



## بررسی تأثیر پذیری سطح آب زیرزمینی از نشت و نفوذ در کانال‌های انتقال آب (مطالعه موردی: بلداجی)

احسان توکلی<sup>۱\*</sup>، بهزاد قربانی<sup>۲</sup>، مهدی رادفر<sup>۳</sup>، حسین صمدی بروجنی<sup>۴</sup> و بیژن قهرمان<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup>- نویسنده مسئول، فارغ‌التحصیل دکتری آبیاری و زهکشی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد و عضو باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، واحد

مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران. eh\_ta84@yahoo.com

<sup>۲</sup>- دانشیار دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد.

<sup>۳</sup>- استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد.

<sup>۴</sup>- استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد.

<sup>۵</sup>- استاد دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد.

پذیرش: ۱۳۹۶/۹/۲۷

بازنگری: ۱۳۹۶/۹/۲۰

دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۱۸

### چکیده

آب زیرزمینی منبع اصلی تأمین آب آشامیدنی بیش از ۱/۵ میلیارد نفر در سراسر جهان، از جمله مناطق خشک و نیمه‌خشکی چون ایران است. پژوهش حاضر با هدف بررسی تأثیر نشت و نفوذ بر تغذیه آب زیرزمینی، در شرایط قرارگیری تراز سطح ایستابی در اعماق متفاوت انجام شده است. برای انجام این پژوهش، کانال خاکی بلداجی با خاک لومی، در شهرستان بروجن استان چهارمحال و بختیاری، به‌عنوان نمونه اصلی انتخاب شد. ابعاد این کانال براساس روابط تشابه ابعادی و با در نظر گرفتن مقیاس ۱/۱۳ به مدل آزمایشگاهی واقع در آزمایشگاه مکانیک خاک دانشگاه شهرکرد و در کانالی با شیب ثابت، طول یک متر و عرض ۰/۵۹ متر انتقال یافت. در این پژوهش، ۹ دبی (بین ۴۰ تا ۱۶۱ لیتر در ثانیه) و چهار سطح ایستابی (۰/۷۵، ۰/۸، ۰/۸۵ و ۰/۹ متر از سطح خاک) به دبی قابل کاربرد در مدل تبدیل شد. کلیه آزمایش‌ها برای دو مقطع مثلثی و دوزنقه و در سه تکرار انجام گردید. نتایج مدل فیزیکی آزمایشگاه نشان داد نفوذ آب از کانال باعث بالا آمدن سطح آب زیرزمینی بین ۳/۵ تا ۱۱ سانتی‌متر می‌گردد. مقادیر تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از روش بیلان آب محاسبه شد و نتایج نشانگر تخمین‌های نامطلوب این روش برای هر دو مقطع مثلث و دوزنقه است ( $R^2$  بزرگتر از ۰/۷۲ و ۰/۶۲ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث؛ RMSE بزرگتر از ۱۶۶ و ۱۵۷ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث؛ و MAE بزرگتر از ۱۵۴ و ۱۴۲ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث). بنابراین، این روش برای تخمین تغذیه در منطقه بروجن پیشنهاد نمی‌شود.

کلیدواژه‌ها: کانال خاکی، مدل‌سازی فیزیکی، تشابه ابعادی، روش بیلان آب.

### مقدمه

تعیین سرنوشت آب نفوذ کرده از کانال از مسائل مهم در مدیریت آب‌های سطحی و زیرزمینی است. معمولاً سیستم‌های آبیاری و کانال‌های انتقال آب در مناطقی که بارش و تغذیه طبیعی کم است، احداث و استفاده می‌شوند. بنابراین، تغذیه آب زیرزمینی از کانال و مزرعه در مقایسه با تغذیه از بارش، نسبتاً بیشتر است (Winter et al. 1998). مطالعه‌های مختلف نشان داده که منشأ تغذیه آب زیرزمینی که سبب بالا آمدن سطح آب می‌شود، نشت از کانال‌های آبیاری (Helmus et al., 2009; Xu et al., 2011) یا نفوذ از اراضی فاریاب (Fernald et al., 2007; Ochoa et al. 2007; Xu et al. 2011) به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک است (Ochoa et al. 2013).

در بسیاری موارد، مسیر نفوذ آب از کف کانال تا سطح ایستابی به‌وسیله محیط متخلخل غیراشباع با نفوذپذیری کم محدود می‌شود. بنابراین تغذیه واقعی به سیستم آبخوان، ممکن است کمتر از تغذیه

آب زیرزمینی منبع اصلی تأمین آب آشامیدنی بیش از ۱/۵ میلیارد نفر در سراسر جهان و تقریباً تنها منبع آب برای چندین شهر دنیا از جمله جاکارتا، لیما و مکزیکوسیتی است (Sampat, 2000). نتایج تحقیقات در جیرفت کرمان نشان داد که اگر روند کنونی بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی ادامه یابد، سطح آب‌های زیرزمینی این شهرستان طی چهار سال و نیم آینده حدود ۶/۶۸ متر کاهش می‌یابد (Amirtaimoori, 2016). قابلیت تجدید و احیای سیستم آب زیرزمینی، که پارامتری کلیدی در تعیین آینده پایدار این سامانه است، به شدت به کمیت و کیفیت تغذیه آبخوان وابسته می‌باشد (Yamanaka et al. 2011). عوامل متعددی در اختلاط آب سطحی و زیرزمینی مؤثر هستند. تحقیقات (Azari et al. 2015) نشان داد در بین این عوامل ضریب گذردهی بستر رودخانه، مقدار تغذیه روی دشت و هدایت هیدرولیکی آبخوان بیشترین اثر را دارند.

استفاده از داده‌های چندین آبیاری و سطح پیژومتریک به ارزیابی اثرات نشت بر تغذیه آبخوان کم‌عمق در شمال نیومکزیکو پرداختند. عمق سطح ایستابی در منطقه مورد مطالعه از ۱/۵ تا ۱۰ متر در بخش فاریاب و از ۱۰ تا ۳۰ متر در بخش خشک متغیر بود. روش‌های بیلان آب (Water balance method) و روش نوسان سطح ایستابی برای تخمین تغذیه آبخوان در مقیاس مزرعه (کمتر از یک هکتار) استفاده شد. نتایج نشان داد روش بیلان آب نسبت به روش نوسان سطح ایستابی تمایل به بیش‌برآورد تغذیه آبخوان دارد. Sobowale et al. (2014) پتانسیل تغذیه آبخوان را در مناطق

نیمه‌خشک نیجریه بررسی کردند. در مطالعه ایشان، تغذیه آب زیرزمینی به‌صورت روزانه و برای مدت سه سال با استفاده از روش نوسان سطح ایستابی برآورد گردید و نتایج نشان داد که محدوده تغییرات تغذیه از ۱۷ تا ۳۲ میلی‌متر در روز برای مزارع کشاورزی متغیر است. این پژوهشگران گزارش کردند که به‌طور متوسط هشت میلیمتر آب به‌صورت روزانه از طریق آبیاری و بارش به منبع آب زیرزمینی افزوده شده است. Demlie (2015) دو روش بیلان آب خاک و بیلان جرمی کلراید را به‌منظور کمی کردن و تحلیل تغذیه آب زیرزمینی در حوضه آبریز آکاکو، در مرکز اتیوپی، با یکدیگر مقایسه نمود. مقدار تغذیه به‌دست آمده از روش بیلان بسیار کمتر از روش دیگر بود که بیانگر اهمیت مسیر جریان ترجیحی در مکانیسم تغذیه است که روش بیلان آن را در نظر نگرفته است. نتایج این مطالعه نشان دهنده اهمیت این واقعیت است که چندین روش تخمین تغذیه برای درک و شناخت ساختارهای احتمالی تغذیه و رسیدن به مقدار قابل قبول، نیاز است.

با توجه به پیچیدگی‌های موجود بر سر راه بررسی رفتار آب در زیرزمین و همچنین به‌منظور اطمینان از صحت نتایج به‌دست آمده، گریزی از مدل کردن برهمکنش آبخوان و کانال در مقیاس آزمایشگاه نیست. برای مدل‌سازی این پدیده‌ها، نخست باید اصول تشابه ابعادی را مورد مطالعه قرار داد.

از مطالعاتی که با استفاده از مدل فیزیکی برای شبیه‌سازی رفتار هیدرولیکی جریان استفاده شده، می‌توان به بررسی نوسانات سطح ایستابی و خصوصیات هیدرولیکی خاک Samani و Fathi (2005)، مدل‌سازی جریان نشت به چاه افقی Chen et al. (2003) و بررسی جریان در آبخوان آزاد در نزدیکی یک مرز نشت Simpson et al. (2003) اشاره کرد. بررسی منابع انجام‌شده حاکی از آنست که تاکنون از تشابه ابعادی و مدل‌سازی فیزیکی برای تخمین نشت از کانال و تاثیر بر آب زیرزمینی استفاده نشده است. بنابراین، از آنجاکه کمی کردن درست تغذیه آبخوان و درک صحیح از برهمکنش‌های بین آب سطحی و زیرزمینی در مناطق با محدودیت آب، برای درک بهتر ظرفیت آبخوان به منظور تامین نیاز آب زیرزمینی ضروری است، هدف پژوهش حاضر، بررسی

پتانسیل باشد (Rushton, 2003). روش‌های زیادی برای بررسی برهمکنش آب سطحی و زیرزمینی به‌وسیله پژوهشگران مختلف ارایه شده است (Scanlon et al., 2002). روش‌های کمی کردن تغذیه آب زیرزمینی به سه گروه براساس داده‌های آب سطحی، منطقه غیراشباع و منطقه اشباع تقسیم می‌شوند. در هر منطقه، این روش‌ها به نگرش‌های فیزیکی، ردیاب‌ها (ردیاب‌های شیمیایی یا ایزوتوپ‌ها (مثل برماید)، ردیاب‌های تاریخی (مانند آلاینده‌ها یا آزمایش‌های هسته‌ای) و ردیاب‌های زیستی و مدل‌سازی عددی تقسیم‌بندی می‌گردند (Scanlon et al., 2002).

تخمین تغذیه آب زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌تواند دشوار باشد، زیرا در این مناطق مقدار تغذیه معمولاً در مقایسه با بارش یا تبخیر تعرق سالانه کم است (Scanlon et al., 2002). فرایندهای تغذیه از محلی به محل دیگر تغییر می‌کنند؛ بنابراین، شناسایی مکانیسم‌های احتمالی جریان و عوامل مهم موثر بر تغذیه در محل پیش از تصمیم‌گیری درباره روش تخمین، ضروری است (Lerner et al., 1990).

عدم قطعیت‌های موجود در محاسبه تغذیه آبخوان با روش‌های مختلف، اهمیت استفاده از چندین روش را برای افزایش اعتبار تخمین‌های تغذیه، برجسته می‌کند (Healy and Cook, 2002; Nimmo et al. 2003). با این وجود، در بیشتر کشورهای توسعه‌یافته، داده‌های قابل اطمینان اندک هستند (Swenson and Wahr, 2009) و به ندرت بیش از یک روش مورد استفاده قرار می‌گیرد. Willis et al. (1997) مطالعه‌ای در مزارع تحت آبیاری استرالیا در دو خاک مختلف به‌منظور پی بردن به میزان تغذیه آب زیرزمینی انجام شده و محققان از سه روش بیلان آب، محاسبات فلاکس داری و مدل‌سازی بیلان جرمی کلراید استفاده کردند. در مطالعه Meijer et al. (2006) که در یک طرح آبیاری در جنوب سریلانکا انجام شد، نشان داده شد که نشت از کانال در فصول خشک مشارکتی حدود ۵۵ تا ۷۵ درصدی در تغذیه آب زیرزمینی دارد. Fernald و Guldan (2006) در پروژه‌های مطالعاتی به تعیین اثرات برهمکنش آب سطحی-زیرزمینی بر بیلان هیدرولوژیکی و کیفیت آب در نیومکزیکو پرداختند. در مطالعه Yin et al. (2011)، چندین روش از جمله روش نوسان سطح ایستابی (Water table fluctuation method)، قانون داری در منطقه اشباع و بیلان آب برای تخمین تغذیه در فلات اردوس چین، مورد استفاده قرار گرفت. Obuobie et al. (2012) روش نوسان سطح ایستابی را در حوضه رودخانه وایت ولتا در کشور غنا (به وسعت تقریبی ۴۶۰۰۰ کیلومتر مربع) به‌منظور تخمین نوسانات فصلی آب زیرزمینی و به دنبال آن برآورد تغذیه آب زیرزمینی برای سال‌های ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷، به‌کار گرفتند. نتایج نشان داد که باران فصلی منبع اصلی تغذیه آبخوان بوده است. Ochoa et al. (2013) با

در این روابط  $V_r$  و  $Q_r$  به ترتیب نسبت دبی و سرعت مدل به نمونه اصلی می‌باشند.

تأثیرپذیری آب زیرزمینی از نشت و نفوذ در کانال خاکی در شرایط قرارگیری تراز سطح ایستابی در اعماق متفاوت است.

## مواد و روش‌ها

### تشابه ابعادی

برای شبیه‌سازی پدیده‌های فیزیکی در قالب مدل‌های فیزیکی یا آزمایشگاهی از تشابه ابعادی استفاده می‌گردد (Streeter and Wylie, 1979). برای تشابه هندسی از مقیاس طولی مشخص و مناسب استفاده می‌شود (معادله ۱).

$$L_r = \frac{L_m}{L_p} \quad (1)$$

که در آن،  $L_r$  نسبت طول مدل به نمونه اصلی،  $(L_p)$  طول در نمونه اصلی و  $(L_m)$  طول نظیر در مدل فیزیکی است.

بیشتر پدیده‌های هیدرولیکی، به‌ویژه در جریان‌های باز (سازه‌های هیدرولیکی، موج‌ها، مبدل‌های انرژی موج و ...) با استفاده از عدد فرود مدل‌سازی می‌شوند (Ettema, 2000; Heller, 2012). از سوی دیگر، در اینجا با توجه به این‌که مهم‌ترین پارامتر موثر نیروهای ثقلی است، از عدد فرود استفاده شد. به‌منظور بررسی اثرات مقیاسی مدل‌سازی فیزیکی، عدد رینولدز و عدد وبر نیز کنترل شد. عدد فرود  $(Fr)$ ، رینولدز  $(Re)$  و وبر  $(We)$  به ترتیب به‌صورت زیر تعریف می‌شوند (Chanson, 2004):

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{g \times L}} \quad (2)$$

$$Re = \frac{V \times D}{\nu} \quad (3)$$

$$We = \frac{V^2 \times \rho \times D}{\sigma} \quad (4)$$

که  $(V)$  سرعت متوسط (متر بر ثانیه) و  $(L)$  مقیاس طول (در اینجا عمق متوسط جریان)،  $(g)$  شتاب جاذبه (۹/۸۱ متر بر مجذور ثانیه)،  $(D)$  عمق هیدرولیکی (متر)،  $(\nu)$  لزجت سینماتیک ( $10^{-6}$  مترمربع بر ثانیه)،  $(\rho)$  دانسیته (۱۰۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب) و  $(\sigma)$  کشش سطحی آب (۰/۰۷۳۳ نیوتن بر متر) است.

از برابری عدد فرود در مدل و نمونه اصلی، رابطه (۵) و از آن رابطه (۶) حاصل می‌شود:

$$V_r = L_r^{1/2} \quad (5)$$

$$Q_r = L_r^{5/2} \quad (6)$$

### مطالعه‌های آزمایشگاهی

در این مطالعه، کانال درجه دو خاکی بلداجی در شهرستان بروجن استان چهارمحال و بختیاری واقع در طول جغرافیایی ۵۷ درجه و ۱۵ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۱ درجه و ۵۶ دقیقه شمالی و ارتفاع ۲۲۴۹ متر از سطح دریا (شکل ۱) به‌عنوان نمونه اصلی انتخاب شد. این کانال به شکل دوزنقه با ابعاد عرض کف، عرض بالا و عمق به ترتیب  $1/3$ ،  $4/442$  و  $0/40$  متر است. بافت خاک به روش هیدرومتری Gee و Bauder (1979) تعیین شد (جدول ۱). بافت خاک تا عمق سطح ایستابی که در  $6/79$  متری از سطح زمین قرار داشت، ثابت بود. برای تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع عمودی در خاک در محل نمونه اصلی از روش حلقه‌های نفوذ مضاعف استفاده شد (MPOIRI, 2001). مدت زمان آزمایش حلقه‌های نفوذ مضاعف در کانال خاکی بلداجی حدود ۲۴۰ دقیقه بود که پس از گذشت ۱۲۵ دقیقه نفوذ نهایی خاک حاصل شد. این آزمایش‌ها در سه تکرار انجام شد و مقدار هدایت هیدرولیکی تعیین گردید.

به‌منظور ساخت مدل آزمایشگاهی، حدود ۲۰۰۰ کیلوگرم خاک از کانال به آزمایشگاه مکانیک خاک دانشگاه شهرکرد منتقل شده و آزمایش‌های بررسی نشت و تأثیر بر سطح ایستابی در فلوم این آزمایشگاه (مدل) انجام شد. این فلوم، کانالی افقی با شیب ثابت و طول یک متر و عرض  $0/59$  متر بوده که دیواره سمت راست آن (در جهت جریان) از جنس پلکسی گلاس شفاف (با ضخامت ۵۰ میلی‌متر) و دیواره سمت چپ از جنس گالوانیزه است (شکل ۲). برای ایجاد یکنواختی در تراکم خاک، پس از ریختن هر لایه خاک به کمک غلتک، در جهت‌های مختلف و به میزان یکسان متراکم شد. سعی شد فلوم به گونه‌ای پر شود که جرم مخصوص ظاهری و تراکم خاک در تمام نقاط مدل ثابت باشد. به‌منظور بازگشت ساختمان خاک ریخته‌شده در مدل به حالت اولیه، خاک درون مدل یک بار با ورود آب از کف و به آرامی اشباع شد. سپس، خاک مدل به مدت یک هفته در شرایط طبیعی قرار داده شد تا بخشی از رطوبت خود را از دست بدهد. ابعاد کانال براساس روابط تشابه ابعادی و با در نظر گرفتن مقیاس مناسب (نسبت عرض سطح آب در مدل به عرض سطح آب در نمونه اصلی،  $L_r=0.13$ ) به فلوم انتقال یافت و دبی‌های نمونه اصلی با لحاظ کردن اصول تشابه ابعادی به دبی مدل تبدیل شد (جدول ۲). برای به حداقل رساندن اثرات مقیاسی بر روی نتایج حاصل از مدل‌سازی فیزیکی، پارامترهای عدد رینولدز و عدد وبر کنترل و مشخص شد در بازه قابل قبول قرار دارند (عدد رینولدز برای دبی‌های مورد استفاده بزرگتر از ۱۰۵ و عدد وبر بزرگتر از ۱۰۰

به فاصله ۰/۹، ۰/۸۵، ۰/۸ و ۰/۷۵ متر از سطح خاک مدل آزمایشگاهی) و دو سطح مقطع (مثلث و ذوزنقه) مورد بررسی قرار گرفت. مقطع ذوزنقه‌ای دارای ابعاد عرض کف، عرض بالا و عمق به ترتیب ۰/۱۷، ۰/۵۵ و ۰/۰۸۲ متر است و عرض بالا و عمق مقطع مثلثی به ترتیب ۰/۵۴ و ۰/۱۰۲ متر با Z برابر ۲/۶ می‌باشد.

به دست آمد (Chanson, 2004). برای اندازه‌گیری تلفات نشت از یک مخزن ۲۴۰ لیتری استفاده شد، چرخه آب از کانال به مخزن و سپس از مخزن به کانال انجام شد. این چرخه بسته تا انتهای زمان انجام آزمایش‌ها (چهار ساعت) ادامه داشت. به منظور بررسی اثر سطح ایستابی بر میزان نشت از کانال، چهار سطح ایستابی مختلف

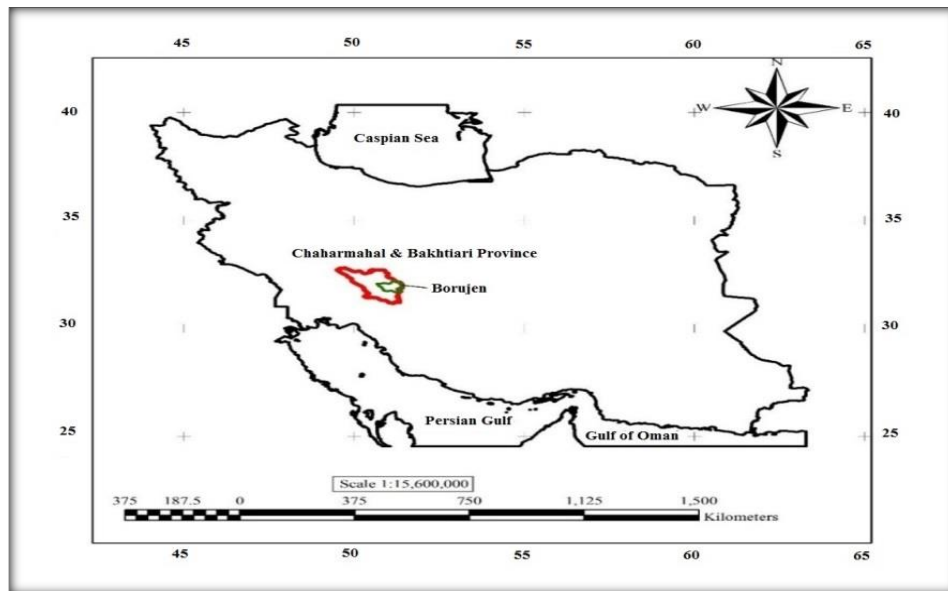


Fig. 1- Map of Borujen city location in Chaharmahal & Bakhtiari Province

شکل ۱- نقشه محل قرارگیری شهرستان بروجن در استان چهارمحال و بختیاری

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی خاک مورد استفاده

Table 1- Physical properties of used soil

Soil particles	Sand (%)	Clay (%)	Silt (%)	Sampling depth	Soil texture
Particles percent	44.5	26	29.5	0-7 m	Loam

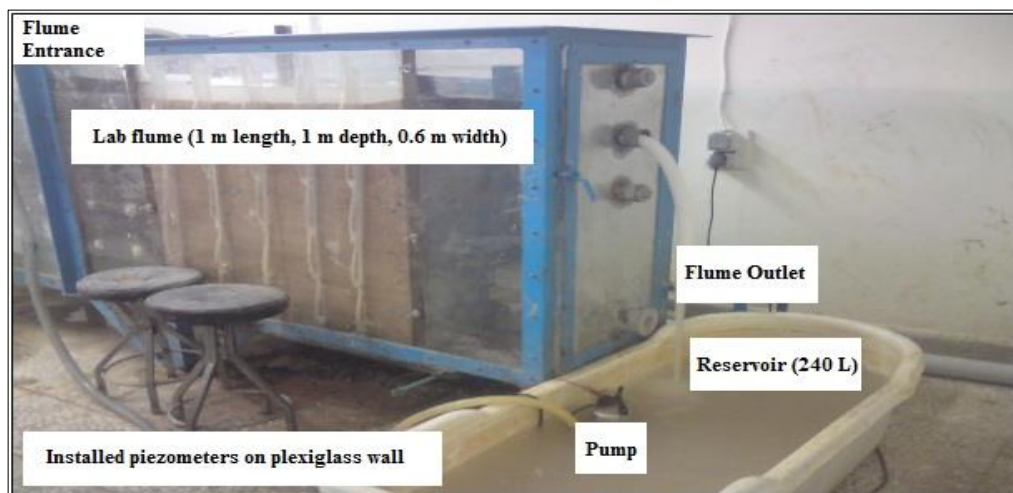


Fig. 2- Laboratory model in Soil Mechanics Lab of Shahrekord University

شکل ۲- مدل آزمایشگاهی در آزمایشگاه مکانیک خاک دانشگاه شهرکرد

جدول ۲- مشخصات هیدرولیکی نمونه اصلی و مدل

Table 2- Hydraulic properties of prototype and model

Title	Canal	Q1	Q2	Q3	Q4	Q5	Q6	Q7	Q8	Q9
Row/Dimension	-	L/s								
1	Boldaji	40	50	60	70	80	90	100	131	164
2	Lab model	0.25*	0.30	0.36	0.43	0.49	0.55	0.61	0.8	1.0

\* Calculated by eq. 6.

### برآورد میزان نشت و نفوذ و تغذیه از کانال

در این پژوهش روش سنجش دبی ورودی و خروجی از مدل آزمایشگاهی، روش حجمی بوده که با سه تکرار، در سه زمان (ابتدا، میانه و زمان قطع جریان) و به وسیله استوانه مدرج انجام شد. طول مدت انجام آزمایشها چهار ساعت در نظر گرفته شد که جریان ورودی به مدل، در ساعت سوم قطع گردید. مبنای اتمام آزمایش، رسیدن رطوبت به سطح ایستایی بود. نرخ تغذیه ناشی از نشت با استفاده از معادله بیلان آب به دست آمد (رابطه ۷) (Scanlon et al. 2003):

$$R = Q_{in} - Q_{out} - ET - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (7)$$

که  $R$  نرخ تغذیه،  $ET$  مقدار تبخیر تعرق تخمین زده شده و  $\Delta S$  تغییر در ذخیره رطوبتی خاک در زمان  $\Delta t$  (روز) است. تمامی مقادیر برحسب متر بر روز وارد معادله شدند. برای ارزیابی دقت نتایج، از معیارهای ضریب تعیین ( $R^2$ )، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین خطای مطلق (MAE) (به ترتیب معادله ۸، ۹ و ۱۰) استفاده شد.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (V_{inf} - S_i)^2}{\sum V_{inf}^2 - \frac{\sum S_i^2}{n}} \quad (8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (V_{inf} - S_i)^2}{n}} \quad (9)$$

$$MAE = \left( \sum_{i=1}^n |V_{inf} - S_i| \right) / n \quad (10)$$

که  $(V_{inf})$  حجم اندازه‌گیری شده نشت در دبی  $i$  ام (لیتر)،  $(S_i)$  نشت محاسبه شده در دبی  $i$  ام (لیتر) و  $(n)$  تعداد داده‌های مورد بررسی است. براساس نه دبی مورد استفاده در مدل آزمایشگاهی (۰/۲۵، ۰/۳، ۰/۳۶، ۰/۴۳، ۰/۴۹، ۰/۵۵، ۰/۶۱، ۰/۸، ۱/۰ لیتر در ثانیه)، چهار سطح ایستایی مختلف (۰/۱، ۰/۱۵، ۰/۲ و ۰/۲۵ متر)، دو سطح مقطع (مثلی و دوزنقه‌ای) و سه تکرار در این مطالعه، ۲۱۶ آزمایش انجام شد. بررسی آماری داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار آماری SAS انجام شد.

برای یک عمق ایستابی در هر مقطع ارایه شده است و برای سایر اعماق، تنها مقادیر آماره‌ها نشان داده شد. مقادیر این جدول نشانگر آنست که میزان افزایش سطح آب زیرزمینی برای دبی‌های مختلف متفاوت بوده و از ۳/۵ سانتی‌متر برای دبی ۰/۲۵ لیتر در ثانیه تا ۱۱ سانتی‌متر برای دبی یک لیتر در ثانیه، متغیر بود. چنانچه از مقادیر آماره  $t$  در این جدول پیداست در هر دو مقطع بررسی شده و تمامی اعماق ایستابی، میان عمق محاسبه‌شده و اندازه‌گیری‌شده تفاوتی معنی‌دار در سطح ۱ درصد وجود دارد. که در کنار مقادیر کم  $R^2$  و اعداد بزرگ محاسبه شده برای RMSE، MAE، نشان‌دهنده عدم مطابقت روش بیان برای محاسبه مقدار تغذیه آب زیرزمینی در مطالعه حاضر است ( $R^2$  بزرگتر از ۰/۷۲ و ۰/۶۲ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث؛ RMSE بزرگتر از ۱۶۶ و ۱۵۷ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث؛ و MAE بزرگتر از ۱۵۴ و ۱۴۲ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث).

مقدار  $R^2$  برای مقطع مثلث به جز سطح ایستابی ۰/۹، همواره بزرگتر از ۰/۸ است که بیشتر از مقدار مشابه برای مقطع دوزنقه می‌باشد. این امر نشانگر همبستگی بهتر مقادیر تغذیه محاسبه‌شده به روش بیان و مقادیر اندازه‌گیری‌شده برای مقطع مثلث است. بررسی آماره‌های RMSE، MAE و  $t$  نشانگر آنست که روش بیان در منطقه بلداجی قابلیت تخمین میزان تغذیه آب زیرزمینی را دارا نیست و لذا کاربرد آن به این منظور توصیه نمی‌شود.

نتایج مطالعه حاضر در رابطه با عدم مقبولیت استفاده از معادله بیان آب در تخمین تغذیه، با نتیجه Willis et al. (1997) در تضاد است. این پژوهشگران پس از معرفی مدل‌سازی بیان جرمی کلراید به عنوان موفق‌ترین روش تخمین نفوذ عمقی، گزارش کردند که روش بیان آب و مدل‌سازی بیان جرمی کلراید تخمین‌های مشابهی برای خاک‌های مورد بررسی ارایه نمودند. Willis et al. (1997) افزودند که روش بیان آب تخمین‌هایی از نفوذ عمقی برای تک واقعه آبیاری به‌دست می‌دهد که با نتیجه پژوهش حاضر تناقض دارد. افزایش سطح ایستابی به میزان ۳/۵ تا ۱۱ سانتی‌متر که در مطالعه حاضر به‌دست آمد، نشانگر نقش مهم نشت در تغذیه آب زیرزمینی دارد که با نتیجه مطالعه‌ی Meijer et al. (2006) در جنوب سریلانکا در تشابه است. نتیجه پژوهش حاضر با نتیجه Fernald and Guldan (2006) که در مطالعه خود با اندازه-گیری سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای دریافتند نشت سبب افزایش سطح ایستابی شده است، مشابه است. بررسی مقادیر افزایش عمق آب اندازه‌گیری‌شده و محاسبه‌شده نشانگر آنست که به‌طور کلی، روش بیان مقدار تغذیه را بسیار بیش برآورد می‌نماید. این نتیجه با یافته Demlie (2015) تناقض دارد. این پژوهشگران، این امر را ناشی از تاثیر جریان ترجیحی دانستند.

با توجه به این که در مدل آزمایشگاه، اندازه‌گیری مستقیم تغذیه امکان‌پذیر نیست و نظر به این که اثر تغذیه در افزایش عمق ایستابی منعکس می‌شود، مقادیر افزایش عمق محاسبه‌شده و اندازه‌گیری‌شده برای سنجش دقت تغذیه به‌دست‌آمده به‌کار برده شد و مقایسه گردید. افزایش عمق محاسبه‌شده از تقسیم حجم آب رسیده به سطح ایستابی بر سطح فلوام به‌دست آمد. میزان تغییر ذخیره رطوبت خاک از تفاضل رطوبت حداکثر (متوسط رطوبت حجمی در ساعت یک، دو و سه پس از ورود جریان در اعماق مختلف) و رطوبت حداقل (متوسط رطوبت اولیه خاک در اعماق مختلف) تعیین شد. حاصل ضرب این عدد در حجم خاک، بیانگر حجم رطوبت ذخیره شده است.

### نتایج و بحث

هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در پروتوتایپ، براساس روش حلقه‌های نفوذ، ۱۵/۶۵ سانتی‌متر در روز (تقریباً ۰/۶۵ سانتی‌متر در ساعت) تعیین شد که در کلاس هدایت هیدرولیکی اشباع نسبتاً بالا (۰/۳۶ تا ۳/۶ سانتی‌متر بر ساعت) قرار دارد.

تأثیر نشت بر سطح ایستابی در شکل‌های (۳ و ۴) (به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلثی) نشان داده شده است. به منظور خلاصه‌سازی و کاهش تعداد شکل‌ها، نتایج تنها برای یک عمق ایستابی در هر مقطع ارایه شد. در مقطع دوزنقه و مثلثی، برای دبی‌های ۰/۵۵، ۰/۶۱، ۰/۸ و یک لیتر در ثانیه، در تمامی اعماق سطح ایستابی (۰/۹، ۰/۸۵، ۰/۸ و ۰/۷۵ متر از سطح خاک)، پس از گذشت ۱۵ دقیقه از ورود جریان به فلوام، جبهه رطوبتی به سطح ایستابی رسید. سپس به تدریج بالا آمدن سطح آب زیرزمینی مشاهده شد که این افزایش تا ساعت سوم (زمان قطع جریان) با شیب زیاد صورت گرفت. پس از قطع جریان، شیب افزایش عمق آب زیرزمینی کاهش یافته و به تدریج مقدار آب زیرزمینی به سمت عددی ثابت میل کرد. برای پنج دبی اول (۰/۲۵، ۰/۳، ۰/۳۶، ۰/۴۳ و ۰/۴۹ لیتر در ثانیه) پس از گذشت ۳۰ دقیقه، آب به سطح ایستابی رسید و سپس تا زمان قطع جریان سبب افزایش سطح آب زیرزمینی شد. با توجه به میزان ورودی کمتر، شیب افزایش عمق آب برای این دبی‌ها کمتر از چهار دبی ۰/۵۵ تا یک لیتر در ثانیه است. میزان افزایش سطح آب زیرزمینی برای دبی‌های مختلف متفاوت بوده و از ۳/۵ سانتی‌متر برای دبی ۰/۲۵ لیتر در ثانیه تا ۱۱ سانتی‌متر برای دبی یک لیتر در ثانیه، متغیر بود. اعماق سطح ایستابی بررسی‌شده، تفاوت زیادی در میزان نشت با یکدیگر نشان ندادند. تفاوت در مقدار نشت و زمان رسیدن به سطح ایستابی ناشی از صعود مویینه بوده که در این مطالعه به دلیل مقدار بسیار اندک آن، قابل چشم‌پوشی است.

مقادیر متوسط رطوبت اولیه و نهایی خاک، تغذیه و افزایش عمق ایستابی محاسبه‌شده و اندازه‌گیری‌شده در جدول (۳) ارایه شده است. به‌منظور خلاصه‌سازی و کاهش تعداد سطوره جدول، نتایج کامل تنها

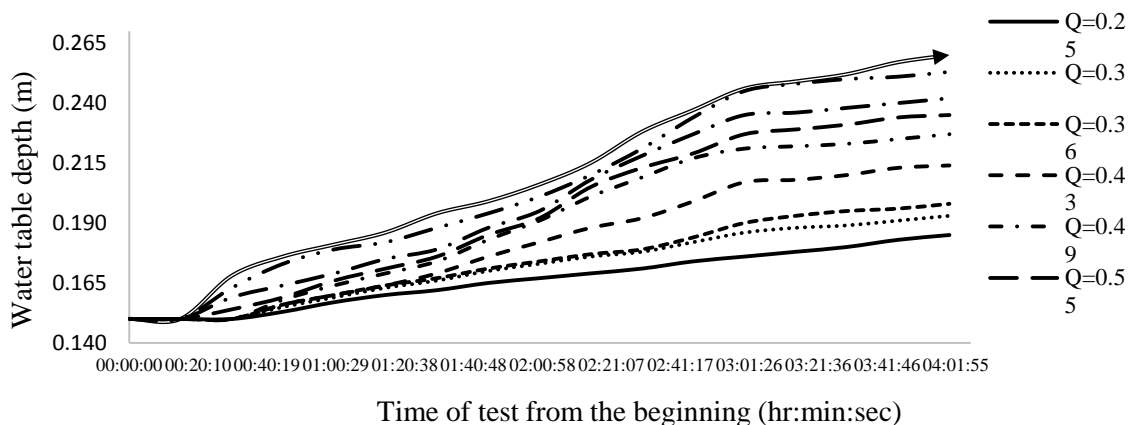


Fig. 3- Water table fluctuations after the beginning of test for water table depth of 0.85 m and trapezoid section (Inflow was ceased on the third hour)

شکل ۳- تغییرات سطح ایستابی پس از شروع آزمایش برای عمق ایستابی ۰/۸۵ متر و مقطع ذوزنقه (در ساعت سوم، دبی ورودی قطع شده است)

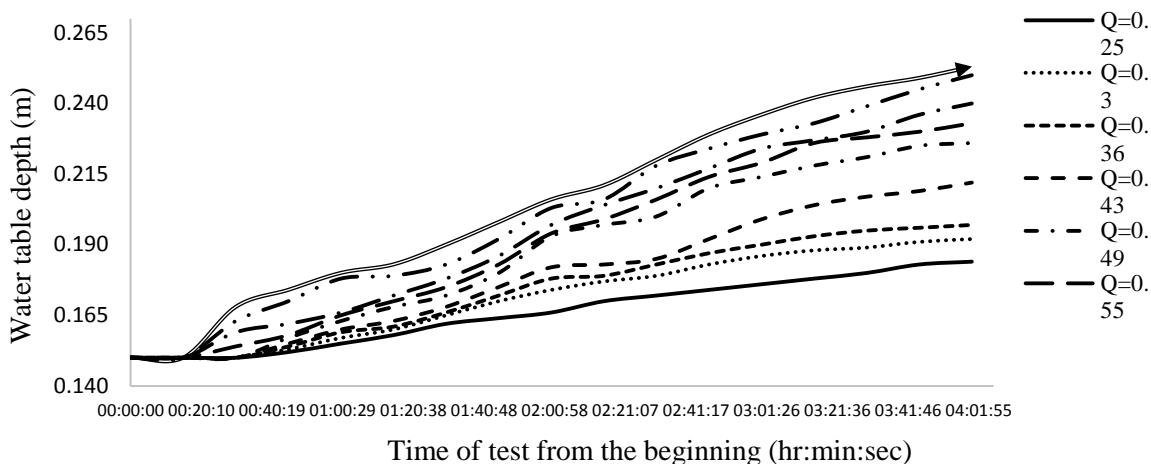


Fig. 4- Water table fluctuations after the beginning of test for water table depth of 0.85 m and triangle section (Inflow was ceased on the third hour)

شکل ۴- تغییرات سطح ایستابی پس از شروع آزمایش برای عمق ایستابی ۰/۸۵ متر و مقطع مثلثی (در ساعت سوم، دبی ورودی قطع شده است)

جدول ۳- مقادیر متوسط رطوبت خاک، تغذیه و افزایش عمق ایستایی محاسبه شده و اندازه گیری شده (زمان انجام آزمایش ۴ ساعت)

Table 3- Average values of soil moisture, recharge and increase in calculated and measured water table depth (Test duration: 4 hours)

Row	Water table (m)	Section	Inflow (L/s)	Outflow (L/s)	$\theta_{v1}$ (%)	$\theta_{v2}$ (%)	$\Delta S / \Delta t$ (L/s)	Recharge (L/s)	dh <sub>cal</sub> (cm)	dh <sub>meas</sub> (cm)
1	0.9	Trapezoid	0.25	0.23	2.80	31.9	0.0159	0.0032	88.16	3.5
2	0.9	Trapezoid	0.30	0.28	3.45	32.9	0.0161	0.0040	107.97	4.3
3	0.9	Trapezoid	0.36	0.34	3.65	31.9	0.0154	0.0046	124.50	4.8
4	0.9	Trapezoid	0.43	0.41	3.90	33.0	0.0159	0.0041	11.84	6.4
5	0.9	Trapezoid	0.49	0.47	4.40	33.2	0.0157	0.0071	195.55	7.7
6	0.9	Trapezoid	0.55	0.53	4.55	32.1	0.0151	0.0049	134.92	8.5
7	0.9	Trapezoid	0.61	0.59	4.60	30.7	0.0143	0.0057	156.52	9.2
8	0.9	Trapezoid	0.80	0.77	4.75	36.4	0.0173	0.0098	267.16	10.6
9	0.9	Trapezoid	1.00	0.97	4.20	36.6	0.0177	0.0100	272.38	11.0
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.76	-
RMSE	-	-	-	-	-	-	-	-	166.4	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	154.4	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	7.037**	-
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.794	-
RMSE	0.85	Trapezoid	-	-	-	-	-	-	172.5	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	162.8	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	8.075**	-
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	779	-
RMSE	0.80	Trapezoid	-	-	-	-	-	-	167.4	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	156.0	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	7.27**	-
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.726	-
RMSE	0.75	Trapezoid	-	-	-	-	-	-	177.5	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	168.3	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	8.407**	-
10	0.9	Triangle	0.25	0.23	2.72	32.2	0.0161	0.0031	84.44	3.4
11	0.9	Triangle	0.30	0.28	3.25	33.2	0.0164	0.0039	104.99	4.3
12	0.9	Triangle	0.36	0.34	3.5	33.3	0.0163	0.0037	101.42	4.8
13	0.9	Triangle	0.43	0.41	3.85	33.4	0.0161	0.0039	105.14	6.4
14	0.9	Triangle	0.49	0.47	4.4	33.5	0.0159	0.0069	187.49	7.5
15	0.9	Triangle	0.55	0.53	4.42	33.6	0.0159	0.0041	110.65	8.4
16	0.9	Triangle	0.61	0.59	4.52	33.65	0.0159	0.0041	111.39	9.1
17	0.9	Triangle	0.80	0.77	4.75	36.7	0.0175	0.0099	269.69	10.7
18	0.9	Triangle	1.00	0.97	6.8	37.1	0.0166	0.0100	271.33	10.8
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.621	-
RMSE	-	-	-	-	-	-	-	-	157.8	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	142.3	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	5.916**	-
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.808	-
RMSE	0.85	Triangle	-	-	-	-	-	-	184.4	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	176.5	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	9.374**	-
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.859	-
RMSE	0.8	Triangle	-	-	-	-	-	-	174.7	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	164.7	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	7.989**	-
R <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.834	-
RMSE	0.75	Triangle	-	-	-	-	-	-	180.5	-
MAE	-	-	-	-	-	-	-	-	171.3	-
t	-	-	-	-	-	-	-	-	8.494**	-

$\theta_{v1}$ : Average of initial moisture (min),  $\theta_{v2}$ : Average of final moisture (max),  $\Delta S / \Delta t$ : rate of change in soil moisture storage, dh<sub>cal</sub>: calculated increase in water table depth, dh<sub>meas</sub>: measured increase in water table depth, R<sup>2</sup>: Coefficient of determination, RMSE: root mean square error, MAE: mean absolute error, t: t statistic for calculated against measured increased depth, \*\*: significant in 1% level.



تخمین‌های نامطلوب این روش برای هر دو مقطع مثلث و دوزنقه است ( $R^2$  بزرگتر از ۰/۷۲ و ۰/۶۲ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث؛ RMSE بزرگتر از ۱۶۶ و ۱۵۷ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث؛ و MAE بزرگتر از ۱۵۴ و ۱۴۲ به ترتیب برای مقطع دوزنقه و مثلث). با توجه به میزان افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از آزمایش‌های نشت انجام‌شده در مدل فیزیکی مورد استفاده و بیش‌برآورد تغذیه آب زیرزمینی با روش بیلان آب، این روش برای تخمین تغذیه در منطقه بروجن پیشنهاد نمی‌شود. در مطالعه حاضر، به دلیل محدودیت زمانی و هزینه‌ای، تنها دو سطح مقطع مثلثی و دوزنقه‌ای بررسی شد. پیشنهاد می‌شود در مطالعه‌های آینده از سطح مقطع سهموی نیز استفاده شده و نتایج مقایسه گردد. هم‌چنین از روش‌های ردیاب برای تعیین مقدار تغذیه آب زیرزمینی استفاده شود. این روش‌ها با توجه به محدودیت هزینه و امکانات، در مطالعه حاضر به کار گرفته نشد.

### سپاسگزاری

نویسندگان از داوران گرامی که با بررسی دقیق متن، به بهبود کیفیت مقاله کمک نمودند، سپاسگزاری می‌نمایند.

در مطالعه Yin et al. (2011)، میانگین مقادیر تغذیه سالانه برای روش‌های نوسان سطح ایستابی، قانون دارسی در منطقه اشباع و بیلان آب به ترتیب ۴۶ تا ۱۰۹، ۱۷ تا ۵۴ و ۲۱ تا ۱۰۹ میلی‌متر در سال به دست آمد. مقایسه نتایج به دست آمده نشان از منطقی بودن تخمین‌های روش بیلان آب بود که نتیجه‌ای برخلاف نظر Gee و Hillel (1988) و Lerner et al. (1990) که کاربرد روش بیلان در مناطق خشک و نیمه‌خشک را زیر سوال برده‌اند، می‌باشد. نتیجه مطالعه Yin et al. (2011) مبنی بر منطقی بودن تخمین‌های روش بیلان برخلاف نتایج مطالعه حاضر است.

### نتیجه‌گیری

کانال خاکی بلداجی براساس روابط تشابه ابعادی و با در نظر گرفتن مقیاس ۰/۱۳ به مدل آزمایشگاهی واقع در آزمایشگاه مکانیک خاک دانشگاه شهرکرد و در کانالی با شیب ثابت، طول یک متر و عرض ۰/۵۹ متر انتقال یافت. سپس، نه دبی (بین ۴۰ تا ۱۶۱ لیتر در ثانیه) و چهار سطح ایستابی (۰/۷۵، ۰/۸، ۰/۸۵ و ۰/۹ متر از سطح خاک) به دبی قابل کاربرد در مدل تبدیل شد. نتایج مدل فیزیکی آزمایشگاه نشان داد نفوذ آب از کانال باعث بالا آمدن سطح آب زیرزمینی بین ۳/۵ تا ۱۱ سانتی‌متر می‌گردد. مقادیر تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از روش بیلان آب محاسبه شد و نتایج نشانگر

### References

- Amirtaimoori, S., 2016. Forecasting the exploitation of groundwater resources and the possibility of recharge them by the precipitation in Jiroft. *Irrigation Sciences and Engineering*, 40(1), pp.39-48. (In Persian).
- Azari, A., Akhoond-Ali, A.M., Radmanesh, F. and Haghghi, A., 2015. Groundwater-surface water interaction simulation in terms of integrated water resource management (Case Study: Dez Plain). *Irrigation Sciences and Engineering*, 38(2), pp.33-47. (In Persian).
- Chanson, H., 2004. *The hydraulics of open channel flow*. Arnold, London.
- Chen, C., Wan, J. and Zhan, H., 2003. Theoretical and experimental studies of coupled seepage-pipe flow to a horizontal well. *Journal of Hydrology*, 281, pp.159-171.
- Demlie, M., 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(2), pp.1137-1150.
- Ettema, R., 2000. *Hydraulic modeling: concepts and practice*. ASCE, USA.
- Fernald, A.G. and Guldan, S.J., 2006. Surface water-groundwater interactions between irrigation ditches, alluvial aquifers, and streams. *Reviews in Fisheries Science*, 14(1-2), pp.79-89.

- 8- Fernald, A.G., Baker, T.T. and Guldan, S.J., 2007. Hydrologic, riparian, and agroecosystem functions of traditional acequia irrigation systems. *Journal of Sustainable Agriculture*, 30(2), pp.147-171.
- 9- Gee, G.W. and Bauder, J.W., 1979. Particle size analysis by hydrometer: a simplified method for routine textural analysis and a sensitivity test of measurement parameters. *Soil Science Society of America Journal*, 43(5), pp.1004-1007.
- 10- Gee, G.W. and Hillel, D., 1988. Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*, 2, pp.255-266.
- 11- Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), pp.91-109.
- 12- Heller, V., 2012. Model-prototype similarity. In: *4<sup>th</sup> Coastlab Teaching School, Wave and Tidal Energy*. Porto, Portugal.
- 13- Helmus, A.M., Fernald, A.G., VanLeeuwen, D.M., Ulery, A.L., Baker, T.T. and Abbot, L.B., 2009. Surface water irrigation input effects on shallow groundwater quality and recharge along the Rio Grande in Northern New Mexico. *Journal of the American Water Resources Association*, 45(2), pp.407-418.
- 14- Lerner, D.N., Issar, A.S. and Simmers, I., 1990. *Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge*. International Contributions to Hydrogeology. Verlag Heinz Heise. Germany.
- 15- Meijer, K., Boelee, E., Augustijn, D. and van der Molen, I., 2006. Impacts of concrete lining of irrigation canals on availability of water for domestic use in southern Sri Lanka. *Agricultural Water Management*, 83(3), pp.243-251.
- 16- MPOIRI (Management and Planning Organization of Islamic Republic of Iran), 2001. Manual for infiltration rate measurement by cylinder infiltrometer method. Tehran. Iran. MPOIRI Publication. (In Persian).
- 17- Nimmo, J.R., Stonestrom, D. and Healy, R.W., 2003. Aquifer recharge. In: Stewart, B.A., and Howell, T.A., (eds.) *Encyclopedia of Water Science*. Marcel Dekker, New York, pp. 22-25.
- 18- Obuobie, E., Diekkruieger, B., Agyekum, W. and Agodzo, S., 2012. Groundwater level monitoring and recharge estimation in the White Volta River basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 71, pp.80-86.
- 19- Ochoa, C.G., Fernald, A.G., Guldan, S.J. and Shukla, M.K., 2007. Deep percolation and its effects on shallow groundwater level rise following flood irrigation. *Transactions of ASABE (American Society of Agricultural and Biological Engineers)*, 50(1), pp.73-81.
- 20- Ochoa, C.G., Fernald, A.G., Guldan, S.J., Tidwell, V.C. and Shukla, M.K., 2013. Shallow aquifer recharge from irrigation in a semiarid agricultural valley in New Mexico. *Journal of Hydrologic Engineering*, 18(10), pp.1219-1230.
- 21- Rushton, K.R., 2003. *Groundwater hydrology: Conceptual and computational models*. Wiley, England.
- 22- Samani, J.V.M. and Fathi, P., 2005. Evaluation of some drainage unsteady analytical models for simultaneous prediction of saturated hydraulics conductivity and effective porosity using the inverse problem technique. *Journal of Agricultural Sciences and Natural resources*, 12(3), pp.1-10. (In Persian).

- 23-Sampat, P., 2000. Groundwater shock: the polluting of the world's major freshwater stores. *World Watch*, 13(1), pp.10-22.
- 24-Scanlon, B.R., Dutton, A. and Sophocleous, M.A., 2003. *Groundwater recharge in Texas*. Texas Water Development Board. Bureau of Economic Geology. The University of Texas at Austin, Austin, Texas.
- 25-Scanlon, B. R., Healy, R. W., and P. G., Cook. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), pp.18-39.
- 26-Simpson, M.J., Clement, T.P. and Gallop, T.A., 2003. Laboratory and numerical investigation of flow and transport near a seepage-face boundary. *Groundwater*, 41(5), pp.690-700.
- 27-Sobowale, A., Ramalan, A.A., Mudiare, O.J., and Oyebode, M.A., 2014. Groundwater recharge studies in irrigated lands in Nigeria: Implications for basin sustainability. *Sustainability of Water Quality and Ecology*, 3, pp.124-132.
- 28-Streeter, V.L. and Wylie, E.B., 1979. *Fluid Mechanics*. McGraw-Hill, USA.
- 29-Swenson, S., and J., Wahr. 2009. Monitoring the water balance of Lake Victoria, East Africa, from space. *Journal of Hydrology*, 370 (1-4), pp.163-176.
- 30-Willis, T.M., Black, A.S. and Meyer, W.S., 1997. Estimates of deep percolation beneath cotton in the Macquarie Valley. *Irrigation Science*, 17(4), pp.141-150.
- 31-Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L. and Alley, W.M., 1998. Ground water and surface water, a single resource. U.S. Geological Survey, Denver, CO. *Technical Rep*.
- 32-Xu, X., Huang, G., Qu, Z. and Pereira, L.S., 2011. Using MODFLOW and GIS to assess changes in groundwater dynamics in response to water saving measures in irrigation districts of the Upper Yellow River Basin. *Water Resources Management*, 25(8), pp.2035-2059.
- 33-Yamanaka, T., Mikita, M., Lorphensri, O., Shimada, J., Kagabu, M., Ikawa, R., Toshio, N. and Tsujimura, M., 2011. Anthropogenic changes in a confined groundwater flow system in the Bangkok Basin, Thailand, part II: how much water has been renewed? *Hydrological Processes*, 25(17), pp.2734-2741.
- 34-Yin, L., Hu, G., Huang, J., Wen, D., Dong, J., Wang, X. and Li, H., 2011. Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, 19(8), pp.1563-1575