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

رضا کهنسال ا\* ، صدیقه فوالفقاری او مهرداد قهرایی پور ا اسازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران. تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۴/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۴/۳۰

#### چکیدہ

این منطقه بخش کوچکی از ناحیه ساختاری سبزوار است که در بین استانهای سمنان و خراسان رضوی جای دارد. در این ناحیه سن کهنترین سنگنهای 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 سنگاهکهای کرتاسه پایین بوده است. از طرفی، حجم بسیار زیادی از گدازهها و دایکهای اسیدی با ترکیب ریوداسیتی – داسیتی، گدازهها و دایکهای میانه با ترکیب تراکی آندزیتی، 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 هار کر بیانگر تأثیر فرایند آلایش ماگمایی در کنار تفریق ماگمای بازیک از گوشتهای تهی شده است، که توسط نمودارهای عنکبوتی تأیید می شود. جایگاه زمین ساختی سنگهای آتشفشانی ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی بیانگر سنگهای آنهی کان آنشفشانی و همزمان با برخوردی است که به ترتیب بر اثر سازو کار جنبشهای زمین ساختی سیمرین میانی و کرتاسه بالایی بیانگر سنگهای آتشفشانی و من مانه تشکیل سنگهای آتشفشانی بازیک کرتاسه پایین با جایگاه درون صفحه قارهای منجر شده است. با این حال پیامد فاز کوهزایی اتریشین در منطقه مری به کرتاسه و آغاز سنوزوییک جنبش کوهزایی لارامید در چهره یک فاز فشارشی سبب بسته شدن حوضه رسوبی مور دهنی بخشهای این پیره می این بی بر فرف کرتاسه و آغاز سنوزوییک جنبش کوهزایی لارامید در چهره یک فاز فشارشی سبب بسته شدن حوضه رسوبی مور دهی نیود دردایی این پیره، و از طرف دیگر کرتاسه و آغاز سنوزوییک جنبش کوهزایی لارامید در چهره یک فاز فشارشی سبب بسته شدن حوضه رسوبی مودر های تشنان شده است. در گامههای یانی حضور گسلهای فشاری و راستالغز با سازو کارهای مهم و همسان با گسل درونه نشانگر زمیندرزهای کهن و بسته شدن زود هنگام این بخش از ناوه درونه – کاشر و حضور گسل های فشاری و راستالغز با سازو کارهای مهم و همسان با گسل درونه نشانگر زمیندرزهای کهن و بسته شدن زود هنگام این بخش از ناوه درونه – کاشمر و حضور گسل های فشاری و راستالغز با سازو کارهای مهم و موسان با گسل درونه نشانگر زمیندرزهای کهن و بسته شدن زود ه

> **کلیدواژ دها:** سبزوار، ناوه درونه – کاشمر، آلودگی ماگمایی، سیمرین میانی، اتریشین، لارامید، آمیزه رنگین \***نویسنده مسئول:** رضا کهنسال

E- mail: Kohansal\_reza@yahoo.com

#### 1- مقدمه

مهم ترین محور ارتباطی منطقه، جاده آسفالته بیار جمند – زمان آباد – بردسکن است. افزون بر این، از محور یاد شده راههای فرعی دیگری (خاکی) منشعب می شوند که امکان دستیابی به رخنمونها و گسترههای زمین شناسی را ممکن می سازند. از آن شمار باید به راههای فرعی گرماب پایین به اسبکشان، ابوالحسنی به چاهمرئی، 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 تقسیم بندی های ساختاری (Sole) Stokin (1961) ماها، به ترتیب در پهنه ساختاری ایران مرکزی و پهنه ساختاری سبزوار جای دارد. بر پایه تقسیم بندی پهنه های رسوبی – ساختاری عمده ایران (Aghanabati, 2005) منطقه مورد مطالعه در پهنه مرکزی جای دارد، که بخش هایی 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

بو مد کزی هستند که به شکل کمربند ناپیوستهای (Takin, 1972) به دور آن دیده می شوند. مجموعه افیولیتی مورد نظر حاصل بسته شدن بخشی از تتیس جوان خاوری به چهره کمربندی نزدیک به خاوری – باختری است. (Ricou et al. (1973) بر این باورند که ناوه سبزوار بقایایی از اقیانوس تتیس جوان است و سن کهن ترین سنگهای آن تریاس است. (Advi Tehrani (1976) به مطالعه و بررسی توالی افیولیتی ناوه سبزوار پرداختهاند. (1977) Lensch et al. سنگ شناسی و زمین شناسی کمربند شمالی افیولیت سبزوار / خراسان را بررسی کردهاند.(1979) Mihm (د 1980) (Addhami, 1980) ناو در دادر

مورد آتشفشانی پس از افیولیتها بیان داشتهاند. به نظر (Lensch (1980 در این نواحی هر كدام از تودههای افیولیتی دارای ویژگیهای منحصر به فردی از پراکنش واحدهای افيوليتي گوناگون هستند. براي مثال، در كمپلكس افيوليتي تربت حيدريه بزرگ ترين واحدهاي اولترامافيكي وسريانتينيتي وجود دارد، در حالي كه در افيوليت كاشمر بيشترين کمپلکس دایکهای صفحهای دیده میشود. با این وجود در میان اینها افیولیت سبزوار كامل ترین 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 کر تاسه پسین رخ داده است ( Sengor, 1990 و Lench, 1980). (Lench, 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) کمن بررسی حوضه کافتی یادشده فرورانش با شیب به سوی شمال et al. (1983) 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، سنگ شناسی و زمین شناسی 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

اللي المحافظ

فرومد و (1999) Shojaat 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 تاریخچه دگرریختی سنگهای رسوبی کرتاسه پایین منطقه احمدآباد پرداختهاند. Shojaat (2003) سنگشناسی، ژئوشیمی و زمینساخت افیولیت سبزوار را مطالعه کر ده است.

بررسیهای زمینشناسی در نواحی شمالی بین درونه تا کاشمر (۱۹۶۵) Eftekhar-Nezhad et al نشانگر بخشهایی از یک پیکره افیولیتی در چهره بخشهای نفوذی و خروجی آنها است، که گاه بر اثر نیروهای فشارشی و درهم ریختگیهای زمین ساختی به چهره یک آمیزه رنگین جلوه گر 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 ناوه، و سرانجام تعیین شناسنامه زمین ساختی 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 برش های میکروسکوپی، به گونه منظم از واحدهای زمین شناسی یاد شده برداشت شد. بر روی ۱۶ نمونه تجزیه شیمیایی XRF در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. سه شکل صحرایی نیز بیانگر جلوههای ریخت شناسی و سیمای این سنگها است. نمودارهای ژئو شیمیایی نیز با استفاده از نرمافزارهای GCDkit 2.3 ، Got است. نمودارهای رئو شیمیایی نیز با قرار گرفت. در ضمن حدود ۵۰ نمونه سنگ رسوبی نیز برداشت شد که از نتایج آنها در دیرینه شاختی 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 – سلطان آباد این سنگ ها را به ۴ مجموعه سنگی تقسیم کردهاند که از کهن به جوان در برگیرنده مجموعه های علیک (Alavi Tehrani, 1976)، سنگ سفید، سلیمانیه و رود سراب است. مقایسه بین این مجموعه ها و مجموعه سنگ های مورد بررسی در منطقه مری نشانگر شباهت آنها با مجموعه های علیک و سلیمانیه است. بدیهی است کامل نبودن این توالی نشانگر گسلش و یا نبود آنها در منطقه مورد بررسی است.

بر اساس بررسی های انجام شده توسط (Kohansal et al. (2008) (شکل ۲) کهن ترین واحد سنگی منطقه مورد مطالعه مربوط به ژوراسیک میانی است. پیدایش گدازه های ریولیتی – ریوداسیتی سرخ رنگ همراه با سنگ آهک های زیستی – آواری اسپارایتی در این گامه نمایان شده است (شکل ۳). ترکیب سنگواره ای در سنگ آهک ها به شرح زیر بیانگر ژوراسیک میانی، دو گر، (Allahmadadi et al., 2005) است. *Carophita* sp., Cyanophicea, shell's frag, Algal frag.

درکرتاسه پایین ناحیه مری، نخستین گدازههای بازالتی وآندزی 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 گیسی آمپراییلی کو ملکرایتی خاکستری مایل به قهوهای روشن دیده می شود

(شکل ۴). نتایج چینهشناختی و دیرینهشناختی بهدست 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 سنگ آهکهای کرتاسه پایین دایکهای دیابازی خاکستری تیره مایل به سیاه دیده میشود که روند آنها شمال باختر – جنوب خاور است. بخش های میانی کرتاسه بالا در چهره شیل های کربناتی آواری و مارن های ژیپس دار با سنگ آهک رسی و ماسه سنگ به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن مایل به سبز در نواحی شمالی مری جلوه گر شده است و سن آنها با توجه به سنگوارههای زیر بیانگر سنومانین – سانتونین است (Mohtat, 2005).

Marfinotruncana sinuosa., Marginotruncana renzi., Heterohelix reussi., Lentialia sp.

بر مبنای یافته های (2008) Kohansal et al. (2008) کر تاسه بالایی بخش های گسترده ای از منطقه مورد پژوهش را در بر می گیرد که بخش اساسی گدازه های آن ترکیب ریوداسیتی – داسیتی و تراکی آندزیتی دارد که همراه با دایک های ریوداسیتی – کوارتز لاتیتی، تراکی آندزیتی و بازالتی (با فراوانی کمتر) به رنگ همگانی خاکستری تیره و روند تقریبی خاوری – باختری در کنار سنگ آهک های پلاژیک کرم مایل به صورتی و چرت های رادیولردار سرخ دیده می شوند (شکل ۵). بررسی های دیرینه شناختی انجام شده بر روی این سنگ آهک ها به شرح زیر نشانگر (Allahmadadi et al., 2005) آنها است (Allahmadadi et al., 2005) می این سنگ آه *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 سنگ آهکهای خاکستری روشن مایل به سبز پالئوسن پسین نیز به گونه ناپیوسته و در ظاهر هم شیب مجموعههای (Allahmadadi et al., 2005) که به شرح سنگ چینهای کهن تر از خود را پوشانیدهاند (Kohansal et al., 2008) که به شرح Micellanea sp., Lockhartia sp., Discocyclina sp., Saudia sp., Gyroidina sp., Cibicides sp., Valvulina sp., Miliolids, Textularids, Rotalids, Globorotalia compresea, G. uncinata, G. wilcoxensis, G. esnaensis, G. sp., Globigerinids, Disticoplax sp., Cymopolia sp., Planorbulina sp., Ethelia alba sp., Planorbulina sp., Terqumella sp., Halimeda sp., Lithophyllum sp., cf. Nipponophycus sp., Dasycladacea, Ostracoda, Microgastropoda, Algal frag, shell's frag, Coral, Bryozoa.

### 4- ژئوشیمی

برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی از نتیجههای تجزیه شیمیایی سنگیها که با نرمافزار به صورت نمودار در آمدهاند استفاده شده است.

# اللين وجلا

### Alitabilitatof SID

#### ۴-۱. ردهبندی و سری ماگمایی

در این بخش از نمودارهای نام گذاری (1986) . همچنین برای شناسایی (۱۹۳۳) Winchester and Floyed ستفاده شده است (شکل ۶). همچنین برای شناسایی و تعیین سری ماگمایی این سنگها از نمودارهای دوتایی TAS و سهتایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) بهره بردهایم (شکل ۷). بر این اساس، محدوده تر کیب این نمونه ها در سنگهای اسیدی ژوراسیک میانی از نوع داسیت، ریوداسیت - داسیت گاه ریولیت و سری ماگمایی آنها کلسیمی – قلیایی است. سنگهای بازیک کر تاسه پایین در قلمرو بازالت و آندزی بازالت، و سری ماگمایی آنها قلیایی است. در نمونه های کر تاسه بالایی تر کیب دایکها و گدازه های اسیدی در محدوده داسیت، ریوداسیت - داسیت تر کیب دایکهای بازالت، و سری ماگمایی آنها قلیایی است. در نمونه های کر تاسه بالایی تر کیب دایکها و گدازه های اسیدی در محدوده داسیت، ریوداسیت - داسیت در ترکیب دایکهای بازیک از نوع بازالت گاه آندزی بازالت است. سری ماگمایی نمونه های تر کیب دایک های بازیک از نوع بازالت گاه آندزی بازالت است. سری ماگمایی نمونه های در تر سنگ های تولیتی و کلسیمی – قلیایی است شواهد سنگنگاری جایگیری چند نمونه در مرز سنگ های تولیتی و کلسیمی – قلیایی به دلیل اکسایش بیشتر آهن در آنها است).

### 4-2. نمودارهای تغییرات هارکر

همانطور که میدانیم در حالتی میتوان از نمودارهای تغییرات یا نمودارهای هارکر بهره جست که منشأ ماگمای سازنده سنگهای مورد بررسی یکسان فرض شود. در ناحیه مورد مطالعه چنین فرضی درباره سنگهای 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 نمونههای اسیدی و بازیک رخنمون دارند پژوهش در خصوص روند تفریق ماگمایی در آنها امکانپذیر نیست. با این حال از آنجا که در کرتاسه پایین و حتی پیش از آن در منطقه مری (خارتوران) رژیم زمینساختی کششی حاکم بودہ (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 پايين در کرتاسه بالايي به اوج خود رسيده است، بنابراين از نمونههاي آتشفشانی ژوراسیک میانی و کرتاسه پایینی همراه با نمونههای کرتاسه بالایی در نمودارهای تغییرات هار کر استفاده شده است. بدیهی است در این خصوص از بحث تفریق ماگمایی به گونهای اساسی برای آتشفشانی کرتاسه بالایی سود برده شده و استفاده از نمونههای پیش از آن تنها برای مقایسه است. هر چند که چنین مقایسهای تنها با بررسیهای دقیق نسبتهای ایزوتوپی عناصر کمیاب و تعیین محیط تشکیل این مخازن امکانپذیر است ولی به نظر (2004) Moine-Vaziri چنین فرضی برای مخازن ماگمایی ائوسن و پس از آن امکانپذیر 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 آتشفشانهای ائوسن توسط نیروهای کوهزایی پیرنین (ائوسن-الیگوسن) و استرین (میوسن میانی) بالا آورده شده و به افق.های کم فشار و سست تزریق شده است. این ماگماها با سنگهای 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 بر ابر سیلیس در نمودارهای هار کر 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 آخشتگی 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 تر هنگار های الدازه 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 سنگهای مورد مطالعه است. به نظر میرسد 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 آلایش ماگما با پوسته بالایی (خاستگاه عناصر قلیایی) باشد. اکسایش متفاوت نمونهها 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 ناساز گار رفتار می کنند. بنابراین از سنگهای بازیک به سوی میانه و اسیدی روند افزایشی نشان میدهند. با این وجود در نمودارهای تغییرات آنها (شکل ۹) پراکندگی و تا حدودی افزایش میزان این عناصر دیده میشود. افزایش Rb در نمونههای اسیدی مربوط به تمرکز مذاب غنی از سیلیس و فلدسپار، افزایش Sr در نمونههای 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 پوستهای، ناهمگنی منشأ، دگرسانی متفاوت، متاسوماتیسم و انتقال گازی عناصر نسبت داد. **\_ عناصر کمیاب** (HFS) **\_** در روند تفریق ماگمایی رفتار این عناصر به گونهای است که در ماگماهای حاصل از گوشته از اندازه عناصر کمیاب سبک کم شده و در انواع حدواسط و اسیدی افزایش مییابد. به عبارت دیگر در سنگهای پوسته قارمای غنیشدگی از این عناصر و در سنگهای حاصل از ماگماهای گوشته تهیشدگی از آنها دیده می شود. بر خلاف انتظار اندازه Th, Y و Zr در نمونه های بازیک همسان با انواع میانه و اسیدی است و اندازه Ta و Nb در نمونههای میانه و اسیدی مشابه است. با این حال در نمودارهای تغییرات عناصر یاد شده (شکل ۱۰- الف) نمونهها پراکندگی دارند و روند مشخصی نشان نمیدهند. همانطوری که میدانیم پوسته بالایی ترکیب گرانیتوییدی دارد و عناصر یاد شده نقش فعالی در ساختمان آن دارند. فرایند آغشتگی ماگمای گوشتهای با پوسته که در حین بالا آمدن به سطح زمین حاصل می شود، موجب بهرهمندی متفاوت نمونهها از این عناصر و در نتیجه پراکندگی آنها می شود. غنیشدگی انواع میانه و اسیدی از این عناصر، اندازه زیاد Zr و Sc در سنگهای بازیک و پراکندگی نمونهها در نمودارهای تغییرات نشان میدهد که تنها فرایند تفریق در تشکیل سنگهای میانه و اسیدی مؤثر نبوده و عواملی چون ناهمگنی منشأ، پوسته و گوشته، و آلودگی با پوسته قارهای نقش مهمی در پیدایش آنها داشته است. **۔ عناصر کمیاب کم تحرک** (REE) **۔** در این عناصر نیز بایستی رابطه کلی غنی شدگی در سنگهای پوستهای و تهیشدگی در سنگهای حاصل از تفریق ماگماهای گوشتهای دیده شود. در نمودارهای تغییرات این عناصر (شکل ۱۰–ب) با وجود پر اکندگی نمونهها برخی ویژگیها دیده می شود، به عنوان مثال در نمودارهایYb, La, Sm, Eu, La و Ce اندازه این عناصر در دو دسته سنگهای اسیدی و میانه از فراوانی مشابهی برخوردار است و نیز در نمودارهای Eu و Tb اندازه عناصر یاد شده در نمونههای بازیک با انواع میانه و اسیدی همسان است. با وجود این شواهد، در تشکیل سنگهای میانه و اسیدی، دو فرایند تفريق ماگماي بازيك و آلودگي ماگماي مادر با پوسته قارهاي نقش مهمي داشته است. 4-3. نمودارهای عنکبوتی

در این نمودارها، نمونههای منطقه مورد بررسی با گوشته اولیه بهنجار شدهاند (شکل ۱۱). غنیشدگی شدید در عناصر ناسازگارتر (سمت چپ نمودار) با کاهش شدید

# اللي المحافظ

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 می کند و در ماگماهای ناشی از گوشته تهی شدهاند. ولی در موقعیت میان صفحهای به شدت نسبت به عناصر ساز گارتر غنی میشوند. بنابراین در پوسته قارهای بالایی به شدت غنی شدهاند ولی در پوسته قارهای ژرف به موجب ماهیت مافیک تر و افت انتخابی برخی از عناصر سنگ دوست(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 هار کر) داشته باشند. با این حال در برخی از سنگهای میانه و اسیدی منطقه غنی شدگی بیشتری از این عناصر دیده می شود، برای مثال غنی شدگی از عناصر Tb, La و Ce که مربوط به فراوانی کانی های آپاتیت و اسفن در این سنگ ها 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 سنگهاي بازيک تا حدود ناچيزي از عناصر کمياب پوسته قارهاي بالايي بهره بردهاند، و از سوی دیگر برخلاف انتظار غنیشدگی از عناصر کمیاب سنگین در سنگ های بازیک ناچیز است، که شاید نشانگر تهی،شدگی 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 بالايي در چهره دايک هستند و زمان زيادي جهت آلايش با پوسته را نداشتهاند، بنابراين 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، آلایش و آغشتگی ماگما با پوسته قارمای 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 کلازها مربوط است. بی هنجاری منفیNb نسبت به Th و Ce برای سنگهای میانه و اسیدی منطقه وجود دارد. از نظر سنگ شناسی بی هنجاری منفیNb از ویژگیهای ماگماهای کمان آتشفشانی است و بر اثر تفریقNb نسبت به Th و Ce در آمفیبول، تیتانیت و روتیل در حین آبگیری و یا ذوب بخشی صفحه فرورانده ايجاد ميشود (Pearce and Peate, 1995; Pearce, 1996). ارتباط سنگشناختي بين سنگهای بازیک، میانه و اسیدی منطقه با بیهنجاری منفیTi توجیه میشود. رفتار منفیTi به تحرک پذیری آن (در چهره کانیهای تیتانیمدار) مربوط است که همگام با روند غنی شدگی Zr در ماگما تهی شدگی آن از Ti فراهم می شود ( 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 روبیدیم منجر شده است. به عبارت

کیگرم این شیب منفلی ناملی از پدیده هایی همچون ذوب بخشی کم مواد گوشته ای تهی

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 زمین ساختی سنگهای بازیک، میانه و اسیدی بررسی شد. در نمودارهای دوتایی Parce et al.,1984) Y-N و Nb - Y + Rb بای دارند (شکل ۲۱).بااین و کرتاسه بالایی) در محدوده AG و VAG - Syn-COLG جای دارند (شکل ۱۲).بااین حال، نمونه های یاد شده همراه با نمونه های بازیک کرتاسه بالایی در نمودارهای سه تایی او erce and Cann, 1973) Zr - Ti Pearce and Cann, 1973) ی و نمودار سه تایی Pearce and Seis که در این نمودارها نیز دیده می شود، همگام با روند (شکل های ۱۳ و ۲۰ اندازه ۲۲ افزایش می یابد. نمونه های بازیک کرتاسه پایین در نمودار دو تایی Tr - Ti (107, 1979) کر Tr - Ti

#### **۵- بررسی مراحل گوناگون 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 سیمرین 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 سیمرین میانی و تأثیر فرسایشی پس از چین خوردگی و ناپیوستگی بین کنگلومرای پایه کرتاسه با سازند شمشک در منطقه درونه – کاشمر باشد(1976).

با این وجود، در شمال – شمال خاور درونه و در کوه شاداب واحدهای ماسه سنگی و کنگلومرایی پایه کرتاسه با دیرینه نئو کومین (به باور Vahdai –Danesmand and 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 می شود.

در شمالباختر ناحیه خار توران، منطقه در ددایی، (2005) Ghasemi & Hajihosaini (2005) افقی از کنگلومرا در زیر سنگ های ژوراسیک میانی گزارش کردهاند که با دگر شیبی بر روی واحدهای کهن تر جای گرفته است.از طرفی، به گزارش (1987). Navai etal در همین ناحیه ژوراسیک میانی دارای متاآندزیت، متابازالت و متاکنگلومرا است که به نظر می رسد اثرات ماگمازایی، دگر گونی و ناپیوستگی مربوط به فاز سیمرین میانی بر این نواحی باشد. با این حال، سنگ های آتشفشانی ژوراسیک میانی در منطقه مری کمی تفریق یافته تر هستند.

از آنجا که رخسارههای رسوبی ژوراسیک میانی و کرتاسه پایین در این نواحی هیچ گونه پیوستگی رسوبگذاری نشان نمیدهند، به نظر میرسد سیمرین پسین به عنوان یک فاز خشکیزایی (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 باخترآن (منطقه درهدایی) بین سنگهای ژوراسیک بالایی و کرتاسه پایینی پیوستگی رسوبگذاری گزارش شده است.

از آن جا که آشکوبهای بریازین و والانژین در منطقه دارین دیده نمی شود، و از طرفی در منطقه مری آپسین پس از دوگر دیده شده است، بنابراین به نظر می رسد که دست کم سازوکار فاز کوهزایی سیمرین پسین در نئوکومین این مناطق و پیش از بارمین موجب حذف و یا نبود رسوبگذاری این آشکوبها شده است. این موضوع

# 

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

به باور (2001) Kolivand در اوایل کرتاسه و حتی پیش از آن حوضه رسوبی منطقه خارتوران در حال کشش و دربردارنده ساختارهای فرابوم (Horst) و فروبوم (Graben) متعددی بوده است. با سازو کار این ساختارها حوضه هایی با ژرفاهای متفاوت ایجاد شده است، به گونه ای که در بخش های ژرف تر رسوبات سنگ آهکی – شیلی و توربیدایت ها، و در نواحی کم ژرفاتر نهشته های سنگ آهکی اربیتولین دار تشکیل شده اند. این موضوع با نتایج مغناطیس دیرین ارائه شده تو سط (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- سانتونین نشانگر ناآرامیهای زمینساختی در این زمان است که با فاز کوهزایی اتریشین جلوه گر 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 یافته تر هستند.

بررسیهای زمین ساختی در منطقه خار توران نشان می دهد که در اواخر کر تاسه؟ بر اثر همگرایی و مهاجرت رو به شمال خرد قاره ایران مرکزی، حوضه شروع به بسته شدن نموده است که باعث چین خوردگی واحدهای کر تاسه 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 (1983) Lineberg et al. (یا نشان می دهد. با توجه به روند مشخص شمال خاور – جنوب باختر کنگلومرای پالئوسن و فاصله های منظم آن به احتمال تشکیل آن به شکل حوضه های پشت خوکی (Piggy back Basin) در یک حوضه انقباضی (Basin با روند شمال باختر –جنوب خاور در سنگهای کر تاسه پایین ناشی از تأثیر همین فاز است.

در منطقه مرى ييامد فاز كوهزايي اتريشين در سنومانين – سانتونين منجر به گسترش حوضه رسوبي اين زمان شده كه رسوبگذاري مقادير متنابهي مارن دريايي پيامد آن است. به دنبال آن در كامپانين اين حوضه قارهاي به كافتي اقيانوسي تبديل شده است. با اين حال در منطقه مری و دارین دیرینه سنگآهکهای پلاژیک همراه با سنگهای آتشفشانی کامپانین پسین-ماستریشتین پیشین است که گسترش حوضه کافتی در این منطقه به اوج خو د رسیده است، ولی در منطقه مری و دارین اثری از رخنمون بخش های نفو ذی 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 پهنهای گسلی و در بین سنگ های انوسن وجود رخنمون های کوچکی از سرپانتینیت و از سوی دیگر یافت شدن بیگانهسنگ های دونیتی در برخی از برونزدهای سنگهای نفوذی منطقه مری نشانگر وجود پیسنگ 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 بخش های گوناگون پیکره افیولیتی دیده می شود (Ghaemi and Moussavi-Harami, 2007) که در بین گسل های فشاری، در هم فرورفته و محصور شده است. مطالعه دیرینهشناختی بر روی سنگآهکهای پلاژیک بخش های بالایی این مجموعه نیز نشانگر کامپانین - ماستریشتین برای آنها است. بررسیهای زمین ساختی منطقه مری در پالئوسن و ائوسن، در این نوشتار مورد نظر

نیست اما به دنبال فاز فشارشی لارامید تأثیرات آن در برخی از بخش های بالایی پالئوسن و **میپس ما**م؟ئوسلا به گوانه کششی ادامه داشته که با ایجاد یا جنبش دوباره گسل ها

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 سنگ های کر تاسه چین خورده و در مواردی سنگ چینههای کر تاسه بر روی پالئوسن رانده شدهاند. کو تاه شدگی مربوط به این فاز به وسیله چین خوردگی و گسلش جبران شده است که مطالعات (Lineberg et al. (1983).

بسته و محصور شدن حوضه آتشفشانی – رسوبی کرتاسه بالایی در منطقه مری با گسل های فشاری از جنبش زود هنگام فاز کوهزایی لارامید پس از ماستریشتین خبر می دهد به گونه ای که سنگ های کرتاسه بالا بر روی کنگلومرای پیشرونده پالئوسن پایین جای گرفته اند. با این حال شواهدی از منطقه دارین در دست است که از حیات حوضه رسوبی کرتاسه بالا تا پالئوسن بالا و ائوسن خبر می دهد. از آن شمار بررسی رخساره های 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 بخش هایی از حوضه به حیات رسوبی نود تا پالئوسن و ائوسن ادامه داده است. همچنین در این منطقه پیدایش افق هایی از سنگ های آتشفشانی در بین سنگ های رسوبی پالئوسن نشانگر اثرات کششی فاز لارامید در زمان پالئوسن و پس از آن تا تشکیل حوضه رسوبی ائوسن است.

#### 6- نتیجهگیری

منطقه مری-اسبکشان بخشی از زیر پهنه درونه- کاشمر است و نشانگر بالاترین بخش از آمیزههای رنگین این پهنه در ناحیه حفاظت شده خار توران است. رخسارههای سنگ چینهای ژوراسیک میانی، کرتاسه پایین و بالایی پالئوسن در این ناحیه گسترش دارند. سنگهای آتشفشانی ژوراسیک میانی با دیرینه دو گر، از گدازههای اسیدی با

ترکیب ریولیتی- ریوداسیتی،کرتاسه پایین با دیرینه دو در، از کدارههای اسیدی با ترکیب ریولیتی- ریوداسیتی،کرتاسه پایین با دیرینه کامپانین- آلبین، از گدازههای بازیک با ترکیب بازالتی و کرتاسه بالایی با دیرینه کامپانین- ماستریشتین، از گدازهها و دایکهای اسیدی با ترکیب ریوداسیتی- داسیتی، گدازهها و دایکهای میانه با ترکیب تراکی آندزیتی، و دایکهای بازیک با ترکیب بازالتی تشکیل شده است.

ناحیه مری فاقد بخش های نفوذی مربوط به یک پیکره افیولیتی بالغ است و در بخش های خروجی نیز تنها می توان سنگ های آتشفشانی و رسوبی نواحی بالای این پیکره را دید. مقایسه سنگ های آتشفشانی و رسوبی کرتاسه بالایی با سنگ هایی مربوط به این زمان که پیش از این در این منطقه بررسی شدهاند بیانگر همسانی نزدیک آنها با مجموعه های 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 نمی توان 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 آلایش کارساز ماگمای سازنده سنگها با پوسته قارهای بالایی اشاره کرد.

# المان الم

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

بررسی های سنگ چینه ای، آتشفشانی و زمین ساختی در ژوراسیک میانی بیانگر وجود فاز کششی به دنبال جنبش های زمین ساختی فاز سیمرین میانی است. حوضه مورد نظر بر اثر جنبش های فاز سیمرین پسین بسته شده و سنگ های اسیدی ژوراسیک میانی با جایگاه کمان آتشفشانی و همزمان با بر خوردی تشکیل شده اند. همین بررسی ها نشان می دهد که در کرتاسه پایین بر اثر جنبش های فاز اتریشین حوضه حیاتی دوباره یافته و سنگ های بازی این گامه با ویژگی درون صفحه قاره ای تشکیل شده اند. حوضه یاد شده در اواخر کرتاسه (پیش از کامپانین) بر اثر جنبش های زود هنگام فاز لارامید بسته شده و سنگ های رسوبی مربوط به محیط قاره ای این زمان با سنگ آهک های



شکل ۱- راههای دسترسی به منطقه.

پلاژیک کامپانین –ماستریشتین پوشیده شدهاند. وجود انبوهی از سنگهای آتشفشانی با جایگاه کمان آتشفشانی و همزمان با برخوردی در کنار سنگآهکها 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 کامپانین-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 زمین شناسی که در راه شناخت هر چه بیشتر ایران بزرگ رنج فراوان کشیدهاند، و زمین شناسی فکر کردن را به ما آموختند سپاسگزاری نماییم. پس از آن بایستی از اندیشههای بلند آقای دکتر محمدرضاقاسمی به نیکی یاد کرد که بستر لازم برای ارائه چنین یافته هایی را فراهم کردند.



شکل ۲-بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مری و منطقه مورد بررسی .

			di setta in	0105	TION	41202	F-101	F-0	F-0037	14-0	11-0	0.0	H-20	Hen	Leses				1.	6.	F	75
System	Туре	Sample R2 M 200	Symbole	SIGA	07	1203	24	44	7.6	0.1	MgO	37	3.0	K20	P205	Cr Kö	C8	5C	10	- (5	2	0
(ورامیک میانی	للداره امیدی	03.M.200	•	01/0	w.r		2.7		1,0		1.1		0.0	0.0	0.2	09	0x	40		10		
كرتامه بايين	گدار. بازیک	83.M.113	•	55.6	2.0	10	3.7	0.5	4.3	0.1	2.1	20.8	3.7	0.6	0.3	201	8	29	0.1	49	1	0.1
		83.M.330		46.8	2.8	14	4.7	11.1	17.1	0.2	8.0	8.1	2.9	0.6	0.3	167	10	45	0,1	64	2	2
كرتاب يلا	دايك بازيك	83.M.101		48.8	0.7	18	2.5	10.4	14,1	0,2	8.8	7.9	3.7	0.5	0.3	130	2	31	0,1	42	2	1
		83.M.231		50.2	0.8	16	2.4	10,4	14.0	0.2	8.7	5.3	3,4	2.1	0.2	5	6	24	0,1	42	1	1
	تاپه تلوانه	83.M.108	•	53.0	0.5	17	2.2	0.9	12.1	0.2	5.8	4.9	6.6	0.6	0.3	10	1	23	0.1	28	2	1
		83.M.15		68.6	0.8	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
		83.M.295		61.0	0.6	15	2.4	4.5	7.3	0.1	4.2	4.7	4.1	3.5	0.2	37	3	25	0	15	0.1	0
		83.M.380		58.1	0.7	18	2.4	3.1	5.9	0.1	2.8	10.2	3.2	3.1	0.2	68	3	22	7	18	1	0.1
	گذار، بهانه	83.M.287	•	58.0	0,3	16	2.1	7.4	10.0	0.1	6.6	7.2	3.3	0.5	0.3	75	0.1	31	6	28	1	0.1
		83.M.365		68.4	0.4	15	21	3.9	6.4	0.2	1.0	1.6	6.8	0.3	0.2	32	0.1	22	1	10	2	0.1
	داینگ اسپذی	83.M.344	0	68.8	0.8	13	2.5	5.1	82	0.1	2.1	2.6	4.5	0.7	0.2	59	34	16	1	12	6	0
		83.M.384		74.9	0.1	13	1.7	1.5	3.3	0.1	1.6	1.2	5.6	0.5	0.0	41	0.1	23	4	5	1	0.1
	گذاره امیدی	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
		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
		83.M.268		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	6	0
System	Type	Sample	Symbole	0a	Rb	81	¥	Žt	Nb	Th	Pb	Ga	Zn	Cu	NI	٧	Sn	Mo	La	Ce	Nd	Sm
ژورامیک میاتی	گداره امیدی	83.M.290	٠	204	66	127	14	71	4		21	18	83	51	4	73	10	1	39	822	1417	0.1
كرتاسه بايين	گدار، بازیک	83.M.113	•	0	9	485	34	202	0	4	0	13	110	68	115	0	3	7	0	0	0	0
		83.M.330		0	21	1589	44	277	0	2	0	25	127	88	78	0	4	4	0	0	0	0
کرتانہ کا	دایک بازیک	83.M.101	0	C	11	3750	21	382	0	5	0	18	81	130	58	0	3	1	0	0	0	0
		83.M.231		0	39	594	24	97	0	5	0	20	77	83	9	0	3	1	0	0	0	0
	aiy دفراه	83.M.106		0	8	406	21	95	0	5	0	20	107	40	3	0	3	2	0	0	0	0
		83.M.15		0.1	43	70	15	74	0.1	4	0.1	18	61	13	4	46	10	1	38	34	15	48
		83 M 295		502	70	455	29	0	5	3	0	20	61	54	18	158	4	3	0	0	0	0.1
		83 M 380		0	78	382	38	164	0	10	0	21	378	120	25	0	3	5	0	0	0	0
	گغازه بپانه	83 M 287	•	0	8	960	21	142	0	0.1	0	18	78	69	33	0	3	2	0	0	0	0
		83 M 385		0	5	460	40	132	0	5	0	15	83	20	2	0	3	5	0	0	0	0
	دایک اسیدی	82 14 344	0	48	45	88	12	84	1	8	8.1	18	70	35	7	60	3	1	19	112	4	31
		83 M 384		0	6	90	33	70	0	4	0	14	46	15	0.1	0	3	4	0	0	0	0
		83 M 10		107	71	400	16	106	1	8	0.1	18	91	13	2	38	8	1	14	87	3	0.1
	كلر اسلا	00.14.008		(40	00	100			1	-	40	4.7	67	10	4		-	-		0.0	5	290
	L'Index Course	N 1 10 220		667	00	120	15	82	1 01 1	2	16	17	3/	22	1 11 1	-304	1 7	1 2	0.1	1 10		

جدول ۱- نتايج تجزيه XRF.

www.SID.ir

### Aliseheiter SID



شكل۳-نمايي از سنگهاي آتشفشاني-رسوبي ژوراسيك مياني، ديد به سوى باختر - شمال باختر.



المان الم

شکل۴-نمایی از سنگهای آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پایین، دید به سوی شمال-شمال باختر.



شکل  $^{9}$ - نمودارهای ردهبندی ژئوشیمیایی سنگنها: الف ) نمودار  $Na_{2}O+K_{2}O$  در برابر  $Zr/TiO_{2}*0.0001$  در برابر SiO $_{2}$  در برابر (Le Bas et al., 1986) SiO $_{2}$  (Winchester and Floyed, 1977).



شکل۵– نمایی از سنگهای آتشفشانی– رسوبی کرتاسه بالا، دید به سوی شمال– شمال باختر.



شکل ۷- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه بر اساس مجموع قلیاییها به سیلیس(Irvine & Baragare, 1971).



*WWW*.SID.ir انمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO<sub>2</sub>.



شکل ۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب LFS در برابر SiO<sub>2</sub>.



شکل ۱۰- الف) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب HFS در برابر SiO<sub>2</sub> و ب) نمودارهای تغییرات عناصر کمیابREE در برابر SiO<sub>2</sub>.



شکل ۱۱- نمودارهای عنکبوتی، نمونههای منطقه مورد بررسی که با گوشته اولیه بهنجار منابه:www.SID



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



شكل ۱۳ - نمودارهاي براي تعيين جايگاه زمين ساختي سنگهاي ژوراسيك مياني و كرتاسه بالايي (Pearce and Cann, 1973).





Jooic.U

شکل۱۴- نمودار تعیین جایگاه زمین ساختی 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. & Hamzehpour, 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 Institue 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 Sabzrvar/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.
- Noghreyan, 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). Disertation, 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 Osttcil 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.