



شناسایی ابر آلودگی شوری در یک آبخوان هتروژن با استفاده از روش POD و پیجوییهای ژئوالکتریکی

ابوالفضل رضائی ^{1*}، فرناز شهریاری^۲، ماریه چراغ^۲

۱- استادیار گروه هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران ۲- دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران * نویسنده مسئول <u>arezaci@iasbs.ac.ir</u>

تاريخ پذيرش مقاله: ۱۴۰۰/۰۶/۰۳

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۰۱/۱۶

چکیدہ

کاربرد پیجوییهای ژئوفیزیکی در شناسایی آلودگی منابع آب زیرزمینی در چند دهه اخیر بهطور چشمگیری رشد نموده است. این پژوهش سعی دارد تا با بهبود کار (2013) .Oware et al از تلفیق روش POD و مدلسازیهای روبهجلو و معکوس دادههای مقاومت ویژه الکتریکی گستره ابر آلودگی درون یک آبخوان سینتتیک هتروژن را با دادههای مقاومت ویژه سطحی شناسایی شود. آنها POD را درون مرحله معکوس سازی به کار بردند که این کار حافظه کامپیوتری بیشتر و مدتزمان طولانی *تر* برای اجرای برنامه لازم دارد. (2013) .Oware et al معکوس سازی به کار بردند که این کار حافظه کامپیوتری بیشتر و مدتزمان طولانی *تر* مجبور بودند که مرکز ثقل ابر آلودگی بهدستآمده را به محل مرکز ثقل مدل سینتتیک منتقل نمایند. لزوم جابجایی مرکز ثقل ابر الودگی برای شرایط واقعی که مرکز ثقل ابر آلودگی مشخص نیست، قابل کاربرد نیست. در این مقاله با اجرای روش POD محدود، علاوه بر کاهش حافظه کامپیوتری لازم برای اجرای برنامه، نیازی به جابجایی مرکز ثقل اسان محدود بهجای تفاضل -روش ارائه شده برای شرایط واقعی که مرکز ثقل ابر آلودگی مشخص نیست، قابل کاربرد نیست. در این مقاله با اجرای روش POD محدود، علاوه بر کاهش حافظه کامپیوتری لازم برای اجرای برنامه، نیازی به جابجایی مرکز ثقل ابر آلودگی نهایی نیست؛ بنابراین، سوش ارائه شده برای شرایط واقعی که هنوز محل مرکز ثقل ابر آلودگی مشخص نیست، نیز کاربردی است. نتایج حاصل از اجرای مدوش ارائه شده برای شرایط واقعی که هنوز محل مرکز ثقل ابر آلودگی مشخص نیست، نیز کاربردی است. نتایج حاصل از اجرای روش ارائه شده برای شرایط واقعی که هنوز محل مرکز ثقل ابر آلودگی مشخص نیست، نیز کاربردی است. نتایج حاصل از اجرای مدون در این مرز سبب جابجایی افقی ابر آلودگی حاصل از مدل می شود. همچنین یافته ها نشان دادند که با افزایش عمق تشان داد که اثر مرز سبب جابجایی افقی ابر آلودگی حاصل از مدل می شود. همچنین یافته ها نشان دادند که با افزایش عمق

واژههای کلیدی: آبخوان، ابر آلودگی، ژئوالکتریک، هتروژن، POD.

مقدمه

در کارهای مدرن ژئوفیزیکی، یکی از اهداف مهم بهدست آوردن حداکثر اطلاعات از زیرزمین با استفاده از تلفیق دادههای مختلف هیدروژئولوژیکی و ژئوفیزیکی است که این امر سبب کاربرد بیشتر ژئوفیزیک برای شناسایی ابرآلودگی و سایر مشخصات زیرسطحی شده است (2015, 1988؛ سایر مشخصات زیرسطحی شده است (2015, 2016) خالقی و همکاران، ۱۳۹۷). در واقع روشهای ژئوفیزیکی در

مقایسه با برداشت مستقیم و صحرایی دادههای هیدروژئولوژیکی همانند حفر چاههای عمیق مشاهدهای و برداشت منظم و آنالیز نمونههای آب به هزینه کمتری نیاز دارد (Hermans et al., 2018). بهعلاوه، دادههای هیدروژئولوژیکی بیشتر نماینده یک نقطه یا منطقه با شعاع کم در اطراف چاه مشاهدهای است (Rezaei et al., 2020) درحالی که تصاویر توموگرافی حاصل از روشهای ژئوالکتریکی میتوانند یک نقشه دو یا سهبعدی (برحسب نوع داده برداری و مدل سازی)

در مقیاس کل محدوده آبخوان در اختیار محققین و کاربران قرار دهند.

در این مقاله، سعی بر این است تا با تلفیق روش POD و مدلسازیهای روبهجلو و معکوس دادههای مقاومت ویژه، گستره ابر آلودگی درون یک آبخوان سینتتیک هتروژن شناسایی شود. برای استفاده از روش POD لازم است که تعداد قابل توجهي مدلسازي واقعي از محيط هتروژن أبخوان و ابر آلودگی تهیه شود. روش POD قبلاً توسط .Oware et al (2013) برای شناسایی ابر آلودگی در تلفیق با دادههای ژئوالکتریکی برای اولین بار بکار رفته است. آنها POD را درون کد معکوسسازی دادههای ژئوالکتریک به کار بردند. علی رغم این که (Oware et al. (2013) با دقت خوبی توانستند محل ابرآلودگی را شناسایی کنند، اما بهخاطر این که آنها POD را درون مرحله معكوسسازى بهكار بردند، حافظه كامپيوترى بیشتر و مدتزمان طولانی تر برای اجرای برنامه لازم است. آنها همچنین از شبکهبندی تفاضل محدود^۲ استفاده کردند و در نهایت مرکز ثقل ابر آلودگی بهدستآمده لازم بود به محل مرکز ثقل مدل سینتتیک منتقل شود. لزوم جابجایی مرکز ثقل ابر الودگی سبب شده بود تا روش ارائه شده توسط. Oware et al. (2013) برای شرایط واقعی که نه خود ابر آلودگی و نه مرکز ثقل آن مشخص است، قابلاستفاده نباشد. در این مقاله سعی شده است که روش POD قبل از مدلسازی روبه جلو و معکوس به کار رود تا حافظه کامپیوتری و مدتزمان اجرای برنامه کوتاهتر شود و همچنین نیازی به مرحله جابجایی مرکز ثقل ابر آلودگی نهایی نباشد تا روش بتواند در شرایط واقعی به کار گرفته شود. همچنین در این کار سعی شده است از مدلسازیهای روبهجلو و معکوس ژئوالکتریکی با روش المان محدود^۳ انجام شود در حالی که (Oware et al. (2013) از روش تفاضل محدود استفاده كردند. در عمل روش المان محدود می تواند به نتایج مدل سازی بهتر با دقت بالاتر، بهویژه در نزدیکی مرزهای ابر آلودگی، منجر شود.

مواد و روشها

مراحل انجام این پژوهش به ترتیب زیر است: - مدلسازی و تولید ۱۰۰ سری میدان هدایت هیدرولیکی هتروژن برای یک آبخوان به ابعاد ۲۵ در ۲۵ متر با سلولهای ۱/۲۵ در ۰/۲۵ متر با استفاده از روش شبیهسازی گوسین متوالی^۴،

- مدلسازی هردوی جریان و ابر آلودگی (در اینجا شوری) در محدوده آبخوان به تعداد ۱۰۰ سری در محیط پایتون (به ازای هر سری میدان هدایت هیدرولیکی، یک مدل جریان و یک مدل آلودگی محاسبه میشود)،

- استفاده از روش POD برای استخراج مدهای اصلی،

- تبدیل دادههای غلظت آلودگی بهدست آمده بر اساس مدهای اصلی POD به دادههای هدایت ویژه با استفاده از فرمول آرچی، - مدل سازی روبه جلو ژئوالکتریکی با استفاده از آرایه دایپل-دایپل و به دست آوردن مقاومت ویژه ظاهری در محدوده آبخوان و

- درنهایت، شناسایی محل ابرآلودگی با استفاده از مدل سازی معکوس دادههای مقاومت ویژه ظاهری مرحله قبل و تبدیل مجدد آنها به داده غلظت آلودگی با استفاده از فرمول آرچی. در ابتدا ۱۰۰ سری میدان هدایت هیدرولیکی هتروژن با میانگین LogK برابر با ۴/۶- (متناسب با خاک ماسه لومی) برای محدوده آبخوان با استفاده از شبیه سازی گوسین تصادفی دوبعدی ارائه شده توسط (2092) Deutsch and Journel که میشایل پیرز در دانشگاه تگزاس آن را کدنویسی کرده است، تولید شد. تغییرات فضایی میدان هدایت هیدرولیکی با استفاده از یک مدل واریو گرام نمایی همسانگرد توصیف می شود. یکی از نمونه های هدایت هیدرولیکی در شکل ۱ (الف) ارائه شده است.

بهمنظور مدلسازی جریان آب زیرزمینی از قانون دارسی برای شرایط جریان هیدرولیکی غیر-ویسکوز و از فرمول زیر استفاده شده است (Whitaker, 1986):

 $K^{-1}v + \nabla p = 0; \ \nabla .v = 0; \ \nabla .(K\nabla p) = 0 \ on \ \Omega$ (۱) که در آن v سرعت حرکت آب، K تنسور هدایت هیدرولیکی و p پتانسیل هدایت هیدرولیکی است. در اینجا از شرایط مرزی دیرکلت⁶ و شیب هیدرولیکی ۲۰۰۱ استفاده شده است. یک

¹ Proper orthogonal decomposition

² Finite difference

³ Finite element

⁴ Sequential Gaussian Simulation

⁵ Dirichlet

سری از ۱۰۰ سری نقشه سرعت جریان آب زیرزمینی در شکل ۱ (ب) آورده شده است که در آن سرعت آب زیرزمینی از ۰/۰۱۱ تا ۰/۰۹۹ متر بر ثانیه در تغییر است. سپس بر اساس هرکدام از نقشههای جهت جریان آب زیرزمینی بهدستآمده در مرحله قبل، یک سری مدل انتقال آلودگی شوری اجرا شد. با استفاده از میدان سرعت آب زیرزمینی، حرکت دینامیک ذرات آلودگی (اینجا شوری) c(**r**,t) در آبخوان بهوسیله معادله همرفت-انتشار زیر با روش حجم محدود^۹ استفاده شد (Bechtold et al., 2012):

مدلسازی آلودگی، سه سناریو اجرا شد که در سناریوی اول، x = -17/0 نقطه تزریق در روی مرز سمت چپ آبخوان (نقطه x = -17/0و ۸/۵=-۷) بهمنظور بررسی اثر مرز بر نتایج نهایی مدلسازی ژئوالکتریکی صورت گرفته است. برای سناریوی دوم تزریق در موقعیت (x=-1 و x=-1) انجام گرفت. میزان ۲۰۰۰ میلی گرم در لیتر در ثانیه به مدت ۱۰ روز تزریق شد و سپس با توقف تزريق شوري، گسترش آلودگي بهوسيله جريان آب زيرزميني در محیط برای ۱۰ روز دیگر نیز مدل شد. برای مثال در شکل ۲ یک نمونه از ۱۰۰ سری برای هرکدام از سناریوها نشان دادهشده است. بهعلاوه، سناریوی سوم نیز برای مقایسه با کار اویر و همکاران (۲۰۱۳) اجرا شد. در سناریوی سوم همزمان میزان ۱۰۰۰ میلی گرم بر لیتر بر ثانیه در ۲ نقطه به مدت ۱/۵ سال مستمر تزریق شد و سپس برای ۱/۵ سال دیگر اجرای مدل ادامه پیدا کرد. نقاط تزریق در سناریوی سوم دارای x یکسان اما اعماق مختلف هستند. شایانذکر است که سناریوهای اول و سوم به ترتیب برای بررسی اثر مرز و عمق بر مدلسازی ژئوالکتریکی طراحی شدهاند.



شکل ۱– الف)میدان هدایت هیدرولیکی هتروژن با میانگین لگاریتم برابر با ۴٫۶– حاصل از شبیهسازی توالی گوسین ب) و مدلسازی جریان آب زیرزمینی حاصل از روش پتانسیل.



هیدروژئولوژی، سال ششم، شماره ۲، زمستان ۱۴۰۰

شکل ۲- یک نمونه از مدل های آلودگی شوری بهدست آمده درون آبخوان سینتتیک برای سناریوهای الف) اول، ب) دوم و ج) سوم.

سپس برای تعیین مدهای موجود بر اساس ۱۰۰ سری مدل آلودگی از روش POD استفاده شد. در حقیقت، با ترکیب خطی چندین مد اصلی (مدهایی که بیشترین واریانس دادهها را پوشش میدهند) می توان با دقت بالایی ابر آلودگی را طبق فرمول زیر برآورد نمود (Weiss, 2019):

Conc = CB (۳) که Conc = CB ماتریس حاوی ضرایب فضایی و B ماتریس حاوی که C ماتریس حاوی ضرایب فضایی و B ماتریس حاوی بردارهای ویژه (یا پایه) است. در ماتریس B هر ستون حاوی یک بردار ویژه است. فرض کنید که میدانهای ابر آلودگی عبارت باشند از: j a i عبارت باشند (K = 1, 2, 3,, K) مؤلفههای محور مختصات برای بردار آلودگی در میدان آلودگی مؤلفههای محور مختصات برای بردار آلودگی در میدان آلودگی است، k شاخص میدان آلودگی و u, v به ترتیب مؤلفههای ابر آلودگی در راستای محورهای x و y هستند. دادههای برداشت شده برای کل سریهای میدان ابر آلودگی تولید شده به صورت زیر درون یک ماتریس ذخیره می شوند:

$$S = \begin{pmatrix} U_{a}(t_{1}) & U_{b}(t_{1}) \\ U_{a}(t_{2}) & U_{b}(t_{2}) \\ \vdots & \vdots \\ U_{a}(t_{m}) & U_{b}(t_{m}) \end{pmatrix}$$
(*)
$$S = \begin{pmatrix} U_{a}(t_{m}) & U_{b}(t_{m}) \\ U_{a}(t_{m}) & U_{b}(t_{m}) \end{pmatrix}$$
(*)

ماتریس بالا، ماتریس کوواریانس تشکیل میشود (Weiss,) 2019):

$$Cov = (S'S) / (N_t - 1)$$
 (a)

که در آن S بیانگر ماتریس ترنسپوز و N_t تعداد کل سریها که اینجا برابر با ۱۰۰ است. سپس مسئله به صورت زیر حل می گردد:

$$[B, lam] = svd(Cov) \tag{6}$$

که B و lam به ترتیب بردارهای ویژه و مقادیر ویژه و Cov ماتریس کوواریانس میباشد. ماتریس ضرایب فضایی نیز بهصورت زیر بهدست میآید:

$$C = SB \tag{(Y)}$$

$$\sigma_{z} = \sigma_{z} \phi^{m} \tag{A}$$

که m و ϕ به ترتیب فاکتور سیمان شدگی و تخلخل محیط آبخوان می باشند و برای شوری داریم: Sulzbacher et al., $\sigma_f = 1/(Conc \times 0.1+0.01)$ m=1.3 . در این مطالعه متناسب با محیط ماسه لومی، (2012) و تخلخل ۱/۳۳ انتخاب شده است (2013, Oware et al., 2013). در مرحله بعد مدل های روبه جلو و معکوس روی این داده های مقاومت ویژه با استفاده از آرایه دایپل–دایپل با فاصله الکترودی ۱/۳۱ متر اجرا شد. در این مقاله، برای مدلسازیهای انتقال آلودگی و روبهجلو و معکوس ژئوالکتریکی از کتابخانه پایتون pyGIMLi استفاده شده است (Riicker et al., 2017). شکل ۳ یک نمونه از ۱۰۰ سری برای هر کدام از سناریوها را نشان میدهد. در هر کدام از شکلها حداقل مقادیر مقاومت ویژه ظاهری تقریباً در محل تودههای آلودگی قرار دارد که در سناریوی اول این حداقل در مرز سمت چپ و برای سناریوی دوم، حداقل مقدار در محدود ۲ تا ۴ متر روی محور x قرار دارد. برای سناریوی سوم نیز حداقل مقاومت ویژه در میانه محیط رخ داده است.

هر دوی مدلهای روبه جلو و معکوس به صورت المان محدود
انجام شد. روش المان محدود با توابع پایه خطی و توابع
درجه دو به صورت حل معادلات زیر انجام شد:
$$\partial u/\partial t = \nabla (a\nabla u) + bu + f(r,t)$$
 (۹)
 $u(r,t) = u_B \ r \in \Gamma_{Dirichlet}$
 $\partial u(r,t)/\partial n = u_{\partial B} \ r \in \Gamma_{Neumann}$

 $u(r,t=0) = u_0 \text{ with } r \in \Omega$

معادله ریاضی بالا میتواند برای مدلسازی مسائل بیضوی، سهمی وار^۷ و نوع همرفت^۸ (مانند انتقال الودگی) بهکار رود.



شکل ۳- نقشه مقاومت ویژه ظاهری حاصل از مدل روبهجلو آرایه دوقطبی-دوقطبی برای سناریوهای الف) اول، ب) دوم و ج) سوم.

⁷ Parabolic

⁸ Advection

نتایج و بحث

در شکل ۴، میانگین، انحراف معیار و ابر ألودگی حاصل از ۱۰ مد اول POD برای هر سه سناریو نشان داده شده است. همان طور که مشخص است در هر سه سناریو به خاطر هتروژن بودن محيط، ابرهای آلودگی نامتقارن هستند. نکته جالبتوجه این است که از یکسو به خاطر درنظر گرفتن هدایت هیدرولیکی خیلی کم و از سویی به خاطر نرخ تزریق زیاد (برای مثال ۲۰۰۰ میلی گرم بر لیتر در یک ثانیه) غلظت در میانه ابرآلودگی بهشدت تغلیظ شده است. این تغلیظ زیاد برای شناسایی بهتر ابر آلودگی بهوسیله دادههای ژئوالکتریک مهم است. در سناریوی اول که نقطه تزریق روی مرز انتخاب شده است، میزان انتقال و پخششدگی آلودگی در مقایسه با سناریوی دوم که نقطه تزریق در میانه آبخوان قرار دارد، کمتر است. به همین دلیل، میزان تجمع آلودگی در مرکز ثقل ابر آلودگی در سناریوی اول (۲۲۰ گرم بر لیتر) بسیار بیشتر از سناریوی دوم (۳۲ گرم بر لیتر) است. به طور کلی مقادیر انحراف معیار در مقایسه با مقادیر شوری اعداد کوچکی هستند، بهویژه در سناریوی دوم که عاری از اثر مرز است که این نشان از معقول بودن مدلهای جریان و انتقال آلودگی دارد. مشابه کار (Hermans et al. (2016، حداکثر میزان انحراف معیار برای هر دو سناریو، بهویژه سناریوی اول، در محلی که به یکباره غلظت آلودگی در بالادست جریان افزایش قابل توجه دارد، رخ داده است.

بررسی مقادیر واریانس مدهای مختلف حاصل از POD برای هر سه سناریو نشان میدهد که ترکیب خطی ۱۰ مد اول بیش از ۹۹٫۵ درصد از کل واریانس ابرهای آلودگی را بازسازی مینماید. البته همان مد اول بهتنهایی بیش از ۹۷ درصد از کل واریانس دادهها را تشکیل میدهد. برای مثال ۱۰ مد اول مربوط به سناریوی دوم در شکل ۵ نشان داده شده است،

همان طور که مشخص است همان مد اول بهتنهایی تا حد بسیار زیادی تطابق خوبی با دادههای اولیه یا مرجع (شکل ۴) دارد. باوجوداینکه مدهای ۲ تا ۱۰ بخش بسیار کمی از واریانس دادههای آلودگی را تشکیل میدهند، در اینجا سعی شد که ترکیب خطی همه مدهای ۱ تا ۱۰ درنظر گرفته شود تا بتوان بیش از ۹۹٫۵ درصد از کل واریانس ۱۰۰ سری را برای مدلسازی درنظر گرفت. در شکل ۴، میانگین ۱۰۰ سری مدل برای هر سه سناریو با ابرآلودگی حاصل از ۱۰ مد اول آنها مقایسه شده است. همان طور که مشخص است، روش POD بهدرستی توانسته است که هندسه و موقعیت ابرهای آلودگی را، بهویژه در سناریوی دوم که عاری از اثر مرز است، شناسایی نماید. در کار (Oware et al. (2013)، بهمنظور تطابق بیشتر نتايج مدل با ابر آلودگي واقعي، يک مرحله کار اضافه لازم بود. آنها پس از مدلسازی ابر آلودگی را جابجا کردند بهنحویکه مرکز ثقل ابر آلودگی حاصل از مدل و مرجع روی هم قرار گیرند. اگرچه این مرحله دقت مدل را افزایش میدهد اما برای شرایط واقعی آبخوان که در آن قبل از مدلسازی گستره و مرکز ثقل ابر آلودگی مشخص نیست، قابل انجام نیست. در عمل این مرحله اضافه بهعنوان یک نقص برای کاربردی شدن روش پیشنهادی آنها بشمار میرود. در این کار، برخلاف کار Oware et al. (2013) با تفكيك كردن مرحله POD و اجرا کردن آن قبل از ورود به مرحله مدلسازی روبهجلو ژئوالکتریکی علاوه بر کاهش زمان و حافظه لازم برای اجرای مدل، توانسته است بدون نیاز به اجرای مرحله جابجایی ابر آلودگی پس از مدل نهایی، شکل و گسترده ابر آلودگی را با دقت قابلقبول شبیهسازی نماید؛ بنابراین روش پیشنهادی در اینجا می تواند برای آبخوان های واقعی که قبل از مدل سازی مركز ثقل ابر آلودگی آنها مشخص نيست نيز به كار رود.

هیدروژئولوژی، سال ششم، شماره ۲، زمستان ۱۴۰۰ Hydrogeology, Volume 6, No. 2, Winter 2022



شکل ۴- میانگین (الف)، انحراف معیار (ب) و ابر آلودگی تلفیقی حاصل از ۱۰ مد اول (ج) حاصل از ۱۰۰ سری مدل انتقال آلودگی. ردیف بالا برای سناریوی اول، ردیف وسط برای سناریوی دوم و ردیف پایین برای سناریوی سوم است. غلظت آلودگی حاصل از ۱۰ مد اول حاصل از POD برای هر سه سناریو بیش از ۹۹/۵ درصد کل واریانس ۱۰۰ سری را در بردارد.



شکل ۵– غلظت آلودگی حاصل از تک تک مدهای ۱ تا ۱۰. همانطور که قابلمشاهده است مد ۱ به تنهایی تا حد بسیار خوبی مدل آلودگی را شبیهسازی کرده است (این مد به تنهایی بیش از ۹۷ درصد واریانس ۱۰۰ سری را در بردارد).

در اینجا مدلسازی ژئوالکتریکی روبهجلو و معکوس برخلاف کار (2013) Oware et al. (2013) که از روش تفاضل محدود استفاده کردند، به روش المان محدود انجام شده است. معمولاً روش المان محدود دقیق تر از تفاضل محدود است بهویژه در شرایطی که مرزها منحنی باشند همانند ابر آلودگی در آبخوانها. نکته قابل توجه این است که در شکل ۶ بهطور کلی برای هر سه سناریو، شکل و عمق ابر آلودگی با دقت مناسب شناسایی شده است؛ اما در سناریوی اول که محل تزریق روی مرز قرار دارد، پی جویی ژئوالکتریک نتوانسته است محل دقیق مرکز ثقل ابر آلودگی را شناسایی کند که این امر به خاطر اثر مرز میباشد (Oware et al. 2013; Hermans et al. 2016). در حالی که در سناریوهای دوم و سوم (نقطه کم عمق) که اثر مرز وجود ندارد، مرکز ثقل ابر آلودگی نیز بهخوبی شناسایی شده است و مداقل مقاومت ویژه بهدرستی با محل حداکثر غلظت شوری

نکته قابل توجه دیگر، میزان دقت مدل های ابر آلودگی حاصل از پیجویی ژئوالکتریکی و اثر پوششی آنومالیهای با هدایت الکتریکی بالا در اعمال کم است. نتایج حاصل از سناریوی سوم نشان میدهد (ردیف پایین در شکل ۶) که در اینجا مدل بهخوبی توانسته است دو ابر آلودگی رویهم قرار گرفته (با مراکز ثقلی حدود ۴- و ۸-) را تا حدی تفکیک کند. همان طور که مشخص است مراکز ثقل آلودگی مدل شده در حدود ۴- و 9- بهدست آمده است. این در حالی است که در کار Oware که مشخص را نشان داده بود. علت آن ممکن است به خاطر این باشد که دقت این کار بیشتر است زیرا (2013) داد باشد که دقت این کار بیشتر است زیرا (2013) داد از روش تفاضل محدود استفاده کردند در حالی که این کار از روش المان محدود بهره برده است.

اگرچه روش ارائهشده تا حدی توانسته است کاربرد روشهای ژئوالکتریک در شناسایی ابر آلودگی در آب زیرزمینی را بهبود بخشد اما نتایج نشان میدهند هنوز یک سری نواقص وجود دارد که کارهای آینده باید بیشتر بر آنها متمرکز شوند. اگر ابر آلودگی حاصل از مدل و مرجع را باهم مقایسه نمایید (شکل ۶)، مشخص است که غلظتهای حداکثر حاصل از مدل ژئوالکتریکی کمتر از غلظتهای مرجع هستند، بهویژه در سناریوهای اول و سوم. این تخمین کمتر از مرجع، در مدلهای ژئوالکتریکی بهدستآمده از روشهای دیگر همانند روش تيخونوف، تلفيقي⁹ و همچنين کار (2013) Oware et al. وجود دارد. علت اصلي آن به احتمال فراوان به قيد smoothness كه در همه روشهای معکوسسازی ژئوالکتریک به کار می رود Vanderborght et al., 2005; Caterina et al., 2014;) Nguyen et al., 2016) و همچنين به معادله تجربي أرچي (معادله ۸) که برای تبدیل دادههای غلظت آلودگی به مقاومت ویژه استفاده می شود (Hermans et al., 2016)، بر می گردد. در حقیقت فرمول آرچی برای یک سازند در آمریکا بهدستآمده است و برای انواع لیتولوژیها ممکن است کاربردی نباشد. محققین در کارهای آینده سعی دارند که به دنبال روشی باشند که بتوان یک رامحل جایگزین برای معادله آرچی پیدا کنند. مدل همچنین در سناریوی سوم ابرآلودگی عمیقتر را حدود ۲ متر بالاتر از عمق واقعی تخمین زده است. مهمترین دلایل این مشاهده عبارتاند از (۱) عمق بیشتر توده و (۲) قرارگیری یک توده با هدایت ویژه الکتریکی بیشتر درست در بالای توده عميقتر. ازنظر تئوري با افزايش عمق آنومالي، قدرت دادههاي ژئوالکتریکی برای شناسایی آن ضعیفتر می شود و وجود توده با هدایت الکتریکی زیاد در عمق کم ممکن است سبب عدم نفوذ جريان الكتريكي كافي به اعماق بيشتر شود (, Reynolds .(2011; Telford et al., 1990

9 Coupled





شکل ۶- مدل مقاومت ویژه حاصل از مدل معکوس ژئوالکتریک (الف) و مدل ابر آلودگی اولیه (ج) برای سناریوی اول. ستون وسط (ب) مدل مقاومت ویژه را قبل از تبدیل به غلظت را نشان میدهد. ردیف بالا برای سناریوی اول، ردیف وسط برای سناریوی دوم و ردیف پایین برای سناریوی سوم است.

نتيجهگيري

در این مطالعه با استفاده از دادههای هیدروژئولوژیکی و ژئوالکتریکی در تلفیق با روشهای شبیهسازی گوسین متوالی و POD یک روش کار جدید برای شناسایی ابرهای آلودگی در آبخوانهای هتروژن دوبعدی با استفاده از پیجوییهای مقاومت ویژه زمین ارائه شده است. برخلاف کارهای قبلی، در این روش کار بهمنظور کاهش حافظه و زمان لازم برای مدلسازی، مرحله POD بهطور مجزا و قبل از ورود به مدلسازیهای ژئوالکتریکی اجرا شد. همچنین مدلسازی رو-بهجلو و معکوس ژئوالکتریک با روش المان محدود اجرا شد. این روش کار جدید برخلاف کارهای قبلی، نیازی به جابجایی

مرکز ثقل ابر آلودگی نهایی مدل شده ندارد به همین دلیل در مقایسه با کارهای قبلی این روش کار برای شرایط واقعی قابل کاربرد است.

نتایج حاصل از سه سناریوی مختلف تزریق تک نقطه روی مرز، تزریق تک نقطه دور از مرزها و تزریق دو نقطه دور از مرزها نشان داد که اثر مرز سبب جابجایی افقی ابر آلودگی مدلسازی میشود. همچنین یافتهها حاکی از این است که با افزایش عمق، قدرت تفکیک و شناسایی هندسه و گسترش ابر آلودگی بهوسیله روشهای ژئوالکتریکی کاهش مییابد.

درنهایت این کار نشان میدهد که روش POD در تلفیق با مدلهای ژئوالکتریکی میتواند بهخوبی برای شناسایی ابر

- Linde, N., Doetsch, J., 2016. Joint inversion in hydrogeophysics and near-surface geophysics. In: Moorkamp, M., Leli evre, P.G., Linde, N., Khan, A. (Eds.), Integrated Imaging of the Earth: Theory and Applications. John Wiley & Sons, Inc, pp. 117– 135.
- Nguyen, F., Kemna, A., Robert, T., Hermans, T., 2016. Data-driven selection of the minimum-gradient support parameter in time-lapse focused electric imaging. Geophysics, 81(1): A1–A5.
- Oware, E. K., Moysey, S. M. J., Khan, T., 2013. Physically based regularization of hydrogeophysical inverse problems for improved imaging of process-driven systems. Water Resources Research, 49(10): 6238-6247.
- Reynolds, J.M., 2011. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons.
- Rezaei, A., Mousavi, Z., Khorrami, F., Nankali, H., 2020. Inelastic and elastic storage properties and daily hydraulic head estimates from continuous global positioning system (GPS) measurements in northern Iran. Hydrogeology Journal, 28(2): 657-672.
- Rücker, C., Günther, T., Wagner, F.M., 2017. pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics. Computers & Geosciences, 109: 106-123.
- Sulzbacher, H., Wiederhold, H., Siemon, B., Grinat, M., Igel, J., Burschil, T., Günther, T., Hinsby, K., 2012. Numerical modelling of climate change impacts on freshwater lenses on the North Sea Island of Borkum using hydrological and geophysical methods. Hydrol. Earth Syst. Sci., 16: 3621–3643.
- Telford, W.M., Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Sheriff, R.E., 1990. Applied geophysics. Cambridge university press.
- Vanderborght, J., Kemna, A., Hardelauf, H., Vereecken, H., 2005. Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study, Water Resour. Res., 41: W06013.
- Weiss, J., 2019. A tutorial on the proper orthogonal decomposition. In AIAA Aviation 2019 Forum (p. 3333).
- Whitaker, S., 1986. Flow in porous media I: a theoretical derivation of Darcy's law. Transp. Porous Media. 1: 3-25.

آلودگی در آبخوانها بکار رود تا بتواند با صرف وقت و هزینه کمتر تصویر مناسبی از ابر آلودگی درون سیستم را به دست آورد.

منابع

- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity logs as an aid determining some reservoir characteristics. Trans. AIME, 146: 54–61.
- Binley, A., Hubbard, S.S., Huisman, J.A., Revil, A., Robinson, D.A., Singha, K., Slater, L.D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. Water Resour. Res, 51: 3837–3866.
- Bechtold, M., Vanderborght, J., Weihermüller, L., Herbst, M., Günther, T., Ippisch, O., Kasteel, R., Vereecken, H., 2012. Upward transport in a threedimensional heterogeneous laboratory soil under evaporation conditions. Vadose Zone Journal, 11(2): vzj2011.0066.
- Caterina, D., Hermans, T., Nguyen, F., 2014. Case studies of incorporation of prior information in electrical resistivity tomography: Comparison of different approaches. Near Surf. Geophys., 12: 451–465.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G., 1992. GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press, New York.
- Hermans, T., Oware, E., Caers, J., 2016. Direct prediction of spatially and temporally varying physical properties from time-lapse electrical resistance data. Water Resources Research, 52(9): 7262-7283.
- Hermans, T., Nguyen, F., Klepikova, M., Dassargues, A., Caers, J., 2018. Uncertainty quantification of medium-term heat storage from short-term geophysical experiments using Bayesian evidential learning. Water Resources Research, 54(4): 2931-2948.