

## چگونگی تکوین دره زاینده‌رود

نورایر تومنیان، حسین خادمی\* و احمد جلالیان<sup>۱</sup>

(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 روش نمودن تاریخچه تکاملی دره زاینده‌رود از اوخر 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 سوراخ‌جزیه و تحلیل قرار گرفت. شواهد به دست 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 لاغون‌ها، ۳- تغییر مسیر رودخانه، ۴- تشکیل پلایاهای تراس‌های جدید رودخانه و ۵- شروع فرسایش بادی.

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

### 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 زنگنه و غیر زنگنه آنها ثبت و به ودیعه گذارده می‌شوند، مطالعه ارتباط بین این شواهد خاک‌شناختی، زمین‌شناسی 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 مورفوکلیماتی (Morpho-climatic conditions) و پوشش گیاهی، کنترل کننده 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 خاک‌شناختی، 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

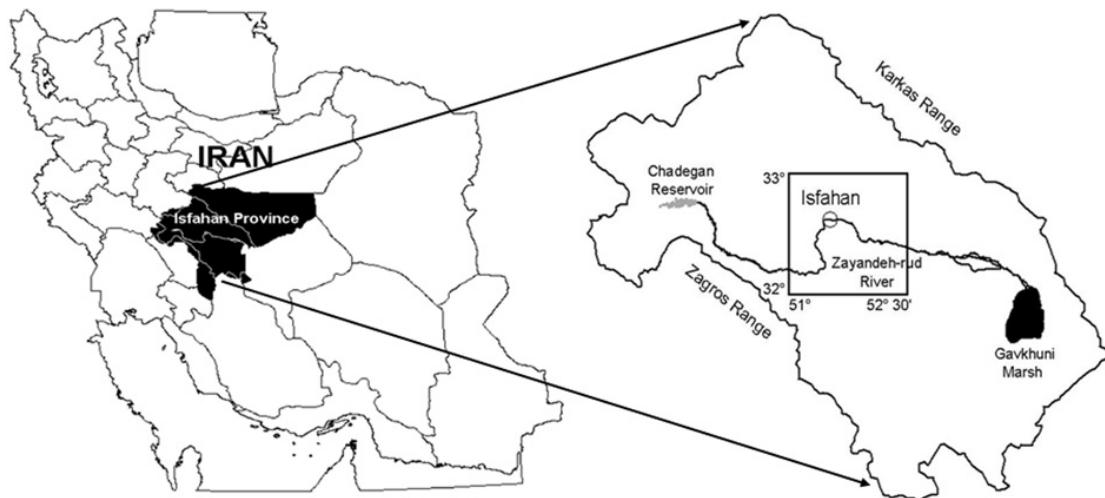
مطالعه، استفاده از شواهد به جای مانده از تغییرات زمین-ریخت‌شناسی و اقلیمی در خاک‌ها برای بازسازی و بیان مراحل و توالی تکاملی اراضی و تشریح چگونگی تشکیل و تکامل اشکال مختلف اراضی در دره زاینده‌رود می‌باشد.

## مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در غرب فلات مرکزی ایران واقع در دره زاینده‌رود و در چهارگوشه<sup>۱</sup> ۵۲°-۵۱°۳۰' شرقی و ۳۲°۵۲'-۳۲°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 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 خاک‌نامها (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 شده در منطقه، لایه‌های سطحی نسبت به لایه‌های زیرین منشا و فرایند تشکیل متفاوت داشته و دارای منابع مادری چندگانه‌ای می‌باشد و لذا این تعریف برای آنها صادق نیست و نباید فقط بر اساس خصوصیات ظاهری لایه‌های سطحی (چه در تصاویر و چه در صحراء) تفکیک شوند (شکل ۲ الف). برای رفع این تقیصه 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 دقیقترا حاصل آمد (شکل ۳). یکنواختی واحدها و سطوح زمین‌شناسی جدا شده با نمونه برداری صحرایی تکمیلی و حفر تعداد ۱۹۱ عدد مقطع

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). بویک 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 (Oregon) استفاده نمود (۱۹). مولر و ماته سیوس در مطالعه خود روی لاگون‌های دریایی 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 مدفون شده و هم خاک‌های بر-جای‌مانده دارای پتانسیل زیادی در تفسیر اقلیم گذشته کواترنری می‌باشند (۱۸). فرایندهای خاک‌ساختی و زمین‌ریخت ساختی به عنوان منابع اصلی حامل داده‌های ثبت شده قدمی محسوب شده و برای بازسازی اقلیم گذشته به خوبی استفاده می‌گردد (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



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

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 آپی 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

خاک مورد بررسی و صحبت 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 زمین‌شناسی و خاک‌شناسی 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 مقاطع 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

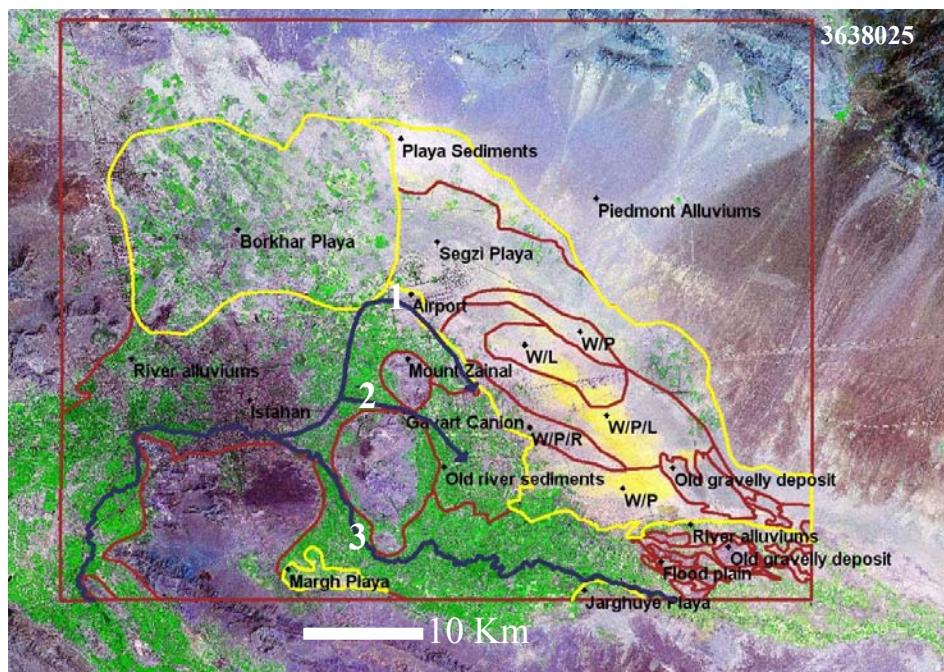
جدول ۱. راهنمای واحدهای زمین ریخت شناختی سملمه مراتنی تکمیک شده در مظنه مورد مطالعه

کد واحد	سطح زئومorfیک	نمای اراضی	شماره	نمای شناسی	فرم اراضی
Mo 111	سطح سنگی	کوه	1	سنگ آهک مارلی همراه با شیل و آهک تیره	رخمنون بریده شده
Mo 121	سطح سنگی		2	سنگ آهک مارلی	پلیجنت سنگی
Mo 211	پزگاه، سنگی		3	شیل و آهک تیره فرسایش یافته	پلیجنت سنگی
Hi 111	سطح با شیب مرکب		4	کنگلومرای بازی	رخمنون بریده شده
Hi 211	سطح سنگی همراه با سیستم زهکشی مشیب		5	شیل و آهک تیره بریده بریده شده همراه با گنج	رخمنون فرسایش یافته
Hi 311	سطحی با شیب مرکب		6	بنایی شیل	پتھای مرتعه سنگدار
Pi 111	سطحی با شیب مرکب		7	بنایی شیل	پلیجنت
Pi 211	دانبا شیبکه زهکشی و اگرا		8	آبرفت دامنه ای جدید	فن دانبا
Pi 212	دانبا دانه درشت		9	آبرفت آهک فرامینeral دار و کنگلومرای بازی	فن بادبزنی شکل
Pi 311	قسمت بالایی		10	آبرفت شیل و آهک تیره رنگ	آبرفت شیل و آهک تیره زنگ
Pi 321	قسمت های بالایی همراه با شیب مرکب		11	آبرفت سنگ آهک مارلی	آبرفت سنگ آهک های مختلف
Pi 331	سطحی با شیب مرکب، کشت شده		12	آبرفت سنگ آهک و کنگلومرای بازی و مواد آذرنی	آبرفت آهک و کنگلومرای بازی و مواد آذرنی
Pi 332	فن غفل		13	آبرفت آهک اندزرت، گرانودیورت و آهک	آبرفت آهک فرامینeral دار
Pi 341	قسمت میانی		14	آبرفت سنگ آهک های مختلف	آبرفت آهک و کنگلومرای بازی و مواد آذرنی
Pi 411	قسمت بالایی		15	آبرفت آهک و کنگلومرای بازی و مواد آذرنی	آبرفت آهک اندزرت، گرانودیورت و آهک
Pi 421	قسمت بالایی همراه با شیبکه مژاکم زهکش		16	آبرفت سنگ آهک های مختلف	آبرفت آهک و کنگلومرای بازی و مواد آذرنی
Pi 422	قسمت بالایی همراه با شیبکه مژاکم زهکش		17	آبرفت آهک فرامینeral دار	آبرفت آهک و کنگلومرای بازی و مواد آذرنی
Pi 431	قسمت میانی		18	آبرفت آهک فرامینeral دار	آبرفت آهک فرامینeral دار
Pi 432	قسمت زیرین، آهکدار		19	آبرفت آهک فرامینeral دار	آبرفت آهک فرامینeral دار
Pi 433	قسمت زیرین با شیبکه مژاکم زهکش		20	آبرفت آهک مارلی و شیل تیره	آبرفت آهک مارلی و شیل تیره
Pi 434	قسمت زیرین با شیبکه مژاکم زهکش		21		
Pi 435	قسمت زیرین، آهکدار		22		
Pi 436	قسمت زیرین با شیبکه مژاکم زهکش		23		
Pi 441	قسمت میانی با زهکش کثیر		24		
Pi 442	قسمت میانی با زهکش های موازی		25		
Pi 443	قسمت زیرین با شیبکه مژاکم زهکش		26		

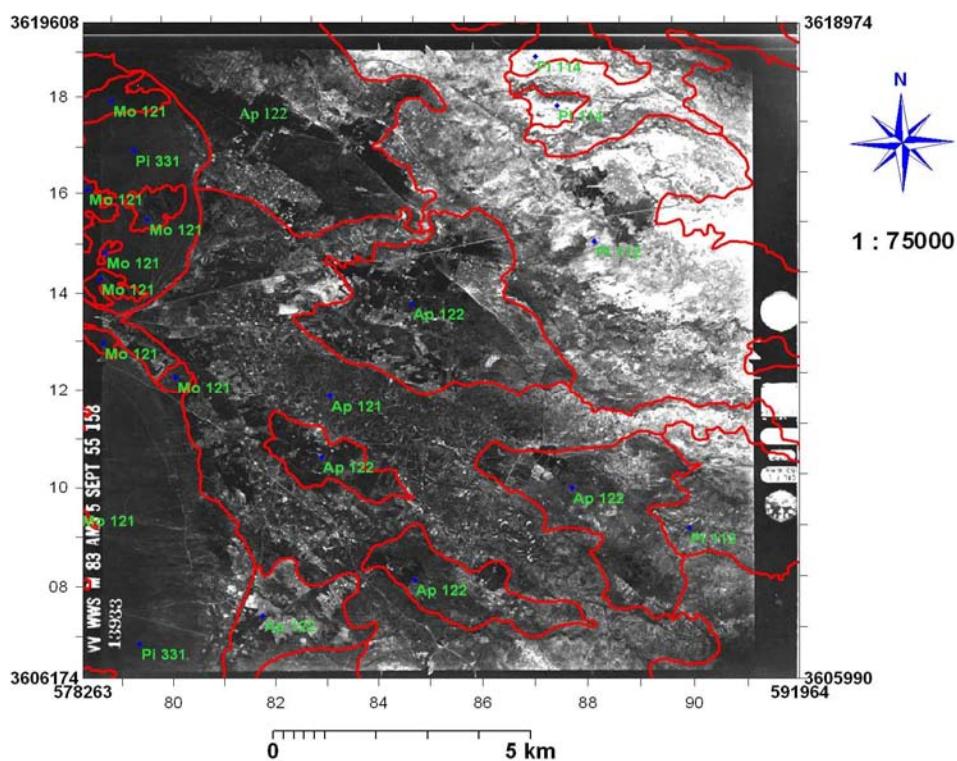
## ادامه جدول ۱.

27	فن های متصل و بر پرده شده	آبرفت آهک فراموشی دار	تراس قدیمی، پالتوهای گرده ماهی شکل	Pi 511
28			تراس قدیمی با شبکه متراکم رزهکش ها	Pi 512
29	فن های متصل قدیمی		تراس قدیمی صاف و نمکی	Pi 611
30		آبرفت دانه رزنه مارلی	تراس قدیمی قسمت زیرین	Pi 621
31		آبرفت دانه درشت گچدار	تراس قدیمی، پالتوهای گچی	Pi 711
32	دشت آبرفت	آبرفت های رودخانه زاینده رود	تراس های کشته شده	Ap 111
33		آبرفت های رودخانه زاینده رود	تراس های کشته شده و شور شده	Ap 112
34		آبرفت های رودهای قدیمی	ماندرهای رودخانه ای	Ap 121
35			تراس های قدیمی کشته شده	Ap 122
36	دشت سیلان	آبرفت های اخیر	رسوبات حاشیه ای رودخانه، کشته شده	Fp 111
37	پلیون زین تراس رودخانه		رسوبات حاشیه ای رودخانه، شور و کشته شده	Fp 112
38	دشت سیلان رود فصلی	آبرفت های اخیر	آبرفت های روزداغ احیا شده شور	Fp 211
39	رودخانه	آبرفت های دانه درشت اخیر	آبرفت های داخل رودخانه	Ri 111
40	پالایا	رسوبات آبرفتی-لاکونی دانه رزنه شدیداً شور و گچی	رسوبات آبرفتی-لاکونی دانه رزنه شدیداً شور و کشته شده	pl 111
41			زدن مرتطب، صاف، بخیل شور	pl 112
42			پنهنه رسی نرم قلایق، بازه آب بالا	pl 113
43			پنهنه رسی نرم گچدار، شدیداً شور	pl 114
44		آبرفت های دانه رزنه کمی شور	آبرفت های دانه رزنه کمی شور	pl 211
45		گودی برخوار	رسوبات آبرفتی-لاکونی دانه رزنه و گچی	pl 311
46		گودی منغ	رسوبات آبرفتی-لاکونی دانه رزنه شدیداً شور و گچی	pl 411
		گودی جرقه	پنهنه رسی، کشته شده	

الف

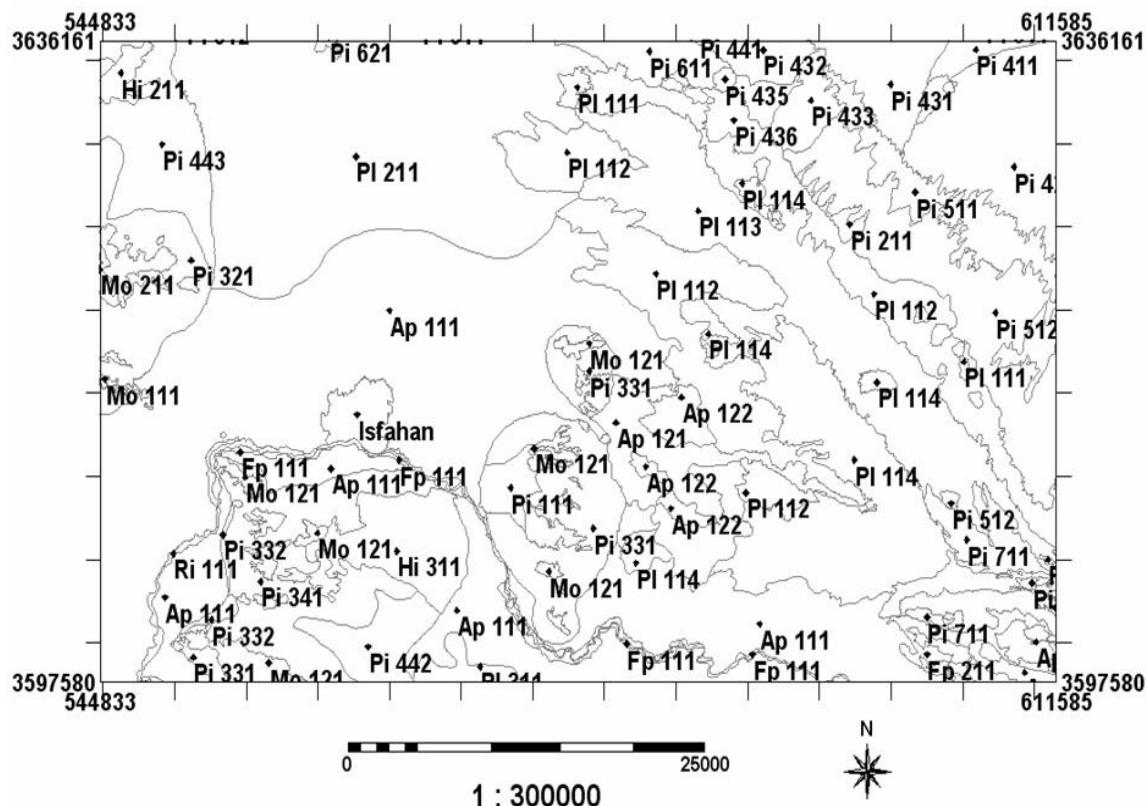


ب)

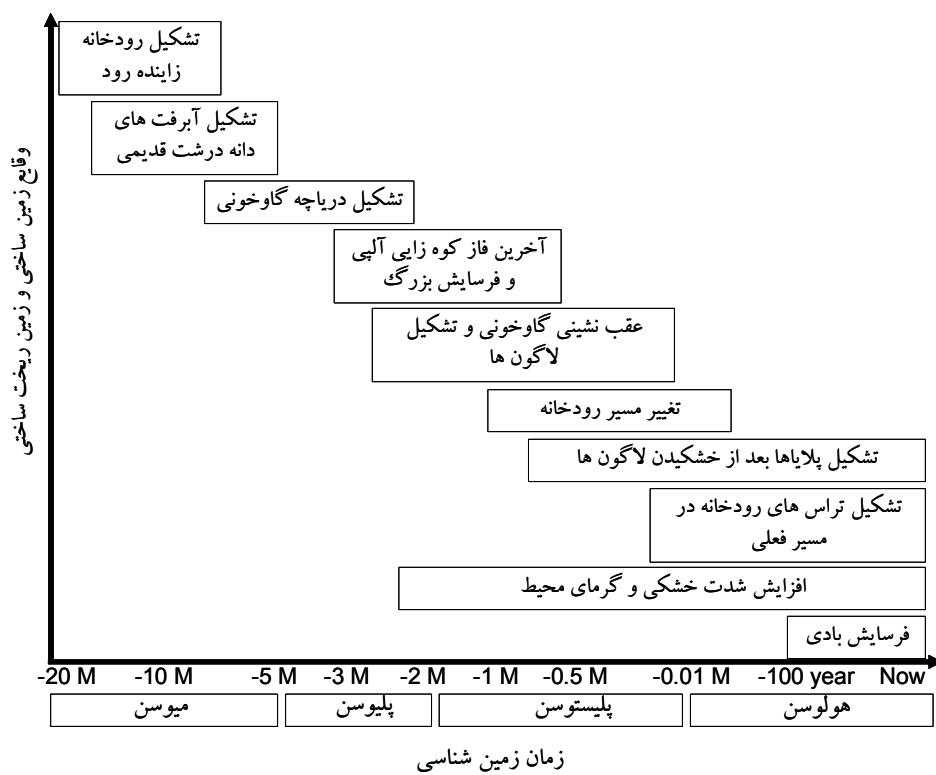


شکل ۲. (الف) منابع اراضی متفاوت حاصل فرایندهای هیدرولوژی و زمین ریخت ساختی مختلف در پلایای سگزی. رسوبات بادی روی پلایایی (W/P). بادی روی لاغونی (W/L). بادی روی پلایایی روی لاغونی (W/P/L). بادی روی پلایایی روی رودخانهای (W/P/R). شماره‌های داخل متن تصویر عبارت از مسیرهای اول تا سوم رودخانه زاینده رود در دوران چهارم زمین‌شناسی می‌باشد.

(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). به‌نظر 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 لاجون سگزی (اطراف اصفهان) و حتی چند متری زیر رسوبات آن نشانگر پس و پیش روی این دریاچه کم عمق در دوره پلیوسن می‌باشد. منطقی خواهد بود اگر لایه سیاه دیده شده در اعماق خاک قسمت شرقی شهر اصفهان را باقیایی 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 لاجون سگزی تشخیص داده شده‌اند. خطوط ساحلی تشخیص داده شده در دره زاینده‌رود تائید 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) نشانه‌های از تغییرات تکتونیکی یا اقلیمی در محیط دیده نشده است (۵) ولی

رشته کوه زاگرس و فرونژستان دریاچه گاوخونی در دوره میوسن، نه تنها موجب تشکیل رودخانه زاینده‌رود گردید، بلکه باعث ایجاد نیرو و محركه‌ای 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 دانه درشت 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 دانه درشت، 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 مدعای وجود تراس‌های دانه درشت قدیمی آهک‌دار در اطراف چرمهین و کارخانه صنایع فولاد می‌باشد (شکل ۵الف). باقیای این آبرفت‌های دانه درشت گچ‌دار قدیمی را بعضًا 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 مارل گچی (MPm)، تراس‌های قدیمی (Qt1) و رسوبات قدیمی رودخانه زاینده‌رود (Qt2) نامیده شده است (۱۳). تکامل افق‌های ضخیم آهک‌های ثانویه در آبرفت‌های دانه درشت قسمت‌های غربی (۱۲) و افق‌های ضخیم گچ‌های ثانویه در قسمت‌های شرقی مؤید این است که

الف



ب



ج



شکل ۵. الف) آبرفت های دانه درشت گچ دار قدیمی به صورت تپه های گرده ماهی شکل واقع در تراس رودخانه و اراضی احیا شده. ب) لایه ضخیم حاصل از رسوبات لاغونی در پلایای سگزی. ج) لایه های خاک تشکیل شده روی رسوبات رودخانه ای (مسیر دوم شکل ۲ الف، واحد Ap 121 شکل ۲ ب).

گودی‌های سگزی و مرغ کاسته و در طول آخرین فاز کوهزائی آپی، 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 لایه‌های 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 آپی و فرسایش بزرگ، به دلیل تغییر شرایط محیطی و اقلیمی (خشک شدن متواتی محیط)، از اوایل دوره پلئیستوسن به بعد با کاهش نیروی محركه 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 (شکل ۲ الف، مسیر یک)، جاییکه قدیمی‌ترین تراس‌های آن گذاشته شده است (۱، ۴ و ۶). در این مسیر رودخانه از محل کنونی و روی 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 مسئله می‌باشد که از این مسیر آب حجیم و متلاطمی برای مدت مديدة عبور می‌کرده است. وجود لایه‌های ضخیم شن و ماسه تمیز رودخانه‌ای زیر رسویات پلایایی و روی لایه سیاه لاگونی در محل شرقی این مسیر، نشان‌دهنده این مسئله 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

بعد از آن و طی آخرین فاز کوهزایی آپی، یک بار دیگر رشته کوه زاگرس شروع به بالا آمدن نموده و دریاچه گاوخرنی 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 آپی 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 بر جای گذاشت (شکل ۵ الف). شکل و جهت تپه‌های باقی‌مانده نشان دهنده آنست که این رسویات به واسطه روان‌آبهای سطحی و موازی مسیر زهکش‌های دامنه‌ای شسته شده و به اراضی پائین دست منتقل گشته‌اند.

وجود بقایای این رسویات در دامنه‌ها، پلایاهای 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 رسویات پلایایی و رسویات 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 به جای 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 بر عکس دوره‌های خشک‌تر با فازهای بین یخچالی اروپای شمالی هماهنگ می‌باشند (۷، ۱۰ و ۱۱). با خشک‌تر شدن محیط در اواسط دوره پلئیستوسن آب

تکامل یافته، که دارای افق‌های تجمع رس و سخت دانه‌های آهکی تا اعماق خیلی زیاد هستند، نشان از رسوب گذاری منقطع و متواتی طولانی مدت در این پلایا است. عمدۀ مواد دانه ریز ورودی به این گودی به شکل سیلاپ‌های 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 جابجایی 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. انباستگی لایه‌های ضخیم رسوبات دانه‌ریز شیلی آهکی که عمدتاً سیست 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 پلائیستوسن 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 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 ۱۲۲ Ap).

با خشک‌تر شدن محیط در اواسط دوره پلائیستوسن (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 ۱۲۱ Ap). حالت مثاندری رسوبات رودخانه در این مسیر، جداسازی آنها را از تراس‌های مسیر قبلی کاملاً امکان‌پذیر 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 (شکل ۱۲۱) که بین عدسی‌هایی از تراس‌های مسیر قبلی (شکل ۱۲۲ Ap) گذاشته شده بود، در تفسیر عکس‌های هوایی کاملاً تفکیک شده‌اند (شکل ۲ ب). تکامل پروفیلی 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 پلایاهای

به نظر می‌رسد که رسوب‌گذاری پلایایی در پلایایی برخوار در اوایل پلائیستوسن 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

الف



ب



ج



شکل ۶. 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 در سطوح زهکش کننده پلایای سگزی، ج) رسوبات بادی روی لایه های با تلاقی در پلایای سگزی (PI 114).

می‌دهد.

قسمت‌های عمدۀ تراس بالایی 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 رسویات دانه‌درشت رودخانه‌ای، در مسیرهای قبلی مدفون شده زیر رسویات پلایایی نیز هیچ‌گونه آثاری از وجود فرسایش بادی دیده نشده است. به نظر می‌آید که فرسایش بادی از فاصله زمانی نه چندان دوری شروع و شدت گرفته است. قبل اعوامی مثل سنگ فرش بیابانی که سطح تمامی اراضی دامنه‌ای را می‌پوشاند 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 مخصوصاً 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 پلایاهای 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 پلایاهای. این فعالیت‌ها موجب رها شدن و در معرض باد قرار

به هم پیوستن تمامی زه‌آب‌های پلایایی 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 قسمت‌هایی 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 صحرابه 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 Fp 111، Ap 111، Ap 112 و Fp 112 (جدول ۱) در منطقه مورد مطالعه تشخیص داده شده است که شامل تراس‌های بالایی، میانی و پائینی رودخانه زاینده‌رود می‌شوند. عمدۀ خاک‌های تراس بالایی 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

تحت رخدادهای محیطی مختلفی تشکیل شده‌اند و بعض‌ا دارای لایه‌هایی که میان ترتیب زمانی رسوب گذاری لایه‌های تالابی، رودخانه‌ای و پلایایی می‌باشند.<sup>۳</sup>- بقایای طوفه و ریشه گیاهان مختلف در پلایای سگزی 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.<sup>۴</sup>- وجود لایه‌های روشن (احیا شده) در خاک پاره‌ای از واحدهای اراضی منطقه نشان دهنده وجود زه‌آب بسیار زیادتر قبلي در این واحدها می‌باشد.<sup>۵</sup>- توالی ترسیب لایه‌ها در پلایاهای 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.<sup>۶</sup>- 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.

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-ریخت‌شناسی توضیح داده شده موجب تشکیل مجموعه‌ای از سطوح زمین‌ریخت‌ساختی و انواع متنوعی از خاک‌ها در محدوده دره زاینده‌رود شده‌اند، که بدون در نظر گرفتن فرایندهای 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 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:<sup>۱</sup>- آبرفت‌های دانه درشت گچ‌دار قدیمی، مسن ترین واحد تشکیل شده در دره زاینده‌رود بوده و بقایای آبرفت‌های دامنه‌ای تشکیل شده قبل از دوره پلیستوسن در کل دره می‌باشند.<sup>۲</sup>- پلایاهای تشکیل شده در منطقه هر کدام با پیشینه متفاوت و

### 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 زمین‌شناسی کانی گچ در خاک‌های شمال غربی اصفهان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی ۳: ۲۵ - ۴۰.
۴. جعفریان، م.آ. ۱۳۶۵. جغرافیای گذشته و مراحل تکوین دره زاینده‌رود. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان ۱: ۱۵ - ۳۱.
۵. درویش زاده، آ. ۱۳۷۱. زمین‌شناسی 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 بین‌المللی 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 لندرم‌های 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، صفحه ۱۰۸، ۱۱۴۳.
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<sub>org</sub> /N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 1-16.
24. Soil Survey Staff. 2006. Keys to Soil Taxonomy. 10<sup>th</sup> ed., NRCS, USDA.