

مطالعات دیاژنتیکی و ژئوشیمیایی رخساره‌های سیلیسی آواری منتسب به اردوویسین کوه راهدار، غرب طبس

محمد خانه‌باد^{*}، رضا موسوی حرمی^۱، مهناز صباغ بجنستانی^۲

۱- عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۸۹/۵/۴

تاریخ دریافت: ۸۹/۲/۶

چکیده

در این تحقیق، مطالعات پتروگرافی، ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب برای تعیین خاستگاه، جایگاه تکتونیک و شرایط آب و هوایی قدیمه ناحیه منشأ ماسه سنگهای اردوویسین کوه راهدار انجام شده است. از نظر پتروگرافی این ماسه سنگها شامل کوارتزآرنایت و ساب لیتارنایت است. همه ماسه سنگها غنی از سیلیس و فقیر از فلدسپات و خرده سنگ می‌باشند. سیمان این ماسه سنگها شامل سیمان سیلیسی رورشدی، کمی کربنات، هماتیت و کانیهای رُسی است. داده‌های پتروگرافی نشان دهنده موقعیت چرخه مجدد و کراتون برای این رسوبات است. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی نیز بیانگر منشأ از کوارتزهای رسوبی ماسه سنگهای قدیمی تر است. متوسط اندیس هوازدگی شیمیایی برای این رسوبات در حدود ۹۱ بوده که این خود بیانگر هوازدگی شدید در ناحیه منشأ است. در طی رسوب گذاری این ماسه سنگها شرایط آب و هوایی مرطوب حکمفرما بوده است.

واژه‌های کلیدی: دیاژنز، ژئوشیمی، رخساره سیلیسی، راهدار، طبس.

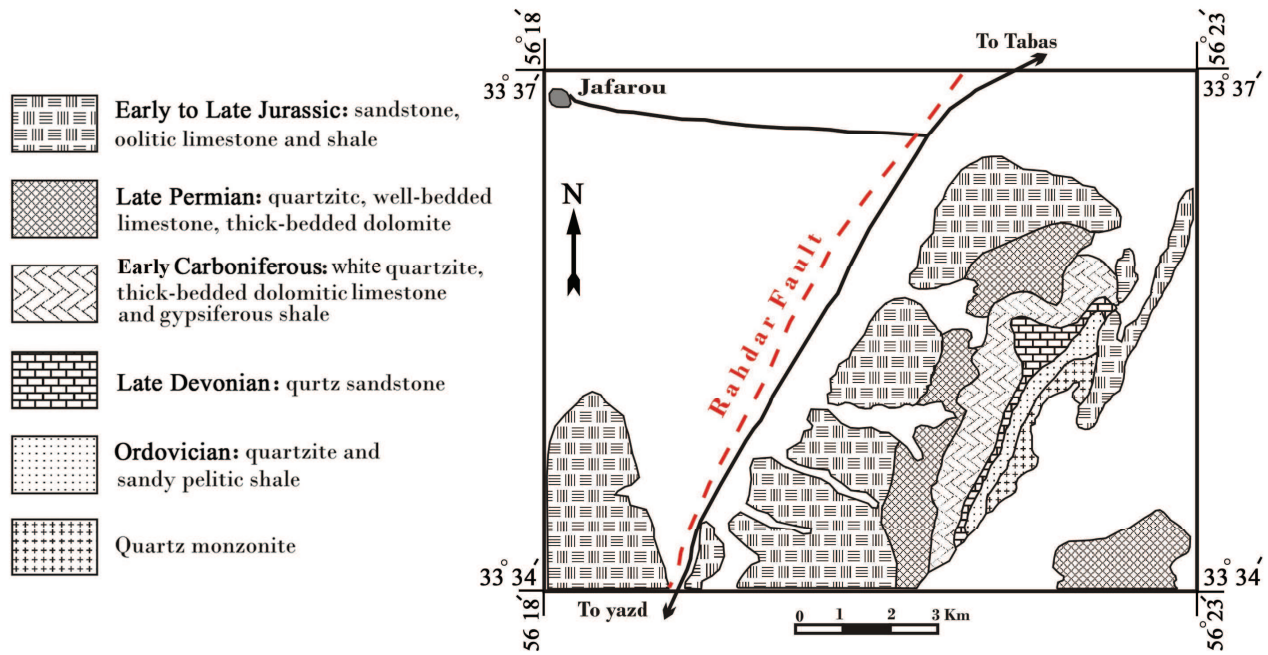
مقدمه

ژئوشیمیایی جهت تفسیر ناحیه منشأ، موقعیت تکتونیک، شرایط آب و هوا و جغرافیای قدیمه مورد بررسی قرار گرفته‌اند. امید است این مطالعه بتواند در بازسازی جغرافیایی دیرینه منطقه کمک نماید.

روش مطالعه

در مطالعه سنگهای سیلیسی آواری، مطالعات و برداشتهای صحرائی از اهمیت به سزایی برخوردارند. بدین منظور در این مطالعه کلیه تغییرات بافتی و ساختارهای رسوبی با دقت

رخساره ماسه سنگی مربوط به سازندهای شیرگشت و راهدار با سن قبل از کربونیفر در ناحیه کوه راهدار (غرب طبس) رخنمون دارند (شکل ۱). مطالعاتی که تاکنون در مورد رسوبات قبل از کربونیفر ایران مرکزی انجام شده از دیدگاه چینه شناسی و دیرینه شناسی بوده است. از آن جایی که، رسوبات قبل از کربونیفر در ایران مرکزی به طور تفصیلی مورد مطالعه قرار نگرفته است، در این مطالعه رخساره‌های سیلیسی آواری از دیدگاه رسوب شناسی و



شکل ۱: راههای دسترسی و نقشه زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه (اقتباس از شیخ الاسلامی و زمانی، ۱۳۷۸)

سازند شیرگشت در این ناحیه با سن اردوویسین به صورت ناپوستگی آذرین پی بر روی سنگهای بیوتیت کوارتز مونزونیت (شکل ۲) قرار گرفته‌اند (آقانباتی، ۱۹۷۷). رخنمون این واحد آذرین در کوه راهدار در مجاورت گسل کلمرد است. کانیهای تشکیل دهنده آن شامل کوارتز، فلدسپات و بیوتیت است که اغلب فلدسپاتها آلتره شده‌اند (شکل ۴ الف). قسمتهای زیرین سازند شیرگشت از کوارتز آرنایتیهای سفید و قهوه‌ای به ضخامت ۷۰ متر تشکیل شده‌اند که دارای آثار فسیلی (شکل ۳ ب) و ساختمانهای رسوبی شامل طبقه بندی مورب فراوان، ریپل مارکهای موجی (شکل ۳ پ) و ریپلهای تداخلی (شکل ۳ ت) است و نشان دهنده نهشته شدن این رسوبات در محیط کاملاً ساحلی (shoreface) می‌باشد. بخشهای بالایی این سازند از تناوب شیل‌های قرمز و سبز رنگ و سنگ آهکهای ماسه‌ای تشکیل شده است. نهشته‌های موسوم به سازند راهدار به سن دونین به طور هم شیب بر روی سازند شیرگشت قرار گرفته‌اند (آقانباتی، ۱۹۷۷). قاعده این سازند ماسه سنگی و در ادامه

مورد بررسی قرار گرفته و به طور سیستماتیک تعداد ۵۱ نمونه سنگی جهت مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافی برداشت شده است. به منظور تعیین پتروفاسیسه‌های تشکیل دهنده، از ماسه سنگها مقاطع نازک تهیه و توسط میکروسکپ پلاریزان مطالعه شده‌اند. نام گذاری سنگها بر اساس فولک (۱۹۸۰) انجام شده است. ۱۹ نمونه ماسه سنگی به منظور آنالیز عناصر اصلی و فرعی انتخاب گردید تا نشان دهنده کل توالی از پایین به بالا باشند. اندازه گیری اکسیدهای اصلی و نیز تعدادی از عناصر فرعی به وسیله دستگاه فلورسانس اشعه ایکس (XRF) در شرکت تحقیقات مواد معدنی طیف کانساران بینالود انجام گرفته است. از این داده‌ها در تقسیم بندی ژئوشیمیایی ماسه سنگها (بهاتیا، ۱۹۸۳؛ بهاتیا و کروک، ۱۹۸۶) و تفسیر منشأ و موقعیت تکتونیکی آنها استفاده شده است (هرون، ۱۹۸۸).

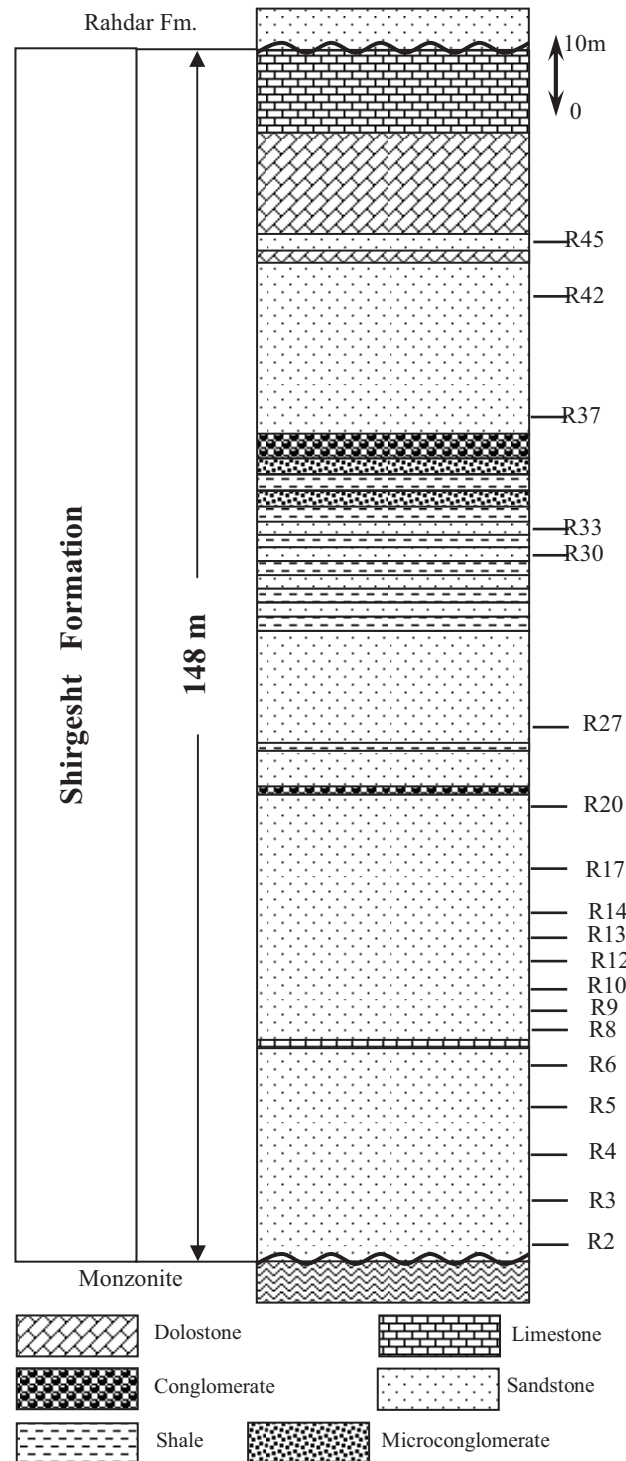
زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد نظر در حاشیه خاوری بلوک کلمرد از پهنه ایران مرکزی جای دارد (شکل ۱). نهشته‌های موسوم به



شکل ۳: الف) کوه راهدار واقع در غرب طبس، ماسه سنگهای کوارتزی سفید رنگ بر روی توده آذرینی قرار گرفته اند، ب) آثار فسیلی در ماسه سنگهای قهوه‌ای رنگ، پ) ریبلهای موجی در ماسه سنگهای قهوه‌ای رنگ، ت) ریبلهای تداخلی در ماسه سنگهای قهوه‌ای رنگ منطقه مورد مطالعه.

به صورت سنگ آهکی و شیلی است. لازم به ذکر است که در این پژوهش پتروگرافی و ژئوشیمی رسوبات ماسه سنگی موسوم به سازند شیرگشت به سن اردوئیسین که بر روی توده آذرین نهشته شده‌اند، مطالعه شده است.



شکل ۲: ستون چینه شناسی ناحیه مورد مطالعه که محل نمونه برداری بر روی آن نشان داده شده است.

پتروگرافی ماسه سنگها

به طور کلی بیشترین جزء تشکیل دهنده این ماسه سنگها، کوارتزهای تک بلوری است که اغلب بیش از ۹۵ درصد حجمی این سنگها را تشکیل می‌دهند. سیمان این ماسه سنگها به ترتیب فراوانی شامل سیلیس رورشدی، هماتیت و کربنات است. تورمالین و زیرکان از مهمترین کانیهای سنگین این ماسه سنگهاست. خرده سنگهای رسوبی از نوع چرت نیز به مقدار کم در این ماسه سنگها مشاهده می‌شود. جورشدگی و گردشدگی اغلب این ماسه سنگها بالاست که نشان دهنده حمل و نقل زیاد این خرده‌ها و یا هوازدگی بیشتر در ناحیه منشأ است. در برخی از مقاطع، دانه‌های کوارتز در حد ریز و درشت بوده که نشان دهنده دو منشأیی بودن این ذرات است (شکل ۴ پ).

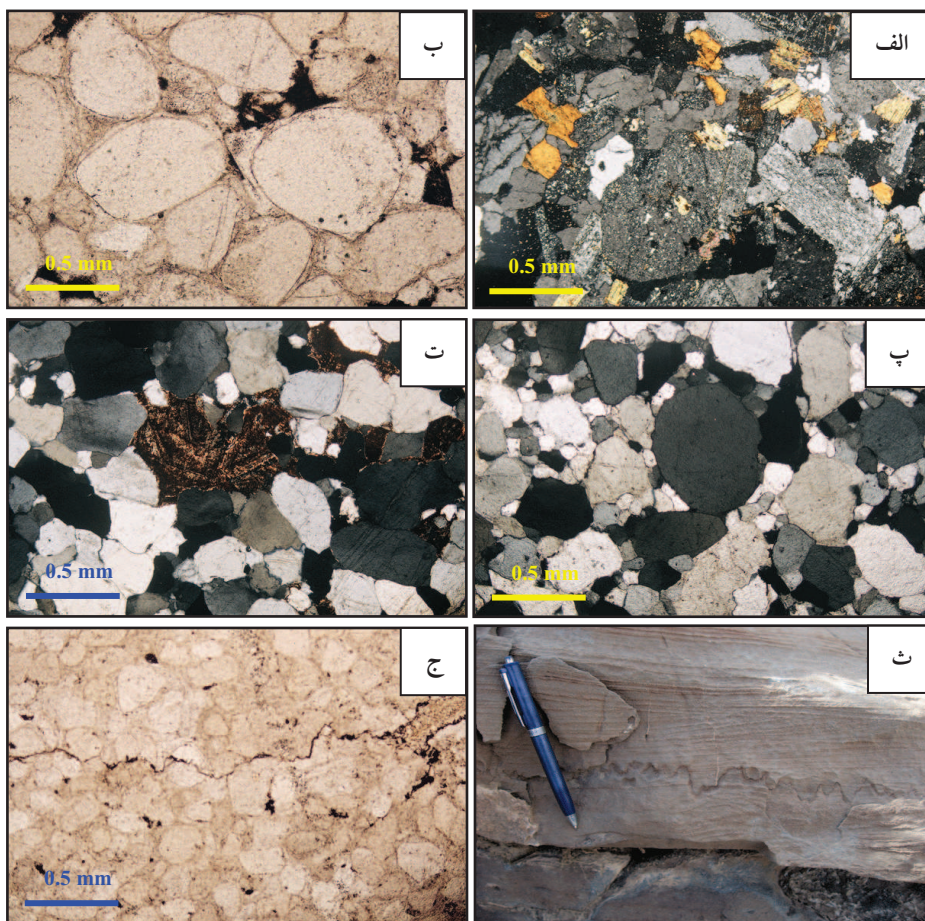
دیاژنز

به طور کلی دیاژنز ماسه سنگها به وسیله محیط رسوبی (depositional environments)، تکتونیک محل، تغییرات سطح آب دریاها، ترکیب کانیهای آواری، تاریخچه تدفین و عاملهای دیگر کنترل می‌شوند. از بین این عوامل، محیط رسوبی، ترکیب و بافت رسوبات به طور خاص در دیاژنز اولیه اهمیت به سزایی دارند (کیم و همکاران، ۲۰۰۷). ترکیب دانه مهمترین عامل کنترل کننده دیاژنز ماسه سنگها در فانروزوئیک بوده است، به طوری که در کربونیفر حوضه آپالاجین، کوارتزآرنایتها دارای بیشترین حجم سیمان سیلیسی بوده در حالی که لیتارنایتها غنی از ایلیت و سرسیت بوده‌اند (رید و همکاران، ۲۰۰۵). به طور کلی فرآیندهای دیاژنتیکی اصلی که ماسه سنگهای منطقه مورد مطالعه را متأثر کرده شامل فشردگی مکانیکی و شیمیایی، سیمانی شدن سیلیسی و کربناته می‌باشد. شدت این فرآیندهای دیاژنتیکی به وسیله ترکیب کانی شناسی ماسه سنگها کنترل می‌گردد. محیط رسوبی تشکیل دهنده این رسوبات، عامل

اساسی کنترل کننده ترکیب اجزای آواری تشکیل دهنده این ماسه سنگها محسوب می‌شود (رضایی و لمون، ۱۹۹۶). سیمان سیلیسی از نظر کانی شناسی، ساده‌ترین نوع سیمان است اما از لحاظ ریخت شناسی دارای تنوع است. سیمان سیلیسی در این ماسه سنگها به صورت رورشدی بر روی دانه‌های آواری کوارتز نهشته شده‌اند. در طی دیاژنز کوارتزآرنایتها سیمان سیلیسی رورشدی تشکیل می‌شود و ممکن است عمل تراکم و سیمانی شدن تا مرحله محو شدن تخلخل (porosity vanished) ادامه یابد. سُرَبی (Sorby) اولین شخصی بود که وجود رورشدیهای کوارتز در ماسه‌سنگها را در سال ۱۸۸۰ به اثبات رساند (مک‌براید، ۱۹۸۹). رورشدی کوارتز، حلقه‌هایی با ضخامت تقریباً یکسان هستند که بر روی دانه‌های کوارتز آواری شکل می‌گیرند (شکل ۴ ب). آنها معمولاً از نظر نوری با کانیهای آواری زیر خود پیوستگی دارند و فابریک هم محور (syntaxial fabric) را شکل می‌دهند. اگرچه کوارتز رورشدی دارای پیوستگی نوری (optic continuity) با مراکز آواری می‌باشد، اما می‌تواند با دانه‌های آواری از نظر ترکیب عناصر فرعی متفاوت باشد (مک‌براید، ۱۹۸۹). این نوع سیمان معمولاً در طی دیاژنز دفنی و در درجه حرارت‌های بالاتر از ۷۰ درجه سانتیگراد شکل می‌گیرد، اما ممکن است در شرایط نزدیک سطح به طور مثال در سیلکریتها نیز تشکیل شود (گلدستاین و روسی، ۲۰۰۲؛ بورلی و وُردن، ۲۰۰۳). این نوع سیمان مهمترین عامل از بین برنده تخلخل ماسه سنگهاست (مورک و موئن، ۲۰۰۷). الگوهای متعددی برای پیش‌گویی میزان سیمان سیلیسی و مقدار از دست رفتن تخلخل در ماسه سنگها ارائه شده است. در این الگوها سیمانی شدن سیلیسی وابسته به یک فرآیند سه مرحله‌ای است که شامل انحلال منبع سیلیس، حمل سیلیس به صورت محلول و در نهایت ته‌نشست سیمان سیلیسی است. سیلیس به طور داخلی یا خارجی از یک منبع احتمالی تأمین شده و

فشاری بین دانه‌های و استیلولیتی شدن (شکل‌های ۴ ت، ث، ج)، به عنوان منبعی مهم برای سیمانی شدن سیلیسی در این ماسه سنگها محسوب می‌شود. نوع حوضه رسوبی که در آن ماسه سنگ نهشته می‌شود، فرآیند سیمانی شدن را کنترل می‌کند. ماسه سنگهای حوضه‌های ریفتی (آرکوزها) و حوضه‌های حاشیه‌ای برخوردی (collision-margin) (لیتارنایتها)، دارای درصد کمی سیمان سیلیسی هستند، اما کوارتز آرنایت‌های حوضه‌های درون کراتونی، فورلندی و حاشیه‌ای غیر فعال (passive margin) سیمان کوارتزی بیشتری دارند. به همین دلیل با توجه به نوع حوضه رسوبی منطقه مورد مطالعه که در ادامه بحث شده، بیشترین نوع سیمان این ماسه سنگها، سیلیسی است.

در فاصله‌ای کوتاه انتشار می‌یابد و سپس بر روی سطوح کوارتز تخریبی تمیز ته نشست می‌شود. این فرآیند ته نشینی، مرحله‌ای با سرعت محدود است که فرآیند سیمانی شدن سیلیسی را کنترل می‌کند (مارچند و همکاران، ۲۰۰۲).
رورشدیهای سیلیسی معمولاً در تماس با دانه‌های تخریبی بوده و ممکن است در حواشی کانیهای تخریبی موادی از جنس همتیت و کانیهای رسی و یا مواد آلی تحت عنوان حاشیه غبار آلود (dust line) وجود داشته باشند (شکل ۴ ب). اگر ضخامت این حاشیه پوشاننده کوارتز تخریبی زیاد باشد، تشکیل این سیمان رورشدی متوقف خواهد شد.
سیمان رورشدی اغلب به صورت مستقیم با زاویه ۱۲۰ درجه و برخورد گاههای سه گانه (triple junction) با دانه‌های مجاور تشکیل می‌شوند. فشردگی شیمیایی شامل انحلال



شکل ۴: الف) بیوتیت مونزونیت با فلسپاتهای آلتزه شده، XPL، ب) سیمان رورشدی و حاشیه غبار آلود بر روی دانه‌های کوارتز آواری، PPL، پ) دو منشأیی بودن دانه‌های کوارتز آواری، XPL، ت) مرز محدب - مقعر و مضرس در بین دانه‌های کوارتز آواری، XPL، ث) استیلولیت در مقیاس ماکروسکپی، ج) استیلولیت و انحلال فشاری در مقیاس میکروسکپی، PPI.

ژئوشیمی

ترکیب شیمیایی و کانی شناسی رسوبات سیلیسی آواری بستگی به عامل‌هایی نظیر ترکیب رسوبات منشأ (provenance composition)، پستی و بلندی (relief)، آب و هوای قدیمه (palaeoclimate)، حمل و نقل (transport)، جورشدگی (sorting) و دیاژنز دارد (دی و همکاران، ۲۰۰۹). پتروگرافی و ژئوشیمی ماسه سنگها روشهای مفیدی برای تشخیص این عوامل می‌باشند. مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی برای تعیین موقعیت تکتونیکی و ناحیه منشأ سنگهای رسوبی به کار گرفته شده است (بهاتیا، ۱۹۸۳؛ بهاتیا و کروک، ۱۹۸۶). موقعیت تکتونیکی تحت تأثیر فرآیندهای رسوب‌گذاری، دیاژنز و ترکیب رسوبات است (پتی جان و همکاران، ۱۹۸۷؛ بهاتیا، ۱۹۸۳؛ چاملی، ۱۹۹۰). بنابراین ممکن است ویژگیهای ژئوشیمیایی خاصی برای موقعیتهای تکتونیکی مختلف در نظر گرفته شود. در این تحقیق، از مجموع ۵۱ نمونه برداشت شده، تعداد ۱۹ نمونه ماسه سنگی که تا حد امکان دارای ذرات کربناته کمتری بود، برای آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب گردیدند.

اکسیدهای عناصر اصلی

آنالیز ژئوشیمیایی ماسه سنگهای ناحیه مورد مطالعه در جدولهای شماره ۱ و ۲ ارائه شده است. این ماسه سنگها در ناحیه کوه راهدار دارای سیلیس بالا (بین ۷۸ و ۹۸ با میانگین ۹۱ درصد) است و میانگین K_2O و Al_2O_3 به ترتیب برابر با ۰/۱۸ و ۱/۲۷ درصد می‌باشد. منشأ سیلیس در این ماسه سنگها عمدتاً کوارتز، فلدسپار و کانیهای رسی است. میزان K_2O و Al_2O_3 ممکن است به دلیل وجود فلدسپات پتاسیم، میکا و کانیهای رسی باشد. این ماسه سنگها دارای مقادیر بسیار کمی سدیم هستند (متوسط Na_2O در حدود ۰/۰۵ درصد وزنی است) که این امر نشان دهنده نبود پلاژیوکلازهای سدیک مثل آلپیت در آنهاست. میزان CaO

و MgO اغلب از دانه‌های کربناته و یا سیمانهای آهکی و دولومیتی منشأ می‌گیرند و ارتباط کاملاً مثبتی با میزان LOI دارند (شکل ۵ الف و ب). ارتباط منفی بین SiO_2 با اغلب عناصر اصلی (به طور مثال Al_2O_3) به این دلیل است که اکثر سیلیس موجود در این ماسه سنگها به خاطر وجود کانی کوارتز بوده و نشان دهنده وجود بسیار کم فلدسپات، میکا و کانیهای رسی است (شکل ۶). در اغلب نمونه‌ها، میزان تمرکز TiO_2 با Al_2O_3 افزایش می‌یابد (شکل ۷) که این بیانگر آن است که TiO_2 همراه با فیلوسیلیکاتها و به طور خاص ایلیت است (دابارد، ۱۹۹۰).

براساس نمودار هرون (۱۹۹۸)، اغلب ماسه سنگها در محدوده کوارتز آرنایت و تعداد اندکی ساب لیتارنایت و یک نمونه هم به علت داشتن بیش از ۵ درصد Fe_2O_3 در محدوده ماسه سنگهای آهن دار قرار گرفته است (شکل ۸). این طبقه بندی اغلب با داده‌های پتروگرافی همخوانی دارد.

ارتباط مثبت بین Al_2O_3 و K_2O (شکل ۹) نشان می‌دهد که کانیهای غنی از پتاسیم، توزیع آلومینیم را تحت تأثیر قرار داده که این نیز توسط میزان کانیهای رسی کنترل می‌گردد (مک‌لنن و همکاران، ۱۹۸۳؛ جین و همکاران، ۲۰۰۶). همچنین این ارتباط خیلی مثبت بیانگر وجود فاز غنی از آلومینیم به ویژه ایلیت در این ماسه سنگهاست (لی، ۱۹۹۹). ارتباط منفی بین SiO_2 با عناصر کمیاب (به طور مثال با Co ، شکل ۱۰) نشان می‌دهد که اغلب عناصر کمیاب در اجزای رسی متمرکز می‌شوند (آکاریش و الگوهری، ۲۰۰۸). وانادیم ارتباط مثبتی با TiO_2 نشان داده (شکل ۱۱) که احتمالاً به خاطر جذب آن در کائولینیت و یا همراهی آن با کانیهای اکسید آهن است (هیرست، ۱۹۶۲؛ عبدالوهاب و همکاران، ۱۹۹۷).

جدول ۱: اکسیدهای اصلی ماسه سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام شده

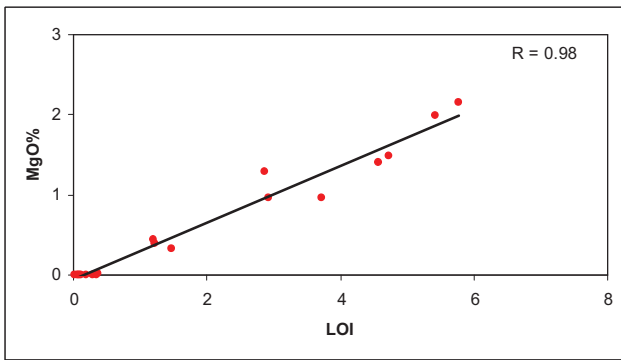
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	CaO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SO ₃	LOI
R2	98.43	0.43	0.02	0	0.07	0.02	0	0.07	0.01	0.71	0	0.19
R3	98.86	0.28	0.05	0	0.04	0.02	0	0.03	0.01	0.55	0	0.1
R4	98.61	0.44	0.09	0	0.06	0.04	0	0.12	0.01	0.44	0	0.11
R5	98.86	0.31	0.04	0	0.03	0.02	0	0.09	0.01	0.52	0	0.07
R6	98.94	0.2	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.77	0	0.01
R8	90.66	0.34	0.06	1.28	0.05	0.03	0.08	3.12	0.09	1.34	0	2.87
R9	95.14	0.75	0.03	0.39	0.13	0.05	0.02	1.32	0.02	0.8	0	1.23
R10	95.54	0.97	0.09	0	0.16	0.04	0	1.43	0.78	0.6	0	0.3
R12	97.68	0.33	0.03	0.01	0.04	0.03	0.01	0.56	0.05	0.82	0	0.36
R13	91.74	0.31	0.06	0.33	0.04	0.05	0.04	3.58	1.16	1.07	0	1.48
R14	81.05	0.66	0.2	1.48	0.12	0.06	0.14	8.1	1.21	2.08	0	4.73
R17	81.92	0.82	0.03	1.99	0.16	0.05	0.14	6.57	0.83	1.93	0	5.43
R20	79.82	0.39	0.07	2.15	0.07	0.04	0.13	8.58	0.94	1.91	0	5.78
R27	98.08	0.76	0.05	0	0.13	0.04	0	0.09	0.01	0.72	0	0.05
R30	69.66	4.02	0.02	0.97	0.53	0.1	0.08	10.31	4.16	5.62	0.17	3.71
R33	78.22	4.73	0.04	1.4	0.84	0.11	0.1	5.69	1.19	2.84	0	4.57
R37	95.98	2	0.05	0	0.26	0.07	0	0.03	0.02	1.14	0	0.34
R42	86.63	5.6	0.07	0.44	0.62	0.25	0	1.32	1.02	1.85	0.07	1.2
R45	90.95	0.86	0.07	0.97	0.01	0.11	0.01	3.1	0.04	0.84	0	2.92

Note: LOI= Loss of ignition, Major element (oxide %wt)

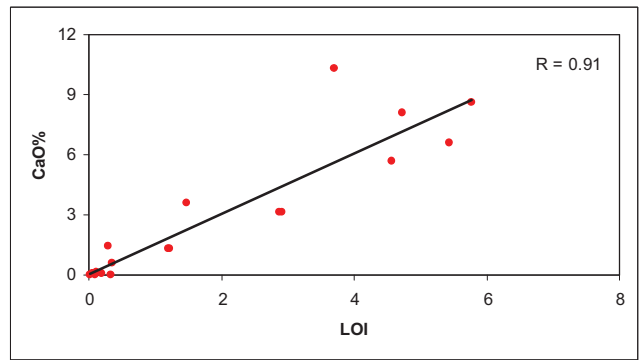
جدول ۲: عناصر کمیاب موجود در ماسه سنگهای منطقه مورد مطالعه براساس آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام شده

Sample	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	U	Th	Ce	V
R2	52	11	43	57	N	8	5	25	20
R3	16	8	41	43	12	7	4	22	18
R4	11	N	20	43	8	9	5	20	21
R5	N	5	30	25	N	N	N	20	24
R6	3	8	60	28	18	5	3	18	18
R8	N	2	42	17	16	6	4	27	17
R9	11	2	17	43	N	10	1	25	25
R10	36	12	35	47	18	11	9	41	23
A12	19	1	44	55	18	14	11	26	23
R13	63	11	40	33	3	6	1	53	25
R14	85	14	33	29	9	9	8	47	24
R17	75	1	19	29	24	16	2	45	24
R20	54	17	11	14	N	9	6	51	21
R27	5	3	33	33	N	7	9	32	22
R30	607	39	101	459	62	18	9	107	44
R33	118	11	57	32	N	9	4	65	37
R37	48	9	57	60	11	6	4	25	26
R42	431	20	50	63	13	2	11	340	49
R45	25	5	28	35	0	0	8	19	29

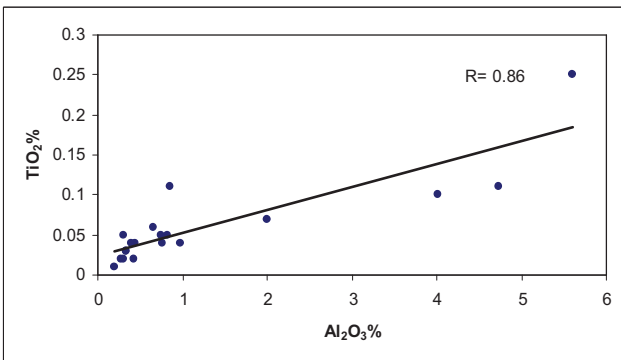
Note: N= not detected, Trace element (ppm)



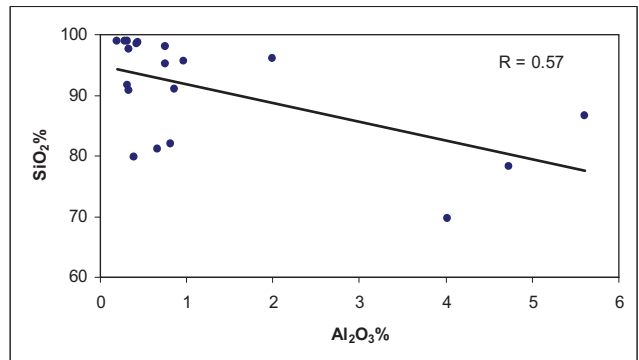
شکل ه ب: ارتباط مثبت بین LOI با MgO



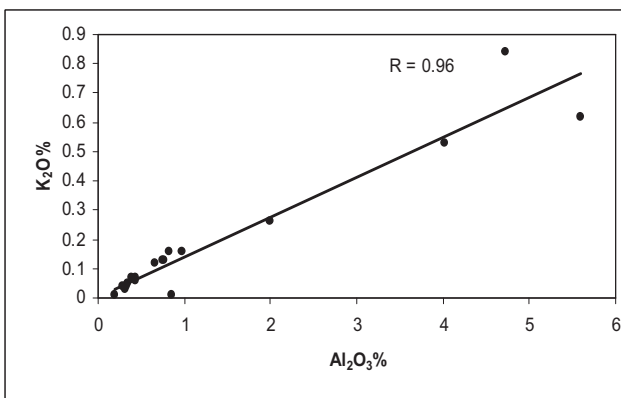
شکل ه الف: ارتباط مثبت بین LOI و CaO



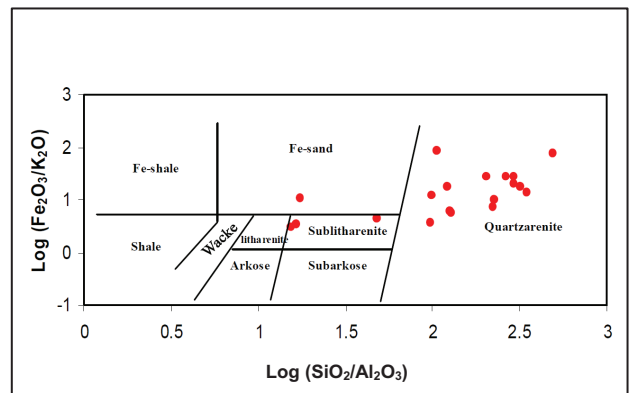
شکل و: ارتباط مثبت بین Al₂O₃ و TiO₂



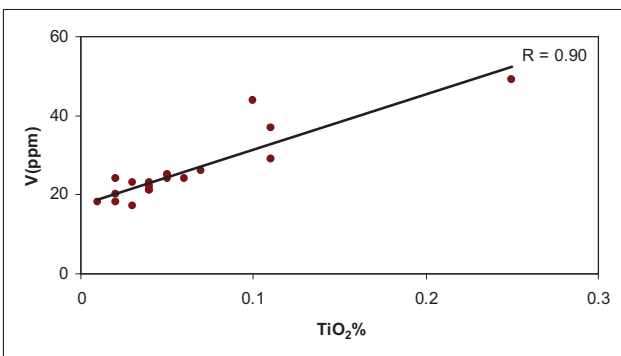
شکل ۶: ارتباط منفی بین Al₂O₃ و SiO₂



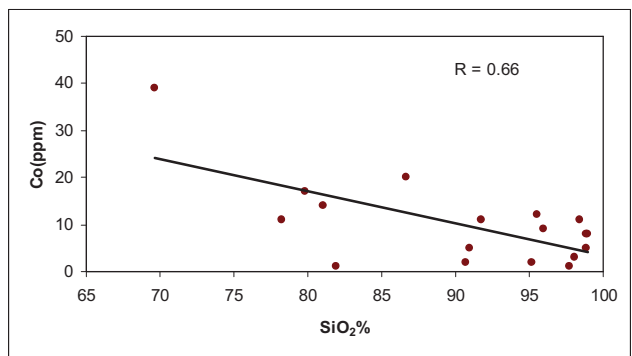
شکل ۹: ارتباط مثبت بین Al₂O₃ و K₂O



شکل ۸: ترکیب شیمیایی ماسه سنگهای منطقه مورد مطالعه (هرون، ۱۹۹۸).



شکل ۱۱: ارتباط مثبت بین TiO₂ و V



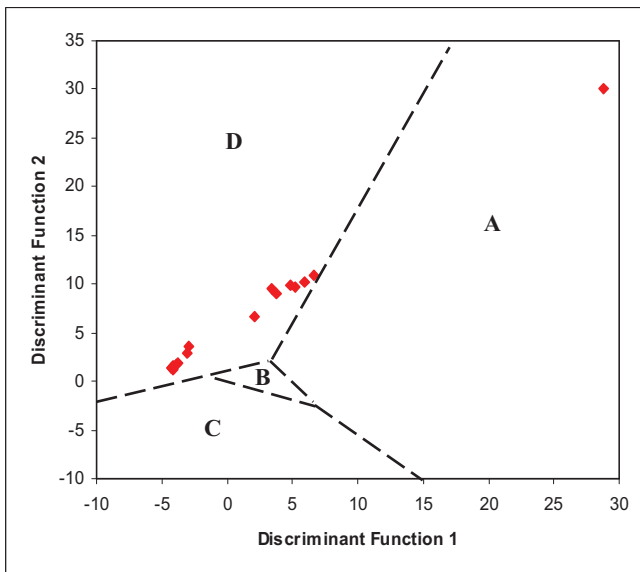
شکل ۱۰: ارتباط منفی بین SiO₂ و Co

ناحیه منشأ (Provenance)

روسر و گرش (۱۹۸۸) برای تفکیک بین رسوباتی که از سنگهای آذرین فلسیک، حدواسط، مافیک و یا کوارتزهای رسوبی منشأ گرفته‌اند، نمودار تفکیک کننده تابعی را ارائه کرده‌اند. براساس نمودار تفکیکی روسر و گرش (۱۹۸۸) اغلب نمونه‌های ماسه سنگی منطقه مورد مطالعه از کوارتزهای رسوبی نتیجه شده‌اند (شکل ۱۲). از دیدگاه مقایسه‌ای این ماسه سنگها شبیه رسوباتی هستند که از گروه گرینلند واقع در نیوزلند گزارش شده‌اند (ناتان، ۱۹۷۶). این سنگها از سنگهای رسوبی غنی از کوارتز و یا از سنگهای دگرگونی قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. این محدوده بیانگر منشأ قاره‌ای چرخه مجدد همراه با حاشیه غیرفعال قاره‌ای و کراتونی است (داس و همکاران، ۲۰۰۶).

جایگاه تکتونیکی (Tectonic setting)

شواهد مهمی برای تفسیر موقعیت تکتونیکی براساس کاهش نسبی اکسیدهایی مانند CaO و Na₂O (فازهای متحرک) و غنی شدن اکسیدهایی نظیر SiO₂ و TiO₂ (مهمترین عناصر غیر متحرک) به دست می‌آید. نسبت عناصر غیر متحرک به عناصر متحرک به سمت موقعیت تکتونیکی حاشیه غیرفعال، به خاطر پایداری نسبی تکتونیکی و به دنبال آن هوازدگی شدیدتر و حمل مجدد بیشتر رسوبات، افزایش می‌یابد (بهاتیا، ۱۹۸۳؛ روسر و گرش، ۱۹۸۸). در شکل ۱۳ اغلب نمونه‌های ماسه سنگی منطقه در موقعیت حاشیه قاره‌ای غیر فعال قرار می‌گیرند.

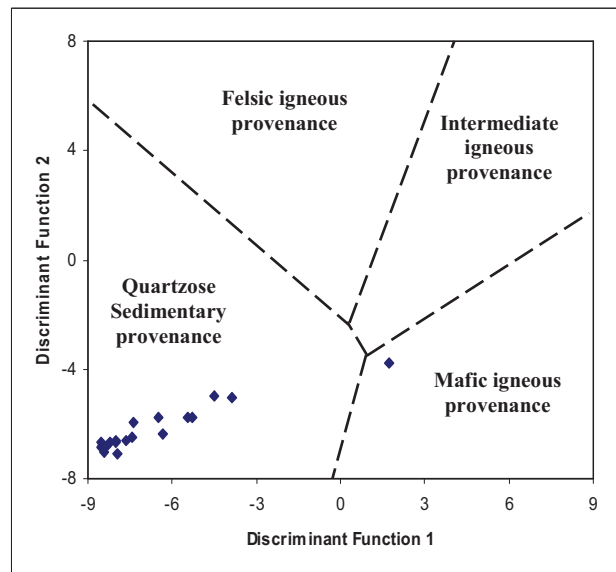


شکل ۱۳: نمودار تفکیک کننده جایگاه تکتونیکی داده‌های ماسه سنگی منطقه مورد مطالعه (بهاتیا، ۱۹۸۳)

A: جزایر قوسی اقیانوسی، B: جزایر قوسی قاره‌ای، C: حاشیه قاره‌ای فعال و D: حاشیه قاره‌ای غیر فعال

$$\text{Discriminant Function 1: } -0.0447\text{SiO}_2 - 0.972\text{TiO}_2 + 0.008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208\text{FeO} - 3.082\text{MnO} + 0.140\text{MgO} + 0.195\text{CaO} + 0.719\text{Na}_2\text{O} - 0.032\text{K}_2\text{O} + 7.510\text{P}_2\text{O}_5 + 0.303$$

$$\text{Discriminant Function 2: } -0.421\text{SiO}_2 + 1.988\text{TiO}_2 - 0.526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.610\text{FeO} + 2.720\text{MnO} + 0.881\text{MgO} - 0.907\text{CaO} - 0.177\text{Na}_2\text{O} - 1.840\text{K}_2\text{O} + 7.244\text{P}_2\text{O}_5 + 43.57$$



شکل ۱۲: نمودار تفکیک کننده منشأ داده‌های ماسه سنگی منطقه مورد مطالعه (روسر و گرش، ۱۹۸۸)

$$\text{Discriminant Function 1: } -1.733\text{TiO}_2 + 0.607\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.76\text{Fe}_2\text{O}_3 (t) + 1.5\text{MgO} + 0.616\text{CaO} + 0.509\text{Na}_2\text{O} - 1.224\text{K}_2\text{O} - 9.09$$

$$\text{Discriminant Function 2: } 0.445\text{TiO}_2 + 0.07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.25\text{Fe}_2\text{O}_3 (t) + 1.142\text{MgO} + 0.438\text{CaO} + 1.475\text{Na}_2\text{O} + 1.426\text{K}_2\text{O} - 6.861$$

نتیجه‌گیری

به طور کلی برای تعیین موقعیت تکتونیکی ماسه سنگهای ناحیه مورد مطالعه از تلفیق داده‌های پتروگرافی و مطالعات ژئوشیمیایی استفاده شده است. از نظر پتروگرافی، همه ماسه سنگهای مورد مطالعه از نوع کوارتز آرنایت و تعداد کمی از نوع ساب لیتارنایت بوده که غنی از کوارتز و فقیر از فلدسپات و خرده سنگ می‌باشند. در این ماسه سنگها، ساختارهای اولیه از قبیل طبقه بندیهای مورب، ریلهای موجی و تداخلی و آثار فسیلی خاص نشان دهنده نهشته شدن آنها در محیطی کاملاً ساحلی است. از نظر ژئوشیمیایی همه ماسه سنگهای ناحیه مورد نظر در یک موقعیت تکتونیکی از نوع حاشیه قاره‌ای غیر فعال نهشته شده‌اند. براساس شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی، احتمالاً این رسوبات از کوارتزهای رسوبی ماسه سنگهای قدیمی تر منشأ گرفته‌اند. میزان بالای اندیس هواز دگی شیمیایی (CIW) در این ماسه سنگها، هواز دگی شدیدی را در ناحیه منشأ پیش-گویی کرده و بیانگر شرایط آب و هوایی مرطوب در زمان حمل رسوبات از ناحیه منشأ قبل از رسوب گذاری است.

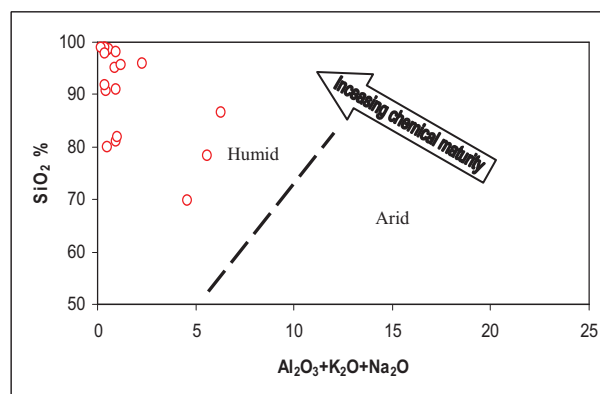
سپاس‌گزاری

نگارندگان این مقاله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر حمایت مالی پروژه طرح تحقیقاتی شماره ۷۵۳/رپ، ۱۳۸۸/۱۰/۲۶ و نیز از گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر در اختیار قرار دادن امکانات مورد نیاز قدردانی می‌نمایند.

هواز دگی در ناحیه منشأ (weathering in the source area)
با توجه به این که در تعدادی از نمونه‌های ماسه سنگی منطقه مورد مطالعه، میزان CaO بالاست، از اندیس هواز دگی شیمیایی (chemical index of weathering) که توسط کولرز (۲۰۰۰)، ارائه شده است برای مطالعه شرایط هواز دگی در ناحیه منشأ استفاده شده است. این اندیس توسط فرمول زیر محاسبه می‌گردد:

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O)]$$

اندیسهای هواز دگی با عددهای بالاتر بیانگر هواز دگی شیمیایی شدیدتر هستند. در نمونه‌های ماسه سنگی مورد مطالعه، این اندیس بین ۷۶ تا ۱۰۰ با میانگین ۹۱ بوده که نشان دهنده هواز دگی شدید در ناحیه منشأ است. با توجه به این که رسیدگی شیمیایی ماسه سنگها تابعی از آب و هواست، برای بررسی شرایط آب و هوایی قدیمه در طی حمل و نقل قبل از رسوب گذاری رسوبات ناحیه منشأ از نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃+K₂O+Na₂O استفاده شده است (ساتنر و داتا، ۱۹۸۶). نمونه‌های مشخص شده در این نمودار، شرایط آب و هوایی قدیمه مرطوب را برای ناحیه منشأ پیشنهاد می‌کنند (شکل ۱۴). لازم به ذکر است که این شرایط آب و هوایی با نقشه‌های ارائه شده از جغرافیایی قدیمه در آن زمان مطابقت داشته است (مک کرو و اسکوتس، ۱۹۹۰).



شکل ۱۴: نمودار مشخص کننده شرایط آب و هوایی در ناحیه منشأ ماسه سنگهای منطقه مورد مطالعه (ساتنر و داتا، ۱۹۸۶).

منابع

شیخ الاسلامی، م. و زمانی، م.، ۱۳۷۸. گزارش چهارگوش زمین شناسی حلوان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Abdel Wahab, H.Sh., Yemane, K., & Giegengack, R., 1997. Mineralogy and geochemistry of the Pleistocene lacustrine beds in Wadi Feiran, south Sinai, Egypt: Implication for environmental and climate changes. *Egypt. J. Geol.*, 41: 145–171.
- Akarish, A.I.M., & El-Gohary, A.M., 2008. Petrography and geochemistry of lower Paleozoic sandstones, East Sinai, Egypt: Implication for provenance and tectonic setting. *Journal of African Earth Science*, 52: 43-54.
- Aghanabati, A., 1977. Etude geologique de la region de Kalmard (W.Tabas). *Geological survey of Iran*, Report No.35.
- Bhatia, M.R., & Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 92: 181–193.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611–627.
- Burley, S.D., & Worden, R.H., 2003. Sandstone diagenesis: Recent and Ancient. *Blackwell publishing*, 664p.
- Chamley, H., 1990. Sedimentology. *Springer-Verlag*, Berlin, 285 p.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Das, B.K., Al-Mikhalafi, A.S., & Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering provenance and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Science*, 26: 649-668.
- Dabard, M. P., 1990. Lower Brioverian Formations (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): Geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry. *Sediment. Geol.*, 69: 45–58.
- Dey, S., Rai, A.K., & Chaki, A., 2009. Palaeoweathering, composition and tectonics of provenance of the Proterozoic intracratonic Kaladgi-Badami basin, Karnataka, southern India: Evidence from sandstone petrography and geochemistry *Journal of Asian Earth Sciences*, 34 (6): 703-715.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publication Company*, Austin (Texas), 78703: 185p.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820–829.
- Goldstein, R.H., & Rossi, C., 2002. Recrystallization in quartz overgrowths. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 432–440.
- Hirst, D.M., 1962. The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria. II. The location and distribution of trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26: 1174–1187.
- Jin, Z., Li, F., Cao, J., Wang, S., & Yu, J., 2006. Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for provenance, sedimentary sorting and catchment weathering. *Geomorphology*, 80: 147–163.
- Kim, J.C., Lee, Y., & Hisada, K., 2007. Depositional and compositional controls on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Group (Middle Jurassic-Early Cretaceous), Central Japan. *Sedimentology*, 195: 183-202.
- Lee, Y., 1999. Geochemical characteristics of the Manhang Formation (Late Carboniferous) sandstones, Korea: implication for provenance. *Geosciences Journal*, 3 (2): 87-94.
- Marchand, A.M.E., Haszeldine, R.S., Smalley, P.C., & Macaulay, C.I., 2002. Evidence for reduced quartz-cementation rates in oil-filled sandstones. *Geology*, 29 (10): 915–918.
- McBride, E.F., 1989. Quartz cement in sandstone. *Earth Science Reviews*, 26: 69-112.
- McKerrow, W.S., & Scotese, C.R., 1990. Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. *Geological Society Memoir*, 12: 1-21.

- McLennan, S.M., Taylor, S.R., & Eriksson, K.A., 1983. Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1211–1222.
- Mork, M.B.E., & Moen, K., 2007. Compaction microstructures in quartz grains and quartz cement in deeply buried reservoir sandstones using combined petrography and EBSD analysis. *Journal of Structural Geology*, 29: 1843-1854.
- Nathan, S., 1976. Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician), New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 19: 683-706.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R., 1987. Sand and Sandstones (2nd edition), *Springer-Verlag*, Berlin, 618p.
- Reed, J.S., Eriksson, K.A., & Kowalewski, M., 2005. Climate, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods. *Sedimentary Geology*, 176: 225-246.
- Rezaee, M.R., & Lemon, N.M., 1996. Influence of depositional environment on diagenesis and reservoir quality: Tirrawarra sandstone reservoir, Southern Cooper Basin, Australia. *Journal of Petroleum Geology*, 19 (4): 369-391.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119–139.
- Suttner, L.J., & Dutta P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, Part I: framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.