تخمین تخلخل و آبدهی ویژه درآبخوان 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 ازتصحیح، داده‌های صحرایی به کمک نرم‌افزار روسی[1] با 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 اسلیت بوده و در برخی نقاط به صورت شیل ظاهر شده است. مقاطع ژئوالکتریک، نقشه‌های هم عمق و هم مقاومت لایه آبدار و سنگ کف ترسیم و با توجه به نقشه هم تراز آب زیرزمینی جهت حرکت آب، ورودی‌ها 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 درغرب 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 درسال‌های 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

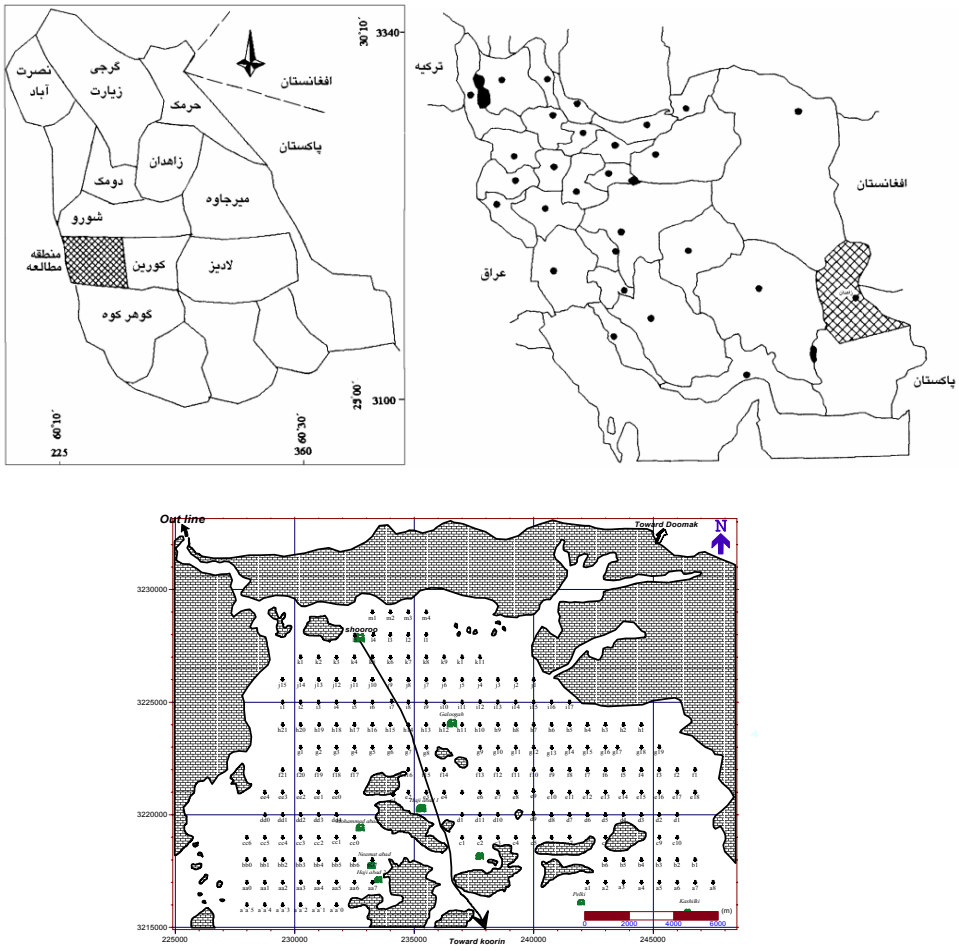
۱-IPI7.61 Shevnin and Modin, 1996

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

حوضه آبریز شورو در جنوب غرب زاهدان، بین شهرهای زاهدان و خاش و در محدوده طول‌های جغرافیایی ٦٠ درجه و ٥ دقیقه تا ٦٠ درجه و ٥٥ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ٢٩ درجه تا ٢٩ درجه و ١٢ 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[٤].

راه ارتباطی دشت شورو با زاهدان، جاده آسفالته زاهدان- خاش است که پس از طی حدود ٤٠ کیلومتراز آن با یک جاده فرعی به طول حدود ٤٠ کیلومتر به طرف غرب می‌توان به این منطقه رسید.

ارتفاع متوسط دشت شورو حدود ١٤٠٠ متر برآورد می‌شود. دشت شورو را تقریباً می‌توان خروجی دشت کورین محسوب کرد، به همین سبب این دو دشت را می‌توان یک واحد هیدرولوژیکی در نظر گرفت که چندین رخنمون با ارتفاع کم این حوضه را به دو دشت کورین و دشت شورو تقسیم کرده است. در شکل١ محدوده این دشت و محل نقاط سونداژ نشان داده شده است.



شکل١- محدوده دشت شورو و سونداژ های برداشت شده در آن[٤]

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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 بازیک (از نوع بازالت) است. زون فلیش به شدت خرد شده و تکتونیکی 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 وکالرد 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 ونقشه 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 معمولا 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 دردشت ظاهر شده‌اند. با توجه به این ارتفاعات پراکنده به نظر می‌رسد ضخامت آبرفت درمنطقه 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 حوزه 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 E۲۳۹۵۰۰ متر قرار دارد، وارد دشت شورو می‌شوند. نوع رسوبات این رودخانه بسیار ریزدانه است ودرصد رس بسیارزیادی دارد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

جهت جریان آب‌های سطحی در اکثر نقاط دشت امتداد شرقی– غربی دارد، ولی در جنوب غرب امتداد آن شمالی - جنوبی می‌شود. همچنین رودخانه اصلی شورو 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 شورو بقیه آن‌ها دارای سیلاب‌های مهمی نیستند.

روش تحقیق

روش‌های ژئوالکتریکی به جهت سادگی، سرعت و ارزانی در مطالعات آب‌زیرزمینی نقش به سزایی داشته و استفاده ازآن‌ها 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 دارسی 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 آب‌زیرزمینی به طور مستقیم از نتایج حاصل از تفسیرداده‌های ژئوالکتریکی به دست می‌آیند. سایر پارامترها نیز به طور 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.]

$$\rho_w = \frac{10^4}{\sigma_w} \qquad (۱)$$

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 جدول۱ مقاومت لایه آبدار در ۳٤ سونداژ ژئوالکتریکی که مقدارهدایت الکتریکی) σ_w (آب در مجاورت آن‌ها اندازه گیری شده است ارائه می‌شود.

۱-Luis and Luis,1999

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

جدول ۱ ـ 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 جدول۱ 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.

$$F = \frac{\rho_{sat}}{\rho_w} \qquad (۲)$$

۱-Archie,1942

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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 اینکه 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، دراین 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 ازجریان الکتریکی ازطریق 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 لابلای حفرات و فضاهای خالی که تخلخل لایه آبدار را تشکیل می‌دهد، نقش اساسی در مقاومت الکتریکی لایه آبدار و درنتیجه 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

$$F = \Phi^{-m} \qquad (۳)$$

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 ٤ بیان کردند.

$$F = a\,\Phi^{-m} \qquad (٤)$$

که در آن a ضریب هندسی فضای خالی سنگ است. بررسی تاریخچه تعیین ضریب a نشان می‌دهد که این ضریب درسنگ‌های با تخلخل بین دانه‌ای کم‌تراز یک و در سنگ‌های با تخلخل درزه‌ای و کربنات‌ها بزرگ‌تر و مساوی یک(کلر و فریشنخت[٤]) و در بیش‌تر رسوبات آبرفتی سخت نشده برابر یک (اتکینز و اسمیت[٥]) 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
٤-Keller and Frischknecht,1966 ٥-Atkins and Smith, 1961

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

مقدار m برای هرنمونه متفاوت بوده و در هر منطقه به صورت تجربی در نظرگرفته می‌شود. آرکی این مقدار را برای ماسه‌های طبیعی برابر ۱/٦ محاسبه کرد. آیرز[۱] معادله آرکی را با در نظرگرفتن m=۱/۳ برای ماسه‌های سخت نشده به کار برده و تخلخل بین ۰/۲۷ تا ۰/٤۳ 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 کم‌تراز ۰/٦ است معادله ٥؛ و دیگری برای موادچسبنده نظیر رس‌ها وقتی تخلخل بیش‌تراز ۰/٦ است، معادله ٦.

$$F = \Phi^{-1.5} \qquad (٥)$$

$$F = \Phi^{-2.0} \qquad (٦)$$

بارنز و همکاران[۳] برای ماسه کوارتزی و دولومیتی مقدارm را ۱/٤ و ۱/٦ به دست آورده‌اند. ویندل و ورث[٤] این مقدار را برای دو نمونه طبیعی ماسه کوارتزی برابر ۱/٥۲ و ۱/٥۸عنوان کردند. جکسون و همکاران[٥] 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 ۱/۲ و برای نمونه‌های طبیعی ماسه بین ۱/٤ تا ۱/٦ به دست آمد. هیگلد وهمکاران[٦] برای مواد متخلخل سخت نشده با آرایش دانه بندی با جورشدگی ضعیف نمای m را برابر۱/۳ 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 مقدارآن بین ۱/۳ تا ۱/٥ متفاوت است. آن‌ها برای ماسه‌های سخت نشده این مقدار را بین ۱/۳ تا ۱/٥ درنظرگرفته و با ترکیب روش ژئوالکتریک و رادار، میزان تخلخل و مقدارآب 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 ۱/۳ و ٤ در نظر گرفته است.

همان طور که مشاهده می‌گردد تقریباً تمامی مقادیری که برای m درنظر گرفته می‌شود به دو معادله تیلور[۹] معادلات ٥ و ٦ نزدیک هستند. به همین دلیل در این تحقیق از معادلات مذکور استفاده شده است.

تخمین میزان تخلخل آبخوان شورو

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 شورو از

۱-Ayers, 1989 ۲-Taylor, 1971 ۳-Barnes *et al*, 1972 ٤-Windle and Wroth, 1975
٥-Jackson *et al*, 1978 ٦-Hiegold *et al,* 1980 ۷-Dannowski *et al,* 1999
۸-Chinch, 2000 ۹-Taylor, 1971

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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 ۱/۵ در نظر گرفت. با در نظر گرفتن مقدار m= ۱/۵ بر اساس معادله ۳ تخلخل لایه آبدار در این نقاط محاسبه شده است.

مقدار متوسط تخلخل در کل دشت شورو 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 فرولیخ و کلی[۱] (۱۹۸۷) برگرفته شده از معادله آرکی به دست آورد.

$$S_y=\left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}}\right)^{\frac{1}{m}}\left[1-\left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{unsat}}\right)^{\frac{1}{n}}\right] \qquad (۷)$$

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

مقادیرm 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 ۱/۵ و n را برابر ۲ فرض کردند. فرولیخ وپارک[۳] (۱۹۸۹) برای تخمین مقدارn، مقادیر مقاومت عرضی زون غیر اشباع (حاصلضرب ضخامت زون غیر اشباع در مقاومت الکتریکی آن) را درمقابل 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 ۱/۹۵ به دست آوردند.

دانوفسکی و یارامانچی[۴] (۱۹۹۹) مقدارn را بین ۱/٤ تا ۲/۲ ارائه کرده ولی بیان می‌کنند که در عمل، اغلب آن‌را برابر۲ درنظر می‌گیرند. فرولیخ و کلی(۱۹۸۸) مقدار m و n را برای یک سفره یخچالی با جنس ماسه سخت نشده به ترتیب برابر۱/۵ و۲ 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 وهمکاران[۵] (۱۹۹۰) براساس تخلخل و ارائه کرده‌اند مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که مقادیر آبدهی

۱-Frohlich and Kelly ۲-Keller and Frischknecht ۳-Frohlich and parke
٤-Dannowski and Yaramanci ٥-Van Der Leeden et al, 1990

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

ویژه اندازمگیری شده به روش ژئوالکتریک با مقادیرحاصل ازجدول‌های فان درلیدن 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 پارامترهایm و n با توجه به توضیحات داده شده به ترتیب برابر۱/۵ و۲ در نظر گرفته شده است. دراین صورت مقدار آبدهی ویژه دشت شورو با استفاده از معادله ۷ و مقادیر مقاومت الکتریکی آب و لایه آبدار و آبرفت خشک که در جدول ۱ ارائه گردیده است، محاسبه می‌شود که این مقدار برای کل دشت ۱۸ درصد، شرق دشت ۲۵ درصد و غرب آن برابر ۱۰ 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 آبدارحاصل از تفسیر سوندژهای ژئوالکتریکی، مختصات طول و عرض جغرافیایی این سوندژها، و با بهرهگیری از روش ایجاد منشورهای مثلث‌القاعده و جمع کردن هر کدام با یکدیگر، حجم تقریبی آبخوان شورو در زمان برداشت سوندژهای صحرایی محاسبه گردیده که حدوداً برابر ٤/۷۵ میلیارد مترمکعب برآورد شده است. این مقدار شامل حجم رسوبات تشکیل دهنده لایه اشباع و آب بین‌منفذی است.

مقدار تخلخل آبخوان شورو با استفاده ازروش‌های ژئوالکتریک، ۰/۳۷ و آبدهی ویژه آن، ۰/۱۸ محاسبه شده و با منظورکردن این اعداد حجم کل آبی که بین حفره‌ها قرارگرفته برابر۱/۷۵ میلیارد مترمکعب و کل حجم آب قابل استحصال در آبخوان شورو حدوداً برابر ۸۵۵ میلیون مترمکعب تخمین زده می‌شود.

نتیجه گیری

با استفاده از اطلاعات حاصل از برداشت‌های ژئوالکتریک در دشت شورو[٤]، 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.

۱-Todd, 1980

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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 شورو) 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 شورو 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 شورو 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 شورو به صورت تقریبی در کل دشت حدوداً ۱۸ درصد، در شرق در حدود ۲۵ درصد و درغرب آن تقریباً ۱۰ درصد است.

حجم تقریبی آبرفت‌های آبخوان شورو که با روش منشورهای مثلث‌القائده محاسبه شده حدوداً برابر ٤/۷۵ 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 $\frac{1}{250000}$.

۳- سازمان زمین شناسی کشور، نقشه چهارگوش زاهدان، مقیاس $\frac{1}{250000}$.

٤- طهماسبی‌نژاد، هادی، اکتشاف و ارزیابی منابع آب زیرزمینی دشت شورو به روش مقاومت ویژه ژئوالکتریکی، پایان نامه کارشناسی ارشد آب شناسی، گروه زمین شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۳۸۱.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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 relation-ships 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.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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 permeabi-lity 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.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]