

مقایسه برخی خصوصیات جلای بیابان در سطوح پایدار، ناپایدار و نسبتاً پایدار پدیمت پوشیده در منطقه جیرفت

معصومه سرمست^۱، محمدهادی فرپور^{۱*} و عیسی اسفندیارپور بروجنی^۲

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۱۸؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۰۹)

چکیده

بررسی های فیزیکی، شیمیایی، میکروسکوپی و کانی شناسی از جمله روش های مفید در شناسایی و تفسیر جلاها در راستای سن یابی و اقلیم شناسی گذشته می باشند. پژوهش حاضر به منظور بررسی کاربرد جلای سنگ در تعیین سن نسبی و تکامل عوارض ژئومورفیکی اراضی خشک منطقه جیرفت در استان کرمان انجام گرفت. شکل اراضی پدیمت پوشیده در منطقه شناسایی شد و براساس نوع رسوبات زمین شناسی و خصوصیات جلای سنگ ها به سطوح پایدار، نسبتاً پایدار و ناپایدار تقسیم گردید. سنگ های دارای جلا از روی هر سطح ژئومورفیک جمع آوری گردیدند و مورد مطالعه فیزیکی، شیمیایی، میکروسکوپی (میکروسکوپ سنگ شناسی و الکترونی روبشی) و کانی شناسی رسی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و کلسیم از جمله عناصر غالب موجود در جلای سنگ های منطقه بودند و ضخامت جلا در سنگ های مختلف بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ میکرومتر متغیر بود. نتایج نسبت کاتیونی $(Ca + K)/Ti$ نشان داد که نمونه های مربوط به سطح پایدار، مسن تر از نمونه های مربوط به سطوح نسبتاً پایدار و ناپایدار بودند. همچنین، پوشش و پرشدگی رس طی مطالعات میکرومورفولوژیکی در سنگ های موجود در سطح پایدار پدیمت مشاهده گردید. کانی شناسی رسی جلاها حاکی از وجود کانی های کلریت، اسمکتیت، ایلیت، پالیگورسکیت، سیپولیت و کائولینیت بود. علاوه بر این، تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی مورفولوژی لایه ای جلای سنگ را به وضوح نشان دادند. نتایج پژوهش حاضر نمایانگر امکان استفاده از جلای سنگ در تعیین سن نسبی سطوح مختلف ژئومورفیک موجود در منطقه جیرفت بود.

واژه های کلیدی: پوشش سنگ، سن یابی نسبی، جلای سنگ، نسبت کاتیونی

۱. گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲. گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ولی عصر رفسنجان

*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: farpoor@uk.ac.ir

مقدمه

یکی از جالب‌ترین پدیده‌های بیوشیمیایی در مناطق بیابانی جهان، جلای بیابان (desert varnish) یا جلای سنگ (rock varnish) است (۶). جلای سنگ، گروهی از طیف گسترده پوشش‌های سطحی سنگ با ضخامت $5-600 \mu\text{m}$ می‌باشد که در تمام محیط‌های خاکی یافت می‌شود، اما توسعه و حفظ آن در بیابان‌های خشک تا نیمه‌خشک جهان بیشتر است (۱۱). این پوشش قهوه‌ای تیره تا سیاه از حدود ۳۰ درصد اکسید منگنز (برنسایت، MnO_2) و اکسید آهن (هماتیت، Fe_2O_3)، بیش از ۷۰ درصد کانی‌های رسی (فیلسیلیکات‌ها)، بیش از ۱۲ عنصر خاکی ردیاب (trace) و کمیاب و دانه‌های کوارتز و فلدسپار تشکیل شده است (۳۰). همچنین، بعضی اوقات جلای سنگ حاوی فسفات‌ها، کربنات‌ها و ذرات آلی می‌باشد (۳۵). به‌طور کلی، کانی‌های رسی منجر به ایجاد بافت لایه‌ای در جلای سنگ می‌شوند و به شناسایی آن کمک می‌نمایند (۱۹).

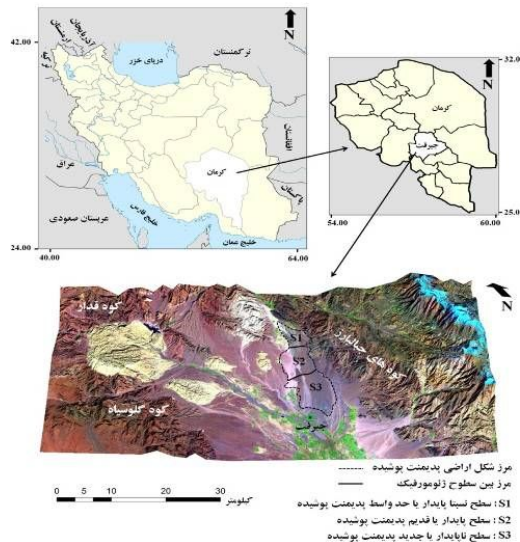
جلای سنگ توسط رسوب‌گذاری متوالی ذرات معدنی با اندازه معمولاً کمتر از ۲ میکرومتر تشکیل می‌شود (۸ و ۳۴). اجزای تشکیل‌دهنده جلا، منشاء خارجی دارند و به مقدار زیاد از اتمسفر توسط رسوب‌گذاری هواویزه‌ها (Aerosols) و گرد و خاک دریافت می‌شوند (۶ و ۲۷). اجزای جلا، تغییرات محلی و منطقه‌ای گرد و خاک، نوسانات اقلیمی و فرآیندهای فرسایش و رسوب‌گذاری را منعکس می‌کنند (۳۴). از این رو، برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی جلای سنگ نظیر غلظت عناصر (۹، ۱۹ و ۲۳)، ریزچینه‌شناسی (۲۴ و ۲۵) و نسبت عناصر (۸ و ۲۸) به‌عنوان یک ابزار تعیین سن توسط باستان‌شناسان، زمین‌شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها به‌منظور تخمین سن نسبی سطوح سنگی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

لیا و بروکر (۲۳) با نقشه‌برداری شیمیایی الکترون میکروپراب جلای سنگ در عوارض ژئومورفیکی اواخر پلیستوسن و هولوسن نشان دادند که بیشترین غلظت عناصر سیلیسیم، آلومینیوم، منیزیم و پتاسیم مربوط به لایه زرد بالای جلاها می‌باشد که در دوره هولوسن تشکیل شده‌اند. در مقابل،

بیشترین غلظت عناصر منگنز، باریم، کلسیم و فسفر در لایه‌های تیره که در آخرین دوره یخچالی تشکیل شده‌اند، مشاهده گردید. تجمع آهن، نشان‌دهنده تغییر دوره یخچالی به بین یخچالی بود.

منشاء رسوبی جلای سنگ باعث ایجاد چینه‌شناسی ریز در آن می‌گردد که قادر به ثبت تغییرات محیطی زمان تشکیل آن می‌باشد. لیا و بروکر (۲۴ و ۲۵) با بررسی ریز چینه‌شناسی جلای سنگ‌های اراضی خشک غرب ایالات متحده آمریکا نشان دادند که لایه‌های زرد فقیر از منگنز و باریم در طول دوره‌های خشک هولوسن و آخرین دوره بین یخچالی، لایه‌های تیره غنی از منگنز و باریم در طول دوره‌های مرطوب یخچالی و لایه‌های نارنجی حاوی مقدار متوسطی از منگنز و باریم در طول دوره‌های گذار اقلیمی بین شرایط به‌شدت خشک و شدیداً مرطوب تشکیل شدند.

روش سن‌یابی نسبت کاتیونی ($\text{Na}+\text{Mg}+\text{K}+\text{Ca} / \text{Ti}$) یا ($\text{Ca}+\text{K} / \text{Ti}$) در نتیجه روندهای به‌ظاهر منسجم و سیستماتیک در نسبت عناصر جلای سنگ توسعه یافته است (۳۴). این روش بر این فرض استوار است که با گذشت زمان کاتیون‌های قابل شست‌وشو در جلا از قبیل سدیم، پتاسیم، منیزیم و کلسیم به تدریج تخلیه و یا توسط کاتیون‌های با تحرک کمتر از قبیل تیتانیوم جایگزین خواهند شد. کاهش نسبت کاتیونی $\text{Ti} / (\text{Na}+\text{Mg}+\text{K}+\text{Ca})$ یا $\text{Ti} / (\text{Ca}+\text{K})$ شاخصی از مدت زمانی می‌باشد که جلا در معرض آب‌شویی کاتیونی (نسبت کاتیونی کمتر، سن بیشتر) قرار گرفته است (۸، ۱۲ و ۲۸). دورن (۸) با آنالیز جلاهای خطوط ساحلی دریاچه Searles، شیب‌های Death Valley در ایالات متحده آمریکا و قله‌سنگ‌های زاویه‌دار بیابان نقب، روند کاهشی نسبت کاتیونی را با افزایش سن نسبی عوارض ژئومورفولوژیکی نشان داد. هرینگتون و وایتنی (۱۶) تجزیه عنصری میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM-EDS) را برای اندازه‌گیری نسبت‌های کاتیونی در مقاطع عرضی جلای سنگ‌های حوضه Espanola، کوه‌های NM و Yucca مورد استفاده قرار دادند و کاهش خطی نسبت‌های



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و سطوح ژئومورفیک نمونه برداری شده

این موضوع که تعیین سن جلای سنگ اهمیت زیادی در مطالعه شکل های اراضی بیابانی دارد، پژوهش حاضر برای دستیابی به اهداف زیر صورت پذیرفت:

۱. بررسی ویژگی های فیزیکی، شیمیایی، میکرومورفولوژی و کانی شناسی رسی جلای سنگ ها در منطقه جیرفت
۲. بررسی امکان استفاده از جلای سنگ به منظور تعیین سن نسبی و تکامل سطوح ژئومورفیک

مواد و روش ها

مطالعات صحرائی

پژوهش حاضر در منطقه جیرفت واقع در ۲۳۸ کیلومتری جنوب شهر کرمان انجام شد. ارتفاع منطقه بین ۸۴۴ تا ۱۰۱۶ متر از سطح دریا می باشد و در حد فاصل طول های جغرافیایی ۴۷/۹'' ۴۳' ۵۷° تا ۱۵/۵'' ۴۵' ۵۷° شرقی و عرض های جغرافیایی ۲۳/۴'' ۴۵' ۲۸° تا ۵۰/۱'' ۴۹' ۲۸° شمالی واقع شده است (شکل ۱). دشت جیرفت از جمله کم ارتفاع ترین دشت های داخلی ایران با آب و هوای گرم و خشک است که دارای میانگین بارش سالانه ۱۸۰ میلی متر و میانگین دمای سالانه ۲۳/۵ درجه سلسیوس می باشد. رژیم های رطوبتی و حرارتی خاک های منطقه مطالعاتی به ترتیب یوستیک

کاتیونی جلاها را با لگاریتم سن نسبی آنها تأیید کردند. جلای سنگ، بسیاری از سطوح باستان شناسی مناطق خشک را می پوشاند. لی و بلند (۲۱) و آرمسترانگ (۶) تجزیه جلای سنگ را به عنوان یک ابزار در تخمین سن سنگ نوشته ها پیشنهاد کردند. دایتزل و همکاران (۷) جلا و سنگ نوشته های موجود روی ماسه سنگ های طبیعی و دست نخورده را با توجه به نسبت های Al_2O_3/SiO_2 ، $(SiO_2 + Al_2O_3)/MnO_2$ و P_2O_5/CaO در لیبی مورد مطالعه قرار دادند. تغییر در نسبت های مزبور به حضور کانی های رسی (ایلیت، کائولینیت، اسمکتیت)، فلدسپار، کوارتز، کربنات ها (کلسیت و دولومیت)، اکسی هیدروکسیدهای منگنز و آپاتیت با منشأ موضعی و ترکیب مواد بادرفتی اولیه نسبت داده شد.

جلای سنگ به آرامی ($1-40 \mu m/ky$) و در طول قرن ها روی سطوح پایدار سنگی ایجاد می گردد (۲۹ و ۳۴). بنابراین، می تواند به عنوان یک روش تعیین سن نسبی به منظور سن یابی عوارض ژئومورفیک (رسوبات سنگی دامنه کوه ها، مخروط افکنه های با سنگفرش بیابانی و دشت های سنگریزه دار) در نواحی بیابانی ایران نیز مورد توجه قرار گیرد. با توجه به عدم مطالعه جلای سنگ در ایران از یک سو و عدم وجود سایر روش های تعیین سن در ایران از سوی دیگر، و با در نظر گرفتن

هایپرترمیک می‌باشند (۲).

از نظر ژئومورفولوژی، منطقه مورد مطالعه عمدتاً از شکل اراضی پدیمنت پوشیده تشکیل شده است. شکل اراضی پدیمنت پوشیده با توجه به نوع رسوبات زمین‌شناسی (۱) و مطالعات دقیق صحرایی به سه سطح پایدار (قدیمی)، نسبتاً پایدار (حد واسط) و ناپایدار (جدید) تقسیم‌بندی گردید (شکل ۱). براساس نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، سطوح نسبتاً پایدار و ناپایدار از رسوبات آبرفتی جدید و سطح پایدار از رسوبات قدیمی تشکیل شده‌اند. پس از تفکیک سطوح در صحرا، سنگ‌های دارای جلای غالب منطقه از روی سه سطح ژئومورفیک مزبور برداشت شدند و مورد بررسی‌های آزمایشگاهی قرار گرفتند. جلای سنگ در تمامی نمونه‌ها در سطح سنگ و در تماس با هوای آزاد قرار داشت.

بررسی‌های آزمایشگاهی

نمونه‌های برداشته شده، ابتدا شسته و هوا خشک شدند و سپس تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی مورد نظر بر روی آنها انجام شد. رنگ جلاها با استفاده از دفترچه رنگ مانسل تعیین گردید. برای تعیین غلظت کل عناصر شیمیایی موجود در جلاها از روش ذوب قلیایی (ذوب لیتیم برات) استفاده شد. برای این منظور، لایه جلا از سطح سنگ تراشیده شد و سپس پودر حاصل با استفاده از لیتیم متابورات ذوب شد و محصول ذوب شده با استفاده از اسید نیتریک رقیق، حل و محلول نهایی حاصل گردید (۲۰). در نهایت میزان عناصر موجود در محلول نهایی با استفاده از دستگاه ICP-OES مدل Varian 735 خوانده شد. نمونه‌های انتخاب شده برای بررسی‌های کانی‌شناسی رسی پس از آماده‌سازی به روش کیتریک و هوپ (۱۸) به‌وسیله دستگاه پراش پرتو ایکس مدل فیلیس در ولتاژ ۴۰ کیلو ولت و آمپراژ ۳۰ میلی‌آمپر بررسی گردیدند. برای انجام مطالعات میکرومورفولوژی، مقاطع نازک از نمونه سنگ‌های دارای جلا در هر سه سطح ژئومورفیک تهیه (۲۶) و با استفاده از میکروسکوپ سنگ‌شناسی (BK-POL TB)، زیر نور پلاریزه

صفحه‌ای و متقاطع، مورد مطالعه، تشریح و عکس‌برداری قرار گرفتند. ضخامت جلاها نیز توسط تار رتیکول میکروسکوپ اندازه‌گیری شد. یک نمونه سنگ دارای جلا از سطح ژئومورفیک ناپایدار (جدید) توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز بررسی شد. بدین منظور، برش عرضی نمونه (حاوی جلا و سنگ بستر) پس از چسباندن روی پایه آلومینیومی، با لایه‌ای از طلا پوشش داده شد و سپس توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Camscan MV2300 مورد مطالعه قرار گرفت.

نتایج و بحث

خصوصیات فیزیکی و شیمیایی

نتایج حاصل از تعیین رنگ جلاها در سطوح مختلف ژئومورفیک در جدول ۱ آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، جلاهای منطقه مورد مطالعه دارای رنگ قهوه‌ای هستند. جلای سنگ اغلب دارای رنگ‌های سیاه تا قهوه‌ای مایل به قرمز (۶) یا سیاه تا قهوه‌ای تیره (۱۰) است. دایتزل و همکاران (۷) با بررسی جلای ماسه‌سنگ‌های لیبی گزارش کردند که به دلیل ترکیب منگنز و اکسی‌هیدروکسیدهای آهن، جلای سنگ به رنگ قهوه‌ای روشن تا متوسط میل می‌نماید.

در جدول ۲ نتایج تجزیه عنصری جلاهای مورد مطالعه در سطوح مختلف ژئومورفیک ارائه شده است. همان‌طور که اطلاعات جدول مزبور نشان می‌دهد جلاهای این منطقه غنی از سیلیسیم، آهن، کلسیم و آلومینیوم، به ترتیب با میانگین ۲۳/۲۵، ۴/۷۶، ۴/۴۸ و ۴/۱۲ درصد می‌باشند. عناصر پتاسیم، منیزیم، سدیم، منگنز و تیتانیوم نیز با مقادیر اندک و متغیر در جلای سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارند. به علاوه، غلظت عناصر باریم، فسفر، گوگرد، کروم، مس، سرب، روی و استرانسیم در جلاهای مطالعه شده بسیار کم می‌باشد. به‌طور کلی، جلاهای منطقه مورد مطالعه غنی از سیلیسیم، آلومینیوم و آهن و فقیر از منگنز و باریم می‌باشند. همان‌طور که پژوهشگران مختلف

جدول ۱. برخی خصوصیات مورفولوژیکی جلاهای مورد مطالعه در سطوح مختلف ژئومورفیک

نوپوگرافی	درجه وضوح	فصل مشترک جلا با سنگ بستر	ضخامت (μm)	نام رنگ	مؤلفه‌های رنگ	نسبتاً پایدار یا حد واسط	سطح ژئومورفیک
موجی	مشخص	۵۰۰	(قهوه‌ای مایل به قرمز)	Reddish brown	۵ YR ۲/۸	پایدار یا قدیمی	ناپایدار یا جدید
موجی	مشخص	۲۰۰-۶۰۰	(قهوه‌ای مایل به قرمز مات)	Dull reddish brown	۲/۵ YR ۲/۳		
موجی	مشخص	۱۰۰-۶۰۰	(قهوه‌ای مایل به قرمز تیره)	Dark reddish brown	۵ YR ۲/۲		

جدول ۲. ترکیب شیمیایی برخی از جلاهای مورد مطالعه

Sr	Zn	Pb	Cu	Cr	S	P	Ti	Ba	Mn	Na	Mg	K	Ca	Fe	Al	Si	میانگین عناصر (درصد)	سطح ژئومورفیک
																	میانگین عناصر (درصد)	نسبتاً پایدار یا حد واسط
-	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۲۱	۰/۶۵	۰/۰۱	۰/۳۷	۱/۱۳	۰/۶۸	۰/۰۲	۶/۹۹	۶/۲۱	۳/۷۸	۱۷/۸۰		نسبتاً پایدار یا حد واسط
۰/۰۲	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۲	<۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴۲	۰/۹۳	۰/۰۶	۰/۳	۱/۱	۱/۶۶	۰/۷۳	۳/۴۵	۴/۵۵	۴/۵۹	۲۴/۰۳		پایدار یا قدیمی
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۳۱	۰/۲	۰/۹	۱/۰۸	۱/۱۶	۰/۸۴	۳	۳/۵۱	۴	۲۷/۹۳		ناپایدار یا جدید
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۶۳	۰/۰۸	۰/۵۲	۱/۱	۱/۲	۰/۵۳	۴/۴۸	۴/۷۶	۴/۱۲	۲۳/۲۵		میانگین در منطقه

جدول ۳. مجموع عناصر و نسبت‌های کاتیونی جلاهای مورد مطالعه

نوع رسوبات	نسبت‌های کاتیونی		مجموع عناصر	سطح ژئومورفیک
	(Ca + Mg + K + Na)/Ti	(Ca + K)/Ti	Si + Al	
رسوبات آبرفتی جدید	۱۳/۵۶	۱۰/۷۸	۲۱/۵۸	نسبتاً پایدار یا حد واسط
رسوبات قدیمی	۷/۴۶	۴/۴۹	۲۸/۶۲	پایدار یا قدیمی
رسوبات آبرفتی جدید	۱۹/۶۱	۱۲/۳۸	۳۱/۹۳	ناپایدار یا جدید

این بخش بحث خواهد شد؛ جلاهای سطح پایدار پدیمت پوشیده، دارای کمترین نسبت کاتیونی (سن نسبی بیشتر) و جلاهای سطح ناپایدار پدیمت پوشیده، دارای بیشترین نسبت کاتیونی (سن نسبی کمتر) می‌باشند. جلاهای سطح نسبتاً پایدار پدیمت پوشیده از لحاظ نسبت کاتیونی و بنابراین سن نسبی، مابین دو سطح ژئومورفیک ذکر شده قرار دارند. نظر به این‌که نقشه زمین‌شناسی منطقه (۱) نیز رسوبات قدیمی را در سطوح قدیمی پدیمت و رسوبات آبرفتی جدید را در سطوح جوان پدیمت نشان می‌دهد، لذا نتایج نسبت کاتیونی در جلاهای این دو سطح ژئومورفیک از نظر سن نسبی، همخوانی خوبی با نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه نشان داده و مؤید کارکرد مطلوب نسبت‌های کاتیونی در جلای سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. لازم به توضیح است که نسبت‌های کاتیونی توانسته‌اند سطوح حد واسط یا نسبتاً پایدار را در منطقه تفکیک نمایند درحالی‌که نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک مقیاس، قادر به تفکیک این سطوح نبوده‌اند.

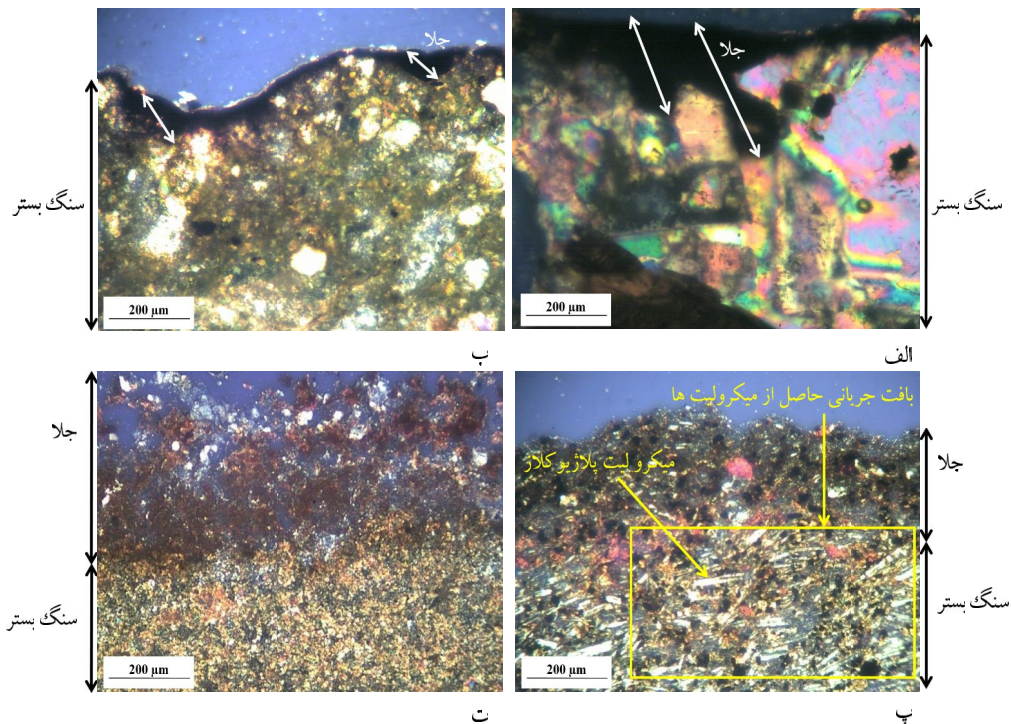
اساس استفاده از نسبت‌های $(Ca + K)/Ti$ یا $(Ca + Mg + K + Na)/Ti$ به‌عنوان معیاری از سن نسبی جلای سنگ این است که با گذشت زمان، کاتیون‌های قابل شست‌وشو در جلا از قبیل سدیم، پتاسیم، منیزیم و کلسیم به تدریج تخلیه و یا توسط کاتیون‌های با تحرک کمتر (از قبیل تیتانیوم) جایگزین خواهند شد (۸، ۱۲ و ۲۸). بنابراین، هر چه نسبت‌های مزبور کمتر باشند جلای سنگ، قدیمی‌تر خواهد بود. دورن (۸) و هرینگتون و وایتی (۱۶) نیز روند کاهش نسبت کاتیونی را با افزایش سن نسبی جلاها نشان دادند.

و عنوان کرده‌اند عناصر شیمیایی غالب جلای سنگ شامل Si, Al, Fe و Mn می‌باشند؛ البته احتمال حضور عناصری چون C, Ca, Na, K, N, P, Ti, Mg, S و Ba با مقادیر اندک و متغیر نیز در جلای سنگ وجود دارد (۲۱ و ۲۷). لی و بلند (۲۱) و دایتزل و همکاران (۷) نتیجه گرفتند که در جلای سنگ، دو گروه عنصری Si-Al-Fe و Mn-Ba وجود دارد که در هر گروه، عناصر به یکدیگر وابسته‌اند.

جدول ۳ مجموع عناصر و نسبت‌های کاتیونی را در جلای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه به‌زیاد بودن مقادیر آهن (جدول ۲) و نیز Si + Al (جدول ۳) می‌توان گفت که جلاهای این منطقه، غنی از رس می‌باشند (۱۳ و ۲۲). دراگ‌وویچ (۱۳) و لیا و دورن (۲۲) نیز در مطالعات خود اظهار نمودند که حضور مقادیر زیاد آهن، کانی‌های رسی و $Al + Si$ در جلاها نشان می‌دهد که بسیاری از اجزای تشکیل دهنده جلا از اتمسفر مشتق می‌شوند و باد نقش مهمی را در انتقال رس‌ها (حاوی Fe, Al و Si) و تشکیل جلا ایفا می‌کند. پراش‌نگارهای پرتو ایکس و تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز کانی‌های رسی و مورفولوژی لایه‌ای آنها را به وضوح نشان می‌دهد و نتایج تجزیه عنصری را تأیید می‌نمایند که در قسمت‌های بعد به آن پرداخته خواهد شد.

نسبت کاتیونی

با توجه به نتایج حاصل از نسبت‌های کاتیونی (جدول ۳) مطرح شده توسط دورن (۸) و اساس این روش که در ادامه



شکل ۲. تصاویر مقطع نازک (XPL) نشان‌دهنده جلا و سنگ بستر آن، الف و ب) سطح ناپایدار یا جدید، پ) سطح پایدار یا قدیمی و ت) سطح نسبتاً پایدار یا حد واسط

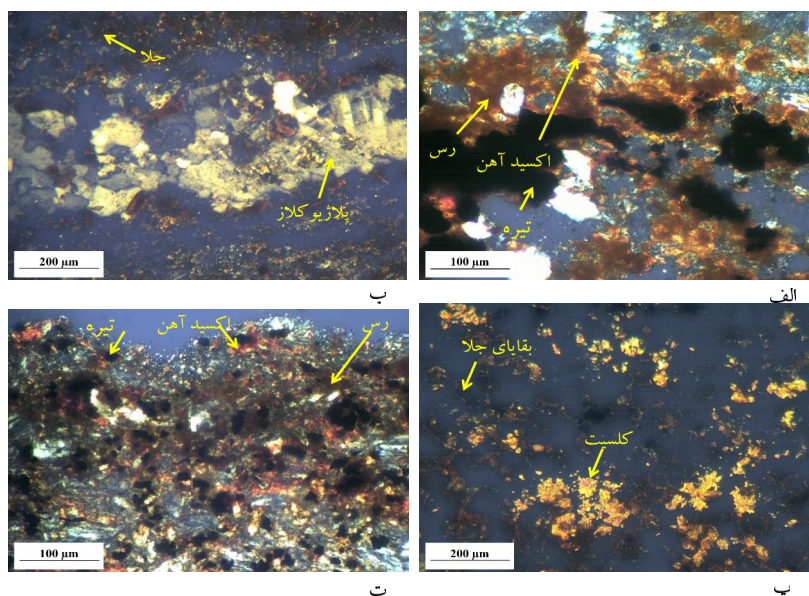
مطالعات میکرومورفولوژی

مشاهدات میکروسکوپی مقاطع نازک سنگ‌های حاوی جلا در سطوح مختلف ژئومورفیک نشان داد که اجزای جلا، فرورفتگی‌های سطح و فضای بین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ را پر کرده‌اند و سطح سنگ را تقریباً هموار و یکنواخت نموده‌اند (شکل ۲). همان‌طور که اطلاعات جدول ۱ نشان می‌دهد، در این منطقه ضخامت جلا بین ۶۰۰-۱۰۰ میکرومتر متغیر است. با توجه به تصاویر مقاطع نازک در برخی از سنگ‌ها به دلیل تأثیر برآمدگی‌ها و فرورفتگی‌های ریز، شکاف‌ها و ساییدگی باد، ضخامت جلا یکنواخت نمی‌باشد، به گونه‌ای که جلای سنگ در برآمدگی‌ها حداقل و در فرورفتگی‌ها حداکثر ضخامت را دارا است (شکل ۲).

از دیگر نکات مشاهده شده در مطالعه مقاطع نازک این منطقه، وجود تفاوت در رنگ و بافت بین جلا و سنگ بستر می‌باشد، که امکان شناسایی مرز بین جلا و سنگ بستر را فراهم

می‌نماید (شکل ۲). به‌عنوان نمونه در سنگ بستر جلای واقع بر سطح پایدار، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، بافت فرعی جریان را در سنگ به‌وجود آورده‌اند، در حالی که جلای این سنگ فاقد بافت جریان می‌باشد (شکل ۲ پ). در بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع نازک مورد مطالعه، درجه وضوح و توپوگرافی مرز بین جلا و سنگ بستر آن در تمامی سطوح ژئومورفیک، به ترتیب، مشخص و موجی تشخیص داده شد (۳۱). زربونی (۳۵) درجه وضوح و توپوگرافی مرز بین لایه‌های ریز جلا را مشخص، پراکنده و موجی گزارش کرد. پوتر و روزمن (۳۰) نیز بیان نمودند که جلای سنگ از نظر مورفولوژیکی، کاملاً از سنگ بستر متمایز و دارای مرز مشخص با سنگ بستر خود می‌باشد.

ترکیب اجزای تشکیل‌دهنده جلاهای واقع بر سطوح مختلف ژئومورفیک طی مطالعات میکرومورفولوژی، یکسان بود و تنها تفاوت اندکی در سطح نسبتاً پایدار مشاهده شد.

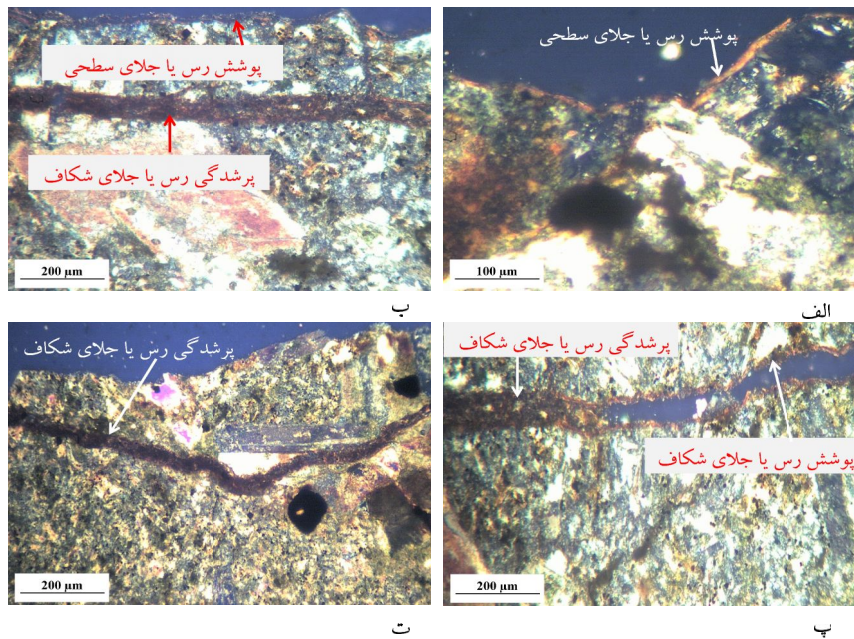


شکل ۳. تصاویر مقطع نازک (XPL) نشان دهنده اجزای تشکیل دهنده جلا، الف، ب و پ) سطح نسبتاً پایدار یا حد واسط و ت) سطح پایدار یا قدیمی

ذرات رس موجود در گرد و غباری (نهشته‌های بادرفتی) است که در زمان‌های خشک رخ داده است. زربونی (۳۵) نیز نشان داد که سنگ‌های واقع بر فلات Messak (لیبی، صحرای مرکزی) توسط پوشش نازک ناپیوسته‌ای از رس‌های با بیرفرنژانس ضعیف پوشانده شده‌اند. وی نتیجه گرفت که این پوشش، ریزلایه بالایی جلای سنگ است که بیشتر از گرد و غبار بادی تشکیل شده است و سن آن به آخرین هزاره بسیار خشک برمی‌گردد. علاوه بر این، از مهم‌ترین پدیده‌های مشاهده شده در این سطح، وجود پوشش‌ها و پرشدگی‌های رسی (شکل ۴ ب، پ و ت) نسبتاً خالص با بیرفرنژانس واضح در شکاف‌های موجود در برخی از سنگ‌ها می‌باشد که به‌عنوان جلای شکاف شناسایی شدند. پوشش‌ها و پرشدگی‌های رسی در شکاف‌های مزبور مؤید این است که رس‌ها منشأ تجمعی (Illuvial) دارند. عامل مهم در انتقال رس، حذف و انتقال مواد هم‌آور می‌باشد (۳۲). بنابراین به‌نظر می‌رسد قبل از انتقال رس به درون شکاف‌ها به‌علت افزایش بارندگی، کاتیون‌های بازی، آهک و گچ از خاک‌های منطقه شسته شده و در نهایت رس‌ها بعد از پخشیده شدن به‌صورت سوسپانسیون به درون

نمونه‌های واقع بر هر سه سطح ذرات اکسید آهن، دانه‌های تیره (احتمالاً اکسیدهای منیزیم و منگنز) و رس‌های بی‌شکل را که اجزای اصلی تشکیل دهنده جلای سنگ به‌شمار می‌آیند به‌خوبی نشان دادند (شکل ۳ الف و ت). در سطح نسبتاً پایدار علاوه بر کانی‌های ذکر شده، کانی‌های پلاژیوکلاز (شکل ۳ ب) و کلسیت (شکل ۳ پ) نیز به‌عنوان کانی‌های فرعی در جلای سنگ مشاهده شدند. همان‌گونه که در تصاویر مقاطع نازک مشاهده می‌شود ترکیب اکسید آهن با دانه‌های تیره، اکسید آهن با رس‌های بی‌شکل و اکسید آهن با دانه‌های تیره و رس‌های بی‌شکل، رنگ‌های قهوه‌ای متفاوتی را با درجه تیرگی و روشنی گوناگون، با توجه به‌نوع ترکیب تشکیل دهنده آنها به‌وجود آورده است (شکل ۳ الف و ت).

از نکات جالب توجه در بررسی مقاطع نازک سطح پایدار پدیمت پوشیده، وجود همزمان جلای سطحی سنگ (در تماس با هوای آزاد) و جلای شکاف بود. در این سطح، پوشش نازک ناپیوسته‌ای از رس‌های با بیرفرنژانس کم روی سطح سنگ‌ها مشاهده و به‌عنوان جلای سطحی سنگ شناسایی گردید (شکل ۴ الف و ب). این پوشش‌های رسی، احتمالاً ناشی از تجمع

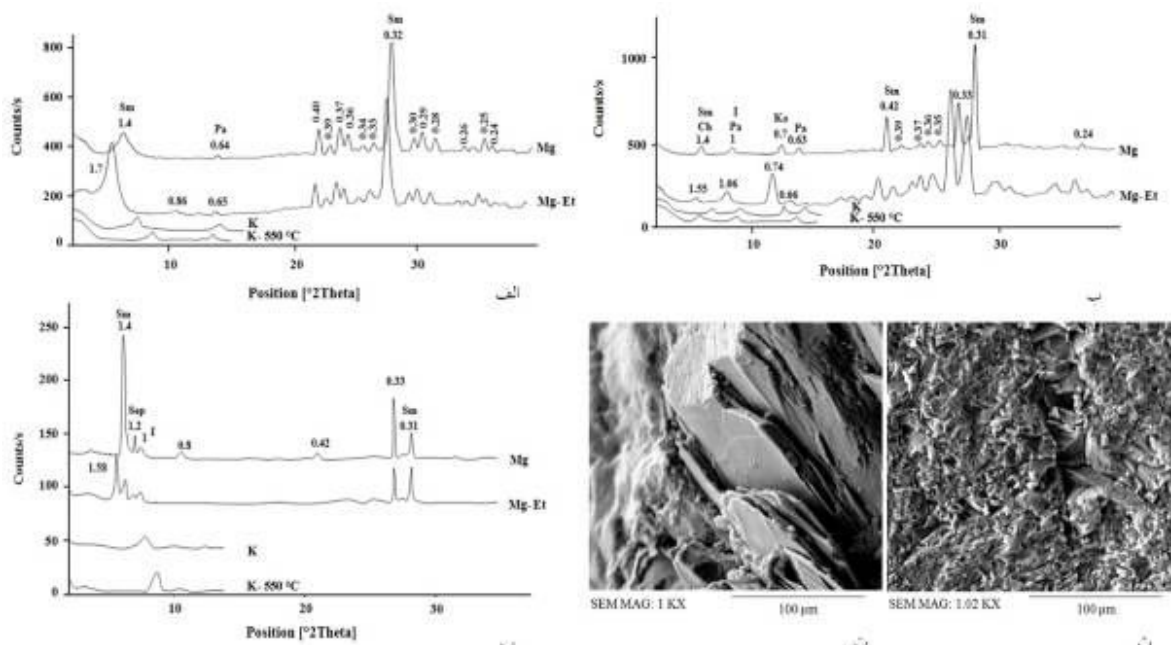


شکل ۴. تصاویر مقطع نازک (XPL) سطح پایدار پدیمنت پوشیده، الف) پوشش رس یا جلا از نوع قشر سطحی، ب) پوشش رس یا جلا از نوع قشر سطحی و پرشدگی رس یا جلای شکاف از نوع متراکم کامل درون حفره کانالی، ث) پوشش رس یا جلای شکاف از نوع تیپیک روی سطح داخلی یک حفره کانالی و پرشدگی رس یا جلای شکاف از نوع متراکم ناقص درون حفره کانالی و ج) پرشدگی رس یا جلای شکاف از نوع متراکم کامل درون حفره صفحه‌ای

نسبت داده است.

لازم به ذکر است که جلای شکاف، تنها در جلای سنگ‌های واقع بر سطح قدیمی (پایدار) پدیمنت پوشیده تشکیل شده است و مؤید این نکته است که دشت جیرفت در گذشته دو اقلیم متفاوت را تجربه نموده است. به عبارتی، در دوره‌ای با رطوبت قابل دسترس بیشتر پوشش‌ها و پرشدگی‌های رسی (جلای شکاف) در شکاف سنگ‌ها تشکیل و تکامل یافته‌اند و در ادامه در طی دوره‌ای با رطوبت قابل دسترس کمتر این رس‌های منتقل شده نگهداری و پوشش‌های رسی ناپیوسته‌ای در سطح سنگ‌ها (جلای سطحی سنگ) تشکیل شده‌اند. زربونی (۳۵) نیز حضور پوشش‌های رسی با بیرفرنژانس ضعیف روی پرشدگی‌های رسی با بیرفرنژانس قوی را ناشی از تغییر اقلیم از وضعیت مرطوب‌تر به خشک‌تر دانسته است. علاوه بر این، نتیجه تجزیه عنصری جلای سطحی سنگ نشان داد که غلظت عناصر آلومینیوم (۴/۵۹ درصد)، سیلیسیم (۲۴/۰۳ درصد)، آهن

شکاف‌های سنگ نفوذ و سپس در آنجا رسوب کرده‌اند. حال با توجه به این که شرایط اقلیمی کنونی منطقه مورد مطالعه برای تشکیل این پوشش‌ها و پرشدگی‌ها مناسب نیست، منطقی‌ترین توضیح برای رسوب ذرات رس در این شکاف‌ها مربوط به زیادتر بودن احتمالی رطوبت قابل دسترس محیط در اقلیم گذشته منطقه است. سنجری و همکاران (۴ و ۵) نیز وجود اقلیمی با رطوبت قابل دسترس بیشتر از زمان کنونی را در زمان تشکیل خاک‌های قدیمی منطقه جیرفت گزارش نمودند. وجود اقلیم مرطوب‌تر گذشته در ایران مرکزی در منطقه اصفهان (۱۷)، رفسنجان (۱۵) و کویر لوت (۱۴) توسط سایر پژوهشگران نیز گزارش شده است. زربونی (۳۵) نیز طی بررسی‌های میکرومورفولوژی، تشکیل ریزلایه داخلی حاوی رس‌های آب‌شویی شده با بیرفرنژانس قوی و کلسیت را در جلای سنگ‌های فلات Messak (لیبی، صحرای مرکزی) به شرایط مرطوب اوایل تا اواسط هولوسن (۵۵۰۰uncal. YBP تا ۹۲۰۰)



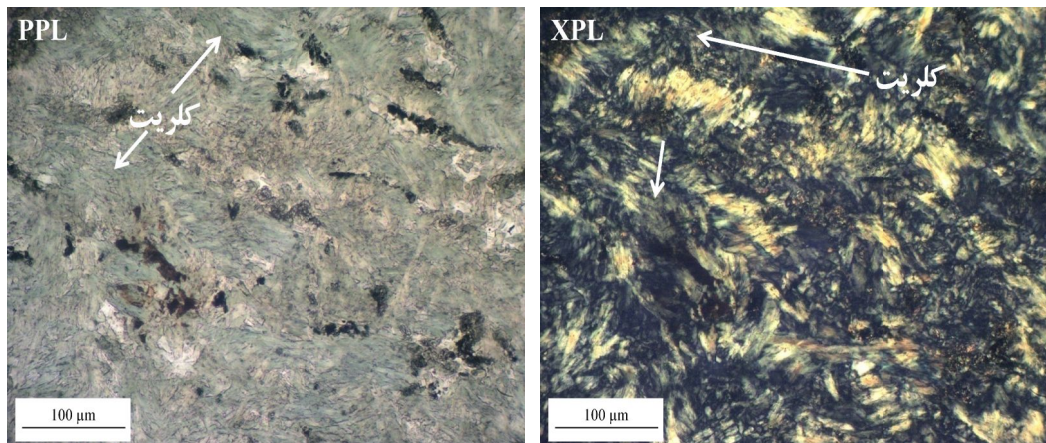
شکل ۵. پراش‌نگارهای پرتو ایکس، الف) سطح نسبتاً پایدار، ب) سطح پایدار، پ) سطح ناپایدار (Mg: اشباع با منیزیم، Mg-Et: اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول، K: اشباع با پتاسیم، K-550 °C: اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سلسیوس، Sm: اسمکتیت، Ch: کلریت، Pa: پالیگورسکیت، I: ایلیت، Ka: کائولینیت، Sep: سپیولیت) و تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان‌دهنده، ت) بافت لایه‌ای جلا و ث) بافت سنگ بستر

لایه‌ای اسمکتیت اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول را ۱/۷۱-
 ۱/۵۶ نانومتر گزارش کردند. نوع کاتیون‌های اشغال‌کننده
 مکان‌های چهاروجهی، هشت‌وجهی و خنثی‌کننده بار، سری
 پیک‌های اسمکتیت (مونت‌موریلونیت) را تحت تأثیر قرار
 می‌دهد. در اسمکتیت (مونت‌موریلونیت) آلومینیوم‌دار، شدت
 آستانه ۰/۳۱ نانومتر قوی است که ناشی از پایداری ساختار
 لایه‌ای آن در این موقعیت می‌باشد (۳۳). علاوه بر این، به دلیل
 عدم وجود کانی ایلیت در این سطح، پیک ۱/۰ نانومتر شناسایی
 نگردید و احتمالاً به دلیل کمی شدت پیک رده اول
 پالیگورسکیت (۱/۰۵ نانومتر) و عدم حضور ایلیت که با
 پالیگورسکیت معمولاً به صورت دو شاخه در می‌آید، پیک رده
 اول پالیگورسکیت مشاهده نشد اما پیک رده دوم این کانی
 (۰/۶۴ نانومتر) که مؤید حضور پالیگورسکیت می‌باشد، قابل
 مشاهده است (شکل ۵ الف). پوتر و روزمن (۳۰) وجود مقادیر
 فراوان مونت‌موریلونیت را در جلای سنگ گزارش نمودند. در

۴/۵۵ درصد) و منیزیم (۱/۶۶ درصد) در جلای این سطح،
 بیشتر از منگنز (۰/۳ درصد) می‌باشد. جلاهای غنی از سیلیسیم،
 آلومینیوم، آهن و منیزیم و فقیر از منگنز در طول دوره‌های
 خشک تشکیل می‌شوند (۲۵).

کانی‌شناسی رسی

شکل ۵ الف) نمودار پراش پرتو ایکس جلای واقع بر سطح
 نسبتاً پایدار (حد واسط) پدیمت پوشیده را نشان می‌دهد. با
 توجه به تفسیر این نمودار کانی‌های رسی اسمکتیت و
 پالیگورسکیت در این جلا وجود دارند. با توجه به این که پیک
 ۱/۴ نانومتر این نمونه در تیمار اشباع با پتاسیم و حرارت
 ۵۵۰ °C از بین رفته است، بنابراین کانی کلریت در این جلا
 وجود ندارد. لذا به دلیل انبساط پیک مزبور در تیمار اتیلن
 گلیکول (۱/۷ نانومتر)، پیک ۱/۴ نانومتر را تنها به کانی
 اسمکتیت می‌توان نسبت داد. خرمالی و همکاران (۳) فضای



شکل ۶. تصاویر مقطع نازک کانی کلریت (رنگ سبز در PPL) در سنگ بستر جلای واقع بر سطح نسبتاً پایدار

در این خاک‌ها غالب می‌باشند. از این رو، با توجه به نتایج حاصل از روش سن‌یابی نسبت کاتیونی که قدیمی بودن جلای این سطح ژئومورفیک را به اثبات رساند به نظر می‌رسد که ترکیب کانی‌شناسی جلاهای این موقعیت متأثر از رسوبات بادرفتی حاصل از خاک‌های قدیمی و متکامل منطقه در زمان گذشته می‌باشد.

جلای واقع بر سطح ناپایدار (جدید) پدیمت پوشیده، دارای کانی‌های اسمکتیت، سیپولیت و ایلیت است (شکل ۵ پ). وجود کانی‌های مذکور در جلای این نمونه به افزایش این کانی‌ها از مواد بادرفتی و سپس حفظ و پایداری آنها در ترکیب با اکسی‌هیدروکسیدهای آهن و منگنز جلا نسبت داده می‌شود. پوتر و روزمن (۳۰) پیک نزدیک ۱/۲ نانومتر در الگوی پراش پودری اشعه ایکس جلای بیابان مهاوی کالیفرنیا را به کانی‌های رسی نسبت دادند. بافت متفاوت جلا و سنگ بستر آن (شکل ۵ ت و ث)، این مطلب را که جلای سنگ در شرایطی متفاوت از سنگ بستر آن تشکیل می‌گردد و یک پدیده بیوشیمیایی منحصر به فرد در مناطق بیابانی است تأیید می‌نماید.

همانگونه که در شکل ۵ (الف، ب و پ) مشاهده می‌گردد، ترکیب کانی‌شناسی رسی جلاهای واقع بر سطوح مختلف ژئومورفیک (قدیمی، حد واسط و جدید) با یکدیگر متفاوت است. یکی از دلایل این تفاوت می‌تواند به ترکیب متفاوت احتمالی گرد و غبار منطقه در طی زمان مربوط باشد. از سوی

مطالعات میکرومورفولوژی مقطع نازک مربوط به سنگ بستر این جلا، کلریت به‌عنوان کانی غالب تشکیل‌دهنده سنگ تشخیص داده شد (شکل ۶). عدم وجود کانی کلریت در جلای این سنگ منشأ خارجی (بادرفتی) کانی‌های رسی موجود در جلا را به اثبات می‌رساند.

ترکیب کانی‌شناسی رسی جلای واقع بر سطح پایدار (قدیم) پدیمت پوشیده از تنوع بیشتری برخوردار است. همان‌گونه که شکل ۵ (ب) نشان می‌دهد، کانی‌های اسمکتیت، کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت و کائولینیت در این نمونه وجود دارند. با توجه به این که پیک ۱/۴ نانومتر در این سطح در تیمار اشباع با پتاسیم و اشباع با پتاسیم و حرارت 55°C باقی‌مانده است، بنابراین کانی کلریت در این نمونه وجود دارد. پوتر و روزمن (۲۹) با بررسی الگوی پراش پرتو ایکس جلای سنگ در بیابان مهاوی کالیفرنیا کانی‌های ایلیت و مخلوط ایلیت-مونت‌موریلونیت را با مقادیر اندکی کائولینیت و در برخی موارد کلریت شناسایی نمودند. کرینزلی و همکاران (۱۹) با انجام مطالعات میکروسکوپ الکترونی عبوری با قدرت تفکیک زیاد کانی‌های رسی مخلوط ایلیت-اسمکتیت و نیز لایه‌های کائولینیت را در جلای سنگ نشان دادند. سنجر و همکاران (۴ و ۵) با مطالعه خاک‌های قدیمی واقع در این موقعیت ژئومورفیک و سایر مناطق باستانی جیرفت (نزدیک شهر دقیانوس) بیان نمودند که کانی‌های اسمکتیت، کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت و کائولینیت

دیگر، نوسانات محیطی به خصوص تغییرات اقلیمی احتمالی در طی فرآیند تشکیل جلا می‌تواند منجر به جایگزینی و یا شست‌وشوی عناصر موجود در ترکیب اولیه گرد و غبار تا زمان تثبیت نهایی گردیده و بنابراین تبدیل برخی کانی‌های رسی به سایر کانی‌های رسی را باعث گردیده باشد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش، تکامل سطوح ژئومورفیک (پایدار، نسبتاً پایدار و ناپایدار) شکل اراضی پدیمت پوشیده در منطقه جیرفت از طریق بررسی‌های فیزیکی، شیمیایی، میکروسکوپی و کانی‌شناسی رسی جلای سنگ‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. جلاهای منطقه مطالعاتی دارای رنگ قهوه‌ای با ضخامت ۱۰۰ تا ۶۰۰ میکرومتر بودند. در مطالعات میکرومورفولوژی مقاطع نازک، وجود جلای شکاف (پوشش و پرشدگی رس) در نمونه مربوط به سطح پایدار پدیمت پوشیده به اقلیم مرطوب‌تر گذشته نسبت داده شد. این درحالی است که به دلیل غنی بودن جلاهای سطحی از سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و کلسیم و فقیر

منابع مورد استفاده

۱. باباخانی، ع.، ن. علوی تهرانی، م. سیزه‌ئی و ف. اوهانیان. ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی چهار گوش شماره ج ۱۲ ایران، سبزواران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
۲. بنایی، م. ح. ۱۳۷۷. نقشه رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک‌های ایران. مؤسسه تحقیقات خاک و آب کشور، تهران.
۳. خرمالی، ف.، ع. ابطحی و ح. تازیکه. ۱۳۹۱. کانی‌های رسی (ویژگی‌ها و شناسایی). چاپ اول، فصل هفتم، انتشارات دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گرگان.
۴. سنجری، ص.، م. ه. فرپور، ع. اسفندیارپور بروجنی و م. کریمیان اقبال. ۱۳۹۰ الف. مقایسه میکرومورفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های قدیمی و عهد حاضر در منطقه جیرفت. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک ۱۵ (۵۸): ۱۸۵-۱۷۳.
۵. سنجری، ص.، م. ه. فرپور، م. کریمیان اقبال و ع. اسفندیارپور بروجنی. ۱۳۹۰. نحوه تشکیل، میکرومورفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های واقع بر سطوح ژئومورفیک گوناگون در منطقه جیرفت. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) ۲۵ (۲): ۴۲۵-۴۱۱.
6. Armstrong, W. P. 2008. Desert varnish update. The Sand Paper, the Membership Newsletter of the ABDNHA 5: 6-7.
7. Dietzel, M., H. Kolmer, P. Po'lt and S. Simic. 2008. Desert varnish and petroglyphs on sandstone-geochemical composition and climate changes from Pleistocene to Holocene (Libya). Chem. Erde Geochem. 68: 31-43.

8. Dorn, R. I. 1983. Cation-ratio dating: a new rock varnish age-determination technique. *Quaternary Res.* 20: 49-73.
9. Dorn, R. I. 2007. Rock varnish. PP. 545-566. *In: Nash, D. J. and S. J. McLaren (Ed.), Geochemical Sediments and Landscapes.* Blackwell, London.
10. Dorn, R. I. 2009. The rock varnish revolution: new insights from microlaminations and the contributions of Tanzhuo Liu. *Geogr. Compass* 3: 1-20.
11. Dorn, R. I. 2013. Rock coatings. *Geomorphology* 4: 70-97.
12. Dorn, R. I. and T. M. Oberlander. 1981. Microbial origin of desert varnish. *Science* 213: 1245-1247.
13. Dragovich, D. 1988. Desert varnish and environmental change near Broken Hill, Western New South Wales. *Earth Sci. Rev.* 25: 399-407.
14. Farpoor, M. H. and H. R. Krouse. 2008. Stable isotope geochemistry of sulfur bearing minerals and clay mineralogy of some soils and sediments in Loot Desert, central Iran. *Geoderma* 146: 283-290.
15. Farpoor, M. H., H. Khademi, M. K. Eghbal and H. R. Krouse. 2004. Mode of gypsum deposition in southeastern Iranian soils as revealed by isotopic composition of crystallization water. *Geoderma* 121: 233-242.
16. Harrington, C. D. and J. W. Whitney. 1987. Scanning electron microscope method of rock varnish dating. *Geology* 15: 967-970.
17. Khademi, H., A. R. Mermut and H. R. Krouse. 1997. Isotopic composition of gypsum hydration water in selected landforms from central Iran. *Chem. Geol.* 138: 245-255.
18. Kittrick, J. A. and E. W. Hope. 1963. A procedure for the particle size separation of soil for X-ray diffraction analysis. *Soil Sci. Soc.* 96: 312-325.
19. Krinsley, D. H., R. I. Dorn, B. E. Digregorio, K. A. Langworthy and J. Ditto. 2012. Rock varnish in New York: an accelerated snapshot of accretionary processes. *Geomorphology* 138: 339-351.
20. LabWest Minerals Analysis Pty Ltd. 2014. Analytical Services Guide. 1-16. Malaga, western Australia.
21. Lee, M. R. and P. A. Bland. 2003. Dating climatic change in hot deserts using desert varnish on meteorite finds. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206: 187-198.
22. Liu, T. and R. I. Dorn. 1996. Understanding the spatial variability of environmental change in drylands with rock varnish microlaminations. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 86(2): 187-212.
23. Liu, T. and W. S. Broecker. 2007. Holocene rock varnish microstratigraphy and its chronometric application in the drylands of western USA. *Geomorphology* 84: 1-21.
24. Liu, T. and W. S. Broecker. 2008. Rock varnish microlamination dating of late Quaternary geomorphic features in the drylands of western USA. *Geomorphology* 93: 501-523.
25. Liu, T. and W. S. Broecker. 2013. Millennial-scale varnish microlamination dating of late Pleistocene geomorphic features in the drylands of western USA. *Geomorphology* 187: 38-60.
26. Murphy, C. P. 1986. *Thin Section Preparation of Soils and Sediments.* AB Academic Publishers. 5-111. Berkhamsted, Herts. U.K.
27. Perry, R. S. and V. M. Kolb. 2003. Biological and organic constituents of desert varnish: review and new hypotheses. *P. Sco. Photo-Opt. Ins.* 5163: 202-217.
28. Pineda, C. A., M. Peisach and L. Jacobson. 1988. Ion beam analysis for the determination of cation ratios as a means of dating southern African rock varnishes. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res.* 35: 463-466.
29. Potter, R. M. and G. R. Rossman. 1977. Desert varnish: the importance of clay minerals. *Science* 196: 1446-1448.
30. Potter, R. M. and G. R. Rossman. 1979. The manganese and iron-oxide mineralogy of desert varnish. *Chem. Geol.* 25: 79-94.
31. Schoeneberger, P. J., D. A. Wysocki, E. C. Benham and Soil Survey Staff. 2012. *Field Book for Describing and Sampling Soils.* Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center. 1-300. Lincoln, NE.
32. Scolt, M. H. and M. C. Rabehorst. 1991. Micromorphology of argillic horizon in a upland tidelmarsh catena. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 443-450.
33. Tettenhorst, R. and H. E. Roberson. 1973. X-ray diffraction aspects of montmorillonit. *Am. Mineral* 58: 73-80.
34. Watchman, A. 2000. A review of the history of dating rock varnishes. *Earth-Sci. Rev.* 49: 261-277.
35. Zerboni, A. 2008. Holocene rock varnish on the Messak plateau (Libyan Sahara): chronology of weathering processes. *Geomorphology* 102: 640-651.