

بر خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های توریدیتی ائوسن سراوان، جنوب خاوری ایران

کاظم شعبانی گورجی^{۱*}، رضا موسوی حرمی^۲، اسداله محبوبی^۲ و خسرو خسرو تهرانی^۳

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۲/۲۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۰/۱۰

چکیده

در این پژوهش منشأ و موقعیت زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های توریدیتی ائوسن سراوان در جنوب خاوری ایران، با استفاده از روش‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی مورد مطالعه قرار گرفته است. این ماسه‌سنگ‌ها دارای گسترش جانبی زیادی بوده که در فواصل طولانی چندین کیلومتری قابل ردیابی هستند. مرز زیرین آنها تند بوده و توالی بوما موازی دیده می‌شوند. همچنین اثر فسیل‌های مربوط به آب‌های ژرف (رخساره اثر فسیلی نرئیتس)، گاه فراوان یافت می‌شوند. مجموعه ویژگی‌های یادشده می‌توانند نشان‌دهنده رسوب‌گذاری به وسیله جریان‌های توریدیتی باشد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که این ماسه‌سنگ‌ها دانه‌ریز تا دانه‌درشت بوده و بیشتر دانه‌ها جورشدگی ضعیف تا متوسط داشته و نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشده با کرویت متوسط هستند. در این ماسه‌سنگ‌ها که از نوع فلدسپاتیک لیت‌آرنایت هستند، کوارتز تک‌بلوری و چندبلوری، فلدسپار و خرده‌های سنگی آتشفشانی و دگرگونی دیده می‌شود و ترکیب کلی آنها به صورت $Q_{55}F_{14.7}L_{30.3}$ است. ترکیب عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب در این نهشته‌ها نشان می‌دهد که منشأ آنها از سنگ‌های آذرین حدواسط تا فلسیک بوده است. میانگین شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA) محاسبه شده تقریباً ۶۲ است که نشان‌دهنده هوازگی شیمیایی کم تا متوسط سنگ منشأ و یارسوبات در طی حمل و نقل است. بر پایه داده‌های سنگ‌نگاری، مشخص شد که موقعیت زمین‌ساختی نهشته‌های مورد مطالعه، کوهزایی‌های با چرخه مجدد و از نوع انتقالی بوده و نمودارهای تفکیک‌کننده زمین‌ساختی بر پایه عناصر اصلی و فرعی نیز محیط زمین‌ساختی حاشیه‌های فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی قاره‌ای را نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: ماسه‌سنگ‌های توریدیتی، برخاستگاه، موقعیت زمین‌ساختی، سراوان، جنوب خاوری ایران.

*نویسنده مسئول: کاظم شعبانی گورجی

E-mail: ksg1354@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

منشور به‌هم‌افزوده سراوان (McCall, 2003)، شامل بیرون‌زدگی‌های قابل توجهی از توریدیت‌های آواری به سن ائوسن است. این بیرون‌زدگی‌ها توالی‌های ستبر فلیش‌های دریایی کم ژرفا تا ژرف را شامل می‌شوند که در طی ائوسن در باریکه اقیانوسی سیستان (به عنوان شاخه‌ای از نئوتیس)، نهشته شده‌اند. این باریکه اقیانوسی که دو کوچک قاره لوت در باختر و هلمند در خاور را از یکدیگر جدا می‌کرده است، از زمان کرتاسه (سنومانین) وجود داشته و در طی ائوسن به وسیله ستبرای قابل توجهی از رسوبات توریدیتی پر شده و در نهایت در پایان ائوسن بسته شده است (McCall & Eftekhari-Nezhad, 1994). در مورد منشأ این رسوبات عظیم فلیشی در سراوان و ماهیت و موقعیت زمین‌ساختی حوضه رسوبی آن اطلاعات چندانی وجود ندارد و این مهم به خوبی درک نشده است.

ترکیب و ویژگی‌های ژئوشیمیایی رسوبات آواری تابع عوامل بسیاری همچون جایگاه زمین‌ساختی، منشأ، هوازگی، حمل رسوبات و دیاژنز است که از این میان منشأ و برخاستگاه زمین‌ساختی به عنوان کنترل‌کننده‌های اصلی ترکیب سنگ‌های رسوبی آواری هستند (Yan et al., 2010). با تجزیه و تحلیل ترکیب سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری و به ویژه ماسه‌سنگ‌ها می‌توان افزون بر تعیین منشأ، موقعیت زمین‌ساختی آنها را تفسیر کرد. نکته کلیدی در مورد مطالعات مربوط به برخاستگاه ماسه‌سنگ‌ها این است که در هر جایگاه زمین‌ساختی مشخص، ماسه‌سنگ‌هایی با ترکیب معینی به‌وجود می‌آیند (Dickinson, 1985). برای دستیابی به این هدف (تعیین منشأ و موقعیت زمین‌ساختی) استفاده از ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی بسیار مفید و با ارزش است.

در این پژوهش سعی شده است تا با به‌کارگیری داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، ماهیت ناحیه منشأ و موقعیت زمین‌ساختی حوضه رسوبی

توریدیت‌های سیلیسی آواری منطقه سراوان در جنوب خاوری ایران مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

در پژوهش حاضر به منظور انجام مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، ۷۵ مقطع نازک میکروسکوپی به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شده و نامگذاری ماسه‌سنگ‌ها به روش Folk (1980) صورت گرفته است. همچنین برای ۵۰ مقطع نازک، به روش گزی-دیکینسون (Ingersoll et al., 1984) شمارش نقطه‌ای صورت گرفت و در هر مقطع نازک نیز ۴۰۰ تا ۵۰۰ دانه شمارش شد. ۱۳ نمونه ماسه‌سنگی تازه و دگرسان‌نشده و در اندازه ماسه دانه‌ریز تا دانه متوسط نیز برای تجزیه ژئوشیمیایی انتخاب شدند. عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب به روش پلاسمای جفت‌شده القایی، ICP-MS و ICP-AES و توسط دستگاه ICP Dynamic (Reaction Cell™ (DRC II™ instruments) با ویژگی‌های زیر در آزمایشگاه SGS Minerals Services کشور کانادا تعیین شدند (ICP power 1600W, Plasma gas: 18L/min, Auxiliary gas: 1.2 L/min, Nebulizer gas: 0.9 L/min, Reaction gas: NH₃, Ar sweep gas flow: 8.3 L/min, Spray chamber Temp: 110 °C, Membrane Oven Temp: 110 °C). نتایج حاصل از شمارش نقطه‌ای و تجزیه ژئوشیمیایی روی نمودارهای استاندارد مربوط رسم شده و نتایج حاصل بحث و بررسی شدند.

۳- زمین‌شناسی ناحیه

توالی‌های توریدیتی ائوسن سراوان به صورت مجموعه‌های ستبری هستند که به

۴- سنگ‌نگاری

ماسه‌سنگ‌های انوسن سراوان از نظر اندازه دانه‌ریز تا دانه‌درشت بوده و بر پایه تصاویر مقایسه‌ای مربوط به برآورد جورشدگی (Stow, 2005) و گردشدگی (Pettijohn et al., 1987) در مقاطع نازک میکروسکوپی، جورشدگی آنها ضعیف تا متوسط بوده و بیشتر دانه‌ها نیز نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشده با کروییت متوسط هستند (شکل‌های ۴-۱ تا ۴-۲). این ماسه‌سنگ‌ها کوارتز تک بلوری و چند بلوری، فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی)، خرده‌های سنگی، فیلسیلیکات‌ها و کانی‌های سنگین دارند. ترکیب مدال ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان در جدول ۱ ارائه شده است.

کوارتز فراوان‌ترین دانه در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه است که از انواع تک بلوری (۳۴/۲۸ درصد) و چند بلوری (۲۰/۶۵ درصد) تشکیل شده است (شکل ۴-۳). برخی از دانه‌های کوارتز تک بلوری دارای خاموشی یکنواخت بوده ولی بیشتر آنها (حدود ۵۵ درصد) خاموش موجی دارند. در برخی از دانه‌های کوارتز، سیمان رورشدی نیز دیده می‌شود (شکل ۴-۴). کوارتزهای چند بلوری نیز برخی ۲ تا ۳ بلور (۴/۷۵ درصد) و برخی دیگر بیش از ۳ بلور (۱۵/۹ درصد) دارند که نوع دوم فراوانی بیشتری دارد. مرز میان بلورها در این کوارتزها بیشتر مضرس و موج‌دار بوده و در برخی موارد نیز از نوع مستقیم است.

پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین فلدسپار است (۱۰/۶۱ درصد) (شکل ۴-۵). با استفاده از روش میشل-لوی (Dana, 2000) مشخص شد که پلاژیوکلازها بیشتر از نوع الیگوکلاز-آندزین هستند. فلدسپارهای قلیایی نیز شامل میکروکلین و ارتوز هستند (۴/۱ درصد). برخی از فلدسپارهای قلیایی ظاهر غبار آلود به خود گرفته‌اند که نشان‌دهنده تجزیه آنها به کائولینیت و سریسیت است.

خرده‌های سنگی به ترتیب فراوانی شامل انواع آتشفشانی، دگرگونی و رسوبی است. کوارتز دگرگونی چند بلوری فراوان‌ترین خرده‌سنگ است. خرده‌های سنگی از نوع دگرگونی درجه پایین تا متوسط مانند اسلیت و فیلیت نیز دیده می‌شوند (شکل ۴-۶). خرده‌سنگ‌های آتشفشانی دارای بلورهای نازک و کشیده فلدسپار در زمینه‌ای با بافت ریزدانه و یا شیشه‌ای بوده (شکل ۴-۷) و بیشتر از نوع داسیتی و آندزیتی هستند. در برخی از این دانه‌ها جانیشینی به وسیله کلریت دیده می‌شود. خرده‌های سنگی رسوبی از نوع کربناتی، چرت، شیل و سیلتستون هستند. قطعات شیل، اسلیت و فیلیت به دلیل داشتن کانی‌های رسی و میکاها در طی فشردگی و دگرشدگی دیانژنتیکی، در میان ذرات سخت و مقاوم دچار له‌شدگی شده (شکل ۴-۸) و به طور فشرده در کنار یکدیگر مرتب شده و آرایش متراکمی را نشان می‌دهند.

مسکویت و بیوتیت با جهت یافتگی خاص و فراوانی ۱ تا ۲ درصد در برخی از مقاطع نازک دیده می‌شوند. قطعات آواری کلریت نیز وجود دارند ولی کلریت‌های با منشأ دیانژنتیکی (سیمان کلریتی) هم موجودند (شکل ۴-۹). زیرکن، فراوان‌ترین کانی سنگین (شکل ۴-۱۰) به صورت نیمه گردشده به همراه تورمالین، اسفن و کانی‌های کدر دیده می‌شود.

سیمان بیشتر کلسیتی بوده ولی در بیشتر موارد کلسیت به فرم جانیشینی دیده می‌شود. سیمان کلریتی نیز در برخی از موارد به صورت پرکننده فضاهای خالی و پوشاننده سطح خارجی ذرات دیده می‌شود. سیمان سیلیسی نیز به شکل رورشدی هم‌محور و در روی برخی از دانه‌های کوارتز تک بلوری قابل مشاهده است.

با توجه به درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده و نیز با استفاده از تقسیم‌بندی Folk (1980)، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه از نوع لیت‌آرنایت فلدسپاری (Feldspathic Litharenite) هستند (شکل ۵).

۵- ژئوشیمی

مطالعات ژئوشیمیایی در سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری، کمک فراوانی به

وسيله گسل‌های وارون از یکدیگر جدا شده‌اند. به دلیل رخداد چین‌خوردگی‌ها و عملکرد گسل‌های قاشقی، توالی‌های یادشده از نظر زمین‌ساختی به هم‌ریخته بوده و دچار جابه‌جایی شده‌اند (McCall & Eftekhari-Nezhad, 1994) با این وجود سعی شد تا برش‌هایی با کمترین به هم‌ریختگی انتخاب شوند. ۲ برش چینه‌شناسی شمس‌آباد و آپاتان، توالی‌های ستبر و بدون به هم‌ریختگی را شامل می‌شوند، به گونه‌ای که ستبرای برش شمس‌آباد ۷۹۰ متر و برش آپاتان ۱۱۹۰ متر بوده ولی مرزهای زیرین و بالایی آنها گسلی هستند. برش شمس‌آباد با موقعیت جغرافیایی $27^{\circ}31'45''$ N - $62^{\circ}04'42''$ E در مسیر جاده خاش-سراوان و در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال باختری شهر سراوان واقع بوده و برش آپاتان نیز با موقعیت جغرافیایی $27^{\circ}20'06''$ N - $62^{\circ}06'57''$ E در مسیر جاده سراوان-سوران در فاصله ۵ کیلومتری شمال خاوری شهر سوران و در محل روستای آپاتان رخنمون دارد (شکل ۱). برش‌های نامبرده شامل واحدهای توریدیتی به صورت توالی‌های منظم (Rhythmic) ماسه‌سنگ و شیل بوده که نسبت ماسه‌سنگ به شیل در بخش‌های مختلف آنها متفاوت است (شکل ۲-۱). گاه تغییرات در نسبت ماسه‌سنگ به شیل در برش‌های چینه‌شناسی یادشده دارای نظم مشخصی بوده (پیکان‌های کم‌رنگ در شکل ۲-۱) و شاید بتوان علت آن را به تشکیل توالی‌های رخساره‌ای ستبرشونده به سمت بالا (پیشروی زبانه مخروط زبردیایی) و نازک‌شونده به سمت بالا (پرکننده کانال‌های زبردیایی) مرتبط دانست که البته نیازمند بررسی دقیق‌تر محیط رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه است. مقطع بیرون‌زدگی بخشی از هر یک از برش‌های بالا که جایگاه واحدهای ماسه‌سنگی در آنها مشخص است، در شکل‌های ۲-۱ و ۲-۲ نشان داده شده است. توالی‌های یادشده گسترش جانبی زیادی دارند و در فواصل طولانی چندین کیلومتری قابل ردیابی هستند (شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲). این توالی‌ها از نظر سنگ‌شناسی شامل ماسه‌سنگ‌های ریزدانه تا درشت‌دانه، سیلتستون و شیل هستند و سکانس بوما به صورت $T_{abc}, T_{bed}, T_{abd}$ را نشان می‌دهند (شکل ۳-۳). لایه‌های خاکستری و سبز روشن ماسه‌سنگی دارای مرز زیرین و بالایی مشخص و ناگهانی بوده و به صورت نازک لایه تا خیلی ستبر لایه دیده می‌شوند. سطوح لایه‌بندی در لایه‌های ماسه‌سنگی صاف و ممتد بوده و اثر فسیل‌های متنوعی در سطوح زیرین لایه‌بندی دارند که حاصل رفتار خزشی-تغذیه‌ای و یا تغذیه‌ای موجودات زنده هستند. این اثر فسیل‌ها دارای شکل‌های متنوعی مانند سینوسی و موج‌دار، برجسته، لوله‌ای مستقیم و یا انشعابی، لوله‌ای نامنظم و خمیده و مارپیچی هستند و به نظر می‌رسد به رخساره اثر فسیلی نرئیتس تعلق دارند (شکل ۳-۴). لایه‌های ماسه‌سنگی بیشتر دارای ساخت‌های رسوبی مانند لامیناسیون موازی، چینه‌بندی مورب مسطح، لایه‌بندی تدریجی، ریپل مارک (مقارن و نامقارن)، قالب وزنی، قالب شیاری و قالب جریان‌ی هستند (شکل‌های ۳-۵ تا ۳-۸) (از قالب‌های جریان‌ی و شیاری و نیز ریپل مارک‌های نامقارن برای تشخیص جهت جریان‌های دیرینه استفاده شده است). برخی از لایه‌های ماسه‌سنگی نیز حالت توده‌ای داشته و قطعات شیلی بیضوی شکل در اندازه ۳ تا ۱۰ سانتی‌متر در بخش زیرین خود دارند که می‌تواند بیانگر رسوب‌گذاری به وسیله جریان‌های توریدیتی نوع غلیظ با گرانروی بالا بوده (McHargue et al., 2011; Stow, 2005; Tucker, 2001) و نشان‌دهنده بخش A سکانس بوما باشد (شکل ۳-۹). جریان‌های توریدیتی با چگالی و غلظت بالا، می‌توانند مقادیر زیادی ماسه دانه درشت و گراول را حمل کنند و با رقیق شدن جریان و یا کاهش شیب، این ذرات در بخش A توالی بوما نهشته می‌شوند (Mutti et al., 2009). به نظر می‌رسد این قطعات ناشی از فرسایش و حمل گل‌سنگ‌های زیرین باشند. سیلتستون‌ها و شیل‌ها به رنگ سبز روشن و به صورت نازک تا ستبر لایه دیده می‌شوند و سطوح لایه‌بندی صاف و ممتد دارند. سیلتستون‌ها حاوی لامیناسیون مورب، لامیناسیون موازی و ریپل مارک‌های مقارن با دامنه کوچک و در حد چند میلی‌متر (شکل ۳-۱۰) هستند.

شده است (شکل ۹). در این نمودار از اکسیدهای عناصر Na, Ca, Mg, Fe, Al, Ti و K برای تفکیک میان منشأهای چهارگانه استفاده شده است.

عناصر خاکی کمیاب و برخی از عناصر فرعی مانند Cr, Co, Th کمتر تحت تأثیر فرایندهای هوازدگی، دیاژنز و حتی دگرگونی درجه متوسط قرار می‌گیرند و در طی رخداد فرایندهای یادشده غیر متحرک هستند بنابراین می‌توانند در تعیین سنگ منشأ مورد استفاده قرار گیرند (McLennan et al., 1990; Cullers, 1995). مقدار عناصری مانند La و Th در سنگ‌های آذرین فلسیک و رسوبات حاصل از تخریب آنها در مقایسه با سنگ‌های مافیک بیشتر است، در حالی که عناصری همانند Cr و Co بیشتر در سنگ‌های مافیک تمرکز یافته‌اند (Guo et al., 2012). غنی‌شدگی LREE در نهشته‌های سیلیسی آواری نشان دهنده این است که منشأ آنها از سنگ‌های آذرین فلسیک است (Guo et al., 2012). بنابراین غنی‌شدگی قابل توجه LREE (برابر ۶۹/۳ ppm) در ماسه‌سنگ‌های سراوان بیانگر آن است که منشأ آنها بیشتر از سنگ‌های آذرین فلسیک بوده است. مقدار بیشتر عناصر فرعی و خاکی کمیاب (به جز Hf, Ni, Cu, Zr)، کمتر از مقدار میانگین آنها در پوسته قاره‌ای بالایی است (شکل ۸-ب). با استفاده از نمودار تفکیکی بر پایه نسبت La/Th در برابر مقدار Hf می‌توان منشأ رسوبات سیلیسی آواری را تعیین کرد (Floyd & Leveridge, 1987). مقادیر کم Hf و نسبت‌های پایین و یکنواخت La/Th در ماسه‌سنگ‌های سراوان (شکل ۱۰) که با مقادیر مربوط به پوسته قاره‌ای بالایی نیز همخوانی دارند، نشان‌دهنده این است که رسوبات یادشده به طور عمده از سنگ‌های آذرین فلسیک سرچشمه گرفته‌اند.

۶-۲. هوازدگی سنگ منشأ

ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی آواری اطلاعات با ارزشی در مورد شرایط هوازدگی ناحیه منشأ ارائه می‌کند. به منظور تعیین تاریخچه هوازدگی شیمیایی سنگ منشأ سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری و اثرات آن، می‌توان از شاخص دگرسانی شیمیایی (Chemical Index of Alteration: CIA) استفاده کرد (Nesbitt & Young, 1982). CIA بر پایه ترکیب مولکولی عناصر آلومینیم، کلسیم، پتاسیم و سدیم به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

در این فرمول مقدار CaO^* تنها مربوط به مقدار آن در فاز سیلیکات است. مقدار مولکولی CaO بر پایه مقدار مولکولی Na_2O تعیین می‌شود (Jafarzade & Hosseini-Barzi, 2008). اگر $CaO < Na_2O$ باشد مقدار CaO^* همان مقدار CaO به دست آمده از تجزیه شیمیایی است و اگر $CaO > Na_2O$ باشد مقدار CaO^* معادل مقدار مولکولی Na_2O در نظر گرفته می‌شود (McLennan, 1993). شاخص دگرسانی شیمیایی، شدت دگرسانی فلدسپارهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به کانی‌های رسی را نشان می‌دهد و مقدار آن برای کانولینیت و کلریت ۱۰۰ است. مقادیر بالای این شاخص (۷۵-۱۰۰) نشان‌دهنده هوازدگی شیمیایی شدید و مقادیر کمتر از ۵۰ نشانگر تأثیر نداشتن هوازدگی در سنگ‌های منشأ است.

مقادیر CIA محاسبه شده برای ماسه‌سنگ‌های سراوان میان ۵۸/۳ تا ۶۵/۹۲ و میانگین مقدار آن معادل ۶۲ است. این مقدار کمی بیشتر از مقدار میانگین مربوط به پوسته قاره‌ای بالایی (CIA=۵۰) است و نشان می‌دهد تأثیر هوازدگی شیمیایی در سنگ‌های منشأ کم تا متوسط بوده و نهشته‌های ماسه‌سنگی ائوسن سراوان از مناطقی با نسبت‌های متفاوت هوازدگی شیمیایی به وجود آمده‌اند. هوازدگی شیمیایی کم تا متوسط که بر پایه شاخص دگرسانی شیمیایی مشخص شده است، می‌تواند بیانگر این نکته باشد که نهشته‌های ائوسن سراوان احتمالاً از مناطق منشأ با آلامدگی به نسبت سریع سرچشمه گرفته‌اند.

نسبت‌های مربوط به برخی از عناصر کمیاب مانند Th/U و La/Th نیز در تعیین میزان هوازدگی شیمیایی در سنگ‌های منشأ مفید است (McLennan & Taylor, 1991).

تعیین ترکیب و تکامل زمین‌شناسی منطقه منشأ و بازسازی موقعیت زمین‌ساختی حوضه رسوبی می‌کند. گرچه در طی هوازدگی و دیاژنز، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های رسوبی دستخوش تغییر می‌شود اما ترکیب کلی سنگ کاملاً دگرسان نمی‌شود (McLennan et al., 1993)، بنابراین تجزیه شیمیایی کل سنگ در ماسه‌سنگ‌ها ابزاری قوی در مطالعات برخاستگاه است (Dey et al., 2009; Vanga & Szakmany, 2003; Zimmermann & Bahlburg, 2003; Cullers, 2000). عناصر کمیاب مانند Zr, Th و عناصر خاکی کمیاب (REE) نیز به دلیل ماهیت به نسبت غیر متحرک خود شاخص مفیدی برای شناخت فرایندهای مختلف زمین‌شناسی هستند. افزون‌بر این برخی از نسبت‌های عنصری (La/Th, Co/Th, Cr/Th, Cr/Zr) به طور گسترده‌ای برای تفکیک برخاستگاه و موقعیت زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌ها استفاده شدند (Rahman & Suzuki, 2007; McLennan & Taylor, 1991; Baulz et al., 2000).

۵-۱. تجزیه عنصری

نوع و مقدار عناصر اصلی موجود در ماسه‌سنگ‌های سراوان در جدول ۲ نشان داده شده است. مقدار میانگین SiO_2 و نسبت K_2O/Na_2O در این ماسه‌سنگ‌ها به ترتیب ۶۱/۹۴ (Wt%) تا ۵۶/۳ (۶۹/۸ تا ۰/۲۵) و ۰/۱ (۰/۳۲ تا ۰/۱) است. مقدار Al_2O_3 در محدوده ۸/۲ تا ۱۰/۵ (Wt%) تغییر می‌کند و مقدار میانگین آن ۹/۱۳ (Wt%) است. مقدار میانگین CaO ، Fe_2O_3 و MgO نیز به ترتیب برابر ۹/۲۱، ۳/۵۵ و ۲/۲۸ (Wt%) است. ترکیب عناصر فرعی و خاکی کمیاب ماسه‌سنگ‌های سراوان در جدول ۳ نشان داده شده است. مقدار میانگین عناصر Zr, Th, Hf و Co به ترتیب برابر ۲۰۸/۴۶، ۵/۲۷، ۵/۵۱ و ۹/۴ ppm است. مقدار میانگین عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE:La-Sm) برابر ۶۹/۳ ppm، عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE:Gd-Lu) برابر ۹/۴۵ ppm و نسبت LREE/HREE نیز ۷/۳۳ است. نسبت‌های La/Th، Th/U و La/Yb نیز به ترتیب برابر ۳/۰۷، ۴/۴۶ و ۱۰/۲۵ هستند.

۶-۶. بحث

۶-۱. سنگ منشأ

بررسی‌های کیفی سنگ‌نگاری در ماسه‌سنگ‌ها اطلاعات باارزشی در مورد ماهیت ناحیه منشأ ارائه می‌کند. ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان دارای مقادیر قابل توجهی فلدسپار (پلاژیوکلاز الیگوکلاز-آندزین و فلدسپار قلیایی) و خرده سنگ‌های آتشفشانی (بیشتر آندزیتی و داسیتی) هستند. مقدار فلدسپار پلاژیوکلاز به مراتب بیشتر از فلدسپار پتاسیم‌دار است ($P/K=2/75$). این مسئله به همراه وجود مقادیر قابل توجه خرده‌سنگ‌های آتشفشانی، نشان‌دهنده منشأ آتشفشانی است.

مقایسه میان مقدار میانگین عناصر موجود در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه با مقدار میانگین آنها در پوسته قاره‌ای بالایی (McLennan, 2001) در شکل ۸-الف نشان داده شده است. مقدار CaO در همه نمونه‌ها به علت سیمانی شدن کلسیتی و گاه جانیشینی کلسیت به جای کوارتز و فلدسپار از مقدار میانگین پوسته قاره‌ای بالایی بیشتر است. نسبت K_2O/Na_2O تابع مقدار نسبی فلدسپار پتاسیم به آلپیت است که در ماسه‌سنگ‌های سراوان به دلیل بالا بودن فلدسپارهای پلاژیوکلاز در مقایسه با فلدسپارهای قلیایی، این نسبت پایین است. نسبت SiO_2/Al_2O_3 نشان‌دهنده فراوانی کوارتز، کانی‌های رسی و فلدسپار و نسبت Na_2O/K_2O نیز به عنوان شاخصی برای بلوغ شیمیایی در سنگ‌های سیلیسی آواری است (Pettijohn et al., 1987). با استفاده از متغیرهای بالا و نمودار تقسیم‌بندی شیمیایی ارائه شده به وسیله Pettijohn et al. (1987) ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان از نوع لیت‌آرنایت هستند (شکل ۷) که با نتایج سنگ‌نگاری نیز همخوانی دارد.

بر پایه نمودار تفکیک‌کننده تابعی (Roser & Korsch (1988) با استفاده از عناصر اصلی، منشأ آذرین حد واسط تا فلسیک برای ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه مشخص

که در طی ائوسن در باریکه اقیانوسی سیستان نهشته شده‌اند، حاصل رسوب گذاری در یک حوضه پیش کمانی (Fore-Arc) هستند. شواهد جغرافیای دیرینه ائوسن منطقه (McCall & Eftekhari-Nezhad, 1994) و تحلیل جریان‌های دیرینه (شکل ۱۴) به همراه نتایج به دست آمده از این پژوهش نشان از این دارد که ماسه‌سنگ‌های توریدیتی ائوسن سراوان در برش‌های مطالعه شده، از شمال خاوری منطقه و پوسته قاره‌ای بلوک هلمند منشأ گرفته‌اند.

۷- نتیجه‌گیری

توریدیت‌ها تنها از روی یک ویژگی قابل شناسایی نیستند، بلکه بر پایه مجموعه‌ای از معیارها می‌توان آنها را شناسایی کرد. شواهد بسیاری در توالی‌های ماسه‌سنگی-شیلی ائوسن سراوان وجود دارند که نشان می‌دهند توالی‌های یادشده، توریدیتی هستند. این شواهد عبارتند از: الف- توالی‌های ستر از لایه‌های منظم ماسه‌سنگ-شیل با لایه‌بندی یکنواخت و مسطح و گسترش جانبی بسیار زیاد؛ ب- مرز زیرین تند در ماسه‌سنگ‌ها و تبدیل تدریجی آنها به شیل در جهت بالا؛ ج- وجود توالی بوما به صورت T_{bed} ، قابل توجه‌ترین ویژگی توریدیت‌ها، قالب‌های جریان‌ی و شیاری، لامیناسیون افقی، لامیناسیون مورب، جدایش خطی و ریپل مارک‌های جریان‌ی؛ د- وجود اثر فسیل‌های مربوط به رخساره اثر فسیلی نرئیتس (همانند هلمینتوئیدا، اسپیروراف، اسپیروفیکوس و پالئودیکتیون) که محیط ژرف حوضه رسوبی را نشان می‌دهند؛ ه- نبود عوارض و اشکالی همانند ترک‌های گلی، آثار قطرات باران، افق‌های غنی از ریشه گیاهان و خاک‌های دیرینه، ردپای مهره‌داران، اجتماع جلبک‌های درجا، آثار فسیلی به صورت حفرات قائم و چین‌بندی مورب بزرگ مقیاس، که نشان از رخنمون یافتن در سطح یا رسوب گذاری در آب‌های کم ژرفا دارند.

ترکیب سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان بر پایه پژوهش‌های میکروسکوپی، فلدسپاتیک لیت‌آرنایت بوده و بر پایه تقسیم‌بندی شیمیایی نیز بیشتر لیت‌آرنایتی است. شاخص دگرسانی شیمیایی محاسبه شده ($CIA=62$) بیانگر آن است که ناحیه منشأ هوازگی شیمیایی کم تا متوسط را پشت سر گذاشته است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که منشأ اولیه ماسه‌سنگ‌های توریدیتی ائوسن سراوان از نوع آذرین حد واسط تا فلسیک بوده است. بر پایه نمودارهای Q_mFL_1 و QFL موقعیت زمین‌ساختی نهشته‌های مورد مطالعه کوهزایی‌های با چرخه دوباره و از نوع انتقالی بوده و نمودارهای تفکیک‌کننده زمین‌ساختی نیز محیط زمین‌ساختی حاشیه‌های فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی قاره‌ای را نشان می‌دهند. در مجموع نتایج به دست آمده نشان‌دهنده رسوب گذاری ماسه‌سنگ‌های توریدیتی ائوسن سراوان در یک حوضه پیش کمانی بوده و شواهد جغرافیای دیرینه ائوسن منطقه و تحلیل جریان‌های دیرینه نیز بیانگر آن است که منشأ آنها از پوسته قاره‌ای بلوک هلمند بوده است.

سپاسگزاری

بدینوسیله از گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان به دلیل در اختیار گذاشتن امکانات آزمایشگاه و از کمک‌های آقایان حمیدرضا خمر و اسماعیل کاظمیان در برداشت صحرایی و گردآوری نمونه‌ها سپاسگزاری می‌شود.

میانگین نسبت Th/U در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه ۴/۴۶ است و در نزدیکی خط میانگین پوسته قاره‌ای بالایی (تقریباً ۳/۸) قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). این حالت نشان می‌دهد رسوبات از ناحیه منشأ با هوازگی شیمیایی پایین سرچشمه گرفته‌اند (McLennan et al., 1993). میانگین مقدار La/Th در نهشته‌های ماسه‌سنگی سراوان نیز ۳/۰۷ بوده و کم و بیش با مقدار میانگین نسبت بالا در پوسته قاره‌ای بالایی (برابر ۲/۸، Floyd & Leveridge, 1987) همخوانی داشته و نشان‌دهنده این است که رسوبات یادشده هوازگی شیمیایی کمی را متحمل شده‌اند.

ارتباط میان اندازه و گردش‌دگی دانه‌های کوارتز و فلدسپار نیز کلید ارزشمندی در شناسایی تاریخچه رسوبات و حتی تعیین جهت محل منشأ آنها است (Folk, 1980). در رسوبات جوان، دانه‌های کوارتز و فلدسپار اندازه تقریباً یکسان و ریخت‌شناسی مشابهی دارند (Folk, 1980). ماسه‌سنگ‌های سراوان از نظر بلوغ کانی‌شناسی نابالغ بوده و دانه‌های کوارتز و فلدسپار در آنها از نظر اندازه، جورش‌دگی و گردش‌دگی تقریباً با هم مشابه هستند که مجموع این ویژگی‌ها بیانگر فاصله حمل و نقل کوتاه، سایش کم و نیز تأثیر کم هوازگی شیمیایی است. از طرف دیگر وجود خرده‌های سنگی آتشفشانی با جورش‌دگی ضعیف در ماسه‌سنگ‌های یادشده نیز می‌تواند نشان‌دهنده رسوب گذاری آنها در نزدیکی منطقه منشأ باشد.

۶-۳. موقعیت زمین‌ساختی

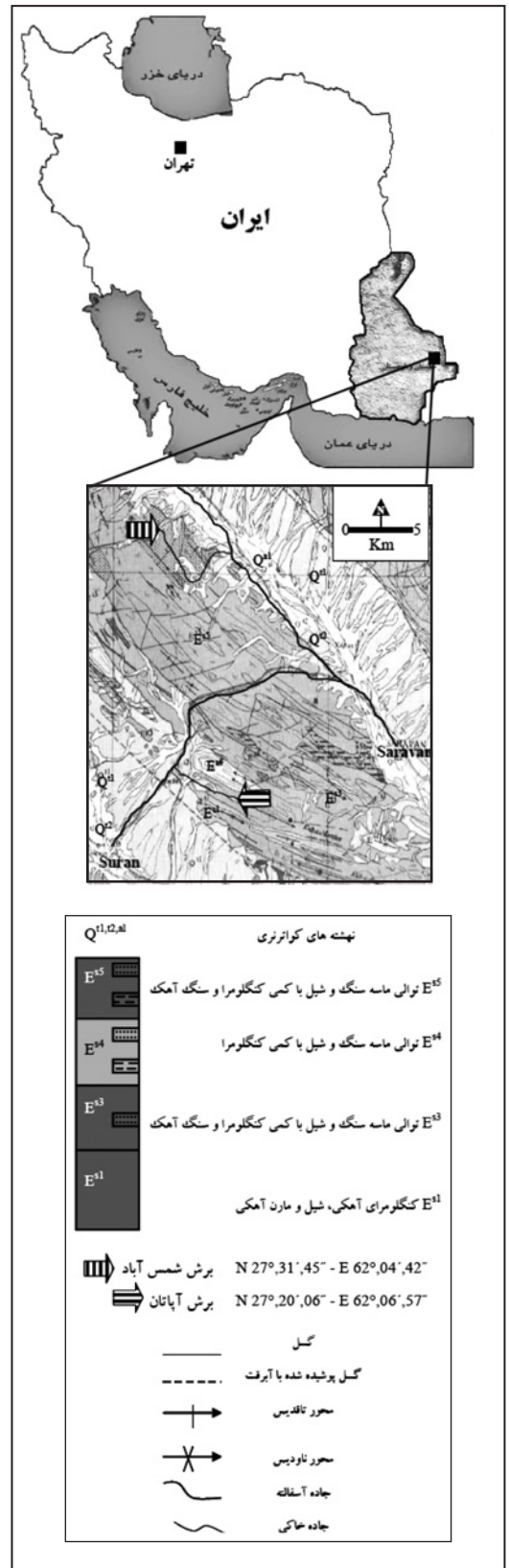
ترکیب مدال ماسه‌سنگ‌های برش‌های مطالعه شده که بر پایه داده‌های حاصل از شمارش نقطه‌ای به دست آمده است، روی نمودارهای مثلثی Q_mFL_1 و QFL (Dickinson et al., 1983) رسم شده است (شکل‌های ۶-الف و ب). با توجه به نمودارهای یادشده که هر دو روند مشابهی را نشان می‌دهند، موقعیت زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های توریدیتی ائوسن سراوان، کوهزایی‌های با چرخه دوباره (Recycled Orogen) تعیین شده است و بر پایه نمودار QFL این کوهزایی‌ها از نوع انتقالی (transitional recycled) هستند.

با استفاده از نمودارهای تفکیک‌کننده زمین‌ساختی (Bhatia, 1983)، بر پایه درصد TiO_2 در برابر Fe_2O_3+MgO و نسبت Al_2O_3/SiO_2 در برابر Fe_2O_3+MgO مشخص شده است که رسوبات مورد مطالعه در محیط زمین‌ساختی حاشیه‌های فعال قاره‌ای و کمان ماگمایی قاره‌ای، نهشته شده‌اند (شکل‌های ۱۲-الف و ب). نمودار مثلثی Th-Co-Zr/10 (شکل ۱۳) نیز نشان‌دهنده رسوب گذاری ماسه‌سنگ‌های ائوسن سراوان در محیط زمین‌ساختی کمان ماگمایی قاره‌ای است.

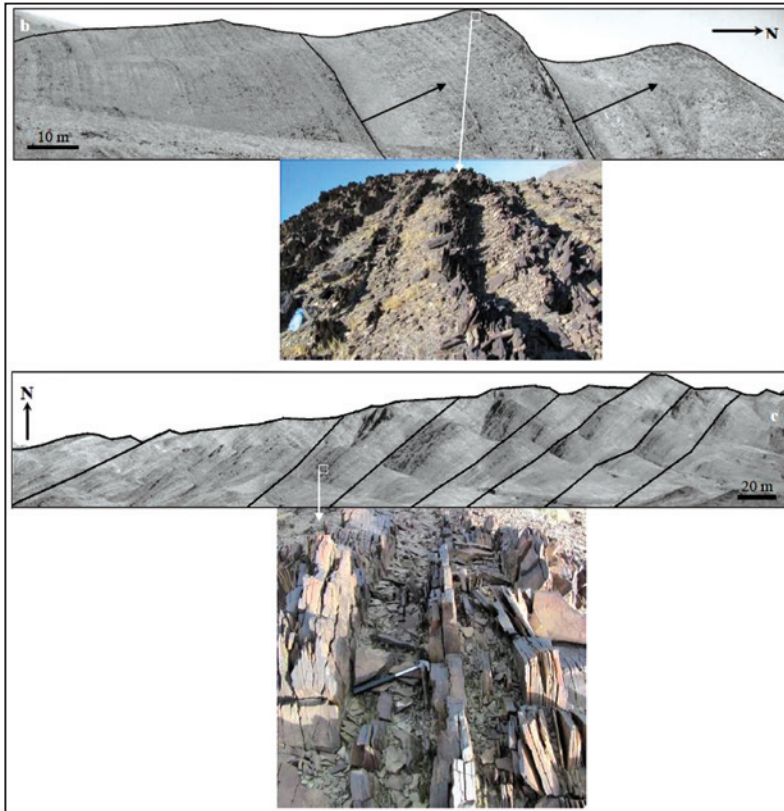
وضعیت زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ناحیه‌ای مشخص شده بر پایه پژوهش‌های پیشین (McCall, 2003; McCall & Eftekhari-Nezhad, 1994) با نتایج سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی به دست آمده از این پژوهش همخوانی دارد. همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد، منشور به هم‌افزوده سراوان دربرگیرنده توریدیت‌های آواری است که در طی ائوسن در باریکه اقیانوسی سیستان نهشته شده‌اند. این حوضه که دو کوچک قاره لوت و هلمند را از یکدیگر جدا می‌کرده در انتهای ائوسن بسته شده و قاره یکپارچه پایداری شامل جنوب ایران، افغانستان و پاکستان را به وجود آورده است. شواهد مربوط به فرورانش در این حوضه وجود داشته (افیولیت ملاژ تلخاب) و استوک گرانودیوریتی شاه‌کوه در شمال سراوان نیز نشانگر آخرین فعالیت ماگمایی کلسیمی-قلیایی در ارتباط با بسته شدن آن است. بدین ترتیب بر پایه نتایج این پژوهش و مطالعات پیشین می‌توان چنین بیان کرد که رسوبات توریدیتی آواری

| الف | | | |
|-----|------------------------|---------------|-----------------------------------|
| Age | Lithostratigraphy unit | Thickness (m) | Lithology (sandstone:shale ratio) |
| | S a r a v a n | 24.9 | ka64-65 |
| | | 93.8 | ka60-63 |
| | | 26.9 | ka59 |
| | | 40 | ka57-58 |
| | | 14.9 | ka56 |
| | | 63.1 | ka55 |
| | | 50.1 | ka53-54 |
| | | 30.4 | ka52 |
| | | 34.6 | ka51 |
| | | 14 | ka50 |
| | | 7.2 | ka50 |
| | | 22.1 | ka50 |
| | | 73.4 | ka47-49 |
| | | 7.8 | ka46 |
| | | 76.5 | ka40-45 |
| | | 16.7 | ka38-39 |
| | | 36.4 | ka35-37 |
| | | 7.2 | ka34 |
| | | 8.5 | ka33 |
| | | 10.7 | ka31-32 |
| | 8.9 | ka30 | |
| | 14.7 | ka29 | |
| | 5.3 | ka28 | |
| | 72.3 | ka18-27 | |
| | 13.7 | ka16-17 | |
| | 7.1 | ka15 | |
| | 6.5 | ka15 | |
| | 7.4 | ka13-14 | |
| | 27.8 | ka11-12 | |
| | 63.5 | ka10 | |
| | 10.8 | ka10 | |
| | 21.8 | ka9 | |
| | 20.1 | ka8 | |
| | 55.5 | ka6-7 | |
| | 174 | ka4-5 | |
| | 20.3 | ka1-3 | |
| | شیل | | |
| | ماسه سنگ | | |

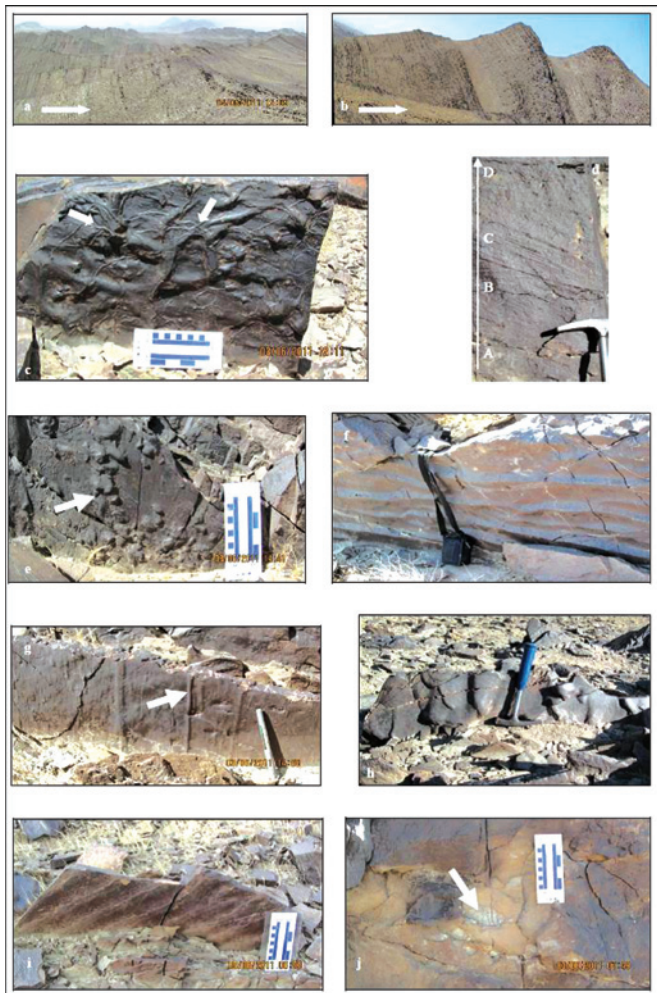
| ب | | | |
|-----|------------------------|---------------|-----------------------------------|
| Age | Lithostratigraphy unit | Thickness (m) | Lithology (sandstone:shale ratio) |
| | S a r a v a n | 28.3 | ks38-40 |
| | | 176 | ks30-37 |
| | | 46.8 | ks29 |
| | | 17.9 | ks26-28 |
| | | 55.8 | ks24-25 |
| | | 19.3 | ks23 |
| | | 61.6 | ks21-22 |
| | | 7.9 | ks19-20 |
| | | 49.6 | ks16-18 |
| | | 26.7 | ks13-15 |
| | | 35.7 | ks11-12 |
| | | 134 | ks10 |
| | | 8.2 | ks8-9 |
| | | 64 | ks8-9 |
| | | 14.9 | ks6-7 |
| | | 8.7 | ks5 |
| | | 9.7 | ks4 |
| | | 18.9 | ks3 |
| | | 6 | ks1-2 |
| | | شیل | |
| | ماسه سنگ | | |



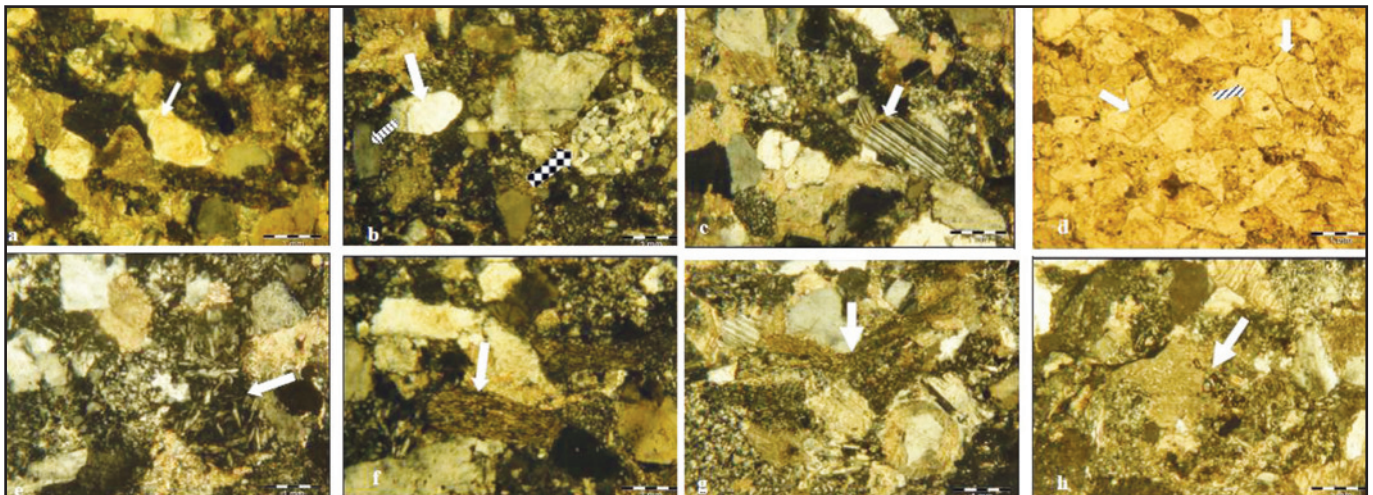
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های چینه‌شناسی مورد مطالعه و نقشه زمین‌شناسی منطقه سراوان به نقل از نقشه چهارگوش سراوان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (مک کال و افتخارنژاد، ۱۳۷۳).



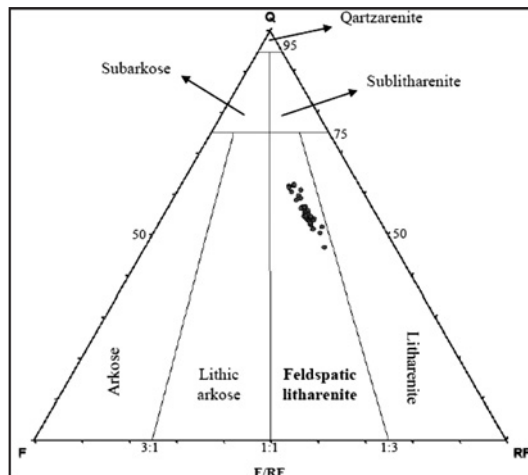
شکل ۲- (b) مقطعی از بخشی از برش شمس‌آباد. پیکان‌های تیره جهت افزایش نسبت ماسه‌سنگ به شیل را نشان می‌دهند و (c) مقطعی از بخشی از برش آپاتان. در هر دو برش تناوب ماسه‌سنگ و شیل به صورت توالی‌های منظم دیده می‌شود.



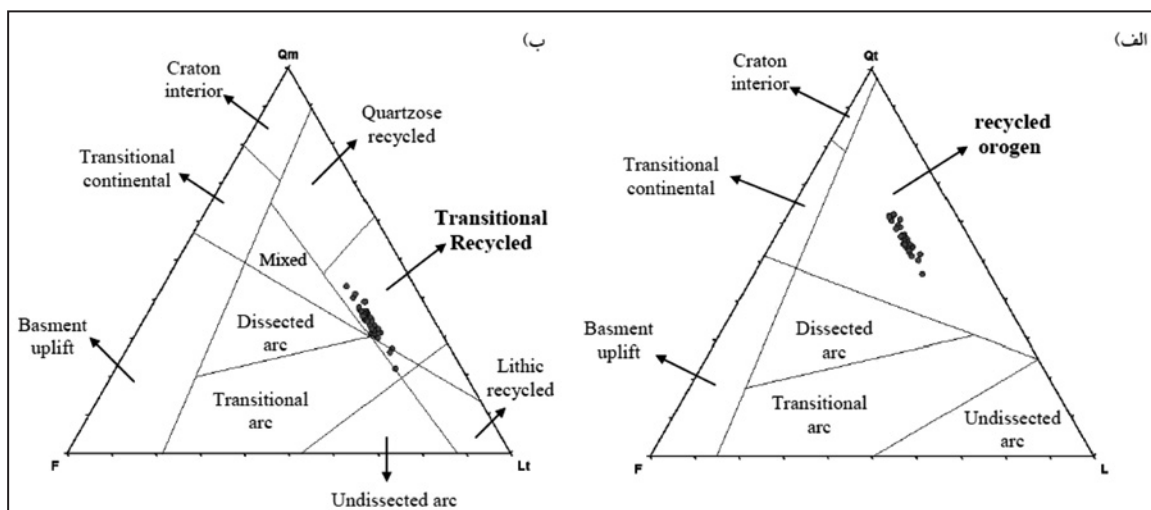
شکل ۳- (a) برش آپاتان (پیکان جهت بالای برش را نشان می‌دهد)، دید رو به شمال باختر؛ (b) برش شمس‌آباد (پیکان جهت بالای برش را نشان می‌دهد)، دید رو به باختر؛ (c) آثار فسیلی به صورت لوله‌های حفاری مستقیم و مارپیچی در قاعده لایه ماسه‌سنگی؛ (d) توالی بوما که بخش‌های ABCD را می‌توان در آن دید. لامیناسیون موازی و لامیناسیون مورب مسطح به وضوح دیده می‌شوند؛ (e) قالب‌های وزنی در فاصله میان طبقات شیل و ماسه‌سنگ؛ (f) ریپل‌مارک‌های جریان با خط‌الرأس مستقیم در ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط؛ (g) قالب‌های شیاری در قاعده لایه ماسه‌سنگی؛ (h) قالب‌های جریان (Flute Cast) در قاعده لایه ماسه‌سنگی. با توجه به جهت‌گیری قالب‌های جریان، جهت جریان از پایین به سمت بالا بوده است؛ (i) ریپل‌مارک‌های متقارن با دامنه کوچک در لایه سیلتستون؛ (j) قطعات تخریبی گل‌سنگی بیضوی شکل در بخش زیرین لایه ماسه‌سنگی که در اثر فرسایش و حمل گل‌سنگ‌های زیرین ایجاد شده‌اند.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی (نور پلاریزان) از مقاطع نازک ماسه سنگ؛ (a) رشد ثانویه هم محور روی دانه کوارتز؛ (b) کوارتز چندبلوری (پیکان شطرنجی) با مرز مستقیم تا کمی منحنی شکل میان بلورها، کوارتز تک بلوری با خاموشی مستقیم (پیکان سفید) و خاموشی موجی (پیکان هاشوردار)؛ (c) فلدسپار پلاژیوکلاز با ماگل پلی سنتتیک. به دلیل عملکرد تراکم، بلور فلدسپار شکسته شده است؛ (d) سیمان کلریتی (پیکان های سفید) به صورت پرکننده فضاهای خالی میان دانه های (نور طبیعی). تماس محدب- مقعر (پیکان هاشوردار) نیز به دلیل انحلال ناشی از فشار در دانه های کوارتز دیده می شود؛ (e) خرده سنگ آتشفشانی. میکرولیت های سفید فلدسپار در یک زمینه شیشه ای تیره رنگ دیده می شوند؛ (f) خرده سنگ دگرگونی که برگ واگی در آن مشخص است؛ (g) دگرریختی و لاشدن قطعات شیلی به دلیل عملکرد تراکم؛ (h) کانی زیرکن با بیرفزانس بالا و به صورت دانه های نیمه گرد شده.

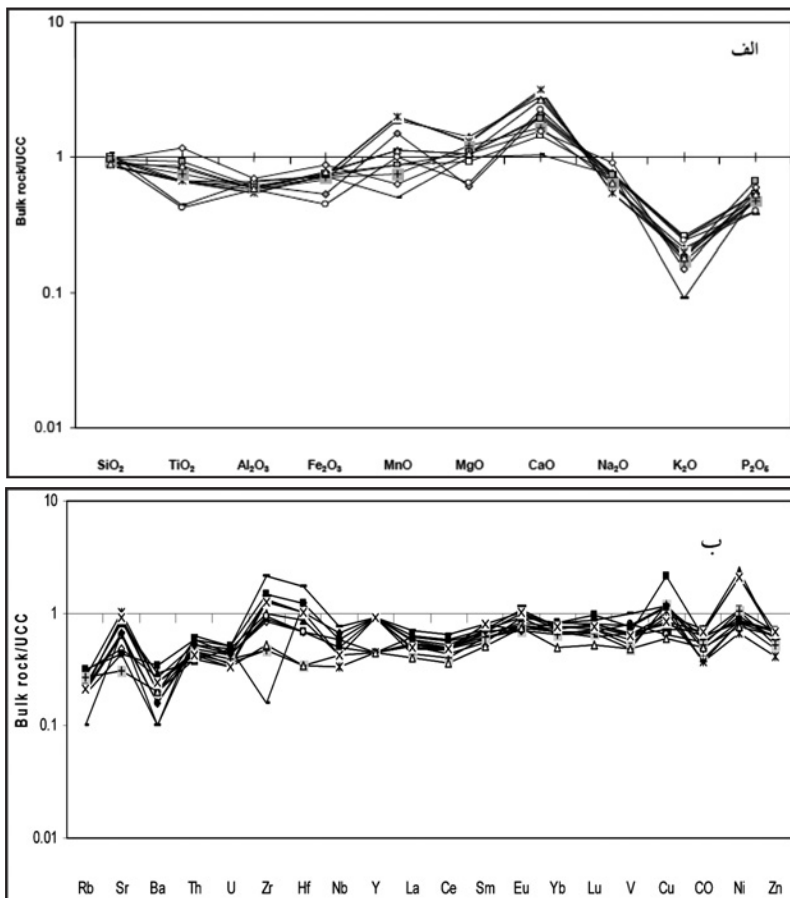
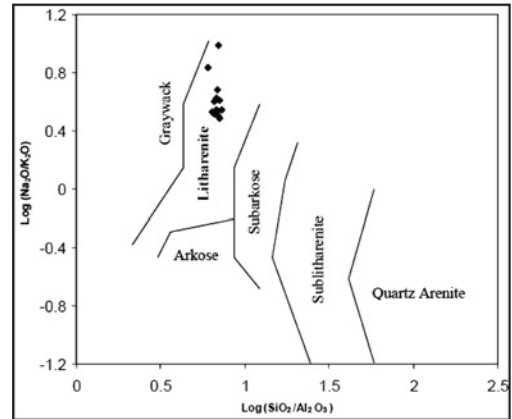


شکل ۵- موقعیت ماسه سنگ های توالی های توریدیتی سراوان روی نمودار مثالی (Folk (1980).



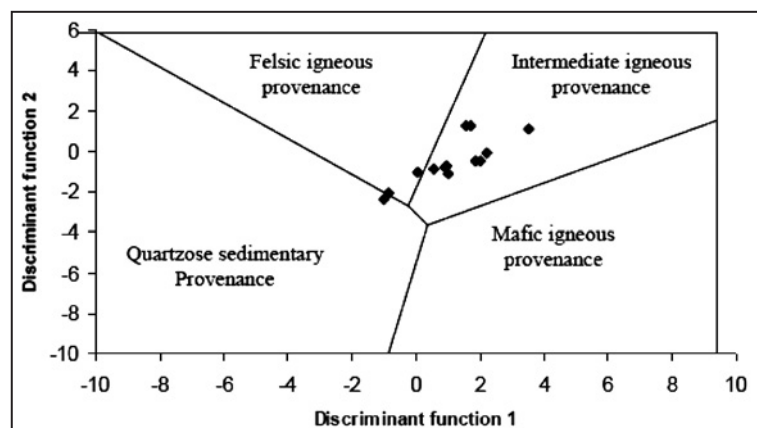
شکل ۶- موقعیت ماسه سنگ های توریدیتی سراوان روی نمودارهای مثالی؛ (الف) $Q_m FL_L$ و (ب) $Q_m FL_L$ (Dickinson et al., 1983).

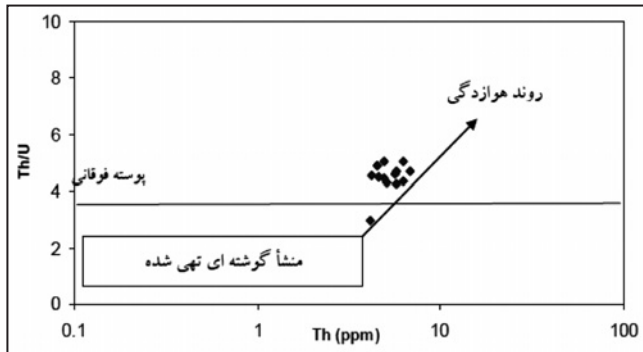
شکل ۷- موقعیت ترکیب شیمیایی ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان روی نمودار $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Pettijohn et al., 1987).



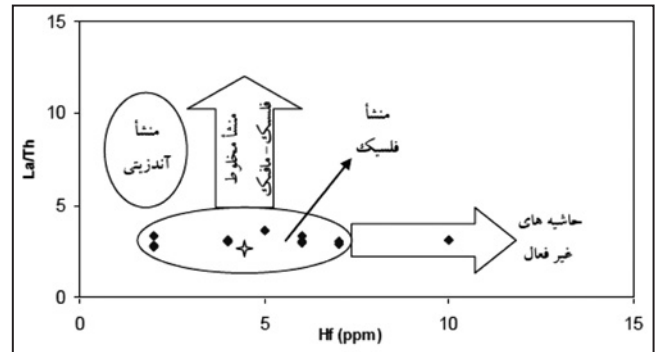
شکل ۸- ترکیب الف) عناصر اصلی و ب) عناصر کمیاب ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان در مقایسه با مقدار آنها در پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) (McLennan, 2001).

شکل ۹- موقعیت ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان روی نمودار تفکیک‌کننده تابعی (Roser & Korsch, 1988).
تفکیک تابعی در نمودار بالا به صورت زیر است:
نمودار تابعی ۱: $0.76 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.607 \text{Al}_2\text{O}_3 - 1.773 \text{TiO}_2$
 $0.509 \text{Na}_2\text{O} + 0.616 \text{CaO} - 1.5 \text{MgO}$
 $9.09 - 1.224 \text{K}_2\text{O}$
نمودار تابعی ۲: $0.75 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.7 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.445 \text{TiO}_2$
 $1.42 \text{MgO} + 0.438 \text{CaO} - 1.142 \text{Na}_2\text{O}$
 $1.426 \text{K}_2\text{O} - 6.861$

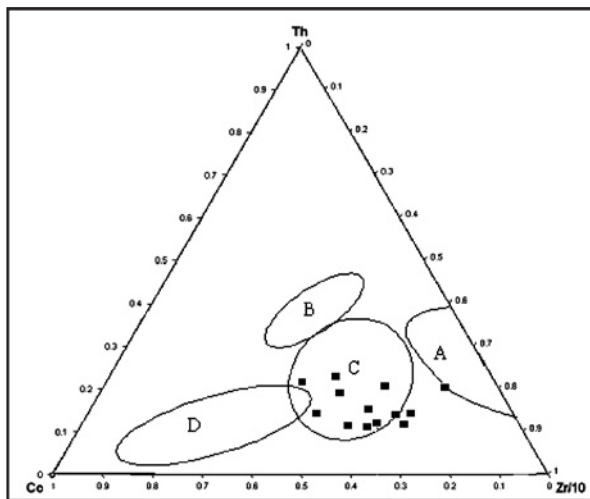




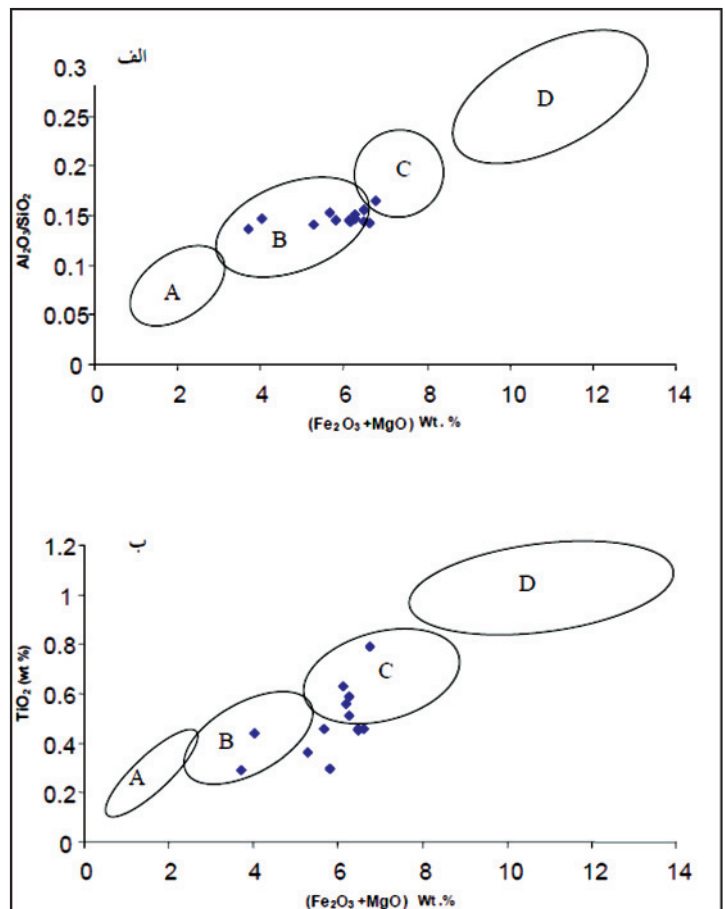
شکل ۱۱- موقعیت ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان روی نمودار Th/U در برابر Th (McLennan et al., 1993).



شکل ۱۰- موقعیت ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان روی نمودار La/Th در برابر Hf (Floyd & Leveridge, 1987). ستاره مقدار میانگین پوسته قاره‌ای بالایی را نشان می‌دهد.



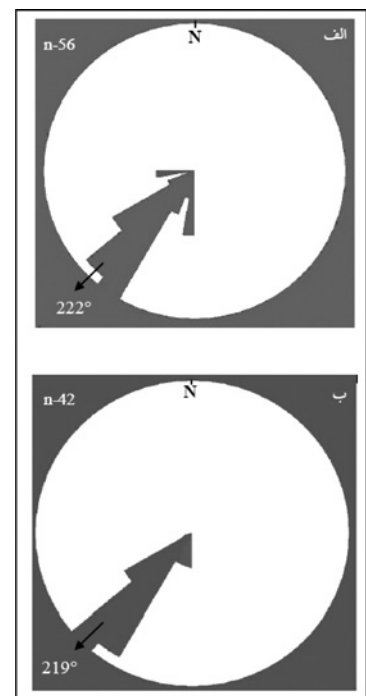
شکل ۱۳- موقعیت ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان روی نمودار تفکیک‌کننده زمین‌ساختی Th-Co-Zr/10 (Bhatia & Crook, 1986). A حاشیه غیر فعال. B حاشیه فعال قاره‌ای. C کمان قاره‌ای. D کمان اقیانوسی. نمونه‌های مورد مطالعه در کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۲- موقعیت ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان روی نمودارهای تفکیک‌کننده زمین‌ساختی؛ الف) درصد TiO_2 در برابر (Fe_2O_3+MgO) (ب) نسبت Al_2O_3/SiO_2 در برابر (Fe_2O_3+MgO) . A حاشیه غیر فعال. B حاشیه فعال قاره‌ای. C کمان قاره‌ای. D کمان اقیانوسی (Bhatia, 1983). نمونه‌های مورد مطالعه در حاشیه فعال قاره‌ای و کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

جدول ۱- ترکیب مدال ماسه‌سنگ‌های توالی‌های تورییدایتی سراوان (KS برش شمس‌آباد، KA برش آپاتان).
 Q_m کوارتز تک‌بلوری، Q_p کوارتز چندبلوری، $Q_t = (Q_m + Q_p)$ (مجموع دانه‌های کوارتز)، P دانه‌های
 فلدسپار پلاژیوکلاز، K دانه‌های فلدسپار پتاسیم، $F = (P + K)$ (مجموع دانه‌های فلدسپار)، L خرده‌های سنگی
 (آتشفشانی، رسوبی و دگرگونی)، $L_t = (L + Q_p)$ (مجموع خرده‌های سنگی).

| شماره نمونه | Q_m (%) | Q_p (%) | Q_t (%) | P (%) | K (%) | F (%) | L (%) | L_t (%) |
|--------------|-----------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-------|-----------|
| KS1 | ۳۱/۴۸ | ۲۷/۴۴ | ۵۸/۹۲ | ۱۰/۲۶ | ۴/۲ | ۱۴/۴۶ | ۲۶/۶ | ۵۴/۰۴ |
| KS3 | ۳۰/۳۳ | ۲۳/۶ | ۵۳/۹۳ | ۱۰/۱ | ۴/۱ | ۱۴/۲ | ۲۷/۷۵ | ۵۱/۳۵ |
| KS6 | ۴۲/۷۶ | ۱۷/۶۱ | ۶۰/۳۷ | ۱۱/۲ | ۴/۲۴ | ۱۵/۴۴ | ۲۴/۱۵ | ۴۱/۷۶ |
| KS7 | ۲۷/۳۷ | ۲۴/۴۵ | ۵۱/۸۲ | ۱۰ | ۳/۳۹ | ۱۳/۳۹ | ۳۴/۷۵ | ۵۹/۲ |
| KS10 | ۲۹/۹ | ۲۴/۵ | ۵۴/۴ | ۱۱/۲ | ۳/۷ | ۱۴/۹ | ۳۰/۷ | ۵۵/۲ |
| KS12 | ۳۱/۷۵ | ۲۲/۵ | ۵۴/۲۵ | ۱۰/۲ | ۳/۷۵ | ۱۳/۹۵ | ۳۰/۱ | ۵۲/۶ |
| KS13 | ۳۲/۶ | ۲۱/۹۵ | ۵۴/۵۵ | ۱۱/۱ | ۳/۳ | ۱۴/۴ | ۳۳/۵ | ۵۵/۴۵ |
| KS15 | ۳۶/۷ | ۲۰/۵ | ۵۷/۲ | ۱۰/۸ | ۳/۳ | ۱۴/۱ | ۲۸/۷ | ۴۹/۲ |
| KS18 | ۳۱/۴۲ | ۲۲/۰۷ | ۵۳/۴۹ | ۱۰/۸۸ | ۴/۷ | ۱۵/۵۸ | ۳۰/۹ | ۵۲/۹۷ |
| KS19 | ۴۰/۲ | ۱۲/۷ | ۵۲/۹ | ۱۱/۲ | ۴ | ۱۵/۲ | ۳۱/۹ | ۴۴/۶ |
| KS20 | ۳۵/۴ | ۲۳/۸ | ۵۹/۲ | ۱۰/۱۵ | ۳/۷۵ | ۱۳/۹ | ۲۶/۹ | ۵۰/۷ |
| KS22 | ۳۳/۲ | ۲۰/۲ | ۵۳/۴ | ۱۰/۲۵ | ۳/۹ | ۱۴/۱۵ | ۳۲/۵ | ۵۲/۷ |
| KS23 | ۲۶/۶۵ | ۳۵/۵۵ | ۶۲/۲ | ۱۰/۲۷ | ۳/۸ | ۱۴/۰۷ | ۲۳/۷ | ۵۹/۲۵ |
| KS24 | ۳۴/۶ | ۱۸/۶ | ۵۳/۲ | ۱۱/۰۵ | ۴/۰۵ | ۱۵/۱ | ۳۱/۷ | ۵۰/۳ |
| KS25 | ۳۰/۳ | ۳۳/۱۵ | ۵۳/۴۵ | ۱۰/۹۵ | ۴ | ۱۴/۹۵ | ۲۹/۵ | ۵۲/۶۵ |
| KS26 | ۳۱/۸۸ | ۲۲/۹۵ | ۵۴/۸۳ | ۱۰ | ۳/۹۸ | ۱۳/۹۸ | ۳۳/۶ | ۵۶/۵۵ |
| KS27 | ۳۹/۷۶ | ۲۱/۱۸ | ۶۰/۹۴ | ۱۰/۰۴ | ۳/۰۵ | ۱۳/۰۹ | ۲۵/۹۵ | ۴۷/۱۳ |
| KS29 | ۳۰/۸۶ | ۲۱/۳ | ۵۲/۱۶ | ۱۱/۰۷ | ۴/۱۴ | ۱۵/۲۱ | ۳۲/۶ | ۵۳/۹ |
| KS31 | ۳۲/۲ | ۲۱/۸ | ۵۴ | ۱۱/۱۱ | ۳/۹۴ | ۱۵/۰۵ | ۳۱/۵ | ۵۳/۳ |
| KS32 | ۳۱/۵ | ۲۳/۶ | ۵۵/۱ | ۱۰ | ۴/۵ | ۱۴/۵ | ۳۰/۱ | ۵۳/۷ |
| KS34 | ۳۳/۲۵ | ۲۵ | ۶۸/۲۵ | ۱۱/۱۷ | ۳/۸۳ | ۱۵ | ۲۶/۷۵ | ۵۱/۷۵ |
| KS35 | ۳۳/۰۵ | ۲۲/۲ | ۵۵/۲۵ | ۱۰/۲۵ | ۳/۸ | ۱۴/۰۵ | ۳۳/۵ | ۵۵/۷ |
| KS36 | ۳۳/۰۸ | ۱۷/۰۳ | ۵۰/۱۱ | ۱۰/۷ | ۳/۸۶ | ۱۴/۵۶ | ۳۵/۳ | ۵۲/۳۳ |
| KS39 | ۲۲/۰۸ | ۲۵/۵۸ | ۴۷/۶۶ | ۱۰/۹۵ | ۳/۸۵ | ۱۴/۸ | ۳۸/۱۴ | ۶۳/۷۲ |
| KA1 | ۳۳/۷ | ۱۷/۷۴ | ۵۱/۴۴ | ۱۱/۲ | ۴/۰۸ | ۱۵/۲۸ | ۳۳/۲۶ | ۵۱ |
| KA2 | ۴۱/۴۵ | ۱۴/۱۴ | ۵۵/۵۹ | ۱۰/۲۵ | ۴/۱۴ | ۱۴/۳۹ | ۳۰ | ۴۴/۱۴ |
| KA3 | ۳۷/۱ | ۱۴/۴۵ | ۵۱/۵۵ | ۱۱/۱ | ۴/۰۸ | ۱۵/۱۸ | ۳۳/۲۶ | ۴۷/۷۱ |
| KA4 | ۳۶/۲ | ۱۶/۶ | ۵۲/۸ | ۱۰/۴ | ۳/۸ | ۱۴/۲ | ۳۲/۳ | ۴۸/۹ |
| KA6 | ۳۵/۵ | ۱۸/۲۵ | ۵۳/۷۵ | ۱۱ | ۳/۷۵ | ۱۴/۷۵ | ۳۰/۱ | ۴۸/۳۵ |
| KA8 | ۳۴/۹۵ | ۱۹/۵ | ۵۴/۴۵ | ۱۰/۹ | ۳/۶۵ | ۱۴/۵۵ | ۳۰/۵ | ۵۰ |
| KA9 | ۳۷/۲ | ۱۶/۲۵ | ۵۳/۴۵ | ۱۱/۱ | ۳/۷ | ۱۴/۸ | ۳۲/۲۵ | ۴۸/۵ |
| KA11 | ۳۵/۸۵ | ۲۰/۳۵ | ۵۶/۲ | ۱۱/۲ | ۳/۹۵ | ۱۵/۱۵ | ۲۹/۸ | ۵۰/۱۵ |
| KA12 | ۳۶/۷۵ | ۲۱/۴ | ۵۸/۱۵ | ۱۰/۵ | ۴/۴۵ | ۱۴/۹۵ | ۲۹/۵ | ۵۰/۹ |
| KA13 | ۳۴/۲۲ | ۱۹/۲ | ۵۳/۴۲ | ۱۰/۵۵ | ۴/۲ | ۱۴/۷۵ | ۳۰/۳۳ | ۴۹/۵۳ |
| KA15 | ۳۶/۶ | ۱۵/۸ | ۵۲/۴ | ۱۱ | ۴/۱ | ۱۵/۱ | ۳۲/۵ | ۴۸/۳ |
| KA16 | ۳۷/۰۵ | ۱۷/۷ | ۵۴/۷۵ | ۱۱/۰۲ | ۴/۰۳ | ۱۵/۰۵ | ۳۳/۳۵ | ۵۱/۰۵ |
| KA18 | ۳۴/۸۸ | ۱۸/۳ | ۵۳/۱۸ | ۱۰/۱۵ | ۴/۵ | ۱۴/۶۵ | ۳۱/۵ | ۴۹/۸ |
| KA20 | ۳۵/۲ | ۱۸/۹۵ | ۵۴/۱۵ | ۱۰/۵ | ۴/۴ | ۱۴/۹ | ۳۰/۱۵ | ۴۹/۱ |
| KA21 | ۳۴/۲ | ۲۰/۷ | ۵۴/۹ | ۱۰/۸۸ | ۳/۸۲ | ۱۴/۷ | ۳۰/۴ | ۵۱/۱ |
| KA23 | ۳۸/۱ | ۱۵/۷ | ۵۳/۸ | ۱۰/۹۸ | ۳/۶۲ | ۱۴/۶ | ۳۱/۶ | ۴۷/۳ |
| KA25 | ۳۶/۳ | ۱۷/۳ | ۵۳/۶ | ۱۰/۹ | ۳/۷ | ۱۴/۶ | ۳۱/۹ | ۴۹/۲ |
| KA27 | ۳۶/۱ | ۲۲/۳ | ۵۸/۴ | ۱۱/۲۵ | ۳/۹۵ | ۱۵/۲ | ۲۶/۴ | ۴۸/۷ |
| KA29 | ۳۵/۶ | ۱۹/۳ | ۵۴/۹ | ۱۰/۲ | ۴/۳ | ۱۴/۵ | ۲۸/۵ | ۴۷/۸ |
| KA30 | ۳۳/۹ | ۲۲/۳ | ۵۶/۲ | ۱۰/۸۵ | ۴/۰۵ | ۱۴/۹ | ۲۷/۹ | ۵۰/۲ |
| KA33 | ۳۵/۹۵ | ۱۸/۸ | ۵۴/۷۵ | ۱۰/۷۵ | ۴/۱۲ | ۱۴/۸۷ | ۳۰/۵ | ۴۹/۳ |
| KA37 | ۳۳/۷۱ | ۲۰/۵۷ | ۵۴/۲۸ | ۱۱/۲۲ | ۴/۲ | ۱۵/۴۲ | ۳۰/۲۸ | ۵۰/۸۵ |
| KA39 | ۳۶/۶ | ۱۷/۲۲ | ۵۳/۸۲ | ۱۱/۱ | ۴/۰۲ | ۱۵/۱۲ | ۳۲/۳۵ | ۴۹/۵۷ |
| KA43 | ۳۷/۱ | ۱۵/۷ | ۵۲/۸ | ۱۰/۶۵ | ۴/۱۵ | ۱۴/۸ | ۳۲/۴ | ۴۸/۱ |
| KA45 | ۳۲/۰۵ | ۲۹/۵۲ | ۶۱/۵۷ | ۱۱/۶۵ | ۳/۹ | ۱۵/۵۵ | ۲۲/۸۶ | ۵۲/۳۸ |
| KA48 | ۳۵/۷۵ | ۲۵/۴۵ | ۶۱/۲ | ۱۰/۹۵ | ۴/۵ | ۱۵/۴۵ | ۲۳/۳۳ | ۴۸/۷۸ |
| میانگین | ۳۴/۲۸ | ۲۰/۶۵ | ۵۵/۱۴ | ۱۰/۶۱ | ۴/۱ | ۱۴/۷۱ | ۳۰/۳۵ | ۵۱ |
| انحراف معیار | ۳/۶۵ | ۴/۱۴ | ۳/۵۲ | ۰/۴۳ | ۱/۴۷ | ۰/۵۴ | ۳/۱۴ | ۳/۸۴ |
| حدافقل | ۲۲/۰۸ | ۱۲/۷ | ۴۷/۶۶ | ۱۰ | ۳/۰۵ | ۱۳/۰۹ | ۲۲/۸۶ | ۴۱/۷۶ |
| حدافکر | ۴۲/۷۶ | ۳۵/۵۵ | ۶۸/۲۵ | ۱۱/۶۵ | ۱۴/۰۸ | ۱۵/۵۸ | ۳۸/۱۴ | ۶۳/۷۲ |



شکل ۱۴- داده‌های حاصل از تحلیل جریان‌های دیرینه. الف) برش شمس‌آباد؛ ب) برش آپاتان. پراکنندگی آزمون‌های جریان‌های قدیمه به صورت یونی‌مدال است (n تعداد اندازه‌گیری‌هاست).

جدول ۲- ترکیب عناصر اصلی (Wt.%) ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان و مقایسه آن با UCC (پوسته قاره‌ای بالایی) (McLennan, 2001).

| شماره نمونه | KA1 | KA3 | KA23 | KA37 | KA54 | KS1 | KS6 | KS7 | KS15 | KS18 | KS23 | KS24 | KS39 | Mean value | UCC |
|--------------------------------|-------|------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|------------|------|
| SiO ₂ | ۶۴/۲ | ۶۶/۲ | ۵۶/۳ | ۵۷/۰ | ۵۸/۲ | ۶۴/۱ | ۶۰/۹ | ۶۹/۸ | ۶۱/۳ | ۶۳/۸ | ۶۴/۳ | ۵۸/۸ | ۶۰/۳ | ۶۱/۹۴ | ۶۶/۰ |
| TiO ₂ | ۰/۴۴ | ۰/۴۶ | ۰/۴۶ | ۰/۴۵ | ۰/۴۶ | ۰/۲۹ | ۰/۵۱ | ۰/۳ | ۰/۵۶ | ۰/۷۹ | ۰/۶۳ | ۰/۵۹ | ۰/۳۶ | ۰/۴۸ | ۰/۶۸ |
| Al ₂ O ₃ | ۹/۴۱ | ۱۰/۱ | ۸/۷۵ | ۸/۲ | ۸/۲۷ | ۸/۷۵ | ۸/۹۴ | ۱۰/۲ | ۸/۸۴ | ۱۰/۵ | ۹/۳۷ | ۸/۹۲ | ۸/۵ | ۹/۱۳ | ۱۵/۲ |
| Fe ₂ O ₃ | ۲/۶۹ | ۳/۶۴ | ۳/۴ | ۳/۶۶ | ۳/۷۴ | ۲/۲۸ | ۳/۶ | ۳/۶۱ | ۳/۸۷ | ۴/۴۴ | ۳/۷۷ | ۳/۹۵ | ۳/۴۷ | ۳/۵۵ | ۵/۰۳ |
| MnO | ۰/۱۲ | ۰/۰۷ | ۰/۱۵ | ۰/۱۶ | ۰/۱۶ | ۰/۰۸ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۰۹ | ۰/۰۵ | ۰/۰۷ | ۰/۰۹ | ۰/۱۱ | ۰/۰۹ | ۰/۰۸ |
| MgO | ۱/۳۵ | ۲/۰۲ | ۳/۰۹ | ۲/۸۱ | ۲/۸۹ | ۱/۴۲ | ۲/۶۷ | ۲/۲۱ | ۲/۳۱ | ۲/۳۲ | ۲/۳۷ | ۲/۳۲ | ۱/۸۲ | ۲/۲۸ | ۲/۲ |
| CaO | ۸/۶۹ | ۶/۰ | ۱۱/۸ | ۱۲/۹ | ۱۳/۲ | ۹/۳۶ | ۶/۹۹ | ۴/۳۹ | ۸/۳۱ | ۶/۴۶ | ۸/۱۲ | ۱۱/۲ | ۱۲/۴ | ۹/۲۱ | ۴/۲ |
| Na ₂ O | ۳/۰ | ۲/۹ | ۲/۴ | ۲/۱ | ۲/۱ | ۲/۹ | ۲/۵ | ۲/۹ | ۳/۰ | ۳/۵ | ۲/۹ | ۲/۵ | ۲/۶ | ۲/۷۱ | ۳/۹ |
| K ₂ O | ۰/۸۵ | ۰/۸۸ | ۰/۷۱ | ۰/۶۶ | ۰/۶۸ | ۰/۸۲ | ۰/۵۹ | ۰/۸۴ | ۰/۳۱ | ۰/۵۱ | ۰/۶ | ۰/۶۲ | ۰/۶۴ | ۰/۶۷ | ۳/۴ |
| P ₂ O ₅ | ۰/۰۷ | ۰/۰۸ | ۰/۰۶ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۷ | ۰/۰۸ | ۰/۰۸ | ۰/۰۹ | ۰/۱ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۱۵ |
| LOI | ۷/۹۹ | ۶/۴۵ | ۱۱/۰ | ۱۱/۷ | ۱۱/۹ | ۸/۵۶ | ۷/۶ | ۵/۱ | ۸/۱۶ | ۶/۴۹ | ۷/۸۹ | ۱۰/۴ | ۱۰/۹ | ۸/۷۸ | |
| Total | ۹۸/۸۱ | ۹۸/۸ | ۹۸/۱۲ | ۹۹/۷۱ | ۱۰۱/۶۷ | ۹۸/۶۲ | ۹۴/۴۳ | ۹۹/۴۷ | ۹۶/۸۳ | ۹۸/۹۵ | ۱۰۰/۱۲ | ۹۹/۴۷ | ۱۰۱/۱۷ | ۹۸/۹۱ | |

جدول ۳- ترکیب عناصر فرعی (ppm) ماسه‌سنگ‌های توریدیتی سراوان و مقایسه آن با UCC (پوسته قاره‌ای بالایی) (McLennan, 2001).

| شماره نمونه | KA1 | KA3 | KA23 | KA37 | KA54 | KS1 | KS6 | KS7 | KS15 | KS18 | KS23 | KS24 | KS39 | Mean value | UCC |
|-------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------------|------|
| Rb | ۳۴/۳ | ۳۵/۵ | ۲۵/۴ | ۲۳/۸ | ۲۳/۲ | ۳۰/۲ | ۲۲/۸ | ۳۰/۷ | ۱۲/۶ | ۲۰/۸ | ۲۳/۳ | ۲۵/۰ | ۲۳/۰ | ۲۵/۴۳ | ۱۱۲ |
| Sr | ۱۷۰ | ۱۵۰ | ۲۹۰ | ۳۱۰ | ۳۲۰ | ۳۶۰ | ۲۲۰ | ۱۱۰ | ۲۳۰ | ۱۵۰ | ۲۳۰ | ۳۰۰ | ۳۲۰ | ۲۴۳/۰۷ | ۳۵۰ |
| Ba | ۱۵۰ | ۱۹۰ | ۱۶۰ | ۱۳۰ | ۱۳۰ | ۱۳۰ | ۹۰ | ۱۱۰ | ۵۰ | ۶۰ | ۹۰ | ۱۱۰ | ۱۱۰ | ۱۱۶/۱۵ | ۵۵۰ |
| Th | ۵/۶ | ۶/۲ | ۴/۱ | ۴/۹ | ۴/۵ | ۴/۶ | ۵/۱ | ۴/۹ | ۵/۷ | ۶/۸ | ۵/۷ | ۶/۲ | ۴/۲ | ۵/۲۷ | ۱۰/۷ |
| U | ۱/۲۱ | ۱/۲۳ | ۱/۳۷ | ۰/۹۷ | ۰/۹۲ | ۱/۰۲ | ۱/۱۸ | ۱/۱ | ۱/۳۴ | ۱/۴۴ | ۱/۲۱ | ۱/۴۳ | ۰/۹۲ | ۱/۱۸ | ۲/۸ |
| Zr | ۱۶۰ | ۱۷۰ | ۱۹۰ | ۲۵۰ | ۲۴۰ | ۹۰ | ۱۸۰ | ۹۰ | ۳۰۰ | ۴۱۰ | ۲۵۰ | ۲۸۰ | ۱۰۰ | ۲۰۸/۴۶ | ۱۹۰ |
| Hf | ۴ | ۴ | ۵ | ۶ | ۶ | ۲ | ۴ | ۲ | ۷ | ۱۰ | ۶ | ۷ | ۲ | ۵/۰ | ۵/۸ |
| Nb | ۶ | ۶ | ۵ | ۵ | ۵ | ۴ | ۷ | ۵ | ۷ | ۹ | ۸ | ۷ | ۵ | ۶/۰۷ | ۱۲ |
| Y | ۲۰ | ۱۰ | ۲۰ | ۲۰ | ۲۰ | ۱۰ | ۱۰ | ۲۰ | ۱۰ | ۲۰ | ۲۰ | ۲۰ | ۱۰ | ۱۶/۱۵ | ۲۲ |
| La | ۱۷/۱ | ۱۸/۷ | ۱۴/۸ | ۱۴/۷ | ۱۴/۹ | ۱۵/۳ | ۱۶/۰ | ۱۳/۳ | ۱۶/۴ | ۲۱/۲ | ۱۷/۵ | ۱۸/۸ | ۱۱/۹ | ۱۶/۲ | ۳۰ |
| Ce | ۳۲/۳ | ۳۵/۸ | ۳۰/۰ | ۳۰/۴ | ۳۱/۳ | ۲۷/۹ | ۳۱/۴ | ۲۵/۶ | ۳۲/۱ | ۴۱/۱ | ۳۴/۰ | ۳۷/۳ | ۲۳/۴ | ۳۱/۷۴ | ۶۴ |
| Sm | ۲/۹ | ۳/۰ | ۳/۱ | ۳/۳ | ۳/۶ | ۲/۵ | ۲/۶ | ۲/۸ | ۲/۸ | ۳/۶ | ۳/۲ | ۳/۳ | ۲/۳ | ۳/۰ | ۴/۵ |
| Eu | ۰/۷۳ | ۰/۷ | ۰/۸۶ | ۰/۹۴ | ۰/۹۱ | ۰/۸ | ۰/۷ | ۰/۶۳ | ۰/۶۵ | ۰/۶۳ | ۰/۶۲ | ۰/۸۱ | ۰/۶۵ | ۰/۷۴ | ۰/۸۸ |
| Yb | ۱/۷ | ۱/۶ | ۱/۶ | ۱/۷ | ۱/۷ | ۱/۴ | ۱/۵ | ۱/۴ | ۱/۵ | ۱/۸ | ۱/۸ | ۱/۸ | ۱/۱ | ۱/۵۸ | ۲/۲ |
| Lu | ۰/۲۳ | ۰/۲۶ | ۰/۲۶ | ۰/۲۴ | ۰/۲۴ | ۰/۲۳ | ۰/۲۲ | ۰/۲۱ | ۰/۲ | ۰/۲۸ | ۰/۲۶ | ۰/۳۱ | ۰/۱۷ | ۰/۲۴ | ۰/۳۲ |
| V | ۶۳ | ۷۲ | ۶۹ | ۶۸ | ۶۷ | ۵۷ | ۸۷ | ۵۳ | ۷۱ | ۱۰۵ | ۸۵ | ۸۱ | ۵۳ | ۷۱/۶۱ | ۱۰۷ |
| Cu | ۲۳ | ۵۴ | ۲۴ | ۱۸ | ۲۱ | ۲۶ | ۱۶ | ۳۰ | ۲۰ | ۲۹ | ۲۹ | ۲۸ | ۱۵ | ۲۵/۶۱ | ۲۵ |
| Co | ۶/۷ | ۱۰/۶ | ۱۲/۳ | ۱۲/۰ | ۱۱/۸ | ۶/۳ | ۹/۳ | ۸/۸ | ۱۰/۷ | ۶/۳ | ۸/۲ | ۱۰/۶ | ۸/۶ | ۹/۴ | ۱۷ |
| Ni | ۳۶ | ۴۷ | ۱۰۶ | ۹۳ | ۹۳ | ۲۹ | ۴۲ | ۴۶ | ۳۶ | ۳۶ | ۳۷ | ۳۸ | ۳۴ | ۵۱/۷۷ | ۴۴ |
| Zn | ۳۵ | ۴۹ | ۴۲ | ۴۴ | ۴۹ | ۲۹ | ۴۳ | ۳۷ | ۴۵ | ۵۲ | ۴۸ | ۵۰ | ۴۵ | ۴۳/۶۹ | ۷۱ |

کتابنگاری

مک کال، ج. ژ. ه. و افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سراوان، شماره 13 M، سری ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Baulz, B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C. & Gonzalez Lopez, J. M., 2000- Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source area weathering, sorting, provenance and tectonic setting, *Chemical Geology*, 168: 135-150.
- Bhatia, M. R. & Crook, K. A. W., 1986- Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Bhatia, M. R., 1983- Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, *Journal of Geology*, 91/6: 611-627.
- Cullers, R. L., 1995- The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the West Mountains region, Colorado, U.S.A, *Chemical Geology*, 123: 107-131.
- 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.
- Dana, J. D., 2000- Manual of mineralogy, John Wiley & Sons, 352 p.

- Dey, S., Rai, A. K. & Chaki, A., 2009- Paleoweathering, composition and tectonic provenance of the Proterozoic intracratonic Kaladgi- Badami basin, Karnataka, southern India: Evidence from sandstone petrography and geochemistry, *Journal of Asian Sciences*, 34(6): 703-715.
- Dickinson, W. R., 1985- Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: *Provenance of Arenites* (Ed. G.G.Zuffa). Reidel, Dordrecht, pp. 333–361.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. & Ryberg, P. T., 1983- Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Floyd, P. A. & Leveridge, B. E., 1987- Tectonic environments of Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones, *Journal of the Geological Society, London*, 144:181–204.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*, Austin, Texas, Hemphill, 159 p.
- Guo, Q., Xiao, W., Windley, B. F., Mao, Q., Han, C., Qu, J., Ao, S., Li, J., Song, D. & Yong, Y., 2012- Provenance and tectonic settings of Permian turbidites from the Beishan Mountains, NW China: Implications for the Late Paleozoic accretionary tectonics of the southern Altaids, *Journal of Asian Earth Sciences*, 49:54-68.
- Ingersoll, R. V., Bulard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. P. & Sares, S. W., 1984- The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson Point Counting method, *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Jafarzadeh, M. & Hosseini-Barzi, M., 2008- Petrography and geochemistry of Ahwaz sandstone member of Asmari Formation, Zagros, Iran, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25: 247-260.
- McCall, G. J. H. & Eftekhari-Nezhad, J., 1994- Explanatory text of the Saravan quadrangle map 1:250,000, Geological Survey of Iran, 262 p.
- McCall, G. J. H., 2003- A critique of the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran, *Precambrian Research*, 127: 5–17.
- McHargue, T., Pyrcz, M. J., Sullivan, M. D., Clark, J. D., Fildani, A., Romans, B. W., Covault, J. A., Levy, M., Posamentier, H. W. & Drinkwater, N. J., 2011- Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions, *Marine and Petroleum Geology*, 28(3): 728-743.
- McLennan, S. M. & Taylor, S. R., 1991- Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends, *Journal of Geology*, 99: 1–21.
- McLennan, S. M., 1993 - Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101: 295–303.
- McLennan, S. M., 2001- Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2: 2000GC000109, (electronic publication).
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K. & Hanson, G. N., 1993- Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M. J. & Basu, A., (Eds.): *Geological Society of America, Special Papers*, 285: 21–40.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T. & Maynard, J. B., 1990- Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidite: crustal evolution and plate tectonic associations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015–2050.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F. & Tinterri, R., 2009- Turbidites and turbidity currents from Alpine “Flysch” to the exploration of continental margins in McKenzie, J. A., Bernoulli, D., and Cita, M. B., (eds), *Symposium on major discoveries in sedimentary geology in the Mediterranean realm from a historical perspective to new development: Sedimentology*, 56(1), 267-318.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M., 1982- Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 299: 715–717.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R., 1987- *Sand and Sandstones*, Springer-Verlag, New York, 553 p.
- Rahman, M. J. J. & Suzuki, S., 2007- Geochemistry of sandstones from the Miocene Surma Group, Bengal Basin, Bangladesh: Implications for Provenance, tectonic setting and weathering, *Geochemical Journal*, 41:415-428.
- 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.
- Stow, D. A. V., 2005- *Sedimentary Rocks in the Field, A Colour Guide*, Manson Publishing Ltd, 320 p.
- Tucker, E. M., 2001- *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*, 3rd ed, Blackwell Publishing, 262 p.
- Vanga, A. & Szakmany, G., 2003- Geochemistry and provenance of the Upper Carboniferous sandstones from Borehole Diosvizslo-3 (Teseny Sandstone Formation, SW Hungary), *Acta mineralogice-petrographica*, 45/2: 7-14.
- Yan, Z., Wang, Z., Chen, J., Yan, Q. & Wang, T., 2010- Detrital record of Neoproterozoic arc-magmatism along the NW margin of the Yangtze Block, China: U–Pb geochronology and petrography of sandstones, *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 322–334.
- Zimmermann, U. & Bahlburg, H., 2003- Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina, *Sedimentology*, 50: 1079–1104.

Provenance and Tectonic Setting of Eocene Turbidite Sandstones of Saravan, Southeast of Iran

K. Shabani Goraji ^{1*}, R. Moussavi-Harami ², A. Mahboubi ² & K. Khosro Tehrani ³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, College of Basic Science, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran.

² Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

³ Professor, Department of Geology, College of Basic Science, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran.

Received: 2011 December 31

Accepted: 2012 May 09

Abstract

The provenance and tectonic setting of the Eocene turbidite sandstones of the Saravan area in southeast of Iran have been studied based on petrography and geochemistry. These sandstones are very laterally extended and traceable at several kilometers. The sandstones are sharp-based and well-preserved and generally display Bouma sequences (T_{bcde} , T_{abc} , T_{bcd} , T_{abcd}) which consist of graded bedding, flute and groove casts, planar cross lamination, current ripples and parallel lamination. The deep water trace fossils (*Nereites* ichnofacies) are locally abundant. These characteristics support sedimentation by the turbidity current. The petrographical data show that these sandstones are fine to coarse grained, poorly to moderately-sorted, sub-angular to sub-rounded feldspatic litharenite. They contain mono- and poly-crystalline quartz grains, feldspar, volcanic and metamorphic rock fragments and represent $Q_{55}F_{14.7}L_{30.3}$ proportion. The major, trace and rare earth element concentrations indicate that the source of these sediments were intermediate to felsic igneous rocks. Mean value of chemical index of alteration in analyzed samples ($CIA_{mean} \approx 62$) indicate a low to moderate degree of chemical weathering of the source area or during the sediments transportation prior to deposition. The petrographic analysis revealed a recycled orogen and transitional recycled tectonic provenance. Tectonic setting discrimination based on the major, trace and rare earth elements suggest that the Saravan sandstones components derived from an active continental margin and continental arcs.

Keywords: Turbidite Sandstones, Provenance, Tectonic Setting, Saravan, Southeast Iran.

For Persian Version see pages 161 to 172

*Corresponding author: K. Shabani Goraji; E-mail: ksg1354@yahoo.com