

ماگماتیسیم ژوراسیک و کرتاسه در ناحیه مری - اسبکشان، شمال - شمال باختر زیر پهنه درونه - کاشمر (خارتوران)

رضا کهنسال^{۱*}، صدیقه ذوالفقاری^۱ و مهرداد قهرایی پورا^۱

اسازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۴/۳۰

چکیده

این منطقه بخش کوچکی از ناحیه ساختاری سبزوار است که در بین استان‌های سمنان و خراسان رضوی جای دارد. در این ناحیه سن کهن‌ترین سنگ‌های رسوبی، ژوراسیک میانی است و همراه با آنها افق‌هایی از گدازه‌های ریولیتی - ریوداسیتی با گرایش کلسیمی - قلیایی وجود دارند. پیدایش نخستین گدازه‌های بازالتی با گرایش قلیایی همراه با دایک‌های دیابازی در کنار افق‌هایی از سنگ‌آهک‌های کرتاسه پایین بوده است. از طرفی، حجم بسیار زیادی از گدازه‌ها و دایک‌های اسیدی با ترکیب ریوداسیتی - داسیتی، گدازه‌ها و دایک‌های میانه با ترکیب تراکی‌آندزیتی، و دایک‌های بازیک با ترکیب بازالتی با گرایش کلسیمی - قلیایی در کنار انبوهی از سنگ‌آهک‌های پلاژیک کرم رنگ مایل به صورتی در پایان کرتاسه بالا نمایان شده است. مجموعه سنگ‌های یاد شده با رخنمون‌هایی از سنگ‌های رسوبی پالئوسن پوشیده شده‌اند. بررسی نمودارهای تغییرات عنصری هارکر بیانگر تأثیر فرایند آلیش ماگمایی در کنار تفریق ماگمای بازیک از گوشته‌ای تهی شده است، که توسط نمودارهای عنکبوتی تأیید می‌شود. جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی بیانگر سنگ‌های آتشفشانی کمان آتشفشانی و همزمان با برخوردی است که به ترتیب بر اثر سازوکار جنبش‌های زمین‌ساختی سیمین میانی و لارامید ایجاد شده است. با این حال پیامد فاز کوهزایی اتریشین در منطقه مری به تشکیل سنگ‌های آتشفشانی بازیک کرتاسه پایین با جایگاه درون صفحه قاره‌ای منجر شده است که در نمودارهای عناصر کمیاب نمایان شده است. در گام‌های پایانی کرتاسه و آغاز سنوزویک جنبش کوهزایی لارامید در چهره یک فاز فشارشی سبب بسته شدن حوضه رسوبی مورد سخن، چین‌خوردگی و خروج آن از آب شده است. تنها در ناحیه مری نبود بخش‌های نفوذی مربوط به یک پیکره افیولیتی بالغ، وجود سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی در بالاترین بخش‌های این پیکره، و از طرف دیگر حضور گسل‌های فشاری و راستالغز با سازوکارهای مهم و همسان با گسل درونه نشانگر زمین‌درزهای کهن و بسته شدن زود هنگام این بخش از ناوه درونه - کاشمر و تشکیل آمیزه رنگین در این ناحیه بوده است.

کلیدواژه‌ها: سبزوار، ناوه درونه - کاشمر، آلودگی ماگمایی، سیمین میانی، اتریشین، لارامید، آمیزه رنگین

E-mail: Kohansal_reza@yahoo.com

*نویسنده مسئول: رضا کهنسال

۱- مقدمه

مورد آتشفشانی پس از افیولیت‌ها بیان داشته‌اند. به نظر (Lensch (1980) در این نواحی هر کدام از توده‌های افیولیتی دارای ویژگی‌های منحصر به فردی از پراکنش واحدهای افیولیتی گوناگون هستند. برای مثال، در کمپلکس افیولیتی تربت حیدریه بزرگ‌ترین واحدهای اولترامافیکی و سرپانتینیته وجود دارد، در حالی که در افیولیت کاشمر بیشترین کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای دیده می‌شود. با این وجود در میان اینها افیولیت سبزوار کامل‌ترین توالی افیولیتی را نشان می‌دهد. این افیولیت به عنوان بخشی از شاخه شمالی اقیانوس تتیس جوان معرفی شده که باز شدگی و بسته شدن آن در کرتاسه پسین رخ داده است (Sengor, 1990 و Lench, 1980). (Ohnenstetter (1980) در Adhami (1998)، در ارائه مدل زمین‌ساختی رشته کوه‌های سبزوار سامانه گسلی راستالغز را عامل مهمی در باز و بسته شدن حوضه کافتی سبزوار می‌داند. (Noghreyan (1982) به بررسی فرگشت، ماهیت و ساختار بخش مرکزی توده افیولیتی سبزوار پرداخته است. Spise et al. (1983) ضمن بررسی حوضه کافتی یادشده فرورانش با شیب به سوی شمال پوسته اقیانوسی تتیس را عامل اصلی پیدایش کمان ماگمایی جزیره‌ای از ائوسن به بعد در این ناحیه می‌داند. به نظر Baroz et al. (1983) مجموعه آتشفشانی کرتاسه بالایی در این ناحیه نشانگر پیکره نابالغ یک کمان ماگمایی جزیره‌ای با عمری کوتاه است که بر اثر چرخش بلوک لوت شکل گرفته و بی‌ارتباط با تتیس جوان است. (Hafez (1994) در شرح کلی افیولیت‌های ایران به افیولیت‌های سبزوار هم اشاره‌ای کرده است. (Ghazi et al. (1997b) ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی افیولیت سبزوار را مطالعه کرده‌اند. Adhami (1998) به بررسی سنگ‌شناسی سنگ‌های افیولیتی منطقه باغجر سبزوار، (Shirzadi (1999) به مطالعه سنگ‌های افیولیتی و بعد از افیولیتی منطقه

مهم‌ترین محور ارتباطی منطقه، جاده آسفالتت بیارجمند - زمان آباد - بردسکن است. افزون بر این، از محور یاد شده راه‌های فرعی دیگری (خاکی) منشعب می‌شوند که امکان دستیابی به رخنمون‌ها و گستره‌های زمین‌شناسی را ممکن می‌سازند. از آن شمار باید به راه‌های فرعی گرماب پایین به اسبکشان، ابوالحسنی به چاه مرئی، گرماب پایین به کوه کمرسنگی، فرینو به رودخانه سهولک و زمان آباد به نور اشاره کرد (شکل ۱). منطقه مورد بررسی در شمال کویر بزرگ ایران است و براساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری (Stoklin (1968) و Alavi (1991)، به ترتیب در پهنه ساختاری ایران مرکزی و پهنه ساختاری سبزوار جای دارد. بر پایه تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران (Aghanabati, 2005) منطقه مورد مطالعه در پهنه مرکزی دارد، که بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی تتیس جوان را دربر گرفته است. رخساره‌های سنگی منسوب به تتیس جوان در چهره توالی افیولیتی در ناوه سبزوار توسط افراد زیر بررسی شده است: پوسته‌های اقیانوسی یاد شده رخنمون‌هایی از افیولیت‌های پیرامون ریز قاره ایران مرکزی هستند که به شکل کمر بند ناپیوسته‌ای (Takin, 1972) به دور آن دیده می‌شوند. مجموعه افیولیتی مورد نظر حاصل بسته شدن بخشی از تتیس جوان خاوری به چهره کمر بندی نزدیک به خاوری - باختری است. (Ricou et al. (1973) بر این باورند که ناوه سبزوار بقایایی از اقیانوس تتیس جوان است و سن کهن‌ترین سنگ‌های آن تریاس است. (Alavi Tehrani (1976) و Sadredini (1974) و Vaziri Tabar (1976) به مطالعه و بررسی توالی افیولیتی ناوه سبزوار پرداخته‌اند. (Lensch et al. (1977) سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی کمر بند شمالی افیولیت سبزوار / خراسان را بررسی کرده‌اند. (Mihm (1979) و (Adhami (1998) و (Alavi Tehrani (1980) نتایج یک سری بررسی‌های خود را در

(شکل ۴). نتایج چینه‌شناختی و دیرینه‌شناختی به دست آمده از بخش‌های رسوبی این مجموعه به شرح زیر سن آنها را آپسین- آلبین نشان می‌دهد (Salamati, 2000)

Hedbergella sp., *Globigerina* sp., *Biglobigerinella* sp., *Globocheta* sp., *Lenticulina* sp., *Dictyoconus* sp., *Miliolids*, *Orbitolina* sp., *Valvulammina picardi*, *Radiolaria*.

در بین رخنمون سنگ‌آهک‌های کرتاسه پایین دایک‌های دیابازی خاکستری تیره مایل به سیاه دیده می‌شود که روند آنها شمال باختر- جنوب خاور است. بخش‌های میانی کرتاسه بالا در چهره شیل‌های کربناتی آواری و مارن‌های ژپس‌دار با سنگ‌آهک رسی و ماسه‌سنگ به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن مایل به سبز در نواحی شمالی مری جلوه‌گر شده است و سن آنها با توجه به سنگواره‌های زیر بیانگر سنومانین- سانتونین است (Mohtat, 2005).

Marfinotruncana sinuosa., *Marginotruncana renzi*., *Heterohelix reussi*., *Leptalia* sp.

بر مبنای یافته‌های Kohansal et al. (2008) در منطقه مری رخساره‌های کرتاسه بالایی بخش‌های گسترده‌ای از منطقه مورد پژوهش را در بر می‌گیرد که بخش اساسی گدازه‌های آن ترکیب ریوداسیتی- داسیتی و تراکی آندزیتی دارد که همراه با دایک‌های ریوداسیتی- کوارتز لایتی، تراکی آندزیتی و بازالتی (با فراوانی کمتر) به رنگ همگانی خاکستری تیره و روند تقریبی خاوری-باختری در کنار سنگ‌آهک‌های پلاژیک کرم مایل به صورتی و چرت‌های رادیولردار سرخ دیده می‌شوند (شکل ۵). بررسی‌های دیرینه‌شناختی انجام شده بر روی این سنگ‌آهک‌ها به شرح زیر نشانگر کامپانین پسین- ماستریشین پیشین برای آنها است (Allahmadadi et al., 2005).

Globotruncana stuarti, *G. gansseri*, *G. lapparenti*, *G. falsostuarti*, *G. arca*, *G. mayaroensis*, *G. ventricosa*, *G. stuartiformis*, *G. calcarata*, *G. lapparenti*, *G. sp.*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Radiolaria*, *Spicules*, *Algal frag.*

مجموعه سنگ‌های کرتاسه و پیش از آن در این منطقه توسط رخساره‌های سنگی پالئوسن در چهره کنگلومرای سرخ تا قهوه‌ای با سن پالئوسن پیشین (Salamati, 2000) به شرح زیر پوشیده شده است.

Reophax sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Mississippina* sp., *Distichoplax biserialis*, *Cymopolia* sp., *Coral*, *Ethelia alba*.

با این حال گاهی سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن مایل به سبز پالئوسن پسین نیز به گونه ناپیوسته و در ظاهر هم شیب مجموعه‌های (Allahmadadi et al., 2005) سنگ چینه‌ای کهن‌تر از خود را پوشانیده‌اند (Kohansal et al., 2008) که به شرح زیر است: *Micellanea* sp., *Lockhartia* sp., *Discocyclina* sp., *Saudia* sp., *Gyroidina* sp., *Cibicides* sp., *Valvulina* sp., *Miliolids*, *Textularids*, *Rotalids*, *Globorotalia compreseae*, *G. uncinata*, *G. wilcoxensis*, *G. esnaensis*, *G. sp.*, *Globigerinids*, *Distichoplax* sp., *Cymopolia* sp., *Planorbulina* sp., *Ethelia alba* sp., *Planorbulina* sp., *Terquemella* sp., *Halimeda* sp., *Lithophyllum* sp., cf. *Nipponophycus* sp., *Dasycladacea*, *Ostracoda*, *Microgastropoda*, *Algal frag.*, *shell's frag.*, *Coral*, *Bryozoa*.

۴- ژئوشیمی

برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی از نتیجه‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌ها که با نرم‌افزار به صورت نمودار درآمده‌اند استفاده شده است.

فرمود و Shojaat (1999) بر روی کاربرد مدل‌های ژئوشیمیایی برای تعیین محیط زمین‌شناختی و پتانسیل نهشته‌های معدنی در افیولیت سبزوار پرداخته‌اند. Kolivand (2001) به تحلیل کینماتیکی ناحیه خارتوران و Ghaffari-Nike (2001) به بررسی تاریخیچه دگرریختی سنگ‌های رسوبی کرتاسه پایین منطقه احمدآباد پرداخته‌اند. Shojaat (2003) سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و زمین‌ساخت افیولیت سبزوار را مطالعه کرده است.

بررسی‌های زمین‌شناسی در نواحی شمالی بین درونه تا کاشمر (Eftekhari-Nezhad et al. 1976) نشانگر بخش‌هایی از یک پیکره افیولیتی در چهره بخش‌های نفوذی و خروجی آنها است، که گاه بر اثر نیروهای فشارشی و درهم ریختگی‌های زمین‌ساختی به چهره یک آمیزه رنگین جلوه‌گر شده است. بخش‌های بالایی این توالی از سنگ‌های خروجی تشکیل شده که برای اولین بار در منطقه مری- اسبکشان مورد پژوهش قرار گرفته است. نظر به اهمیت شناخت و جداسازی بخش‌های گوناگون یک توالی افیولیتی (سن این توالی) سن پیدایش و بسته شدن این بخش از ناه، و سرانجام تعیین شناسنامه زمین‌ساختی این نواحی به عنوان بخشی از بقایای پوسته اقیانوس تیس جوان در پیرامون خرد قاره ایران مرکزی یادآور لزوم این پژوهش است.

۲- روش مطالعه

مطالعه سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک میانی تا کرتاسه بالایی بخشی از هدف این نوشته است تا بتوان سرگذشت آتشفشانی این ناحیه را به تصویر کشید. حدود ۵۰ نمونه برای تهیه برش‌های میکروسکوپی، به گونه منظم از واحدهای زمین‌شناسی یاد شده برداشت شد. بر روی ۱۶ نمونه تجزیه شیمیایی XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. سه شکل صحرایی نیز بیانگر جلوه‌های ریخت‌شناسی و سیمای این سنگ‌ها است. نمودارهای ژئوشیمیایی نیز با استفاده از نرم‌افزارهای GCDkit 2.3، Minpet و Newpet رسم و مورد ارزیابی قرار گرفت. در ضمن حدود ۵۰ نمونه سنگ رسوبی نیز برداشت شد که از نتایج آنها در دیرینه‌شناختی محیط رسوبی همزمان و پس از آتشفشانی استفاده شده است.

۳- چینه‌نگاری و سنگ‌نگاری

Baroz et al. (1983) با بررسی مجموعه آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی- پالئوسن در بین جاده سبزوار- درونه و سبزوار- سلطان‌آباد این سنگ‌ها را به ۴ مجموعه سنگی تقسیم کرده‌اند که از کهن به جوان در برگیرنده مجموعه‌های علیک (Alavi Tehrani, 1976)، سنگ سفید، سلیمانیه و رود سراب است. مقایسه بین این مجموعه‌ها و مجموعه سنگ‌های مورد بررسی در منطقه مری نشانگر شباهت آنها با مجموعه‌های علیک و سلیمانیه است. بدیهی است کامل نبودن این توالی نشانگر گسلسش و یا نبود آنها در منطقه مورد بررسی است.

بر اساس بررسی‌های انجام شده توسط Kohansal et al. (2008) (شکل ۲) کهن‌ترین واحد سنگی منطقه مورد مطالعه مربوط به ژوراسیک میانی است. پیدایش گدازه‌های ریولیتی- ریوداسیتی سرخ رنگ همراه با سنگ‌آهک‌های زیستی-آواری اسپارایتی در این گامه نمایان شده است (شکل ۳). ترکیب سنگواره‌ای در سنگ‌آهک‌ها به شرح زیر بیانگر ژوراسیک میانی، دوگر، (Allahmadadi et al., 2005) است.

Carophita sp., *Cyanophicea*, *shell's frag.*, *Algal frag.*

در کرتاسه پایین ناحیه مری، نخستین گدازه‌های بازالتی و آندزیتی بازالتی با رنگ نمادین سیاه تا سبز تیره پدیدار شده‌اند (Kohansal et al., 2008). رخنمون این سنگ‌ها در بین بخش‌های پایین سنگ‌آهک‌های سیلتی و سنگ‌آهک‌های زیستی اسپارایتی و میکرایتی خاکستری مایل به قهوه‌ای روشن دیده می‌شود

۴-۱. رده بندی و سری ماگمایی

در این بخش از نمودارهای نام گذاری (Le Bas et al. 1986) و Winchester and Floyd (1977) استفاده شده است (شکل ۶). همچنین برای شناسایی و تعیین سری ماگمایی این سنگ ها از نمودارهای دوتایی TAS و سه تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) بهره برده ایم (شکل ۷). بر این اساس، محدوده ترکیب این نمونه ها در سنگ های اسیدی ژوراسیک میانی از نوع داسیت، ریوداسیت- داسیت گاه ریولیت و سری ماگمایی آنها کلسیمی- قلیایی است. سنگ های بازیک کرتاسه پایین در قلمرو بازالت و آندزی بازالت، و سری ماگمایی آنها قلیایی است. در نمونه های کرتاسه بالایی ترکیب دایک ها و گدازه های اسیدی در محدوده داسیت، ریوداسیت- داسیت گاه ریولیت، ترکیب دایک ها و گدازه های میانه در قلمرو تراکی آندزیت گاه آندزیت و ترکیب دایک های بازیک از نوع بازالت گاه آندزی بازالت است. سری ماگمایی نمونه های کرتاسه بالایی کلسیمی- قلیایی است (بر اساس شواهد سنگ نگاری جایگیری چند نمونه در مرز سنگ های تولیتی و کلسیمی- قلیایی به دلیل اکسایش بیشتر آهن در آنها است).

۴-۲. نمودارهای تغییرات هارگر

همانطور که می دانیم در حالی می توان از نمودارهای تغییرات یا نمودارهای هارگر بهره جست که منشأ ماگمای سازنده سنگ های مورد بررسی یکسان فرض شود. در ناحیه مورد مطالعه چنین فرضی درباره سنگ های آتشفشانی کرتاسه بالایی وجود دارد (با دارا بودن انواع بازیک تا اسیدی) اما به دلیل آن که در ژوراسیک میانی و کرتاسه پایینی به ترتیب نمونه های اسیدی و بازیک رخنمون دارند پژوهش در خصوص روند تفریق ماگمایی در آنها امکان پذیر نیست. با این حال از آنجا که در کرتاسه پایین و حتی پیش از آن در منطقه مری (خارتوران) رژیم زمین ساختی کششی حاکم بوده (Kolivand and Ghaffari-Nike, 2001) و با این فرض که مخازن ماگمایی تشکیل شده در حوضه کششی مورد بحث از ژوراسیک میانی تشکیل و پس از کرتاسه پایین در کرتاسه بالایی به اوج خود رسیده است، بنابراین از نمونه های آتشفشانی ژوراسیک میانی و کرتاسه پایینی همراه با نمونه های کرتاسه بالایی در نمودارهای تغییرات هارگر استفاده شده است. بدیهی است در این خصوص از بحث تفریق ماگمایی به گونه ای اساسی برای آتشفشانی کرتاسه بالایی سود برده شده و استفاده از نمونه های پیش از آن تنها برای مقایسه است. هر چند که چنین مقایسه ای تنها با بررسی های دقیق نسبت های ایزوتوپی عناصر کمیاب و تعیین محیط تشکیل این مخازن امکان پذیر است ولی به نظر (Moine-Vaziri 2004) چنین فرضی برای مخازن ماگمایی ائوسن و پس از آن امکان پذیر است. به باور ایشان در محور ارومیه- بزمان و البرز پس از آتشفشانی ائوسن، ماگماهای منجمد نشده و کم و بیش تفریق یافته مخازن ژرف آتشفشانی های ائوسن توسط نیروهای کوهزایی پیرین (ائوسن- الیگوسن) و استرین (میوسن میانی) بالا آورده شده و به افق های کم فشار و سست تریق شده است. این ماگماها با سنگ های آتشفشانی ائوسن نزدیکی وراثتی دارند که خود دلیلی بر مخازن مشترک ماگمایی در آنها است.

نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس (شکل ۸) به شرح زیر است: اندازه تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس در نمودارهای هارگر تنها به تبلور بخشی وابسته نیست، اگر چه این عامل، یکی از عوامل مهم است. افزایش سریع عناصر قلیایی سدیم و پتاسیم در سراسر تغییرات سیلیسیم حاکی از عوامل دیگر مانند آغشتگی پوسته ای و غنی شدگی ماگما از قلیایی ها به دلیل انتقال گازی و مانند آن است. روند نزولی در اکسیدهای کلسیم، منیزیم، آهن و فسفر دیده می شود اما در نمودار اکسید منگنز روند نامنظم و پراکنده است. کاهش اکسید تیتانیم حاصل کم بودن کانی های کدر است. تحرک کم آلومینیم مانع گسترش زیاد تغییرات آن است و در هنگام دگرسانی اندازه آن ثابت می ماند. نمودارهای اکسید- سیلیس ضمن

تفریق در روند تبلور بخشی گاه بیانگر پراکندگی به دلیل اکسایش آهن و منگنز یا آلودگی است. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس بیانگر عملکرد کارساز تبلور بخشی ماگمای مادر در تکوین سنگ های مورد مطالعه است. به نظر می رسد که ماگما در حین صعود به سطح زمین دچار تفریق و جدایش برخی عناصر و تجمع و افزایش برخی دیگر شده است. با این وجود در نمودارهای عناصر قلیایی پراکندگی دیده می شود که شاید در ارتباط با آلودگی و آرایش ماگما با پوسته بالایی (خاستگاه عناصر قلیایی) باشد. اکسایش متفاوت نمونه ها در نمودارهای اکسید آهن و منگنز و کم تحرکی در نمودار آلومینیم در برابر سیلیس دیده می شود.

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به سیلیس به شرح زیر است:

عناصر کمیاب (LFS) - این عناصر متحرک هستند و در طی فرایند تفریق ماگمایی به گونه ناسازگار رفتار می کنند. بنابراین از سنگ های بازیک به سوی میانه و اسیدی روند افزایشی نشان می دهند. با این وجود در نمودارهای تغییرات آنها (شکل ۹) پراکندگی و تا حدودی افزایش میزان این عناصر دیده می شود. افزایش Rb در نمونه های اسیدی مربوط به تمرکز مذاب غنی از سیلیس و فلدسپار، افزایش Sr در نمونه های میانه ناشی از تمرکز و جدایش پلاژیو کلازهای غنی از کلسیم و افزایش Ba در نمونه های اسیدی و برخی نمونه های میانه به احتمال بر اثر متاسوماتیسم قلیایی است. به طور کلی پراکندگی نمونه ها را بایستی به فرایندهایی چون آلودگی پوسته ای، ناهمگنی منشأ، دگرسانی متفاوت، متاسوماتیسم و انتقال گازی عناصر نسبت داد.

عناصر کمیاب (HFS) - در روند تفریق ماگمایی رفتار این عناصر به گونه ای است که در ماگماهای حاصل از گوشته از اندازه عناصر کمیاب سبک کم شده و در انواع حدواسط و اسیدی افزایش می یابد. به عبارت دیگر در سنگ های پوسته قاره ای غنی شدگی از این عناصر و در سنگ های حاصل از ماگماهای گوشته تهی شدگی از آنها دیده می شود. بر خلاف انتظار اندازه Zr, Y, Th, و Nb در نمونه های میانه و اسیدی مشابه است. با این حال در نمودارهای تغییرات عناصر یاد شده (شکل ۱۰- الف) نمونه ها پراکندگی دارند و روند مشخصی نشان نمی دهند. همان طوری که می دانیم پوسته بالایی ترکیب گرانیتیویدی دارد و عناصر یاد شده نقش فعالی در ساختمان آن دارند. فرایند آغشتگی ماگمای گوشته ای با پوسته که در حین بالا آمدن به سطح زمین حاصل می شود، موجب بهره مندی متفاوت نمونه ها از این عناصر و در نتیجه پراکندگی آنها می شود. غنی شدگی انواع میانه و اسیدی از این عناصر، اندازه زیاد Zr و Sc در سنگ های بازیک و پراکندگی نمونه ها در نمودارهای تغییرات نشان می دهد که تنها فرایند تفریق در تشکیل سنگ های میانه و اسیدی مؤثر نبوده و عواملی چون ناهمگنی منشأ، پوسته و گوشته، و آلودگی با پوسته قاره ای نقش مهمی در پیدایش آنها داشته است.

عناصر کمیاب کم تحرک (REE) - در این عناصر نیز بایستی رابطه کلی غنی شدگی در سنگ های پوسته ای و تهی شدگی در سنگ های حاصل از تفریق ماگماهای گوشته ای دیده شود. در نمودارهای تغییرات این عناصر (شکل ۱۰- ب) با وجود پراکندگی نمونه ها برخی ویژگی ها دیده می شود، به عنوان مثال در نمودارهای La, Sm, Eu, Yb, La, Ce و اندازه این عناصر در دو دسته سنگ های اسیدی و میانه از فراوانی مشابهی برخوردار است و نیز در نمودارهای Eu و Tb اندازه عناصر یاد شده در نمونه های بازیک با انواع میانه و اسیدی همسان است. با وجود این شواهد، در تشکیل سنگ های میانه و اسیدی، دو فرایند تفریق ماگمای بازیک و آلودگی ماگمای مادر با پوسته قاره ای نقش مهمی داشته است.

۴-۳. نمودارهای عنکبوتی

در این نمودارها، نمونه های منطقه مورد بررسی با گوشته اولیه بهنجار شده اند (شکل ۱۱). غنی شدگی شدید در عناصر ناسازگارتر (سمت چپ نمودار) با کاهش شدید

شده، محصولات نهایی تبلور بخشی ماگما و یا آلودگی ماگمای اولیه با پوسته است.

۴-۴. نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی

در این قسمت با استفاده از نمودارهای دوتایی و سه‌تایی عناصر کمیاب، جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازیک، میانه و اسیدی بررسی شد. در نمودارهای دوتایی Y-Nb و Nb - Y + Rb (Pearce et al., 1984) نمونه‌های میانه و اسیدی (ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی) در محدوده VAG + Syn-COLG و VAG جای دارند (شکل ۱۲). با این حال، نمونه‌های یاد شده همراه با نمونه‌های بازیک کرتاسه بالایی در نمودارهای سه‌تایی Zr - Ti (Pearce and Cann, 1973) ، Zr - Ti/100-Y*3 (Pearce and Cann, 1973) و Zr - Ti/100-Y/2 (Pearce and Cann, 1973) و نمودار سه‌تایی Tio₂ - MnO*10-P2O5*10 (Mullen, 1983) در محدوده CAB جای دارند (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). همان‌گونه که در این نمودارها نیز دیده می‌شود، همگام با روند کاهش Ti در نمونه‌ها اندازه Zr افزایش می‌یابد. نمونه‌های بازیک کرتاسه پایین در نمودار دوتایی Zr/Y - Zr (Pearce and Norry, 1979) در قلمرو WPT جای دارد (شکل ۱۵).

۵- بررسی مراحل کوناگون کوهزایی

در شمال مری، ژوراسیک میانی در چهره سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی است که به نظر می‌رسد در نتیجه تأثیر نیروی کششی پس از فاز فشارشی سیمین میانی بر منطقه باشد (Kohansal et al., 2008). زیرا در شمال خاور درونه ناپیوستگی بین ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (معادل با سازند شمشک) با کنگلومرای پایه کرتاسه (نئوکومین در ناحیه درونه) می‌تواند مربوط به فاز کوهزایی سیمین میانی و تأثیر فرسایشی پس از چین خوردگی و ناپیوستگی بین کنگلومرای پایه کرتاسه با سازند شمشک در منطقه درونه - کاشمر باشد (Eftekhari-Nezhad et al., 1976).

با این وجود، در شمال- شمال خاور درونه و در کوه شاداب واحدهای ماسه‌سنگی و کنگلومرای پایه کرتاسه با دیرینه نئوکومین (به باور Vahdati - Danesmand and Nadim (1999) در منطقه دارین واقع در شمال - شمال باختر درونه این ردیف دیرینه هوتریوین - بارمین پیشین دارند) با سنگ‌های ژوراسیک بالا ارتباطی گسلی دارند (Ghaemi and Moussavi-Harami, 2007)، به احتمال گسل خوردگی در مرز بین سازندهای ژوراسیک و کرتاسه به تشکیل آنها در این فاز کوهزایی و به احتمال جنبش دوباره آنها در فازهای بعدی مربوط می‌شود.

در شمال باختر ناحیه خارتوران، منطقه دره‌دابی، (Ghasemi & Hajihosaini (2005) افقی از کنگلومرا در زیر سنگ‌های ژوراسیک میانی گزارش کرده‌اند که با دگرشیبی بر روی واحدهای کهن تر جای گرفته است. از طرفی، به گزارش Navai et al. (1987) در همین ناحیه ژوراسیک میانی دارای متاندزیت، متابازالت و متاکنگلومرا است که به نظر می‌رسد اثرات ماگمازایی، دگرگونی و ناپیوستگی مربوط به فاز سیمین میانی بر این نواحی باشد. با این حال، سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک میانی در منطقه مری کمی تفریق یافته‌تر هستند. از آنجا که رخساره‌های رسوبی ژوراسیک میانی و کرتاسه پایین در این نواحی هیچ‌گونه پیوستگی رسوبگذاری نشان نمی‌دهند، به نظر می‌رسد سیمین پسین به عنوان یک فاز خشکی زایی (Aghanabati, 2005) در این ناحیه مؤثر بوده است. با این حال، اثرات این فاز خشکی‌زا در ناحیه خارتوران محدود است به گونه‌ای که در شمال باختر آن (منطقه دره‌دابی) بین سنگ‌های ژوراسیک بالایی و کرتاسه پایینی پیوستگی رسوبگذاری گزارش شده است.

از آن‌جا که آشکوب‌های بریازین و والائزین در منطقه دارین دیده نمی‌شود، و از طرفی در منطقه مری آپسین پس از دو گر دیده شده است، بنابراین به نظر می‌رسد که دست کم سازوکار فاز کوهزایی سیمین پسین در نئوکومین این مناطق و پیش از بارمین موجب حذف و یا نبود رسوبگذاری این آشکوب‌ها شده است. این موضوع

به سمت افزایش سازگاری همراه است. مقایسه فراوانی خاک‌های کمیاب سبک و سنگین نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که عناصر سبک تا بیش از صد برابر گوشته اولیه غنی‌شدگی دارند ولی اندازه این غنی‌شدگی در انواع سنگین به حدی کم است که شیب منفی به نمودار داده است. به طور کلی عناصر کمیاب خاکی سبک طی ذوب گوشته به صورت ناسازگار عمل می‌کند و در ماگماهای ناشی از گوشته تهی شده‌اند. ولی در موقعیت میان صفحه‌ای به شدت نسبت به عناصر سازگارتر غنی می‌شوند. بنابراین در پوسته قاره‌ای بالایی به شدت غنی شده‌اند ولی در پوسته قاره‌ای ژرف به موجب ماهیت مافیک‌تر و افت انتخابی برخی از عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) با شعاع یونی بزرگ، طی دگرگونی درجه‌های بالاتر، غلظت کمتری می‌یابند. در مجموع خاک‌های کمیاب سبک نسبت به خاک‌های کمیاب سنگین، غنی‌شدگی نشان می‌دهند که حاصل یکی از عوامل زیر است: ۱- ذوب بخشی کم مواد گوشته‌ای، ۲- ذوب محدود گوشته غنی شده و ۳- محصول فرایند نهایی تبلور بخشی. با این شرایط چنین انتظار می‌رود که سنگ‌های بازیک از عناصر سنگین و سنگ‌های اسیدی از عناصر سبک غنی‌شدگی نشان داده، و سنگ‌های حدواسط حالتی بینابین (بر اساس نمودارهای هارکر) داشته باشند. با این حال در برخی از سنگ‌های میانه و اسیدی منطقه غنی‌شدگی بیشتری از این عناصر دیده می‌شود، برای مثال غنی‌شدگی از عناصر Tb, La و Ce که مربوط به فراوانی کانی‌های آپاتیت و اسفن در این سنگ‌ها است. در مقابل، در سنگ‌های بازیک فراوانی برخی عناصر کمیاب مانند Sm, Ce, Nd, La کمتر و یا در برخی موارد غنی‌شدگی عناصری چون Tb, Th, Y, Ta, Zr و Eu همسان با نمونه‌های میانه و اسیدی است، که مربوط به آغشتگی آنها با پوسته قاره‌ای بالایی است. از این مختصر چنین بر می‌آید که از یک سو سنگ‌های میانه و اسیدی به اندازه فراوان و سنگ‌های بازیک تا حدود ناچیزی از عناصر کمیاب پوسته قاره‌ای بالایی بهره برده‌اند، و از سوی دیگر برخلاف انتظار غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین در سنگ‌های بازیک ناچیز است، که شاید نشانگر تهی‌شدگی منشأ آنها باشد. از آنجا که پیش از این بررسی‌های ژئوشیمیایی (Kohansal et al., 2006) انجام شده بر روی بازالت‌های کرتاسه پایین نشانگر فرایند تفریق و غنی‌شدگی آنها از عناصر کمیاب سبک است آلودگی آنها با پوسته قاره‌ای بالایی قطعی است. از طرفی بیشتر بازالت‌های کرتاسه بالایی در چهره دایک هستند و زمان زیادی جهت آرایش با پوسته رانداشته‌اند، بنابراین ضمن تأیید ماهیت گوشته تهی شده برای منشأ این بازالت‌ها از عناصر کمیاب سنگین، به نظر می‌رسد در تشکیل سنگ‌های میانه و اسیدی منطقه افزون بر فرایند تفریق یک ماگمای بازالتی تهی شده، آرایش و آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای بالایی نیز از درجه اهمیت بالایی برخوردار بوده است. با این حال مقادیر بالای Rb و Th نسبت به Ta و Nb نشانگر ویژگی پوسته‌ای آنها است، با این وجود افت شدید اندازه باریم در یکی از نمونه‌ها به دگرسانی پلاژیو کلازاها مربوط است. بی‌هنجاری منفی Nb نسبت به Th و Ce برای سنگ‌های میانه و اسیدی منطقه وجود دارد. از نظر سنگ‌شناسی بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های ماگماهای کمان آتشفشانی است و بر اثر تفریق Nb نسبت به Th و Ce در آمفیبول، تیتانیت و روتیل در حین آنگیری و یا ذوب بخشی صفحه فرورانده ایجاد می‌شود (Pearce and Peate, 1995; Pearce, 1996). ارتباط سنگ‌شناختی بین سنگ‌های بازیک، میانه و اسیدی منطقه با بی‌هنجاری منفی Ti توجیه می‌شود. رفتار منفی Ti به تحرک پذیری آن (در چهره کانی‌های تیتانیم‌دار) مربوط است که همگام با روند غنی‌شدگی Zr در ماگما تهی‌شدگی آن از Ti فراهم می‌شود (Pearce, 1996) در (Shojaat, 2003). در مجموع، شیب منفی از LFS به سوی HFS نشانگر ذوب بخشی کم در محصولات نهایی تبلور بخشی ماگمای گوشته‌ای تهی شده و آلودگی ماگمای اولیه با پوسته است که به افزایش باریم همراه با پتاسیم و روییدیم منجر شده است. به عبارت دیگر، این شیب منفی ناشی از پدیده‌هایی همچون ذوب بخشی کم مواد گوشته‌ای تهی

ناشی از حرکات خشکی‌زای فاز سیمین پسن است که پیش از بارمین آشکوب‌هایی از کرتاسه پایین را حذف کرده است (Aghanabati, 2005).

به باور (Kolivand, 2001) در اوایل کرتاسه و حتی پیش از آن حوضه رسوبی منطقه خارتوران در حال کشش و دربردارنده ساختارهای فراپوم (Horst) و فروپوم (Graben) متعددی بوده است. با سازوکار این ساختارها حوضه‌هایی با ژرفاهای متفاوت ایجاد شده است، به گونه‌ای که در بخش‌های ژرف تر رسوبات سنگ‌آهکی-شیلی و توریدیت‌ها، و در نواحی کم ژرف‌تر نهشته‌های سنگ‌آهکی اربیتولین دار تشکیل شده‌اند. این موضوع با نتایج مغناطیس‌دیرین ارائه شده توسط (Soffel and Shmit, 1983) هماهنگی دارد چرا که ایشان نیز در همین زمان به یک فاز کششی در ایران مرکزی اعتقاد دارند. بررسی‌های چینه‌شناسی در منطقه مری بر روی رخساره‌های سنگی مابین آشکوب‌های آپسین-آلبین و سنومانین-سانتوین نشانگر ناآرامی‌های زمین‌ساختی در این زمان است که با فاز کوهزایی اتریشین جلوه‌گر شده است. پیدایش گدازه‌های بازالتی قلیایی همراه با دایک‌های بازالتی در بین سنگ‌آهک‌های آپسین-آلبین نشانگر جنبش‌های زود هنگام این فاز در منطقه خارتوران است.

در منطقه دارین نیز گدازه‌های آندزیتی و کراتوفیر-اسپیلیتی در بین سنگ‌های کرتاسه پایین گزارش شده است که نسبت به سنگ‌های مری کمی تفریق یافته‌تر هستند. بررسی‌های زمین‌ساختی در منطقه خارتوران نشان می‌دهد که در اواخر کرتاسه؟ بر اثر همگرایی و مهاجرت رو به شمال خرد قاره ایران مرکزی، حوضه شروع به بسته شدن نموده است که باعث چین‌خوردگی واحدهای کرتاسه در روند شمال خاور-جنوب باختر شده است. این فاز فشارشی در جهت شمال باختر-جنوب خاور اعمال شده و تنها در سنگ‌های زیر سطح ناپیوستگی پالئوسن مؤثر بوده است که مطالعات (Lineberg et al., 1983) نیز آن را نشان می‌دهد. با توجه به روند مشخص شمال خاور-جنوب باختر کنگلومرای پالئوسن و فاصله‌های منظم آن به احتمال تشکیل آن به شکل حوضه‌های پشت خوک (Piggy back Basin) در یک حوضه انقباضی (Contractional Basin) بوده است (Kolivand, 2001). بر این اساس در منطقه مری تریق دایک‌های دیابازی باروند شمال باختر-جنوب خاور در سنگ‌های کرتاسه پایین ناشی از تأثیر همین فاز است. در منطقه مری پیامد فاز کوهزایی اتریشین در سنومانین-سانتوین منجر به گسترش حوضه رسوبی این زمان شده که رسوبگذاری مقادیر متناهی مارن دریایی پیامد آن است. به دنبال آن در کامپانین این حوضه قاره‌ای به کافتی اقیانوسی تبدیل شده است. با این حال در منطقه مری و دارین دیرینه سنگ‌آهک‌های پلاژیک همراه با سنگ‌های آتشفشانی کامپانین پسن-ماستریشین پیشین است که گسترش حوضه کافتی در این منطقه به اوج خود رسیده است، ولی در منطقه مری و دارین اثری از رخنمون بخش‌های نفوذی و خروجی توالی افیولیتی دیده نمی‌شود و تنها بخش‌های موسوم به سوپرا افیولیتی (مجموعه‌های سنگی علیک و سلیمانیه) آشکار شده‌اند. با این وجود در جنوب باختر کال سبز (جنوب کوه قوچو) واقع در جنوب خاور مری در پهنه‌های گسلی و در بین سنگ‌های ائوسن وجود رخنمون‌های کوچکی از سرپانتینیت و از سوی دیگر یافت شدن بیگانه‌سنگ‌های دونیتی در برخی از برونزدهای سنگ‌های نفوذی منطقه مری نشانگر وجود پی سنگ افیولیتی در زیر نهشته‌های ائوسن در این منطقه است. از سوی دیگر در نواحی شمالی بین درونه تا کاشمر (جنوب خاور منطقه مری) انبوهی از سنگ‌های بخش‌های گوناگون پیکره افیولیتی دیده می‌شود (Ghaemi and Moussavi-Harami, 2007) که در بین گسل‌های فشاری، در هم فرورفته و محصور شده است. مطالعه دیرینه‌شناختی بر روی سنگ‌آهک‌های پلاژیک بخش‌های بالایی این مجموعه نیز نشانگر کامپانین-ماستریشین برای آنها است. بررسی‌های زمین‌ساختی منطقه مری در پالئوسن و ائوسن، در این نوشتار مورد نظر نیست اما به دنبال فاز فشارشی لارامید تأثیرات آن در برخی از بخش‌های بالایی پالئوسن و سپس تمام ائوسن به گونه‌ای کششی ادامه داشته که با ایجاد یا جنبش دوباره گسل‌ها

همراه بوده است (Aghanabati, 2005)، نشانگر اثر فاز فشارشی دیگری در این زمان و با روند شمال باختر-جنوب خاور است که موجب بسته شدن حوضه رسوبی با همان روند پیشین شده است. سازندهای مورد بررسی در این زمان‌ها با همان روند سنگ‌های کرتاسه چین‌خورده و در مواردی سنگ‌چینه‌های کرتاسه بر روی پالئوسن رانده شده‌اند. کوتاه‌شدگی مربوط به این فاز به وسیله چین‌خوردگی و گسلس جبران شده است که مطالعات (Lineberg et al., 1983) نیز آن را نشان می‌دهد (Kolivand, 2001). بسته و محصور شدن حوضه آتشفشانی-رسوبی کرتاسه بالایی در منطقه مری با گسل‌های فشاری از جنبش زود هنگام فاز کوهزایی لارامید پس از ماستریشتین خبر می‌دهد به گونه‌ای که سنگ‌های کرتاسه بالا بر روی کنگلومرای پیش‌رونده پالئوسن پایین جای گرفته‌اند. با این حال شواهدی از منطقه دارین در دست است که از حیات حوضه رسوبی کرتاسه بالا تا پالئوسن بالا و ائوسن خبر می‌دهد. از آن شمار بررسی رخساره‌های رسوبی کرتاسه بالا-پالئوسن پایین و پالئوسن پایین-ائوسن پایین تا میانی (در منطقه دارین) نشانگر آن است که حوضه رسوبی کرتاسه بالا در فاز لارامید به کلی بسته نشده و با وجود تأثیر این فاز بخش‌هایی از حوضه به حیات رسوبی خود تا پالئوسن و ائوسن ادامه داده است. همچنین در این منطقه پیدایش افق‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی در بین سنگ‌های رسوبی پالئوسن نشانگر اثرات کششی فاز لارامید در زمان پالئوسن و پس از آن تا تشکیل حوضه رسوبی ائوسن است.

۶- نتیجه‌گیری

منطقه مری-اسبکشان بخشی از زیر پهنه درونه-کاشمر است و نشانگر بالاترین بخش از آمیزه‌های رنگین این پهنه در ناحیه حفاظت شده خارتوران است. رخساره‌های سنگ‌چینه‌های ژوراسیک میانی، کرتاسه پایین و بالایی پالئوسن در این ناحیه گسترش دارند. سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک میانی با دیرینه دوگر، از گدازه‌های اسیدی با ترکیب ریولیتی-ریوداسیتی، کرتاسه پایین با دیرینه آپسین-آلبین، از گدازه‌های بازیک با ترکیب بازالتی و کرتاسه بالایی با دیرینه کامپانین-ماستریشین، از گدازه‌ها و دایک‌های اسیدی با ترکیب ریوداسیتی-داستی، گدازه‌ها و دایک‌های میانه با ترکیب تراکی آندزیتی، و دایک‌های بازیک با ترکیب بازالتی تشکیل شده است. ناحیه مری فاقد بخش‌های نفوذی مربوط به یک پیکره افیولیتی بالغ است و در بخش‌های خروجی نیز تنها می‌توان سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی نواحی بالای این پیکره را دید. مقایسه سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی کرتاسه بالایی با سنگ‌هایی مربوط به این زمان که پیش از این در این منطقه بررسی شده‌اند بیانگر همسانی نزدیک آنها با مجموعه‌های علیک و سلیمانیه است.

سری ماگمایی سنگ‌های ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی از نوع کلسیمی-قلیایی و سری ماگمایی سنگ‌های کرتاسه پایین از نوع قلیایی است. با اینکه تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب نسبت به سیلیس در نمودارهای هارکر نشانگر فرایند تفریق ماگمایی هستند، با این وجود نمی‌توان اثر کارساز آغشتگی ماگمایی را با پوسته قاره‌ای بالایی از نظر دور داشت. مقایسه نمونه‌های منطقه مورد بررسی با گوشته اولیه بهنجار شده، در نمودارهای عنکبوتی نشانگر غنی‌شدگی عناصر کمیاب سبک این نمونه‌ها است. با این حال سیر غنی‌شدگی در نمونه‌های بازیک به مراتب کمتر از نمونه‌های میانه و اسیدی است. از طرفی اندازه غنی‌شدگی عناصر کمیاب سنگین در نمونه‌های بازیک نیز افزایش چندانی از این عناصر را نشان نمی‌دهد که شاید مربوط به تهی‌شدگی گوشته از این عناصر باشد. بنابراین به نظر می‌رسد در فرایند تحول ماگماهای بازیک به انواع میانه و اسیدی با وجود نقش انکارناپذیر تفریق بایستی از آلاینش کارساز ماگمای سازنده سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای بالایی اشاره کرد.

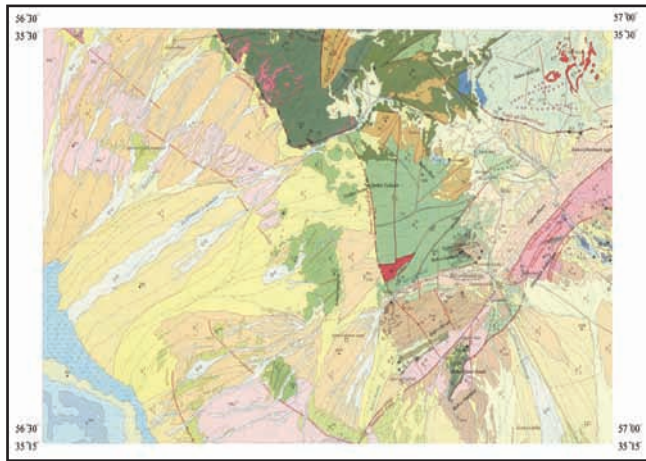
پلاژیوک کامپاین - ماستریشتین پوشیده شده‌اند. وجود انبوهی از سنگ‌های آتشفشانی با جایگاه کمان آتشفشانی و همزمان با برخوردی در کنار سنگ آهک‌ها نمایانگر بالاترین بخش از توالی افیولیتی زیر پهنه درونه- کاشمر است که در ناحیه مری دیده می‌شود. با ادامه جنبش‌های لارامید به گونه کامل حوضه رسوبی- آتشفشانی کامپاین- ماستریشتین بسته شده و این سنگ‌ها بر سنگ‌های پالئوسن رانده شده‌اند که پیامد آن تشکیل سنگ‌های آمیزه رنگین این ناحیه از زیر پهنه درونه- کاشمر است.

سپاسگزاری

در ابتدا بر خود لازم می‌دانیم که از تمام پیشکسوتان و پژوهشگران علم زمین‌شناسی که در راه شناخت هر چه بیشتر ایران بزرگ رنج فراوان کشیده‌اند، و زمین‌شناسی فکر کردن را به ما آموختند سپاسگزاری نمایم. پس از آن بایستی از اندیشه‌های بلند آقای دکتر محمدرضا قاسمی به نیکی یاد کرد که بستر لازم برای ارائه چنین یافته‌هایی را فراهم کردند.

بررسی نمودارهای دوتایی و سه تایی عناصر کمیاب خاکی نشانگر جایگاه زمین‌ساختی همزمان با برخورد و کمان آتشفشانی برای سنگ‌های ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی است. همچنین در این نمودارها سنگ‌های بازیک کرتاسه پایین جایگاه درون صفحه‌ای از خود نشان می‌دهند.

بررسی‌های سنگ‌چینه‌ای، آتشفشانی و زمین‌ساختی در ژوراسیک میانی بیانگر وجود فاز کششی به دنبال جنبش‌های زمین‌ساختی فاز سیمین میانی است. حوضه مورد نظر بر اثر جنبش‌های فاز سیمین پستین بسته شده و سنگ‌های اسیدی ژوراسیک میانی با جایگاه کمان آتشفشانی و همزمان با برخوردی تشکیل شده‌اند. همین بررسی‌ها نشان می‌دهد که در کرتاسه پایین بر اثر جنبش‌های فاز اتریشین حوضه حیاتی دوباره یافته و سنگ‌های بازی این گامه با ویژگی درون صفحه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. حوضه یاد شده در اواخر کرتاسه (پیش از کامپاین) بر اثر جنبش‌های زود هنگام فاز لارامید بسته شده و سنگ‌های رسوبی مربوط به محیط قاره‌ای این زمان با سنگ آهک‌های



شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه.

شکل ۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری و منطقه مورد بررسی.

جدول ۱- نتایج تجزیه XRF.

System	Type	Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	Fe2O3T	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr	Ce	Sc	Ta	Co	Eu	Tb
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.290	67.8	0.7	12	2.4	4.8	7.6	0.1	1.7	2.7	3.9	3.8	0.2	59	62	20	1	13	2	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.113	66.6	2.0	10	3.7	0.8	4.3	0.1	2.1	20.8	3.7	0.6	0.3	201	8	29	0.1	49	1	0.1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.330	46.8	2.6	14	4.7	11.1	17.1	0.2	8.0	8.1	2.9	0.6	0.3	167	10	46	0.1	54	2	2
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.101	46.8	0.7	16	2.5	10.4	14.1	0.2	8.8	7.9	3.7	0.6	0.3	130	2	31	0.1	42	2	1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.231	50.2	0.6	16	2.4	10.4	14.0	0.2	8.7	8.3	3.4	2.1	0.2	5	6	24	0.1	42	1	1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.106	63.9	0.5	17	2.2	8.9	12.1	0.2	5.8	4.9	6.6	0.6	0.3	10	1	23	0.1	28	2	1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.15	66.6	0.6	13	2.5	5.5	8.6	0.2	2.0	2.1	4.9	0.3	0.2	61	31	24	7	12	4	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.295	61.0	0.6	15	2.4	4.6	7.3	0.1	4.2	4.7	4.1	3.5	0.2	37	3	26	0	16	0.1	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.380	56.1	0.7	16	2.4	3.1	5.9	0.1	2.8	10.2	3.2	3.1	0.2	66	3	22	7	16	1	0.1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.287	66.0	0.3	16	2.1	7.4	10.3	0.1	6.6	7.2	3.3	0.6	0.3	75	0.1	31	6	28	1	0.1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.385	66.4	0.4	15	2.1	3.9	6.4	0.2	1.6	1.6	6.8	0.3	0.2	32	0.1	22	1	10	2	0.1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.344	66.6	0.6	13	2.5	5.1	8.2	0.1	2.1	2.6	4.5	0.7	0.2	59	34	16	1	12	6	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.384	74.9	0.1	13	1.7	1.5	3.3	0.1	1.5	1.2	5.8	0.6	0.0	41	0.1	23	4	5	1	0.1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.10	69.3	0.8	13	2.5	4.2	7.1	0.2	0.8	5.4	3.2	0.8	0.2	29	66	19	4	9	2	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.228	75.8	0.5	12	2.1	1.7	4.1	0.1	0.6	1.0	4.3	1.8	0.1	95	14	13	1	4	0.1	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.298	65.1	0.4	16	2.0	3.0	5.4	0.1	2.1	4.8	3.8	2.7	0.2	51	72	23	1	8	5	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.290	294	66	137	14	71	4	8	31	18	83	31	4	73	10	1	39	822	1417	0.1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.113	0	9	485	34	202	0	4	0	13	119	66	116	0	3	7	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.330	0	21	1569	44	277	0	2	0	25	127	88	78	0	4	4	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.101	0	11	3750	21	362	0	5	0	16	81	130	58	0	3	1	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.231	0	39	594	24	97	0	5	0	20	77	83	9	0	3	1	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.106	0	8	496	21	95	0	5	0	20	107	40	3	0	3	2	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.15	0.1	43	79	15	74	0.1	4	0.1	18	81	13	4	46	10	1	38	34	15	48
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.295	502	70	455	29	0	5	3	0	20	81	54	18	158	4	3	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.380	0	78	382	38	164	0	10	0	21	378	120	26	0	3	5	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.287	0	8	960	21	142	0	0.1	0	18	78	69	39	0	3	2	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.385	0	5	460	40	132	0	5	0	15	83	20	2	0	3	5	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.344	48	46	88	42	84	1	8	8.1	16	70	35	7	60	3	1	19	112	4	21
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.10	0	6	90	33	70	0	4	0	14	46	15	0.1	0	3	4	0	0	0	0
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.10	107	71	400	16	106	1	8	0.1	16	91	13	2	38	6	1	14	87	3	0.1
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.228	442	60	120	15	62	0.1	3	18	17	57	22	11	38	7	2	0.1	98	5	290
گدازه اسپیدی	گدازه اسپیدی	83.M.298	488	95	732	6	144	5	5	84	19	51	16	12	52	5	2	0.1	880	1868	87



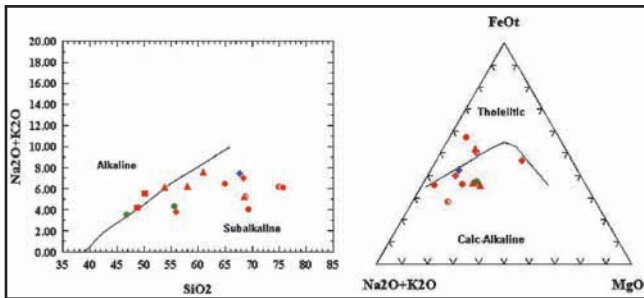
شکل ۳- نمایی از سنگ های آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک میانی، دید به سوی باختر- شمال باختر.



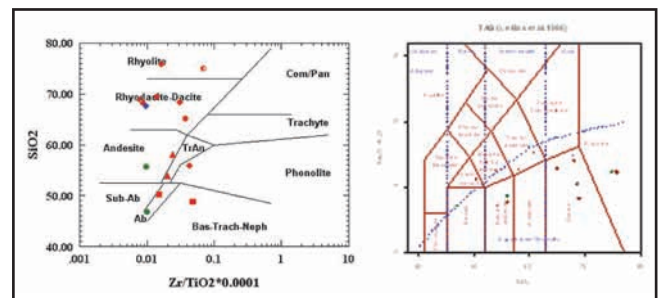
شکل ۵- نمایی از سنگ های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالا، دید به سوی شمال- شمال باختر.



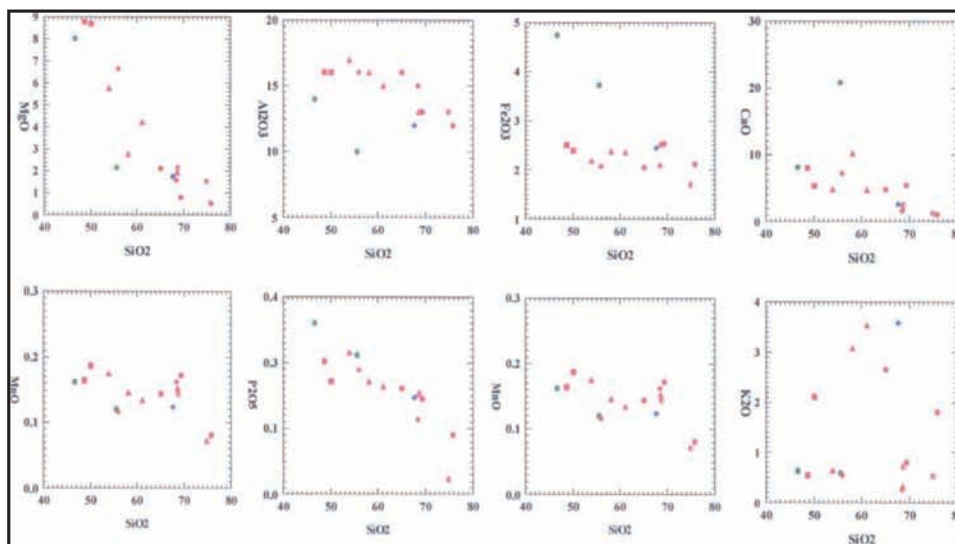
شکل ۴- نمایی از سنگ های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پایین، دید به سوی شمال- شمال باختر.



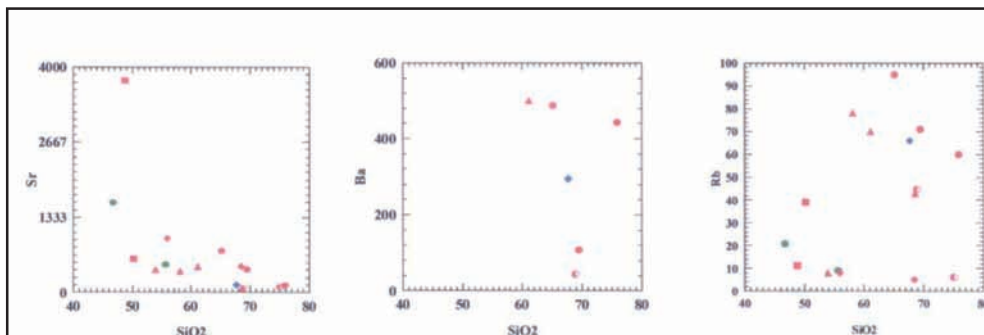
شکل ۷- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگ های منطقه بر اساس مجموع قلیایی ها به سیلیس (Irvine & Baragare, 1971).



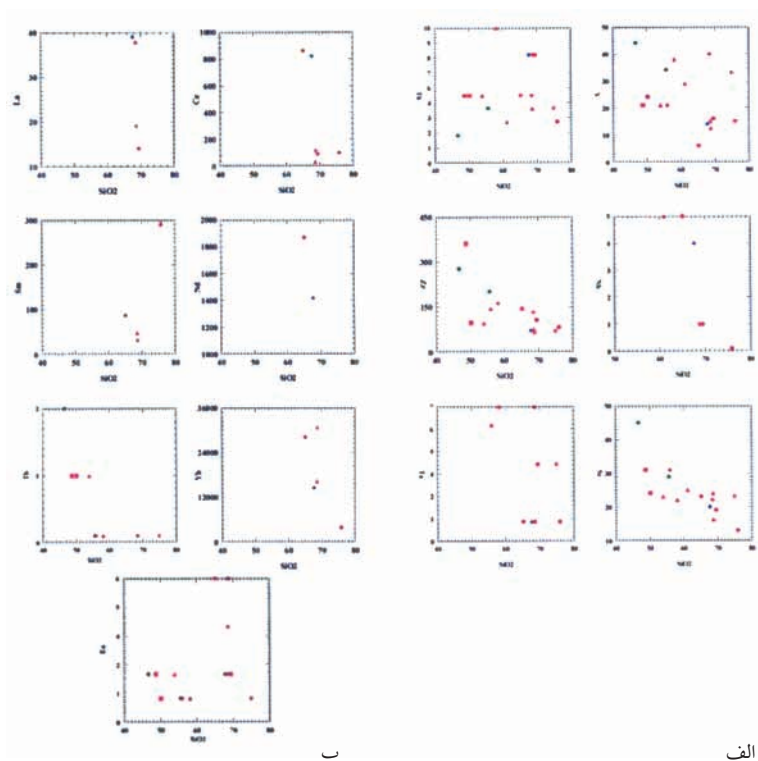
شکل ۶- نمودارهای رده بندی ژئوشیمیایی سنگ ها: الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر $Zr/TiO_2*0.0001$ در برابر SiO_2 (Le Bas et al., 1986) و ب) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Winchester and Floyd, 1977).



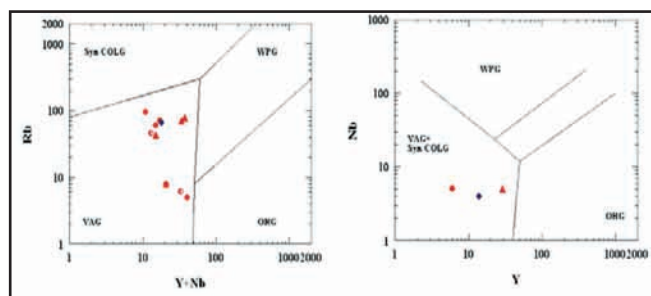
شکل ۸- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 .



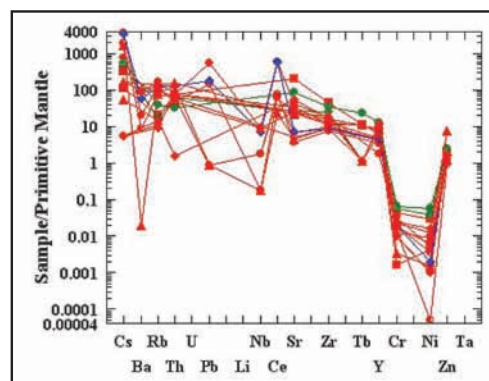
شکل ۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب LFS در برابر SiO_2 .



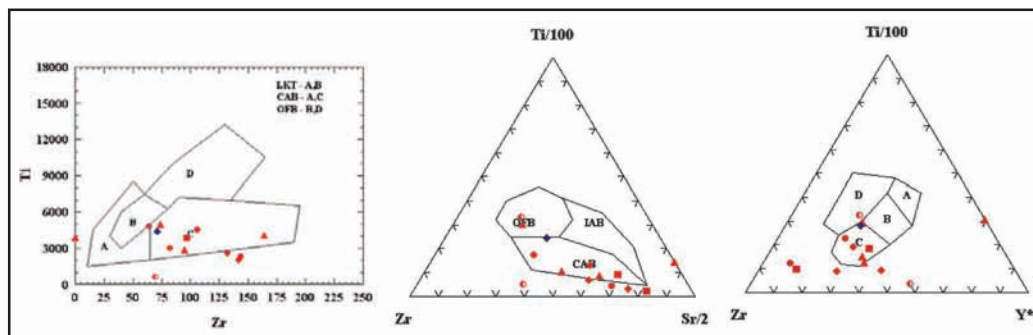
شکل ۱۰- الف) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب HFS در برابر SiO_2 و ب) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب REE در برابر SiO_2 .



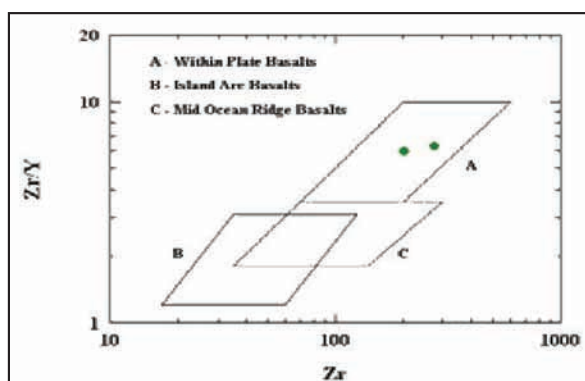
شکل ۱۲ - نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی برای سنگ‌های ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی (Pearce et al., 1984).



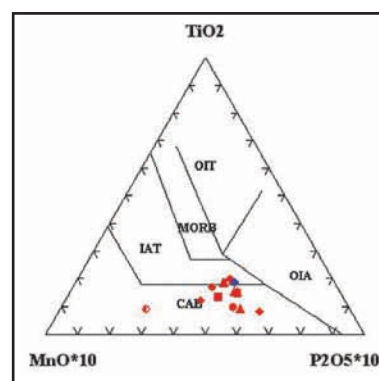
شکل ۱۱- نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های منطقه مورد بررسی که با گوشه اولیه بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۳ - نمودارهای برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی (Pearce and Cann, 1973).



شکل ۱۵ - نمودار تعیین جایگاه زمین‌ساختی برای سنگ‌های کرتاسه پایین (Pearce and Norry, 1979).



شکل ۱۴ - نمودار تعیین جایگاه زمین‌ساختی برای سنگ‌های ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی (Mullen, 1983).

References

- Adhami, F., 1998-The study of Petrography ,geochemistry and petrology of Baghjer (Sabzevar) area.Msc, thesis,college of Scinces, University of Training Teacher.p.126.
- Aghanabati, A., 2005- Geology of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, p.619.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological society of America Bulletin, 103, p. 983-992.
- Alavi-Tehrani, N., 1979- Ophiolitic rocks in Iran,results and problems, Geological Survey of Iran,
- Alavi-Tehrani, N., 1980- The distribution of ophiolites in Iran and theirs significance,ophioliti, special issue,2,Roced. p., 315-336.
- Allahmadadi, Sh., Keshani, F., Mohtat, T. & Partouazar, H., 2005- Paleontology reports 1:100,000 scale geological map of Iran, Marri sheet, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Baroz, F., Macaudière, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. & Rocci, G., 1983- Ophiolites and related formations in the Central part of the sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions, Report n:51, Geological Survey of Iran.
- Eftekhar-Nezhad, J., Aghanabati, A., Baroyant, V. & Hamzhepour, B., 1976 - 1:250,000 scale geological quadrangle map of Iran, Kashmar, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ghaemi, F. & Moussavi-Harami, R., 2007- 1:100,000 scale geological map of Iran, Doruneh sheet, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A. & Wallace, K., 1997- Geochemistry, petrology and geology of the Sabzevar ophiolite, northeastern Iran: implication on Tethyan tectonics. Geological Society of America, Abstracts and Programs, 29: A-229.
- Ghaffari-Nike, B., 2001- The study of deformation lower Cretaceous Calcareous – shale unit in Ahmad- Abad area , Msc Thesis, Research Institue, Geological Survey of Iran,p.135.
- Ghasemi, A. & Hajihosaini, A., 2005- 1:100,000 scale geological map of Iran, Dareh Daii sheet, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Hafez, A., 1994- Ophiolites and Melanges of Iran, Petrology Msc thesis, university of Tehran.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. B., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; Canadian J. Earth Sci.; V. 8, P. 523-548.
- Kohansal, R., Ghahraie - Pour, M. & Zolfaghari, S., 2006- Study of Petrology and geochemisry,EarlyCretaceous volcanic facies in Marri area,. Proceedings of the 24th. Symposium on Geoscience, GSI.p.223.
- Kohansal, R., 2008- 1:100,000 scale geological map of Iran, Marri sheet, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

- Kolivand, H., 2001- Kinematic analysis east half of 1:250000 Khartouran Geological sheet, Msc Thesis, Research Institutue Geological Survey of Iran,p.121.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27,745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le bas, M. J., Sabaine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolly, A. R. & Zanettin, B., 1989- A classification of igneous rocks and glossary of term, Blackwell, Oxford, p.195.
- Lench, G., Mihm, A. & Alavi-Tehrani, N., 1977- Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzvar/Khorasan (Iran) .*Neues Jahrbuch fur Geology un Palaontologie Monatshefte* 131, p.156-178.
- Middlemost, E. A. K., 1975- The basalt clan.*Earth, sci.Rev.*, 11,p.337-364.
- Moine-Vaziri, H., 2004- some turning points on tectonomagmatic history of Iran.
- Mullen, E. D., 1983- MnO/Tio2/P2O5: a miner element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and implications for petrogenesis.*Earth Plant .Sci.Lett.*, 62,53-62.
- Navai, I., Salehi-Rad, M. R. & Majidi, B., 1987- 1:250,000 scale geological quadrangle map of Iran, Khartouran, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Noghrean, M. K., 1982- Evolution geochemi que , mine ralogique et structural dun edifice ophiolitique singguliere , Le massif de Sabzevar (partie central ,(NE de I , IRAN . Thesis Univ .Nacy, France, p.239.
- Pearce, J. A., 1996- A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.) trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes*, v. 12, p.79-113.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of composition of volcanic arc magmas.*Annual Review of Earth Planetary Science*, 23, p.251-285.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindel, A. G., 1984- Trace element discriminant diagrams for tectonic interpretation granitic rocks.*J.Petrol.*, 25,956-983.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks, *Contribution to Mineralogy and petrology*, 69: 33-47.
- Ricou, L. E., 1974- L' etude geologique de la region de neyriz (zagros Iranian et l'evolution structural, des zagrides.These Univ.Paris-sud Cent.Orsay.p.321.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical,p. 352.
- Sadredini, E., 1974- Geologie und Petrographie im Mittelteil des Ophiolith zuges nordlich Sabzevar Khorassan (Iran). Dissertation, Univ. Saarbrucken, pp, 120.
- Salamati, R. & Shafeii, A. R., 2000- 1:100,000 scale geological map of Iran, Ahmad-Abad sheet, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Shirzadi, A. R., 1999- Petrology and geochemistry ophiolite and post ophiolite rocks of north Sabzevar, north of Forumad village, Msc Thesis,Colege of Sciences, Islamic Azad University ,North Tehran branch,p-130.
- Sengor, A. M. C., 1990- A new model for the late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman.In: Robertson,A. H. F., Seavle, M. P., Ries, A. C.(Eds.),*The Geology and Tectonics of the Oman Re9,on,Geological Society of London special Publication No.49,pp.797-831.*
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52, p.1229-1258.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasherb, K., & Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. vol 21, Issue 9, p. 1053-1067.
- Shojaat, B., 1999- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran, Department of Geology, Azad University, Tehran, Iran.
- Spies, O., Lensch, G., Mihm, A., 1983-Geochemistry of the post – ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Ghuchan (NE Iran), Geodynamic project IN Iran,Report n:51, Geological Survey of Iran.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(5334), pp.147-150.
- Vahdati-Daneshmand, F. & Nadim, H., 1999- 1:100,000 scale geological map of Iran, Darin sheet, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Vaziri-Tabar, F., 1976- Geologie und Petrographie der Ophiolithe und ihrer vulkanose dimentaren Folge produkte im Ostteil des Bergzuges nordlich SabzevarKhorassan (Iran). Dissertation, Univ. Saarbrucken, pp .152.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements; *Chem. Geol.*, V. 20, P. 325-343.