



Estimating of the hydraulic parameters of aquifers using geo-electrical method (Case study: Chahardoli Plain, Kurdistan)

Abdollah Taheri Tizro^{*1}, Shahram Aabedini², Morteza Kamali³

Abstract

Knowledge of hydraulic parameters is certainly important for groundwater resources management and development. Geoelectrical method is one of the newest methods with acceptable accuracy and low cost. It can play an important role in determining these parameters. In the present study, 100 vertical electrical sounding (VES) were carried out using the Schlumberger electrode configuration to determine the status of Chahardoli plain, located in Kurdistan province. Pumping test data prepared by Kurdistan Regional Water Authority, were analyzed to determine hydraulic parameters. The number of 28 VES points were chosen based on their locations to determine aquifer hydraulic parameters. After interpreting the VES points using IPI2Win software, thickness and electrical resistivity of the subsurface layers, as well as transverse resistance and modified transverse resistance were determined. Hydraulic parameters are estimated using geoelectrical method on the basis of calculations given by Sri Niwas and Singhal. The present studies show that the values of $K\sigma'$ remain fairly constant in 3 independent lithostratigraphic units within the study area. As Singhal and Sri Niwas noted, it is possible to estimate hydraulic coefficients according to the zoning of the region. The results of geo-electric method were compared with the results of Step-Drawdown test. The t-test results indicate that Transmissivity values in both geo-electrical method and Step-Drawdown test have no significant difference. Correlation of the Transmissivity and modified transverse resistance revealed a direct relationship (with a correlation coefficient above 8.5) which indicates an acceptable accuracy of the experiments in the study area and it also confirms previous studies of Singhal and Sri Nivas.

Keywords: Chahardoli plain, Darcy's law, Geoelectric, Ohm's law, Resistivity.

Received: 2016/03/14
Accepted: 2016/08/29

برآورد پارامترهای هیدرولیکی لایه‌های آبدار با روش ژئوالکتریک (مطالعه موردی: دشت چهاردولی)

عبدالله طاهری تیزرو^{*۱}، شهرام عابدینی^۲، مرتضی کامالی^۳

چکیده

آگاهی از پارامترهای هیدرولیکی لایه‌های آبدار برای مدیریت و توسعه منابع آب زیرزمینی از اهمیت زیادی برخوردار است. روش ژئوالکتریک یکی از جدیدترین روش‌هایی است که با هزینه کم و دقت قابل قبول می‌تواند نقش مهمی را در تعیین این پارامترها ایفا کند. در تحقیق حاضر ۱۰۰ سونداژ الکتریکی قائم با آرایش شلومبرژه به منظور تعیین وضعیت دشت چهاردولی واقع در استان کردستان برداشت گردید. مجموعه اطلاعات پمپاژ (آزمون افت پله‌ای) با مراجعه به شرکت آب منطقه‌ای کردستان گردآوری شده و جهت تعیین ضرایب هیدرولیکی مورد تحلیل قرار گرفت. ۲۹ سونداژ الکتریکی با توجه به موقعیتشان برای تعیین ضرایب هیدرولیکی آبخوان دشت مورد مطالعه انتخاب گردید. پس از تفسیر سونداژها به کمک نرم‌افزار IPI2Win (v3.1.2) ضخامت و مقاومت الکتریکی لایه‌های زیرسطحی، همچنین مقاومت عرضی و مقاومت عرضی اصلاح‌شده تعیین شد. برآورد ضرایب هیدرولیکی به روش ژئوالکتریک بر اساس محاسباتی است که سینگال و نیواس ارائه کرده‌اند، محاسباتی که از مقاومت عرضی اصلاح‌شده بهره می‌گیرد. بررسی‌های انجام شده نشان دادند که مقادیر $(K\sigma')$ در دشت چهاردولی در ۳ ناحیه مستقل مقادیر ثابتی دارند. نتایج به دست آمده از روش ژئوالکتریک با نتایج روش افت پله‌ای مقایسه گردید. نتایج آزمون t-test نشان می‌دهد قابلیت انتقال در دو روش ژئوالکتریک و افت پله‌ای، تفاوت معنی‌داری نداشته است. رابطه همبستگی که بین ضریب قابلیت انتقال و مقاومت عرضی اصلاح‌شده به دست آمد نشان‌دهنده صحت آزمایش‌ها در این دشت و همچنین تأییدی بر مطالعات قبلی سینگال و نیواس می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ژئوالکتریک، دشت چهاردولی، قانون اهم، قانون دارسی، مقاومت ویژه.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۱۲/۲۴

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۶/۰۸

1- Ph.D, Water Engineering Group, Faculty o Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan.

E-mail: ttizro@yahoo.com

2- Water Resources Engineering M.Sc., Water Engineering Group, Faculty o Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan.

3- Irrigation and Drainage Engineering M.Sc., Water Engineering Group, Faculty o Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan.

*- Corresponding Author

- دانشیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.

۲- کارشناس ارشد مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.

۳- کارشناس ارشد آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

مقدمه

نرم افزار 3.1 OFFIX تفسیر کردند و با تلفیق اطلاعات لاگ چاه‌ها، آزمون‌های پمپاژ موجود و پارامترهای دارزاروک، پارامترهای هیدرولیکی را برآورد نمودند. اوزجین و اوسگال^۵ (۲۰۱۲) با به‌کارگیری روش شلومبرژه در یک ناحیه رسوبی واقع در جنوب غربی نیجریه مطالعات ژئوفیزیکی انجام دادند. مقادیر مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده با منحنی‌های مشاهداتی تطابق داده شد و سپس به‌منظور استخراج پارامترهای ژئوالکتریک و تفسیر، وارد محیط نرم‌افزار Win Resist گردید. این مطالعه ۳ واحد زمین‌شناسی مجزا را مشخص کرد. لایه خاک سطحی-ماسه ای، لایه ماسه سست-ماسه سنگ و لایه شیلی ماسه ای-ماسه ای. لایه میانی (ماسه سست-ماسه سنگ) به‌عنوان واحد آبخوان با ضخامت بین ۷/۵-۳۲ متر تعیین شد. عزیز و محمد زاده (۱۳۹۲) با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه که از ۸۶ سونداژ قائم الکتریکی با آرایش شلومبرژه و با توجه به تشابه خصوصیات جریان آب زیرزمینی و جریان الکتریکی در محیط متخلخل، پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان دشت امامزاده جعفر گچساران را تخمین زدند. نتایج به دست آمده نشان داد مقدار متوسط تخلخل و آبدی ویژه آبخوان به ترتیب حدود ۰/۲۶ و ۰/۴۴ درصد و ضخامت‌های متوسط آبرفت و آبخوان به ترتیب ۱۳۲ و ۷۹ متر می‌باشد. طاهری تیزرو همکاران (۲۰۱۰) با انجام ۲۸ سونداژ قائم الکتریکی با آرایش شلومبرژه در دشت کنگاور واقع در استان کرمانشاه چهارچوب هیدروژئولوژیکی دشت را تعیین کرده و با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه ضریب قابلیت انتقال را تخمین زدند. آنان همچنین با استفاده از داده‌های ژئوالکتریک تخلخل و ضریب ذخیره ویژه در آبخوان ماهی دشت را برآورد کردند. نتایج تحقیقات آنان نشان داد که تخلخل بین ۰/۱۸ و ۰/۶۶ و میانگین آبدی ویژه ۰/۱۵ می‌باشد.

هدف این مطالعه برآورد پارامترهای هیدرولیکی آبخوان دشت چهاردولی با استفاده از روش ژئوالکتریک و مقایسه نتایج حاصل از آن با روش افت پله‌ای است.

تعیین این پارامترهای هیدرولیکی آبخوان به‌منظور مطالعه، ارزیابی و مدیریت منابع آب زیرزمینی امری ضروری است. اهمیت این ضرایب از آنجاست که مبنای تفسیری از وضعیت، موجودیت و چگونگی حرکت آب زیرزمینی می‌باشد. اگرچه تعبیر و تفسیر داده‌های به‌دست‌آمده از آزمون‌های پمپاژ، بهترین روش تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان است، ولی غالباً چاه‌هایی که برای آزمون‌های پمپاژ مناسب باشند به‌قدر کافی وجود ندارد یا انجام آزمون‌های پمپاژ در تمام چاه‌ها عملی نیست. از این رو برآورد پارامترهای آبخوان با تلفیق روش ژئوالکتریک و آزمون پمپاژ، بسیار مؤثر و اقتصادی است. روش‌های ژئوالکتریک جهت به دست آوردن اطلاعات دقیقی درباره شرایط زیرزمینی نظیر نوع و عمق مواد (تحکیم یافته، تحکیم نیافته) عمق شکافدار یا متلاشی شده، عمق آب زیرزمینی، عمق تا کف سنگ کف و مقدار نمک آب زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرد (باوئر، ۱۳۷۴). ابونگ^۱ و همکاران (۲۰۱۴) پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان‌های ماسه‌سنگی و شیلی درز و شکاف دار را با استفاده از روش مقاومت الکتریکی و اندازه‌گیری‌های هیدروژئولوژیکی به دست آوردند. نتایج مطالعه برای آبخوان‌های شیلی، مقاومت، هدایت هیدرولیکی و قابلیت انتقال پایین و برای آبخوان‌های ماسه‌سنگی، مقادیر بالایی را از پارامترهای مذکور نشان داده است. ستار^۲ و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از روش ژئوالکتریک فرمول‌هایی تجربی را برحسب مقاومت الکتریکی آبخوان برای محاسبه هدایت هیدرولیکی و قابلیت انتقال در شمال غرب بنگلادش ارائه کردند. اکینگبو و مبین^۳ (۲۰۱۴) با استفاده از سونداژهای قائم الکتریکی تخلخل و هدایت هیدرولیکی آبخوانی واقع در جنوب نیجریه را برآورد کردند. هدایت هیدرولیکی برآورد شده از طریق ژئوالکتریک با نتایج حاصل از آزمون پمپاژ همبستگی داشته است. اوپارا و همکاران^۴ (۲۰۱۲) با ارزیابی‌های هیدروژئوفیزیکی به تعیین طبیعت، نوع، تناوب و پارامترهای هیدرولیکی آبخوان‌های نواحی جنوب شرقی نیجریه پرداختند. آنان داده‌های Ves را به کمک روش‌های تطابق منحنی و

1- Ebong
2- Sattar
3- Okiongbo and Mebine
4- Opara

5- Ozegin and Oseghale

مواد و روش‌ها

محدوده مورد مطالعه

دشت چهاردولی یکی از دشتهای استان کردستان می‌باشد که در جنوب شرقی شهرستان قروه قرار دارد (شکل ۱). این دشت با مساحتی بالغ بر ۳۸۶ کیلومترمربع در ناحیه‌ای بین ۳۴ درجه و ۵۴ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۱۴ دقیقه عرض جغرافیایی شمالی و ۴۷ درجه و ۴۷ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۱۳ دقیقه طول جغرافیایی شرقی واقع شده است. مساحت کل حوزه آبریز این دشت ۹۲۹ کیلومترمربع و محدوده دشت آن ۳۸۶ کیلومترمربع می‌باشد. حداکثر بارش ماهانه در این دشت ۶۶ میلی‌متر بوده و در اسفند ماه رخ می‌دهد. میانگین بارش سالانه در این منطقه ۳۴۶ میلی‌متر می‌باشد. متوسط دمای سالانه در منطقه ۱۰/۵ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین حداقل و حداکثر دمای سالانه در دوره آماری به ترتیب ۲/۴ و ۱۸/۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

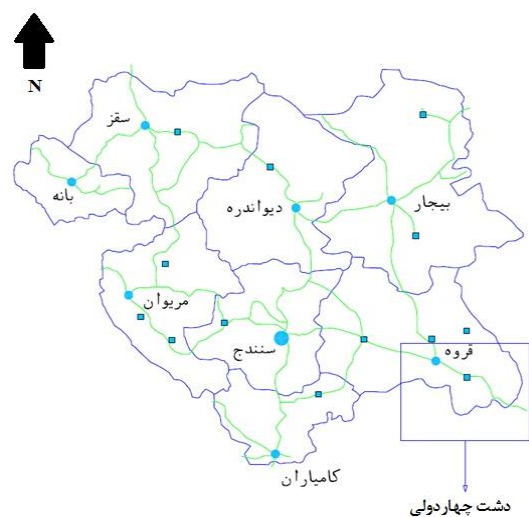
تنها ۴۰ متر می‌باشد. نهشته‌های رودخانه‌ای متشکل از رسوبات دانه‌درشت تا دانه‌متوسط تحکیم نیافته، مخازن آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهند؛ اما به دلیل اندازه کوچک رودخانه چم شور و طبیعت ناپایدار آن پتانسیل آب‌های زیرزمینی در نهشته‌های رودخانه‌ای پایین است. عمق سطح آب از ۵ متری در بخش مرکزی تا ۴۰ متر و پایین‌تر از سطح زمین در بخش‌های شمالی و شرقی متغیر است. آب زیرزمینی از نواحی تغذیه در تپه‌های فوقانی به سمت بخش مرکزی حوضه جریان دارد.

زمین‌شناسی دشت چهاردولی

محدوده مورد مطالعه در غرب ایران قرار گرفته و توسط ارتفاعات که موازی با سازندهای زاگرس احاطه شده است. این ارتفاعات به صورت نوار دوطرفه در امتداد شمال غرب به جنوب شرق (NW-SE) گسترده شده، به طوری که دشت چهاردولی در میان این نوار سازندی جای دارد. دشت چهاردولی از نظر ساختاری در زون سنندج-سیرجان قرار دارد که از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناسی آن در جنوب دشت، عمدتاً وجود سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. دگرگونی به شکل‌های متفاوت منطقه را تحت تأثیر قرار داده است و به این صورت دگرگونی‌های-مجاورتی و یا دگرگونی ناحیه‌ای-حرکت‌های ماگمایی و ماگماتیسم به نحوی در تحول دگرگونی منطقه مورد مطالعه نقش به‌سزایی داشته است. بخش‌های شمالی دشت تحت تأثیر نهشته‌های نوژن، کوتاه‌تر و همچنین فعالیت‌های آتشفشانی قرار گرفته است.

چاه‌های اکتشافی منطقه

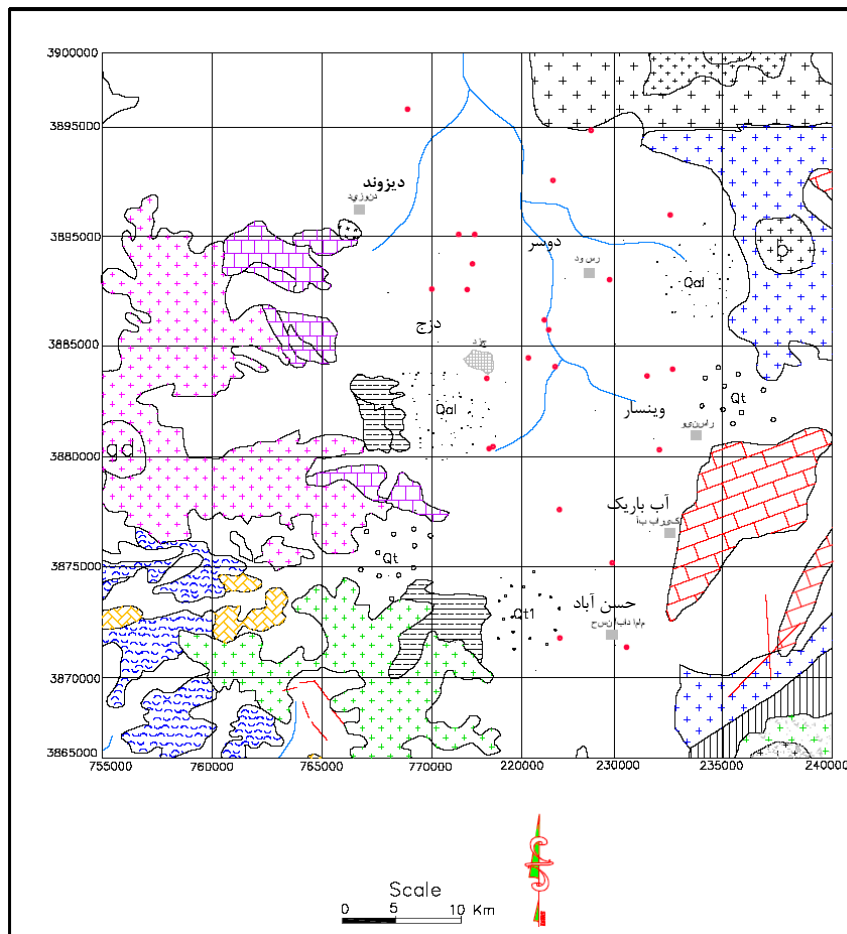
بر اساس آمار به دست آمده و بازدیدهای صحرایی انجام‌گرفته به‌طور کلی ۲۴ حلقه چاه اکتشافی در دشت چهاردولی وجود دارد که نوسانات سطح آب توسط این چاه‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. به‌منظور تعیین چهارچوب زمین‌شناسی و صحت سنجی نتایج به دست آمده از مقاومت سنجی، از لاگ این چاه‌ها و همچنین چاه‌های بهره‌برداری استفاده گردید. شکل ۲ موقعیت این چاه‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت دشت چهاردولی در استان کردستان.

هیدروژئولوژی دشت چهاردولی

داده‌های سنگ‌شناسی از چاه‌های اکتشافی نشان می‌دهد که ضخامت آبخوان در بخش‌های مرکزی دشت افزایش یافته و به ۱۱۰ متر می‌رسد، درحالی‌که در حواشی آن



شکل ۲- موقعیت چاه‌های اکتشافی.

آزمایش افت پله‌ای

$$\frac{s}{Q_n} = \frac{1}{4\pi T} \log \left(\beta_n(t) \frac{t - \tau_n}{t - \tau_n} \right)$$

[۱] آزمایش افت پله‌ای در تعیین خصوصیات لایه‌های

آبدار و همچنین در مشخص ساختن راندمان چاه بسیار کارآمد می‌باشد (تاد، ۲۰۰۵). اگرچه آزمایش افت پله‌ای در غالب موارد به‌عنوان آزمایشی جهت تعیین راندمان چاه به‌منظور انتخاب پمپ مناسب برای بهره‌برداری از چاه شناخته شده است اما بسیاری از محققین با در نظر گرفتن تصحیحاتی از این آزمایش برای تعیین پارامترهای هیدرولیکی آبخوان نیز استفاده کرده‌اند.

بیروسی و سامرز^۲ (۱۹۸۰) رابطه زیر را برای تعیین ضرایب هیدرولیکی بیان می‌کنند:

$$\frac{s}{Q_n} = \frac{1}{4\pi T} \log \left(\frac{r^2 \Delta T}{r^2 S} \beta_n(t) t - \tau_n \right)$$

[۲] بیروسی و سامرز^۲ (۱۹۸۰) رابطه زیر را برای تعیین

مقدار $\beta_n(t)$ در مرحله (پله) اول برابر با یک می‌باشد و برای سایر پله‌ها از رابطه زیر مشخص می‌شود:

برای $n > 1$

1- Todd
2- Birsoy and Summers

✓ آب بالا فاصله و بدون مکث به چاه باز می‌گردد (از دبی تأخیری صرف‌نظر شود).

✓ قطر چاه بسیار کوچک بوده به نحوی که ذخیره در چاه را می‌توان صرف‌نظر کرد.

$$s_w = \frac{Q}{4\pi T} (W(u) + 2S_w) + CQ^p \quad [6]$$

که CQ^p : افت چاه در حالت غیرخطی، S_w : فاکتور شکل دیواره چاه، S : ضریب ذخیره و S_w : افت در چاه پمپاژ است.

روش ژئوالکتریک

از تعداد ۱۰۰ سونداژ برداشت شده با آرایش شلومبرژه ۲۹ سونداژ الکتریکی برای تعیین پارامترهای هیدرولیکی انتخاب شد (شکل ۴). به طوری که این سونداژها تقریباً تمام دشت مطالعاتی را پوشش داده و از طریق تفسیر آن‌ها به لایه‌بندی، عمق، مقاومت و نوع تشکیلات زمین‌شناسی در منطقه تعیین گردید.

روابط تحلیلی که نیواس و سینگال^۲ (۱۹۸۱) بین ضریب قابلیت انتقال لایه آبدار و مقاومت عرضی از یک‌سو و بین قابلیت انتقال و هدایت طولی از سوی دیگر به دست آوردند اساس کار روش ژئوالکتریک می‌باشد. دو قانون اهم و دارسی را به‌طور مقایسه می‌توان به‌صورت زیر در نظر گرفت:

$$Q = KIA \quad [7]$$

$$J = \delta E \quad [8]$$

I : گرادیان هیدرولیکی، δ : هدایت الکتریکی (عکس مقاومت $1/\rho$ ، E : شدت میدان الکتریکی، و J : شدت جریان است.

نیواس و سینگال (۱۹۸۱) با مقایسه دو رابطه فوق برای یک مقطع عرضی از زمین که ضخامتی برابر h دارد دو رابطه زیر را ارائه کردند:

$$T = (K\sigma)R \quad [9]$$

$$T = \left(\frac{K}{\sigma}\right)C \quad [10]$$

$$R = \sum h_i \sigma_i \quad \text{و} \quad C = \sum h_i \rho_i \quad \text{که}$$

$$\beta_n(t) = \prod_{i=1}^{n-1} \left(\frac{t - \tau_i}{t - \tau'_i} \right) \quad [3]$$

روشی که بیروسی و سامرز (۱۹۸۰) ارائه نموده‌اند بدین صورت است که:

مقدار $\beta_n(t)$ برای هر اندازه‌گیری زمان در پله‌ها محاسبه

می‌شود. سپس نموداری تهیه می‌گردد که مقدار Q_n را در

مقابل $\beta_n(t) \left(\frac{t - \tau_i}{t - \tau'_i} \right)$ یا $(t - \tau_i) \beta_n(t)$ در مختصات نیمه

لگاریتمی نمایش دهد. سپس در یکی سیکل لگاریتمی مقدار

تعیین شده و از رابطه زیر مقدار قابلیت انتقال محاسبه

می‌گردد:

$$T = \frac{2/3}{4\pi\Delta \left(\frac{s}{Q} \right)} \quad [4]$$

برای تعیین ضریب ذخیره لازم است که نمودار تهیه شده در قسمت قبل تا قطع کرده محور افقی (زمان) امتداد یابد و به این ترتیب محل برخورد با محور افقی که $S/Q = 0$ است، تعیین شده و از رابطه زیر ضریب ذخیره به دست می‌آید:

$$S = \frac{2/25\Delta T \beta_n(t) (t - \tau_n)}{r^2} \quad [5]$$

مقداری $\beta_n(t) (t - \tau_n)$ است که از امتداد نمودار تا محور افقی به دست آمده است.

تایس^۱ (۱۹۳۵) نیز راه‌حلی را برای آزمایش افت پله‌ای ارائه کرده است. وی با قبول فرضیات زیر رابطه پیشین خود را در مورد آبخوان‌های محصور را در آزمایش افت پله‌ای تعمیم داد:

✓ لایه آبدار نامحدود باشد.

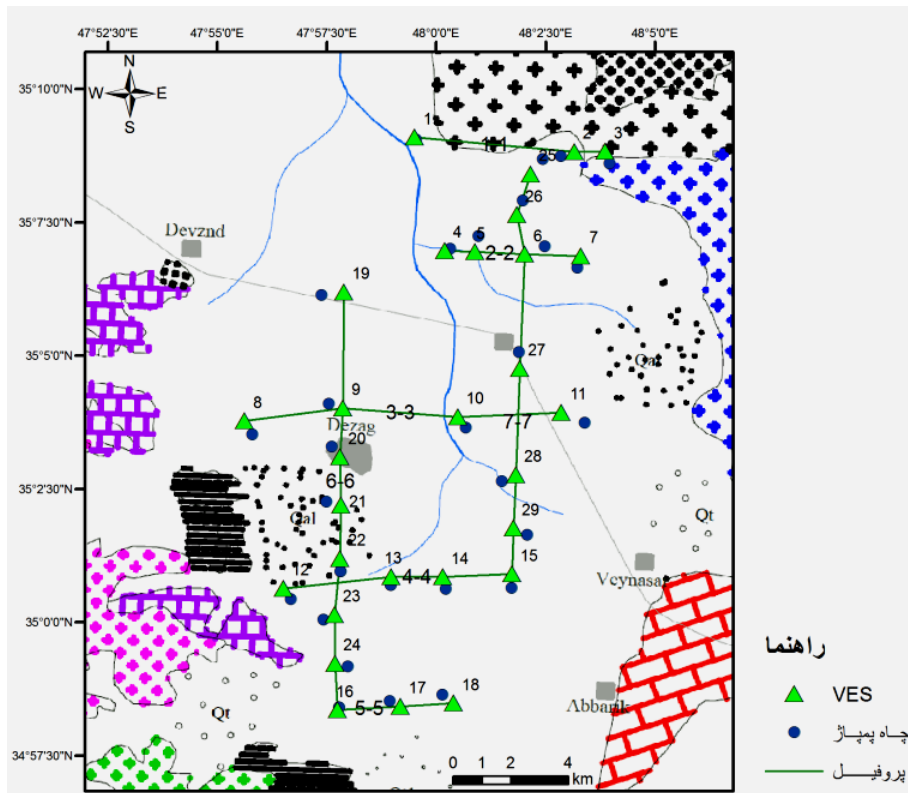
✓ لایه آبدار همگن و ضخامت آن یکنواخت باشد.

✓ جریان آب به سمت چاه افقی بوده و چاه به‌طور کامل

حفر گردیده باشد.

✓ جریان غیریکنواخت و لایه آبدار محصور باشد.

C: هدایت طولی، R: مقاومت عرضی لایه آبدار، h_i : الکتریکی لایه i ام است.
ضخامت لایه i ام، ρ_i : مقاومت ویژه لایه i ام و σ_i : هدایت



شکل ۴- نقشه موقعیت سونداژها و مسیر پروفیل‌ها.

$$T = (K\sigma')R' \quad [11]$$

$$\sigma' = \sigma \frac{\rho_w}{\bar{\rho}_w} \quad [12]$$

$$R' = R \cdot \frac{\bar{\rho}_w}{\rho_w} \quad [13]$$

σ' هدایت الکتریکی اصلاح شده و σ مقاومت عرضی اصلاح شده می‌باشد. $\bar{\rho}_w$ میانگین مقاومت آب در لایه آبدار و ρ_w مقاومت آب در یک نقطه لایه آبدار می‌باشد. اما به جهت تعیین مقاومت عرضی در منطقه مورد مطالعه می‌بایست که سونداژهای مقاومتی را در منطقه پیاده کنیم. روش‌ها و آرایه‌های متنوعی برای سونداژ وجود دارد که در این پروژه با توجه به امکانات موجود و همچنین دستگاه اندازه‌گیری مقاومت، از آرایه سونداژ شلومبرژه برای انجام عملیات سونداژ استفاده گردیده است. فواصل الکترودی MN و OA برای نقاط سونداژ به ترتیب بین ۲-۸۰ و ۳-۵۰۰ متر بوده است. جدول

روابط (۹) و (۱۰) به روابط دارزاروک معروف می‌باشند که دو پارامتر R و C نیز پارامترهای دارزاروک هستند. نیواس و سینگال (۱۹۸۱) اشاره می‌کنند که مبنای استفاده از رابطه (۹) یا (۱۰) آن است که آیا مقدار ثابت $\left(\frac{K}{\sigma}\right)$ است یا $(K\sigma)$. با مشخص شدن این مطلب می‌توان با محاسبه هدایت طولی و یا مقاومت عرضی در منطقه ضریب قابلیت انتقال را تعیین نمود. از آنجایی که کیفیت آب زیرزمینی در اندازه‌گیری‌های مقاومت تأثیر بسیار زیادی دارد، سینگال و نیواس (۱۹۸۵) در مطالعات بعدی خود تأکید می‌کنند که روابط ۹ و ۱۰ باید به‌نوعی تصحیح گردند. پیشنهاد آن‌ها این است که مقادیر هدایت الکتریکی و مقاومت عرضی از طریق نرمالیزه شدن، اصلاح گردند و بدین منظور رابطه زیر را ارائه کردند:

داده‌های صحرایی ثبت‌شده را در فواصل الکترودی مختلف برای سونداژ VES1 را نشان می‌دهد.

تفسیر داده‌های سونداژ با استفاده از نرم‌افزار IPI2win

داده‌های صحرایی VES در این تحقیق از طریق روش معکوس سازی یک‌بعدی در نرم‌افزار IPI2win که توسط دانشگاه ایالتی مسکو برای تفسیر داده‌های سونداژ تا حداکثر ۳۰ لایه توسعه یافته است صورت پذیرفت. در این نرم‌افزار فرض می‌شود که کاربر مفسری باتجربه است و می‌تواند پدیده‌های زمین‌شناسی را به‌گونه‌ای تفسیر نماید که منطبق با منحنی‌های گمانه‌زنی الکتریکی باشد. در عملیات معکوس سازی صورت پذیرفته در IPI2win، پارامترهای مدل یادشده، آن‌قدر تغییر داده می‌شود تا مجموعه‌ای از مقادیر مقاومت ویژه به دست آید که بیشترین شباهت را به داده‌های مشاهده‌ای داشته باشند (آریامنش، ۱۳۹۱).

نتایج و بحث

نتایج تفسیر داده‌های سونداژ الکتریکی قائم

از بین ۱۰۰ سونداژ الکتریکی برداشت شده در منطقه، ۲۹ سونداژ الکتریکی به دلیل مجاورت با چاه‌هایی که مورد آزمایش افت پله‌ای قرار گرفته بودند، انتخاب شده و تفسیر گردید. مقاومت حقیقی تفسیر شده، ضخامت لایه‌ها، عمق از سطح زمین برای هر نقطه و نوع تشکیلات در جدول ۲ داده شده است.

جدول ۱- داده‌های صحرایی ثبت‌شده را در فواصل

الکترودی مختلف برای سونداژ VES1.

OA	MN	ρ_w
۳	۲	۵۲/۴۲۴
۵	۲	۳۵/۲۰۹
۷	۲	۲۸/۸۱۴
۱۰	۲	۲۴/۴۶۱
۱۰	۵	۲۱/۵۸۷
۱۵	۵	۱۸/۳۱۶
۲۰	۵	۱۶/۱۹
۳۰	۵	۱۴/۷۷
۴۰	۵	۱۳/۶۴۸
۵۰	۵	۱۲/۶۲۹
۵۰	۲۰	۱۲/۵۶
۷۰	۲۰	۱۲/۵۶
۱۰۰	۲۰	۱۲/۰۱۷
۱۵۰	۲۰	۱۱/۱۷۱
۲۰۰	۲۰	۱۰/۳۲۵
۲۰۰	۸۰	۱۳/۹۲۵
۳۰۰	۸۰	۱۳/۵۸۷
۴۰۰	۸۰	۱۶/۴۱
۵۰۰	۸۰	۱۷/۹۰۷

جدول ۲- مقاومت حقیقی تفسیر شده، ضخامت لایه‌ها، عمق از سطح زمین برای هر نقطه و نوع تشکیلات در آبخوان

دشت چهاردولی.

سونداژ	لایه	عمق (متر)	مقاومت الکتریکی (اهم‌متر)	تشکیلات
۱	اول	۱،۵	۹۳	خاک سطحی
	دوم	۹	۲۸	آبرفت و مخلوطی از رسوبات دانه‌متوسط تا درشت
	سوم	۵۶	۱۷	دانه‌های بسیار ریز و رس
	چهارم	۵۶<	۱۲	رس
۲	اول	۱،۵	۱۲۹	خاک سطحی
	دوم	۹	۶۷	لایه سخت
	سوم	۲۲	۱۵۷	لایه سخت
	چهارم	۵۵	۲۸	آبرفت و مخلوطی از رسوبات دانه‌متوسط تا درشت

دانه‌بندی متوسط	۲۳	۵۵<	پنجم	
خاک سطحی	۱۲۴	۴	اول	
لایه سخت	۶۳	۲۲	دوم	۳
دانه‌بندی ریز و متوسط	۲۶	۵۵	سوم	
دانه‌های ریز و رس	۱۹	۵۵<	چهارم	
خاک سطحی	۲۶	۳	اول	
لایه سخت	۱۱۵	۱۴	دوم	۴
رس	۸	۷۸	سوم	
رس	۳	۷۸<	چهارم	
خاک سطحی	۳۸	۲,۵	اول	
لایه سخت	۱۳۲	۶	دوم	۵
دانه‌های ریز و رس	۱۴	۵۹	سوم	
رس	۶	۵۹<	چهارم	
خاک سطحی	۱۴۵	۳,۵	اول	
دانه‌های ریز و رس	۱۵	۷	دوم	
لایه سخت	۷۶	۲۰	سوم	۶
رس	۱,۰	۱۰۹	چهارم	
رس	۵	۱۰۹<	پنجم	
خاک سطحی	۱۱۸	۱,۵	اول	
لایه سخت	۵۸	۱۲	دوم	۷
تراکم یافته با دانه‌های درشت	۴۴	۳۴	سوم	
دانه‌های ریز و رس	۲۰	۹۶<	چهارم	
خاک سطحی	۱۷۲	۳	اول	
لایه سخت	۱۹۹	۸,۵	دوم	
تراکم یافته با دانه‌های درشت	۵۰	۵۰	سوم	۸
رس بسیار زیاد	۱۶	۱۰۹	چهارم	
سنگ کف	۷۱۰	۱۰۹<	پنجم	
خاک سطحی	۷۴	۲	اول	
دانه‌های ریز و رس	۲۶	۱۹	دوم	۹
دانه‌های بسیار ریز و رس	۱۸	۷۶	سوم	
رس	۱۱	۷۶<	چهارم	

خاک سطحی	۱۲۳	۱,۵	اول	
دانه‌های بسیار درشت	۳۹	۲۷	دوم	۱۰
رس	۵,۵	۲۷<	سوم	
خاک سطحی	۱۰۹	۲	اول	
دانه‌های بسیار درشت	۴۴	۱۵	دوم	۱۱
رس	۷	۱۳۰	سوم	
خاک سطحی	۵۴۲	۵	اول	
دانه‌های بسیار درشت	۴۷	۵۴	دوم	۱۲
دانه‌های ریز و رس	۲۵	۹۰	سوم	
سنگ کف	۲۷۴	۹۰<	چهارم	
خاک سطحی	۵۸	۲	اول	
دانه‌های بسیار ریز و رس	۲۰	۶	دوم	۱۳
رس	۱۳	۶۹	سوم	
رس	۷	۶۹<	چهارم	
خاک سطحی	۳۲۰	۵	اول	
رس	۱۳	۲۹	دوم	۱۴
رس	۷	۲۹<	سوم	
خاک سطحی	۳,۵	۲	اول	
رس	۲,۵	۱۷	دوم	۱۵
آبرفت و مخلوطی از رسوبات دانه‌ریز تا دانه‌متوسط	۲۸	۱۷<	سوم	
خاک سطحی	۱۰۷	۱,۵	اول	
رسوبات دانه‌درشت	۳۷	۴	دوم	۱۶
آبرفت و مخلوطی از رسوبات دانه‌متوسط تا درشت	۳۱	۹۶	سوم	
سنگ کف	۱۱۲	۹۶<	چهارم	
خاک سطحی	۷۳	۱,۵	اول	
لایه سخت	۱۰۲	۲,۵	دوم	۱۷
دانه‌های ریز تا متوسط	۱۸	۷۶	سوم	
رسوبات دانه‌درشت	۳۶	۷۶<	چهارم	
خاک سطحی	۱۲۲	۲	اول	
لایه سخت	۸۰	۵	دوم	۱۸
رس	۷	۷	سوم	

آبرفت و مخلوطی از رسوبات دانه ریز تا دانه متوسط	۲۷	۷<	چهارم	
خاک سطحی	۱۴۰	۵	اول	
آبرفت و مخلوطی از رسوبات دانه متوسط تا درشت	۳۰	۱۷	دوم	۱۹
رس	۲	۲۳	سوم	
رس	۸,۵	۲۳<	چهارم	
خاک سطحی	۳۷	۱,۵	اول	
آبرفت و مخلوطی از رسوبات دانه متوسط تا درشت	۳۰	۱۲,۵	دوم	۲۰
دانه های ریز تا متوسط	۱۸	۵۹	سوم	
رس	۳,۵	۵۹<	چهارم	
خاک سطحی	۶۳	۲	اول	
مخلوطی از ماسه ریز و رس	۱۶	۲۸	دوم	۲۱
رس	۳,۵	۷۸	سوم	
دانه های متوسط و درشت همراه با رس زیاد	۲۸,۵	۷۸<	چهارم	
خاک سطحی	۶۴	۲	اول	
لایه سخت	۲۶۲	۴	دوم	۲۲
دانه های بسیار ریز و رس	۱۹	۱۴	سوم	
رس	۸,۵	۱۴<	چهارم	
خاک سطحی	۱۸۰	۴	اول	
دانه های متوسط و درشت	۳۸	۳۴	دوم	۲۳
رس	۱۳,۷	۹۶	سوم	
سنگ کف	۳۷۳	۹۶<	چهارم	
خاک سطحی	۳۴	۴	اول	
دانه بندی ریز و متوسط	۲۶	۱۲	دوم	
رسوبات با دانه بندی درشت و تحکیم یافته	۵۱	۳۴	سوم	۲۴
دانه بندی متوسط	۲۴	۹۶	چهارم	
لایه سخت	۸۸	۹۶<	پنجم	
خاک سطحی	۳۸	۵	اول	
رسوبات با دانه بندی ریز و متوسط	۲۷	۵۶	دوم	۲۵
رس	۱۳	۵۶<	سوم	
خاک سطحی	۷۰	۶	اول	
آبرفت رسوبات با دانه بندی متوسط و درشت	۳۰	۲۱	دوم	۲۶

رس	۱۰	۲۱ <	سوم	
خاک سطحی	۵۰	۲	اول	
رس	۱۳	۷	دوم	۲۷
رسوبات با دانه بندی متوسط و درشت	۳۵	۱۶	سوم	
رس	۸	۱۶ <	چهارم	
خاک سطحی	۲	۱،۵	اول	
لایه سخت	۲۸۶	۴	دوم	۲۸
رس	۲	۳۳	سوم	
رسوبات با دانه بندی ریز و متوسط	۲۶	۳۳ <	چهارم	
خاک سطحی	۱۰	۵	اول	
رس	۵	۵۴	دوم	۲۹
سنگ کف	۶۲	۵۴ <	سوم	

هدایت الکتریکی (EC) می باشد و لذا لازم است تا هدایت الکتریکی (EC) در دشت تعیین شود. با استفاده از داده های کیفی اخذ شده از شرکت آب منطقه ای کردستان نقشه خطوط هم هدایت الکتریکی (EC) برای دشت تعیین شد. با توجه به آنچه به دست آمد جدول ۳ محاسبات روش ژئوالکتریک را برای محاسبه ضریب قابلیت انتقال نشان می دهد.

استفاده از داده های ژئوالکتریک برای تعیین ضریب قابلیت انتقال

برای تعیین ضریب قابلیت انتقال به روش ژئوالکتریک، در این مطالعه از روشی استفاده شده که داده های مقاومت از طریق نرمالیزه شدن تصحیح می گردید. نرمالیزه کردن این داده ها با استفاده از R_w که مقاومت الکتریکی آب در لایه آبدار می باشد انجام می پذیرد. این پارامتر در حقیقت عکس

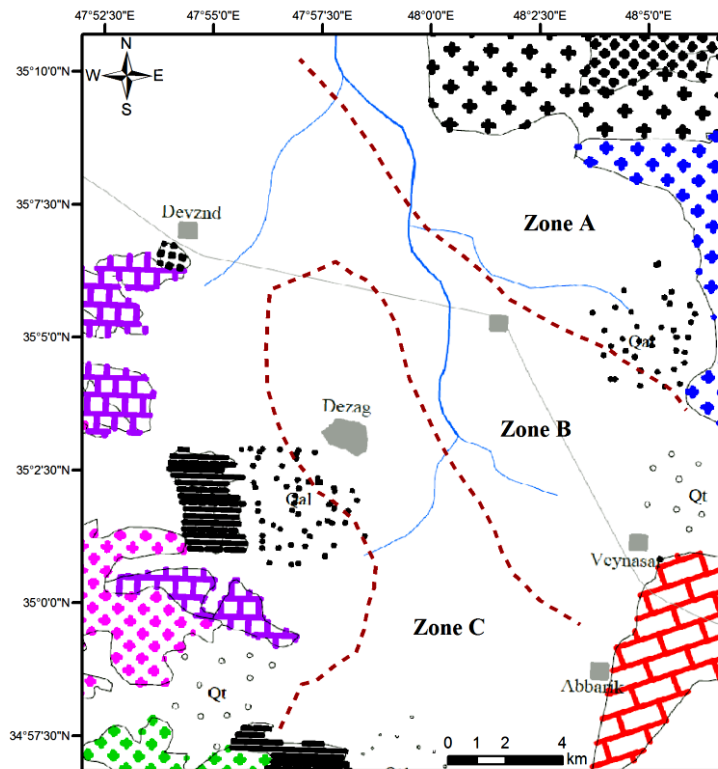
جدول ۳- نتایج حاصل از برآورد ضریب قابلیت انتقال و ضریب هدایت هیدرولیکی به روش ژئوالکتریک.

شماره سونداژ	پروفیل	EC	مقاومت آب زیرزمینی	مقاومت لایه آبدار	ضخامت لایه آبدار	T افت پله ای	ژئوالکتریک $T^* = (K \sigma')R'$
۳	۱-۱	۱۶۶۸	۶/۰۰	۲۲/۸۰	۴۵	۴۲۶	۴۸۳/۹۷
۲	۱-۱	۱۶۷۶	۵/۹۷	۲۴/۰۰	۶۴	۶۲۴	۷۲۸/۰۱
۲۵	۷-۷	۱۵۹۵	۶/۲۷	۱۴/۶۴	۵۶	۳۵۱	۳۶۹/۸۷
۷	۲-۲	۱۸۲۰	۵/۴۹	۱۴/۴۰	۲۵	۱۴۶	۱۸۵/۲۹
۲۶	۷-۷	۱۶۳۲	۶/۱۳	۱۰/۴۰	۷۲	۴۱۶	۳۴۵/۵۹
۶	۲-۲	۱۸۱۰	۵/۵۲	۹/۷۶	۴۹	۳۰۵	۲۴۴/۷۹
۱	۱-۱	۱۳۶۳	۷/۳۴	۱۷/۰۰	۴۵	۲۸۴	۲۹۴/۸۷
۵	۲-۲	۱۶۴۶	۶/۰۸	۱۷/۵۷	۵۴	۴۷۷	۴۴۱/۷۴
۴	۲-۲	۱۵۷۳	۶/۳۶	۱۹/۱۵	۴۰	۳۵۲	۳۴۰/۷۵
۲۷	۷-۷	۱۶۴۰	۶/۱۰	۹/۱۹	۴۵	۴۳۲	۴۱۷/۳۵
۱۰	۳-۳	۱۳۲۴	۷/۵۵	۱۴/۸۱	۳۶	۳۷۲	۴۳۴/۴۶

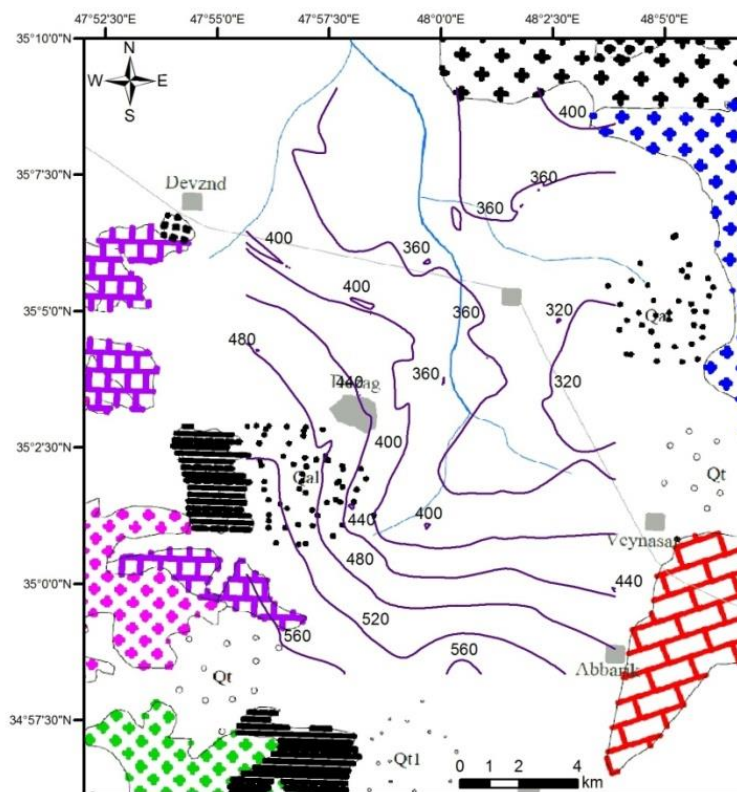
۱۴۷/۴۹	۲۰۳	۳۳	۷/۵۶	۱۰/۴۱	۹۶۱	۶-۶	۱۹
۲۰۸/۹۷	۲۲۸	۲۸	۷/۵۸	۶/۲۵	۱۶۰۰	۳-۳	۱۱
۵۷۵/۷۴	۵۲۱	۴۳	۲۲/۶۰	۱۰/۶۵	۹۳۹	۴-۴	۱۵
۱۵۱/۵۲	۱۶۲	۳۴	۵/۵۲	۷/۶۲	۱۳۱۲	۷-۷	۲۹
۳۳۸/۲۹	۳۵۰	۴۰	۱۲/۵۵	۹/۱۳	۱۰۹۵	۷-۷	۲۸
۵۸۸/۸۶	۶۱۲	۴۸	۳۲/۰۰	۱۶/۰۵	۶۲۳	۳-۳	۸
۷۰۸/۲۰	۵۷۳	۵۸	۲۷/۴۱	۱۳/۸۱	۷۲۴	۶-۶	۲۴
۴۲۶/۵۵	۴۸۱	۵۴	۱۷/۳۰	۱۳/۴۸	۷۴۲	۶-۶	۲۳
۳۴۱/۷۸	۲۶۸	۸۰	۸/۵۵	۱۲/۳۲	۸۱۲	۶-۶	۲۲
۸۰۸/۷۹	۶۸۷	۳۷	۴۵/۶۰	۱۲/۸۴	۷۷۹	۴-۴	۱۲
۲۹۸/۵۶	۳۲۱	۲۶	۱۳/۶۰	۱۱/۸۵	۸۴۴	۴-۴	۱۴
۵۲۹/۳۲	۵۵۳	۷۵	۸/۶۷	۱۱/۹۶	۸۳۶	۶-۶	۲۱
۲۶۳/۶۸	۱۹۹	۲۴	۱۳/۲۰	۱۲/۰۲	۸۳۲	۴-۴	۱۳
۹۰۹/۵۶	۸۸۷	۴۱	۲۹/۰۶	۱۳/۱۱	۷۶۳	۵-۵	۱۸
۲۴۶/۶۳	۳۰۵	۴۵	۷/۳۷	۱۳/۴۶	۷۴۳	۵-۵	۱۷
۶۴۳/۳۶	۵۳۳	۳۸	۲۴/۳۲	۱۴/۳۷	۶۹۶	۶-۶	۲۰
۶۸۳/۵۹	۶۷۰	۳۰	۳۲/۴۰	۱۴/۲۲	۷۰۳	۵-۵	۱۶
۳۷۷/۸۳	۴۲۸	۲۹	۱۸/۷۷	۱۴/۴۱	۶۹۴	۳-۳	۹

محاسباتی که خود در مطالعاتشان انجام داده‌اند این پارامترها را ثابت در نظر گرفته‌اند. اکو^۲ (۲۰۰۶) نیز مطابق با مطالعات سینگال در دشت مورد مطالعه خود به تعیین پارامتر $K\sigma'$ پرداخت و با بررسی تغییرات این پارامتر نتیجه گرفت که در منطقه مورد مطالعه خود می‌تواند چند ناحیه با مقادیر $K\sigma'$ ثابت به دست آورد. آنچه که در این تحقیق ارائه شده است مطابق با همین روش است. که نشان داد ناحیه بندی منطقه بر اساس مقادیر $K\sigma'$ مصدق مطالعات پیشین کلی (۱۹۷۷) و همچنین منطبق بر کاری است که اکو (۲۰۰۶) انجام داده است. شکل‌های ۶ و ۷ نقشه‌های هم قابلیت انتقال را بر اساس روش‌های افت پله‌ای و ژئوالکتریک و شکل ۸ نقشه هم هدایت هیدرولیکی بر اساس روش ژئوالکتریک نشان می‌دهند.

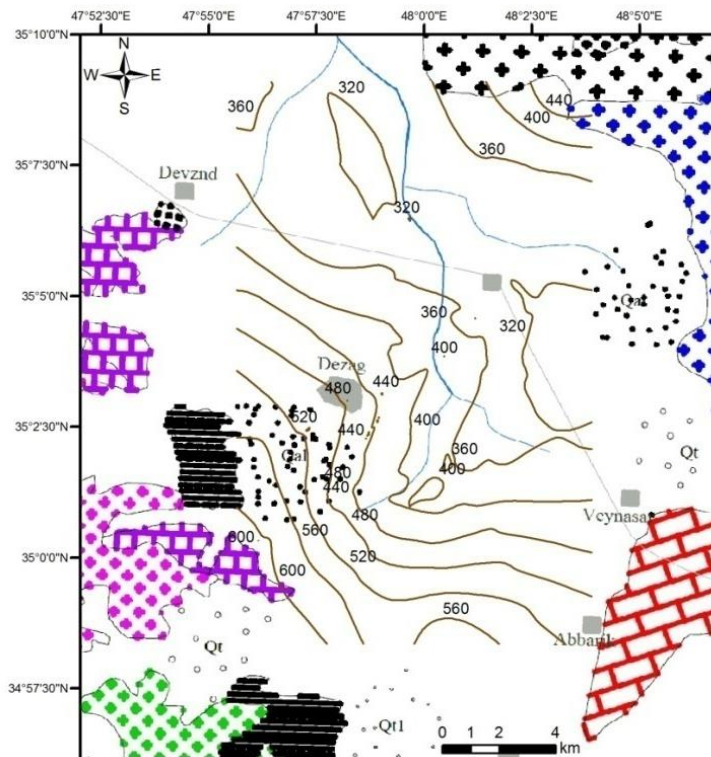
مقادیر به دست آمده در ستون آخر جدول ۳ با توجه به مقدار و پراکندگی‌شان در سطح دشت، تقسیم‌بندی شده و در نتیجه کل مقادیر $K\sigma'$ به سه دسته تقسیم شده و لذا دشت نیز به سه ناحیه با $K\sigma'$ به سه منطقه مجزا A, B, C تقسیم گردید. بدین معنا که مقادیر $K\sigma'$ در بخش غربی دشت بالاترین و در حالی که کمترین مقدار در نواحی شرقی ثبت شده است. این نتایج با ترکیب سنگ‌شناسی دشت متشکل از رسوبات آبرفتی دانه‌درشت در غرب و دانه‌ریز در شرق مطابقت دارد. این ناحیه بندی در شکل ۵ نشان داده شده است. دسته‌بندی مقادیر $K\sigma'$ مطابق با پیشنهادی است که کلی^۱ (۱۹۷۷) در مطالعات خود بیان کرده‌اند. آن‌ها انتظار داشتند که مقادیر $K\sigma'$ می‌بایست به یک مقدار ثابت میل کند و در



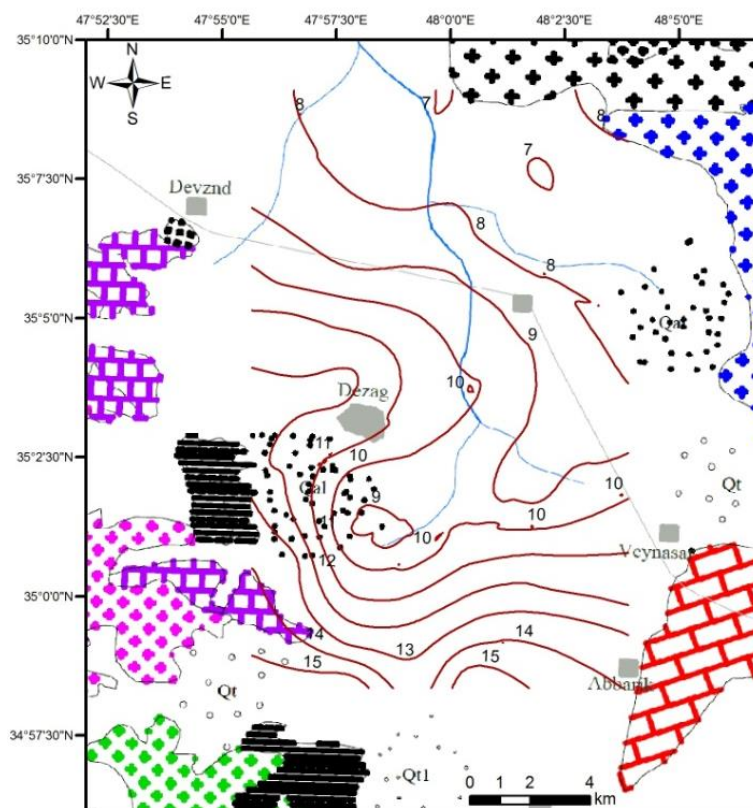
شکل ۵- ناحیه بندی دشت مورد مطالعه بر اساس مقادیر $K\sigma$



شکل ۶- نقشه هم ضریب قابلیت انتقال برای دشت مورد مطالعه به روش آزمایش افت پله‌ای.



شکل ۷- نقشه هم قابلیت انتقال برای دشت مورد مطالعه به روش ژئوالکترونیک.



شکل ۸- نقشه هم هدایت هیدرولیکی برای دشت مورد مطالعه به روش ژئوالکترونیک.

فاصله گرفتن از مرکز دشت به تدریج این مقادیر کاهش پیدا می‌کند. حداکثر مقدار آن ۲۲ متر در روز در منطقه سو تپه و حداقل آن ۴ متر در روز در محدوده دوسار و نارنجک می‌باشد.

مقایسه دو روش افت پله‌ای و ژئوالکتریک

همان‌طور که در جداول ۴ دیده می‌شود با توجه به تحلیل آزمون t در سطح احتمال ۹۵٪ تفاوت معنی‌داری بین روش‌های ژئوالکتریک با روش افت پله‌ای وجود ندارد. این جدول شامل دو آزمون است؛ آزمون اول، برابری واریانس‌ها با مقدار ۰/۵۷ برای آماره F و با معیار تصمیم ۰/۴۵۴ نشان می‌دهد که فرض برابری واریانس‌ها را نمی‌توان رد کرد و واریانس قابلیت انتقال در دو روش باهم برابر است. آزمون دوم، آزمون مقایسه میانگین‌هاست که با فرض برابری واریانس‌ها، معیار تصمیمی برابر ۰/۷۹۹ دارد که بسیار بزرگ‌تر از ۰/۰۵ است و دلیل کافی برای رد وجود ندارد.

آنچه از نقشه‌های هم T برمی‌آید آن است که مقدار ضریب قابلیت انتقال در منطقه سو تپه تادزج، یعنی بخش جنوب غرب دشت تا منطقه مرکزی آن بیشترین مقدار را داراست و سپس با حرکت از دزج به سمت دو سار و نارنجک یعنی از مرکز دشت به سمت شمال و شمال شرقی دشت مقدار ضریب قابلیت انتقال کاهش پیدا می‌کند. این مشخصات با تفسیرهایی که در بخش زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی دشت چهاردولی ارائه گردید مطابقت کامل دارد. همان‌طور که اشاره شد رسوبات درشت‌دانه‌ای که در ورودی دشت (سو تپه) وجود دارد تا دزج ادامه یافته و این امر اساساً بالا بودن ضریب قابلیت انتقال را نسبت به سایر مناطق دشت مورد انتظار می‌دارد. همچنین در بخش‌های شمالی و شمال شرقی دشت همچون نارنجک و دوسار یا در خروجی دشت ریزدانه شدن تشکیلات مهم‌ترین دلیل برای کاهش ضریب قابلیت انتقال تا حدود ۱۴۰ مترمربع در روز می‌باشد. روند کلی نقشه هم k نیز مشابه نقشه هم T می‌باشد. بازم از مناطق ورودی دشت تا خروجی دشت با افزایش مقدار هدایت هیدرولیکی روبرو هستیم و پس از آن با

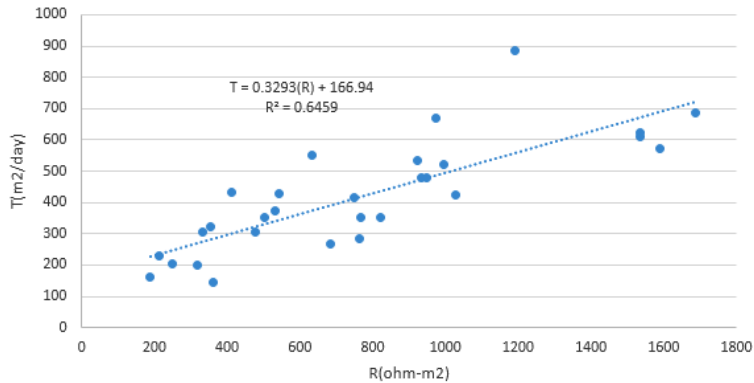
جدول ۴- جدول t-test برای مقایسه آماری روش ژئوالکتریک و روش افت پله‌ای.

Group Statistics									
Method		N	Mean	Std. Deviation	Std. Error Mean				
T	Step DrawDown Test	29	419.52	176.32389	32.74253				
	Geoelectrical Calculation	29	432.25	202.11198	37.53125				

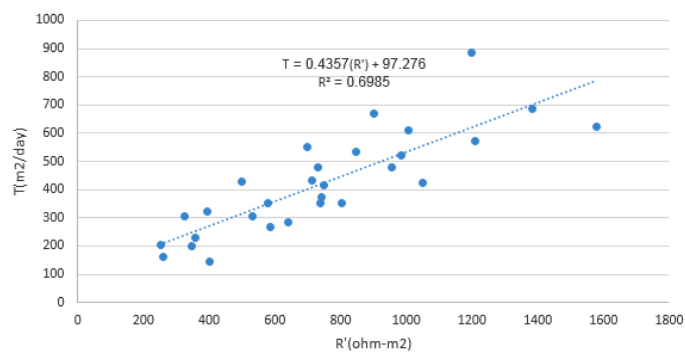
Independent Samples Test										
		Levene's Test for Equality of Variances		t-test for Equality of Means						
		F	Sig.	t	df	Sig. (2-tailed)	Mean Difference	Std. Error Difference	95% Confidence Interval of the Difference	
T	Equal variances assumed	.570	.454	-.256	56	.799	-12.73734	49.80630	-112.51135	87.03668
	Equal variances not assumed			-.256	54.988	.799	-12.73734	49.80630	-112.55189	87.07721

انتقال نیز قابل بررسی است. طبق شکل ۹ و ۱۰ ضریب همبستگی بین قابلیت انتقال و مقاومت عرضی ۰/۶۴۵۹ و بین قابلیت انتقال و مقاومت عرضی اصلاح‌شده ۰/۶۹۸۵ است. با توجه به شکل ۱۱ ضریب همبستگی برای نواحی A، B و C افزایش یافته و به ترتیب برابر با ۰/۰۹۲/۸۸ و ۰/۰۹۴ می‌باشد.

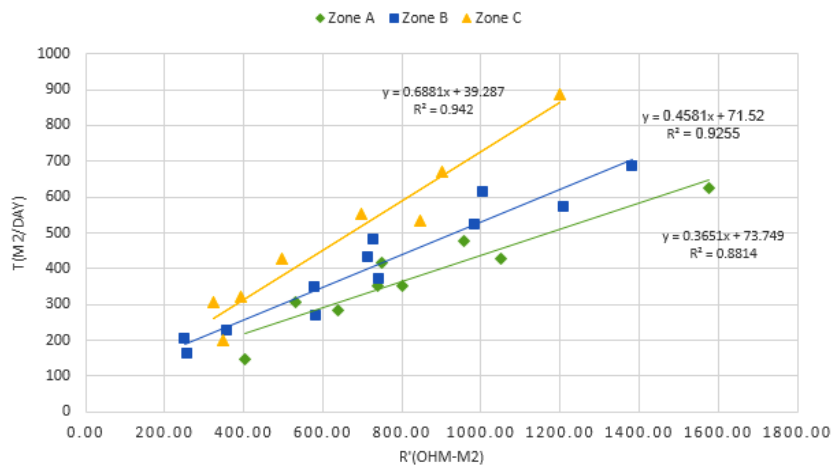
برای به دست آمدن رابطه‌ای بین مقاومت عرضی و ضریب قابلیت انتقال، شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱ ترسیم گردید. همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمودارها بیانگر آن هستند که رابطه‌ای خطی بین مقاومت عرضی اصلاح‌شده و ضریب قابلیت انتقال وجود دارد. همچنین رابطه بین مقاومت عرضی و قابلیت



شکل ۹- رابطه بین مقاومت عرضی و قابلیت انتقال برای کل دشت



شکل ۱۰- رابطه مقاومت عرضی اصلاح شده و قابلیت انتقال برای کل دشت



شکل ۱۱- روابط بین مقاومت عرضی اصلاح شده و قابلیت انتقال با توجه به ناحیه بندی دشت.

در پایان به عنوان نتیجه گیری می توان بیان کرد که مقدار ضریب قابلیت انتقال در بخش جنوب غرب دشت تا منطقه مرکزی آن بیشترین مقدار را داراست و سپس از مرکز دشت به سمت شمال و شمال شرقی دشت مقدار ضریب قابلیت انتقال کاهش پیدا می کند. با مقایسه نتایج روش ژئوالکتریک و نتایج حاصل از آزمون افت پله ای، معلوم شد، روش ژئوالکتریک قادر به برآورد قابل قبولی از پارامترهای هیدرولیکی آبخوان می باشد. بنابراین با تلفیق داده های به دست

در پایان به عنوان نتیجه گیری می توان بیان کرد که مقدار ضریب قابلیت انتقال در بخش جنوب غرب دشت تا منطقه مرکزی آن بیشترین مقدار را داراست و سپس از مرکز دشت به سمت شمال و شمال شرقی دشت مقدار ضریب

- Okiongbo, K.S., Mebine, P., 2014. Estimation of aquifer hydraulic parameters from geoelectrical method—a case study of Yenagoa and environs, Southern Nigeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (8), 1-9.
- Opara, A. I., Onu, N. N., Okerefor, D. U., 2012. Geophysical Sounding for the Determination of Aquifer Hydraulic Characteristics from Dar-Zurrock Parameters: Case study of Ngor Okpala, Imo River Basin, Southeastern Nigeria. *The Pacific Journal of Science and Technology*, 13 (1), 590-603.
- Ozegin K.O., Oseghale A.O., 2012. Geophysical Characterization of Shallow Aquifers in a Sedimentary Area: A Case Study. *Advances in Applied Science Research*, 3 (1), 469-474.
- Sattar, G. S., Keramat, M., Shahid, S., 2014. Deciphering transmissivity and hydraulic conductivity of the aquifer by vertical electrical sounding (VES) experiments in Northwest Bangladesh. *Applied Water Science*, 6 (1), 1-11.
- Singhal, D.C., Niwas, S., 1985. Aquifer trnasmisity of porous media from resistivity data. *Journal of Hydrology*, 82, 143-153.
- Taheri Tizro, A., Voudouris, K., Basami, Y., 2012. Estimation of porosity and specific yield by application of geoelectrical method—a case study in western Iran. *Journal of Hydrology*, 454, 160-172.
- Theis, C.V., 1935. The Relation Between the Lowering of the Pizometric Surface and the Rate and Duration of Discharge of a Well Using Groundwater Storage. *Transactions, American Geophysical Union*, 68, 519-524.
- Todd, David K., Larry W. Mays, 2005. *Groundwater hydrology*. 3rd Edition, Jon Wiley & Sons Publications, 146-200.
- آمده از روش ژئوالکتریک با داده‌های حاصل از آزمون‌های متداول دیگر، می‌توان هزینه‌ها را پایین آورده و نتایج مطلوبی به دست آورد.
- منابع
آریامنش، م.، احمدی، س.، ۱۳۹۱. ژئوالکتریک. انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (تهران). ۴۸۹ ص.
عزیزی، ف.، محمد زاده، ح.، ۱۳۹۲. تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی با روش‌های ژئوالکتریک و مقاومت ویژه و روابط تجربی. نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، دوره ۳، شماره ۱، ۲۰۲-۱۹۱.
- Birsoy, Y.k., Summers, W.K., 1980. Determination of Aquifer Parameters From Step Tests And Intermittent Pumping Data. *Ground Water*, 18 (2), 125-143.
- Ebong, E.D., Akpan, A.E., Onwuegbuche, A.A., 2014. Estimation of geohydraulic parameters from fractured shales and sandstone aquifers of Abi (Nigeria) using electrical resistivity and hydrogeologic measurements. *Journal of African Earth Sciences*, 96, 99-109.
- Ekwe, A.C., Onu, N.N., Onuoha, K.M., 2006. Estimation of Aquifer Hydraulic Characteristics from Electrical Sounding Data: the case of middle Imo River basin aquifers, south- eastern Nigeria. *Journal of spatial hydrology*, 6 (2), 121-132.
- Kelly, W.E., 1977. Geoelectric Sounding for Estimation Aquifer Hydraulic Conductivity. *Ground water*, 15 (6), 420-425.