

چگونگی تکوین دره زاینده‌رود

نورایر تومانیان، حسین خادمی* و احمد جلالیان^۱

(تاریخ دریافت: ۸۵/۱۱/۲۴؛ تاریخ پذیرش: ۸۶/۱۲/۵)

چکیده

شناخت از پیشینه تکاملی اراضی به ما در فهم محیط فیزیکی و فرایندهای حاکم در خاک کمک کرده و امکان هدایت بهتر تحقیقات وابسته به خاک را ایجاد می‌نماید. هدف این مطالعه روشن نمودن تاریخچه تکاملی دره زاینده‌رود از اواخر دوران سوم تاکنون می‌باشد. در راستای رسیدن به این هدف، ساختار مکانی اراضی در سه بعد در محدوده‌ای به نمایندگی کل دره زاینده‌رود مورد مطالعه قرار گرفت، فرایندهای زمین‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی مؤثر بر تشکیل و تکامل منطقه شناسایی و آثار و شواهد به ارث رسیده از آنها در مقاطع خاک مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. شواهد به‌دست آمده و نتایج تجزیه و تحلیل‌ها مؤید این است که بعد از تشکیل رودخانه زاینده‌رود و شکل گرفتن حوضه مربوطه، از میوسن تا کنون به ترتیب وقایع زیر اتفاق افتاده است: ۱- تشکیل آبرفت‌های دانه درشت گچ دار قدیمی، ۲- تشکیل لاگون‌ها، ۳- تغییر مسیر رودخانه، ۴- تشکیل پلایاها، تشکیل تراس‌های جدید رودخانه و ۵- شروع فرسایش بادی.

واژه‌های کلیدی: تکوین دره زاینده‌رود، شکل‌گیری زمین‌نماها، فرایندهای زمین‌ریختی و تشکیل پلایاها

مقدمه

فعالیت‌های تکتونیکی همراه با فرایندهای هیدرولوژی و زمین‌ریخت‌ساختی و همچنین تغییرات اقلیمی حاکم بر نحوه و جریان تکاملی اراضی و خاک‌ها می‌باشند (۱۶). از آنجا که آثار و شواهد وقایع تاریخی و تغییرات محیطی، طی دوره تکاملی خاک‌ها در لایه‌های ژنتیکی و غیر ژنتیک آنها ثبت و به ودیعه گذارده می‌شوند، مطالعه ارتباط بین این شواهد خاک‌شناختی، زمین‌شناختی و فرایندهای تشکیل دهنده آنها، این امکان را به وجود می‌آورد تا بتوان چگونگی تشکیل و تکامل واحدهای اراضی را بازسازی و مسیر تکوین اراضی را تثبیت و تبیین نمود. وقوع هر نوع تکامل خاک شناختی، وجود تفاوت شدید لایه‌های خاک، تجمع کانی‌های

طی دوره‌های زمین‌شناسی، فرایندهای متفاوتی مانند حرکت‌های تکتونیکی و توالی فرسایش و رسوب اثر قابل ملاحظه‌ای بر طبیعت تکاملی زمین‌نماها (Landscapes) گذاشته شده است. شرایط مورفوکلیمائی (Morpho-climatic conditions) و پوشش گیاهی، کنترل‌کننده سرعت فرسایش و رسوب می‌باشد و تغییرات شرایط اقلیمی تأثیر شگرفی بر طبیعت فرایندهای زمین‌ریخت‌ساختی و هیدرولوژی و تشکیل و تکامل اشکال اراضی (Landforms) می‌گذارد. از طرف دیگر توالی تکاملی تشکیل اراضی در طبیعت، نتیجه تغییرات فرایندهای خاک ساختی، هیدرولوژی و زمین‌ریخت‌ساختی هستند. طبعاً،

۱. به ترتیب دانشجوی سابق دکتری، دانشیار و استاد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

*: مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: hkhademi@cc.iut.ac.ir

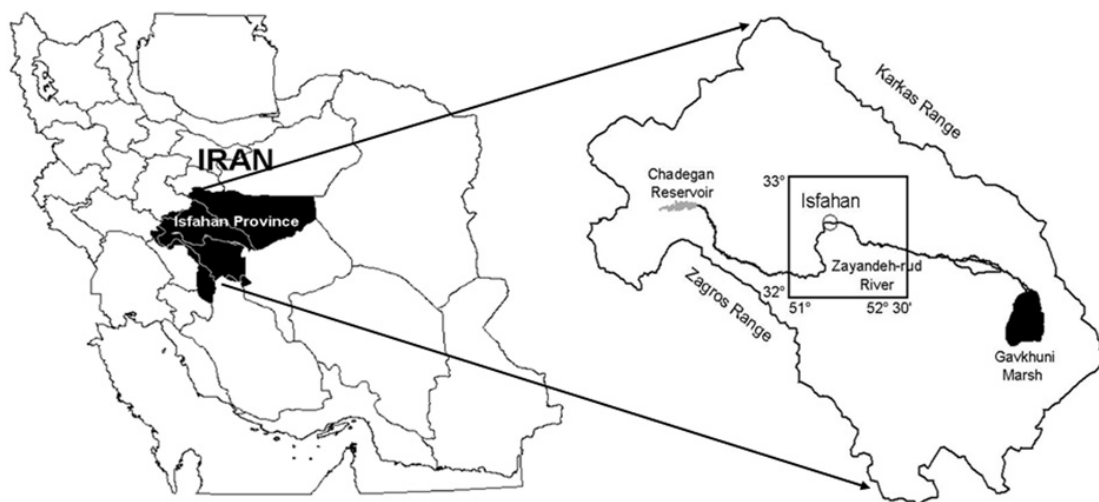
مختلف، تجمع غیر طبیعی مواد آلی و ایجاد رنگ‌های خاک‌ساختی، همگی شواهدی از شرایط محیطی گذشته هستند (۱۷، ۱۹ و ۲۰).

بروکس و همکاران توالی آبرفت‌ها را در غرب منطقه مرکزی ایران برای مقاصد باستان‌شناسی مطالعه نموده و از توالی خصوصیات آنها برای اثبات تغییرات محیطی استفاده نمودند (۱۴). بوبک ارتباط نسبی واحدهای زمین ریخت‌ساختی و چگونگی تشکیل آنها را برای بازسازی شرایط و توالی تغییرات اقلیم قدیم در دوره کواترنری (Quaternary) استفاده نمود (۱۵). دوگاس پدیده‌های زمین ریخت‌شناختی را برای نشان دادن بیان تغییرات حدود و وسعت دریاچه قدیمی مالهور (Malheur) واقع در شرق ارگان (Oregon) استفاده نموده است (۱۹). مولر و ماته سیوس در مطالعه خود روی لاگون‌های دریای بالتیک به این نتیجه رسیده‌اند که این امکان وجود دارد که با مطالعه خصوصیات رسوبات حاصل از این لاگون‌ها می‌توان به شرایط اکولوژیک زمان فعالیت لاگون‌ها پی‌برد (۲۳). کات در مروری روی پدیده‌های خاک به عنوان شواهد وقایع قدیمی، چنین نتیجه گرفت که هم خاک‌های مدفون‌شده و هم خاک‌های بر-جای‌مانده دارای پتانسیل زیادی در تفسیر اقلیم گذشته کواترنری می‌باشند (۱۸). فرایندهای خاک‌ساختی و زمین-ریخت‌ساختی به عنوان منابع اصلی حامل داده‌های ثبت شده قدیمی محسوب شده و برای بازسازی اقلیم گذشته به خوبی استفاده می‌گردند (۱۶). ایوبی در مطالعه خود در دره زاینده‌رود ثابت نمود که در این منطقه واحدهای زمین‌ریختی خاصی وجود دارد که دارای خاک‌های قدیمی بوده و مطالعات گرده‌شناسی قدیمی او نشان داد که این خاک‌های قدیمی در دوره قبل از پلیستوسن (Pleistocene) تشکیل شده‌اند (۲). اگرچه منطقه اصفهان از نظر سیاسی، اقتصادی و اجتماعی جزء مهم‌ترین قسمت‌های کشور محسوب می‌گردد ولی متأسفانه اطلاعات ناچیزی در مورد فرایندهای تکاملی اراضی مربوطه وجود دارد و در ارتباط با ساختار زمین‌ریختی دوران کواترنری این منطقه مطالعات پراکنده‌ای صورت گرفته است. هدف از این

مطالعه، استفاده از شواهد به‌جای مانده از تغییرات زمین-ریخت‌شناسی و اقلیمی در خاک‌ها برای بازسازی و بیان مراحل و توالی تکاملی اراضی و تشریح چگونگی تشکیل و تکامل اشکال مختلف اراضی در دره زاینده‌رود می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در غرب فلات مرکزی ایران واقع در دره زاینده‌رود و در چهار گوشه $۵۲^{\circ} ۱۵' - ۵۱^{\circ} ۳۰'$ شرقی و $۳۲^{\circ} ۳۰' - ۳۲^{\circ} ۳۰'$ شمالی قرار دارد. منطقه یاد شده به گونه‌ای از کل محدوده دره زاینده‌رود انتخاب گردیده است که نماینده‌ای از کل اراضی دره باشد و در ضمن فعال‌ترین قسمت را شامل شود (شکل ۱). در این مطالعه جزئیات زمین‌شناسی دره-زاینده رود بررسی شده و سن نسبی واحدهای زمین‌ریخت‌ساختی تشکیل دهنده اراضی از روی ترتیب رسوب گذاری لایه‌ها مشخص شد (۸). برای تفکیک و مشخص کردن سطوح-زمین‌ریختی و تعیین چگونگی پراکنش خاک‌نماها (Soilscales) در گستره اراضی از تفسیر استریوسکوپی عکس‌های هوایی (۱/۵۵۰۰۰) و تصاویر ماهواره‌ای استفاده شده است. همگام با این کار حدود پراکنش منابع اراضی مشخص و ترسیم گردید. اگر چه هر سطح زمین ریخت‌ساختی منفرد طی یک فرایند و مقطع زمانی مشخص تشکیل می‌شود ولی در بعضی از واحدهای تفکیک شده در منطقه، لایه‌های سطحی نسبت به لایه‌های زیرین منشا و فرایند تشکیل متفاوت داشته و دارای منابع مادری چندگانه‌ای می‌باشند و لذا این تعریف برای آنها صادق نیست و نباید فقط بر اساس خصوصیات ظاهری لایه‌های سطحی (چه در تصاویر و چه در صحرای) تفکیک شوند (شکل ۲ الف). برای رفع این نقیصه تعدادی پروفیل در گستره مورد سوال حفر و مطالعه گردید و با استفاده از اطلاعات مستخرجه، توزیع منابع مادری ترسیم گردید و با تأثیر دادن آن در مرحله تفسیر تصاویر هوایی و ماهواره‌ای امکان ترسیم سطوح زمین‌ریختی و تفکیک دقیقتر حاصل آمد (شکل ۳). یک‌نواختی واحدها و سطوح زمین‌شناختی جدا شده با نمونه برداری صحرایی تکمیلی و حفر تعداد ۱۹۱ عدد مقطع



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه در استان اصفهان و حوزه آبخیز زاینده‌رود

طی وقوع مراحل مختلف تکاملی در دره زاینده‌رود کلاً هفت نوع چشم‌انداز اراضی و چهل و شش سطح‌زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه تشکیل گشته است (شکل ۳ و جدول ۱). با توجه به شواهد و قرائن به‌دست آمده، مراحل تکاملی دره زاینده‌رود (جدول ۱) را می‌توان در مراحل زیر ارائه نمود.

۱- تشکیل رودخانه زاینده‌رود

در اوایل میوسن (Miocene) حدود هیجده میلیون سال پیش، در حین فرایند کوهزائی آلپی و بالا آمدن فلات مرکزی، رشته کوه زاگرس شروع به بالا آمدن نمود و گودی گاوخونی از قسمت شرقی خود جدا گشته، فرو می‌افتد و گودتر می‌شود (۴ و ۹). گرادیان شیب تشکیل شده بین ارتفاعات زاگرس و گودی گاوخونی موجب منشأ گرفتن و جاری شدن آب تجمع یافته در ارتفاعات زاگرس به طرف گودی گاوخونی، که در آن زمان دریاچه‌ای بر جای مانده از دریای قبلی بود، می‌شود (۴). تداوم جریان آب طی فرایند فوق موجب تشکیل رودخانه زاینده‌رود در ابعاد کنونی شده است.

۲- تشکیل آبرفت‌های دانه درشت گچ دار قدیمی

به وجود آمدن گرادیان هیدرولیکی بالا بر اثر ارتفاع گرفتن

خاک مورد بررسی و صحت حدود ترسیم شده برای واحدها مورد آزمون قرار گرفت. تمامی مقاطع خاک بر اساس روش‌های طبقه‌بندی خاک امریکا (۲۴) تشریح، طبقه‌بندی و مورد نمونه‌برداری واقع گردیدند. خاک‌نماهای هر سطح زمین‌ریختی براساس خصوصیات ریخت‌شناسی و ژنتیکی، خاک آنها تشریح و ارتباط زمین‌ریخت‌ساختاری آنها تفسیر گردید. لایه‌های تشکیل و تکامل یافته در خاک‌های سطوح زمین‌ریخت‌ساختی به وقایع و تغییرات محیطی و اقلیمی گذشته ارتباط داده شد و گستره وقایعی که در گذشته اتفاق افتاده است، تعیین گردید. نمونه‌های برداشت شده از لایه‌های خاک‌ها به آزمایشگاه منتقل گردیدند. با ارتباط دادن شواهد زمین‌شناختی و خاک‌شناختی مختلف به سن نسبی مربوطه، توالی وقایع اتفاق افتاده در محیط و نحوه تشکیل و تکامل واحدهای زمین‌ریخت‌ساختی بازسازی و تشریح گردید.

نتایج و بحث

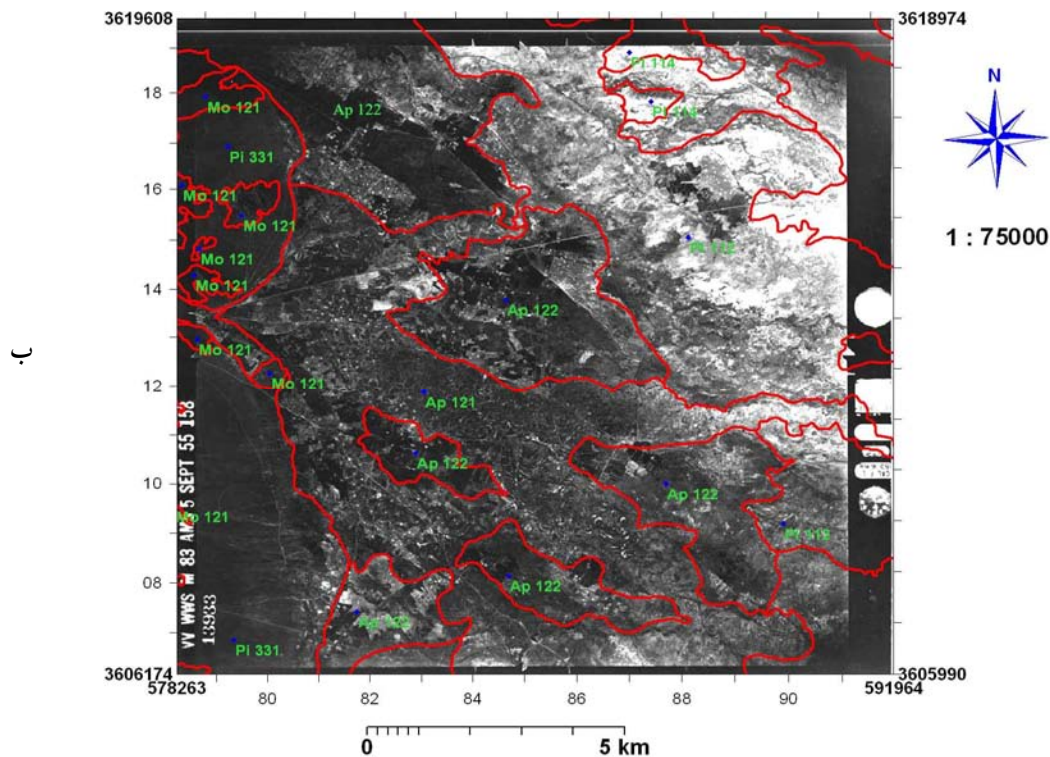
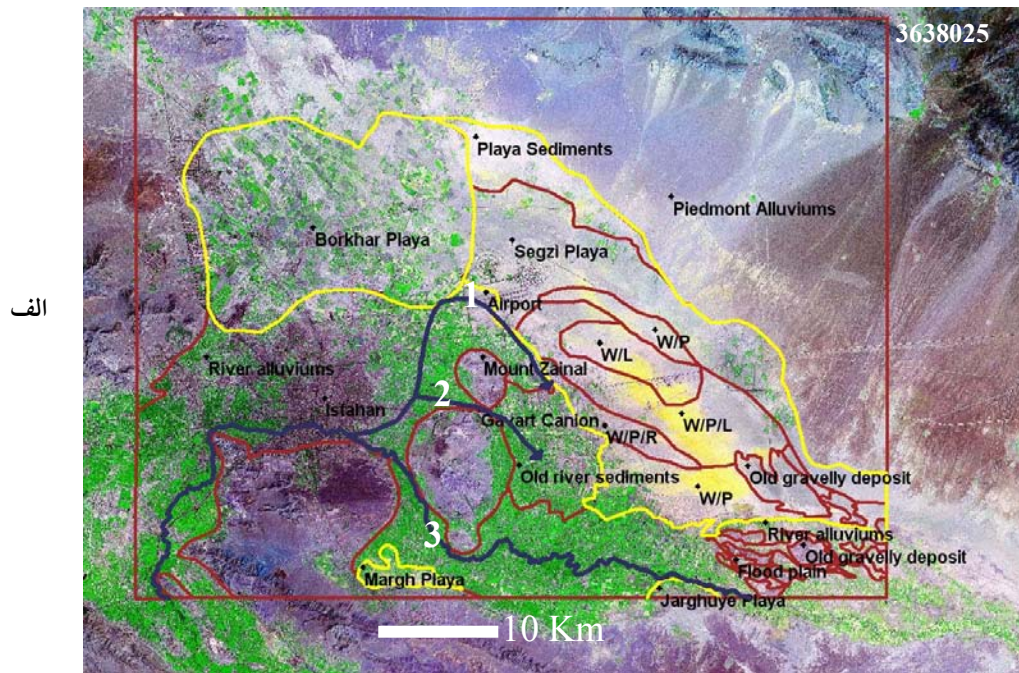
شواهد به ثبت رسیده در واحدهای زمین‌شناسی، زمین‌ریختی و مقطع خاک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه مبین وجود چندین مرحله تکاملی برای تشکیل و تکامل دره زاینده‌رود می‌باشند (شکل ۴). تفسیر عکس‌های هوایی مشخص نمود که

جدول ۱. راهنمای واحدهای زمین ریخت شناختی سلسله مراتبی تفکیک شده در منطقه مورد مطالعه

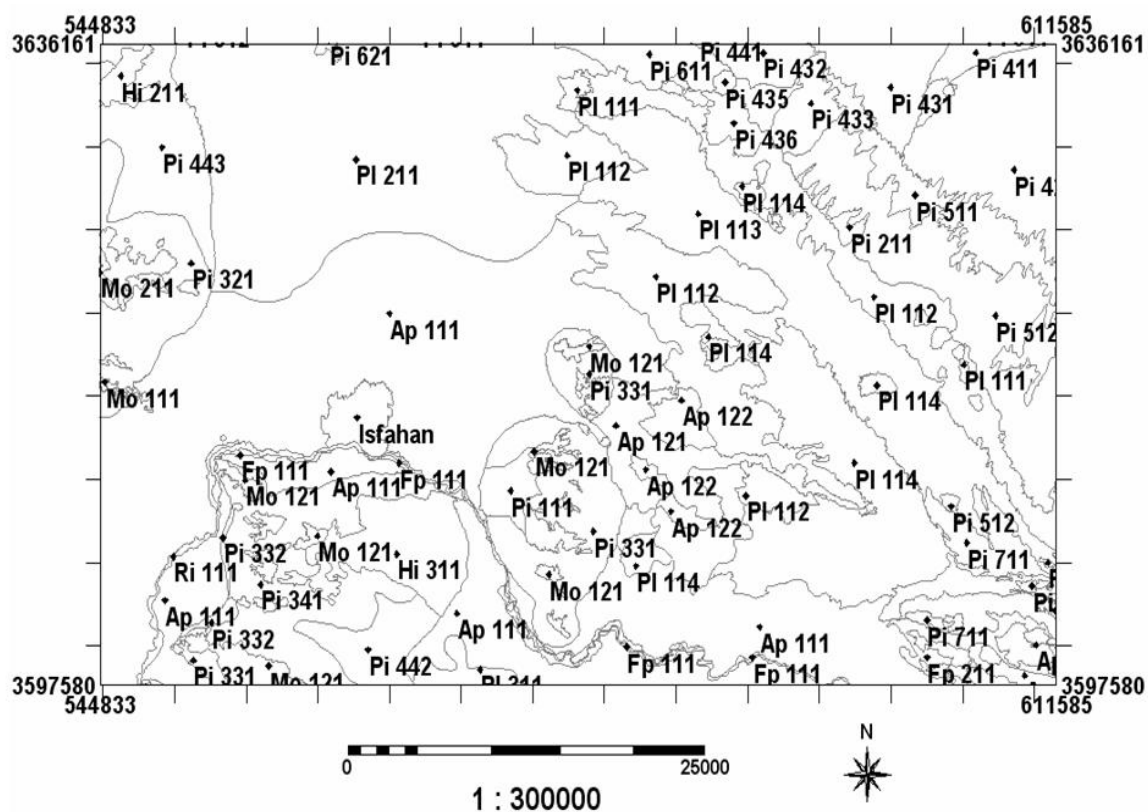
شماره	نمای اراضی	فرم اراضی	سنگ شناسی	سطح ژئومرفیک	کد واحد
1	کوه	رخنمون بریده شده	سنگ آهک مارلی همراه با شیل و آهک تیره	سطح سنگی	Mo 111
2			سنگ آهک مارلی	سطح سنگی	Mo 121
3		پایبمنت سنگی	شیل و آهک تیره فرسایش یافته	پرتگاه سنگی	Mo 211
4	تپه	رخنمون بریده شده	کنگلومرای بازی	سطحی با شیب مرکب	Hi 111
5		رخنمون فرسایش یافته	شیل و آهک تیره بریده شده همراه با		
6		تپه های مرتفع سنگدار	گچ	سطح سنگی همراه با سیستم زهکشی مشبک	Hi 211
7	دامنه	پایبمنت	بقایای شیل	سطحی با شیب مرکب	Hi 311
8		فن دلتا	بقایای شیل	سطحی با شیب مرکب	Pi 111
9			آبرفت دامنه ای جدید	دلتا با شبکه زهکشی واگرا	Pi 211
10		فن بادبزنی شکل	آبرفت آهک فرامینرال دار و کنگلومرای بازی	دلتای دانه درشت	Pi 212
11			آبرفت شیل و آهک تیره رنگ	قسمت بالایی	Pi 311
12			آبرفت سنگ آهک مارلی	قسمت های بالایی همراه با شیب مرکب	Pi 321
13				سطحی با شیب مرکب	Pi 331
14				سطحی با شیب مرکب، کشت شده	Pi 332
15		فن های متصل	آبرفت سنگ آهک های مختلف	فن فعال	Pi 341
16			آبرفت آهک و کنگلومرای بازی و مواد آذرینی	قسمت میانی	Pi 411
17			آبرفت آذریت، گرانودیوریت و آهک	قسمت بالایی	Pi 421
18			آبرفت آهک فرامینرال دار	قسمت بالایی همراه با شبکه متراکم زهکشی	Pi 422
19				قسمت بالایی همراه با شبکه متراکم زهکشی	Pi 431
20				قسمت میانی	Pi 432
21				قسمت زیرین با شبکه متراکم زهکشی	Pi 433
22				قسمت زیرین با شبکه متراکم زهکشی دانه ریز	Pi 434
23				قسمت زیرین، آهکدار	Pi 435
24			آبرفت آهک مارلی و شیل تیره	قسمت زیرین، با کراست نمکی و گچی	Pi 436
25				قسمت میانی با زهکشی کمتر	Pi 441
26				قسمت میانی با زهکشی های موازی	Pi 442
				قسمت زیرین با شبکه متراکم زهکشی	Pi 443

ادامه جدول ۱.

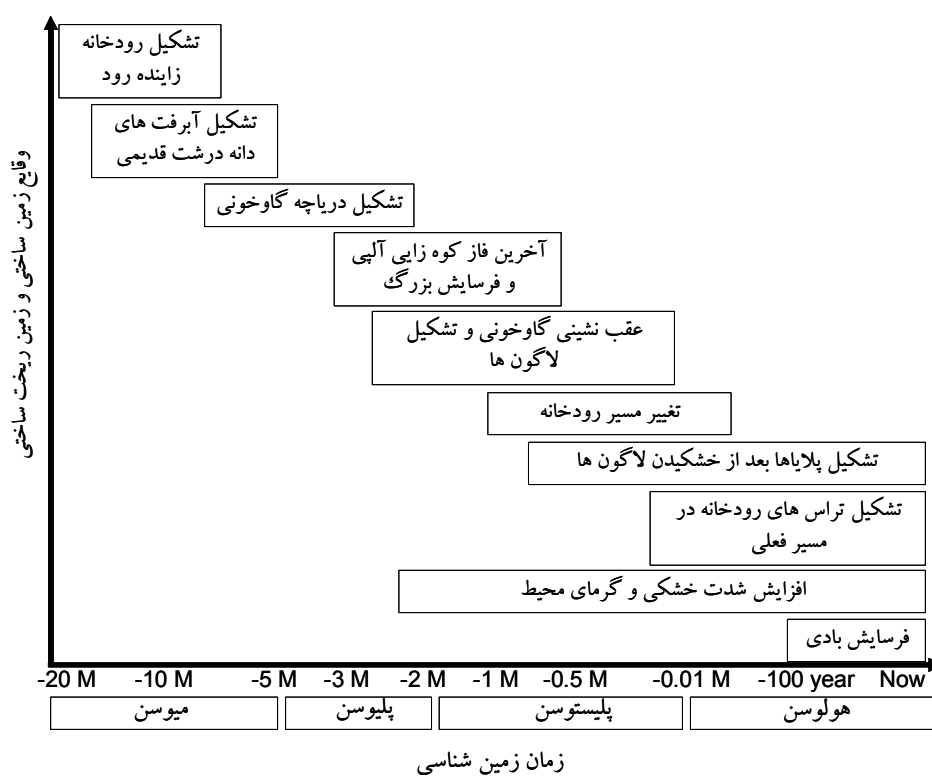
27	فن های متصل و بریده شده	آبرفت آهک فرامینرال دار	تراس قدیمی، پلاتو های گرده ماهی شکل	Pj 511
28			تراس قدیمی با شبکه متراکم زهکش ها	Pj 512
29	فن های متصل قدیمی	رسوبات ریزدانه مارلی و گچدار	تراس قدیمی، صاف و نمکی	Pj 611
30			آبرفت دانه ریز مارلی	Pj 621
31	فن های متصل گرده ماهی	آبرفت دانه درشت گچدار	تراس قدیمی، قسمت زیرین	Pj 711
32	دشت آبرفتی	آبرفت های رودخانه زاینده رود	تراس های کشت شده	Ap 111
33			تراس های کشت شده و شور شده	Ap 112
34		آبرفت های رودهای قدیمی	ماندرهای رودخانه ای	Ap 121
35			تراس های قدیمی کشت شده	Ap 122
36	دشت سیلابی	آبرفت های اخیر	رسوبات حاشیه ای رودخانه، کشت شده	Fp 111
37			رسوبات حاشیه ای رودخانه، شور و کشت شده	Fp 112
38	دشت سیلابی رود فصلی	آبرفت های اخیر	آبرفت های ریزدانه احیا شده شور	Fp 211
39	رسوبات رودخانه	آبرفت های دانه درشت اخیر	آبرفت های داخل رودخانه	Ri 111
40	پایا	رسوبات آبرفتی - لاگونی دانه ریز، شدیداً شور و گچی	زون مرطوب، صاف، شور، کشت شده	pl 111
41			زون مرطوب، صاف، خیلی شور	pl 112
42			پهنه رسی نرم، قلیایی، با زه آب بالا	pl 113
43			پهنه رسی نرم، گچدار، شدیداً شور	pl 114
44	گودی بر خوار	آبرفت های دانه ریز، کمی شور	پهنه رسی، کشت شده	pl 211
45	گودی مرغ	رسوبات آبرفتی - لاگونی دانه ریز و گچی	اراضی پف کرده، لاگونی، گچدار	pl 311
46	گودی جرقویه	رسوبات آبرفتی - لاگونی دانه ریز، شدیداً شور و گچی	پهنه رسی، کشت شده	pl 411



شکل ۲. الف) منابع اراضی متفاوت حاصل فرایندهای هیدرولوژی و زمین ریخت ساختی مختلف در پلاهای سکزی. رسوبات بادی روی پلاهای (W/P)، بادی روی لاگونی (W/L)، بادی روی پلاهای روی رودخانه‌ای (W/P/R)، بادی روی لاگونی (W/P/L)، بادی روی پلاهای روی رودخانه‌ای (W/P/R) می باشند. شماره‌های داخل متن تصویر عبارت از مسیرهای اول تا سوم رودخانه زاینده رود در دوران چهارم زمین شناسی می باشند. ب) آبرفت‌های قدیمی رودخانه زاینده رود در مسیرهای یک (Ap 122) و دو (Ap 121) نشان داده شده در بالا



شکل ۳. سطوح زمین ریختی تفکیک شده در منطقه مورد مطالعه (راهنمای نقشه در جدول ۱ ارائه شده است).



شکل ۴. ترتیب وقایع زمین شناسی، هیدرولوژیکی و زمین ریخت ساختی که از اواخر دوران سوم تاکنون در دره زاینده رود اتفاق افتاده است.

برای تشکیل آنها زمان خیلی زیادی باید گذشته باشد.

۳- تشکیل دریاچه گاوخونی

در دوره میو- پلیوسن با بالا آمدن فلات مرکزی ایران و پسروی دریای قبلی، دریاچه‌های متعددی در گودی‌های بین کوه‌ها بر جای ماندند. وسیع‌ترین دریاچه تشکیل شده در منتهی‌الیه شرقی دره زاینده‌رود در محل تالاب گاوخونی کنونی با گسترش خیلی وسیع‌تر از آنچه اکنون دیده می‌شود، دریاچه گاوخونی نامیده شده است. وسعت این دریاچه در پلیوسن به میزان قابل ملاحظه‌ای زیادتر از کنون بوده است (۷ و ۱۱). به نظر می‌رسد که این دریاچه توسط رودخانه زاینده‌رود و رود فصلی خشکه رود، که از طرف شمال غربی به منطقه مورد بررسی وارد می‌شود، تغذیه می‌شده است. تغییرات اقلیم قدیمی ایران مرکزی با دوره‌های یخچالی و بین یخچالی اروپای شمالی هماهنگی نشان می‌دهد (۹ و ۱۱). وجود لایه سیاه در نقاطی خیلی دورتر از حدود لاگون سگزی (اطراف اصفهان) و حتی چند متری زیر رسوبات آن نشانگر پس و پیش روی این دریای کم عمق در دوره پلیوسن می‌باشد. منطقی خواهد بود اگر لایه سیاه دیده شده در اعماق خاک قسمت شرقی شهر اصفهان را بقایای چمن‌زار حاشیه این دریاچه قبول نمایم. مطالعات گرده شناسی (Palynologic) ایوبی (۲) در لایه سیاه موجود در خاک‌های مدفون شده رنگیده (واقع در شرق منطقه مورد مطالعه) نشان داد که پالینومرف‌های (Palynomorphs) این لایه سیاه خاص دریای کم عمق می‌باشند و متفاوت از انواعی است که در لاگون سگزی تشخیص داده شده اند. خطوط ساحلی تشخیص داده شده در دره زاینده‌رود تأیید کننده وجود یک گاوخونی قدیمی وسیع می‌باشد (۷).

۴- دوره فرسایش شدید

بعد از آخرین بالا آمدن کوه‌های زاگرس در میوسن تا آخرین فاز کوه‌زائی آلپی (تا حدود دو میلیون سال پیش) نشانهای از تغییرات تکتونیکی یا اقلیمی در محیط دیده نشده است (۵) ولی

رشته کوه زاگرس و فرونشستن دریاچه گاوخونی در دوره میوسن، نه تنها موجب تشکیل رودخانه زاینده‌رود گردید، بلکه باعث ایجاد نیرومحرکه‌ای بسیار زیاد برای تشدید فرایندهای فرسایشی در تمامی ارتفاعات دره و رسوب مواد تخریبی در پایین دست شده و در نتیجه این فعالیت‌ها طی مدت چندین میلیون سال مقدار بسیار زیادی از سطح کوه‌ها را فرسوده و مواد تخریبی به صورت لایه‌ای ضخیم از آبرفت‌های دانه درشت در دامنه‌های آن ترسیب نموده است (۱۳). وجود تراس کاملاً مرتفع در محل اتصال رسوبات دامنه‌ای با دشت در امتداد کوه از زیار به طرف شرق در شیب شمالی و از حبیب‌آباد به طرف شرق در شیب جنوبی دره گواه وجود این لایه متصل از رسوبات دانه‌درشت می‌باشد. ضخامت و ارتفاع زیاد این رسوبات نشانگر تداوم فعالیت فرایندهای فرسایش و رسوب در کل دامنه‌های دره احتمالاً تا اوایل دوره پلیوسن می‌باشد. در مقطع خاک این رسوبات آبرفتی دانه‌درشت، وجود افق‌های گچ‌دار در خاک‌های منطقه شرقی و افق‌های آهک‌دار در خاک‌های قسمت‌های منتهی‌الیه غربی دره گواه این موضوع است که در قسمت‌های شرقی و غربی دره زاینده‌رود تفاوت‌های ساختاری و میکروکلیمایی وجود داشته است. شواهد این مدعا وجود تراس‌های دانه درشت قدیمی آهک‌دار در اطراف چرمهین و کارخانه صنایع فولاد می‌باشد (شکل ۵ الف). بقایای این آبرفت‌های دانه درشت گچ‌دار قدیمی را بعضاً فلات‌های آهکی- گچی نیز نامیده‌اند. کانی گچ تجمع یافته در این آبرفت‌ها عمدتاً از رسوبات ژوراسیک، تریاس و کرتاسه کوه‌های اطراف دره منشأ گرفته (۳) و هم‌چنین حاصل از ترسیب رسوبات دریای کم عمق دوره الیگو- میوسن (۲۱) می‌باشند. گستره‌های وسیعی از این رسوبات در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه به نام‌های مارل‌گچی (MPm)، تراس‌های قدیمی (Qt1) و رسوبات قدیمی رودخانه زاینده‌رود (Qt2) نامیده شده است (۱۳). تکامل افق‌های ضخیم آهک‌های ثانویه در آبرفت‌های دانه‌درشت قسمت‌های غربی (۱۲) و افق‌های ضخیم گچ‌های ثانویه در قسمت‌های شرقی مؤید این است که

الف



ب



ج



شکل ۵. الف) بقایای آبرفت‌های دانه درشت گچ دار قدیمی به صورت تپه‌های گرده‌ماهی شکل واقع در تراس رودخانه و اراضی احیا شده. ب) لایه ضخیم حاصل از رسوبات لاگونی در پلایای سگری. ج) لایه‌های خاک تشکیل شده روی رسوبات رودخانه‌ای (مسیر دوم شکل ۲ الف، واحد Ap 121 شکل ۲ ب).

گودی‌های سگری و مرغ کاسته و در طول آخرین فاز کوه‌زایی آلپی، لاگون در این دو گودی تشکیل شده است. شرایط لاگونی در این گودی‌ها تا اوایل دوره هولوسن تداوم داشته است. بقایای این لاگون‌ها به صورت لایه‌هایی سیاه رنگ در ضخامت‌های زیاد در قسمت‌های عمده‌ای از اراضی این واحدهای زمین ریختی دیده می‌شوند (شکل ۵ ب). در لایه‌های عمقی خاک تشکیل شده در این گودی‌ها لایه‌های سیاه حاصل از تالاب‌های مزبور مشاهده می‌شوند (۲).

۶- تغییر مسیر رودخانه

بعد از آخرین مراحل کوه‌زایی آلپی و فرسایش بزرگ، به دلیل تغییر شرایط محیطی و اقلیمی (خشک شدن متوالی محیط)، از اوایل دوره پلیستوسن به بعد با کاهش نیروی محرکه رودخانه زاینده‌رود مسیر حرکتش را در شرق شهر اصفهان به دفعات تغییر داده، و بعد از هر تغییر مسیر، تراس‌های جدیدی نهشته است. همگام با تشکیل لاگون سگری، رودخانه بعد از شهر اصفهان از شمالی‌ترین مسیر خود عبور می‌کرده است (شکل ۲ الف، مسیر یک)، جائیکه قدیمی‌ترین تراس‌های آن گذاشته شده است (۱، ۴ و ۶). در این مسیر رودخانه از محل کنونی ورودی فرودگاه شهید بهشتی اصفهان عبور و بعد به طرف جنوب تغییر مسیر می‌داده و از منطقه بر آن شمالی و جنوبی عبور و به مسیر کنونی می‌رسیده است. وجود لایه‌های ضخیم شن و ماسه رودخانه‌ای واقع در معادن ایجاد شده در مسیر شمالی رودخانه که از ورودی فرودگاه شروع و تا برآن ادامه دارد مؤید این مسأله می‌باشد که از این مسیر آب حجیم و متلاطمی برای مدت مدیدی عبور می‌کرده است. وجود لایه‌های ضخیم شن و ماسه تمیز رودخانه‌ای زیر رسوبات پلایایی و روی لایه سیاه لاگونی در محل شرقی این مسیر، نشان‌دهنده این مسأله است که، رودخانه در این محل لاگون سگری را تغذیه می‌کرده است. هم‌چنین ثابت می‌نماید که لاگونی شدن گودی سگری زودتر، و پلایایی شدن آن خیلی دیرتر از ترسیب آبرفت‌های رودخانه‌ای انجام گرفته است. تکامل افق‌های رسی در مقطع خاک تشریح

بعد از آن و طی آخرین فاز کوه‌زایی آلپی، یک بار دیگر رشته کوه زاگرس شروع به بالا آمدن نموده و دریاچه گاوخونی فرو نشسته است (۴). گرادیان هیدرولیکی ایجاد شده بواسطه این تغییرات تکتونیکی باعث تشدید فرایندهای فرسایشی و جابه‌جایی مواد فرسوده در محیط دره شده و در حین آخرین فاز کوه‌زایی آلپی یعنی اواخر دوره پلیوسن (Pliocene) و طی دوره پلیستوسن بیشتر لایه آبرفتی دانه درشت گچ‌دار قدیمی که سطح دامنه‌های قدیمی را پوشش می‌داده فرسوده و از محیط خارج گردیده است و بقایای خود را به صورت تپه‌هایی منفرد و یا مناطقی بالا افتاده یکپارچه برجای گذاشت (شکل ۵ الف). شکل و جهت تپه‌های باقی‌مانده نشان دهنده آنست که این رسوبات به واسطه روان‌آب‌های سطحی و موازی مسیر زهکش‌های دامنه‌ای شسته شده و به اراضی پائین دست منتقل گشته‌اند.

وجود بقایای این رسوبات در دامنه‌ها، پلایاها و تراس‌های رودخانه مؤید این حقیقت است که در زمان قدیم، اقلیم پلایایی در منطقه وجود نداشته است و تراس رودخانه نیز باریک‌تر از تراس کنونی و طول دامنه‌های کوه‌ها خیلی بیشتر از زمان حال بوده است. رو قرار گرفتن رسوبات پلایایی و رسوبات رودخانه‌ای در محل برخورد آنها با نهشته‌های دانه درشت گچ‌دار قدیمی، جوان‌تر بودن این واحدهای زمین‌ریختی را تأیید می‌نماید.

۵- تشکیل لاگون‌ها

طی دوره فرسایش بزرگ، دریاچه قبلی از غرب به طرف شرق منطقه عقب نشینی کرده و در بعضی گودی‌ها آب کم‌عمقی را به‌جای گذاشته است. این محیط‌های آبی از طریق ورود آب از بالادست و یا به کمک رودخانه تغذیه می‌شده‌اند.

در ایران مرکزی، دوره‌های کمی مرطوب‌تر دوره پلیستوسن با فازهای یخچالی و برعکس دوره‌های خشک‌تر با فازهای بین یخچالی اروپای شمالی هماهنگ می‌باشند (۷، ۱۰ و ۱۱). با خشک‌تر شدن محیط در اواسط دوره پلیستوسن آب

تکامل یافته، که دارای افق‌های تجمع رس و سخت دانه‌های آهکی تا اعماق خیلی زیاد هستند، نشان از رسوب گذاری منقطع و متوالی طولانی مدت در این پلایا است. عمده مواد دانه ریز ورودی به این گودی به شکل سیلاب‌های فصلی بوده است.

عمق ساختاری خاک چندتکاملی تشکیل شده در این پلایا به حدود سی تا چهل متر (چاه‌های قنات موجود در این اراضی) در حاشیه جنوبی این واحد (حوالی شاهپور جدید) می‌رسد. این ضخامت رسوب‌گذاری نشانه‌ای از گودی اولیه در این واحد است. بیشتر مواد ریز و درشت پر شده در این پلایا از فرسایش و جابجائی شیل‌ها و آهک‌های مارلی رشته کوه کرکس تشکیل یافته است. مسیرهای ورود آب و مواد ریز و درشت در شکل ۲ الف نمایان است. سفیدی رنگ مواد وارد شده به این گودی در این شکل نشان از سیلابی بودن آنها می‌باشد. انباشتگی لایه‌های ضخیم رسوبات دانه‌ریز شیلی آهکی که عمدتاً سست و سفید رنگ می‌باشند، وجه مشخصه این رسوبات می‌باشد. خاک تکامل یافته و وجود سخت دانه‌های آهکی خیلی بزرگ تشکیل شده در افق‌های تحت‌الارض شاهد دیگری از قدمت نسبی این واحد می‌باشد (تشکیل آن احتمالاً از اوایل پلیستوسن شروع شده است). بعد از خشک شدن لاگون‌ها، فرایند پلایایی شدن، با شروع دوره هولوسن در گودی‌های سگزی و مرغ آغاز گردیده است (۲۲). در دوره هولوسن و برای مدت طولانی اکوسیستم و شرایط زیستی در پلایای سگزی به مراتب بهتر از وضعیت کنونی بود است. بالا بودن سطح آب زیر زمینی و وجود روان آب‌های سطحی در امتداد زه‌کش‌های طبیعی، روئیدن گیاهان زه‌دوست و پوشاندن بیشتر سطح پلایا شواهد خوبی از وضعیت زیستی بهتر قبلی می‌باشند (شکل ۶ الف). بقایای ریشه گیاهان در تمامی قسمت‌ها و وجود برش‌های خشک شده خاک چمنی در دیوارهای آغل گوسفندان چرا کننده در محیط سرسبز قبلی ثابت می‌نماید که تا دهه‌های پیش نیز شرایط زیستی و اکوسیستم پلایای سگزی خیلی بهتر از حال بوده است. شکل ۲ الف وسعت پلایاهای تشکیل شده بر لاگون‌های قبلی را نشان

شده روی تراس بالایی رودخانه در این مسیر مؤید سن نسبی زیاد این تراس‌ها می‌باشد. رسوبات دانه‌درشت تراس‌های پایینی رودخانه در شرق گورت نشان‌دهنده جهت رو به جنوب رودخانه در این مسیر می‌باشد (شکل ۲ ب، واحد Ap 122).

با خشک‌تر شدن محیط در اواسط دوره پلیستوسن (۲۲) و کم شدن حجم آب رودخانه، توانایی دور زدن کوه زینل (شکل ۲ الف) از رودخانه سلب و مسیر جدید خود را از محل بریدگی گورت به طرف شرق اختیار نموده است (مسیر شماره ۲، شکل ۲ الف). مسیر حرکت سه شاخه‌ای رودخانه بعد از عبور کردن از تنگه گورت در تصاویر هوایی تشریح شده کاملاً مشخص و ابعاد حرکت رودخانه در هر شاخه هویدا می‌باشد (شکل ۲ ب، رسوبات واحد Ap 121). حالت مئاندری رسوبات رودخانه در این مسیر، جداسازی آنها را از تراس‌های مسیر قبلی کاملاً امکان پذیر نموده است. ضخامت لایه‌های حاوی قلوه سنگ گرد و شن و ماسه رودخانه‌ای نشان‌دهنده طول دوره مدیدی است که آب پر حجمی از این مسیر عبور کرده است (شکل ۵ ج). خاک‌های جوان تراس رودخانه در این مسیر (Ap 121) که بین عدسی‌هایی از تراس‌های مسیر قبلی (Ap 122) گذاشته شده بود، در تفسیر عکس‌های هوایی کاملاً تفکیک شده‌اند (شکل ۲ ب). تکامل پرفیلی ضعیف خاک رسوبات این مسیر نسبت به رسوبات مسیر قبلی وجه مشخصه آن می‌باشد (شکل ۵ ج). تراس‌های رودخانه‌ای در شاخه شرقی این مسیر به وسیله رسوبات ضخیم پلایایی پوشانیده شده‌اند. این فرایند نشانگر سرعت گرفتن رسوب گذاری پلایایی در اوایل دوره هولوسن بعد از نهشته شدن تراس‌های رودخانه است.

۷- تشکیل پلایاها

به نظر می‌رسد که رسوب‌گذاری پلایایی در پلایای برخوار در اوایل پلیستوسن و موقعی که پلایای سگزی در مرحله لاگونی بوده شروع شده است. تشکیل افق‌های رسی و آهک ثانویه و تحکیم ساختمان خاک در افق‌های رسی خاک این اراضی، نشانه‌ای از سن نسبی بالای آن است. تشکیل خاک‌های مطابق

الف



ب



ج



شکل ۶. الف) بقایای طوقه و ریشه گیاهان نشان دهنده پوشش گیاهی مناسب قبلی در پلایای سگری، ب) اراضی احیا شده در محدوده سطح زمین ریختی (Fp 211) واقع در سطوح زهکش کننده پلایای سگری، ج) رسوبات بادی روی لایه های باتلاقی در پلایای سگری (PI 114).

می دهد.

قسمت های عمده تراس بالایی منجر به هم گرایی خاک ها در این اراضی شده و تماماً دارای افق تجمع رس می باشند.

۹ - شروع فرسایش بادی

قبل از سده حاضر، چنان که بحث گردید وضعیت اکوسیستمی بهتر و ثابت تری بر کل اراضی دره زاینده رود حکم فرما بوده است و هیچ نشانه ای از وجود فرسایش بادی مشاهده نگردیده است. حتی داخل رسوبات دانه درشت رودخانه ای، در مسیرهای قبلی مدفون شده زیر رسوبات پلایایی نیز هیچ گونه آثاری از وجود فرسایش بادی دیده نشده است. به نظر می آید که فرسایش بادی از فاصله زمانی نه چندان دوری شروع و شدت گرفته است. قبلاً عواملی مثل سنگ فرش بیابانی که سطح تمامی اراضی دامنه ای را می پوشانده است، سطوح غرقاب شده و پوشش گیاهی، توانایی کاملی در حفظ اراضی در مقابل فرسایش بادی را داشته اند، ولی در مدت چند دهه کوتاه بعد از خشک تر شدن محیط و به واسطه حاکم شدن فرایندهای زیر نیرو محرکه زیادی برای برهوت شدن و انحطاط شدید و سریع اراضی قسمت شرقی دره مخصوصاً محدوده سگزی ایجاد گردیده است (شکل ۶ ج). ۱- کاهش نزولات آسمانی و خشک تر شدن محیط در ایران مرکزی. ۲- حذف آب های سطحی و پائین رفتن سطح آب های زیر زمینی. ۳- ایجاد شبکه زهکش مصنوعی در اراضی رودشت بدون توجه به تأثیرات بعدی (احیای اراضی غرقابی رودشت و سگزی). ۴- از بین رفتن پوشش گیاهی از روی اراضی پلایاها و لخت شدن سطح آنها. ۵- تشکیل لایه نمکی در سطح خاک ها و متفرق شدن خاک دانه ها. ۶- تجمع کانی گچ در لایه سطحی خاک و از بین رفتن ساختمان خاک. ۷- کاهش شدید قدرت چسبندگی خاک دانه ها و افزایش شدید فرسایش پذیری خاک سطحی. ۸- افزایش فعالیت های انسان از قبیل ایجاد معادن روباز برای استخراج گچ، شن و ماسه و افزایش تعداد کارخانه های استفاده کننده رس برای تولید آجر در سطوح زمین ریختی دامنه ای و پلایاها. این فعالیت ها موجب رها شدن و در معرض باد قرار

به هم پیوستن تمامی زه آب های پلایای سگزی، در منتهی الیه شرقی آن در سمت شمالی منطقه رودشت، تشکیل دهنده جریانات دائمی آب می شده است و باعث غرقاب و احیا نمودن خاک اراضی نسبتاً وسیعی در اطراف آبراهه ها شده است. غرقاب ماندن طولانی مدت اراضی پلایا و حتی آبرفت های رودخانه در محل جنوب شرقی منطقه مطالعه شده همراه با قسمت هایی از اراضی رودشت منجر به تشکیل سطح زمین ریختی جدیدی شده است (جدول ۱، Fp 211). شرایط احيائي دائم منجر به تشكيل خاک های احیا شده در مناطق غرقابی شده است. این واحد زمین ریختی در عکس های هوایی به راحتی تفسیر و تفکیک شده و خاک های احیا شده آن در صحرا به واسطه رنگ کبود خود کاملاً قابل تشخیص می باشند. خصوصیت احيایی این خاک ها در شکل (۶ ب) نشان داده شده است.

۸ - تشکیل تراس های رودخانه

شروع دوره هولوسن، مصادف با آخرین فاز بین یخچالی اروپا و مصادف با تشدید خشکی محیط در ایران مرکزی بوده است (۱۱). به خاطر کاهش رطوبت مؤثر محیط و کاهش قدرت جریان آب، رودخانه مسیر حرکت خود را به سمت مسیر کنونی تغییر داده و مسیر کوتاه تری را انتخاب نموده است (شکل ۲ الف، مسیر سوم). طی دوره هولوسن در اطراف مسیر تغییر یافته رودخانه، تراس های سه گانه جدیدی تشکیل گردیده است. در این تراس ها سطوح زمین ریختی Fp 111، Ap 112، و Fp 112 (جدول ۱) در منطقه مورد مطالعه تشخیص داده شده است که شامل تراس های بالایی، میانی و پائینی رودخانه زاینده رود می شوند. عمده خاک های تراس بالائی دارای افق تکامل یافته رسی هستند و وجه مشخصه خاک تراس میانی وجود افق کمبیک در بعضی نقاط است. بقیه آبرفت های رودخانه که دارای خاک جوان و بدون تکامل اند، متعلق به تراس پائینی رودخانه می باشند. ثابت بودن فاکتورها و فرایندهای خاک سازی در

گرفتن مواد سست و دانه‌ریز خاک شده و باد نیز باعث پراکندن و جابه‌جایی آنها شده است.

نتیجه‌گیری

توالی فرایندهای زمین‌شناسی، هیدرولوژی و زمین-ریخت‌شناختی توضیح داده شده موجب تشکیل مجموعه‌ای از سطوح زمین‌ریخت‌ساختی و انواع متنوعی از خاک‌ها در محدوده دره زاینده‌رود شده‌اند، که بدون در نظر گرفتن فرایند-های تاریخی چگونگی تشکیل و تکوین آنها امکان تفکیک دقیق و توضیح دلایل تنوع بیش از حد آنها وجود نداشته است. این تفاسیر روند تکاملی زمانی، به ما کمک می‌نماید تا جزئی‌ترین تفاوت‌های سطوح از هم تفکیک شده و به ما در فهم دلایل تنوع رفتاری خاک‌ها در مقابل انواع استفاده‌های اراضی در محدوده یک سطح زمین ریختی کمک می‌نماید و حتی بیان‌کننده دلایل تنوع خاک‌ها در یک طبقه رده بندی می‌باشند. نهایتاً براساس یافته‌های این تحقیق نتیجه‌گیری می‌شود که: ۱- آبرفت‌های دانه درشت گچ‌دار قدیمی، مسن‌ترین واحد تشکیل-شده در دره زاینده‌رود بوده و بقایای آبرفت‌های دامنه‌ای تشکیل‌شده قبل از دوره پلیستوسن در کل دره می‌باشند. ۲- پلایاهای تشکیل‌شده در منطقه هر کدام با پیشینه متفاوت و

تحت رخدادهای محیطی مختلفی تشکیل شده‌اند و بعضاً دارای لایه‌هایی که مبین ترتیب زمانی رسوب گذاری لایه‌های تالابی، رودخانه‌ای و پلایایی می‌باشند. ۳- بقایای طوقه و ریشه گیاهان مختلف در پلایای سگری و وجود دیوارهای آغل ساخته شده به وسیله مقاطع چمن نشان می‌دهد که این پلایا قبلاً محیطی سرسبزتر و پایدارتر نسبت به زمان فعلی داشته است. ۴- وجود لایه‌های روشن (احیا شده) در خاک پاره‌ای از واحدهای اراضی منطقه نشان دهنده وجود زه‌آب بسیار زیادتر قبلی در این واحدها می‌باشد. ۵- توالی ترسیب لایه‌ها در پلایاها، نشان از جدیدتر بودن رسوبات بادی می‌باشد. بنظر می‌رسد زه‌کش کردن اراضی رودشت و پایین رفتن سطح سفره زیرزمینی و از بین رفتن هر نوع محافظ سطحی خاک‌ها باعث شروع فرسایش بادی شده‌اند. ۶- رودخانه زاینده‌رود حداقل در سه مرحله مسیر خود را بعد از شهر اصفهان تغییر داده و در هر مرحله تراس‌های خود را تشکیل داده است.

سپاسگزاری

بدین وسیله از داوران محترمی که زحمت تصحیح مقاله را تقبل نموده‌اند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع مورد استفاده

۱. احمدی، ح. و س. سلطانی. ۱۳۷۵. بررسی پادگانه‌های آبرفتی زاینده‌رود. مجله منابع طبیعی ایران ۴۹: ۲۵ - ۳۳.
۲. ایوبی، ش. ۱۳۸۱. شواهد پدوژنیک تغییرات اقلیم در دوره کواترنر به جا مانده در خاک‌های قدیمی اصفهان و امام قیس. پایان نامه دکتری خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
۳. تومانیان، ن.، ا. جلالیان و ع. ذوالانوار. ۱۳۷۸. منشا زمین شناسی کانی گچ در خاک‌های شمال غربی اصفهان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی ۳: ۲۵ - ۴۰.
۴. جعفریان، م. آ. ۳۶۵. جغرافیای گذشته و مراحل تکوین دره زاینده‌رود. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان ۱: ۱۵ - ۳۱.
۵. درویش زاده، آ. ۱۳۷۱. زمین شناسی/ایران. نشر موسسه ندا، تهران.
۶. رامشت، م. ح. ۱۳۷۱. رودخانه زاینده‌رود و تأثیر آن بر سیمای فضایی اصفهان. پایان نامه دکتری جغرافیای طبیعی، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
۷. رامشت، م. ح. ۱۳۷۳. تغییرات رطوبتی ایران در دوره کواترنر. مجموعه مقالات نخستین سمپوزیوم بین المللی کواترنر، دانشگاه تهران.

۸. زاهدی، م. ۱۳۵۵. زمین شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن، گزارش شماره F8.
۹. کریم زاده، ح.ر. ۱۳۸۱. چگونگی تکوین و تکامل خاک در لندفرم‌های مختلف و منشایابی رسوبات فرسایش یافته بادی در منطقه شرق اصفهان. پایان نامه دکتری خاک‌شناسی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
۱۰. معتمد، ا. ۱۳۶۷. نگاهی به شرایط اقلیمی ایران مرکزی. مجله علوم دانشگاه تهران ۱۷: ۱۱۵ - ۱۲۹.
۱۱. معتمد، ا. ۱۳۷۶. کواترنری، چهارمین دوران زمین شناسی. نشر دانشگاه تهران.
۱۲. نوربخش ف. ۱۳۸۱. مطالعه اجمالی خاک‌های زرین شهر، طالخنچه و چرمهین. مؤسسه تحقیقات خاک و آب، نشریه شماره ۱۱۴۳، ۱۰۸ صفحه.
۱۳. وزارت صنایع و معادن، ۱۳۵۷. زمین شناسی ایران، گزارش شماره J7.
14. Brookes, I.A., L.D. Levine and R.W. Dennell. 1982. Alluvial sequence in central west Iran and implications for archaeological survey. *J. Field Archaeol.* 9: 285-302.
15. Bobek, H. 1963. Nature and implications of Quaternary climatic changes in Iran. PP: 403-413. *Proceedings of Symposium on Changes of Climate, Rome, UNESCO, WMO.*
16. Bull, W.B. 1991. *Geomorphic Responses to Climatic change.* Oxford University Press, London.
17. Canton, Y., A. Sole-benet and R. Lazaro. 2003. Soil-geomorphology relation in gypsiferous materials of Tabernas desert. *Geoderma* 115: 193-222.
18. Catt J. A. 1991. Soils as indicators of Quaternary climatic change in mid-latitude regions. PP.167-187. *In: M.J. Pavich (Ed.), Weathering and Soils Elsevier, Netherlands.*
19. Dugas, P.D. 1998. Late Quaternary variations in the level of palaeo-lake Malheur, eastern Oregon. *Quaternary Res.* 50: 276-282.
20. Gerrard, A.J. 1981. *Soils and Landforms. An Integration of Geomorphology and Pedology.* George Allen & Unwin Pub. Ltd., London.
21. Khademi, H., A.R. Mermut and H.R. Krouse. 1997. Sulfur isotope geochemistry of gypsiferous Aridisols from central Iran. *Geoderma* 80: 195-209.
22. Krinsley, D.B. 1970. A geomorphological and palaeoclimatological study of the playas of Iran. *Geologic Survey, USDI, Washington.*
23. Muller, A. and U. Mathesius. 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic, I. The application of sedimentary C_{org}/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 1-16.
24. Soil Survey Staff. 2006. *Keys to Soil Taxonomy.* 10th ed., NRCS, USDA.