

مروری بر مفاهیم سطح آب زیرزمینی، بار هیدرولیکی، روش‌ها و خطاهای اندازه‌گیری آن‌ها

کمال گنجعلی پور^۱، مهدی کرد^۲، فرهاد نورزویه^۳، محمد فتح الهی^{۴*}

۱- دکتری زمین‌شناسی مهندسی، شرکت آب منطقه‌ای مرکزی، اراک، ایران.

۲- دکتری هیدروژئولوژی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران.

۳- کارشناسی ارشد برق قدرت، شرکت آب منطقه‌ای استان مرکزی، اراک، ایران.

۴- دکتری زمین‌شناسی مهندسی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران.

* نویسنده مسئول: m.fathollahy@uok.ac.ir

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۲/۰۵/۲۰

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۰/۰۲

چکیده

سطح آب زیرزمینی، توسط هیدرولوژیست‌ها در موارد مختلف به عنوان یک متغیر کلیدی استفاده می‌شود و در ظاهر تعریف ساده‌ای دارد و به عنوان سطحی تعریف می‌شود که ناحیه اشباع و غیراشباع را از هم جدا می‌کند. اما بررسی دقیق‌تر نشان می‌دهد که بسیاری از تئوری‌های مربوط به سطح آب اغلب آن‌چنان که فرض می‌شود، ساده نیستند و برحسب شرایط تعاریف گوناگونی برای آن وجود دارد. بار هیدرولیکی زیربنای تفسیر جریان آب زیرزمینی، کمی‌سازی ویژگی‌های آبخوان و کالیبراسیون مدل‌های جریان است و بر اساس اندازه‌گیری سطح آب در پیزومترها تعیین می‌شود. در این پژوهش مفهوم سطح آب زیرزمینی و پدیده‌های مؤثر بر آن مرور می‌شود که شامل سطح آب زیرزمینی معلق و معکوس، پدیده حباب‌های گاز در زیر سطح آب زیرزمینی، سطح آب در محیط‌های دارای تخلخل دوگانه و چندگانه، تأثیر نوسانات فشار بارومتریک بر اندازه‌گیری سطح آب در سفره‌های آزاد و تحت فشار، تأثیر چگالی و دما بر اندازه‌گیری سطح آب است. همچنین برخی از روش‌های مورد استفاده برای اندازه‌گیری سطح ایستابی، کاربردهای نسبی آن‌ها و نحوه اجتناب از خطاهای اندازه‌گیری، مورد بحث قرار می‌گیرد. بر اساس مرور منابع موجود، دقیق‌ترین تعریف برای سطح ایستابی، سطحی است که در آن فشار برابر با فشار اتمسفر است و مهم‌ترین و دقیق‌ترین روش‌های اندازه‌گیری سطح آب استفاده از نوار اندازه‌گیری و مبدل‌های فشار است هر چند که انبساط و انقباض حرارتی نوار فولادی و روکش آن و کشش ناشی از وزن نوار و شاقول، از مهم‌ترین خطاهای اندازه‌گیری آن است.

واژه‌های کلیدی: بار هیدرولیکی، چگالی، خطای اندازه‌گیری، دما، سطح آب زیرزمینی، فشار بارومتریک.

مقدمه

(Healy and Cook, 2002 al., 2008); توصیف برهمکنش

بین آب زیرسطحی و سطحی (Kalbus et al., 2006; Rosenberry and LaBauh, 2008)، شناسایی واحدهای

هیدروژئولوژیک (Meyer et al., 2008)، تعیین ویژگی‌های

آبخوان مانند قابلیت انتقال و ضریب ذخیره و کالیبره کردن

مدل‌های جریان آب زیرزمینی (Hill and Tiedeman 2006)

Ganjali pour and Fatemi Aghda, 2029; اشاره کرد.

هیدرولوژیست‌ها سطح ایستابی را بالاترین قسمت ناحیه

مفهوم سطح ایستابی برای بسیاری از رشته‌ها (زراعت،

هیدروژئولوژی، هیدروژئولوژی، محیط‌زیست و...) کاربرد دارد.

اندازه‌گیری قابل‌اعتماد سطح آب زیرزمینی برای تمام

تحقیقات هیدروژئولوژیکی اهمیتی بنیادی دارد. از مهم‌ترین

کاربرد داده‌های سطح آب می‌توان به تعیین الگوهای جریان

آب زیرزمینی (Freeze and Cherry, 1979)، یافتن پاسخ

آبخوان به تنش‌هایی مانند پمپاژ یا تغذیه (Von Asmuth et

سفره‌های آب معلق وجود داشته باشد یا محیط متخلخل زیر سطح ایستابی غیراشباع باشد یا ممکن است در محیط‌های با تخلخل دوگانه و چندگانه منافذ درشت پر از آب و یک ماتریکس غیراشباع در کنار هم قرار داشته باشند. کمیت اساسی‌تر از سطح آب، بار هیدرولیکی است و نباید با آن اشتباه گرفته شود. بار هیدرولیکی کمیتی است عددی و بیابانگر انرژی مکانیکی آب است (Freeze and Cherry, 1979). اگر همه بارها نسبت به یک مبنای مرجع بیان شوند و آب زیرزمینی چگالی یکنواخت داشته باشد، می‌توان بار هیدرولیکی را در هر نقطه‌ای از آب زیرزمینی مورد بررسی کمی قرار داد. آب زیرزمینی در امتداد شیب بار هیدرولیکی (از بار هیدرولیکی بالا به پایین) با سرعتی که قانون داری ارائه می‌کند، جریان می‌یابد. در منابع علمی، بار هیدرولیکی معمولاً با فرمول زیر بیان می‌شود (Schwartz and Zhang, 2002).

$$h_i = z_i + \frac{P_i}{\rho_i g} = z_i + h_{p_i} \quad (1)$$

فشار P_i در رابطه فوق یک فشار نسبی است و نسبت به فشار اتمسفر P_{atm} بیان می‌شود. بار هیدرولیکی و ارتفاع سطح آب ساده‌ترین معیارهای قابل اندازه‌گیری در هیدروژئولوژی هستند اما مانند هر کمیت فیزیکی در اندازه‌گیری آن‌ها امکان خطا وجود دارد. نواقص ابزارها و روش‌های اندازه‌گیری ممکن است به طور بالقوه منجر به خطاهای قابل توجه در تعیین الگوهای جریان آب زیرزمینی و بزرگی آن شوند (Schalla et al., 1992). پژوهشگران دریافته‌اند که برای گرایان افقی بار هیدرولیکی در سفره‌های زیرزمینی با نفوذپذیری بالا، عدم قطعیت حاصل از خطای اندازه‌گیری بر سایر منابع عدم قطعیت (مانند هدایت هیدرولیکی) غالب است (Devlin and McElwee, 2007).

سطح آب در سفره‌های معلق

اگر مقادیر هدایت هیدرولیکی (K) در مقیاس کوچک و به صورت تصادفی تغییر کند، در این حالت به علت مجاورت بخش‌های خاک با نفوذپذیری پایین و بخش‌های با نفوذپذیری بالاتر، آب به راحتی مسیر حرکت به سمت نقاط با انرژی کمتر را انتخاب می‌کند. در نفوذ عمودی نیز اگر قطعات خاک کم نفوذپذیر، بسیار کوچک و موقعیت آن‌ها

اشباع در محیط متخلخل می‌دانند (Freeze and Cherry, 1979; Fetter, 1994)، البته امکان دارد به دلیل به دام افتادن حباب‌هایی از گاز، زیر این سطح کاملاً اشباع نباشد (Faybishenko, 1995). سطح ایستابی در یک محیط متخلخل سطحی است که در آن آب در فشار اتمسفر است و معمولاً مرز تغذیه آبخوان است و اندازه‌گیری آن همیشه آسان نیست (Bouma et al., 1980). علی‌رغم کاربرد سطح آب زیرزمینی در بیشتر مطالعه‌های هیدروژئولوژیکی، به نظر می‌رسد درک دقیقی از سطح آب وجود نداشته باشد. مباحث جریان آب در شرایط مختلف مورد توجه محققین مختلف بوده پژوهش‌های گوناگونی روی آن‌ها انجام شده است (رمضانپور و همکاران، ۱۴۰۰؛ ندیری و صدقی، ۱۳۹۸).

در این پژوهش ابتدا تعریف سطح آب زیرزمینی ارائه می‌شود سپس روش‌های اندازه‌گیری سطح آب و بار هیدرولیکی و مهم‌ترین خطاهای حاکم بر آن ارائه می‌گردد. در یک دهه گذشته ابزارهای مقرون به صرفه‌ای ساخته شده‌اند که اندازه‌گیری بار هیدرولیکی را با وضوح زمانی بالا امکان‌پذیر کرده‌اند اما جزئیات مربوط به آن‌ها در مقالات کمی مورد بحث قرار گرفته است (Freeman, 2004). منابع معتبر علمی کمی به بررسی خطاهای اندازه‌گیری سطح آب در چاه یا پیزومتر اشاره کرده‌اند (Silliman and Mantz, 2000) لذا در مقاله حاضر سعی شده است رایج‌ترین خطاهای مرتبط با اندازه‌گیری بار هیدرولیکی مورد بررسی قرار گیرد.

تعریف سطح آب زیرزمینی

اصطلاح سطح آب زیرزمینی بسیار مبهم است و معمولاً به عنوان سطح بالایی بخش اشباع در زیر سطح زمین گزارش شده است. برخی از متون، سطح آب را به عنوان سطح آزاد در یک محیط متخلخل تعریف می‌کنند؛ یعنی موقعیتی در خاک یا سنگ که در آن فشار آب منفذی برابر با فشار اتمسفر است (Holzer, 2010; Domenico and Schwartz, 1997; Dingman, 1984). تعریف دوم به دلیل جلوگیری از سردرگمی در زون مویینگی ارجحیت بیشتری دارد. در تعریف عمومی، منظور از سطح ایستابی، سطح آب در محیط‌های ساده، همگن و متخلخل است. اما در عمل همیشه شرایط واقعی پیچیده‌تر است مثلاً ممکن است

نمودارهای شاخصی را برای تغییرات سطح آب چاه مشاهده‌ای در اثر نوسانات فشار بارومتريک ارائه شده است (شکل ۲ الف). الگوهای نشان داده شده در شکل ۲ الف به طور خاص برای پاسخ سطح آب در چاه می‌باشد. شکل ۲ ب نیز الگوهای تغییرات بار کل آبخوان را نسبت به تغییرات فشار بارومتريک نشان می‌دهد. همانطور که در شکل ۲ نشان داده شده است، الگوهای واکنش لحظه‌ای و تاخیری بار کل در آبخوان‌های محصور و آزاد برعکس الگوهای واکنش سطح آب در چاه است. به عبارت دیگر اگر بازدهی فشار بارومتريک در یک چاه حفر شده در آبخوان تحت فشار BE^3 باشد پاسخ بار کل در آبخوان، تابعی از 1-BE خواهد بود. برای سفره‌های آزاد، الگوی افزایشی بار کل در آبخوان با الگوی کاهش‌ی پاسخ چاه همراه می‌باشد (Rasmussen and Crawford, 1997).

آبخوان تحت فشار

برای سفره‌های تحت فشار، انتقال اثرات فشار اتمسفر بر چاه و آبخوان آنی است. میزان تغییر سطح آب و فشار ستون سیال (در هر محل خاص) تابعی از درجه صلبیت، محصور شدن آبخوان، ماتریکس آبخوان و وزن مخصوص آب زیرزمینی است. جاکوب (۱۹۴۰) اولین کسی بود که بازدهی تغییرات فشار بارومتريک را بر سطح آب در یک چاه باز که برای رفتارنگاری یک آبخوان تحت فشار حفر شده بود تعریف کرد (Jacob, 1940):

$$BE = -\gamma_{fc} \left(\frac{\Delta h_w}{\Delta P_a} \right) \quad (2)$$

که در آن γ_{fc} میانگین چگالی ویژه ستون آب چاه است Δh_w تغییرات تراز ستون سیال در نتیجه تغییرات فشار اتمسفر است و ΔP_a تغییرات فشار اتمسفر می‌باشد. لازم به ذکر است که علامت منفی در رابطه (۲) منعکس‌کننده رابطه معکوس بین ارتفاع ستون سیال و تغییرات فشار اتمسفر است (یعنی ارتفاع سیال با افزایش فشار اتمسفر کاهش می‌یابد و بلعکس). فشاری که در یک چاه باز اندازه‌گیری می‌شود با فشار موجود در آبخوان محصور، P_f ، در نقطه اندازه‌گیری در تعادل است. بار کل در آبخوان بلافاصله به نوسانات فشار اتمسفر پاسخ می‌دهد که بزرگی آن با تغییر فشار اتمسفر

تصادفی باشد سطح آب در بالای قطعه‌ها ایجاد نمی‌شود. این ناهمگنی تصادفی کوچک مقیاس در نهایت منجر به تعریف یک مقدار K معادل برای تمام خاک می‌شود (Binley et al., 1989; Basu et al., 2010). به عبارت دیگر تأثیر ناهمگنی تا حدی زیادی تابع مقیاس است (Baveye and Laba, 2015). یعنی اگر بخش‌های با هدایت هیدرولیکی کم دارای همبستگی مکانی باشند ناهمگنی در افق‌های خاک تشکیل می‌شود. در این حالت وجود یک ناهمگنی سیلتی یا رسی از جریان آب به سمت پایین جلوگیری می‌کند. آب بر روی لایه سیلت تشکیل یک لنز اشباع را می‌دهد. سطح مرطوبی که از درون لایه سیلتی به سمت پایین حرکت می‌کند، یک سطح آب معکوس^۱ را تشکیل می‌دهد، درحالی‌که در بالای سطح سیلت، یک سطح آب معلق^۲ ایجاد می‌شود (شکل ۱). در زیر این لنزهای اشباع، سطح آب دیگری نیز وجود دارد که آن را «سطح آب واقعی» می‌نامند، سطح آب واقعی در زیر سفره‌های معلق به علت جریان خروجی از آن‌ها ممکن است به سمت بالا برآمده باشد (Freeze and Cherry, 1979; Beven, 2018).

نوسانات بارومتريک

سطح آب درون چاه و بار هیدرولیکی درون سفره‌های زیرزمینی معمولاً به تغییرات فشار اتمسفر پاسخ می‌دهند. نوسانات به صورت یک تنش سطحی به طور مستقیم بر سطح زمین و سطح آب چاه اعمال می‌شود. پاسخ چاه و آبخوان به تغییرات فشار اتمسفر یکسان نیست و مستقیماً با درجه محصور شدگی آبخوان و ویژگی‌های هیدرولیکی و ذخیره‌ای سیستم آبخوان-چاه مرتبط است. سه مدل مفهومی را برای توصیف تغییرات سطح آب چاه در اثر تغییر فشار بارومتريک ارائه شده است که شامل پاسخ فوری چاه در سفره‌های زیرزمینی تحت فشار، پاسخ تاخیری چاه در آبخوان‌های آزاد (به دلیل انتقال تأخیر فشار هوا از طریق ناحیه وادوز) و پاسخ تاخیری چاه مرتبط با ویژگی‌های چاه (اثر ذخیره‌ای چاه و اثرات پوسته چاه) می‌باشد (Rasmussen and Crawford, 1997).

¹ Inverted
² Perched

³ Barometric Efficiency

همچنین ذکر این نکته مهم است که فشار مطلق (Pf) در ستون سیال چاه و آبخوان (در یک نقطه مشخص) برابر است چون اثرات فشار اتمسفر به طور یکنواخت و لحظه‌ای هم در سطح سیال در چاه اعمال می‌شود و هم باعث ایجاد تغییر در فشار مطلق چاه و آبخوان می‌شود مطابق با آنچه در روابط ۳ و ۴ نشان داده شده است اگر از گیج فشارسنجی مطلق برای اندازه‌گیری‌های چاه مشاهده‌ای استفاده نشود، بار هیدرولیکی کل در داخل آبخوان را می‌توان با اضافه کردن تغییرات فشار اتمسفر (نسبت به یک مقدار مرجع) به تراز سطح آب چاه محاسبه کرد.

در یک آبخوان تحت فشار پاسخ آبخوان و پاسخ چاه نسبت به تغییرات فشار بارومتري در برابر زمان به صورت یک خط ثابت است (شکل ۲ الف و ب). این ثبات در پاسخ بارومتريک به عدم وابستگی پاسخ بارومتري به تأخیر زمانی نسبت داده می‌شود (یعنی اثرات بارومتريک "به صورت همزمان" هم در چاه و هم در سیستم آبخوان اعمال می‌شوند). به عنوان مثال اگر مقدار بازدهی بارومتري ۰/۶ باشد بار کل هیدرولیکی در آبخوان تحت فشار به طور آني به اندازه ۰/۴ مقدار تغییرات فشار اتمسفر تغییر می‌کند، در مقابل تراز سطح آب چاه به اندازه ۰/۶ مقدار تغییر فشار بارومتري تغییر می‌کند (Rasmussen and Crawford, 1997).

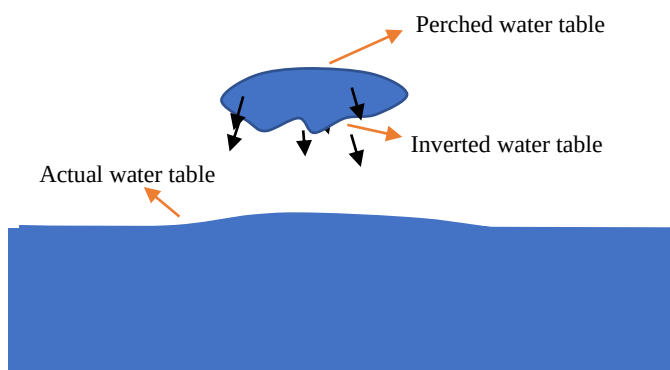
منهای تغییر فشار ناشی از تغییر در ارتفاع ستون سیال در چاه برابر است (روابط ۳ و ۴):

$$\Delta P_f = \Delta P_a + \gamma_{fc} (\Delta h_w) \quad (3)$$

$$\Delta P_f = \Delta P_a (1 - BE) \quad (4)$$

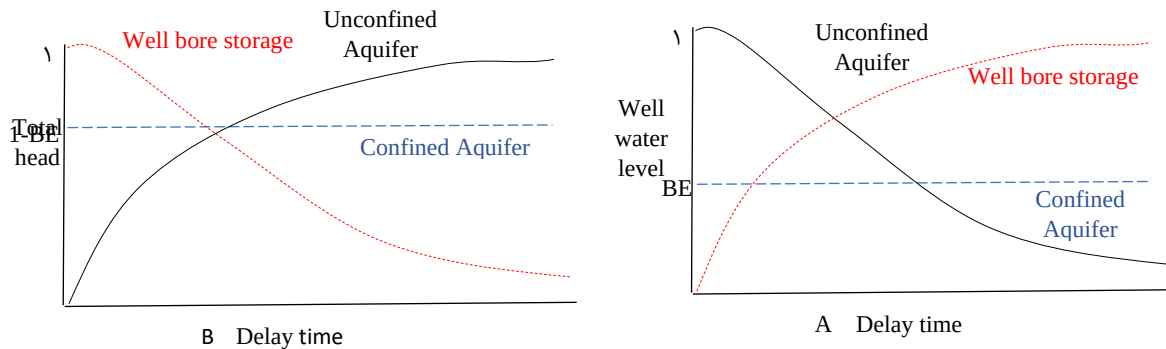
روابط ۳ و ۴ نشان می‌دهد که فشار اندازه‌گیری شده در چاه تنها بخشی از تغییر فشار اتمسفر را نشان می‌دهد و بخش دیگر آن به ماتریکس آبخوان وارد می‌شود. بنابراین، راندمان بارومتري زیاد، منعکس‌کننده سازندهای صلب و با درجه سختی بالا است، درحالی‌که راندمان بارومتري پایین، سازندهای با قابلیت تراکم بالا را نشان می‌دهد. در حالت شدید یعنی $BE=1$ ، فشار آبخوان با تغییرات فشار بارومتريک تغییر نمی‌کند و سطح آب در چاه به اندازه تغییرات فشار بارومتري جابجا می‌شود.

روشی برای محاسبه بازده بارومتري در چاه‌های آبخوان تحت فشار که تحت تأثیر فشار خارجی قرار دارند، ارائه شد. به طور خلاصه در این روش، بازده بارومتري را از شیب نمودار تجمعی تغییرات جزئی فشار چاه، $\sum \Delta P_f$ ، در مقابل تغییر فشار اتمسفر، $\sum \Delta P_a$ ، تعیین می‌کنند. تغییرات جزئی فشار چاه زمانی به pf اضافه می‌شود که علامت تغییر ΔP_f با علامت تغییر فشار اتمسفر، ΔP_a ، در دوره اندازه‌گیری یکی باشد (مثلاً وقتی ΔP_f و ΔP_a هر دو مثبت یا منفی هستند). برعکس، زمانی که علامت‌ها برای دوره مشاهده شده نابرابر باشند، تغییرات در فشار چاه از pf کسر می‌شود. علاوه بر این، هنگامی که هیچ تغییری در فشار اتمسفر ثبت نمی‌شود هیچ تغییری در فشار چاه رخ نمی‌دهد (Clark, 1967).



شکل ۱- سطح آب perched و inverted.

Figure 1- Water table, perched and inverted.



شکل ۲- مدل پاسخ چاه و آبخوان نسبت به تغییرات فشار بارومتريک (A چاه B) آبخوان (Rasmussen and Crawford, 1997).
Figure 1- Borrometric pressure response model, A: well, B: Aquifer (Rasmussen and Crawford, 1997).

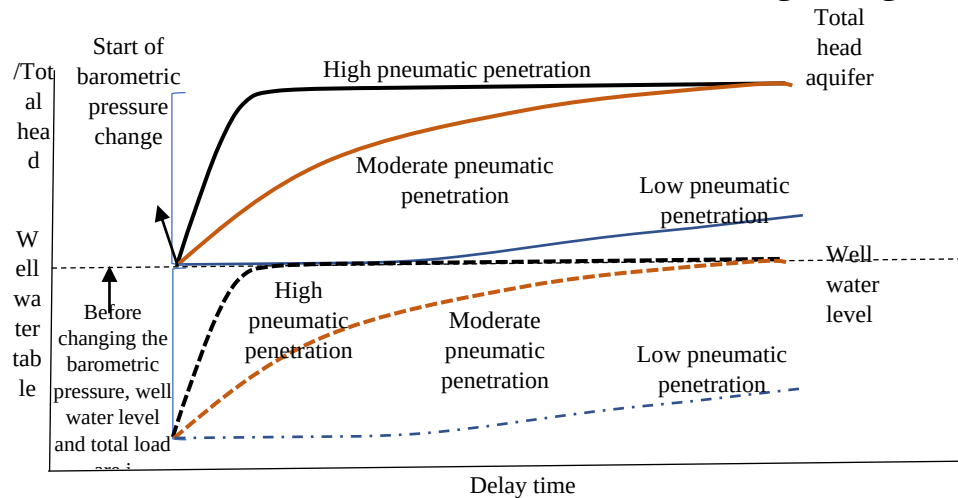
آبخوان آزاد

برای بررسی دینامیک چاه-آبخوان در اثر نوسانات فشار اتمسفر و پاسخ‌های مرتبط با آن در سطح آب چاه از مدل جریان هوای منطقه وادوز استفاده می‌شود. در شکل ۳ به صورت شماتیک پاسخ پیش‌بینی‌شده برای تراز سطح آب چاه و بار هیدرولیکی کل آبخوان در اثر تغییر فشار اتمسفر نمایش داده شده است. در این شکل یک آبخوان آزاد با یک ناحیه غیراشباع ضخیم که دارای سه نفوذ پنوماتیک (Da) متفاوت در نظر گرفته شده است. همانطور که مشاهده می‌شود برای مقادیر کم نفوذ پنوماتیک تغییر فشار اتمسفر با تأخیر زیادی در سطح ایستایی عمل می‌کند. درحالی‌که تأثیر آن در سطح چاه به صورت خیلی سریع به اندازه کل میزان تغییرات فشار بارومتريک خواهد بود. ارتفاع سطح آب در چاه پس از رسیدن تغییر فشار اتمسفر از طریق ناحیه وادوزی به سطح آبخوان به حالت قبل باز می‌گردد. با افزایش مقادیر Da در بخش غیراشباع آبخوان، بازیابی سطح آب چاه سریع‌تر خواهد بود. توجه به این نکته مهم است که پروفیل‌های بازیابی سطح آب کاملاً با پروفیل بار کل در آبخوان موازی هستند و می‌توان با افزودن مؤلفه تغییر فشار به ارتفاع سطح آب آن‌ها را بر هم منطبق کرد.

همانند ارزیابی انجام شده در آبخوان تحت‌فشار، توجه به این نکته مهم است که تراز سطح آب پیش‌بینی‌شده برای یک سیستم آبخوان آزاد-چاه با بار کل در آبخوان برابر نیست بار کل در آبخوان، با مقادیر فشار مطلق در چاه برابر است چون ارتفاع سطح آب در چاه متناسب با میزان تغییر فشار اتمسفر منهای میزانی از تغییرات فشار اتمسفریک که به سطح آب زیرزمینی منتقل شده است و با رابطه معکوس تغییر می‌کند؛ یعنی بار کل در آبخوان آزاد متناسب با مقدار تغییرات فشار

چاه‌هایی که برای پایش آبخوان‌های آزاد حفر می‌شوند به نوسانات فشار هوا پاسخ می‌دهند اما مکانیسم آن نسبت به آنچه که قبلاً برای آبخوان تحت‌فشار توضیح داده شده است متفاوت است. الگوی پاسخ یک چاه به تغییرات فشار بارومتريک در آبخوان آزاد دارای یک روند کاهشی نسبت زمان است (شکل ۲ ب) (Rasmussen and Crawford, 1997). این شکل پاسخ ناشی از عدم تعادل در مقادیر فشار اتمسفر بین چاه و آبخوان است. در آبخوان آزاد، تغییرات فشار اتمسفر فوراً به چاه منتقل می‌شود اما پاسخ در سطح ایستایی آبخوان به دلیل زمان لازم برای انتقال تغییر فشار از ناحیه غیراشباع با تأخیر زمانی همراه است. سرعت حرکت هوا در ناحیه وادوز مستقیماً به نفوذ پنوماتیک عمودی (نفوذپذیری بخش غیراشباع خاک برای انتقال فشار اتمسفر) آن وابسته است. نفوذپذیری عمودی ناحیه غیراشباع، محتوای رطوبت و تراکم‌پذیری گاز موجود، پارامترهای مؤثر بر مقدار نفوذ پنوماتیک عمودی هستند (Weeks., 1979). در مناطقی که ضخامت ناحیه غیراشباع زیاد است یا تشکیلات رسوبی آن دارای نفوذ پنوماتیک کم است، نوسانات سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای به دلیل تغییرات فشار جوی بیشتر است یعنی مقدار بازده بارومتريک ظاهراً بالایی را نشان می‌دهند. این نوع رفتار، هنگامی‌که در مقایسه با زمان مورد بررسی قرار می‌گیرد بسیار شبیه به رفتار آبخوان تحت‌فشار است. به هر حال بررسی این نوسانات در برابر زمان مشخص می‌کند که آبخوان آزاد الگوی پاسخ متفاوتی را نشان می‌دهد.

اتمسفریک که مستقیماً بر سطح آبخوان اعمال می‌شود (البته با تأخیر زمانی) تغییر می‌کند.



شکل ۳- تراز سطح آب چاه و بار هیدرولیکی کل آبخوان در اثر تغییر فشار اتمسفر در یک آبخوان آزاد (Rasmussen and Crawford, 1997).

Figure 2- Well water table and total head in aquifer response to barometric pressure change (Rasmussen and Crawford, 1997).

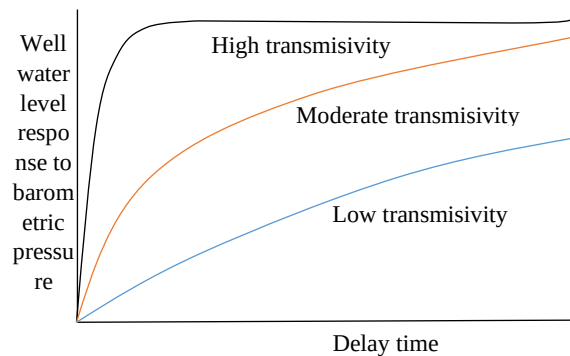
اسلاگ نشان می‌دهد. پاسخ تأخیری چاه صرفاً ناشی از ویژگی‌های آبخوان و چاه است. همانطور که در شکل ۴ نشان داده شده است، مقادیر کمتر ضریب انتقال آبخوان به طور قابل توجهی ماهیت تأخیری (تأخیر زمانی) پاسخ چاه را افزایش می‌دهد. در شرایط معمول چاه و آبخوان برای مقادیر قابلیت انتقال بیشتر از ۱۰ مترمربع در روز هیچ تأخیر زمانی مشاهده نمی‌شود (یعنی بیش از ۹۵ درصد اثر چاه در کمتر از ۵ دقیقه از بین می‌رود). افزایش شعاع چاه و کاهش ضریب ذخیره آبخوان نیز باعث افزایش رفتار تأخیر زمانی می‌شود. همچنین باید توجه داشت که آسیب پوسته چاه باعث افزایش تأخیر زمانی مرتبط با ذخیره‌سازی چاه می‌شود. البته در واقعیت، الگوی واکنش چاه، تنها بر اساس مدل رفتار ذخیره‌ای چاه در آزمون اسلاگ نیست بلکه با مدل پاسخ بارومتریک چاه در آبخوان محصور یا آزاد ترکیب می‌شود. برای چنین مدل‌های ترکیبی، پاسخ‌های تأخیر زمانی ناشی از اثر ذخیره‌ای چاه با مدل پاسخ آبخوان ترکیب می‌شود (Rasmussen and Crawford, 1997).

اثرات چاه

بحث‌های مربوط به اثر فشار هوا در آبخوان محدود و نامحدود فرض می‌کند که هیچ تأخیری در انتقال تغییرات فشار هوا از چاه به آبخوان رخ نمی‌دهد. اما در حقیقت، انتقال تغییر فشار هوا بین چاه و آبخوان به دلیل زمان مورد نیاز برای حرکت حجم محدودی از آب بین چاه و آبخوان اطراف آن با تأخیر همراه است. تأخیر زمانی مرتبط با حرکت سیال به ویژگی‌های آبخوان (یعنی قابلیت انتقال، ضریب ذخیره) و شرایط چاه موجود (یعنی اثرات ذخیره‌سازی چاه و اثرات پوسته چاه) بستگی دارد.

محققان عدم تعادل لحظه‌ای ناشی از تغییرات فشار اتمسفر بین چاه و آبخوان را به‌عنوان یک تغییر فشار پله‌ای در نظر گرفته‌اند که در چاه اعمال می‌شود. این پله‌های تغییر فشار بارومتری را می‌توان به عنوان آزمون‌های اسلاگ در نظر گرفت که می‌تواند برای بررسی پاسخ فشارهای منتقل شده به آبخوان، مورد استفاده قرار گیرد (Rasmussen and Crawford, 1997; Furbish, 1991).

شکل ۶ پاسخ شماتیک یک چاه را تحت تأثیر اثر ذخیره‌ای نسبت به تغییرات فشار بارومتریک در یک مدل آزمون



شکل ۴- تابع پاسخ چاه را در یک آزمون اسلاگ تحت تأثیر اثر ذخیره‌ای چاه به ازای تغییر یک واحد در فشار بارومتري (Rasmussen and Crawford, 1997).

Figure 3- The response function of the well in a slug test under the influence of the well storage effect as result of one step change in barometric pressure (Rasmussen and Crawford, 1997).

حذف اثر فشار بارومتريک

اندازه‌گیری‌های سطح آب بدست‌آمده از چاه‌های مشاهده‌ای معمولاً برای تعیین جهت و سرعت جریان آب زیرزمینی استفاده می‌شوند. این نتایج همچنین در تجزیه و تحلیل آزمون پمپاژ و تخمین خواص هیدرولیکی سفره‌های زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرند. با این حال، اندازه‌گیری‌های سطح آب به‌دست‌آمده از چاه‌های باز (اتمسفر)، می‌تواند به دلیل تغییرات گذرا در فشار اتمسفر به‌طور معنی‌داری اثرات نامطلوبی بر نتایج آزمون‌های هیدرولوژیکی طولانی‌مدت (مانند پمپاژ با نرخ ثابت) و آنالیز آبخوان داشته باشد. حذف اثرات فشار بارومتريک همانطور که قبلاً بحث شد به مدل پاسخ سیستم چاه آبخوان برای سفره‌های زیرزمینی محصور شده و محصور نشده وابسته است.

برای حذف اثرات فشار بارومتريک روش‌های مختلف وجود دارد. به دلیل ویژگی‌های فرکانس مانند نوسانات فشار هوا (به عنوان مثال، روزانه)، برخی از تکنیک‌های حذف بر روش‌های مبتنی بر فرکانس متمرکز شده‌اند (Quilty and Roeloffs, 1991) با این حال، استفاده از روش‌های حذف مبتنی بر حوزه فرکانس از نظر تحلیلی ساده نیستند. به همین دلیل، روش‌های مستقیم‌تر برای پیش‌بینی و حذف اثرات فشار بارومتري بیشتر مورد توجه قرار گرفته‌اند و روش‌های حذف اثرات بارومتريک در سیستم‌های آبخوان محدود و نامحدود در زیر ارائه شده است. پژوهشگران روش‌های حذف فشار بارومتريک را به دو دسته کلی تقسیم‌بندی کردند که در ذیل توضیح داده شده است (Zhao and Wang, 2013).

حذف فشار هوا به روش رگرسیون خطی

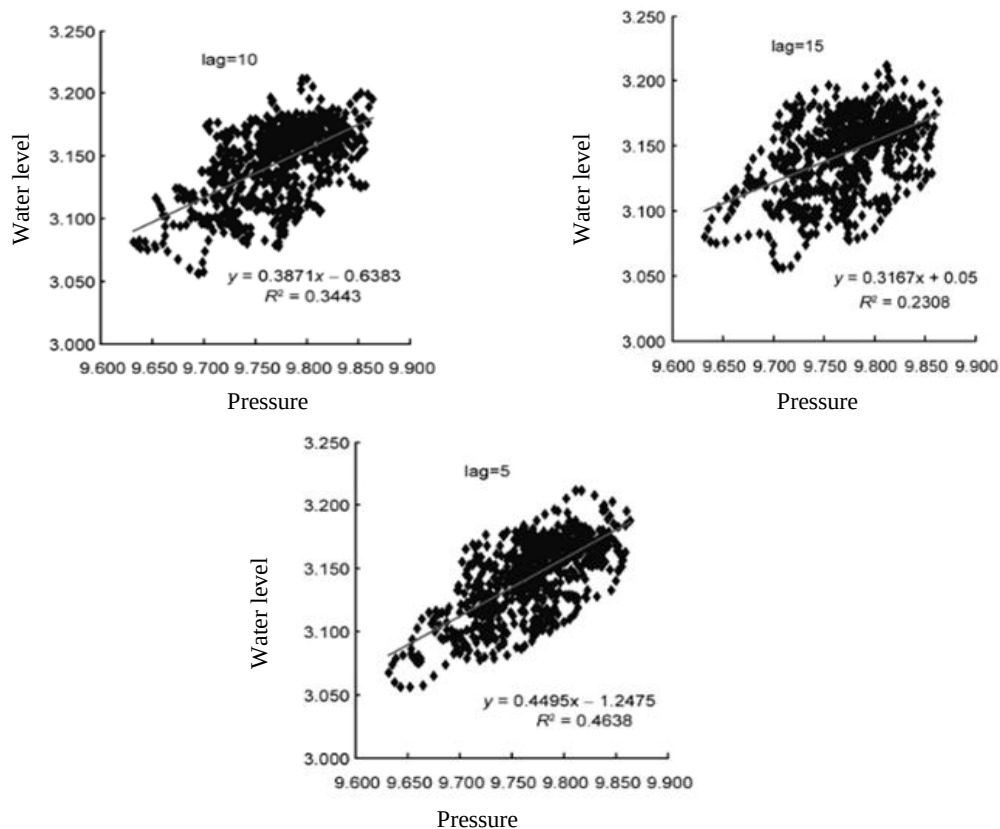
همانطور که قبلاً گفته شد سطح آب زیرزمینی معمولاً با فشار هوا در ارتباط است. و پاسخ سطح آب زیرزمینی به اثر فشار هوا ممکن است با تأخیر همراه باشد. بنابراین نیاز به تعیین همبستگی بین سطح آب مشاهده شده و فشار هوا و همچنین تعیین زمان تأخیر واکنش سطح آب احساس می‌شود. برای چنین کاری ابتدا بایستی مقادیر فشار اتمسفر محل آزمایش و مقادیر داده‌های سطح آب را برای یک دوره پایه که در طی آن هیچ تنش اضافی بر سیستم آبخوان-چاه اعمال نشده است جمع‌آوری شود. سپس با در نظر گرفتن زمان تاخیرهای مختلف ضرایب همبستگی بین سطح آب و فشار هوا محاسبه گردد و زمان مربوط به بزرگترین ضریب همبستگی به عنوان زمان تأخیر انتخاب شود (شکل ۷). به دلیل انتقال آبی اثرات فشار اتمسفر در سفره‌های زیرزمینی تحت فشار، عملاً زمان تأخیر برابر صفر است و تکنیک حذف برای نوسانات فشار بارومتريک در این سیستم‌ها به طور کلی ساده هستند. در مرحله بعد، تجزیه و تحلیل رگرسیون خطی برای مجموعه داده انتخاب شده با در نظر گرفتن زمان تاخیر انجام می‌شود. و با استفاده از رابطه ۵، اثر فشار هوا بر سطح آب حذف می‌شود:

$$\hat{y}_i = y_i - b_p(x_i - \bar{x}) \quad (5)$$

که در آن $\hat{y}_i$ سطح آب پس از تصحیح، y_i سطح آب اندازه‌گیری شده است، b_p ضریب فشار بارومتريک (شیب خط رگرسیون شکل ۵)، x_i مقدار فشار بارومتري اندازه‌گیری شده و $\bar{x}$ فشار هوای متوسط است.

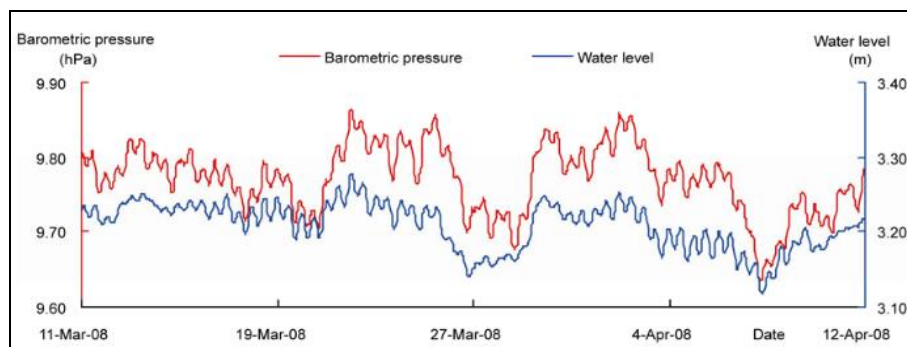
است. همانطور که در شکل ۶ نشان داده شده است داده‌های بدون اصلاح نسبت به فشار هوا دارای نوسان نسبتاً زیادی هستند که پس از اصلاح همانند شکل ۷، میزان نوسان داده‌ها در اثر تغییرات فشار بارومتريک به مقدار زیادی کاهش پیدا کرده است.

در شکل‌های ۶ و ۷ نمونه‌ای از داده‌های اندازه‌گیری شده و اصلاح شده با روش رگرسیون خطی در چاه Nanxi نمایش داده شده است (Zhao and Wang, 2013). بر اساس رگرسیون استخراج شده در شکل ۵، اصلاحات لازم مطابق با روابط ذکر شده در فوق در داده‌های سطح آب انجام شده



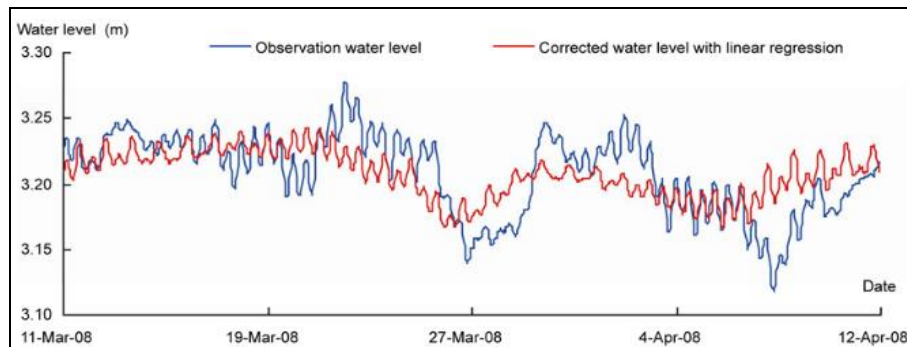
شکل ۵- سطح آب در چاه Nanxi در مقابل فشار هوا در دوره‌ای از ۱۱ مارس ۲۰۰۸ تا ۱۱ آوریل ۲۰۰۸ (Zhao and Wang, 2013).

Figure 4- Water level in Nanxi well (vertical axis) versus air pressure (horizontal axis) in the period from March 11, 2008 to April 11, 2008. (Zhao and Wang, 2013).



شکل ۶- منحنی‌های سطح آب (آبی) و فشار هوا (قرمز) در چاه Nanxi (داده‌ها به صورت ساعتی از ۱۱ مارس ۲۰۰۸ تا ۱۱ آوریل ۲۰۰۸ ثبت شده است). (Zhao and Wang, 2013).

Figure 5- Water level (blue line) and air pressure (red line) in Nanxi well (data recorded hourly from March 11, 2008 to April 11, 2008) (Zhao and Wang, 2013).



شکل ۷- منحنی سطوح آب مشاهده شده (آبی) و اصلاح شده (قرمز) با رگرسیون خطی در چاه Nanxi از ۱۱ مارس ۲۰۰۸ تا ۱۱ آوریل ۲۰۰۸ (Zhao and Wang, 2013).

Figure 6- Observed (blue line) and corrected (red line) water levels with linear regression in Nanxi well from March 11, 2008 to April 11, 2008 (Zhao and Wang, 2013).

رگرسیون خطی و دکانولوشن رگرسیونی نشان می‌دهد
(Zhao and Wang, 2013).

همانطور که شکل ۸ نشان می‌دهد، منحنی سطح آب پس از تصحیح توسط رگرسیون دکانولوشن بسیار صاف‌تر است و اختلاف دامنه و فرکانس امواج از حالت اولیه کوچکتر است و نویز ناشی از فشار هوا به طور مؤثر حذف شده است. درحالی‌که منحنی سطح آب پس از تصحیح با رگرسیون خطی دارای دامنه امواج بیشتری نسبت به رگرسیون دکانولوشن است. یعنی رگرسیون دکانولوشن نتیجه تصحیح بهتری دارد. از آنجایی که حداکثر زمان تأخیر، ۱۲ ساعت در نظر گرفته شده است، منحنی سطح آب پس از تصحیح با رگرسیون دکانولوشن به خوبی با منحنی مشاهده شده منطبق است. درحالی‌که چنین تاخیری پس از اصلاح با رگرسیون خطی روی منحنی سطح آب باقی می‌ماند (Zhao and Wang, 2013).

هر دو روش رگرسیون خطی یکنواخت و رگرسیون دکانولوشن را می‌توان برای حذف نویز فشار هوا از داده‌های سطح آب استفاده کرد. رگرسیون خطی، ساده و سریع است ولی نمی‌تواند تأخیر پاسخ سطح آب به فشار هوا را ثبت کند بنابراین نتیجه تصحیح، دقیق نیست. الگوریتم رگرسیون دکانولوشن نسبتاً پیچیده است اما تابع پاسخ را به گونه‌ای تنظیم می‌کند که تأخیر واکنش سطح آب را نسبت به فشار بارومتریک برآورد می‌کند بنابراین نتیجه تصحیح، بهتر از رگرسیون خطی است. البته استفاده از برنامه نرم‌افزاری رگرسیون دکانولوشن به ویژه زمانی که داده‌های مربوط به

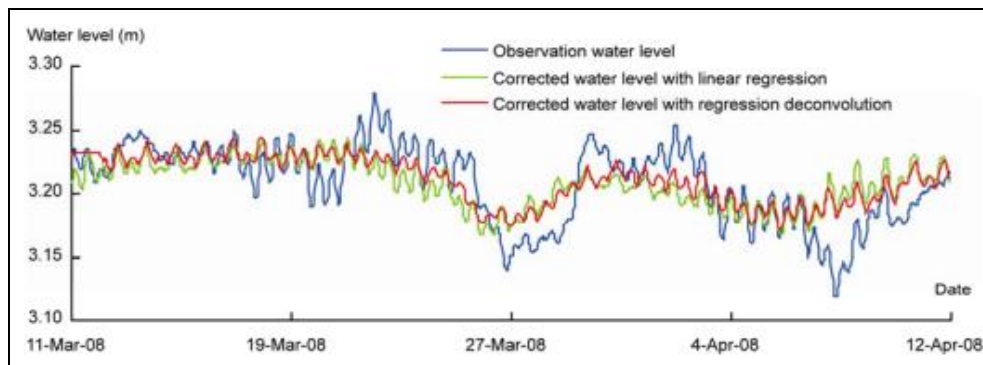
حذف اثر فشار هوا به روش دکانولوشن رگرسیونی^۴

از آنجایی که اندازه‌گیری سطح آب از چاه‌های آبخوان آزاد پاسخ‌های متغیری به نوسانات بارومتری به واسطه تأخیر زمانی نشان می‌دهد (یعنی پاسخ سطح آب چاه به مدت زمان، میزان تغییر فشار بارومتری و ویژگی‌های ناحیه وادوز بستگی دارد)، روش حذف به صورت ساده یا مستقیم همانند چاه‌های مشاهده‌ای در سفره‌های زیرزمینی تحت فشار انجام نمی‌شود. با این حال، با استفاده از برنامه BETCO می‌توان تأخیر زمانی واکنش سطح آب به تغییرات فشار بارومتریک را در این موارد با روش دکانولوشن رگرسیونی برآورد کرد (Rasmussen and Crawford, 1997). رگرسیون دکانولوشن یک تکنیک رگرسیونی برای سری‌های زمانی است که مستقیماً انتشار زمانی اثرات را به عنوان تابعی از زمان پیوسته مدل‌سازی می‌کند. این برنامه (BETCO) می‌تواند توابع پاسخ بهینه بین سطح آب و فشار هوا را با در نظر گرفتن بهترین زمان تأخیر (دارای بیشترین همبستگی) ایجاد کند سپس با استفاده از این توابع سطح آب جدید را پس از تصحیح فشار هوا محاسبه کند.

برای داده‌های ساعتی سطح آب در چاه Nanxi و فشار هوا از ۱۱ مارس ۲۰۰۸ تا ۱۱ آوریل ۲۰۰۸، از برنامه BETCO برای حذف اثر فشار هوا بر سطح آب با روش دکانولوشن رگرسیونی استفاده شده است. در چاه مذکور حداکثر زمان تأخیر سطح آب نسبت به فشار هوا ۱۲ ساعت است. شکل ۸ مقایسه مقادیر سطح آب اصلاح شده را با استفاده از دو روش

⁴ Deconvolutional regression

یک دوره طولانی را محاسبه می‌کند، ساده است (Zhao and Wang, 2013).



شکل ۸- منحنی‌های سطح آب مشاهده شده (آبی) و اصلاح شده در چاه Nanxi از ۱۱ مارس ۲۰۰۸ تا ۱۱ آوریل ۲۰۰۸. سبز: تصحیح با استفاده از رگرسیون خطی. قرمز: تصحیح با استفاده از دکانولوشن رگرسیون (Zhao and Wang, 2013).

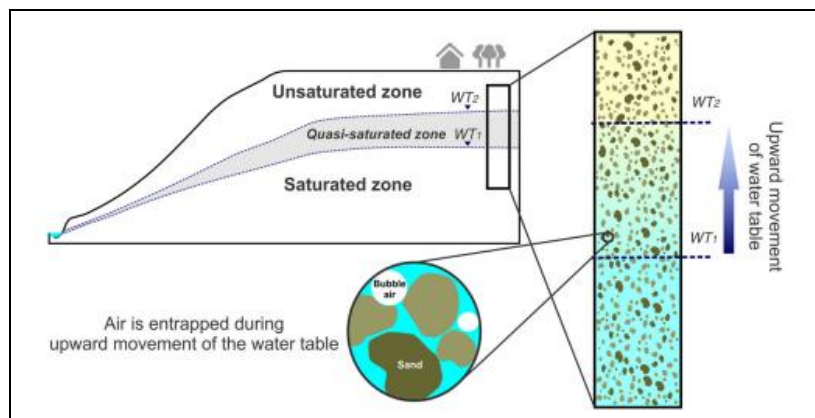
Figure 7- Observed (blue line) and corrected water level curves at Nanxi well from March 11, 2008 to April 11, 2008. Green line: correction using linear regression. Red line: correction using regression deconvolution (Zhao and Wang, 2013).

خروج هوا از منافذ کوچکتر را مختل می‌کند. شرایط شبه

اشباع یا شبه اشباع

اشباع همچنین ممکن است در اثر تولید گازهای حاصل از تجزیه در محل ایجاد شود (Bond and Collis-George, 1981 و Peck, 1960). مقدار گاز محبوس با شدت بارندگی ارتباط دارد. بارش با شدت بالاتر ممکن است هوای بیشتری را نسبت به بارش با شدت کمتر به دام بیندازد (Fayer and Hillel, 1986a و Hillel, 1986b).

بین منطقه غیراشباع بالای سطح آب و شرایط غیراشباع زیر سطح آب تمایز وجود دارد و برای شرایط غیراشباع زیر سطح آب از اصطلاح "شبه اشباع" استفاده می‌شود (Faybishenko, 1995). همانطور که در شکل ۹ نشان داده شده است شبه اشباع ممکن است از طریق به دام افتادن یا محصور شدن هوای خاک رخ دهد. آب در طول بارندگی به سرعت منافذ بزرگ داخل خاک را اشباع می‌کند و جریان



شکل ۹- مدل مفهومی شبه اشباع (Rau et al., 2019).

Figure 8- Conceptual model of quasi-saturation (Rau et al., 2019).

هستند که فراتر از آن حباب‌ها در فرآیندی به نام جوشش به سطح آب می‌گریزند و از محیط خارج می‌شوند (Rosenberry et al., 2006). البته تغییرات در فشار اتمسفر هم ممکن است منجر به جوشش هوا به خارج از سطح آب و افت سطح ایستایی شود (Baird and Low, 2022; Kellner et al., 2006). با این حال، به نظر می‌رسد این حد آستانه به نوع خاک بستگی دارد (Baird and Low, 2022; Kellner et al., 2006).

در مطالعات آزمایشگاهی نیز محصور شدن هوا در ستون‌هایی از خاک‌های مختلف بررسی شده است. به عنوان مثال، نمونه‌هایی از زغال سنگ نارس حاوی مقدار گاز حجمی محبوس بین ۱ تا ۱۳ درصد هستند (Beckwith and Baird, 2001; Baird et al., 2004)، و مقدار آن در ستون‌های شنی، بین ۸ تا ۶ درصد است (Marinas and Smith, 2013). همچنین خاک‌ها دارای حد آستانه محتوای حجمی گاز

روابط $K\theta$ مربوط به هدایت هیدرولیکی در محیط غیراشباع اغلب به خوبی تعریف شده است (Van Genuchten, 1980). اما به دلیل اینکه در زیر سطح آب، حباب‌های محبوس شده به هم می‌پیوندند، حل یا منقبض می‌شوند، در مکان‌های مختلف شکل می‌گیرند و جابجا می‌شوند تعریف این روابط مربوط به $K(qsat)$ بسیار دشوار است (Baird and Low, 2022).

پدیده شبه اشباع نیز بر سرعت بالا و پایین رفتن سطح ایستابی در پاسخ به تغذیه و تخلیه آب اثر می‌گذارد. اگر حباب‌های گاز در منافذ مرتبط خاک به دام افتاده باشند، آبدی ویژه مقدار کمتری خواهد داشت و نوسانات سطح آب بیشتر خواهد بود. از طرف دیگر، از آنجاکه مقدار گاز محبوس شده ممکن است در طول زمان متفاوت باشد، پاسخ سطح آب به افزایش یا از دست دادن آب نیز متفاوت خواهد بود (McWhorter, and Sunada, 1977; Nachabe, 2002). به عبارت دیگر محتوای گاز حجمی زیر سطح آب در یک خاک نسبت به زمان بسیار متغیر است که منجر به افت متفاوت سطح ایستابی در پاسخ به از دست دادن مقدار آب معین در زمان‌های مختلف می‌شود. بنابراین آبدی ویژه نه تنها با موقعیت در نیمرخ خاک بلکه با زمان نیز ارتباط دارد. با این حال، میزان و مقیاس تأثیر تغییرات گاز به دام افتاده بر آبدی ویژه برای بسیاری از انواع خاک‌ها ناشناخته است (Baird and Low, 2022).

خطا در تبدیل فشار به ستون آب

استفاده از اندازه‌گیری بار هیدرولیکی در آب‌های زیرزمینی با چگالی متغیر بسیار پیچیده‌تر از آب‌های زیرزمینی با چگالی ثابت است. هنگامی که اصلاحات مربوط به تغییرات چگالی نادیده گرفته می‌شود یا به درستی در نظر گرفته نمی‌شود، ممکن است تفسیر نادرست از جهت و بزرگی جریان آب زیرزمینی ایجاد شود. لایه‌بندی چگالی در چاه‌ها دلایل متعددی دارد که شامل، تغییرات دما (Luszczynski, 1961)، تغییرات چگالی در اثر تغییرات شوری، وجود مایعات غیر آبی، وجود گازهای محلول (Post et al., 2007) و افزایش فشار با عمق (Adams and Bachu, 2002) می‌باشد.

گازهای محبوس در زیر سطح آب با تغییر در فشار اتمسفر، نوسانات سطح آب را تشدید می‌کند. گاز بسیار تراکم‌پذیرتر از آب است و فشرده شدن و انبساط حباب‌ها با بالا و پایین رفتن فشار اتمسفر، باعث نوسان سطح آب می‌شود. حساسیت سطح آب به تغییرات فشار اتمسفر به محتوای گاز به دام افتاده بستگی دارد. در یک آزمون آزمایشگاهی مدلی را برای تخمین بازده فشار بارومتریک بر اساس قانون گاز ایده‌آل و قانون هنری ایجاد شد (Peck, 1960).

در صورتی که زیر سطح آب، اشباع در نظر گرفته شود هدایت هیدرولیکی در این ناحیه در طول زمان ثابت و برابر با $Ksat$ فرض می‌شود. اما در واقعیت، مقدار هدایت هیدرولیکی به دلیل حباب‌های گاز به دام افتاده کمتر از مقدار اشباع آن است بنابراین در زیر سطح آب، بهتر است از $K(qsat)$ استفاده شود. مطالعات متعددی بر کاهش هدایت هیدرولیکی اشباع شده در اثر محبوس شدن هوا متمرکز شده است (Marinas et al., 2013; Faybishenko, 1995). هدایت هیدرولیکی به دلیل مسدود شدن منافذ توسط هوای محبوس شده بسیار گسترده است. برخی محققین کاهش ۵۰ درصدی را به دلیل هوای محبوس تأیید کرده‌اند، درحالی که توسط برخی کاهش صد تا دویست درصد مشاهده شد. در خاک زغال سنگ نارس $Ksat$ پنج تا هشت برابر بزرگتر از $K(qsat)$ است (Beckwith and Baird, Faybishenko, 1995). (2001;

$K(qsat)$ (هدایت هیدرولیکی در محیط شبه اشباع زیر سطح آب) با $K(\theta)$ (هدایت هیدرولیکی در محیط غیراشباع بالای سطح آب) متفاوت است. $K(qsat)$ معمولاً در طول زمان با تغییر محتوای گاز به دام افتاده تغییر می‌کند. بنابراین اندازه‌گیری‌های برجای K در زیر سطح آب نباید به عنوان یک مقدار ثابت در زمان در نظر گرفته شود و $K(qsat)$ اندازه‌گیری شده در یک محل ممکن است به دلیل تغییر در مقدار آن برای مدل‌سازی جریان‌های آب زیرزمینی در موقعیت دیگر مناسب نباشد. خطای استفاده از K اشتباه می‌تواند قابل توجه باشد مگر اینکه مشخص شود که محتوای گاز محبوس شده تغییرناپذیر است یا شرایط همیشه اشباع است (که بسیار بعید است) (Baird and Low, 2022).

درون پیزومتر است. چگالی متوسط ستون آب در داخل پیزومتر (ρ_a) برابر است با:

$$\rho_a = \frac{\int_{z_i}^{z_i+h_{p,i}} \rho_w(z) g dz}{h_{p,i}} \quad (8)$$

که می‌تواند در رابطه ۷ قرار داده شود. پس از باز نویسی رابطه ستون آب، فشار و چگالی به شکل ذیل است:

$$h'_{p,i} = \frac{P_i}{\rho_a g} \quad (9)$$

لایه‌بندی چگالی در یک پیزومتر به دلیل تمایل آب به تعادل با دمای زیر سطح زمین اجتناب‌ناپذیر است و مفهوم عملی آن این است که پیزومترها ابزار اندازه‌گیری ناقصی هستند چون چگالی ستون‌های آب در داخل آن قابل کنترل نیست و به طور کلی ناشناخته است. انحراف جزئی از چگالی آب شیرین ممکن است منجر به اصلاحات زیادی در بار هیدرولیکی شود هرچه عمق بیشتر باشد احتمالاً مقدار خطا هم بیشتر است (شکل ۱۰).

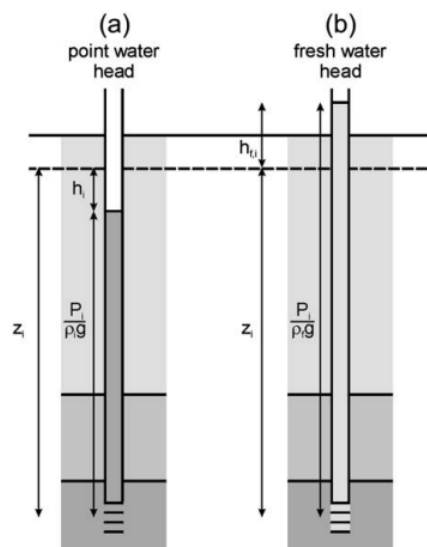
برخی از محققان روابط بار ستون آب و فشار را برای محیط‌های با چگالی متغیر بیان نمودند. بار فشار $h_{p,i}$ در رابطه برنولی، فشار آب زیرزمینی را در نقطه اندازه‌گیری به صورت یک ستون آب با چگالی ρ_i بیان می‌کند (Post and von Asmuth, 2013)، یعنی:

$$h_{p,i} = P_i / \rho_i g \quad (6)$$

برای اکثر کارهای عملی، تصور می‌شود $h_{p,i}$ با ستون آب درون پیزومتر برابر است. اما، به طور دقیق هرگز چنین نیست زیرا به دلایل مختلف چگالی آب درون پیزومترها همیشه با عمق تغییر می‌کند و از ρ_i منحرف می‌شود. اگر آب در یک پیزومتر لوله ایستاده در حالت ساکن باشد، فشار و چگالی بر اساس رابطه زیر به هم مربوط می‌شوند:

$$P_i = \int_{z_i}^{z_i+h_{p,i}} \rho_w(z) g dz \quad (7)$$

که $\rho_w(z)$ تابعی است که تغییر چگالی آب درون پیزومتر را با مختصات عمودی z توصیف می‌کند و $h'_{p,i}$ طول ستون آب



شکل ۱۰- تبدیل چگالی ستون سیال به چگالی آب شیرین (a) چگالی ستون سیال (b) چگالی معادل آب شیرین (مقدار ثابت) (Post et al., 2007).

Figure 9: Conversion of fluid column density to fresh water density a) fluid column density b) equivalent density of fresh water (constant value) (Post et al., 2007).

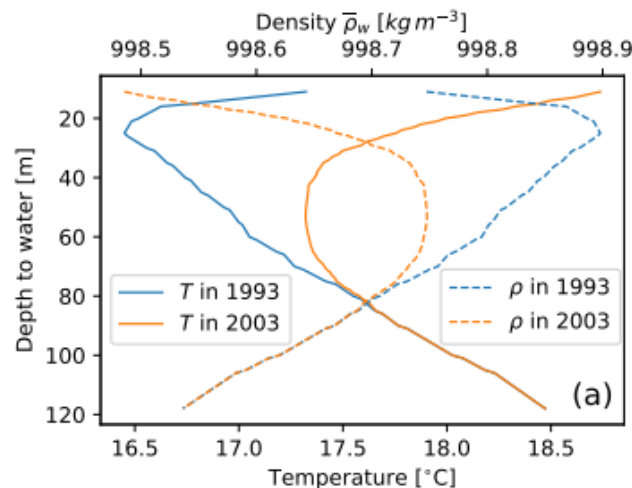
تفاوت‌های کوچک بار هیدرولیکی هدف بررسی قرار می‌گیرند و مهم هستند، ارزیابی میزان بالقوه اثر دما بر چگالی برای اندازه‌گیری‌های کم‌عمق نیز توصیه می‌شود زیرا تغییرات چگالی می‌تواند به دلیل تغییرات دمای فصلی در ۱۰ تا ۲۰ متر ابتدایی زیر سطح زمین رخ دهد. دمای زیرسطحی ممکن است بین ۰ تا ۲۵ درجه سانتیگراد در آب و هوای معتدل

یکی از محققان روشی را برای محاسبه چگالی بر اساس رسانایی الکتریکی در دمای ثابت ۱۶ درجه ارائه کرده است (Post, 2011). برای ارزیابی یا تصحیح خطای ناشی از تغییرات چگالی وابسته به دما، توصیه شده است که در چاه‌های عمیق، اندازه‌گیری بار هیدرولیکی باید با بررسی حرارتی همراه باشد (شکل ۱۱). بالین‌حال، زمانی که

یا آن را نادیده گرفت. آن‌ها پیشنهاد کردند دقت اندازه‌گیری بار هیدرولیکی به مقدار ۰.۰۲ متر می‌تواند معیاری برای تصمیم‌گیری در مورد ارزیابی اهمیت تغییرات چگالی باشد (Post et al., 2007).

متغیر باشد (Anderson, 2005) که محدوده تغییرات چگالی مربوط به آن برای آب شیرین بین ۱۰۰۰ تا ۹۹۷ کیلوگرم بر مترمکعب است، به عبارت دیگر عدم توجه به این تغییر ممکن است منجر به خطای تا ۳ میلی‌متر در هر متر ستون آب شود.

برخی محققان سعی کردند نشان دهند چه زمانی اثرات چگالی متغیر بر جریان آب زیرزمینی باید در نظر گرفته شود



شکل ۱۱- دما و چگالی متوسط به عنوان تابعی از عمق برای یک چاه مشاهده‌ای در ژاپن که گرم شدن قابل توجهی را به دلیل شهرنشینی بین سال‌های ۱۹۹۳ و ۲۰۰۳ تجربه کرد. داده‌های دما از یامانو و همکاران (۲۰۰۹) (Yamano et al., 2009; Rau et al., 2019).

Figure 10- Average temperature and density as a function of depth for an observation well in Japan that experienced significant warming due to urbanization between 1993 and 2003. Temperature data from Yamano et al. (2009) (Rau et al., 20019; Yamano et al., 2009).

اندازه‌گیری دمای مورد استفاده برای تصحیح چگالی فقط مربوط به نقطه‌ای از چاه است که سنسور اندازه‌گیری در آن قرار دارد و میانگین چگالی ستون آب را نشان نمی‌دهد. با قرار دادن مبدل فشار درست زیر حداقل عمق ممکن سطح آب در چاه و نه در عمق زیاد، می‌توان این خطاها را به حداقل رساند. از آنجایی که فشار هوا به طور مهمی با ارتفاع تغییر می‌کند، فاصله عمودی بین مبدل فشار اتمسفر و مبدل فشار معلق در آب ممکن است به اختلاف فشار قابل توجهی منجر شود. برای ارزیابی بزرگی این اثر، میانگین فشار اتمسفر در ۲۰ درجه سانتیگراد را برای هر ارتفاعی می‌توان با رابطه ارائه شده توسط آلن و همکاران (۱۹۹۸) محاسبه کرد:

$$P_{atm} = 101.3 \left(\frac{293 - 0.00065z}{293} \right) \quad (10)$$

که در آن P_{atm} فشار اتمسفر و z ارتفاع از سطح دریا است.

نایبوستگی در توزیع تخلخل

روش معمول برای غلبه بر لایه‌بندی چگالی، حذف آب راکد موجود در پی‌زومتر قبل از اندازه‌گیری بار هیدرولیکی است. راه‌حل دیگر، اندازه‌گیری مستقیم فشار در عمق بخش مشبک چاه است (Winograd, 1970)، اما اگر چاه، عمیق یا غیرقابل دسترس باشد، این کار نیز احتمالاً غیرممکن است. سازندگان مختلف دستگاه‌های اندازه‌گیری فشار از مفروضات و مقادیر پیش‌فرض مختلفی برای پارامترهای ρ_w و g استفاده می‌کنند که ممکن است خطاهای سیستماتیک ایجاد کند. به عنوان مثال، g اغلب برابر با گرانش استاندارد یعنی 9.80665 m/s^2 در نظر گرفته می‌شود اما ممکن است بین 9.78 و 9.83 در سراسر جهان متفاوت باشد. برای یک چگالی ثابت، خطای سیستماتیکی که ممکن است با استفاده از گرانش استاندارد به جای مقدار محلی ایجاد شود، می‌تواند تا ۲ میلی‌متر بر متر ستون آب باشد. برخی از سازندگان گزینه اصلاح چگالی وابسته به دما را ارائه می‌دهند اما این ممکن است نشان‌دهنده دقتی باشد که توجیهی ندارد زیرا

میکرومتر) است. در مقیاس متوسط، شکستگی‌هایی هستند که انحلال تأثیر کمی بر آن‌ها داشته یا اصلاً نداشته و عرض معمولی آن‌ها کمتر از ۱ میلی‌متر است. و بزرگ‌ترین مقیاس شکستگی‌هایی است که در اثر انحلال تا حدی بزرگ شده‌اند (از چند میلی‌متر تا متر (یعنی غارها)) (Baird and Low, 2022). این چند وجهی در تخلخل در کنگلومراهای با سیمان شدگی ناقص و کنگلومراهای دارای ماتریکس ریزدانه که تحت تأثیر فرایندهای تکتونیکی نیز قرار گرفته‌اند بسیار شدیدتر است.

ناپیوستگی تخلخل در سفره‌های آهکی منجر به ایجاد سیستم‌های پیچیده آب زیرزمینی با سطح آب پلکانی مانند اپی‌کارست‌ها می‌شود که سنگ آهک‌های اشباع بسیار نفوذپذیر نزدیک به سطح زمین هستند که بر روی سنگ‌آهک غیراشباعی با نفوذپذیری کم قرار دارند (Williams, 2008). با این حال، سطح آب در سفره‌های آهکی اغلب با استفاده از گمانه‌های عمیق که شبکه شکستگی‌های انحلالی بزرگ را قطع می‌کنند، اندازه‌گیری می‌شود و این گمانه‌ها امکان نظارت بر پایین‌ترین، سطح آب کاربردی را فراهم می‌کنند (Baird and Low, 2022).

نوسانات غیر معمول سطح آب

تغییرات در سطح آب با تغییرات فشار اتمسفر در بازه‌های زمانی روزانه و کمتر ممکن است غیرعادی به نظر برسد. با این حال، انواع دیگری از رفتار غیر معمول سطح آب گزارش شده است. شاید قابل توجه‌ترین مورد، بالا آمدن ظاهراً نامتناسب سطح آب در پاسخ به بارندگی باشد (Baird and Low, 2022; Gillham, 1984). یعنی وضعیتی که مقدار کمی بارندگی مثلاً ۰.۳ سانتی‌متر، منجر به پاسخ بسیار بزرگ سطح آب مثلاً ۳۰ سانتی‌متر، می‌شود. این پدیده اثر معکوس ویرمینگر میر ۵ نامیده می‌شود و علت آن وجود یک نوار مویرگی ضخیم در بالای سطح آب است که تا سطح زمین تداوم دارد (Gillham, 1984; Baird and Low, 2022; Cloke, 2006). برای تبدیل این ناحیه اشباع تنش کششی به فشارهای منفذی مثبت، تنها به عمق کمی آب نیاز است که باعث بالا آمدن سطح آب به سطح زمین می‌شود. افزایش

در برخی از انواع خاک و سازندهای سنگی ممکن است ناپیوستگی در توزیع اندازه منافذ وجود داشته باشد. خاک رس متورم شونده پس از دوره‌های خشک، عمدتاً از شبکه‌ای از شکاف‌ها و منافذ بسیار کوچک در توده خاک تشکیل شده است. شکاف‌ها از نظر اندازه بزرگ‌تر از منافذ درون ماتریکس هستند، اما حجم کمی را در خاک اشغال می‌کنند (شاید فقط چند درصد). ماکروپورها همچنین ممکن است توسط ریشه‌های گیاه فعالیت جانوران، یا فرآیندهای فرسایشی درون خاک ایجاد شوند (Beven and Germann, 1982; Beven and Germann, 2013). این دو وجهی قوی در توزیع اندازه منافذ (شکاف‌ها و ماکروپورها در مقابل منافذ درون ماتریکس) منجر به الگوهای پیچیده‌ای در جریان آب و دینامیک سطح آب می‌شود. پژوهشگران عقیده داشتند که سطح آب در شکاف‌های رس‌ها واجد شرایط سطح ایستایی نیست زیرا فشار آب منفذی در خاک اطراف آن‌ها به دلیل عدم اشباع اغلب کمتر از اتمسفر است (Bouma et al., 1980). برخی نیز معتقد بودند که سطح آب در شکاف‌ها و حفره‌های ساختاری خاک‌های رسی باید به عنوان سطح آب واقعی در نظر گرفته شود (Armstrong, 1983). جریان آب درون شبکه‌های ماکروپورها به طور کلی اغلب بسیار سریع‌تر از ماتریکس اطراف است و به طور بالقوه منجر به ایجاد یک الگوی فضایی پیچیده از سطح آب می‌شود. برخی از پژوهشگران پیشنهاد کردند که مطالعات بسیار بیشتری در مورد اینکه چگونه منافذ درشت بر حرکت و توزیع سطح آب در پروفیل‌های خاک تأثیر می‌گذارند مورد نیاز است (Beven and Germann, 2013).

وضعیت مشابه با خاک‌های رسی در مقیاس بسیار بزرگتری در برخی از سازندهای زمین‌شناسی مانند کنگلومراهای اخیر و به ویژه سنگ‌های آهکی وجود دارد. در یک آبخوان گچی، اکثریت قریب به اتفاق جریان آب زیرزمینی توسط شبکه شکستگی‌ها و درز و شکاف‌ها میزبانی می‌شود، با این حال این شبکه مقدار بسیار کمی از حجم عظیم آبخوان را تشکیل می‌دهد (Dingman, 1994). سنگ‌آهک معمولاً به عنوان یک سیستم با تخلخل چندگانه در نظر گرفته می‌شوند. کوچک‌ترین مقیاس، تخلخل ماتریکس است که شامل منافذ بین کریستالی و بین‌دانه‌ای با قطر کوچک (۵۰۰-۵۰)

⁵ Wieringermeer effect

را توصیه کردند (شکل ۱۳). همانطور که مشاهده می‌شود اگر سطح آب در محدوده ورودی یکی از پیزومترها باشد، سطح آب در پیزومتر دقیقاً با سطح آب منطبق خواهد شد. در غیر این صورت، نمودار عمق نصب پیزومترها در برابر بار فشار ثبت شده توسط آن‌ها رسم می‌شود و با برون‌یابی منحنی حاصل به فشار صفر ارتفاع سطح آب به دست می‌آید (Rushton and Howard, 1982; Richards, 1954).

با افزایش عمق نفوذ چاه زیر سطح آب، زمان پاسخ بهبود می‌یابد زیرا این امر سطح چاه در دسترس برای تبادل آب با خاک را افزایش می‌دهد. با این حال، همانطور که در بالا ذکر شد، چاهی که خیلی زیر سطح آب امتداد می‌یابد ممکن است در مواردی که جریان عمودی اهمیت دارد دچار خطاهای قابل‌توجهی شود. ذکر این نکته ضروری است که گاهی چاه‌های مشاهده‌ای به اشتباه پیزومتر نامیده می‌شوند، پیزومترها سطح آب را فقط در شرایط خاص نشان می‌دهند. به طور کلی پیزومتر چاهی است که به طور ویژه برای اندازه‌گیری بار هیدرولیکی در یک نقطه خاص در زیر سطح آب طراحی و ساخته شده است.

قابل توجه و سریع سطح آب همچنین ممکن است ناشی از فشار بیش‌ازحد هوای حبس شده در زیر یک جبهه مرطوب پیش‌رونده پس از بارندگی یا آبیاری باشد، فرآیندی که اثر لیس ۶ نامیده می‌شود (Baird and Low, 2022).

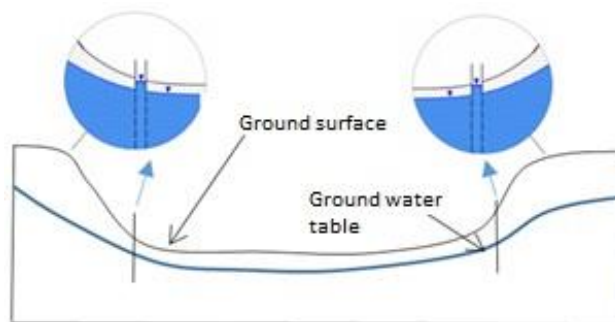
تعیین سطح آب زیرزمینی

برخی از پژوهشگران سطح آب را اینگونه تعریف می‌کند: در صحرا، سطح آب در عمقی از چاه قرار دارد که آب شروع به وارد شدن می‌کند (Hubbert, Baird and Low, 2022). برخی عقیده دارند زمانی که عمق آب در چاه بسیار کم است، سطح آب در چاه به عنوان سطح ایستابی تعریف می‌شود. در عمل، پیروی از توصیه‌های آن‌ها دشوار است. به این دلیل که روش آن‌ها مستلزم تعمیق یک چاه با افت سطح آب زیرزمینی و یا حفاری یک سری چاه‌های کم عمق‌تر با بالا آمدن سطح آب است (Baird and Low, 2022). برخی برای مکان سطح آب حفر یک گمانه در بدنه آب زیرزمینی را پیشنهاد کرده‌اند. چنین ابزاری ممکن است داده‌های مفیدی را ارائه دهد اما ممکن است داده‌هایی را ارائه دهد که به طور قابل توجهی با سطح آب آزاد در خارج از لوله متفاوت باشد. در عمل، اندازه‌گیری دقیق سطح ایستابی ساده نیست.

در میانه‌های یک دشت سیلابی حفر گمانه، اندازه‌گیری دقیقی از سطح آب را به همراه خواهد داشت. اما در مرز بین تپه و دشت سیلابی، آب از دامنه تپه به سمت دشت سیلابی جریان می‌یابد و دارای مؤلفه عمودی روبه بالا است در چنین شرایطی سطح آب در چاه ممکن است بالاتر از سطح آب درون خاک اطراف باشد (شکل ۱۲).

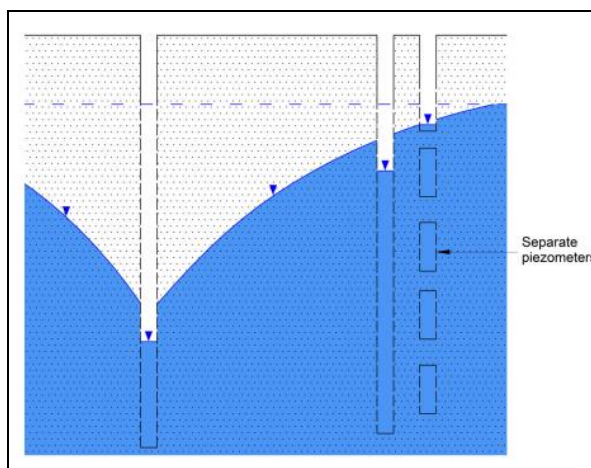
اجتناب از حفر چاه که خیلی زیر سطح آب امتداد دارد، اکنون آشکار می‌شود (Baird and Low, 2022). در یک آزمون پمپاژ سطح آب در چاه مشاهده‌ای واقع در مخروط افت، به دلیل اینکه یک جزء از جریان آب زیرزمینی در مجاورت چاه مشاهده‌ای به صورت عمودی و به سمت پایین می‌باشد، به طور قابل ملاحظه‌ای پایین‌تر از سطح آب واقعی است. برای به دست آوردن تخمین‌های قابل اعتمادتر از سطح آب، نصب تعدادی از پیزومترها در فواصل عمقی منظم

⁶ Lisse effect



شکل ۱۲ - شرایط جریان آب زیرزمینی در مرزهای دشت سیلابی.

Figure 11- Groundwater flow conditions in the borders of the floodplain.



شکل ۱۳ - سطح آب در آزمون پمپاژ و راه حل ارائه شده برای حذف خطای ایجاد شده (Baird and Low, 2022) (۱۹۸۲).

Figure 12 - Water level in the pumping test and the proposed solution to remove the error caused by it (1982) (Baird and Low, 2022).

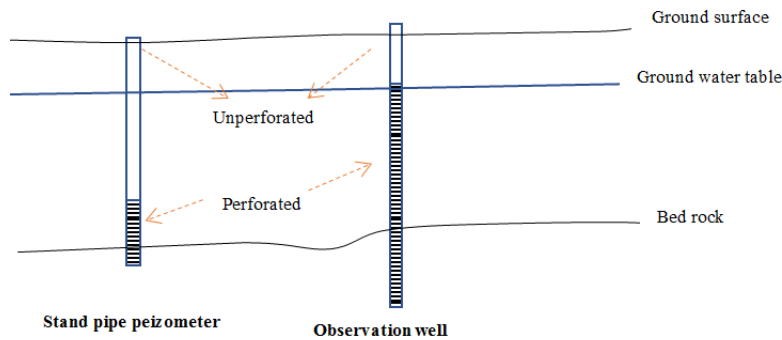
(Lancellotta, 2008). این نوع پیزومتر شامل یک لوله توخالی

ساخته شده است که بخش انتهایی پایینی آن مشبک شده است (شکل ۱۴). برای جلوگیری از ورود ذرات با قطر کوچک مانند سیلت از خاک اطراف، یک بسته فیلتر (یا بسته شن) یا یک توری (یا هر دو) در اطراف بخش مشبک چاه نصب می‌شود. (Schwartz and Zhang, 2002). اگر یک چاه چندین سفره آب مجزا از یکدیگر را با لایه‌های محدود قطع کند، می‌بایست دقت شود که هر گونه ارتباط بین سفره‌ها مسدود شود. طول بخش شیاردار معمولاً $0/2$ تا 3 متر است، اما بسته به نفوذپذیری توده‌های خاک یا سنگ دربرگیرنده ممکن است متفاوت باشد. در حالت ایده‌آل، طول بخش مشبک باید تا حد امکان کوتاه باشد. هنگامی که هدف اندازه‌گیری ارتفاع سطح آب زیرزمینی است، باید از چاه مشاهده‌ای استفاده شود (Schwartz and Zhang, 2002). این نوع از چاه‌ها در سراسر سطح ایستابی مشبک می‌شوند و به شرطی که آب چاه راکد باشد، سطح بالای ناحیه اشباع را اندازه می‌گیرند (شکل ۱۴).

روش‌ها و ابزار اندازه‌گیری

همه مطالعاتی که شامل اندازه‌گیری سطح آب هستند، نیازی به بیان اندازه‌گیری‌ها نسبت به یک مبنای مشخص ندارند اما زمانی که هدف تعیین جریان آب زیرزمینی بر اساس بار هیدرولیکی به دست آمده از چاه‌های مختلف باشد همه پتانسیل‌ها باید با توجه به یک ارتفاع مرجع ثابت محاسبه شوند. متداول‌ترین روش برای تعیین بار هیدرولیکی بدین‌صورت است که ابتدا ارتفاع لبه چاه مشاهده‌ای با توجه به مبنای مرجع انتخابی اندازه‌گیری می‌شود و سپس عمق آب در داخل چاه تعیین می‌شود.

فرض اساسی برای اندازه‌گیری بار هیدرولیکی با استفاده از پیزومتر این است که ارتفاع ستون آب معیاری برای فشار آب زیرزمینی در محل پیزومتر است و با اندازه‌گیری آن، می‌توان بار هیدرولیکی را محاسبه کرد. رایج‌ترین نوع پیزومتر برای اندازه‌گیری بار هیدرولیکی در سفره‌های زیرزمینی پیزومترهای لوله قائم هستند (Dunnicliff, 1993) و



شکل ۱۴- پیزومتر و چاه مشاهده‌ای.

Figure 13 - piezometer and observation well.

از فشارسنج که به ویژه در تحقیقات ژئوتکنیکی استفاده می‌شود، مبدل فشار تار مرتعش است. که بر اساس اصل تغییر فرکانس تشدید بر اثر کشش یک سیم ارتعاشی کار می‌کند (Zarriello, 1995).

یکی از مزیت‌های قابل توجه مبدل‌های فشار الکترونیکی این است که فرآیند اندازه‌گیری را می‌توان در صورتی که به یک دیتالاگر متصل شود، خودکار کرد. این سیستم‌های ثبت خودکار سطح آب برای دهه‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Dalton et al., 2005) و ابزارهای مدرن و نرم‌افزارهای رایانه‌ای ابزار مقرون به صرفه‌ای برای جمع‌آوری داده‌های سری زمانی با توالی‌های زمانی مختلف را فراهم کرده‌اند. همچنین سیستم‌های تله‌متریک نیاز به جمع‌آوری داده‌های ثبت شده را به صورت میدانی از بین برده‌اند.

خطای ابزار

دقت اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی نسبت به یک سطح مبنا تا حد زیادی به دقت روش اندازه‌گیری ارتفاع لبه چاه نسبت به سطح مبنا (معمولاً آب‌های آزاد) وابسته است. دقیق‌ترین نتایج با استفاده از نقشه‌برداری به دست می‌آید. همچنین داده‌های ارتفاع لبه چاه را می‌توان با استفاده از داده‌های سیستم موقعیت‌یابی جهانی (GPS)، خطوط کانتور روی نقشه‌های توپوگرافی، داده‌های ارتفاع سطح زمین به دست آمده از روش‌های سنجش‌ازدور یا ارتفاع‌سنج‌های فشاری به دست آورد. به استثنای برخی از روش‌های GPS، دقت هر یک از این روش‌ها معمولاً در حدود متر است (Post and von Asmuth, 2013).

یک منبع بالقوه خطا را می‌توان به ارتفاع ناهموار لبه چاه، به ویژه برای چاه‌های با قطر بزرگ نسبت داد. این منبع خطا را

از پرکاربردترین روش‌های اندازه‌گیری سطح آب در پیزومتر یا چاه می‌توان به روش پایین فرستادن نوار اندازه‌گیری تا روی سطح آب و روش قرار دادن سنسور فشار درون ستون آب اشاره کرد. در حال حاضر، ابزار مورد علاقه برای اندازه‌گیری دستی عمق آب، کاوشگر الکتریکی متصل به نوار اندازه‌گیری مدرج است که اغلب به عنوان عمق یاب شناخته می‌شود (Dalton et al., 2005). کاوشگر، دو الکترود را در خود جای داده و هنگامی که در آب داخل چاه غوطه‌ور می‌شود یک مدار الکتریکی بسته تشکیل می‌شود که باعث فعال شدن نور یا زنگ در سطح می‌گردد. اگرچه به دلیل سهولت استفاده، سطح سنج‌های الکترونیکی به ابزار انتخابی در اکثر بررسی‌های سطح آب تبدیل شده‌اند اما روش نوار گچی مرطوب به عنوان دقیق‌ترین روش برای اندازه‌گیری عمق آب شناسایی شده است (Sweet Dalton et al., 2005; et al., 1990). با این روش، قسمت پایین نوار را با گچ می‌پوشانند و نوار را در چاه پایین می‌فرستند تا قسمت گچی نوار تا حدی در آب فرو برود، عمق آب تفاوت بین قرائت نوار در راس چاه و قرائت بخش مغروق نوار است.

از اواخر قرن بیستم تا کنون، مبدل‌های فشار الکترونیکی به ابزار اصلی برای اندازه‌گیری سطح آب تبدیل شده‌اند. فناوری پیچیده آن‌ها ممکن است نشان‌دهنده برتری آن‌ها نسبت به سطح سنج‌های نواری باشد اما در مورد دقت و قابلیت اطمینان عملکرد آن‌ها این موضوع مطمئناً درست نیست. فن‌آوری‌های مختلفی برای تعیین فشار ستون وجود دارد (Freeman et al., 2004). اما اکثر مبدل‌های فشار مورد استفاده در تحقیقات آب‌های زیرزمینی، کرنشی را که توسط نیروی ستون آب، روی یک دیافراگم سیلیکونی ایجاد می‌شود را با ثبت مقاومت الکتریکی اندازه‌گیری می‌کنند. نوع دیگری

وزن شاقول آن می‌تواند قابل توجه باشد. نوارهای اندازه‌گیری معمولاً در دمای ۲۰ درجه سانتیگراد کالیبره می‌شوند و اصلاح طول نوار به دلیل انحراف دمای کالیبراسیون را می‌توان از فرمول زیر محاسبه کرد:

$$\frac{\Delta L_T}{L_m} = C_T (T - T_{ref}) \quad (11)$$

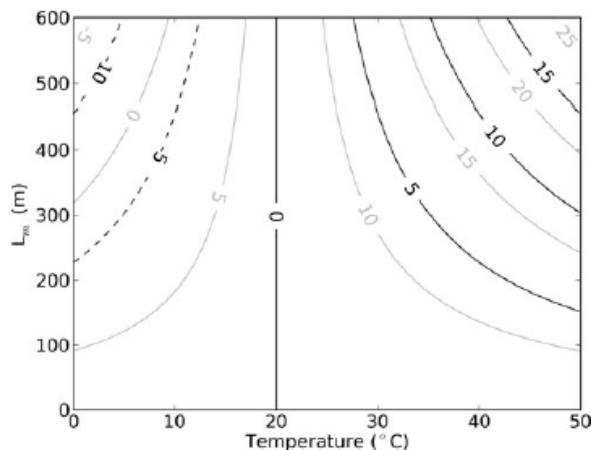
که در آن ΔL_T تصحیح حرارتی، L_m عمق اندازه‌گیری شده، C_T ضریب انبساط حرارتی خطی، T دما و T_{ref} دمای مرجع است. نکته جالب توجه این است که ضرایب انبساط حرارتی خطی بین سیم‌های نگهدارنده فلزی و پوششی که سیم‌ها را در خود جای داده و علامت‌ها روی آن چاپ می‌شوند، متفاوت است. این تفاوت ممکن است بیش از ۱۰ برابر باشد، یعنی خطای انبساط حرارتی پوشش بیشتر از سیم فولادی است. در این حالت پیش بینی دقت اندازه‌گیری‌ها به مقدار زیادی دشوار می‌شود. برخی از پژوهشگران همچنین یک فرمول اصلاحی برای توضیح کشش ناشی از وزن خود نوار اندازه‌گیری و وزن شاقول متصل به آن ارائه کردند.

$$\frac{\Delta L_w}{L'_m} = C_w (WL'_m - W_p) \quad (12)$$

که در آن ΔL_w تصحیح کشش وزن، $L'_m = L_m - \Delta L_T$ و C_w ضریب کششی، W جرم نوار در واحد طول نوار و W_p جرم وزن شاقول متصل به نوار است. شکل ۱۵ مقادیر $\Delta L_T + \Delta L_w$ را به عنوان تابعی از دما و L_m نشان می‌دهد. برای دماهای بالاتر از دمای مرجع یعنی ۲۰ درجه سانتیگراد، مقدار اصلاح مورد نیاز به دلیل کشش ناشی از وزن تمایل به افزایش دارد، اما برای دماهای کمتر از دمای مرجع، میزان نیاز به اصلاح تمایل به کاهش دارد چون کشش ناشی از وزن با انقباض حرارتی فولاد مقابله می‌کند. شکل ۱۵ مقدار $\Delta L_T + \Delta L_w$ و برای نوار فولادی مورد استفاده در بسیاری از سطح‌سنج‌های الکترونیکی تجاری موجود را نشان می‌دهد (Post and von Asmuth, 2013).

می‌توان با اطمینان از تراز بودن لبه چاه در طول ساخت چاه مشاهده‌ای یا پیژومتر از بین برد. همچنین استفاده از یک نقطه نشانه روی لبه چاه نیز مشکل را حل می‌کند. دقت روش‌های مبتنی بر نوار اندازه‌گیری برای اکثر شرایط بهتر از یک سانتی‌متر است اگرچه سایدگی نوار، پیچ‌خوردگی و تعلیق غیر عمودی آن ممکن است بر این موضوع تأثیر منفی بگذارد (Sweet et al., 1990). دقت نوار نیز عامل مهمی است؛ نوارهای تجاری موجود دقت‌های مختلفی دارند و استانداردهایی نیز برای ارزیابی دقت آن‌ها تعریف شده است. نوارهای عمقی‌یابی که طبق هیچ استاندارد ساختاری نداشته‌اند، می‌توانند بیش از ۵ سانتیمتر در ۳۰ متر خطا داشته باشند. یافته‌های مشابهی توسط برخی از محققین گزارش شده است (Plazak, 1994). بنابراین کالیبراسیون منظم نوارهای اندازه‌گیری با یک نوار با بالاترین درجه دقت باید یک روش استاندارد باشد. سطح‌سنج‌های الکترونیکی آب ممکن است تحت هر شرایطی به طور مطلوب کار نکنند، به عنوان مثال، در آب‌های با رسانایی الکتریکی بسیار پایین و در حضور سیالات غیرآبی، ممکن است قرائت‌های اشتباه ثبت گردد. خطای بایاس زمانی ایجاد می‌شود که یک اندازه‌گیری توسط کاربران مختلف انجام شود. برخی از پژوهشگران دریافتند که خطای حاصل از دقت اندازه‌گیری سطح آب به دلیل مهارت کاربر بین ۰.۲۱ تا ۰.۳۴ درصد متغیر است (Sweet et al., 1990).

اندازه‌گیری‌های انجام شده با استفاده از نوارهای فولادی باید برای کشش مکانیکی و انبساط حرارتی تصحیح شوند. کشش مکانیکی با وزن نوار فولادی و شاقول متصل به آن مرتبط است. انبساط حرارتی یک نوار فولادی به دلیل تغییرات دما در درون چاه یا تغییرات دمای فصلی رخ می‌دهد. اصلاح انبساط حرارتی بر اساس مشخصات سازنده برای ضرایب انبساط حرارتی و پروفیل‌های دما در چاه انجام می‌شود. تحت شرایط خاص، انبساط حرارتی و کشش به دلیل جرم نوار و



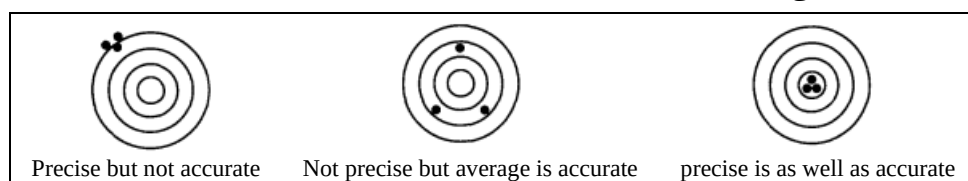
شکل ۱۵- نمودار کشش یک نوار فولادی به عنوان تابعی از دما و عمق سطح آب اندازه‌گیری شده به دلیل انبساط حرارتی مطابق رابطه (۱۱) (خطوط سیاه ممتد و چین خورده) و نمودار کشش به دلیل مجموع کشش حاصل از انبساط حرارتی و وزن $\Delta L_T + \Delta L_W$ مطابق معادله‌های (۱۱) و (۱۲) (خطوط خاکستری)، مقادیری که منحنی‌ها نشان می‌دهند باید از عمق اندازه‌گیری شده سطح آب کم شود تا عمق واقعی سطح آب به دست بیاید (Post and von Asmuth, 2013).

Figure 14 - The tension diagram of a steel strip as a function of the temperature and depth of the water surface measured due to thermal expansion according to equation (11) (continuous black lines) and the tension diagram due to the total tension resulting from thermal expansion and weight $\Delta L_T + \Delta L_W$ according to Equations (11) and (12) (gray lines) , the values indicated by the curves must be subtracted from the measured water surface depth to obtain the true water surface depth (Post and von Asmuth, 2013).

مترادف با درجه درستی است (Dunncliff, 1993) هنگامی که چندین اندازه‌گیری با استفاده از یک دستگاه انجام می‌شود، می‌توان دقت را تعیین کرد، اما به طور کلی صحت و درستی را فقط می‌توان در طول کالیبراسیون تعیین کرد. تفاوت بین دقت و صحت در شکل ۱۶ نشان داده شده است در کاربرد عامیانه منظور دقت، صحت و درستی است.

برای به دست آوردن مقادیر عمق واقعی آب در زیر سطح زمین با ابزار اندازه‌گیری نواری، اصلاحات نه تنها برای خواص فیزیکی دستگاه‌های اندازه‌گیری بلکه برای انحراف گمانه از عمودی نیز باید انجام شود. با انحراف یک گمانه از حالت قائم، طول آن برای یک عمق مشخص بیشتر از یک گمانه عمودی است.

مفهوم دقت در ابزار دقیق مترادف با تکرارپذیری است. اما صحت یا درستی، نزدیکی یک اندازه‌گیری به مقدار واقعی کمیتی است که اندازه‌گیری می‌شود. به عبارت دیگر، صحت،



شکل ۱۶ - مفهوم دقت و صحت (Dunncliff, 1993).

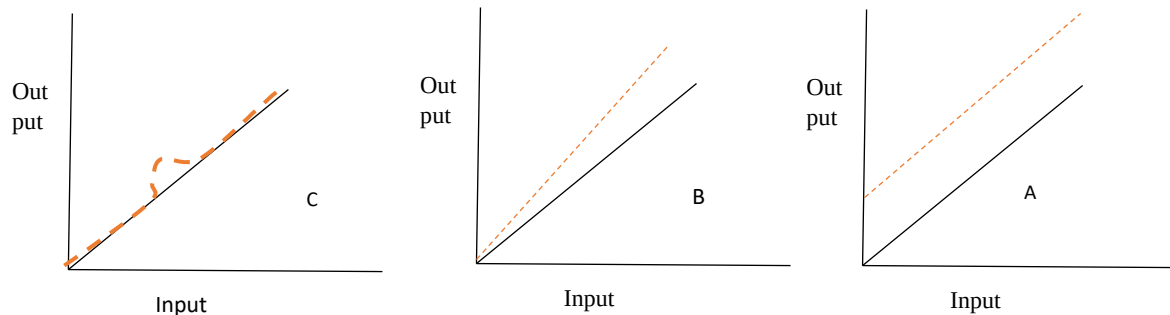
Figure 15 - The concept of precision and accuracy (Dunncliff, 1993).

باید هنگام انتخاب ابزار مناسب برای یک کاربرد معین مورد توجه قرار گیرد. یکی دیگر از ملاحظات مهم انتخاب بین مبدل فشار دارای هواکش و غیر تهویه‌ای است. از آنجایی که فشار آب نسبت به فشار اتمسفر معمولاً به جای فشار مطلق، متغیر مورد نظر است، در مقادیر ثبت شده توسط مبدل‌های فشار غیرتهویه‌ای باید مقادیر فشار اتمسفر که به طور مستقل

دقت مبدل‌های فشار بین مدل‌ها و سازنده‌های مختلف متفاوت است و به طور کلی به عنوان درصدی از محدوده اندازه‌گیری در مقیاس کامل (FS) بیان می‌شود. به عنوان مثال، ۰/۱ درصد FS برای یک سنسور با برد ۱۰ متر به این معنی است که دقت ابزار تا ۱ سانتی متر است. افزایش در محدوده اندازه‌گیری منجر به از دست دادن دقت می‌شود که

اندازه‌گیری می‌شود، از اندازه‌گیری‌ها کسر شود. در نتیجه دقت کاهش می‌یابد، زیرا واریانس خطاهای هر دو ابزار جمع می‌شود. مبدل‌های فشار مستعد انواع مختلفی از خطاها هستند، از جمله خطای رانش ابزار و حساسیت به تغییرات دما، که ممکن است اصلاح شود یا نشود (Sorensen and Butcher, 2011; Rosenberry, 1990). رانش یک خطای اندازه‌گیری است که به دلیل تغییر تدریجی مقادیر

اندازه‌گیری می‌شود، از اندازه‌گیری‌ها کسر شود. در نتیجه دقت کاهش می‌یابد، زیرا واریانس خطاهای هر دو ابزار جمع می‌شود. مبدل‌های فشار مستعد انواع مختلفی از خطاها هستند، از جمله خطای رانش ابزار و حساسیت به تغییرات دما، که ممکن است اصلاح شود یا نشود (Sorensen and Butcher, 2011; Rosenberry, 1990). رانش یک خطای اندازه‌گیری است که به دلیل تغییر تدریجی مقادیر



شکل ۱۶ A) رانش صفر یک جابجایی ثابت در تمام مقادیر اندازه‌گیری شده است B) Sensitivity Drift یک جابجایی افزایشی یا کاهش‌ی نسبت به مقادیر کالیبره شده متناسب با افزایش یا کاهش مقدار اندازه‌گیری شده است. C) جابجایی ناحیه‌ای زمانی اتفاق می‌افتد که در آن مقادیر اندازه‌گیری شده از مقادیر کالیبره شده فاصله می‌گیرد و سایر مقادیر اندازه‌گیری شده بدون تأثیر باقی می‌ماند.

Figure 16 - A) Zero drift is a constant displacement in all measured values B) Sensitivity Drift is an increasing or decreasing displacement compared to the calibrated values in proportion to the increase or decrease of the measured value. C) Regional drift occurs when the measured values deviate from the calibrated values and other measured values remain unaffected.

اندازه‌گیری، به دلیل اثرات حرارتی و کرنش در معرض انبساط است و طول خطای آن باید با نوار اندازه‌گیری مدرج در همان شرایط کششی در چاه اندازه‌گیری شود.

اثرات تأخیر زمانی

سطح آب در چاه ممکن است به دلایل مختلفی واکنشی ضعیف و تاخیری به نوسانات سطح آب نشان دهد. ستون آب در یک پیزومتر ممکن است به درستی فشار آب منفذی در اسکرین چاه را نشان ندهد چون سطح آب در پیزومتر برای تعادل با فشار آب زیرزمینی به زمان نیاز دارد. عواملی که زمان پاسخ یک پیزومتر را تعیین می‌کنند، شامل قابلیت انتقال و ضریب ذخیره آبخوان، حجم چاه، طول اسکرین و نفوذپذیری موضعی لایه‌های مجاور اسکرین چاه است. زمان پاسخ در سازندهای نفوذپذیر از ثانیه تا دقیقه است و ممکن است برای لایه‌های نفوذناپذیر مانند سیلت، زغال سنگ نارس و خاک رس به روز یا حتی بیشتر افزایش یابد. حجم آب مورد نیاز برای ورود یا خروج از چاه به منظور تغییر در سطح ایستابی نیز بر زمان پاسخ دستگاه تأثیر می‌گذارد. دو برابر

همچنین یک اثر هیستریزس وجود دارد که در آن مبدل به افزایش فشار نسبت به کاهش فشار واکنش متفاوتی نشان می‌دهد که گاهی اوقات باعث قرائت منفی می‌شود که البته اشتباه است (Sorensen and Butcher, 2011). بنابراین همانطور که قبلاً گفته شد، اندازه‌گیری‌های دستی منظم سطح آب بایستی به صورت منظم انجام شود و داده‌های آن به‌عنوان یک روش استاندارد برای تعیین هرگونه رانش مبدل فشار و اصلاح آن مورد استفاده قرار گیرد (Post and von Asmuth, 2013).

همچنین ممکن است ساعت‌های داخلی لاگرها نادرست و متفاوت باشند یعنی زمان فشارهای ثبت‌شده در چاه‌های مختلف یکی نباشد. انحرافات تا ۳۰ دقیقه در سال برای لاگرهای سطح آب تجاری موجود غیرمعمول نیست. این منبع خطا به راحتی می‌تواند نادیده گرفته شود اما ممکن است نقص‌های قابل توجهی در تفسیر ایجاد کند. یک منبع بالقوه نهایی خطای مرتبط با استفاده از مبدل‌های فشار مربوط به طول سیم تعلیق است. این سیم‌ها مانند نوارهای

مناسب بودن چنین چاه‌هایی باید همواره مورد ارزیابی انتقادی قرار گیرد و جزئیات مربوط به ساخت آن‌ها گزارش شود. چاهی که چندین سفره با نفوذپذیری متفاوت را قطع می‌کند، دارای سطح آبی خواهد بود که در هر لایه به نسبت ضریب قابلیت انتقال آن لایه تحت تأثیر قرار می‌گیرد (Sokol, 1963). خطری که با اسکرین‌های بلند این چاه به وجود می‌آید این است که چاه ممکن است جریان عمودی را القا کند و علاوه بر اثرات مضر بالقوه مانند آلودگی متقاطع آبخوان، جریان عمودی القایی یک چاه را به عنوان یک ابزار اندازه‌گیری دقیق سطح آب بی‌استفاده می‌کند زیرا جریان آب در داخل چاه بر سطح آب تأثیر می‌گذارد.

حتی پیزومترهایی که با دقت ساخته شده‌اند ممکن است در برخی مواقع ارزش خود را به عنوان یک ابزار اندازه‌گیری قابل اعتماد از دست بدهند. دلایل بالقوه عبارتند از ایجاد نشت ناشی از اتصالات معیوب، ترک خوردگی یا خوردگی پوشش (Van der Kamp and Keller, 1993)، یا گرفتگی اسکرین چاه. از طرفی ممکن است پیزومتر تحت تأثیر عواملی مانند حفاری و ساخت چاه (به عنوان مثال، آغشته شدن بنتونیت در فیلتر)، رسوب معدنی (مانند هیدروکسیدهای آهن) و گرفتگی زیستی قرار گیرد. در چاه‌های پمپاژ، گرفتگی به طور قابل توجهی بر نرخ تولید آب تأثیر می‌گذارد و احتمالاً بر دقت چاه به عنوان یک ابزار تأثیر منفی می‌گذارد و همچنین اسکرین چاه ممکن است توسط ریزه‌های آلی یا رسوبی مسدود شوند.

نتیجه‌گیری

سطح آب زیرزمینی، بنیادی‌ترین مفهوم مورد استفاده توسط هیدروژئولوژیست‌ها است که دستیابی به آن در ظاهر بسیار ساده می‌نماید اما در واقع خطاها، پیچیدگی‌ها و ابهامات بسیاری اطراف آن را گرفته‌اند. در این پژوهش سعی شد تا با مرور مهم‌ترین مقالاتی که در این حوزه منتشر شده است ابعاد این خطاها و ابهامات مشخص شود. انتظار می‌رود پس از مطالعه این متن، مفهوم عمیق سطح آب و نیاز به احتیاط بسیار در استفاده از داده‌های آن مدنظر همه قرار گیرد. تعریف سطح آب بسیار مبهم است اما دقیق‌ترین آن بیان می‌کند که سطح ایستابی سطحی است که آب در آن در فشار اتمسفر است این تعریف، ابهام در زون مویینگی را از

شدن قطر چاه منجر به افزایش چهار برابری مقدار آب مورد نیاز برای ثبت تغییر در سطح آب خواهد شد. این افزایش تا حدی با افزایش سطح لوله جدار در تماس با خاک برای عبور آب از آن جبران می‌شود. اما تغییر در زمان پاسخ صرفاً به نسبت حجم چاه به سطح تماس آن با خاک مربوط نمی‌شود، تغییر در مساحت باعث تغییر در هندسه جریان در اطراف چاه و در نتیجه تغییر در نرخ جریان به داخل چاه یا خارج از آن می‌شود (Butler, 2019).

سطح آب در پیزومترهای لوله قائم در تماس مستقیم با اتمسفر است و معمولاً به تغییرات فشار اتمسفر واکنش نشان می‌دهند درحالی‌که بار هیدرولیکی در آبخوان پاسخ تأخیری و احتمالاً میرا شده را نشان می‌دهد. قبلاً گفته شد که تأخیر پاسخ به فشار اتمسفر را می‌توان از نوسانات مشاهده شده در بار هیدرولیکی با استفاده از تجزیه و تحلیل سری زمانی استخراج کرد. اثرات فشار بارومتریک بین سفره‌های محدود و نامحدود متفاوت است. در یک آبخوان محدود، قسمتی از تغییر فشار اتمسفر توسط اسکلت دانه‌های آبخوان و مابه‌التفاوت آن توسط آب منفذی تحمل می‌شود بنابراین تغییر فشار آب منفذی کمتر از تغییر فشار اتمسفر است. در سفره‌های آزاد، ممکن است تأخیر قابل توجهی در رسیدن تغییرات فشار اتمسفر به سطح آب وجود داشته باشد. اگر ناحیه غیراشباع نفوذپذیری پایینی نسبت به هوا داشته باشد یا سطح آب بسیار عمیق باشد، ممکن است فاصله زمانی قابل توجهی بین تغییر فشار اتمسفر و لحظه‌ای که این فشار توسط سطح آب تجربه می‌شود وجود داشته باشد. تغییر در حجم هوای محبوس شده در ناحیه اشباع یا غیراشباع نیز نقش مهمی را در پاسخ آبخوان ایفا می‌کند. رویه‌های تصحیح اندازه‌گیری‌های سطح آب در چاه‌ها برای اثرات فشارسنجی به تفصیل بیان شده است (Spane, 2002 Rasmussen and Crawford, 1997).

عیوب چاه‌ها و پیزومترها

چاه‌های پمپاژ حفر شده اغلب به عنوان جایگزینی برای پیزومترها استفاده می‌شوند اما از اشکالاتی نظیر وجود پمپ‌ها و سیم‌کشی برق، قطر زیاد، طول اسکرین زیاد و راه دسترسی نامناسب همیشه وجود دارند. معروف است که

مبدل‌های فشار مستعد انواع مختلفی از خطا از جمله خطای رانش، هیستریزیس و غیره هستند که در متون علمی به خوبی مورد بحث قرار گرفته‌اند. سطح آب در چاه‌ها ممکن است واکنش تاخیری به نوسانات سطح آب نشان دهند. عوامل مؤثر بر زمان تأخیر عبارتند از قابلیت انتقال و ضریب ذخیره آبخوان، حجم چاه، طول اسکرین، عیوب چاه‌ها و پیرومترها و نفوذپذیری موضعی لایه‌های مجاور اسکرین چاه.

منابع

رمضانپور، س.، فتح‌اللهی، م.، کرد، م.، گنجعلی‌پور، ک.، ۱۴۰۰. تأثیر پرده تزریق بر ژئوشیمی آبهای زیرزمینی پایین‌دست سد داریان کرمانشاه. هیدروژئولوژی، ۶(۱): ۴۰-۵۳.

ندیری، ع.، صدقی، ز.، ۱۳۹۸. ارزیابی آسیب‌پذیری آبخوان-های چندگانه با استفاده از چهارچوب‌های عملی DRASTIC، SINTACS. هیدروژئولوژی، ۴(۲): ۱۸۸-۱۷۱.

Adams, J.J. and Bachu, S., 2002. Equations of state for basin geofluids: algorithm review and intercomparison for brines. *Geofluids*, 2(4): 257-271.

Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. *Groundwater*, 43(6): 951-968.

Armstrong, A.C., 1983. The measurement of watertable levels in structured clay soils by means of open auger holes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8(2):183-187.

Baird, A.J. and Low, R.G., 2022. The water table: Its conceptual basis, its measurement and its usefulness as a hydrological variable. *Hydrological Processes*, 36(6), p.e14622.

Baird, A.J., Beckwith, C.W., Waldron, S. and Waddington, J.M., 2004. Ebullition of methane containing gas bubbles from near surface Sphagnum peat. *Geophysical Research Letters*, 31(21):1-4.

Basu, N.B., Rao, P.S.C., Winzeler, H.E., Kumar, S., Owens, P. and Merwade, V., 2010. Parsimonious modeling of hydrologic responses in engineered watersheds: Structural heterogeneity versus functional homogeneity. *Water resources research*, 46(4): 1-16.

Baveye, P.C. and Laba, M., 2015. Moving away from the geostatistical lamppost: Why, where, and

بین می‌برد؛ البته به علت وجود لایه سیلتی و رسی در بالای سطح آب احتمال وجود سطح آب‌های معلق و معکوس وجود دارد این سطوح نیز تمام الزامات لازم برای تعریف به عنوان سطح آب را دارند. به دلایلی نظیر بالا آمدن سطح آب ناشی از بارش و تجزیه مواد آلی موجود در خاک، گاز یا هوا در زیر سطح ایستابی محبوس می‌شود. این گاز یا هوای محبوس هدایت هیدرولیکی خاک را نسبت به شرایط اشباع کاهش می‌دهد و موجب تشدید نوسانات سطح آب در اثر تغییرات فشار بارومتريک می‌شود. سطح آب در چاه‌ها و در آبخوان آب زیرزمینی نسبت به تغییرات فشار اتمسفر پاسخ می‌دهند. این پاسخ در آبخوان تحت‌فشار آبی است و در آبخوان آزاد بسته به ضخامت ناحیه وادوز و نفوذ پنوماتیک عمودی هوا تأخیر در پاسخ ایجاد می‌شود. در چاه‌های حفر شده در آبخوان‌های تحت‌فشار و آزاد واکنش برعکس آبخوان است و تأخیر واکنش به ویژگی‌های چاه و مصالح دربرگیرنده آن بستگی دارد در این پژوهش دو روش رگرسیون خطی و رگرسیون دکانونلشن برای حذف اثرات بارومتريک از سطح آب چاه و آبخوان معرفی شد. لایه‌بندی چگالی درون پیرومترهای عمیق به دلیل دمای زمین گرمایی و تمایل آب برای تعادل دمایی با آن امری اجتناب‌ناپذیر است. همچنین به دلیل شوری، هوای محبوس و مایعات غیرآبی چگالی ستون آب می‌تواند از مقدار استاندارد آب شیرین منحرف شود و منجر به خطا در محاسبه بارهیدرولیکی گردد. در مناطقی که تغییرات شوری آب زیاد است و یا چاه آب بسیار عمیق است و درجه زمین‌گرمایی بر چگالی آب اثر می‌گذارد نباید از این مساله غافل شد.

ناپیوستگی در توزیع نفوذپذیری در خاک‌های رسی، کنگلومراهای اخیر و سنگ‌های آهکی و گچی منجر به ایجاد پیچیدگی در سطح آب زیرزمینی شده است. نحوه تأثیر منافذ درشت بر سطح آب خاک نیاز به بررسی بیشتری دارد. حفر چاه‌های عمیق در مناطقی که مؤلفه عمودی جریان وجود دارد و غالب است نظیر مرزهای دشت سیلابی و یا چاه‌های مشاهده‌ای در مخروط افت آزمون پمپاژ منجر به خطا در اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی می‌شود.

مهم‌ترین روش‌های اندازه‌گیری سطح آب استفاده از نوار اندازه‌گیری و مبدل‌های فشار است. انبساط و انقباض حرارتی نوار فولادی و روکش آن و کشش ناشی از وزن نوار و شاقول متصل به آن از مهم‌ترین خطاهای نوار اندازه‌گیری است.

- Dingman, S.L., 1984. Fluvial hydrology. 538p.
- Domenico, P.A. and Schwartz, F.W., 1997. Physical and chemical hydrogeology. John Wiley & sons. 494p.
- Dunnicliff, J., 1993. Geotechnical instrumentation for monitoring field performance. John Wiley & Sons, 32 p.
- Faybishenko, B.A., 1995. Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air: Laboratory experiments. Water Resources Research, 31(10): 2421-2435.
- Fayer, M.J. and Hillel, D., 1986a. Air encapsulation: I. Measurement in a field soil. Soil Science Society of America Journal, 50(3): 568-572.
- Fayer, M.J. and Hillel, D., 1986b. Air encapsulation: II. Profile water storage and shallow water table fluctuations. Soil Science Society of America Journal, 50(3): 572-577.
- Fetter, C. W., 1994. Applied hydrogeology (3rd ed.). Macmillan, 615p.
- Freeman, L.A., Carpenter, M.C., Rosenberry, D.O., Rousseau, J.P., Unger, R. and McLean, J.S., 2004. Use of submersible pressure transducers in water-resources investigations. US Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, 8, 65 p.
- Freeze, R. A., and Cherry, J. A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall, 624p.
- Furbish, D.J., 1991. The response of water level in a well to a time series of atmospheric loading under confined conditions. Water resources research, 27(4): 557-568.
- Ganjalipour, K. and Fatemi Aghda, S.M., 2019. Calibration of seepage analysis sections based on observation well monitoring data: a case study on Darian dam abutments-Kermanshah province, Iran. Modeling Earth Systems and Environment, 5: 159-173.
- Gillham, R.W., 1984. The capillary fringe and its effect on water-table response. Journal of Hydrology, 67(1-4): 307-324.
- Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology journal, 10: 91-109.
- Hill, M.C. and Tiedeman, C.R., 2006. Effective groundwater model calibration: with analysis of data, sensitivities, predictions, and uncertainty. John Wiley & Sons, 44 p.
- how does the spatial heterogeneity of soils matter?. Ecological Modelling, 298: 24-38.
- Beckwith, C.W. and Baird, A.J., 2001. Effect of biogenic gas bubbles on water flow through poorly decomposed blanket peat. Water Resources Research, 37(3): 551-558.
- Beven, K. and Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. Water resources research, 18(5): 1311-1325.
- Beven, K. and Germann, P., 2013. Macropores and water flow in soils revisited. Water resources research, 49(6): 3071-3092.
- Beven, K., 2018. A century of denial: Preferential and nonequilibrium water flow in soils, 1864-1984. Vadose Zone Journal, 17(1): 1-17.
- Binley, A., Beven, K. and Elgy, J., 1989. A physically based model of heterogeneous hillslopes: 2. Effective hydraulic conductivities. Water Resources Research, 25(6): 1227-1233.
- Bond, W. J., and Collis-George, N., 1981. Ponded infiltration into simple soil systems: 1. The saturation and transition zones in the moisture content profiles. Soil Science, 131: 202-209.
- Bouma, J., Dekker, L.W. and Haans, J.C.F.M., 1980. Measurement of depth to water table in a heavy clay soil. Soil Science, 130(5), 264-270.
- Butler Jr, J.J., 2019. The design, performance, and analysis of slug tests. Second edition, Crc Press, 257 p.
- Clark, W.E., 1967. Computing the barometric efficiency of a well. Journal of the Hydraulics Division, 93(4): 93-98.
- Cloke, H.L., Anderson, M.G., McDonnell, J.J. and Renaud, J.P., 2006. Using numerical modelling to evaluate the capillary fringe groundwater ridging hypothesis of streamflow generation. Journal of Hydrology, 316(1-4): 141-162.
- Dalton, M.G., Huntsman, B.E. and Bradbury, K., 2005. Acquisition and interpretation of water-level data. In Practical Handbook of Environmental Site Characterization and Ground-Water Monitoring, CRC Press, 893-922
- Devlin, J.F. and McElwee, C.D., 2007. Effects of measurement error on horizontal hydraulic gradient estimates. Groundwater, 45(1): 62-73.
- Dingman, S. L., 1994. Physical hydrology. Macmillan, 657 p.

- ground water flow analyses. *Groundwater*, 45(6): 664-671.
- Post, V.E.A., and von Asmuth, J.R., 2013. Review: Hydraulic head measurements—new technologies, classic pitfalls. *Hydrogeol J.*, 21: 737–750.
- Quilty, E.G. and Roeloffs, E.A., 1991. Removal of barometric pressure response from water level data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B6): 10209-10218.
- Rasmussen, T.C. and Crawford, L.A., 1997. Identifying and removing barometric pressure effects in confined and unconfined aquifers. *Groundwater*, 35(3): 502-511.
- Rau, G.C., Post, V.E., Shanafield, M., Krekeler, T., Banks, E.W. and Blum, P., 2019. Error in hydraulic head and gradient time-series measurements: a quantitative appraisal. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(9): 3603-3629.
- Richards, L. A., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. United States Department of Agriculture, 160p.
- Rosenberry, D.O. and LaBaugh, J.W., 2008. Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water (No. 4-D2). Geological Survey (US).
- Rosenberry, D.O., 1990. Effect of sensor error on interpretation of long-term water level data. *Groundwater*, 28(6): 927-936.
- Rosenberry, D.O., Glaser, P.H. and Siegel, D.I., 2006. The hydrology of northern peatlands as affected by biogenic gas: current developments and research needs. *Hydrological Processes*, 20(17): 3601-3610.
- Rushton, K.R. and Howard, K.W.F., 1982. The unreliability of open observation boreholes in unconfined aquifer pumping tests. *Groundwater*, 20(5): 546-550.
- Schalla, R., Lewis, A.K. and Bates, D.J., 1992. Accuracy and precision of well casing surveys and water-level measurements and their impact on water-level contour maps. *Geographic information systems (GIS) and mapping-practices and standards: ASTM STP*, 1126: 295-309.
- Schwartz, F.W. and Zhang, H., 2002. Fundamentals of ground water. John Wiley & Sons, 577 p.
- Holzer, T. L., 2010. The water table. *Ground Water*, 48: 171–173.
- Hubbert, M.K., 1940. The theory of ground-water motion. *The Journal of Geology*, 48(8): 785-944.
- Jacob, C.E., 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 21(2): 574-586.
- Kalbus, E., Reinstorf, F. and Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater–surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(6): 873-887.
- Kellner, E., Baird, A.J., Oosterwoud, M., Harrison, K. and Waddington, J.M., 2006. Effect of temperature and atmospheric pressure on methane (CH₄) ebullition from nearsurface peats. *Geophysical research letters*, 33(18):1-5.
- Lancellotta R., 2008. Geotechnical engineering. Taylor and Francis, New York, 520p.
- Luszczynski, N.J., 1961. Head and flow of ground water of variable density. *Journal of Geophysical Research*, 66(12): 4247-4256.
- Marinas, M., Roy, J.W. and Smith, J.E., 2013. Changes in entrapped gas content and hydraulic conductivity with pressure. *Groundwater*, 51(1): 41-50.
- Marshall, T. J., and Holmes, J. W., 1988. Soil physics (2nd ed.). Cambridge University Press, 345p.
- McWhorter, D.B. and Sunada, D.K., 1977. Groundwater hydrology and hydraulics. Water Resources Publication.
- Meyer, J.R., Parker, B.L. and Cherry, J.A., 2008. Detailed hydraulic head profiles as essential data for defining hydrogeologic units in layered fractured sedimentary rock. *Environmental Geology*, 56: 27-44.
- Nachabe, M.H., 2002. Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage. *Water resources research*, 38(10): 11-1.
- Peck, A.J., 1960. The water table as affected by atmospheric pressure. *Journal of Geophysical Research*, 65(8): 2383-2388.
- Plazak, D., 1994. Differences Between Water-Level Probes. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 14(1): 84-84.
- Post, V. E. A., 2011. Electrical conductivity as a proxy for groundwater density in coastal aquifers. *Ground Water*.
- Post, V., Kooi, H. and Simmons, C., 2007. Using hydraulic head measurements in variable-density

- Weeks, E.P., 1979. Barometric fluctuations in wells tapping deep unconfined aquifers. *Water Resources Research*, 15(5): 1167-1176.
- Williams, 2008. P.W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: A review. *International Journal of Speleology*, 37: 1-10.
- Winograd, I.J., 1970. Noninstrumental Factors Affecting Measurement of Static Water Levels in Deeply Buried Aquifers and Aquitards, Nevada Test Site a. *Groundwater*, 8(2): 19-28.
- Yamano, M., Goto, S., Miyakoshi, A., Hamamoto, H., Lubis, R.F., Monyrath, V. and Taniguchi, M., 2009. Reconstruction of the thermal environment evolution in urban areas from underground temperature distribution. *Science of the total Environment*, 407(9): 3120-3128.
- Youngs, E.G., Leeds Harrison, P.B. and Chapman, J.M., 1989. Modelling water table movement in flat low-lying lands. *Hydrological Processes*, 3(4): 301-315.
- Zarriello, P.J., 1995. Accuracy, Precision, and Stability of a Vibrating-Wire Transducer Measurement System to Measure Hydraulic Head. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 15(2): 157-168.
- Zhao, D. and Wang, G., 2013. Removing barometric pressure effects from groundwater level and identifying main influential constituents. *Science China Technological Sciences*, 56: 129-136.
- Silliman, S.E. and Mantz, G., 2000. The effect of measurement error on estimating the hydraulic gradient in three dimensions. *Groundwater*, 38(1): 114-120.
- Sokol, D., 1963. Position and fluctuations of water level in wells perforated in more than one aquifer. *Journal of Geophysical Research*, 68(4): 1079-1080.
- Sorensen, J.P. and Butcher, A.S., 2011. Water level monitoring pressure transducers—A need for industry-wide standards. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 31(4): 56-62.
- Spane, F.A., 2002. Considering barometric pressure in groundwater flow investigations. *Water resources research*, 38(6): 14-1.
- Sweet, H.R., Rosenthal, G. and Atwood, D.F., 1990. Water level monitoring-achievable accuracy and precision. *Ground Water and Vadose Zone Monitoring*, edited by Nielsen, D. and Johnson, A., ASTM STP, 1053: 178-192.
- Van der Kamp, G. and Keller, C.K., 1993. Casing leakage in monitoring wells: Detection, confirmation, and prevention. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 13(4): 136-141.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5): 892-898.
- Von Asmuth, J.R., Maas, K., Bakker, M. and Petersen, J., 2008. Modeling time series of ground water head fluctuations subjected to multiple stresses. *Groundwater*, 46(1): 30-40.