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 به‌ترتیب 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 زمین نماها، فرایندهای زمین ریختی و تشکیل پلایاها

مقدمه

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، کنترل کننده سرعت فرسایش و رسوب می باشد 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، فعالیت‌های تکتونیکی همراه با فرایندهای هیدرولوژی و زمین‌ریخت‌ساختی و هم‌چنین تغییرات اقلیمی حاکم بر نحوه و جریان تکاملی اراضی و خاک‌ها می باشند (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 می شوند، 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

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

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

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

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

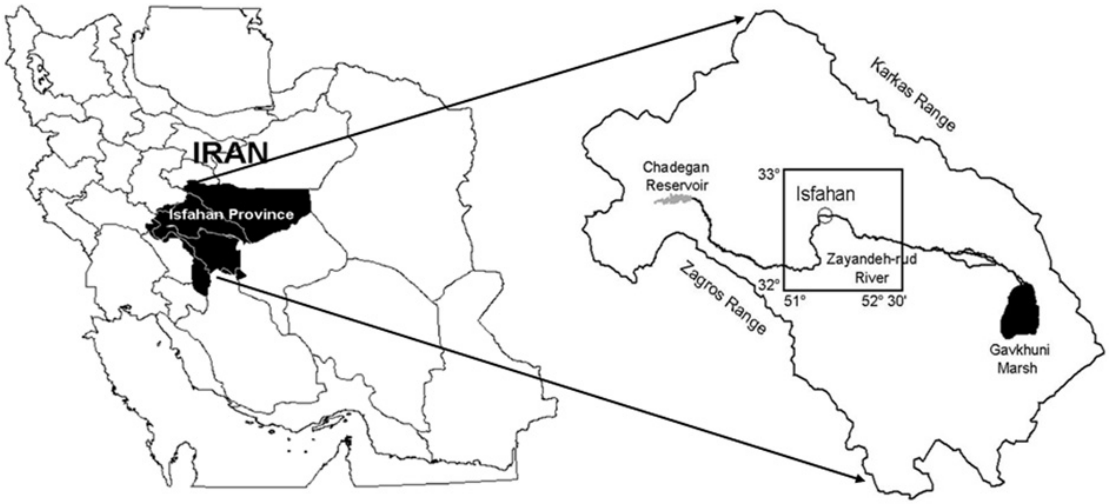
بروکس و همکاران توالی آبرفت‌ها را در غرب منطقه مرکزی ایران برای مقاصد باستان‌شناسی مطالعه نموده و از توالی خصوصیات آنها برای اثبات تغییرات محیطی استفاده نمودند (۱۴). بوبک ارتباط نسبی واحدهای زمین ریخت ساختی و چگونگی تشکیل آنها را برای بازسازی شرایط و توالی تغییرات اقلیم قدیم در دوره کواترنر(Quaternary) استفاده نمود (۱۵). دوگاس پدیده‌های زمین ریخت شناختی را برای نشان دادن و بیان تغییرات حدود و وسعت دریاچه قدیمی مالهور(Malheur) واقع در شرق ارگان (Oregan) 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 برجای‌مانده 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 پلئیستوسن (Pleistocene) تشکیل شده‌اند (۲). اگرچه منطقه اصفهان از نظر سیاسی، اقتصادی و اجتماعی جزء مهم‌ترین قسمت‌های کشور محسوب می‌گردد ولی متاسفانه 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 '۱۵ °۵۲ -'۳۰ °۵۱ شرقی و "۳۰ '۵۲ °۳۲ - '۳۰ °۳۲ 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 زمین‌ریخت ساختی تشکیل دهنده اراضی از روی ترتیب رسوب گذاری لایه‌ها مشخص شد (۸). برای تفکیک و مشخص کردن سطوح-زمین‌ریختی و تعیین چگونگی پراکنش خاک‌نماها (Soilscapes) 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 ریخت ساختی 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 صحرا) 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 درمرحله 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

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]



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

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 طی وقوع مراحل مختلف تکاملی در دره زاینده‌رود کلا 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 جای‌مانده 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

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1] [Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

جدول۱. راهنمای واحدهای زمین ریخت شناختی سلسله مراتبی تفکیک شده در منطقه مورد مطالعه

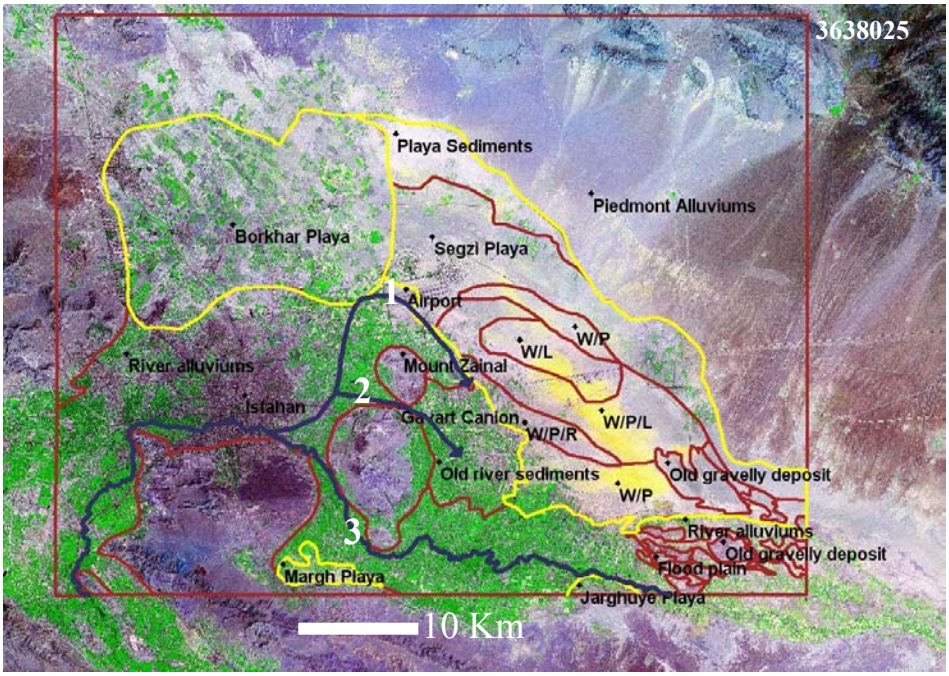
کد واحد	سطح ژئومرفیک	سنگ شناسی	فرم اراضی	نمای اراضی	شماره
Mo 111	سطح سنگی	سنگ آهک مارلی همراه با شیل و آهک تیره	رخنمون بریده شده	کوه	1
Mo 121	سطح سنگی	سنگ آهک مارلی			2
Mo 211	پرتگاه سنگی	شیل و آهک تیره فرسایش یافته	پدیمنت سنگی		3
Hi 111	سطحی با شیب مرکب	کنگلومرای بازی	رخنمون بریده شده	تپه	4
		شیل و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

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1] [Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

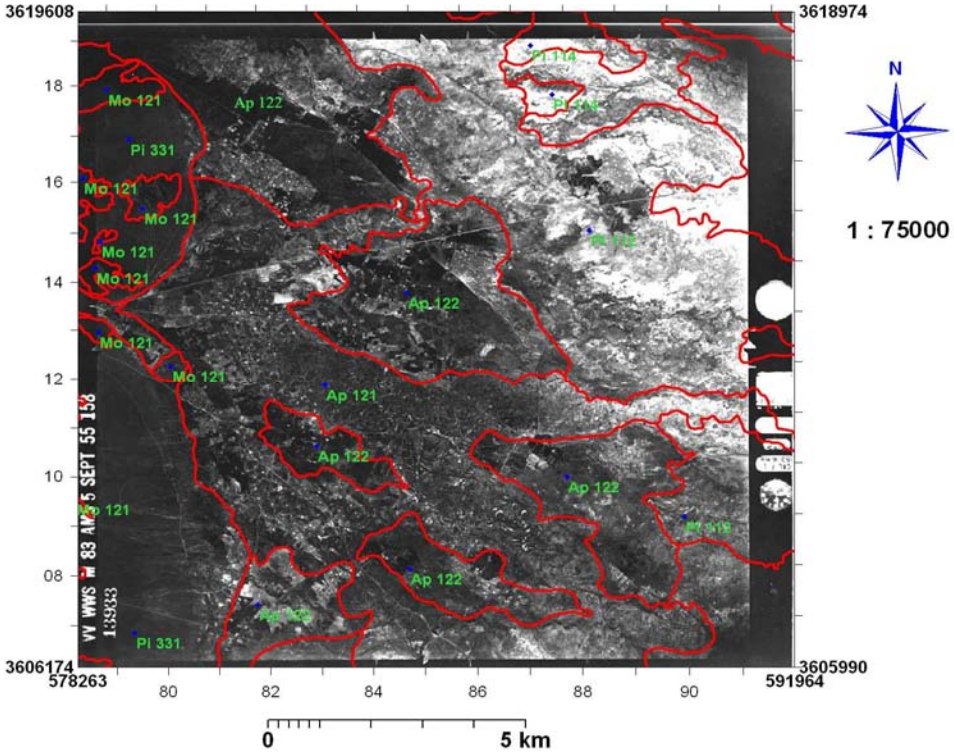
ادامه جدول ۱.

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

الف



ب

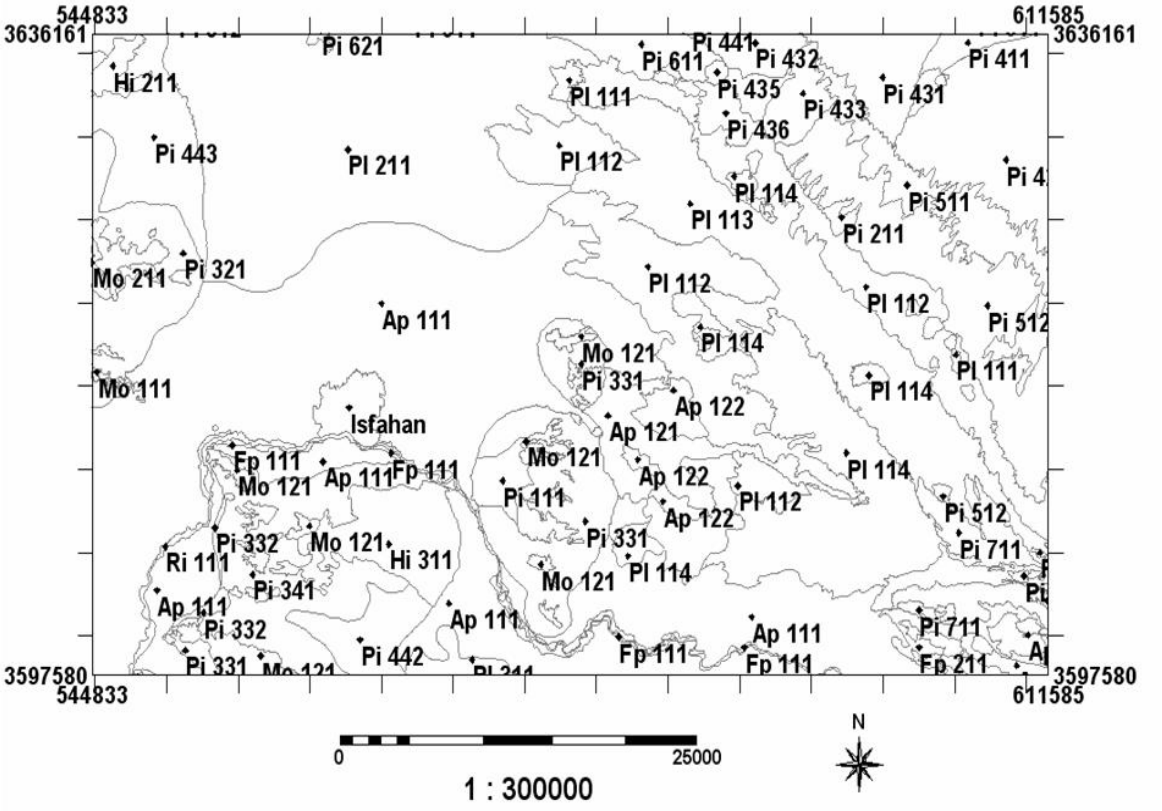


شکل۲. الف) منابع اراضی متفاوت حاصل فرایندهای هیدرولوژی و زمین ریخت ساختی مختلف در پلایای سگزی. رسوبات بادی روی پلایایی (W/P)، بادی روی لاگونی (W/L)، بادی روی پلایایی روی لاگونی (W/P/L)، بادی روی پلایایی روی رودخانه‌ای (W/P/R). شماره‌های داخل متن تصویر عبارت از مسیر های اول تا سوم رودخانه زاینده رود در دوران چهارم زمین شناسی می باشند.

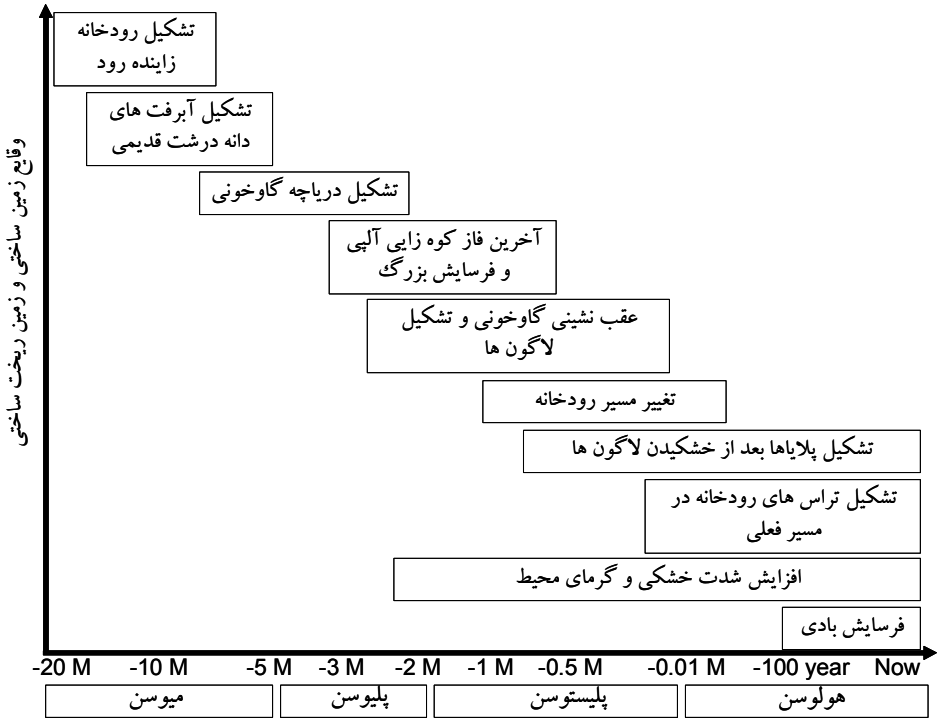
ب) آبرفت‌های قدیمی رودخانه زاینده رود در مسیرهای یک (Ap 122) و دو(Ap 121) نشان داده شده در بالا

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]



شکل۳. سطوح زمین ریختی تفکیک شده در منطقه مورد مطالعه (راهنمای نقشه در جدول۱ ارائه شده است).



شکل۴. ترتیب وقایع زمین شناسی، هیدرولوژیکی و زمین ریخت ساختی که از اواخر دوران سوم تاکنون در دره زاینده‌رود اتفاق افتاده است.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

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 احتمالا تا اوایل دوره پلیوسن می باشد. در مقطع خاک این رسوبات آبرفتی‌دانه‌درشت، 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 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 می شود، دریاچه گاوخونی نامیده شده است. وسعت این دریاچه در پلیوسن به میزان قابل ملاحظه‌ای زیادتر از کنون بوده است (۷ و ۱۱). به‌نظر میرسد که این دریاچه توسط رودخانه زاینده‌رود و رود فصلی خشکه رود، که از طرف شمال غربی به منطقه مورد بررسی وارد می شود، تغذیه می شده است. تغییرات اقلیم قدیمی ایران مرکزی با دوره‌های یخچالی و بین یخچالی اروپای شمالی هماهنگی نشان می دهد (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 می باشد. منطقی خواهد بود اگر لایه سیاه دیده شده در اعماق خاک قسمت شرقی شهر اصفهان را بقایای چمن‌زار حاشیه این دریاچه قبول نمائیم. 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 تائید کننده وجود یک گاوخونی قدیمی وسیع می باشد (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) نشآنهای از تغییرات تکتونیکی یا اقلیمی در محیط دیده نشده است (۵) ولی

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

الف



ب



ج



شکل۵. الف) بقایای آبرفت‌های دانه‌درشت گچ‌دار قدیمی به صورت تپه‌های گرده‌ماهی شکل واقع در تراس رودخانه و اراضی احیا شده. ب) لایه ضخیم حاصل از رسوبات لاگونی در پلایای سگزی. ج) لایه‌های خاک تشکیل شده روی رسوبات رودخانه‌ای (مسیر دوم شکل ۲ الف، واحد Ap 121 شکل ۲ ب).

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

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 جابه‌جائی مواد فرسوده در محیط دره شده و در حین آخرین فاز کوهزایی آلپی یعنی اواخر دوره پلیوسن (Pliocene) و طی دوره پلئیستوسن 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 پلئیستوسن 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 پلئیستوسن آب گودی‌های سگزی و مرغ کاسته و در طول آخرین فاز کوه‌زائی 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 تشکیل‌شده 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، به‌دلیل تغییر شرایط محیطی و اقلیمی (خشک شدن متوالی محیط)، از اوایل دوره پلئیستوسن 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 سگزی، رودخانه بعد از شهر اصفهان از شمالی‌ترین مسیر خود عبور می‌کرده است (شکل۲ 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 براآن 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 سگزی را تغذیه می‌کرده است. هم‌چنین ثابت می‌نماید که لاگونی شدن گودی سگزی زودتر، و پلایایی شدن آن خیلی دیرتر از ترسیب آبرفت‌های رودخانه‌ای انجام گرفته است. تکامل افق‌های رسی در مقطع خاک تشریح

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

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 پلئیستوسن (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، شکل۲ الف). مسیر حرکت سه شاخه‌ای رودخانه بعد از عبور کردن از تنگه گورت در تصاویر هوایی تشریح شده کاملا مشخص و ابعاد حرکت رودخانه در هر شاخه هویدا می‌باشد (شکل ۲ ب، رسوبات واحدAp 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 کاملا تفکیک شده‌اند (شکل ۲ ب). تکامل پرفیلی ضعیف خاک رسوبات این مسیر نسبت به رسوبات مسیر قبلی وجه مشخصه آن می‌باشد (شکل۵ 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

به‌نظر می‌رسد که رسوب‌گذاری پلایایی در پلایای برخوار در اوایل پلئیستوسن 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 مطبق 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) می رسد. 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 احتمالا از اوایل پلئیستوسن 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

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

الف



ب



ج



شکل۶. الف) بقایای طوقه و ریشه گیاهان نشان دهنده پوشش گیاهی مناسب قبلی در پلایای سگزی، ب) اراضی احیا شده در محدوده سطح زمین ریختی (Fp 211) واقع درسطوح زهکش کننده پلایای سگزی، ج) رسوبات بادی روی لایه های باتلاقی در پلایای سگزی (Pl 114).

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

می‌دهد.

به هم پیوستن تمامی زه‌آب‌های پلایای سگزی، در منتهی‌الیه شرقی آن در سمت شمالی منطقه رودشت، تشکیل دهنده جریانات دائمی آب می‌شده است و باعث غرقاب و احیا نمودن خاک اراضی نسبتاً وسیعی در اطراف آبراهه‌ها شده است. غرقاب ماندن طولانی مدت اراضی پلایا و حتی آبرفت‌های رودخانه در محل جنوب شرقی منطقه مطالعه شده همراه با قسمت‌هائی از اراضی رودشت منجر به تشکیل سطح زمین‌ریختی جدیدی شده است (جدول ۱، Fp 211). شرایط احیائی دائم منجر به تشکیل خاک‌های احیا شده در مناطق غرقابی شده است. این واحد زمین‌ریختی در عکس‌های هوایی به راحتی تفسیر و تفکیک شده و خاک‌های احیا شده آن در صحرا به واسطه رنگ کبود خود کاملاً قابل تشخیص می‌باشند. خصوصیت احیایی این خاک‌ها در شکل(۶ ب) نشان داده شده است.

۸ - تشکیل تراس‌های 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 کوتاه‌تری را انتخاب نموده است (شکل ۲ الف، مسیر سوم). طی دوره هولوسن در اطراف مسیر تغییر یافته رودخانه، تراس‌های سه‌گانه جدیدی تشکیل گردیده است. در این تراس‌ها سطوح زمین‌ریختی Ap 111، Ap 112، Fp 111 و Fp 112 (جدول ۱) در منطقه مورد مطالعه تشخیص داده شده است که شامل تراس‌های بالایی، میانی و پائینی رودخانه زاینده-رود می شوند. عمده خاک‌های تراس بالائی دارای افق تکامل یافته رسی هستند و وجه مشخصه خاک تراس میانی وجود افق کمبیک در بعضی نقاط است. بقیه آبرفت‌های رودخانه که دارای خاک جوان و بدون تکامل‌اند، متعلق به تراس پائینی رودخانه می‌باشند. ثابت بودن فاکتورها و فرایندهای خاک سازی در قسمت‌های عمده تراس‌بالایی منجر به هم‌گرایی خاک‌ها در این اراضی شده و تماماً دارای افق تجمع رس می‌باشند.

۹ - شروع فرسایش بادی

قبل از سده حاضر، چنان که بحث گردید وضعیت اکوسیستمی بهتر و ثابت‌تری بر کل اراضی دره زاینده‌رود حکم فرما بوده است و هیچ نشانه‌ای از وجود فرسایش بادی مشاهده نگردیده است. حتی داخل رسوبات دانه‌درشت رودخانه‌ای، در مسیرهای قبلی مدفون‌شده زیر رسوبات پلایایی نیز هیچ‌گونه آثاری از وجود فرسایش بادی دیده نشده است. به‌نظر می آید که فرسایش بادی از فاصله زمانی نه چندان دوری شروع و شدت گرفته است. قبلا عواملی مثل سنگ فرش بیابانی که سطح تمامی اراضی دامنه‌ای را می‌پوشانده است، سطوح غرقاب شده و پوشش گیاهی، توانایی کاملی در حفظ اراضی در مقابل فرسایش بادی را داشته‌اند، ولی در مدت چند دهه کوتاه بعد از خشک‌تر شدن محیط و به واسطه حاکم شدن فرایندهای زیر نیرومحرکه زیادی برای برهوت‌شدن و انحطاط شدید و سریع اراضی قسمت شرقی دره مخصوصا محدوده سگزی ایجاد گردیده است (شکل ۶ ج). ۱- کاهش نزولات آسمانی و خشک‌تر شدن محیط در ایران مرکزی. ۲- حذف آب‌های سطحی و پائین رفتن سطح آب‌های 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 خاک‌ها و متفرق شدن خاک دانه‌ها. ۶- تجمع کانی گچ در لایه سطحی خاک و از بین رفتن ساختمان خاک. ۷- کاهش شدید قدرت چسبندگی خاک‌دانه‌ها و افزایش شدید فرسایش پذیری خاک سطحی. ۸- افزایش فعالیت‌های انسان از قبیل ایجاد معادن روباز برای استخراج گچ، شن و ماسه و افزایش تعداد کارخانه‌های استفاده کننده رس برای تولید آجر در سطوح زمین‌ریختی دامنه‌ای و پلایاها. این فعالیت‌ها موجب رها شدن و در معرض باد قرار

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

گرفتن مواد سست و دانه‌ریز خاک شده و باد نیز باعث پراکندن و جابه جایی 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 می نماید تا جزئی ترین 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 بیان کننده 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 پلئیستوسن در کل دره می‌باشند. ۲- پلایاهای تشکیل شده در منطقه هر کدام با پیشینه متفاوت و تحت رخدادهای محیطی مختلفی تشکیل شده‌اند و بعضا دارای لایه‌هایی که مبین ترتیب زمانی رسوب گذاری لایه‌های تالابی، رودخانه‌ای و پلایایی می‌باشند. ۳- بقایای طوقه و ریشه گیاهان مختلف در پلایای سگزی و وجود دیوارهای آغل ساخته شده به وسیله مقاطع چمن نشان می‌دهد که این پلایا قبلاً محیطی سر سبزتر 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 می باشد. بنظر می رسد 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.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]

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، طالخونچه 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.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.44.11.1]