

برآورد ابعاد فرکتالی خاک‌های آهکی با استفاده از داده‌های بافت خاک

حسن مظفری و سید علی اکبر موسوی¹

دانشجوی دکتری، بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران؛ hasanmozaffari69@gmail.com

دانشیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران؛ aamousavi@gmail.com

دریافت: 99/2/6 و پذیرش: 99/7/15

چکیده

مدل‌های فرکتالی جرم-پایه، به‌وفور در کمی کردن منحنی توزیع اندازه ذرات خاک مورد استفاده قرار گرفته‌اند. از آنجا که بعد فرکتالی قابلیت‌های زیادی در برآورد ویژگی‌های مختلف خاک دارد، این پژوهش با هدف تعیین مناسب‌ترین گروه اندازه‌های ذرات اولیه برای برآورد بعد فرکتالی خاک انجام شد. نمونه‌برداری از 186 نقطه از برخی خاک‌های آهکی جنوب ایران واقع در استان فارس انجام شد. اندازه‌گیری توزیع اندازه ذرات خاک با ترکیب روش ال‌ک‌تر و روش تغییر یافته هیدرومتر انجام شد. ابعاد فرکتالی به سه روش تیلر و ویت‌کرافت (D_T)، سپاسخواه و تافته (D_S) و کراوچنکو و ژانگ (D_K) محاسبه شد. سپس روابط رگرسیونی بین D_K و D_T و مقادیر فراوانی گروه‌های مختلف اندازه‌ی ذرات اولیه خاک برقرار شد. نتایج نشان داد که ارتباط رگرسیونی (درجه 2) بین D_K و D_T بسیار قوی (با ضریب تعیین 1) بود. همچنین ارتباط رگرسیونی (خطی) (D_S با D_T و D_K نیز قوی بود. نتایج همچنین مشخص کرد که میانگین D_K و D_S به ترتیب به‌طور معنی‌داری بیشتر و کمتر از میانگین D_T بود. با ریزتر شدن اندازه ذرات، دقت روابط رگرسیونی بین درصد اندازه ذرات کوچکتر از یک قطر مشخص با ابعاد فرکتالی (D_K و D_T) خاک بیشتر شد تا جایی که در ارتباط لگاریتمی بین ابعاد فرکتالی با درصد رس، حداکثر مقدار دقت مشاهده شد. آماره‌های ضریب تعیین داده‌های آموزش، ضریب تعیین داده‌های آزمون، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (درصد) و ضریب نش-ساتکلیف برای مدل لگاریتمی بین مقدار رس و D_T به ترتیب برابر 0/99، 0/98، 0/99، 0/6 و 0/95 و همچنین برای مدل لگاریتمی با D_K به ترتیب برابر 0/98، 0/99، 0/25 و 0/94 بودند که بیانگر ارتباط بسیار قوی مقدار رس با ابعاد فرکتالی است. بنابراین با داشتن مقدار رس می‌توان با روابط بسیار ساده، مقادیر ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت و کراوچنکو و ژانگ را در محدوده وسیعی از خاک‌های آهکی با ترکیبات مکانیکی مختلف محاسبه کرد و از این ابعاد فرکتالی برای تخمین ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و به‌ویژه هیدرولیکی خاک‌های آهکی که در بسیاری از موارد اندازه‌گیری آنها مشکل‌هزینه‌بر، و وقت‌گیر است استفاده کرد. لازم به ذکر است که روابط ارائه شده زمانی معتبر می‌باشند که توزیع اندازه ذرات اولیه خاک با روش ارائه شده در پژوهش حاضر تعیین شده باشد و در غیر این صورت روابط مزبور بایستی آزمون و اعتبارسنجی شوند.

واژه‌های کلیدی: بعد فرکتالی، توزیع اندازه ذرات، روش تیلر و ویت‌کرافت، روش سپاسخواه و تافته، روش کراوچنکو و

ژانگ

¹ نویسنده مسئول، آدرس: شیراز، باجگاه، دانشکده کشاورزی - دانشگاه شیراز، بخش علوم خاک

مقدمه

های اندازه‌ای ذرات مانند شن، سیلت و رس گزارش شده است. به‌عنوان نمونه در پژوهشی همبستگی لگاریتمی بین مقدار رس و بعد فرکتالی گزارش شده است (قنبریان علویچه و میلان، 2009). در پژوهشی دیگر در خاک‌های با مواد مادری آبرفتی، گچی و آهکی استان گیلان واقع در شمال ایران گزارش شده است که بین بعد فرکتال و مقدار شن و سیلت خاک ارتباط خوب و مناسبی وجود ندارد (هرچند ارتباط بین بعد فرکتال و مقدار شن قوی‌تر از این ارتباط با سیلت بود)، درحالی‌که ارتباط مناسبی بین بعد فرکتال و درصد رس وجود دارد (اسماعیل نژاد و همکاران، 1393). همچنین در خاک‌های با مواد مادری آبرفتی (ارساهین و همکاران، 2006) و در خاک‌های اولتی سولز جنوب چین (دنگ و همکاران، 2017) ارتباط بین بعد فرکتال و درصد رس بسیار قوی‌تر از این ارتباط با درصد شن و سیلت گزارش شده است. براساس گزارش آنان همبستگی بین بعد فرکتال و درصد رس مثبت و با درصد شن و سیلت منفی بود. در پژوهشی دیگر نیز در خاک زمین‌های قهوه‌ای کوهستانی در چین گزارش شده است که مقادیر سیلت و رس ارتباط مثبتی با بعد فرکتال دارند درحالی‌که بعد فرکتال با مقدار شن همبستگی منفی دارد (لی و همکاران، 2018). همچنین در خاک‌های با مقدار آهک نسبتاً کم (کمتر از 20 درصد) ارتباط بین بعد فرکتال و مقدار رس به‌صورت یک رابطه درجه دو و مثبت بیان شده است (گونال و همکاران، 2011).

از آنجاکه بعد فرکتالی اندازه ذرات اولیه خاک استفاده و قابلیت‌های بسیار زیادی در برآورد ویژگی‌های دیریافت خاک از جمله ویژگی‌های هیدرولیکی، فیزیکی و شیمیایی خاک دارد و از طرفی تعیین منحنی توزیع اندازه ذرات خاک کاری نسبتاً زمان‌بر و طولانی است بنابراین این پژوهش با هدف تعیین اینکه کدام یک از گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک مناسب‌ترین ارتباط را با بعد فرکتال اندازه ذرات اولیه در خاک‌های آهکی دارد، انجام شد.

بعد فرکتالی اندازه ذرات خاک معیاری است از ویژگی فضا پرکنی یک توده پراکنده، ناصافی یک سطح و یا کج و معوج بودن یک خط و غالباً به فرایندهای ایجادکننده جسم فرکتالی مربوط است (یزدانی و همکاران، 2012). توابع توانی به‌ویژه مدل‌های فرکتالی جرم-پایه، به‌وفور در توصیف و کمی کردن منحنی توزیع اندازه ذرات خاک مورد استفاده قرار گرفته‌اند. با فرض یکسان بودن چگالی ذرات در تمام بخش‌های اندازه‌ای، نسبت جرم تجمعی ذرات به قطر آنها را بعد فرکتالی (D) اندازه ذرات می‌نامند (تیلر و ویت‌کرافت، 1992). بنابراین با مشخص بودن توزیع اندازه ذرات اولیه خاک می‌توان بعد فرکتالی اندازه ذرات خاک را محاسبه کرد. مدل‌های گوناگونی برای اندازه‌گیری و تعیین دقیق بعد فرکتالی اندازه ذرات اولیه خاک توسعه یافته‌اند. از معروف‌ترین این مدل‌ها می‌توان به مدل‌های تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) اشاره کرد.

خاک یک پدیده فرکتالی است و نتایج گزارش شده توسط خاک‌شناسان، حاکی از قابلیت و پتانسیل نظریه فرکتال در تبیین و مدل‌سازی ساختار خاک و درک و تخمین فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی آن است (ریو و اسپوزیتو، 1991؛ فیلگوئرا و همکاران، 1999؛ سپاسخواه و همکاران، 2000؛ پیرمادیان و همکاران، 2005). مطالعات زیادی در ارتباط با برآورد ویژگی‌های حاکی با استفاده از ابعاد فرکتالی انجام شده است. از جمله این مطالعات می‌توان به قابلیت بعد فرکتالی خاک در برآورد برخی ویژگی‌های دیریافت خاک مانند هدایت هیدرولیکی اشباع (یزدانی و همکاران، 1391؛ قهرمان و خشنود یزدی، 2012) و غیر اشباع (زو و دانگ، 2004؛ زو، 2004؛ صادقی و همکاران، 1390؛ هانت و همکاران، 2013. آلفارو سوتو و همکاران، 2017؛ ژو و همکاران، 2019)، منحنی مشخصه آب خاک (هوانگ و ژانگ، 2005؛ هانت و همکاران، 2013؛ ژو و همکاران، 2019)، مقدار رطوبت در نقطه پژمردگی دائم (قنبریان علویچه و میلان، 2009)، مقدار رطوبت خاک در مکش‌های مختلف (استواری و بیگی هرچگانی، 1392)، سطح ویژه خاک (ارساهین و همکاران، 2006؛ سپاسخواه و تافته، 2013، اسماعیل نژاد و همکاران، 1393) اشاره کرد.

تعیین بعد فرکتالی اندازه ذرات اولیه خاک نیاز به منحنی توزیع اندازه ذرات اولیه خاک (PSD) دارد. از آنجایی‌که تعیین این منحنی وقت‌گیر و مشکل است بنابراین در برخی از پژوهش‌ها ارتباط و همبستگی بین بعد فرکتالی اندازه ذرات اولیه خاک و برخی از بخش

جدول 1- مختصات نقاط نمونه برداری (UTM) و فراوانی ذرات شن، سیلت و رس در هریک از نمونه های خاک

شماره	طول جغرافیایی †	عرض جغرافیایی	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)	شماره	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)	شماره	طول جغرافیایی †	عرض جغرافیایی	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)
1	653243	3289708	18.8	53.8	27.4	32	612923	3362102	12.0	54.6	33.4	63	709620	3339017	60.5	30.4	9.1
2	653238	3289713	19.8	53.8	26.4	33	653240	3289705	19.6	55.0	25.4	64	621654	3351075	20.1	65.4	14.4
3	653232	3289718	19.8	54.8	25.4	34	653234	3289711	25.2	51.4	23.4	65	622662	3347742	21.6	63.9	14.5
4	653225	3289724	19.6	56.2	24.2	35	653229	3289715	20.8	54.5	24.7	66	623965	3345966	28.6	53.9	17.5
5	653217	3289733	17.4	59.2	23.4	36	653222	3289718	20.0	55.8	24.2	67	627271	3343519	60.5	24.8	14.7
6	621615	3357876	32.4	48.6	19.0	37	653209	3289730	18.6	57.0	24.4	68	654016	3290004	5.6	60.9	33.5
7	621428	3357144	19.0	45.9	35.1	38	653235	3289698	21.0	51.6	27.4	69	654036	3289990	5.3	61.7	33.0
8	621131	3356387	25.4	50.1	24.5	39	792833	3135967	15.7	63.7	20.5	70	654054	3289977	6.2	60.3	33.5
9	620300	3357620	20.6	47.5	31.9	40	628713	3302089	26.5	47.8	25.8	71	654071	3289966	5.1	61.4	33.5
10	619131	3357553	22.1	44.2	33.6	41	695259	3312770	13.0	60.3	26.6	72	654089	3289954	5.8	60.3	33.8
11	616589	3358899	14.1	42.1	43.8	42	637899	3252465	65.9	27.6	6.5	73	654008	3289993	4.9	61.7	33.5
12	654025	3290021	4.1	61.9	34.0	43	621824	3115631	81.7	14.3	4.0	74	617816	3354906	9.8	48.5	41.7
13	654048	3290006	4.7	62.3	33.0	44	612483	3363347	17.6	45.0	37.3	75	618329	3353493	22.0	46.2	31.8
14	654067	3289992	4.6	62.4	33.0	45	611662	3362812	44.1	32.2	23.7	76	618779	3353920	19.5	43.1	37.3
15	654085	3289978	5.7	62.5	31.8	46	611989	3359647	32.0	38.4	29.6	77	619396	3354549	16.2	47.1	36.7
16	654104	3289965	5.1	62.4	32.5	47	611418	3362037	15.3	47.8	36.8	78	620131	3353624	10.3	46.9	42.8
17	617385	3357344	21.2	41.2	37.6	48	611967	3360419	21.4	40.2	38.5	79	625392	3346848	18.3	42.8	38.9
18	618444	3356213	8.4	45.8	45.9	49	653466	3290104	3.9	54.0	42.1	80	653230	3289703	20.6	54.0	25.4
19	619636	3355292	11.4	44.9	43.7	50	653476	3290097	3.4	53.8	42.8	81	653224	3289708	24.0	50.9	25.1
20	617950	3358231	6.5	50.2	43.3	51	653486	3290089	4.0	57.0	39.0	82	653214	3289716	22.4	54.2	23.4
21	618430	3359011	23.4	46.6	30.0	52	653495	3290084	3.8	53.8	42.4	83	653205	3289725	24.2	49.6	26.2
22	616544	3359964	20.4	43.0	36.6	53	653499	3290073	4.1	60.8	35.1	84	627248	3344178	42.6	41.7	15.7
23	653477	3290114	3.4	58.9	37.7	54	653454	3290091	4.6	57.4	38.0	85	632997	3301828	65.2	24.7	10.0
24	653485	3290106	3.9	55.4	40.7	55	615250	3356060	12.2	46.1	41.7	86	604677	3331432	34.2	49.6	16.2
25	653494	3290099	4.0	55.6	40.4	56	613325	3358234	14.6	49.7	35.6	87	630939	3278173	29.9	57.0	13.1
26	653504	3290094	3.5	56.8	39.7	57	613770	3356389	35.4	42.4	22.2	88	594794	3280839	19.9	63.2	16.9
27	653513	3290085	3.6	58.4	38.0	58	614928	3355678	25.1	46.6	28.3	89	670211	3276026	22.1	58.3	19.6
28	619559	3356460	21.7	48.7	29.5	59	616086	3354504	22.6	42.9	34.5	90	707585	3270407	40.5	45.3	14.2
29	615293	3360491	13.6	48.8	37.6	60	614586	3358966	16.6	45.6	37.8	91	653464	3290083	3.5	52.7	43.8
30	614327	3361177	14.5	43.6	41.8	61	615711	3357095	10.8	48.1	41.2	92	653473	3290075	3.8	58.2	38.0
31	613414	3362913	27.1	45.4	27.6	62	622871	3115758	71.3	22.1	6.6	93	653480	3290068	4.0	54.2	41.8

†: نمونه خاک های 1 تا 175 در زون R 39 و نمونه خاک های 176 تا 186 در زون R 40 قرار داشتند. همچنین تمامی طول های جغرافیایی در نیمکره شرقی و تمامی عرض های جغرافیایی در نیمکره شمالی قرار داشتند.

جدول 1- ادامه

شماره	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	شِن (%)	سیلت (%)	رس (%)	شماره	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	شِن (%)	سیلت (%)	رس (%)	شماره	طول جغرافیایی [†]	عرض جغرافیایی	شِن (%)	سیلت (%)	رس (%)
156	772758	3148064	17.8	74.1	8.2	125	654018	3289970	4.9	60.6	34.5	94	653490	3290062	4.6	52.2	43.2
157	689279	3314363	10.5	73.8	15.7	126	625513	3352011	16.2	43.2	40.6	95	653445	3290082	4.1	54.7	41.2
158	711655	3297633	21.1	70.9	8.1	127	625603	3351135	8.1	53.0	38.8	96	653456	3290072	3.6	55.7	40.7
159	728140	3306783	16.1	63.0	20.9	128	626340	3350940	20.1	40.3	39.6	97	625373	3347685	11.9	46.6	41.5
160	650185	3293085	25.8	57.3	16.9	129	626196	3349851	18.0	46.2	35.8	98	624024	3348878	20.6	43.6	35.8
161	654205	3290584	23.3	58.1	18.7	130	628112	3349826	20.8	42.4	36.8	99	623212	3351453	24.7	47.3	28.0
162	653229	3289683	17.0	56.3	26.7	131	627114	3349820	16.0	48.3	35.7	100	622578	3352818	11.7	50.1	38.2
163	653223	3289688	14.6	58.7	26.7	132	628523	3347830	13.2	47.0	39.8	101	620805	3351530	9.4	48.8	41.8
164	653212	3289694	17.6	54.2	28.2	133	653464	3290065	3.9	56.7	39.4	102	620271	3352533	13.6	43.6	42.8
165	653204	3289700	15.4	55.9	28.7	134	653471	3290059	3.9	58.1	38.0	103	622725	3349595	21.7	42.8	35.5
166	653193	3289711	16.8	58.5	24.7	135	653478	3290051	3.6	58.4	38.0	104	621932	3353068	15.2	48.3	36.5
167	790582	3121799	15.5	71.9	12.6	136	653429	3290074	3.8	60.2	36.0	105	621111	3353994	20.9	40.5	38.7
168	779387	3116621	2.8	91.0	6.2	137	653445	3290064	4.1	58.2	37.7	106	620653	3354383	14.0	51.4	34.6
169	747276	3119253	37.0	47.7	15.3	138	658874	3261023	21.5	56.3	22.2	107	621321	3355097	3.8	39.4	56.8
170	680630	3245178	16.4	57.5	26.1	139	680450	3226093	38.6	53.2	8.2	108	621811	3355555	9.2	45.0	45.8
171	711523	3240882	21.3	60.1	18.7	140	728256	3195894	25.7	57.1	17.2	109	653232	3289691	16.6	55.0	28.4
172	695878	3240926	4.4	90.6	5.0	141	793982	3075218	30.9	61.7	7.4	110	653227	3289695	18.2	52.4	29.4
173	669134	3300738	15.6	77.2	7.2	142	793355	3129034	76.8	13.6	9.6	111	653221	3289699	19.8	52.8	27.4
174	691042	3320626	8.8	73.9	17.4	143	654036	3289956	4.9	61.6	33.5	112	653211	3289707	21.0	54.8	24.2
175	690312	3333971	6.7	87.1	6.2	144	654054	3289944	5.4	63.0	31.6	113	653199	3289719	19.6	55.2	25.2
176	213829	3122071	17.4	66.9	15.7	145	654073	3289931	6.5	60.7	32.8	114	622398	3355996	7.0	46.2	46.8
177	250017	3140828	74.0	19.3	6.6	146	653993	3289965	5.4	60.8	33.8	115	622402	3357102	7.8	46.6	45.6
178	246274	3079101	13.1	73.4	13.5	147	654008	3289954	4.0	64.0	32.0	116	622881	3356694	5.6	43.7	50.7
179	223868	3062265	21.4	72.1	6.5	148	654026	3289939	4.0	61.5	34.5	117	623370	3353861	19.3	44.0	36.6
180	235597	3063316	8.3	86.1	5.6	149	653454	3290056	3.7	60.3	36.0	118	624212	3353232	12.4	45.4	42.2
181	245018	3065111	9.2	77.6	13.2	150	653463	3290048	3.8	56.5	39.7	119	625481	3352672	16.6	47.1	36.3
182	267624	3061545	67.7	23.2	9.1	151	653472	3290043	4.2	54.1	41.7	120	654029	3289981	5.3	61.9	32.8
183	241987	3092134	33.0	53.4	13.6	152	654043	3289928	4.3	62.2	33.5	121	654049	3289967	5.0	62.0	33.0
184	213343	3140706	7.5	71.8	20.7	153	654064	3289916	4.7	62.3	33.0	122	654066	3289953	5.3	60.7	34.0
185	235713	3154032	56.4	33.3	10.3	154	668728	3301410	33.4	60.2	6.5	123	654089	3289937	6.1	60.1	33.8
186	218631	3105269	14.6	76.5	8.9	155	791903	3125663	18.7	62.7	18.6	124	654001	3289981	5.6	59.5	34.9

†: نمونه خاک‌های 1 تا 175 در زون R 39 و نمونه خاک‌های 176 تا 186 در زون R 40 قرار داشتند. همچنین تمامی طول‌های جغرافیایی در نیمکره شرقی و تمامی عرض‌های جغرافیایی در نیمکره شمالی قرار

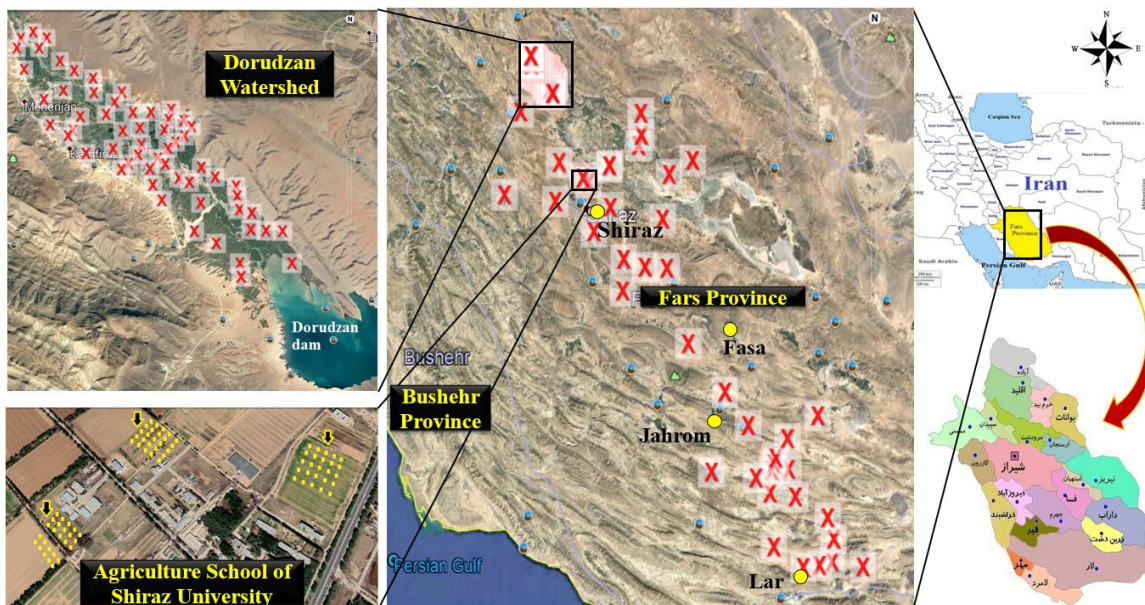
داشتند.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و نمونه‌برداری

(که در این پژوهش از نزدیکی آن‌ها نمونه‌برداری انجام شده است) شامل حوزه آبخیز سد درودزن و شهرستان‌های ارسنجان، خرامه، مرودشت، سعادت شهر، شیراز، سپیدان، کازرون، سروستان، خفر، جهرم، جویم، لار، گراش و اوز بودند. وجود تنوع خاکی برای تخمین ویژگی‌های خاک، بسیار حائز اهمیت است. بنابراین سعی شد که از خاک‌های با دانه‌بندی و واحدهای فیزیوگرافی مختلف، نمونه‌برداری انجام شود. فاصله تقریبی شمالی-ترین نقطه تا جنوبی‌ترین نقطه نمونه‌برداری 500 کیلومتر بود (شکل 1). مختصات جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری شده به همراه مقادیر درصد ذرات اولیه (شن، سیلت و رس) در جدول 1 نشان داده شده است.

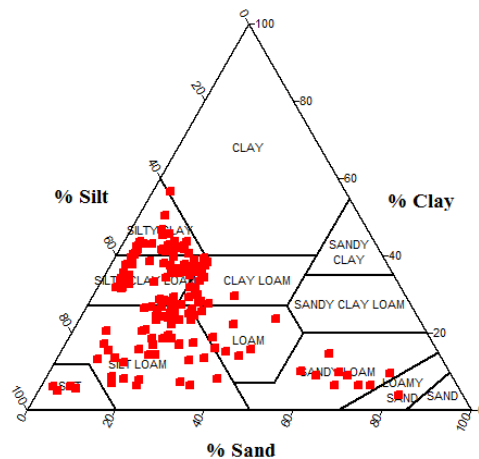
این پژوهش با نمونه‌برداری از برخی خاک‌های آهکی جنوب ایران واقع در استان فارس در 186 نقطه از عمق صفر تا 10 سانتی‌متر انجام شد. استان فارس با وسعت تقریبی 13/2 میلیون هکتار و محدوده میانگین بارش سالانه 50 تا 1000 میلی‌متر در قسمت جنوبی و جنوب غربی ایران (50 درجه و 30 دقیقه تا 55 درجه و 38 دقیقه شرقی و 27 درجه و 3 دقیقه تا 31 درجه و 42 دقیقه شمالی) قرار گرفته است. همچنین ارتفاع استان فارس از سطح دریا از 50 متر در قسمت جنوبی آن تا 4000 متر در قسمت شمالی آن متغیر است (خرمالی و ابطحی، 2003). برخی از مناطق و شهرهای مورد مطالعه



شکل 1- منطقه مورد مطالعه و نقاط نمونه‌برداری در نقشه استان فارس

(Survey Staff, 2014). خاک‌های مناطق مورد مطالعه به-طور عمده اینسپتی‌سولز (145 نمونه خاک یا 78/7 درصد از کل نمونه‌های برداشته شده)، انتی‌سولز (23 نمونه خاک یا 12/2 درصد از کل نمونه‌های برداشته شده) و اریدی-سولز (17 نمونه خاک یا 9/1 درصد از کل نمونه‌های برداشته شده) می‌باشند (سازمان منابع طبیعی و جنگل-داری استان فارس، 1389؛ خرمالی و ابطحی، 2003؛ هاشمی و همکاران، 1393؛ استواری و همکاران، 2020).

تغییرات کلاس بافت خاک (8 کلاس) براساس طبقه‌بندی USDA در شکل 2 نشان داده شده است. مقدار آهک (کربنات کلسیم معادل) در نمونه خاک‌های مورد مطالعه از مقدار 15/3 تا 65/5 درصد متغیر بود (جدول 2). بنابراین به‌طور کلی خاک‌های مناطق مورد مطالعه بیش از 5 درصد وزنی کربنات کلسیم معادل داشته و جزء خاک‌های آهکی محسوب می‌شوند (Soil Survey Staff, 2014). براساس سیستم طبقه‌بندی خاک آمریکا (Soil



Diameter (μm)	USDA Classification
2000	very coarse
1000	coarse
500	medium
250	fine
100	very fine
50	Silt
2	Clay

شکل 2- پراکنش کلاس بافت خاک‌های مورد مطالعه در مثلث بافت و تقسیم‌بندی اندازه ذرات اولیه بر اساس طبقه‌بندی USDA

لیتری تعیین بافت خاک منتقل و با آب مقطر به حجم یک لیتر رسانده شد. پس از وارونه کردن کامل استوانه یک لیتری دارای تعلیق آب، محلول پراکنش و خاک به تعداد 20 بار، جرم ذرات موجود در استوانه در هر بخش اندازه-ای به روش ته‌نشینی و با استفاده از هیدرومتر مدل H152 (بایکاس، 1962) اندازه‌گیری و محاسبه شد. قرائت هیدرومتر در زمان‌های 2، 5 و 10 دقیقه، 1، 3، 6 و 24 ساعت به‌همراه اندازه‌گیری دما انجام شد. با در نظر گرفتن متوسط عمق مؤثر فروری هیدرومتر برابر با 10/5 سانتی-متر، به‌ترتیب در هر یک از زمان‌های ذکر شده چگالی تعلیق و به‌تبع آن جرم ذرات کوچک‌تر از قطرهای 29، 19، 13، 5/2، 3، 2 و 1/07 میکرومتر به‌دست می‌آید. به-دلیل لزوم ثابت نگاه‌داشتن زمان‌های مشخص برای قرائت هیدرومتر در تمام نمونه‌های خاک مقدار 10/5 سانتی‌متر به‌عنوان متوسط عمق ته‌نشینی ذرات در تعلیق انتخاب شد تا برای تمام نمونه‌های خاک در زمان‌های مشخصی عدد هیدرومتر قرائت شود. همچنین در بررسی‌های اولیه انجام شده مشخص شد که عمق ته‌نشینی ذرات براساس رابطه ارائه شده توسط جی و بادر (1982) برای 95 درصد داده-ها به‌طور متوسط برابر با 10/5 سانتی‌متر بود. سرانجام قرائت‌های تصحیح شده هیدرومتر نیز به‌صورت زیر به درصد اندازه ذرات اولیه خاک تبدیل شدند (برگرفته از جی و بادر 1986 و بایکاس، 1962):

$$R_c = R_r - C + 0.36 (T - 20) \quad (1)$$

$$P_{<d} = \left(\frac{R_{c-d}}{M_s} \right) \times 100 \quad (2)$$

تعیین توزیع اندازه ذرات اولیه خاک

در این پژوهش توزیع اندازه ذرات اولیه خاک با استفاده از ترکیب دو روش مکانیکی (الک تر) و ته-نشینی (هیدرومتر) اندازه‌گیری شد. برای این منظور خاک-های هوا خشک شده، از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. 50 گرم خاک از هر نمونه به‌دقت وزن و در ارلن-های مخصوص تعیین بافت خاک ریخته شد. حذف مواد آلی در نمونه‌هایی که بیش از دو درصد ماده آلی داشتند با استفاده از محلول 30 درصد آب اکسیژنه (H_2O_2) انجام شد. سپس هرکدام از نمونه‌های خاک (به جرم 50 گرم) با محلول پراکنش کلگان (هگزا متا فسفات سدیم 5%) تیمار شدند. پس از به‌هم زدن نمونه‌ها با تکان‌دهنده برقی به‌مدت 5 دقیقه، نمونه‌های خاک روی سری الک‌های با قطر سوراخ 1000، 500، 150 و 50 میکرومتر و زیر الکی به‌ترتیب از بالا به پایین ریخته شدند و با آب شسته شدند. مزیت عبور خاک‌ها قبل از قرائت غلظت توسط هیدرومتر روی سری الک‌ها این است که هنگامی که ذرات خاک با فشار آب از سوراخ‌های الک عبور داده می‌شوند به پراکنده شدن بیشتر ذرات خاک از یکدیگر و افزایش دقت آزمایش کمک می‌کند. ذرات باقیمانده روی هر الک با آب مقطر به ظرف‌های فلزی (که از قبل توزین و شماره-گذاری شده بودند) منتقل شدند. سپس ظرف‌های فلزی محتوی ذرات خاک و آب در آن در دمای 105 درجه سانتی‌گراد به‌مدت 24 ساعت خشک شدند تا جرم ذرات خاک در هر یک از بخش‌های اندازه‌ای مذکور (ذرات باقیمانده روی هر الک) به‌طور جداگانه تعیین شود. سپس تعلیق آب، محلول پراکنش و خاک عبور کرده از سری الک‌ها (که در زیر الکی جمع شده بودند) به استوانه یک

کوچک‌تر از یک اندازه معین بیان کردند. آنان رابطه توانی را بر مبنای جرم نرمال شده ذرات کوچک‌تر از یک اندازه معین به شکل زیر ارائه نمودند:

$$\frac{M_{<d}}{M_T} = \left(\frac{d}{d_{\max}} \right)^{3-D_T} \quad (5)$$

که در آن $M_{<d}$ و M_T به ترتیب جرم تجمعی ذرات کوچک‌تر از قطر معین d و جرم کل نمونه خاک (W) ، $\frac{M_{<d}}{M_T}$ نسبت نرمال شده جرم در هر بخش اندازه-ای، d_{\max} قطر بزرگترین ذرات در نمونه مورد آزمایش (L) و D_T مقدار بعد فرکتالی تیلر و ویت کرافت (1992) می‌باشد. اگر از طرفین رابطه (5) لگاریتم طبیعی گرفته شود این رابطه به صورت تابع خطی زیر در می‌آید:

$$\ln \left(\frac{M_{<d}}{M_T} \right) = (3 - D_T) \cdot \ln(d) - a \quad (6)$$

$$a = (3 - D_T) \cdot \ln(d_{\max}) \quad (7)$$

که a برای هر خاک مقدار ثابتی می‌باشد. داده‌های جرم در قرائت‌های هیدرومتر به صورت درصد تجمعی جرم ذرات کوچک‌تر از یک اندازه معین به دست آمدند. لگاریتم طبیعی مقادیر نسبت نرمال شده جرم ذرات هر نمونه خاک در مقابل لگاریتم طبیعی قطر ذرات ترسیم شدند و ضرایب رابطه (6) به دست آمد. مقدار بعد فرکتالی تیلر و ویت کرافت (1992) از شیب رابطه (6) به دست آمد (شکل 3).

که در آن‌ها $P_{<d}$ و $R_{<d}$ ، M_s ، T ، C ، R_r ، R_c به ترتیب قرائت تصحیح شده هیدرومتر، قرائت خام (تصحیح نشده) هیدرومتر، عدد تصحیح مربوط به کلگان، دما در زمان قرائت ($^{\circ}C$)، جرم خاک خشک (g)، قرائت تصحیح شده هیدرومتر در زمان سقوط متناظر با قطر ذره و درصد ذرات کوچکتر از یک قطر معین (d) می‌باشند. تصحیح کلگان معمولاً عددی بین $3/5$ تا $6/5$ است که بر اساس شرکت سازنده این ماده تغییر می‌کند. زمان سقوط متناظر با قطر هر ذره نیز بر اساس قانون استوکس (جی و بادر، 1986) و با استفاده از روابط زیر محاسبه شد:

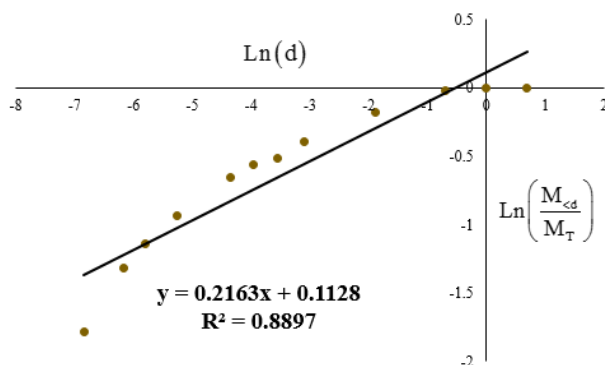
$$V = \frac{2gr^2(d_p - d_f)}{9\eta} \quad (3)$$

$$V = \frac{x}{t} \quad (4)$$

که در آن‌ها V سرعت سقوط ذره (خاک) در سیال (آب) (LT^{-1})، g شتاب ثقل (LT^{-2})، شعاع ذره (L)، d_p چگالی ذره (WL^{-3})، چگالی سیال (WL^{-3}) و لزوجت سیال ($WL^{-1}T^{-1}$)، x مسافت سقوط (L) و t مدت زمان لازم برای سقوط ذره در مسافت x (T) می‌باشند.

تعیین بعد فرکتالی اندازه ذرات اولیه خاک با روش تیلر و ویت کرافت (1992)، D_T

تیلر و ویت کرافت (1992) مدل فرکتالی را بر پایه جرم ذرات اولیه خاک ارائه کردند. آنان با فرض ثابت بودن جرم ویژه ذرات در دامنه اندازه‌ای مورد آزمایش، رابطه تعداد-اندازه را به صورت جرم تجمعی ذرات



شکل 3- ترسیم لگاریتم طبیعی مقادیر نسبت نرمال شده جرم ذرات هر نمونه خاک در مقابل لگاریتم طبیعی قطر ذرات

$$W_{\leq R} = \int_{R_{\min}}^R W(R) \cdot dR = c \cdot R^{\frac{3D_K^2 - 13D_K + 14}{D_K^2 - 5D_K + 4} + 1} \quad (9)$$

که در این رابطه $W_{\leq R}$ جرم تجمعی ذرات اولیه با شعاع کوچکتر مساوی R ، (W) شعاع ذرات خاک (L) ، R_{\min} کوچکترین شعاع ذرات در نمونه خاک (L) که فرض می‌شود برابر با صفر است، c ثابت انتگرال و D_K بعد فرکتالی اندازه ذرات اولیه خاک به روش کراوچنکو و ژانگ (1998) هستند. اگر از رابطه (9) لگاریتم طبیعی گرفته شود، رابطه خطی زیر حاصل می‌شود:

$$\ln(W_{\leq R}) = \ln(c) + \left(\frac{3D_K^2 - 13D_K + 14}{D_K^2 - 5D_K + 4} + 1 \right) \ln(R) \quad (10)$$

اگر مقادیر $\ln(W_{\leq R})$ در مقابل مقادیر $\ln(R)$ در یک دستگاه مختصات رسم شود، از شیب رابطه حاصل می‌توان مقدار بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات اولیه به روش کراوچنکو و ژانگ (1998) را محاسبه کرد (شکل 4).

تعیین بعد فرکتال اندازه ذرات اولیه خاک با روش سپاسخواه و تافته (2013)، D_S

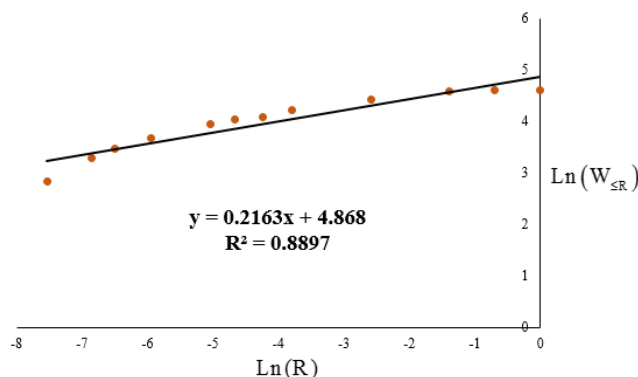
سپاسخواه و تافته (2013) با تخمین توزیع اندازه ذرات اولیه خاک با استفاده از روش اسکگز و همکاران (2001) و فولادمند و سپاسخواه (2006) و براساس سه ذره رس، سیلت و شن به صورت زیر بعد فرکتالی کراوچنکو و ژانگ (1998) را برآورد کردند:

$$D_S = 3 - 0.118 \left[-\ln\left(\frac{Cl}{100}\right) + \left(\frac{Si + Sa}{100}\right) \right] \quad (8)$$

که در این معادله D_S بعد فرکتالی سپاسخواه و تافته (2013)، Cl درصد رس، Si درصد سیلت و Sa درصد شن می‌باشد.

تعیین بعد فرکتال اندازه ذرات اولیه خاک با روش کراوچنکو و ژانگ (1998)، D_K

کراوچنکو و ژانگ (1998) یک مدل فرکتالی را براساس توزیع اندازه ذرات خاک به صورت زیر ارائه دادند:



شکل 4- ترسیم لگاریتم طبیعی مقادیر جرم تجمعی ذرات اولیه هر نمونه خاک در مقابل لگاریتم طبیعی شعاع ذرات

(چپ)، مقدار چولگی منفی است. ایده‌آل‌ترین حالت برای توزیع نرمال چولگی صفر و افراستگی 3 است. در حالت کلی چنانچه چولگی و افراستگی در بازه (2، -2) نباشند داده‌ها از توزیع نرمال برخوردار نیستند. پس از بررسی مقادیر افراستگی و یا چولگی توزیع داده‌ها، از آزمون کولموگروف-اسمیرنوف (به نقل از رازلی و واه، 2013) استفاده شد تا از نرمال بودن توزیع داده‌ها اطمینان حاصل شود. هنگام بررسی نرمال بودن توزیع داده‌ها فرض صفر مبتنی بر توزیع نرمال داده‌ها در سطح خطای 5 درصد آزمون شد. بنابراین در مواردی که آماره آزمون کمتر از آماره موجود در جداول کولموگروف-اسمیرنوف به دست

تجزیه و تحلیل آماری داده‌ها

داده‌های اندازه‌گیری شده مربوط به ویژگی‌های خاک‌های مورد مطالعه با استفاده از بسته‌های نرم‌افزاری SPSS، Excel و STATISTICA از نظر آماری تجزیه و تحلیل شدند. قبل از انجام هرگونه مقایسه آماری آزمون نرمال بودن داده‌ها انجام شد. برای این کار ابتدا چولگی و افراستگی داده‌ها آزمون شدند. چولگی معیاری از تقارن یا عدم تقارن تابع توزیع داده‌ها می‌باشد. برای یک توزیع کاملاً متقارن چولگی صفر و برای یک توزیع نامتقارن با کشیدگی به سمت مقادیر بیشتر (راست)، چولگی مثبت و برای توزیع نامتقارن با کشیدگی به سمت مقادیر کمتر

ارتباط بین مقادیر ابعاد فرکتالی و درصد ذرات اولیه تشکیل‌دهنده اجزای معدنی را نشان می‌دهد و ضریب تعیین داده‌های آزمون یا $R^2(t)$ که دقت ارتباط بین ابعاد فرکتالی اندازه‌گیری شده و برآورد شده را نشان می‌دهد. آماره NRMSE بیان‌گر میزان خطا است و بین صفر (دقت زیاد) تا بی‌نهایت (بدون دقت) تغییر می‌کند. براساس تقسیم‌بندی NRMSE مقادیر 0 تا 10 درصد در کلاس عالی، 10 تا 20 درصد در کلاس خوب، 20 تا 30 درصد در کلاس نسبتاً خوب و بیشتر از 30 درصد در کلاس ضعیف قرار می‌گیرند (جامیسون و همکاران، 1991؛ بنایان و هوگنبوم، 2009). همچنین آماره NS نیز بین 1 (دقت زیاد) تا منفی بی‌نهایت (بدون دقت) تغییر می‌کند (فنگ و همکاران، 2017). در این پژوهش محاسبه آمار توصیفی با استفاده از نرم افزار SPSS، مقایسه میانگین‌ها با استفاده از نرم افزار STATISTICA و رسم نمودارها با استفاده از نرم افزار Excel انجام شد.

نتایج و بحث

آمار توصیفی

نتایج آمار توصیفی ویژگی‌های نمونه‌های خاک مورد مطالعه در جدول 1 ارائه داده شده است. نتایج نشان داد که بیشترین و کمترین ضریب تغییرات بین ویژگی‌های مطالعه شده به ترتیب مربوط به درصد شن و بعد فرکتالی کراوچنکو و ژانگ (1998) بود. بر اساس معیار ویلینگ (1985) ویژگی‌های ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992)، سپاسخواه و تافته (2013) و کراوچنکو و ژانگ (1998) در کلاس تغییرپذیری کم؛ درصد سیلت، درصد ذرات با قطرهای کوچکتر از 29، 19، 13 و 5/2 میکرومتر و درصد کرنات کلسیم معادل (آهک) در کلاس تغییرپذیری متوسط؛ و ویژگی‌های درصد شن و رس و همچنین درصد ذرات با قطرهای کوچکتر از 3 و 1/07 میکرومتر در کلاس تغییرپذیری زیاد قرار گرفتند (جدول 1). ویژگی‌های با ضریب تغییرات کمتر از 15 درصد در کلاس تغییرپذیری کم، بین 15 تا 35 درصد در کلاس تغییرپذیری متوسط و بیشتر از 35 درصد در کلاس تغییرپذیری زیاد قرار می‌گیرند (ویلینگ، 1985). تغییرات کم ویژگی بعد فرکتالی به دلیل ماهیت این ویژگی و تغییرپذیری بسیار کم این ویژگی از لحاظ مقداری است. تغییرات اندک ابعاد فرکتالی (در مقیاس یک تا دو رقم اعشار) می‌تواند متناسب با تغییرات زیاد در فراوانی ذرات اولیه خاک با قطرهای مختلف باشد زیرا بعد فرکتالی یک جسم می‌تواند بین 2 تا 3 (به‌طور معمول 2/5 تا 3) متغیر باشد. همچنین تغییرپذیری زیاد ویژگی‌های درصد شن و رس و همچنین درصد ذرات با قطرهای

می‌آید، در این حالت دلیلی برای رد فرض صفر مبتنی بر اینکه توزیع داده‌ها نرمال است، وجود نداشت (وانگ و همکاران، 2013) و توزیع داده‌ها نرمال بود. پس از بررسی نرمال بودن توزیع داده‌ها و مقایسه میانگین بین ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های مختلف (با آزمون LSD در سطح احتمال 5 درصد)، ارتباط بین ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های مختلف و گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک برقرار شد. برای این منظور حدود 73 درصد داده‌ها (136 داده) به‌عنوان داده‌های آموزش انتخاب شدند که روابط رگرسیونی بین ابعاد فرکتالی و درصد گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک با این داده‌ها انجام شد و 27 درصد داده‌ها (50 داده) به‌عنوان داده‌های آزمون انتخاب شدند که با این داده‌ها روابط رگرسیونی به‌دست آمده مورد آزمون قرار گرفتند. و در نهایت آماره‌های دقت و خطا برای هریک از این ارتباطها محاسبه شد. این آماره‌ها شامل ضریب تعیین (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (NRMSE) و ضریب نش-ساتکلیف (NS) بودند که به‌صورت زیر محاسبه شدند.

$$R^2 = \frac{\left(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)(P_i - \bar{P}_i) \right)^2}{\left(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2 \right) \left(\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P}_i)^2 \right)} \quad (11)$$

$$NRMSE = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}}{\bar{O}_i} \times 100 \quad (12)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2} \quad (13)$$

که در آن‌ها O_i و P_i به ترتیب مقادیر برآورد شده و اندازه‌گیری شده ویژگی مورد نظر، \bar{O}_i و \bar{P}_i به ترتیب میانگین مقادیر برآورد و اندازه‌گیری شده ویژگی مورد نظر و n تعداد داده‌ها می‌باشند. آماره R^2 نشان‌دهنده میزان دقت ارتباط مورد نظر است که بین صفر (بدون دقت) و 1 (دقت زیاد) تغییر می‌کند. لازم به‌ذکر است که در این پژوهش دو نوع ضریب تعیین مورد ارزیابی قرار گرفت. ضریب تعیین داده‌های آموزش یا $R^2(T)$ که دقت

1). نتایج این پژوهش با یافته‌های سایر پژوهشگران که بیان کرده‌اند توزیع اندازه ذرات اولیه خاک از توزیع لوگ-نرمال تبعیت می‌کند هم‌خوانی دارد (شیرازی و بورزما، 1984 و هوانگ و هونگ، 2006). در پژوهشی با بررسی توزیع داده‌های مربوط به ویژگی‌های خاک واحدهای اراضی در منطقه آمل ایران گزارش شده است که مقدار رس در همه واحدهای اراضی و سیلت تنها در دشت دامنه‌ای از توزیع نرمال تبعیت می‌کند (ممتاز و همکاران، 2009) که با نتایج این پژوهش هم‌خوانی ندارد. همچنین نتایج این تحقیق با نتایج پژوهشی دیگر در خاک‌های باجگاه استان فارس در مورد توزیع فراوانی ذرات شن، سیلت و رس (موسوی و سپاسخواه، 2013) مطابقت ندارد. توزیع فراوانی ویژگی‌های خاک می‌تواند به دلیل موقعیت قرار گرفتن در فیزیوگرافی‌های مختلف و همچنین به دلیل نوع خاک‌های متفاوت باشد که این مورد می‌تواند دلیل عدم تطابق نتایج این تحقیق با نتایج پژوهشگران ذکر شده باشد (جعفرزاده و همکاران، 1377). همچنین با توجه به شکل 2 تعداد زیادی از نمونه‌های خاک در دو کلاس رس سیلتی و لوم رس سیلتی قرار گرفته‌اند که می‌تواند وجود چولگی به راست و چپ در داده‌های درصد ذرات اولیه تشکیل‌دهنده جزء معدنی خاک را توجیه کند.

کوچکتر از 3 و 1/07 میکرومتر به دلیل تغییرات زیاد این ویژگی‌های از لحاظ مقداری در نمونه‌های متنوع و مختلف خاک است. در پژوهشی در خاک‌های منطقه باجگاه استان فارس نیز گزارش شده است که بیشترین ضریب تغییرات ویژگی‌های فیزیکی در دو کاربری زراعت یونجه و باغ گلابی مربوط به درصد شن می‌باشد (مظفری و همکاران، 1398). نتایج این تحقیق با نتایج پژوهشی در خاک‌های با بافت متفاوت مناطق ارسنجان فارس، دشت اردبیل و دشت سولدوز شهرستان نقده در ارتباط با کلاس تغییرپذیری ویژگی‌های درصد شن و سیلت (رسول‌زاده و همکاران، 1391) و همچنین با نتایج پژوهشی دیگر در خاک‌های دشت تبریز در مورد کلاس تغییرپذیری ویژگی‌های درصد شن و رس (فروغی‌فر و همکاران، 1390) مطابقت دارد. عدم تطابق نتایج مربوط به سایر ویژگی‌ها با نتایج این محققان را می‌توان به دلیل تفاوت در نوع خاک مورد مطالعه، مقیاس نمونه‌برداری و واحد فیزیوگرافی مناطق مورد مطالعه نسبت داد (مظفری و همکاران، 1398).

آزمون توزیع نرمال کولموگروف-اسمیرنوف (به نقل از رزالی و واه، 2013) نشان داد که به غیر از درصد آهک (کربنات کلسیم معادل) خاک، هیچ‌یک از ویژگی‌های مورد مطالعه از توزیع نرمال تبعیت نمی‌کنند (جدول

جدول 2- آمار توصیفی ویژگی‌های خاکی مورد مطالعه

KS ^{††}	KR	SK	VC	CV%	Mean	Max.	Min.	واحد	ویژگی [†]
0/182 ^{***}	1/40	-1/37	کم	3/07	2/783	2/907	2/452	-	D _T
0/175 ^{***}	0/689	-1/22	کم	2/86	2/756	2/882	2/508	-	D _S
0/186 ^{***}	2/27	-1/57	کم	1/25	2/920	2/968	2/764	-	D _K
0/180 ^{**}	5/03	2/06	زیاد	86/1	17/6	81/7	2/76	%	Sand
0/103 [*]	1/98	-0/165	متوسط	22/7	53/4	91/0	13/6	%	Silt
0/132 ^{***}	4/71	-1/96	متوسط	20/7	70/7	91/9	8/83	%	P _{d<29 μm}
0/106 [*]	3/05	-1/55	متوسط	22/7	63/4	87/8	7/83	%	P _{d<19 μm}
0/122 ^{***}	2/00	-1/25	متوسط	24/3	58/0	84/7	7/23	%	P _{d<13 μm}
0/123 ^{***}	0/332	-0/825	متوسط	30/9	43/2	71/0	5/47	%	P _{d<5.2 μm}
0/129 ^{***}	-0/278	-0/576	زیاد	36/3	34/2	64/9	4/44	%	P _{d<3 μm}
0/137 ^{***}	-0/657	-0/490	زیاد	39/9	29/0	56/8	4/04	%	P _{d<2 μm (Clay)}
0/129 ^{***}	-0/909	-0/480	زیاد	44/9	21/2	44/0	2/90	%	P _{d<1.07 μm}
0/129 ^{ns}	2/47	0/534	متوسط	17/9	40/2	65/5	15/3	%	CCE ^{†††}

†: D_T, D_S, D_K, Silt, Sand, P_{d<29 μm}, P_{d<19 μm}, P_{d<13 μm}, P_{d<5.2 μm}, P_{d<3 μm}, P_{d<2 μm (Clay)}, P_{d<1.07 μm} و CCE به ترتیب نشان‌دهنده ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992)، سپاسخواه و تافته (2013) و کراوچنکو و ژانگ (1998)، درصد شن، سیلت و ذرات با قطرهای کوچکتر از 29، 19، 13، 5.2، 3، 2 (رس)، 1/07 میکرومتر و کربنات کلسیم معادل (آهک) هستند.

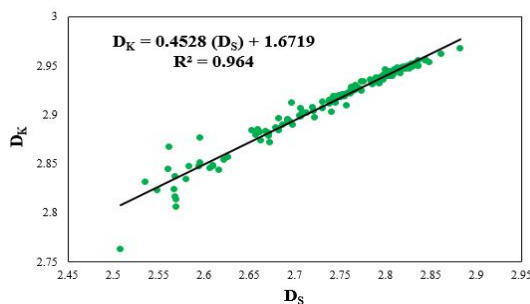
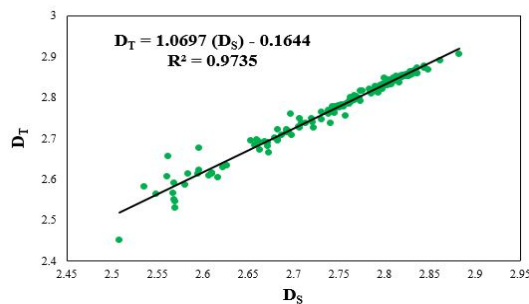
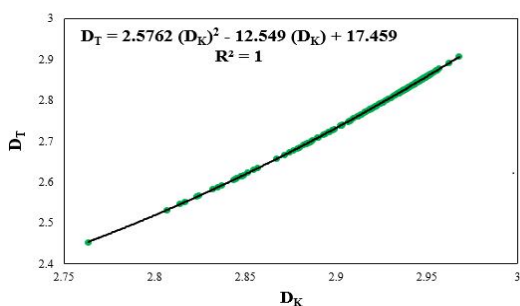
††: Mean, Max., Min., CV, VC, SK, KR و KS به ترتیب بیانگر مقادیر حداقل، حداکثر، میانگین، ضریب تغییرات، کلاس تغییرپذیری بر اساس معیار ویلیدینگ (1985)، ضریب چولگی، ضریب افزایشی و آماره آزمون نرمال کولموگروف-اسمیرنوف هستند. ns، * و ** به ترتیب به معنی عدم وجود تفاوت معنی‌دار با توزیع نرمال و وجود تفاوت معنی‌دار با توزیع نرمال در سطوح 5 و 1 درصد می‌باشند.

†††: مقدار کربنات کلسیم معادل (آهک) خاک اندازه‌گیری شده با روش تیتراسیون برگشتی با اسیدکلریدریک (لوپرت و سوارز، 1996)

همبستگی، ارتباط و مقایسه میانگین ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های مختلف با یکدیگر

برآورد کردند و یک مدل ساده شده را جهت محاسبه بعد فرکتالی خاک براساس سه ذره شن، سیلت و رس ارائه کردند. همانگونه که در شکل 5 نشان داده شده است، در مقادیر D_S بیشتر از 2/65 (خاک‌های متوسط تا ریز بافت) همبستگی بسیار بالایی بین مقادیر D_S با D_T و D_K وجود دارد و در مقادیر D_S کمتر از 2/65 (خاک‌های درشت بافت) از دقت ارتباط بعد فرکتالی سپاسخواه و تافته (2013) با دو بعد فرکتالی دیگر کاسته شده است. از دلایل این امر می‌توان به این موارد اشاره کرد: الف) برآورد مقدار D_S در پژوهش سپاسخواه و تافته (2013) با استفاده از توزیع تخمینی اندازه ذرات اولیه خاک انجام شده است، ب) در پژوهش ذکر شده تعداد نمونه‌هایی که با استفاده از آن‌ها مقدار D_S برآورد شده، کم بوده است (20 نمونه)، و پ) در پژوهش ذکر شده تعداد کلاس‌های بافت خاک استفاده شده برای برآورد D_S کم بوده است (شامل 5 کلاس رس سیلتی، لوم رس سیلتی، شن لومی، لوم شنی و لوم سیلتی). در پژوهش حاضر از 186 نمونه خاک از 8 کلاس بافت خاک (شامل رس سیلتی، لوم رس سیلتی، شن لومی، لوم شنی، لوم سیلتی، لوم رسی، لوم و سیلت) و همچنین مقادیر اندازه‌گیری شده PSD جهت برآورد هر دو بعد فرکتالی D_T و D_K استفاده شده است که دقت مدل‌های ارائه شده را نسبت به مدل ارائه شده توسط سپاسخواه و تافته (2013) افزایش می‌دهد.

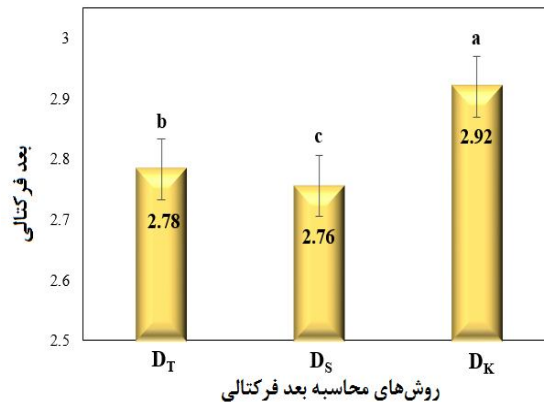
با توجه به برقراری روابط رگرسیونی (خطی و غیرخطی) بین ابعاد فرکتالی، ارتباط ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های مختلف بسیار قوی می‌باشد. از آنجایی - که ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) از توزیع اندازه ذرات به دست آمدند، دقت ارتباط رگرسیونی بین ابعاد فرکتالی محاسبه شده به - وسیله دو روش ذکر شده بسیار قوی و از یک معادله درجه 2 پیروی می‌کند. به طوری که ضریب تعیین برای این ارتباط رگرسیونی برابر با 1 محاسبه شد. در حالی که ارتباط رگرسیونی بین D_S با D_T و همچنین D_K به صورت خطی و به ترتیب دارای ضرایب تعیین 0/97 و 0/96 بودند (شکل 5) و با کم شدن مقادیر ابعاد فرکتالی (درشت شدن بافت خاک) دقت محاسبه این بعد فرکتالی نیز کمتر شده است. بعد فرکتالی سپاسخواه و تافته (2013) در حقیقت همان بعد فرکتالی کراوچنکو و ژانگ (1998) است. سپاسخواه و تافته (2013) با داشتن مقادیر شن، سیلت و رس، توزیع اندازه ذرات اولیه خاک (منحنی PSD) را به - روش اسکگز و همکاران (2001) و فولادمنند و سپاسخواه (2006) برآورد کردند و از این مقادیر تخمینی بعد فرکتالی کراوچنکو و ژانگ (1998) را محاسبه کردند. سپس با به کارگیری توابع انتقالی، بعد فرکتالی کراوچنکو و ژانگ (1998) را با استفاده از مقادیر شن، سیلت و رس



شکل 5- ارتباط رگرسیونی بین ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های تیلر و ویت‌کرافت (1992)، D_T ، کراوچنکو و ژانگ (1998)، D_K و سپاسخواه و تافته (2013)، D_S

(2/508 تا 2/882) و D_K (2/764 تا 2/968) از خود نشان داد (جدول 2). با توجه به اینکه بسیاری از ویژگی‌های خاکی را می‌توان با ابعاد فرکتالی برآورد کرد بنابراین پیشنهاد می‌شود که از D_T به‌عنوان ورودی در مدل‌های تخمینی استفاده شود. زیرا دامنه تغییرات بیشتر این ویژگی باعث می‌شود تغییرات در ویژگی تخمینی مورد نظر و همبستگی‌های موجود بهتر نمایان شود.

همچنین نتایج مقایسه میانگین بین ابعاد فرکتالی خاک محاسبه شده به‌روش‌های مختلف نشان داد که تفاوت‌های معنی‌داری بین میانگین این ویژگی‌ها وجود دارد. مقدار میانگین D_K به‌میزان 5/04 درصد و به‌طور معنی‌داری بیشتر از D_T بود. درحالی‌که میانگین D_S به‌طور معنی‌داری و به‌میزان 0/72 درصد کمتر از D_T بود (شکل 6). لازم به‌ذکر است که مقدار D_T از 2/452 تا 2/907 متغیر بود که دامنه تغییرات بسیار بیشتری نسبت به D_S



شکل 6- مقایسه میانگین ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های تیلر و ویت‌کرافت (1992)، D_T ، سپاسخواه و تافته (2013)، D_S و کراوچنکو و ژانگ (1998)، D_K

در کلاس عالی قرار می‌گیرند. بنابراین به‌دلیل ذکر شده ممکن است NRMSE معیار مناسبی برای بیان خطا در این روابط نباشد. اما مقدار ضریب NS که کمتر وابسته به مقدار است در برخی موارد بیشتر به‌سمت منفی میل پیدا کرده که نشان‌دهنده برآوردهای با دقت کمتر (و متناسب با نتایج حاصل) می‌باشد.

نتایج نشان داد که ارتباط D_T و D_K دارای ارتباط خطی با شیب منفی با ضرایب تعیین داده‌های آموزش 0/58 مربوط به هر دو بعد فرکتالی محاسبه شده با درصد شن می‌باشد. همچنین ضرایب تعیین داده‌های آزمون روابط ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) با درصد شن به‌ترتیب 0/11 و 0/10 بود. همچنین مقادیر NRMSE به‌ترتیب 2/58 و 1/05 درصد و مقادیر NS به‌ترتیب 0/05 و 0/02 برای ارتباط D_T و D_K با درصد شن محاسبه شدند (شکل‌های 7 الف و ب). هرچند روابط گفته شده برای برآورد ابعاد فرکتالی از دقت بسیار زیادی برخوردار نیستند اما روند غالب تغییرات ابعاد فرکتالی با درصد شن به‌صورت معکوس بود. بهترین روند برای ارتباط D_T و D_K با درصد سیلت به‌شکل معادله درجه دو به‌ترتیب با ضرایب تعیین داده‌های آموزش 0/50 و 0/52؛ ضرایب تعیین داده‌های

برآورد ابعاد فرکتالی خاک با استفاده از درصد گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک

نتایج برآورد ابعاد فرکتالی محاسبه شده با استفاده از روش‌های مختلف (D_K و D_T) با استفاده از درصد گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک در شکل 7 و جدول 3 آورده شده است. علی‌رغم اینکه مقدار NRMSE برای ارتباط بین ابعاد فرکتالی و درصد گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک کمتر از 10 درصد محاسبه شدند و در تقسیم‌بندی NRMSE در کلاس عالی قرار می‌گیرند اما نمی‌توان گفت که خطای برآوردها بسیار کم است. زیرا این آماره وابسته به اختلاف مقادیر برآورد شده و اندازه‌گیری شده است و از آنجاکه مقدار اختلاف بین مقادیر برآورد و اندازه‌گیری شده ابعاد فرکتالی کم است بنابراین صورت کسر NRMSE کم و مقدار کل این آماره نیز کم می‌شود. به‌طور کلی مقادیر ابعاد فرکتالی با دقت دهم و صدم برآورد می‌شدند که این مقدار از اختلاف برای مقادیر مطلق ابعاد فرکتالی زیاد است ولی اختلاف مقادیر برآورد و محاسبه شده این ویژگی در حد بسیار کم تغییر می‌کرد که به‌همین دلیل مقادیر NRMSE در تمام رابطه‌ها کم محاسبه شده و همه روابط در تقسیم‌بندی NRMSE،

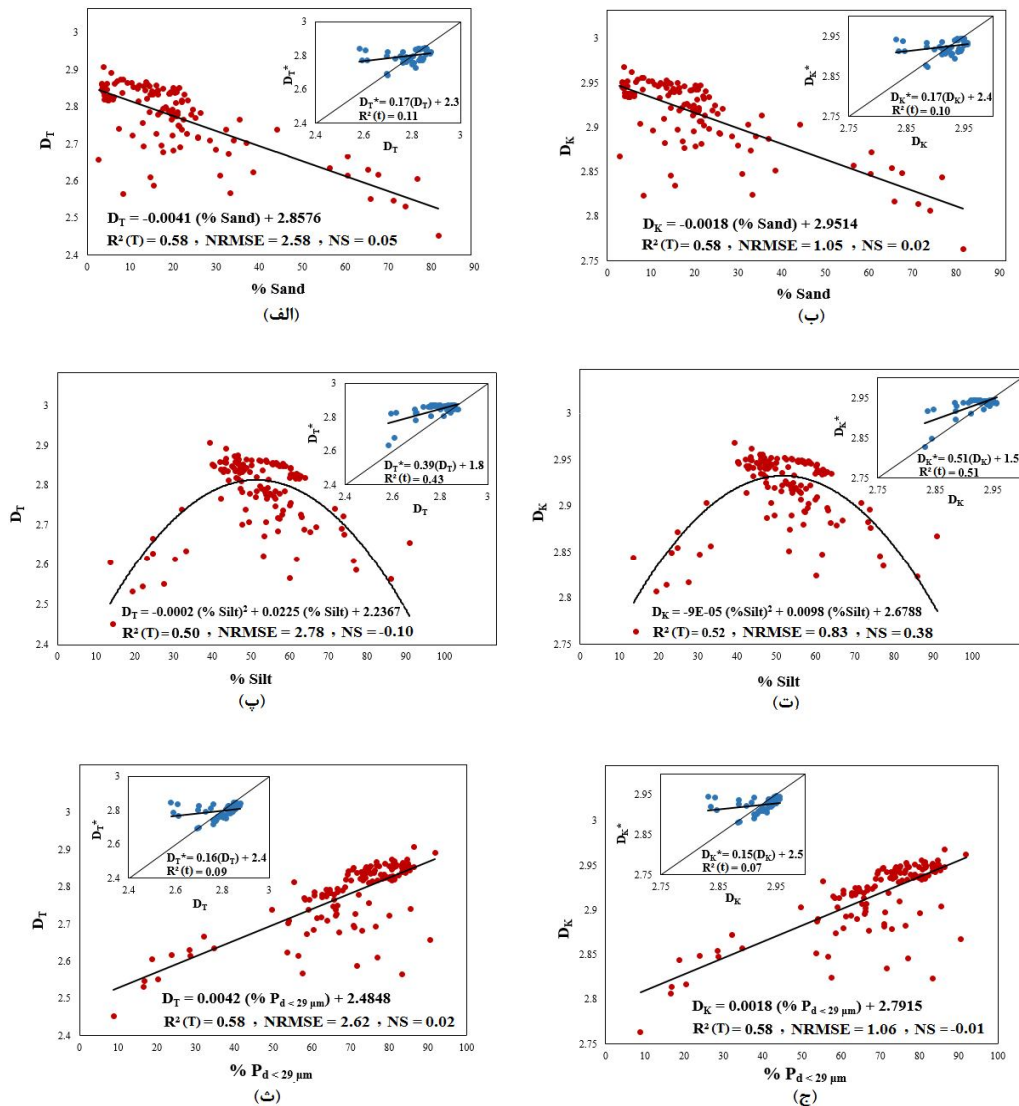
0/46، 0/95، 0/95 و 0/97 بودند. ارتباط D_K با درصد ذرات ذکر شده نیز به ترتیب دارای مقادیر $R^2(T)$ برابر با 0/88، 0/95، 0/98 و 0/88؛ $R^2(t)$ برابر با 0/46، 0/98، 0/99 و 0/98؛ NRMSE برابر با 0/24، 0/80، 0/25 و 0/17 درصد و NS برابر با 0/44، 0/95، 0/94 و 0/97 بودند (از شکل 7 ذ تا ط).

به طور کلی نتایج نشان داد که با ریزتر شدن ذرات اولیه خاک دقت روابط رگرسیونی بین ابعاد فرکتالی محاسبه شده و درصد ذرات کوچکتر از یک قطر مشخص و متعاقباً دقت برآورد ابعاد فرکتالی افزایش می‌یابد. البته لازم به ذکر است که دقت برآورد ابعاد فرکتالی با کاهش اندازه ذرات تا زمان رسیدن به درصد رس به بالاترین دقت خود می‌رسد و پس از آن دقت برآورد کاهش می‌یابد. بنابراین برای برآورد ابعاد فرکتالی با استفاده از درصد گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک، درصد رس مناسب‌ترین جزء برای برازش توابع انتقالی است. نتایج این پژوهش نشان داد که رابطه لگاریتمی بسیار قوی بین D_K و D_T و درصد ذرات رس یا درصد ذرات کوچکتر از 2 میکرومتر (قرائت 6 ساعته هیدرومتر) وجود دارد که در صورت عدم وجود توزیع اندازه ذرات اندازه‌گیری شده می‌توان با قرار دادن درصد رس در رابطه لگاریتمی ارائه شده در شکل‌های 7 ش و ص و جدول 3 به راحتی ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) را محاسبه کرد. ارتباط رگرسیونی قوی بین ابعاد فرکتالی و مقدار رس می‌تواند به دلیل وجود تعداد زیاد این ذره در یک نمونه خاک باشد (لیو و همکاران، 2009؛ زو و همکاران، 2013). ذرات رس پولکی شکل و بسیار منظم‌تر از ذرات شن و سیلت (که عمدتاً به شکل کره ناقص هستند) می‌باشند و در نتیجه بعد فراکتال ذرات پولکی شکل به عدد 3 که مربوط به ذرات کاملاً منظم و سه بعدی است نزدیک‌تر است. بنابراین افزایش بعد فراکتالی با افزایش مقدار رس در خاک به دلیل گفته شده قابل توجیه خواهد بود.

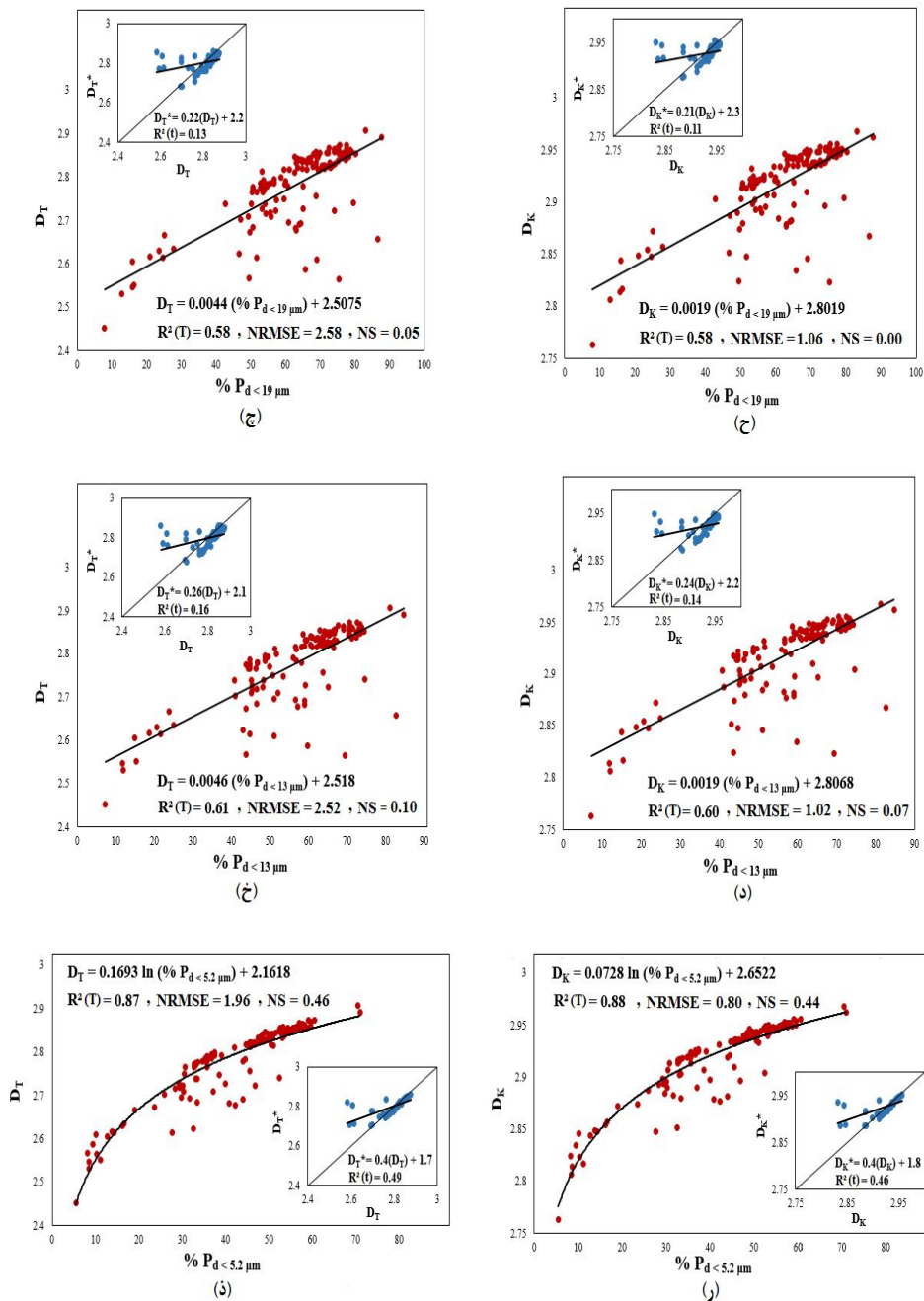
آزمون 0/43 و 0/51؛ ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده 2/78 و 0/83 و ضریب نش-ساتکلیف 0/10- و 0/38 بود (شکل‌های 7 پ و ت). این روابط نیز مانند ارتباط ابعاد فرکتالی با درصد شن از دقت بالایی برخوردار نبودند.

با ریزتر شدن اندازه ذرات اولیه خاک روند تغییرات ابعاد فرکتالی محاسبه شده خاک با درصد فراوانی گروه‌های اندازه‌ای ذرات اولیه خاک به صورت مثبت و مستقیم تغییر یافت. نتایج نشان داد که ارتباط درصد ذرات کوچکتر از 29، 19 و 13 میکرومتر (به-ترتیب معادل قرائت‌های 2، 5 و 10 دقیقه هیدرومتر) با D_K و D_T به صورت رابطه خطی با شیب مثبت می‌باشند. ارتباط D_T با درصد ذرات کوچکتر از 29، 19 و 13 میکرومتر به ترتیب دارای مقادیر $R^2(T)$ برابر با 0/58، 0/58 و 0/61؛ $R^2(t)$ برابر با 0/09، 0/13 و 0/16؛ NRMSE برابر با 2/62، 2/58 و 2/52 درصد و NS برابر با 0/02، 0/05 و 0/10 بودند. همچنین ارتباط D_K با درصد ذرات ذکر شده نیز به-ترتیب دارای $R^2(T)$ برابر با 0/58، 0/58 و 0/60؛ $R^2(t)$ برابر با 0/07، 0/11 و 0/14؛ NRMSE برابر با 1/06، 1/06 و 1/02 درصد و NS برابر با 0/01-، 0/00 و 0/07 بودند. همان‌گونه که نتایج نشان می‌دهد با ریز شدن ذرات خاک آماره‌های دقت روابط رگرسیونی افزایش و آماره‌های خطای محاسبه شده کاهش یافته است (از شکل 7 ث تا د).

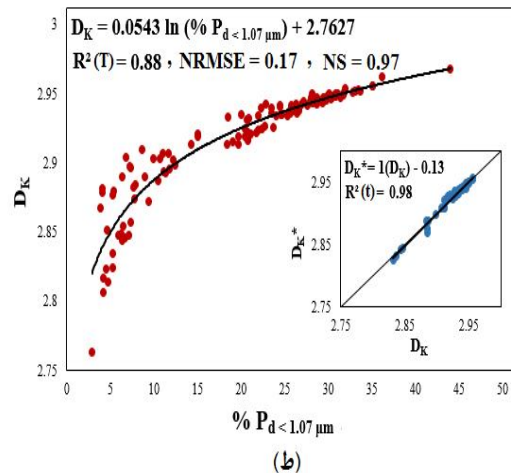
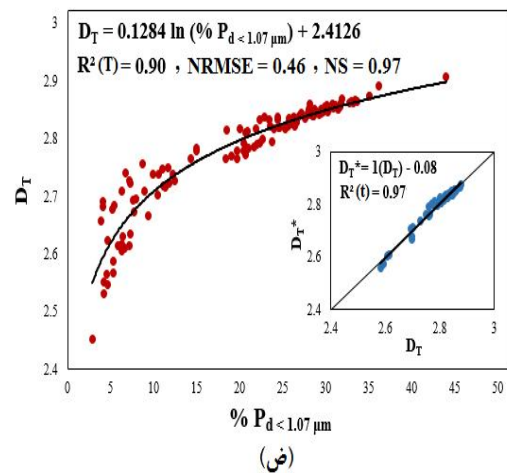
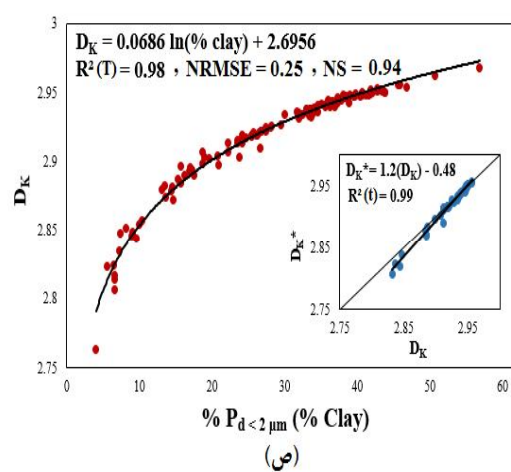
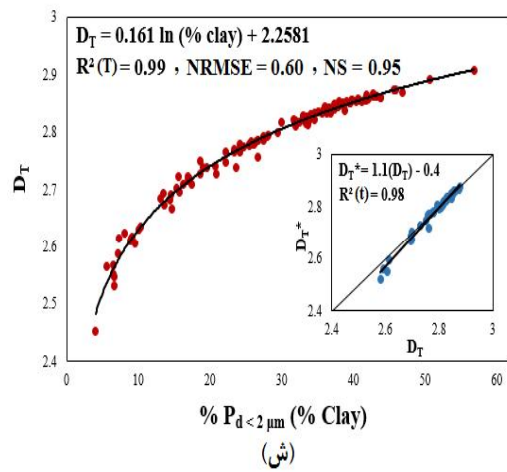
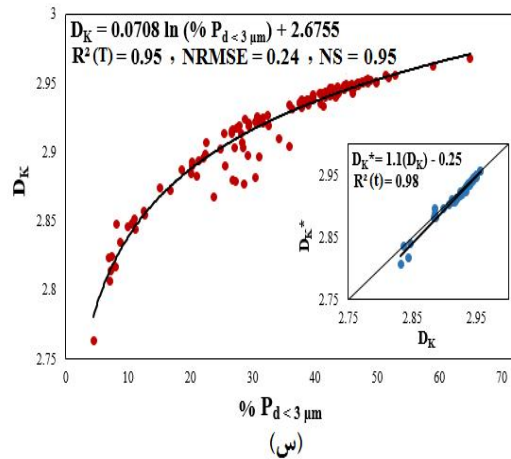
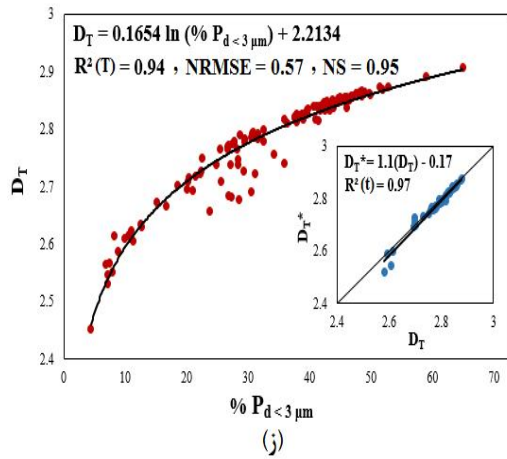
با کوچکتر شدن بیشتر اندازه ذرات اولیه خاک (کوچکتر از قطر 5/2 میکرومتر) روند غالب ارتباط رگرسیونی از خطی به لگاریتمی تغییر یافت و روابط بین ابعاد فرکتالی و درصد ذرات اولیه به صورت مثبت بودند. روابط بین درصد ذرات اولیه خاک با قطرهای کوچکتر از 5/2، 3، 2 (رس) و 1/07 میکرومتر (به ترتیب معادل قرائت‌های 1، 3، 6 و 24 ساعت) با D_T به ترتیب دارای ضرایب تعیین داده‌های آموزش 0/87، 0/94، 0/99 و 0/90؛ ضرایب تعیین داده‌های آزمون 0/49، 0/97، 0/98 و 0/97؛ ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده 1/96، 0/57، 0/60 و 0/46 درصد و ضرایب نش-ساتکلیف



شکل 7- برآورد ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) به وسیله درصد ذرات شن (الف و ب)، سیلت (پ و ت) و درصد ذرات کوچکتر از 29 (ث و ج)، 19 (چ و ح)، 13 (خ و د)، 5/2 (ذ و ر)، 3 (ز و س)، 2 یا درصد رس (ش و ص) و 1/07 (ض و ط) میکرومتر. D_T^* , D_K^* , D_T , D_K , Sand, Silt, $P_{d < 29 \mu m}$, $P_{d < 19 \mu m}$, $P_{d < 13 \mu m}$, $P_{d < 5.2 \mu m}$ به ترتیب نشان‌دهنده ابعاد فرکتالی محاسبه شده و برآورد شده به روش تیلر و ویت‌کرافت (1992)، ابعاد فرکتالی محاسبه شده و برآورد شده به روش کراوچنکو و ژانگ (1998)، درصد شن، سیلت و ذرات با قطرهای کوچکتر از 29، 19، 13، 5/2، 3 (رس) و 1/07 میکرومتر هستند. همچنین $R^2(T)$ ، $R^2(t)$ ، $NRMSE$ و NS به ترتیب بیانگر مقادیر ضریب تعیین رابطه ارائه شده بین ابعاد فرکتالی و درصد ذرات اولیه خاک مربوط به داده‌های آموزش، ضریب تعیین، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده و ضریب نش - ساتکلیف مربوط به رابطه بین ابعاد فرکتالی اندازه‌گیری شده و برآورد شده در داده‌های آزمون می‌باشند.



شکل 7- ادامه



شکل 7- ادامه

مستقیم و ارتباط ضعیف‌تر با درصد شن و سیلت و با روند معکوس گزارش شده است. در پژوهشی دیگر در 20 نمونه از خاک زمین‌های قهوه‌ای کوهستانی در چین گزارش شده است که مقادیر سیلت و رس ارتباط مثبتی با بعد فرکتالی دارند در حالی که بعد فرکتالی با مقدار شن همبستگی منفی دارد (لی و همکاران، 2018) که در مورد نتایج گزارش شده برای درصد سیلت با نتایج این پژوهش مطابقت ندارد. همچنین در 29 نمونه خاک با مقدار آهک نسبتاً کم (کمتر از 20 درصد) ارتباط بین بعد فرکتال و مقدار رس به صورت یک رابطه رگرسیونی درجه دو و مثبت بیان شده است (گونال و همکاران، 2011).

با استفاده از ابعاد فرکتالی می‌توان بسیاری از ویژگی‌های خاکی را برآورد کرد و از طرفی مقدار بعد فرکتالی در خاک‌های آهکی مورد مطالعه بسیار مرتبط با درصد رس می‌باشد، که این موضوع می‌تواند تأییدی بر تأثیر بیشتر رس بر ویژگی‌های خاکی در مقایسه با شن و سیلت باشد. از آنجاکه ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) با دقت بسیار شبیه به هم برآورد شدند، به دلیل وجود محدوده تغییرات بیشتر بعد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) نسبت به بعد فرکتالی کراوچنکو و ژانگ (1998)، پیشنهاد می‌شود از بعد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) به عنوان ورودی در توابع انتقالی برای تخمین ویژگی‌های مختلف در خاک‌های آهکی استفاده شود.

به علاوه افزایش رس در خاک به دلیل سطح ویژه زیاد، خاصیت چسبندگی، بار الکتریکی منفی و توانایی جذب کاتیون‌ها سبب تشکیل و بهبود خاکدانه‌ها و ساختمان در خاک می‌شود که می‌تواند سبب نظم بیشتر و بعد فرکتالی بزرگ‌تر در خاک‌های رسی باشد. همان‌گونه که پیش‌تر نیز اشاره شد ارتباط لگاریتمی بین درصد ذرات رس، سیلت و شن در 20 نمونه از خاک‌های آهکی جنوب ایران گزارش و با استفاده از یک معادله ساده مقدار بعد فرکتالی کراوچنکو و ژانگ (1998) با دقت خوبی برآورد شده است (سپاسخواه و تافته، 2013). اما به دلیل اینکه در پژوهش آنان D_K از یک توزیع تخمینی اندازه ذرات اولیه خاک برآورد شده است، در خاک‌های درشت بافت (با بعد فرکتالی کم) از دقت مدل ارائه شده کاسته می‌شود (شکل 5). در پژوهشی در 40 نمونه از خاک‌های با مواد مادری آبرفتی، گچی و آهکی استان گیلان گزارش شده است که ارتباط رگرسیونی بعد فرکتالی با درصد سیلت بسیار ضعیف و بدون رابطه مشخص، با درصد شن رابطه ضعیف معکوس و با درصد رس رابطه نمایی قوی و مستقیم می‌باشد (اسماعیل‌نژاد و همکاران، 1393) که با نتایج این پژوهش هم‌خوانی دارد. همچنین در 22 نمونه از خاک‌های با مواد مادری آبرفتی (ارساهین و همکاران، 2006) و در 28 نمونه از خاک‌های قرمز گرانیتی (اولتی سولز) جنوب چین (دنگ و همکاران، 2013) ارتباط بین بعد فرکتال و درصد رس بسیار قوی و دارای روند

جدول 3- روابط رگرسیونی و نتایج آماره‌های دقت (R^2) و خطای (NRMSE و NS) محاسبه شده برای برآورد بعد فرکتال تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) با استفاده از درصد رس خاک

روابط رگرسیونی	R^2 (T)	R^2 (t)	NRMSE (%)	NS ^{††}
$D_T = 0.161 \ln (\% \text{ Clay}) + 2.2581$	0/99	0/98	0/60	0/95
$D_K = 0.0686 \ln (\% \text{ Clay}) + 2.6956$	0/98	0/99	0/25	0/94

†: D_T ، D_K و Clay به ترتیب نشان‌دهنده ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) و مقدار رس خاک هستند.
††: R^2 (T)، R^2 (t)، NRMSE و NS به ترتیب بیانگر مقادیر ضریب تعیین مربوط به داده‌های آموزش (دقت معادله ارائه شده بین ابعاد فرکتالی و درصد ذرات اولیه خاک)، ضریب تعیین مربوط به داده‌های آزمون (دقت ارتباط بین ابعاد فرکتالی اندازه‌گیری شده و برآورد شده)، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (مربوط به ارتباط بین ابعاد فرکتالی اندازه‌گیری شده و برآورد شده در داده‌های آزمون) و ضریب نش-ساتکلیف (مربوط به ارتباط بین ابعاد فرکتالی اندازه‌گیری شده و برآورد شده در داده‌های آزمون) می‌باشند.

نتیجه‌گیری

(1986) و همچنین در نظر گرفتن متوسط 10/5 سانتی‌متر برای عمق ته‌نشینی ذرات در تعلیق برای همه قرائت‌های هیدرومتر) و همچنین محاسبه ابعاد فرکتالی به سه روش تیلر و ویت‌کرافت (1992)، سپاسخواه و تافته (2013) و کراوچنکو و ژانگ (1998) انجام شد. نتایج نشان داد که

مدل‌های فرکتالی جرم-پایه، به‌وفور در کمی کردن منحنی توزیع اندازه ذرات خاک مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در پژوهش حاضر توزیع اندازه ذرات خاک با ترکیب روش‌های الک‌تر و هیدرومتر (با در نظر گرفتن تغییراتی جزئی در روش استاندارد ارائه شده توسط جی و بادر

در ارتباط رگرسیونی ابعاد فرکتالی با درصد رس (معادل قرائت 6 ساعته هیدرومتر) به حداکثر مقدار دقت می‌رسد. آماره‌های $R^2(T)$ ، $R^2(t)$ ، $R^2(NRMSE)$ و NS برای ارتباط رگرسیونی بین مقدار رس و D_T به ترتیب برابر $0/99$ ، $0/98$ ، $0/6$ و $0/95$ و همچنین برای ارتباط رگرسیونی با D_K به ترتیب برابر $0/98$ ، $0/99$ ، $0/25$ و $0/94$ بود که بیانگر ارتباط بسیار قوی درصد رس با ابعاد فرکتالی محاسبه شده است. بنابراین با داشتن مقدار رس می‌توان با روابط ساده گفته شده، مقادیر ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) را محاسبه کرد و از این ابعاد فرکتالی برای تخمین ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و به‌ویژه هیدرولیکی خاک‌های آهکی که در بسیاری از موارد اندازه‌گیری آنها مشکل، هزینه‌بر و وقت‌گیر است و نیاز به دستگاه‌ها و وسایل ویژه دارند استفاده کرد. لازم به ذکر است که روابط ارائه شده زمانی معتبر می‌باشند که توزیع اندازه ذرات اولیه خاک با روش ارائه شده در پژوهش حاضر اندازه‌گیری شده استفاده شود و در مواردی که از روش مذکور استفاده نشود لازم است روابط آزمون و اعتبارسنجی شوند.

ارتباط رگرسیونی ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) بسیار قوی و از یک معادله درجه 2 پیروی می‌کند. به طوری که ضریب تعیین برای این ارتباط رگرسیونی برابر با 1 محاسبه شد. همچنین ارتباط رگرسیونی خطی بین بعد فرکتالی سپاسخواه و تافته (2013) با ابعاد فرکتالی تیلر و ویت‌کرافت (1992) و کراوچنکو و ژانگ (1998) نیز قوی بود (در مقادیر کم ابعاد فرکتالی یا با درشت شدن بافت خاک از دقت این ارتباط کاسته شد). همچنین مقایسه میانگین بین ابعاد فرکتالی محاسبه شده به روش‌های مختلف نشان داد که مقدار میانگین D_K به طور معنی‌داری بیشتر از D_T و مقدار میانگین D_S به طور معنی‌داری کمتر از D_T بود و از آنجایی که مقدار D_T دارای دامنه تغییرات بیشتری نسبت به D_S و D_K است بنابراین پیشنهاد می‌شود که از D_T به عنوان ورودی در مدل‌های تخمین ویژگی‌های مختلف خاک‌های آهکی استفاده شود. همچنین نتایج نشان داد که با ریزتر شدن اندازه ذرات ارتباط رگرسیونی بین درصد اندازه ذرات کوچکتر از یک قطر مشخص با ابعاد فرکتالی دارای دقت بیشتر و ارتباط قوی‌تری می‌شود تا جایی که

فهرست منابع:

1. استواری، ی، و ح. ا. بیگی هرچگانی. 1392. پیشنهاد توابع انتقالی تخمین رطوبت خاک بر اساس بعد فرکتال بافت خاک. نشریه آب و خاک. جلد 27، شماره 3، صفحه‌های 630 تا 641.
2. اسماعیل‌نژاد، ل، ج. سیدمحمدی، م. شعبان‌پور، و ح. رمضان‌پور. 1393. پیش‌بینی سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی با استفاده از بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک. تحقیقات آب و خاک. دوره 45، شماره 4، صفحه‌های 474 تا 463.
3. جعفرزاده، ع. ا. ن. دواتگر، و م. حکیمیان. 1377. بررسی پارامترهای توزیع فراوانی جامعه متغیرهای منتخب خاک در یک ردیف از واحدهای مختلف فیزیوگرافی نواحی دریای خزر. مجله دانش کشاورزی. جلد 8، صفحه‌های 147 تا 170.
4. رسول‌زاده، ع. س. رضوی قلعه جوق، و م. ر. نیشابوری. 1391. ارزیابی توابع انتقالی مختلف برای برآورد منحنی رطوبتی خاک در شهرستان نقده. مجله پژوهش‌های آب در کشاورزی. جلد 26، شماره 3، صفحه‌های 303 تا 316.
5. سازمان منابع طبیعی و جنگلداری استان فارس. 1389. گزارش مشروح حوضه آبخیز سد درودزن. اداره آب منطقه‌ای استان فارس. شیراز، ایران، صفحه‌های 15 تا 125.
6. صادقی، م، ع. ا. ایزدی، و ب. قهرمان. 1390. تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک‌ها بر پایه هندسه فراکتال‌ها. نشریه آبیاری و زهکشی ایران. جلد 5، شماره 1، صفحه‌های 43 تا 49.
7. فروغی‌فر، ح، ع. ا. جعفرزاده، ح. ترابی گل‌سفیدی، ن. علی اصغرزاده، ن. تومانیان، و ن. دواتگر. 1390. تغییرات مکانی برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک سطحی در شکل‌های اراضی مختلف دشت تبریز. مجله دانش آب و خاک. جلد 21، شماره 3، صفحه‌های 1 تا 21.
8. مظفری، ح، س. ع. ا. موسوی، و ع. سپاسخواه. 1398. اثر کاربری اراضی بر برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی یک خاک آهکی. نشریه پژوهش‌های خاک (علوم خاک و آب). جلد 33، شماره 4، صفحه‌های 525 تا 541.

9. هاشمی، س. س. م. باقرنژاد، ح. ر. اولیایی، و م. نجفی‌قیری. 1393. مطالعه اثر رژیم رطوبتی خاک بر میکرومورفولوژی پدیده‌های گچی در خاک‌های استان فارس. نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک. جلد 21، شماره 2، صفحه‌های 59 تا 83.
10. یزدانی، و. ب. قهرمان، ک. داوری، و م. ا. فاضلی. 1391. کاربرد بعد فراکتال اندازه ذرات خاک در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). جلد 26، شماره 3، صفحه‌های 648 تا 659.
11. Alfaro Soto, M.A., H.K. Chang, and M.Th. van Genuchten. 2017. Fractal-based models for the unsaturated soil hydraulic functions. *Geoderma*. 306:144-151.
12. Bannayan, M., and G. Hoogenboom. 2009. Using pattern recognition for estimating cultivar coefficients of a crop simulation model. *Field Crops Res.* 111:290-302.
13. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. *Agron. J.* 54:464-465.
14. Deng, Y., C. Cai, D. Xia, S. Ding, and J. Chen. 2017. Fractal features of soil particle size distribution under different land-use patterns in the alluvial fans of collapsing gullies in the hilly granitic region of southern China. *PLoS One.* 12(3):1-21.
15. Ersahin, S., H. Gunal, T. Kutlu, B. Yetgin, and S. Coban. 2006. Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution. *Geoderma*. 136(3):588-597.
16. Feng, Y., N. Cui, D. Gong, Q. Zhang, and L. Zhao. 2017. Evaluation of random forests and generalized regression neural networks for daily reference evapotranspiration modelling. *Agric. Water Manag.* 193:163-173.
17. Filgueira, R., L. Fournier, G. Sarli, A. Aragon, and W. Rawls. 1999. Sensitivity of fractal parameters of soil aggregates to different management practices in a Phaeozem in central Argentina. *Soil Tillage Res.* 52(3):217-222.
18. Fooladmand, H.R., and A.R. Sepaskhah. 2006. Improved estimation of the soil particle-size distribution from textural data. *Biosyst. Eng.* 94:133-138.
19. Gee, G.W., and J.W. Bauder. 1986. Particle size analysis, hydrometer methods. p. 383-411. In: A. Klute (ed.). *Method of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. ASA and SSSA, Madison, WI, USA.
20. Ghahraman, B., and A. Khoshnood Yazdi. 2012. Scaling and fractal concepts in saturated hydraulic conductivity: Comparison of some models. *Iran Agric. Res.* 31(1):1-15.
21. Ghanbarian-Alavijeh, B., and H. Millán. 2009. The relationship between surface fractal dimension and soil water content at permanent wilting point. *Geoderma*. 151(3):224-232.
22. Gunal, H., S. Ersahin, B.Y. Uz, M. Budak, and N. Acir. 2011. Soil particle size distribution and solid fractal dimension as influenced by Pretreatments. *Tarim Bilim. Derg.* 17:217-229.
23. Huang, G., and R. Zhang. 2005. Evaluation of soil water retention curve with the pore-solid fractal model. *Geoderma*. 127:52-61.
24. Hunt, A.G., B. Ghanbarian, and K.C. Saville. 2013. Unsaturated hydraulic conductivity modeling for porous media with two fractal regimes. *Geoderma*. 207:268-278.
25. Hwang, S.I., and S.P. Hong. 2006. Estimating relative hydraulic conductivity from lognormally distributed particle-size data. *Geoderma*. 133:421-430.
26. Jamieson, P.D., J.R. Porter, and D.R. Wilson. 1991. A test of the computer simulation model ARCWHEAT1 on wheat crops grown in New Zealand. *Field Crops Res.* 27:337-350.
27. Khormali, F., and A. Abtahi. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay Miner.* 38:511-527.
28. Kravchenko, A., and R. Zhang. 1998. Estimating the soil water retention from particle-size distribution: A fractal approach. *Soil Sci.* 163(3):171-179.

29. Li, K., H. Yang, X. Han, L. Xue, Y. Lv, J. Li, Z. Fu, C. Li, W. Shen, H. Guo, and Y. Zhang. 2018. Fractal features of soil particle size distributions and their potential as an indicator of Robinia pseudoacacia invasion. *Sci. Rep.* 8(7075):1-13.
30. Liu, X., G. Zhang, G.C. Heathman, Y. Wang, and C. Huang. 2009. Fractal features of soil particle-size distribution as affected by plant communities in the forested region of Mountain Yimeng, China. *Geoderma.* 154: 123-130.
31. Loeppert, R.H., and D.L. Suarez. 1996. Carbonate and gypsum. p. 437-474. In: D.L. Sparks et al. (eds.). *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical and Microbiological Properties.* ASA and SSSA, Madison, WI, USA.
32. Momtaz, H.R., A.A. Jafarzadeh, H. Torabi, S. Oustan, A. Samadi, N. Davatgar, and R.J. Gilkes, 2009. An assessment of the variation in soil properties within and between landform in the Amol region, Iran. *Geoderma.* 149(1):10-18.
33. Moosavi, A.A., and A.R. Sepaskhah. 2013. Sorptive number prediction of highly calcareous soils at different applied tensions using regression models. *Plant Know. J.* 2(2), 62-68.
34. Ostovari, Y., A.A. Moosavi, and H.R. Pourghasemi. 2020. Soil loss tolerance in calcareous soils of a semiarid region: evaluation, prediction, and influential parameters. *Land Degrad. Dev.* 1-12.
35. Pirmoradian, N., A.R. Sepaskhah, and M. Hajabbasi. 2005. Application of fractal theory to quantify soil aggregate stability as influenced by tillage treatments. *Biosyst. Eng.* 90(2):227-234.
36. Razali, N.M. and Y.B. Wah. 2011. Power comparisons of shapiro-wilk, kolmogorov-smirnov, lilliefors and anderson-darling tests. *J. Stat. Model. Anal.* 2(1):21-33.
37. Rieu, M., and G. Sposito. 1991. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55(5):1231-1238.
38. Sepaskhah, A., S. Moosavi, and L. Boersma. 2000. Evaluation of fractal dimensions for analysis of aggregate stability. *Iran Agric. Res.* 19(2):99-114.
39. Sepaskhah, A.R., and A. Tafteh. 2013. Pedotransfer function for estimation of soil-specific surface area using soil fractal dimension of improved particle-size distribution. *Arch. Agron. Soil Sci.* 59(1):93-103.
40. Shirazi, M.A., and L. Boersma. 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48:142-147.
41. Skaggs, T.H., L.M. Arya, P.J. Shouse, and B.P. Mohanty 2001. Estimating particle-size distribution from limited soil texture data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:1038-1044.
42. Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy (12th Ed).* USDA-NRCS, Washington, DC.
43. Tyler, S.W., and S.W. Wheatcraft. 1992. Fractal scaling of soil particle-size distributions: analysis and limitations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56(2):362-369.
44. Wang, J., W.W. Tsang, and G. Marsaglia. 2003. Evaluating Kolmogorov's distribution. *J. Stat. Softw.* 8(18):1-4.
45. Wilding, L.P. 1985. Spatial variability: its documentation, accommodation and implication to soil surveys. p. 166-194. In: *Soil Spatial Variability. Workshop.*
46. Xu, G., Z. Li, and P. Li. 2013. Fractal features of soil particle-size distribution and total soil nitrogen distribution in a typical watershed in the source area of the middle Dan River, China. *Catena.* 101:17-23.
47. Xu, Y. 2004. Calculation of unsaturated hydraulic conductivity using a fractal model for the pore-size distribution. *Comput. Geotech.* 31(7):549-557.
48. Xu, Y., and P. Dong. 2004. Fractal approach to hydraulic properties in unsaturated porous media. *Chaos Solitons Fractals.* 19(2):327-337.
49. Zhou, A., Y. Fan, W. Cheng, and J. Zhang. 2019. A fractal model to interpret porosity dependent hydraulic properties for unsaturated soils. *Adv. Civ. Eng.* 2019:1-13.

Estimating Fractal Dimensions of Calcareous Soils Using Soil Texture Data

H. Mozaffari and A. A. Moosavi¹

Ph.D. Student, Department of Soil Science, College of Agriculture, Shiraz University, Shiraz, Iran;
E-mail: hasanmozaffari69@gmail.com

Associate Professor, Department of Soil Science, College of Agriculture, Shiraz University, Shiraz,
Iran; E-mail: aamousavi@gmail.com

Received: April, 2020 and Accepted: October, 2020

Abstract

Mass-fractal models have been frequently used to quantify soil particles size distribution. Since fractal dimension has numerous capabilities to predict different soil properties, this study aimed to determine the best soil primary particles size groups in estimation of fractal dimension of soil primary particles size. This study was done with 186 samples of calcareous soils in southern parts of Iran located in Fars province. Soil particles size distribution was determined using combination of wet sieving and modified hydrometer method. Fractal dimensions were calculated using three methods including Tyler and Wheatcraft (D_T), Sepaskhah and Tafteh (D_S), and Kravchenko and Zhang (D_K). Then, the relationship between D_T and D_K with contents of soil primary particles in different size groups were established. Results showed that regression relationship (power 2) between D_T and D_K was very strong (with determination coefficient of 1). In addition, D_S regression relationship (linear) with D_T and D_K was strong. Results also revealed that mean values of D_K and D_S were significantly higher and lower than D_T , respectively. As the particles size became smaller, accuracy of regression relationships between smaller particles size percent of a specific diameter and soil fractal dimensions (D_T and D_K) becomes more, and the maximum accuracy was observed in logarithmic relationship between fractal dimensions and clay percent. R^2 of training data and that of test data, normalized root mean square error (%), and Nash-Sutcliffe coefficient statistics were 0.99, 0.98, 0.6, and 0.95 for logarithmic model between clay content and D_T , and 0.98, 0.99, 0.25, and 0.94 for logarithmic model between clay content and D_K , showing very strong relationship between clay content and fractal dimensions. Therefore, it is possible to calculate Tyler and Wheatcraft and Kravchenko and Zhang fractal dimensions by using clay content and very simple equations in a wide range of calcareous soils with different mechanical components. Thus, those fractal dimensions can be used to estimate physical, chemical, and especially hydraulic properties of calcareous soils, whose measurements are complex, expensive, and time consuming. It should be pointed out that the proposed relations are valid when primary particle size distribution of soil is determined using the method used in the present study. Otherwise, the relations should be tested and validated.

Keywords: Fractal dimension, Particles size distribution, Tyler and Wheatcraft method, Sepaskhah and Tafteh method, Kravchenko and Zhang method

¹ Corresponding author: Department of Soil Science, College of Agriculture, Shiraz University, Shiraz, Iran