



ISSN 2345 - 4997

Available online at: www.geo-dynamica.com

Vol. (I)- No. 03- Winter 2014
6th Article- P. 10 to 18**GRIB**Geodynamics Research
International Bulletin

An Investigation of Porosity and Hydraulic Conductivity of Alluvial Aquifers by Electrical Resistivity Measurements

Ali Pasyar^{*1}, Abdul-Hamid Ansari², Ahmad Ghorbani³¹ Department of Mining Engineering, Yazd University, Yazd, Iran.² Department of Mining Engineering, Yazd University, Yazd, Iran.³ Department of Mining Engineering, Yazd University, Yazd, Iran.

*Corresponding Author (ali.pasyar@gmail.com)

Article History:	Received: Feb. 02, 2014	Reviewed: Feb. 12, 2014
Revised: Feb. 21, 2014	Accepted: Mar. 06, 2014	Published: Mar. 16, 2014

ABSTRACT

Considering water storage and specific yield, rocks and sediments have different characteristics. The possibility of forming groundwater reservoirs and specific yield of each reservoir initially depends on the physical features and the geology of the porous media. Thus, in groundwaters studies, investigating aquifer characters is very important. In this study, the relation between hydraulic parameters of aquifer and its electrical resistivity is investigated. This relationship is studied over an alluvial aquifer in Gerehbygun - Zahedan Fasa plain in Fars province. In this regards, electrical resistivity of the alluvial aquifer layers was computed from 149 electrical soundings which have been measured by Schlumberger array. Using empirical formulas porosity and hydraulic conductivity in different areas of studied area were estimated. From Hubert equation, hydraulic conductivity of 59 meter per day and of the Archie equation, the average porosity of 25 % in plain were estimated. The results show, compatibility of areas having high hydraulic conductivity and porosity with location of the discharge operating wells with more than 15 liters per second in the plain, is acceptable.

Keywords: Porosity, Hydraulic conductivity, Specific Yield, Electrical Resistivity, Gerehbygun – Zahedan Fasa.

بررسی تخلخل و هدایت هیدرولیکی آبخوان‌های آبرفتی از روی داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی (مطالعه موردی: دشت گره بیگون – زاهدان فسا در استان فارس)

علی پاسیار^۱، عبدالحمید انصاری^۲، احمد قربانی^۳^۱ دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد، نگارنده رابط (ali.pasyar@gmail.com)^۲ دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد^۳ دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد

تاریخ داوری: ۱۳۹۲/۱۱/۲۳	تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۱/۱۳	تاریخچه انتشار مقاله
تاریخ انتشار: ۱۳۹۲/۱۲/۲۵	تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۲/۱۵	تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۲/۱۲/۰۲

چکیده

سنگ‌ها و رسوبات مختلف از نظر آبدار بودن و میزان آبدی، ویژگی‌های متفاوتی دارند. امکان تشکیل مخزن آب زیرزمینی و قابلیت آبدی هر مخزن، قبل از هر چیز به ویژگی‌های فیزیکی و سنگ‌شناسی محیط‌های متخلخل وابسته است. از این رو بررسی خصوصیات رسوبات و منافذ موجود در آن‌ها از نظر مطالعه آب‌های زیرزمینی اهمیت زیادی دارد. در این پژوهش روابط تجربی بین مقاومت ویژه الکتریکی و میزان تخلخل و هدایت هیدرولیکی آبخوان مطالعه شده است. این ارتباط بر روی آبخوان آبرفتی دشت گره بیگون – زاهدان فسا در استان فارس بررسی شده است. در این راستا مقاومت ویژه الکتریکی لایه‌های آبرفتی آبخوان از روی داده‌های برداشت شده در تعداد ۱۴۹ سونداژ الکتریکی برداشت شده با آرایه شلومبرژه محاسبه شد. با اعمال روابط معرفی شده در این پژوهش مقدار میانگین تخلخل در دشت از روی رابطه آرچی برابر ۲۵ درصد و برای هدایت هیدرولیکی از رابطه هیوبرت، ۵۹ متر در روز تخمین زده شد. نتایج حاصله نشان می‌دهد، مناطق دارای تخلخل و هدایت هیدرولیکی بالا با محل چاه‌های بهره‌برداری دارای آبدی بیش از ۱۵ لیتر در ثانیه در دشت، تطابق قابل قبولی دارد.

واژه‌های کلیدی: تخلخل، هدایت هیدرولیکی، آبدی ویژه، مقاومت ویژه الکتریکی، گره بیگون-زاهدان فسا.

۱. مقدمه

آمد و نشان داد که این رابطه بستگی به خصوصیت سیال موجود در فضاهای خالی و ابعاد ذرات آبخوان دارد (Croft 1971). در این پژوهش حوزه آبریز دشت گره بیگون-زاهدان فسا در استان فارس از لحاظ مقاومت ویژه الکتریکی و رابطه آن با تخلخل، هدایت هیدرولیکی و آبدی ویژه مورد بررسی و مطالعه قرار می‌گیرد. برای این منظور از داده‌های حاصل از یک پروژه ژئوفیزیکی که اخیراً در این دشت انجام شده است، استفاده شده است (انصاری و همکاران ۱۳۸۹). در پروژه یاد شده تعداد ۱۴۹ سونداژ الکتریکی با حداکثر طول خط جریان ۱۰۰۰ متر با آرایه شلومبرژه به منظور آگاهی از وضعیت لایه‌های آبرفتی از لحاظ مقاومت ویژه، ضخامت زون اشباع و غیراشباع برداشت شده است. منحنی‌های سونداژ به دست آمده مورد پردازش و تفسیر قرار گرفته و مقادیر مقاومت ویژه حقیقی و ضخامت آبخوان در نقاط مختلف دشت محاسبه شده و نتایج در قالب نقشه‌های هم ارتفاع سنگ کف، هم ضخامت آبرفت، مقاومت ویژه عرضی (R_T) و مقاطع متعدد ژئوالکتریکی ارائه شده است (انصاری و همکاران ۱۳۸۹). در این پژوهش از نتایج پروژه مذکور استفاده شده است.

۲. منطقه مورد مطالعه

دشت گره بیگون-زاهدان فسا در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان فسا در استان واقع است. شکل (۱) موقعیت محدوده مطالعاتی به همراه راه‌های ارتباطی آن را نشان می‌دهد.

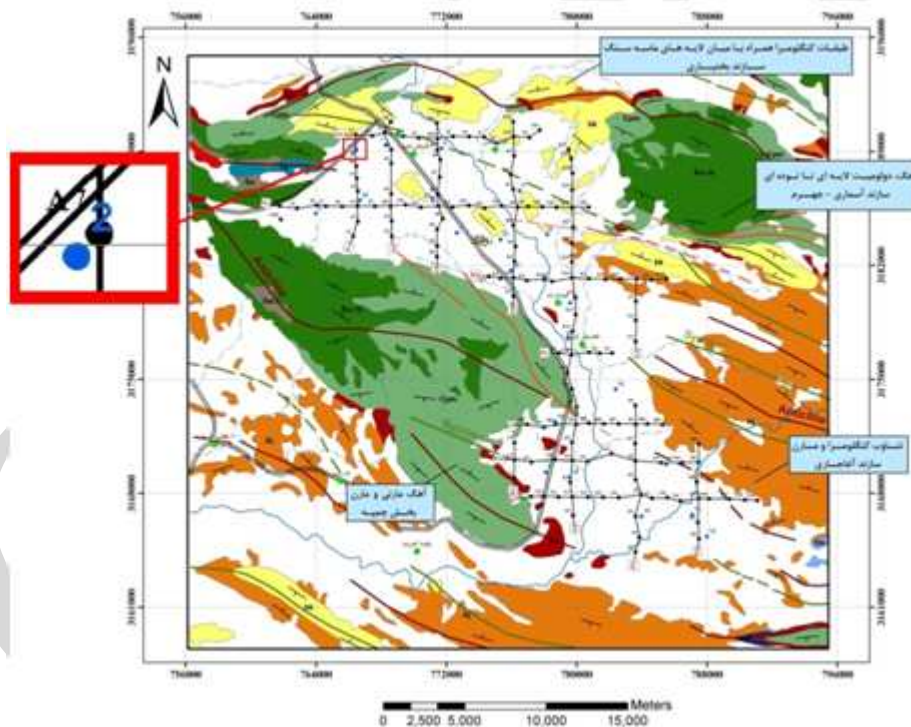
مدل‌های آب‌های زیرزمینی ابزاری ساده، جهت توجیه و معرفی وضعیت آب در محیط آبخوان می‌باشد. مدل‌ها جهت بیان وضعیت آب زیرزمینی، محیط آبخوان را با توجه به اطلاعات و روابط آن شبیه‌سازی می‌کنند. هدف از ایجاد و تشکیل مدل یا شبیه‌سازی آبخوان، بررسی و کنترل هماهنگی اطلاعات، آمار جمع‌آوری شده و پیش‌بینی تحولات آبخوان در زمان‌های آینده تحت تأثیر تغییرات حجم آب ورودی و خروجی می‌باشد (پاسیار، ۱۳۹۲). برآورد پارامترهای هیدرولیکی از جمله محاسبه اشباع‌شدگی از آب در آبخوان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. قدم اول در مطالعات هیدروژئولوژی، به دست آوردن اطلاعاتی در مورد حجم آبخوان و تخلخل آن می‌باشد که این پارامترها می‌توانند با مقاومت ویژه الکتریکی، رابطه مستقیم داشته باشند. بنابراین برای تخمین قابل اطمینان‌تر پارامترهای هیدروژئولوژیکی به مقاومت ویژه الکتریکی (و یا عکس آن یعنی هدایت ویژه) نیاز می‌باشد (Dannowski 1999). مقاومت ویژه الکتریکی آبخوان، اساساً تحت تأثیر تخلخل و مقاومت آب موجود در فضاهای می باشد (Niwas and Muhammed 2012). تعداد بسیار زیادی پژوهش و گزارش در مورد روابط تجربی بین مقاومت ویژه و هدایت هیدرولیکی گزارش شده است که این روابط پیچیدگی و رابطه مستقیم یا غیر مستقیم بین آن‌ها را بیان می‌کند (Mazac et al 1990). به عنوان مثال ارتباطی بین مقاومت ویژه الکتریکی و هدایت هیدرولیکی در یک مطالعه تحلیلی و تجربی بر روی یک ماسه‌سنگ شسته شده به دست



شکل ۱. نقشه راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه. محدوده بررسی شده با کادر مستطیل شکل مشخص شده است.

دشت در امتداد محور تاقدیس‌های بزرگ یعنی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی باشد. سنگ کف در قسمت‌های غربی و شمال‌شرقی دشت را می‌توان به آهک‌های مارنی یا آهک دولومیتی شده لایه‌ای نسبت داد. بر روی این آهک‌ها، لایه‌های سازند آغاچاری از جنس کنگلومرا با میان لایه‌های مارنی قرار گرفته است و اکثراً سنگ کف در نواحی شرقی و جنوبی دشت را تشکیل می‌دهد. بر روی این رسوبات، لایه‌های کنگلومرای بختیاری که جوان‌تر از سایر واحدها بوده، قرار دارد. برونزدهایی از این واحد زمین‌شناسی در مناطق شمالی دشت مشاهده می‌شود که نشان می‌دهد سنگ کف در این نواحی از جنس کنگلومرا و بعضاً میان لایه‌های ماسه سنگی می‌باشد.

در منطقه مورد مطالعه، سازندهای زمین‌شناسی مختلفی در حواشی دشت در سطح زمین بروز دارند که در مسئله‌ی هیدروژئولوژی آبخوان آبرفتی دشت تأثیرگذار هستند. ممکن است بعضی از سازندها نقش مثبت و بعضی از آنها نقش منفی داشته باشند. از مهمترین سازندهای زمین‌شناسی محدوده دشت می‌توان به سازندهای، تارپور، ساچون، آسماری - جهرم، رازک، بخش چمپه، بخش گوری، میشان، آغاچاری و سازند بختیاری اشاره نمود. شکل (۲) نقشه زمین‌شناسی منطقه را به همراه محل سونداژهای الکتریکی برداشت شده را نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود ساختار کلی سنگ کف دشت از دو تاقدیس بزرگ در قسمت‌های جنوب‌غربی و شمال‌شرقی تشکیل شده است که به نظر می‌رسد روند کلی



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه. در این شکل خطوط سیاه افقی و عمودی پروفیل‌های

ژئوالکتریک و نقاط سیاه محل سونداژهای الکتریکی را نشان می‌دهد. ضمناً محل چاه شماره ۲ و سونداژ A7 که منحنی آن در شکل ۳ ارائه شده در کادر قرمز رنگ نشان داده شده است.

و بعد از آن کازنی معادله نفوذپذیری ذاتی را به صورت زیر ارائه داد (Kozeny 1953).

$$k_f = \frac{d^2}{180} \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \quad (2)$$

۳. مواد و روش‌ها

اولین معادله بین تخلخل و مقاومت‌ویژه توسط آرچی طبق رابطه شماره (۱) ارائه شده است (آرچی، ج. ۱۹۴۲):

$$\rho = a \rho_w \phi^{-m} \quad (1)$$

اشباع از آب (ρ_{sat})، مقاومت ویژه لایه خشک (ρ_{dry}) و با استفاده از رابطه زیر بدست آورد (Schön 2004).

$$S = \left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}} \right)^{\frac{1}{m}} \left[1 - \left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{dry}} \right)^{\frac{1}{n}} \right] \quad (5)$$

که n در رسوبات شنی سخت نشده برابر ۲ در نظر گرفته شده است (Dannowski and Yaramanci 1999). به منظور محاسبه پارامترهای هیدرولیکی آبخوان موردنظر در این پژوهش، از روش مقاومت ویژه الکتریکی و برداشت ۱۴۹ سونداژ الکتریکی برای محاسبه مقاومت ویژه و ضخامت رسوبات آبرفتی استفاده شده است که با در اختیار داشتن سطح آب چاه‌های موجود در دشت، ضخامت لایه آبدار و به دنبال آن مقاومت ویژه زون اشباع (ρ_{sat}) و غیر اشباع از آب (ρ_{dry}) نیز محاسبه شد. اندازه‌گیری هدایت الکتریکی (EC) نمونه‌های آب که از چاه‌های مشاهده‌ای و بهره‌برداری موجود برداشت شده، به وسیله یک هدایت‌سنج الکتریکی صورت گرفته است.

۴. بحث و نتایج

همان‌طور که قبلاً گفته شد در محدوده‌ی مطالعاتی دشت گره بیگون-زاهدان تعداد ۱۴۹ سونداژ الکتریکی با حداکثر طول خط جریان ۱۰۰۰ متر و آرایه شلومبرژه به منظور آگاهی از وضعیت لایه‌های آبرفتی از لحاظ مقاومت ویژه و ضخامت آن‌ها، برداشت گردیده است. سونداژهای برداشت شده در امتداد ۱۶ پروفیل واقع شده‌اند که این پروفیل‌ها دارای امتداد شمالی-جنوبی و شرقی-غربی می‌باشند. برای تعیین مقاومت ویژه حقیقی و ضخامت لایه‌ها از روی منحنی‌های سونداژهای الکتریکی از نرم افزار IX1D استفاده شده است. ضمناً در تفسیر داده‌ها از نمودار زمین‌شناسی چاه‌های موجود در منطقه نیز بهره گرفته شده است. به عنوان نمونه، نمودار زمین‌شناسی چاه شماره ۲ که سونداژ A7 در کنار آن برداشت شده است در شکل (۳) آورده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود در محل این سونداژ ضخامت آبرفت حدود ۷۵ متر و ضخامت زون اشباع آبخوان حدود ۳۰ متر بدست آمده است. سنگ

در این روابط a ضریب پیچایی نمونه سنگ یا رسوب، ρ_w مقاومت ویژه آب زیرزمینی (اهم-متر)، ϕ تخلخل، m ضریب سیمان شدگی رسوب و d اندازه ذرات رسوب (متر) می‌باشد. مقاومت ویژه آب زیرزمینی از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\rho_w = \frac{10^4}{\sigma_w} \quad (3)$$

که در آن σ_w هدایت الکتریکی ویژه آب بر حسب میکروموس بر سانتی متر و ρ_w مقاومت ویژه الکتریکی آب بر حسب اهم - متر می‌باشد. فاکتور m یا ضریب سیمان شدگی در بسیاری از مطالعات بین ۲-۱/۳ در نظر گرفته شده است. جدول ۱ مقادیر m را برای رسوبات مختلف نشان می‌دهد (Doveton 1986).

جدول ۱. مقادیر ضریب سیمان شدگی برای رسوبات مختلف (Doveton 1986)

مقادیر m	نوع رسوبات
۱/۳	رسوبات تحکیم نیافته
۱/۴-۱/۵	رسوبات با سیمان شدگی خیلی کم
۱/۵-۱/۷	رسوبات با اندکی سیمان شدگی
۱/۸-۱/۹	رسوبات با سیمان شدگی متوسط
۲-۲/۲	رسوبات با سیمان شدگی بالا

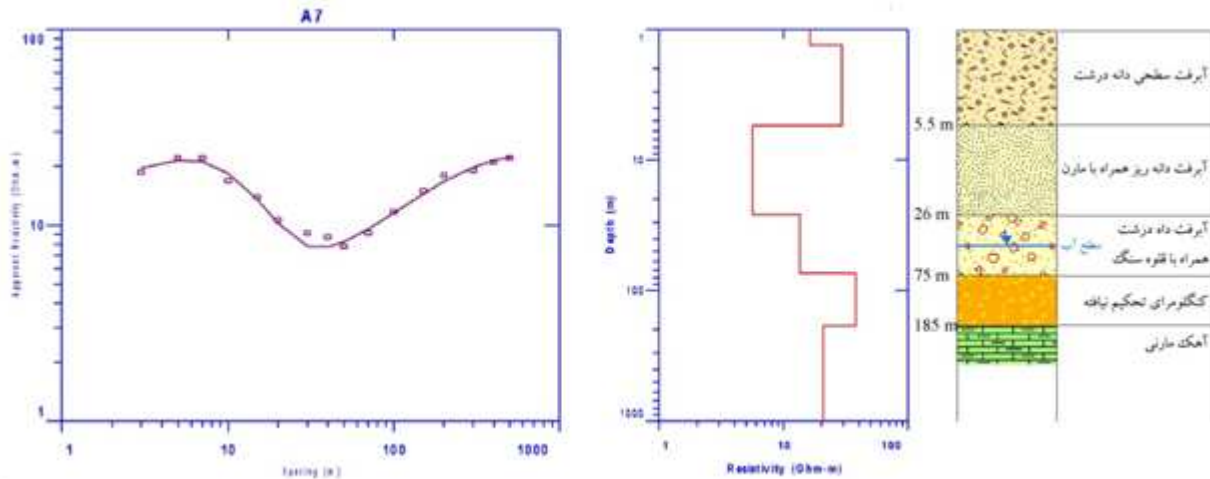
فاکتور a برای رسوبات با سیمان شدگی ضعیف و سخت نشده برابر یک است (شون، ج. ۲۰۰۴ و کلر، گک. ۱۹۸۹). هدایت هیدرولیکی (K) نیز یک پارامتر هیدروژئولوژیکی است که به جنس سازند و خصوصیات سیال محتوی آن بستگی دارد و از رابطه (۴) قابل محاسبه می‌باشد (هیوبرت، م. ۱۹۴۰):

$$K = \frac{\delta_w g}{\mu} k_f \quad (4)$$

در این رابطه δ_w دانسیته آب (1000 Kg/m^3)، g شتاب جاذبه (9.81 m/s^2) و μ ویسکوزیته دینامیک آب (Kg/ms) می‌باشد. همچنین ضریب آبدهی ویژه یک آبخوان (S) که عبارت است از نسبت حجمی از آب که می‌تواند در اثر نیروی ثقل از نمونه خارج شود به حجم کل نمونه، را می‌توان با داشتن مقاومت ویژه آب (ρ_w)، مقاومت ویژه لایه

مقاومت ویژه زون اشباع آبخوان بین ۱/۵ تا ۱۶۰ تغییر می کند. همچنین مقاومت ویژه زون خشک آبخوان بین ۲ تا ۶۷۰ اهم - متر در تغییر است. ضخامت آبخوان نیز حداقل ۹ و حداکثر ۱۳۷ متر برآورد شده است.

کف آبخوان آبرفتی از نوع کنگلومرای بختیاری است که بر روی آهک مارنی آسماری - جهرم قرار گرفته است. مقاومت ویژه بخش خشک و آبدار آبخوان به ترتیب ۱۱/۵۴ و ۱۳/۵ اهم - متر بدست آمده است. به طور کلی در این دشت مقادیر



شکل ۳. نمودار صحرایی سونداژ A7 به همراه لوگ زمین شناسی چاه شماره ۲

فیزیکی و شیمیایی خاک در دشت نشان داد که بافت خاک اغلب شنی - لومی و دارای منحنی دانه بندی یکنواخت با درصد بالایی از شن می باشد. میزان رس در لایه های مختلف کمتر از ۱۰ درصد اندازه گیری شده است (عادل پور، ع. ۱۳۸۹). بنابراین قطر متوسط دانه ها (d_{50}) در رابطه ی (۲) برابر ۰/۵ میلیمتر در نظر گرفته می شود. جدول (۲) مقادیر پارامترهای مختلف در چند سونداژ الکتریکی را نمونه وار نشان می دهد.

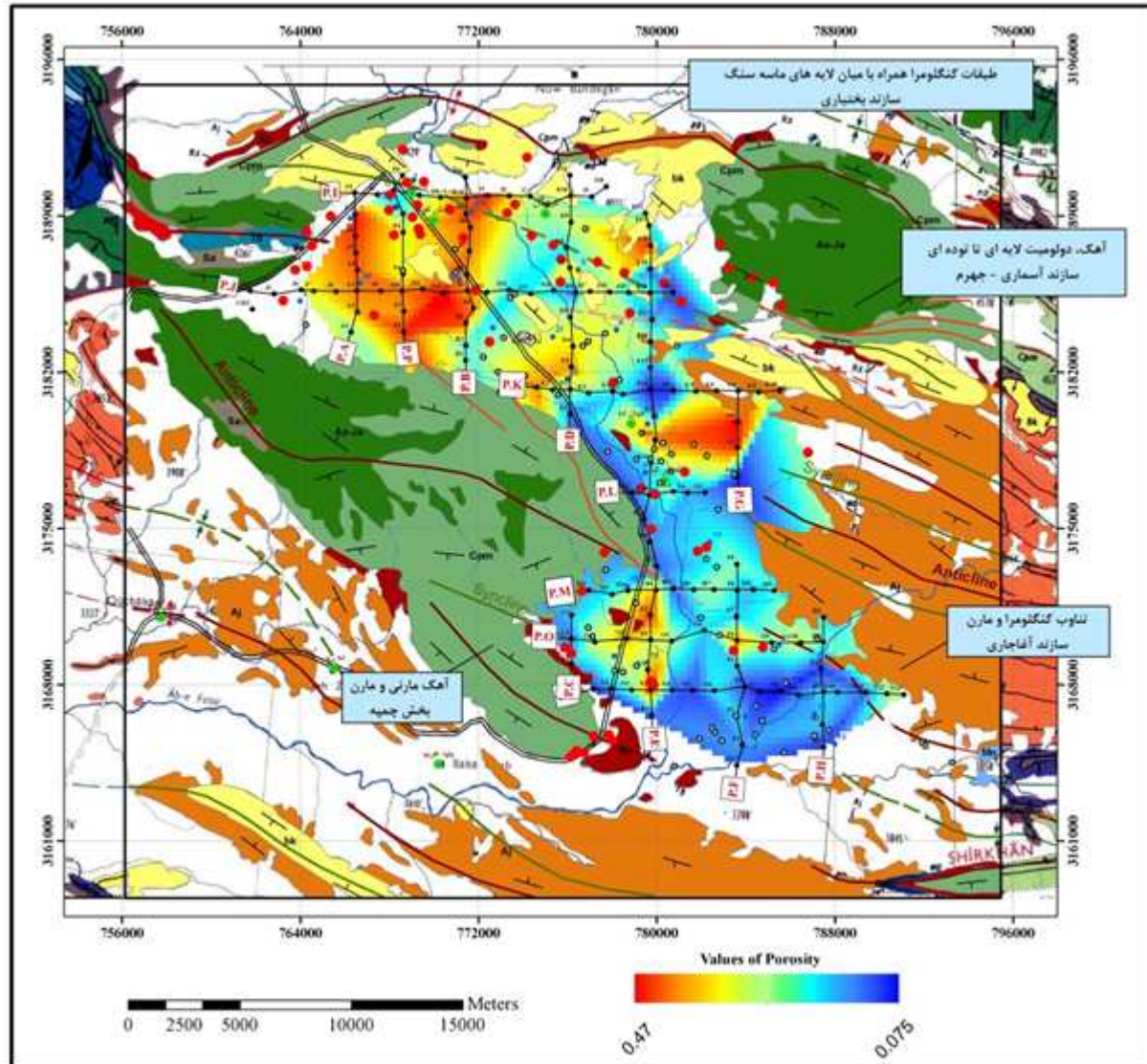
پس از محاسبه ضخامت زون اشباع و غیر اشباع و همچنین مقادیر مقاومت ویژه رسوبات آبرفتی، مقادیر تخلخل (ϕ)، نفوذپذیری ذاتی (k_f)، هدایت هیدرولیکی (K) و همچنین آبدهی ویژه (S)، به ترتیب طبق فرمول های (۱)، (۲)، (۴) و (۵) محاسبه شدند. همان طور که در قسمت قبل به آن اشاره شد ضریب پیچاپیچی a در فرمول (۱)، معادل ۱ در نظر گرفته شده است و بر اساس جدول (۱) ضریب سیمان شدگی (m) برای رسوبات سخت نشده و اندکی سیمانی شده، برابر ۱/۵ در نظر گرفته شد، زیرا نتایج حاصل از اندازه گیری خصوصیات

جدول ۲. پارامترهای محاسبه شده توسط مطالعات ژئوالکتریک و روابط تجربی در چند سونداژ الکتریکی

نام سونداژ	$w(\mu s/cm)\sigma$	$\rho_{sat}(ohm m)$	$\rho_{dry}(ohm m)$	$w(ohm m)\rho$	$(-)\phi$	$S(-)$	$K(m/day)$
A2	۷۴۳۴/۵۱۵	۵/۵	۹	۱/۳۴۵۰۸	۰/۳۹۱۰۷	۰/۰۸۵۳۶	۱۳۵/۷۴
A4	۵۷۳۱/۰۸۳	۶	۸/۵	۱/۷۴۴۸۷	۰/۴۳۸۹۴	۰/۰۷۰۱۶	۲۲۶/۰۸۹
B6	۲۸۶۹/۶۸۳	۱۵	۲۱	۳/۴۸۴۷۱	۰/۳۷۷۹۱	۰/۰۵۸۵۲	117.356
B7	۳۲۳۷/۹۴۵	۱۱/۵	۱۳	۳/۰۸۸۳۸	۰/۴۱۶۲۵	۰/۰۲۴۷۵	۱۷۸/۱۰۸
C4	۴۵۵۰/۵۲۳	۴۰	۷۰	۲/۱۹۷۵۵	۰/۱۴۴۵۲	۰/۰۳۵۲۷	۳/۴۷۰۶
C5	۴۴۸۶/۹۴۵	۳۰	۴۵	۲/۲۲۸۶۹	۰/۱۷۶۷۲	۰/۰۳۲۴۳	۶/۸۵۲۲
D9	۱۱۸۲/۳۴۵	۵۰	۱۹۵	۸/۴۵۷۷۷	۰/۳۰۵۸۶	۰/۱۵۰۹۸	۴۹/۹۷۴۴
میانگین دشت	۴۲۳۹	۳۰/۳۰	۶۵/۳۵	۳/۰۶	۰/۲۵	۰/۷۰	۰/۵۹

محل سونداژهای الکتریکی در نقاط مختلف دشت به دست آمد اقدام به رسم نقشه هم مقدار تخلخل لایه آبدار شد. این نقشه در شکل (۴) نشان داده شده است.

با توجه به محاسبات انجام شده، مقدار میانگین پارامترهای تخلخل، آبدهی ویژه و هدایت هیدرولیکی در دشت گره بیگون-زاهدان فسا، به ترتیب برابر ۲۵ درصد، ۹ درصد و ۵۹ متر در هر روز محاسبه شد. بر اساس داده‌های تخلخل که در

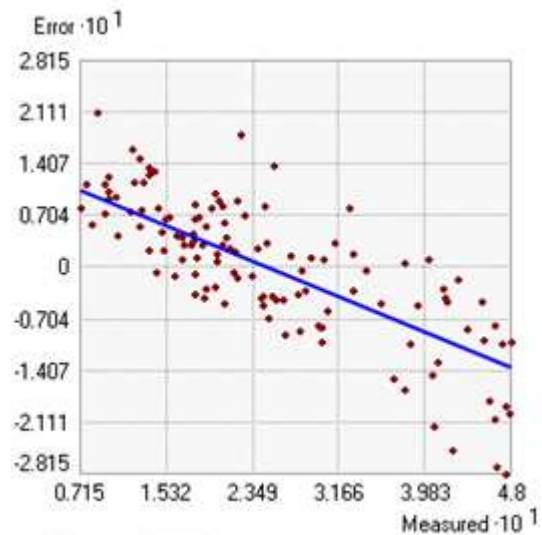


شکل ۴. نقشه مقادیر تخلخل محاسبه شده در دشت

شمال‌غربی دشت رانمی‌توان نادیده گرفت. در شکل (۴) نقاط قرمز رنگ مکان چاه‌های بهره‌برداری است که آبدهی آن‌ها بیشتر از ۱۵ لیتر در ثانیه می‌باشد. چنانچه ملاحظه می‌شود این چاه‌ها تقریباً در مکان‌هایی واقع شده‌اند که مقدار تخلخل تخمین زده شده در آن‌ها بیشتر از ۳۰ درصد می‌باشد.

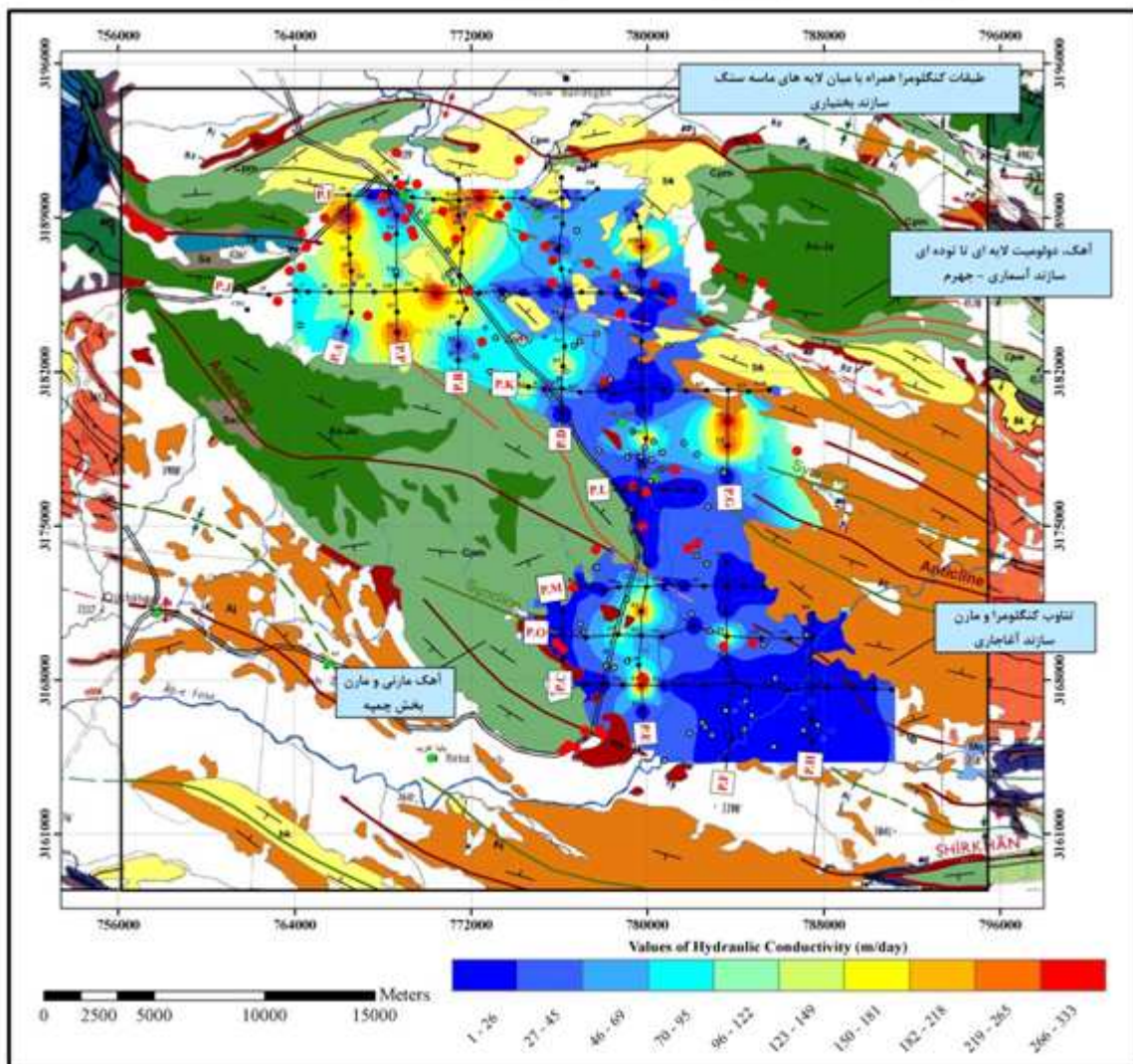
شکل (۵) خطای اندازه‌گیری در تخمین تخلخل را نشان می‌دهند. ماکزیمم خطای محاسباتی در این روش ۰/۲۲ درصد محاسبه شده است. این خطا بین مقادیر اندازه‌گیری شده و مقادیر تخمین زده شده به دست آمده است. همان‌طور که در شکل (۴) دیده می‌شود مقادیر تخلخل در دشت مورد مطالعه از ۷/۵ تا ۴۷ درصد تغییر می‌کند. ضمناً نقش کنگلومرای سست و فرسایش یافته در تخلخل بالای قسمت‌های شمالی و

می‌دهد نقش کنگلومرای بختیاری در قسمت‌های شمال و شمال‌غربی و بخشی از نواحی شرقی دشت، به عنوان یک تغذیه کننده مناسب حائز اهمیت خواهد بود. وجود پروندهایی از این سازند در قسمت‌های شمالی دشت و همچنین ظاهر شدن آن به عنوان سنگ کف در لوگ‌چاه‌های بهره‌برداری و مشاهده‌ای (به طور مثال چاه شماره ۲ در کنار سونداژ A7) این مسأله را تأیید می‌کند. نمودار خطای تخمین هدایت هیدرولیکی در شکل ۷ قابل مشاهده بوده و چنان که مشاهده می‌شود ماکزیمم خطای اندازه‌گیری برابر ۱/۵۳ درصد محاسبه شده است



شکل ۵. نمودار خطای تخمین تخلخل

شکل (۶)، نقشه هدایت هیدرولیکی دشت که از فرمول هیوبرت و از رابطه‌ی (۴) محاسبه شده، می‌باشد. این نقشه نشان



شکل ۶. نقشه مقادیر هدایت هیدرولیکی محاسبه شده در دشت

لازم به ذکر است اگر در این راستا از داده‌های تخلخل و هدایت هیدرولیکی به دست آمده در چاه‌های موجود در منطقه استفاده شود و از روی داده‌های ژئوفیزیکی مطابق روش ارائه شده در این تحقیق به تعمیم پارامترهای هیدرولیکی آبخوان اقدام شود، نتایج به مراتب رضایت بخش‌تری حاصل خواهد شد.

منابع

انصاری، ع.ح. و رحیمی رضایی، ا. (۱۳۸۹) گزارش مطالعه ژئوالکترونیک دشت گره بیگون - زاهدان فسا و خیر، مهندسين مشاور زمین الکتریک کویر.

پاسیار، ع. (۱۳۹۲) بررسی روش‌های تلفیق داده‌های هیدروژئولوژیکی و ژئوالکترونیک در محیط GIS (با مقایسه چند مطالعه موردی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد مهندسی معدن، دانشگاه یزد.

عادل‌پور، ع. ح. و صوفی، م. (۱۳۸۹) بررسی صحرایی آستانه فرسایش کانالی، در طرح‌های پخش سیلاب، مجله مهندسی و مدیریت آبخیز، ۳ (۲)، ۹۳-۸۶

Archie, G. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Transactions of the American Institute of Mineralogical and Metallurgical Engineers* 146, 54-62.

Archie, G. (1950) Introduction to petrophysics of reservoir rocks. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 34, 943-961.

Atkins, E.R. and Smith, G.H. (1961) The significance of particle shape in formation resistivity factor porosity relationships. *Journal of Petroleum Technology*, 13, 285-291.

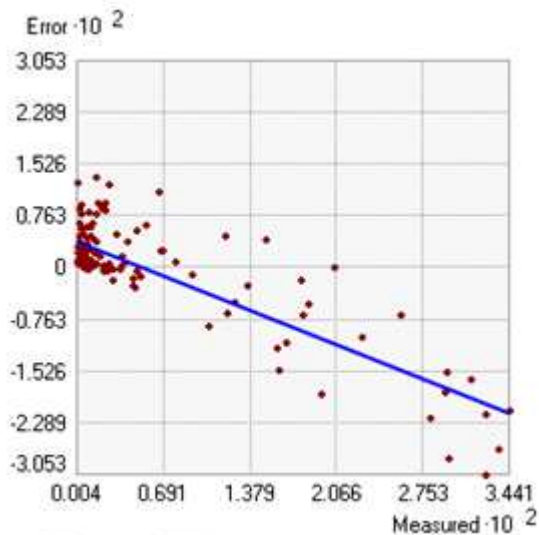
Croft, M.G. (1971) Method of calculating permeability from electric log. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 750, 265-269.

Dannowski, G. and Yaramanci, U. (1999) Estimation of water content and porosity using combined radar and geoelectrical measurements. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 71-76, D-13355 Berlin. Germany.

Doveton, J.H. (1986), *Log Analysis of Subsurface Geology*. Wiley, New York.

Hubert, M.K. (1940) The theory of groundwater motions. *Journal of Geology*, 48, 785-944.

Jackson, P.D., Taylor, D., Smith, P.M. (1978) Standard resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. *Geophysics* 43, 1250-1268.



شکل ۷. نمودار خطای تخمین هدایت هیدرولیکی

۵. نتیجه‌گیری

امکان تشکیل مخزن آب زیرزمینی و قابلیت آبدهی هر مخزن قبل از هر چیز به ویژگی‌های فیزیکی و سنگ‌شناسی محیط‌های متخلخل وابسته است. در این پژوهش از خصوصیات مقاومت ویژه الکتریکی آبخوان و هدایت الکتریکی آب‌های زیرزمینی و به کمک روابط تجربی، میزان تخلخل و هدایت هیدرولیکی در نقاط مختلف دشت گره بیگون-زاهدان فسا محاسبه شده است.

مقدار میانگین تخلخل در این دشت برابر ۲۵ درصد و برای هدایت هیدرولیکی برابر ۵۹ متر در روز محاسبه شد. وجود چاه‌های بهره‌برداری دارای آبدهی بالای ۱۵ لیتر در ثانیه در نواحی متخلخل و هدایت هیدرولیکی بالا صحت مطالعات فوق را تأیید می‌کند. نکته قابل توجه در این مطالعه این است که با بررسی مقادیر تخلخل و هدایت هیدرولیکی در نواحی مختلف دشت، می‌توان عنوان کرد که کنگلومرای بختیاری به عنوان تغذیه کننده اصلی آبخوان از نظر هیدروژئولوژیکی بسیار حائز اهمیت خواهد بود. بنابراین در مطالعات هیدروژئولوژی با انجام اندازه‌گیری سونداژهای الکتریکی علاوه بر این که می‌توان نسبت به ترسیم مقاطع ژئوالکترونیک اقدام کرد و تصویر نسبتاً واضحی از ساختار و شکل هندسی آبخوان به دست آورد، امکان برآورد تخمینی از تخلخل و هدایت هیدرولیکی لایه‌های آبدار نیز میسر می‌شود.

Keller, G.V. (1989) Electrical properties. In: Carmichael, R.S. (Ed.), *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*. CRC Press, Boca Raton.

Kozeny, J. (1953) *Hydraulics*. Springer, Vienna. Lima, O.A.L., Niwas, Sri, 2000. Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. *Journal of Hydrology* 235, 12–26.

Mazac, O., Kelly, W.E. and Landa, I. (1985) A hydro-geophysical model for relation between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology*, 79, 1–19.

Mazac, O., Kelly, W.E., Landa, I. and Venhodova, D. (1990) Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectrical methods. In: Ward, S.H. (Ed.), *Geoelectrical and environmental geophysics: Environmental and groundwater applications*, 2, pp. 125–131.

Niwas, S. and Singhal, D.C. (1981) Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journal of Hydrology*, 50, 393–399.

Niwas, S. and Singhal, D.C. (1985) Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Journal of Hydrology*, 82, 143–153.

Niwas, S., Tezkan, B. and Israil, M. (2011) Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for Krauthausen test site, Germany. *Hydrogeology Journal*, 19, 307–315.

Purvanec, D.T. and Andricevic, R. (2000) On the electric-hydraulic conductivity correlation in quifers. *Water Resources Research*, 36, 2905–2913.

Niwas, S. and Muhammed, C. (2012) Equation estimation of porosity and hydraulic conductivity of Ruhrtal aquifer in Germany using near surface geophysics. *Journal of Applied Geophysics*, 84, 77–85

Schön, J.H. (2004) *Physical Properties of Rocks*. Elsevier, Amsterdam.