

تخمین تخلخل و آبدهی ویژه در آبخوان دشت شورو با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه و روابط تجربی

محمد نخعی: دانشگاه تربیت معلم

غلامرضا لشکری پور: دانشگاه سیستان و بلوچستان

چکیده

در این تحقیق تعداد ۲۰۷ سونداژ قائم ژئوالکتریکی به روش مقاومت ویژه و با آرایه شلومبرژه در دشت شورو واقع در ۸۰ کیلومتری جنوب غرب زاهدان برداشت گردیده و پس از تصحیح، داده‌های صحرائی به کمک نرم‌افزار روسی^۱ در نظر گرفتن اطلاعات لوگ چاه‌های گمانه در منطقه، پردازش و تفسیر شده و مقاومت حقیقی و ضخامت لایه‌های زیر سطحی مختلف، مشخص و محدوده آبخوان در دشت تعیین گردیده است. سنگ کف منطقه عموماً از جنس اسلبیت بوده و در برخی نقاط به صورت شیل ظاهر شده است. مقاطع ژئوالکتریک، نقشه‌های هم‌عمق و هم‌مقاومت لایه آبدار و سنگ کف ترسیم و با توجه به نقشه هم‌تراز آب زیرزمینی جهت حرکت آب، رودی‌ها و خروجی‌های دشت مشخص گردیده است. بر اساس مدل ژئوالکتریکی به دست آمده دو بخش مجزا در دشت قابل تفکیک است (بخش شرقی و بخش غربی). عمق و ضخامت متوسط لایه آبدار در کل دشت به ترتیب برابر با ۳۰ و ۳۰ متر، در شرق برابر ۲۳ و ۲۴ متر و در غرب برابر ۴۰ و ۴۱ متر اندازه‌گیری شده است. با استفاده از تشابه بین جریان الکتریکی و جریان آب در محیط متخلخل، پارامترهای هیدروژئولوژی دشت نظیر تخلخل، آبدهی ویژه، حجم ذخیره و حجم آب قابل استحصال آبخوان با استفاده از پارامترهای ژئوالکتریکی محاسبه گردیده است. مقدار تخلخل آبخوان شورو برابر ۰/۳۷ و آبدهی ویژه آن ۰/۱۸ تخمین زده شده است. با استفاده از این پارامترها حجم آب قابل استحصال در آبخوان شورو حدوداً برابر ۸۵۵ میلیون مترمکعب برآورد شده است.

مقدمه

با توجه به خشک‌سالی‌ها و کاهش شدید بارندگی در سال‌های اخیر مطالعات گسترده آب‌های زیرزمینی در استان سیستان و بلوچستان الزامی است. در این راستا، بررسی آبخوان دشت شورو به منظور تعیین محدوده سفره، ضخامت، عمق و پتانسیل آبدهی لایه آبدار، آبدهی ویژه و مقدار آب قابل برداشت، در مناطق مختلف دشت مورد توجه قرار گرفته است.

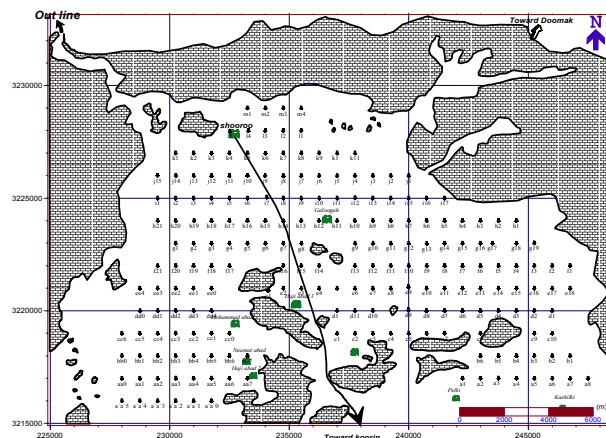
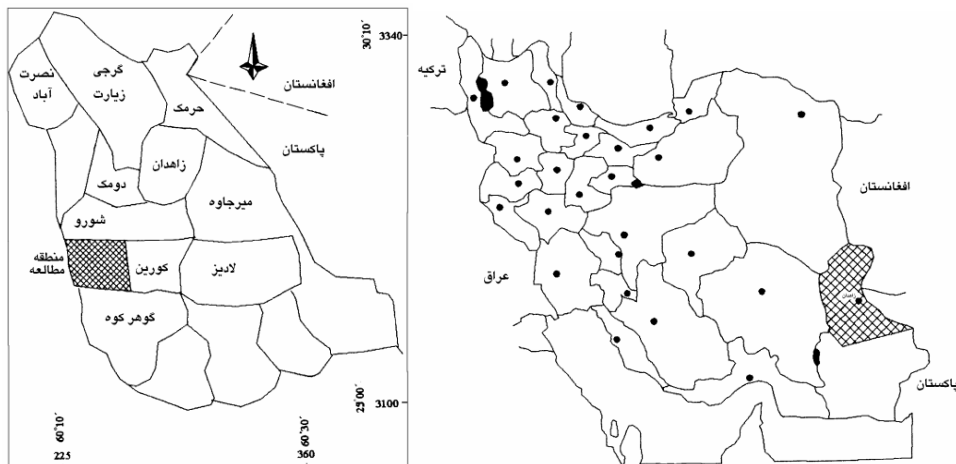
کلمات کلیدی: مقاومت ویژه، آبدهی ویژه، تخلخل، معادله آرکی، دشت شورو

^۱- IPI7.61 Shevnin and Modin, 1996

حوضه آبریز شور در جنوب غرب زاهدان، بین شهرهای زاهدان و خاش و در محدوده طول‌های جغرافیایی ۶۰ درجه و ۵ دقیقه تا ۶۰ درجه و ۵۵ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۹ درجه تا ۲۹ درجه و ۱۲ دقیقه شمالی قرار دارد که از شرق به حوضه‌های آبریز میرجاوه و لادیز و از شمال به حوضه‌های آبریز دومک، زاهدان و حصاروئیه، از جنوب به حوضه آبریز کورین و از شرق به بلوک لوت محدود می‌شود [۴].

راه ارتباطی دشت شور با زاهدان، جاده آسفالت زاهدان- خاش است که پس از طی حدود ۴۰ کیلومتر از آن با یک جاده فرعی به طول حدود ۴۰ کیلومتر به طرف غرب می‌توان به این منطقه رسید.

ارتفاع متوسط دشت شور حدود ۱۴۰۰ متر برآورد می‌شود. دشت شور را تقریباً می‌توان خروجی دشت کورین محسوب کرد، به همین سبب این دو دشت را می‌توان یک واحد هیدروژئوژیکی در نظر گرفت که چندین رخنمون با ارتفاع کم این حوضه را به دو دشت کورین و دشت شور تقسیم کرده است. در شکل ۱ محدوده این دشت و محل نقاط سونداژ نشان داده شده است.



شکل ۱- محدوده دشت شور و سونداژ های برداشت شده در آن [۴]

این منطقه از نظر زمین‌شناسی در زون مشرق و جنوب شرق ایران قرار دارد. در این بخش از ایران زمین رسوباتی تشکیل شده‌اند که با دیگر جاها تفاوت اساسی دارند، همه آن‌ها کم و بیش دریایی هستند و رخساره آن فلیش است. این رخساره شامل شیل و ماسه سنگ به همراه سنگ‌های آتشفشانی و مقدار کمی هم لایه‌های آهکی بوده که سن آن‌ها از سنومانین تا اواخر ائوسن تعیین شده است و نشان دهنده محیط دریایی هستند. از آن‌جا که پی سنگ این فلیش‌ها دیده نمی‌شود ویژگی‌های چینه‌شناسی آن‌ها کاملاً روشن نشده است.

در این ناحیه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن خیلی کم بوده و خروجی‌های فعالیت آتشفشانی مربوط به آن نیز عمدتاً بازیگ (از نوع بازالت) است. زون فلیش به شدت خرد شده و تکتونیک بوده و دگرگونی ضعیفی را در کرتاسه پایانی متحمل شده و به اسلیت، فیلیت و شیست‌های براق بدل شده‌اند. سن شیست‌ها و فیلیت‌های اطراف زاهدان حدوداً ۸۳ میلیون سال تخمین زده شده است [۱].

در منطقه شورو نیز مانند سایر نواحی فلیش شرق ایران، سازندهای قدیم‌تر از کرتاسه وجود ندارد و سن افیولیت و کالرد ملانژ آن نیز کرتاسه است. جنس سنگ‌های منطقه اکثراً فلیش‌های دگرگون شده از نوع اسلیت و گاهی شیست‌های براق عمدتاً به رنگ سبز است. واحدهای زمین‌شناسی‌ای را که در این حوضه دیده می‌شوند، می‌توان به شرح زیر بیان کرد (سازمان زمین‌شناسی، نقشه چهارگوش خاش و نقشه چهارگوش زاهدان).

رسوبات کواترنری که آبخوان شورو در آن‌ها تشکیل شده است شامل واحدی از آبرفت‌ها و واریزه‌هایی هستند که در مسیر رودخانه شورو و آبراهه‌هایی که به این رودخانه ختم می‌شوند در حال تشکیل بوده و دارای بافت ریزدانه‌ای هستند. همچنین پادگانه‌هایی از ماسه‌های دانه درشت تا کنگلومرای چند منشئی با سیمانی سخت نشده از جنس ماسه، سیلت و رس که معمولاً در حاشیه ارتفاعات وجود دارند. رسوبات دیگر شامل مخروط افکنه‌های دشت بوده که جنس آن‌ها معمولاً از قلوه سنگ، ریگ و شن است و در دو طرف رودخانه و آبراهه‌های شورو قرار دارند و از آبرفت‌ها قدیمی‌تر هستند.

دشت شورو از نظر زمین‌ریخت‌شناسی شامل دامنه‌هایی کم‌ارتفاع از جنس فیلیت و اسلیت است که به صورت پراکنده در دشت ظاهر شده‌اند. با توجه به این ارتفاعات پراکنده به نظر می‌رسد ضخامت آبرفت در منطقه زیاد نباشد. مرتفع‌ترین نقطه در ناحیه‌ای در جنوب شرق حوضه، به نام کوه سیاه بندان با ارتفاع ۲۹۶۰ متری از سطح دریا و پست‌ترین نقطه در خروجی حوضه با ارتفاع ۱۳۶۰ متر است.

ارتباط آب‌های زیرزمینی دشت کورین و شورو از طریق رودخانه شورو بوده و همچنین جریان‌های سطحی موقت کورین از طریق همین رودخانه که مدخل آن در گلوگاه با UTM حدود N ۳۲۱۹۰۰۰ و E ۲۳۹۵۰۰۰ متر قرار دارد، وارد دشت شورو می‌شوند. نوع رسوبات این رودخانه بسیار ریزدانه است و درصد رس بسیار زیادی دارد.

جهت جریان آب‌های سطحی در اکثر نقاط دشت امتداد شرقی- غربی دارد، ولی در جنوب غرب امتداد آن شمالی - جنوبی می‌شود. همچنین رودخانه اصلی شور و که زهکش سایر رودخانه‌های دشت است امتداد شمالی جنوبی دارد. این حوضه نیز مانند دیگر حوزه‌های استان سیستان و بلوچستان فاقد رودخانه دائمی است و مسیلهایی که در آن قرار دارند به جز چند روز از سال در بقیه ایام خشک بوده و به غیر از رودخانه شور و بقیه آن‌ها دارای سیلاب‌های مهمی نیستند.

روش تحقیق

روش‌های ژئوالکتریکی به جهت سادگی، سرعت و ارزانی در مطالعات آب‌یرزمینی نقش به‌سزایی داشته و استفاده از آن‌ها نیز روز به روز از جهت کیفی و کمی گسترده‌تر می‌شود. تشابه بین خصوصیات جریان الکتریکی و جریان آب در محیط متخلخل و تشابهات قانون اهم و داریسی تخمین پارامترهای هیدروژئولوژی را به روش‌های ژئوالکتریکی امکان‌پذیر می‌سازند (لویس و لویس، ۱۹۹۹)^۱.

برخی از این پارامترها نظیر عمق آب زیرزمینی، جهت جریان آب زیرزمینی، ضخامت لایه آبدار، محدوده سفره آب‌یرزمینی به‌طور مستقیم از نتایج حاصل از تفسیر داده‌های ژئوالکتریکی به دست می‌آیند. سایر پارامترها نیز به‌طور غیرمستقیم و با استفاده از ارتباط پارامترهای ژئوالکتریکی و هیدروژئولوژی با یکدیگر تخمین زده می‌شوند. برای تخمین آبدهی ویژه، ابتدا مقدار هدایت الکتریکی (σ_w) آب در مجاورت نقاط سونداژی که در کنار چاه‌های آب انجام شده‌اند اندازه‌گیری شده است و آنگاه مقاومت آب (ρ_w) محاسبه می‌گردد. سپس با محاسبه فاکتور سازند و با استفاده از مقاومت حقیقی ناحیه آبدار و مقاومت حقیقی ناحیه خشک آبخوان میزان تخلخل محاسبه می‌شود و سرانجام آبدهی ویژه مطابق مراحل ذیل به دست می‌آید:

محاسبه مقاومت الکتریکی آب

هدایت الکتریکی آب با رابطه ۱ به مقاومت الکتریکی آن تبدیل می‌شود [۱۱].

$$\rho_w = \frac{10^4}{\sigma_w} \quad (1)$$

که در آن ρ_w مقاومت آب بر حسب اهم- متر ($\Omega.m$) و σ_w هدایت الکتریکی آب بر حسب میکروموس بر سانتی‌متر ($\mu mhos/cm$) است.

در جدول ۱ مقاومت لایه آبدار در ۳۴ سونداژ ژئوالکتریکی که مقدار هدایت الکتریکی (σ_w) آب در مجاورت آن‌ها اندازه‌گیری شده است ارائه می‌شود.

۱- Luis and Luis, 1999

جدول ۱ - محاسبات مربوط به تخلخل و ضریب آبدهی ویژه آبخوان شورو در نقاط متفاوت، واحد σ_w میکروموس بر سانتی‌متر و ρ_w ، ρ_{sat} و ρ_{unsat} اهم-متر و بقیه متغیرها بدون بعد هستند

| Well | Lat. | Lon. | σ_w | ρ_w | ρ_{sat} | F | Φ | ρ_{unat} | S_y |
|------|--------|---------|------------|----------|--------------|-------|--------|---------------|-------|
| b4 | 244500 | 3218003 | 7750 | 1.29 | 4 | 3.10 | 0.47 | 23 | 0.27 |
| c3 | 238500 | 3219000 | 9500 | 1.05 | 4.3 | 4.09 | 0.39 | 43 | 0.27 |
| c6 | 240750 | 3218993 | 7000 | 1.43 | 9 | 6.30 | 0.29 | 124 | 0.21 |
| d9 | 239986 | 3220045 | 7500 | 1.33 | 3.2 | 2.40 | 0.56 | 150 | 0.48 |
| d10 | 238496 | 3220006 | 6000 | 1.67 | 12.5 | 7.50 | 0.26 | 34 | 0.10 |
| d11 | 237750 | 3220000 | 3000 | 3.33 | 19 | 5.70 | 0.31 | 84 | 0.16 |
| e6 | 237750 | 3221000 | 6550 | 1.53 | 6.6 | 4.32 | 0.38 | 206 | 0.31 |
| e10 | 240750 | 3221000 | 6000 | 1.67 | 6 | 3.60 | 0.43 | 122 | 0.33 |
| f9 | 240752 | 3222000 | 5700 | 1.75 | 13 | 7.41 | 0.26 | 42 | 0.12 |
| f10 | 240000 | 3222000 | 4900 | 2.04 | 10 | 4.90 | 0.35 | 30 | 0.15 |
| g8 | 235513 | 3222995 | 2100 | 4.76 | 23 | 4.83 | 0.35 | 71 | 0.15 |
| g12 | 240000 | 3223000 | 7000 | 1.43 | 9 | 6.30 | 0.29 | 40 | 0.15 |
| i9 | 235500 | 3225000 | 5000 | 2.00 | 13 | 6.50 | 0.29 | 18 | 0.04 |
| i12 | 237754 | 3225008 | 7000 | 1.43 | 5.3 | 3.71 | 0.42 | 142 | 0.34 |
| j5 | 237003 | 3226000 | 7400 | 1.35 | 8 | 5.92 | 0.31 | 17 | 0.10 |
| k3 | 231750 | 3226997 | 2800 | 3.57 | 13 | 3.64 | 0.42 | 160 | 0.30 |
| k5 | 233250 | 3227000 | 6500 | 1.54 | 6 | 3.90 | 0.4 | 53 | 0.27 |
| k8 | 235502 | 3227000 | 6500 | 1.54 | 6 | 3.90 | 0.4 | 130 | 0.32 |
| l5 | 232516 | 3227972 | 4120 | 2.43 | 4 | 1.65 | 0.72 | 100 | 0.57 |
| aa4 | 231000 | 3217000 | 1300 | 7.69 | 34 | 4.42 | 0.37 | 54 | 0.08 |
| aa6 | 232500 | 3217000 | 2500 | 4.00 | 29 | 7.25 | 0.27 | 40 | 0.04 |
| bb4 | 231000 | 3218000 | 800 | 12.50 | 62 | 4.96 | 0.34 | 100 | 0.07 |
| bb6 | 232500 | 3218000 | 1200 | 8.33 | 41 | 5.52 | 0.32 | 41 | 0.00 |
| bb7 | 233247 | 3218000 | 1900 | 5.26 | 21 | 3.99 | 0.4 | 30 | 0.06 |
| cc0 | 232500 | 3219000 | 1300 | 7.69 | 37 | 4.81 | 0.35 | 90 | 0.13 |
| cc1 | 231750 | 3219004 | 800 | 12.50 | 45 | 3.60 | 0.43 | 70 | 0.08 |
| dd4 | 231752 | 3220000 | 800 | 12.50 | 36 | 2.88 | 0.49 | 112 | 0.21 |
| g4 | 232500 | 3223000 | 1500 | 6.67 | 17 | 2.55 | 0.54 | 96 | 0.31 |
| h14 | 234756 | 3223986 | 2000 | 5.00 | 19 | 3.80 | 0.41 | 48 | 0.15 |
| i5 | 232500 | 3225000 | 1500 | 6.67 | 55 | 8.25 | 0.24 | 120 | 0.08 |
| i6 | 233250 | 3224998 | 880 | 11.36 | 73 | 6.42 | 0.29 | 132 | 0.07 |
| j9 | 233992 | 3226008 | 5500 | 1.82 | 15 | 8.25 | 0.24 | 16 | 0.01 |
| j10 | 233250 | 3226003 | 2500 | 4.00 | 43 | 10.75 | 0.21 | 110 | 0.08 |
| j11 | 232500 | 3226000 | 2000 | 5.00 | 37 | 7.40 | 0.26 | 63 | 0.06 |

با استفاده از اطلاعات جدول ۱ شامل مقاومت لایه آبدار در نقاط سونداژ و مقدار هدایت الکتریکی (σ_w آب در مجاورت آن‌ها، هدایت الکتریکی آب) σ_w بر اساس معادله ۱ به ρ_w تبدیل شده است.

محاسبه فاکتور سازند لایه آبدار

آرکی^۱ برای اولین بار تعریف فاکتور سازند را برای سنگ‌های اشباع از آبشور و نسبتاً تمیز (فاقد رس و هیدروکربن، نظیر کربنات‌های فاقد رس و ماسه سنگ‌های کوارتزی) به صورت معادله ۲ ارائه کرد.

$$F = \frac{\rho_{sat}}{\rho_w} \quad (2)$$

^۱-Archie,1942

که در آن ρ_{sat} مقاومت لایه آبدار برحسب اهم متر ($\Omega.m$) و ρ_w مقاومت سیال برحسب اهم متر و F فاکتور سازند (بدون بعد) هستند. برحسب این که هدایت جریان الکتریسته در لایه آبدار فقط توسط سیال هدایت شود و یا اینکه هدایت جریان از طریق سطوح دانه‌های تشکیل دهنده لایه نیز انجام گردد.

به عقیده هانتلی^۱ در لایه‌های آبداری که از آب شور اشباع بوده و فاقد رس باشند، فرض بر این است که تمامی هدایت الکتریکی از طریق سیال صورت می‌گیرد، در این صورت می‌توان فاکتور سازند را بر اساس معادله آرکی برابر نسبت بین مقاومت کل لایه آبدار به مقاومت آب بین منفذی به کار برد، ولی در حضور رس ممکن است قسمتی از جریان الکتریکی از طریق هدایت سطحی ذرات رس صورت گیرد. در نتیجه در صورت فقدان ذرات رس و وجود ذرات دانه درشت هدایت سطحی نیز نقش خود را از دست داده و جریان الکتریکی کلاً توسط سیال هدایت می‌شود. آن‌گاه مسیر عبور سیال از لابلاهای حفرات و فضاهای خالی که تخلخل لایه آبدار را تشکیل می‌دهد، نقش اساسی در مقاومت الکتریکی لایه آبدار و در نتیجه در فاکتور سازند دارد.

آرکی به صورت تئوری و اوریش^۲ به طریق تجربی ثابت کردند که فاکتور سازند در سفره‌های فاقد رس فقط به تخلخل و پیچاپیچی خلل و فرج محیط وابسته است. آرکی معادله دیگری را به صورت معادله ۳ ارائه داد که در آن Φ برابر تخلخل لایه آبدار (بدون بعد) و m ضریبی است که به درجه سیمانی شدن دانه‌های تشکیل دهنده محیط متخلخل وابسته است

$$F = \Phi^{-m} \quad (۳)$$

تخمین میزان تخلخل لایه آبدار

میزان تخلخل لایه آبدار را می‌توان با استفاده از معادله آرکی (1942) رابطه ۳ که برای اولین بار برای سازندهای سخت به کار برد تخمین زد. وینسور و همکاران^۳ معادله آرکی را برای سازندهای سنگی به صورت جزئی تری بررسی کرده و به شکل معادله ۴ بیان کردند.

$$F = a \Phi^{-m} \quad (۴)$$

که در آن a ضریب هندسی فضای خالی سنگ است. بررسی تاریخچه تعیین ضریب a نشان می‌دهد که این ضریب در سنگ‌های با تخلخل بین دانه‌های کمتر از یک و در سنگ‌های با تخلخل درزه‌ای و کربنات‌ها بزرگتر و مساوی یک (کلر و فریشنخت^۴) و در بیش‌تر رسوبات آبرفتی سخت نشده برابر یک (اتکینز و اسمیت^۵) در نظر گرفته می‌شود. در حقیقت رسوبات سخت نشده از همان قانون اولیه آرکی (1942) پیروی می‌کنند.

۱-Huntley, 1980 ۲-Urish, 1981 ۳-Winsauer *et al*, 1952

۴-Keller and Frischknecht, 1966 ۵-Atkins and Smith, 1961

مقدار m برای هر نمونه متفاوت بوده و در هر منطقه به صورت تجربی در نظر گرفته می‌شود. آرکی این مقدار را برای ماسه‌های طبیعی برابر $1/6$ محاسبه کرد. آیرز^۱ معادله آرکی را با در نظر گرفتن $m=1/3$ برای ماسه‌های سخت نشده به کار برده و تخلخل بین 0.27 تا 0.43 برای منطقه مورد مطالعه‌اش به دست آورد. تیلور^۲ رسوبات دریایی بررسی کرده و ۲ معادله ارائه کرده است: یکی برای رسوبات غیرچسبنده ماسه‌ای وقتی تخلخل کم‌تر از 0.6 است معادله ۵؛ و دیگری برای موادچسبنده نظیر رس‌ها وقتی تخلخل بیش‌تر از 0.6 است، معادله ۶.

$$F = \Phi^{-1.5} \quad (5)$$

$$F = \Phi^{-2.0} \quad (6)$$

بارنز و همکاران^۳ برای ماسه کوارتزی و دولومیتی مقدار m را $1/4$ و $1/6$ به دست آورده‌اند. ویندل و ورث^۴ این مقدار را برای دو نمونه طبیعی ماسه کوارتزی برابر $1/52$ و $1/58$ عنوان کردند. جکسون و همکاران^۵ با در نظر گرفتن اثر شکل و اندازه ذرات بر روی مقدار m بیان کردند که در ماسه‌های دریایی سخت نشده نمای m بیش‌تر به کرویت ذرات وابسته بوده و شکل و توزیع اندازه ذرات اثر کم‌تری بر آن خواهد گذاشت، به طوری که مقدار آن برای ماسه‌های تخت $1/2$ و برای نمونه‌های طبیعی ماسه بین $1/4$ تا $1/6$ به دست آمد. هیگلد و همکاران^۶ برای مواد متخلخل سخت نشده با آرایش دانه بندی با جورشدگی ضعیف نمای m را برابر $1/3$ معرفی کرد. اخیراً دانوفسکی و همکاران^۷ در تحقیقات خود نشان دادند که m با افزایش تراکم و سیمانی شدن و سخت شدن افزایش می‌یابد و مقدار آن بین $1/3$ تا $1/5$ متفاوت است. آن‌ها برای ماسه‌های سخت نشده این مقدار را بین $1/3$ تا $1/5$ در نظر گرفته و با ترکیب روش ژئوالکترونیک و رادار، میزان تخلخل و مقدار آب لایه آبدار را به دست آوردند. همچنین چینچ^۸ مقدار m را در کار مطالعاتی خود با استناد به مطالعات قبلی، برای سنگ‌های رسوبی فاقد رس و سنگ‌های آذرین بین $1/3$ و 4 در نظر گرفته است. همان طور که مشاهده می‌گردد تقریباً تمامی مقادیری که برای m در نظر گرفته می‌شود به دو معادله تیلور^۹ معادلات ۵ و ۶ نزدیک هستند. به همین دلیل در این تحقیق از معادلات مذکور استفاده شده است.

تخمین میزان تخلخل آبخوان شور

در آب‌های زیرزمینی تخلخل و به ویژه تخلخل مؤثر بسیار اهمیت دارد. اگر تشکیلات زمین‌شناسی دارای تخلخل مؤثر زیادی باشند می‌توانند مقدار زیادی آب در خود ذخیره کنند. تخلخل در مواد رسوبی به شکل، اندازه و طرز قرارگیری ذرات نسبت به یکدیگر (آرایش ذرات) بستگی دارد. رسوبات نهشته شده در دشت شور از

۱-Ayers, 1989 ۲-Taylor, 1971 ۳-Barnes et al, 1972 ۴-Windle and Wroth, 1975
 ۵-Jackson et al, 1978 ۶-Hiegold et al, 1980 ۷-Dannowski et al, 1999
 ۸-Chinch, 2000 ۹-Taylor, 1971

رسوبات سخت نشده کوارتزی تشکیل شده و می‌توان تخلخل آن را از معادله آرکی معادله ۳ تخمین زد. با توجه به توضیحات ارائه شده در بخش قبل مقدار m را می‌توان حدوداً برابر $1/5$ در نظر گرفت. با در نظر گرفتن مقدار $m=1/5$ بر اساس معادله ۳ تخلخل لایه آبدار در این نقاط محاسبه شده است. مقدار متوسط تخلخل در کل دشت شور و حدوداً ۳۷ درصد، بخش شرقی دشت ۳۹ درصد و در بخش غربی آن ۳۵ درصد تخمین زده می‌شود.

تخمین آبدهی ویژه لایه آبدار

آبدهی ویژه یک سفره را می‌توان با داشتن مقاومت الکتریکی آب، لایه آبدار و لایه خشک و با استفاده از معادله ۷ ارائه شده به وسیله فرولیک و کلی^۱ (۱۹۸۷) برگرفته شده از معادله آرکی به دست آورد.

$$S_y = \left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}} \right)^{\frac{1}{m}} \left[1 - \left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{unsat}} \right)^{\frac{1}{n}} \right] \quad (7)$$

که در این معادله، ρ_{sat} مقاومت ناحیه اشباع آبخوان به اهم متر، ρ_{unsat} مقاومت ناحیه غیر اشباع آبخوان به اهم‌متر و ρ_w مقاومت آب موجود در خلل و فرج بر حسب اهم متر، m همان پارامتر معادله آرکی و n پارامتر شبیه m در معادله فرولیک و کلی برای سفره مورد بررسی می‌باشند.

مقادیر m و n هر دو به درجه سیمانی شدن دانه‌های تشکیل دهنده سفره وابسته‌اند. کلر و فریشنخت^۲ (۱۹۶۶) برای ماسه‌های سخت نشده مقدار m را برابر $1/5$ و n را برابر ۲ فرض کردند. فرولیک و پارک^۳ (۱۹۸۹) برای تخمین مقدار n ، مقادیر مقاومت عرضی زون غیر اشباع (حاصلضرب ضخامت زون غیر اشباع در مقاومت الکتریکی آن) را در مقابل درجه اشباع آن به دست آمده از لوگ رطوبتی نوترن که در ماه‌های مختلف سال در یک چاه اندازه‌گیری شده بود بر روی یک کاغذ با مقیاس لگاریتمی- لگاریتمی ترسیم و شیب بهترین خط برازش داده شده از بین نقاط را به عنوان n در نظر گرفته و بدین ترتیب برای منطقه مورد مطالعه‌شان n را برابر $1/95$ به دست آوردند.

دانوفسکی و یارامانچی^۴ (۱۹۹۹) مقدار n را بین $1/4$ تا $2/2$ ارائه کرده ولی بیان می‌کنند که در عمل، اغلب آن را برابر ۲ در نظر می‌گیرند. فرولیک و کلی (۱۹۸۸) مقدار m و n را برای یک سفره یخچالی با جنس ماسه سخت نشده به ترتیب برابر $1/5$ و ۲ فرض کرده و آبدهی ویژه را برای نقاط مختلف دشت مورد مطالعه خود با استفاده از فرمول (۲) محاسبه کردند. سپس مقدار آبدهی ویژه همان نقاط را با استفاده از جدول‌هایی که فان درلیدن و همکاران^۵ (۱۹۹۰) بر اساس تخلخل و ارائه کرده‌اند مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که مقادیر آبدهی

۱-Frohlich and Kelly ۲-Keller and Frischknecht ۳-Frohlich and parke
 ۴-Dannowski and Yaramanci ۵-Van Der Leeden et al, 1990

ویژه اندازه‌گیری شده به روش ژئوالکترونیک با مقادیر حاصل از جدول‌های فان درلیند و همکاران همبستگی بسیار خوبی را نشان می‌دهند. در این تحقیق مقدار m و n از مطالعات فرولیخ و کلی مورد استناد قرار گرفته است.

تخمین آبدهی ویژه دشت شورو

آبدهی ویژه یک خاک یا سنگ نسبت حجمی آب زهکشی شده در اثر نیروی ثقل از لایه اشباع به حجم کل لایه آبدار است. آبدهی ویژه به شکل، اندازه، نحوه توزیع دانه‌ها، میزان فشردگی لایه و زمان زهکشی وابسته است و به صورت تفاوت بین تخلخل و نگهداشت ویژه نیز قابل تعریف است (تاد، ۱۹۸۰).^۱

در دشت شورو مقادیر پارامترهای m و n با توجه به توضیحات داده شده به ترتیب برابر $1/5$ و 2 در نظر گرفته شده است. در این صورت مقدار آبدهی ویژه دشت شورو با استفاده از معادله 7 و مقادیر مقاومت الکتریکی آب و لایه آبدار و آبرفت خشک که در جدول 1 ارائه گردیده است، محاسبه می‌شود که این مقدار برای کل دشت 18 درصد، شرق دشت 25 درصد و غرب آن برابر 10 درصد تخمین زده می‌شود.

محاسبه حجم تقریبی آب آبخوان شورو

برای محاسبه حجم تقریبی آب در سفره ابتدا حجم کل سفره محاسبه و با در دست داشتن ضریب آبدهی ویژه حجم آب قابل استحصال تخمین زده شده است. با استفاده از ضخامت لایه آبدار حاصل از تفسیر سونداژهای ژئوالکترونیک، مختصات طول و عرض جغرافیایی این سونداژها، و با بهره‌گیری از روش ایجاد منشورهای مثلث‌القاعده و جمع کردن هر کدام با یکدیگر، حجم تقریبی آبخوان شورو در زمان برداشت سونداژهای صحرائی محاسبه گردیده که حدوداً برابر $4/75$ میلیارد مترمکعب برآورد شده است. این مقدار شامل حجم رسوبات تشکیل دهنده لایه اشباع و آب بین‌منفذی است.

مقدار تخلخل آبخوان شورو با استفاده از روش‌های ژئوالکترونیک، $0/37$ و آبدهی ویژه آن، $0/18$ محاسبه شده و با منظورکردن این اعداد حجم کل آبی که بین حفره‌ها قرار گرفته برابر $1/75$ میلیارد مترمکعب و کل حجم آب قابل استحصال در آبخوان شورو حدوداً برابر 855 میلیون مترمکعب تخمین زده می‌شود.

نتیجه گیری

با استفاده از اطلاعات حاصل از برداشت‌های ژئوالکترونیک در دشت شورو [۴]، خصوصیات هیدروژئولوژیکی سفره که محاسبه هر یک نیازمند صرف هزینه‌های گزاف و زمان‌های طولانی است، هر چند به صورت تقریبی اما ارزان و سریع تعیین گردید.

¹-Todd, 1980

تفاوت در خصوصیات ژئوالکتریکی دشت از دو عامل اصلی سرچشمه می‌گیرد: عامل اول تفاوت در اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده رسوبات دو طرف دشت است که شرق آن شامل نهشته‌های آبرفتی رودخانه‌ای (رسوبات بستر رودخانه شور) و غرب آن شامل رسوبات درشت دانه مخروط افکنه‌ای است. عامل دیگر عمق آب و سنگ کف است که به طور کلی این مقادیر در غرب دشت بیش‌تر از شرق آن هستند.

جهت کلی جریان آب زیرزمینی در کل دشت از جوانب به سمت رودخانه شور بوده و خروجی دشت در غرب آن واقع است. نقشه هم‌تراز آب زیرزمینی حاصل مطالعات ژئوالکتریک نشان دهنده تغذیه سفره از طریق سه جبهه ورودی است:

الف) ورودی زهاب دشت کورین از جنوب با کیفیت نامناسب

ب) ورودی از ارتفاعات غربی دشت با کیفیت نامطلوب

ج) ورودی از ارتفاعات شرقی دشت با کیفیت خوب

بر اساس معادله آرکی مقدار متوسط تخلخل در دشت شور در کل دشت حدوداً ۳۷ درصد، در بخش شرقی ۳۹ درصد و در بخش غربی آن ۳۵ درصد تخمین زده می‌شود.

با استفاده از همبستگی بین پارامترهای ژئوالکتریکی و هیدروژئولوژیکی، مقدار آبدهی ویژه آبخوان شور به صورت تقریبی در کل دشت حدوداً ۱۸ درصد، در شرق در حدود ۲۵ درصد و در غرب آن تقریباً ۱۰ درصد است.

حجم تقریبی آبرفت‌های آبخوان شور که با روش منشورهای مثلث‌القائده محاسبه شده حدوداً برابر ۴/۷۵ میلیارد مترمکعب است که با توجه به مقدار تخلخل محاسبه شده با رابطه آرکی کل حجم آب آبخوان حدوداً ۱/۷۵ میلیارد مترمکعب و با توجه به مقدار آبدهی ویژه محاسبه شده، حجم آب قابل استحصال آن حدوداً ۸۵۵ میلیون مترمکعب تخمین زده می‌شود.

منابع

- ۱- درویش زاده، علی، زمین شناسی ایران، نشر دانش امروز، ۱۳۷۰.
- ۲- سازمان زمین شناسی کشور، شرح نقشه چهارگوش خاش، مقیاس 1/250000.
- ۳- سازمان زمین شناسی کشور، نقشه چهارگوش زاهدان، مقیاس 1/250000.
- ۴- طهماسبی‌نژاد، هادی، اکتشاف و ارزیابی منابع آب زیرزمینی دشت شور به روش مقاومت ویژه ژئوالکتریکی، پایان نامه کارشناسی ارشد آب شناسی، گروه زمین شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۳۸۱.

5. G.E. Archie, The Electrical Resistivity Logs as and Aid in Determining some Reservoir characteristics. Petroleum Technology, Technical Report 1422, American Instrument of Mining and Metallurgical Engineering. V. 146 (1942) 54-62.
6. E.R. Atkins, and G.H. Smith, The significance of Particle Shape in Formation Factor-porosity relationships, J. Petrol. Tech., V. 13 (1961) 285-291.
7. J.F. Ayers, Conjunctive use of Geophysical and Geological Data in the Study of an Alluvial Aquifer, Ground water, V. 27, no. 5(1990) 625-632.
8. B.B. Barnez, R.F. Crowin, J.H. Bayer, and T.G. Hildenbrand, Geologic prediction: Developing Tools and Techniques for the Geophysical Identification and Classification of Sea-floor sediments, U. S. Dept. Commerce Publication, NOAA Tech. Rep. ERL224-MMT-C2 (1972) 163.
9. PH.D. Chinch, Electrical Properties of Sedimentary Rocks having Interconnected Water-Saturated pore Spaces, Geophysics, V. 65, NO. 4(2000) 1093-1097.
10. G. Dannowski, and U. Yaramanci, Estimation of Water Content and Porosity Using Combined Radar and Geoelectrical Measurements, European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 4: (1999) 1-13.
11. R.K. Frohlich, and W.E. Kelly, Estimates of Specific Yield with the Geoelectrical Resistivity Method in Glacial Aquifers, J. Hydrol, 97(1988) 33-44.
12. R.K. Frohlich, and C.D. Parke, The Electrical Resistivity of Vadose Zone – Field survey, Groundwater, 27 (4): (1989) 524-530.
13. C. Heigold, Paul, Gilkeson, H. Robert, Cartwright, Keros and Reed, Philip C., Aquifer Transmissivity from Surficial Electrical Methods, Ground Water.V.17, no. 4(1979) 338-345.
14. D. Huntley, Relations Between Permeability and Electrical Resistivity in Granular Aquifers, Ground Water. V. 14, No. 4(1980) 466-474.
15. P.N. Jackson, S.D. Taylor and P.N. Stanford, Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands, Geophysics, V. 43, No. 6(1978) 1250-1268.
16. G.V. Keller, and F.C. Frischknecht, Electrical Methods in Geophysical prospecting, Oxford, Pergamon Press, (1966) 517.

17. M.N. Luis, and R. Luis, Permeability Fields Estimation by Conditional Simulations of Geophysical Data, Conference of Modeling- Coping with Uncertainty, Portugal, Zurich, Switzerland (1999)117- 123.
18. V.A. Shevnin, and N. Modin, IPI7.61, Department of Geophysics, Geological Faculty, Moscow State University, Moscow, 119899, Russia(1996).
19. S.D. Taylor, Acoustic and Electric Techniques for Sea-floor Identification, Proc. Int. Symp.On Engineering Properties of Sea-Floor Soils and their Geophysical Identification, Seattle, Washington(1971) 253- 267.
20. D.K.Todd, Groundwater Hydrology, John Wiley, New York(1995) 650.
21. D.W. Urish, Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial out-wash aquifers, Water Resources Research. V. 17, no. 5(1981) 1401-1408.
22. F.Van Der Leeden, F.L. Troise, and D.K.Todd, The Water Encyclopedia, Chapter 4 - Ground Water: tables of porosity, specific yield, hydraulic conductivity, and permeability for various materials, Lewis Publishers, Inc., Second Edition(1990).
23. D.Windle, and C.P.Wroth, Electrical resistivity method for determining volume changes that occur during a pressurementr test, Proc. Specialty conf. On In-Situ Measurement of Soil Properties, Am. Soc. Civil Engrs., Raleigh N.C., June 1-4(1975) 497- 510.
24. W.O.Winsauer, H.M. Shearin, P.H. Masson, and M.Williams, Resistivity of brine- saturated sands in relation to pore- geometry, Bull. AAPG, v. 36(1952) 253- 277.