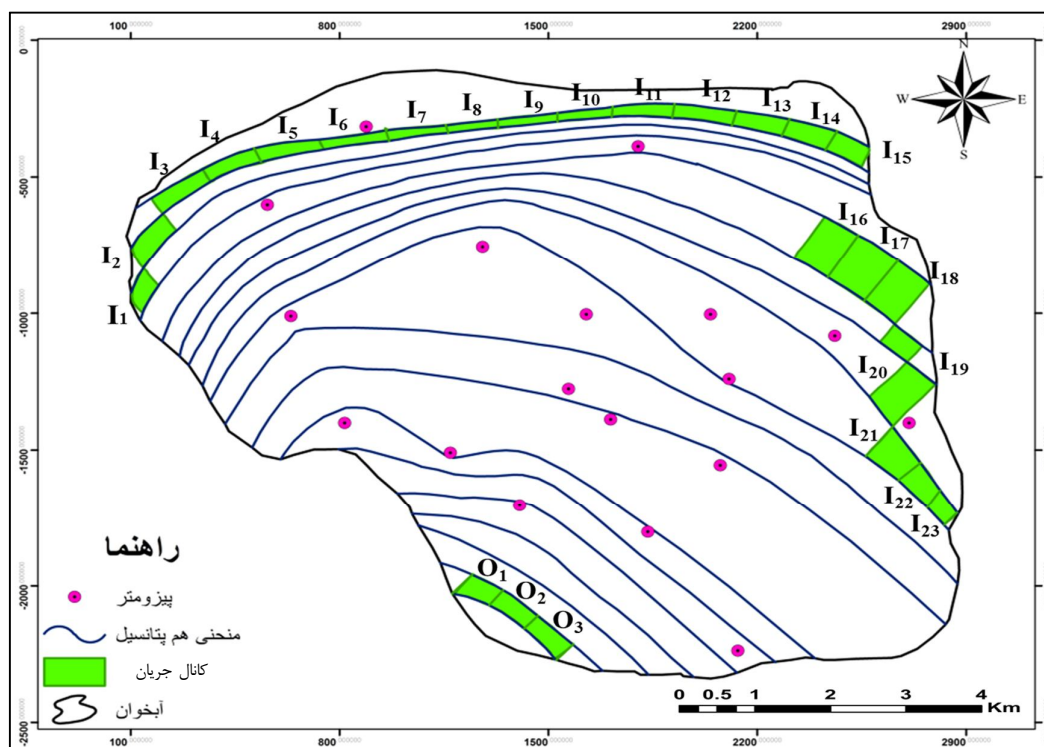
می‌شود. دبی ورودی و خروجی از هر کانال جریان براساس رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$Q_i = T_i W \quad (4-4)$$

Q_i دبی ورودی به آبخوان (m^3/day)، W عرض کانال جریان (m)، i شیب هیدرولیکی در محدوده کانال جریان و T ضریب قابلیت انتقال در ورودی کانال جریان (m^2/day) می‌باشد.

با توجه به نقشه هم‌پتانسیل مهرماه ۱۳۹۳ (شکل ۴-۲۰) برای آبخوان الشتر ۲۳ ورودی زیرزمینی مشخص شد که مشخصات هر یک از این ورودی‌ها در جدول (۴-۸) نشان داده شده است. ورودی‌های جریان زیرزمینی مربوط به ناحیه شمالی و شرقی آبخوان می‌باشند. همان‌طور که از جدول مشاهده می‌شود بیشترین دبی ورودی به آبخوان مربوط به لوله جریان I_{12} می‌باشد. کمترین دبی ورودی مربوط به لوله جریان I_1 می‌باشد. میزان قابلیت انتقال با توجه به خطوط هم‌قابلیت در آبخوان الشتر تعیین شده است. حجم ورودی زیرزمینی محاسبه شده به آبخوان الشتر برابر با $32/42$ میلیون مترمکعب در سال می‌باشد.

در منطقه جنوبی آبخوان ۳ کانال جریان خروجی مشخص شد و مقدار کل جریان خروجی از آبخوان $6/25$ میلیون مترمکعب محاسبه گردید. مقادیر مربوطه در جدول (۴-۸) ارائه شده است.



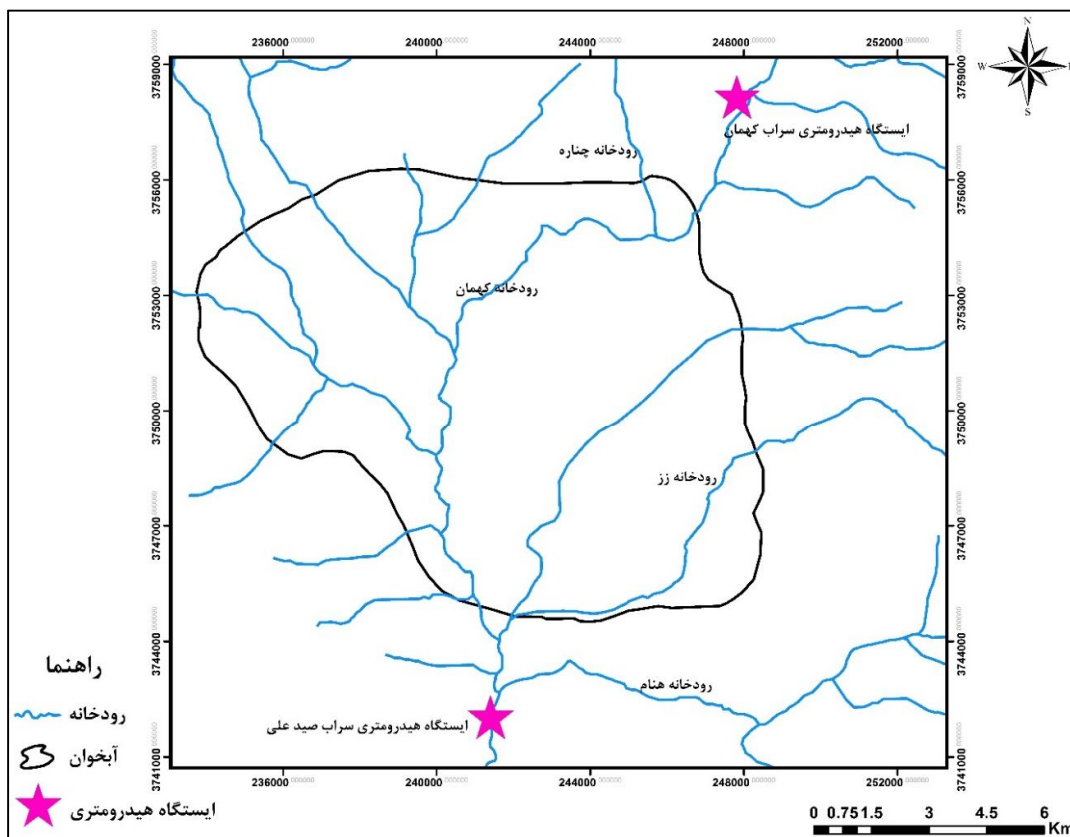
شکل ۴-۲۰: نقشه هم‌پتانسیل آبخوان الشتر (مهرماه ۹۳) که در آن کانال‌های جریان ورودی و خروجی مشخص شده

۴-۶-۲- خروجی ناشی از زهکشی آب زیرزمینی

مقدار زهکشی آبخوان توسط رودخانه با استفاده از دبی جریان در محل ایستگاه سراب صید علی محاسبه گردید. دبی در این ایستگاه مجموع دبی رودخانه‌های کهمان، زز، هنام و چناره می‌باشد (شکل ۴-۲۱). با توجه به موجود بودن هیدروگراف سراب صید علی، کهمان و دیگر رودخانه‌ها، دبی آب اضافه شده در محدوده آبخوان محاسبه گردید (شکل ۴-۱۸). این جریان شامل دو بخش جریان‌های سطحی و دبی پایه می‌باشد. براساس مجزا کردن این دو جریان میزان دبی پایه رودخانه برابر 0.5 مترمکعب در ثانیه محاسبه گردید که معادل $15/76$ میلیون متر مکعب در سال می‌باشد. لازم به ذکر است در محاسبات بیان انجام شده در دشت الشتر (سنگاب زاگرس ۱۳۹۱) نیز میزان زهکشی رودخانه را حدود $22/88$ میلیون متر مکعب در سال برآورد شده است، که این موضوع اطمینان بیشتری در خصوص برآورد زهکشی آب زیرزمینی توسط رودخانه الشتر در این تحقیق ایجاد می‌نماید.

جدول ۴-۸: مشخصات کانال‌های جریان ورودی و خروجی به آبخوان الشتر و محاسبه جریان

مقاطع ورودی و خروجی	W (m)	i	T (m ² /day)	Q _i (m ³ /day)	Q _i (MCM/y)
I ₁	۶۲۵/۰	۰/۰۱۳	۱۰۰	۸۳۳/۳	۰/۳۰
I ₂	۹۳۷/۵	۰/۰۱۶	۱۰۰	۱۵۰۰/۰	۰/۵۵
I ₃	۱۰۶۲/۵	۰/۰۱۶	۱۰۰	۱۷۰۰/۰	۰/۶۲
I ₄	۱۰۰۰/۰	۰/۰۲۰	۱۰۰	۲۰۰۰/۰	۰/۷۳
I ₅	۱۱۲۵/۰	۰/۰۲۰	۱۰۰	۲۲۵۰/۰	۰/۸۲
I ₆	۱۱۸۷/۵	۰/۰۲۷	۱۰۰	۳۱۶۶/۷	۱/۱۶
I ₇	۱۰۶۲/۵	۰/۰۴۰	۱۰۰	۴۲۵۰/۰	۱/۵۵
I ₈	۹۳۷/۵	۰/۰۴۰	۱۰۰	۳۷۵۰/۰	۱/۳۷
I ₉	۱۰۶۲/۵	۰/۰۲۷	۱۰۰	۲۸۳۳/۳	۱/۰۳
I ₁₀	۹۳۷/۵	۰/۰۲۷	۲۰۰	۵۰۰۰/۰	۱/۸۳
I ₁₁	۱۰۶۲/۵	۰/۰۲۷	۳۵۰	۹۹۱۶/۶	۳/۶۲
I ₁₂	۱۰۶۲/۵	۰/۰۲۷	۴۰۰	۱۱۳۳۳/۳	۴/۱۴
I ₁₃	۹۳۷/۵	۰/۰۱۶	۵۰۰	۷۵۰۰/۰	۲/۷۴
I ₁₄	۸۷۵/۰	۰/۰۱۶	۵۰۰	۷۵۰۰/۰	۲/۵۶
I ₁₅	۶۸۷/۵	۰/۰۱۳	۵۰۰	۷۰۰۰/۰	۱/۶۷
I ₁₆	۶۲۵/۰	۰/۰۰۵	۶۰۰	۲۰۰۰/۰	۰/۷۳
I ₁₇	۸۱۲/۵	۰/۰۰۵	۶۰۰	۲۶۰۰/۰	۰/۹۵
I ₁₈	۷۵۰/۰	۰/۰۰۵	۶۰۰	۲۴۰۰/۰	۰/۸۸
I ₁₉	۶۲۵/۰	۰/۰۱۳	۶۰۰	۵۰۰۰/۰	۱/۸۳
I ₂₀	۶۲۵/۰	۰/۰۰۵	۶۰۰	۲۰۰۰/۰	۰/۷۳
I ₂₁	۶۲۵/۰	۰/۰۰۹	۵۰۰	۲۷۷۷/۸	۱/۰۱
I ₂₂	۶۸۷/۵	۰/۰۱۱	۳۰۰	۲۳۵۷/۱	۰/۸۶
I ₂₃	۱۱۲۵/۰	۰/۰۱۳	۲۰۰	۳۰۰۰/۰	۱/۱۰
کل ورودی				۸۹۷۵۱/۶	۳۲/۴۶
O ₁	۶۲۵/۰	۰/۰۱۳	۳۰۰	۲۵۰۰/۰	۰/۹۱
O ₂	۷۵۰/۰	۰/۰۱۳	۶۵۰	۶۵۰۰/۰	۲/۳۷
O ₃	۸۱۲/۵	۰/۰۱۳	۷۵۰	۸۱۲۵/۰	۲/۹۷
کل خروجی				۱۷۱۲۵/۰	۶/۲۵



شکل ۴-۲۱: موقعیت رودخانه‌ها در محدوده آبخوان الشتر

۴-۶-۳- تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی

با توجه به این که عمده آب استحصال شده از آبخوان به مصرف کشاورزی می‌رسد، مقدار تبخیر و تعرق از سطح آب زیرزمینی معادل ۸۰ درصد میزان بهره‌برداری (با فرض ۲۰ درصد آب برگشتی) از چاه‌های پمپاژ در نظر گرفته شده است. در منطقه مورد مطالعه ۳۲۲ حلقه چاه موجود می‌باشد. میانگین کل خروجی ناشی از پمپاژ چاه‌های بهره‌برداری برابر با ۴۹/۲۲ میلیون متر مکعب می‌باشد. بنابراین مقدار تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی (ET^g_w) در آبخوان برابر با ۳۹/۳۷ میلیون متر مکعب می‌باشد. این نحوه محاسبه به دلیل رابطه مفروض بیلان (معادله ۴-۳) بوده که در آن پمپاژ از آب زیرزمینی لحاظ نشده است. به عبارت دیگر با توجه به استفاده اصلی آب پمپاژ شده برای مصارف کشاورزی، میزان تبخیر و تعرق معادل پمپاژ منهای آب برگشتی کشاورزی در نظر گرفته شده است.

۴-۶-۴- تغییرات ذخیره

تغییر در حجم ذخیره با استفاده از معادله (۳-۳) محاسبه می‌شود. مقدار افت در دوره زمانی ۱۲ ساله (۸۱-۹۳) برای آبخوان الشتر با استفاده از هیدروگراف معرف ترسیم شده (شکل ۴-۴) حدود یک متر و میانگین آبدهی ویژه در آبخوان با توجه به بافت غالب خاک در لاگ‌های حفاری برابر با ۰/۰۵ می‌باشد. بر این اساس مقدار تغییر حجم ذخیره در آبخوان ۶/۴۱- میلیون مترمکعب محاسبه شد.

۴-۶-۵- تخمین تغذیه به روش بیلان آب

پس از محاسبه اجزاء بیلان مقدار میانگین تغذیه طبیعی سالانه به آبخوان با استفاده از معادله (۴-۳) محاسبه شده که برابر با ۲۲/۵ میلیون مترمکعب می‌باشد.

$$R = 6.25 - 32.46 + 15.76 + 39.37 - 6.41$$

$$R = 22.5 \text{MCM/y}$$

۴-۷- مقایسه روش‌های مختلف تخمین تغذیه به آبخوان الشتر

مقدار تغذیه به آبخوان الشتر با استفاده از روش‌های مختلف نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب محاسبه شده که در جدول (۴-۹) ارائه شده است. براساس مقادیر ارائه شده نتایج زیر استنباط می‌گردد:

- حداکثر مقدار تغذیه مربوط به روش نوسانات سطح ایستابی بوده که برابر با ۲۸/۳ میلیون متر مکعب در سال و معادل ۴۶ درصد بارش سالیانه می‌باشد.
- کمترین مقدار تغذیه مربوط به روش بیلان جرمی کلر و معادل ۱۵ درصد بارش سالیانه محاسبه شده است.
- تغذیه برآورد شده به روش بیلان آب (۲۲/۵ میلیون مترمکعب در سال معادل ۳۷ درصد بارش سالیانه) و نوسانات سطح ایستابی تقریباً مشابه می‌باشند.

با توجه به این نتایج و در راستای ارائه مقادیر تغذیه معرف آبخوان الشتر توضیحات زیر ارائه می‌گردد.

۱- تخمین حداقل تغذیه به روش بیلان جرمی کلر احتمالاً مرتبط با افزایش غلظت کلر در اثر تبخیر از سطح ایستابی و همچنین فعالیت‌های کشاورزی بوده و بنابراین استفاده از مقادیر آن در تخمین تغذیه به آبخوان الشتر با توجه به رفتار واکنشی (non- conservative) کلر توصیه نمی‌شود.

۲- روش نوسانات سطح ایستابی که حداکثر میزان تغذیه را برآورد نموده است، احتمالاً معرف کل تغذیه به آبخوان (مجموع تغذیه ناشی از بارش و آب برگشتی ناشی از مصارف کشاورزی، صنعتی و شرب) بوده و بنابراین استفاده از آن می‌تواند نشان دهنده کل تغذیه سالانه به آبخوان باشد. این مقدار را می‌توان به عنوان حداکثر تغذیه سالانه به آبخوان در نظر گرفت.

۳- تغذیه محاسبه شده به روش بیلان تقریباً مشابه مقادیر برآورد شده به روش نوسان سطح ایستابی بوده و بنابراین ضمن تأیید نتایج این روش می‌تواند به عنوان میانگین تغذیه ناشی از بارش به آبخوان الشتر در نظر گرفته شود.

۴- با توجه به عدم قطعیت‌های رایج در محاسبه تخمین تغذیه به روش‌های مختلف بر مبنای نتایج این تحقیق ۳۵ تا ۴۰ درصد را می‌توان به عنوان ضریب تغذیه ناشی از بارش برای آبخوان الشتر پیشنهاد نمود.

جدول ۴-۹: مقایسه مقادیر تخمین تغذیه به روش‌های مختلف در آبخوان الشتر

روش تخمین تغذیه	مقدار تغذیه (میلیون متر مکعب در سال)	درصد تغذیه از بارش
نوسانات سطح ایستابی	۲۸/۳	۴۶
بیلان جرمی کلر	۱۰	۱۵
بیلان آب	۲۲/۵	۳۷

فصل پنجم

نتیجه گیری و پیشنهادها

۵-۱- مقدمه

در این مطالعه تغذیه به آبخوان الشتر با استفاده از سه روش نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب تخمین زده شده است. در این فصل نتایج تحقیق ارائه شده و در پایان پیشنهادهایی جهت مطالعات آتی ارائه می‌گردد.

۵-۲- نتایج

۱- با توجه به موقعیت، مقادیر افت و نوسانات سطح ایستابی، پیزومترهای واقع شده در آبخوان الشتر در گروه‌های پیزومترهای غربی (نرخ افت سالانه ۰/۹۶ متر)، پیزومترهای شرقی (نرخ افت سالانه ۰/۳۷ متر) و پیزومترهای مرکزی آبخوان (نرخ افت سالانه ۰/۱۳) تقسیم شده‌اند. کمترین نرخ افت مربوط به پیزومترهای واقع در مرکز آبخوان می‌باشد.

۲- هیدروگراف معرف آبخوان الشتر دارای دو روند مشخص می‌باشد. روند اول صعودی بوده که از اول دوره آماری شروع شده و تا فروردین ۸۷ ادامه می‌یابد. مقدار خیز سطح ایستابی در این دوره آماری ۱/۳۷ متر اندازه‌گیری شده است. روند دوم نزولی بوده که از فروردین ۸۷ شروع شده و تا پایان دوره آماری ادامه می‌یابد. مقدار افت سطح ایستابی در این دوره ۶/۱۵ متر می‌باشد. در روند دوم افت شدیدی از فروردین ۸۷ تا مهر ۸۸ مشاهده می‌شود. هیدروگراف معرف آبخوان روند کلی نزولی را نشان می‌دهد. در شرایط فعلی در آبخوان الشتر نرخ افت سالیانه حدود یک متر می‌باشد.

۳- بررسی رابطه تغییرات سطح ایستابی و بارش در آبخوان الشتر نشان می‌دهد که روند صعودی سطح ایستابی از ابتدای دوره آماری تا فروردین ۸۷ و روند نزولی سطح ایستابی از فروردین ۸۷ تا پایان دوره آماری منطبق بر تغییرات بارش می‌باشد.

۴- بررسی تغییرات دما در منطقه مورد مطالعه نشان دهنده افزایش تدریجی دمای سالیانه بوده که می‌تواند سبب افزایش تبخیر از سطح ایستابی در ناحیه مرکزی و جنوب آبخوان که سطح آب

زیرزمینی به سطح زمین نزدیک است، شده و همین‌طور ضمن افزایش نیاز آبی و بنابراین برداشت بیشتر سبب افت سطح ایستابی در آبخوان الشتر شود.

۵- مقدار آبدهی ویژه در آبخوان الشتر، براساس نتایج دانه‌بندی در لاگ حفاری پیژومترها، در حاشیه آبخوان با رسوبات ماسه‌ای حدود ۸ درصد بوده که به سمت خروجی آبخوان با رسوبات دارای بافت رسی و سیلتی به حدود ۴ درصد تغییر می‌یابد. با توجه به محاسبات متوسط آبدهی ویژه آبخوان حدود ۵ درصد تخمین زده می‌شود.

۶- کمترین بالآمدگی سالانه سطح ایستابی ناشی از تغذیه، در پیژومترهای واقع در ناحیه مرکزی آبخوان که در اطراف رودخانه اصلی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود. میزان خیز سطح ایستابی در دوره آماری ۸۲ تا ۹۳ روند افزایشی دارد. در طول دوره آماری با توجه به هیدروگراف واحد آبخوان سطح آب در آبخوان افت داشته، بنابراین به نظر می‌رسد ظرفیت آبخوان برای ورود آب بیشتر شده و در نتیجه بالآمدگی (خیز) سطح آب زیرزمینی در آبخوان در طول دوره آماری افزایش یافته است.

۷- با توجه به مقدار آبدهی و بالآمدگی بدست آمده مقدار تغذیه به آبخوان الشتر با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی محاسبه گردید. بیشترین مقدار تغذیه در سال آبی ۸۹-۸۸ با بارش ۶۰۵ میلی‌متر برابر با ۳۸/۲۵ میلیون مترمکعب و کمترین تغذیه در سال آبی ۸۷-۸۶ با بارش ۳۸۳/۵ میلی‌متر برابر با ۱۸/۴ میلیون مترمکعب رخ داده است. مقدار میانگین تغذیه سالانه به آبخوان الشتر برابر با ۲۸/۳ میلیون مترمکعب (۴۶ درصد بارش) می‌باشد.

۸- میانگین غلظت کلر در آب زیرزمینی ۴۰/۲۳ میلی‌گرم بر لیتر و متوسط کلر بارش برابر ۶/۴ میلی‌گرم بر لیتر اندازه‌گیری گردید. مقدار تغذیه محاسبه شده با استفاده از روش بیلان جرمی کلر حدود ۱۰ میلیون متر مکعب (۱۵ درصد بارش) برآورد شد.

۹- معادله بیلان آب برای تخمین تغذیه به آبخوان الشتر با مساحت ۱۲۸/۲۷ کیلومترمربع مورد استفاده قرار گرفت. مؤلفه‌های مهم در معادله بیلان شامل جریان‌های زیرزمینی ورودی و

خروجی به آبخوان، خروجی ناشی از زهکشی آب زیرزمینی، تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی و تغییرات در ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد. بر این اساس مقدار تغذیه سالانه با استفاده از این روش ۲۲/۵ میلیون متر مکعب (۳۷ درصد بارش) برآورد گردید.

۱۰- مقایسه روش‌های مختلف تخمین تغذیه به آبخوان الشتر نشان می‌دهد که بیشترین تخمین تغذیه سالانه مربوط به روش نوسانات سطح ایستابی و کمترین آن‌ها مربوط به روش بیلان جرمی کلر می‌باشد. با توجه به رفتار واکنشی کلر در آبخوان استفاده از نتایج روش بیلان جرمی کلر در آبخوان الشتر توصیه نمی‌شود.

۱۱- تغذیه محاسبه شده به روش بیلان تقریباً مشابه مقادیر برآورد شده به روش نوسان سطح ایستابی بوده و بنابراین ضمن تأیید نتایج این روش می‌تواند به عنوان میانگین تغذیه ناشی از بارش به آبخوان الشتر در نظر گرفته شود.

۱۲- با توجه به عدم قطعیت‌های رایج در محاسبه تخمین تغذیه به روش‌های مختلف بر مبنای نتایج این تحقیق ۳۵ تا ۴۰ درصد را می‌توان به عنوان ضریب تغذیه ناشی از بارش برای آبخوان الشتر پیشنهاد نمود.

۳-۵- پیشنهادها

۱- با توجه به لزوم تعیین ضرایب هیدرودینامیکی (S و T) در محاسبات تخمین تغذیه، انجام آزمون‌های پمپاژ جهت اندازه‌گیری این ضرایب در آبخوان الشتر پیشنهاد می‌گردد.

۲- به منظور برآورد دقیق‌تر زهکشی آب زیرزمینی به رودخانه الشتر تجهیز ایستگاه‌های هیدرومتری جهت اندازه‌گیری آبدهی در محل ورودی و خروجی رودخانه‌های اصلی در محدوده آبخوان پیشنهاد می‌گردد.

۳- با توجه به افت سالانه حدود یک متر در آبخوان الشتر مدیریت بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی پیشنهاد می‌گردد.

منابع

جعفری هادی، رئیسی عزت ا... (۱۳۹۰)، " تخمین تغذیه ناشی از آبیاری به آبخوان هرات در استان یزد " سی‌امین گردهمایی علوم زمین، وزارت صنعت و معدن تجارت سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سعادت‌ی حسین، اسماعیلی اباذر، شریفی فرود، مهدوی محمد، احمدی حسن (۱۳۸۸) " برآورد تغذیه و تغییرات حجم مخزن آب زیرزمینی دشت هشتگرد بوسیله بیلان آبی و ردیابی شیمیایی " پنجمین همایش ملی علوم و مهندسی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، انجمن آبخیزداری ایران. کرمی غلامحسین (۱۳۸۹)، "مطالعات برآورد ضرایب هیدرودینامیکی دشت سمنان"- ایوانکی شرکت آب منطقه‌ای سمنان.

کرمی غلامحسین (۱۳۹۰)، " بررسی آزمون‌های پمپاژ چاه‌های استان قم"، شرکت آب منطقه‌ای استان قم.

مهندسین مشاور سنگاب زاگرس (۱۳۹۱)، "گزارش توجیهی تخصیص منابع آب محدوده مطالعاتی الشتر" شرکت آب منطقه‌ای لرستان، وزارت نیرو.

ندری فاطمه، جعفری هادی (۱۳۹۵)، " بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی آبخوان دشت الشتر" اولین کنفرانس بین‌المللی آب، محیط زیست و توسعه پایدار گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی، دانشگاه محقق اردبیلی.

- Allison, G B et al. 1990. "Land Clearance and River Salinisation in the Western MurrayBasin, Australia." *Journal of Hydrology* 119(1-4): 1–20.
- Delin, Geoffrey N, Richard W Healy, David L Lorenz, and John R Nimmo. 2007. "Comparison of Local-to Regional-Scale Estimates of Ground-Water Recharge in Minnesota, USA." *Journal of Hydrology* 334(1): 231–49.
- Demlie, Molla. 2015. "Assessment and Estimation of Groundwater Recharge for a Catchment Located in Highland Tropical Climate in Central Ethiopia Using Catchment Soil Water Balance (SWB) and Chloride Mass Balance (CMB) Techniques." *Environmental Earth Sciences* 74: 1137–50. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-015-4099-y>.
- Diouf, Ousmane Coly et al. 2012. "Combined Uses of Water-Table Fluctuation (WTF), Chloride Mass Balance (CMB) and Environmental Isotopes Methods to Investigate Groundwater Recharge in the Thiaroye Sandy Aquifer (Dakar, Senegal)." *African Journal of Environmental Science and Technology* 6(11): 425–37.
- Dunne, Thomas, Weihua Zhang, and Brian F Aubry. 1991. "Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff." *Water Resources Research* 27(9): 2271–85.
- Fan, Junliang, Kasper T. Oestergaard, Adrien Guyot, and David A. Lockington. 2014. "Estimating Groundwater Recharge and Evapotranspiration from Water Table Fluctuations under Three Vegetation Covers in a Coastal Sandy Aquifer of Subtropical Australia." *Journal of Hydrology* 519([Phttp://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.039](http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.039)).
- Gurdak, Jason J, and Cassia D Roe. 2009. *Recharge Rates and Chemistry beneath Playas of the High Plains Aquifer: A Literature Review and Synthesis*. US Geological Survey.
- Hagedorn, Benjamin et al. 2011. "Estimating Recharge in Fractured Aquifers of a Temperate Humid to Semiarid Volcanic Island (Jeju, Korea) from Water Table Fluctuations, and Cl, CFC-12 and 3 H Chemistry." *Journal of Hydrology* 409(3): 650–62.
- Healy, Richard W. 2010. *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press.
- Healy, Richard W, Thomas C Winter, James W LaBaugh, and O Lehn Franke. 2007. 1308 Water Budgets: Foundations for Effective Water-Resources and Environmental Management. US Geological Survey Reston.
- Houston, John. 2007. "Recharge to Groundwater in the Turi Basin, Northern Chile : An

- Evaluation Based on Tritium and Chloride Mass Balance Techniques.”: 534–44.
- Huntington, Thomas G. 2006. “Evidence for Intensification of the Global Water Cycle: Review and Synthesis.” *Journal of Hydrology* 319(1): 83–95.
- Johnson, Arnold Ivan. 1967. *Specific Yield: Compilation of Specific Yields for Various Materials*. US Government Printing Office.
- Lee, Jin-Yong, Myeong-Jae Yi, and Daekyoo Hwang. 2005. “Dependency of Hydrologic Responses and Recharge Estimates on Water-Level Monitoring Locations within a Small Catchment.” *Geosciences Journal* 9(3): 277–86.
- Maxwell, Reed M, and Stefan J Kollet. 2008. “Interdependence of Groundwater Dynamics and Land-Energy Feedbacks under Climate Change.” *Nature Geoscience* 1(10): 665–69.
- McNamara, James P. 2005. “An Assessment of the Potential for Using Water and Chloride Budgets to Estimate Groundwater Recharge in Granitic, Mountain Environments.” *Final report*.
- Obuobie, Emmanuel. 2008. *Estimation of Groundwater Recharge in the Context of Future Climate Change in the White Volta River Basin, West Africa*. Citeseer.
- Obuobie, Emmanuel, Bernd Diekkrueger, and Barbara Reichert. 2010. “Use of Chloride Mass Balance Method for Estimating the Groundwater Recharge in Northeastern Ghana.” *International Journal of River Basin Management* 8(3-4): 245–53.
- Rosenberg, Norman J, Blaine L Blad, and Shashi B Verma. 1983. *Microclimate: The Biological Environment*. John Wiley & Sons.
- Saghravani, Seyed Reza, Ismail Yusoff, Wan Zakaria Wan Md Tahir, and Zainudin Othman. 2015. “Comparison of Water Table Fluctuation and Chloride Mass Balance Methods for Recharge Estimation in a Tropical Rainforest Climate: A Case Study from Kelantan River Catchment, Malaysia.” *Environmental Earth Sciences* 73(8): 4419–28.
- Scanlon, Bridget R, Richard W Healy, and Peter G Cook. 2002. “Choosing Appropriate Techniques for Quantifying Groundwater Recharge.” *Hydrogeology Journal* 10(1): 18–39.
- Sharif, S M Shahed, and Sajal Kumar Adhikary. “Analytical Assessment Of Groundwater Recharge Potential for the Ganges-Kobadak (GK) irrigation project area.”
- Stonestrom, David A, and James R Harrill. 2007. *Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States-Climatic and Geologic Framework*. Geological Survey (US).

- Sumioka, S S, and Henry Hubert Bauer. 2003. *Estimating Ground-Water Recharge from Precipitation on Whidbey and Camano Islands, Island County, Washington, Water Years 1998 and 1999*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Tindall, James A, James R Kunkel, and Dean E Anderson. 1999. 3 *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*. Prentice Hall Upper Saddle River, NJ.
- Todd, D K, and L W Mays. 2005. "Groundwater Hydrology." Third Edition, John Wiley & Sons, Inc."
- Touhami, Issam et al. 2015. "Assessment of Climate Change Impacts on Soil Water Balance and Aquifer Recharge in a Semiarid Region in South East Spain." *Journal of Hydrology* 527: 619–29.
- Türker, Umut, Bahaa S Alsalabi, and Temel Rızza. 2013. "Water Table Fluctuation Analyses and Associated Empirical Approach to Predict Spatial Distribution of Water Table at Yeşilköy/AgiosAndronikos Aquifer." *Environmental earth sciences* 69(1): 63–75.
- Varni, Marcelo, Rocío Comas, Pablo Weinzettel, and Sebastián Dietrich. 2013. "Application of the Water Table Fluctuation Method to Characterize Groundwater Recharge in the Pampa Plain, Argentina." *Hydrological Sciences Journal* 58(7): 1445–55.
- Zheng, Chunmiao, and Gordon D Bennett. 2002. 2 *Applied Contaminant Transport Modeling*. Wiley-Interscience New York.

Abstract

Estimating recharge is one of the major issues in management of groundwater resources. In this study the recharge quantity into alluvial unconfined aquifer of Aleshter with an area of about 128 km² was estimated. In this regard, three methods including water table fluctuation (WTF), chloride mass balance (CMB) and water balance were used. Investigating 12-year groundwater hydrograph of Aleshtar aquifer shows a decreasing trend with time. In the current situation, the annual rate of water table decline is about one meter. In order to estimate recharge value using water-table fluctuation method, the value of 0.05 was considered for specific yield based on dominant soil texture in drilling logs and the value of annual recharge into the aquifer was estimated at 28.3 million cubic meters (46% of annual precipitation). Temporal variations of recharge show an increasing trend with time. This is probably related to the increase in capacity of the aquifer to receive recharging water due the decline in water table. The average concentration of chloride ion in groundwater and rainfall were measured at 40.23 and 6.4 mg/l, respectively. Recharge value was calculated about 10 million cubic meters (15% of annual precipitation) using chloride mass balance method. The amount of annual recharge using water balance method was estimated about 22.5 million cubic meters (37% of annual precipitation). Due to the uncertainties in recharge estimation by different methods, rainfall recharge coefficient of 35 to 40 percent was introduced for Aleshter aquifer.

Keywords: Recharge, water table fluctuation, chloride mass balance, water balance, Aleshter.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Hydrogeology

Temporal variation of recharge to Alashtar alluvial aquifer, lorestan
province

By:

Ziba Arabi Javanmard

Supervisor:

Dr. Hadi Jafari

February 2017