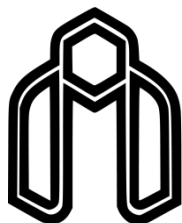


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه دکتری پترولوژی

عنوان:

پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی بازالت‌های الیگومیوسن نوار

ترود - سبزوار (شمال ایران مرکزی)

نگارنده:

مجتبی رستمی حصوری

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر مهدی رضایی کهخایی

رساله جهت اخذ درجه دکتری

زمستان ۱۳۹۶

ب



فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)
(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود آقای/خانم مجتبی رستمی حضوری دانشجوی دکتری رشته پترولوزی به شماره دانشجویی ۹۲۱۵۵۰۵ ورودی ۱۳۹۲ ماه سال مهر در تاریخ ۱۳۹۶/۱۱/۱۱ از رساله نظری / عملی خود با عنوان: پترولوزی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های الیگومیوسن نوار تروند - سبزوآر (شمال ایران مرکزی)

دفاع و با اخذ نمره ۱۹.۴۷ به درجه: عالی نائل گردید.

<input checked="" type="checkbox"/> الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰	<input type="checkbox"/> ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹-۱۷
<input type="checkbox"/> ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹-۱۵	<input type="checkbox"/> د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد
<input type="checkbox"/> ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد	

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبۀ علمی	امضاء
	دکتر حبیب الله قاسمی	استاد/ اساتید راهنما		
	دکتر مهدی رضایی گنجانی	مشاور/ مشاورین		
	دکتر قاسم قربانی	استاد مدعو داخلی / خارجی		
	دکتر محمود صادقیان	استاد مدعو داخلی / خارجی		
	دکتر مریم شیبی	استاد مدعو داخلی / خارجی		
	دکتر فرج الله فردوست	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده		

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی آقای/خانم مجتبی رستمی بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر سردر لهری
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تقدیم بہ

پدر و مادر مہربانم

سرو قاسمان، ہمیشہ ہمراہم

و

ہمسر عزیزم

ہمراہ، ہمیشگی ام

تقدیر و تشکر

سپاس خدای را بر آنچه از وجود مبارکش به ما شناسانده، و بر آنچه از شکرش به ما الهام فرموده، و بر آن درهای دانش که به پروردگارش بر ما گشوده، و بر اخلاص و ریزی در توحید و یگانگیش ما را، نمونه شده، و قلب ما را از اتحاد و شک در کار خودش دور داشته، چنان سپاسی که با آن در حلقه سپاسگزاران از بندگانش زندگی بگذرانیم، و با آن بر هر که به خوشنودی و بخشایش او پیشی هسته سبقت بگیریم « صحیفه سجاده، ص ۳۵ »

خداوند را شکر می‌گذارم که توفیق داد تا با پایان رساندن این پژوهش، گامی کوچک در راستای افزودن به دانش خود بردارم. به همین منظور بر خود لازم می‌دانم تا از تمام کسانی که در به ثمر رساندن این پایان نامه یاریم دادند، سپاسگزاری نمایم.

از اساتید گران قدر جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی که همراهی و راهنمایی‌های مؤثر ایشان در تمامی مراحل پایان نامه پشتیبان این جانب بوده و آقای دکتر مهدی رضایی کجانی که زحمت مشاوره این پایان نامه را داشته اند کمال تشکر را دارم. از جناب آقای دکتر مهدی جعفری مدیر محترم گروه زمین شناسی تشکر می‌کنم و از اساتید محترم جناب آقای دکتر محمود صادقیان، دکتر قاسم قربانی و سرکار خانم دکتر مریم شبلی که زحمت داورسی این پایان نامه را تقبل نموده اند سپاسگزارم. از همراهی و بھکاری دوستان عزیزم آقایان مهندس محسن مباحثری، مهدی بازارنویی، رضا راسبهر، دکتر شروز بابازاده و مهندس آذنادی و سولماز بلوچی تشکر را دارم. بر خود لازم می‌دارم از جناب آقای دکتر سعید محمدی، دکتر محمد حسین زرین کوب و سرکار خانم دکتر لیله نخعی که راهنمایی و کمک‌های بی‌دینشان در دوره فرصت مطالعاتی پشتیبان این جانب بوده نهایت تشکر را دارم. همچنین از جناب آقای دکتر کاوان نانک پانک در اکادمی سینکا در کشور تایلوان که در انجام آنالیزها نهایت بھکاری را داشتند سپاسگزاری می‌کنم.

در نهایت از زحمات بی‌دینغ، همسر مهربانم، پدر و مادر بزرگوارم، خواهران عزیز و برادران ارجمندم که حمایت بی‌دینشان، همواره پشتیبان بزرگی برای بنده بوده تشکر و قدردانی می‌کنم.

مجتبی رستمی حصوری، بهمن ۱۳۹۶

تعهدنامه

اینجانب **مجتبی رستمی** **حصوری** دانشجوی دوره دکتری رشته **پترولوژی** دانشکده **علوم زمین** دانشگاه صنعتی شاهرود

نویسنده پایان نامه **پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی بازالت های ایگومیوسن نوار ترود - سبزوار (شمال**

ایران مرکزی) تحت راهنمایی **دکتر حبیب اله قاسمی** متعهد می شوم.

- ❖ تحقیقات در این پایان نامه توسط این جانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- ❖ در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورداستفاده استناد شده است .
- ❖ مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- ❖ کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود هست و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید.
- ❖ حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- ❖ در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آن ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- ❖ در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمے باشد.

چکیده

در این پژوهش، روانه‌های بازالتی موجود در توالی رسوبی تخریبی-تبخیری الیگومیوسن بخش‌های وسیعی از حوضه رسوبی لبه شمالی ایران مرکزی، از شاهرود تا سبزوار به طول حدود ۳۰۰ کیلومتر مورد مطالعه قرار گرفته است. این روانه‌ها به همراه واحدهای آذرآواری وابسته به صورت بین‌چینه‌ای با واحدهای رسوبی الیگومیوسن دیده می‌شوند. در گزارش‌های قبلی آن‌ها به‌عنوان بازالت‌های کواترنری معرفی شده‌اند. اما با مطالعه شواهد چینه‌شناختی دقیق، سن الیگومیوسن آن‌ها به تأیید رسید. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که این سنگ‌های بازالتی (با ترکیب الیوین‌بازالت تا بازالت)، دارای بافت‌های پورفیری، گلوپورپورفیری و جریان‌ی بوده، از درشت بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، در زمینه‌ای شیشه‌ای تا میکروولیتی تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات شیمی کانی، ترکیب پیروکسن‌ها از اوژیت تا دیوپسید ($Wo_{41-51} En_{34.99-50.68} Fs_{5.8-16}$)، ترکیب پلاژیوکلازها از آندزین تا بیتونیت (An_{23}) و ترکیب الیوین از نوع هیالوسیدریت تا فورستریت ($Fo_{68} - Fo_{91}$) می‌باشد. نتایج حاصل از محاسبات دما فشار سنجی بر روی کانی پیروکسن بیانگر محدوده دمایی بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۸۰ °C و فشار بین ۲ تا ۱۰ کیلو بار (میانگین ۸ Kb) است. درحالی‌که دمای تبلور الیوین‌ها ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ °C می‌باشد. بر اساس فشار محاسبه شده می‌توان عمق شروع تبلور کلینوپیروکسن‌ها را در آشیانه ماگمایی موجود در عمق ۲۰ کیلومتری معادل با پوسته‌ی میانی در نظر گرفت. بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، ماگمای مادر این بازالت‌ها دارای ماهیت قلیایی است. نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ و $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ این سنگ‌ها به ترتیب بین ۰/۷۰۳۷ تا ۰/۷۰۳۹ و ۰/۵۱۲۷۷۰ تا ۰/۵۱۲۸۴۱ در تغییر است. این نسبت‌های آغازین نشان‌دهنده یک منشأ گوشته‌ای با مقادیری اندکی از آلودگی پوسته‌ای برای آن‌هاست. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت قلیایی سدیک، سرشار از عناصر لیتوفیل بزرگ

یون (LILEs) و عناصر نادر خاکی سبک (LREEs)، تهی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) و با ناهنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) بوده است. این بازالت‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای بازالتی منشأ گرفته از منابع گوشته‌ای تعدیل‌شده گارنت‌لرزولیتی غنی‌شده، واقع در زیر مناطق قاره‌ای محیط‌های کششی پشت‌کمانی نابالغ را نشان می‌دهند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت‌پریدوتیتی در حال صعود، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و نقش بارز تبلور جدایشی به‌عنوان فرایند اصلی در شکل‌گیری ماگمای سازنده این سنگ‌ها است.

علاوه بر بازالت‌های الیگومیوسن، در منطقه مورد مطالعه (رضآباد) می‌توان ماگماتیسم بازی ژوراسیک را به شکل دایک دیابازی نیز مشاهده نمود. ماگماهای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالکوالکان هستند و از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی، و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ماگماها، از ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی ستون‌های گوشته‌ای اسپینل‌پریدوتیتی (در زیر ایران مرکزی) و گارنت‌لرزولیتی (در زیر البرز خاوری)، در یک جایگاه زمین‌ساختی کششی پشت‌کمانی نابالغ، ناشی از فرورانش مایل سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی- ژوراسیک میانی حاصل شده و از طریق سیستم‌های شکستگی و گسلش، به ترازهای بالاتر پوسته قاره‌ای صعود کرده‌اند و به روش‌های مختلف در درون حوضه‌های رسوبی کم‌عمق این پهنه‌ها جایگزین شده‌اند. این حوضه، در پشت‌کمان ماگمایی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین ایران مرکزی و در نتیجه بروز حرکات کششی در پوسته قاره‌ای ایران مرکزی - البرز تشکیل شده است. برآوردهای دما- فشارسنجی بر روی دایک‌های دیابازی بیانگر محدوده دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۱۰ کیلو بار با تراکمی در محدوده ۴ تا ۸ کیلو بار برای تبلور این سنگ‌هاست.

کلمات کلیدی: بازالت، حوضه کششی، پشت‌کمان، الیگومیوسن، ایران مرکزی.

لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارت‌اند از:

الف) مقالات علمی پژوهشی:

۱- قاسمی ح، رستمی حصوری م، صادقیان م. و کدخدای عرب ف، (۱۳۹۵) "فعالیت ماگمایی کششی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، سال بیست و پنجم، شماره ۹۹، ص ۲۳۹ - ۲۵۲.

۲- رستمی حصوری م، قاسمی ح، رضایی م. و مباحثی م، (۱۳۹۶) " شیمی کانی‌ها و زمین دما- فشارسنجی دسته دایکهای دیابازی ژوراسیک غرب رضآباد"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره چهارم، ص ۷۶۱-۷۷۴.

۳- قاسمی ح، رستمی حصوری م. و صادقیان م، (۱۳۹۵) "ماگماتیسیم بازی در حوضه کششی پشت کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب البرز خاوری، شاهرود - دامغان، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، زیر چاپ.

۴- Rostami-Hossouri M., Ghasemi H., Pang K N., Rezaei-Kahkhaei M., Mobasheri M. "Mineral chemistry of the Oligocene-Miocene alkali basalts in the Shahrood region, northern Iran". (Submitted to Journal of African Earth Sciences).

۵- Hossouri M., Ghasemi H., Pang K N., Rezaei-Kahkhaei M., Mobasheri M. "Whole Rock and Isotope Geochemistry of the Oligocene-Miocene Alkali Basalts from SE Shahrood, NE Iran: Implication for the Role of Sediment Melt Percolation in the Mantle Peridotite Source Modification". (Submitted to Journal of Asian Earth Sciences).

ب) مقالات کنفرانسی

۱- زمین‌شناسی، پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی الیگومیوسن شمال ایران مرکزی، نوزدهمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، دانشگاه پیام نور.

۲- شیمی کانی و دما - فشارسنجی بازالت‌های الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی (سبزوار - شاهرود). مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۶ و ۷ بهمن‌ماه ۱۳۹۵، دانشگاه صنعتی شاهرود.

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و راه‌های دسترسی..... ۲
- ۱-۲- آب و هوا و پوشش گیاهی ۵
- ۱-۲-۱- رضاآباد و احمدآباد..... ۵
- ۱-۲-۲- کلات سادات و مقیسه..... ۶
- ۱-۳- ژئومورفولوژی منطقه..... ۷
- ۱-۴- مطالعات پیشین..... ۸
- ۱-۵- اهداف تحقیق..... ۱۴
- ۱-۶- روش انجام تحقیق..... ۱۵

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی و برداشت‌های صحرایی

- ۲-۱- مقدمه..... ۱۸
- ۲-۲- مروری بر ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران مرکزی..... ۱۹
- ۲-۲-۱- مروری بر ماگماتیسم آلیگوسن - میوسن در ایران مرکزی..... ۲۵
- ۲-۳- زمین‌شناسی عمومی و برداشت‌های صحرایی در مناطق مورد مطالعه..... ۳۱
- ۲-۳-۱- سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین..... ۳۷
- ۲-۳-۱-۱- گنیس‌ها..... ۳۷
- ۲-۳-۱-۲- میکاشیست‌ها..... ۳۸
- ۲-۳-۲- دسته‌دایک‌های دیابازی..... ۳۹
- ۲-۳-۳- واحدهای سنگی کرتاسه..... ۴۲
- ۲-۳-۳-۱- آهک‌های اوریتولین دار کرتاسه زیرین..... ۴۲
- ۲-۳-۳-۲- توالی مارنی - تخریبی کرتاسه..... ۴۴
- ۲-۳-۵- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن..... ۴۶
- ۲-۳-۶- واحد تخریبی - مارنی آلیگوسن..... ۴۹
- ۲-۳-۶- روانه‌ها و دایک‌های بازالتی آلیگومیوسن..... ۵۰
- ۲-۳-۷- توالی مارنی - تخریبی میوسن..... ۵۸
- ۲-۳-۸- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق ائوسن..... ۵۹

۶۳ ۹-۳-۲- واحدکنگلومرایی پلیوسن

۶۴ ۱۰-۳-۲- رسوبات کواترنر

فصل سوم: پتروگرافی

۶۸ ۱-۳- مقدمه

۶۹ ۲-۳- پتروگرافی سنگ های آتشفشانی

۶۹ ۱-۲-۳- بازالت

۸۸ ۲-۲-۳- الیوین بازالت ها

۹۹ ۳-۳- سنگ های آذرآواری

۱۰۱ ۳-۴- دایک های دیابازی

فصل چهارم: شیمی کانی و مطالعات دما فشار سنجی

۱۰۸ ۱-۴- مقدمه

۱۰۹ ۲-۴- بازالت های الیگومیوسن

۱۰۹ ۱-۲-۴- شیمی کانی ها

۱۰۹ ۱-۲-۴-۱- کلینوپیروکسن

۱۱۳ ۲-۲-۴-۱- پلاژیوکلاز

۱۱۵ ۳-۲-۴-۱- الیوین

۱۱۸ ۴-۲-۴-۱- شیمی کانی های اپک

۱۲۰ ۲-۲-۴- تعیین سری ماگمایی براساس شیمی کانی ها

۱۲۱ ۳-۲-۴- زمین دما- فشار سنجی (Thermobarometry)

۱۲۲ ۱-۲-۴- زمین دما- فشارسنجی بر اساس ترکیب پیروکسن

۱۲۵ ۲-۲-۴- زمین دماسنجی بر اساس ترکیب الیوین

۱۲۶ ۴-۲-۴- نتیجه گیری کلی دما - فشار سنجی

۱۲۸ ۳-۴- دایک های دیابازی ژوراسیک

فصل پنجم: ژئوشیمی سنگ کل

۱۳۴ ۱-۵- مقدمه

۱۳۵ ۲-۵- تصحیح داده های حاصل از تجزیه های شیمیایی

۱۳۵ ۱-۲-۵- تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)

۱۴۱	۵-۳- رده بندی شیمیایی
۱۴۴	۵-۴- بررسی تحولات ماگمایی سنگ های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات
۱۴۵	۵-۴-۱- نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر MgO و SiO_2
۱۵۱	۵-۴-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر MgO
۱۵۶	۵-۴-۳- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار
۱۶۰	۵-۵- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)
۱۶۴	۵-۶- دایک های دیابازی مربوط به دوره ژوراسیک

فصل ششم: پتروژنز

۱۷۲	۶-۱- مقدمه
۱۷۲	۶-۲- جایگاه زمین ساختی بازالت های الیگومیوسن
۱۷۲	۶-۲-۱- نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce and Gale, 1977)
۱۷۲	۶-۲-۲- نمودار $Ti-Zr-Y$ (Pearce and Cann, 1973)
۱۷۳	۶-۲-۳- نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی $DF1-DF2$
۱۷۵	۶-۲-۴- دیاگرام $Zr-Nb$ (Ali, 2012)
۱۷۶	۶-۲-۵- دیاگرام $Ti-V$ (Shervais, 1982)
۱۷۷	۶-۲-۶- دیاگرام $Ti/Zr-Zr$ (Bagas et al., 2008)
۱۷۷	۶-۲-۷- دیاگرام $Ti/Zr - V/Ti$
۱۷۷	۶-۲-۸- دیاگرام $La/Nb - Y$
۱۷۷	۶-۲-۹- دیاگرام $Fe_0/MgO-TiO_2$
۱۷۹	۶-۳- تعیین محیط زمین ساختی بر اساس شیمی کانی پیروکسن
۱۸۰	۶-۴- ویژگی های گوشته محل منبع
۱۸۱	۶-۴-۱- ویژگی های گوشته محل منبع بر اساس شیمی سنگ کل
۱۹۰	۶-۴-۱- ویژگی های گوشته محل منبع بر اساس داده های ایزوتوپی
۱۹۵	۶-۵- نقش فرایندهای تحولی در خلال صعود ماگما
۲۰۶	۶-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل بازالت های الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی
۲۱۲	۶-۷- پتروژنز دایک های ژوراسیک
۲۱۲	۶-۷-۱- ویژگی های گوشته محل منبع
۲۱۵	۶-۷-۲- درجه و عمق ذوب بخشی

۲۱۷ فرایندهای آشیانه ماگمایی
۲۱۷ ۱-۳-۶- بررسی نقش تبلور تفریقی
۲۱۹ ۲-۳-۶- بررسی نقش آلودگی پوسته ای
۲۲۱ ۴-۶-۶- بررسی محیط زمین ساختی و الگوی تکتونوماگمایی دایک های دیابازی ژوراسیک
۲۲۷ نتیجه گیری
۲۳۴ منابع

فهرست شکل ها

فصل اول

۶ شکل ۱-۳- نمونه ای از پوشش گیاهی و جانوری در منطقه رضاآباد.
۶ شکل ۱-۴- نمونه ای از پوشش گیاهی در منطقه کلات سادات.
۸ شکل ۱-۵- دورنمایی از گنبد ریولیتی در شمال کلات سادات.
۸ شکل ۱-۶- نمای ازدشت کویر در جنوب روستای مقیسه.
۸ شکل ۱-۷- دورنمایی از گنبد الله کم در منطقه احمدآباد.
۸ شکل ۱-۸- نمایی از رمل های ماسه ای در غرب روستای رضاآباد.

فصل دوم

۱۹ شکل ۲-۱- نقشه پهنه های زمین شناسی - ساختاری ایران (Stocklin, 1968).
۲۴ شکل ۲-۲- پراکندگی سنگ های آذرین سنوزوئیک در گستره ایران.
۳۳ شکل ۳-۲- نقشه موقعیت سنگ های آتشفشانی آلیگوسن - میوسن در ایران مرکزی.
۳۳ شکل ۴-۲- نقشه زمین شناسی منطقه کلات سادات.
۳۴ شکل ۲-۵- نقشه زمین شناسی منطقه احمدآباد.
۳۴ شکل ۲-۶- نقشه زمین شناسی شمال باختر رضاآباد.
۳۵ شکل ۲-۷- نقشه زمین شناسی منطقه مقیسه.
۳۶ شکل ۲-۸- نقشه زمین شناسی منطقه رضاآباد.
۳۸ شکل ۲-۹- الف) دورنمایی از گنیس ها همراه با دسته دایک های دیابازی ، ب) نمایی نزدیک از طویل شدگی و ردیف شدگی بلورهای کوارتز و بیوتیت در واحد گنیسی، پ) نمایی نزدیک از گنیس های منطقه که توسط دایک دیابازی قطع شده اند، ت) تصویری از نفوذ دایک بازالتی آلیگومیوسن در واحد گنیسی.

شکل ۲-۱۰- الف) نمایی از میکاشیست های شمال غرب رضآباد (ب) نمایی نزدیک از رگه های سیلیسی بودین شده در درون میکاشیست ها..... ۳۹

شکل ۲-۱۱- الف) دور نمایی از دسته دایک های دیابازی ژوراسیک قطع کننده واحد گنیسی در باختر روستای رضآباد، (ب) نمایی از دایک های ژوراسیک رضآباد که توسط گسل راستگرد جابه جا شده است، (پ) نمایی نزدیک از دایک های گابرویی ژوراسیک، (ت) نمایی از تشکیل حاشیه انجماد سریع در مرز دایک گابرویی ژوراسیک و گنیس..... ۴۲

شکل ۲-۱۲- الف) تصاویر صحرایی از آهک های کرتاسه..... ۴۳

شکل ۲-۱۳- الف) تصویری نزدیک از آهک های کرتاسه ، (ب) نمایی از قرارگیری آهک های کرتاسه که به صورت دگرشیب بر روی سنگ های دگرگونی نئوپروتوزویک - پرکامبرین قرار گرفته اند..... ۴۴

شکل ۲-۱۴- الف) نمایی دور از توالی مارنی کرتاسه و ارتباط آن با واحدهای دیگر، (ب) نمایی نزدیک از مارنهای کرتاسه ، (پ) نمایی نزدیک از رُخمنوهای بازالتی الیگومیوسن که بر روی واحد مارن کرتاسه قرار گرفته است..... ۴۵

شکل ۲-۱۵- الف) نمایی دور از مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن و ارتباط آن با واحدهای دیگر، (ب) نمایی نزدیک از واحدهای آتشفشانی رسوبی ائوسن، (پ) نمایی نزدیک از واحدهای آتشفشانی رسوبی ائوسن که کنگلومرای پلیوسن به صورت دگرشیب بر روی آن قرار گرفته است..... ۴۸

شکل ۲-۱۶- الف) نمایی دور از مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن در منطقه احمدآباد ، (ب) کلریتی شدن گدازه بازالتی در مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن، (پ) نمایی از واحد آگلومرای در منطقه احمدآباد، (ت) نمایی نزدیک از واحد کنگلومرای در شمال منطقه احمدآباد..... ۴۹

شکل ۲-۱۷- تصویر شماتیک از ستون چینه شناسی روانه های بازالتی..... ۵۱

شکل ۲-۱۸- الف) نمایی از قرارگیری واحدهای سنگی منطقه کلات سادات در جنوب باختر سبزواری، (ب) نمایی از کنگلومراهای آلیگوسن که عمدتاً متشکل از قطعات آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی سنگ های ائوسن هستند، (پ) نمایی از قرارگیری سازند قرمز زیرین بر روی نهشته های آتشفشانی رسوبی ائوسن..... ۵۲

شکل ۲-۱۹- الف) نمایی از توالی مارن قرمز آلیگومیوسن در زیر روانه های بازالتی در شمال باختر رضآباد، (ب) نمایی از چندین روانه بازالتی در میان توالی مارن قرمز آلیگومیوسن در کلات سادات، (پ) ساخت بادامکی در گدازه های بازالتی موجود در منطقه کلات سادات، (ت) روانه های بازالتی با ساخت منشوری در شمال خاور مقیسه..... ۵۳

شکل ۲-۲۰- تصاویری از روانه های بازالتی که به طور کاذب شکل مخروط آتشفشانی دارند..... ۵۵

شکل ۲-۲۱- الف) نمایی از فرسایش پوست پیازی در روانه های بازالتی منطقه مقیسه، (ب) نمایی از واحد آگلومرای در قاعده یک روانه بازالتی در منطقه کلات سادات، (پ) قطعات دوکی شکل تشکیل دهنده ی آگلومرا در منطقه کلات سادات، (ت) قطعات آلیوین بازالتی با ساخت بادامکی در واحدهای آگلومرای، (ث) تصویری از لاپیلی کریستال توف در زیر روانه های بازالتی، (ج) لاپیلی های کروی و دوکی شکل که به شکل نهشته های پیریتی در قاعده روانه های بازالتی دیده می شوند..... ۵۶

شکل ۲-۲۲- الف) نمایی از یک روانه بازالتی و دایک تغذیه کننده آن در میان سازند قرمز زیرین، ب) نمایی از یک حاشیه پخته شده در مرز دایک بازالتی و مارن های قرمز رنگ، پ) نمایی از دایک بازالتی با روند خاوری - باختری در میان توالی تخریبی مارنی کرتاسه، ت) نمایی از فرسایش پوست پیازی در دایک های بازالتی منطقه رضآباد، ث) نمایی از دایک بازالتی در میان واحد گنیسی، ج) نمایی از دایک های تغذیه کننده بازالت ها در باختر روستای رضآباد. ۵۷.....

شکل ۲-۲۳- الف) نمایی دور از واحد مارنی میوسن که بر روی توالی مارن ژپس دار قرمز رنگ قرار گرفته و به طور تدریجی توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده شده است، ب) نمایی نزدیک از توالی مارن میوسن. ۵۸.....

شکل ۲-۲۴- الف) نمایی از گنبد پسافیولیتی در شمال کلات سادات و ارتباط آن با واحدهای دیگر، ب) دور نمایی از گنبد های پسافیولیتی در منطقه مقیسه، پ) نمایی نزدیکتر از این گنبدها در منطقه مقیسه، ت) نمایی نزدیک از گنبد الله کم در منطقه احمد آباد، ث) نمایی از دایک های پسافیولیتی با روند خاوری - باختری در میان توالی تخریبی مارنی کرتاسه، ج) تصویری نزدیک از سنگ های آذرین نیمه عمیق پسافیولیتی. ۶۲.....

شکل ۲-۲۵- تصاویری از آنکلاوهای موجود در سنگ های پسافیولیتی. ۶۳.....

شکل ۲-۲۶- الف) نمایی دور از قرار گیری کنگلومرای پلیوسن با روند خاوری - باختری که به طور همشیب بروی واحد مارن میوسن قرار دارد، ب) نمایی نزدیک از کنگلومرای پلیوسن در شمال روستای کلات سادات. ۶۴.....

شکل ۲-۲۷- الف) نمایی از قرار گیری رسوبات کواترنر به صورت دگرشیب بر روی مارن های میوسن، ب) نمایی از تپه های ماسه ای در خاور روستای رضآباد. ۶۵.....

فصل سوم

شکل ۳-۱- الف) بافت میکرولیتی پورفیری حاصل از حضور درشت بلورهای پیروکسن در زمینه میکرولیتی از بلورهای پلازیوکلاز، ب) بافت هیالوپورفیری متشکل از درشت بلورهای اوژیت در زمینه شیشه ای. ۷۳.....

شکل ۳-۲- الف) نمودار نرخ رشد و هسته بندی بلور به عنوان تابعی از درجه های سردشدگی. (Vernon, 2004). ب) طرحی برای نشان دادن صعود فرضی ماگما در مقابل زمان. مسیر صعود واقعی احتمالاً نسبت به چیزی که نشان داده شده، خیلی پیچیده تر است (Gill, 2010). ۷۴.....

شکل ۳-۳- بافت گلومروپورفیری ناشی از تجمع بلورهای پیروکسن (XPL) در بازالت های منطقه. ۷۴.....

شکل ۳-۴- نمایش مراحل توسعه اتصال سینوسی. ۷۵.....

شکل ۳-۵- الف) ساخت بادامکی در گدازهای بازالتی موجود در منطقه کلات سادات، ب) بافت بادامکی متشکل از حفره های پر شده توسط کانی کلسیت در سنگ های بازالتی منطقه نور XPL. ۷۵.....

شکل ۳-۶- الف) حلالیت یک گاز (در اینجا آب) در مذاب بازالتی، متأثر از فشار (عمق). شکل منحنی حلالیت از Dixon et al (۱۹۹۵) گرفته شده است، ب) درجه حفره های شدن به عنوان نتیجه ای از کاهش فشار، هنگامی که مذاب به سمت مجرای آتشفشان و سطح زمین، صعود می کند (Gill, 2010). ۷۶.....

شکل ۳-۷-الف) حضور میکروولیت های پلاژیوکلاز و جهت گیری نسبی آنها باعث ایجاد بافت میکروولیتی - تراکیتی (جریانی) در سنگ های بازالتی منطقه شده است، (ب) بلور گرد شده و خلیجی شکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک. ... ۸۰

شکل ۳-۸- تصویر یک نمونه بازالتی غنی از پلاژیوکلاز که در نتیجه ردیف شدن میکروولیتها منجر به بافت جریانی شده است. (ب) تصویری از درشت بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه بندی در سنگ های بازالتی منطقه. ۸۰

شکل ۳-۹-الف) تصاویری از الف) بلور اوژیت با ماکل دوتایی و (ب) بلور اوژیت با منطقه بندی ترکیبی در بازالت های کلات سادات. ۸۲

شکل ۳-۱۰-الف) تصاویری از الف) بلورهای اوژیت باحاشیه های گرد شده و خلیج خوردگی و (ب) بلور اوژیت با بافت غربالی در زمینه میکروولیتی در بازالت های کلات سادات. ۸۳

شکل ۳-۱۱- تصویری از بلور اوژیت با دو مرحله رشد در سنگ های بازالتی منطقه (XPL). ۸۳

شکل ۳-۱۲-الف) تصاویری از الف) بلورهای الیوین با حاشیه گرد شده (XPL) و (ب) ایدینگزیتی شدن بلور نیمه شکلدار الیوین در بازالت های منطقه (PPL). ۸۵

شکل ۳-۱۳- فاز دیاگرام سه تایی An-Di-Fo برای نشان دادن ترتیب و مراحل تبلور کانی ها در نمونه های بازالتی منطقه تبلور از نقطه P1 آغاز شده و به سرعت حرکت کرده است. ۸۵

شکل ۳-۱۴-الف) تصویری از کانی های ثانویه کوارتز و کلسیت که حفره های موجود در سنگ های بازالتی را پر کرده اند، (ب) تصویری از حفره پر شده توسط زئولیت در بازالت ها. ۸۸

شکل ۳-۱۵- الف) بلورهای نیمه شکلدار الیوین که توسط ایدینگزیت سودومورف شده اند (PPL). ۸۸

شکل ۳-۱۶-الف) تصویری از بافت میکروولیتی - تراکیتی در الیوین بازالت های منطقه، (ب) تصویری از بافت سری ایت در سنگ های الیوین بازالتی. ۹۰

شکل ۳-۱۷-الف) صعود فرضی ماگما در مقابل زمان، دو مسیر صعود آرام و پیوسته و چند مرحله ای برای توضیح علت تشکیل بافت تدریجی. (ب) تصویری از بلور خود شکل الیوین در زمینه ای ریز بلور از میکروولیت با بافت میکروولیتی پورفیری. (ج) تصویری از بلور الیوین با حاشیه های گرد شده. (د) تصویری از الیوین با بافت خلیجی در زمینه ای شیشه ای که منجر به تشکیل بافت هیالوپورفیری شده است. ۹۳

شکل ۳-۱۸- بافت میکروولیتی پورفیری ناشی از حضور بلور خودشکل الیوین با شکستگیهای عرضی در آن که به ایدینگزیت تجزیه شده است. ۹۴

شکل ۳-۱۹- مورفولوژی معمول الیوین متبلور شده از مذاب بصورت نرخ سردشدگی. ۹۴

شکل ۳-۲۰- تجمع بلورهای الیوین و اوژیت و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ های الیوین بازالتی منطقه. ۹۵

شکل ۳-۲۱- تصویری از جهت گیری میکروولیت های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت میکروولیتی - تراکیتی، (ب) تجمع و حضور فراوان بلورهای به هم چسبیده پلاژیوکلاز و اوژیت و تشکیل لخته های گابرو مانند در زمینه ای میکروولیتی. هر دو تصویر در XPL. ۹۶

شکل ۳-۲۲-الف) بلور شکلدار و سالم اوژیت با ماکل دوتایی و منطقه بندی ترکیبی، ب) تصویری از بلور درشت اوژیت با ادخال‌هایی از بیوین در داخل آن و همچنین بلورهای بیوین در اطراف آن ۹۷

شکل ۳-۲۳- بلورهای نیمه شکلدار بیوین که توسط اپدینگزیت سودومورف شده اند (PPL) ۹۹

شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی از آگلومرا (XPL) ۱۰۰

شکل ۳-۲۵- تصویری از کانی پلاژیوکلاز در لاپیلی کریستال توف (PPL) ۱۰۱

شکل ۳-۲۶-الف) نمایش بافت های افتیک و ساب افتیک در دایک های گابرویی منطقه رضاآباد. ب) بافت اینترگرانولار همراه با کانی های اصلی تشکیل‌دهنده (XPL). پ) ماکل پلیسننتیک در پلاژیوکلازها (XPL). ت) تصویری از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه های دایک های گابرویی (XPL) ۱۰۵

شکل ۳-۲۷-الف) منطقه بندی در درشت بلور پلاژیوکلازهای نسل اول (نور XPL). ب) تصویری از بلور کلینوپیروکسن اوژیتی در دایک های گابرویی (XPL). پ) تصویری از کانی هورنبلند در دایک های گابرویی که در حال تبدیل شدن به کلریت می باشد (نور XPL) ۱۰۶

فصل چهارم

شکل ۴-۱-الف) میانگین مقادیر عناصر اصلی در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه، ب) تصویر آنالیز کیفی به روش EDS یک نمونه از کلینوپیروکسن های مورد مطالعه ۱۱۲

شکل ۴-۲-الف و ب) رده بندی پیروکسن های منطقه طبق نمودارهای (Morimoto et al, ۱۹۸۸) ۱۱۲

شکل ۴-۳-الف) ترکیب کلینوپیروکسن های منطقه مورد مطالعه در نمودار (Papike et al., 1974) AlIV- Na-Ti، ب) در نمودار (Deer et al, ۱۹۹۲) ۱۱۳

شکل ۴-۴-الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از پلاژیوکلازهای موجود در بازالت های مورد مطالعه، ب) آنالیز کیفی به روش EDS برای یک نمونه از پلاژیوکلازهای مورد مطالعه ۱۱۴

شکل ۴-۵- ترکیب شیمیایی فلدسپارها بر اساس رده بندی (Deer et al, ۱۹۹۲) ۱۱۵

شکل ۴-۶-الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از بیوین های موجود در بازالت های مورد مطالعه، ب) آنالیز کیفی به روش EDS برای یک نمونه از بیوین های مورد مطالعه ۱۱۷

شکل ۴-۷-الف و ب) ترکیب شیمیایی بیوین ها بر اساس تقسیم بندی (Morimoto et al, ۱۹۸۸) ۱۱۷

شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای MnO و NiO در برابر Mg# ۱۱۸

شکل ۴-۹- نمودار طبقه بندی سه تایی (Bacon and Hirschmann, 1988) Fe₂O₃-TiO₂-FeO ۱۱۹

شکل ۴-۱۰- تعیین سری ماگمایی نمونه های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، الف) Al₂O₃ در برابر SiO₂ (Le Bas, 1962)، ب) Ca+Na در برابر Ti (Letierrier et al., 1982) ۱۲۱

- شکل ۴-۱۱- آزمون تعادل کانی مذاب با استفاده از $Kd[Fe-Mg]$ بین کلینوپیروکسن و مذاب بازالتی همزیست..... ۱۲۴
- شکل ۴-۱۲- هیستوگرام نتایج الف) زمین دماسنجی و ب) زمین فشارسنجی..... ۱۲۵
- شکل ۴-۱۳- آزمون تعادل کانی مذاب با استفاده از $Kd [Fe-Mg]$ بین الیوین و مذاب بازالتی همزیست..... ۱۲۶
- شکل ۴-۱۴- تصویر تمام نتایج دماسنجی برای مقایسه در یک نمودار..... ۱۲۷
- شکل ۴-۱۵- الف) نمودار دما- فشار برای کلینوپیروکسن ها، ب) تصویر شماتیک از ساختار لیتوسفر در شمال ایران..... ۱۲۸
- شکل ۴-۱۶- الف و ب) رده بندی پیروکسن های منطقه طبق نمودارهای (Morimoto et al. (1988)..... ۱۲۹
- شکل ۴-۱۷- الف) تعیین سری ماگمایی نمونه های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن در نمودار $Ca+Na$ در برابر Ti (Leterrier et al., 1982)، ب) ترکیب شیمیایی فلدسپارها بر اساس رده بندی (Deer et al. (۱۹۹۲)..... ۱۳۰
- شکل ۴-۱۸- الف و ب) نمودارهای رده بندی و نامگذاری آمفیبولهای مورد مطالعه بر اساس رده بندی (Leake et al. (۱۹۹۷)..... ۱۳۰
- شکل ۴-۱۹- الف و ب) نمودار تعیین دما و فشار با استفاده از روش (Soesoo (۱۹۹۷)..... ۱۳۲
- شکل ۴-۲۰- مدلی شماتیک از صعود ماگما بر پایه فراوانی عمق تبلور پیروکسن..... ۱۳۲

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی بر روی نمودارهای الف) Na_2O+K_2O در مقابل Na_2O/K_2O (Takanashi et al., 2011)، ب) SiO_2 در برابر $Na_2O + K_2O$ (Cox et al., 1979)..... ۱۴۲
- شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه بر روی نمودار، الف) Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)، ب) Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)..... ۱۴۲
- شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای الف) Nb/Y در برابر $(Zr/TiO_2)^{*0.001}$ (Winchester and Floyd, 1977)، ب) SiO_2 برابر Na_2O+K_2O (Irvine and Baragar, 1971)..... ۱۴۳
- شکل ۵-۴- نمودارهای تفکیک سریهای سدیک و پتاسیک..... ۱۴۴
- شکل ۵-۵- میانگین مقادیر عناصر اصلی در رخنمون های منطقه..... ۱۴۶
- شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 (Harker, 1909)..... ۱۵۰
- شکل ۵-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO ۱۵۱
- شکل ۵-۸- نمودارهای عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار Ni, Cr, Co, Ba, Rb و Sr در برابر MgO ۱۵۵
- شکل ۵-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار - ناسازگار و ناسازگار - سازگار در برابر یکدیگر..... ۱۵۸
- شکل ۵-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار و نسبت های آنها مقابل هم..... ۱۵۹

شکل ۵-۱۱- الف) نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ ب) نمودار به هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای بازالت های مورد مطالعه..... ۱۶۳

شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ؛ ب) Nb/Y در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)^{0.001}$ (Winchester and Floyd, 1977)؛ پ) Co در برابر Th (Middlemost, 1994)؛ د) Nb/Y در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)^{0.001}$ (Hastie et al., 2007)..... ۱۶۷

شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و خاکی نادر در برابر Zr..... ۱۶۸

شکل ۵-۱۴- موقعیت نمونه های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای به هنجار شده..... ۱۶۹

فصل ششم

شکل ۶-۱- نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی..... ۱۷۳

شکل ۶-۲- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی DF1 در برابر DF2 (Verma and Agrawal, 2011)..... ۱۷۴

شکل ۶-۳- نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی DF1 در برابر DF2 (Verma and Agrawal, 2011)..... ۱۷۵

شکل ۶-۴- نمودارهای تمایز زمین ساختی..... ۱۷۶

شکل ۶-۵- موقعیت نمونه های بازالتی مورد مطالعه در نمودارهای الف) Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008) ، ب) V/Ti در برابر Ti/Zr (Li et al., 2013)؛ ج) La/Nb در برابر Y (Floyd et al., 1991)؛ د) TiO_2 در برابر FeO/MgO (Chernicoff et al., 2009)..... ۱۷۸

شکل ۶-۶- تعیین محیط تکتونیکی بازالت های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن، الف) Ti+Cr در برابر Ca؛ ب) نمودار سه تایی $\text{Fe}/10 - \text{Ti} - \text{Mn}^*10$ (Aparicio, 2010)؛ ج) نمودار مثلثی $\text{TiO}_2 - \text{MnO} - \text{Na}_2\text{O}$ (Lettrier et al., 1982) ، د) نمودار سه تایی $\text{Fe}/10 - \text{Ti} - \text{Mn}^*10$ (Aparicio, 2010)؛ ج) نمودار مثلثی $\text{TiO}_2 - \text{MnO} - \text{Na}_2\text{O}$ (Lettrier et al., 1982)..... ۱۸۰

شکل ۶-۷- موقعیت بازالت های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تفکیک کننده نقش رسوب/ سیال..... ۱۸۲

شکل ۶-۸- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)؛ ب) Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989)..... ۱۸۴

شکل ۶-۹- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین ویژگی های محل منشأ الف) Th/Yb در برابر Nb/Yb؛ ب) Nb/Y در برابر Zr/Y (Wilson and Lyshkevich, 1996)..... ۱۸۴

شکل ۶-۱۰- الف) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y جهت تعیین ویژگی های محل منشأ..... ۱۸۶

شکل ۶-۱۱- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین درجه ذوب بخشی الف) Sm/Yb در برابر Sm (Li and Chen, 2014)؛ ب) La/Sm در برابر La (Aldanmaz et al., 2000)..... ۱۸۸

- شکل ۶-۱۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین عمق منشأ گیری ماگما الف) بر اساس میانگین تمرکز عناصر Sm, Yb و Ce (Ellam, 1992)، ب) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992)..... ۱۸۹
- شکل ۶-۱۳- نمایش نسبت های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه ی بازالت های منطقه مورد مطالعه (Hofmann, ۱۹۹۷)..... ۱۹۴
- شکل ۶-۱۴- نمایش نسبت های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر ϵ_{Nd} در بازالت های منطقه مورد مطالعه..... ۱۹۵
- شکل ۶-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات MgO در برابر Ni برای تعیین ماگمای اولیه از غیر اولیه (Varekamp et al., 2010; George and Rogers, 2002)..... ۱۹۷
- شکل ۶-۱۶- دیاگرام های تعیین کننده نقش تفریق ماگمایی و تبلور بخشی کانی ها..... ۱۹۹
- شکل ۶-۱۷- نمودار Y در برابر Rb که نشان دهنده بردارهای تفریق ریلی است (Keskin et al., 1998)..... ۲۰۱
- شکل ۶-۱۸- موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات الف) Zr/Nb در مقابل Zr، ب) Th/Sm در مقابل Th/Yb، ج) SiO₂ در برابر Ni، د) La در برابر La/Yb..... ۲۰۲
- شکل ۶-۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات الف) در نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, ۲۰۰۷)، ب) Ce/Pb در برابر Pb (Alici et al., 2002)..... ۲۰۴
- شکل ۶-۲۰- الف) نمودار Nb/La برابر Nb/La (Xu et al., 2015)، ب) نمودار تغییرات La/Ta در برابر La/Nb (Hart et al., 1989)..... ۲۰۵
- شکل ۶-۲۱- نمودارهای نسبت‌های عناصر نادر در برابر $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ برای بازالت های مورد مطالعه..... ۲۰۶
- شکل ۶-۲۲- طرح شماتیک از اجزای قارهای و بسته شدن اقیانوس نوتتیس در زمان‌های مختلف در ایران و ترکیه (Sengor et al., 2008)..... ۲۰۸
- شکل ۶-۲۳- الگوی زمین ساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازی و نقش محل منبع گوشته ای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پشت کمانی در زیر پهنه شمال ایران مرکزی در زمان الیگوسن-میوسن..... ۲۱۲
- شکل ۶-۲۴- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)؛ ب) Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989)..... ۲۱۴
- شکل ۶-۲۵- تعیین ویژگی های منشأ نمونه ها با استفاده از نمودار La/Sm در برابر La/Y..... ۲۱۵
- شکل ۶-۲۶- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) La/Lu در برابر La، ب) Sm/Yb در برابر Sm، پ) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992)..... ۲۱۶

شکل ۶-۲۷- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) تغییرات MgO در برابر Ni برای تعیین ماگمای اولیه از غیر اولیه (George and Rogers, 2002; Varekamp et al., 2010)، ب) تغییرات Th/Nb در برابر SiO₂ (He et al., 2010)..... ۲۱۸

شکل ۶-۲۸- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- سازگار، ناسازگار - ناسازگار و نسبت های آنها در مقابل هم..... ۲۱۸

شکل ۶-۲۹- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات الف) در نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, 2007)، ب) Ce/Pb در برابر Pb (Alici et al., 2002)، پ) Nb/Th در برابر Nb/La (Xu et al., 2015)..... ۲۲۰

شکل ۶-۳۰- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) Ti در برابر Zr (Pearce, 1982)، ب) Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafri and Sheikh, 2013)، پ) Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008)، ت) V/Ti در برابر Ti/Zr (Li et al., 2013)..... ۲۲۵

شکل ۶-۳۱- الگوی زمین ساختمانی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازی..... ۲۲۶

فهرست جداول

فصل سوم

جدول ۳-۱- علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل..... ۶۹

فصل چهارم

جدول ۴-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری برخی از کلینوپیروکسن‌ها..... ۱۱۰

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری برخی از پلاژیوکلازها..... ۱۱۴

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری برخی از الیوین‌ها..... ۱۱۶

جدول ۴-۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای از اکسیدهای آهن..... ۱۱۹

فصل پنجم

جدول ۵-۱- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه..... ۱۳۷

جدول ۵-۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه که توسط سایر پژوهشگران مطالعه شده است..... ۱۳۹

جدول ۵-۳- نتایج خام تجزیه شیمیایی دایک‌های دیابازی ژوراسیک منطقه مورد مطالعه و برخی از نتایج که توسط سایر پژوهشگران مطالعه شده است..... ۱۶۶

فصل ششم

جدول ۶-۱- نتایج محاسبات ایزوتوپی انجام شده برای نمونه های مورد مطالعه..... ۱۹۴

پیوست

کل نتایج مایکروپروپ الکترونی بر روی بازالت های مورد مطالعه..... ۲۶۷

فصل اول

کلمات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و راه‌های دسترسی

منطقه مورد مطالعه در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی در بین طول‌های جغرافیایی $0^{\circ}56'$ تا $3^{\circ}57'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $3^{\circ}35'$ تا $3^{\circ}36'$ شمالی واقع شده است. این منطقه از جنوب‌باختر شاهرود تا شمال باختر سبزوار را دربر می‌گیرد و شامل چهار منطقه کلات سادات، مقیسه، رضاآباد، شمال و جنوب غرب احمدآباد است که مختصات دقیق آن‌ها در جدول زیر آمده است (جدول ۱-۱).

جدول ۱-۱- مختصات مناطق مورد مطالعه

منطقه	طول جغرافیایی (Latitude)	عرض جغرافیایی (Longitude)
کلات سادات	$36^{\circ} 20' 40.34'' \text{ N}$	$057^{\circ} 13' 9.46'' \text{ E}$
مقیسه	$36^{\circ} 9' 20.17'' \text{ N}$	$057^{\circ} 9' 29.27'' \text{ E}$
رضاآباد	$35^{\circ}58'18.08''\text{N}$	$56^{\circ}38'3.08''\text{E}$
شمال احمدآباد	$35^{\circ} 55' 38.09'' \text{ N}$	$056^{\circ} 29' 0.29'' \text{ E}$
جنوب احمدآباد	$35^{\circ} 45' 16.63'' \text{ N}$	$056^{\circ} 29' 28.66'' \text{ E}$

مناطق مورد مطالعه از نظر جغرافیای سیاسی تابع استان‌های سمنان و خراسان رضوی هستند. به‌طور کلی راه‌های دسترسی به این مناطق به صورت زیر امکان‌پذیر هست:

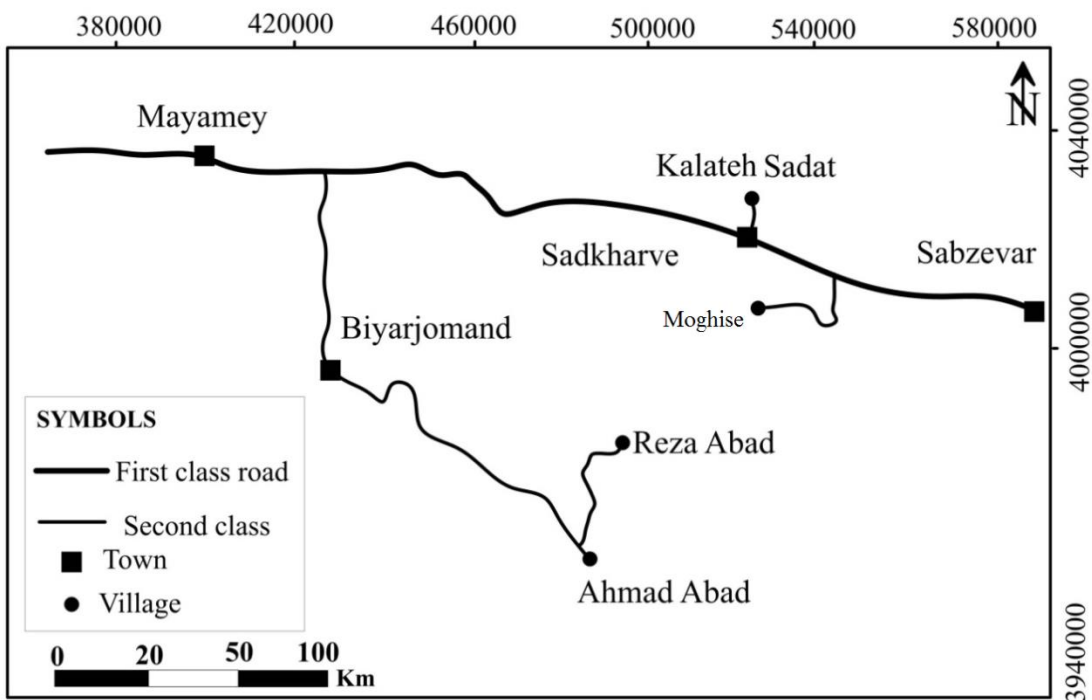
رضاآباد و احمدآباد: مهم‌ترین راه دسترسی به منطقه، جاده شاهرود - سبزوار و جاده شاهرود به بیارجمند و کاشمر می‌باشد. (شکل ۱-۱). از شاهرود به سمت سبزوار، در ۱۰ کیلومتر بعد از میامی و عبور از روستای ابراهیم‌آباد به یک سه‌راهی می‌رسیم که در سمت راست قرار دارد. بعد از طی ۸۰ کیلومتر به سمت جنوب و پس از شهر بیارجمند و روستای خان خودی به روستای احمدآباد می‌رسیم. در ۳ کیلومتر نرسیده به احمدآباد، در سمت چپ یک دوراهی وجود دارد که بعد از طی حدود ۲۰ کیلومتر به روستای رضاآباد می‌رسیم.

کلات سادات: این منطقه در حدود ۷۰ کیلومتری شمال باختر سبزوار و در مسیر جاده اصلی شاهرود - سبزوار می باشد (شکل ۱-۱). از سمت شاهرود، در کیلومتر ۳۰ بعد از شهر داورزن و از عبور روستای مهر، یک دوراهی در سمت چپ مسیر وجود دارد که بعد از طی ۷ کیلومتر در جاده خاکی به منطقه مورد مطالعه می رسیم.

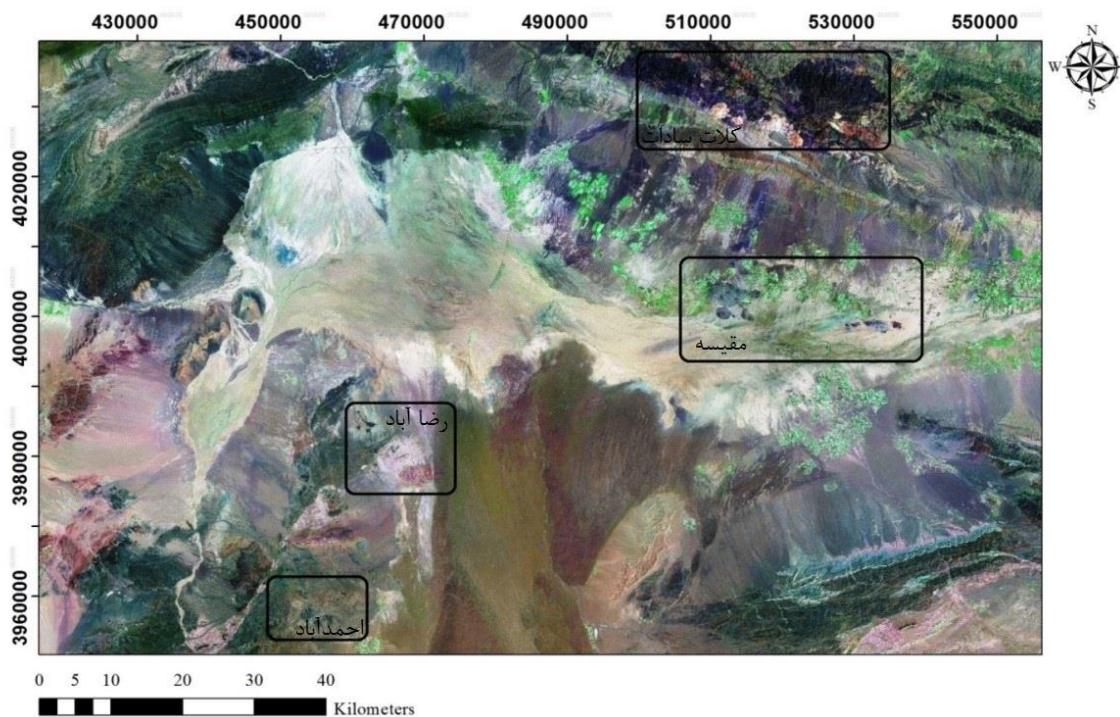
مقیسه: این منطقه در ۵۰ کیلومتری جنوب باختر سبزوار در خاور روستای مقیسه قرار دارد و دسترسی به این مکان از طریق جاده اصلی شاهرود - سبزوار امکان پذیر است (شکل ۱-۱).

از شاهرود به سمت سبزوار، در ۳۰ کیلومتری نرسیده به سبزوار بعد از روستای ریوند به یک سه راهی می رسیم که در سمت جنوب قرار دارد. این سه راهی را به سمت جنوب حرکت می کنیم و بعد از عبور از روستاهای باشتین ، تاج آباد، فیض آباد، حسین آباد و مهرآباد به منطقه مقیسه خواهیم رسید.

h



شکل ۱-۱- نقشه محدوده‌ی مورد مطالعه بین سبزوار - شاهرود و راه‌های دسترسی به رخنمون‌های مورد بررسی.



شکل ۱-۲- موقعیت مناطق مورد مطالعه حدفاصل جنوب خاور شاهرود - شمال باختر سبزوار بر روی تصویر ماهواره‌ای.

۲-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی

۱-۲-۱- رضاآباد و احمدآباد

از آنجاکه این مناطق در نواحی کویری ایران قرار دارند دارای آب و هوای بیابانی و گرم، و از لحاظ پوشش گیاهی، کویری و فقیر از پوشش می باشند. میانگین بارندگی سالیانه ۵/۵ میلی متر گزارش شده است. میانگین درجه حرارت ۱۶/۶ و کمترین درجه در بهمن ماه (۲/۵) و بیشترین آن در مردادماه (۲۹/۵) است (سایت سازمان هواشناسی ایران، ۱۳۹۵)

نبود رودخانه دائمی در منطقه و نیز تعداد بسیار کم چشمه ها، باعث استفاده روستائیان از قنات ها یا چاه های عمیق جهت تأمین آب مورد نیازشان شده است. از رودخانه های فصلی مهم این منطقه می توان به رودخانه کال شور اشاره کرد. توزیع بارندگی به طور عمده در بهار و زمستان صورت می گیرد. به علت کمبود بارندگی، پوشش گیاهی منطقه اندک و دارای تنوع است، به طوری که در آن گیاهانی چون بوته ها و درختچه های گز، تاق، گون و خارشتر و ... وجود دارد (شکل ۱-۳). اقتصاد اهالی روستای رضاآباد بر پایه دامداری سنتی (بز، گوسفند و شتر) استوار است. دام به عنوان عنصر محوری زندگی عشایر، همواره هدف و ابزار کوچ بوده و حفظ و بقای دام از طریق سازش با طبیعت، شالوده اصلی این نوع زندگی را تشکیل می دهد. جاذبه های گردشگری زیادی در این روستاها وجود دارد که مربوط به دام و محصولات دامی می شود. محصولات کشاورزی شامل گندم، هندوانه، فلفل قرمز، آفتاب گردان، پنبه و ... است. حیات وحش منطقه، شامل حیواناتی چون آهو، گرگ، روباه، کفتار، گرگ، گورخر، قوچ و ...، انواع خزندگان، نظیر انواع مار، مارمولک، لاک پشت و انواع پرندگان بومی از قبیل شاهین، بالابان، عقاب، قرقی، کبک، تیهو، باقرقره، هوبره، زاغ بور و ... می باشد.

۲-۲-۱- کلات سادات و مقیسه

از آنجاکه شهرستان سبزوار در نواحی کوهستانی و دشتی قرار گرفته و بخشی از آن در کنار کویر نمک افتاده است، آب و هوای گوناگونی دارد. در بخش کوهستانی، معتدل و در بخش کویری، بیابانی و گرم، و از لحاظ پوشش گیاهی، کویری و فقیر است. میانگین بارندگی سالانه ۱۳/۲۸ میلی‌متر گزارش شده است (سایت سازمان هواشناسی ایران، ۱۳۹۵). وضعیت بارندگی در منطقه سبزوار بیشتر متأثر از جبهه هوای مرطوب مدیترانه‌ای است که منطقه را از جانب باختری تحت تأثیر قرار می‌دهد. رودخانه دائمی در منطقه وجود ندارد. از رودخانه‌های فصلی مهم در منطقه سبزوار می‌توان به رودخانه کال شور و جوبین اشاره کرد. رودخانه کال شور سبزوار مهم‌ترین جریان رودخانه‌ای حوضه آبریز مرکزی یا همان دشت کویر است که از کوه‌های کمر سیاه در شمال غرب تربت حیدریه سرچشمه می‌گیرد. به علت کمبود بارندگی در منطقه گونه‌های زیادی از گیاهان مشاهده نمی‌شود. از گونه‌های شاخص می‌توان در اصطلاح محلی به درخت بادام کوهی، درمنه، گز و خار شتر اشاره کرد (شکل ۱-۴) (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۹۵).



شکل ۱-۴- نمونه‌ای از پوشش گیاهی در منطقه کلات سادات (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۱-۳- نمونه‌ای از پوشش گیاهی و جانوری در منطقه رضآباد.

۳-۱- ژئومورفولوژی منطقه

به طور کلی منطقه مورد مطالعه از نظر ژئومورفولوژی شامل مناطق مرتفع و کم ارتفاع می باشد. در منطقه سبزوار (کلات سادات و مقیسه) گنبد های آتشفشانی جوان نیمه عمیق ریولیتی، بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل می دهند (شکل ۱-۵). نواحی جنوبی بیشتر شامل دشت ها و نواحی مسطح می باشد در حالی که قسمت های شمالی کوه های مرتفع و مناطق غیرقابل دسترس هستند (شکل ۱-۶) (حاجیلو، ۱۳۹۳). از لحاظ ژئومورفولوژی منطقه احمدآباد را می توان به دو بخش تقسیم کرد. گنبد های نیمه آتشفشانی بازمین، اندرکوه، الله کم، دوبرادر به دلیل مقاوم بودن در شرایط سطحی مرتفع ترین واحدها را در این منطقه به وجود آورده اند (شکل ۱-۷)، در حالی که خاور و شمال خاور احمدآباد و جنوب و شمال رضاآباد زمین های پست و شوره زار کویری که به صورت تپه ها و روانه های ماسه ای، با ارتفاع حدوداً ۸۱۰ متر از سطح دریا کم ارتفاع ترین مناطق را به خود اختصاص می دهند (شکل ۱-۸).



شکل ۱-۶- نمای از دشت کویر در جنوب روستای مقیسه (دید به سمت جنوب خاور).



شکل ۱-۵- دورنمایی از گنبد ریولیتی شمال کلات سادات (دید به سمت شمال باختر).



شکل ۱-۸- نمایی از رمل‌های ماسه‌ای در خاور روستای رضاآباد (دید به سمت شمال خاور).



شکل ۱-۷- دورنمایی از گنبد آندزیتی الله‌کم در منطقه احمد-آباد (دید به سمت شمال).

۴-۱- مطالعات پیشین

بازالت‌های مورد مطالعه در حدفاصل سه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزواری (سه‌پندی و حسینی، ۱۳۶۸)، جاجرم (افتخارنژاد و آقانباتی، ۱۳۷۱) و خارتوران (نوابی و همکاران، ۱۳۶۵) و چهار نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۸) ابریشم رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳) داورزن (رادفر و کهنسال،

۱۳۸۱) و باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۳۷۸) واقع شده است (شکل‌های ۱- ۸ و ۹). در این قسمت به شرح تحقیقات انجام‌شده در این منطقه و مناطق مجاور می‌پردازیم.

(Spies et al. ۱۹۸۳) با مطالعه سنگ‌های آتشفشانی ترشیری واقع در محدوده‌ی بین قوچان، سبزوار و نیشابور (زون بینالود)، آن‌ها را به سه دسته تفکیک کرده‌اند: (۱) آندزیت‌های ائوسن (۲) داسیت‌ها و آمفیبول آندزیت‌های الیگوسن - پلیوسن (۳) بازالت‌های آلکالن و شوشونیت‌های میوسن-پلیوسن. دو گروه اول در ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان رخنمون دارند و به ماگماهای کالک‌آلکالن تیپ جزایر قوسی نسبت داده شده‌اند. تشکیل آن‌ها را ناشی از فرورانش با شیب به سمت شمال لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار به زیر لیتوسفر قاره‌ای شمال خاور (ورقه توران) می‌دانند. گروه سوم (سنگ‌های آلکالن) را در کنار افیولیت‌های کرتاسه گزارش کرده‌اند و تشکیل آن‌ها را ناشی از زیاد شدن عمق اتاق ماگمایی در اثر برخورد خرده قاره‌ی خاور ایران مرکزی و صفحه‌ی توران دانسته‌اند.

در حالی که (Bauman et al. ۱۹۸۳)، با بهره‌گیری از ترکیب ایزوتوپی استرانسیم در سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در ناحیه‌ی واقع بین کاشمر - سبزوار - قوچان، نتیجه گرفته‌اند که تغییرات نسبت ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۷۰۳۵ تا ۰/۷۰۶۰ (میانگین ۰/۷۰۴۶) است که احتمالاً ناشی از ناهمگنی گوشته و درجات مختلف تبلور بخشی است و نقش عمده‌ای در تشکیل ماگماهای کالک‌آلکالن دارد. ماگماهای مادر آن‌ها در نتیجه بی‌آب شدن پوسته اقیانوسی در فشار بخار آب بالا و فشار اکسیژن بالا (Spies et al., ۱۹۸۳) و توسط ذوب بخشی گوه گوشته بالایی زون فرورانش و بدون مشارکت پوسته قاره‌ای سیالیک به وجود آمده است این سنگ‌ها ۲۶ میلیون سال قدمت نشان می‌دهند.

یک نکته‌ی جالب در مورد بعد از افیولیت‌ها، این است که سن جای‌گیری آن‌ها از جنوب به طرف شمال کاهش می‌یابد؛ به‌نحوی که قدیمی‌ترین سنگ‌های این دسته، در مجاورت افیولیت‌ها، ۴۲ میلیون سال و

جوان ترین آن‌ها در جنوب قوچان، ۲/۷ میلیون سال قدمت نشان می‌دهند. (Spies et al. ۱۹۸۳) این مسئله را به مهاجرت کمان ماگمایی به سمت شمال نسبت می‌دهند. آن‌ها عقیده دارند که مواد حاصل از فرسایش جزایر قوسی موردنظر در دوران سوم، به سمت شمال به داخل حوضه رسوبی کپه داغ، ریخته شده و باعث تشکیل ضخامت زیاد رسوبات در این زون شده است.

(Bernhardt ۱۹۸۳) سنگ‌های آتشفشانی ترشیری واقع در جنوب زون سبزواری را به چهار دسته تقسیم کرده است: ۱- آندزیت، ۲- داسیت تا ریوداسیت، ۳- ریولیت، ۴- آلکالی الیوین بازالت‌ها. تنوع ترکیبی در این واحدها ممکن است به علت منشأ گرفتن ماگمای مادر از عمق‌های مختلف و بخشی نیز به علت تبلور تفریقی، اختلاط ماگما و آرایش پوسته‌ای احتمالی در حین حرکت ماگما به سمت سطح باشد. ایشان بر اساس تعیین سن رادیومتریکی سن الیگوسن را برای آن‌ها در نظر گرفته است.

در شرح نقشه باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۳۷۸) سنگ‌های مورد مطالعه به سن کوتاه‌تر بدین گونه توصیف شده‌اند: در میان نهشته‌های فلیشی ائوسن و کنگلومرا و مارن‌های پلیوسن رخنمون‌هایی از دایک و سیل و احتمالاً گدازه به سن کوتاه‌تری وجود دارد. این سنگ‌ها ظاهری تیره و سیاه دارند. بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی ترکیب این سنگ‌ها از الیوین بازالت فوئیددار، پیروکسن بازالت، تراکی آندزیت بازالت و کوارتزلاتیت آندزیت تغییر می‌کند. بافت این سنگ‌ها عموماً پورفیری می‌باشد. در بعضی از رخنمون‌ها می‌توان ساخت منشوری را مشاهده کرد.

در شرح نقشه احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۸) سنگ‌های مورد مطالعه بدین گونه توصیف شده‌اند: بر روی نهشته‌های کرتاسه، مجموعه واحدهای سنگی ائوسن و همچنین مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای نئوزن و جوان‌تر، گدازه‌های بازیک، به گونه‌ای قطع کننده، جای می‌گیرند که دارای سن کوتاه‌ترند و می‌توان

گستره آن را در شمال ورقه (کوه دوشاخ) باختر روستای رضآباد و همچنین باختر ورقه در شمال شورچاه مشاهده کرد. این واحد دارای رنگ نمادین سیاه است و در بخش‌های میانی خود صخره ساز و مرتفع است. ترکیب این سنگ‌ها از سنگ بازالت تا بهارخواب بازالت تغییر می‌کند. در پاره‌ای از رخنمون‌ها می‌توان ساخت منشوری را نیز در آن دید.

در شرح نقشه داورزن (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱) سنگ‌های مورد مطالعه به سن کواترنر بدین گونه توصیف شده‌اند: رخنمون‌های این واحد در کوه دوشاخ، در جنوب باختری ورقه دیده می‌شوند. گدازه‌های سیاه‌رنگ آن با ترکیب بازالت‌آلکالن با ناپیوستگی بر روی مارن‌های زرد رنگ جای دارند. ساخت منشوری در بخش‌هایی از آن‌ها مشاهده می‌شود. درجه سخت‌شدگی گدازه‌های یاد شده و مارن‌های نئوژن موجب وضعیت ویژه ریخت‌شناختی در کوه نام‌برده شده است. بافت میکروسکوپی در گدازه‌های یادشده پورفیری با زمینه میکرولیتی و اینترگرانولار است.

در شرح نقشه ابریشم رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳) سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه به صورت گدازه‌های با ترکیب آلکالی‌بازالت بر روی واحد مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای ائوسن و واحدهای ائوسن میانی پسین جای گرفته است و سن این واحد کواترنری در نظر گرفته شده است. از ویژگی‌های صحرایی این واحد می‌توان به صخره‌ساز بودن و مرتفع بودن بخش‌های میانی آن، شیب کم تا افقی این واحد و همچنین وجود ساخت‌های بالشی و گاه منشوری در پاره‌ای از رخنمون‌های آن اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها پورفیری با زمینه اینترگرانولار تا میکرولیتی - جریانی است.

برهمند (۱۳۸۹) در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران - جنوب خاور شاهرود) نتیجه گرفت که سنگ‌های بازیک احمدآباد، شامل تعدادی روانه بازالتی به سن الیگومیوسن می‌باشند که در

آن‌ها، سری تفریق پیوسته‌ای از الیوین بازالت تا بازالت مشاهده می‌شود. تشکیل ماگمایی سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای و در یک محیط کششی درون قاره‌ای (پشت کمان) به وجود آمده‌اند.

رضوی (۱۳۹۰) در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن - سبزوار نتیجه گرفت که ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن از نوع کالک‌آلکان بوده و در جایگاه کمان قاره‌ای قرار می‌گیرد. ولی ماگمای سنگ‌های بازالتی الیگومیوسن کلات‌سادات را ماگمایی آلکان که در جایگاه پشت کمانی قرار می‌گیرند معرفی کرده است.

قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) در مقاله‌ای با عنوان گدازه‌های بازالتی خاور و جنوب خاور شاهرود شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگومیوسن ایران مرکزی نتیجه گرفتند که سن بازالت‌های مورد مطالعه به الیگوسن میانی - پسین تعلق دارد. ماگما دارای طبیعت آلکان و تشکیل آن از ذوب بخشی تقریباً ۱۰ درصدی یک منبع گارنت لرزولیتی غنی شده تحول یافته، بر اثر کاهش فشار وارد بر آن، در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی است. ماگمای حاصل از طریق گسل‌های عمیق موجود در پوسته قاره‌ای آن زمان (الیگوسن)، به سطح زمین رسیده و در محیط رسوب‌گذاری مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن فوران کرده است. اولین مرحله خروج هر روانه بازالتی به صورت انفجاری و در ادامه با خروج آرام گدازه همراه بوده است.

قاسمی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی موقعیت چینه‌شناسی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی - رسوبی عباس‌آباد پرداخته‌اند. مطالعات آن‌ها حاکی از برون‌ریزی آرام گدازه‌هایی با ترکیب الیوین‌بازالت، تراکی بازالت تا تراکی‌آندزیتی در یک حوضه ناپایدار، از

خشکی تا دریایی بسیار کم عمق (لاگون و دریای باز) در ائوسن میانی - فوقانی است. ایشان معتقدند توالی آتشفشانی - رسوبی مزبور در حوضه های کششی محلی داخل کمان آتشفشانی سبزوار - عباس آباد در ائوسن میانی - فوقانی نهشته شده است. این کمان از بسته شدن شاخه خاوری نئوتتیس در سبزوار و فرورانش لیتوسفر اقیانوسی آن به زیر لبه جنوبی حوضه البرز خاوری ناشی شده است که از کرتاسه فوقانی - پالئوسن شروع گردیده و فعالیت آتشفشانی آن در ائوسن میانی - فوقانی آغاز و تا پلیوکواترن ادامه یافته است.

حاجیلو (۱۳۹۳) در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بازالت های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) نتیجه گرفت که سنگ های آذرین موجود در منطقه کلات سادات و مقیسه به ترتیب شامل گدازه های الیوین بازالتی تا بازالتی می باشند و از لحاظ سنی به الیگوسن تعلق دارند. واحدهای آذراواری را شامل واحدهای آگلومرا، لاپیلی توف و پپریت معرفی کرده که گدازه ها در یک محیط دریاچه ای کم عمق و گرم فوران کرده اند. همچنین وی معتقد است که ماگمای یاد شده از ذوب بخشی درجه پایین، ۵ تا ۱۰ درصدی و در عمقی حدود ۱۰۰-۱۱۰ کیلومتری، از یک منبع گوشته ای گارنت لرزولیتی غنی شده و در یک محیط کششی درون قاره ای (پشت کمانی) به وجود آمده است.

(Ghasemi and Rezaie ۲۰۱۵)، سنگ های آتشفشانی ائوسن عباس آباد-داورزن را مورد بررسی قرار داده اند. ایشان معتقدند که سنگ های آتشفشانی منطقه از نوع الیوین بازالت، آندزی بازالت و آندزیت هستند. ماگمای سازنده این سنگ ها دارای ماهیت کالکوالکالن پتاسیم متوسط تا بالا بوده و از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته ای گارنت لرزولیتی غنی شده در حوضه های کششی محلی داخل کمان آتشفشانی سبزوار - عباس آباد در ائوسن میانی - فوقانی به وجود آمده است.

کدخدای عرب (۱۳۹۴) در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان بررسی جایگاه چینه شناختی و پتروژنز بازالت های غرب احمدآباد - خارتوران (جنوب خاور شاهرود) نتیجه گرفت این سنگها دارای سری ماگمایی آلكالان و محیط تکتونیکی درون ورقه قاره‌ای از نوع پشت‌کمانی می‌باشند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای بازالتی منشأ گرفته از گوشته گارنت لرزولیتی غنی‌شده، واقع در زیر مناطق قاره‌ای کششی پشت‌کمانی را نشان می‌دهند.

قاسمی و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی سنگ‌های گابرویی شمال گرمسار که به صورت دایک، سیل و استوک‌های کوچک، در سازند قرمز زیرین رخنمون دارند، پرداخته‌اند. به اعتقاد آنها این سنگها از ذوب بخشی نزدیک به ۱۱ تا ۱۶ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای استنوسفری غنی شده و گارنت لرزولیتی تعدیل شده، در عمقی حدود ۹۰-۱۰۰ کیلومتری تشکیل شده‌اند. در زمان الیگوسن - میوسن، این ماگماها از طریق گسل‌ها و شکستگی‌های ژرف، به درون پهنه کششی پشت‌کمانی آغازین که پیامد فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران مرکزی بوده، وارد شده است.

یوسفی و همکاران (۱۳۹۵) به مطالعه گنبد‌های آداکیتی پر سیلیس احمدآباد در منطقه خارتوران پرداخته‌اند. این گنبد‌ها به درون واحدهای آتشفشانی - رسوبی پالئوسن - ائوسن نفوذ کرده‌اند. به عقیده آنها ماگمای سازنده این سنگها از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده نئوتیس (شاخه سبزوار - درونه) سرچشمه گرفته است.

همان‌گونه که در این مطالعات دیده می‌شود، پتروژنز این بازالت‌های لبه شمالی ایران مرکزی در هاله‌ای از ابهام بوده است و بنابراین نیاز به بررسی پترولوژیکی دقیق آنها به شدت احساس شده است.

۵-۱- اهداف تحقیق

۱- بررسی ویژگی‌های چینه شناختی، کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه.

۲- مطالعه و تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌ها توسط EPMA (میکروپروب الکترونی).

۳- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، نادر و ایزوتوپی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

۴- بررسی نقش فرآیندهای ماگمایی در شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی منطقه.

۵- تعیین سن ایزوتوپی واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه به روش‌های مناسب.

۶- تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه.

۷- ارائه یک مدل ژئودینامیکی مناسب برای نحوه تشکیل سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه و به‌طور کلی برای زمان الیگومیوسن ایران مرکزی.

۱-۶- روش انجام تحقیق

فاز اول مطالعه:

۱- جمع‌آوری، بررسی و ارزیابی اطلاعات موجود با توجه به مطالعات انجام‌شده پیشین در محدوده مورد نظر.

۲- بازدید صحرائی، شناسایی واحدهای سنگی و تهیه نقشه پراکندگی و فراوانی کلی واحدهای آتشفشانی در این محدوده و تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه به منظور تعیین ارتباط فضایی این

واحدها. برای رسیدن به این منظور بیش از ۳۰ روز مطالعات صحرائی انجام گرفت.

۳- نمونه‌برداری از واحدهای مختلف آتشفشانی منطقه با کمترین دگرسانی.

فاز دوم مطالعه:

۱. تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی جهت انجام مطالعات میکروسکوپی از نمونه‌های برداشت شده،

با اهداف زیر:

۲. تعیین ویژگی‌های سنگ‌شناختی نمونه‌ها در مقاطع میکروسکوپی.

۳. انتخاب نمونه‌های مناسب جهت آنالیز شیمی سنگ کل. جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی

سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات دقیق صحرایی و پتروگرافی تعداد ۲۰

نمونه با حداقل دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب و جهت تعیین میزان عناصر اصلی،

کمیاب و نادر خاکی به روش‌های ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه ملی

تایوان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند.

۴. انجام آنالیز میکروپروب بر روی کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین. پس از مطالعات دقیق

سنگ‌نگاری، ۱۴ نمونه از سنگ‌های بازالتی و ۲ نمونه از دایک‌های دیابازی با کمترین دگرسانی انتخاب

شدند و پس از تهیه مقطع نازک صیقلی با استفاده از ریزپردازنده‌های الکترونی در آکادمی سینیکا

(Academia Sinica) در کشور تایوان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. تعداد ۱۲۰۰ و ۱۲۰ نقطه به

ترتیب برای بازالت‌ها و دیابازها به همراه تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و آنالیز کیفی به روش EDS

با دستگاه میکروپروب (JEOL EPMA JXA-8900R)، با قطر باریکه الکترونی ۲ میکرومتر، با ولتاژ شتاب

دهنده جریان ۱۵ kV، شدت جریان ۱۲ nA آنالیز شد.

۵. انجام تجزیه ایزوتوپی بر روی نمونه‌های مناسب جهت سن سنجی و نیز تعیین برخی نسبت‌های

ایزوتوپی به منظور استفاده در مطالعات پترولوژیکی.

فاز سوم مطالعه

گردآوری و تکمیل اطلاعات مورد نیاز، پردازش داده‌ها، تحلیل و تفسیر نتایج به دست آمده و نگارش

مقالات.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی

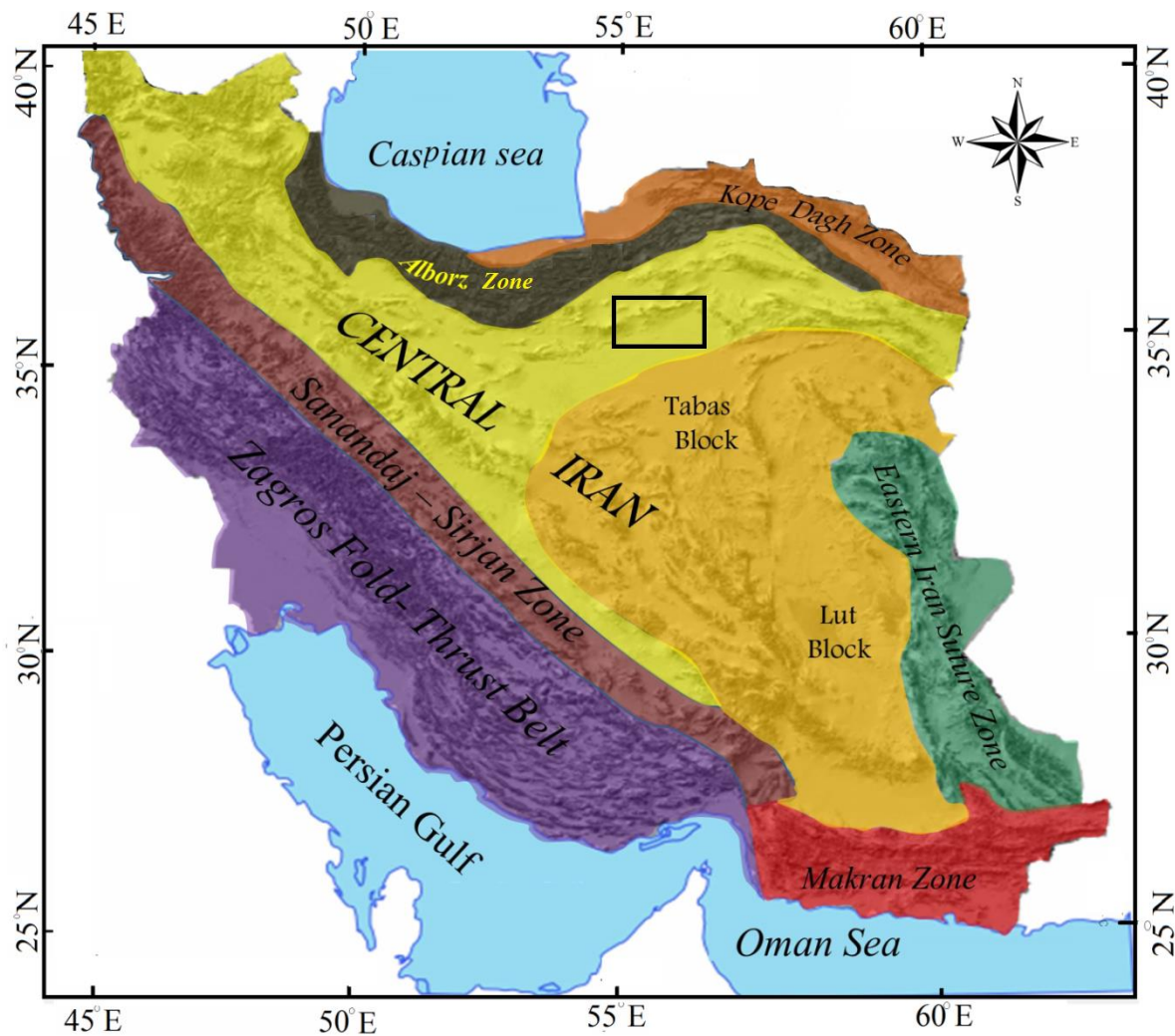
و

برداشت‌های صحرایی

۱-۲- مقدمه

نوار آلپ - هیمالیا از به هم پیوستن خرد ورقه‌هایی تشکیل شده، که از خاور مدیترانه تا شمال باختر هیمالیا را در بر گرفته است (Okay and Tuysuz, 1999; Stampfli and Borel, 2002; Sengor and Yilmaz, 1981). فلات ایران که دربرگیرنده گستره پهناوری از سنگ‌های آتشفشانی است، در بخش میانی این نوار کوهزایی جای گرفته است. Stocklin (۱۹۶۸) پهنه ایران را به ۹ پهنه زمین‌شناسی - ساختاری به شرح ذیل تقسیم نموده است: (۱) کپه‌داغ (۲) البرز (۳) ایران مرکزی (۴) سنندج - سیرجان (۵) زاگرس رورونده (۶) زاگرس چین-خورده (۷) دشت خوزستان (۸) بلوک لوت (۹) مکران و خاور ایران (شکل ۲-۱). منطقه مورد مطالعه از نظر جایگاه زمین‌شناسی متعلق به پهنه ایران مرکزی است (Stocklin, 1968).

در این پژوهش، روانه‌های بازالتی موجود در توالی رسوبی آلیگوسن بخش‌های وسیعی از حوضه رسوبی لبه شمالی ایران مرکزی، از شاهرود تا سبزوار به طول حدود ۳۰۰ کیلومتر مورد مطالعه قرار گرفته است. به این منظور، علاوه بر بازدید بسیاری از رُخنمون‌های صحرایی، مطالعه بر روی چهار رُخنمون اصلی، شامل منطقه کلات‌سادات، مقیسه، باختر و شمال باختر رضآباد، شمال باختر و باختر احمدآباد متمرکز شده است. در این فصل ابتدای کلیاتی درباره فعالیت‌های ماگمایی گسترده در دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک ارائه شده و در ادامه به زمین‌شناسی عمومی منطقه‌ی مورد مطالعه و ارائه نتایج حاصل از مطالعات و برداشت‌های صحرایی پرداخته می‌شود.



شکل ۱-۲- نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی - ساختاری ایران (Stocklin, 1968)، و موقعیت منطقه مورد مطالعه با کادر مشخص شده است.

۲-۲- مروری بر ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران مرکزی

ایران زمین، به‌عنوان بخشی از ناحیه مرکزی- باختری سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا، به دلیل تحمل زمین‌ساخت ویژه مناطق همگرایی ورقه‌ها (Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Takin, 1972; Mohajjel et al., 2003; Alavi, 1994; Dercourt et al., 1986; Shahabpour, 2007;

(Ghasemi & Talbot, 2006)، جولانگه فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای (به صورت خروجی و نفوذی)، به‌ویژه در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک بوده است. نقشه‌های زمین‌شناسی (Haghipour & Aghanabati, 1985) و ماگمایی (Emami et al., 1993) ایران، اهمیت این رخدادها را به‌خوبی منعکس کرده‌اند. ماگماتیسم گسترده این دوران، در سرتاسر پهنه ایران مرکزی به‌طور نامنظمی توزیع شده است. شدیدترین فعالیت‌های آتشفشانی در اوایل ترشیری، به‌ویژه ائوسن به دو صورت نفوذی - خروجی رخ داده است. نفوذی‌های این گروه به‌طور عمده از نوع توده‌های گرانیتوییدی و تکاپوهای خروجی به‌صورت گدازه‌ها و آذرآواری‌های بازیک حد واسط می‌باشد (آقناباتی، ۱۳۸۳). رخدادهای ماگمایی سنوزوئیک مرتبط با این همگرایی‌ها و بسته شدن نئوتتیس در ترسیم چهره امروزی ایران اهمیت به‌سزایی داشته‌اند. گسترش آتشفشان‌های سنوزوئیک از شمال باختر تا جنوب خاور (زون ارومیه دختر)، پیرامون خرده قاره ایران مرکزی، شمال و شمال خاور ایران (کمان آتشفشانی سبزوار - قوچان) حکایت از عظمت این فعالیت‌ها دارد. چنین حجم بالایی از سنگ‌های آتشفشانی توجه بسیاری از زمین‌شناسان را به خود جلب کرده است. در نقشه زون‌های ساختاری ایران، دو نوار ماگمایی، یکی در ایران مرکزی (نوار ارومیه - دختر) و دیگری در لبه شمالی ایران مرکزی - لبه جنوبی البرز، مشتمل بر نوار ساوه - قم - سمنان - شاهرود - سبزوار دیده می‌شود.

درباره سنگ‌های ماگمایی بخش‌های داخلی ایران مرکزی و به‌ویژه نوار ماگمایی لبه شمالی ایران مرکزی - حاشیه جنوبی البرز، نظرهای متفاوتی از کافت درون‌قاره‌ای (امامی و رشید، ۱۳۷۸؛ صادق‌زاده، ۱۳۷۷؛ بادامه، ۱۳۸۲؛ رشید، ۱۳۷۶؛ Bin & Meiyin, 2010) تا محیط‌های فرورانش، کشش درون و پشت‌کمان حاشیه قاره (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ Ghasemi & Rezaei, 2015; Asiabanha et al., 2009; Asiabanha & Foden, 2012) وجود دارد. به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، با شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی، در بخش -

های داخلی و شمالی ایران مرکزی (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ طوطی و همکاران، ۱۳۸۵) و حتی در جنوب البرز (مقدسی، ۱۳۸۲؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲؛ Wilmsen et al., ۲۰۰۹)، حوضه‌های کشتی پشت‌کمانی نابالغ اولیه در تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین تشکیل شده‌اند که برخی از آن‌ها در طی ژوراسیک میانی - بالایی و به‌ویژه کرتاسه، به‌خوبی توسعه یافته‌اند و حوضه‌های اقیانوسی پشت‌کمانی نائین - بافت، سبزوار و سیستان را تشکیل دادند (Fotoohi Rad et al., 2009; Shojaat et al., 2003; Shafaii-Moghaddam et al., 2009; Rossetti et al., 2010) در اواخر کرتاسه - پالئوسن بسته شده‌اند و بقایای آن‌ها به شکل نوارهای آفیولیتی و آمیزه‌های رنگی در این مناطق برجای مانده‌اند.

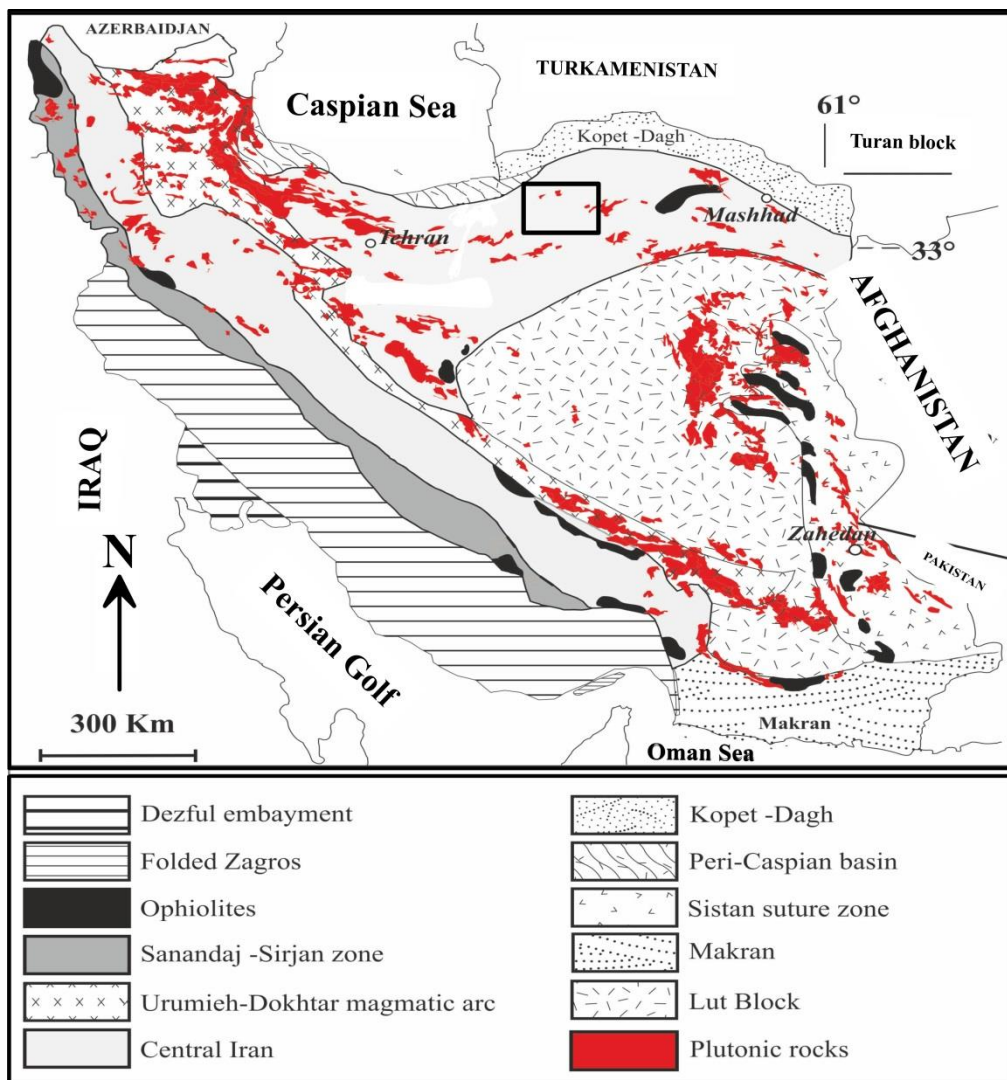
همگام با آخرین رخداد فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه بالایی، فعالیت‌های ماگمایی شدیدی در نوار ارومیه - دختر و نوار شمالی ایران مرکزی - جنوب البرز در پالئوسن- ائوسن و به‌ویژه ائوسن میانی- بالایی بروز کرد. درباره علت این ماگماتیسم نیز دیدگاه‌های متفاوتی ارائه شده است. بسیاری از پژوهشگران سنگ‌های نوار ماگمایی ارومیه - دختر را با شواهد مطمئن به‌عنوان کمان ماگمایی حاشیه قاره قلمداد کرده‌اند (Takin., 1972; Berberian & Berberian., 1981; Shahabpour, 2007; Ghasemi & Talbot, 2006; Moeinvaziri, 1985; Alavi, 1994, 2004, 2007; Verdell et al., 2011; Ayati et al., 2012)، که از سنگ‌هایی با تمایلات کالک - آلکان، آلکان و تولیتی تشکیل شده‌اند (Shahabpour, 2007). فعالیت آتشفشانی زون ارومیه - دختر در زمان ائوسن به اوج خود می‌رسد و بیشتر شامل فوران‌های آندزیتی است (Forster et al., 1972). در این زمان فوران‌های اولیه، کالک - آلکان و زیردریایی بوده و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی مانند آندزیت، ریولیت، لاتیت -

آندزیت، ریوداسیت، توف و ایگنیمبریت فوران کرده‌اند که گاهی آلکالن و گاهی کالک-آلکالن بوده‌اند. در ائوسن بالایی، ترکیب گدازه‌ها به طرف آلکالن (شوشونیتی) میل می‌کنند (Amidi, 1975).

فعالیت آتشفشانی در اواخر ائوسن و اوایل اولیگوسن در این نوار، به طور عمده از انواع دریایی کم‌عمق تا قاره‌ای بوده، که بیشتر آن‌ها قرمزرنگ و یا خاکستری تیره می‌باشند و با رنگ مایل به سبز ردیف‌های آتشفشانی ائوسن تفاوت آشکاری دارند. در زمان پلیوسن فعالیت‌های آتشفشانی، به صورت انفجاری صورت گرفته است و ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها ریولیتی- داسیتی و گاهی نیز آندزیت- تراکی آندزیت بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در اواخر ترشیری گدازه‌های کالک - آلکالن به انواع ساب آلکالن و آلکالن تغییر و تحول می‌یابد و نتیجه آن پیدایش گدازه‌های آلکالن غنی از پتاسیم است (Amidi, 1975).

درباره ماگماتیسم ترشیری نوار شمالی ایران مرکزی- جنوب البرز در پالئوسن- ائوسن و به ویژه در ائوسن میانی - بالایی و الیگوسن - میوسن، نظریه‌های متفاوتی وجود دارد. مطالعات جدیدتر، دیدگاهی تازه را تحت عنوان انگاره محیط کششی درون و پشت کمان، برای این نوار ماگمایی ارائه داده‌اند (نظیر قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ برهمند، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ حاجیلو، ۱۳۹۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Ghasemi & Rezaei, 2015; Asiabanha & Foden, 2012). بررسی دقیق پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ماگمایی این بخش از ایران مرکزی، اهمیت بسیار زیادی در آگاهی از ژئودینامیک پوسته ایران در ترشیری و نئوژن دارد. در این پژوهش روانه‌های بازالتی موجود در توالی رسوبی آلیگوسن بخش‌های وسیعی از حوضه رسوبی لبه شمالی ایران مرکزی، از شاهرود تا سبزوار مورد مطالعه قرار گرفته است. بازالت‌های مورد مطالعه، قبلاً به عنوان بازالت‌های کواترنری در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۳۷۸)، احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۸)، ابریشم‌رود (نواب مطلق و همکاران، ۱۳۸۴) و داورزن (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱) معرفی شده‌اند. برای اولین بار و در قالب پایان‌نامه‌های

کارشناسی ارشد، مطالعات زمین‌شناختی دقیقی بر روی مناطق مختلف برون‌زد آن‌ها انجام شد (نظیر برهمند، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ سری‌زن، ۱۳۹۳ و حاجیلو، ۱۳۹۳) و با شواهد چینه‌شناختی و کامل‌تر شدن مطالعات زمین‌شناختی و سنگ‌شناختی، سن الیگومیوسن و ماهیت قلیایی محیط‌های پشت‌کمانی آن‌ها به تأیید رسیده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Ghasemi & Rezaei, 2015). در این رساله نظر به اهمیت ژئودینامیکی حضور چنین سنگ‌هایی در این بخش از ایران، تصمیم به مطالعه و بررسی دقیق‌تر آن‌ها گرفته شد.



شکل ۲-۲- پراکندگی سنگ‌های آذرین سنوزوئیک در گستره ایران (Rezaei-Kahkhaei et al., 2011). به گسترش مجموعه‌های آفیولیتی در تماس با مجموعه‌های ماگمایی دوران سنوزوئیک ایران به‌ویژه در اطراف خردقاره ایران مرکزی توجه شود.

۱-۲-۲ - مروری بر ماگماتیسزم آلیگوسن - میوسن در ایران مرکزی

در زمان آلیگوسن - میوسن حرکات زمین‌ساختی، شکستگی‌های ژرف سنگ‌کره و فعالیت‌های کششی محدود سبب شد تا بخشی از سنگ‌های آذرین این زمان از نوع روانه‌های گدازه‌ای باشد. در ایران مرکزی گدازه‌های آلیگوسن - میوسن از نوع بازالت، داسیت، آندزیت، آندزیت - بازالتی و برخی سنگ‌های آذرآواری و ایگنیمبریتی هستند که به ویژه در نواحی ساوه، کاشان، سبزوار، رزن، اهر، اطراف بیرجند، طبس و جنوب‌خاور شاهرود گزارش شده‌اند (آقنباتی، ۱۳۸۳) (شکل ۲-۳). که در زیر به توضیح برخی از آن‌ها پرداخته شده است.

در جنوب‌خاور کاشان، سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آتشفشانی - رسوبی تتماج مشتمل بر بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت می‌باشند، که به‌طور متناوب با سنگ‌های آذرآواری و رسوبی رُخمون دارند. مطالعات فسیل‌شناسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها متعلق به آلیگوسن و مربوط به یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل می‌باشند. این سنگ‌ها جزء سری کالک آلکالن محسوب می‌شوند و با ماگماتیسزم ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نیوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی مطابقت می‌نماید. به نظر می‌رسد که گدازه‌های منطقه تتماج از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای غنی‌شده بالای زون فرورانش منشأ گرفته باشند (امین‌الرعایایی یمینی و همکاران، ۱۳۸۶). به اعتقاد (Berberian et al., ۱۹۸۲) مجموعه سنگ‌های آذرین مذکور در امتداد یک قوس ماگمایی، از نوع آندی با ویژگی‌های کالک‌آلکالن به وجود آمده‌اند.

در بخش‌های وسیعی از حوضه رسوبی لبه شمالی ایران مرکزی، از شاهرود تا سبزوار (در مناطق احمدآباد، رضاآباد، کلات‌سادات و مقیسه) روانه‌های بازالتی در توالی رسوبی تبخیری الیگومیوسن رُخمون دارند. این روانه‌ها به صورت بین‌چینه‌ای با واحدهای رسوبی آلیگومیوسن

دیده می‌شوند. (برهمند، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲؛ سری‌زن، ۱۳۹۳؛ حاجیلو، ۱۳۹۳ و قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵). بر اساس شواهد چینه‌شناسی و مطالعات زمین‌شناختی و سنگ‌شناختی، این روانه‌ها دارای سن آلیگومیوسن و ماهیت قلیایی بوده و متعلق به بازالت‌های محیط‌های کششی پشت‌کمان نابالغ می‌باشند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲؛ Ghasemi & Rezaei, 2015، قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵). ماگماتیسیم بازی قلیایی مشابهی ولی به شکل نفوذی (توده‌های کوچک گابرویی) در داخل سازند قرمز زیرین در شمال گرمسار دیده می‌شود که دقیقاً با ماگماتیسیم بازی قلیایی ناشی از ذوب گوشته‌های تعدیل شده مناطق کششی پشت‌کمانی مطابقت دارد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ برهمند، ۱۳۸۹؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲؛ سری‌زن، ۱۳۹۳). سن آلیگوسن میانی - پسین (با سن ایزوتوپی، حدود ۳۳ میلیون سال قبل (K-Ar)) و متعلق به جایگاه پشت‌کمان اشاره کرده است.

رجبی و ترابی (۱۳۹۲) در شمال خاور اصفهان (کویر تویره، جنوب باختر جندق و حاشیه شمال باختری خرد قاره خاور - ایران مرکزی (CEIM)) به بازالت‌های آلکان آلیگوسن {به روش K - Ar (Aistov et al., 1984)} با امتداد شمال باختری - جنوب تا خاوری - باختری اشاره کرده‌اند. ماگمای سازنده این بازالت‌ها، حاصل ذوب‌بخشی یک گارنت‌لرزلولیت در گوشته آستونوسفری است. موقعیت زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که فرورانش صفحه اقیانوسی اطراف CEIM در امتداد گسل کویر بزرگ از تریاس تا ائوسن عامل متاسوماتیسیم و باروری گوشته شده است. عملکرد گسل‌های کویر بزرگ و تویره در یک رژیم کششی درون صفحه قاره‌ای می‌تواند عامل ولکانیسم آلکان آلیگوسن در شمال باختر CEIM بوده باشد.

در منطقه رزن در استان همدان، سنگ‌های آتشفشانی مشتمل بر داسیت - ریوداسیت، آندزیت، تراکی آندزیت، هورنبلند آندزیت، آندزیت بازالتی و تراکی بازالت هستند که به‌طور متناوب با سنگ‌های آذر آواری و رسوبی رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن و به سن آلیگوسن متعلق می‌باشند (محمدی و همکاران، ۱۳۸۵). موقعیت تکتونیکی این سنگ‌ها به مناطق کششی و فرورانش شباهت دارد و ویژگی‌های هر دو محل را نشان می‌دهند، به اعتقاد محمدی و همکاران (۱۳۸۵)، با فرورانش نئوتتیس به زیر بلوک ایران، آب‌های آزاد شده از کانی‌های آبدار در سنگ‌های تحت فشار، باعث ذوب گوشته و تشکیل ماگما شده است. همچنین در مناطق بویین‌زهر و گبودرآهنگ، گدازه‌هایی از نوع فوق اشباع از سیلیس و ماهیت کلسیمی - قلیایی به سن آلیگومیوسن گزارش شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

در گستره خاور ایران در پهنه مود و جنوب تا جنوب باختر فردوس سنگ‌های بازالتی به سن ۳۱ میلیون سال گزارش شده است (وثوقی عابدینی، ۱۳۷۶؛ Khorasani, 1982). این سنگ‌ها متعلق به سری آلکالن (وثوقی عابدینی، ۱۳۷۶؛ آقانباتی، ۱۳۸۳) و دارای ویژگی دوگانگی ژئوشیمیایی می‌باشند (وثوقی عابدینی، ۱۳۷۶). در همین رابطه بربریان (۱۳۶۷) نیز آتشفشانی‌های لوت شمالی را از نوع بایمودال گزارش کرده است. بر اساس مطالعات پترولوژیکی - تکتونوماگمایی صورت گرفته بر روی سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک مناطق مختلف ایران، این دوگانگی بیشتر به چشم می‌خورد ولی با این وجود بیشتر پژوهشگران سعی بر این دارند که تشکیل ماگمای این نوع سنگ‌ها را در رابطه با پدیده فرورانش عنوان کنند (وثوقی عابدینی، ۱۳۷۶). الله‌پور و همکاران (۱۳۹۰) سنگ‌های آتشفشانی آلکالن خاور ایران را از نوع بازالت‌های درون صفحه‌ای می‌دانند که در محیط‌های کششی متأثر از سیستم‌های گسلی راست‌گرد به سطح راه یافته‌اند.

همچنین در بخش‌های خاوری روستای سلم‌آباد در جنوب سربیشه در خاور ایران، در حاشیه خاوری بلوک لوت و در حدفاصل زون زمین‌درز سیستان، رُخمون قابل توجهی از فعالیت‌های آتشفشانی ترشیری (اوسن-آلیگوسن تا پلیوسن) با ترکیب کلی حدواسط (آندزیتی) به همراه نهشته‌های آذرآواری متشکل از توف، برش و آگلومرآ مشاهده می‌شود (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۳). این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا و مرتبط با کمان آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش هستند. (Nazari & Salamati (۱۹۹۹) معتقدند پس از فعالیت‌های آتشفشانی اوسن میانی و پایانی در زمان اوسن پایانی-آلیگوسن، رخساره‌های متناوب از توف، برش، آگلومرآ، آندزیت، داسیت و دیگر سنگ‌های وابسته در منطقه سربیشه رُخمون یافته‌اند. بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط Pang et al., (۲۰۱۳) سن آندزیت-های این مناطق ۲۷/۷ میلیون سال (آلیگوسن فوقانی) می‌باشد. نتایج مطالعات محققان مذکور نشان می‌دهد که سنگ‌های کالک‌آلکان خاور ایران از یک منشأ گوشته‌ای فلوگوپیت‌دار با نشانه‌های به ارث رسیده از فرورانش، تشکیل شده است. بسته شدن اقیانوس سیستان در کرتاسه پسین سبب برخاستگی کوه‌های خاور ایران و ایجاد لیتوسفر چگال و ضخیم در زیر آن شده است. جدا شدن پی لیتوسفری سنگین و ضخیم (احتمالاً از پالئوژن زیرین) و بالا آمدن استنوسفر، سبب ذوب پدیدوتیت‌های آبدار در گوشته لیتوسفری و رخداد ماگماتیسم کالک-آلکان در رژیم تکتونیکی پس‌برخوردی در اوسن زیرین تا آلیگوسن فوقانی (۵۵ تا ۲۵ میلیون سال) شده است. به عقیده آن‌ها دو نوع رژیم تکتونیکی متضاد در میوسن میانی وجود دارد به عنوان مثال می‌توان به محیط‌های کششی در خاور ایران و فشارشی در جنوب‌باختر ایران اشاره کرد.

از دیگر سنگ‌های آتشفشانی خاور ایران بازالت‌های طبس هستند که در مجاورت گسل بزرگ و فعال نایبند فوران کرده‌اند (Karimpour et al., 2011; Kheirkhah et al., 2010). سنگ‌های (Walker et al., 2009; Saadat et al., 2010; Pang et al., 2012). سنگ‌های منطقه به‌طور عمده الیوین‌بازالت تا بازالت‌آندزیتی و جزو سری قلیایی سدیک هستند (هاشمی و همکاران، ۱۳۸۵؛ Saadat et al., 2010). این بازالت‌ها جزو بازالت‌های درون صفحه‌های قاره‌ای بوده که در اثر فعالیت و کشش و بازشدگی گسل بزرگ نایبند و شاخه‌های فرعی آن فوران کرده‌اند. حداقل سن این بازالت‌ها ۱۴ تا ۱۵ میلیون سال گزارش شده است (Saadat et al., 2010; Pang et al., 2012).

در منطقه اَبارق در شهرستان بَم نیز واحدهای گدازه‌ای و دایک، در امتداد یک سری گسل شمالی جنوبی بیرون زده است. محیط زمین‌ساختی آن‌ها احتمالاً متعلق به یک کمان پس از برخورد می‌باشد، که صعود ماگما و احتمالاً تولید آن، به وسیله گسل‌های امتدادلغز و زمین-ساخت کششی همراه با آن کنترل می‌شود. این ماگماتیسم پس از برخورد، ممکن است در اثر برخورد پوسته عربستان با ایران مرکزی رخ داده باشد (زاهدی و احمدی پور، ۱۳۸۷).

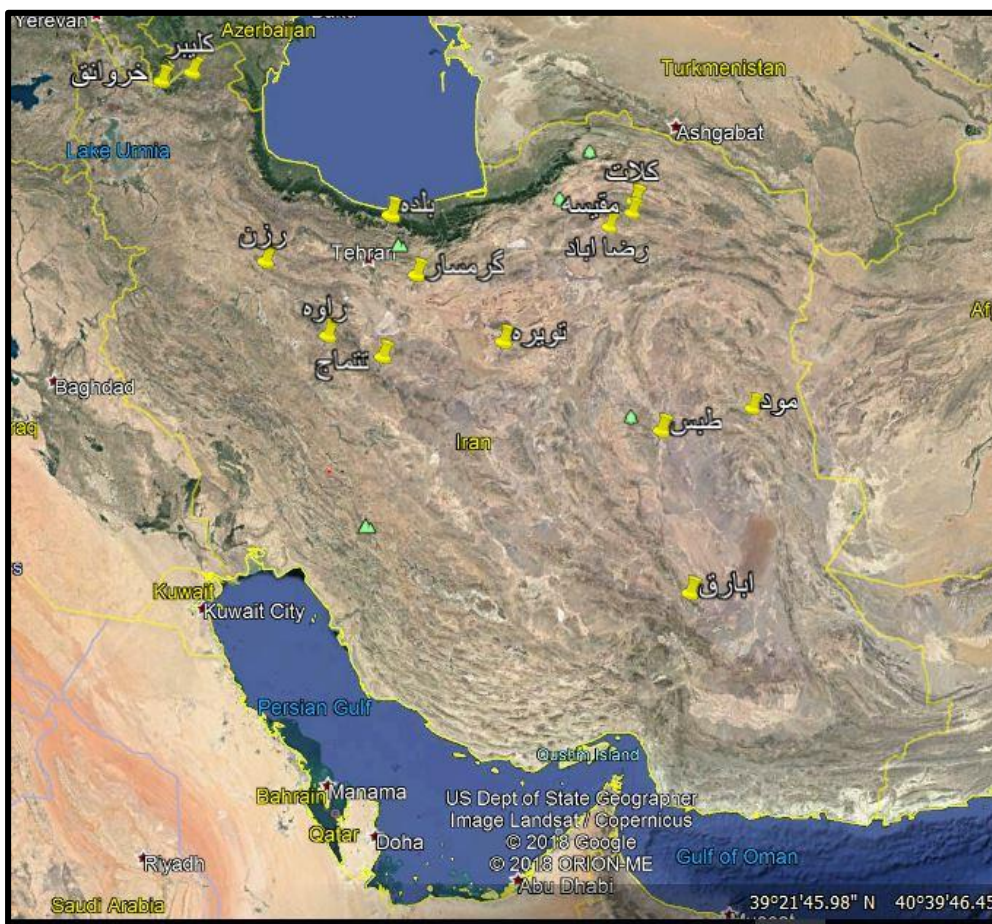
همچنین Girod & Conrad (۱۹۷۵) فوران گدازه‌های ابارق و خانه‌خاتون را در ارتباط با فعالیت گسل‌های بزرگ و شکستگی‌های ژرف پوسته می‌دانند که دارای ترکیب کلسیمی - قلیایی هستند. آن‌ها این سنگ‌ها را در ردیف بازالت‌های جنوب خاور ایران از جمله نایبند و لامپروویت‌های رایب به حساب آورده‌اند.

پیروج و همکاران (۱۳۹۱) در شمال منطقه‌ی خَروانق در شهرستان آهر به سنگ‌های آتشفشانی مشتمل بر تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیتی‌بازالت و تراکی‌آندزیت اشاره کرده‌اند. این

سنگ‌ها جزء سری پتاسیم قلیایی بالا تا شوشونیتی و به سن میوسن متعلق می‌باشند. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی و سن میوسن، ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها را، جزء ماگماتیسیم حوضه‌های کششی در نظر گرفته‌اند، که از ذوب بخشی گوشته‌ی گارنت‌لرزلولیتی ایجاد شده‌اند.

در منطقه هشتجین در استان اردبیل، رهگشای و همکاران (۱۳۸۵) یک سری سنگ‌های آتشفشانی مشتمل بر بازالت‌ها، متابازالت‌ها، الیوین‌بازالت‌ها، آندزیت‌بازالت‌ها و دایک‌های دلریتی متعلق به ائوسن - آلیگوسن را معرفی کرده است. مؤید (۱۳۸۰) نشان داده است که سری سنگ‌های آتشفشانی منطقه هشتجین، کلسیمی - قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی است. علاوه بر این، محیط زمین‌ساختی برای این نوار کوهزایی، کمان ماگمایی پس از برخورد فرض شده است. بر پایه این مدل، کمربندهای آتشفشانی - پلوتونیک ترشیری زون‌های ارومیه - دختر و البرز باختری - آذربایجان به عنوان کمان‌های ماگمایی پس از برخوردی در نتیجه فرورانش نئوتتیس در نظر گرفته می‌شوند.

در حاشیه دریاچه‌ی هامون در جنوب باختری و شمال باختری زابل، در خاور ایران، رُخمون - های پراکنده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی جوان دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های تکتنو ماگمای، سنگ‌های بازالتی گستره‌ی دریاچه‌ی هامون معرف ویژگی‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای است که در اثر کشش‌های محلی که ضمن همگرایی بلوک لوت به سمت بلوک افغان و اعمال رژیم فشارشی - برشی بر پوسته‌ی خاور ایران رخ داده، تشکیل شده و ماگمای مادر احتمالاً در درجه‌های پایین ذوب‌بخشی از یک خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌لرزلولیتی تشکیل شده است. آقنابتی (۱۳۸۳) سن این واحدها را آلیگومیوسن می‌داند در حالی که ملاحی و همکاران (۱۳۹۰) سن پلیو-کواترنر به آن‌ها نسبت داده‌اند.



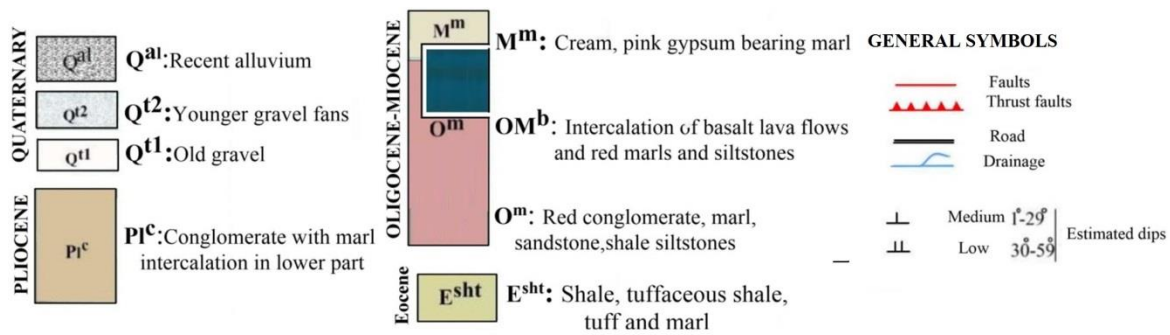
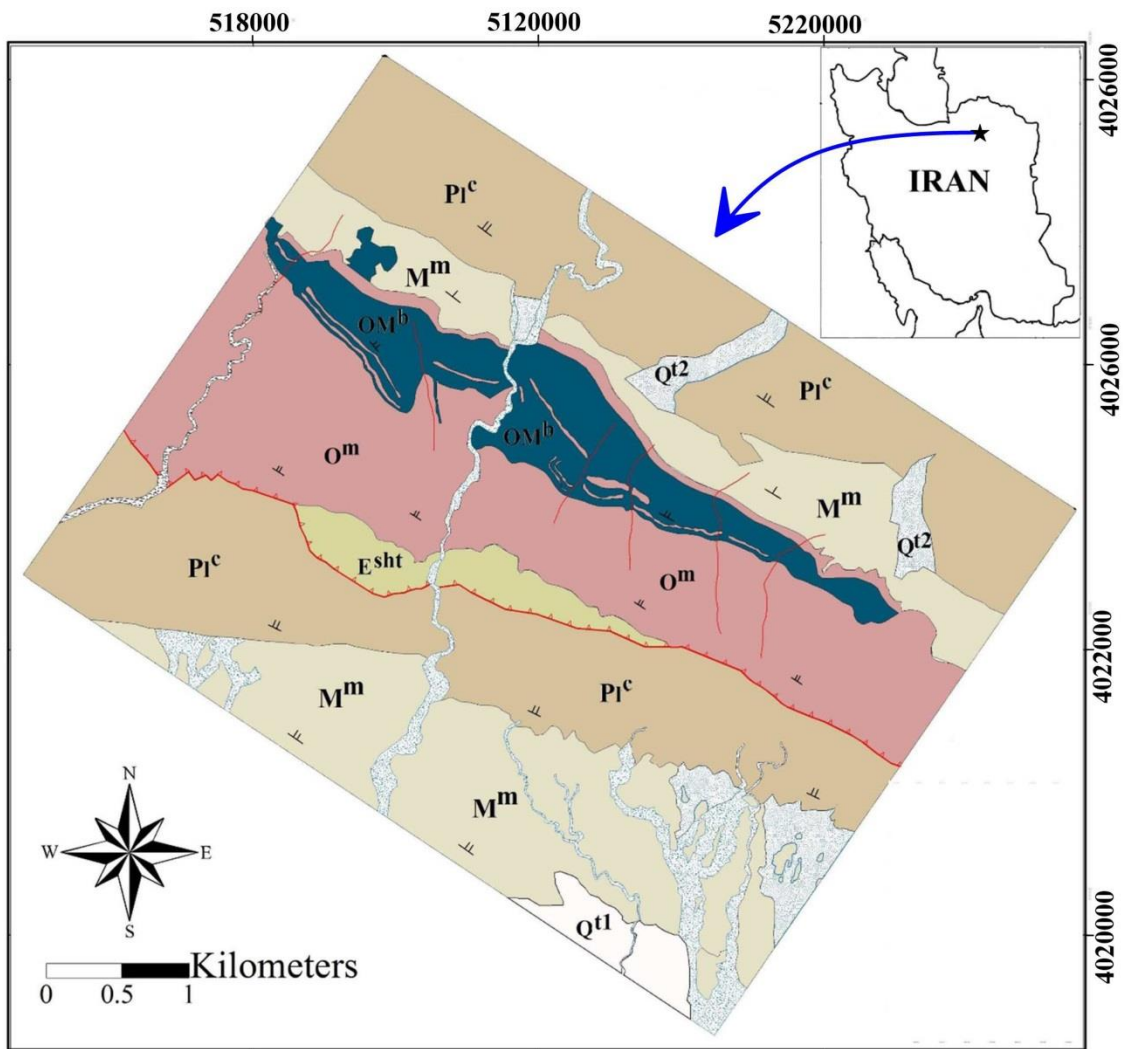
شکل ۲-۳- نقشه موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آلیگوسن - میوسن در ایران مرکزی.

۲-۳- زمین‌شناسی عمومی و برداشت‌های صحرایی در مناطق مورد مطالعه

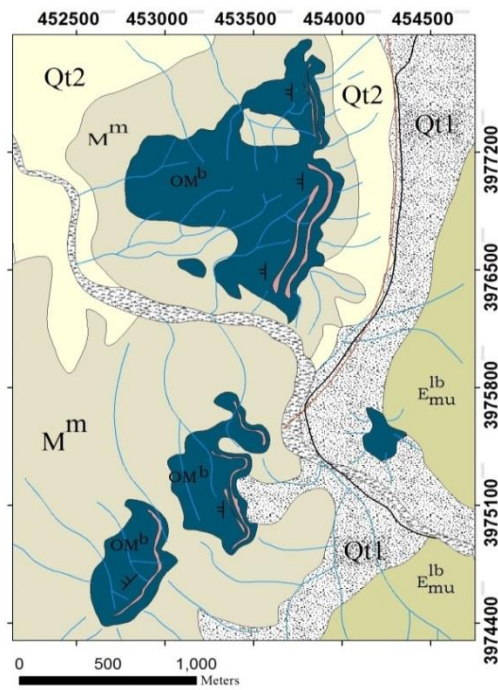
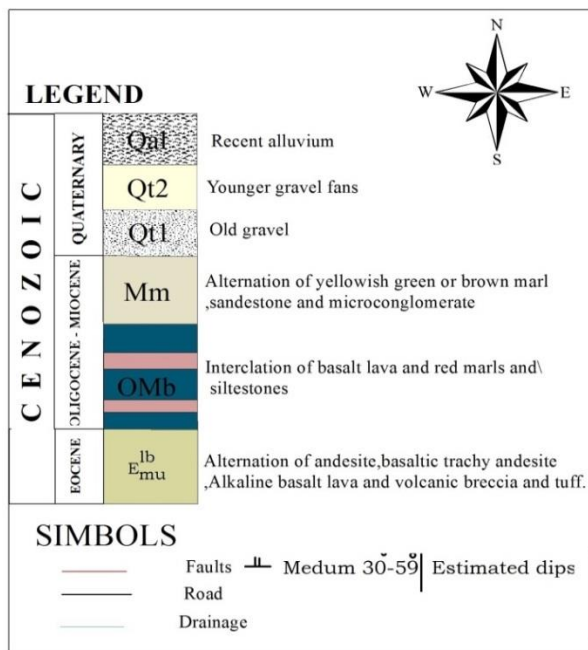
به منظور شناسایی دقیق واحدهای سنگی و بررسی صحرایی آن‌ها، در چندین نوبت، بازدیدها و برداشت‌های صحرایی صورت پذیرفت و از حدود ۳۰۰ ایستگاه نمونه‌برداری شد. پس از انجام مطالعات صحرایی دقیق، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰، پنج نقشه زمین‌شناسی با مقیاس کوچک از مناطق کلات‌سادات، احمدآباد، مقیسه

شمال باختر رضاآباد و باختر رضاآباد و یک نقشه با مقیاس بزرگ از کل منطقه بر پایه یافته‌های جدید با استفاده از نرم‌افزار Arc Map ترسیم شد (شکل‌های ۲-۴، ۲-۵، ۲-۶، ۲-۷، ۲-۸).
به‌طور کلی واحدهای سنگی رُخمون یافته در منطقه مورد مطالعه بر اساس مطالعات صحرایی انجام شده به چند دسته اصلی زیر تقسیم می‌شوند:

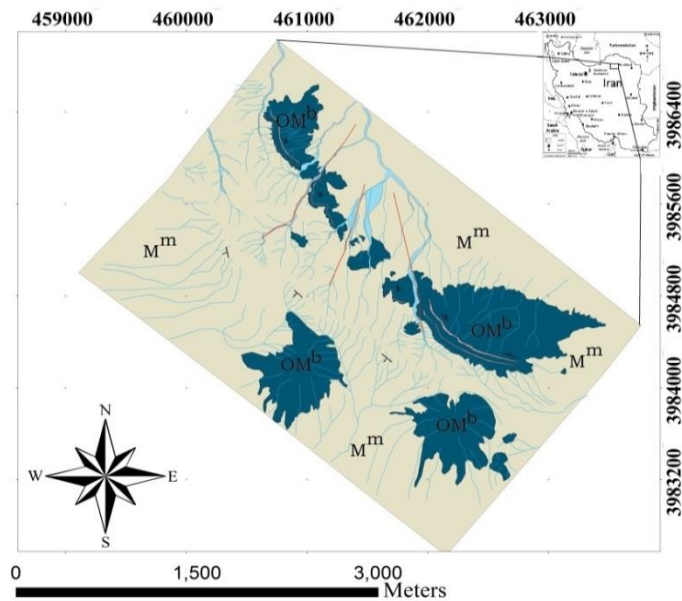
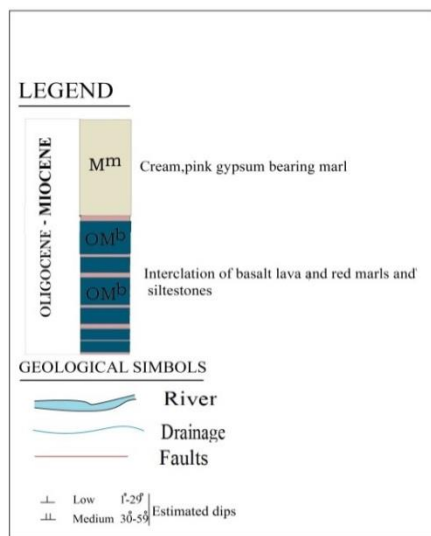
- ۱- سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین
- ۲- دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک
- ۳- واحدهای سنگی کرتاسه
- ۴- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن
- ۵- واحد تخریبی - مارنی آلیگوسن
- ۶- روانه‌ها و دایک‌های بازالتی آلیگومیوسن
- ۷- توالی مارنی میوسن
- ۸- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق پسا‌فیولیتی (آداکیت‌های ائوسن)
- ۹- واحد کنگلومرای پلیوسن
- ۱۰- واحدهای سنگی کواترنر



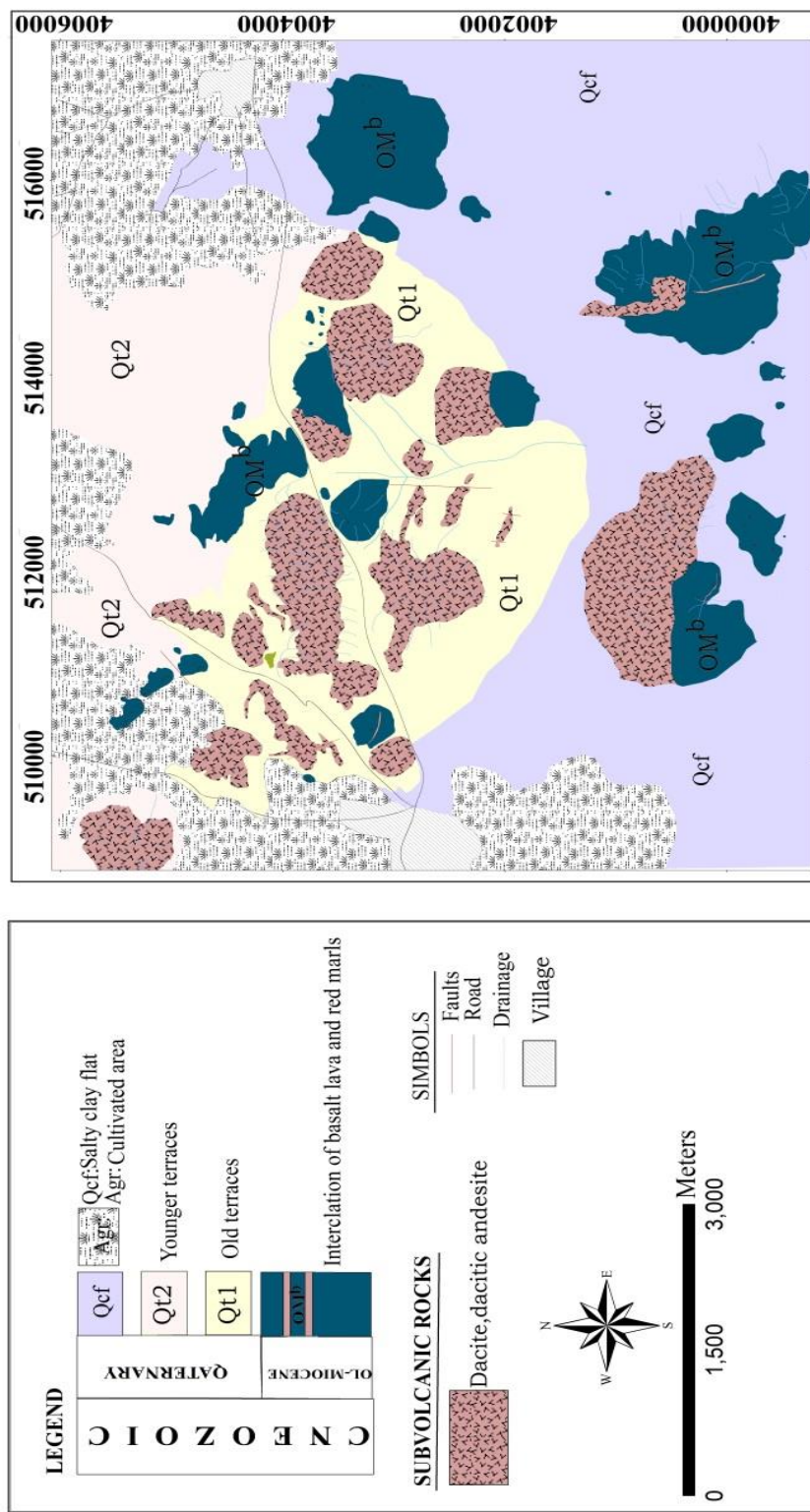
۲-۴- نقشه زمین‌شناسی منطقه کلات سادات.



شکل ۲-۵- نقشه زمین شناسی بازالت‌های جنوب باختری منطقه احمدآباد و سنگ‌های پیرامون آن.

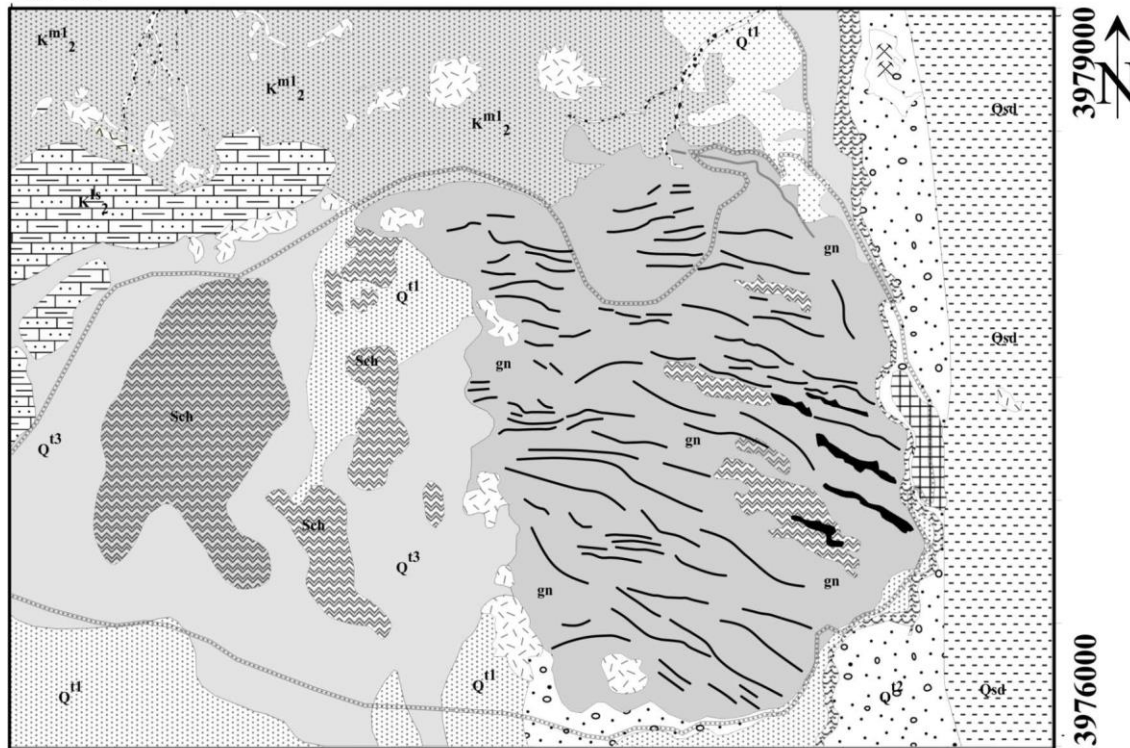


شکل ۲-۶- نقشه زمین شناسی بازالت‌های شمال باختر رضاآباد و سنگ‌های پیرامون آن.



شکل ۷-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مقیسه

467400



467400

1500 Meters

LEGEND

CENOZOIC	QUATERNARY	Qal Recent channel deposit	INTRUSIVE ROCK	Middel jurassic dyke swarm
		Qsd Sand dunes		
		Qt3 Young terraces		
		Qt2 Young terraces		
CENOZOIC	Oligo-Miocene	Qt1 Old terraces	METAMORPHIC ROCKS	Sch : Micashist, epidote schist
		OMB :Basalts and olivine basalts		
MESOZOIC	CRETACEOUS	Late	Kms₂ : Alternation of brown sandy marly limestone with shal	SYMBOLS
			Kml₂ :Green and yellow shale and marl with intercalations gray thin bedded limestone	
				Settlement
				Abandoned mine
				Road

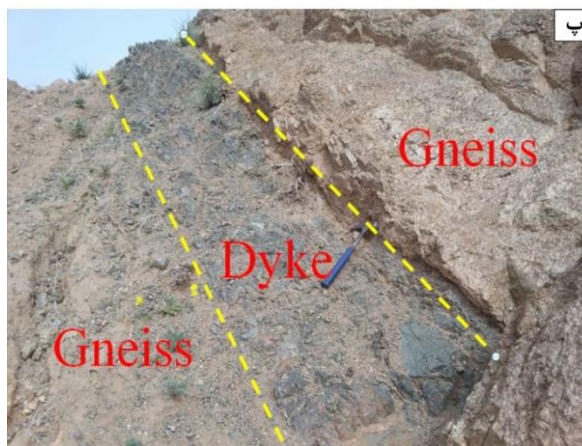
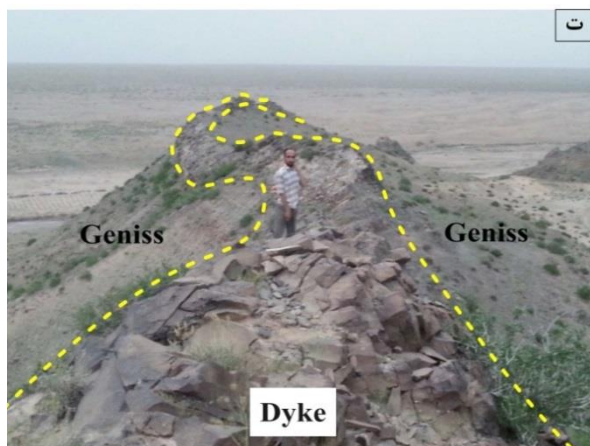
شکل ۲-۸- نقشه زمین شناسی منطقه رضآباد

۱-۳-۲- سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

این سنگ‌ها قدیمی‌ترین واحدهای موجود در منطقه می‌باشند که تنها در باختر روستای رضاآباد و شمال باختر احمدآباد رُخمون دارند. این سنگ‌ها را می‌توان به دو دسته اصلی گنیس‌ها و میکاشیست‌ها تقسیم‌بندی کرد.

۱-۱-۳-۲- گنیس‌ها

این واحدهای سنگی به صورت تپه‌ماهوری با رنگ سبز تا صورتی روشن در باختر روستای رضاآباد رُخمون دارد (شکل ۲-۹، الف). آن‌ها دانه درشت بوده و کانی‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و پلاژیوکلاز در آن‌ها قابل مشاهده است. بیوتیت نوارهای تیره و کوارتز، فلدسپار و پلاژیوکلاز نوارهای روشن می‌باشند (شکل ۲-۹، ب). گنیس‌ها در برخی نقاط متحمل ذوب-بخشی شده و به صورت لوکوگرانیت مشاهده می‌شوند. هم‌بری این واحد با واحدهای کرتاسه بالایی در شمال روستای رضاآباد به صورت گسله است که توسط تعداد زیادی دایک‌های دیابازی (ژوراسیک)، بازالتی (الیگومیوسن) و تراکی‌داسیتی ائوسن قطع می‌شوند و ضخامت آن‌ها از چندین سانتیمتر تا چند متر متغیر است (شکل ۲-۹، پ و ت).



شکل ۲-۹-الف) دورنمایی از گنیس ها همراه با دسته دایک های دیابازی (دید به سمت شمال خاور)، ب) نمایی نزدیک از طویل-شده و ردیف شدگی بلورهای کوارتز و بیوتیت در واحد گنیسی، پ) نمایی نزدیک از گنیس های منطقه که توسط دایک دیابازی قطع شده اند، ت) تصویری از نفوذ دایک بازالتی آلیگومیوسن در واحد گنیسی (دید به سمت خاور).

۲-۱-۳-۲- میکاشیست ها

این واحد سنگی با رنگ سبز تیره تا خاکستری همراه با رگه های سیلیسی به رنگ سفید تا شیری در باختر روستای رضاآباد و شمال احمدآباد رخنمون دارد (شکل ۲-۱۰، الف و ب). با همبری عادی بر روی واحدهای گنیسی در باختر رضاآباد قرار دارد. مهم ترین کانی های مشاهده

شده در آن شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت می‌باشند. در بعضی موارد پورفایروبلاست-های درشت‌دانه گارنت در آن‌ها مشاهده می‌شود. در میان این واحد، متابازیت‌ها به رنگ سبز تیره تا سیاه به صورت میان لایه مشاهده می‌شوند (خبره، ۱۳۹۶).



شکل ۲-۱۰-الف) نمایی از میکاشیست‌های شمال غرب رضآباد (دید به سمت جنوب خاور). ب) نمایی نزدیک از رگه‌های سیلیسی بودین شده در درون میکاشیست‌ها.

۲-۳-۲- دسته دایک‌های دیابازی

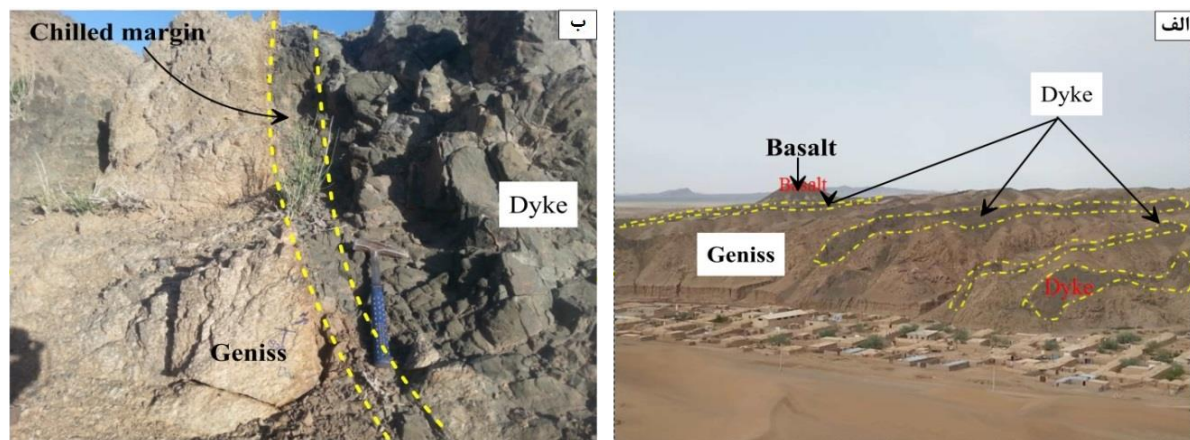
در داخل سنگ‌های دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک (ادیاکارن - کامبرین زیرین) در منطقه رضآباد، یک سری دایک‌های مافیک با ضخامت‌های متغیر از چند سانتیمتر تا چند متر و طول چند صد متر با روند خاوری - باختری تا شمال‌خاوری - جنوب‌باختری دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۱، الف). این دایک‌ها در رُخنمون صحرایی دارای رنگ سبز تا خاکستری تیره و ساخت‌های آفانیتی و پورفیری می‌باشند. وجود حاشیه انجماد سریع نیز

از دیگر ویژگی‌های آن‌ها است (شکل ۲-۱۱، ب). به‌طور کلی، این دایک‌ها در قسمت حاشیه‌ای به‌شدت دانه‌ریز، شیشه‌ای و بدون فنوکریست هستند. این ویژگی‌ها بیان‌گر جایگیری ماگما در اعماق کم می‌باشد، درحالی‌که در بخش‌های داخلی‌تر به سمت مرکز دایک، بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آشکارا دیده می‌شود. بر اساس روابط صحرائی، این دایک‌ها، سنگ‌های آذرین و دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک و نهشته‌های رسوبی اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند ولی آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک میانی - بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند. بنابراین، می‌توان سن اواخر ژوراسیک میانی را برای تزریق آن‌ها در نظر گرفت. مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت موجود در این دایک‌های میکروگابروبی در منطقه دلبر، سن ژوراسیک میانی را برای آن‌ها به اثبات رسانده است (بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳). در مناطق مجاور از جمله سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، دلبر (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳)، میامی (عابدی، ۱۳۸۸؛ همتی، ۱۳۹۲) و شترکوه (Rahmati-Ilkhchi et al., 2011) و بندهزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴؛ ابتهاج، ۱۳۹۳)، نیز دایک‌های مشابهی رُخنمون دارند. در همین مناطق، در سنگ‌های رسوبی ژوراسیک زیرین (سازند معادل شمشک)، روانه‌های بازالتی، دایک‌ها و استوک‌های کوچک دیابازی-میکروگابروبی نیز دیده می‌شوند. ساخت‌های توده‌ای و گاهی بالشی و بادامکی، ناشی از حضور فراوان حفرات پرشده با کانی‌های ثانویه (کلریت، کلسیت و کوارتز)، از ویژگی‌های بارز این روانه‌های گدازه است (دادپور، ۱۳۹۳).

در زون البرزخاوری (شمال شاهرود تا دامغان)، همانند ایران مرکزی، در داخل سازند شمشک، سنگ‌های بازیک مشابهی به شکل استوک‌های کوچک، سیل، دایک و روانه‌های

گذازه دیده می‌شوند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲). در شمال دامغان (چشمه‌علی و تویه‌دروار)، حداقل دو روانه گذازه بر روی افق‌های لاتریتی - بوکسیتی قرمز رنگ موجود در مرز بین سازندهای کربناتی الیکا و تخریبی شمشک مشاهده می‌شوند. مقایسه روابط صحرایی این سنگ‌های بازیک در هر دو زون ایران مرکزی و البرزخاوری نشان می‌دهد که آن‌ها در هر دو منطقه دارای جایگاه چینه-شناختی یکسانی هستند.

دسته دایک‌های دیابازی، عناصر کلیدی برای فهم فرآیندهای ژئودینامیکی هستند. این دسته دایک‌های دیابازی، اطلاعات باارزشی درباره کشش‌های بزرگ مقیاس در سنگ‌کره قاره‌ای ارائه می‌کنند. آن‌ها، به‌عنوان مجاری انتقال ماگما، ممکن است ویژگی‌های ماگماهای اولیه عبوری از این مجراها را حفظ نمایند، زیرا کمتر تحت تأثیر پدیده هضم و آرایش قرار می‌گیرند (Peng, 2010). از این‌رو، اهمیت فراوانی در تفسیر روند تکامل ژئودینامیکی پوسته قاره‌ای دارند (Srivastava, 2011).



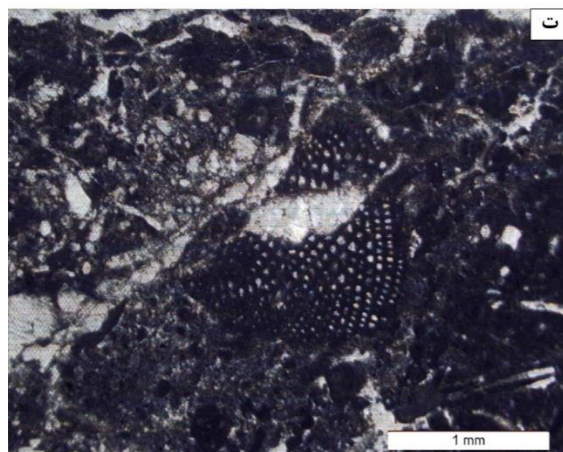
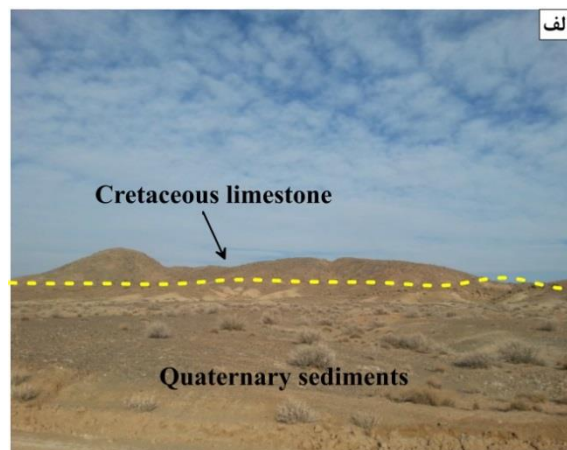
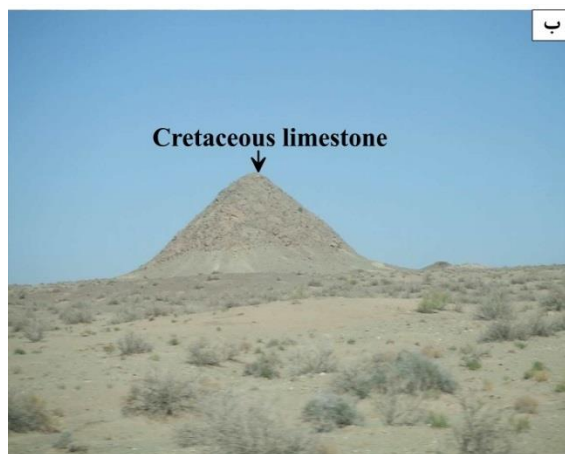
شکل ۲-۱۱-الف) دور نمایی از دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میان قطع کننده واحد گنیسی در باختر روستای رضآباد (دید به سمت جنوب باختر)، ب) نمایی از تشکیل حاشیه انجماد سریع در مرز دایک گابرویی ژوراسیک و گنیس.

۲-۳-۳ - واحدهای سنگی کرتاسه

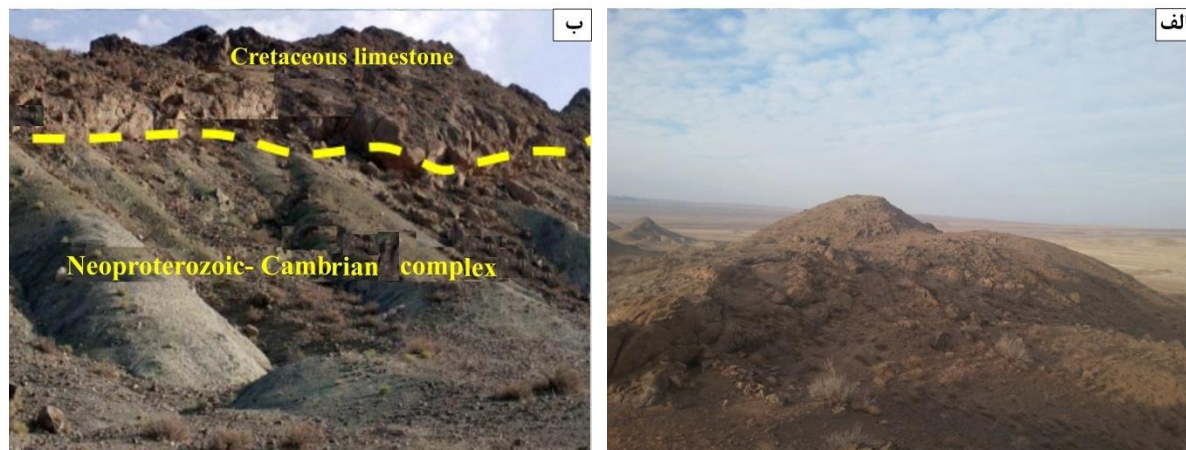
۲-۳-۳-۱ - آهک‌های اوربیتولین دار کرتاسه زیرین

این واحد به صورت مجموعه‌ای از سنگ‌های آهکی صخره‌ساز به رنگ کرم تا خاکستری در منطقه رضآباد با روند خاوری - باختری و احمدآباد گسترش دارند و دارای آثار گسلش می‌باشند (شکل ۲-۱۲، الف، ب، ت). این آهک‌ها حاوی فسیل اربیتولین هستند (شکل ۲-۱۲، پ) و با توالی مارنی تخریبی کرتاسه بالایی ادامه می‌یابد. به اعتقاد نبوی (۱۳۵۵) چین‌خوردگی سیمیرین پسین، اثر دینامیکی شدیدی داشته، به طوری که در قسمت بزرگی از ایران، یعنی در ایران مرکزی و خاوری یک دگرشیبی بسیار آشکار و گویا در قاعده سنگ‌های کرتاسه وجود دارد. این سنگ‌ها به‌طور دگرشیب بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر و سنگ‌های آذرین جای گرفته‌اند. در منطقه مورد مطالعه نیز این رسوبات روی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتوزویک با همبری گسلی رانده‌شده‌اند (شکل ۲-۱۳، الف،

ب. در منطقه احمدآباد هم به صورت یک راندگی کوچک، بر روی مارن‌های سبز ائوسن دیده می‌شوند.



شکل ۲-۱۲-الف) تصاویر صحرایی از آهک‌های کرتاسه در الف) باختر رضاآباد (دید به سمت شمال)، ب) احمدآباد (دید به سمت شمال خاور)، پ) نمایی نزدیک از سطح گسل آهک‌های کرتاسه، ت) تصویر فسیل اوربیتولین در آهک‌های کرتاسه.



شکل ۲-۱۳-الف) تصویری نزدیک از آهک‌های کرتاسه (رضآباد، دید به سمت خاور)، ب) نمایی از قرارگیری آهک‌های کرتاسه که به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتوزویک - پرکامبرین قرار گرفته‌اند (دید به سمت شمال خاور).

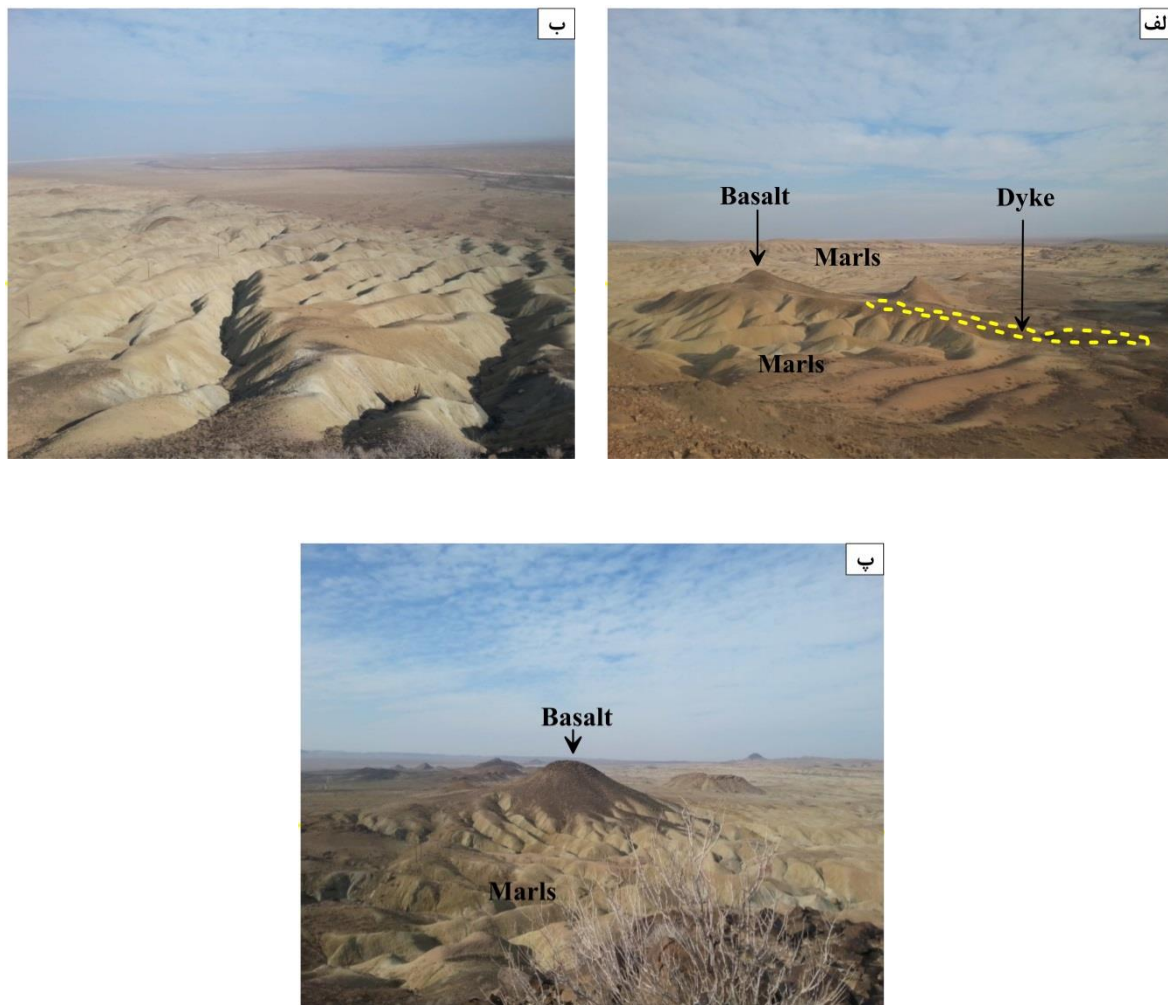
۲-۳-۳-۲- توالی مارنی - تخریبی کرتاسه

این واحد رسوبی با روند شمال خاور - جنوب‌باختر به رنگ زرد روشن تا کرم بوده و در باختر روستای رضآباد رُخنمون دارند و عمدتاً شامل مارن، آهک و شیل می‌باشد. این واحد توسط تعداد زیادی دایک‌های بازالتی (آلیگومیوسن) و آندزیتی (ائوسن) با ضخامت‌های متغیر از چند سانتیمتر تا چند متر و طول چند صد متر با روند خاوری - باختری قطع شده‌اند (شکل ۱۴-۲، الف و ب). علت رخداد ماگماتیسم به صورت دایک، به نیروهای کششی حاصل از فعالیت‌های تکتونیکی منطقه نسبت داده می‌شود. همچنین رُخنمون‌های بازالتی الیگومیوسن با رنگ سیاه یا مایل به سیاه در باختر روستای رضآباد بر روی این واحد رُخنمون دارند (شکل ۱۴-۲، پ). سلامتی (۱۳۷۸). بر اساس بررسی‌های دیرینه‌شناسی، با توجه به وجود ماکروفسیل‌هایی از نوع:

Textularia sp, Dolothia sp, Valulammina sp, Globotruncana sp, Hedbergella sp, Stomiosphaera, Spherica, Calcisphaerula innominate, Rotalipora cushmani,

Hetero helix sp, *Praeglobotruncana Stephani*, *Rotalipora Montsalvensis*,
Globigerinelloides sp, *Helvetoglobotruncana* sp.

در این سنگ‌ها، سن آن‌ها را کرتاسه بالایی در نظر گرفته‌اند.



شکل ۲-۱۴-الف) نمایی دور از توالی مارنی کرتاسه و ارتباط آن با واحدهای دیگر (باختر روستای رضاآباد، دید به سمت شمال)، ب) نمایی نزدیک از مارن‌های کرتاسه (باختر روستای رضاآباد، دید به سمت شمال)، پ) نمایی نزدیک از رُخمون‌های بازالتی الیگومیوسن که بر روی واحد مارن کرتاسه قرار گرفته است (باختر روستای رضاآباد، دید به سمت شمال باختر).

۵-۳-۲- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن

سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های بازیک - حدواسط (الیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت) فوران یافته در محیط خشکی و دریا، آذرآواری‌های محیط‌های خشکی و دریایی و نهشته‌های رسوبی محیط خشکی، لاگون محصور و نیمه محصور و دریای کم عمق باز هستند که در حوضه‌های کشی محلی داخل کمان آتشفشانی سبزوار در ائوسن میانی - فوقانی نهشته شده است (الهیاری، ۱۳۸۹؛ مردانی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ Ghasemi & Rezaei, 2015؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ Yousefi et al., 2016).

این مجموعه در منطقه کلات‌سادات شامل سنگ‌هایی از قبیل توف‌های شیلی، مارن، ماسه‌سنگ‌توفی و توف می‌باشند و با روند خاوری - باختری در زیر توالی تخریبی - مارنی آلیگوسن قرار دارند. کنگلومرای پلیوسن به صورت دگرشیب بر روی آن‌ها قرار گرفته است (شکل ۲-۱۵، الف، ب، پ). این مجموعه عموماً به رنگ خاکستری تا سبز تیره می‌باشد.

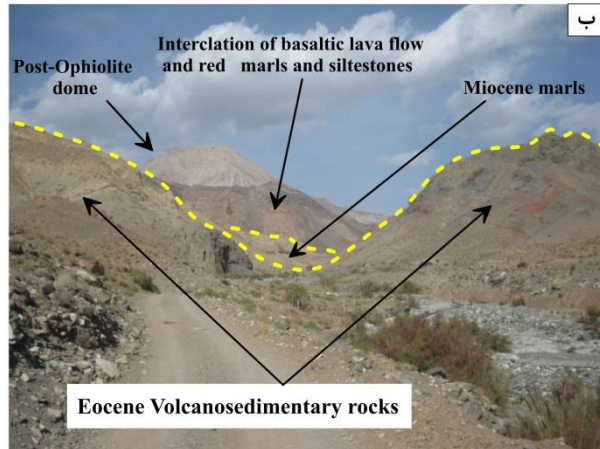
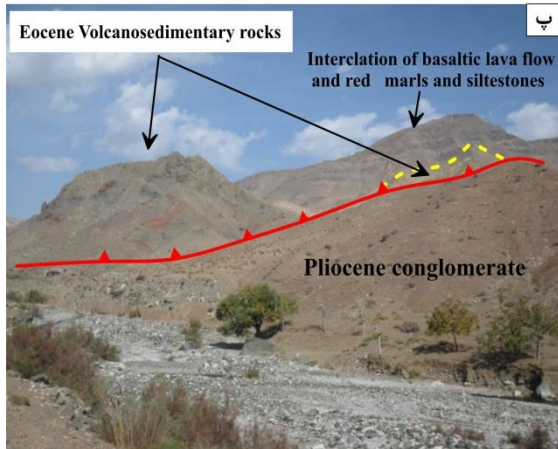
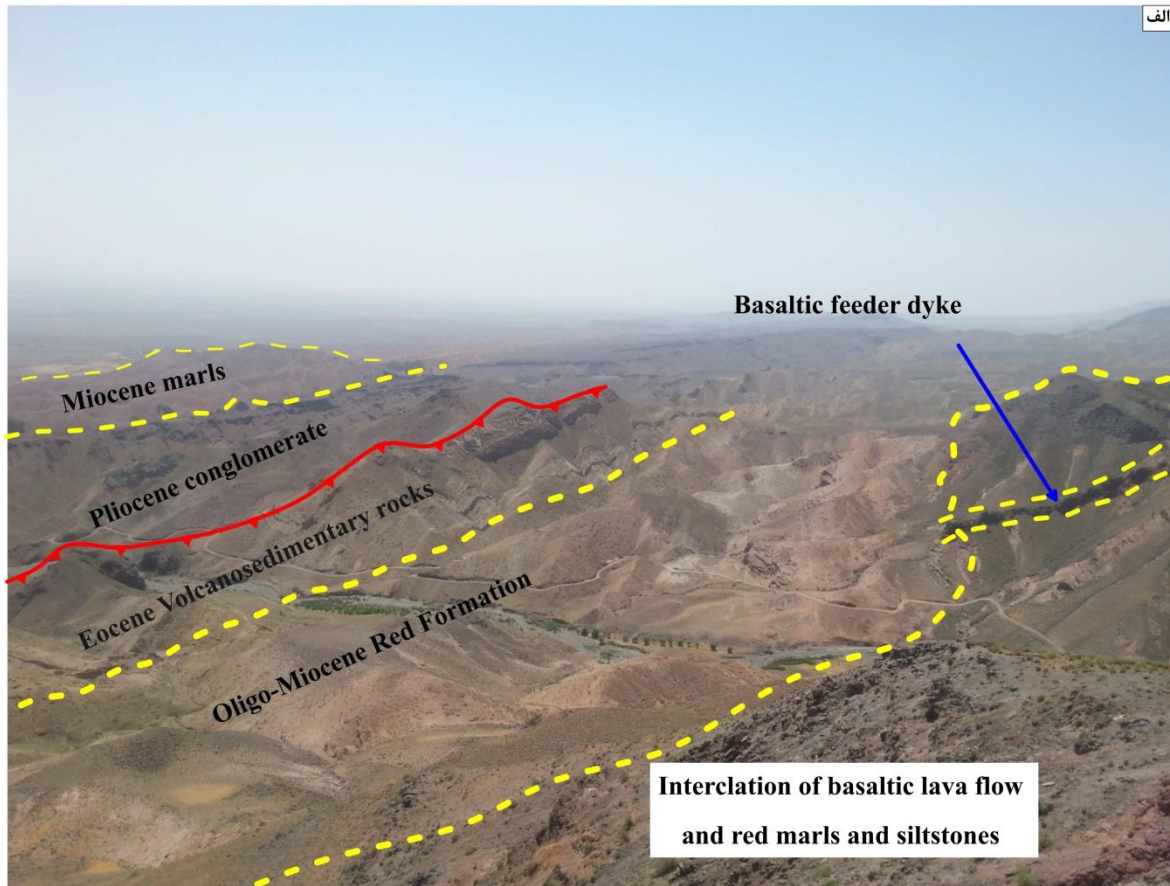
واحدهای آذرآواری این مجموعه گسترده‌ترین واحد سنگی رُخمون یافته در منطقه رضآباد و احمدآباد می‌باشند (شکل ۲-۱۶، الف). این واحدها شامل سنگ‌های از قبیل توف سبز ارغوانی، توف برشی، لیتیک توف با میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزیتی، بازالتی، تراکی آندزیت و تراکیت می‌باشند. گدازه‌ها در برخی مناطق به‌طور وسیعی کلریتی شده‌اند (شکل ۲-۱۶، ب). این مجموعه با رنگ سبز تیره تا سیاه دارای مورفولوژی ملایم و کم ارتفاع می‌باشد. در این مناطق واحد آگلومرای با اندازه قطعات در حد میلیمتر تا دسی‌متر با گردشگی نسبتاً خوب به چشم می‌خورد که نشانه فوران‌ها یا انفجاری در منطقه می‌باشد (شکل ۲-۱۶، پ). یکسری مارن‌های توفی به رنگ کرم تا صورتی با مورفولوژی ملایم نیز در جنوب باختر احمدآباد بر روی واحدهای آذرآواری قرار دارند.

واحد مارنی - ماسه‌سنگی این مجموعه شامل تناوبی از مارن، ماسه‌سنگ‌نومولیت‌دار سبز رنگ و

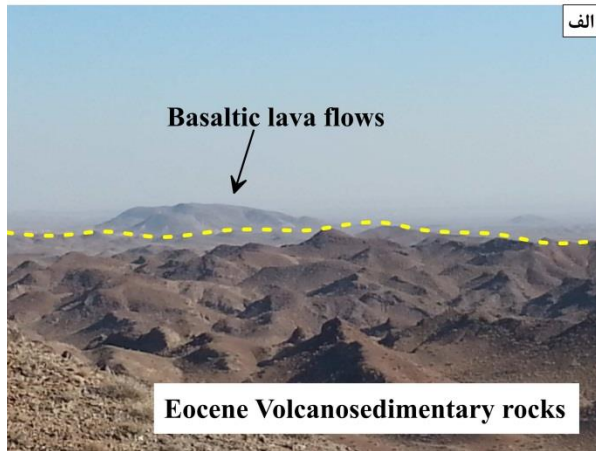
میکروکنگلومرا می‌باشد. لایه‌های کنگلومرا در این واحد دارای جورشدگی ضعیف و گردشدگی خوب و همچنین در بردارنده قطعه‌های گنیسی، میکاشیست و سنگ آهک‌های کرم تا خاکستری رنگ کرتاسه است. با توجه به فسیل نومولیت در ماسه‌سنگ‌های سبز، سن ائوسن میانی را می‌توان برای این واحد در نظر گرفت. این واحد در شمال باختر احمدآباد به صورت دگرشیب بر روی واحد میکاشیست قرار گرفته و توسط کنگلومرای ائوسن به‌طور هم‌شیب پوشیده شده است (سلامتی، ۱۳۷۸).

در شمال باختر احمدآباد، واحد کنگلومرای ائوسن را می‌توان مشاهده کرد که به صورت پیوسته بر روی واحدهای مارنی - ماسه‌سنگی قرار گرفته‌اند و سپس با واحدهای آذرآوری ادامه می‌یابد. قطعات اصلی تشکیل دهنده آن شامل سنگ‌های مانند آهک‌های کرتاسه، شیل، شیست و ماسه‌سنگ است و دارای جورشدگی ضعیف و گردشدگی خوب می‌باشد (شکل ۲-۱۶، ت). آهک‌های نومولیت‌دار این واحد با رنگ خاکستری در شمال باختر احمدآباد رُخنمون دارند.

قابل ذکر است که این واحد در نیمه شمالی ورقه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ احمدآباد از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار است، لیکن مطالعه میدانی این بخش در دستور کار تحقیق پیش‌رو نبوده است.



شکل ۲-۱۵-الف) نمایی دور از مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن و ارتباط آن با واحدهای دیگر (منطقه کلات سادات، دید به سمت شمال)، ب) نمایی نزدیک از واحدهای آتشفشانی رسوبی ائوسن (منطقه کلات سادات، دید به سمت شمال)، پ) نمایی نزدیک از واحدهای آتشفشانی رسوبی ائوسن که کنگلومرای پلیوسن به صورت دگرشیب بر روی آن قرار گرفته است (منطقه کلات سادات، دید به سمت شمال خاور).



شکل ۲-۱۶-الف) نمایی دور از مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن در منطقه احمدآباد (دید به سمت شمال خاور)، ب) کلریتی شدن گدازه بازالتی در مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن، پ) نمایی از واحد آگلومرایبی در منطقه احمدآباد، ت) نمایی نزدیک از واحد کنگلومرایبی در شمال منطقه احمدآباد.

۶-۳-۲- واحد تخریبی - مارنی آلیگوسن

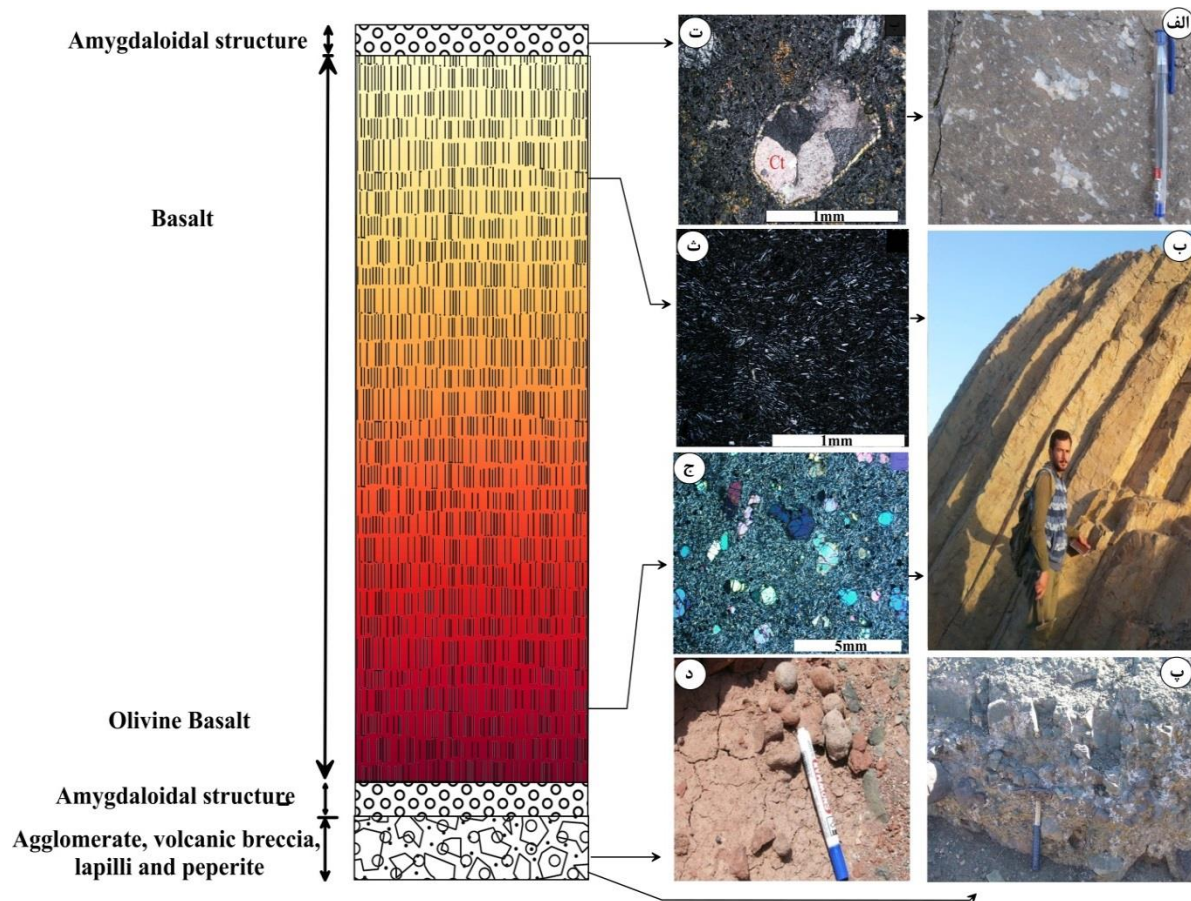
این توالی تخریبی - مارنی عمدتاً شامل کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن می‌باشد. این توالی بخش قابل توجهی از قسمت‌های شمال خاور کلات‌سادات را به خود اختصاص داده است (شکل ۲-۱۸، الف) و در قاعده شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ می‌باشد. این کنگلومراها، متشکل از قطعات تراکیتی، تراکی‌آندزیتی، آندزیتی و بازالتی و داسیتی مربوط به ائوسن هستند که

قطعات اغلب به صورت برش، و دارای جورشدگی متوسط تا ضعیف می‌باشند (شکل ۲-۱۸، ب). این واحد با مورفولوژی ملایم بر روی واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن قرار می‌گیرد (شکل ۲-۱۸، پ) و سپس با مارن‌های قرمز رنگ گچ‌دار آلیگومیوسن ادامه می‌یابد (شکل ۲-۱۹، الف).

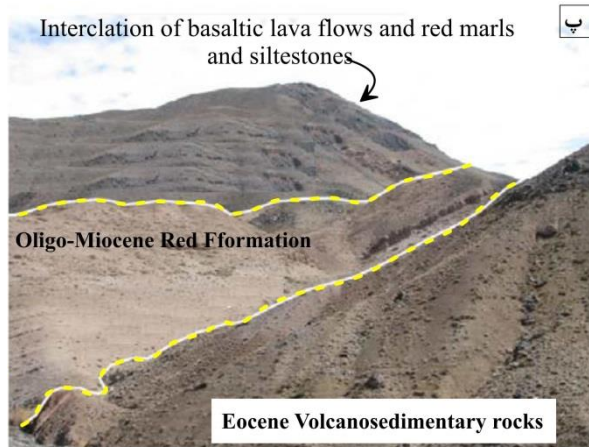
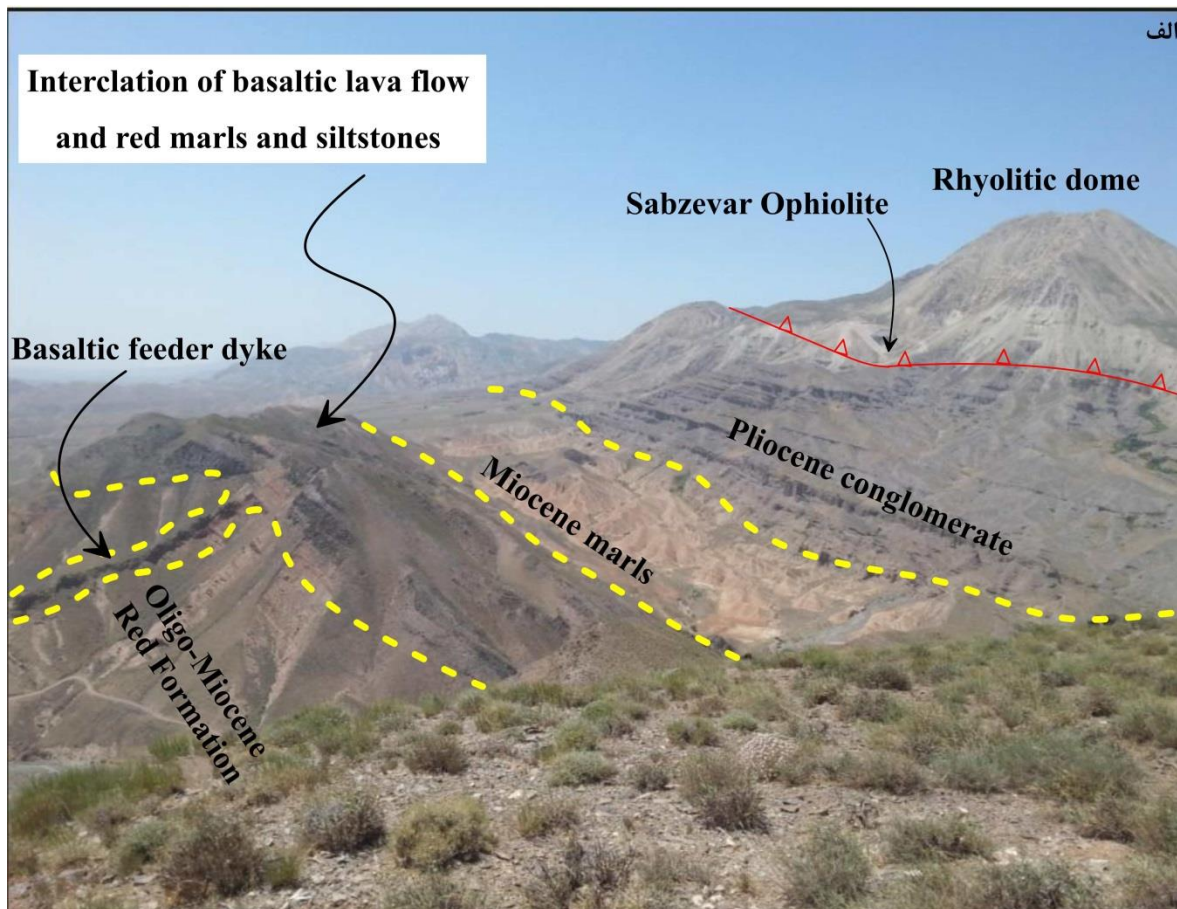
۶-۳-۲- روانه‌ها و دایک‌های بازالتی آلیگومیوسن

در اکثر مناطق مورد مطالعه روانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی و آذرآواری در میان بخش زیرین توالی تخریبی - مارنی قرمز رنگ گچ‌دار آلیگوسن (سازند قرمز زیرین) دیده می‌شود (شکل ۲-۱۹، ب). گدازه‌های بازالتی به همراه واحدهای آذرآواری وابسته در محیط رسوبی دریاچه‌ای - قاره‌ای آلیگوسن فوران کرده‌اند. این گدازه‌ها در گستره وسیعی از مناطق خاور و جنوب خاور شاهرود تا باختر و جنوب‌باختر سبزوار دیده شده‌اند و دارای طیفی ترکیبی محدودی از الیوین‌بازالت تا بازالت می‌باشند. البته، این سنگ‌ها در صحرا، واحدهای جداگانه و مشخصی را تشکیل نمی‌دهند و در هر روانه گدازه، معمولاً بخش‌های زیرین تا میانی بیشتر از نوع الیوین‌بازالت و بخش‌های تفریق‌یافته‌تر بالایی از نوع بازالت معمولی هستند. این گدازه‌ها در نمونه دستی ناپیدابلور با اندیس رنگی ملانوکرات و دارای ظاهری خاکستری تا سیاه، با ساخت بادامکی و منشوری دیده می‌شوند که حفره‌های آن‌ها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت و زئولیت پر شده‌اند (شکل ۲-۱۷ و شکل ۲-۱۹، پ و ت).

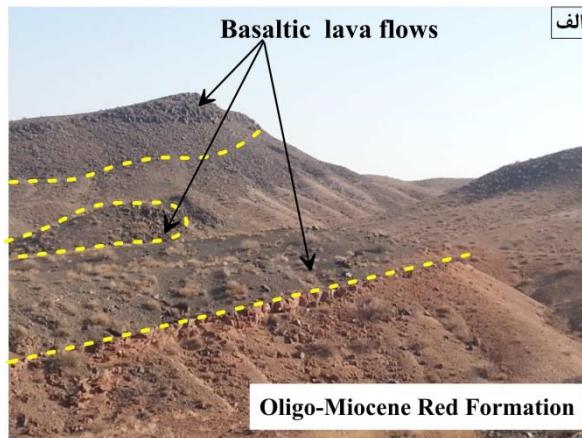
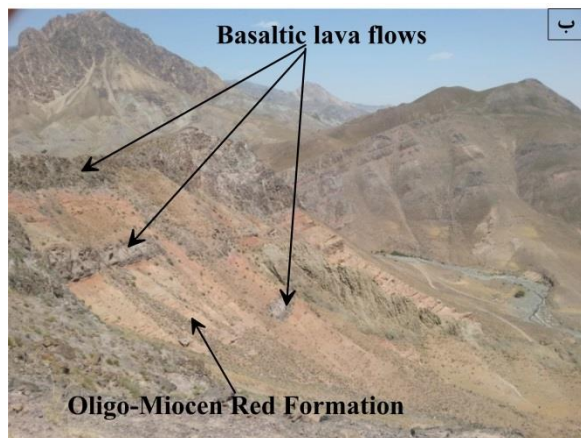
از وجوه تمایز صحرایی الیوین‌بازالت‌ها با گدازه‌های بازالتی می‌توان به حضور چشم‌گیر درشت- بلورهای قرمز رنگ الیوین (حداکثر ۲ میلی‌متر)، در آن‌ها اشاره کرد. بلورهای الیوین به رنگ قرمز به راحتی قابل تشخیص است و بیشتر آن‌ها به ایدینگزیت تبدیل شده‌اند.



شکل ۲-۱۷- تصویر شماتیک از ستون چینه‌شناسی روانه‌های بازالتی و ساخت‌های مرتبط با قسمت‌های مختلف آن، الف) ساخت بادامکی، ب) ساخت منشوری، پ) آگلومرا، ت) تصویر میکروسکوپی بافت بادامکی، ث) تصویر میکروسکوپی روانه‌های بازالتی در بخش بالایی هر روانه، ج) تصویر میکروسکوپی روانه‌های آلیوین بازالتی در بخش پایین هر روانه، د) نهشته‌های پیریتی در قاعده گدازه‌ها.



شکل ۲-۱۸-الف) نمایی از قرارگیری واحدهای سنگی منطقه کلات سادات در جنوب باختر سبزوار (دید به سمت شمال باختر)، ب) نمایی از کنگلومراهای آلیگوسن که عمدتاً متشکل از قطعات آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی سنگ‌های ائوسن هستند (شمال باختر رضآباد)، پ) نمایی از قرارگیری سازند قرمز زیرین بر روی نهشته‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن (شمال روستای کلاته سادات در باختر سبزوار).



شکل ۲-۱۹-الف) نمایی از توالی مارن‌های قرمز آلیگومیوسن در زیر روانه‌های بازالتی در شمال باختر رضاآباد (دید به سمت شمال خاور)، ب) نمایی از چندین روانه بازالتی در میان توالی مارن قرمز آلیگومیوسن در کلات‌سادات (دید به سمت شمال خاور)، پ) ساخت بادامکی در گدازه‌های بازالتی موجود در منطقه کلات‌سادات، ت) روانه‌های بازالتی با ساخت منشوری در شمال خاور مقیسه (دید به سمت شمال باختر).

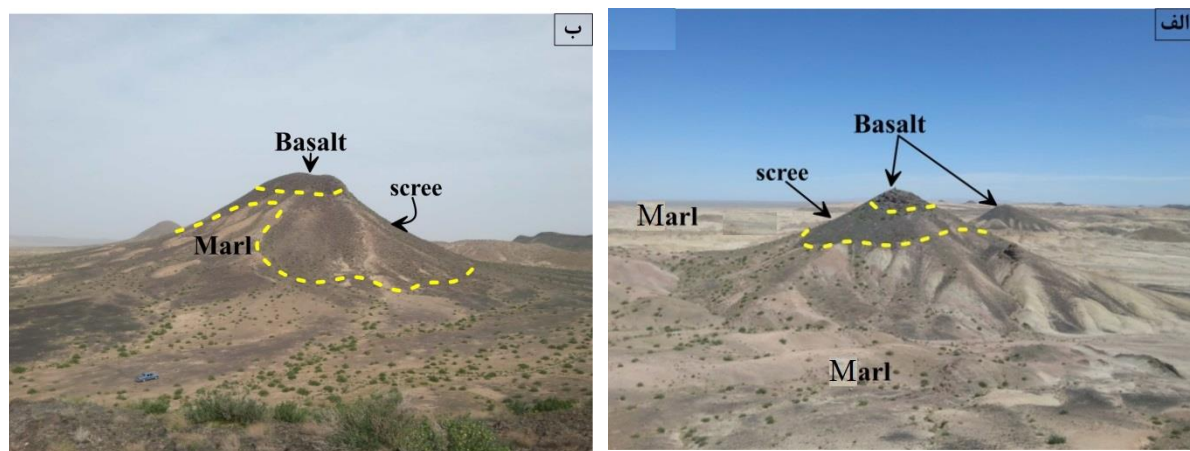
در منطقه رضاآباد و جنوب باختر احمدآباد روانه‌ها در ظاهر شبیه به مخروط آتشفشان به نظر می‌رسند. این ظاهر مخروطی شکل به علت آن است که قابلیت فرسایش‌پذیری بازالت نسبت به مارن‌ها بسیار کمتر است، لذا افق‌های بازالتی همانند سپری، از فرسایش لایه‌های زیرین محافظت کرده‌اند، بنابراین با گذشت زمان گدازه‌ها و مارن‌های زیر آن‌ها در ترازهای ارتفاعی بالاتر مشاهده می‌شوند، در

حالی که در مارن‌های بدون پوشش بازالتی فرسایش با نرخ بیشتری صورت گرفته و در حال حاضر دارای ارتفاع کمتری هستند، در نتیجه محل حضور روانه‌های بازالتی به صورت مناطق برجسته مشاهده می‌شود. لیکن بررسی دقیق نشان می‌دهد که بخش قابل توجهی از این رُخمون‌ها، واریزه‌های سنگی بازالتی هستند که اطراف را فراگرفته و به‌طور کاذب شکل مخروط آتشفشانی را تداعی می‌کنند (شکل ۲-۲۰، الف، ب).

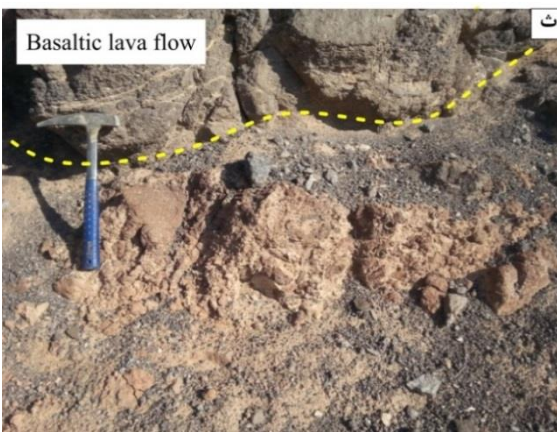
از دیگر ویژگی‌های صحرایی گدازه‌ها می‌توان به فرسایش پوست‌پیزی در برخی از رُخمون‌ها اشاره کرد که باعث ایجاد اشکال کروی شده است (شکل ۲-۲۱، الف). غالباً در محل بلافصل هر روانه بازالتی، سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، پرش آتشفشانی، لاپیلی توف و پپریت دیده می‌شوند. قطعات تشکیل دهنده‌ی آگلومرا از مواد آتشفشانی است. این قطعات به صورت گردشده، در منطقه کلات‌سادات دارای قطری بیش از ۵۰ سانتی‌متر بوده و توسط خاکستر و سیمان به همدیگر متصل شده‌اند. جنس قطعات عمدتاً دارای ترکیب بازالت و آلیوین بازالت با بافت حفره‌ای و بادامکی هستند (شکل ۲-۲۱، ب، پ و ت). جنس زمینه آگلومراها از تقریباً شیشه‌ای و دگرسان شده تشکیل شده است. پپریت به صورت لایه‌های توفی قرمز رنگ سرشار از لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی شکل، به ابعاد ۱ تا ۵ سانتی‌متر می‌باشند (شکل ۲-۲۱، ث و ج).

در منطقه کلات‌سادات دایک‌های تغذیه کننده روانه‌ها را نیز می‌توان مشاهده کرد، که باعث به وجود آمدن حاشیه پختگی در مارن‌های قرمز رنگ الیگومیوسن اطراف آن‌ها شده‌اند (شکل ۲-۲۲، الف و ب). همچنین یک‌سری دایک بازالتی به طول

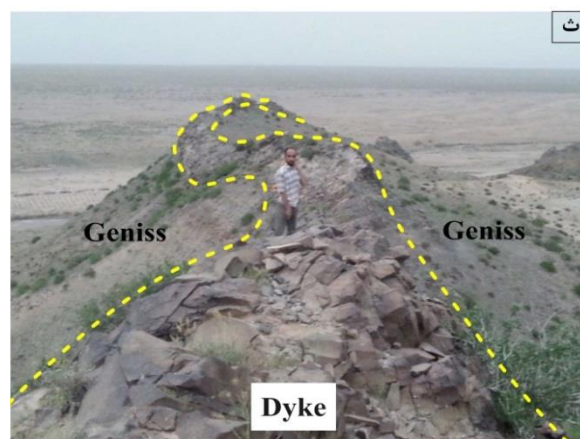
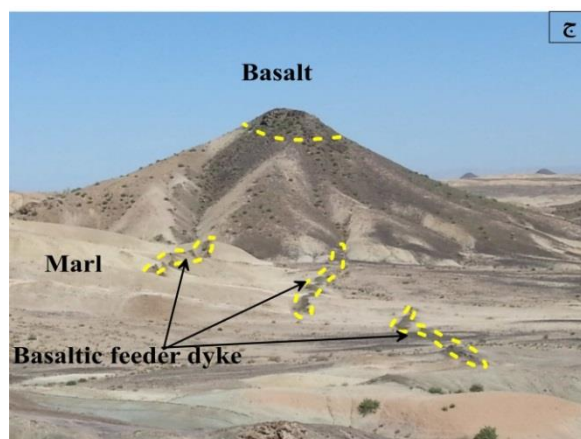
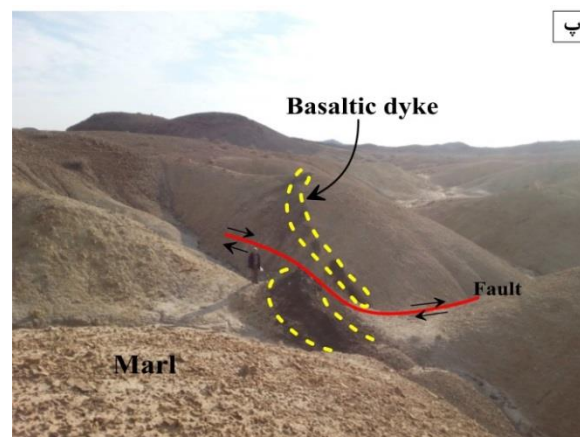
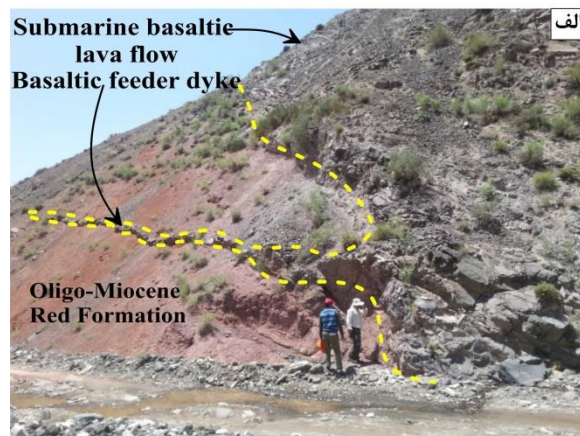
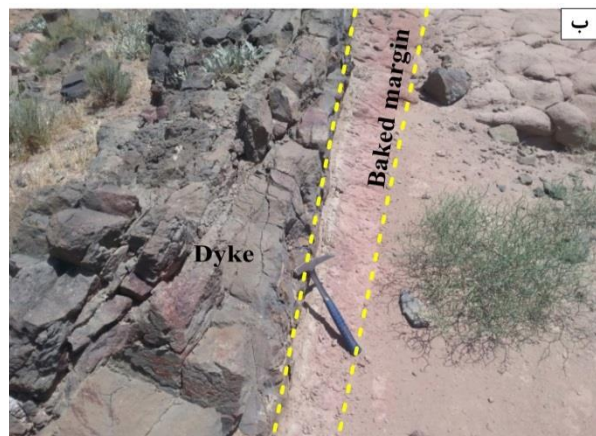
چند صد متر و ضخامت‌های متغیر از چند سانتیمتر تا چندین متر با روند خاوری - باختری در باختر روستای رضاآباد مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۲، پ). این دایک‌ها در صحرا داری رنگ خاکستری تا تیره و ساخت‌های ناپیدا بلور می‌باشند و در برخی از آن‌ها فرسایش پوست‌پیزی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۲، ت). آن‌ها گن‌یس‌های پرکامبرین و آهک‌های کرتاسه را قطع می‌کنند (شکل ۲-۲۲، ث). این دایک‌ها، مجاری تغذیه کننده روانه‌های بازالتی الیگومیوسن هستند (شکل ۲-۲۲، ج).



شکل ۲-۲۰- تصاویری از روانه‌های بازالتی که به‌طور کاذب شکل مخروط آتشفشانی دارند. الف) باختر رضاآباد ب) شمال باختری رضاآباد.



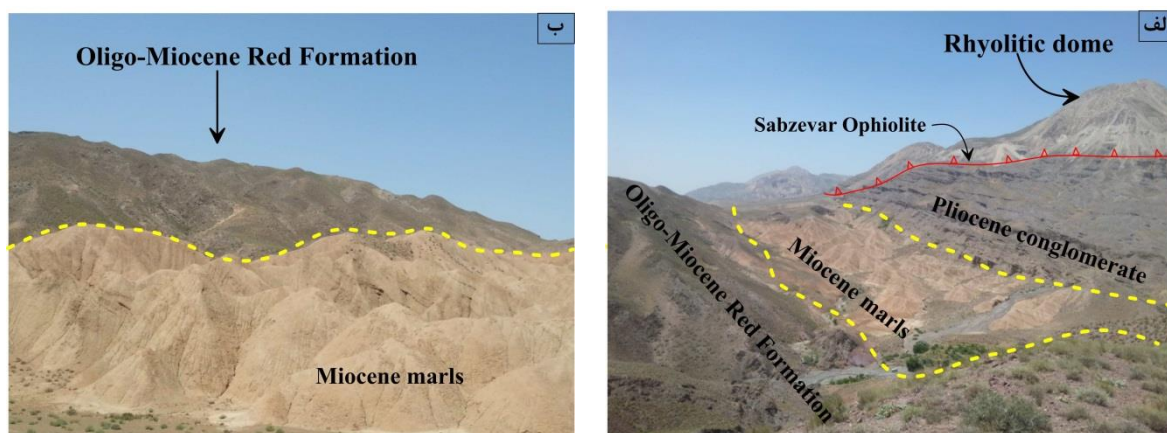
شکل ۲-۲۱-الف) نمایی از فرسایش پوست‌پیزی در روانه‌های بازالتی منطقه مقیسه، ب) نمایی از واحد آگلومرایبی در قاعده یک روانه بازالتی در منطقه کلات‌سادات، پ) قطعات دوکی شکل تشکیل دهنده‌ی آگلومرا در منطقه کلات‌سادات، ت) قطعات آلیوین بازالتی با ساخت بادامکی در واحدهای آگلومرایبی، ث) تصویری از لاپیلی کریستال توف در زیر روانه‌های بازالتی، ج) لاپیلی‌های کروی و دوکی شکل که به شکل نهشته‌های پیریتی در قاعده روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند.



شکل ۲-۲۲-الف) نمایی از یک روانه بازالتی و دایک تغذیه کننده آن در میان سازند قرمز زیرین (شمال روستای کلاتسادات، دید به سمت جنوب‌باختر)، ب) نمایی از یک حاشیه پخته‌شده در مرز دایک بازالتی و مارن‌های قرمزرنج، پ) نمایی از دایک بازالتی با روند خاوری - باختری در میان توالی تخریبی مارنی کرتاسه (باختر روستای رضآباد، دید به سمت خاور)، ت) نمایی از فرسایش پوست‌پیزی در دایک‌های بازالتی منطقه رضآباد، ث) نمایی از دایک بازالتی در میان واحد گنیسی (شمال باختر روستای رضآباد، دید به سمت خاور)، ج) نمایی از دایک‌های تغذیه‌کننده بازالت‌ها در باختر روستای رضآباد (دید به سمت شمال).

۷-۳-۲- توالی مارنی - تخریبی میوسن

این توالی عمدتاً رسوبات مارنی سفید تا کرم رنگ گچ‌دار، ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرای می‌باشند که با روند خاوری - باختری بخش قابل توجهی از قسمت‌های شمال خاور کلات‌سادات را به خود اختصاص داده است. لایه‌های بالایی این واحد به تدریج دانه‌درشت‌تر و سرانجام تبدیل به کنگلومرای پلیوسن می‌شود (شکل ۲-۲۳، الف). این واحد با مورفولوژی ملایم بر روی توالی تخریبی مارنی آلیگوسن قرار می‌گیرد (شکل ۲-۲۳، ب). این توالی بلافاصله پس از خاتمه فعالیت‌های آتشفشانی رسوب کرده، و ضخامت آن‌ها به حدود ۱۵۰-۲۰۰ متر معادل سازند قرمز فوقانی می‌رسد و نشانگر حوضه‌های رسوبی قاره است. شواهد موجود این باور را به وجود آورده است که پس از آشکوب بوردیگالین، با پسروی دریا، تغییرات شدید رخساره در نوع نهشته‌ها فراهم آمده و تبدیل محیط‌های دریایی سازند قم به حوضه‌های قاره‌ای سبب شده تا شرایط لازم برای نهشت رسوبات آواری -تبخیری هم‌زمان با رسوب‌گذاری فراهم شود (آقنابتی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۲۳- الف) نمایی دور از واحد مارنی میوسن که بر روی توالی مارن ژیبس‌دار قرمز رنگ قرار گرفته و به‌طور تدریجی توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده شده است. (کلات‌سادات، دید به سمت شمال باختر). ب) نمایی نزدیک از توالی مارن میوسن (کلات‌سادات، دید به سمت جنوب باختر).

۸-۳-۲- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق ائوسن

این واحدهای سنگی با گستردگی فراوان در منطقه مورد مطالعه به صورت گنبد، دایک و استوک درون سنگ‌های میزبان افیولیتی کرتاسه بالایی- پالئوسن، سری آتشفشانی - رسوبی ائوسن تظاهر یافته‌اند. در منطقه کلات سادات و مقیسه این واحدها با رنگ سفید تا خاکستری روشن با ترکیب داسیت، ریولیت و ریوداسیت بلندترین ارتفاعات را به وجود آورده‌اند و در نمونه دستی دانه‌ریز تا دانه متوسط می‌باشند (شکل ۲-۲۴، الف، ب، پ). بیگانه سنگ‌هایی به رنگ سفید تا خاکستری با ترکیب توف - سیلتستونی آلیگومیوسن در منطقه مقیسه (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) و قطعات هارزبورژیستی سرپانتینی شده با ابعاد چند سانتی‌متر تا چند دسی‌متر، ماسه‌سنگ و توف- های سیلتستونی ائوسن در منطقه کلات سادات (صالحی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۷؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمشیدی و قاسمی، ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ Jamshidi et al., 2015) را می‌توان در این گنبدها مشاهده کرد.

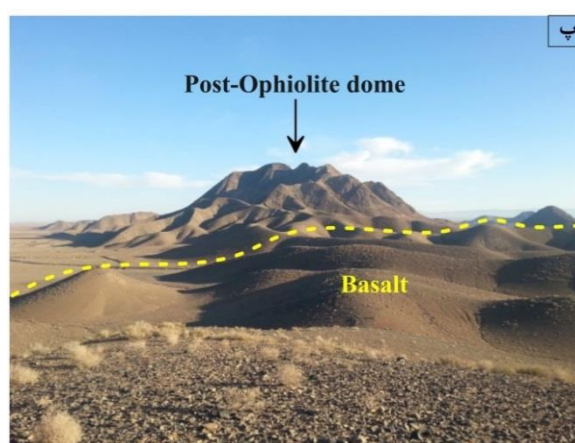
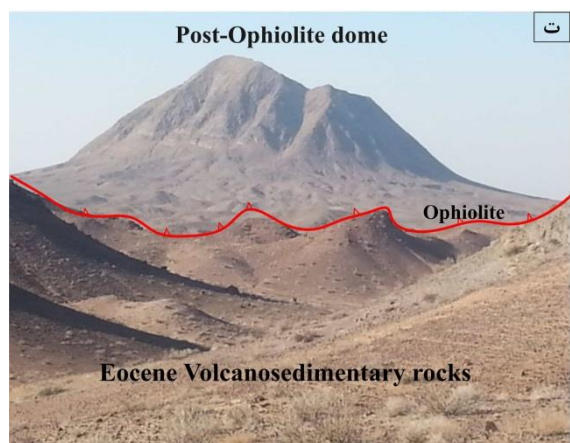
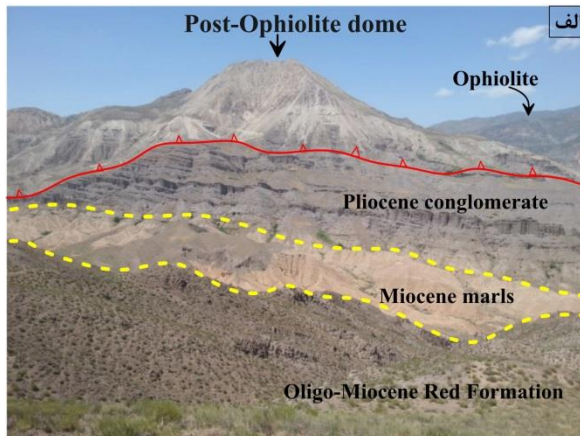
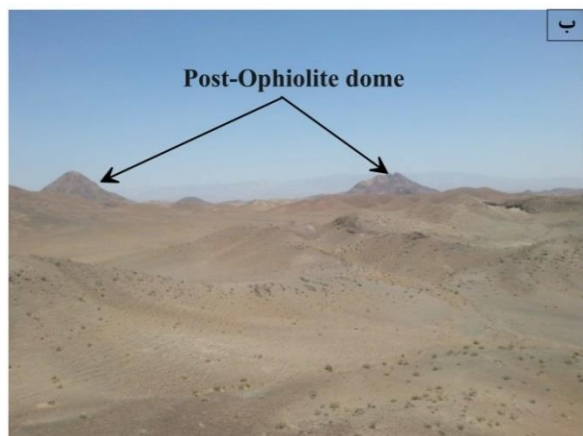
در منطقه احمدآباد و رضاآباد این سنگ‌ها غالباً به شکل دایک و گنبد با ترکیب آندزیت، آندزی‌بازالت، داسیت و تراکی داسیت با ماهیت کالکوالکالن در سری آتشفشانی - رسوبی ائوسن و توالی تخریبی مارنی کرتاسه رُخمنون دارند (شکل ۲-۲۴، ت، ث). این سنگ‌ها دارای ماهیت آداکیتی پرسیلیس هستند (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۵). بر اساس مطالعات سن سنجی U-Pb برای آندزیت‌ها و داسیت‌ها به ترتیب سن ۳۵ و ۴۱ میلیون سال گزارش شده است (Yousefi et al., 2016). این گنبدها در صحرا به رنگ سفید تا خاکستری متمایل به ارغوانی و خاکستری روشن مایل به سبز و سبز- خاکستری دیده می‌شوند (شکل ۲-۲۴، ج). در نمونه دستی دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند. به‌طوری‌که

گاهی تشخیص اجزاء تشکیل دهنده سنگ در نمونه دستی با چشم غیرمسلح نیز امکان پذیر است. یکی از خصوصیات بارز این سنگ‌ها، حضور فنوکریست‌های درشت و کشیده هورنبلند سبز است که در اغلب سنگ‌های گنبد‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. آنکلاوهای سرشار از هورنبلند در آن‌ها به وفور دیده می‌شود (جمالی، ۱۳۹۳).

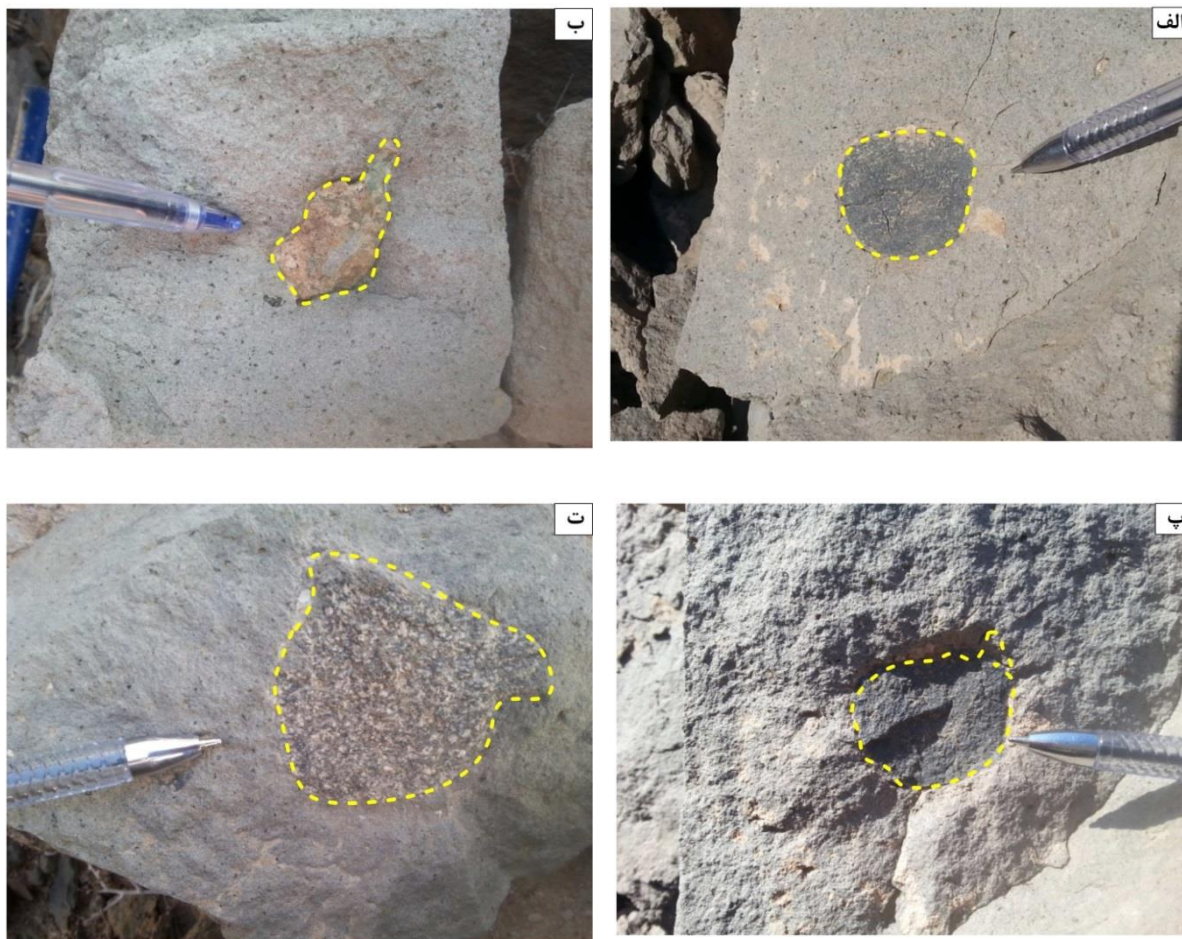
آنکلاوهای موجود به دو دسته اتولیت و زینولیت تقسیم می‌شوند. زینولیت‌ها مربوط به بخش‌هایی است که ماگما در حین صعود با خود حمل کرده است. آنکلاوهای آمفیبولیتی، به صورت دانه درشت، دانه ریز، گاهی زاویه دار یا کروی، با حاشیه نامنظم دیده می‌شوند. این آنکلاوها فراوان‌ترین نوع آنکلاو زینولیتی می‌باشند که از بخش‌های زیرین پوسته جدا شده و درون ماگمای در حال صعود به دام افتاده‌اند (شکل ۲-۲۵، الف). نوع دیگر از آنکلاوهای، آنکلاوهای اسلیتی و فیلیتی دانه ریز هستند. این آنکلاوها قطعات کنده شده از سنگ‌های دگرگون شده می‌باشند که در مسیر صعود ماگما وجود داشته و پس از کنده شدن به داخل آن راه یافته‌اند (شکل ۲-۲۵، ب). آنکلاوهای هورنبلندی، پیروکسنیتی و گابرویی جزء اتولیت‌ها می‌باشند، و شامل قطعاتی از جنس خود ماگما هستند که زودتر سرد شده و توسط ماگما به ترازهای بالاتر راه یافته‌اند (شکل ۲-۲۵، پ، ت).

بر اساس مطالعات صحرائی صورت گرفته (صالحی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۷) سن این سنگ‌ها جوان‌تر از میوسن و قدیمی‌تر از پلیوسن معرفی شده است. حضور قطعات ریولیتی این گنبد‌ها در کنگلومرایی پلیوسن و عدم حضور قطعات تخریبی ناشی از این گنبد‌ها در واحدهای سنگی - رسوبی قدیمی‌تر و حضور بیگانه سنگ‌های هارزبورزیتی تا ابعاد دسی متری شاهدی بر این مدعا است. جمشیدی (۱۳۹۴) سن جایگیری این سنگ‌ها را در زون افیولیتی سبزوار از طریق سن سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن سن ائوسن زیرین تا میانی (محدوده سنی ۹۸ / ۰ ± ۸۶ / ۴۰ تا ۱ ± ۸ / ۵۰ میلیون سال) را به دست آورده است. با توجه به مطالعات محققین (صالحی‌نژاد و همکاران

۱۳۸۷؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ جمالی، ۱۳۹۳) خصوصیات پترولوژیکی این واحدهای سنگی به‌طور مستقیم با ذوب بخشی ورقه فرورو اقیانوسی در ارتباط هستند و ماگمای سازنده این‌ها از طریق ذوب بخشی درجه پائین تا متوسط ورقه اقیانوسی فرورونده داغ و جوان نیوتتیس سبزوار در یک زون فرورانش قوسی با شیب رو به شمال ایجاد شده‌اند و سپس از طریق فرآیندهای تبلور تفریقی و آرایش ماگمایی تحول یافته‌اند.



شکل ۲-۲۴-الف) نمایی از گنبد پساافیولیتی در شمال کلات سادات و ارتباط آن با واحدهای دیگر (دید به سمت شمال باختر)، ب) دور نمایی از گنبد های پساافیولیتی در منطقه مقیسه (دید به سمت شمال خاور)، پ) نمایی نزدیک تر از این گنبد ها در منطقه مقیسه (دید به سمت جنوب خاور)، ت) نمایی نزدیک از گنبد الله کم در منطقه احمدآباد (دید به سمت شمال)، ث) نمایی از دایک های پساافیولیتی با روند خاوری - باختری در میان توالی تخریبی مارنی کرتاسه (دید به سمت باختر)، ج) تصویری نزدیک از سنگ های آذرین نیمه عمیق پساافیولیتی .

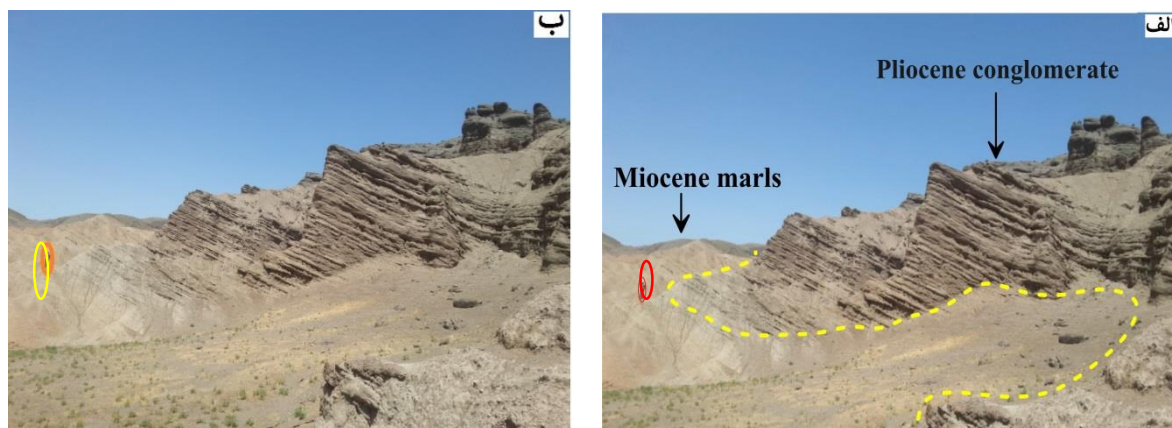


شکل ۲-۲۵- تصاویری از آنکلاوهای موجود در سنگ‌های پساآفیولیتی الف) آنکلاو آمفیبولیتی، ب) آنکلاو فیلیتی، پ) آنکلاوهای مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن، ت) آنکلاو گابرویی.

۹-۳-۲- واحد کنگلومرایی پلیوسن

این واحد رسوبی با روند خاوری - باختری به رنگ خاکستری تیره تا کرم روشن بوده و عمدتاً در قسمت‌های شمالی منطقه (کلات سادات) و به‌طور جزئی در منطقه مقیسه به‌طور پیوسته با ضخامت بیش از ۳۰۰ متر بر روی واحدهای مارنی میوسن قرار دارند (شکل ۲-۲۶، الف و ب). عناصر تشکیل دهنده آن با جورشدگی ضعیف و به حالت زاویه‌دار از تمامی واحدهای سنگی

قدیمی تا نئوژن (قلوه‌های سنگ‌های آتشفشانی وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار، گدازه‌های ائوسن و سنگ‌های نیمه عمیق پساافیولیتی) نشات گرفته است. این امر بیانگر آن است که تمامی واحدهای سنگی موجود در منطقه در زمان تشکیل این واحد در سطح زمین رُخمون داشته‌اند.



شکل ۲-۲۶-الف) نمای دور از قرارگیری کنگلومرای پلیوسن با روند خاوری-باختری که به‌طور هم‌شیب بروی واحد مارن میوسن قرار دارد (دید به سمت شمال باختر)، ب) نمای نزدیک از کنگلومرای پلیوسن در روستای کلات سادات (دید به سمت شمال باختر).

۱۰-۳-۲- رسوبات کواترنر

جوان‌ترین رُخمون‌های سنگی منطقه مربوط به کواترنری می‌باشد که شامل بخش‌های مختلفی است. این واحدها عمدتاً در اثر تغییر سطح اساس (بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی و یا افزایش دبی رودخانه‌ها)، به وجود آمده‌اند. رسوبات آبرفتی نظیر رسوبات سازنده مخروط افکنه‌ها، تراس‌ها، رودخانه‌های قدیمی و جدید

و رسوبات آبراهه‌ای عهد حاضر به کواترنر تعلق دارند. در منطقه کلات سادات این رسوبات به صورت دگرشیب بر روی واحد مارن میوسن و کنگلومرای پلیوسن قرار دارند (شکل ۲-۲۷، الف). تپه‌های ماسه‌ای در اطراف روستای رضآباد نیز یکی دیگر از دیگر واحدهای رسوبی منطقه با سن کواترنری هستند که از نظر ریخت‌شناسی و شکل نمادین، آن‌ها دارای دو نوع هلالی و موازی هستند (شکل ۲-۲۷، ب).



شکل ۲-۲۷- الف) نمایی از قرارگیری رسوبات کواترنر به صورت دگرشیب بر روی مارن‌های میوسن (روستای کلات سادات، دید به سمت شمال باختر)، ب) نمایی از تپه‌های ماسه‌ای در خاور روستای رضآباد (دید به سمت شمال خاور).

فصل سوم

پروگرامی

۱-۳- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین شامل بررسی کانی‌ها و بافت‌های آن‌ها می‌باشد که انعکاسی از شیمی و تاریخچه سرد شدن آن‌هاست. مطالعه کانی‌شناسی و بافت سنگ‌های آذرین همچنین در تشخیص فرآیندهای تبلور دوباره، هوازدگی و دگرسانی اهمیت بسیاری دارند. بهترین روش برای تقسیم‌بندی سنگ‌های آذرین، بررسی بافتی و کانی‌شناسی آن‌هاست که شواهد ارزشمندی از منشأ و نحوه تحول ماگمایی را ارائه می‌دهند. در این گفتار به‌طور کلی ویژگی‌های ساختی، بافتی و کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه را بررسی خواهیم کرد. بدین منظور تعداد حدود ۳۰۰ نمونه در طی نمونه‌برداری به شیوه آزاد از واحدهای سنگی که کمترین دگرسانی و هوازدگی را نشان می‌دادند برداشت شد. در حین نمونه‌برداری سعی شد تا حد امکان به تغییرات ظاهری سنگ‌ها از نظر رنگ، بافت و سایر ویژگی‌های صحرایی توجه، و نمونه‌های شاخص تهیه شود. پتروگرافی تمامی نمونه‌ها در نمونه دستی (ساخت و بافت، درصد کانی‌های اولیه، کانی‌های فرعی، نام سنگ، کانی‌های ثانویه) تا حد امکان توصیف شد و سپس تعدادی از نمونه‌ها (۲۰۰ نمونه) برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند و در کارگاه تهیه مقطع نازک دانشگاه صنعتی شاهرود از آن‌ها مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان بررسی گردید. با توجه به مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به دو بخش سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به شرح زیر تقسیم شده‌اند:

(۱) سنگ‌های آتشفشانی: شامل بازالت و الیوین‌بازالت.

(۲) سنگ‌های آذرآواری: شامل پیریت و لاپیلی کریستال توف.

در ادامه به مطالعه و بررسی مشخصات میکروسکوپی این سنگ‌ها می‌پردازیم. علائم اختصاری مورد استفاده در این فصل مطابق با جدول ۱-۳ می‌باشد.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل (Whitney and Evans (۲۰۱۰))

علائم اختصاری	نوع کانی	علائم اختصاری	نوع کانی
Ol	الیوین	Opq	آپک
Pl	پلاژیوکلاز	Cal	کلسیت
Cpx	کلینوپیروکسن	Chl	کلریت
ZeO	زئولیت		

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه شامل الیوین‌بازالت و بازالت می‌باشند. البته، این سنگ‌ها در صحرا، واحدهای جداگانه و مشخصی را تشکیل نمی‌دهند و در هر روانه گدازه، معمولاً بخش‌های زیرین تا میانی بیشتر از نوع الیوین‌بازالت و بخش‌های تفریق‌یافته‌تر بالایی از نوع بازالت معمولی هستند.

۳-۲-۱- بازالت

روانه‌های بازالتی به صورت بین‌چینه‌ای با واحدهای رسوبی الیگوسن دیده می‌شوند و در منطقه کلاته-سادات در شمال غرب سبزوار، حداقل ۵ روانه بازالتی را به صورت متناوب در میان مارن‌ها می‌توان مشاهده کرد. رخنمون صحرایی آن‌ها از نظر چینه‌شناسی بر روی روانه‌های الیوین‌بازالتی قرار دارند و نسبت به الیوین‌بازالت‌ها وسعت کمتری را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها در صحرا معمولاً سنگ‌های ناپیدا بلور، با ضریب رنگی ملانوکرات و دارای رنگ تیره و ساخت متراکمی هستند که با ساخت توده‌ای و منشوری و در بخش‌های زیرین و بالایی هر روانه، با ساخت بادامکی مشاهده می‌شوند. حفرات آن‌ها توسط کانی‌های ثانویه کلریت، زئولیت، کوارتز و کلسیت پر شده‌اند. لازم به ذکر است که اندازه حفرات در این سنگ‌ها متغیر بوده و قطر آن‌ها گاهی تا ۳ سانتی‌متر نیز می‌رسد. حضور این حفرات در روانه‌های بازالتی نشانه سطح بالایی گدازه است که بر اثر برداشته شدن فشار، گازها از سطح گدازه خارج

شده‌اند. تنوع در اندازه، شکل و فراوانی حفره‌ها در گدازه‌ها متأثر از چندین عامل از جمله میزان کاهش فشار، بهم آمیختگی، تغییر شکل طی جریان، محتوای مواد فرار و گرانیوی ماگمای منشأ می‌باشد (Best, 2003).

الف) بافت

بافت‌های اصلی مشاهده شده در این بازالت‌ها شامل میکروولیتی پورفیری، هیالوپورفیری، هیالومیکروولیتی - پورفیری و گلوپورپورفیری و بافت‌های فرعی شامل تراکیتی، اینترسرتال، بادامکی، غربالی و تدریجی (Seriatic) می‌باشند. با توجه به اهمیت پترولوژیکی این بافت‌ها و نقش آن‌ها در روشن ساختن مراحل تشکیل و تکوین این سنگ‌ها، در ادامه به شرح مختصر نحوه تشکیل آن‌ها می‌پردازیم.

بافت پورفیری: از بافت‌های اصلی موجود در مقاطع سنگ‌های بازالتی می‌توان به بافت پورفیری اشاره کرد که در آن، فنوکریست‌هایی از پیروکسن (اوژیت) و الیوین و گاهی پلاژیوکلاز در زمینه‌ای دانه ریز از جنس پلاژیوکلاز و یا کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن (اوژیت) و الیوین قرار می‌گیرند. اگر فنوکریست‌ها در زمینه‌ای از بلورهای میکروولیتی پلاژیوکلاز باشند بافت را میکروولیتی پورفیری و اگر در زمینه‌ای از شیشه یافت شوند بافت را هیالوپورفیری می‌گویند (شکل ۳-۱). بافت پورفیری در سنگ‌های منطقه را می‌توان نشانگر پایین بودن سرعت خروج ماگما و توقف ماگما در آشیانه ماگمایی دانست. در بافت پورفیری یک تفاوت آشکار، در اندازه‌ی بین فنوکریست‌ها وجود دارد. اغلب بیان می‌شود که سرد شدگی آرام، بافتی دانه درشت تولید می‌کند زیرا در این صورت زمان برای رشد بلورهای بزرگ وجود دارد در حالی که سنگ‌های دانه ریز هنگامی تشکیل می‌شوند که سرد شدن سریع، زمان خیلی کمی را برای رشد در اختیار بلور می‌گذارد (Gill, 2010). در حقیقت تبلور یک سنگ آذرین ممکن است در چندین مرحله صورت گیرد، هر مرحله توسط درجه‌های متفاوتی از سردشدگی و نرخ هسته‌بندی، مشخص می‌-

گردد. در اصل بین اندازه‌ی بلور و نرخ سردشدگی یک رابطه وجود دارد (شکل ۳-۲، الف) (Vernon, ۲۰۰۴). با توجه به اندازه‌های متفاوت دانه در بلورهای زود-متوسط و دیر تشکیل شده، ممکن است تاریخچه سرد شدگی متفاوتی استنباط شود. شکل (۲-۳، ب) صعود فرضی ماگما در مقابل زمان را نشان می‌دهد (Gill, 2010). هنگامی که مذاب بازالتی در اعماق شروع به تبلور می‌کند، به علت سرعت سردشدگی پایین و نرخ هسته‌زایی کم، شرایط مساعدی برای رشد درشت بلورها فراهم می‌شود. سپس به دنبال فوران ماگما، همراه با سرد شدن خیلی سریع و نرخ هسته‌زایی بالا، زمینه ریزدانه‌ای ایجاد می‌شود، که درشت بلورها را در برگرفته و بافت پورفیری را به وجود می‌آورد. بنابراین بافت پورفیری بیانگر تبلور در اتاق ماگمایی نیمه عمیق (یا عمیق‌تر) طی صعود ماگما از گوشته به سطح زمین می‌باشد (Gill, ۲۰۱۰). همچنین بر اساس اصل بلوغ بافتی استولد، تبدیل بلورهای کوچک‌تر به بلورهای بزرگ‌تر، باعث کاهش نسبت سطح به حجم بلورها و در نتیجه، کاهش انرژی آزاد سطحی دانه‌های بزرگ‌تر و پایداری بیشتر آن‌ها می‌شود. بعلاوه، گرانروی پایین ماگمای بازالتی نیز سبب بالا رفتن آهنگ انتشار مواد و تسهیل فرآیند رشد بلورها می‌گردد (Best, 2003). به‌طور کلی بافت‌های پورفیری شامل دو مرحله سرد شدن مذاب هستند. ابتدا، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند. کاهش دما منجر به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها می‌گردد (الهیاری، ۱۳۸۹).

بافت گلومروپورفیری: از دیگر بافت‌های موجود در سنگ‌های بازالتی می‌توان به بافت گلومروپورفیری اشاره کرد. تجمع درشت بلورهای کلینوپیروکسن به همراه دیگر کانی‌ها و به‌ویژه پلاژیوکلاز، به تشکیل بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها منجر شده است (شکل ۳-۳). این بافت خود نوعی بافت پورفیری نیز محسوب می‌شود که در آن فنوکریست‌ها در یک قسمت از سنگ تجمع یافته‌اند. پژوهشگران نشان دادند که اغلب اجتماع‌های فنوکریستی و تجمع‌های گلومروپورفیری در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، در

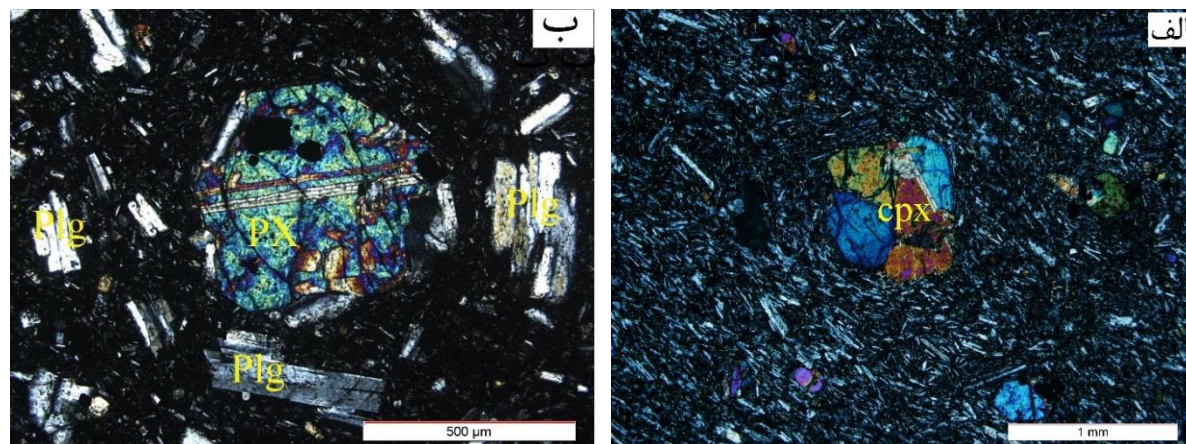
مرحله‌ی اینتراتلوریک در اتاق ماگمایی و قبل از فوران ایجاد می‌شوند (Barbey et al., 2005; Milovanović & Banješević, ۲۰۰۵; Samuel et al., 2007).

این بافت بیانگر مراحل مختلف تحول ماگما در مسیر صعود در آشیانه‌های ماگمایی مختلف است. تشکیل در مرحله تبلور زیرزمینی و قبل از فوران (Samuel et al., 2007)، نطفه‌بندی ناهمگن بر روی سطوح از قبل موجود (Kirkpatrick, 1977)، برخورد بلورها در خلال صعود و موازی همدیگر قرار گرفتن شبکه بلورها و یا قرارگیری آن‌ها در جهت روابط اپی‌تاکسیالی که به سازوکار اتصال سینوسی معروف است (Shelly, 1993; Vernon, 2004) (شکل ۳-۴) و درنهایت، گسیختن لخته‌ها، انباشته‌های ماگمایی (الیوین‌ها و پیروکسن‌ها) موجود در کف و یا سقف (پلاژیوکلازها) آشیانه‌ها و دیواره‌های متبلور آشیانه‌های ماگمایی از سازوکارهای ارائه شده برای تشکیل بافت گلومروپورفیری هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲; Xu et al., 2009; Best, ۲۰۰۳; Winter, 2001).

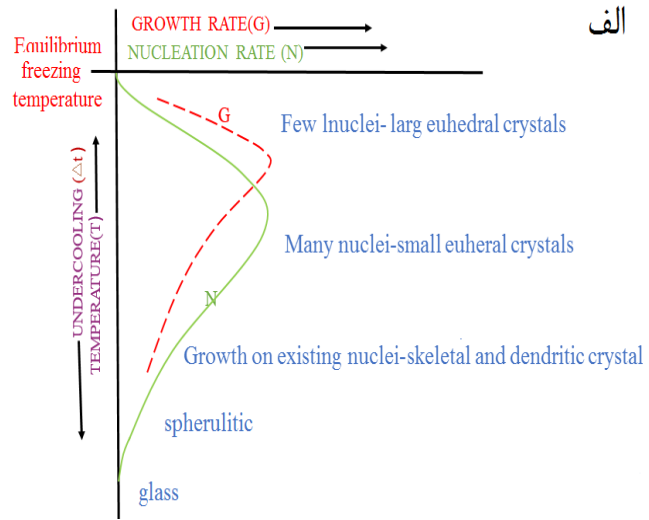
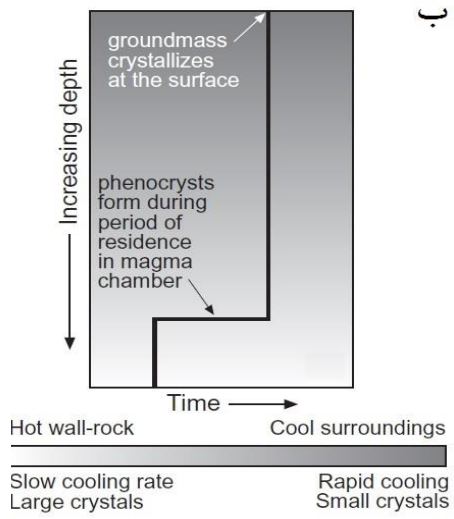
بافت بادامکی: بافت دیگری که در سنگ‌های بازالتی منطقه مشاهده می‌شود بافت بادامکی است، که حفرات از پیش موجود در سنگ به‌طور بخشی یا کامل توسط کانی‌های تأخیری فاز ماگمایی یا کانی‌های ثانویه بعد از فاز ماگمایی مانند کلریت، کلسیت، کوارتز، ژئولیت پر شده، و منجر به تشکیل بافت بادامکی در سنگ‌های بازالتی منطقه شده است (شکل ۳-۵). Gill (۲۰۱۰) معتقد است که چرخش آب گرم در توالی‌های ضخیم گدازه مدفون، معمولاً منجر به شکل‌گیری کانی‌های حرارت پایین (مانند ژئولیت، آنالیت و کلسیت) در حفرات گدازه می‌شود که حفرات پر شده یا تقریباً پر شده، تحت عنوان بادامک نامگذاری می‌شوند. حفرات نشان دهنده‌ی حباب‌های گازی هستند که در گدازه مذاب حضور داشته و گدازه ضمن صعود از این مواد فرار، فوق اشباع می‌شود. اجتماع کانی‌های دگرسانی در داخل این حفره‌ها

نیز خود منجر به تشکیل بافت‌های متنوع تری گردیده است. به طوری که می‌توان به بافت اسفرولیتی ناشی از بلورهای سوزنی شکل ژئولیت اشاره نمود.

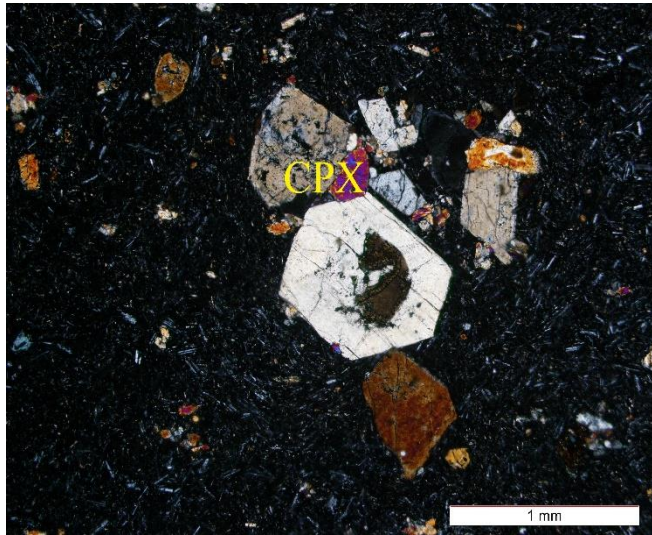
شکل ۳-۶- الف فرآیند حفره‌سازی (vesiculation) مرتبط با آب محلول در مذاب بازالتی را نشان می‌دهد. مذاب در امتداد یک مسیر کاهش فشار صعود می‌کند و به عمقی می‌رسد که از آب اشباع شده و دارای حداکثر مقدار آب محلول در آن عمق می‌شود. با صعود ماگما به محدوده‌ی فوق اشباع، مذاب قادر به نگه داشتن آب اضافی به صورت محلول نیست (جوشش اول). در طی فوران بیشتر گاز به داخل اتمسفر آزاد می‌شود، اما مقدار باقیمانده در ماگما به صورت حباب‌های بخار به دام می‌افتند. همان‌طور که در شکل (۳-۶- ب) نشان داده شده است با ادامه صعود، حباب‌ها تکثیر و رشد می‌یابند و هنگامی که گدازه سرد می‌شود، حفرات به شکل تقریباً کروی در آن باقی می‌مانند. وجود مواد فرار حل شده در مذاب‌های بازالتی دمای تبلور را پایین می‌آورد. آزاد شدن گازها در طی فوران می‌تواند باعث شروع تشکیل بلورهای معلق در مذاب شوند (Gill, 2010).



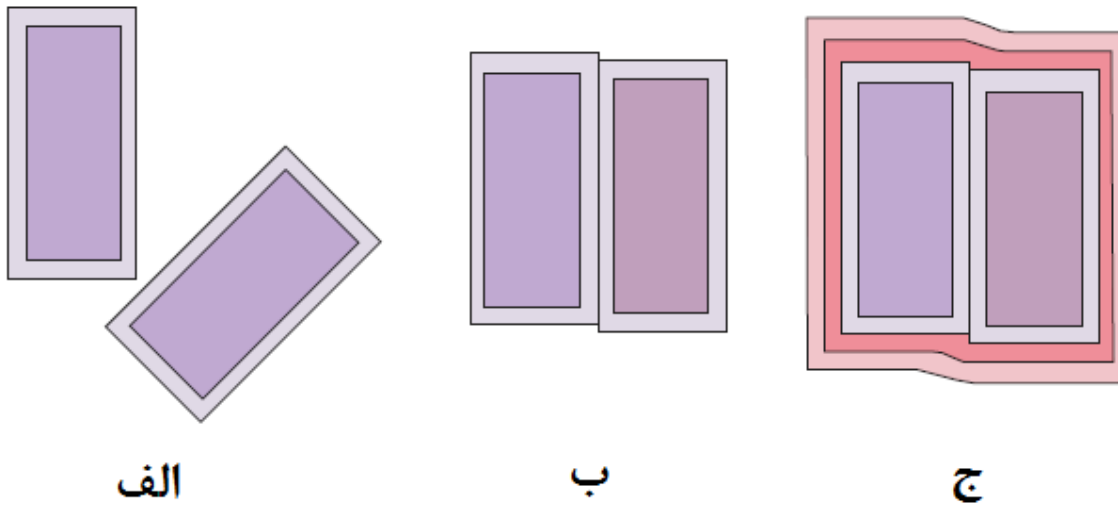
شکل ۳-۱- الف) بافت میکرولیتی پورفیری حاصل از حضور درشت بلورهای پیروکسن در زمینه میکرولیتی از بلورهای پلازیوکلاز، ب) بافت هیالوپورفیری متشکل از درشت بلورهای اوژیت در زمینه شیشه‌ای. هر دو تصویر در نور XPL در بازالت‌های منطقه.



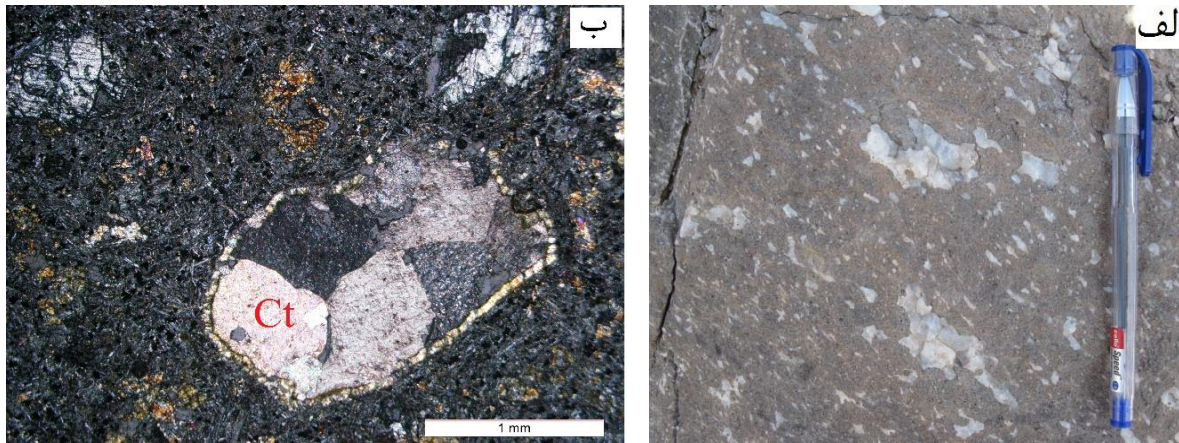
شکل ۳-۲-الف) نمودار نرخ رشد و هسته بندی بلور به عنوان تابعی از درجه‌های سردشدگی. (Vernon, 2004). ب) طرحی برای نشان دادن صعود فرضی ماگما در مقابل زمان. مسیر صعود واقعی احتمالاً نسبت به چیزی که نشان داده شده، خیلی پیچیده‌تر است (Gill, ۲۰۱۰).



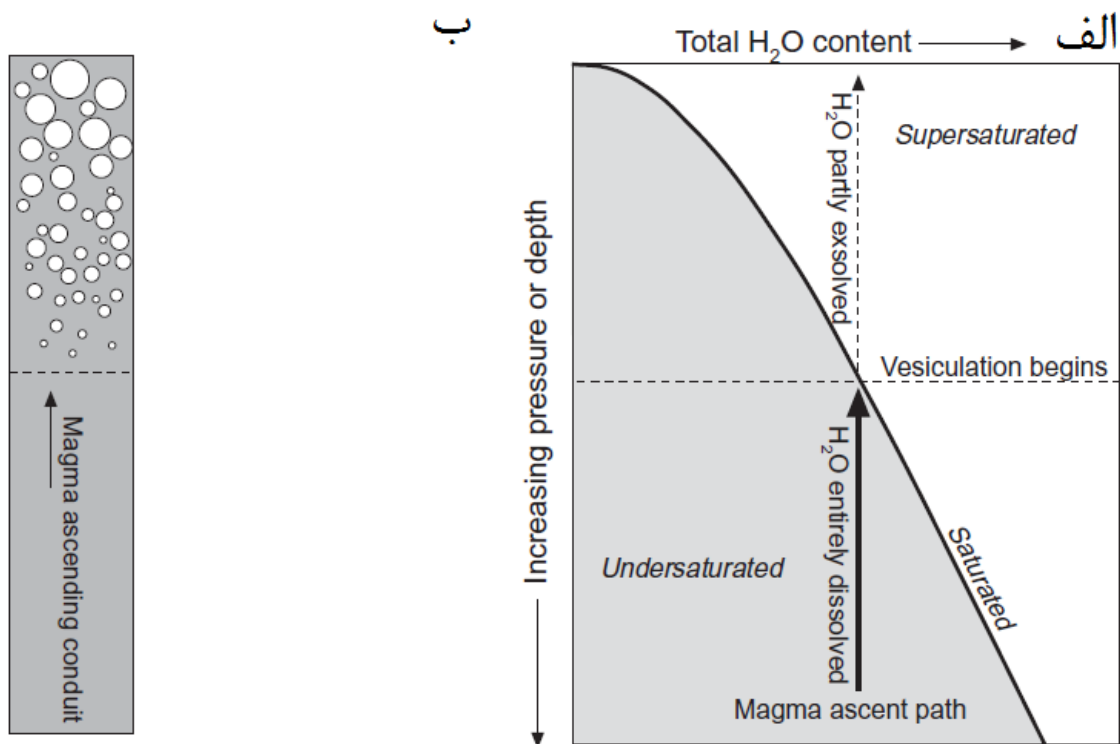
شکل ۳-۳- بافت گلومروپورفیری ناشی از تجمع بلورهای پیروکسن (XPL) در بازالت‌های منطقه



شکل ۳-۴- نمایش مراحل توسعه اتصال سینوسی، الف) دو بلور از هم جدا بوده‌اند، ب) قرارگیری آن‌ها در جهت روابط اپی تاکسیالی و به هم متصل شدن، ج) بعد از اتصال شروع به رشد می‌کنند. باید به منطقه‌بندی بلورهای منفرد قبل از اتصال سینوسی و بعد از اتصال توجه کرد (Vernon, 2004).



شکل ۳-۵- الف) ساخت بادامکی در گدازه‌های بازالتی موجود در منطقه کلات سادات، ب) بافت بادامکی متشکل از حفره‌های پرشده توسط کانی کلسیت در سنگ‌های بازالتی منطقه نور XPL.



شکل ۳-۶-الف) حلالیت یک گاز (در اینجا آب) در مذاب بازالتی، متأثر از فشار (عمق). شکل منحنی حلالیت از Dixon et al. (۱۹۹۵) گرفته شده است، ب) درجه حفره‌ای شدن به عنوان نتیجه‌ای از کاهش فشار، هنگامی که مذاب به سمت مجرای آتش‌فشان و سطح زمین، صعود می‌کند (Gill, 2010).

ب) کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. این کانی‌ها همچنین بصورت ریز بلور در زمینه سنگ به همراه کانی‌های ریز آپیک دیده می‌شوند.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست که اغلب به صورت شکل دار (Euhedral) تا نیمه-شکل دار (Subhedral)، به دو صورت درشت‌بلور و میکروولیت در زمینه این سنگ‌ها حضور دارد. حضور میکروولیت‌ها و جهت‌گیری نسبی آن‌ها باعث ایجاد بافت میکروولیتی-تراکیتی (جریانی) در سنگ‌های

بازالتی منطقه شده است (شکل ۳-۷-الف). این کانی در بعضی نمونه‌ها به سرسیت دگرسان شده است و بر اساس مطالعات شیمی کانی (فصل چهارم) دارای ترکیب آندزین تا بیتونیت می‌باشد. به عقیده Best (۲۰۰۳) شکل بلورها با تغییرات دمایی در طول زمان تغییر می‌کند. با توجه به این که این بلورها در بیشتر نمونه‌ها به صورت میکروولیت هستند پس می‌توان متصور شد که تحت سردشدگی سریع قرار گرفته‌اند و در دمای پایین تشکیل شده‌اند. (Righter & Rosas, ۲۰۰۱) معتقدند که حضور آب مانعی در جهت پایداری پلاژیوکلازهاست. بنابراین، فراوانی قابل توجه پلاژیوکلازها به صورت درشت‌بلور و میکروولیت به همراه نبود بلورهای آمفیبول، حاکی از تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای بازالتی فقیر از آب است. در واقع دو نسل پلاژیوکلاز را می‌توان در سنگ‌های منطقه تشخیص داد و علت تشکیل این دو نسل در ارتباط با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگماست. به طوری که درشت بلورها می‌توانند به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی و توقف ماگما در یک آشیانه ماگمایی زیرزمینی ایجاد شده باشند ولی میکروولیت‌ها در خلال صعود نهایی و جایگیری ماگما در سطح زمین، تشکیل شده‌اند (درخشی، ۱۳۹۳).

پلاژیوکلازها در سنگ‌های بازالتی به صورت بلورهایی با ماکل پلی‌سنتتیک و خلیجی شکل، با حواشی گرد شده دیده می‌شوند (شکل ۳-۷-ب). پلاژیوکلازهای دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده نشان دهنده‌ی کاهش فشار، در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند. این کاهش فشار آدیاباتیک باعث گرم شدن پلاژیوکلازها در دماهای بالاتر از لیکیدوس شده و منجر به حل شدن فنوکریست‌ها و گرد شدن شکل و حواشی این کانی می‌شود (کاظمی، ۱۳۹۱). همچنین تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز مذاب، نشانه تحت اشباع بودن مذاب مزبور از آن است، یعنی فازی که قبلاً به علت اشباع بودن مذاب اولیه از مواد سازنده آن، متبلور شده است، اکنون به واسطه تغییر شرایط محیطی و تحت اشباع شدن مذاب از مواد سازنده آن، دوباره دچار انحلال گردیده است. تغییر ترکیب مذاب توسط عواملی از قبیل تغییرات فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ درون‌گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر سبب

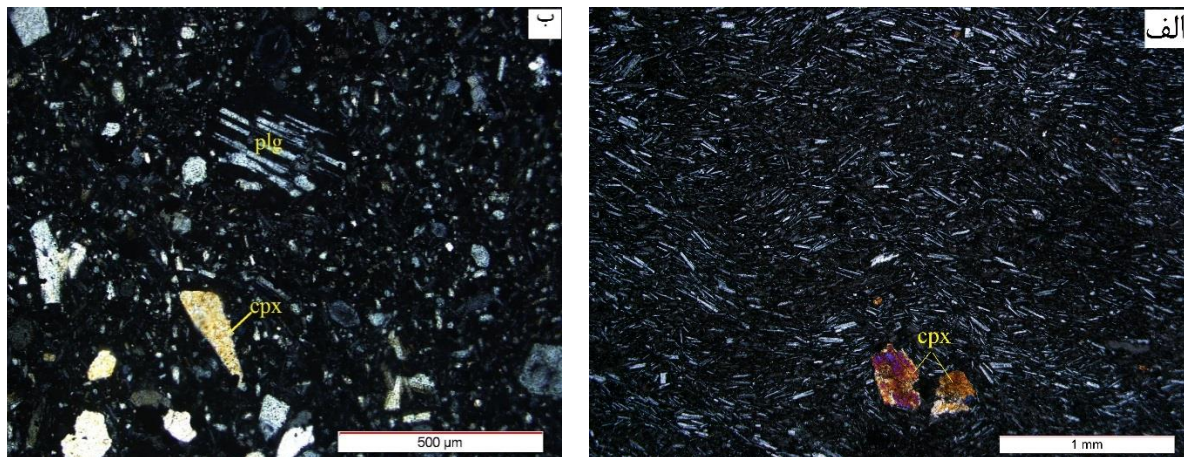
گردشگی و انحلال بلورها می‌شود (Best, 2003). بعلاوه (Stewart & Pearce ۲۰۰۴) به ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه، کاهش فشار بر بلورها و تحلیل رفتگی و انحلال آن‌ها، بخصوص در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها اشاره می‌کنند. به علت مشاهده نشدن شواهد اختلاط ماگمایی، کاهش فشار در خلال صعود ماگما را می‌توان عامل ایجاد حاشیه‌های گرد شده در فنوکریست‌های این کانی در نظر گرفت.

در بعضی از روانه‌ها، بخش‌های سرشار از پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. در خصوص تشکیل گدازه‌های پلاژیوکلازدار نظرات مختلفی وجود دارد. آلودگی پوسته‌ای به منظور تأمین آلومینیم مورد نیاز برای تبلور پلاژیوکلاز، تبلور تفریقی و شناوری پلاژیوکلاز در سقف مخزن ماگمایی، تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک و در نتیجه، افزایش میدان پایداری این کانی از جمله نظرات مطرح شده است (Best, 2003؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲) (شکل ۳-۸-الف).

در سنگ‌های منطقه، آرایش پوسته‌ای مهمی که منجر به ذوب و هضم قابل توجه مواد آلومینی شده باشد، رخ نداده است. بعلاوه، در صورت هضم سنگ‌های پوسته‌ای در ماگمای بازیک سازنده سنگ‌های منطقه، میزان فشار آب ماگما بالا می‌رود و ضمن انحلال پلاژیوکلاز، به جای کلینوپیروکسن نیز آمفیبول متبلور می‌شد که در سنگ‌های منطقه دیده نمی‌شود. پس نظریه آرایش پوسته‌ای منتفی می‌شود. با توجه به چگالی کمتر و سبک‌تر بودن پلاژیوکلاز و نیز عدم همراهی پلاژیوکلاز با کانی‌های پیروکسن و الیوین به نظر می‌رسد که شناوری در سقف آشیانه ماگمایی، سازوکار اصلی در جدایش اولیه این فاز در این روانه‌ها بوده باشد. بنابراین، خروج ماگمای سرشار از پلاژیوکلاز واقع در سقف آشیانه ماگمایی را باید باعث ایجاد این روانه‌ها دانست. همچنین فرآیندهایی نظیر تفریق جریانی (با توجه به بافت جریانی در گدازه‌ها)، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک نیز ممکن است در این غنی‌شدگی ماگما از پلاژیوکلاز نقش داشته باشند (درخشی، ۱۳۹۳). بعلاوه (Middlemost ۱۹۹۷) معتقد است که فراوانی

پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از آن باشد که در هنگام فوران ماگمای بازالتی، پلاژیوکلاز، فاز لیکیدوس ماگما بوده است (شکل ۳-۸).

اغلب پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی و منطقه‌بندی می‌باشند (شکل ۳-۸-ب). Conly et al (2005) پلاژیوکلازهای دارای حاشیه خورده شده و دارای منطقه بندی را نشانگر تأثیر آلاینش پوسته‌ای در این سنگ‌ها می‌دانند. بافت غربالی حاصل به دام افتادن اذخالی‌های مذاب در بلور است. سازوکار تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور بر اثر ورود ماگمای داغ و تازه به داخل آشیانه ماگمایی، افزایش دما به دلیل ورود ماگمای داغ و یا انتقال بلورها از مناطق کم‌دما به مناطق داغ آشیانه به دلیل بروز جریان‌های همرفتی، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و یا افزایش فشار بخار آب در هنگام صعود ماگما ایجاد شود (Gill, 2010; Kuscu & Floyd, 2001؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). پلاژیوکلاز با بافت غربالی، توسط Nelson & Montana (۱۹۹۲) به افت سریع فشار نسبت داده شده است تا اختلاط ماگمایی. پیدایش منطقه‌بندی نتیجه برقرار نبودن کامل تعادل در حین تبلور است که معمولاً در هنگام تبلور آتشفشانی اتفاق می‌افتد که بیشتر در پلاژیوکلازها ایجاد می‌شود. علت تشکیل آن تبادل بسیار دشوار سیلیس و آلومینیوم در حین تعادل بلورهای پلاژیوکلاز با ماده مذاب است. معمولاً بلورهای منطقه‌ای نشانگر آرام‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است (به ویژه در سنگ‌های آتشفشانی) و به این علت که در پلاژیوکلازها نسبت آلومینیوم به سیلیس به‌طور دائم در حال تغییر است پلاژیوکلاز به سادگی با مذاب واکنش نمی‌کند و در نتیجه این حالت بافتی ایجاد می‌شود (شکل ۳-۸-ب).



شکل ۳-۷-الف) حضور میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و جهت‌گیری نسبی آن‌ها باعث ایجاد بافت میکروولیتی-تراکیتی (جریانی) در سنگ‌های بازالتی منطقه شده است، ب) بلور گرد شده و خلیجی شکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک. هر دو تصویر در نور XPL.



شکل ۳-۸- تصویر یک نمونه بازالتی غنی از پلاژیوکلاز که در نتیجه ردیف شدن میکروولیت‌ها منجر به بافت جریانی شده است. ب) تصویری از درشت بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی در سنگ‌های بازالتی منطقه. هر دو تصویر در نور XPL.

کلینوپیروکسن

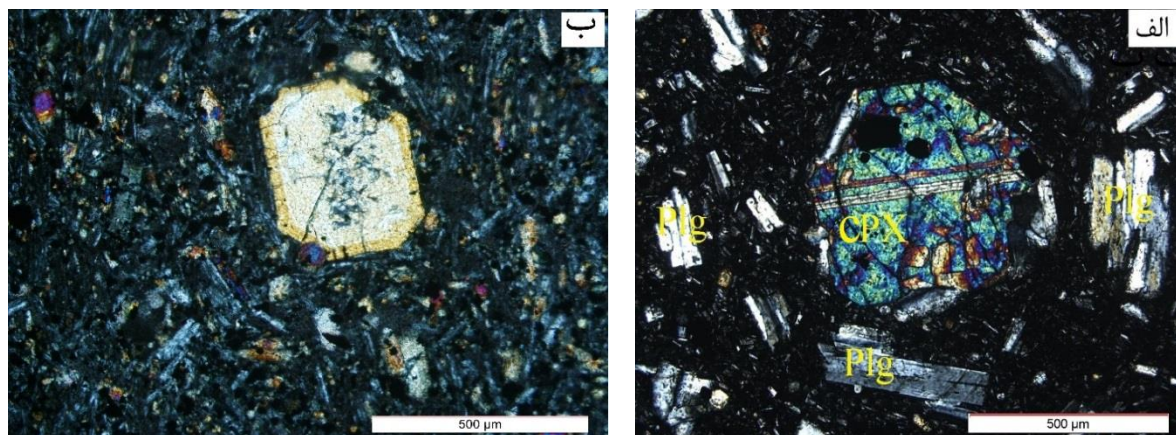
کلینوپیروکسن بعد از پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی موجود در این بازالت‌هاست که اغلب به صورت شکل‌دار (Euhedral) تا نیمه‌شکل‌دار (Subhedral) به دو صورت درشت‌بلور و ریزبلور در زمینه این سنگ‌ها حضور

دارد. این کانی نسبت به پلاژیوکلازها غالباً سالم بوده و با توجه به مطالعات شیمی کانی، از نوع دیوپسید تا اوژیت می‌باشند (فصل چهارم). رنگ پیروکسن‌ها مایل به بنفش روشن است که حاکی از وجود مقداری عنصر تیتانیوم در ساختار آن‌ها است که البته در مطالعات میکروپروب نیز به اثبات رسیده است. این ترکیب دلالت بر آلکان بودن بازالت‌های منطقه دارد (Gill, 2010). نبود ارتوپروکسن نیز بیانگر ماهیت قلیایی ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه است.

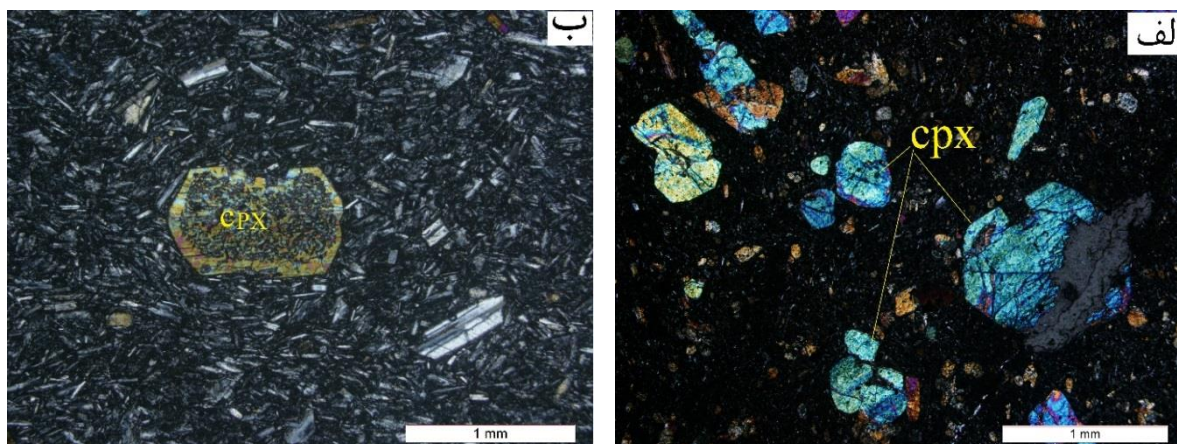
از ویژگی‌های کلینوپروکسن‌ها داشتن ماکل اوژیتی و منطقه‌بندی است به نحوی که یک حاشیه قهوه‌ای تا قهوه‌ای متمایل به بنفش در آن‌ها به خوبی دیده می‌شود (شکل ۳-۹-الف و ب). این حاشیه به سبب اضافه شدن Al و Ti در اثر کاهش فشار و عمق تشکیل می‌شود (Jung, 2003). چنین ساختار منطقه‌ای شاخص، نشان از آن دارد که هسته چنین پیروکسن‌هایی یا فاقد تیتان می‌باشند و یا از تیتان فقیرند. ولی از مرکز به سمت حاشیه با افزایش دائمی Ti همراه بوده و به نحوی که حاشیه قهوه‌ای تا قهوه‌ای متمایل به بنفش حکایت از محتوای بالای Ti دارد (Duda & Schmincke, 1985). تغییرات شیمیایی هسته و حاشیه، به عنوان مثال مقادیر بالای TiO_2 حاشیه نشان از کاهش فشار نرمال طی روند تفریق یک ماگمای قلیایی بازالت دارد (Duda & Schmincke, 1985) و این منطقه‌بندی بر پایه واکنش ناقص با باقیمانده مذاب در حال تغییر ترکیب، قابل تفسیر است.

برخی از اوژیت‌ها، حواشی گرد شده و خلیج خوردگی نشان می‌دهند که ناشی از انحلال ماگمایی است (شکل ۳-۱۰-الف). انحلال زمانی رخ می‌دهد که بلور در ماگما از شرایط پایداری خود دور شده باشد. این ناپایداری می‌تواند در اثر عواملی مثل تغییر فشار، دما و یا ترکیب شیمیایی ماگما صورت گیرد (Chen & Zhang, ۲۰۰۸). فرایند تشکیل بافت غربالی در بلورهای پیروکسن می‌تواند مشابه همان فرایندهایی باشد که باعث ایجاد این اشکال در درشت بلورهای پلاژیوکلاز شده است (شکل ۳-۱۰-ب).

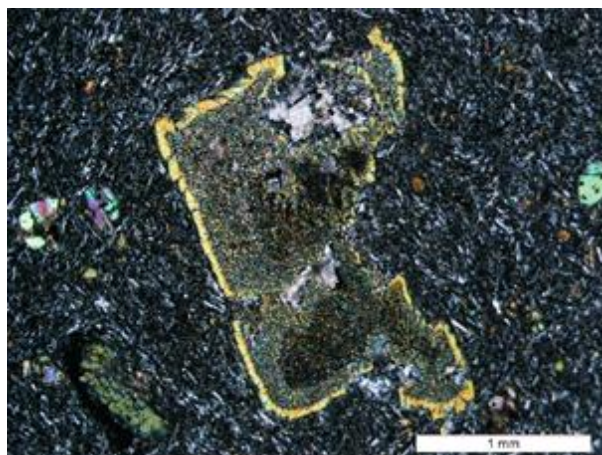
برخی از درشت بلورهای پیروکسن دارای رشد چند مرحله‌ای می‌باشند (شکل ۳-۱۱). در مرحله اول رشد و یا رشد در بخش مرکزی، اوژیت‌ها حاوی ادخال‌های ریز فراوانی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، دانه‌های ریز اوپک (به احتمال زیاد مگنتیت) و بلورهای ریز اوژیت می‌باشند که تشابه زیادی به کانی‌های زمینه دارند، این امر می‌تواند ناشی از رشد سریع و نامتعادل بخش مرکزی بلور باشد (Best, 2003). در قسمت حاشیه‌ای، فنوکریست‌های اوژیت به‌طور یکنواخت رشد کرده‌اند و فاقد ادخال می‌باشند. این امر بیانگر شرایط ایده‌آل برای رشد این بخش از بلورهای اوژیت می‌باشد. البته ضخامت ناچیز این بخش، بیانگر کوتاه بودن این دوره رشد آرام و احتمالاً توقف کوتاه مدت ماگما و فنوکریست مذکور، در آشیانه ماگمایی مسیر صعود است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). در داخل فنوکریست‌های پیروکسن، بلورهای ریز اکسید آهن و الیون به صورت ادخال وجود دارند، که حاکی از تقدم تبلور الیون‌ها نسبت به پیروکسن‌ها هستند. همچنین روابط بافتی نشان می‌دهند که تبلور اوژیت بر تبلور پلاژیوکلاز مقدم بوده است.



شکل ۳-۹-الف) تصاویری از الف) بلور اوژیت با ماکل دوتایی و ب) بلور اوژیت با منطقه‌بندی ترکیبی در بازالت‌های کلات سادات. هر دو تصویر در نور XPL.



شکل ۳-۱۰-الف) تصاویری از الف) بلورهای اوژیت باحاشیه‌های گرد شده و خلیج خوردگی و ب) بلور اوژیت با بافت غربالی در زمینه میکروولیتی در بازالت‌های کلات سادات. هر دو تصویر در XPL.



شکل ۳-۱۱- تصاویری از بلور اوژیت با دو مرحله رشد در سنگ‌های بازالتی منطقه (XPL).

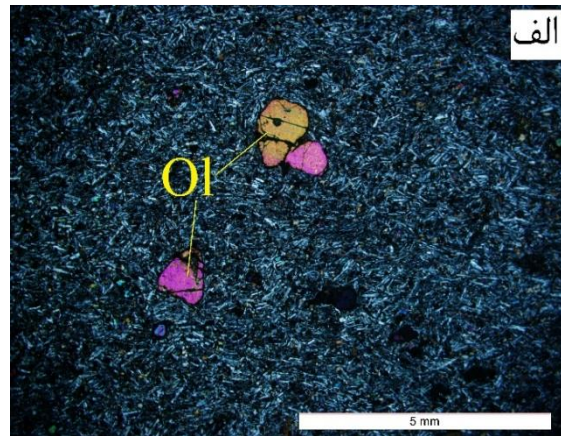
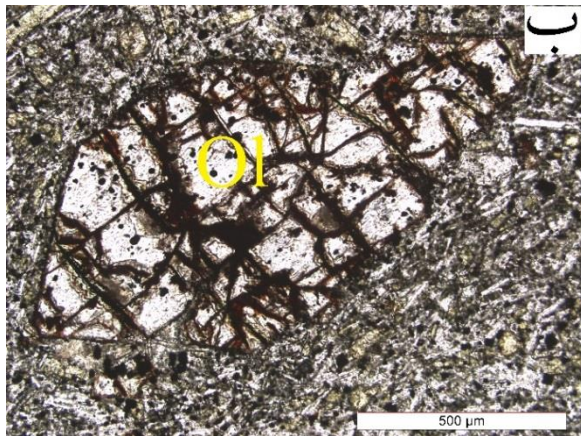
پ) کانی‌های فرعی

الیوین

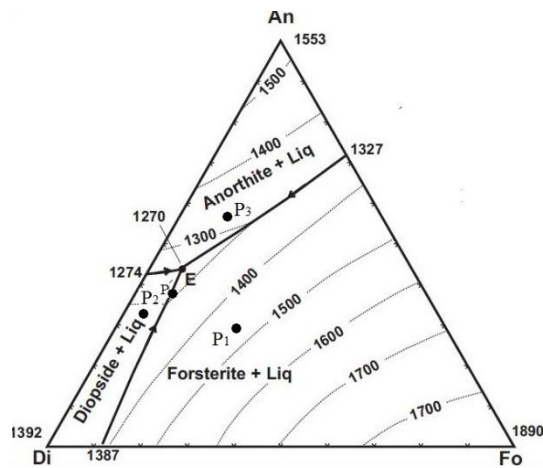
الیوین عمده‌ترین کانی فرعی موجود در این بازالت‌هاست که اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۱۲-الف). در بعضی نمونه‌ها به صورت ادخال در کانی‌های اوژیت دیده می‌شود که نشان از تقدم تبلور آن نسبت به پیروکسن است. وجود شکستگی-های زیاد در بلورهای الیوین سبب توسعه دگرسانی ایدینگزیتی با شدت‌های متفاوت در آن‌ها شده است (شکل ۳-۱۲، ب). گاهی تجمع درشت بلورهای الیوین منجر به تشکیل گلومرول‌هایی از این کانی شده است. کانی‌های آپک تقریباً در تمامی نمونه‌ها به صورت ادخال در داخل بلورهای الیوین دیده می‌شوند. می‌توان گفت که در فاز دیاگرام سه‌تایی An-Fo-Di نقطه شروع تبلور از میدان الیوین، از نقطه P1 (شکل ۳-۱۳) آغاز شده است. ابتدا بلورهای الیوین متبلور شده‌اند و ترکیب مایع به سمت P2 تغییر کرده است. در P2 بلورهای پیروکسن نیز تشکیل شده و با تبلور این دو کانی ترکیب مایع به طرف E تحول یافته و در نقطه E پلاژیوکلاز هم همراه آن‌ها متبلور شده است (شکل ۳-۱۳).

کانی‌های آپک

کانی‌های آپک اغلب به صورت ریز بلور در زمینه و یا به صورت ادخال در داخل کانی‌های الیوین و پیروکسن در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه حضور دارند. با توجه به خصوصیات میکروسکوپی (در هر دو نور XPL و PPL به صورت تیره و به شکل مکعب هستند)، نوع کانی‌های آپک، مگنتیت و تیتان مگنتیت می‌باشند (فصل چهارم). حضور ادخال‌هایی از کانی‌های آپک در داخل فنوکریست‌ها (اوژیت، الیوین) نشان از تقدم تبلور کانی‌های آپک نسبت به فنوکریست‌ها است.



شکل ۳-۱۲-الف) تصاویری از الف) بلورهای الیوین با حاشیه گرد شده (XPL) و ب) ایدینگزیتی شدن بلور نیمه‌شکل‌دار الیوین (به ادخال‌های کانی آپک در داخل آن توجه فرمایید) در بازالت‌های منطقه (PPL).



شکل ۳-۱۳-فاز دیاگرام سه‌تایی (Winter, 2001) An-Di-Fo برای نشان دادن ترتیب و مراحل تبلور کانی‌ها در نمونه‌های بازالتی منطقه تبلور از نقطه P1 آغاز شده و به سرعت حرکت کرده است.

ت) ترتیب تبلور کانی‌های اصلی و فرعی در بازالت‌های منطقه

با توجه به مطالعات میکروسکوپی و بررسی نحوه قرارگیری کانی‌های اصلی و فرعی نسبت به همدیگر روند تبلور آن‌ها به شکل زیر بوده است.

Opq → Ol → Cpx → Plg

ث) کانی‌های ثانویه

کوارتز

کانی کوارتز به صورت اولیه در سنگ‌ها حضور ندارد و همراه با سایر کانی‌های ثانویه حفرات و شکاف‌های از قبل موجود را به‌طور بخشی یا کامل پر کرده و باعث ایجاد آمیگدال و بافت بادامکی در بازالت‌ها شده است. این بافت در سنگ‌های مورد مطالعه منطقه به وفور یافت می‌شود (شکل ۳-۱۴-الف).

کلسیت

این کانی به صورت رگه‌ای و یا به همراه سایر کانی‌های ثانویه در داخل حفرات دیده می‌شود. همچنین در نتیجه‌ی دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار مانند اوژیت حاصل شده است (شکل ۳-۱۴ الف).

زئولیت

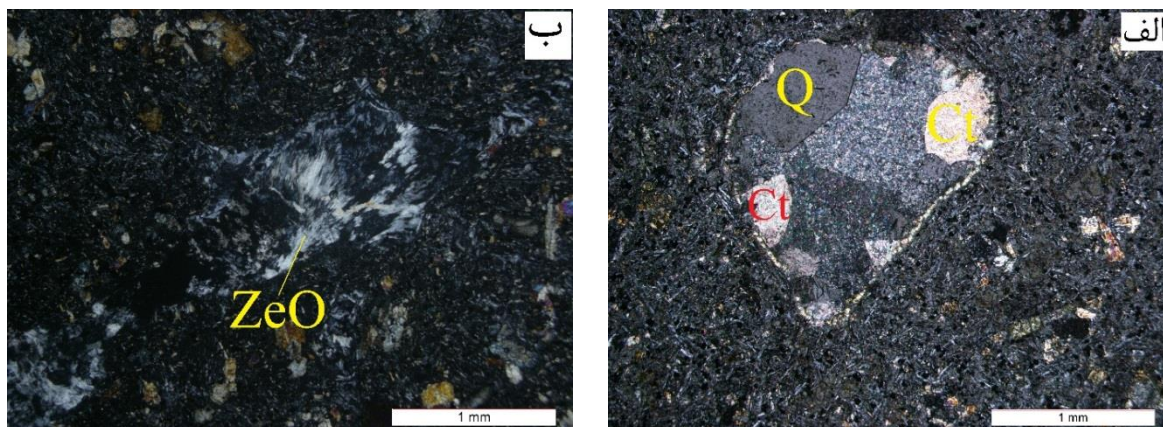
زئولیت نیز مشابه کوارتز همراه با سایر کانی‌های ثانویه حفرات بادامکی و شکاف‌های از قبل موجود را پر می‌کند. زئولیت، کانی سیلیکاته آبدار حاوی سدیم و کلسیم است که بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده دیده می‌شود (Miyashiro & Shido, 1970). زئولیت‌های پرکننده حفرات از نوع زئولیت شعاعی (ناترولیتی) می‌باشند و بیان‌گر وجود و تأثیر محلول‌هایی با ترکیب مختلف در طی زمان بر روی سنگ‌های بازالتی منطقه هستند (شکل ۳-۱۴-ب).

سرسیت

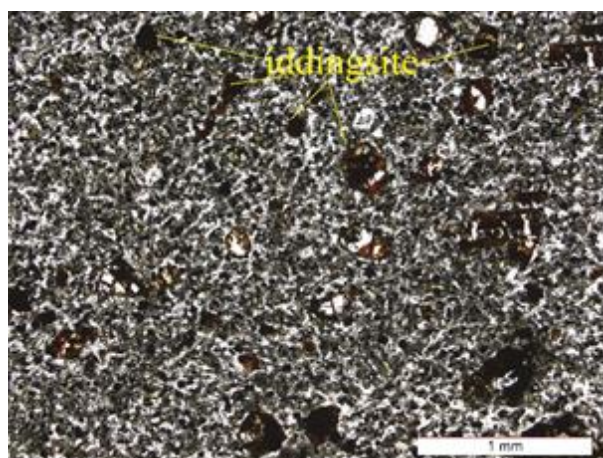
سرسیت حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها است. طی فرآیند سرسیتی شدن، کانی‌های سرشار از آلومینیوم توسط میکای سفید، ریزدانه و یا کانی‌های مشابهی به نام سرسیت پوشیده می‌شوند که این پوشش به صورت لکه لکه و یا کامل صورت می‌گیرد. رشد سرسیت نیازمند افزایش آب و یون پتاسیم است. یکی از منابع مهم یون پتاسیم، فرایند کلریتی شدن است که در نتیجه‌ی این عمل یون پتاسیم با سازنده‌ی آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و یون کلسیم آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز در خلال فرایند دگرسانی سوسوریتی به راحتی سرسیتی می‌شود (Shelly, 1993). معمولاً در پلاژیوکلازهای منطقه، قسمت‌های غنی از آنورتیت، به راحتی سرسیتی شده‌اند.

ایدنگزیت

ایدنگزیت در اثر تجزیه الیوین به وجود آمده است. فرآیند اکسید شدگی و ایدینگزیتی شدن را می‌توان حاصل دگرسانی گرمابی دما بالای الیوین دانست که با اضافه شدن آب و اکسیژن به محیط، Fe^{+2} که درون الیوین وجود دارد به Fe^{+3} تبدیل می‌شود. در این حالت، مخلوطی از کانی‌های بسیار ریز همانند گوتیت، کانی‌های رسی و گلریت تشکیل و ایدینگزیت ایجاد می‌شود (Deer et al., 1982). فرآیند ایدینگزیتی شدن در الیوین‌های شکل‌دار نسبت به الیوین‌های گرد شده بیشتر دیده می‌شود (شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۴-الف) تصویری از کانی‌های ثانویه کوارتز و کلسیت که حفره‌های موجود در سنگ‌های بازالتی را پر کرده‌اند، ب) تصویری از حفره پر شده توسط زئولیت در بازالت‌ها. هر دو تصویر در نور XPL.



شکل ۳-۱۵- بلورهای نیمه شکل‌دار الیوین که توسط ایدینگزیت سودومورف شده‌اند (PPL).

۳-۲-۲- الیوین بازالت‌ها

برخلاف بازالت‌ها (با کمتر از ۵ درصد الیوین) میزان درشت بلورهای الیوین در این سنگ‌ها به بیش از ۵ درصد می‌رسد. البته، این سنگ‌ها در صحرا، واحدهای جداگانه و مشخصی را تشکیل نمی‌دهند و در هر روانه‌گذاری، معمولاً بخش‌های زیرین تا میانی بیشتر از نوع الیوین‌بازالت و بخش‌های تفریق یافته‌تر بالایی

از نوع بازالت معمولی است. این سنگ‌ها در نمونه دستی ناپیدا بلور با ضریب رنگی ملانوکرات و دارای رنگ تیره بوده و بلورهای الیوین به رنگ قرمز به راحتی قابل تشخیص است. در برخی موارد الیوین‌ها به ایدینگزیت تبدیل شده‌اند. الیوین بازالت‌ها معمولاً دارای ساخت منشوری و بادامکی هستند.

الف) بافت

مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در الیوین بازالت‌های منطقه مورد مطالعه عبارت‌اند از: پورفیری با خمیره میکروولیتی، پورفیری با خمیره میکروولیتی - شیشه‌ای، سریه‌ایتی، میکروولیتی - تراکیتی، بادامکی و گلومروپورفیری. فرایندهای تشکیل بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و بادامکی می‌توانند مشابه همان فرایندهایی باشند که باعث ایجاد این بافت‌ها در بازالت‌ها شده است.

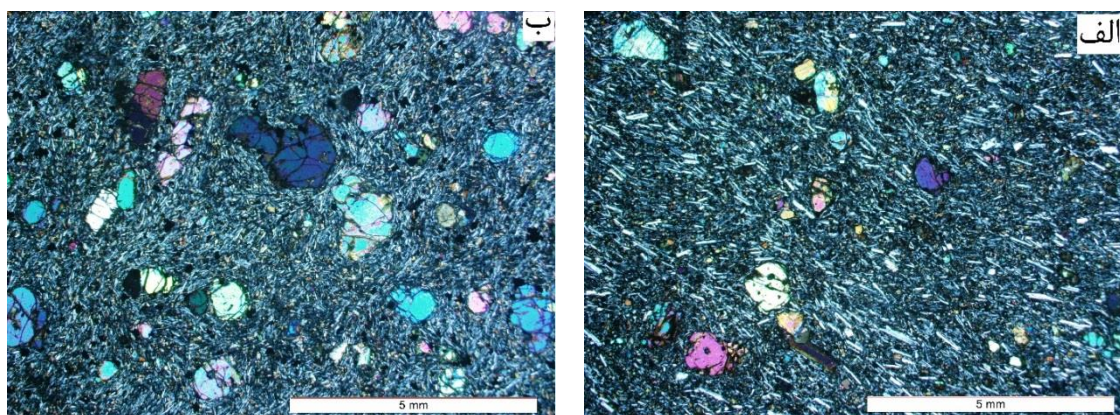
بافت میکروولیتی - تراکیتی (جریانی)

بافت جریانی عموماً به واسطه‌ی موازی قرار گرفتن بلورهای کشیده و تخته‌ای شکل پلاژیوکلاز در جهت حرکت گدازه است و نیز نشان دهنده‌ی جریان یافتن ماگما در سطح زمین قبل از انجماد کامل آن می‌باشد. حضور میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و جهت‌گیری نسبی آن‌ها باعث ایجاد بافت میکروولیتی - تراکیتی جریانی، در سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه شده است. صفحه‌ای بودن روانه‌های گدازه در منطقه مورد مطالعه و گسترش جانبی آن‌ها با حضور این بافت کاملاً سازگار است (شکل ۳-۱۶-الف).

بافت سریه‌ایت

در بعضی از نمونه‌ها یک روند تدریجی در اندازه بلوری، از بلورهای شکل‌دار بزرگ زود شکل یافته اوژیت تا زمینه دانه‌ریز دیده می‌شود که بین فنوکریست‌ها و زمینه، هیچ تمایز آشکاری از لحاظ اندازه دانه دیده نمی‌شود. این امر سبب ایجاد بافت

سری ایت شده است. در این بافت، بزرگترین بلورها در عمق شروع به تبلور کرده‌اند. اما در اینجا نسبت به صعود ناگهانی و فوران، ماگما یک پیشروی آرام را به طرف سطح دنبال می‌کند (شکل ۳-۱۶-ب).



شکل ۳-۱۶-الف) تصویری از بافت میکرولیتی-تراکیتی در الیوین‌بازالت‌های منطقه، ب) تصویری از بافت سری‌ایت در سنگ‌های الیوین‌بازالتی. هر دو تصویر در XPL.

ب) کانی‌های اصلی

الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی‌های تشکیل دهنده اصلی الیوین‌بازالت‌ها هستند. الیوین و گاهی پیروکسن تنها کانی‌های درشت بلور موجود در سنگ هستند.

الیوین

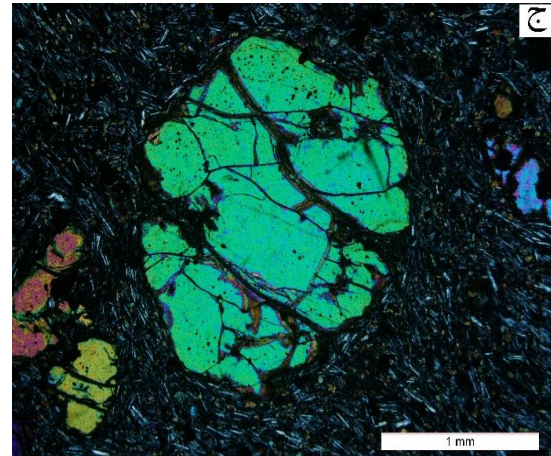
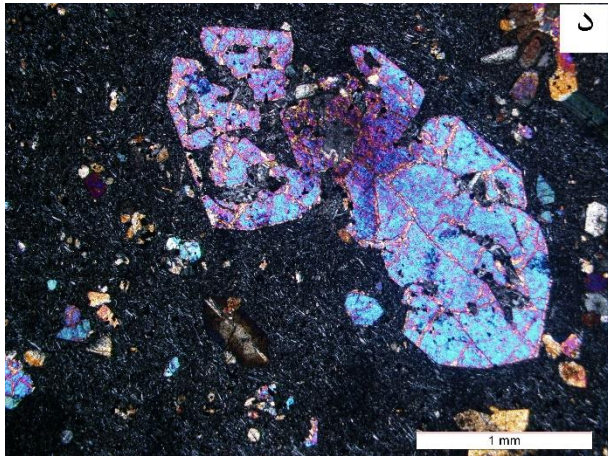
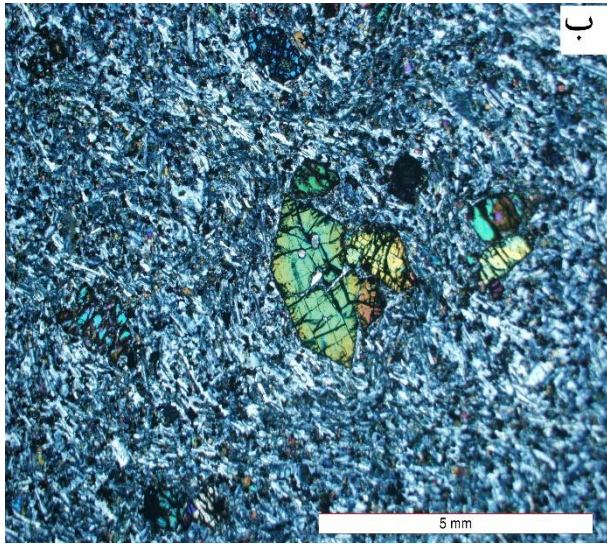
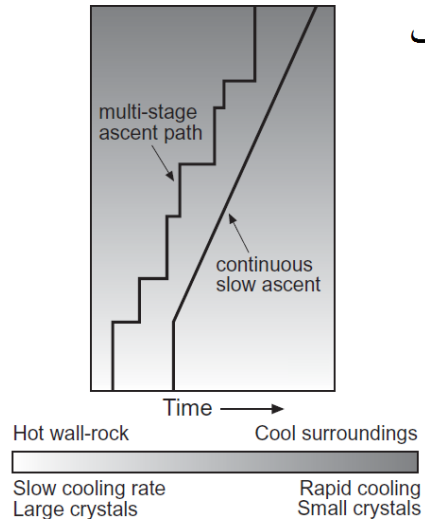
الیوین عمده‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست که اغلب به صورت سه نسل گرد شده، شکل‌دار و بی‌شکل در سنگ‌های الیوین‌بازالتی حضور دارند و چند مرحله تبلور قبل از فوران و ضمن صعود

را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۷). الیوین خلیجی نیز در رده الیوین خودشکل دیده می‌شود. در برخی از سنگ‌ها، الیوین به ایدینگزیت تجزیه شده است که وجود شکستگی‌های عرضی بسیار در این بلورها سبب تسهیل این نوع دگرسانی شده است (شکل ۳-۱۸). فنوکریست‌های الیوین موجود در الیوین بازالت‌های منطقه را می‌توان به سه گروه تقسیم بندی کرد: (۱) الیوین‌های کاملاً سالم که تنها در بعضی موارد در امتداد شکستگی‌ها و حاشیه‌ها دچار دگرسانی ایدینگزیتی شده‌اند. (۲) الیوین‌های کاملاً سودومورف شده و یا الیوین‌هایی که تنها قطعات کوچکی از آن‌ها در مرکز فنوکریست مشاهده می‌شود. (۳) فنوکریست‌هایی که به‌طور بخشی دچار دگرسانی شده‌اند و توسط یک حاشیه از الیوین سالم احاطه شده‌اند.

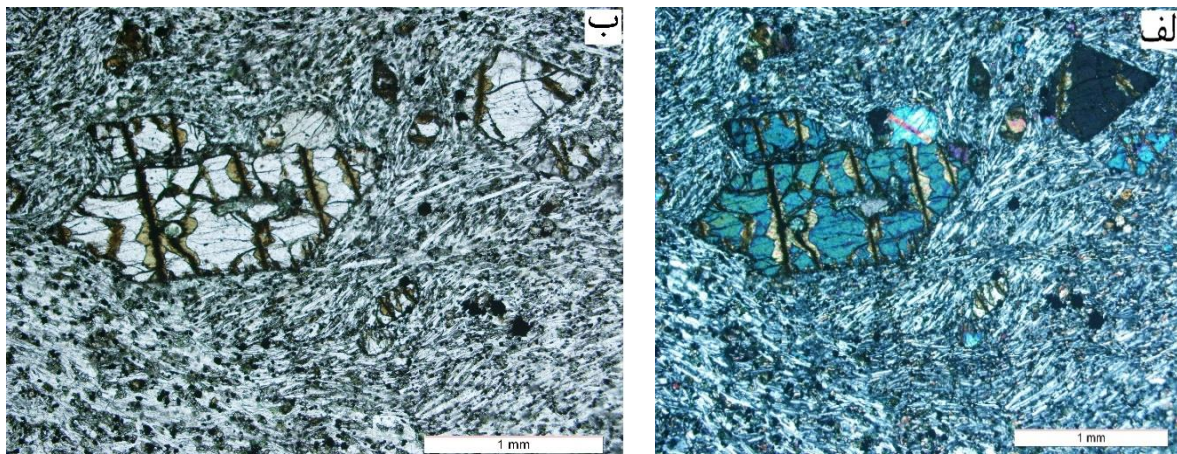
الیوین‌های شکل‌دار دارای بیشترین دگرسانی ایدینگزیتی هستند در حالی که الیوین‌های گرد شده، کمترین دگرسانی را متحمل شده‌اند. به نظر می‌رسد که مرکز بلور الیوین به خاطر غنی بودن از منیزیم کمتر ایدینگزیتی می‌شود. پدیده هضم الیوین توسط زمینه گویای آن است که الیوین و زمینه از نظر ترمودینامیکی در حال تعادل نبوده‌اند. این اتفاق از شواهد و نشانه‌های سنگ‌های بازالتی آکالن است (رئسی و همکاران، ۱۳۹۲). الیوین‌های خلیجی، نشانه عدم تعادل ماگمایی و حاصل خوردگی کانی در واکنش با ماگما به دلیل تغییر در شرایط تبلور هست که در این صورت، بلور از یک حالت پایدار به حالت ناپایدار تبدیل شده است (Cox et al., 1979). بر اساس نظر (Chen & Zhang, ۲۰۰۸) این ناپایداری می‌تواند در اثر عواملی مثل تغییر فشار، دما و یا ترکیب شیمیایی ماگما صورت گیرد. علاوه بر این، بروز حالت خوردگی در بلورهای الیوین سنگ‌های آتشفشانی را می‌توان ناشی از حضور حباب‌های گاز در مجاورت سطح بلور و حرکت تلاطمی آبگون در پیرامون آن دانست (فتاحی، ۱۳۸۲).

نسل سوم، الیوین‌های ریزبلوری هستند که در آخرین مرحله تبلور کانی‌های الیوین و پس از درشت بلورها، تشکیل شده‌اند. شکل بلورهای الیوین با درجه سردشدگی تغییر می‌کند (Gill, 2010). همان‌طور که در شکل (۱۹-۳) مشاهده می‌شود فرم معمول چند وجهی الیوین در ΔT کمتر از ۱۰ درجه تشکیل می‌شوند و در ΔT برابر ۱۰ درجه فرم‌های میان‌تهی که اغلب تحت عنوان الیوین ناودانی (hopper) شناخته می‌شود تشکیل شده و سپس با بالا رفتن نرخ سرد شدن، فرم ناودان کشیده و فرم‌های دندریتی تشکیل می‌شوند. (Best ۲۰۰۳) معتقد است افزایش درجه سردشدگی ماگما همراه با کاهش سرعت انتشار، تغییر شکل بلورها از حالت خودشکل به اشکال اسکلتی و H مانند را در پی خواهد داشت (شکل ۱۹-۳). حضور درشت‌بلورهای الیوین در یک زمینه ریزبلور، باعث ایجاد بافت پورفیری (میکرولیتی پورفیری، هیالوپورفیری) در این سنگ‌ها شده است (شکل ۱۷-۳ الف و د). بافت پوئی‌کیلیتیک نیز از جمله بافت‌های مهم در این درشت‌بلورها می‌باشد که کانی‌های کدر به صورت ادخال درون این بلورها قرار گرفته‌اند. علاوه بر این کانی الیوین همراه با درشت بلورهای اوژیت، بافت گلومروپورفیری را در برخی از قسمت‌های سنگ نشان می‌دهد (شکل ۲۰-۳).

الف



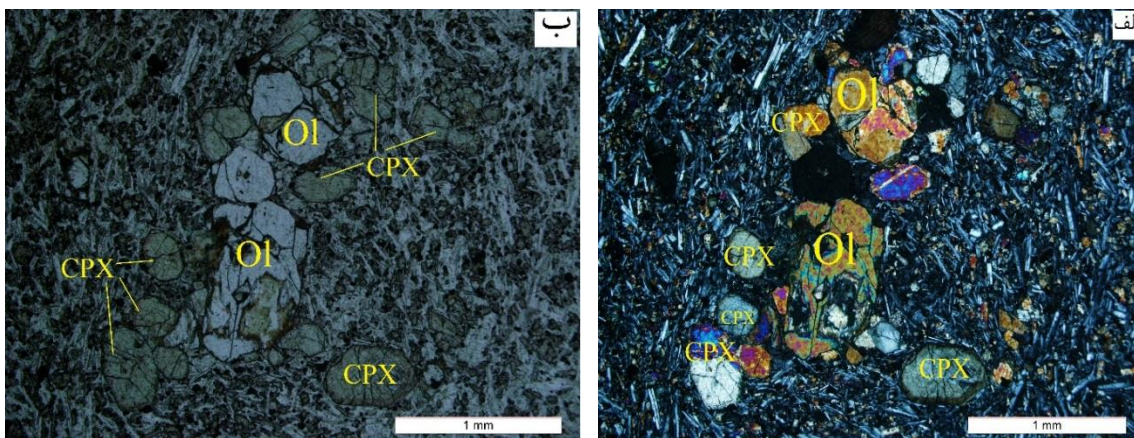
شکل ۳-۱۷-الف) صعود فرضی ماگما در مقابل زمان، دو مسیر صعود آرام و پیوسته و چند مرحله‌ای برای توضیح علت تشکیل بافت تدریجی (Gill, 2010). ب) تصویری از بلور خود شکل البوین در زمینه‌ای ریز بلور از میکروولیت با بافت میکروولیتی پورفیری. ج) تصویری از بلور البوین با حاشیه‌های گرد شده. د) تصویری از البوین با بافت خلیجی در زمینه‌ای شیشه‌ای که منجر به تشکیل بافت هیالوپورفیری شده است. تصاویر میکروسکوپی در نور XPL.



شکل ۳-۱۸- بافت میکروولیتی پورفیری ناشی از حضور بلور خودشکل الیوین با شکستگی‌های عرضی در آن که به ایدینگزیت تجزیه شده است. الف(XPL). ب(PPL).

	الف	ب	پ	ت	ج
شکل بلور					
نرخ سردشدگی °C/hr	۰/۵	۲/۵	۷	۱۵	۴۰
نرخ فروتافت ΔT به درجه سانت گراد		۱۰	۲۰	۳۰	۵۰

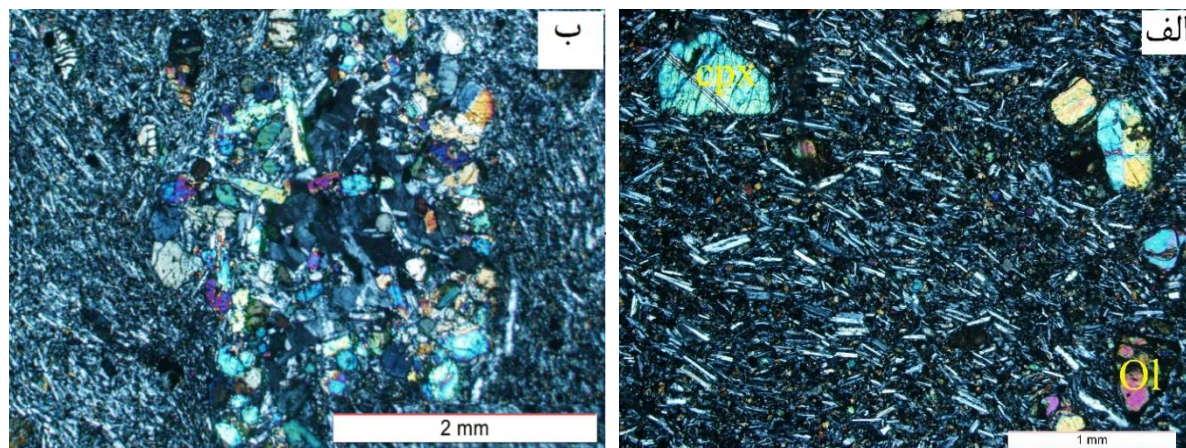
شکل ۳-۱۹- مورفولوژی معمول الیوین متبلور شده از مذاب به صورت نرخ سردشدگی (به درجه سانتی گراد در هر ساعت)، ΔT درجه سردشدگی خیلی سریع زیر لیکوئیدوس را نشان می دهد که در آن الیوین شروع به تشکیل می کند. فرم معمول چند وجهی الیوین (الف) تا نرخ‌های بالاتر سرد شدن و ایجاد فرم‌های میان تهی، تعقیب می شود (ب) تا (ت)، سپس با بالا رفتن نرخ سرد شدن فرم نودان کشیده (ج) تشکیل می شود. الیوین‌های مسطح در نرخ‌های بالاتر سرد شدن تشکیل می شوند (Gill, 2010).



شکل ۳-۲۰- تجمع بلورهای الیوین و اوژیت و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های الیوین‌بازالتی منطقه. الف) XPL. ب) PPL.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، عمده‌ترین کانی موجود در الیوین‌بازالت‌هاست که اغلب به صورت ریزبلور در زمینه این سنگ‌ها حضور دارد و جهت‌گیری نسبی آن‌ها باعث ایجاد بافت میکرولیتی-تراکیتی، در سنگ‌های الیوین‌بازالتی منطقه شده است (شکل ۳-۲۱- الف). در برخی موارد، به همراه بلورهای اوژیت، تجمع‌های بزرگی شبیه آنکلاو و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت در زمینه‌ای دانه‌ریز تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۲۱- ب). این‌ها تجمع‌های بلوری انباشتی می‌باشند که در اثر کنوکسیون ماگما و با صعود ماگما به آشیانه‌های بالاتر گسیخته شده و در ماگما به دام افتاده‌اند. حضور این تجمع‌های بلوری می‌تواند دلیل خوبی برای حضور آشیانه و یا آشیانه‌هایی در مسیر صعود ماگما، و توقف ماگمای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه و انجام تفریق ماگمایی در آن‌ها باشد.

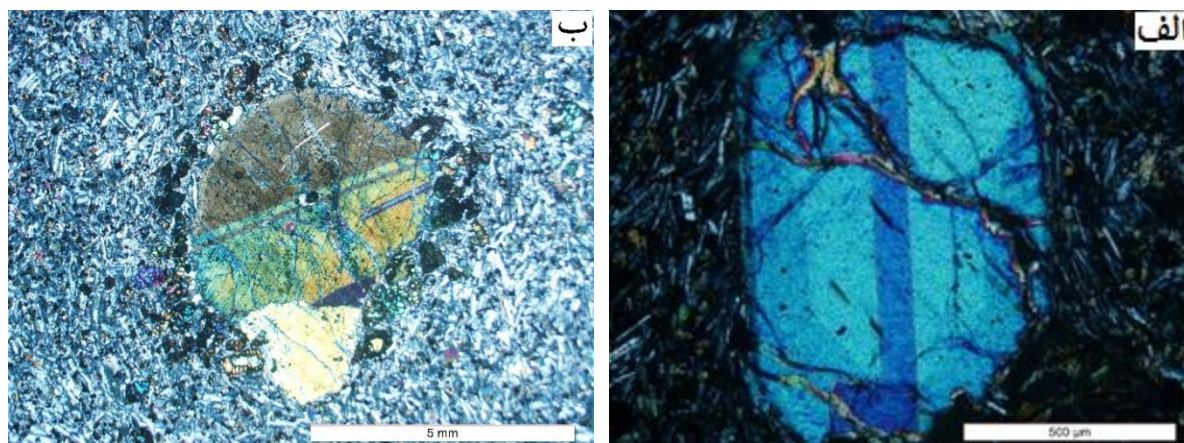


شکل ۳-۲۱- تصویری از جهت‌گیری میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت میکروولیتی - تراکیتی، ب) تجمع و حضور فراوان بلورهای به هم چسبیده‌ی پلاژیوکلاز و اوژیت و تشکیل لخته‌های گابرو مانند در زمینه‌ای میکروولیتی. هر دو تصویر در XPL.

کلینوپيروكسن

کلینوپيروكسن از ديگر كانی‌های اصلی الیوین بازالت‌ها می‌باشد که به دو صورت درشت‌بلور و ریز‌بلور در زمینه این سنگ‌ها حضور دارد. در برخی از نمونه‌ها شرایط رشد فراهم بوده و منجر به تشکیل بافت پورفیری شده است. با توجه به مطالعات شیمی‌کانی، ترکیب آن‌ها از نوع دیوپسید تا اوژیت می‌باشد. بلورهای درشت اوژیت دارای ماکل دوتایی و در برخی موارد منطقه بندی هستند (شکل ۳-۲۲- الف). تجمع فنوکریست‌های اوژیت به همراه بلورهای الیوین منجر به تشکیل بافت گلومروپورفیری در الیوین بازالت‌ها شده است. در بعضی از نمونه‌ها، بلورهای الیوین به صورت پوئی‌کیلیتیک در درون بلورهای اوژیت قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۲۰- ب) که بیانگر تقدم تبلور کانی الیوین نسبت به کلینوپيروكسن است. به دلیل اینکه سرعت رشد بلورهای کلینوپيروكسن نسبت به الیوین بیشتر است و ماگما زمان طولانی در شرایط تبلور الیوین قرار نگرفته است، حتی بلورهایی که هم‌زمان با آن هسته‌بندی کرده‌اند، دیرتر رشد کرده و در بلور کلینوپيروكسن به دام افتاده‌اند (الهیاری، ۱۳۸۹). در برخی دیگر، بلورهای ریز الیوین بر دیواره

بلورهای اوژیت رشد کرده‌اند که ناشی از سهولت بیشتر هسته‌بندی بر روی این سطوح از قبل موجود است (Best, 2003) (شکل ۳-۲۲-ب) و نشان از رشد نسل جدیدی از الیوین‌ها می‌باشد.



شکل ۳-۲۲-الف) بلور شکل‌دار و سالم اوژیت با ماکل دوتایی، ب) تصویری از بلور درشت اوژیت با ادخال‌هایی از الیوین در داخل آن و همچنین بلورهای الیوین در اطراف آن، هر دو تصویر در XPL.

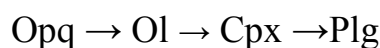
پ) کانی‌های فرعی

کانی‌های آپک

(Dlemos ۱۹۹۶) تبلور کانی‌های کدر را بر اثر انجماد سریع ماگما می‌دانند. بر اساس مطالعات میکروپروب (فصل ۴) کانی‌های آپک موجود در این سنگ‌ها را مگنتیت تا تیتانومگنتیت تشکیل داده است. اکسیدهای آهن در این سنگ‌ها هم به صورت اولیه و هم در نتیجه تجزیه کانی‌های فرومنیزین به وجود آمده‌اند.

ت) ترتیب تبلور کانی‌های اصلی و فرعی بازالت‌ای منطقه

با توجه به روابط فازی و فراوانی کانی‌های مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌ها در ترکیب الیوین‌بازالت‌ها به صورت زیر می‌باشد:



ث) کانی‌های ثانویه

ایدنگزیت

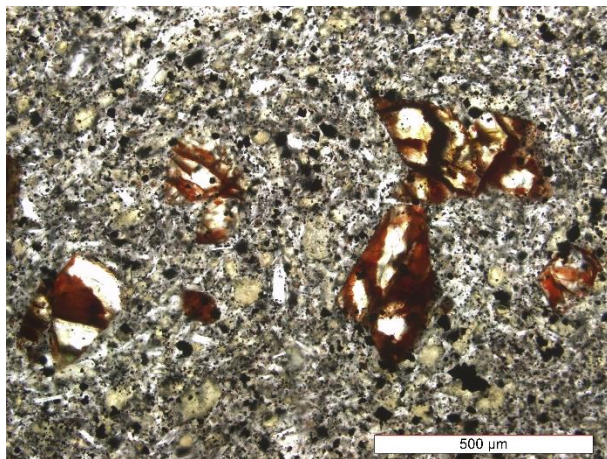
ایدنگزیتی شدن را می‌توان در درز و شکاف‌های موجود در بلورهای الیوین مشاهده نمود (شکل ۳-۲۳). گوتیت و هماتیت از محصولات این دگرسانی می‌باشند. عنصر آهن در شرایط سطحی در حضور آب بسیار واکنش‌پذیر است. این عنصر به فراوانی در الیوین وجود دارد و عامل مهمی در ناپایداری این کانی‌ها در شرایط سطحی ایفا می‌کند. ایدینگزیتی به‌عنوان کانی آبدار غیر آلومینوسیلیکاته، آهن و منیزیم دار و سدیک می‌باشد.

Sun (۱۹۵۷) ایدنگزیت را یک مجموعه دگرسانی حاصل از الیوین می‌داند که در آن گشتیت تنها فاز کانیایی است و سایر تشکیل دهنده‌های آن را مواد آمورف تشکیل می‌دهد که از راه آنالیز شیمیایی قابل تشخیص هستند.

Sun (۱۹۵۷) نتایج مطالعات قبل از خود را این چنین برمی‌شمرد: ۱- ایدنگزیت یک کانی واقعی است و حاصل تشکیل در مراحل آبداری در حضور گرما، آب و گاز در شرایط اشباع شدن ماگما و حالت

اکسیداسیون در شرایط نزدیک به سطح است. ۲- هنگامی که پوسته سخت از فوران ماگما جلوگیری می کند و گاز و آب در ماگما جمع می شود بلورهای الیوین به ایدنگزیت تبدیل می شوند. ۳- وقتی ماگما در آشیانه ماگمایی توقف می کند الیوین ها تبدیل به ایدینگزیت می شوند.

Deer et al. (۱۹۸۲) معتقدند که ایدنگزیتی شدن شامل یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین است و طی آن با ورود اتم های هیدروژن به درون ساختمان الیوین و اتصال آن به اتم اکسیژن، کاتیون های Si ، Mg و Fe^{+2} از شبکه ی بلوری خارج شده و کاتیون های Al ، Fe^{+3} و Ca در شبکه ی بلور جانشین آن ها می شوند.



شکل ۳-۲۳- بلورهای نیمه شکل دار الیوین که توسط ایدینگزیت به شکل کاذب شده اند (PPL).

۳-۳- سنگ های آذر آواری

آگلومرا

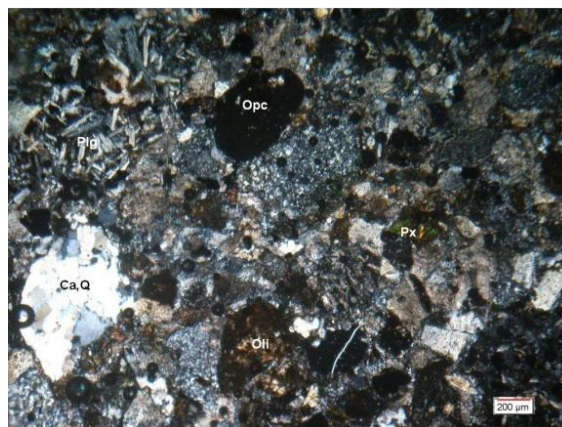
آگلومرا همان کنگلومرای آتشفشانی است که قطعات تشکیل دهنده‌ی آن را مواد آتشفشانی می‌سازد و این قطعات گرد شده در منطقه کلات‌سادات قطری بیش از ۵۰ سانتی‌متر دارند و توسط خاکستر و سیمان به همدیگر متصل شده‌اند. قطعات عمدتاً دارای ترکیب بازالت و الیوین بازالت با بافت حفره‌ای و بادامکی هستند که از کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسین تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها عمدتاً در اثر دگرسانی به سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. جنس زمینه آگلومراها تقریباً توف شیشه‌ای و دگرسان شده است. گردشگری قطعات به خاطر چرخش و سرد شدن گدازه‌های پرتاب شده در هوا ایجاد می‌شود. بنابراین آن‌ها دارای ساختمان داخلی می‌باشند و این عامل آگلومراها را از کنگلومرای اپی‌کلاستیکی که دارای خمیره رسوبی و در اثر حمل و نقل گرد شده اند تفکیک می‌کند. نمایی از لایه‌های آگلومرا در شکل ۳-۲۴ نشان داده شده است.

لاپیلی کریستال توف‌ها

لاپیلی کریستال توف‌ها به شکل نهشته‌های پیریتی به رنگ قرمز در بخش زیرین روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند و سرشار از لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی‌شکل از جنس الیوین‌بازالت و ذرات پیریتی در اندازه نخود در یک زمینه بلوری- شیشه‌ای قرمز رنگ دگرسان شده هستند. پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها است. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به سریسیت و کلسیت تبدیل شده‌اند. در بیشتر نمونه‌ها کانی‌های آپیک به صورت شکل کاذب جانشین کانی‌های اصلی سنگ شده‌اند (شکل ۳-۲۵)



شکل ۳-۲۵- تصویری از کانی پلاژیوکلاز در لاپیلی کریستال توف (PPL).



شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی از آگلومرا (XPL).

۳-۴- دایک‌های دیابازی

این دایک‌ها با روند خاوری - باختری در سنگ‌های دگرگونی نئوپروتوزوئیک پایانی - پرکامبرین در غرب روستای رضاآباد رخنمون دارند. این سنگ‌ها در نمونه دستی داری رنگ خاکستری تیره و ساخت‌های ناپیدا بلور و پورفیری می‌باشند. مطالعات سنگ‌نگاری دقیق بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای بافت‌های اینترگرانولار، افتیک، ساب‌افتیک، پورفیری و گلوپورپورفیری هستند (شکل ۳-۲۶، الف و ب). از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند سبز اشاره کرد.

الف) کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، اغلب به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک به دو صورت درشت بلور و میکرولیت در زمینه این سنگها حضور دارد (شکل ۳-۲۶، پ و ت). این کانی در بعضی نمونه‌ها به سرسیت دگرسان شده است. در واقع دو نسل پلاژیوکلاز را می‌توان در سنگ‌های منطقه تشخیص داد و علت تشکیل این دو نسل در ارتباط با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگماست. به طوری که درشت بلورها می‌توانند به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی و توقف ماگما در یک آشیانه ماگمایی ایجاد شده باشند ولی میکرولیت‌ها در خلال صعود نهایی و جایگیری ماگما در سطح زمین، تشکیل شده‌اند. اغلب پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی، منطقه بندی و برهم رشتی هستند (شکل ۳-۲۷، الف). سازوکار تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور بر اثر ورود ماگمای داغ و تازه به داخل آشیانه ماگمایی، افزایش دما به دلیل ورود ماگمای داغ و یا انتقال بلورها از مناطق کم دما به مناطق داغ آشیانه به دلیل بروز جریان‌های همرفتی، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و یا افزایش فشار بخار آب در هنگام صعود ماگما ایجاد شود (Gill, 2010). در اکثر نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز در داخل درشت بلورهای کلینوپیروکسن قرار دارند و منجر به تشکیل بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک شده‌اند. این امر نشانگر تبلور زودتر پلاژیوکلاز و یا هم‌زمان این دو کانی است.

پیروکسن

درشت بلورهای کلینوپیروکسن به صورت بی‌خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی همراه با ماکل دوتایی و تکراری دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۷، ب). کلینوپیروکسن‌ها، براساس مطالعات شیمی کانی دارای ترکیب دیوپسید تا اوژیت هستند. برخی از پیروکسن‌ها در طی فرآیندهای دگرسانی اورالیتی ۷ به آمفیبول تبدیل شده‌اند و حضور آمفیبول ناشی از دگرسانی و آبگیری پیروکسن می‌باشد (شکل ۳-۲۷، ج). این کانی عمدتاً به صورت پرکننده فضای بین پلاژیوکلازها می‌باشد و منجر به ایجاد بافت اینترگرانولار می‌شود. از جمله ویژگی‌های بافتی شاخص در کلینوپیروکسن‌ها، بافت افتیک و ساب‌افتیک است (شکل ۳-۲۶، الف). به عقیده Best (۲۰۰۳) سه روش برای تبلور پلاژیوکلاز و پیروکسن در بافت افتیک وجود دارد (الف) ابتدا چند هسته پیروکسن در مذاب شکل می‌گیرند و اجازه می‌یابند رشد اولیه‌ای داشته باشند. به دنبال آن، هسته‌زایی فراوان پلاژیوکلاز صورت می‌گیرد و سپس دو فاز با هم رشد می‌کنند و موجب تشکیل بافت افتیک می‌شود. ب) هسته‌زایی پیروکسن و پلاژیوکلاز در مذاب و نهایتاً رشد هم‌زمان آن‌ها صورت می‌گیرد ج) هسته‌زایی و رشد پلاژیوکلاز قبل از پیروکسن صورت می‌گیرد و پس از هسته‌زایی پیروکسن، رشد سریع و هم‌زمان آن‌ها منجر به تشکیل این بافت می‌شود.

ب) کانی‌های فرعی

از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، اسفن و منیتیت اشاره کرد.

پ) کانی‌های ثانویه

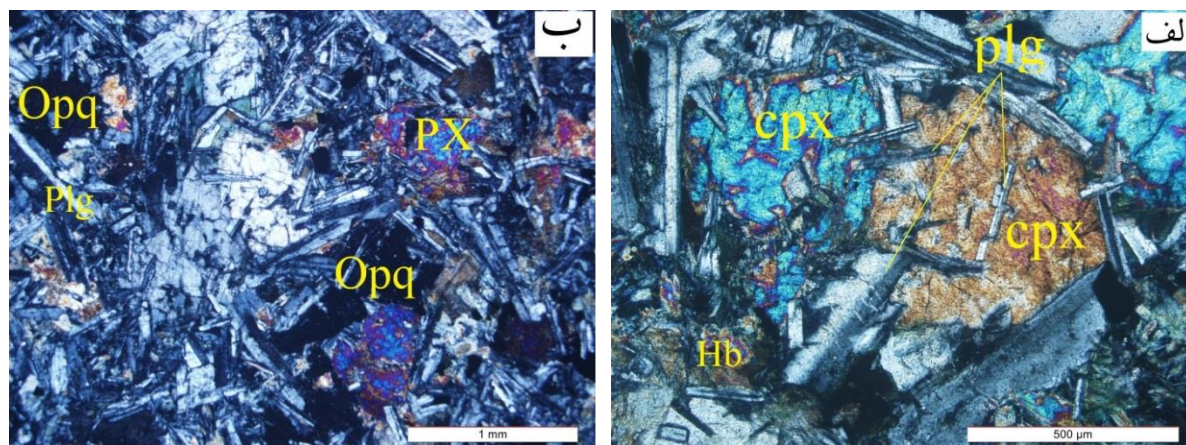
آمفیبول

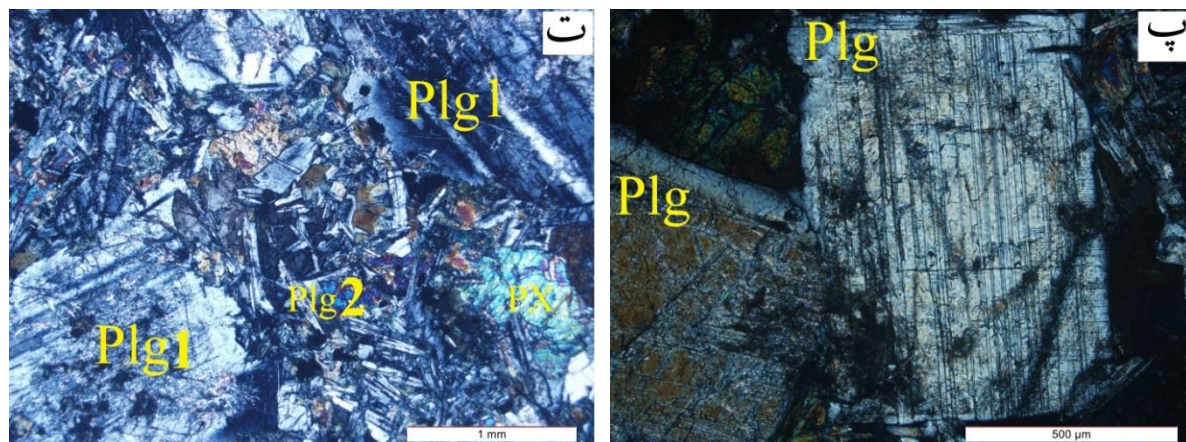
آمفیبول به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار از دگرسانی پیروکسن‌ها به وجود آمده‌اند. دگرسانی پیروکسن و تبدیل آن به آمفیبول را اورالیتی شدن می‌گویند. تشکیل اورالیت در ارتباط با فعالیت محلول‌های

هیدروترمالی می‌باشد که بعد از انجماد کامل سنگ، وارد سنگ می‌شوند. همچنین خود کانی آمفیبول نیز در اثر دگرسانی به کانی‌های مانند کلریت، اپیدوت و آپک تبدیل شده است (شکل ۳-۲۷، ج).

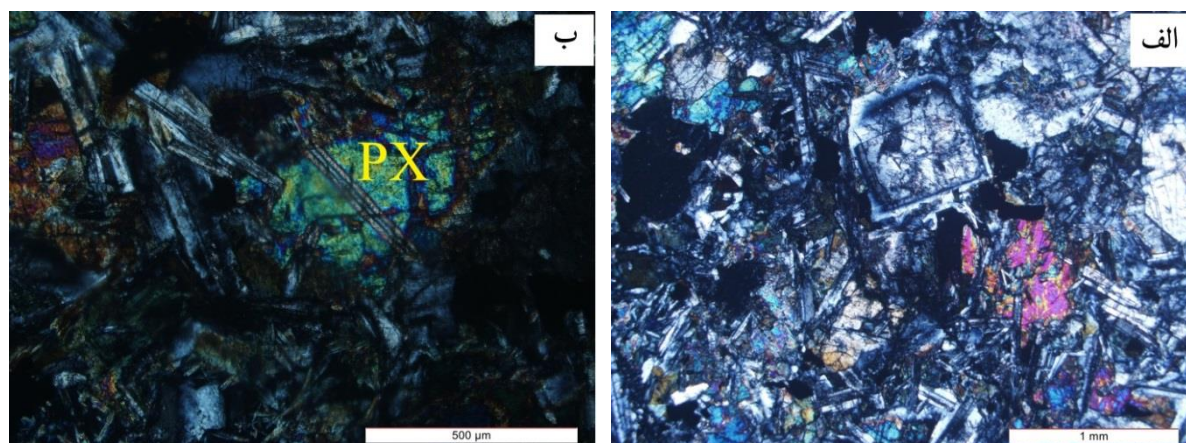
کلریت

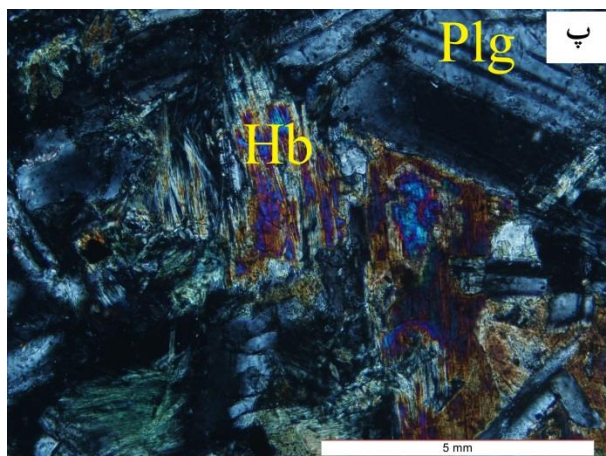
کلریت بیشتر از دگرسانی کانی‌های آمفیبول و پیروکسن به وجود آمده است و فضایی بین کانی‌ها را اشغال کرده است (شکل ۳-۲۷، ج).





شکل ۳-۲۶- الف) نمایش بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک در دایک‌های گابرویی منطقه رضاآباد. ب) بافت اینترگرانولار همراه با کانی-های اصلی تشکیل‌دهنده (XPL). پ) ماکل پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلازها (XPL). ت) تصویری از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های دایک‌های گابرویی (XPL).





شکل ۳-۲۷-الف) منطقه‌بندی در درشت بلور پلاژیوکلازهای نسل اول (نور XPL). ب) تصویری از بلور کلینوپیروکسن اوژیتی در دایک‌های گابرویی (XPL). پ) تصویری از کانی هورنبلند در دایک‌های گابرویی که در حال تبدیل شدن به کلریت می‌باشد (نور XPL).

فصل چہارم

شیمی کانیہ

و

مطالعات و ماخذ سنجی

۱-۴- مقدمه

پس از بررسی‌های جامع میدانی و برداشت‌های دقیق صحرایی، در مجموع بیش از ۳۰۰ نمونه سنگی از سنگ‌های مورد مطالعه برداشت شد و تقریباً از تمامی آن‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفت. پس از مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، ۱۴ نمونه از سنگ‌های بازالتی و ۲ نمونه از دایک‌های دیابازی با کمترین دگرسانی انتخاب شدند و پس از تهیه مقطع نازک صیقلی با استفاده از ریزپردازنده‌های الکترونی در آکادمی سینیکا (Academia Sinica) در کشور تایوان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. تعداد ۱۲۰ و ۱۲۰۰ نقطه به ترتیب برای بازالت‌ها و دیابازها به همراه تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و آنالیز کیفی به روش EDS با دستگاه مایکروپروب (JEOL EPMA JXA-8۹۰۰F)، با قطر باریکه الکترونی ۲ میکرومتر، با ولتاژ شتاب دهنده جریان ۱۵ kV، شدت جریان ۱۲nA آنالیز شد. نتایج اولیه آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها در جداول ۱-۴ تا ۳-۴ (به پیوست) آورده شده است. در بررسی و پردازش داده‌ها از نرم افزارهای زمین‌شناسی ۱,۰۷ Winpyrox، Grapher 11، WinAmphcal 1.02 و Excel استفاده شده است.

در این فصل سعی شده است تا با تکیه بر ترکیب کانی‌شناسی و موقعیت زمین‌ساختی، نوع ماگما و شرایط تبلور سنگ‌های مورد مطالعه بررسی شود.

۴-۲- بازالت‌های الیگومیوسن

۴-۲-۱- شیمی کانی‌ها

۴-۲-۱-۱- کلینوپیروکسن:

فرمول عمومی ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به صورت $M_2M_1T_2O_6$ تعریف شده است که شامل یک موقعیت چهاروجهی (T) و دو موقعیت هشت وجهی (M_1 و M_2) می‌باشد. مجموع کاتیون‌های موقعیت T و M_1 به ترتیب برابر ۲ و ۱ است که کاتیون‌های Al^{3+} ، Si^{4+} و Fe^{3+} در موقعیت T، و باقیمانده Al^{3+} و Fe^{3+} از موقعیت T در موقعیت M_1 جایگزین می‌شوند. در صورتی که Al^{3+} و Fe^{3+} کافی برای پر شدن مکان M_1 موجود نباشد، کاتیون‌هایی مانند Ti^{4+} ، Zr^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، Ti^{3+} ، Sc^{3+} ، Zn^{2+} ، Mg^{2+} و Fe^{2+} می‌توانند در این موضع قرار گیرند. در نهایت کاتیون‌های باقیمانده از موقعیت M_1 (مانند Mg^{2+} ، Fe^{2+} و Mn^{2+}) به همراه کاتیون‌های Li^+ ، Ca^{2+} و Na^+ در موقعیت M_2 قرار می‌گیرند که دارای ظرفیت حدود ۱ می‌باشد (Morimoto et al., 1988).

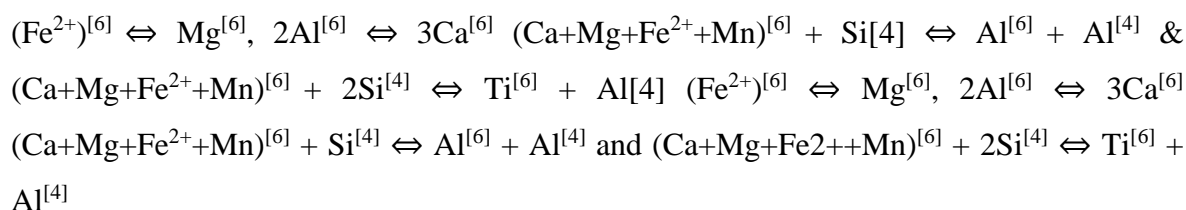
در این پژوهش به منظور بررسی ترکیب دقیق کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های الیگومیوسن، ۳۰۳ آنالیز نقطه‌ای روی آن‌ها صورت گرفت که کاتیون‌های آن‌ها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۶ اکسیژن در جدول ۴-۱ آمده است. اکسیدهای SiO_2 (۴۲-۵۲،۸)، Al_2O_3 (۱،۲۵-۱۰،۰۷)، FeO_t (۳-۹،۵۸)، MgO (۱۱،۱۱-۱۸،۴۳)، CaO (۱۹،۸۲-۲۳،۷۱)، Cr_2O_3 (<۰،۸۹)، Na_2O (۰،۱۸-۱،۶۳)، MnO (<۰،۵)، TiO_2 (۰،۱۹-۳،۵۲) می‌باشند و اکسیدهای Cr_2O_3 به مقادیر کمتری در سنگ‌ها حضور دارند. تغییر در مقادیر اکسیدها می‌تواند بیانگر تأثیر فرایند تفریق از سنگ‌های الیوین بازالتی به سمت بازالتی باشد. میانگین مقادیر عناصر اصلی آن‌ها و تصویر آنالیز کیفی به روش EDS برای یک نمونه در شکل ۴-۱ نمایش داده شده است.

جدول ۴-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری برخی از کلینوپیروکسن‌ها بر حسب ۶ اتم اکسیژن.

شماره نمونه	D5-4-	D5-5-	R36-3	R36-4	B11-2	B11-3	OS3-1	OS3-2	TEST	D55
(c)core/(r)rim	r	c	r	c	c	r	r	c	r	c
SiO ₂	۰/۷۰	۰/۶۰	۰۱/۰۶	۰۰/۲۶	۰۲/۰۲	۰۱/۲۰	۰۹/۹۱	۰۴/۴۲	۰۹/۸۵	۰۹/۳۶
TiO ₂	۰/۷۱	۰/۵۳	۰/۶۶	۰/۵۸	۰/۲۲	۰/۳۲	۰/۷۵	۱/۶۴	۰/۸۶	۰/۹۲
Al ₂ O ₃	۰/۲۹	۳/۵۱	۲/۸۷	۳/۴۹	۲/۵۷	۲/۹۶	۰/۰۴	۷/۶۸	۰/۱۴	۰/۵۴
Cr ₂ O ₃	۰/۶۸	۰/۲۰	۰/۲۴	۰/۱۱	۰/۴۶	۰/۰۷	۰/۲۸	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۵۹
FeO	۰/۲۷	۰/۲۰	۰/۴۴	۰/۴۹	۰/۳۰	۷/۲۵	۰/۵۸	۶/۸۸	۰/۰۸	۰
MnO	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۱	۰/۲	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۳
MgO	۱۵/۷۳	۱۵/۴۲	۱۵/۶۶	۱۶/۲۳	۱۶/۶۵	۱۶/۲۳	۱۵/۷۷	۱۳/۴۴	۱۵/۶۸	۱۴/۹۹
CaO	۲۱/۳۵	۲۳/۳۶	۲۲/۹۷	۲۳/۱۵	۲۱/۰۶	۲۰/۷۴	۲۲/۷۸	۲۳/۱۰	۲۲/۶۴	۲۳/۳۸
Na ₂ O	۰/۵۵	۰/۳۸	۰/۲۳	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۴۱
Total	۹۹/۳۳	۹۹/۲۶	۹۸/۱۶	۹۸/۷۱	۹۸/۷۸	۹۹/۳۷	۹۹/۵۶	۹۸/۱۰	۹۹/۱۵	۹۹/۳۲
Si	۱/۸۷	۱/۸۷	۱/۹۰	۱/۸۶	۱/۹۲	۱/۸۹	۱/۸۳	۱/۶۷	۱/۸۴	۱/۸۲
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳
Al	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۳۴	۰/۱۸	۰/۲۰
Cr	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
Fe ⁺³	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۱	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۱	۰/۱۲
Fe ⁺²	۰/۱۰۱	۰/۰۵۳	۰/۱	۰/۰۱۵	۰/۱۱۵	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۰۳۱	۰/۰۵۴	۰/۰۳۵
Mn	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰
Mg	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۹۲	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۷۵	۰/۸۶	۰/۸۲
Ca	۰/۸۴	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۹	۰/۹۳	۰/۹	۰/۹۲
Na	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳
Total	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Mg#	۸۴/۱۸	۸۴/۱۰	۸۶/۲۸	۸۶/۵۶	۸۴/۸۶	۷۹/۹۷	۸۳/۴۴	۷۷/۶۹	۸۴/۶۱	۸۴/۲۵
Wo	۴۵/۰۹	۴۷/۸۱	۴۷/۶۳	۴۷/۰۱	۴۳/۵۴	۴۲/۳۴	۴۶/۴۱	۴۸/۹۸	۴۶/۷۶	۴۸/۵۸
En	۴۶/۲۳	۴۳/۸۹	۴۵/۱۸	۴۵/۸۷	۴۷/۹۱	۴۶/۱۱	۴۴/۷۲	۳۹/۶۴	۴۵/۰۴	۴۳/۳۲
Fs	۸/۶۸	۸/۳۰	۷/۱۸	۷/۱۲	۸/۵۵	۱۱/۵۵	۸/۸۷	۱۱/۳۸	۸/۱۹	۸/۱

بر اساس نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988) کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده Ca-Mg-Fe قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲، الف). به منظور تعیین نوع دقیق پیروکسن‌ها از نمودار رده‌بندی Morimoto et al. (1988) استفاده شد. بر این اساس، پیروکسن‌های منطقه، دارای ترکیب اوژیت تا دیوپسید می‌باشند (شکل ۴-۲، ب). همچنین در نمودار Ti-Na- AlIV (Papike et al., 1974) این پیروکسن‌ها ویژگی‌های غنی از کلسیم (CATS) از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-۳، الف). این نتایج بیانگر ترکیب شیمیایی تقریباً همگن با تغییرات ترکیبی اندک از مرکز بلور به سمت حاشیه می‌باشد. فقدان منطقه‌بندی در آن‌ها ممکن است بیانگر تعادل بلورهای پیروکسن مورد نظر با ماگمای میزبان باشد.

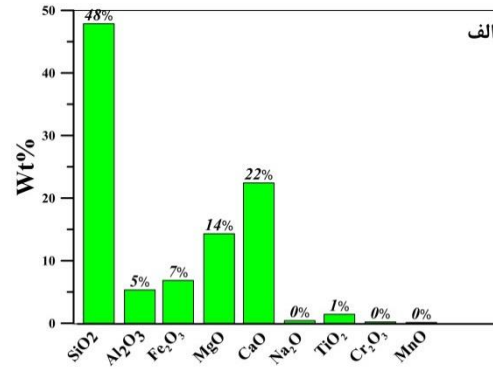
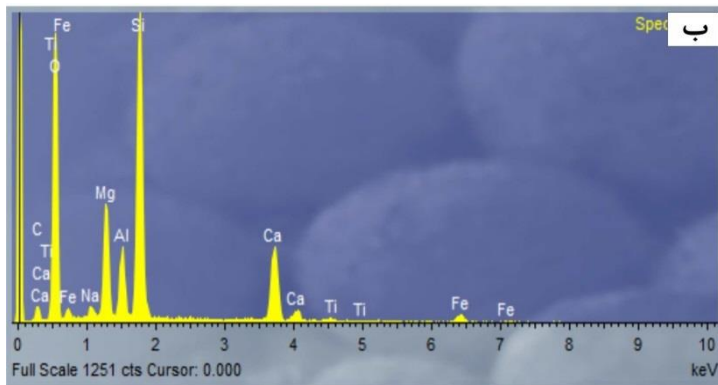
میان اعضای انتهایی پیروکسن‌ها، سری محلول کامل جامد برقرار است و جانشینی کاتیون‌های مختلف می‌تواند با تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی و نیز تغییر ترکیب شیمیایی ماگما در سطح گسترده‌ای رخ دهد. مقادیر متفاوت (۱,۲۵-۱۰,۰۷) Al_2O_3 در پیروکسن‌های مورد مطالعه می‌تواند سازوکار جانشینی زیر را در آن‌ها نشان دهد:



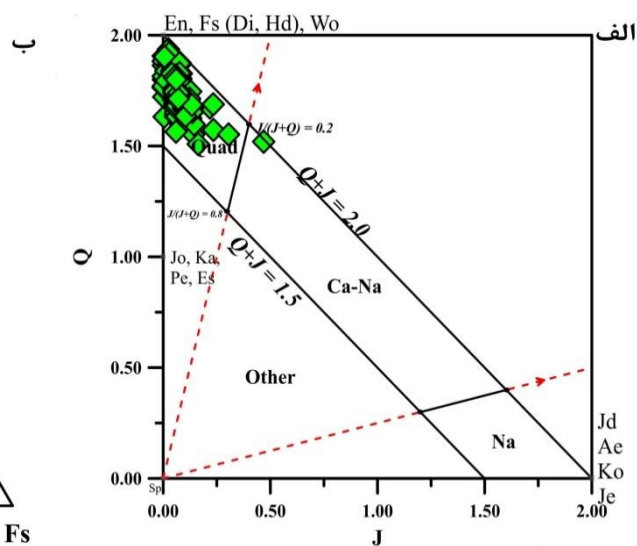
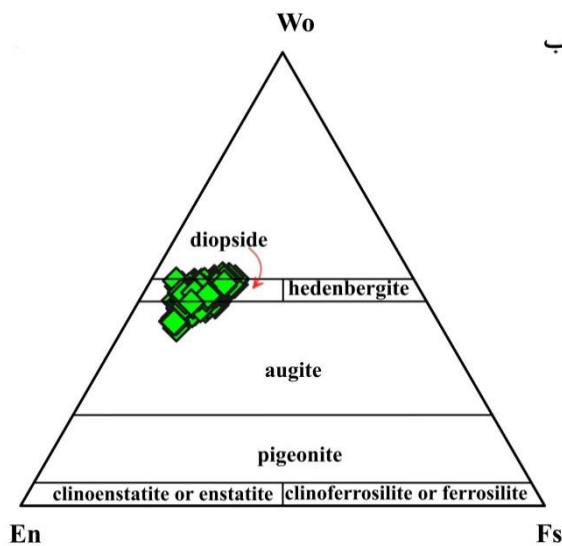
این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که عنصر آلومینیم به صورت جانشینی به صورت Ca- molecule tschermaks در ساختمان پیروکسن‌ها حضور دارد، این موضوع همچنین می‌تواند توسط نمودار AlIV- Na-Ti (cats) (Papike et al., 1974) تأیید شود.

ترکیب اعضای نهایی این کانی بین $Wo_{39-50} En_{34-51} Fs_{4.89-16.43}$ در نوسان بوده و مقدار عدد منیزیم $[Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe^{+2})]$ این کانی در محدوده ۶۸ تا ۹۰ درصد محاسبه شده است که به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران (Deer et al., 1987)، چنین کلینوپيروکسن‌هایی با عدد منیزیم بالا ($Mg\# > 70$) از یک ماگمای اولیه متبلور شده‌اند.

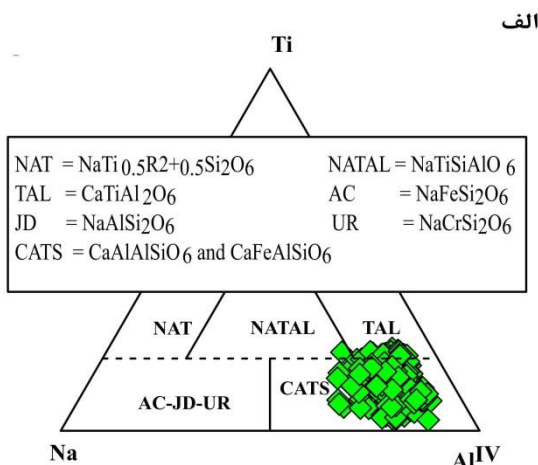
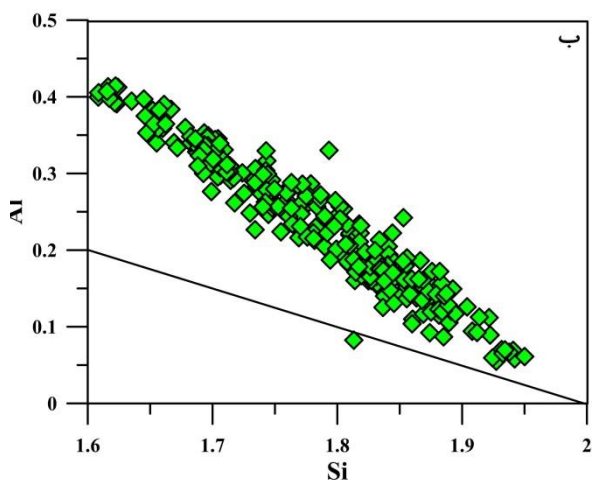
در نمودار توزیع Al و Si، پیروکسن‌های مورد مطالعه در بالای خط اشباع در جایگاه چهار وجهی قرار می‌گیرند. بنابراین، موقعیت چهار وجهی این کلینوپيروکسن‌ها به‌طور کامل با Si و به‌طور بخشی با Al_{IV} جایگزین شده است و Al اضافی نیز به همراه سایر عناصر سه ظرفیتی وارد موقعیت هشت وجهی پیروکسن‌ها می‌شود. در نتیجه، این موقعیت نمی‌تواند با کاتیون‌های سه ظرفیتی مثل Cr^{3+} ، Fe^{3+} و Ti اشغال شده باشد (شکل ۴-۳، ب) (Schweitzer et al., 1979). از این‌رو چنین پیروکسنی، واجد آلومینیوم، در موقعیت هشت وجهی می‌باشد.



شکل ۴-۱-الف) میانگین مقادیر عناصر اصلی در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، ب) تصویر آنالیز کیفی به روش EDS یک نمونه از کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه.



شکل ۴-۲-الف و ب) رده‌بندی پیروکسن‌های منطقه طبق نمودارهای (Morimoto et al. ۱۹۸۸).



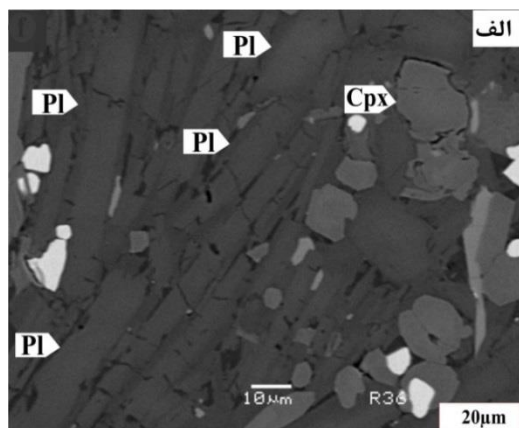
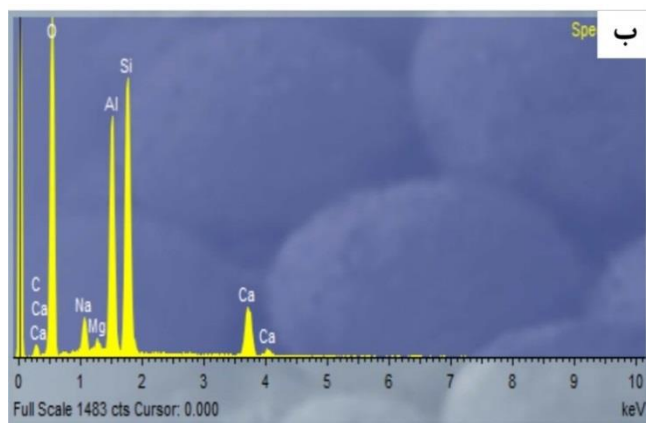
شکل ۳-۴ الف) ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار AlIV- Na-Ti (Papike et al., 1974)، ب) در نمودار (Deer et al (۱۹۹۲)، نمونه‌های مورد مطالعه در بالای خط اشباع چهاروجهی قرار می‌گیرند.

۲-۱-۲-۴ - پلاژیوکلاز:

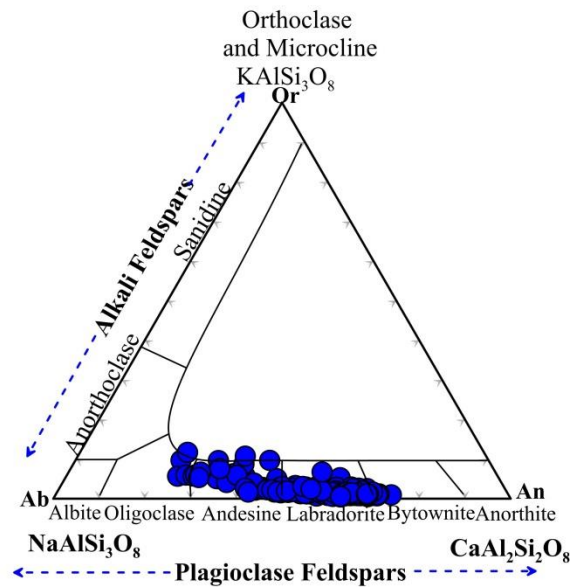
پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های مورد مطالعه است که بیشتر به صورت میکروولیت در زمینه حضور دارند. تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و آنالیز کیفی به روش EDS برای یک نمونه در شکل ۴-۴ نمایش داده شده است. نتایج تجزیه‌ی نقطه‌ای و کاتیون‌های آن‌ها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۸ اکسیژن در جدول ۴-۲ آمده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992) در محدوده آندزین ($An_{23.06}$) تا بیتونیت ($An_{73.41}$) واقع می‌شود (شکل ۴-۵).

جدول ۲-۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری برخی از پلاژیوکلازها بر حسب ۸ اتم اکسیژن.

Sample no	D5-1	D5-2	KE11-8	KE11-9	MB5-3	MB5-3	D55-79	D55-80	R75-1	R75-2
SiO ₂	۵۲/۹۸	۵۱/۸۹	۵۰/۳۷	۴۸/۹۹	۵۲/۱۰	۵۱/۶۲	۵۲/۱۱	۵۰/۸۰	۵۱/۵۰	۵۰/۷۹
TiO ₂	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱	۰/۱	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱	۰/۱۵	۰/۰۹
Al ₂ O ₃	۲۷/۸۹	۲۸/۲۹	۲۹/۵۵	۳۱/۱	۲۸/۴۳	۲۸/۶۹	۲۹/۰۴	۳۰/۳۵	۲۹/۱۱	۲۹/۶۰
FeO	۱/۱۴	۱/۱۱	۱/۰۱	۰/۹۶	۱/۲۶	۱/۲۵	۱/۱	۰/۹	۱/۱	۰/۸۷
CaO	۱۰/۸۴	۱۱/۸۹	۱۳/۲۵	۱۴/۴۲	۱۱/۸۱	۱۱/۷۷	۱۱/۷۰	۱۳/۲۸	۱۲/۰۹	۱۲/۴۷
Na ₂ O	۴/۸۲	۴/۳۷	۳/۷۶	۳/۲۵	۴/۳۹	۴/۳۵	۴/۴۱	۳/۵۲	۴/۲۱	۴/۰۳
K ₂ O	۰/۵	۰/۴۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۴۴	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۲۱
MgO	۰/۱	۰/۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۲
Total	۹۸/۳۹	۹۸/۲۸	۹۸/۲۴	۹۹/۰۵	۹۸/۴۵	۹۸/۲۶	۹۹/۱۲	۹۹/۱۸	۹۸/۵۶	۹۸/۰۷
Si	۲/۴۴	۲/۴	۲/۳۴	۲/۲۶	۲/۴	۲/۳۹	۲/۳۹	۲/۳۴	۲/۳۷	۲/۳۵
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰
Al	۱/۵۱	۱/۵۴	۱/۶۲	۱/۶۹	۱/۵۵	۱/۵۶	۱/۵۷	۱/۶۴	۱/۵۸	۱/۶۲
fe	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳
mg	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰
Ca	۰/۵۳	۰/۵۹	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۶۵	۰/۶۰	۰/۶۲
Na	۰/۴۳	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۱	۰/۳۸	۰/۳۶
K	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Total	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
An	۵۳/۷۸	۵۸/۴۸	۶۵/۵۴	۷۰/۴۴	۵۸/۶۱	۵۸/۸۲	۵۷/۹۱	۶۶/۶۹	۶۰/۳۴	۶۲/۳۳
Or	۲/۹۳	۲/۶۴	۰/۸۱	۰/۷۹	۱/۹۶	۱/۸۲	۲/۶۱	۱/۳۳	۱/۶۲	۱/۲۲
Ab	۴۳/۲۹	۳۸/۸۹	۳۳/۶۴	۲۸/۷۷	۳۹/۴۳	۳۹/۳۶	۳۹/۴۸	۳۱/۹۸	۳۸/۰۴	۳۶/۴۶



شکل ۴-۴- الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از پلاژیوکلازهای موجود در بازالت های مورد مطالعه، ب) آنالیز کیفی به روش EDS برای یک نمونه از پلاژیوکلازهای مورد مطالعه.



شکل ۴-۵- ترکیب شیمیایی فلدسپارها بر اساس رده‌بندی (Deer et al. ۱۹۹۲)

۳-۱-۲-۴- الیوین:

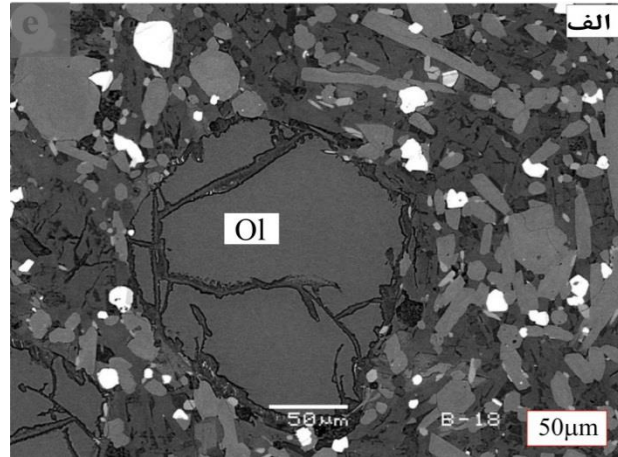
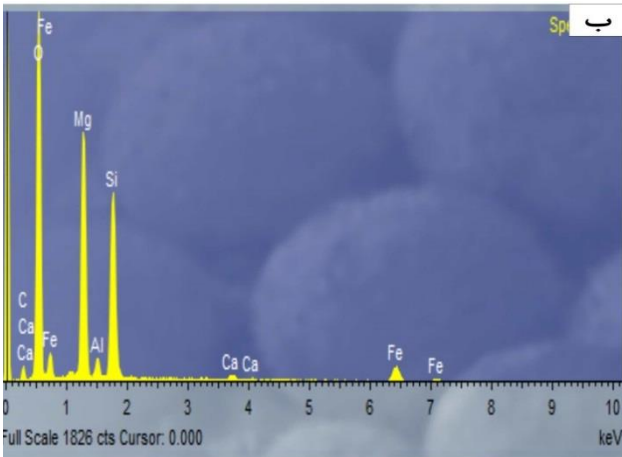
الیوین کانی اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های الیوین بازالتی است و به صورت کانی فرعی در بازالت‌ها مشاهده می‌شود. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی و کاتیون‌های آن‌ها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۴ اکسیژن در جدول ۴-۳ ارائه شده است. الیوین‌ها معمولاً فاقد منطقه‌بندی هستند که تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و آنالیز کیفی به روش EDS برای یک نمونه در شکل ۴-۶ نمایش داده شده است.

مقدار فورستريت (Fo) در الیوین‌های بررسی شده از ۶۸ تا ۹۱ (Fo₆₈₋₉₁) تغییر می‌کند که بیانگر یک طیف ترکیبی می‌باشد. الیوین‌های بخش‌های پایینی روانه‌های بازالتی (Fo₇₉₋₉₁) در مقایسه با بخش‌های بالایی (Fo₆₈₋₈₇) از فورستريت غنی‌تر می‌باشند که ترکیب آن‌ها از فورستريت تا هیالوسیدريت تغییر می‌کنند و بیانگر نقش مهم تیلور تفریقی در تشکیل آکالی بازالت‌ها است (شکل ۴-۷).

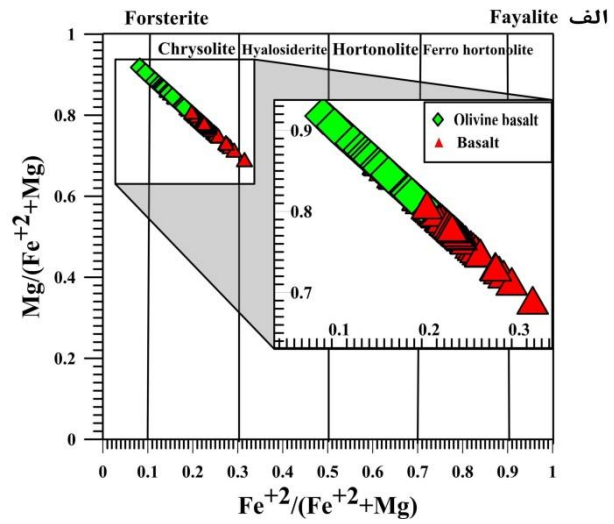
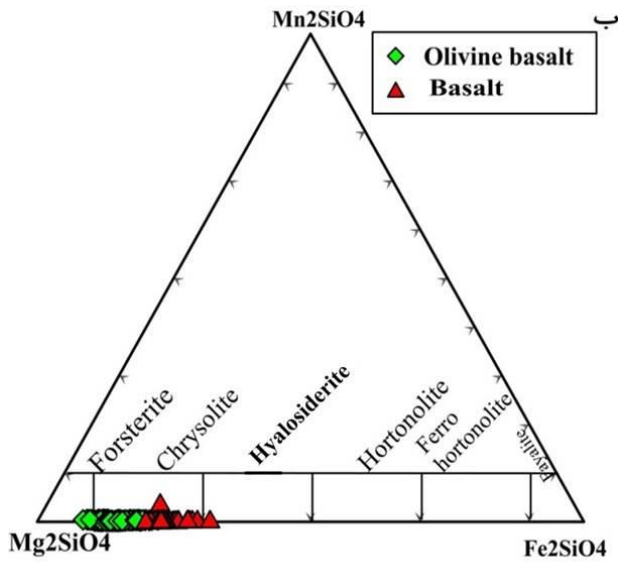
محدوده تغییرات NiO و MnO در سنگ‌های منطقه به ترتیب بین ۰/۰۱ تا ۰/۵۵ و ۰/۰۵ تا ۰/۶۶ درصد وزنی می‌باشد. این اکسیدها با افزایش عدد منیزیمی (Mg#)، به ترتیب روندهای صعودی و نزولی از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-۸). این امر می‌تواند ناشی از فرآیند تبلور تفریقی باشد (Mirmohammadi et al., 2007).

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری برخی از بیوین‌ها بر حسب ۴ اتم اکسیژن.

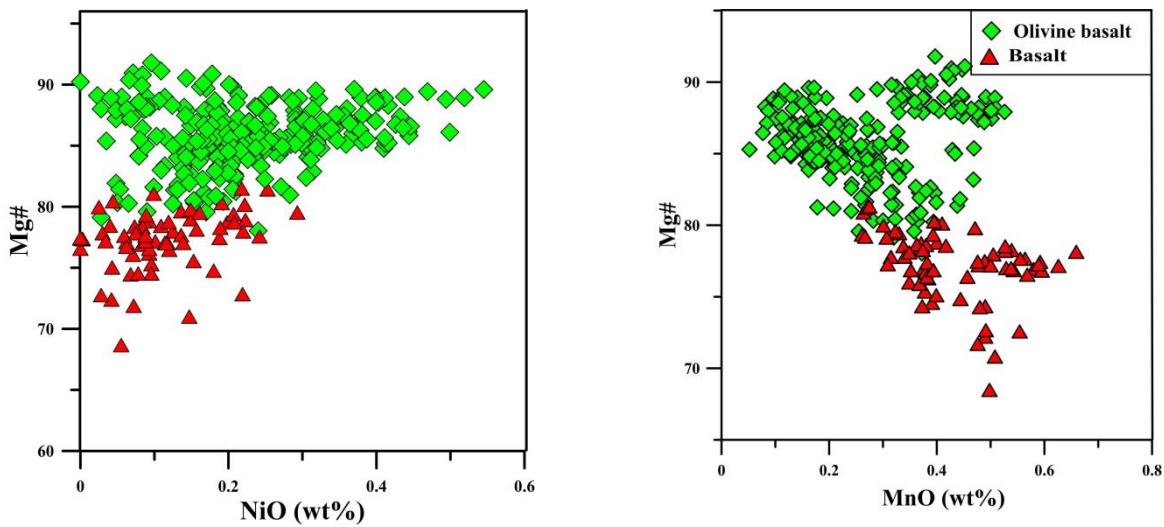
شماره نمونه	D5-97	D5-98	D5-9	D5-100	R75-2	R75-3	OS-12	OS-13	KE1-2	KE1-3
(c)core/(r)rim	r	c	r	c	c	r	r	c	r	c
SiO ₂	۳۹/۴۶	۳۸/۹۶	۳۹/۳۸	۳۹/۱۴	۳۸/۷۹	۳۸/۷۵	۳۹/۳۱	۳۸/۹۹	۳۸/۷۳	۳۸/۴۸
FeO	۱۵/۰۱	۱۴/۳۳	۱۴/۳۳	۱۴/۴۵	۱۴/۶۶	۱۴/۳۴	۱۴/۹۰	۱۴/۳۵	۱۴/۹۷	۱۳/۹۳
MnO	۰/۲۹	۰/۱۵	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۱۸
MgO	۴۶/۵	۴۵/۹۲	۴۶/۱	۴۶/۶۳	۴۵/۹۹	۴۵/۵۵	۴۵/۳۸	۴۶/۰۶	۴۶/۰۹	۴۵/۶
CaO	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۳۱	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸
NiO	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۱۴	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۳۶	۰/۲۲	۰/۱۶
Total	۱۰۱/۷	۹۹/۸۲	۱۰۰/۵	۱۰۱/۰۱	۹۹/۹۵	۹۹/۲۳	۱۰۰/۱۰	۱۰۰/۱۰	۱۰۰/۴	۹۸/۵۲
Si	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۷
Fe	۰/۳۱	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳	۰/۳۱	۰/۲۹
Mn	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰
Mg	۱/۷	۱/۷۱	۱/۷۱	۱/۷۲	۱/۷۱	۱/۷۱	۱/۶۹	۱/۷۱	۱/۷۱	۱/۷۲
Ni	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰
Ca	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#	۸۴/۶۷	۸۵/۱	۸۵/۱۵	۸۵/۱۹	۸۴/۸۳	۸۴/۹۹	۸۴/۴۵	۸۵/۱۲	۸۴/۵۹	۸۵/۳۷
Fo	۸۴/۴۲	۸۴/۹۶	۸۴/۹۳	۸۵/۰۲	۸۴/۷۴	۸۴/۸	۸۴/۲۹	۸۴/۹۵	۸۴/۳۵	۸۵/۲۱
Fa	۱۵/۲۸	۱۴/۸۸	۱۴/۸۱	۱۴/۷۸	۱۵/۱۶	۱۴/۹۸	۱۵/۵۲	۱۴/۸۵	۱۵/۳۷	۱۴/۶۰



شکل ۴-۶- الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از الیوین‌های موجود در بازالت‌های مورد مطالعه، ب) آنالیز کیفی به روش EDS برای یک نمونه از الیوین‌های مورد مطالعه.



شکل ۴-۷- الف) و ب) ترکیب شیمیایی الیوین‌ها بر اساس تقسیم‌بندی (Morimoto et al. ۱۹۸۸).



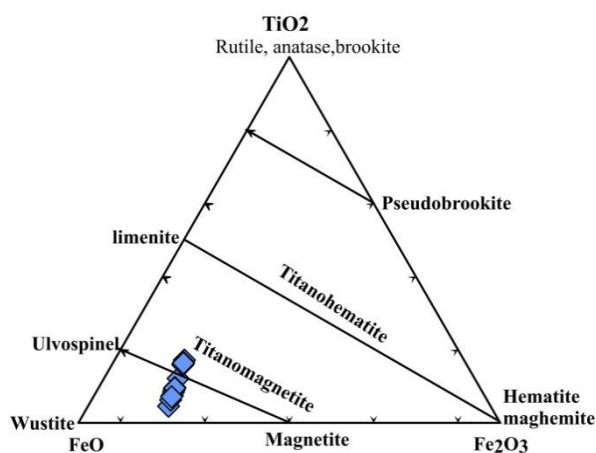
شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای NiO و MnO در برابر Mg#

۴-۲-۱-۴- شیمی کانی‌های اپک:

کانی‌های اپک به‌عنوان کانی فرعی در بازالت‌های مورد مطالعه می‌باشند و برای تعیین ترکیب شیمیایی آن‌ها ۱۰ آنالیز نقطه‌ای روی آن‌ها صورت گرفت (جدول ۴-۳). ترکیب شیمیایی این کانی‌ها در نمودار طبقه‌بندی $Fe_2O_3-TiO_2-FeO$ (Bacon & Hirschmann, 1988) در محدوده تیتانومگنتیت واقع می‌شود (شکل ۴-۹).

جدول ۴-۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای از اکسیدهای آهن.

شماره نمونه	D5-30	R75-3	R75-3	R75-40	R75-4	KE-28	KE-29	KE-30	B11-1	B11-2
Major element (wt.%)										
SiO ₂	۰/۱۲۶	۰/۴۱۲	۰/۰۳۵	۰/۰۴۲	۰/۰۶۶	۰/۰۰۳	۰/۰۵۷	۰/۰۷۹	۰/۲۰۶	۱/۸۳۳
Al ₂ O ₃	۵/۴۶	۰/۰۳۲	۱/۹۳۴	۲/۲۷۱	۱/۶۴۸	۱/۷۸۶	۱/۵۳۹	۲/۵۶۴	۱/۵۹۵	۱/۶۹
Cr ₂ O ₃	۰	۰/۱۵۳	۰/۱۳۸	۰/۱۳۴	۰/۱۴۵	۰/۱۵۲	۰/۰۷۹	۰/۱۶۲	۰/۱۷	۰/۰۴۴
Fe ₂ O ₃	۱۵/۳	۱۵/۱۴	۱۵/۹۹	۱۵/۸۷	۱۶/۴۷	۱۷	۱۶/۲۸	۱۶/۳۳	۱۷/۳۷	۱۶/۷۱
TiO ₂	۱۰/۵۷	۱۵/۶۹	۱۵/۸۰	۱۵/۲۷	۱۵/۵۲	۶/۹۴	۸/۰۷	۷/۵۳	۹/۰۱	۸/۹۲
FeO	۶۱/۲	۶۰/۵۷	۶۳/۹۶	۶۳/۴۹	۶۵/۸۶	۶۷/۹۸	۶۵/۱	۶۵/۳۱	۶۹/۴۶	۶۶/۸۴
MnO	۰/۶۳۶	۰/۴۷۱	۰/۵۶۷	۰/۵۰۶	۰/۷۱۷	۰/۸۰۷	۰/۷۳۳	۰/۷۲۳	۰/۴۱۸	۰/۳۷۴
MgO	۶/۳۸۸	۴/۷۰۸	۳/۸۵۴	۳/۵۹۷	۲/۰۸۷	۶/۶۸۵	۶/۶۳	۸/۴۲۶	۲/۱۶۸	۱/۹۹
NiO	۰/۰۴	۰/۰۲۶	۰/۱۹۴	۰/۱۰۵	۰/۰۷۴	۰/۱۶۷	۰/۱۲۱	۰/۰۶۴	۰/۰۸۶	۰/۰۴۸
ZnO	۰/۲۴	۰	۰/۰۲	۰/۰۱۵	۰/۰۵۱	۰/۰۳۸	۰/۰۴۲	۰/۲۱۲	۰/۱۷۷	۰/۰۷۱
CaO	۰/۱۲	۰/۱۲۷	۰/۲۱۹	۰/۲۶	۰/۰۸۵	۰/۱۷۹	۰/۲۸۸	۰/۱۴۹	۰/۱۴۹	۰/۲۲۴
Total	۱۰۰/۱۶	۱۰۱/۳	۱۰۲/۷۱	۱۰۱/۵۷	۱۰۲/۷۲	۱۰۱/۷۴	۹۸/۹۴	۱۰۱/۵۵	۱۰۰/۸	۹۸/۷۵

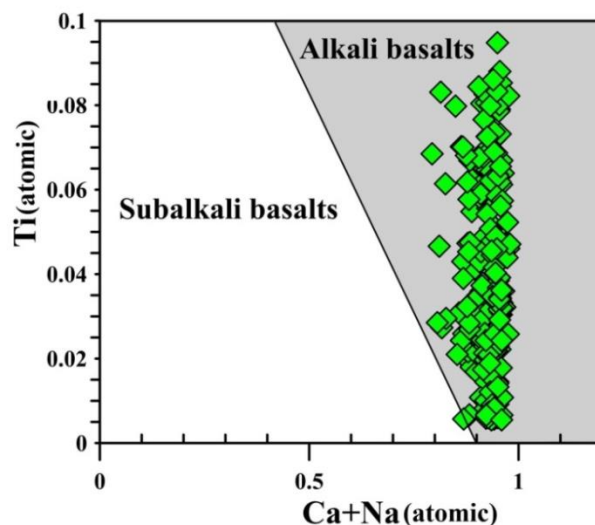


شکل ۴-۹- نمودار طبقه‌بندی سه‌تایی Fe₂O₃-TiO₂-FeO (Bacon & Hirschmann, 1988) برای نمایش ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن - تیتان در نمونه‌های مورد مطالعه.

۲-۲-۴- تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی کانی‌ها:

بسیاری از مطالعات نشان می‌دهد که ترکیب کلینوپیروکسن یک ابزار تشخیصی مهم کانی‌شناختی برای تمایز بین بازالت‌های آلكالن و ساب آلكالن است (Leterrier et al., 1982; Krishnamurthy et al., 1977; Le Bas, 1962; Nisbet & Pearce, 1977). به‌عنوان مثال، مطالعات نشان داده است که آلكالی بازالت‌ها شامل اوژیت یا اوژیت دیوپسید و سالیست هستند، در حالی که بازالت‌های ساب‌آلكالن معمولاً دارای اوژیت و پیژونیت همراه با انستاتیت، هیپرستن و فروسیلیت یا بدون آن‌ها می‌باشند (Krishnamurthy et al., 2014).

به اعتقاد برخی از محققان (Aparicio, 2010; Le Bas, 1962; Leterrier et al., 1982) ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به‌ویژه فراوانی عناصری مانند Al, Ti, Na, Cr و Si در شناسایی ماهیت ماگما و موقعیت تکتونیکی، بسیار با اهمیت است. بر همین اساس چندین نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی پیروکسن طراحی شده است. (Le Bas (۱۹۶۲) معتقد است که مقادیر Si, Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلكالینیته بستگی داشته و ابزار مناسبی برای تفکیک سری‌های ماگمایی است. (Leterrier et al. (۱۹۸۲) معتقد است برای جلوگیری از اثر غنی‌شدگی Al و Ti که گاهی بر اثر سرد شدن سریع ماگما ایجاد می‌شود از مقدار Ca+Na کلینوپیروکسن به جای مقدار Al استفاده شود. در نمودار Na+Ca در مقابل Ti، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده آلكالن قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱۰). ماهیت قلیایی ماگمای سازنده کلینوپیروکسن‌ها با ماهیت قلیایی بازالت‌ها که بر پایه ترکیب سنگ کل به‌دست‌آمده مطابقت دارد.



شکل ۴-۱۰- تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، $Ca+Na$ در برابر Ti (Leterrier et al., 1982).

۳-۲-۴- زمین‌دما - فشارسنجی (Thermobarometry)

مطالعات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به‌عنوان یک روش مفید مطرح شده‌اند (شیردشت‌زاده و صمدی، ۱۳۸۹). تعیین درجه حرارت (T) و فشاری (P) که ماگما در آن متبلور می‌شود به علت ارائه اطلاعات باارزش درباره انتقال ماگما و تکامل آن حائز اهمیت می‌باشد (Putirka 2005; Yang et al., 1999). ماگمای بازالتی در طول صعود از گوشته به سمت پوسته متحمل تغییراتی مانند سرد شدن، هضم و یا آرایش با سنگ‌های دیواره، تبلور بخشی و مخلوط شدن با آشیانه‌های دیگر می‌شود. بنابراین فنوکریست‌های موجود در این سنگ‌ها احتمالاً این تاریخچه را به ارث برده و در طول تبلور ماگما تغییرات شرایط محیطی را حفظ می‌کنند (Reubi et al., 2002; Yang et al., 1999). از این رو آن‌ها اطلاعات باارزشی درباره پارامترهایی مانند درجه حرارت و فشار محیط تبلور ارائه می‌دهند (Damasceno et al., 2002; Köprübaşı et al., 2014;)

Reubi et al., 2002). اساس این تحقیقات بر این فرض استوار است که مجموعه کانی‌های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده باشند. در این بخش به منظور تعیین شرایط دما - فشار تبلور کانی‌ها از روش‌های متعدد تبادل کاتیونی استفاده شده است. با توجه به این که پلاژیوکلازها بیشتر به صورت میکروولیت بوده‌اند، بنابراین قابلیت استفاده در دما- فشارسنجی را ندارند. لذا در این پژوهش، تنها از ترکیب کلینوپیروکسن و الیوین برای دما - فشارسنجی استفاده شده است.

۱-۳-۲-۴- زمین دما-فشارسنجی بر اساس ترکیب پیروکسن

به علت مقدار کم فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در سنگ‌های ولکانیکی (از اولترامافیک تا مافیک) استفاده از ترموبارومتري دو پیروکسن در آن‌ها بسیار محدود است. بر همین اساس ترموبارومتري در این سنگ‌ها براساس ترکیب تک پیروکسن (e.g., Nimis 1995; Nimis & Taylor 2000; Nimis & Ulmer 1998) یا تعادل مایع - پیروکسن (e.g., Putirka 2008; Putirka et al. 1996, 2003) محاسبه می‌شود.

مطالعات اخیر درباره پیروکسن‌ها بیانگر آن است که تغییرات شرایط فشار و دما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌های متبلور شده از ماگما دارند و به همین علت در ماگماهای بازی مورد توجه می‌باشند (Yavuz, 2013; Aydin et al., 2009). بر همین اساس ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها را می‌توان در راستای تعیین دما و فشار سنگ‌های حامل آن‌ها به کار برد. Putirka (2008) بر اساس مدل (۲۰۰۰) Nimis & Taylor دو نوع دما - فشارسنج بر اساس ترکیب تک کلینوپیروکسن (به‌عنوان مثال معادله ۳۲ در Putirka, 2008) و کلینوپیروکسن- مذاب ارائه نمود (به‌عنوان مثال معادله ۳۲ و ۳۲ در Putirka, 2008). این مدل‌ها دارای بالاترین دقت و کم‌ترین خطا هستند. روش تک کلینوپیروکسن بر اساس

محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپيروكسن و بدون دخالت تركيب مذاب طراحی شده است و عموماً بر پایه تعادل Ca-Mg می‌باشد (Putirka, 2008) در این پژوهش برای تخمین شرایط فشار و دما به روش تک کلینوپيروكسن از برنامه Winpyrox (Yavuz, 2013) استفاده شد که بر اساس رابطه زیر نسبت به تخمین شرایط دما و فشار تبلور بلور پيروكسن اقدام نموده است:

معادله‌ی ۱-۴

$$T(K) = 93100 + 544P(\text{kbar}) / 61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} + X_{Na}^{cpx} + X_{K}^{cpx}) + 0.395 [\ln(a_{En}^{cpx})]^2$$

که در این معادله:

$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx}$$

$$a_{En}^{cpx} = (1 - X_{Ca}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx}) * (1 - 0.5(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} + X_{Na}^{cpx} + X_{K}^{cpx}))$$

$$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384 * T(^{\circ}K) - 518 * \ln[T(^{\circ}K)] - 5.62 * (\Delta_{DiHd}^{DiHd}) + 83.2 * (\Delta_{EnFs}^{EnFs}) + 68.2 * (\Delta_{DiHd}^{DiHd})^2 + 2.52 * (\Delta_{DiHd}^{DiHd}) * (\Delta_{EnFs}^{EnFs}) - 51.1 * (\Delta_{EnFs}^{EnFs})^2 + 34.8 * (\Delta_{EnFs}^{EnFs})^2$$

$$X_{DiHd}^{cpx} = Ca - CaTs - CaTi - CrCaTs$$

$$X_{EnFs}^{cpx} = [(Fe_{tot} + Mg) - (Ca - CaTi - CaTs - CrCaTs)] / 2$$

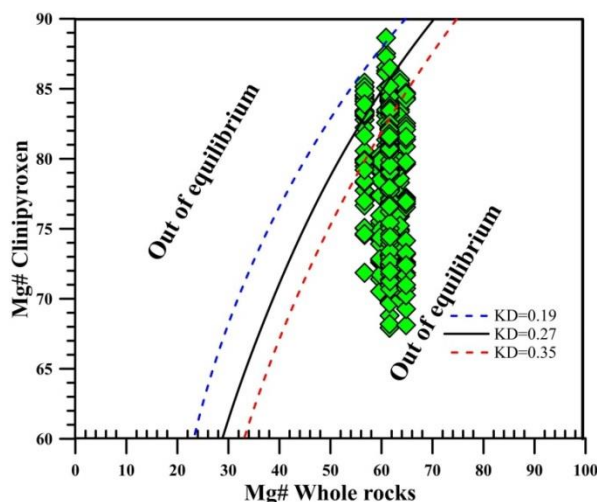
طبق این روش، میانگین دمای تشکیل کلینوپيروكسن‌ها بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۱۰ کیلو بار با میانگین ۸ کیلو بار برآورد شده است (شکل ۴-۱۲، الف و ب).

روش کلینوپيروكسن - مذاب بر پایه توزیع Al بین کلینوپيروكسن و مذاب همزیست در سیستم‌های ماگمایی آبدار بنا شده است. مذاب فرضی همیافت با پيروكسن می‌تواند ترکیب سنگ کل، زمینه سنگ و یا ترکیب شیشه باشد (Putirka, 2008; Putirka et al., 2003) این پژوهش از ترکیب سنگ کل به‌عنوان ترکیب فرضی مذاب استفاده شده است. به عقیده (Putirka, 2008)، ضریب توزیع آهن و منیزیم بین

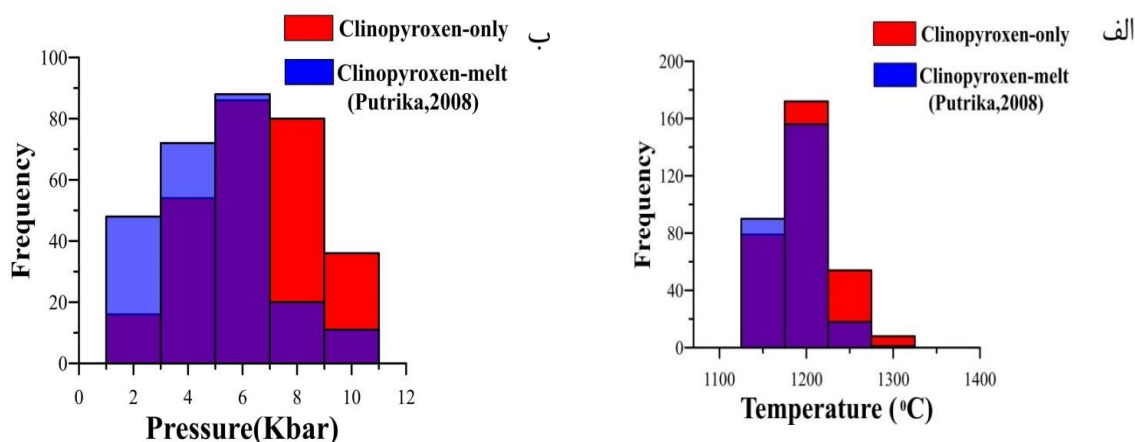
کلینوپيروكسن و مايع برابر 0.27 ± 0.08 و مستقل از دما می‌باشد. این بیانگر آن است که ترکیب کلینوپيروكسن می‌تواند برای تعیین نسبت‌های منیزیم به آهن مایعی که از آن متبلور شده است، مورد استفاده قرار گیرد، همچنین برای پیش‌بینی ترکیب کلینوپيروكسنی که از یک مایعی با نسبت منیزیم به آهن خاص، متبلور می‌شود، کاربرد دارد. برای درک رابطه تعادل کلینوپيروكسن/ مذاب، از نمودار عدد منیزیم سنگ کل در برابر عدد منیزیم کلینوپيروكسن استفاده شد (شکل ۴-۱۱). نتایج بدست آمده طبق فرمول زیر (Putirka, 2008) در تعادل با مذاب بودند استفاده شد (شکل ۴-۱۱). نتایج بدست آمده طبق فرمول زیر (Putirka, 2008) در این روش بیانگر دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲-۱۰ کیلو بار با میانگین ۸ کیلو بار است (شکل ۴-۱۲، الف و ب).

$$P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(\text{K}) - 40.6(X\text{FeO}^{liq}) - 47.7(X\text{CaTs}^{cpx}) + 0.676(\text{H}_2\text{O}^{liq}) - 103(X\text{CaO}_{0.5}^{liq}X\text{SiO}_2^{liq}) + 6.89[X\text{Al}^{cpx}/X\text{AlO}_{1.5}^{liq}]$$

$$X\text{Al}^{cpx} = X\text{Al(IV)}^{cpx} + X\text{Al(VI)}^{cpx}$$



شکل ۴-۱۱-آزمون تعادل کانی مذاب با استفاده از $Kd[\text{Fe-Mg}]$ بین کلینوپيروكسن و مذاب بازالتی همزیست



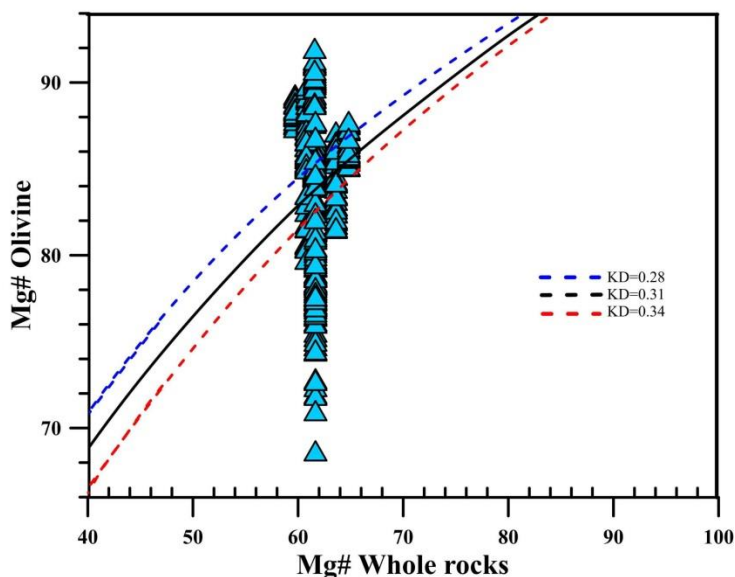
شکل ۴-۱۲- هیستوگرام نتایج الف) زمین دماسنجی و ب) زمین فشارسنجی

۲-۳-۲-۴- زمین دماسنجی بر اساس ترکیب الیوین

به منظور تکمیل و آزمون نتایج حاصل از زمین دماسنجی پیروکسن، یک دماسنج الیوین مذاب (Putrika ۲۰۰۸) مورد استفاده قرار گرفت که نسبت به سایر روش‌ها دارای بالاترین دقت و کمترین خطا (C ° +۲۹) می‌باشد. ترکیب الیوین‌های مورد مطالعه از Fo₆₈ تا Fo₉₁ به صورت ممتد تغییر می‌کند که ناشی از تبلور تفریقی از بخش‌های الیوین‌بازالتی (بخش‌های پایینی روانه‌ها) به سمت بازالتی (بخش‌های بالایی روانه‌ها) می‌باشد.

به اعتقاد (Roeder & Emsile ۱۹۷۰) اگر توزیع Fe و Mg بین الیوین و مذاب همزیست (Fe/Mg) در محدوده 0.3 ± 0.3 باشد، آنگاه به درجه حرارت (T)، ترکیب مذاب و فوگاسیته اکسیژن غیر حساس خواهند بود. همچنین (Putrika ۲۰۰۸) بر اساس کارهای تجربی، ضریب توزیع پذیری Fe و Mg بین الیوین و مذاب همزیست را 0.5 ± 0.3 بدست آورده است که بسیار نزدیک به نتایج (Roeder & Emsile ۱۹۷۰) می‌باشد. در این پژوهش برای آزمودن تعادل بین کانی و مذاب از نتایج (Putrika ۲۰۰۸) استفاده شد. (Putrika ۲۰۰۸) بر اساس نتایج مطالعات خود نموداری را ارائه

کرده است که میزان Mg# الیوین را در برابر Mg# مذاب همزیست نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۳). در این نمودار، خطوط تعادل $KD = 0.3 \pm 0.03$ نیز مشخص شده است. ترکیب بیشتر الیوین‌های مورد مطالعه در این نمودار، در محدوده خطوط تعادل واقع می‌شوند. در محاسبات دماسنجی فقط از نمونه‌هایی که در محدوده تعادل قرار داشتند استفاده شد. بر پایه محاسبات انجام شده محدوده دمایی تبلور الیوین‌ها بین ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ است.



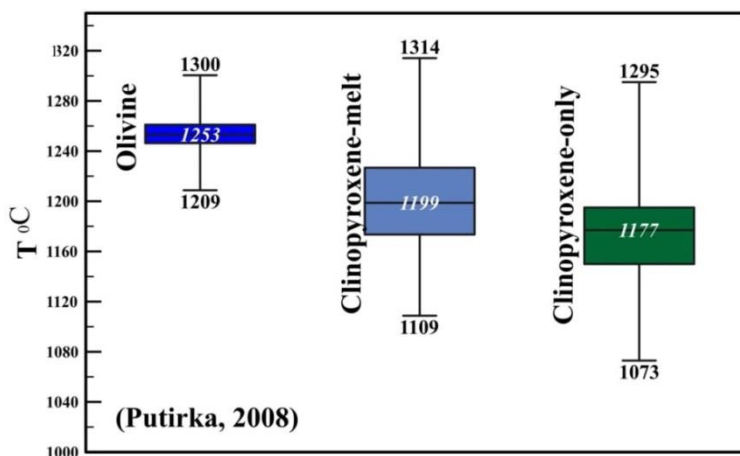
شکل ۴-۱۳-آزمون تعادل کانی مذاب با استفاده از $Kd [Fe-Mg]$ بین الیوین و مذاب بازالتی همزیست

۴-۲-۴- نتیجه‌گیری کلی دما - فشار سنجی

بر اساس مطالعات زمین دما- فشار سنجی، دمای بدست آمده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۸۰ درجه سانتیگراد و فشار بین ۲ تا ۱۰ کیلوبار (میانگین ۸ کیلوبار) است. دمای بدست آمده بر اساس ترکیب الیوین‌ها (۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰) اندکی بالاتر از دمای تشکیل

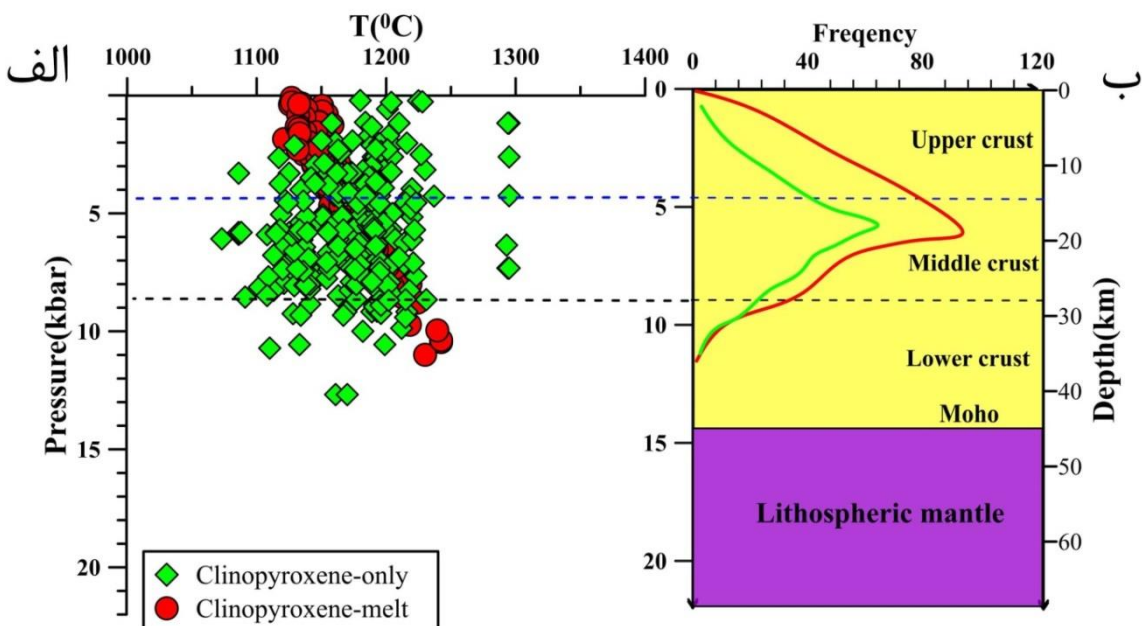
کلینوپيروكسن‌ها است. این موضوع بیانگر این است که الیوین‌ها، اولین فاز متبلور شده از ماگما بوده و کلینوپيروكسن، فاز بعدی می‌باشد (شکل ۴-۱۴). شکل ۴-۱۵ نمودار فشار - دما را برای کلینوپيروكسن سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه نشان می‌دهد. بر اساس این شکل، بیشتر کلینوپيروكسن‌ها تقریباً در عمق ۲۰ کیلومتری متبلور شده‌اند که بیانگر آن است صعود ماگما به سطح در این عمق متوقف شده و باعث تشکیل آشیانه‌ی ماگمایی و تبلور کلینوپيروكسن‌ها از آن شده است. این عمق مطابق با پوسته میانی می‌باشد. بر اساس این نتایج تفریق اصلی ماگما در پوسته میانی رخ داده است و تبلور تفریقی در سطح، نقشی فرعی دارد. با توجه به این که دمای تشکیل الیوین‌ها اندکی بالاتر از پيروكسن‌ها می‌باشد، به نظر می‌رسد الیوین‌ها در عمقی تقریباً مشابه با پيروكسن‌ها متبلور شده‌اند.

شیمی کانی و مطالعات دما - فشار سنجی به آشیانه ماگمایی کوچک و گذرایی اشاره دارند که ماگمای این آشیانه در نهایت از طریق گسل‌ها به سطح زمین فوران نموده و بیشتر تحت تأثیر تفریق و آلودگی پوسته‌ای قرار می‌گیرند و باعث تشکیل آکالی بازالت‌ها می‌شوند.



شکل ۴-۱۴- نمودار جعبه ای تمام نتایج دماسنجی برای مقایسه در یک نمودار. دمای تبلور الیوین‌ها اندکی بالاتر از کلینوپيروكسن‌ها

است.



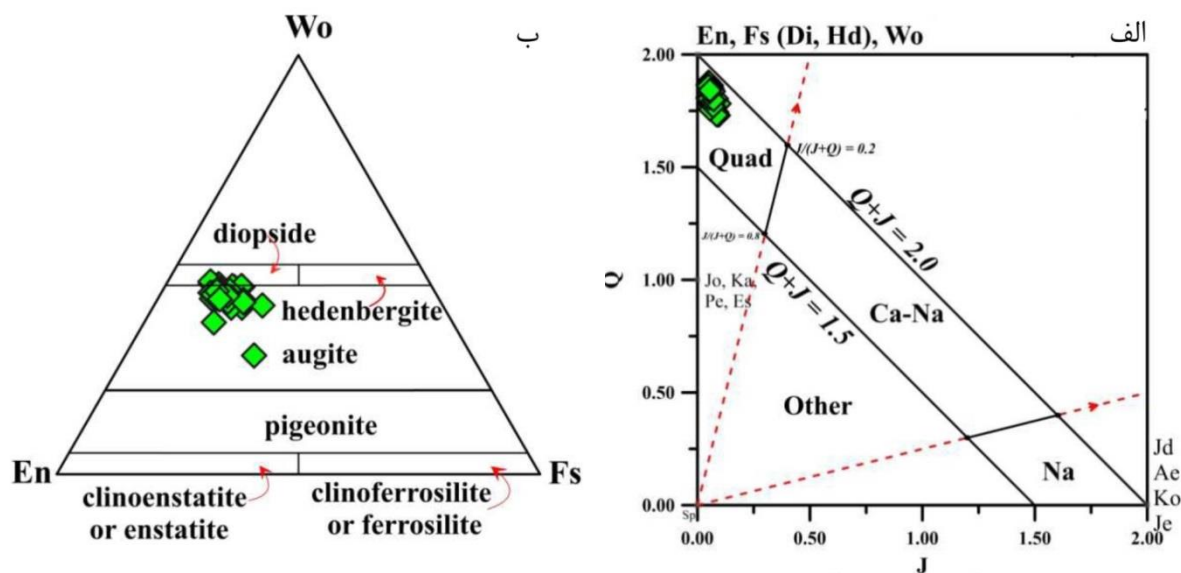
شکل ۴-۱۵ - الف) نمودار دما- فشار برای کلینوپیروکسن‌ها، ب) تصویر شماتیک از ساختار لیتوسفر در شمال ایران، کلینوپیروکسن-ها در عمق ۲۰ کیلومتری متبلور شده‌اند. عمق موهو با توجه به مطالعات پیشین (Motaghi et al., 2012) ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است.

۴-۳- دایک‌های دیابازی ژوراسیک

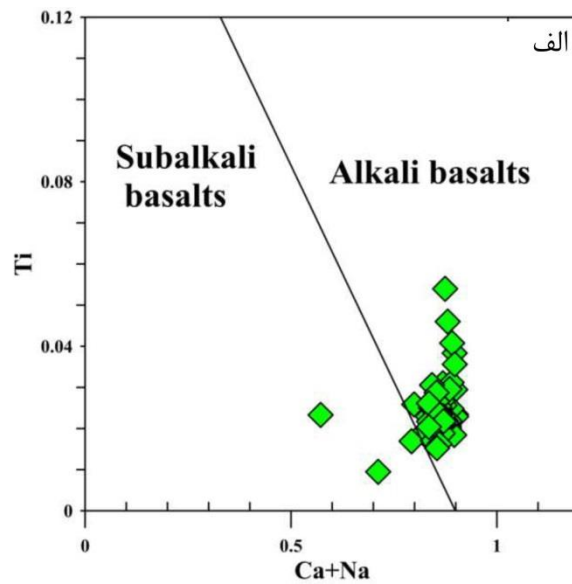
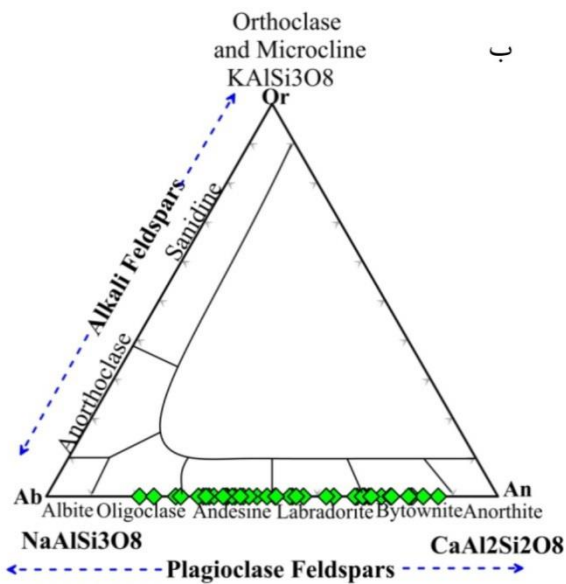
در منطقه رضاآباد، دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی- بالایی، با روندهای شمال‌باختر - جنوب‌خاور، سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها از کانی‌های اصلی کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل شده‌اند. برپایه مطالعات سنگ‌نگاری، بافت آن‌ها اینترگرانولار، افیتی و ساب‌افیتی است. نتایج حاصل از بررسی‌های ریزپردازنده الکترونی نشان می‌دهد که پیروکسن‌های موجود در این دایک‌ها در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم - منیزیم- آهن‌دار قرار دارند و از نوع اوژیت تا دیوپسید می‌باشند

Wo_{39.18-50.77} (Morimoto et al., 1988) (شکل ۴-۱۶، الف و ب). ترکیب اعضای نهایی این کانی بین Wo_{39.18-50.77} در En_{33.99-50.69} Fs_{4.89-16.43} در نوسان بوده و مقدار عدد منیزیم $[Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe+2)]$ این کانی در محدوده ۵۰ تا ۵۲ درصد محاسبه شده است. ترکیب این کانی منطبق بر پیروکسن‌های موجود در سری ماگمایی قلیایی بوده است (Leterrier et al., 1982) (شکل ۴-۱۷، الف).

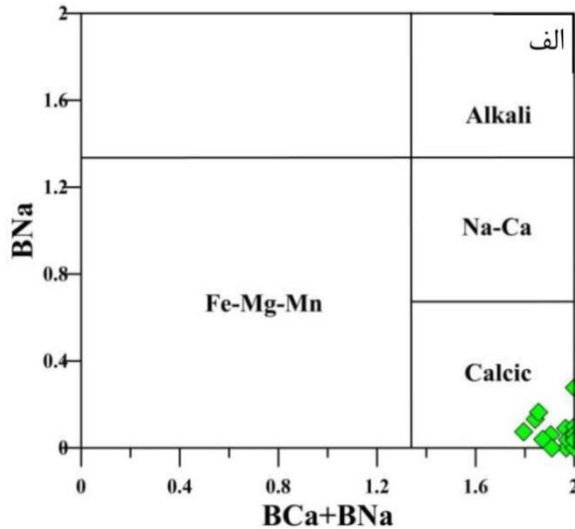
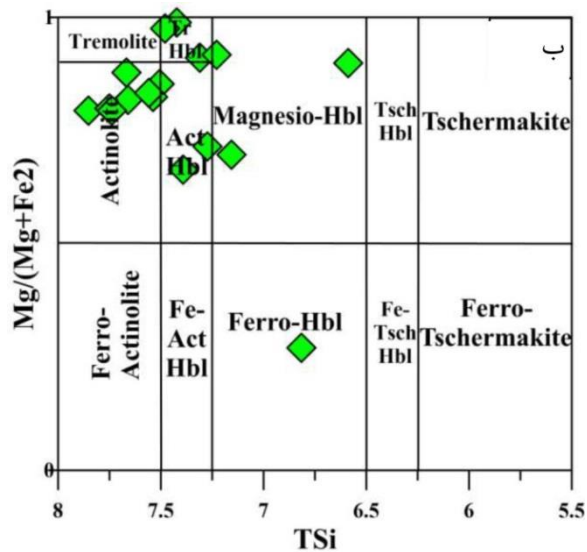
ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده الیگوکلاز- آندزین و لابرادوریت- بیتونیت است (Deer et al., 1992). روند تغییرات اکسیدهای سدیم و کلسیم نشانگر تغییرات منظم و جدایشی ساده از مرکز پلاژیوکلازها به سمت حاشیه آنهاست که بیانگر منطقه‌بندی عادی در آنهاست (شکل ۴-۱۷، ب). بر اساس نمودار (Leake et al., 1997)، ترکیب آمفیبول‌های مورد مطالعه در قلمرو کلسیک واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۸، الف). آمفیبول‌های کلسیک اولیه در محدوده مگنزیوهورنبلند و نمونه‌های کلسیک ثانویه در محدوده اکتینولیت و هورنبلند اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۸، ب).



شکل ۴-۱۶- الف و ب) رده‌بندی پیروکسن‌های منطقه طبق نمودارهای (Morimoto et al., 1988).



شکل ۴-۱۷-الف) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن در نمودار $Ca+Na$ در برابر Ti (Leterrier et al., 1982)، ب) ترکیب شیمیایی فلدسپارها بر اساس رده‌بندی (Deer et al., ۱۹۹۲).

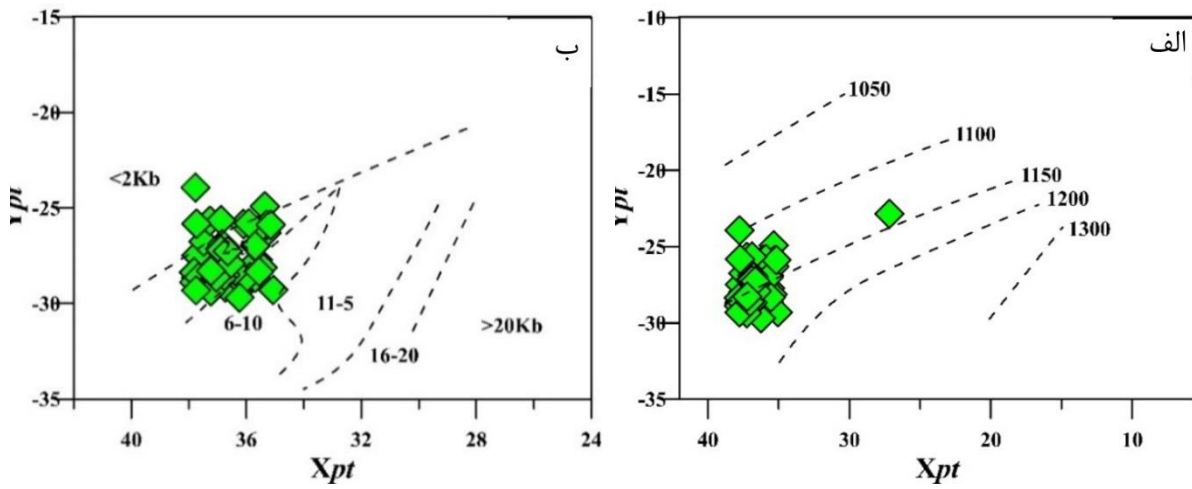


شکل ۴-۱۸-الف و ب) نمودارهای رده‌بندی و نام‌گذاری آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس رده‌بندی (Leake et al., ۱۹۹۷).

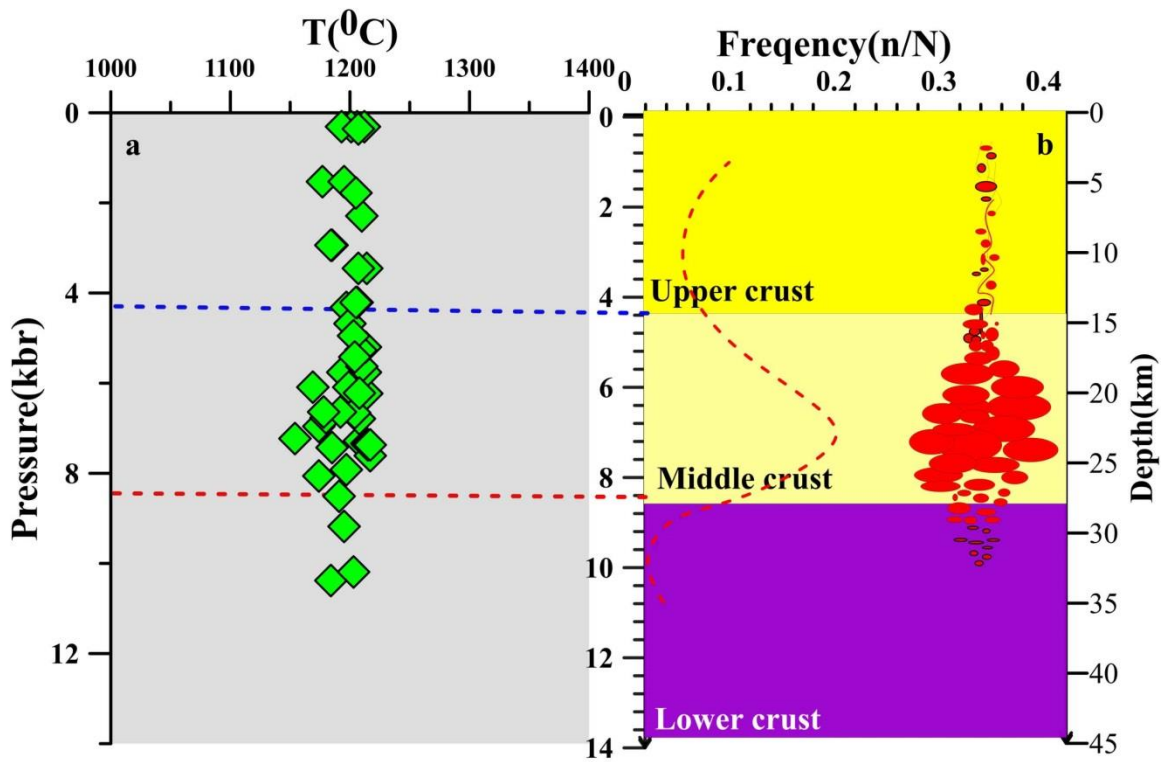
نتایج حاصل از دما - فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها بر اساس روش تک کلینوپیروکسن (Putrika, 2008) بیانگر دمای ۱۱۴۶ تا ۱۲۱۷ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار ۰/۳۳ تا ۱۰ کیلوبار است. همچنین نتایج

بدست آمده از روش کلینوپیروکسن - مذاب (Putrika, 2008)، بیانگر دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ و فشار ۵-۱۰ کیلوبار است. طبق این روش، میانگین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها ۱۰ کیلوبار برآورد شده است (رستمی و همکاران، ۱۳۹۶). در ادامه برای تأیید نتایج یادشده از روش ترسیمی (Soesoo, 1997) استفاده شد. Soesoo, 1997 با بهره‌گیری از مقادیر XPT و YPT در ترکیب کلینوپیروکسن، یک نمودار ترسیمی برای تخمین دما و فشار ارائه نموده است. طبق این نمودار، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در گستره دمایی حدود ۱۱۰۰ تا ۱۱۸۰ و فشار کمتر از ۱۰ کیلوبار متبلور شده‌اند (شکل ۴-۱۹، الف و ب).

به‌طور کلی نتایج حاصل از دما - فشار سنجی روی کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک منطقه رضآباد به روش‌های Putrika, 2008; Soesoo, 1997 دربردارنده‌ی نتایج بسیار قابل قبول و هماهنگ با یکدیگر و نیز سازگار با شواهد سنگ‌نگاری هستند. با توجه به همپوشانی میان این گستره‌ها می‌توان فشار کمتر از ۱۰ کیلوبار و دمای بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ را برای تبلور آن‌ها در نظر گرفت که با نتایج بدست آمده از مناطق مجاور (دلبر و بند هزار جاه) قابل مقایسه است (فشار کمتر از ۱۰ کیلوبار و دمای بین ۱۱۰۰ تا ۱۱۹۰) (حسینی و همکاران، ۱۳۹۵؛ بلاغی و همکاران ۱۳۹۳). با توجه به اینکه پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی دایک‌های دیابازی می‌باشند و روابط بافتی و حضور فراوان بافت ساب‌افیتی در آن‌ها حاکی از همپوشانی وسیع در بازه زمانی رشد این دو کانی روی منحنی کوتکتیک است، می‌توان تبلور پلاژیوکلازها را نیز در فشارهای مشابه با کلینوپیروکسن‌ها دانست. همچنین با فرض اینکه فشار حاکم در زمان تبلور کلینوپیروکسن، فشار همه جانبه لیتواستاتیک، ناشی از وزن سنگ‌های بالایی بوده است، می‌توان با استفاده از رابطه $P = p.g.h$ عمق را محاسبه کرد. با فرض چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی مترمکعب برای سنگ‌های پوسته قاره‌ای می‌توان عمق تبلور ماگما را در آشیانه / آشیانه‌های ماگمایی واقع در اعماق کمتر از ۲۵ کیلومتر دانست (شکل ۴-۲۰).



شکل ۴-۱۹-الف) و ب) نمودار تعیین دما و فشار با استفاده از روش Soesoo (۱۹۹۷)



شکل ۴-۲۰-مدلی شماتیک از صعود ماگما بر پایه فراوانی عمق تبلور پیروکسن (عمق موهو با توجه به مطالعات پیشین (Motaghi et al., 2012) ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است).

فصل پنجم

ژئوشیمی سنگ گل

۱-۵- مقدمه

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است، به طوری که بدون مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی نتایج تجزیه‌های شیمیایی، نمی‌توان تفسیر درستی از منشأ و پتروژنز سنگ‌ها ارائه داد. لذا قوی‌ترین ابزار قابل دسترس برای تشریح منشأ و تحول سنگ‌ها در اختیار علم ژئوشیمی است. امروزه مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، به کمک تجزیه و تحلیل دقیق داده‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد.

جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات دقیق صحرایی و پتروگرافی تعداد ۲۰ نمونه با حداقل دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی به روش‌های ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه ملی تایوان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. مختصات جغرافیایی و محل برداشت نمونه‌ها به همراه نام آن‌ها در جدول ۱-۵ ارائه شده است. برای ارائه نتایج بهتر از داده‌های سایر محققان نیز استفاده شده است (برهمند، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ حاجیلو، ۱۳۹۳؛ کدخدایی، ۱۳۹۵) (جدول ۵-۲). نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی، به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و نادر خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، نمایش داده شده است. البته قبل از پردازش آن‌ها، تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرآر (L.O.I.) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در مورد آن‌ها اعمال گردیده است. نتایج اولیه و خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۱-۵ ارائه شده است.

۲-۵- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی

در تلاش برای کشف منشأ ماگماها و شرایطی که تحت آن ماگما شکل می‌گیرد، آنالیز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی، کاربرد زیادی دارد. برای انجام این کار فرض می‌شود که آنالیزها به‌طور دقیق ترکیب شیمیایی ماگماهایی را که سنگ آتشفشانی از آن متبلور شده است، نشان می‌دهند. برای تحقق بخشیدن به این فرض، باید یک سری اصلاحات در نتایج حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه اعمال شود. از جمله‌ی این اصلاحات می‌توان به حذف مواد فرار (L.O.I) اشاره کرد.

۱-۲-۵- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

اگرچه مذاب‌های آذرین در عمق دارای مقادیر اولیه مشخصی از گازهای H_2O ، CO_2 ، SO_2 و دیگر گازهای محلول می‌باشند، ولی این ترکیبات فرار طی فوران و شرایط سطحی فشار اتمسفر به‌طور مؤثری از دست می‌روند. مقادیر H_2O و دیگر مواد فراری که در سنگ‌های آتشفشانی طبیعی اندازه‌گیری می‌شود، غالباً به علت وجود کانی‌های آبداری هستند که از دگرسانی گرمایی و هوازدگی اولیه نتیجه می‌شوند.

در یک آنالیز با جمع کل ۱۰۰٪، وجود ترکیبات فرار ثانویه، غلظت دیگر سازنده‌ها را کم می‌کند. بنابراین قبل از استفاده از نتایج به‌دست‌آمده می‌بایستی آنالیزها برای حالت بدون مواد فرار، مجدد محاسبه شوند. این کار با ضرب غلظت هر عنصر یا اکسید در فاکتور زیر صورت می‌گیرد (Gill, 2010).

$$\text{ضریب حذف مواد فرار} = \frac{\text{مجموع کل درصد اکسیدها}}{\text{درصد مواد فرار} - \text{مجموع کل درصد اکسیدها}}$$

اعدد به دست آمده، مقدار جدیدی از اکسیدهای سنگ خواهد بود که مقدار مواد فرار آن حذف شده است. در رسم نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، از این داده‌ها استفاده شده است. نتایج خام این داده‌ها در جدول ۱-۵ ارائه شده است.

جدول ۵-۱ نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد.

مکان	رضآباد				مقیسه					
	National Taiwan University									
آزمایشگاه	R-62	R-76	R-39	R-12	MB-5	MB-6	MB-8	MB-40	MB-16	
نمونه‌ها										
SiO ₂	۴۷/۵۵	۴۷/۳	۴۶/۶۵	۴۷/۷۰	۴۴/۶۴	۴۵/۵۸	۴۸/۷۱	۴۹/۲۹	۴۷/۳۰	
TiO ₂	۱/۷۵	۱/۷	۱/۵۱	۱/۷۱	۱/۷۰	۱/۷۲	۱/۵۶	۱/۳۱	۱/۵۶	
Al ₂ O ₃	۱۵/۵۴	۱۴/۹۹	۱۶/۷۹	۱۵/۰۴	۱۵/۶۷	۱۶/۲۳	۱۶/۱۷	۱۶/۴۳	۱۵/۸۰	
Fe ₂ O ₃	۹/۶۸	۱۱/۲۹	۹/۰۲	۱۰/۰۹	۱۰/۱۲	۱۰/۵۱	۹/۳۱	۸/۶۸	۱۰/۴۷	
MnO	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	
MgO	۶/۲۳	۹/۱۴	۷/۰۹	۷/۹۰	۷/۵۸	۷/۸۲	۶/۹۹	۷/۳۹	۷/۳۹	
CaO	۱۰/۶۳	۹/۷۳	۱۰/۶۵	۱۰/۱۸	۱۰/۱۱	۱۰/۱۶	۸/۴۲	۹/۸۵	۹/۷۴	
Na ₂ O	۴/۲۵	۳/۷	۳/۸۳	۴/۱۵	۳/۳۷	۳/۵۸	۵/۱۹	۴/۶۵	۳/۹۳	
K ₂ O	۱/۶۶	۱/۱۴	۱/۷۶	۱/۵۹	۱/۶۰	۱/۵۵	۱/۳۶	۰/۷۰	۱/۳۱	
P ₂ O ₅	۰/۹۰	۰/۴۵	۰/۹۵	۰/۹۱	۱/۰۱	۱/۰۲	۰/۸۸	۰/۶۷	۰/۵۷	
L.O.I	۱/۳۸	۰/۹۱	۱/۳۹	۰/۷۳	۴/۲۴	۱/۶۳	۱/۶۸	۱/۴۳	۱/۷۴	
Total	۹۹/۷۲	۱۰۰/۵	۹۹/۷۸	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۱۹	۹۹/۹۴	۱۰۰/۴۱	۱۰۰/۵۳	۹۹/۹۶	
Ba	۴۰/۲	۲۱۷	۵۳۹	۴۷۵	۴۶۸	۵۰۳	۳۹۸	۳۸۲	۳۰۶	
Sr	۲۰/۱۶	۱۰۴۹	۱۸۶۶	۱۴۷۶	۱۸۱۵	۱۷۸۶	۱۲۷۳	۱۳۶۳	۲۱۴۱	
Cs	۰/۳۹	۰/۳۹	۱/۳۷	۰/۸۱	۰/۳۸	۰/۶	۱/۴۷	۰/۵۶	۰/۳۷	
Rb	۱۹/۶۰	۱۳/۳۱	۳۴/۱۷	۲۴/۷۸	۲۰/۷۱	۲۰/۹	۱۸/۳۳	۴/۱۱	۱۶/۶۱	
Zr	۱۲۶	۱۱۰	۱۷۲	۱۸۰	۱۷۸	۱۸۲	۱۵۲	۱۳۳	۱۱۰	
Hf	۳/۱۹	۲/۸۴	۴/۰۶	۴/۲۸	۴/۰۶	۴	۳/۴۱	۳/۰۵	۲/۷۹	
Ta	۰/۶۸	۰/۵۴	۱/۲۴	۱/۳۶	۱/۸۹	۱/۸۷	۱/۵۲	۰/۹۵	۰/۶۳	
Nb	۱۳/۳۰	۹/۵۰	۲۳/۸۰	۲۴/۹۰	۳۴/۹۰	۳۵/۳	۳۰	۱۷/۶۰	۱۱/۷۰	
Y	۱۴/۴۰	۱۵/۶۰	۱۶	۱۷/۸۰	۱۶/۸۰	۱۷	۱۵/۳۰	۱۶/۱۰	۱۴/۹۰	
U	۰/۶۴	۰/۶۴	۱/۱۸	۰/۷۹	۰/۹۰	۰/۸۸	۱/۲۷	۰/۷۶	۰/۵۱	
Th	۲/۹۲	۲/۵۴	۵/۱۹	۳/۲۳	۳/۸۲	۳/۷۹	۵/۱۵	۳/۴۰	۲/۳۱	
Zn	۹۸/۶۰	۹۳/۹۰	۱۰۰/۴۰	۱۱۱/۲۰	۲۰/۱۰	۱۱۳	۹۵/۴۰	۸۰/۴۰	۹۶/۴۰	
Cu	۲۱۴/۶۰	۲۱۲	۱۹۳/۷۰	۱۸۰/۵۰	۱۹۱/۷۰	۱۸۹	۱۹۶/۸۰	۱۳۱/۵۰	۲۰۸/۸۰	
Pr	۱۰/۹۴	۶/۱۹	۱۱/۵۷	۱۰/۶۰	۱۲/۰۹	۱۲/۲	۱۱/۵۰	۸/۰۴	۷/۵۶	
Ni	۵۲/۱۵	۱۲۳/۶۰	۸۵/۰۷	۱۰/۱۲۰	۱۰/۱۹۰	۱۰/۲	۵۱/۵۹	۸۹/۱۸	۹۹/۱۷	
Co	۳۴/۶۰	۴۶/۶۰	۳۵/۲۰	۳۹	۳۹/۳۰	۴۰	۳۳/۱۰	۳۴/۴۰	۳۹/۱۰	
Pb	۵/۷۴	۴/۶۴	۹/۲۵	۶/۸۶	۷/۱۲	۱۱/۳	۷/۲۱	۵/۸۸	۵/۱۶	
V	۳۲۱/۲۰	۳۷۱/۱۰	۲۸۷/۷۰	۳۰۱	۲۹۲	۳۰۹	۲۸۷/۳۰	۲۲۹/۵۰	۳۴۶/۵۰	
Ga	۲۱/۴۰	۱۹/۲۰	۲۲	۲۰/۶۰	۲۰/۴۰	۲۱	۲۱/۵۰	۱۹/۷۰	۲۰/۷۰	
La	۳۷/۹۰	۲۰/۹۰	۴۳/۷۰	۳۷/۸۰	۴۸/۳۰	۴۸/۶	۴۷/۵۰	۳۲/۵۰	۲۷/۷۰	
Ce	۸۴	۴۶/۲۰	۹۰/۵۰	۸۲/۲۰	۹۹/۸۰	۹۹/۷	۹۵/۵۰	۶۵/۱۰	۵۸/۴۰	
Nd	۴۳/۳۹	۲۶	۴۵/۲۶	۴۲/۱۶	۴۶/۲۲	۴۶/۲	۴۳/۸۵	۳۰/۹۴	۳۰/۳۶	
Sm	۷/۳۹	۵/۳۶	۸/۰۲	۷/۶۱	۷/۸۵	۷/۸	۷/۳۲	۵/۵۳	۵/۸۲	
Eu	۲/۱۰	۱/۶۳	۲/۲۳	۲/۱۷	۲/۲۳	۲/۲۱	۲/۰۸	۱/۶۴	۱/۷۵	
Gd	۵/۰۳	۴/۵۵	۵/۶۸	۵/۸۲	۵/۶۸	۵/۶۶	۵/۲۹	۴/۳۳	۴/۵۷	
Tb	۰/۶۵	۰/۶۳	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۶۸	۰/۶۱	۰/۶۲	
Dy	۳/۱۱	۳/۲۳	۳/۴۲	۳/۷۵	۳/۶۲	۳/۶۴	۳/۲۵	۳/۱۲	۳/۱۲	
Ho	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۶۵	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۵۵	
Er	۱/۳	۱/۴۹	۱/۳۹	۱/۶۰	۱/۵۶	۱/۵۳	۱/۳۵	۱/۵۲	۱/۳۶	
Tm	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۸	
Yb	۱	۱/۲۱	۱/۰۶	۱/۲۳	۱/۲۲	۱/۱۷	۱/۰۳	۱/۳۰	۱/۰۵	
Lu	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۵	

ادامه جدول ۵-۱

مکان آزمایشگاه	احمدآباد			کلات سادات			باختر رضاآباد		
	National Taiwan University								
نمونه‌ها	B-18	B-7	B-20	OS-1	OS-2	KW-1	D-5	D-55	D-3
SiO ₂	۴۵/۶۲	۴۷/۸۲		۴۶/۹۶	۴۷/۰۹	۴۶/۹۵	۴۴/۳۹	۴۵/۳۹	۴۳/۹۳
TiO ₂	۲/۰۴	۱/۷۲		۱/۴۳	۱/۴۷	۱/۴۶	۱/۷۸	۱/۸۲	۱/۸۷
Al ₂ O ₃	۱۴/۵۶	۱۴/۴۸		۱۵/۴۲	۱۶/۱۷	۱۶/۱۳	۱۴/۲۵	۱۴/۵۷	۱۴
Fe ₂ O ₃	۱۰/۷۸	۱۰/۷۸		۱۰/۳۱	۱۰/۰۴	۱۰/۰۴	۱۱/۱۸	۱۰/۷۲	۱۱/۲۱
MnO	۰/۱۳	۰/۱۳		۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵
MgO	۷/۱۲	۸/۲۱		۹/۱۰	۸/۱۵	۸/۱۳	۹/۰۳	۹/۹۷	۸/۴۶
CaO	۱۰/۶۴	۹/۳۸		۱۰/۲۹	۱۰/۳۵	۱۰/۳۲	۱۱/۲۷	۱۰/۲۳	۱۱/۷۶
Na ₂ O	۴/۰۹	۴/۰۱		۳/۲۳	۳/۲۳	۲/۲۳	۴/۳۲	۳/۹۱	۴/۲
K ₂ O	۲/۰۷	۱/۷۷		۱/۱۷	۱/۲۸	۱/۲۷	۰/۸۲	۱/۰۸	۰/۶۸
P ₂ O ₅	۱/۰۱	۰/۹۵		۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۷۳	۱/۰۱	۰/۸۴	۱/۰۴
L.O.I	۱/۵۲	۱/۹۸		۱/۷۸	۱/۸۸	۱/۹۵	۱/۶۶	۱/۴۹	۱/۶۴
Total	۹۹/۵۸	۹۹/۸۰		۱۰۰/۵۸	۱۰۰/۵۵	۱۰۰/۳۵	۹۹/۹۰	۱۰۰/۱۸	۹۹/۴۵
Ba	۴۵۲	۵۴۲	۴۷۶	۲۸۳	۲۹۶	۳۰۱	۶۱۷	۶۸۵	۶۳۸
Sr	۲۱۵۶	۲۰۹۲	۲۱۴۳	۱۱۳۲	۱۲۰۳	۱۲۲۰	۱۷۲۸	۱۳۵۹	۱۸۴۵
Cs	۱/۱۸	۰/۹۲	۲/۴۶	۰/۴۲	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۸۱	۱/۲۸	۰/۸۲
Rb	۱۹/۹۳	۲۳/۳۸	۱۱/۱۶	۱۴/۵۹	۱۵/۳۸	۱۵/۳۲	۲۴/۳۲	۲۰/۴۰	۲۴/۹۳
Zr	۱۴۵	۱۷۶	۱۴۲	۱۳۷	۱۴۳	۱۴۲	۱۸۰	۱۶۸	۱۷۷
Hf	۳/۶۹	۴/۳۱	۳/۶۹	۲/۹۷	۳/۰۶	۳/۰۱	۴/۲۰	۴/۲۹	۴/۳۳
Ta	۱/۰۱	۱/۴۰	۱/۰۱	۱/۳۰	۱/۳۴	۱/۳۳	۱/۶۵	۱/۷۲	۱/۸۰
Nb	۱۹/۵۰	۲۵/۹۰	۱۹/۱۰	۲۵	۲۵/۸۰	۲۵/۴۰	۳۱/۹۰	۲۹/۷۰	۳۲/۴۰
Y	۱۴/۴۰	۱۶/۵۰	۱۵/۳۰	۱۷/۶۰	۱۸/۴۰	۱۸/۴۰	۲۰/۸۰	۱۸	۲۰/۴۰
U	۰/۵۹	۰/۶۷	۰/۵۷	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۷۸	۱/۱۳	۰/۶۰	۱/۱۰
Th	۲/۶۶	۳/۰۲	۲/۵۲	۳/۴۸	۳/۶۶	۳/۶۳	۵/۱۴	۲/۳۶	۵/۲۴
Zn	۱۱۵/۲۰	۱۰۷/۱۰	۱۱۴/۱۰	۱۱۴/۸۰	۸۸/۸۰	۹۱/۷۰	۱۱۰/۴۰	۹۴/۷۰	۱۱۴/۱۰
Cu	۲۵۱	۱۴۹/۴۰	۲۵۸/۵۰	۱۲۷/۴۰	۱۳۳/۴۰	۱۳۲/۴۰	۱۶۶/۷۰	۱۸۱	۱۸۲/۶۰
Pr	۱۱/۶۶	۱۰/۶۷	۱۱/۳۴	۸/۳۱	۸/۶۵	۸/۶	۱۳/۷۳	۹/۰۱	۱۴/۷۳
Ni	۷۶	۱۰۷/۱۰	۷۶/۳۳	۱۰۰	۶۷/۵۸	۶۵/۹۷	۱۲۱/۳۰	۱۳۰/۴۰	۹۷/۸۶
Co	۴۰/۲۰	۳۶/۹۰	۴۰	۴۱/۸	۳۸/۳	۳۷/۶۰	۴۵	۴۴/۴۰	۴۲/۵۰
Pb	۸/۹۹	۷/۲۰	۶/۵۶	۵/۵۸	۵/۲۶	۵/۴۹	۹/۵۰	۷/۵۶	۱۲/۸۹
V	۳۶۵/۸	۲۶۸	۳۷۲/۱	۲۷۳/۴	۲۸۴/۷	۲۸۴	۲۷۰/۲۰	۳۱۷/۹۰	۲۸۹/۴۰
Ga	۲۲/۹	۲۲	۲۲/۷	۱۸/۴	۱۸/۸	۱۸/۹	۲۰/۴۰	۱۹/۳۰	۲۱/۸۰
La	۳۸/۸	۳۷/۶	۳۷/۲	۳۴/۳	۳۵/۶	۳۵/۲	۵۱/۶۰	۳۱/۲۰	۵۶/۸۰
Ce	۸۸/۳	۸۲/۱	۸۵/۲	۶۹/۱	۷۱/۸	۷۱/۲	۱۰۸/۵۰	۶۹/۷۰	۱۱۷/۴۰
Nd	۴۶/۳۸	۴۲/۰۴	۴۵/۱۸	۳۲/۰۴	۳۳/۴۵	۳۳/۰۸	۵۳/۸۶	۳۵/۹۰	۵۷/۳۲
Sm	۷/۸۰	۷/۳۵	۷/۶۱	۵/۸۱	۶/۰۵	۶/۰۵	۹/۶۵	۶/۵۰	۹/۹۱
Eu	۲/۱۴	۲/۱۲	۲/۱۸	۱/۷۵	۱/۸۲	۱/۸۲	۲/۷۰	۱/۹۳	۲/۷۸
Gd	۵/۱۲	۵/۳۵	۵/۳۴	۴/۷۶	۴/۹۹	۴/۹۵	۷/۱۴	۵/۱۷	۷/۱۴
Tb	۰/۶۴	۰/۷۰	۰/۶۸	۰/۶۶	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۹۳	۰/۷	۰/۹۱
Dy	۳/۱۱	۳/۴۴	۳/۳	۳/۵۱	۳/۶۷	۳/۶۰	۴/۴۶	۳/۶۷	۴/۴۶
Ho	۰/۵۳	۰/۶۰	۰/۵۸	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۷۷	۰/۶۸	۰/۷۴
Er	۱/۲۹	۱/۴۸	۱/۴۲	۱/۷۲	۱/۷۸	۱/۷۸	۱/۸۳	۱/۷۶	۱/۸۳
Tm	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۳
Yb	۰/۹۷	۱/۱۸	۱/۱۴	۱/۴۴	۱/۵۲	۱/۴۸	۱/۴۱	۱/۴۷	۱/۳۷
Lu	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۰

جدول ۵-۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه که توسط سایر پژوهشگران (کدخدایی، ۱۳۹۵؛ برهمند، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ حاجیلو، ۱۳۹۳) مطالعه شده است. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد.

مکان	رضا آباد									کلات سادات					
آزمایشگاه	Act lab کاتادا									Acme labs کاتادا					
نمونه‌ها	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K6
SiO ₂	۴۳/۶۴	۴۶/۰۴	۴۹/۲	۴۵/۴۸	۴۷/۳۳	۴۷/۶۵	۴۹/۴۶	۴۹/۱۴	۴۸/۶۵	۴۵/۳	۵۱/۴	۴۸/۶	۴۶/۳	۴۵/۳	۴۵/۸
TiO ₂	۱/۹۱	۱/۸۳	۱/۳۳	۱/۹۳	۱/۳۳	۱/۵	۱/۱۲	۱/۲	۱/۲۷	۱/۴۵	۱/۱۶	۱/۴۶	۱/۴۰	۱/۴۵	۱/۴۱
Al ₂ O ₃	۱۳/۹۲	۱۴/۸۷	۱۸/۱۷	۱۴/۶۸	۱۶/۰۱	۱۵/۴۲	۱۵/۷۷	۱۶/۴	۱۶/۴۸	۱۵/۳۵	۱۷/۰۵	۱۵/۰۴	۱۵/۷۵	۱۵/۴۰	۱۵/۳
Fe ₂ O ₃	۱۱/۲۸	۱۱/۱۸	۹/۰۹	۱۰/۲۶	۹/۲۶	۸/۹۱	۷/۸۶	۸/۵۵	۸/۷	۱۰/۳۰	۸/۰۹	۹/۳۳	۱۰/۰۵	۱۰/۲۰	۱۰/۱
MnO	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵
MgO	۸/۴۹	۷/۸۷	۴/۴۲	۴/۵۷	۷/۱	۶/۷	۶/۴۱	۷/۰۴	۷/۱۴	۵/۹۵	۴/۹۰	۶/۶۲	۸/۵۹	۹/۷۱	۱۰/۳
CaO	۱۲/۰۱	۹/۷۴	۹/۲۲	۱۰/۹۱	۱۰/۲۱	۱۰/۶۲	۸/۸۴	۹/۷۹	۱۰/۰۲	۹/۶۸	۸/۸۶	۶/۷۶	۹/۷۷	۹/۷۲	۹/۵۷
Na ₂ O	۴/۳۵	۳/۹۳	۴/۰۶	۴/۱۶	۴/۰۳	۴/۶۳	۵/۱۶	۳/۹۸	۳/۸۵	۲/۹۵	۳/۷۱	۵/۱۲	۳/۲۸	۲/۹۲	۳/۲۸
K ₂ O	۰/۶۱	۱/۵۷	۱/۵۱	۱/۸۵	۱/۸۹	۱/۵۹	۱/۱۳	۱/۴۳	۱/۵۶	۱/۲۲	۱/۵۲	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۳۲	۰/۹۴
P ₂ O ₅	۰/۹۶	۰/۷۸	۰/۵۱	۰/۹۲	۰/۷۵	۰/۹۵	۰/۶۹	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۵۷	۰/۴۴	۰/۷۴	۰/۷۰	۰/۵۷	۰/۵۶
L.O.I	۲/۱	۱/۵	۲	۱/۵	۱/۵	۱/۴	۳	۱/۳	۱/۱	۲/۹۶	۲/۸۰	۳/۸۹	۱/۶۷	۲/۲۴	۱/۷۶
Total	۹۹/۴۳	۹۹/۴۶	۹۹/۶۵	۹۶/۳۹	۹۹/۵۵	۹۹/۵	۹۹/۵۵	۹۹/۵۷	۹۹/۵۴	۹۵/۸۹	۱۰۰/۱	۹۸/۵	۹۸/۹	۹۹/۹۸	۹۹/۱
Ba	۶۰۴	۵۱۰	۳۱۷	۴۵۷	۴۲۸	۴۷۰	۳۳۰	۳۱۸	۳۴۳	۲۰۸	۲۶۰	۷۴۵	۲۶۲	۲۰۶	۲۰۸
Sr	۱۸۰۰	۱۶۶۱	۱۰۶۰	۱۹۱۶	۱۳۲۵	۱۷۵۴	۱۷۲۴	۱۲۵۷	۱۳۲۷	۸۴۷	۷۴۳	۱۰۳۵	۱۱۶۰	۸۶۳	۷۶۹
Cs	۰/۷	۰/۵	۰/۴	۰/۹	۱/۱	۰/۹	۰/۶	۱	۱/۱	۰/۵۵	۰/۳	۰/۲۵	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۶۱
Rb	۲۱/۷	۱۸	۲۲/۹	۲۳/۹	۳۴/۸	۱۵	۱۴	۲۴/۸	۲۹/۴	۱۶/۶	۲۲/۶	۱۶/۶	۱۴/۷	۱۷/۴	۱۰/۹
Zr	۱۵۸/۸	۱۴۸/۷	۱۲۷/۷	۱۵۳/۵	۱۶۱/۹	۱۶۳/۵	۱۲۳	۱۳۲/۴	۱۳۶/۷	۱۴۲	۱۳۱	۱۳۷	۱۲۹	۱۴۵	۱۳۴
Hf	۳/۹	۳/۷	۲/۸	۳/۸	۳/۹	۳/۹	۳/۲	۳/۱	۳	۳/۳	۳/۲	۳/۴	۳	۳/۳	۳/۲
Ta	۱/۸	۱/۵	۰/۹	۹/۰	۱/۱	۱/۲	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۱/۴	۱/۲	۱	۱/۳	۱/۵	۱/۴
Nb	۲۸/۳	۲۴/۸	۱۶/۴	۱۷/۷	۲۰	۲۰/۶	۱۳/۲	۱۸/۱	۱۷/۷	۲۴/۶	۱۹/۵	۱۸/۲	۲۳	۲۴/۹	۲۲/۹
Y	۱۷/۶	۱۲/۸	۲۰/۱	۱۳/۴	۱۷	۱۵/۳	۱۱/۵	۱۵/۳	۱۵/۸	۱۸/۶	۱۶/۴	۱۴/۹	۱۶/۳	۱۸/۵	۱۷/۸
U	۱/۱	۰/۶	۱/۳	۰/۸	۱	۰/۹	۱	۱	۰/۹	۲/۴۷	۰/۸۷	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۶	۰/۵۷
Th	۵	۲/۴	۵/۵	۴/۳	۴/۷	۵	۳/۶	۴	۳/۷	۲۳۱	۳/۶۶	۳/۲۳	۳/۷۲	۲/۵	۲/۵۵
Zn	۹۵	۸۸	۶۰	۷۹	۷۲	۸۳	۵۷	۷۲	۶۹	-	-	-	-	-	-
Cu	۱۶۳	۲۲۵/۵	۵۲/۳	۱۷۷	۱۰۸/۳	۱۴۷/۸	۱۰۴	۱۰۸/۱	۱۰۹	-	-	-	-	-	-
Pr	۱۳/۴۱	۸/۳۹	۷/۱۳	۱۱/۷	۹/۸۴	۱۲/۰۱	۸/۰۲	۷/۴۹	۸/۰۵	۱۳/۴۱	۵/۸۲	۸/۶۶	۸/۱۳۲	۶/۷	۶/۳۷
Ni	۱۳۲	۱۳۴	۱۴۳	۸۵/۸	۷۳/۵	۶۰/۴	۶۹	۹۰/۴	۸۰/۹	-	-	-	-	-	-
Co	۴۲/۳	۴۱/۳	۲۸/۴	۳۸/۸	۳۲/۱	۳۱/۵	۲۹/۱	۳۱/۵	۳۳/۱	-	-	-	-	-	-
V	۲۷۷	۳۱۹	۲۳۳	۳۲۶	۲۳۲	۲۵۶	۲۳۵	۲۰۹	۲۳۲	۵/۲۸	۲۰۶	۲۴۳	۲۳۱	۲۱۹	۲۱۷
Ga	۱۹/۸	۲۰/۳	۱۹/۹	۲۰/۸	۲۰/۳	۱۹/۳	۲۰/۱	۱۸/۷	۱۹/۵	۱/۶۶	۱/۷۲	۱۳/۹	۱۶/۸	۱۶/۸	۱۶/۲
La	۵۴/۷	۳۰/۶	۳۳/۷	۴۱/۷	۳۸/۸	۴۶/۶	۳۳/۱	۳۴/۹	۳۳/۳	۴/۹۹	۲۴/۴	۲۹/۳	۲۵/۸	۲۵/۵	۲۴/۳
Ce	۱۰۷/۴	۶۷/۹	۶۱	۸۶/۹	۷۷/۱	۹۲/۴	۶۳/۳	۶۴	۶۵	۵۳/۹	۴۷/۵	۶۶/۱	۶۸/۱	۵۲/۹	۵۰/۶
Nd	۵۱/۶	۳۴/۳	۲۸/۶	۴۷/۱	۴۰/۴	۴۷/۶	۳۱/۳	۳۰/۳	۳۲	۲۷/۴	۲۲/۱	۳۴/۴	۳۲	۲۶/۱	۲۴/۹
Sm	۸/۷۱	۵/۷	۵/۴۶	۷/۶۲	۷/۰۴	۷/۸۸	۵/۱	۵/۲	۵/۴۵	۵/۲۸	۴/۳۱	۶/۰۱	۵/۸۱	۵/۰۳	۴/۹۷
Eu	۲/۴۷	۱/۷۶	۱/۶۷	۲/۲۴	۲/۱۲	۲/۲۴	۱/۵	۱/۵۱	۱/۷	۱/۶۶	۱/۳۴	۱/۷۷	۱/۸۱	۱/۶۵	۱/۶
Gd	۶/۶۵	۴/۷۴	۴/۸۷	۶/۱۱	۵/۷۷	۶/۰۹	۴/۰۹	۴/۳۸	۴/۵۶	۴/۹۹	۴	۵/۲۸	۵/۱۱	۴/۸۹	۴/۶۵
Tb	۰/۸۴	۰/۶۱	۰/۷	۰/۷۲	۰/۷۴	۰/۷۲	۰/۵۴	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۶۱	۰/۷	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۶۹
Dy	۳/۸۲	۳/۰۲	۳/۷۵	۳/۱۹	۳/۸۳	۳/۳۷	۲/۴۷	۳/۲۴	۳/۱۷	۳/۸۳	۳/۲۲	۳/۲۷	۳/۴۹	۳/۷۳	۳/۶۵
Ho	۰/۶۶	۰/۵۳	۰/۶۸	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۵۴	۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۶۱	۰/۷۴	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۷۱
Er	۱/۶۵	۱/۲۵	۱/۹۳	۱/۳۵	۱/۷۴	۱/۳۹	۱/۰۹	۱/۴۶	۱/۶۷	۱/۹۹	۱/۷۸	۱/۵۵	۱/۷۴	۲/۰۲	۱/۹۵
Tm	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۳	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲	۰/۲۵	۰/۳	۰/۲۹
Yb	۱/۳۵	۱	۱/۸۷	۰/۹۴	۱/۵۲	۱/۰۹	۱/۰۲	۱/۳۸	۱/۳۷	۱/۶۹	۱/۵۲	۱/۲۶	۱/۳۹	۱/۷۴	۱/۵۹
Lu	۰/۲	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۱۵	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۵

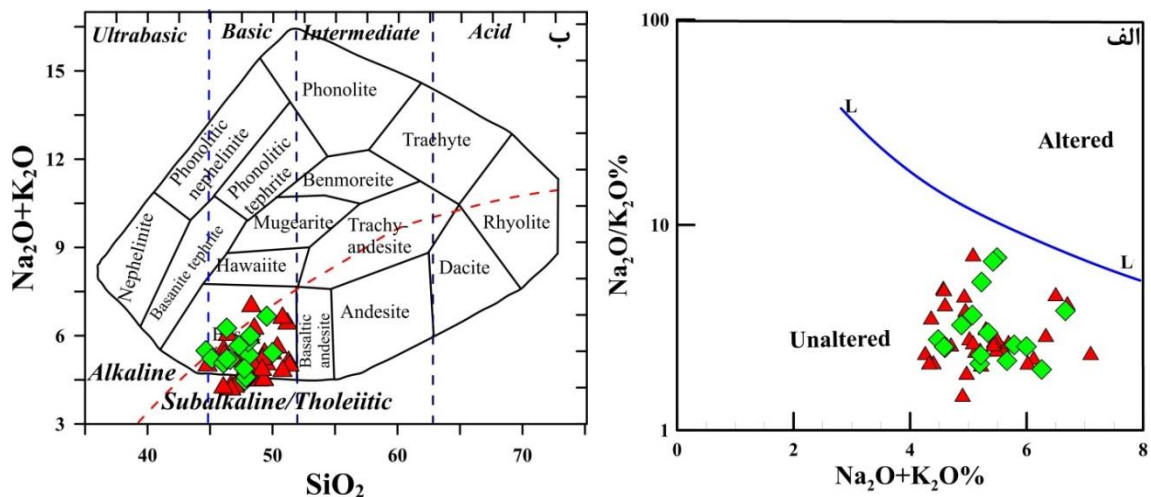
ادامه جدول ۵-۲

مکان		کلات سادات							احمدآباد				مقیسه		
آزمایشگاه		Acme labs کاتادا							ALS Chemex کاتادا				Acme labs کاتادا		
نمونه-	K-7	KH-1	KH-	KH-	KH-	KH-	KH-	A-1	A-2	A-3	A-4	KH-	KH-	KH-	
SiO ₂	۴۵/۳	/۷۳	۴۳/۸	/۶۲	/۴۴	/۳۵	/۵۹	/۷۰	۴۷/۷	۴۷/۸	۴۷/۸	۴۶	/۸۵	/۷۱	/۱۹
TiO ₂	۱/۶۵	۱/۵۲	۱/۴۸	۱/۳۹	۱/۴۳	۱/۵۲	۱/۳۶	۱/۳۵	۱/۲۹	۱/۳۰	۱/۲۶	۱/۶۰	۱/۸۶	۱/۶۵	۱/۶۸
Al ₂ O	/۴۵	/۹۵	/۱۸	/۵۷	/۰۳	/۰۲	/۵۱	/۹۶	/۶۰	/۶۵	/۶۰	/۲۵	/۶۹	/۲۵	/۵۰
Fe ₂ O	۹/۴۷	/۸۴	/۶۸	۹/۶۴	/۱۱	/۶۱	۹/۸۶	۹/۰۴	۸/۶۹	۸/۷۲	۸/۶۱	۹/۰۹	/۷۱	/۹۵	/۳۵
MnO	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴
MgO	۶/۸۴	۷/۶۹	۱۱	۷/۱۵	۷/۲۸	۷/۷۳	۸/۵۱	۶/۵	۹/۰۴	۸/۹۷	۹/۰۷	۷/۲۷	۷/۹۱	۷/۹۳	۷/۹۱
CaO	۸/۲۲	۹/۴۸	۹/۸۵	۸/۶۳	۸/۸۱	۹/۷۵	۷/۱۳	۸/۵۹	۹/۳۱	۹/۲۸	۹/۲۹	/۰۵	/۰۴	۹/۷	۹/۷۹
Na ₂ O	۴/۶۷	۳/۹۴	۲/۸۲	۳/۳۱	۳/۸۳	۳/۵۵	۳/۸۴	۳/۵۱	۳/۶۷	۳/۶۱	۳/۶۸	۳/۱۲	۳/۳۱	۳/۸۱	۳/۷۲
K ₂ O	۱/۹۷	۰/۹۷	۱/۳۱	۱/۳۶	۱/۱۷	۱/۳۲	۰/۸۲	۱/۳۳	۰/۷۵	۰/۸۷	۰/۷۶	۱/۶۴	۱/۶۲	۱/۳۹	۱/۴۵
P ₂ O ₅	۰/۹۶	۰/۷۰	۰/۷	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۶۰	۰/۶۰	/۵۱	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۹۹	۱/۱۸	۰/۷۲	/۷۲
L.O.I	۵/۶۶	۱/۱۵	۱/۵۹	۱/۱۵	۱/۰۴	۱/۶۵	۱/۰۹	۱/۸۸	۱/۵۵	۱/۷۰	۱/۴۰	۲/۸۸	۱/۷۷	۱/۶۷	۱/۵۴
Total	/۳۲	/۱	/۵۵	/۶۲	/۹۴	/۳	/۴۵	/۶	۹۸/۴	/۵۲	/۱۲	/۰۱	/۰۸	/۹	/۹
Ba	۶۶۶	۲۳۳	۱۹۷	۲۱۹	۲۱۰	۲۱۹	۲۱۰	۲۲۴	۲۲۶	۲۳۰	۲۱۶	۴۶۱	۴۱۸	۲۶۵	۲۶۰
Sr	۶۳۱	۱۰۶۱	۸۶۱	۹۶۵	۹۸۹	۱۰۸۱	۹۵۷	۱۰۶۱	۷۶۵	۷۷۰	۷۵۰	۲۳۳۰	۱۹۹۶	۲۱۷۰	۱۹۸۰
Cs	۰/۲۵	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۸۹	۰/۵۹	۰/۸	۰/۳	۲/۴	۲/۲۵	۲/۰۶	۰/۴۹	۰/۹	۰/۴۹	۰/۴
Rb	۳۹/۹	۰/۰	۱۲/۷	/۰۵	/۸۸	/۶۱	۰/۲	۷/۷	۱۸	۱۷/۱	۲۴/۸	۲۱/۲	۱۹/۱	/۰۱	۷/۷
Zr	۱۹۰	۱۹۶	۱۸۵	۲۰۶	۱۸۸	۱۹۶	۱۷۹	۱۳۸	۱۴۹	۱۵۱	۱۴۱	۱۳۹	۱۱۸	۱۴۷	۱۱۰
Hf	۴/۷	۳/۹۳	۲/۹۳	۳/۹۳	۲/۹۷	۳/۹۳	۳	۲/۹۸	۳/۳	۳/۲	۳/۲	۳/۳	۱/۹۸	۲/۹۵	۳
Ta	۱/۸	۱/۵۷	۱/۶۷	۱/۵۷	۱/۵۸	۱/۵۷	۱/۴	۱/۱	۱/۱	۱/۱	۱	۰/۹	۱/۰۹	۰/۵	۰/۶
Nb	۳۱/۹	۳۷/۳	۳۳/۲	۳۹/۲	۳۷/۶	۳۸/۳	۳۵	۲۶/۷	۱۷/۱	۱۷/۵	۱۶/۵	۱۷/۵	۱۲/۸	۱۵/۷	۱۲
Y	۱۶/۱	۲۰/۶	۲۳/۵	۲۲/۶	۲۰/۸	۲۱/۶	۲۰	۱۳/۹	۱۷/۷	۱۸/۶	۱۷/۳	۱۳	۲۰/۸	۱۸/۷	۱۴
U	۰/۹۷	۰/۷۵	۰/۶۱	۰/۸۵	۰/۸۳	۰/۷۵	۰/۷۳	۰/۸۹	۰/۶۴	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۸۴	۰/۷۴	۰/۶۶	۰/۵
Th	۴/۰۶	۲/۶۵	۲/۱۵	۲/۶۵	۲/۷۷	۲/۶۵	۲/۶	۳/۳۷	۲/۳۹	۲/۴۳	۲/۸۳	۳/۶۲	۳/۱۶	۲/۱۶	۲
V	۲۸۷	۲۴۳	۲۳۶	۲۴۹	۲۴۴	۲۴۶	۲۳۹	۲۶۱	۲۰۱	۲۰۵	۱۹۷	۲۵۲	۳۱۴	۳۴۲	۳۴۰
Ga	۱۷/۱	۲۰/۶	۱۷/۶	۲۱/۶	۱۹/۸	۲۰/۶	۱۹/۹	۱۶/۸	۱۵/۹	۱۶/۵	۱۶	۱۸/۶	۲۳/۷	۲۲/۵	۱۶
La	۴۳/۴	۵۳/۱	/۱۸	/۶۸	/۲۳	/۳۳	۴/۷۵	۴/۷۵	۲۲/۳	۲۲/۶	۲۱/۵	۴۰/۳	/۶۷	۴۲/۹	۴۲/۷
Ce	۹۳/۷	۴۷/۲	۴۶/۹	۵۳	۵۴/۴	۵۴	۵۲/۸	۵۰/۶	۴۷/۴	۴۹/۱	۴۵/۶	۸۷/۴	۸۴/۹	/۰۱	۵۴
Pr	۱۲/۳	۶/۴	۶/۱	۶/۵	۶/۶	۶/۵	۶/۵	۶/۱	۶/۴۸	۶/۶۵	۶/۱۸	/۹۵	۱۰/۸	۷/۲	۷/۲
Nd	۴۷/۴	۲۶/۵	۲۵/۴	۲۶/۵	۲۶/۷	۲۶/۵	۲۵/۹	۲۳/۸	۲۶	۲۶/۵	۲۴/۶	۴۷/۷	۴۳/۴	۳۱/۴	۳۰
Sm	۸/۳۳	۴/۸۱	۴/۶۹	۴/۸۱	۴/۶۵	۴/۷۱	۴/۷۸	۴/۰۶	۵/۱۵	۵/۲۲	۴/۹۵	۸/۱۶	۷/۱۱	۵/۵۹	۹/۴
Eu	۲/۲۹	۱/۶۷	۱/۶۶	۱/۶۷	۱/۶۸	۱/۷۷	۱/۶۹	۱/۴۹	۱/۵۴	۱/۶۱	۱/۵۴	۲/۱۳	۲/۳۷	۱/۸۷	۱/۸
Gd	۶/۶۶	۴/۴۲	۴/۵	۴/۶۲	۴/۶۵	۴/۷۲	۴/۵۹	۳/۹۷	۴/۵۹	۴/۸۴	۴/۵۵	۶/۳۷	۵/۸۳	۴/۷۲	۴/۸
Tb	۰/۸۱	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۲	۰/۶	۰/۷	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۷	۰/۶۲	۰/۶۱
Dy	۳/۵۴	۳/۲	۳/۶	۳/۲	۳/۲	۳/۲	۳/۲	۲/۶	۳/۶	۳/۶۷	۳/۵۲	۳/۰۶	۳/۳	۲/۹	۲/۹
Ho	۰/۶۲	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۶۶	۰/۶۱	۰/۵	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۵۲	۰/۶	۰/۵۲	۰/۵۲
Er	۱/۵۹	۱/۷۷	۱/۸۶	۱/۷۷	۱/۷۸	۱/۵۷	۱/۴	۱/۲۹	۲/۰۴	۲/۰۱	۲/۰۴	۱/۵	۱/۳۸	۱/۳۸	۱/۳
Tm	۰/۲۱	۰/۳	۰/۵	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴	۰/۳	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۷	۰/۲	۰/۲	۰/۲
Yb	۱/۱۷	۱/۵	۱/۴	۱/۵	۱/۵	۱/۵	۱/۴	۱	۱/۶۷	۱/۶۸	۱/۷۱	۱	۱/۱	۰/۹	۱/۱
Lu	۰/۱۶	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۶

۳-۵- رده بندی شیمیایی

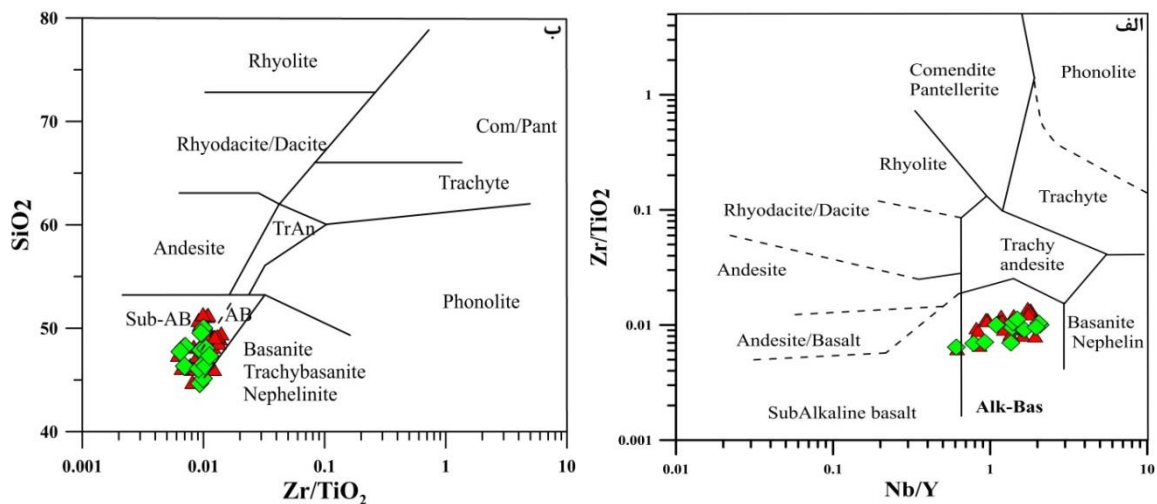
رده بندی شیمیایی از دقیق ترین و کاربردی ترین روش های شناسایی و رده بندی سنگ های آذرین است که به سهولت و با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اُکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب انجام می شود. این رده بندی به خصوص در مورد سنگ های آتشفشانی کاربرد بسیار وسیعی دارد. در این روش از معیارهای مختلف شیمیایی استفاده می شود. که در بین آن ها مقدار سیلیس و آلکالی ها از اهمیت خاصی برخوردار هستند.

در سنگ های مورد مطالعه میزان LOI برخی نمونه ها بالاتر از ۲ درصد وزنی می باشد، لذا ممکن است تمرکز عناصری نظیر Na و K در اثر دگرسانی پساماگمایی تغییر نموده باشد و نتیجه مطلوبی حاصل نشود. بنابراین برای تشخیص بروز دگرسانی در نمونه ها، از نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Takanashi et al., 2011) استفاده گردید. بر این اساس، سنگ های آتشفشانی منطقه دارای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ پایین بوده و لذا تأثیر دگرسانی پساماگمایی بر روی این عناصر حداقل بوده است (شکل ۵-۱، الف). بر اساس نمودار طبقه بندی ژئوشیمیایی (Cox et al., 1979)، نمونه های مورد بررسی در محدوده بازالت و هاوائیت قرار گرفته اند (شکل ۵-۲، ب). در این دیاگرام محدوده آلکالن از تولییتی/ ساب آلکالن جدا می گردد، که بر این اساس اکثر نمونه های مورد مطالعه در محدوده آلکالن واقع شده اند. چون عناصر قلیایی در طی فرآیندهای دگرسانی متحرک هستند، ممکن است نام گذاری سنگ ها بر اساس آن ها با خطا مواجه شود، بنابراین از نمودار مبتنی بر عناصر کم تحرک مانند Nb, Ti, Zr و Y نیز در رده بندی نمونه ها استفاده شده است. در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) و Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) سنگ های آتشفشانی منطقه در قلمرو آلکالی-بازالت قرار می گیرند (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی بر روی نمودارهای (الف) Na_2O+K_2O در مقابل Na_2O/K_2O (Takanashi et al, 2011). بر این اساس تمام نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده غیر دگرسان شده واقع شده‌اند، (ب) SiO_2 در برابر $Na_2O + K_2O$ (Cox et al., 1979).

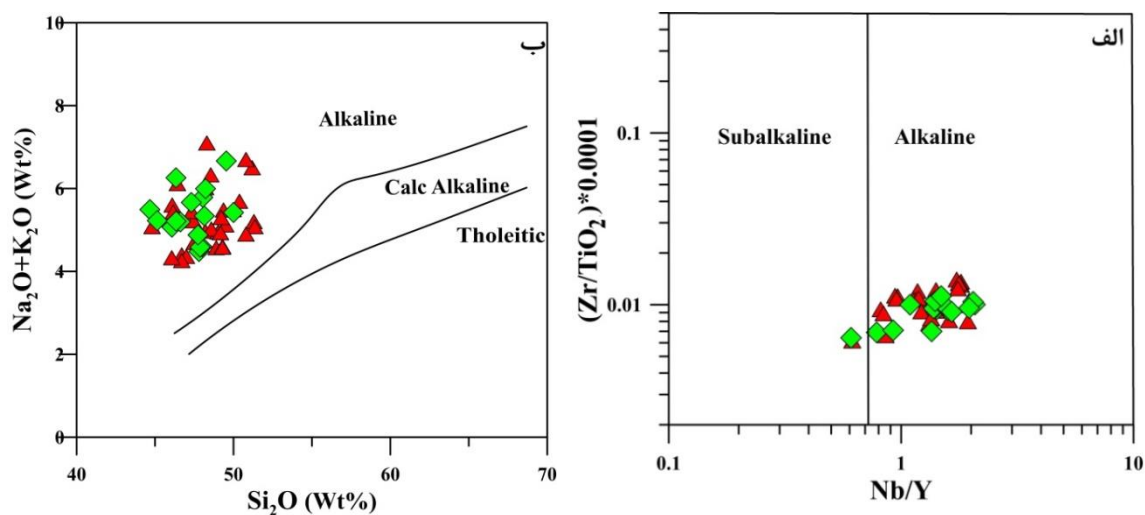
در تمامی نمودارها، نتایج آنالیز در این پژوهش با نماد (▲) و داده‌های سایر پژوهشگران با نماد (◆) نمایش داده شده‌اند.



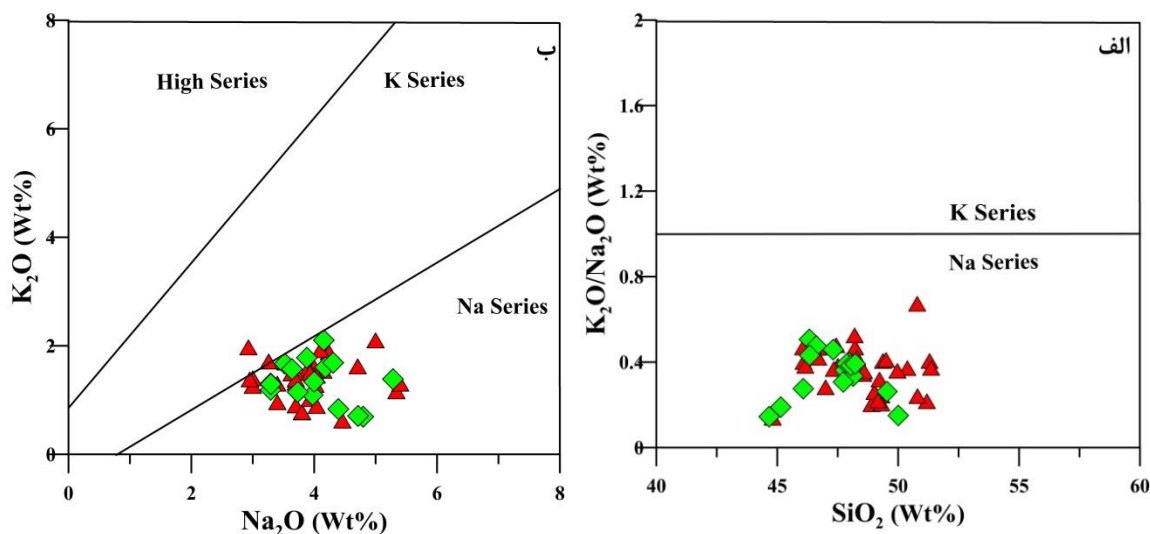
شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه بر روی نمودار، (الف) Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, ۱۹۷۷)، (ب) Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977).

همچنین از نمودار Nb/Y در مقابل $(Zr/TiO_2) * 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977) و SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Irvine & Baragar, 1971) برای تعیین سری ماگمایی سنگ-های مورد مطالعه استفاده شده است. بر اساس این نمودارها، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری‌های قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۳-۵، الف و ب). ماهیت قلیایی ماگماهای بازی می‌تواند توسط دو سازوکار مهم شامل نرخ پایین ذوب بخشی سنگ منبع و یا ذوب بخشی گوشته دگرنهاد ایجاد شود (McBirney, 1993; Gill, 2010).

از نمودارهای تغییرات K_2O در برابر Na_2O (Middlemost, 1975) و تغییرات K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (Emami, 1981) برای تفکیک سری‌های سدیک و پتاسیک از یکدیگر استفاده شد، که بر اساس این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع سدیک می‌باشند (شکل ۴-۵، الف و ب).



شکل ۳-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای الف) Nb/Y در برابر $(Zr/TiO_2) * 0.0001$ (Winchester & Floyd, ۱۹۷۷) ب) SiO_2 برابر Na_2O+K_2O (Irvine & Baragar, ۱۹۷۱).



شکل ۴-۵- نمودارهای تفکیک سری‌های سدیک و پتاسیک، الف) تغییرات K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (Emami, 1981)، ب) تغییرات K_2O در برابر Na_2O (Middlemost, 1975).

۴-۵- بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات

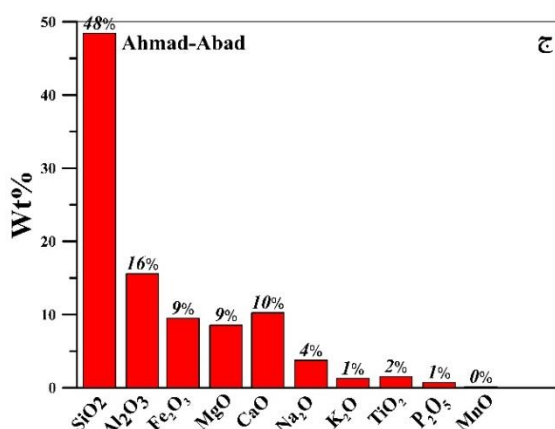
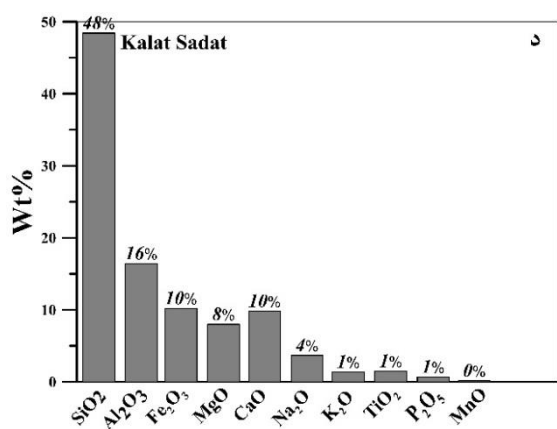
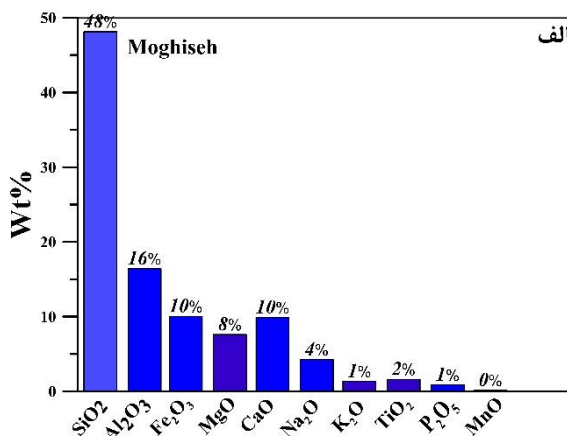
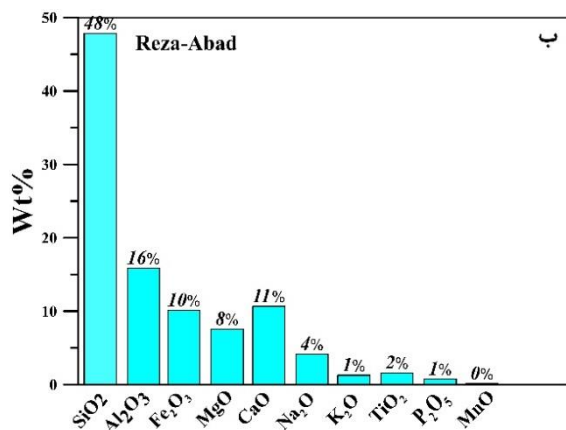
به‌منظور بررسی روند تغییرات بین سنگ‌های آذرین یک ناحیه و همچنین تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای تغییرات توسط پترولوژی ست‌های مختلف ارائه شده‌اند. این نمودارها از نوع دو یا سه متغیره می‌باشند که از آن جمله می‌توان به نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (Harker, 1909) و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO اشاره کرد. نمودار هر یک از پر استفاده‌ترین ابزارهای نمایش داده‌های عناصر اصلی است. در این نمودار SiO_2 معمولاً در حکم پارامتر مورد استفاده برای بسیاری از مجموعه‌های سنگی آذرین و رسوبی دارای کوارتز متغیر به کار می‌رود، زیرا سازای اصلی سنگ است و بیش از اکسیدهای دیگر تغییر را نشان می‌دهد. یکی از پرکاربردترین جایگزین‌های نمودار هارکر نمودار-های فنر می‌باشند. این نمودارها برای سری‌های سنگی دارای اعضای مافیک

فراوان بسیار مناسب هستند، زیرا ممکن است در سنگ‌های مافیک گستره‌ی غلظت SiO_2 کم باشد. از سوی دیگر، MgO سازنده‌ی مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه‌ی حضور فازهای منیزیم‌دار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آن در هنگام تبلور جزء به جزء نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

بر همین اساس جهت بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و نیز بررسی پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما در سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای هارکر و فنر استفاده شده است که به شرح آن‌ها می‌پردازیم.

۱-۴-۵- نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 و MgO

میانگین مقادیر عناصر اصلی در رُخنمون‌های منطقه کلات‌سادات، رضاآباد، احمدآباد و مقیسه در شکل ۵-۵ به صورت هیستوگرام ارائه شده است. این دیاگرام‌ها نشان دهنده نوعی ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها است. به طوری که شباهت و یکنواختی ترکیب شیمیایی کلی سنگ‌های بازالتی در این چهار رُخنمون می‌تواند بیانگر درگیر بودن سازوکارهای مشابهی در ژنز و تحولات ماگمایی آن‌ها باشد (شکل ۵-۵). در این بخش با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 و MgO ، روند تغییرات و تحولات ماگمایی مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۵-۵- میانگین مقادیر عناصر اصلی در رخنمون‌های منطقه، الف) مقیسه، ب) رضآباد، ج) احمدآباد، د) کلات سادات

الف) Al_2O_3 در برابر SiO_2 و MgO

Al_2O_3 با افزایش SiO_2 روند افزایشی و با افزایش MgO روند کاهشی، همراه با اندکی پراکندگی نشان می‌دهد (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷). تبلور و تفریق محدود کانی‌های مافیک مانند آلیوین و پیروکسن در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگمایی موجب افزایش نسبی میزان Al_2O_3 شده است. در مراحل اولیه تبلور، Al_2O_3 در ساختمان این کانی‌ها وارد نمی‌شود. در نتیجه مقدار آن در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد و با افزایش آن شرایط برای تبلور پلاژیوکلاز فراهم می‌شود، به طوری که در نمونه‌های تفریق یافته پلاژیوکلاز بیشتر می‌شود.

ب) TiO_2 در برابر SiO_2 و MgO

Ti به دلیل شعاع یونی مشابه با Fe و Al می‌تواند در کانی‌های مافیک جانشین این عناصر شود. پیروکسن‌ها از جمله کانی‌های هستند که عمل جانشینی این عناصر در آن‌ها صورت می‌گیرد. Ti در پیروکسن جانشین Al می‌شود، همچنین Ti می‌تواند کانی‌های خاص خود از قبیل ایلمنیت، تیتانومگنتیت را تشکیل دهد. دامنه تغییرات TiO_2 بین ۰/۹ تا ۱/۹۷ درصد وزنی می‌باشد. این اکسید با افزایش MgO روندی صعودی و با افزایش SiO_2 روندی نزولی را از خود نشان می‌دهد. این روندها نشان‌دهنده این هستند که مگنتیت و تیتانومگنتیت یکی از فازهای اصلی تبلور در سنگ‌های منطقه می‌باشند. این امر با مطالعات و شواهد پتروگرافی و حضور این کانی‌ها در سنگ‌های بازالتی و آلیوین بازالتی منطقه حدوداً سازگار است (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

پ) CaO در برابر SiO_2 و MgO

محدوده تغییرات CaO در سنگ‌های منطقه بین ۸/۶ تا ۱۲/۱۳ درصد وزنی می‌باشد. این اکسید با افزایش SiO_2 روندی نزولی و با افزایش MgO روندی صعودی تا پراکنده نشان می‌دهد. این امر می‌تواند ناشی از انطباق بر تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های غنی از کلسیم از ماگما و ورود این عنصر به شبکه تبلور آن‌ها باشد (شکل‌های ۵-۶ و ۷). زیرا Ca عمدتاً در کانی پلاژیوکلاز (با درصد آنورتیت بالا) و پیروکسن‌های غنی از کلسیم متمرکز می‌شود. تبلور و جدایش این کانی‌ها موجب کاهش CaO در ماگما و تمرکز آن در بخش متبلور شده خواهد گردید. به‌طور کلی، در مراحل اولیه تبلور ماگمای بازالتی، به دلیل

تبلور آلومین میزان کلسیم در مذاب باقی مانده افزایش می‌یابد و سپس با شروع تبلور پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن روند کاهش میزان آن شروع می‌شود.

پ) MgO در برابر SiO_2

دامنه تغییرات MgO از $4/52$ تا $11/6$ درصد وزنی در تغییر است و فراوانی آن با افزایش SiO_2 کاهش مشخصی می‌یابد. این روند با تبلور کانی‌های مافیک مانند آلومین، پیروکسن و آپیک مطابقت دارد. زیرا منیزیم از عناصری است که در همان ابتدای تفریق، وارد شبکه کانی‌های حرارات بالایی مثل آلومین و پیروکسن می‌شود، در نتیجه در مایع باقی مانده غلظت MgO کاهش می‌یابد (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

ت) Fe_2O_3 در برابر SiO_2 و MgO

Fe_2O_3 نیز مانند MgO با افزایش میزان سیلیس، روند کاهشی را نشان می‌دهد. علت آن سازگار بودن عنصر Fe در طول جدایش ماگمایی است. این عنصر در طول جدایش در کانی‌هایی همچون آلومین، پیروکسن و مگنتیت جای می‌گیرد، بنابراین با زیاد شدن میزان SiO_2 در ماگما، Fe_2O_3 کمتر و کمتر می‌شود و با افزایش MgO روند صعودی را از خود نشان می‌دهد (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

ث) MnO در برابر SiO_2 و MgO

این عنصر جانشین آهن دو ظرفیتی می‌شود و به دلیل شعاع یونی بزرگتر نسبت به آهن دو ظرفیتی، به صورت پذیرفته شده وارد شبکه کانی‌های فرومنیزین مثل پیروکسن و آلومین می‌شود. همان‌طور که در شکل (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷) مشاهده می‌شود با افزایش SiO_2 روند نزولی و با افزایش MgO یک روند صعودی در سنگ‌های مورد مطالعه قابل تشخیص است.

ج) P_2O_5 در برابر SiO_2 و MgO

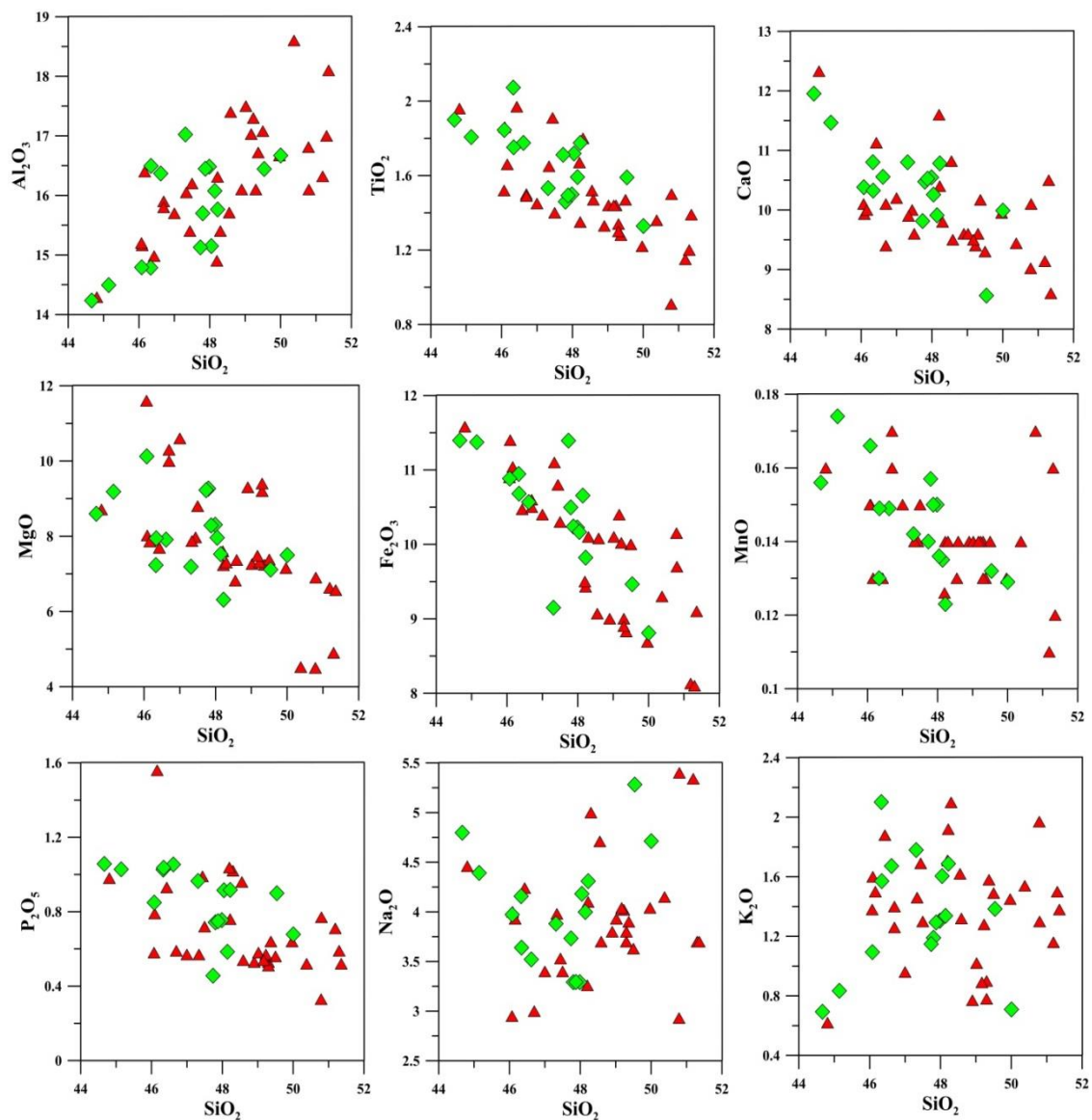
اکسید P_2O_5 دارای دامنه تغییرات ۰/۵۲ تا ۱/۵۶ است و با افزایش SiO_2 همراه با آندکی پراکندگی، کاهش می‌یابد. این وضعیت حاکی از ناسازگار بودن فسفر و تبلور آپاتیت در اواخر مراحل تبلور ماگمایی و تبلور آلیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است (شکل ۵-۶ و ۷-۵).

د) Na_2O در برابر SiO_2 و MgO

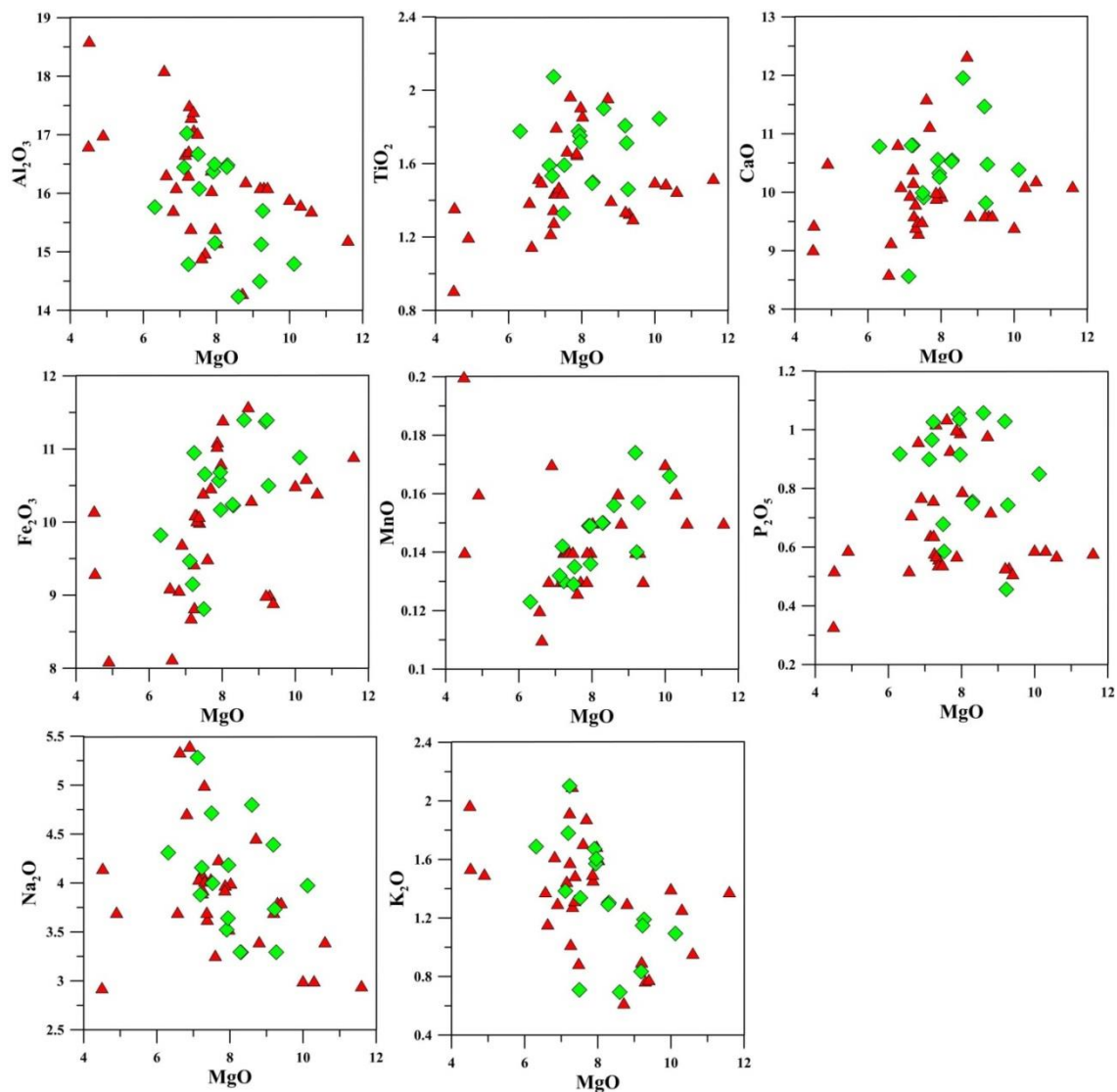
Na جزء عناصر لیتوفیل و مهم قلیایی است که در مراحل انتهایی تفریق یافته و در کانی‌های سدیم‌دار مانند پلاژیوکلازهای سدیک تجمع می‌یابد. بنابراین با افزایش SiO_2 میزان Na_2O افزوده می‌شود. در نمودار مربوط به تغییرات سدیم، نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش SiO_2 روند افزایشی، با آندکی پراکندگی نشان می‌دهند، پراکندگی نمونه‌ها نشان دهنده تحرک بسیار بالای این عناصر در طی دگرسانی است. با افزایش MgO یک روند نزولی در سنگ‌های مورد مطالعه قابل تشخیص است (شکل‌های ۵-۶ و ۷-۵). این روندها بیانگر سیر طبیعی روند تفریق برای واحدهای منطقه است.

و) K_2O در برابر SiO_2 و MgO

نمودار اکسیدهای K_2O در برابر SiO_2 به دلیل تحرک بسیار بالای این عنصر در اثر دگرسانی، از روند پراکنده‌ای برخوردار است. (شکل‌های ۵-۶ و ۷-۵). اما در برابر MgO روند قابل قبولی ارائه می‌دهد و با افزایش آن یک روند نزولی نشان می‌دهد. به‌طور کلی این نمودارها نشان می‌دهند که تبلور تفریقی نقش اصلی را در تحول ژئوشیمیایی ماگمای سازنده بازالت‌ها به عهده داشته است.



شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO₂ برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (Harker, 1909).



شکل ۵-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه

۲-۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر MgO

عناصر کمیاب در طی تحول ماگمایی رفتار بسیار حساسی دارند و نقش آن‌ها در بررسی ژئوشیمی ماگما و ارائه مدل‌های پتروژنتیکی و تکتونوماگمایی بسیار مهم می‌باشند. در دیاگرام‌های فنر به جای اکسیدهای اصلی می‌توان از عناصر کمیاب استفاده کرد و آن‌ها را به‌طور مشابهی تفسیر نمود. توسط این عناصر به‌خوبی می‌توان فرایندهای ذوب‌بخشی و

تبلور بخشی که باعث تحول ماگمایی شده‌اند را از یکدیگر متمایز ساخت (Aldanmaz, et al., 2000). برخی از این عناصر تمایل دارند در فاز کانی حضور داشته باشند که به آن‌ها عناصر سازگار و برخی دیگر تمایل دارند در فاز مذاب باقی بمانند که به آن‌ها عناصر ناسازگار می‌گویند. در این نمودارها از عناصر سازگار Cr، Co، Ni و عناصر ناسازگار Ba، Rb و Sr در برابر MgO استفاده شده است. در ادامه به تفسیر و بررسی این نمودارها می‌پردازیم.

نیکل جزء عناصر گروه تحولی است و در طی فرآیندهای دگرسانی به صورت غیر متحرک می‌باشد (Wilson, 1989). این عنصر علاوه بر رفتار سیدروفیل (به عنوان مثال تشکیل پنتلانیدیت)، رفتار لیتوفیل نیز از خود نشان می‌دهد (مانند تمرکز آن در آلیوین) (Ali, 2012). به دلیل دارا بودن بار و شعاع یونی (۰/۷۷ آنگسترم) مشابه با Mg، جانشین این عنصر در کانی‌های منیزیم‌دار مانند آلیوین و پیروکسن به صورت استتار شده می‌شود. اصولاً Ni، Co و Cr خصوصیات شیمیایی یکسانی دارند و مقادیر بالایی این عناصر (برای مثال $1400-1500$ Ni و $Cr < 1000$) نشانگرهای خوبی برای مشتق شدن ماگماهای مادر آن‌ها از یک منشأ گوشته پریدوتیتی است (Glenn, 2004). بنابراین کانی‌هایی که در ابتدای تبلور ماگما تشکیل می‌شوند، دارای نسبت بالای Ni:Mg هستند و با ادامه‌ی تفریق و تشکیل سنگ‌های حدواسط و اسیدی میزان آن کاهش خواهد یافت. کاهش Ni و تا حدودی Co در یک سری سنگی بازگوکننده تفکیک شدن آلیوین می‌باشد (Dyhr et al., 2013). مقدار نیکل در سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده ۱۴ تا ۲۳۳ پی‌پی‌ام قرار دارد و دارای میانگین ۹۰ پی‌پی‌ام می‌باشد. در شکل ۵-۸ الف، با افزایش MgO یک روندی صعودی از خود نشان می‌دهد. به اعتقاد (Humphris & Thompson, ۱۹۷۸)، مقدار نیکل در سنگ‌های بازالتی غیر دگرسان شده در محدوده ۷۵ تا ۱۴۰ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند، بنابراین مقدار پایین این عنصر در سنگ‌های بازالتی و روند نزولی آن به علت تفریق کانی آلیوین می‌باشد. همانند Ni، عنصر سازگار Co نیز روند افزایشی مشابهی در برابر MgO نشان می‌دهد (شکل ۵-۸، الف). Co جز عناصر گروه تحولی است و دارای بار و شعاع

یونی مشابه با Fe^{2+} است. بنابراین در کانی‌های دارای Fe^{2+} به صورت استتار شده جانشین می‌شود. این عنصر به میزان قابل توجهی در مراحل اولیه تبلور به صورت سازگار عمل می‌کند و توسط ترکیبات منیزیم‌دار حرارت بالا مخصوصاً آلیوین از ماگما خارج می‌شود (شکل ۵-۸، ب).

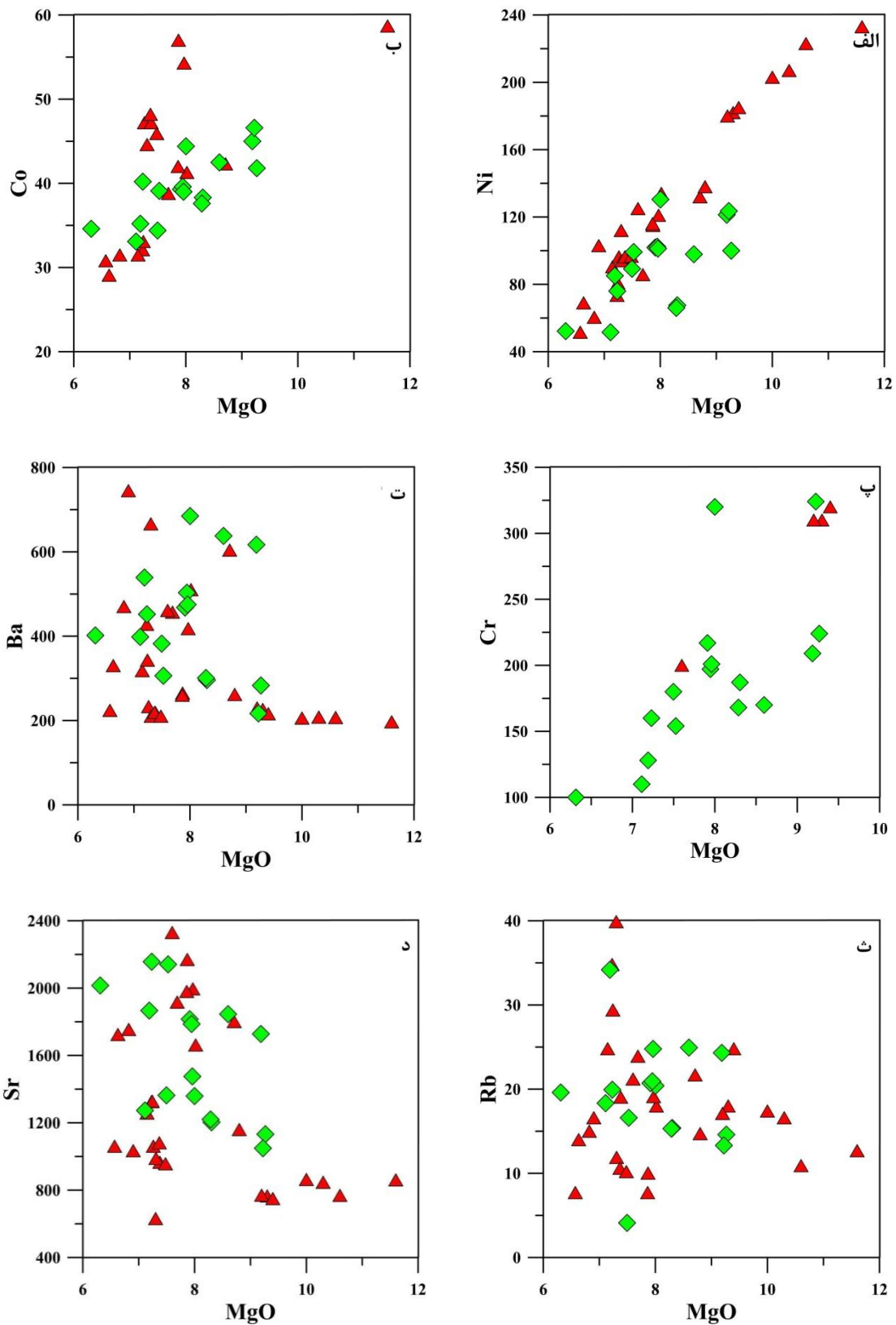
Cr در ماگما به صورت یون Cr^{+3} وجود دارد و با شعاع یونی ۳۴ آنگسترم رفتار لیتوفیل از خود نشان می‌دهد (Krauskopf & Dennis ۱۹۷۹). میانگین مقدار کروم در سنگ‌های مورد مطالعه ۱۸۹ پی پی ام است. به‌طور کلی مقدار کروم در سنگ‌های بازالتی غیر دگرسان شده بین ۲۸۰ تا ۵۵۰ پی پی ام است (Humphris & Thompson, 1978) در حالی که در بازالت‌های دگرسان شده در محدوده بین ۷۰ تا ۴۰۰ پی پی ام می‌باشد (Cann, 1969). از این رو سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده غیر دگرسان شده قرار می‌گیرند. Cr تقریباً در طول فرایندهای دگرسانی غیر متحرک است (Pearce, ۱۹۷۵) و با سازگاری بسیار بالا در کانی‌های مانند کلینوپیروکسن، آلیوین و اسپینل متمرکز می‌شود (Wilson, 1989) و با افزایش تبلور تفریقی مقدار آن در مایع باقی‌مانده کاهش پیدا می‌کند. از این رو دارای یک روند افزایشی در برابر MgO می‌باشد (شکل ۵-۸، پ).

Ba مهم‌ترین عنصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) است و در طی فرآیندهای دگرسانی به صورت متحرک می‌باشد (Floyd, 1976). Ba نسبت به کانی‌های مافیک رفتاری ناسازگار دارد و به دلیل داشتن شعاع یونی (۱/۳۵ آنگستروم) نزدیک به K (۱/۳۳ آنگستروم) و همچنین بار یونی بالاتر نسبت به آن، به صورت اسیر شده، می‌تواند جانشین این عنصر در کانی‌هایی مانند فلدسپات‌های آلکالن گردد. از سوی دیگر، Ba در شبکه‌ی کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز، جانشین Ca می‌شود. Ba در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، دارای دامنه تغییرات گسترده‌ای می‌باشد و در محدوده بین ۱۹۷ تا ۷۴۵ پی پی ام قرار دارد. این عنصر با افزایش MgO روندی پراکنده و تقریباً نزولی از خود نشان می‌دهد (شکل ۵-۸، ت). احتمالاً پراکندگی تقریبی این عنصر ناشی از آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای است.

Rb دامنه تغییرات گسترده‌ای را در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارد و در محدوده بین ۷/۷ تا ۴۰ پی‌پی‌ام قرار دارد. Rb جز عناصر LILE است و رفتاری مشابه Ba دارد و با افزایش MgO روند نزولی با اندکی پراکندگی نشان می‌دهد (شکل ۵-۸، ث). پراکندگی تقریبی این عنصر احتمالاً ناشی از آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای است. روند نزولی آن به دلیل آن است که این عنصر در کانی‌های مافیک به صورت ناسازگار عمل می‌کند و جانشین K در کانی‌هایی از قبیل فلدسپات‌های آلکالن، بیوتیت و هورنبلند می‌شود (Wilson, 1989). به همین علت در مراحل اولیه تبلور در مذاب باقی می‌ماند. بنابراین با افزایش روند تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

Sr جزء عناصر ناسازگار و متعلق به گروه LILE است و دارای شعاع یونی (۱/۱۸ آنگستروم) بین Ca (۰/۹۹ آنگستروم) و K (۱/۴۳ آنگستروم) می‌باشد. بنابراین به سهولت می‌تواند جانشین Ca موجود در پلاژیوکلاز به صورت پذیرفته شده (به علت شعاع یونی بزرگتر و بار یونی مشابه نسبت به Ca) و نیز جانشین K در کانی‌های پتاسیم‌دار به صورت اسیرشده (به علت بار یونی بیشتر نسبت به K) گردد. این عنصر در کانی‌های مافیک به صورت ناسازگار عمل می‌کند. طی تبلور جزء به جزء ماگما، Sr در پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار اولیه ماگما انباشته می‌شود. بنابراین تبلور پلاژیوکلاز موجب کاهش Sr در ماگما می‌شود. این عنصر رابطه‌ی معکوسی با افزایش MgO دارد (شکل ۵-۸، ج).

از بررسی کلیه نمودارهای تغییرات می‌توان به این نتیجه رسید که روندهای موجود، مؤید نقش تبلور تفریقی در تکوین سنگ‌های مورد مطالعه است و بیانگر تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه از یک منبع ماگمایی مشترک می‌باشد.



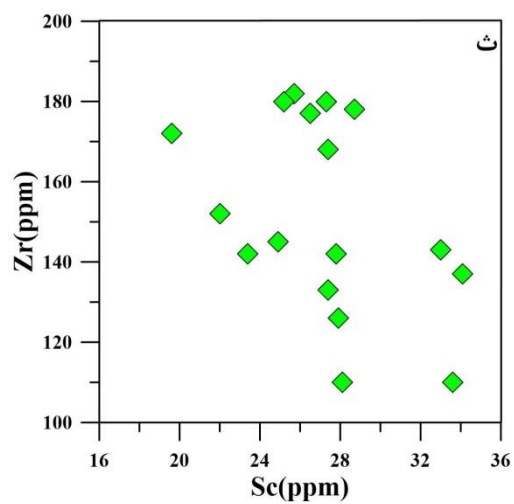
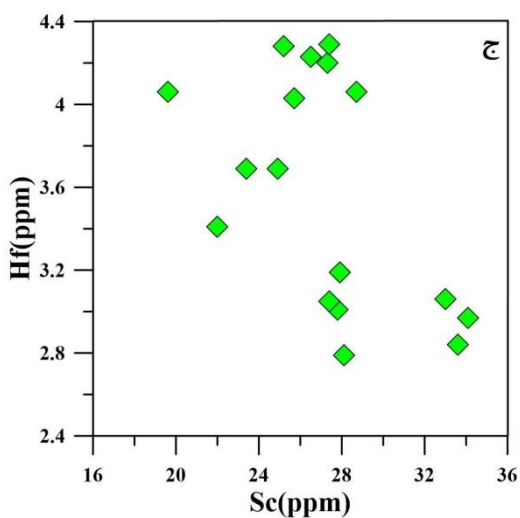
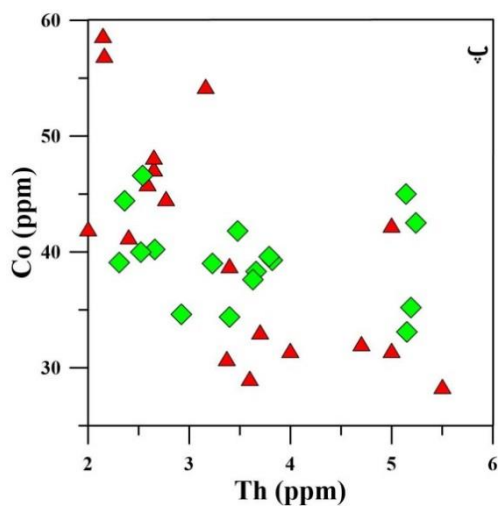
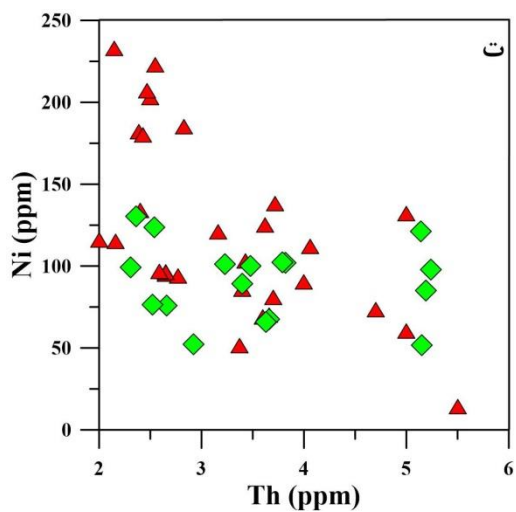
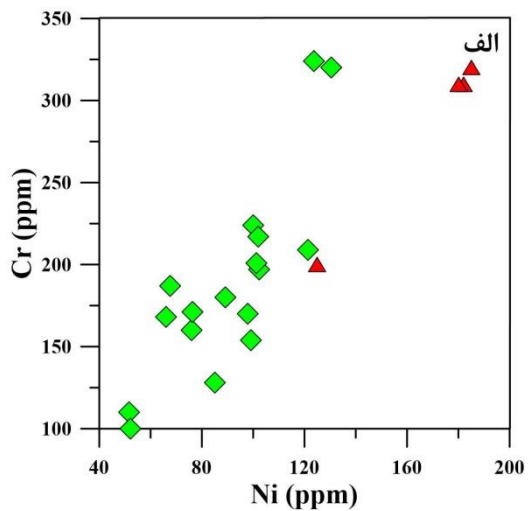
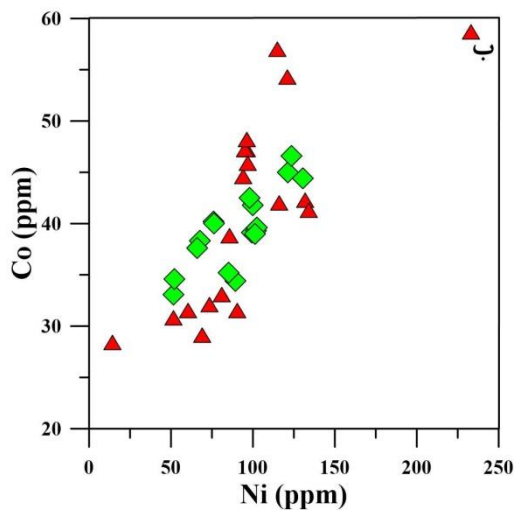
شکل ۵-۸- نمودارهای عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار Ni، Cr، Co، Ba، Rb و Sr در برابر MgO برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۳-۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار

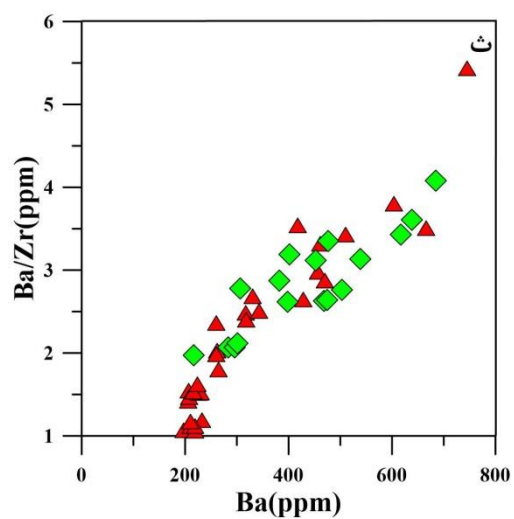
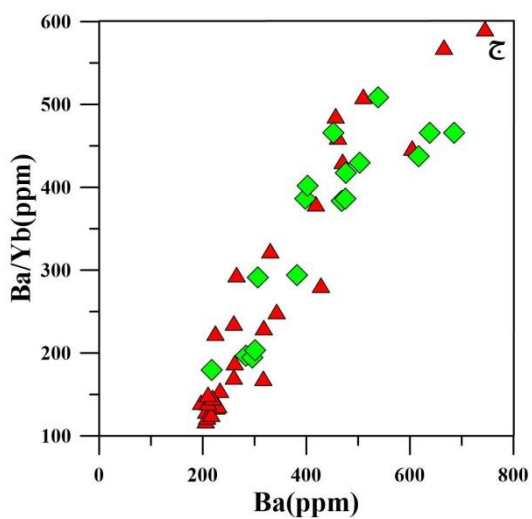
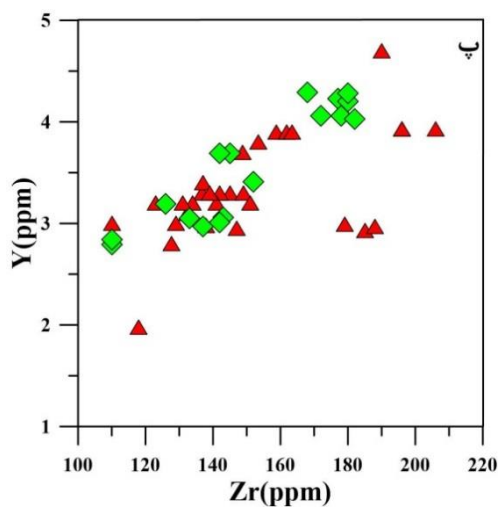
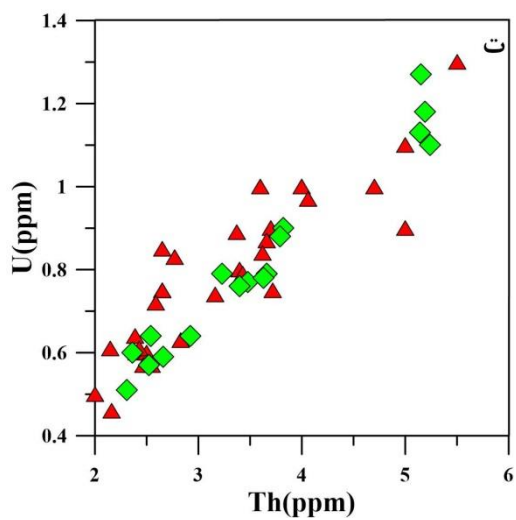
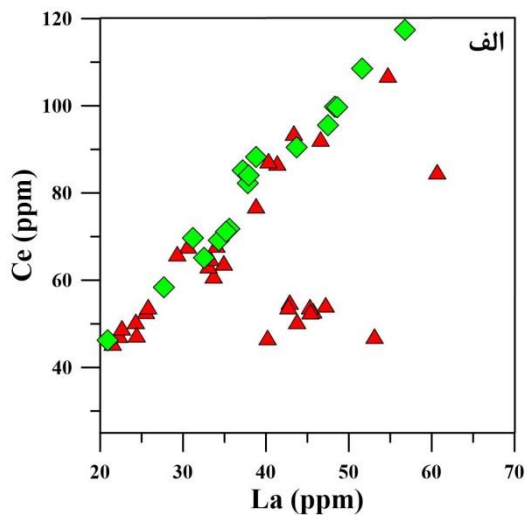
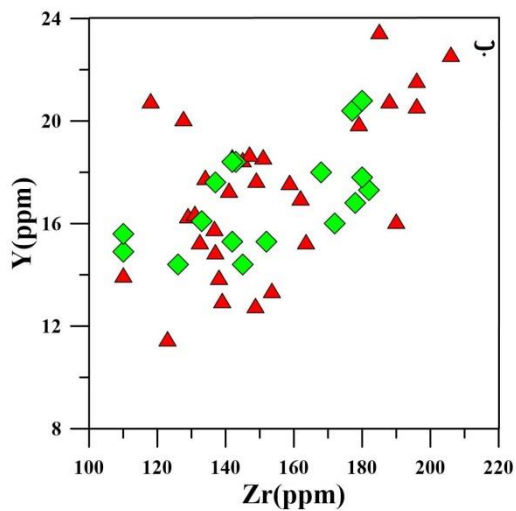
ترکیب ماگماهای بازالتی، به ویژگی‌های گوشته محل منبع (عمق و کانی‌شناسی)، درجه ذوب‌بخشی و فرایندهای آشیانه ماگمایی نظیر هضم، تبلور و تفریق (AFC) و فرآیندهای پس‌اماگمایی (دگرسانی و هوازگی) بستگی دارد. به منظور نمایش ویژگی‌های ژئوشیمیایی محل منشأ، پی‌بردن به روند تحولات ماگمایی و نحوه ارتباط ژنتیکی نمونه‌های منطقه با یکدیگر، استفاده از عناصر سازگار و ناسازگار بسیار مفید است. به اعتقاد (Rolinson, 1993) غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی بسیار حساس است در حالی که غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می‌کنند. بر این اساس در این بخش از نمودارهای دو متغیره عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار استفاده شده است.

در نمودارهای Cr و Co در برابر Ni، از آنجا که Cr، Ni و Co عناصر نامتحرک و سازگار هستند، انتظار می‌رود در طی تفریق رفتار مشابهی نشان دهند که این امر در نمودارهای شکل ۵-۹ تأیید می‌شود. در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه از روند خطی و صعودی پیروی می‌کنند که بیانگر انجام فرایند تبلور تفریقی در طی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه است (شکل ۵-۹، الف و ب). نبود پراکندگی در نمودارهای دو متغیره سازگار - سازگار تأکیدی بر عدم اختلاط ماگمایی است (Rolinson, 1993). با توجه به این که فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی هر دو منجر به ایجاد اثرات نهایی مشابهی در تکوین سنگ‌های ماگمایی می‌شوند، لذا جهت تفکیک و تشخیص فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلور بخشی از یکدیگر، از نمودارهای عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار و یا ناسازگار، و نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر استفاده می‌شود. اگر دو عنصر

ناسازگار روند خطی و صعودی که از مبدأ مختصات نیز بگذرد، نشان دهند، همچنین نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار نیز روندی خطی و نزولی نشان دهد، در این صورت فرایند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور تفریقی است. در غیر این صورت ذوب بخشی متعادل با منشأ، عامل اصلی ارتباط است. در نمودارهای عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار (Th در برابر Co و Ni، Sc در برابر Hf و Zr) نمونه‌های مورد مطالعه دارای یک روند نزولی می‌باشند (شکل ۵-۹، پ و ت). همچنین نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به یکدیگر (در نمودارهای La به Ce، Zr به Y، Th به U، Zr به Hf، Ba به Ba/Yb و Ba به Ba/Zr) برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان داده شده است که دارای یک روند تقریباً خطی و صعودی با اندکی پراکندگی در بعضی نمودارها می‌باشند (شکل ۵-۱۰). با توجه به این که تبلور تفریقی نقشی در این پراکندگی ندارد، این انحراف کم از روند خطی را می‌توان در نتیجه تغییرات ذوب بخشی در محل منشأ دانست (درخشی، ۱۳۹۳). روندهای صعودی در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم و روند نزولی در نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار، بیانگر نقش تبلور تفریقی به عنوان فرایند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشد.



شکل ۵-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار - سازگار و ناسازگار - سازگار در برابر یکدیگر برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۵-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها مقابل هم برای نمونه‌های مورد مطالعه

۵-۵- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

نمودارهای بهنجار شده را می‌توان جهت تعیین نوع منشأ، کیفیت ذوب‌بخشی سنگ منشأ، تبلور جزئی ماگما و همچنین تفکیک سری‌های ماگمایی به کار برد. این نمودارها، نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به استانداردهای معین می‌باشند. جهت تعیین اختلاف غلظت عناصر نسبت به یک استاندارد معین، از بهنجارسازی نمونه‌ها نسبت به آن واحد استاندارد استفاده می‌شود که با تقسیم کردن غلظت هر یک از عناصر به غلظت همان عنصر در سنگ استاندارد محقق می‌گردد.

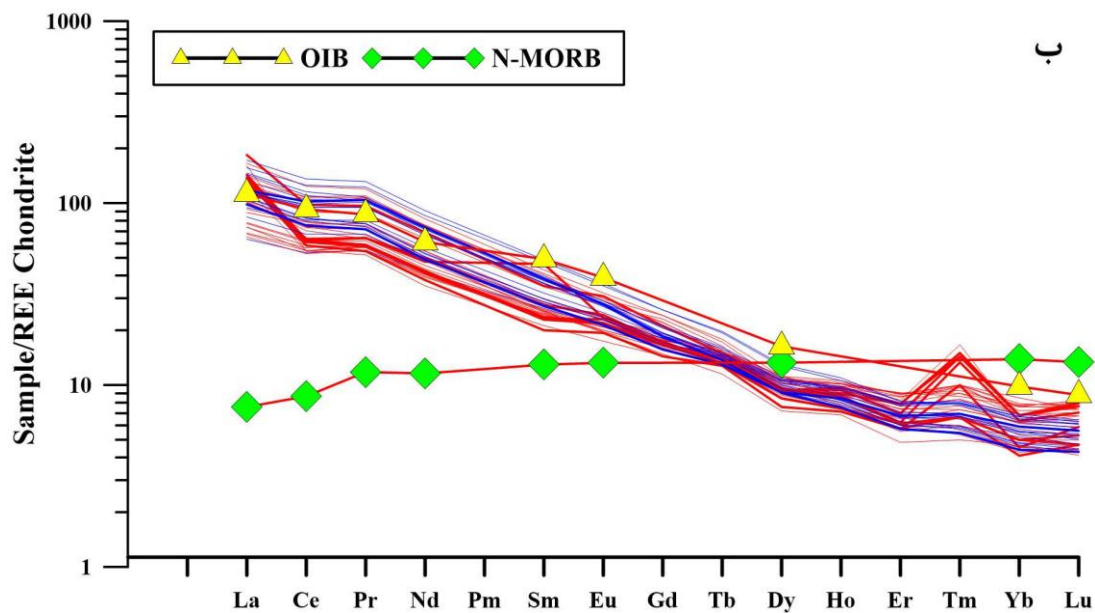
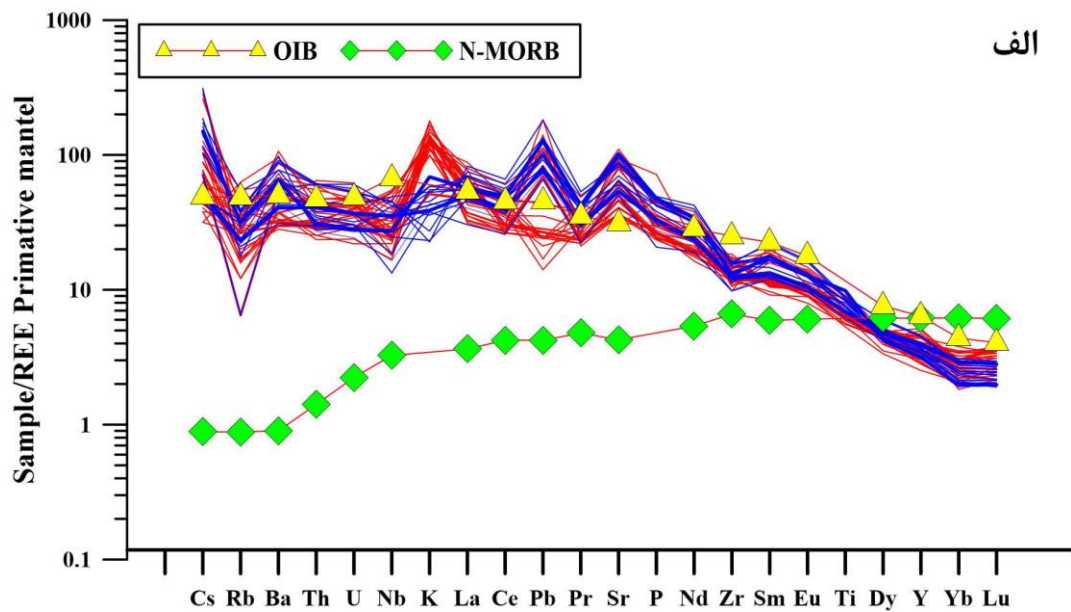
در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، و نمودار بهنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974)، سنگ‌های بازالتی الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی، همگی دارای غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و LREE نسبت به HREE هستند (شکل ۵-۱۰). شیب کاهشی از La به Y در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، نشانگر درجه پایین ذوب‌بخشی محل منبع (Srivastava & Singh., 2004) و بروز فرایند تفریق در ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است. همچنین، این امر می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل منشأ باشد (Clague & Frey., 1982)، زیرا گارنت با حفظ عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) در خود، مقدار آن‌ها را در مذاب کاهش داده و در نتیجه الگوی عناصر نادر خاکی، روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (Lentz, 1998). همچنین نسبت کندریتی Dy/Yb (بزرگتر از ۱/۵۷) نیز نشان‌دهنده حضور گارنت به عنوان یک فاز باقیمانده، در مذاب ناحیه منشأ است (Abdel-Rahman & Nassar, 2004). این نسبت برای بازالت‌های مورد مطالعه، بین ۲ تا ۳/۳۹ می‌باشد و نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ ماگما است.

بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده عمق زیاد محل تولید ماگما، یعنی همان خاستگاه گوشته گارنت لرزولیتی است، زیرا در هنگام ذوب در اعماق زیاد، عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند و به درون مذاب‌بخشی وارد نمی‌شوند. بنابراین، نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد. همچنین درجه‌های پایین ذوب‌بخشی گوشته (کمتر از ۱۰ درصد)، می‌تواند به تشکیل ماگماهای بازالتی قلیایی منجر شود، که در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک خود، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Wass & Roger, ۱۹۸۰). با افزایش درجه قلیایی بر نسبت La/Sm افزوده و از نسبت Zr/Nb کاسته می‌شود (Hammer et al., 2006) و شیب منحنی کاهش می‌یابد، این امر در نتیجه حساسیت بیشتر La نسبت به Sm و نیز Nb نسبت به Zr در درجه‌های مختلف ذوب است.

به اعتقاد Srivastava & Singh (۲۰۰۴) با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و پس از آن مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر کمیاب خاکی ایجاد کند. با توجه به این بررسی‌ها می‌توان استنباط کرد که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان دهنده‌ی میزان ذوب‌بخشی باشد، به این صورت که در درجه‌های بسیار پایین ذوب‌بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه‌ی ذوب‌بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) کاسته می‌شود. بنابراین، می‌توان گفت که درجه‌های پایین ذوب‌بخشی گوشته در اعماق زیاد، به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در محل منبع و تفریق بعدی مذاب، از

مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE بوده‌اند. نبود ناهنجاری منفی Eu نشان‌دهنده‌ی این است که اولاً پلاژیوکلاز در محل منبع به عنوان تفاله حضور نداشته و ثانیاً تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در تحول ماگما ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار، قبل از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد (Hosseini et al., 2009).

در نمودار بهنجارشده به گوشته اولیه، نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در عناصر Pb, Cs, Sr, K, Rb, Zr و Nb هستند. بی‌هنجاری مثبت در Pb و Ce می‌تواند بر اثر آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای (به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته‌ای قاره‌ای)، اتفاق افتاده باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). ناهنجاری مثبت Sr را می‌توان به وجود پلاژیوکلاز فروان در این سنگ‌ها نسبت داد. (Rollinson, ۱۹۹۳). بی‌هنجاری منفی K و Rb را ناشی از اختلاط ماگما با مواد پوسته قاره‌ای، عملکرد دگرسانی و یا تحرک بالای آن‌ها می‌داند. الگوی موازی روند تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌ها، نشانگر خاستگاه مشترک سنگ‌ها و نقش برجسته تبلور تفریقی در شکل‌گیری ماگمای سازنده آن‌ها است (Henderson, 1984; Rollinson, 1993). همچنین، الگوهای پراکندگی عناصر خاکی نادر و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه با الگوهای این عناصر در MORB عادی یا نرمال (N-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB مقایسه شده است (Sun & McDonough, 1989). بر اساس این نمودارها، الگوهای بهنجار شده‌ی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، شباهت‌های زیادی با الگوی OIB دارند.



شکل ۵-۱۱-الف) نمودار عنکبوتی به‌هنجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989؛ ب) نمودار به‌هنجارشده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای بازالت‌های مورد مطالعه. مقادیر OIB و NMORB از Sun & McDonough (۱۹۸۹)

۶-۵- دایک‌های دیابازی مربوط به دوره ژوراسیک

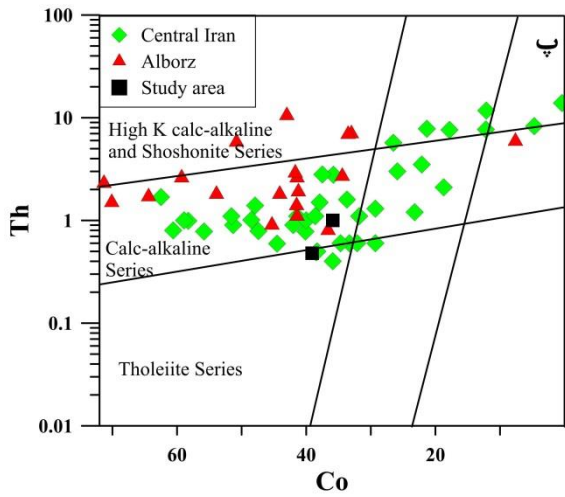
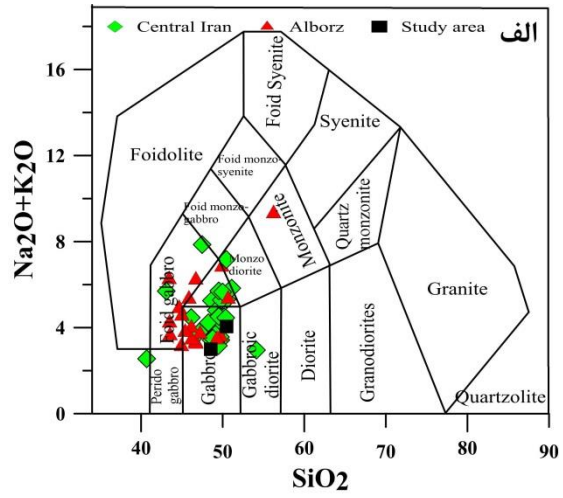
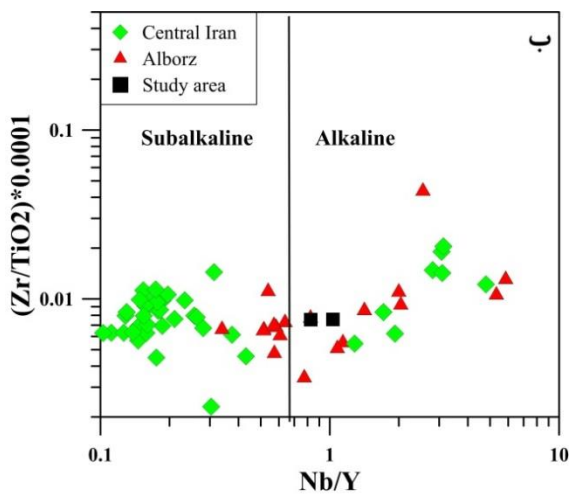
برای ارائه نتایج بهتر و درک صحیح از دوره ژوراسیک، از داده‌های سایر محققان در مناطق مجاور (بند هزارچاه، دلبر، سفیدسنگ و سهل) (نظیر عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴) و البرز (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ خبره؛ ۱۳۹۶) نیز استفاده شده است که در جدول ۳-۵ به برخی از آن‌ها اشاره شده است. بر اساس نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Middlemost, 1994)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو، الیوین‌گابرو، مونزودیوریت و مونزونیت، قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۲، الف). از نمودار Nb/Y در مقابل $(Zr/TiO_2)^{0.0001}$ (Winchester & Floyd, 1977) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری‌های قلیایی تا نیمه‌قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۲، ب). در نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) سنگ‌های مورد مطالعه در سری کلسیمی - قلیایی قرار گرفته‌اند. (شکل ۵-۱۲، پ). به‌منظور نشان دادن ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ارتباط نمونه‌های سنگی با یکدیگر، از نمودارهای دو متغیره عناصر کمیاب ناسازگار و سازگار استفاده شده است. Zr از عناصر HFS بوده و به دلیل تحرک بسیار کم در طی دگرسانی (Meng et al., 2012; Talusani, 2010) و نیز محدوده وسیع تغییرات آن در نمونه‌های سنگی مورد نظر، جهت پی بردن به روند تحول ماگمایی در سنگ‌های مورد مطالعه مناسب است. تغییرات تمرکز عناصر ناسازگار La, Ce, Dy, Sm, Nd, Lu و عناصر سازگار Ni در برابر Zr به ترتیب دارای روندهای مثبت و منفی می‌باشند (شکل ۵-۱۳) که نشانگر خویشاوندی سنگ‌های منطقه با یکدیگر است.

در نمودارهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندر (Nakamura, 1974) و چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) سنگ‌های مورد

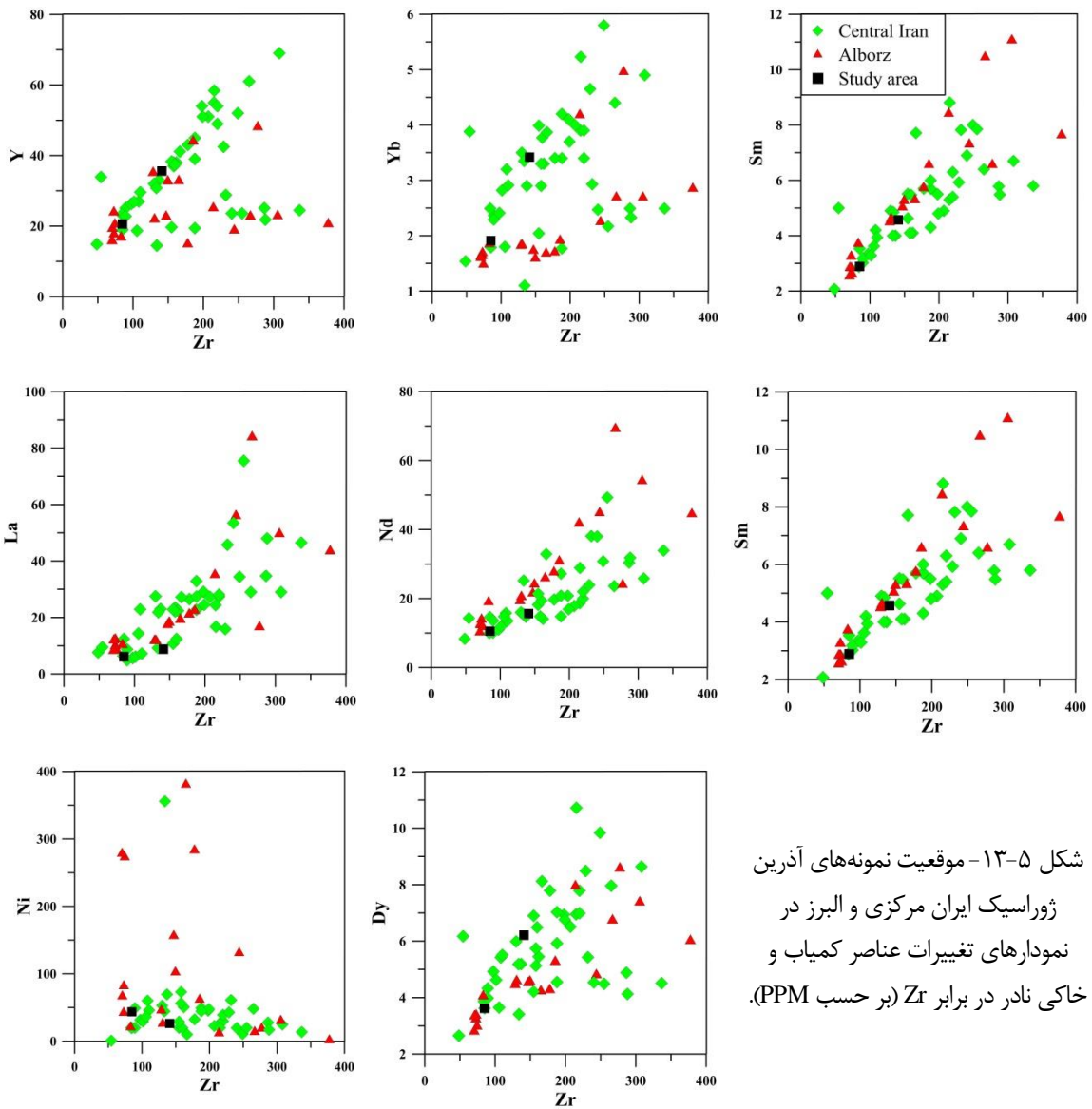
مطالعه، همگی دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و همچنین غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) هستند (شکل ۵-۱۴، الف و ب). همچنین، الگوهای پراکندگی عناصر خاکی نادر و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه با الگوهای این عناصر در مورب عادی یا نرمال (N-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB مقایسه شده است (Sun & McDonough, 1989). بر اساس این نمودارها، الگوهای به‌نجار شده‌ی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، شباهت‌های زیادی با الگوی OIB دارند.

جدول ۵-۳- نتایج خام تجزیه شیمیایی دایک‌های دیابازی ژوراسیک منطقه مورد مطالعه و برخی از نتایج که توسط سایر پژوهشگران مطالعه شده است. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد.

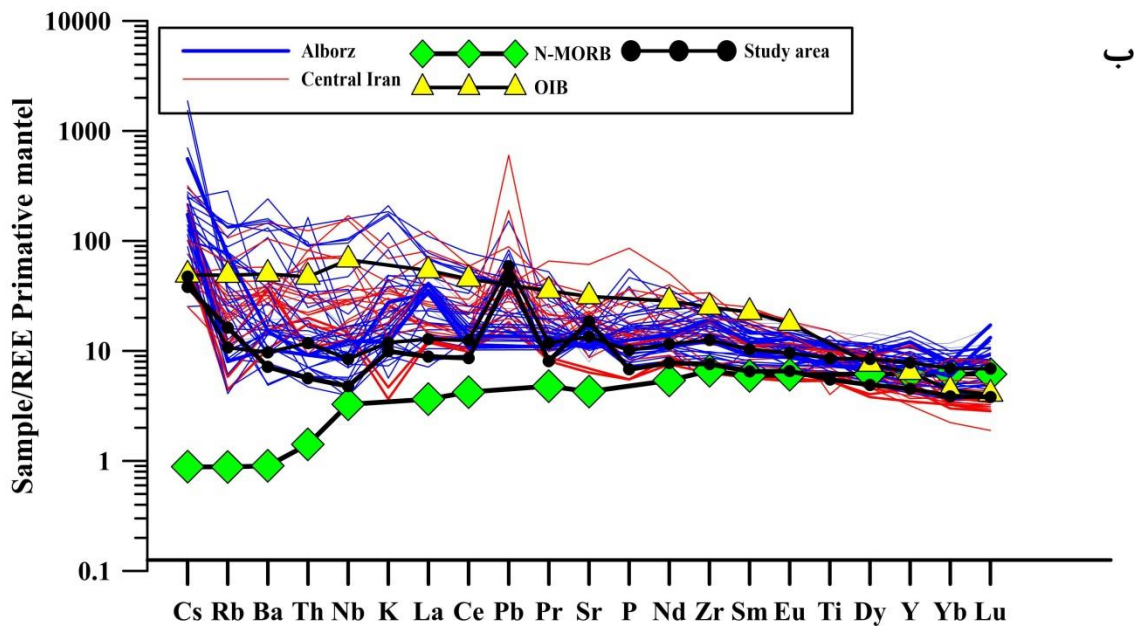
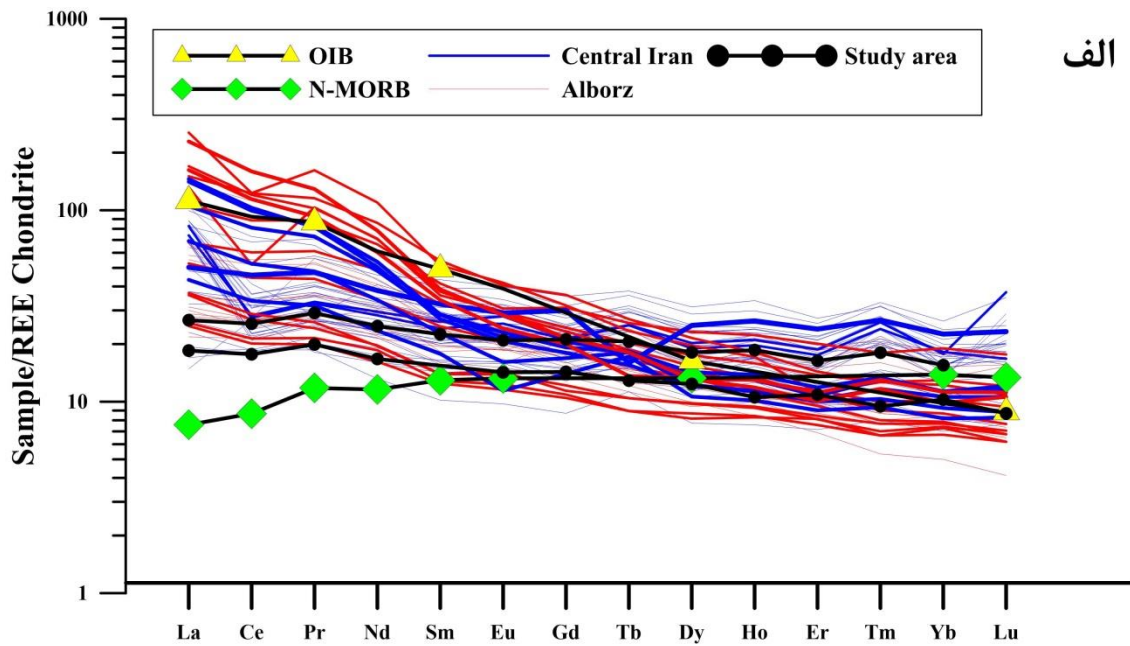
مکان آزمایشگاه	بند هزار چاه (حسینی، ۱۳۹۴)		دلبر (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳)		رضآباد National Taiwan University	
	B-01		BA-01	BA-02	R-46	R-50
نمونه‌ها						
SiO ₂	۴۹/۷۸	۴۹/۷۴	۴۷/۷۸	۴۸/۵۰	۴۹/۷۲	۴۷/۷۶
TiO ₂	۲/۳۸	۱/۶۰	۲/۵	۲/۵۷	۱/۸۳	۱/۱۱
Al ₂ O ₃	۱۳/۹۳	۱۶/۷۸	۱۴/۶۷	۱۳/۴۹	۱۴/۸۶	۱۸/۷۸
Fe ₂ O ₃	۱۵/۱۸	۱۰/۷۵	۱۴/۱۸	۱۵/۸۶	۱۱/۶۷	۸/۸۹
MnO	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۴
MgO	۵/۱۱	۶/۸۸	۶/۰۲	۵/۳۵	۶/۲۶	۷/۰۹
CaO	۹/۶۵	۹/۵۸	۱۰/۱۳	۹/۴۴	۱۰/۵۵	۱۲/۱۹
Na ₂ O	۳/۰۶	۳/۴۰	۳/۵۲	۳/۷۵	۳/۶۴	۲/۶۵
K ₂ O	۰/۳۶	۰/۸۳	۰/۵۲	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۲۹
P ₂ O ₅	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۱۴
L.O.I	۵/۱۸	۲/۲۲	۰/۷۲	۰/۶۴	۱/۵۴	۱/۶۰
Total	۹۹/۹۹	۹۹/۹۹	۹۹/۹۵	۹۹/۹۶	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۶۶
Ba	۷۲/۳۸	۱۰۵/۶۷	۱۹۲	۹۹	۶۸	۵۰
Sr	۲۳۰	۳۴۶	۲۵۳	۲۱۳	۲۸۴	۳۹۲
Cs	۱/۳۷	۴/۴	۱/۷	۰/۷	۰/۳۷	۰/۳
Rb	۵/۰۹	۴۸/۱۴	۸	۲/۶	۶/۸۱	۱۰/۳۲
Zr	۲۱۵	۱۳۷	۲۶۵	۱۷۸	۱۴۱	۸۵
Hf	۳/۹۱	۳/۹۱	۵	۵	۳/۴۴	۲/۰۶
Ta	۰/۴	۰/۳	۰/۶	۰/۴	۰/۳۷	۰/۲۱
Nb	۸/۸۱	۵/۸۷	۱۲	۸	۶	۳/۴
Y	۵۵	۳۳	۶۱	۴۳	۳۵/۶	۲۰/۶
U					۰/۴۲	۰/۱۳
Th	۰/۷۸	۰/۷۸	۱	۱/۱	۱	۰/۴۸
Zn	۱۵۰	۸۱	۱۷۹	۱۱۵	۹۳/۲۰	۱۴۵/۵
Cu					۹۰/۱۴	۸۲/۸۳
Pr	۳/۷۲	۳/۰۳	۴/۷۲	۴/۱۴	۳/۲۵	۲/۲۳
Ni	۲۶/۴	۶۹/۵	۴۸/۱	۳۲/۵	۲۶/۳۹	۴۳/۶۸
Co	۵۵/۸۲	۴۰/۱۱	۵۸/۹	۴۱/۴	۳۵/۹۰	۳۹/۱
Pb					۴/۱۸	۳/۲۸
V	۳۶۹	۲۵۷	۳۴۴	۳۹۷	۳۱۲/۱	۱۹۵/۵
Ga	۲۲/۵۲	۱۶/۶۳	۲۴/۶	۱۸/۷	۱۹/۴	۱۶/۸
La	۲۴/۴	۲۳	۲۹	۲۶/۵	۸/۸	۶/۱
Ce	۲۴/۴	۱۹/۵	۳/۴	۲۶/۶	۲۲/۱	۱۵/۳
Nd	۱۸/۶	۱۴/۷	۲۳/۶	۱۹/۷	۱۵/۶۳	۱۰/۵۴
Sm	۵/۳	۴	۶/۴	۵/۷	۴/۵۷	۲/۸۹
Eu	۲/۱۵	۱/۴۷	۲/۴۶	۲/۱۷	۱/۶۱	۱/۱
Gd	۵/۸۸	۴/۴	۶/۸۸	۶/۶۱	۵/۸۴	۳/۵۶
Tb	۱/۱۸	۰/۸۹	۱/۳۸	۱/۲۸	۰/۹۷	۰/۵۸
Dy	۶/۹۵	۵/۱۹	۷/۹۶	۷/۷۹	۶/۲۱	۳/۶۲
Ho	۱/۴۷	۱/۱۷	۱/۶۷	۱/۶۸	۱/۳۰	۰/۷۶
Er	۴/۲۱	۳/۰۳	۴/۷۲	۴/۷۳	۳/۶۸	۲/۱۳
Tm	۰/۷۸	۰/۶	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۵۴	۰/۳۱
Yb	۳/۹	۲/۹	۴/۴	۳/۴	۳/۴۲	۱/۹۱
Lu	۱/۲۷	۰/۹۸	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۵۱	۰/۲۸



شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994)؛ ب) Nb/Y در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977)؛ پ) Th در برابر Co (Hastie et al., 2007).



شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و خاکی نادر در برابر Zr (بر حسب PPM).



شکل ۵-۱۴ - موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای بهنجار شده نسبت به الف) کندریت (Nakamura, 1974). ب) گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989).

فصل ششم

سرو و زرنر

۱-۶- مقدمه

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، به صورت میان لایه‌ای درون توالی‌های تخریبی - تبخیری سرخ قاره‌ای سازندهای سرخ الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی رخنمون دارند. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و شیمی کانی‌ها، این بازالت‌ها دارای ماهیت قلیایی با ترکیب بازالت تا الیوین بازالت می‌باشند و تبلور تفریقی نقش اصلی را در تکامل ماگما دارد. در این فصل بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، شیمی کانی و ایزوتوپی، به بررسی جایگاه زمین ساختی فعالیت ماگمایی بازالتی، ویژگی‌های محل منشأ، چگونگی شکل‌گیری ماگماهای بازالتی و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آن‌ها پرداخته شده است.

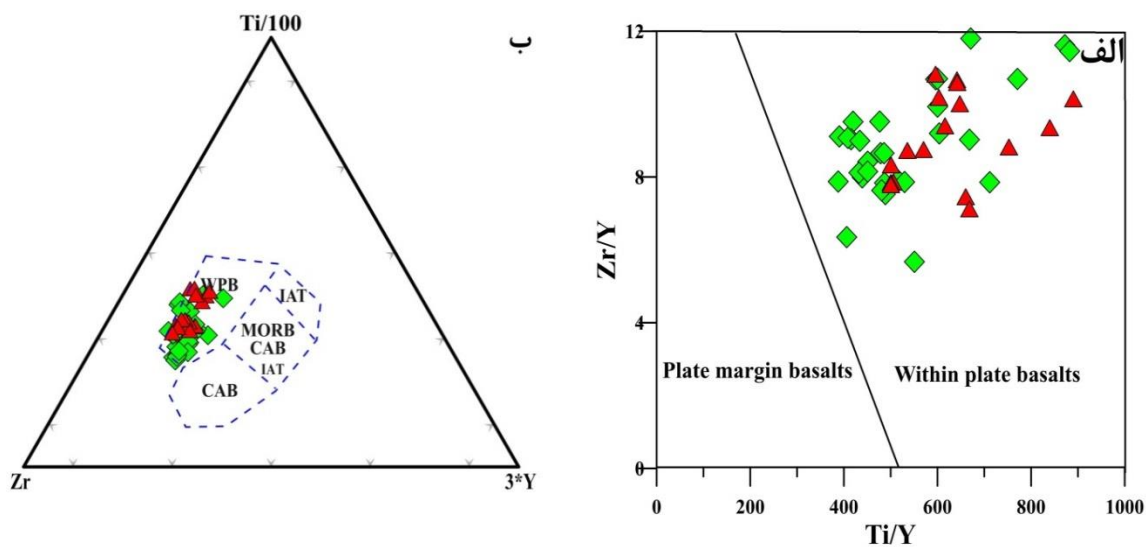
۲-۶- جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های الیگومیوسن

۱-۲-۶- نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Gale, 1977)

این نمودار بر اساس نسبت Zr/Y در برابر Ti/Y طراحی شده و بازالت‌های حاشیه‌ای ورقه‌ای را از بازالت‌های درون ورقه‌ای تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱، الف).

۲-۲-۶- نمودار $Ti-Zr-Y$ (Pearce & Cann, 1973)

نمودار سه متغیره $Ti-Zr-Y$ ، بازالت‌های محیط‌های تکتونیکی مختلف را به خوبی از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱، ب).

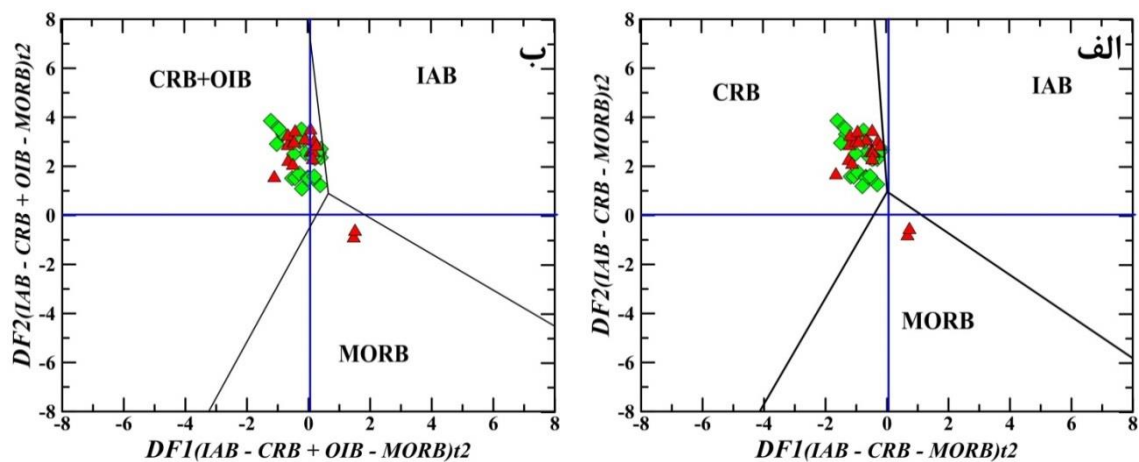


شکل ۶-۱- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی الف) Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Gale, 1977)، ب) نمودار سه‌تایی $Ti/100-Zr-3*Y$ (Pearce & Cann, 1973).

در تمامی نمودارها، نتایج آنالیز در این پژوهش با نماد (▲) و نتایج سایر محققین با نماد (◆) نمایش داده شده‌اند.

۳-۲-۶- نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی DF1-DF2

Verma & Agrawal (۲۰۱۱) بر اساس نسبت‌های لگاریتمی عناصر با شدت میدان بالا (HFS) (Nb, Y, Zr, Ti, V)، نمودارهای زمین‌ساختی جدیدی را ارائه کرده‌اند. در این نمودارها بازالت‌های جزایر اقیانوسی، کافت قاره‌ای، پشته‌های میان اقیانوسی و جزایر کمانی از همدیگر قابل تفکیک می‌باشند. همچنین Verma et al. (۲۰۰۶) برای تمایز بازالت‌های محیط‌های مختلف، نمودارهای زمین‌ساختی بر اساس مقادیر عناصر اصلی طراحی نموده‌اند. یکی از ویژگی‌های شاخص این نمودارها عدم هم‌پوشانی محدوده‌های مختلف با یکدیگر می‌باشد. بازالت‌های مورد مطالعه در این نمودارها در محدوده بازالت‌های کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۲-۶، الف و ب).



شکل ۶-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی DF1 در برابر DF2 (Verma & Agrawal, 2011). بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کافت درون قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

MORB: mid-ocean ridge basalt, **IAB**= island arc basalt, **CRB**= continental rift basalt, **OIB**= ocean – island basalt.

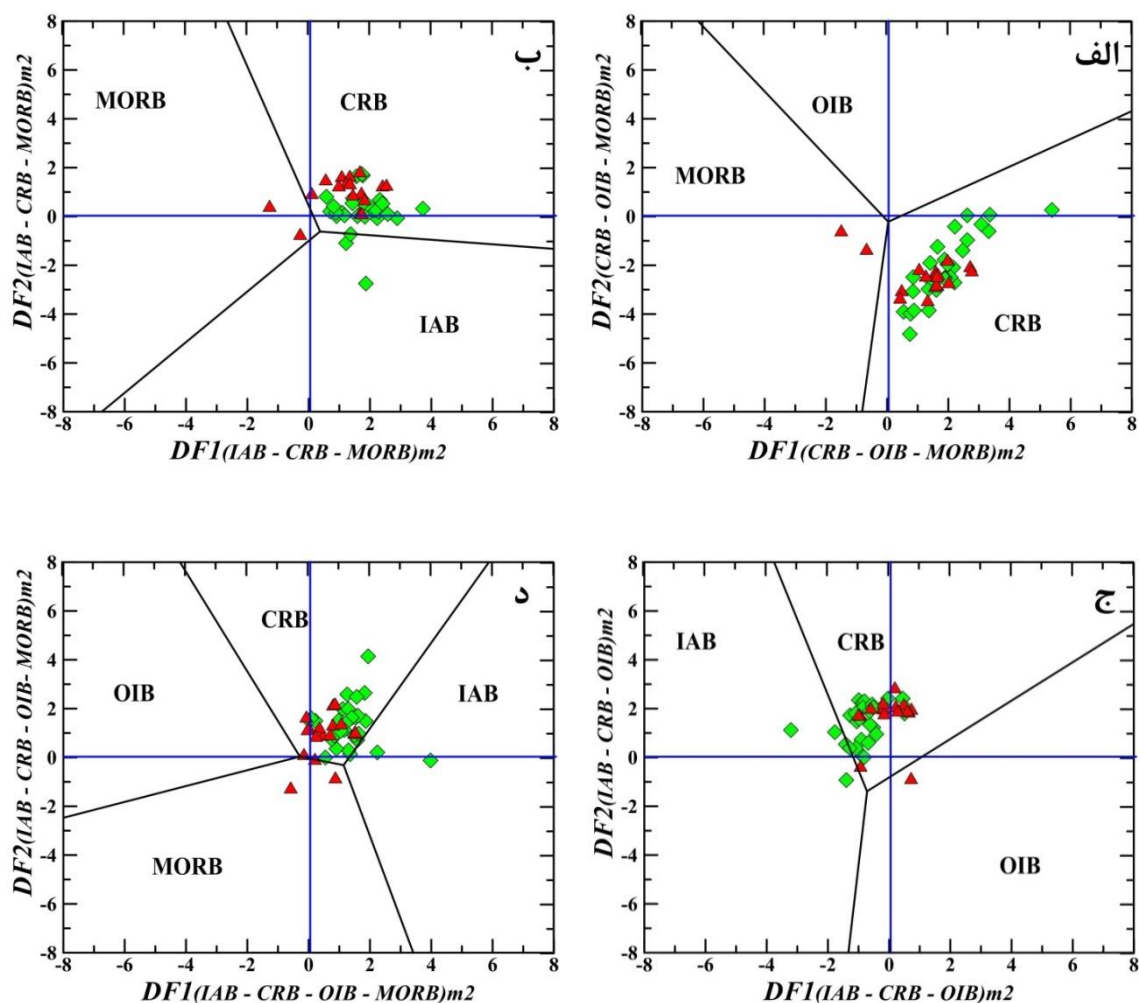
$$DF1_{(IAB-CRB+OIB-MORB)t2} = -0.6611 \cdot \ln(Nb/(TiO_2)_{adj}) + 2.2926 \cdot \ln(V/TiO_2)_{adj} + 1.6774 \cdot \ln(Y/TiO_2)_{adj} + 1.0916 \cdot \ln(Zr/Hf)_{adj} + 21.3603$$

$$DF2_{(IAB-CRB+OIB-MORB)t2} = 0.4702 \cdot \ln(Nb/(TiO_2)_{adj}) + 3.7649 \cdot \ln(V/TiO_2)_{adj} - 3.911 \cdot \ln(Zr/Hf)_{adj} +$$

$$2.2697 \cdot \ln(Zr/Hf)_{adj} + 4.8487$$

$$DF1_{(IAB-CRB-MORB)t2} = -0.6624 \cdot \ln(Nb/(TiO_2)_{adj}) + 2.4498 \cdot \ln(V/TiO_2)_{adj} + 1.2867 \cdot \ln(Y/TiO_2)_{adj} + 1.0920 \cdot \ln(Zr/Hf)_{adj} + 18.7466$$

$$DF2_{(IAB-CRB-MORB)t2} = 0.4938 \cdot \ln(Nb/(TiO_2)_{adj}) + 3.4741 \cdot \ln(V/TiO_2)_{adj} - 3.8053 \cdot \ln(Zr/Hf)_{adj} + 2.0070 \cdot \ln(Zr/Hf)_{adj} + 3.3163$$



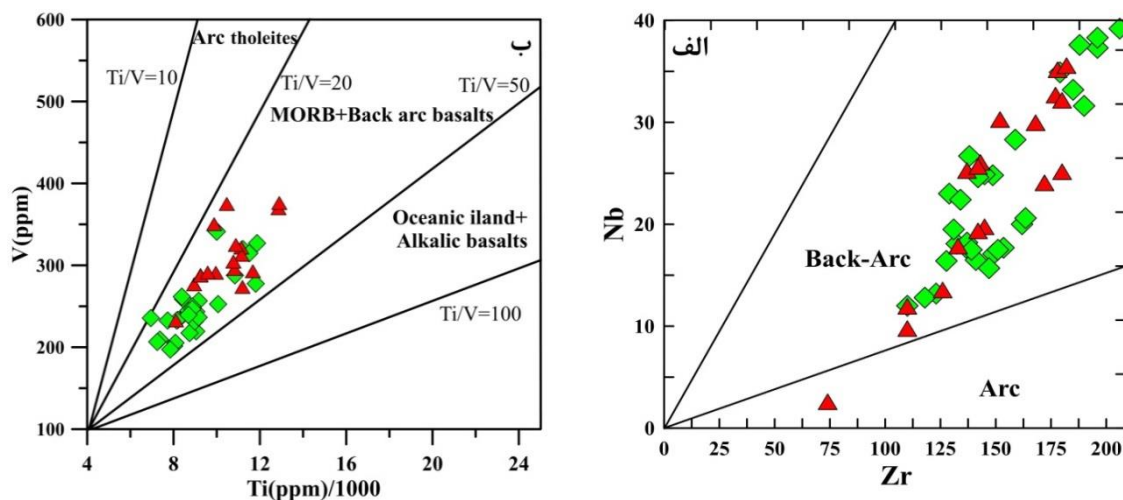
شکل ۳-۶- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی DF1 در برابر DF2 (Verma et al., 2006).

۴-۲-۶- دیاگرام Zr-Nb (Ali, 2012)

نمودار دو متغیره Zr در برابر Nb، بازالت‌های مرتبط با کمان را از بازالت‌های پشت کمان به خوبی از هم تفکیک کرده است. موقعیت قرارگیری بازالت‌های مورد مطالعه روی این نمودار، بیانگر محیط زمین‌ساختی پشت کمان (BAB) برای این سنگ‌ها است (شکل ۴-۶، الف).

۵-۲-۶- دیانگرام Ti-V (Shervais, 1982)

به اعتقاد بسیاری از محققان (Rollinson, 1993; Kerrich & Wyman, 1997; Chocyk-Jaminski & Dietsch, 2002) عناصر Ti و V در درجات بالای دگرگونی رخساره‌های گرانولیت و آمفیبولیت، نامتحرک هستند. بنابراین نسبت Ti/V در سنگ‌های دگرگونی و غیردگرگونی محیط‌های تکتونیکی مختلف نسبتاً ثابت است. به اعتقاد Shervais (۱۹۸۲)، اگر مقدار Ti/V نزدیک به ۲۰ باشد بیانگر تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است و اگر این نسبت کمتر از ۲۰ باشد بیانگر تبلور الیوین به همراه کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد. نسبت‌های بالای ۲۰ نشان‌دهنده تبلور اکسید-های آهن (ایلمینیت و مگنتیت) است. همچنین در این نمودار، محیط‌های تکتونیکی مختلف بر اساس نسبت‌های Ti/V قابل تفکیک می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بین ۲۰ تا ۵۰ می‌باشند که این محدوده مربوط به بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و بازالت‌های حوضه‌ی پشت‌کمان می‌باشد. با توجه به زمین‌شناسی منطقه و مطالعات پیشین، محیط پشت‌کمان برای سنگ‌های مورد مطالعه سازگارتر است (شکل ۴-۶، ب).



شکل ۴-۶- نمودارهای تمایز زمین‌ساختی الف) Nb در برابر Zr (Ali, 2012)، ب) V در برابر Ti/1000 (Shervais, 1982)

۶-۲-۶- دیاگرام Ti/Zr- Zr (Bagas et al., 2008)

این نمودار بر اساس عناصر نسبتاً غیر متحرک طراحی شده است و یکی از نمودارهای بسیار مؤثر برای تفکیک بازالت‌های پشت‌کمانی از بازالت‌های جزایر کمانی است. بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده محیط پشت‌کمانی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۵، الف).

۶-۲-۷- دیاگرام Ti/Zr - V/Ti

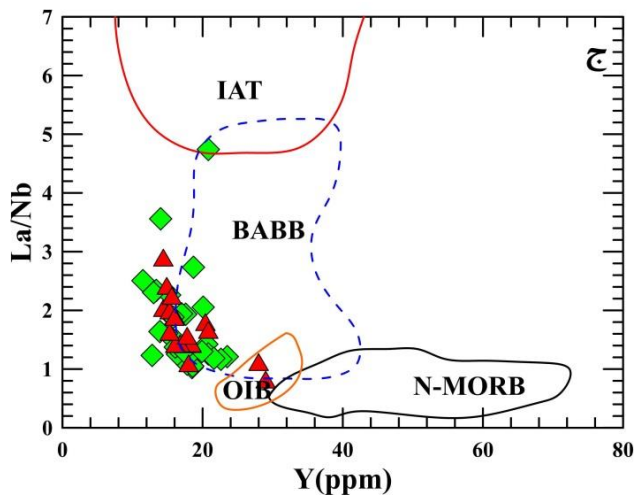
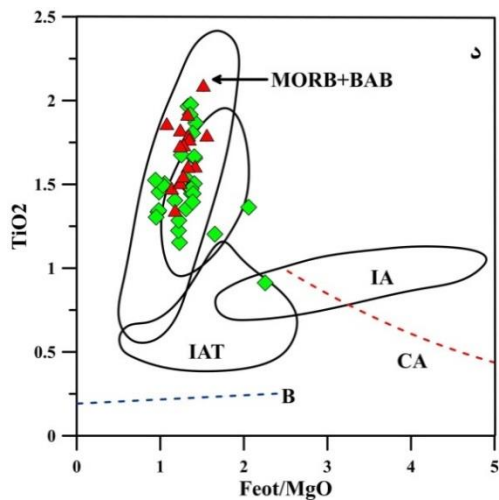
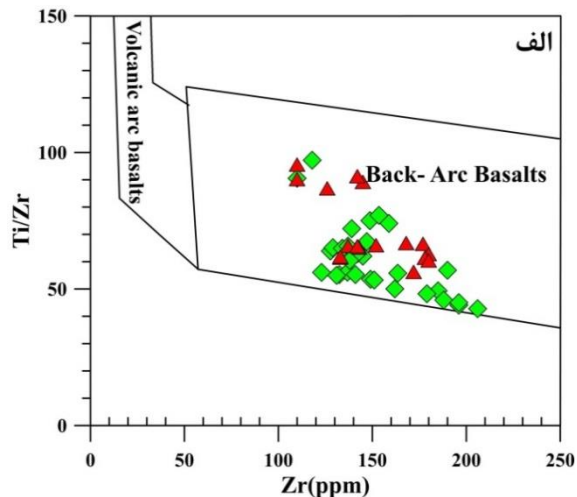
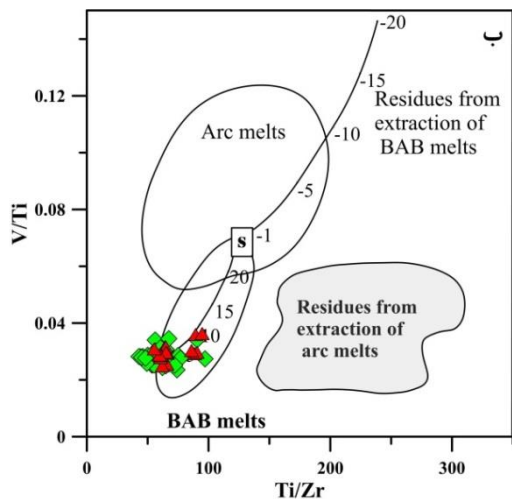
نمودار V/Ti در برابر Ti/Zr ابزار مناسبی برای تفکیک مذاب‌های مرتبط با کمان از مذاب‌های پشت‌کمان می‌باشد (Li et al., 2013). از ویژگی‌های مهم این نمودار، تعیین میزان درجه ذوب بخشی می‌باشد. بازالت‌های مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های پشت‌کمانی قرار می‌گیرند که از ذوب یک تا ده درصدی یک منبع گوشته‌ای تولید شده‌اند (شکل ۶-۵، ب).

۶-۲-۸- دیاگرام La/Nb- Y

(Floyd et al., ۱۹۹۱) از نمودار دو متغیره La/Nb در برابر Y برای تفکیک محیط‌های تکتونیکی استفاده کرده است. این نمودار مبتنی بر عناصر کم تحرک می‌باشد. بر اساس این نمودار تمامی بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده محیط زمین‌ساختی پشت‌کمان قرار می‌گیرند (شکل ۶-۵، ج).

۶-۲-۹- دیاگرام FeO_t/MgO-TiO₂

این نمودار قادر به تفکیک بازالت‌های پشت‌کمانی میان‌اقیانوسی، بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های پهنه‌های پشت‌کمانی و بازالت‌های جزایر کمانی از یکدیگر است. در این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های پشت‌کمانی جای گرفته‌اند (شکل ۶-۵، د).

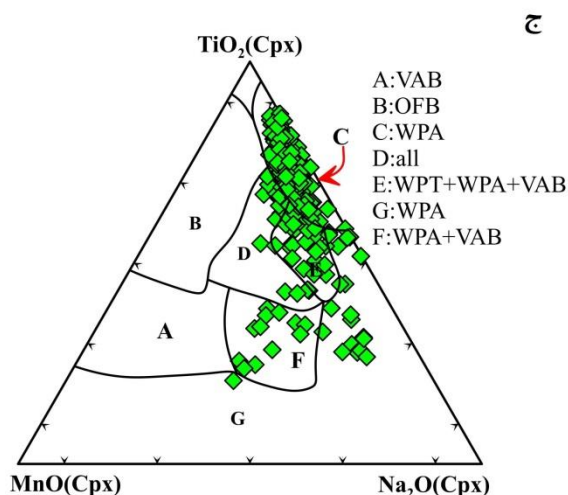
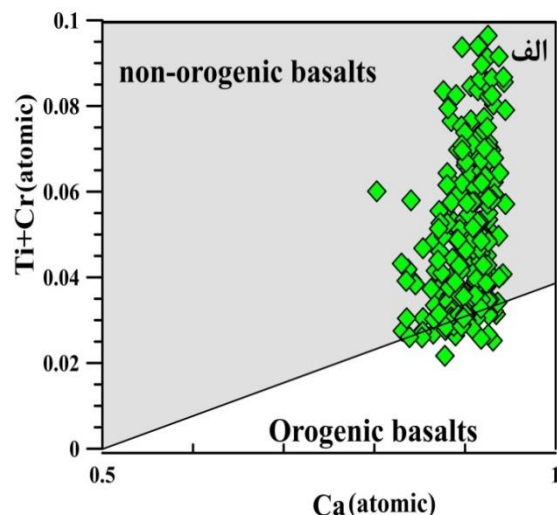
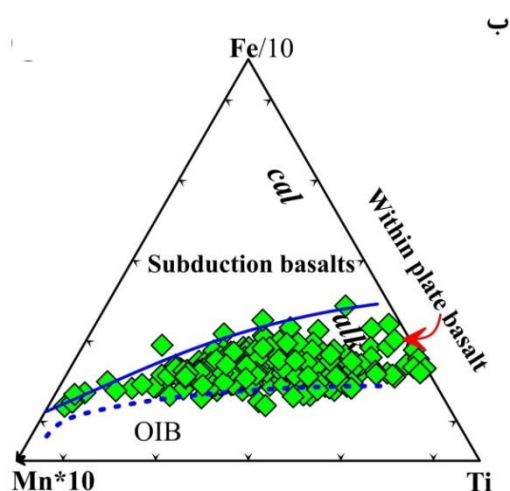


شکل ۶-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودارهای الف) Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008)، ب) V/Ti در برابر Ti/Zr (Chernicoff et al., 1991)، ج) La/Nb در برابر Y (Li et al., 2013)، د) TiO_2 در برابر FeO/MgO (Floyd et al., 1991).

MORB: mid-ocean ridge basalt, **IA=** island arc, **IAT=** island arc tholeiite, **BABB=** Back - Arc basalt, **OIB=** ocean - island basalt, **CA=** Calk alkali

۳-۶- تعیین محیط زمین ساختی بر اساس شیمی کانی پیروکسن

به منظور تشخیص جایگاه زمین ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها از شیمی کانی پیروکسن استفاده شد. پیروکسن‌ها کانی‌های پتروژنیکی هستند که در مقابل دگرسانی مقاوم بوده و با استفاده از ترکیب آن‌ها می‌توان نوع سری ماگمایی و نوع محیط تک‌تونیکی ماگمای سازنده آن‌ها را مشخص نمود. فراوانی عناصری مانند Cr, Na, Al, و Ti و به‌ویژه Si در ترکیب شیمیایی پیروکسن نشانگر ماهیت و محیط تکتونیکی تشکیل دهنده آن‌ها است (Lettrrier et al., ۱۹۸۲). در نمودار Ti+Cr در برابر Ca (Lettrrier et al., 1982) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های غیر کوهزایی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۶، الف). به دلیل اینکه کلینوپیروکسن‌های محیط‌های درون ورقه‌ای دارای مقادیر Al, Ti و Si مشخصی می‌باشند، استفاده از این کانی برای شناسایی این محیط‌ها بسیار مناسب است (Nisbet & Pearce, 1977). در نمودار مثلثی $TiO_2-MnO-Na_2O$ (Lettrrier et al., 1982) و $Mn^*10-Fe/10-Ti$ (Aparicio, 2010) نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو محیط‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶-۶، ب، ج).



شکل ۶-۶- تعیین محیط تکتونیکی بازالت‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن، الف) $Ti+Cr$ در برابر Ca (Lettrier et al., 1982)، ب) نمودار سه تایی $Fe/10$ $Mn*10$ - Ti - Na_2O (Lettrier et al., 1982)، ج) نمودار مثلثی TiO_2 - MnO - Na_2O (Aparicio, 2010).

همانگونه که در نمودارهای زمین‌ساختی دیده می‌شود تمامی نمونه‌ها در قلمرو بازالت‌های درون ورقه‌ای و عموماً در محدوده محیط‌های کششی پشت‌کمان قرار گرفته‌اند. جایگاه پشت‌کمانی این سنگ‌ها، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران در زمان الیگومیوسن، کاملاً سازگار است.

۶-۴- ویژگی‌های گوشته محل منشأ

به اعتقاد پژوهشگران مختلف (Putirka, 2005; Putirka et al., 2007; Herzberg et al., 2012; Wang et al., 2007)، ترکیب مذاب بازالتی اولیه، نه تنها نشان‌دهنده شرایط فشار و دما در طول ذوب بخشی است، بلکه ترکیب محل منبع تولید مذاب را نیز نشان می‌دهد.

همین اساس در این فصل، به منظور بررسی ویژگی‌های گوشته محل منبع، از مجموعه داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd استفاده شده است.

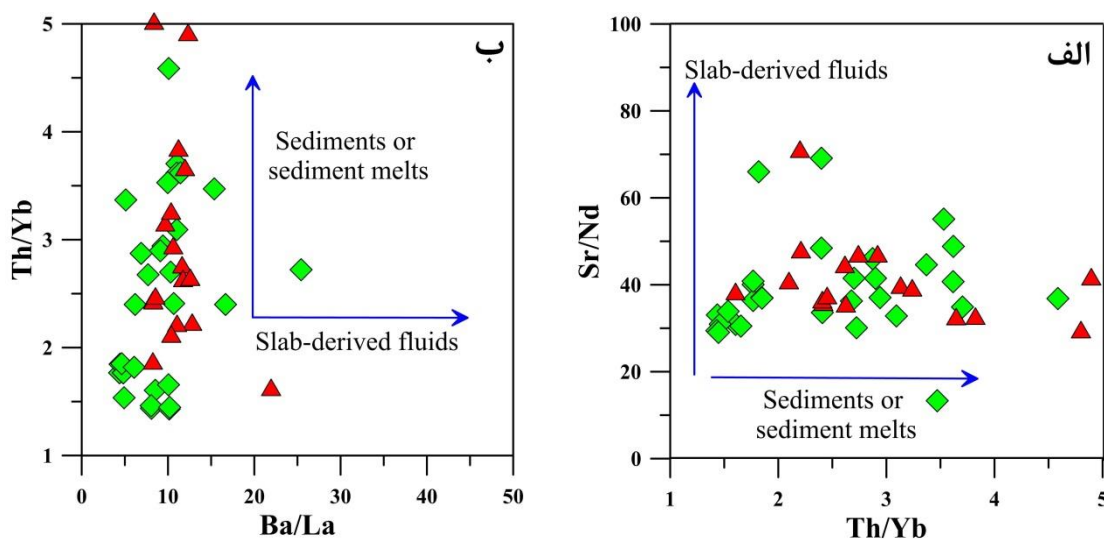
۱-۴-۶- ویژگی‌های گوشته محل منبع بر اساس شیمی سنگ کل

در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندرت (فصل ژئوشیمی)، تقریباً همه نمونه‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی شدید از LILEs و LREEs و تهی‌شدگی از HREEs نشان می‌دهند که نشانگر منشاءگیری این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای دگرنهاد است. همچنین تهی‌شدگی از عناصر HFSEs به ویژه Nb دیده می‌شود که یکی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با کمان‌های قاره‌ای است. این امر می‌تواند نشانگر آن باشد که ماگمای سازنده بازالت‌های مورد مطالعه، از ذوب‌بخشی گوه-گوشته‌ای تعدیل‌شده روی (بالای) زون فرورانش (Taylor & Martinez, 2003) تشکیل شده باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ برهمند، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ سری‌زن، ۱۳۹۳؛ حاجیلو، ۱۳۹۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲؛ Ghasemi & Rezaei, 2015) (شکل ۶-۷).

گوشته تعدیل شده می‌تواند به وسیله سیالات صفحه فرورونده یا مذاب‌های حاصل از رسوبات حاصل شود (Pearce et al., 2005). عموماً سیالات صفحه فرورونده به علت داشتن مقادیر بالای عناصر متحرک (برای مثال Sr, Ba, Ce و U) باعث افزایش نسبت‌های Ba/Th, Ba/La, U/Th یا Sr/Th در ماگما می‌شوند در حالی که مذاب‌های حاصل از رسوبات باعث افزایش LREE و Th می‌شوند (Yan et al., 2015; Plank, 2005; Johnson & Plank, 2000). Th عنصری نامتحرک (immobile) می‌باشد و در جریان فرآیند آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده وارد آبگون‌های غنی از عناصر متحرک (مانند LILE) نمی‌شود؛ بنابراین در یک سیستم ماگمایی وابسته به فرورانش با افزایش میزان آب-زدایی پوسته، نسبت عناصر LILE/Th افزایش می‌یابد. Th در تعیین نقش رسوبات فرورونده در سیستم‌های کمان ماگمایی ناشی از فرورانش از اهمیت بالایی برخوردار است. عنصر Ba بیانگر نقش سیالات مشتق شده از لبه فرورونده در تحولات ماگمایی می‌باشد. برپایه مطالعات Woodhead et al.

(۲۰۰۱)، Th و LREE در مذاب، متحرک می‌باشند در حالی که نسبت به HREE و LREE در سیالات صفحه فرورونده نا متحرک‌اند. بنابراین برای شناسایی نقش رسوبات یا سیال، نسبت‌های عناصری مانند Ba/La و Th/HREE بسیار مفید می‌باشد (Woodhead et al., 2001).

در این بخش برای تعیین نقش رسوبات از نمودار Th/Yb در مقابل Sr/Nd و Ba/La در برابر Th/Yb استفاده شده است. نسبت‌های بالای Th/Yb و Sr/Nd به ترتیب حکایت از نقش افزاینده رسوبات و سیالات صفحه فرورونده دارد (Elliott et al., 1997) (شکل ۶-۷). در این نمودارها، نسبت‌های ثابت Ba/La و Sr/Nd با افزایش Th/Yb پیشنهاد می‌کنند که تعدیل‌شدگی گوه گوشته‌ای احتمالاً بیش‌تر در ارتباط با صفحه فرورونده که حاوی رسوبات است، می‌باشد.

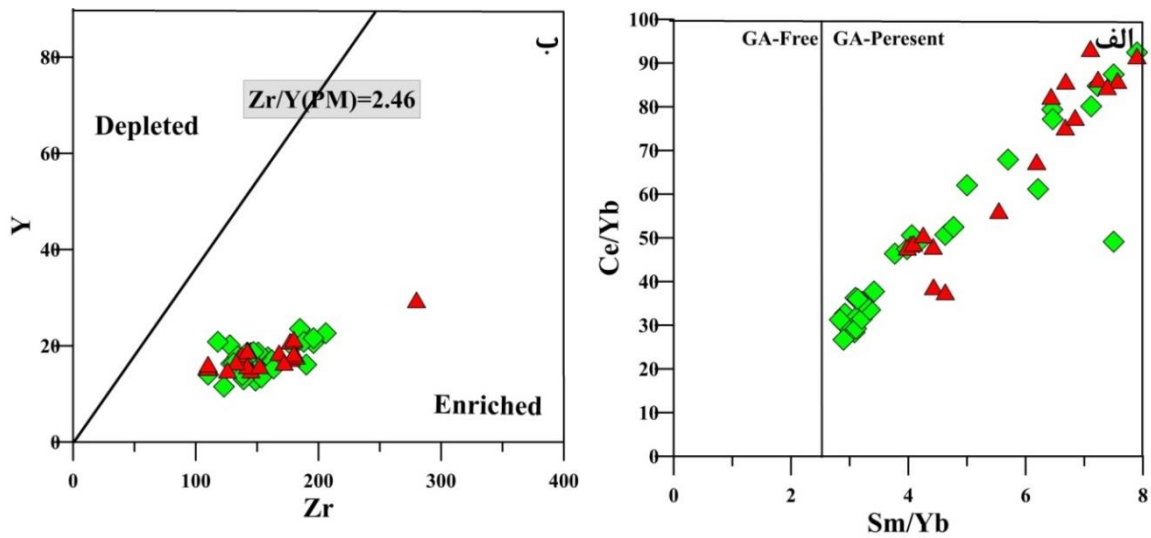


شکل ۶-۷- موقعیت بازالتهای مورد مطالعه بر روی نمودارهای تفکیک کننده نقش رسوب/سیال (Elliott et al., 1997).

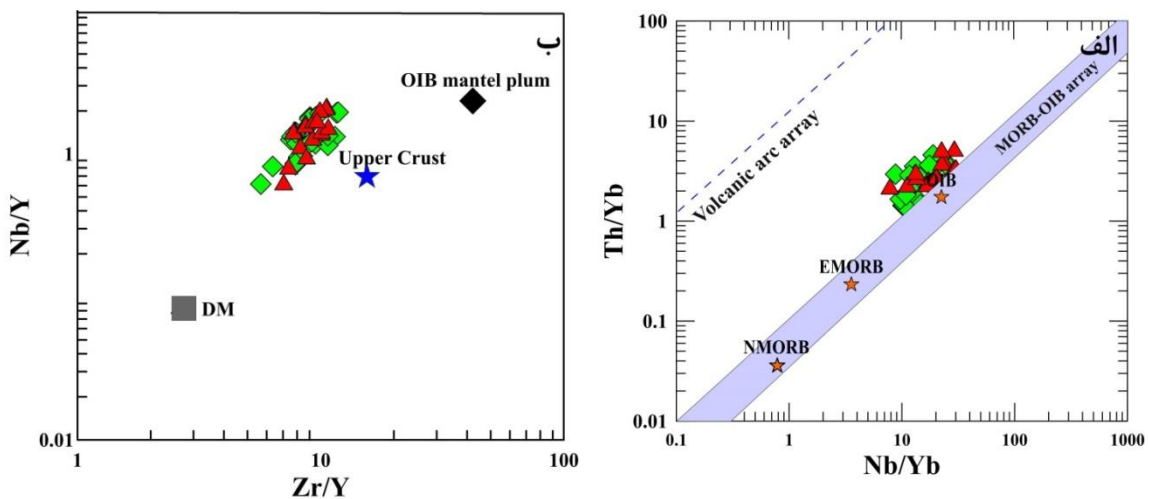
همان‌طور که در بخش ژئوشیمی بحث شد شواهد، حاکی از حضور گارنت به عنوان یک فاز باقیمانده، در مذاب ناحیه منشأ است. همچنین در نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (Coban, 2007) که برای تشخیص حضور یا نبود گارنت در محل منبع تولید مذاب، طراحی شده است، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گوشته‌ای گارنت‌دار، قرار می‌گیرند (شکل ۶-۸، الف). این امر بیانگر عمق بیشتر

محل منبع ماگما و تشکیل آن‌ها در گوشته گارنت لِرزولیتی است. (Reichow et al., ۲۰۰۵) معتقدند که عناصر Zr و Nb در خلال تبلور تفریقی الیوین، پیروکسن، مگنتیت و پلاژیوکلاز، در ماگماهای مافیک، رفتار ناسازگار دارند و به دلیل تحرک بسیار پایین، حتی در درجه‌های بالای دگرسانی، مفید هستند (Widdowson et al., 2000). بنابراین نمایندگان مناسبی برای ترکیب محل منشأ می‌باشند. به عقیده (Sun & McDonough (۱۹۸۹)، نسبت Zr به Y بیشتر از ۲/۴۶ بیانگر منشأ گیری ماگما از یک منبع غنی شده است. این نسبت، در نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین ۸/۹ می‌باشد که نشان‌دهنده یک محل منشأ گوشته‌ای غنی شده است (شکل ۶-۸، ب). در نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb که برای تعیین ویژگی‌های محل منشأ طراحی شده است، معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Nb/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی قرار نمی‌گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ترکیب سنگ منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته به‌وسیله‌ی ماگما باشد. این نمودار موقعیت بازالت‌های پشت‌های اقیانوسی تهی شده (NMORB)، غنی شده (EMORB) و جزایر اقیانوسی (OIB) را از هم تفکیک می‌کند و برای تشخیص خصوصیات محل منشأ بسیار مناسب است. بازالت‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده نزدیک به بازالت‌های OIB قرار می‌گیرند که تأیید کننده غنی‌شدگی محل منشأ این بازالت‌ها می‌باشد (شکل ۶-۹، الف).

(Wilson & Lyshkevich (۱۹۹۶) نمودار تغییرات لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/Y را برای تعیین ویژگی‌های محل منشأ طراحی کرده‌اند. نسبت‌ها در این نمودار تقریباً غیر حساس به فرآیندهایی چون تأثیر دگرسانی، تفریق بلورین و درجات مختلف ذوب بخشی می‌باشند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی نزدیک به منشأ نوع OIB و با یک روند خطی به سمت پوسته فوقانی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۹، ب). قرارگیری نمونه‌ها در نزدیکی OIB، تأییدکننده‌ی غنی‌شدگی محل منشأ این بازالت‌ها می‌باشد. همچنین روند رو به پوسته بالایی می‌تواند تأییدی بر دخالت آرایش پوسته‌ای در تحول این بازالت‌ها باشد.



شکل ۶-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)؛ ب) Y در برابر Zr (Sun & McDonough, 1989).

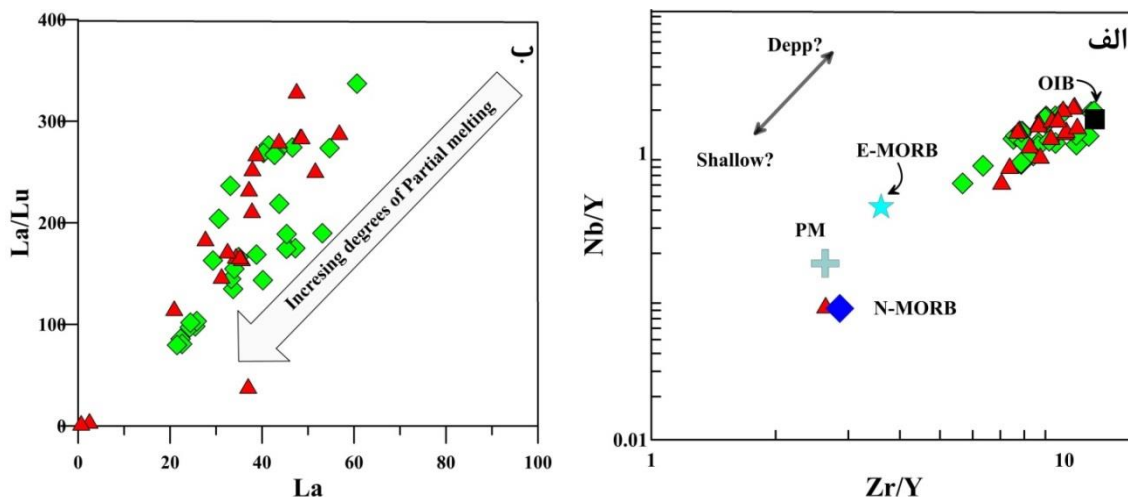


شکل ۶-۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین ویژگی‌های محل منشأ الف) Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008)؛ ب) Zr/Y در برابر Nb/Y (Wilson & Lyshkevich, 1996).

در نمودار Zr/Y در مقابل Nb/Y (Shellnutt et al., 2014) که ماگماهای با محل منشأ بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی تهی‌شده (N-MORB)، غنی‌شده (E-MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) را از یکدیگر تفکیک می‌کنند، بازالت‌های مورد مطالعه،

ویژگی‌های بازالت‌های OIB را نشان می‌دهند که حاکی از نشأت گرفتن ماگما از یک گوشته غنی‌شده است (شکل ۶-۱۰، الف). شواهد ذکر شده در بالا تأییدکننده یک محل منشأ گوشته‌ای غنی‌شده برای بازالت‌های مورد مطالعه می‌باشد.

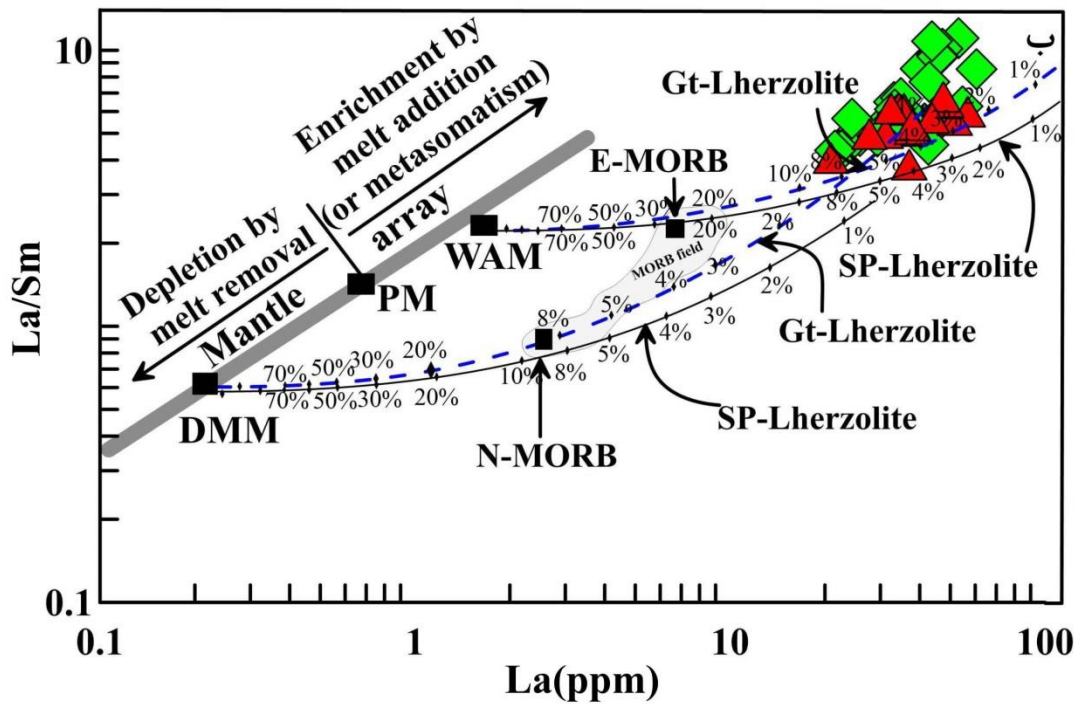
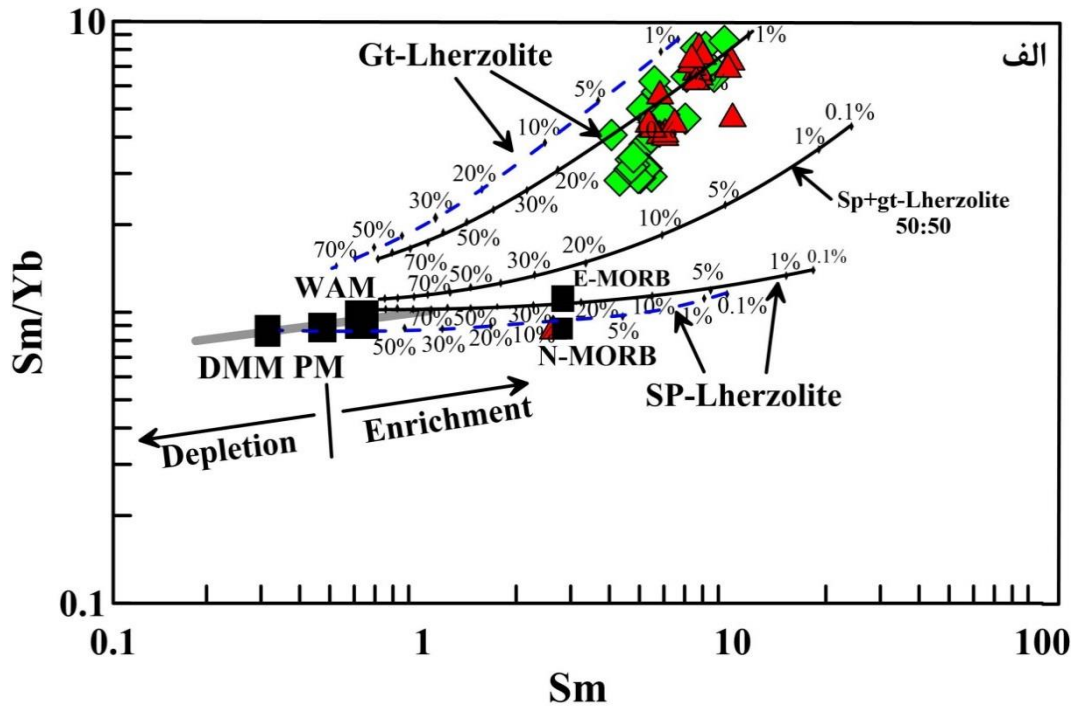
از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به‌طور گسترده برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود (Rollinson, 1993; Furman, 2007; Zhao & Zhou, 2007). شواهد حاکی از منشأ گیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه از یک محل منبع غنی‌شده و نیز تغییرات درجه ذوب‌بخشی در هنگام شکل‌گیری ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها است. در نمودار تغییرات La/Lu در برابر La (Lustrino et al., 2002) که جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب‌بخشی طراحی شده است، نمونه‌های مورد مطالعه دارای روند منفی می‌باشند (شکل ۶-۱۰، ب). به‌طوری که کاهش تدریجی نسبت La/Lu در این نمونه‌ها، بیانگر افزایش درجه ذوب‌بخشی، و در واقع، افزایش شیب منحنی‌های بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه و کندریت می‌باشد. یک روش بسیار مفید برای مدل‌سازی ذوب، استفاده از نسبت عناصر بسیار ناسازگار در برابر کمتر ناسازگار در نمودارهای دوتایی است. این عناصر به خاطر حساسیت به تغییرات در فرآیندهای ذوب می‌توانند به تشخیص (۱) اثرات ذوب بخشی و تبلور تفریقی (۲) ذوب از منبع غنی‌شده یا تهی‌شده (۳) ذوب از منبع گارنت لرزولیتی یا اسپینل لرزولیت، کمک کنند (Aldanmaz et al, 2000).



شکل ۶-۱۰-الف) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y جهت تعیین ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های مورد مطالعه. مقادیر مورد استفاده در تعیین موقعیت بازالت‌های پشته اقیانوسی تهی شده (NMORB) غنی شده (EMORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) از (Sun & McDonough (۱۹۸۹) در برابر La جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب بخشی (Lustrino et al., ۲۰۰۲).

Li & Chen (۲۰۱۴) به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ نمودار Sm/Yb نسبت به Sm را طراحی کرده‌اند (شکل ۶-۱۱، الف). این نمودار بیانگر تغییرات درجه ذوب-بخشی در دو خاستگاه اسپینل پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی است و این دو خاستگاه را از یکدیگر تفکیک می‌کند. عنصر Yb در گارنت سازگار است، در حالی که Sm ناسازگار می‌باشد زیرا ضریب توزیع Yb در گارنت در مقایسه با Sm بسیار بالاتر است. این نوع رفتار باعث می‌شود نسبت Sm/Yb در درجات پایین ذوب بخشی یک گوشته گارنت پریدوتیتی به شدت تفریق یابد و در منشأ گارنت پریدوتیتی متمرکز شود. در حالی که در نتیجه ذوب یک گوشته اسپینل پریدوتیتی نسبت Sm/Yb تقریباً ثابت باقی می‌ماند (Xu et al., 2005). زیرا Yb و Sm، از ضرایب توزیع نسبتاً مشابه در اسپینل برخوردار هستند (Aldanmaz et al, 2000؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودار، روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱ تا ۱۵ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۱، الف). همچنین از نمودار La/Sm در برابر Sm (Aldanmaz et al., 2000) که برای

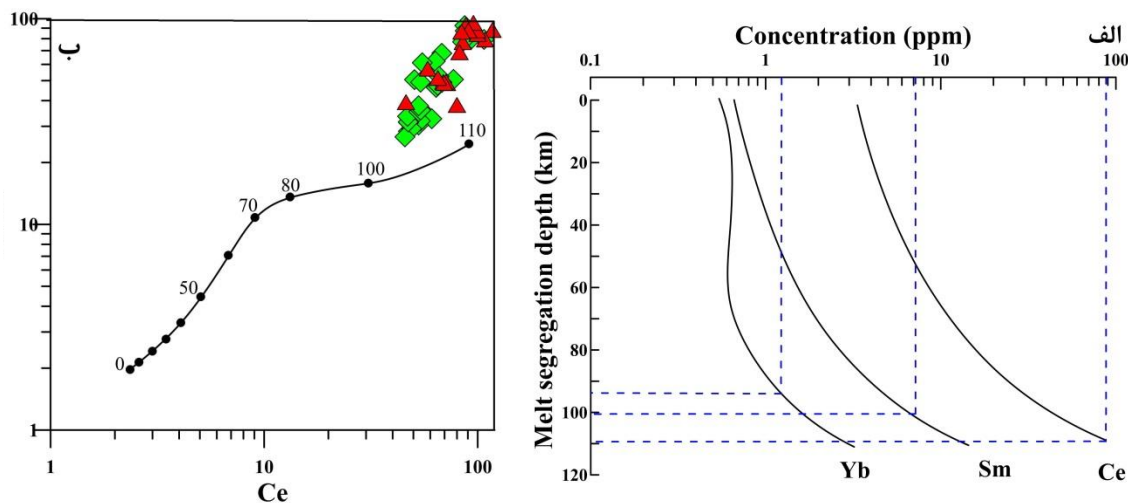
تعیین درجه ذوب بخشی و خاستگاه ماگما طراحی شده است، استفاده شد. در این شکل خطوط ممتد بیانگر روند تغییر ترکیب مذاب‌هایی است که با درجات مختلف ذوب بخشی از لرزولیت اسپینل دار مشتق شده‌اند و خطوط منقطع بیانگر مذاب‌هایی است که از ذوب بخشی لرزولیت گارنت دار منشأ گرفته‌اند. بر روی خطوط ضخیم، محدوده گوشته اولیه، تهی شده و غنی شده مشخص شده است. بر اساس این نمودار با فرض لرزولیتی بودن ترکیب گوشته، می‌توان روند تغییرات ترکیب مذاب‌های مشتق از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در دو شاخه مختلف گوشته غنی شده (Enriched Mantel) و گوشته تهی شده (Depleted Mantel) تعقیب نمود. نمونه‌های مورد بررسی که از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی شده دارند و بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۱، ب) که تأیید کننده نتایج قبلی مبنی بر منشأ گیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه از این محل گوشته‌ای است.



شکل ۶-۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین درجه ذوب بخشی الف) Sm/Yb در برابر Sm (Li & Chen, ۲۰۱۴) و ب) La/Sm در برابر La (Aldanmaz et al., 2000).

با توجه به اینکه عمق پایداری گارنت در اعماق بیش از ۸۰ کیلومتر است، می‌توان نتیجه گرفت که عمق منشأ گیری ماگمای بازالت‌های مورد مطالعه در اعماقی بیش از این عمق می‌باشد. به‌منظور تعیین دقیق‌تر این عمق از نمودار طراحی شده توسط (Ellam ۱۹۹۲) استفاده شد.

(Ellam ۱۹۹۲) به‌منظور تعیین عمق رخداد ذوب، نمودار Ce نسبت به Ce/Yb را طراحی کرد. نسبت Ce/Yb در طی فرآیندهای تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کند در حالی که به درجات ذوب‌بخشی حساس می‌باشند. این ویژگی می‌تواند شاخص خوبی برای نشان دادن عمق رخداد ذوب‌بخشی باشد. او همچنین نموداری بر اساس میانگین تمرکز عناصر Sm، Yb و Ce برای تعیین عمق طراحی کرده است. میانگین تمرکز این عناصر در سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب ۱/۲۴، ۷/۱۸ و ۸۲/۵ می‌باشد. بر اساس این نمودارها، عمق به‌دست‌آمده برای محل ذوب ماگمای مادر ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر است (شکل ۶-۱۲).



شکل ۶-۱۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین عمق منشأ گیری ماگما الف) بر اساس میانگین تمرکز عناصر Sm، Yb و Ce (Ellam, 1992)، ب) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992).

۱-۴-۶- ویژگی‌های گوشته محل منبع بر اساس داده‌های ایزوتوپی

با تلفیق داده‌های ایزوتوپی با داده‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کل سنگ می‌توان اطلاعات ارزشمندی در ارزیابی مسائل مرتبط با پترولوژی به دست آورد. ترکیبات ایزوتوپی سنگ‌های آذرین منجر به ایجاد نگرش جدیدی پیرامون مسائل پیچیده منشأ ماگما و چگونگی تشکیل سنگ‌های آذرین شده- است. بدین منظور استفاده از داده‌های ایزوتوپی استرانسیوم و نئودیمیوم ابزار بسیار مفیدی به‌منظور شناسایی منشأ ماگما و فرایندهای تحولاتی است که در طی روند تکامل خود در تشکیل انواع مختلف سنگ طی می‌کند (Zindler & Hart, 1986).

اهمیت مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی در آن است که این نسبت‌ها در یک ماگما مشخص کننده ناحیه منشائی هستند که ماگماها از آنجا نشأت گرفته اند. البته این موضوع مشروط به دو عامل است. اول: ماگماهای اولیه نشأت گرفته از ناحیه منشأ با بخش‌هایی از ماگماهای دیگر با ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متفاوت اختلاط نیافته باشند. دوم: ماگماهای اولیه به وسیله تأثیر متقابل با سنگ دیواره به‌عنوان مثال لیتوسفر قاره‌ای یا سنگ‌های پوسته قاره‌ای آرایش نیافته باشند (Wilson 1989, Rollinson, 1993). بنابراین بررسی علائم ایزوتوپی سنگ‌های هر منطقه اجازه شناسایی ترکیب گوشته و همچنین فرآیندهای ماگمایی چون اختلاط، آرایش و هضم را می‌دهد. به خصوص پذیرش اجزاء غنی‌شده مثل پوسته قاره‌ای توسط مواد گوشته‌ای، پیش از هر چیز با مشخصات ایزوتوپی احراز هویت می‌شود (Jung, 2003).

ماگماهایی که در جزایر قوسی و امتداد حاشیه‌های قاره‌ای فوران یافته‌اند، حاوی نسبت‌های مشخصی از $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ می‌باشند. بازالت‌های اقیانوسی نسبت به کل زمین از Nd غنی شده و از Sr فقیر شده‌اند، در حالی که، پوسته قاره‌ای عکس این رابطه را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که پوسته قاره‌ای و منشأ گوشته‌ای بازالت‌های اقیانوسی، مخازن مکمل Nd و Sr هستند و پوسته قاره‌ای از گوشته زمین مشتق شده و مخزنی غنی شده از Nd و تهی شده از Sr را برجای گذاشته است.

به‌طور کلی، در مبحث ژئوشیمی ایزوتوپی از پارامتر ϵ_{Nd} به جای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده می‌شود. در واقع فاکتور ϵ_{Nd} به مقدار انحراف یا میزان اختلاف نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ موجود در سنگ به مقدار آن در یک مرجع یکنواختی کندریتی (CHUR) اطلاق می‌شود. نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در بدو تشکیل کره زمین حدود $0/507$ بوده که مقدار آن در حال حاضر برابر با $0/512638$ می‌باشد. از آنجایی که میزان Sm در سنگ‌های گوشته بیشتر می‌باشد، لذا نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در گوشته بیشتر از پوسته قاره‌ای می‌باشد.

گاهی ایزوتوپ Nd به صورت ϵ_{Nd} گزارش و نمایش داده می‌شود:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^{\text{T}}} - 1 \right) \times 10,000$$

مقادیر ϵ_{Nd} برای اغلب سنگ‌ها در گستره $+10$ تا -20 واقع شده‌اند. مقادیر $\epsilon_{\text{Nd}}=0$ نشان می‌دهد که ماگما از یک مخزن گوشته‌ای مشتق شده است که زمان تشکیل زمین تا زمان t دارای Sm/Nd کندریتی بوده است. مقدار منفی ϵ_{Nd} حاکی از مقادیر پایین‌تر Sm/Nd سنگ نسبت به همین مقادیر در کندریت است (CHUR) و الگوهای عناصر نادر خاکی غنی-شدگی از REE را نشان می‌دهند که این امر حاکی از یک منشأ گوشته‌ای غنی شده یا یک منشأ پوسته‌ای است. این درحالی است که مقادیر مثبت ϵ_{Nd} حاکی از بالاتر بودن نسبت Sm/Nd موجود در سنگ در زمان حاضر می‌باشد و نیز نسبت اولیه Sm/Nd آن از کندریت (CHUR) بالاتر است، یا به عبارت دیگر، ناحیه منشأ گوشته‌ای تهی شده را نشان می‌دهد.

بیشترین قسمت‌های گوشته ϵ_{Nd} بالاتر و $^{87}Sm/^{147}Sm$ پایین‌تری از میانگین کل زمین (Bulk Earth) دارند. بنابراین، نسبت Sm/Nd در نتیجه فرآیندهای ماگمایی، می‌تواند نسبت‌های Rb/Sr و Sm/Nd را به اشکال مختلف دستخوش تغییراتی کند. از این‌رو، با گذشت زمان زمین‌شناسی شاهد ایجاد رابطه معکوسی بین $^{87}Sm/^{147}Sm$ و ϵ_{Nd} می‌باشیم. به عنوان مثال، DePaolo (۱۹۸۰) با مطالعه بر روی رشته کوه‌های Peninsular نتیجه گرفت که در مناطقی که سن سنگ‌ها از ۱۳۰ میلیون سال در غرب به حدود ۹۰ میلیون سال در خاور کاهش می‌یابد، در همان جهت نسبت‌های $^{87}Sm/^{147}Sm$ آن‌ها از ۰/۷۰۳ به ۰/۷۰۸ افزایش یافته است.

در این بخش، به ارائه مقادیر ایزوتوپی Sr و Nd در بازالت‌های الیگومیوسن ایران مرکزی پرداخته می‌شود. جهت مطالعه ویژگی‌های ایزوتوپی بازالت‌های مورد مطالعه ۴ نمونه مورد تجزیه ایزوتوپی برای ایزوتوپ‌های Sr و Nd قرار گرفتند که نتایج حاصل از این آنالیزها به همراه نسبت‌های اولیه آنان در جدول ۶-۱ ارائه شده است. برای به دست آوردن نسبت‌های اولیه (initial ratios)، سن ۲۶ میلیون سال (Bauman et al., 1983) در روابط منظور شده است. بنابراین محاسبات نسبت‌های اولیه $^{87}Sm/^{147}Sm$ و $^{143}Sm/^{144}Sm$ به ترتیب با استفاده از روابط ۱ و ۲ انجام شده است.

$$^{87}Sm/^{147}Sm = (^{87}Sm/^{147}Sm)_0 + ^{87}Sm/^{147}Sm (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{رابطه ۱:}$$

$$^{143}Sm/^{144}Sm = (^{143}Sm/^{144}Sm)_0 + ^{147}Sm/^{144}Sm (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{رابطه ۲:}$$

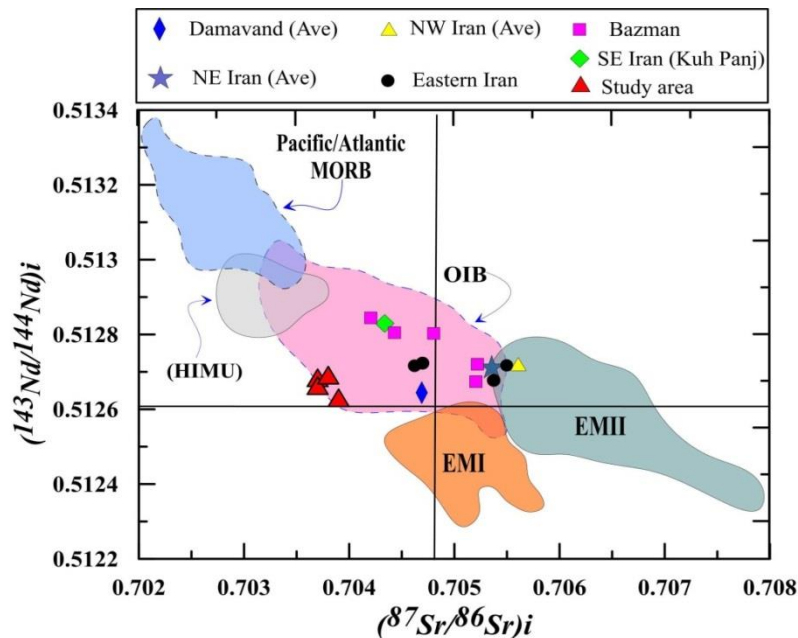
نسبت‌های $^{87}Sm/^{147}Sm$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Initial) این سنگ‌ها به ترتیب بین ۰/۷۰۳۷ تا ۰/۷۰۳۹ و ۰/۵۱۲۷۰ تا ۰/۵۱۲۶۲ در تغییر است. این نسبت‌های آغازین نشان‌دهنده یک منشأ گوشته‌ای با مقادیری اندکی از آلودگی پوسته‌ای برای آن‌هاست. مقدار ϵ_{Nd} (26 Ma) این بازالت‌ها نیز بین ۳/۶۶ تا +۵/۱۰ متغیر است. در نمودار تغییرات $(^{87}Sm/^{147}Sm)_i$ در برابر $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ و $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ نمونه

های مورد مطالعه در برابر (ϵ_{Nd}) در محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند (شکل - های ۶-۱۳ و ۶-۱۴) که بیان‌گر وجود یک محل منبع گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای تحول یافته نوع OIB برای آن‌هاست.

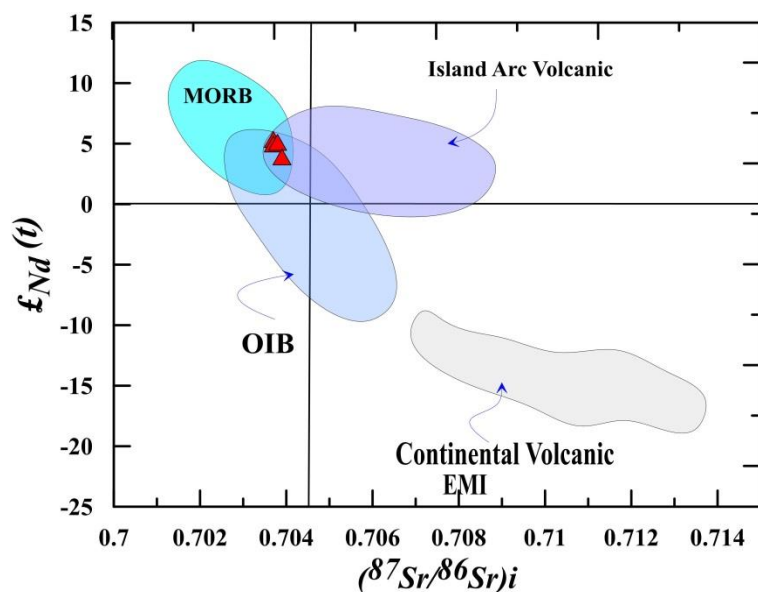
در برخی موارد، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی اندازه‌های فوران یافته در محیط‌های وابسته به فرورانش، شباهت‌های ظاهری به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) نشان می‌دهند که از آن‌ها تحت عنوان OIB-like و MORB-like نام برده می‌شود و این مطلب نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگما از یک گوشته تا حدی غنی شده می‌باشد، اما این امر دلالت بر منشأ واقعی OIB یا MORB بودن نمونه‌ها ندارد (Morris & Hart, 1983; Stolz et al., 1990; Edwards et al., 1994; Turner & Foden, 2001).

جدول ۶-۱- نتایج محاسبات ایزوتوپی انجام شده برای نمونه‌های مورد مطالعه (سن ۲۶ میلیون سال در روابط منظور شده است (Bauman et al., 1983).

Sample	D5	R76	KW1	OS2
Location	Ahmad Abad	Reza Abad	Kalate Sadat	Kalate Sadat
Rb (ppm)	۲۱/۵	۱۳/۵	۱۵/۳	۱۶/۱
Sr (ppm)	۱۳۸۹	۱۱۲۴	۱۱۹۵	۱۲۵۷
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	۰/۰۴۴۷	۰/۰۳۴۷	۰/۰۳۷۱	۰/۰۳۷
$^{147}\text{Sm}/^{146}\text{Sm}$	۰/۷۰۳۷۵۵	۰/۷۰۳۷۵۵	۰/۷۰۳۸۲۷	۰/۷۰۳۸۹۱
ϵNd	۰/۰۰۰۰۱۵	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۰۰۰۰۰۹
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	۰/۷۰۳۷	۰/۷۰۳۷	۰/۷۰۳۸	۰/۷۰۳۹
Sm (ppm)	۷/۱۴	۵/۲۸	۵/۹۳	۶/۰۴
Nd (ppm)	۳۴/۸	۲۵/۶	۳۲/۴	۳۳/۱
$^{147}\text{Sm}/^{146}\text{Sm}$	۰/۱۲۳۹	۰/۱۲۴۹	۰/۱۱۰۷	۰/۱۱۰۳
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	۰/۵۱۲۸۸۷	۰/۵۱۲۸۶۸	۰/۵۱۲۸۷۲	۰/۵۱۲۸۱۱
ϵNd	۰/۰۰۰۰۱۲	۰/۰۰۰۰۰۸	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۰۰۰۰۱۲
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	۰/۵۱۲۷۰	۰/۵۱۲۷۰	۰/۵۱۲۷۰	۰/۵۱۲۶۲
$\epsilon\text{Nd} (t)$	۵/۱۰	۴/۷۳	۴/۸۵	۳/۶۶



شکل ۶-۱۳- نمایش نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه‌ی بازالت‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس دیگرام Hofmann (1997). بازالت‌های نئوژن از شمال، شمال خاور و خاور ایران برای مقایسه آورده شده‌اند (Sadat et al., 2011).

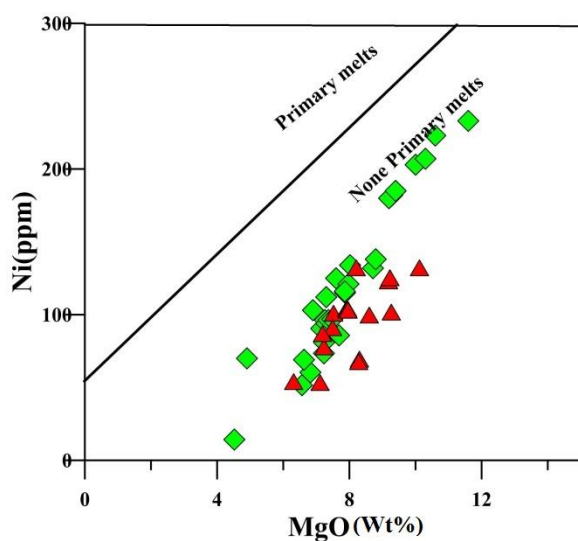


شکل ۶-۱۴- نمایش نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر ϵ_{Nd} در بازالت‌های منطقه مورد مطالعه. (مقادیر MORB، Island Arc Volcanic، OIB، Volcanic و Continental Volcanic EMI از Hart et al. (۱۹۸۶)، Zindler & Hart (۱۹۸۶) و Hart et al. (۱۹۹۲)).

۵-۶- نقش فرایندهای تحولی در خلال صعود ماگما

در سال‌های اخیر، اغلب سنگ‌شناسان بر این باورند که بیشتر سنگ‌ها از ماگمای والدی به وجود آمده‌اند که خود از ذوب‌بخشی گوشته تولید شده و تبلور جزء-به-جزء و دیگر فرایندهای تفریق، تنها توانسته‌اند روند قلیایی سنگ‌های مادر را تشدید کند (Middlemost, 1987). Hall (۱۹۸۷) معتقد است که بازالت‌ها بیشتر حاصل ذوب‌بخشی پریدوتیت‌ها می‌باشند. ذوب‌بخشی یک پریدوتیت خاص با شرایط مختلف فشار و مواد فرار، می‌تواند انواع مختلف بازالت‌ها را تولید کند (Middlemost, 1987). در پی تولید مذاب، فرایندهایی مانند تفریق بلوری، تجمع بلوری و هضم پوسته‌ای در طی گذر ماگما به سطح، می‌تواند طبیعت واقعی منبع ماگما را پنهان کند. بنابراین اثر این فرایندها بر روی ترکیب محصولات فوران یافته، باید پیش از آن که مدل‌های مربوط به زایش ماگما آزمایش شود،

حذف شوند. این کار باعث می‌شود تا سنگ‌های مورد مطالعه کمترین تغییر را از زمان جدایش از منبع متحمل شوند (Machado et al., 2005). به‌طور کلی ماگماهای اولیه که در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته بالایی (آلیوین + ارتوپروکسن + گارنت + اسپینل) قرار دارند، باید دارای مقادیر $Mg\# > 0.7$ ، $Ni = 1400-1500$ ، $Cr < 1000$ و مقدار SiO_2 کمتر از ۵۰ درصد باشند (Glenn, 2004). با این حال، یک ماگمای بازیک ممکن است به جای مشتق شدن از یک گوشته عادی از مناطقی با منشأ متاسوماتیزه، مشتق شده باشد که این معیارها دیگر کاربردی نخواهند داشت (Wilson, 1989). همچنین با افزایش تحول ماگمایی از میزان عدد منیزیم کاسته می‌شود. در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مقدار $Cr = 324-100$ و $Ni = 130/4-51/59$ است. پس می‌توان نتیجه گرفت ماگمای سازنده این سنگ‌ها جزء ماگماهای اولیه نبوده و پس از تشکیل در گوشته عادی متحمل تحولات ماگمایی شده است. نمودار Mg در برابر Ni (Varekamp et al., 2010; George & Rogers, 2002) که به منظور تفکیک ماگماهای اولیه از غیر اولیه طراحی شده به خوبی این موضوع را تأیید می‌کند که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه جزء ماگماهای اولیه نبوده است (شکل ۶-۱۵).

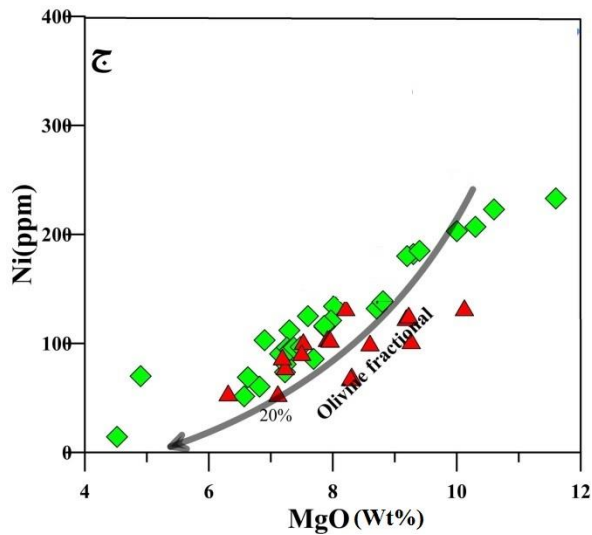
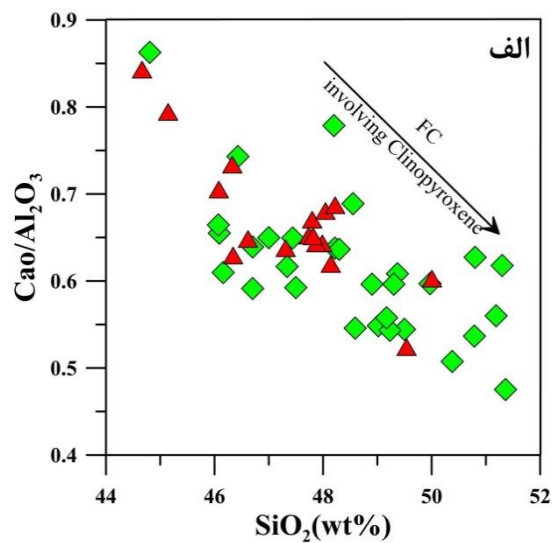
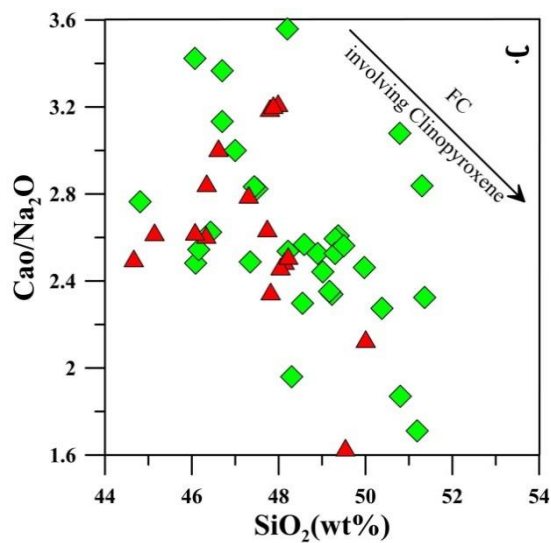


شکل ۶-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات MgO در برابر Ni برای تعیین ماگمای اولیه از غیر اولیه (Varekamp et al., 2010; George and Rogers, 2002).

همان‌طور که در بخش ژئوشیمی و شیمی کانی بحث شد، بر اساس روند نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی مورد استفاده در آن‌ها، نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده منطقه محرز شده است. به‌منظور بررسی تحول ژئوشیمیایی گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 استفاده شده است (فصل ژئوشیمی). Al_2O_3 تا حدودی روند افزایشی همراه با اندکی پراکندگی نشان می‌دهد. تبلور و تفریق محدود کانی‌های مافیک مانند الیوین و پیروکسن در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگمایی، موجب افزایش نسبی میزان Al_2O_3 شده است. از جمله شاخصه‌های تفریق کلینوپیروکسن می‌توان به کاهش نسبت‌های $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ و $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ اشاره نمود. نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ به تفریق کلینوپیروکسن بسیار حساس بوده و طی تفریق کلینوپیروکسن به‌صورت مشخص کاهش می‌یابد (Herzberg & Zhang, ۱۹۹۶) که این پدیده در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به وضوح دیده می‌شود (شکل ۶-۱۶). نبود ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌ها، نشانگر مهم نبودن نقش تبلور تفریقی

پلاژیوکلاز در طی تحول ماگما و یا تفریق این کانی در شرایط فشار پایین است (Hosseini et al., 2009).

مقادیر بسیار پایین Ni و Cr در سنگ‌های مورد مطالعه نشانگر تبلور تفریقی آلیوین از ماگمای اولیه است. شکل ۶-۱۶ نشان‌دهنده ارتباط بین Mg-Ni در ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی است. با کاهش MgO یعنی با افزایش تبلور، Ni کاهش یافته، که این امر می‌تواند نشان‌دهنده تبلور جزء به جزء آلیوین باشد (Guo et al., 2006). MgO, Fe₂O₃, MnO, CaO و P₂O₅, TiO₂ با افزایش مقدار سیلیس، کاهش می‌یابند. این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگما باشد، در حالی که K₂O و Na₂O روند افزایشی نشان می‌دهند. این نمودارها نشان می‌دهند که فرایند تبلور تفریقی، نقش اصلی را در تحول ژئوشیمیایی ماگمای سازنده بازالت‌ها به عهده داشته است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۴).

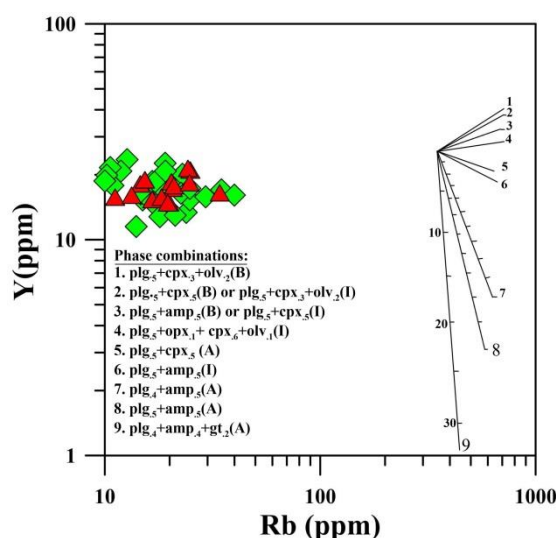


شکل ۶-۱۶- دیاگرام‌های تعیین کننده نقش تفریق ماگمایی و تبلور بخشی کانی‌های تشکیل دهنده بازالت‌های مورد مطالعه.

در این فصل، به منظور بررسی بیشتر فرآیندهای تحولی درگیر در طول صعود ماگمای یادشده، از مجموعه داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و کانی‌ها و نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd استفاده شده است. برای تعیین ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی، استفاده از عناصر سازگار و عناصر ناسازگار بسیار مفید است (Aldanmaz et al., 2000). برای مثال در طول فرآیند

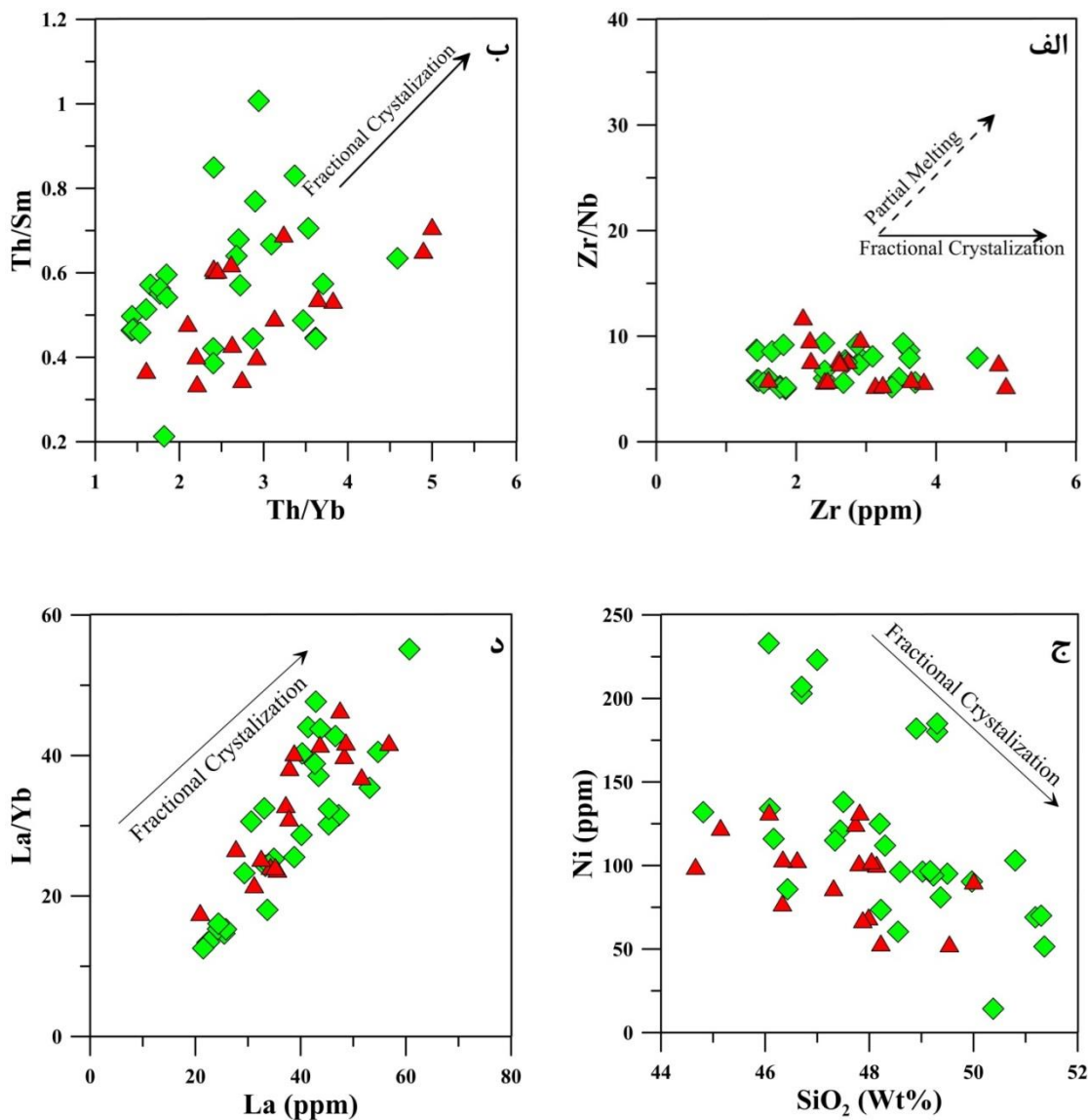
ذوب‌بخشی، نسبت‌های عناصر ناسازگار، در نتیجه افزایش ذوب بخشی کاهش می‌یابند (Abdel-Rahman and Nassar, 2004).

(Keskin et al., 1998) نمودار لگاریتمی Rb در برابر Y را برای بررسی تبلور یک ماگما در شرایط آبدار و بدون آب، طراحی نموده‌اند. در این نمودار، همچنین بردارهای نظری تبلور تفریقی ریلی نشان داده شده است. بردارهای مورد نظر با این فرض رسم شده‌اند که اگر ۵۰ درصد از ماگمای مادر متبلور شود، ترکیب فازی نشان داده شده (از ۱ تا ۹) به وجود می‌آیند. Rb در این نمودار به عنوان شاخص تفریق استفاده شده است، زیرا در حین تفریق بسیار ناسازگار عمل می‌کند. در این نوع نمودار ترکیب اولیه در هر نقطه‌ای می‌تواند قرار داشته باشد. بنابراین آرایش کلی بردارها را می‌توان به گونه‌ای جابه‌جا کرد که بر داده‌ها منطبق شوند. از شکل ۶-۱۷ می‌توان چنین استنباط کرد که اگر شیب کلی داده‌ها افقی تا مثبت باشد، ماگمای اولیه تحت تأثیر تبلور تفریقی بدون آب قرار گرفته و کانی‌هایی همچون پلاژیوکلاز، الیوین، اوژیت و مگنتیت از آن متبلور گردیده‌اند. از آنجا که عنصر Y در طی تفریق، ناسازگار عمل کرده و نمی‌تواند وارد کانی‌های بدون آب شود، بنابراین فراوانی آن به تدریج افزایش می‌یابد. در صورتی که اگر در حین تفریق، کانی آبداری مانند آمفیبول متبلور گردد عنصر Y را جذب کرده و مقدار این عنصر در ماگمای باقی‌مانده، کاهش چشمگیر خواهد داشت (Pearce et al., 1990). این پدیده در نمودار شکل ۶-۱۷ با شیب منفی تا افقی در داده‌ها نمایان خواهد شد. روند تغییرات Y در مقابل Rb در نمونه‌های مورد مطالعه، افقی تا مثبت است. بنابراین تبلور تفریقی در آن‌ها با تبلور پلاژیوکلاز، اوژیت، الیوین و مگنتیت همراه بوده است.



شکل ۶-۱۷- نمودار Y در برابر Rb که نشان دهنده بردارهای تفریق ریلی است (Keskin et al., 1998).

بر طبق عقیده (Geng et al., 2009)، دامنه تغییرات محدود نسبت Zr/Nb حاکی از نقش تبلور تفریقی و تغییرات گسترده آن است که به فرآیند ذوب بخشی نسبت داده می‌شود (Geng et al., 2009). با توجه به دامنه محدود نسبت Zr/Nb بر روی دیاگرام Zr/Nb در مقابل Zr می‌توان نتیجه گرفت که تبلور تفریقی نقش عمده‌ای در پتروژنز سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارد (شکل ۶-۱۸، الف). در نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb ناسازگاری بیش‌تر Th نسبت به Sm باعث می‌شود نسبت Th/Sm در ماگمای باقی‌مانده هنگام تبلور تفریقی افزایش یابد (شکل ۶-۱۸، ب). تغییرات SiO₂ در برابر Ni در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، به منظور نمایش نقش تبلور تفریقی و ذوب بخشی در تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه ارائه شده است (شکل ۶-۱۸، ج) (Aldanmaz et al., 2000). با افزایش مقدار SiO₂، غلظت عنصر سازگار Ni کاهش پیدا می‌کند که بیانگر نقش تبلور تفریقی به عنوان فرایند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشد. همچنین نمودار La در برابر La/Yb (Erkül et al., 2008) نیز بیانگر نقش تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل ۶-۱۸، د).



شکل ۶-۱۸- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات الف) Zr/Nb در مقابل Zr ، ب) Th/Sm در مقابل Th/Yb ، ج) SiO_2 در برابر Ni ، د) La در برابر La/Yb .

یکی دیگر از عواملی که ممکن است باعث ایجاد تحول ماگمایی در ماگمای سازنده سنگ-

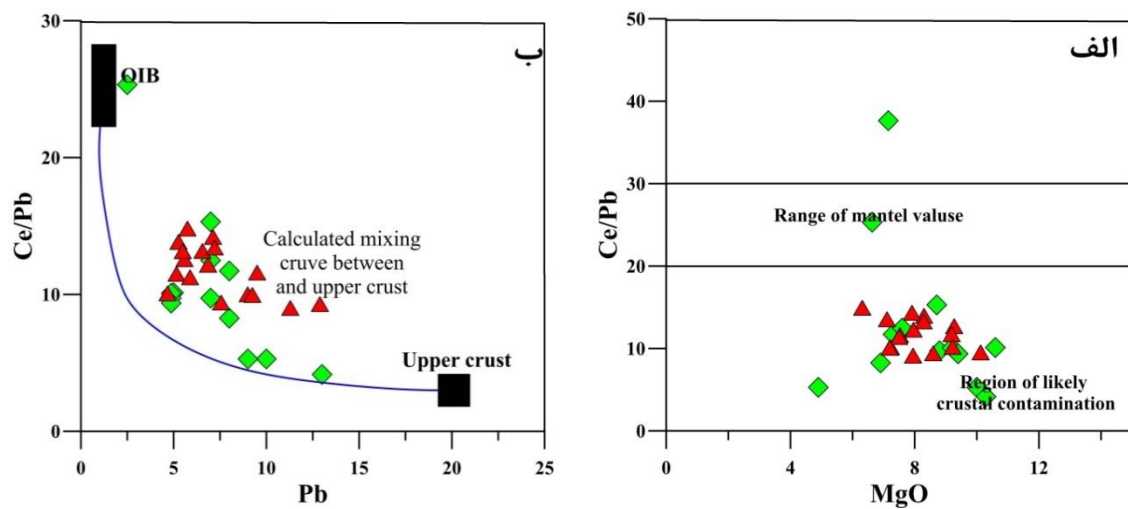
های مورد مطالعه شود، آلیش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد.

شاخص‌های تعیین آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی شامل پایین بودن نسبت Ce/Pb و بالا

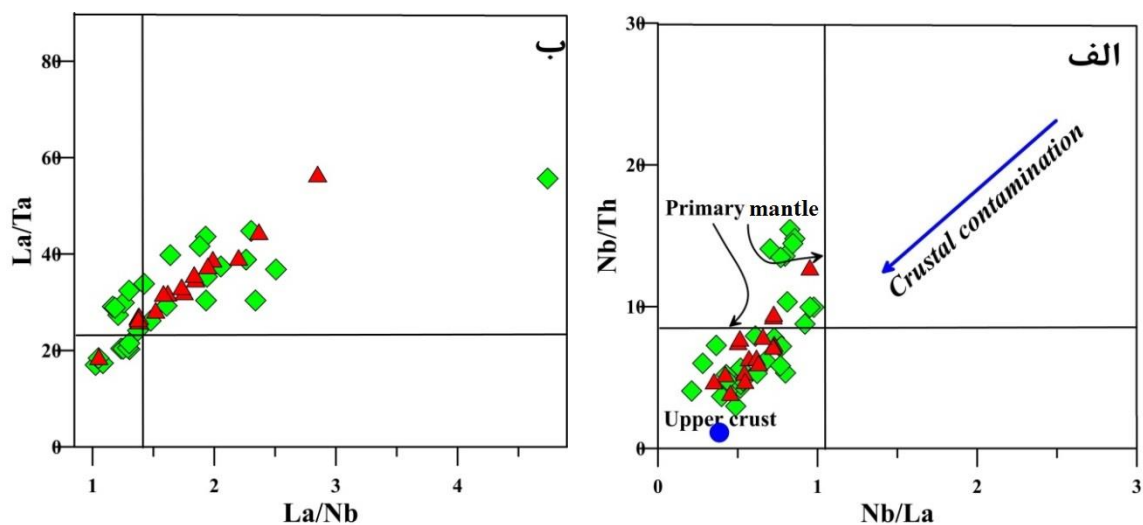
بودن نسبت Th/U می‌باشد، زیرا Pb و Th در مواد پوسته‌ای متمرکز هستند و طی ذوب-

بخشی یا تبلور تفریقی از یکدیگر تفکیک نمی‌شوند. بنابراین نسبت‌های آن‌ها منعکس کننده این نسبت در محل منبع ماگماست (Hofmann, 1988). طبق نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Furman, 2007)، اکثر نمونه‌ها در محدوده آرایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۹، الف). میانگین نسبت Ce/Pb در بازالت‌های اقیانوسی (OIB و MORB) تقریباً ۲۵ می‌باشد (Hofmann et al., 1986) که به‌طور قابل توجهی، بالاتر از مقدار نسبت یاد شده برای میانگین پوسته قاره‌ای است ($Pb=20$ و $Ce/Pb=3/2$) (Taylor & Mclennan, 1985). منحنی بین این دو منطقه نشان دهنده محدوده‌های OIB ($25/7 = Ce/Pb$ و $Pb=0/7$) و پوسته بالای ($Pb=20$ و $Ce/Pb = 3/2$) است (Norman & Garcia, 1999). براین اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در اطراف این منحنی قرار می‌گیرند (Alici et al., 2002) (شکل ۶-۱۹، ب). این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه باشد. به عقیده (Xu et al., 2015)، غنی‌شدگی محل منبع گوشته‌ای و آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی به‌طور قابل توجهی باعث افزایش میزان LREE و LILE، و کاهش نسبت‌های HFSE/LREE یا HFSE/LILE در ماگما می‌شود. میانگین نسبت‌های Nb/Th، Nb/U و Nb/La برای سنگ‌های مورد مطالعه، به ترتیب ۷/۸، ۳۲/۱۳ و ۰/۶۶ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه $\{ (Sun \& McDonough, 1989), (Nb/La=1/0.4, Nb/U=3.4, Nb/Th=8/4) \}$ کمتر می‌باشند، همچنین میانگین نسبت Nb/U برای نمونه‌های مورد مطالعه (۸/۵-۱۴/۴۹) نسبت به پوسته قاره‌ای (9 ± 3) (Rudnick & Gao, 2003) بالاتر است. این نسبت‌ها بیانگر آرایش کم ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالا آمدن است (شکل ۶-۲۰، الف). نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ و La/Ta بیشتر از ۲۲ نیز نشان دهنده آرایش ماگما با ترکیبات پوسته قاره‌ای است (Hart et al., 1989). این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین به ترتیب، ۱/۷۳ و ۳۲/۶۳ است و

آغستگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۶-۲۰، ب). همچنین در نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه (فصل ژئوشیمی)، نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری‌های مثبت از Cs و Pb هستند که می‌تواند بر اثر آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای (به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته‌ای قاره‌ای)، رخ داده باشد.

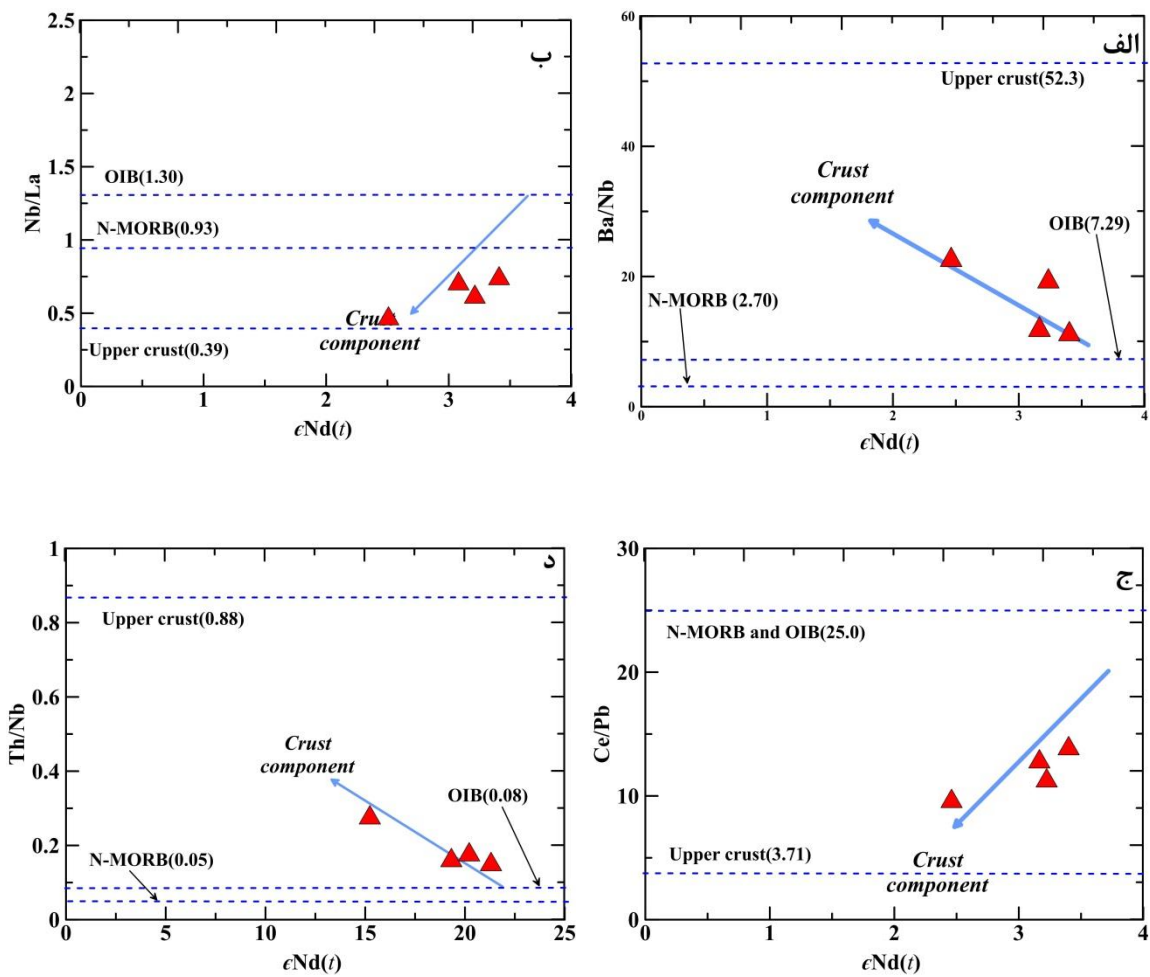


شکل ۶-۱۹- موقعیت نمونه‌های آذرین مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات الف) در نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, ۲۰۰۷) و ب) در برابر Ce/Pb (Alici et al., 2002) نشان دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۶-۲۰-الف) نمودار Nb/La برابر Nb/La (Xu et al., 2015) بیانگر آرایش ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالا آمدن می‌باشد، ب) نمودار تغییرات La/Ta در برابر La/Nb (Hart et al., ۱۹۸۹).

Pang et al. (۲۰۱۲) بر اساس داده‌های ایزوتوپی و نسبت‌های Ba/Nb، Th/Nb، Ce/Pb و Nb/La، نمودارهای جدیدی جهت تعیین آلودگی پوسته‌ای ارائه کرده‌اند. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه یک روندی به سوی آلودگی پوسته‌ای نشان می‌دهند. بنابراین بر اساس مطالعات پتروگرافی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی تبلور تفریقی کانی‌های پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه نقش اصلی دارند و آلودگی پوسته‌ای ماگما ناچیز می‌باشد.

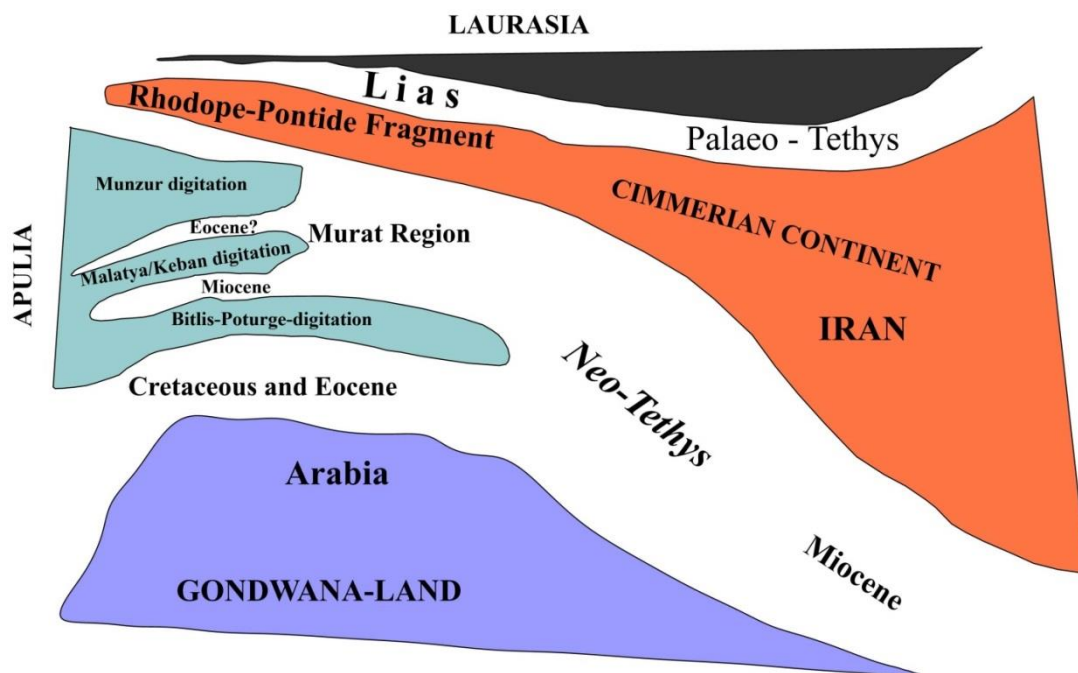


شکل ۶-۲۱- نمودارهای نسبت‌های عناصر نادر در برابر $\epsilon Nd(t)$ برای بازالت‌های مورد مطالعه. (میانگین پوسته بالایی (UC) از Rudnick & Gao (۲۰۰۳) و میانگین OIB از Sun & McDonough (۱۹۸۹) می‌باشد).

۶-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل بازالت‌های لبه شمالی ایران مرکزی

ایران زمین، به‌عنوان بخشی از ناحیه مرکزی- باختری کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است. این کمربند در نتیجه بسته شدن دریای بزرگی به نام تتیس با روند خاوری - باختری بین دو قاره بزرگ گندوانا و اوراسیا تشکیل شده است. کمربند آلپ - هیمالیا در ایران به دو شاخه شامل رشته‌کوه‌های البرز در شمال و رشته‌کوه‌های زاگرس در جنوب و جنوب غربی تقسیم می‌شود. تتیس از پروتروزوئیک پسین وجود داشته و به‌عنوان یک بزرگ ناودیس در نظر گرفته می‌شود (Sengor, 1984). بر اساس

موقعیت جغرافیایی و زمانی، اصطلاحات پالئوتتیس و نئوتتیس برای آن به کار برده می‌شود. اقیانوس پالئوتتیس در طول دوره زمانی کربونيفر- پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی، در شمال ایران شروع به بسته شدن کرد و در تریاس، برخورد قاره‌ای صورت گرفت (Berberian & King, 1981). اما در مورد زمان شکل‌گیری و بسته شدن نئوتتیس در ایران تاکنون مطالعات بسیاری انجام شده و نظرات مختلفی در مورد آن‌ها ارائه شده است. هر چند در مورد زمان تشکیل اقیانوس نئوتتیس در ایران (پرمین تا تریاس) تقریباً اتفاق نظر وجود دارد اما در مورد وضعیت بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد قاره‌ای عربستان با ایران مرکزی، پژوهشگران نظرات متفاوتی را از کرتاسه (Haynes & McQuillan, 1974; Berberian & Berberian, 1981; Alavi, 1981; Sengor et al., 1988, 1993; Ghasemi & Talbot, 1994; Berberian & King, 1981)، ائوسن (۱۹۹۴)، ائوسن- الیگوسن (Braud, 1987; ۲۰۰۶)، ائوسن- الیگوسن (Berberian et al., 1982; Hooper et al., 1994)، الیگوسن (Robertson et al., 1991; Agard et al., 2005; Yilmaz, 1993)، میوسن (Golonka, 2004; Stoneley, 1981; Jackson et al., 1995; Şengör, 1996; Robertson, 2004; Axen et al., 2001; McQuarrie et al., 2003; Mohajjel et al., 2003; Guest, 2004; ۲۰۰۰; Homke et al., 2004; Allen et al., 2004; Verdel et al., 2008; Şengör et al., 2008)، پلیوسن (Philip et al., ۱۹۸۹) و پلیوسن- پلیستوسن (Stocklin, 1977) ارائه داده‌اند (شکل ۶-۲۲).



شکل ۶-۲۲ - طرح شماتیک از اجزای قاره‌ای و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در زمان‌های مختلف در ایران و ترکیه (Sengor et al., 2008).

بنابراین ایران به دلیل تحمل زمین‌ساخت ویژه مناطق همگرایی ورقه‌ها (Berberian et al., ۱۹۸۲; Berberian & King, 1981; Takin, 1972; Mohajjel et al., 2003; Alavi, ۱۹۹۴; Dercourt et al., 1986; Shahabpour, 2007; Ghasemi & Talbot, 2006) جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای (به صورت خروجی و نفوذی)، به‌ویژه در دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک بوده است. در نقشه‌های زمین‌شناسی (Haghipour & Aghanabati, 1985) و ماگمایی (Emami et al., 1993) ایران، اهمیت این رخدادها به‌خوبی منعکس شده است. ماگماتیسم گسترده این دوران، در سرتاسر پهنه ایران مرکزی به‌طور نامنظمی توزیع شده است. در نقشه زون‌های ساختاری ایران، دو نوار ماگمایی، یکی در ایران مرکزی (نوار ارومیه - دختر) و دیگری در لبه شمالی ایران مرکزی - لبه جنوبی البرز، مشتمل بر نوار ساوه - قم - سمنان - شاهرود - سبزوار دیده می‌شود. سنگ‌های نوار ماگمایی

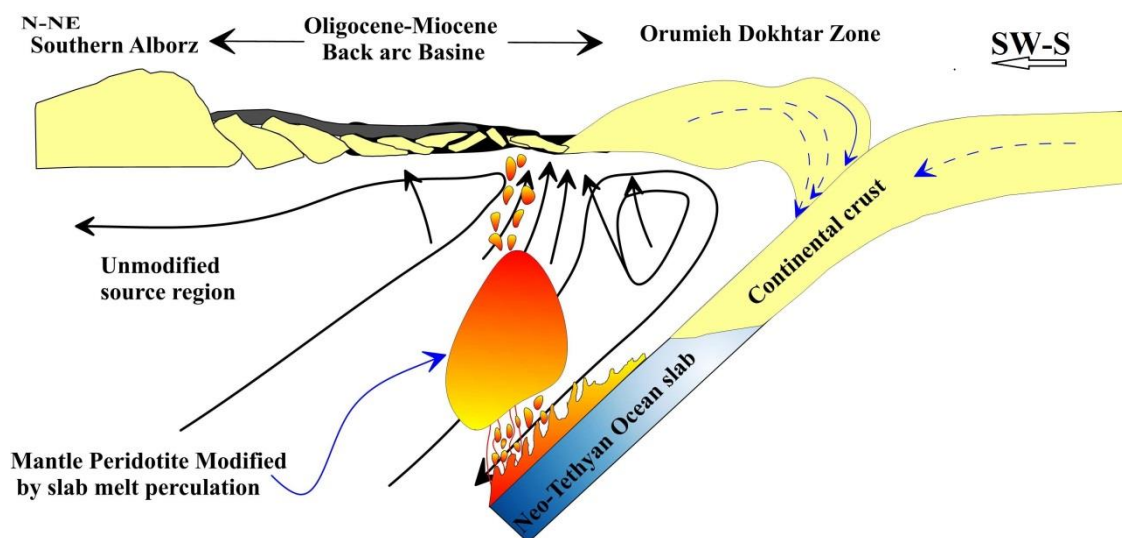
ارومیه دختر با شواهد مطمئن به عنوان کمان ماگمایی حاشیه قاره قلمداد شده است (Berberian & Berberian, 1981; Moeinvaziri, 1985; Alavi, 1994, 2004, 2007; Verdel et al., 2011; Shahabpour, 2007; Ayati et al., 2012)، اما درباره سنگ‌های ماگمایی بخش‌های داخلی ایران مرکزی و به‌ویژه نوار ماگمایی لبه شمالی ایران مرکزی- حاشیه جنوبی البرز، نظرهای متفاوتی از کافت درون‌قاره (امامی و رشید، ۱۳۷۸؛ صادق-زاده، ۱۳۷۷؛ بادامه، ۱۳۸۲؛ رشید، ۱۳۷۶؛ Bin & Meiyin, 2010) تا محیط‌های فرورانش، کشش درون و پشت کمان حاشیه قاره (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ Asiabanha et al., 2009; Ghasemi & Rezaei, 2015; Asiabanha & Foden, 2012) وجود دارد. به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، با شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی، در بخش‌های داخلی و شمالی ایران مرکزی (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ طوطی و همکاران، ۱۳۸۵) و حتی در جنوب البرز (مقدسی، ۱۳۸۲؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲، Wilmsen et al., 2009)، حوضه‌های کششی پشت کمانی نابالغ اولیه در تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین تشکیل شده‌اند که برخی از آن‌ها در طی ژوراسیک میانی- بالایی و به‌ویژه کرتاسه، به‌خوبی توسعه یافته‌اند و حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی نائین- بافت، سبزووار و سیستان را تشکیل داده‌اند (Fotoohi Rad et al., 2009; Shojaat et al, 2003; Shafaii Moghaddam et al., 2009; Rossetti et al., 2010). این حوضه‌ها، در اواخر کرتاسه - پالئوسن بسته شده‌اند و بقایای آن‌ها به شکل نوارهای افیولیتی و آمیزه‌های رنگی در این مناطق برجای مانده‌اند. همگام با آخرین رخداد فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه بالایی، فعالیت‌های ماگمایی شدیدی در نوار ارومیه- دختر و نوار شمالی ایران مرکزی- جنوب البرز در

پالئوسن - ائوسن و به‌ویژه ائوسن میانی - بالایی بروز کرد. درباره علت این ماگماتیسم نیز دیدگاه‌های متفاوتی ارائه شده است. تقریباً اغلب پژوهشگران، ماگماتیسم ترشیری نوار ارومیه - دختر را از نوع کمان حاشیه قاره دانسته‌اند (Takin., 1972; Berberian & Berberian., 1981; Shahabpour, 2007; Ghasemi & Talbot, 2006; Moeinvaziri, 1994, 2004, 2007; Verdel et al., 2011; Ayati et al., 2012)، اما درباره ماگماتیسم ترشیری نوار شمالی ایران مرکزی - جنوب البرز در پالئوسن - ائوسن و به‌ویژه در ائوسن میانی - بالایی نظریه‌های متفاوتی وجود دارد. مطالعات جدیدتر، دیدگاهی تازه را تحت عنوان انگاره محیط کششی درون و پشت کمان، برای این نوار ماگمایی ارائه داده‌اند (نظیر قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ برهمند، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ حاجیلو، ۱۳۹۳؛ Asiabanha & Foden, 2012; Ghasemi & Rezaei, 2015). پهنه‌های پشت کمانی، شامل پهنه‌های کششی کوچکی در حاشیه‌های فعال قاره‌ای و وابسته به فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای هستند که در پشت نوار ماگمایی اصلی پهنه فرورانش پدید می‌آیند (قاسمی و همکاران ۱۳۹۵).

به نظر می‌رسد که از اواخر ائوسن تا میوسن، پوسته قاره‌ای پشت کمانی ایران مرکزی، دچار کشش، کاهش فشار وارد بر گوشته، بالازدگی و ذوب بخشی بوده است. گوشته این مناطق، که معمولاً متأثر از سیال‌های آزادشده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده بوده و دگرنهادشده هستند، توسط جریان‌های پهن‌رفتی گوشته‌ای، با گوشته‌های اولیه و غنی شده واقع در زیر لیتوسفر قاره‌ای، مخلوط می‌شوند و گوشته‌های تعدیل شده دگرنهاد را ایجاد می‌کنند که از پتانسیل بالایی برای تشکیل ماگماهای با ویژگی‌های دوگانه محیط‌های کششی درون ورقه - ای و فرورانش حاشیه قاره، برخوردارند. در مراحل اولیه، ذوب بخشی در اعماق بیشتر و درجه کمتر صورت می‌گرفته و مذاب‌های تولید شده، به‌شدت از عناصر ناسازگار غنی بوده - اند. تداوم کشش، سبب بالا آمدگی و ذوب بخشی بیشتر گوشته بالایی، افزایش حجم

ماگمای تولیدی و فراهم شدن زمینه برای صعود ماگمای بازالتی قلیایی حاصل از آن، به افق‌های بالاتر پوسته شده است. به اعتقاد (Jiang et al. ۲۰۱۷)، بازالت‌های مرتبط با محیط‌های پشت‌کمانی، ویژگی‌های بازالت‌های پشت‌های میان‌اقیانوسی (MORB) و بازالت‌های جزایر کمانی (IAB) را نشان می‌دهند. همان‌طور که در شکل ۶-۱۴ دیده می‌شود، بر اساس مطالعات ایزوتوپی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشترک بین بازالت‌های پشت‌های میان‌اقیانوسی (MORB) و جزایر کمانی (IAB) قرار می‌گیرند که تأیید کننده محیط پشت‌کمانی برای این منطقه است.

با توجه به تهی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb، احتمالاً ماگمای سازنده بازالت‌های الیگومیوسن، از ذوب‌بخشی درجه بالاتر گوه گوشته‌ای تعدیل شده گارنت‌لرزلولیتی روی ورقه فرورونده زیر لیتوسفر قاره‌ای دور از محل فرورانش، تشکیل شده است. ماگما‌های حاصل از ذوب‌بخشی این منابع، از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال خود را به سطح می‌رسانند و در حین صعود به ترازهای بالاتر، متحمل فرآیندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تفریق، اختلاط، هضم و آرایش پوسته‌ای گردیده و به صورت روانه‌های بازالتی در داخل محیط‌های دریاچه‌ای کم عمق ته‌نشست رسوبات تخریبی-تبخیری الیگومیوسن (سازندهای قرمز)، تزریق شده-اند (شکل ۶-۲۳).



شکل ۶-۲۳- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازی و نقش محل منبع گوشته‌ای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پشت‌کمانی در زیر پهنه شمال ایران مرکزی در زمان الیگوسن- میوسن (الهام از برهمند، ۱۳۸۹).

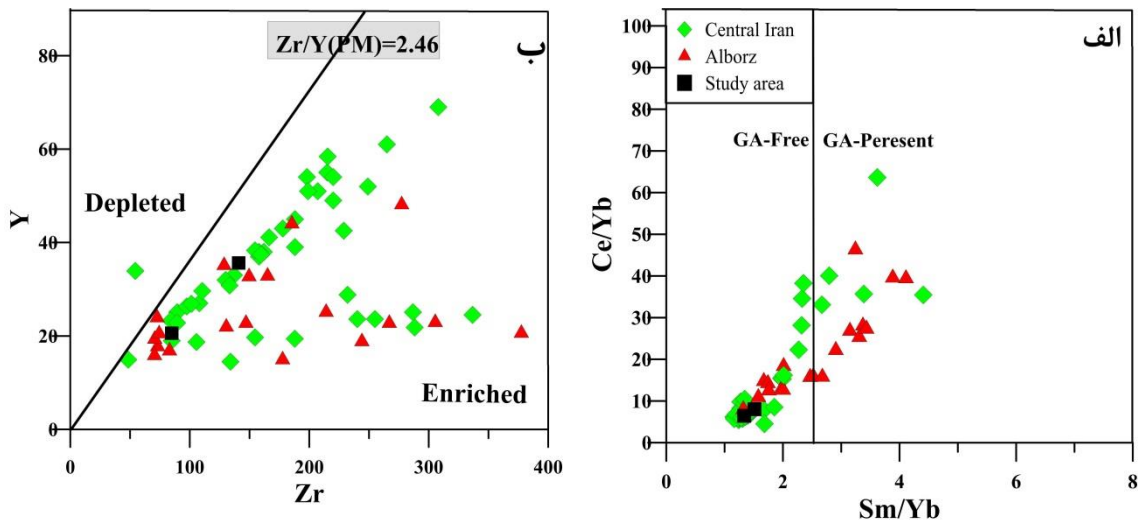
۶-۷- پتروژنز دایک‌های ژوراسیک

۶-۷-۱- ویژگی‌های گوشته محل منبع

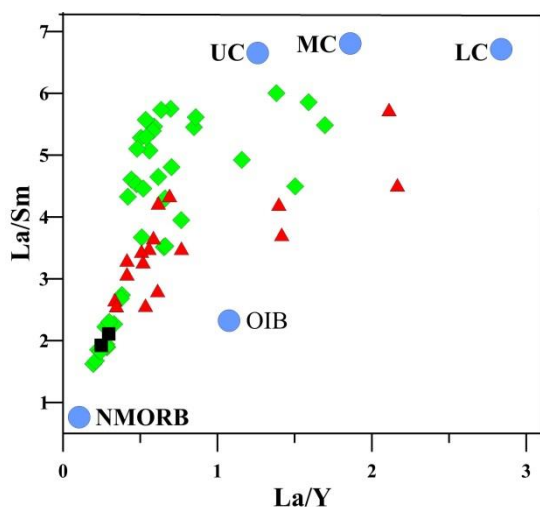
در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت (شکل ۵-۱۴، الف و ب)، تقریباً همه نمونه‌های ایران مرکزی و البرز خاوری، غنی‌شدگی شدید از LILEs و LREEs و تهی‌شدگی از HREEs نشان می‌دهند که نشانگر منشأ گیری این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای دگر نهاد است. در نمونه‌های ایران مرکزی، تهی‌شدگی از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb دیده می‌شود که یکی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با کمان‌های قاره‌ای است. اما در نمونه‌های البرز، ناهنجاری منفی از عناصر HFSEs به‌ویژه Zr, P, Nb و Ti دیده نمی‌شود. این امر می‌تواند نشانگر آن باشد که ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی، از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای تعدیل‌شده روی (بالای) زون فرورانش (Taylor & Martinez, 2003) و ماگمای سازنده سنگ‌های زون البرز، از ذوب‌بخشی گوشته تعدیل

نشده زیر لیتوسفر قاره‌ای دور از زون فرورانش، تشکیل شده است (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲؛ چکنی مقدم، ۱۳۹۱؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴) (شکل ۶-۳۱). به علاوه، در نمونه‌های البرز در مقایسه با ایران مرکزی، تهی-شدگی بیشتری از HREEs دیده می‌شود (شکل ۵-۱۴، الف و ب) که بیان‌گر عمق بیشتر تشکیل ماگما و حضور گارنت در محل منشأ است (ذوب در محدوده پایداری گارنت لرزولیت) (Clague & Frey, 1982). به اعتقاد Lentz, 1998، در جریان ذوب بخشی گوشته، عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) در گارنت متمرکز می‌شوند و مقدار آن‌ها در مذاب کاهش می‌یابد و در نتیجه، شیب زیادی در الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نمونه‌ها ایجاد می‌شود. (Haase et al., 2004) معتقدند که تفریق بالای عناصر HREE با نسبت $(Dy/Yb)_{N} > 1/6$ ، نشانه حضور گارنت در ناحیه منشأ است. این نسبت در سنگ‌های لبه شمالی ایران مرکزی و البرز به‌طور میانگین $1/21$ و $1/69$ می‌باشد، که به ترتیب نشان‌دهنده نبود و حضور گارنت، در این مناطق است. همچنین در نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (Coban, 2007) که برای تشخیص حضور یا نبود گارنت در محل منبع تولید مذاب، طراحی شده است، بیشتر نمونه‌های ایران مرکزی و البرز خاوری به ترتیب در محدوده گوشته‌های بدون گارنت و گارنت‌دار، قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲۴، الف). این امر بیانگر عمق بیشتر محل منبع ماگما در نمونه‌های البرز خاوری و تشکیل آن در گوشته گارنت‌لرزولیتی است، در حالی که نمونه‌های ایران مرکزی، بر محل منبع‌های کم‌عمق‌تر اسپینل‌لرزولیتی، منطبق هستند. ضخامت بیشتر پوسته قاره‌ای مسیر عبور مذاب، سبب آرایش بیشتر ماگمای بازالتی و غنی‌شدگی بیشتر آن از LILE می‌شود (Verma, 2009) که با ویژگی‌های نمونه‌های البرز منطبق است. (Reichow et al., 2005) معتقدند که عناصر Zr و Nb در خلال تبلور تفریقی الیوین، پیروکسن، مگنتیت و پلاژیوکلاز، در ماگماهای مافیک، رفتار ناسازگار دارند و به دلیل تحرک بسیار پایین، حتی در درجه‌های بالای دگرسانی، مفید هستند (Widdowson et al., 2000). بنابراین نمایندگان مناسبی برای ترکیب محل منشأ می‌باشند.

به عقیده (Sun & McDonough, ۱۹۸۹) نسبت Zr به Y بیشتر از ۲/۴۶ بیانگر منشأگیری ماگما از یک منبع غنی شده است. این نسبت، در نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین ۵/۹ می‌باشد که نشان‌دهنده یک محل منشأ گوشته‌ای غنی شده است (شکل ۶-۲۴، ب). در نمودار La/Sm نسبت به La/Y که برای تعیین ویژگی‌های محل منشأ طراحی شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده نزدیک به محل منشأ غنی شده قرار می‌گیرند. همچنین تمایلی به سمت پوسته بالایی دارند که می‌تواند تأییدی بر نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمایی این سنگ‌ها باشد (شکل ۶-۲۵).



شکل ۶-۲۴- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban,) ب) Zr در برابر Y (Sun & McDonough, 1989).

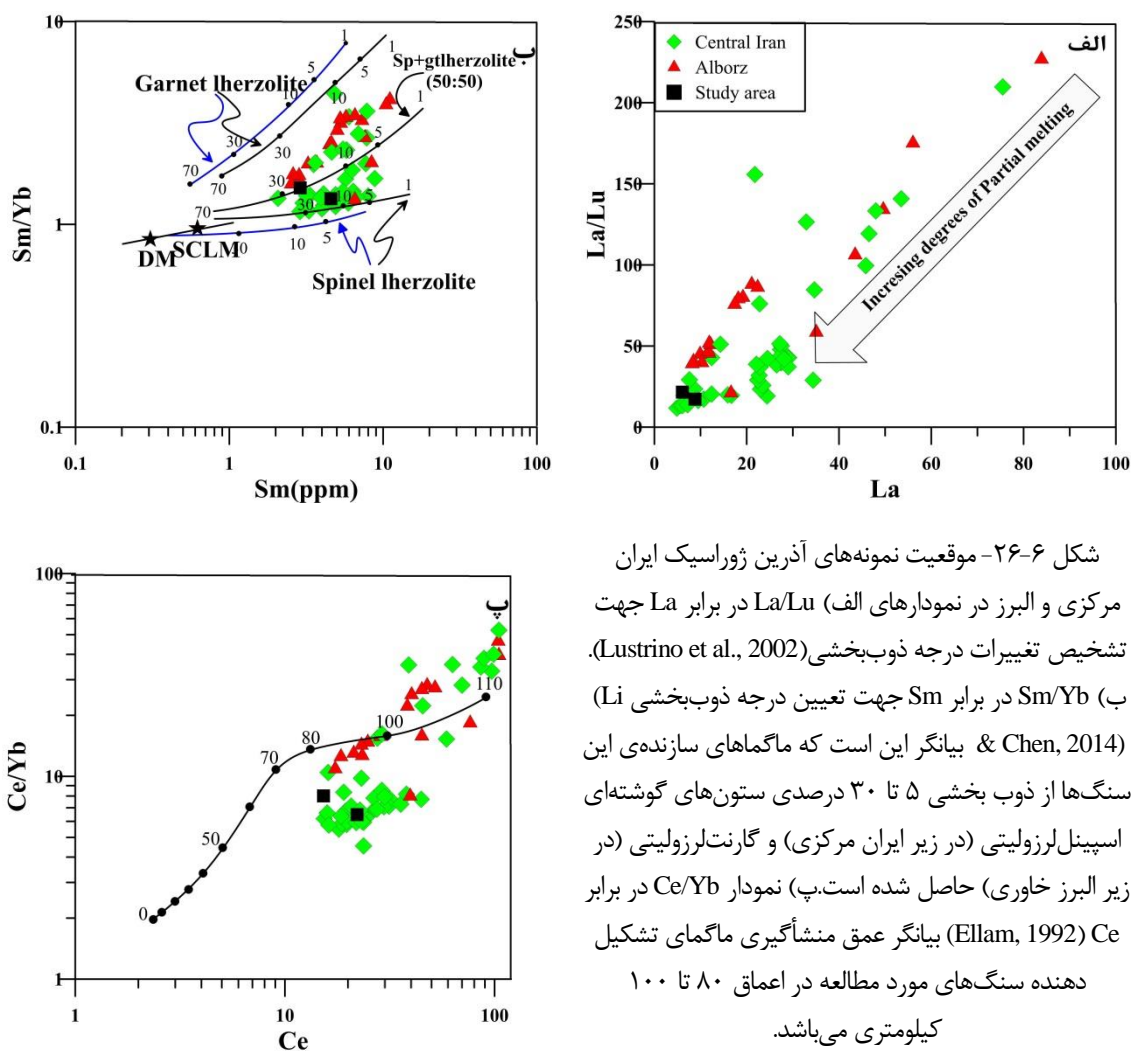


شکل ۶-۲۵- تعیین ویژگی‌های منشأ نمونه‌ها با استفاده از نمودار La/Sm در برابر La/Y (مقادیر پوسته بالایی (UC) از Taylor & McLennan (۱۹۸۱)؛ پوسته قاره‌ای زیرین (LC) و میانگین پوسته قاره‌ای (MC) از Weaver & Tarney (۱۹۸۴)؛ میانگین N-MORB از Saunders & Tarney (۱۹۸۴) و میانگین OIB از Sun (۱۹۸۰) می‌باشد).

۲-۷-۶- درجه و عمق ذوب‌بخشی

از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به‌طور گسترده برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود (Rollinson, 1993; Furman, 2007; Zhao & Zhou, 2007). شواهد حاکی از منشأ گیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز)، از یک محل منبع غنی‌شده و نیز تغییرات درجه ذوب‌بخشی در هنگام شکل‌گیری ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها است. در نمودار تغییرات La/Lu در برابر La (Lustrino et al., 2002) که جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب‌بخشی طراحی شده است، نمونه‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز) دارای روند منفی می‌باشند (شکل ۶-۲۶، الف). به‌طوری که کاهش تدریجی نسبت La/Lu در این نمونه‌ها، بیانگر افزایش درجه ذوب‌بخشی، و در واقع، افزایش شیب منحنی‌های بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه و کندریت می‌باشد. بر اساس نمودار Sm/Yb نسبت به Sm (Li & Chen, 2014) که بیان‌گر تغییرات درجه ذوب‌بخشی در دو خاستگاه اسپینل-پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی است، اگرچه سنگ‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب اسپینل-گارنت پریدوتیت با درجه ذوب‌بخشی ۵ تا ۳۰ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲۶، ب) ولی نمونه‌های البرز بیشتر در نزدیکی منحنی ذوب

گارنت پریدوتیت و نمونه‌های ایران مرکزی متمایل به منحنی ذوب اسپینل لِرزولیتی قرار می‌گیرند. عمق به دست آمده برای محل ذوب ماگمای مادر با استفاده از نمودار Ce/Yb به نسبت Ce (Ellam, ۱۹۹۲) ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر است (شکل ۶-۲۶، پ). در این نمودارها، سنگ‌های منطقه البرز خاوری در مقایسه با ایران مرکزی، دارای درجه ذوب‌بخشی کم‌تر و عمق بیش‌تر می‌باشند. با توجه به جهت فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، ماگمای سازنده سنگ‌های مافیک در زیر ورقه البرزخاوری نسبت به ایران مرکزی از عمق بیش‌تری منشأ گرفته و به دلیل درجه ذوب‌بخشی پایین‌تر، دارای ماهیت آکالن تر می‌باشند (حسینی، ۱۳۹۴).

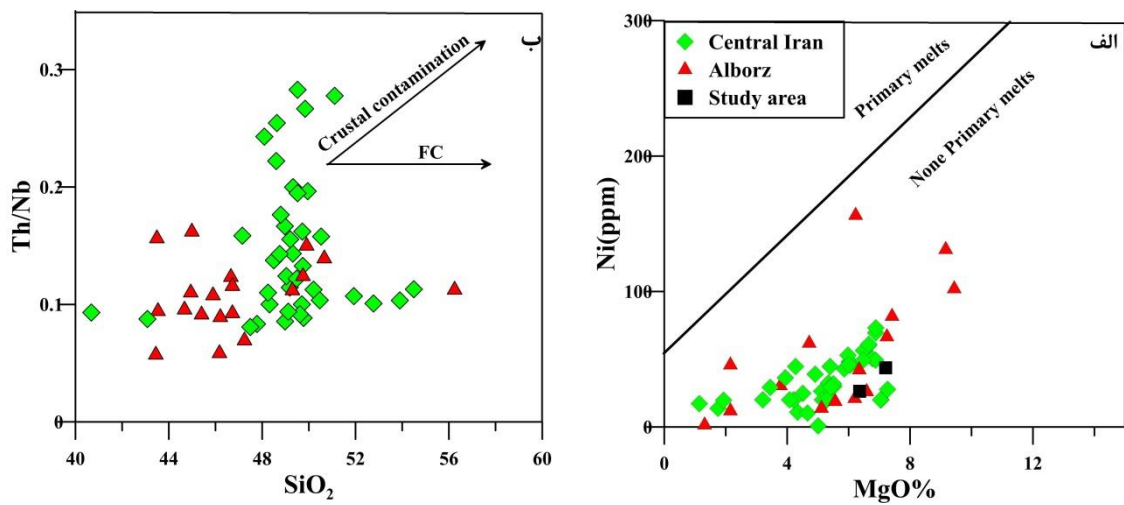


شکل ۶-۲۶- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) La/Lu در برابر La جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب‌بخشی (Lustrino et al., 2002). ب) Sm/Yb در برابر Sm جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی (Li & Chen, 2014) بیانگر این است که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی ستون‌های گوشته‌ای اسپینل لِرزولیتی (در زیر ایران مرکزی) و گارنت لِرزولیتی (در زیر البرز خاوری) حاصل شده است. پ) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992) بیانگر عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری می‌باشد.

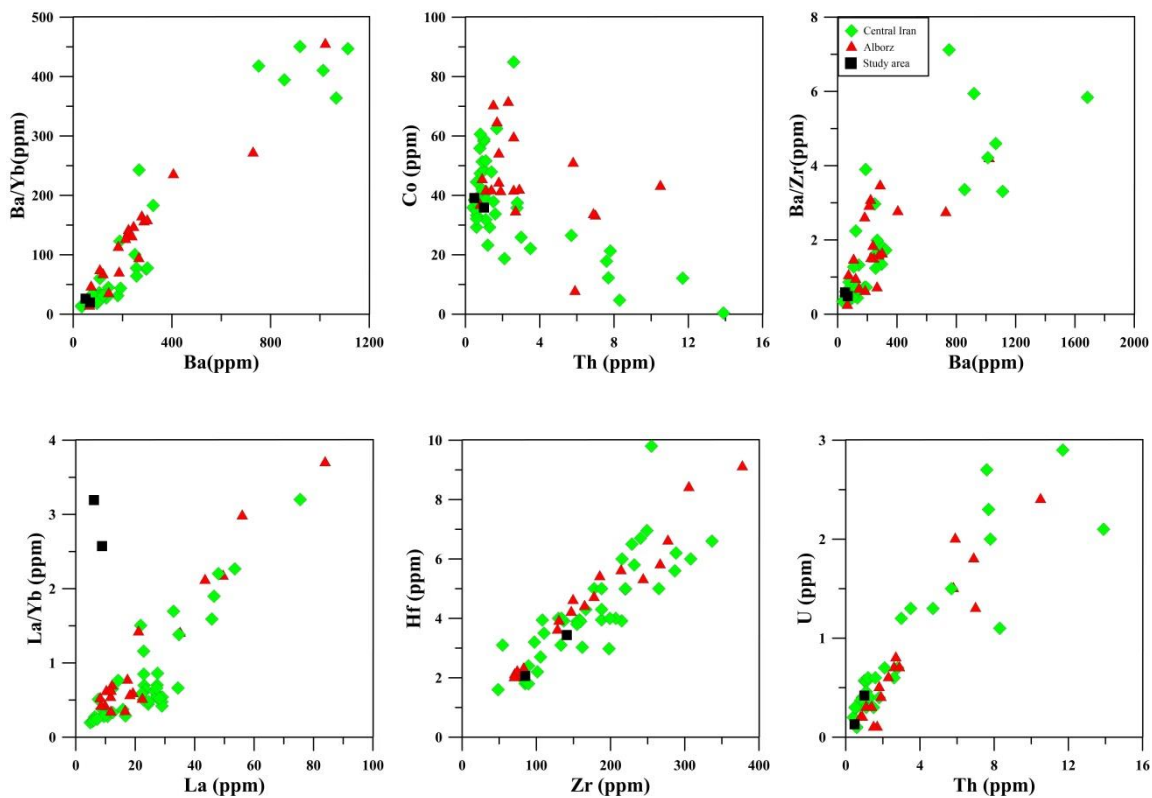
۳-۷-۶- فرایندهای آشیانه ماگمایی

۱-۳-۷-۶- بررسی نقش تبلور تفریقی

به طور کلی، ماگمای اولیه متعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته بالایی (الیوین + ارتوپروکسن + گارنت + اسپینل)، باید دارای مقادیر $Mg \# > 0.7$ ، $Ni = 1400-1500 \text{ ppm}$ ، $Cr < 1000 \text{ ppm}$ و مقدار SiO_2 کمتر از ۵۰ درصد باشد (Glenn, 2004). در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مقدار $ppm-233$ $Ni=60$ و $Cr = 200-300 \text{ ppm}$ است. پس می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده این سنگ‌ها، ماگمای اولیه نبوده و پس از تشکیل در گوشته، متحمل تحولات ماگمایی بعدی شده است. نمودار Mg در برابر Ni (Varekamp et al., 2010; George & Rogers, 2002) به خوبی این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۶-۲۷، الف). مقدار بسیار پایین Ni و Cr نشان‌گر تبلور تفریقی الیوین از ماگمای اولیه است. برای تعیین نقش فرآیندهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار بسیار مفید است (Aldanmaz et al., 2000). نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودار تغییرات عناصر کمیاب سازگار - ناسازگار (Co در مقابل Th)، دارای روندی نزولی و در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها مقابل هم (Th به U ، Zr به Hf ، Ba به Ba/Yb ، Ba به Ba/Zr و La در برابر La/Yb)، دارای روند صعودی می‌باشند (شکل ۶-۲۸). به عقیده Rollinson (۱۹۹۳) این روندها بیان‌گر نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشند. همچنین، نمودار Th/Nb در برابر SiO_2 (He et al., 2010) نشان‌دهنده نقش تبلور تفریقی همراه با آرایش پوسته‌ای در تحول سنگ‌های منطقه می‌باشد (شکل ۶-۲۷، ب). در نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه و کندریت، نبود آنومالی منفی Eu نشان‌گر مهم نبودن نقش تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تحول ماگما و یا تفریق این کانی در شرایط فشار پایین است (Hosseini et al., 2009).



شکل ۶-۲۷- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) تغییرات MgO در برابر Ni برای تعیین ماگمای اولیه از غیر اولیه (George & Rogers, 2002; Varekamp et al., 2010). ب) تغییرات Th/Nb در برابر SiO₂ جهت تفکیک نقش تبلور تفریقی از آلیش پوسته‌ای. (He et al., 2010)



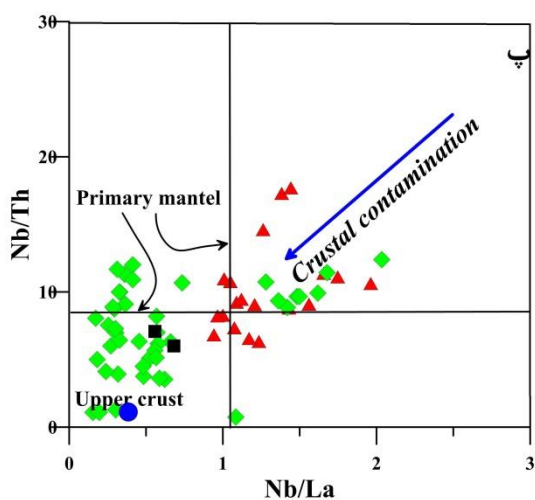
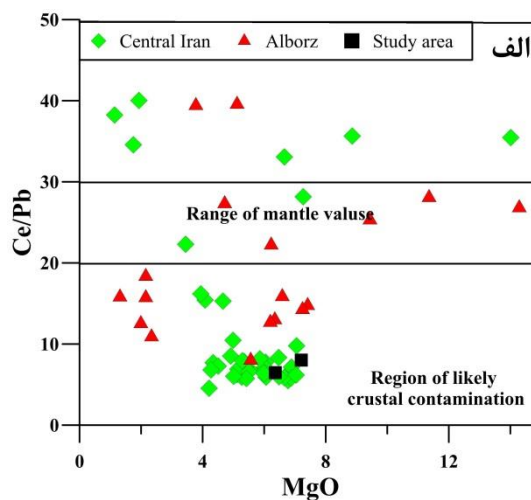
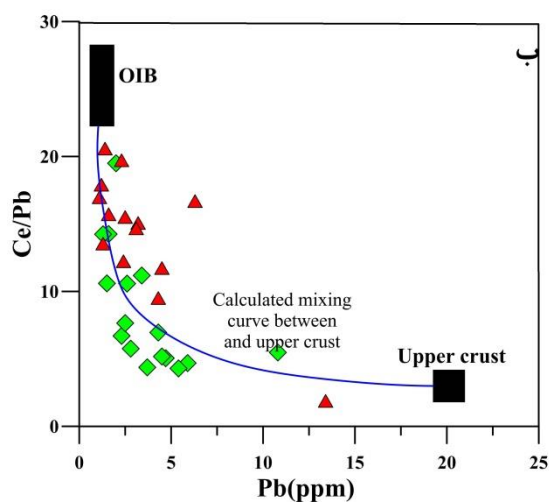
شکل ۶-۲۸- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- سازگار، ناسازگار- ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها در مقابل هم.

۲-۳-۷-۶- بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای

شاخص‌های تعیین آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی شامل پایین بودن نسبت Ce/Pb و بالا بودن نسبت Th/U است، زیرا Th و Pb در مواد پوسته‌ای متمرکز هستند و طی ذوب‌بخشی یا تبلور تفریقی از یکدیگر تفکیک نمی‌شوند. بنابراین، نسبت‌های آن‌ها منعکس‌کننده این نسبت در محل منبع ماگماست (Hofman et al., 1988). طبق نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Furman, 2007)، اکثر نمونه‌ها در محدوده آرایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲۹، الف). میانگین نسبت Ce/Pb در بازالت‌های اقیانوسی (OIB و $MORB$) تقریباً ۲۵ می‌باشد (Hofman et al., 1986) که به‌طور قابل توجهی، بالاتر از مقدار نسبت یاد شده برای میانگین پوسته قاره‌ای است ($Ce/Pb = ۳/۲$ و $Pb = ۲۰$ (Taylor & McLennan, 1985)). منحنی بین این دو منطقه نشان‌دهنده محدوده‌های OIB ($Ce/Pb = ۲۵/۷$ و $Pb = ۰/۷$) و پوسته بالایی ($Ce/Pb = ۳/۲$ و $Pb = ۲۰$) است (Norman & Garcia, ۱۹۹۹). برای این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در اطراف این منحنی قرار می‌گیرند (Alici et al., ۲۰۰۲) (شکل ۶-۲۹، ب). این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه باشد. به عقیده Xu et al., (۲۰۱۵)، غنی‌شدگی محل منبع گوشته‌ای و آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی به‌طور قابل توجهی باعث افزایش میزان $LREE$ و $LILE$ ، و کاهش نسبت‌های $HFSE/LREE$ یا $HFSE/LILE$ در ماگما می‌شود. میانگین نسبت‌های Nb/Th ، Nb/U و Nb/La برای سنگ‌های مورد مطالعه، به ترتیب ۸، ۳۲ و ۰/۸ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه ($Nb/La = ۱/۰۴$ ، $Nb/U = ۳۴$ ، $Nb/Th = ۸/۴$) (Sun & McDonough, 1989) کمتر می‌باشند و از آرایش ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالآمدن خبر می‌دهد (شکل ۶-۲۹، پ). نسبت La/Nb بیش‌تر از ۱/۵ و La/Ta بیش‌تر از ۲۲ نیز نشان‌دهنده آرایش ماگما با ترکیبات پوسته قاره‌ای است (Hart et al., 1989). این

نسبت‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین به ترتیب ۱/۹۷ و ۴۲/۷ است و آغستگی این

سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد.



شکل ۶-۲۹- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای تغییرات الف) در نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, 2007) نمونه‌ها در محدوده آرایش یافته با پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند ب) در برابر Pb (Alici) et al., 2002 نشان دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. پ) تحول ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالا آمدن می‌باشد

۷-۶-۴- بررسی محیط زمین‌ساختی و الگوی تکتونوماگمایی دایک‌های

دیابازی ژوراسیک

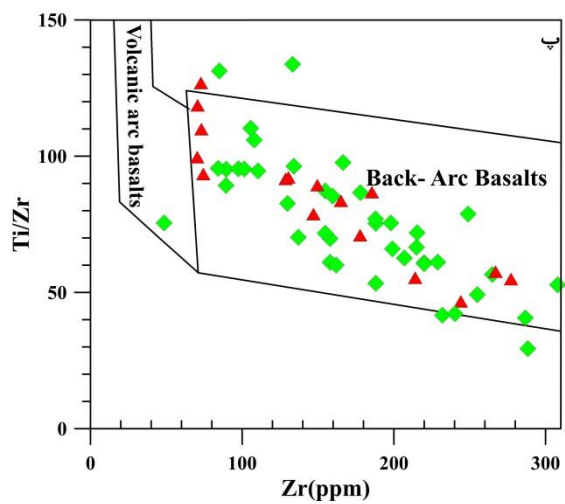
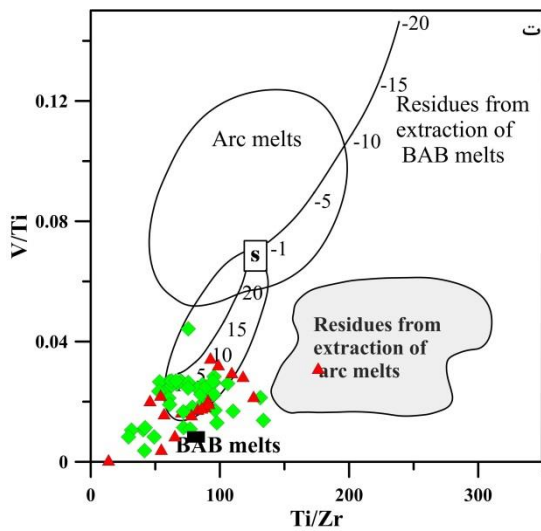
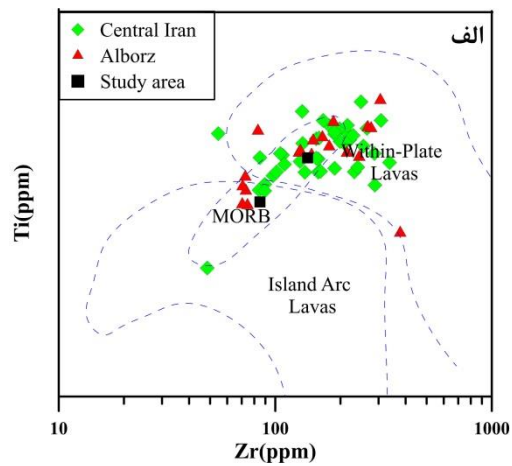
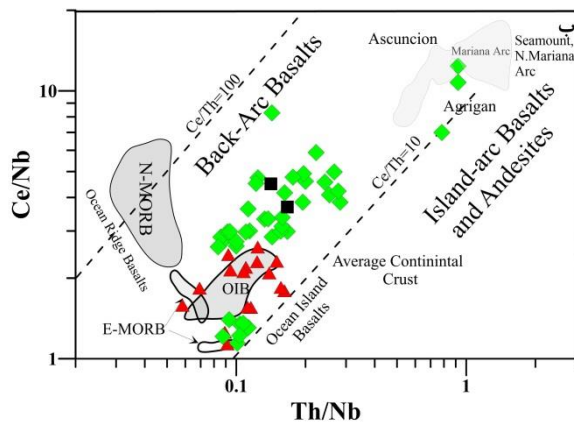
به‌منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی مبتنی بر عناصر نامتحرک استفاده شده است. در نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1982) نمونه‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز) عمدتاً در قلمرو بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۳۰، الف). برای تعیین دقیق‌تر محیط زمین‌ساختی، از نمودارهای Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafri & Sheikh, 2013) (شکل ۶-۳۰، ب)، Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008) (شکل ۶-۳۰، پ) و V/Ti در برابر Ti/Zr (Li et al., 2013) (شکل ۶-۳۰، ت) استفاده شده است. بر اساس این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه (ایران مرکزی و البرز) عموماً در محدوده محیط‌های کششی پشت‌کمان قرار گرفته‌اند. جایگاه پشت‌کمانی این سنگ‌ها، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران در زمان تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین - میانی، کاملاً سازگار است. امروزه، پژوهشگران مختلف، حوضه فرافتاده ژوراسیک زیرین - میانی لبه شمالی ایران مرکزی - البرز خاوری را به عنوان یک حوضه کششی پشت‌کمانی اولیه نابالغ، در نظر گرفته‌اند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ Wilmsen et al., 2009).

تکامل زمین‌ساختی قسمت ایرانی کمر بند کوهزایی آلپ-همیمالیا، بازتابی از برهم کنش بین ورقه‌های آفریقایی - عربی و اوراسیایی در طول فانروزوئیک می‌باشد که با تکرار چرخه‌ای پدیده‌های کافت‌زایی، ایجاد حوضه‌های اقیانوسی، فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی، توسعه حاشیه‌های فعال قاره‌ای، برخورد قاره - قاره و زمین‌ساخت بعد برخوردی همراه است (Berberian & King, 1981; Verdell, 2009; Takin, 1972; Stocklin, 1968). در طول دوره زمانی کربونیفر - پرمین،

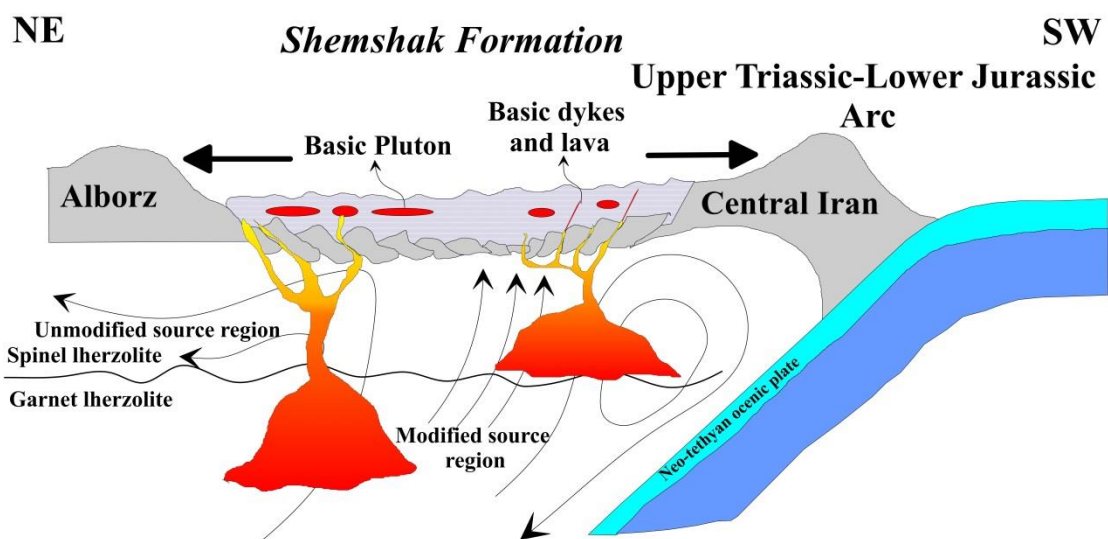
به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی، اقیانوس پالئوتتیس در شمال ایران شروع به بسته شدن کرد و در تریاس رخداد برخورد قاره‌ای صورت گرفت (Berberian & King, 1981). در اثر حرکات فشارشی ناشی از برخورد و بسته شدن نهایی اقیانوس پالئوتتیس در تریاس میانی - بالایی (رخداد کوهزایی سیمیرین پیشین)، ارتفاعات مهمی در شمال ایران شکل گرفت که فرسایش این ارتفاعات به تشکیل نهشته‌های مولاسی سیلیکاته - آواری گروه شمشک در بخش‌های وسیعی از مرکز و شمال ایران منجر شد (Seyed Emami, 2003; Fursich et al., 2009). در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در طول کربونيفر- تریاس، حوضه اقیانوسی نئوتتیس در جنوب ایران مرکزی در میان دو بلوک عربی و ایران مرکزی شروع به باز شدن کرد (Ghasemi & Talbot, 2006; Ricou, 1974) و قاسمی و طاهری، (۱۳۸۳). رسوبات تریاس بالایی - ژوراسیک که در امتداد حاشیه فعال ایران مرکزی و حاشیه غیر فعال قاره‌ای صفحه عربی یا زاگرس ته‌نشین شده‌اند، نخستین شواهد رسوبی یک محیط اقیانوسی حقیقی هستند (Berberian & King, 1981). فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای آن (پهنه سنندج-سیرجان) در زمان تریاس (Arvin et al., 2007; Bagheri & Stampfli, 2008; Wilmsen, 2009) سبب شکل‌گیری حاشیه فعال قاره‌ای از نوع آندی و ماگماتیسم کالک آلکانل مزوزوییک (کمان ماگمایی ژوراسیک) در پهنه سنندج-سیرجان شد (Berberian & King, 1981; Agard et al., 2005, 2011; Chiu et al., 2013; Omrani et al., 2008; Shahabpour, 2005; Sepahi et al., 2014; Mehdipour & Moazzen, 2015). وجود ماگماتیسم نوع کمانی در پهنه سنندج - سیرجان (از تریاس بالایی تا کرتاسه) با حضور توفها و جریان‌های گدازه‌ای به سن تریاس بالایی در نواحی آباده و اقلید، حضور توفها و جریان‌های گدازه آتشفشانی به سن ژوراسیک زیرین - کرتاسه زیرین در نواحی سیرجان، نهاوند، حاجی آباد، اسفندقه، ارزوییه، خبر، باغات، بروجرد و ده بید، حضور توده‌های نفوذی گرانیتوییدی به سن ژوراسیک میانی در نواحی قروه، آستانه، الوند، صوفی‌آباد، الیگودرز، ملایر، کلاه-

قاضی، سرگز، چاه گز، و توفها و جریان‌های گدازه‌ای به سن کرتاسه در مناطق چالقان، هوشک و دشتور مشخص می‌شود (Dimitrijevic, 1973; Berberian & Nogol, 1974; Sabzehei, 1974; Taraz, 1974; Khalaji et al., 2007; Alric & Virlogeux, 1977; Mahmoudi et al., 2011; Fazlnia et al., 2007, 2009; Mousivand et al., 2012; Chiu et al., 2013; Esna-Ashari et al., 2011, 2012; Shahbazi et al., 2010; Emami & Eliasi, 2014; Ahadnejad et al., 2011). احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۹۴؛ منصف و همکاران، ۱۳۸۹). نخستین تکاپوهای ماگمایی نوع کمانی در این پهنه به عنوان کمان مزوزویک در تریاس به سن 30 ± 199 میلیون سال قبل (Arvin Mousivand et al., 2013; Chiu et al., 2007) و همچنین 12 ± 191 میلیون سال قبل (Mousivand et al., 2013; Chiu et al., 2013) شروع شد و در ژوراسیک پیشین تا پسین (۱۷۶ تا ۱۴۴ میلیون سال پیش) با یک اوج فعالیت در ۱۶۵ میلیون سال پیش به صورت گسترده ادامه یافت که امروزه به صورت توده‌های نفوذی و واحدهای آتشفشانی در سرتاسر این پهنه قابل مشاهده است (توده‌های گرانیتوئیدی قروه به سن ۱۴۹ تا ۱۵۷، صوفی آباد به سن ۱۴۴ تا ۱۴۹، الوند همدان به سن ۱۵۳ تا ۱۶۷، بروجرد به سن ۱۶۹ تا ۱۷۲، آستانه به سن ۱۶۸، چاه دزدان در نیریز به سن ۱۶۴ تا ۱۷۳، قوری در نیریز به سن ۱۴۷، شمال سامان به سن ۱۸۲ میلیون سال قبل و سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد به سن ۱۴۸ تا ۱۶۹ میلیون سال قبل) (Azizi et al., 2011; Tahmasbi et al., 2010; Mahmoudi et al., 2011; Fazlnia et al., 2007, 2009; Mousivand et al., 2012; Chiu et al., 2013; Esna-Ashari et al., 2011, 2012; Mahmoudi et al., 2011, Shahbazi et al., 2010; Emami and Eliasi, 2014; Ahadnejad et al., 2011). نعیم امامی و خلیلی، ۱۳۹۳؛ بیاتی و همکاران، ۱۳۹۵؛ حسینی و احمدی، ۱۳۹۵؛ ترکیان و همکاران، ۱۳۹۳). تقریباً در همین زمان یک حوضه کششی پشت‌کمانی در داخل رسوبات مولاسی شمشک، در شمال ایران (البرز جنوبی - شمال ایران مرکزی)، در اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی تشکیل و گسترش یافته است (شکل ۶-۳۱) (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ Wilmsen et al., 2009; Fürsich et al., 2009). به عقیده (Wang et al., 2007) این فرایندهای کششی همراه با

نازک‌شدگی پوسته لیتوسفری، به توسعه فعالیت‌های ماگماتیسم درون ورقه‌ای در طول حاشیه غیرفعال گندوانا منجر شده است. کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالاآمدگی گوشته داغ آستنسفری، سبب ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای و تشکیل مذاب بازالتی شده است که از طریق گسل‌های کششی محلی، به طرف سطح زمین، بالا آمده‌اند. با توجه به سن 152 ± 35 میلیون سال برای این سنگ‌ها در منطقه دلبر (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳)، احتمالاً ماگماهای بازیک در یک حوضه کششی پشت‌کمانی اولیه نابالغ واقع در شمال ایران مرکزی- البرز خاوری تشکیل و جایگزین شده‌اند. تشکیل این حوضه، ناشی از فرورانش مایل ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان تریاس بالایی- ژوراسیک میانی بوده است. با توجه به تهی‌شدگی نمونه‌های ایران مرکزی از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb و نبود آنومالی منفی از عناصر HFSEs به‌ویژه Ti, Zr, P, Nb در نمونه‌های البرز، احتمالاً ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی، از ذوب‌بخشی درجه بالاتر گوه‌گوشته‌ای تعدیل شده اسپینل‌لرزولیتی روی ورقه فرورونده و ماگمای سازنده سنگ‌های زون البرز، از ذوب‌بخشی درجه پایین‌تر گوشته تعدیل نشده گارنت‌لرزولیتی زیر لیتوسفر قاره‌ای دور از محل فرورانش، تشکیل شده است. ماگماهای حاصل از ذوب‌بخشی این منابع، از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال، خود را به سطح رسانده و در حین صعود به ترازهای بالاتر، متحمل فرآیندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تفریق، اختلاط، هضم و آرایش پوسته‌ای گردیده و به صورت روانه‌های بازالتی، دایک یا توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ میکروگابرویی تا گابرویدیوریتی در داخل توالی رسوبی سازند شمشک و معادل‌های آن در ایران مرکزی، در زمان ژوراسیک میانی تزریق شده‌اند (شکل ۶-۳۱).



شکل ۶-۳- موقعیت نمونه‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای الف) Ti در برابر Zr (Pearce, 1982)، ب) Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafri & Sheikh, 2013)، پ) Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008)، ت) V/Ti در برابر Ti/Zr (Li et al., 2013).



شکل ۶-۳۱- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازی و نقش محل منبع گوشته‌ای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پشت‌کمانی در زیر پهنه شمال ایران مرکزی - البرز جنوبی در زمان ژوراسیک میانی.

نتیجہ گیری

نتیجه گیری

مطالعات حاصل از بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی روانه‌های بازالتی لبه شمالی ایران مرکزی و دایک‌های دیابازی ژوراسیک، جهت تعیین خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی و ارائه الگوی تکتونو ماگمایی حاکی از نتایج ذیل است:

۱- این روانه‌ها در محیط دریاچه‌ای-قاره‌ای تهنشست سازندهای قرمز فوران کرده‌اند و در گستره وسیعی از مناطق خاور و جنوب‌خاور شاهرود تا باختر و جنوب‌باختر سبزوار دیده می‌شوند. روانه‌های یادشده، دارای طیفی ترکیبی محدودی از الیوین‌بازالت تا بازالت هستند. در صحرا، دارای ظاهری خاکستری تا کاملاً سیاه رنگ، با ساخت توده‌ای و منشوری می‌باشند که در بخش‌های زیرین و بالایی هر روانه، ساخت بادامکی آشکاری دیده می‌شود. حفره‌های آن‌ها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت و زئولیت پر شده‌اند. غالباً در محل بلافصل هر روانه بازالتی، سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، برش آتشفشانی، لاپیلی توف و پپریت دیده می‌شوند. این ویژگی‌ها، بیانگر آن است که این گدازه‌ها در محیط دریاچه‌ای گرم و کم‌عمق تهنشست مارن‌های قرمز گچ‌دار الیگومیوسن، فوران کرده‌اند و انفجار گدازه در محیط گلی مرطوب، سبب ایجاد این واحدهای آذرآواری و پپریتی شده است

۲- بازالت‌های مورد مطالعه در این پژوهش، قبلاً به عنوان بازالت‌های کواترنری در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ باشتین، احمدآباد، ابریشم‌رود و داورزن معرفی شده‌اند. با مطالعات زمین‌شناختی دقیقی بر روی مناطق مختلف برون‌زد آن‌ها و با شواهد چینه‌شناختی و مطالعات جامع زمین‌شناختی و سنگ-شناختی، سن الیگومیوسن آن‌ها به تأیید رسید.

۳- مطالعات سنگ‌نگاری دقیق نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند. از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌توان به الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز اشاره کرد. الیوین، از مهمترین کانی‌های اولیه این سنگ‌هاست که به‌ندرت به-

صورت خودشکل و بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، اکثراً گردشده و دارای بافت غیرتعدادلی، اسکلتی، حاشیه‌های خورده شده و خلیج مانند دیده می‌شود. درشت بلورهای کلینوپیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی همراه با ماکل دوتایی و تکراری دیده می‌شوند. از جمله ویژگی‌های بافتی شاخص در کلینوپیروکسن‌ها، بافت غربالی، برهم‌رشدی‌های مکرر و منطقه‌بندی است. نبود ارتوپیروکسن و حاشیه واکنشی در اطراف الیوین‌ها، بیانگر ماهیت قلیایی ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه است. فراوانی قابل توجه پلاژیوکلازها به صورت میکروولیت، به همراه نبود بلورهای آمفیبول، حاکی از تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای بازالتی خشک و فقیر از آب است.

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که این سنگ‌ها را می‌توان به دو گروه الیوین‌بازالت‌ها و بازالت‌ها، طبقه‌بندی کرد. در الیوین‌بازالت‌ها، میزان درشت بلورهای الیوین به بیش از ۵ درصد می‌رسد، ولی در بازالت‌ها، از ۵ درصد کمتر است. البته، این سنگ‌ها در صحرا، واحدهای جداگانه و مشخصی را تشکیل نمی‌دهند و در هر روانه گدازه، معمولاً بخش‌های زیرین تا میانی بیشتر از نوع الیوین‌بازالت و بخش‌های تفریق‌یافته‌تر بالایی از نوع بازالت معمولی هستند.

۴- نتایج حاصل از بررسی‌های ریزپردازنده الکترونی نشان می‌دهد که الیوین‌های موجود در این بازالت‌ها در محدوده فورستریت (بخش زیرین) تا هیالوسیدریت (بخش بالایی) و کلینوپیروکسن‌ها در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم - منیزیم - آهن‌دار قرار دارند و از نوع دیوپسید تا اوژیت می‌باشند. ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آندزین تا بیتونیت هستند. بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، ماگمای مادر این بازالت‌ها دارای ماهیت قلیایی است.

۵- بر اساس مطالعات زمین‌دما- فشار سنجی، دمای به دست آمده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۲ تا ۱۰ کیلوبار (میانگین ۸ کیلوبار) است. دمای به دست آمده بر اساس ترکیب الیوین‌ها (۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰) اندکی بالاتر از دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها است. این موضوع بیانگر این است که الیوین‌ها، اولین فاز تبلور شده

از ماگما بوده و کلینوپیروکسن، فاز بعدی می‌باشد. بیشتر کلینوپیروکسن‌ها تقریباً در عمق ۲۰ کیلومتری متبلور شده‌اند که بیانگر آن است صعود ماگما به سطح در این عمق متوقف شده و باعث تشکیل آشیانه‌ی ماگمایی و تبلور کلینوپیروکسن‌ها از آن شده است. این عمق مطابق با فشار پوسته میانی می‌باشد. بر اساس این نتایج تفریق اصلی ماگما در پوسته میانی رخ داده است و تبلور تفریقی در سطح، نقشی فرعی دارد. شیمی کانی و مطالعات دما - فشار سنجی به آشیانه ماگمایی کوچک و گذرایی اشاره دارند که ماگمای این آشیانه در نهایت از طریق گسل‌ها به سطح زمین فوران نموده و بیشتر تحت تأثیر تفریق و آلودگی پوسته‌ای قرار می‌گیرند و باعث تشکیل آلکالی بازالت‌ها می‌شوند.

۶- بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت قلیایی سدیک، سرشار از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) و عناصر نادر خاکی سبک (LREEs)، تهی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) و همچنین تهی‌شدگی از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb بوده است که یکی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با کمان‌های قاره‌ای است. این بازالت‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای بازالتی منشأ گرفته از منابع گوشته-ای تعدیل‌شده گارنت‌لرزولیتی غنی‌شده، واقع در زیر مناطق قاره‌ای محیط‌های کشتی پشت‌کمانی را نشان می‌دهند.

۷- بر اساس نمودارهای Th/Yb در مقابل Sr/Nd و Ba/La در برابر Th/Yb، نسبت‌های بالای Th/Yb و Sr/Nd به ترتیب حکایت از نقش افزایش رسوبات و سیالات صفحه فرورونده دارد. در این نمودارها، نسبت‌های ثابت Ba/La و Sr/Nd با افزایش Th/Yb پیشنهاد می‌کنند که تعدیل‌شدگی گوه گوشته‌ای احتمالاً بیش‌تر در ارتباط با صفحه فرورونده که حاوی رسوبات است، می‌باشد.

۸- بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت‌پریدوتیتی در حال صعود، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و نقش بارز تبلور جدایشی به عنوان فرایند اصلی در شکل‌گیری ماگمای سازنده این سنگ‌ها است.

۹- نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر نسبتاً بالا و مثبتی از $(\epsilon_{Nd})_i$ (+۳/۶۸ تا +۵/۱۲) و مقادیر نسبتاً ثابتی از $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (۰/۷۰۳۷ تا ۰/۷۰۳۹) و $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ هستند. مقادیر مذکور حاکی از اهمیت ترکیبات گوشته در پتروژنز آنهاست و در نمودار تغییرات $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در برابر $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ و $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در برابر $(\epsilon_{Nd})_i$ در محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند.

۱۰- براساس نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی و مطالعات صحرایی، جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها، حوضه کششی پشت‌کمانی اولیه نابالغ، در نظر گرفته شد. به نظر می‌رسد که از اواخر ائوسن تا میوسن، پوسته قاره‌ای پشت‌کمانی ایران مرکزی، دچار کشش، کاهش فشار وارد بر گوشته، بالازدگی و ذوب‌بخشی بوده است. گوشته این مناطق، که معمولاً متأثر از سیال‌های آزادشده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده بوده و دگرنهادشده هستند، توسط جریان‌های پهن‌رفتی گوشته‌ای، با گوشته‌های اولیه و غنی‌شده واقع در زیر لیتوسفر قاره‌ای، مخلوط می‌شوند و گوشته‌های تعدیل‌شده دگرنهاد را ایجاد می‌کنند که از پتانسیل بالایی برای تشکیل ماگماهای با ویژگی‌های دوگانه محیط‌های کششی درون ورقه‌ای و فرورانش حاشیه قاره، برخوردارند. در مراحل اولیه، ذوب‌بخشی در اعماق بیشتر و درجه کمتر صورت می‌گرفته و مذاب‌های تولید شده، به‌شدت از عناصر ناسازگار غنی بوده‌اند. تداوم کشش، سبب بالآمدگی و ذوب‌بخشی بیشتر گوشته بالایی، افزایش حجم ماگمای تولیدی و فراهم شدن زمینه برای صعود ماگمای بازالتی قلیایی حاصل از آن، به افق‌های بالاتر پوسته و یا فوران در محیط‌های دریاچه‌ای کم‌عمق تهنشست رسوبات تخریبی-تبخیری الیگومیوسن (سازندهای قرمز)، شده است.

۱۱- دایک‌های دیابازی قطع‌کننده مجموعه‌های آذرین- دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی و روانه‌های بازالتی و توده‌های نفوذی موجود در واحدهای رسوبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین بخش قاعده‌ای سازند شمشک در مناطق البرزخاوری و ایران مرکزی، دارای ماهیت کالک‌آلکالن بوده و در نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی در میدان بازالت‌های محیط‌های کششی پشت‌کمان اولیه نابالغ قرار می‌گیرند. ماگماهای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی ستون‌های گوشته‌ای اسپینل‌لرزولیتی

(در زیر ایران مرکزی) و گارنت‌لرزلولیتی (در زیر البرز خاوری) در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، حاصل شده و در جریان صعود به سطح، متحمل فرایندهای تبلور تفریقی و آلیش پوسته‌ای شده‌اند.

منابع

منابع

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی دایک های دیابازی منطقه غرب بند هزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ابتهاج م، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی و پتروژنز دایک های گابرویی منطقه بند هزارچاه"، مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ص. ۶۵۸-۶۶۵.
- احمدی خلجی ا، طهماسبی ز، رحمانی س. و بصیری س، (۱۳۹۴) "ویژگی های ژئوشیمیایی و زمین-ساختی سنگ های آتشفشانی خاور نهاوند (پهنه سندنج- سیرجان)" پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و سوم، ص. ۱ - ۲۶.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی: "ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی منطقه دلبر، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده ز، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۲)، "پترولوژی و ژئوشیمی دایک های گابرویی قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب خاور بیارجمند- شاهرود)"، مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ص. ۳۳۳ - ۳۷۱.
- افتخارنژاد ج. و آقابات‌عی، (۱۳۷۱) "نقشه زمین شناسی جاجرم به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- آقابات‌عی س.ع، (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران" جلد ۱، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین شناسی اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.

امامی م.ه. و رشید ح، (۱۳۷۸)، "بررسی ولکانیسم ترشیری منطقه عباس آباد (غرب سبزوار- ایران مرکزی)"، مجموعه مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.

امین الرعایایی یمینی م، کنعانیان ع. و جمشید ا، (۱۳۸۶) "ژئوشیمی و خاستگاه زمین ساختی سنگ های آتشفشانی تتماج، جنوب خاور کاشان" مجله علوم دانشگاه تهران، سال سی و سوم، شماره اول، ص ۲۷-۳۸.

الله‌پور ا، وثوقی عابدینی م، پورمعافی س.م. و خطیب م.م، (۱۳۹۰) "مطالعه ماهیت ژئوشیمیائی ولکانیک های ترشیری و سنگ های بازالتی جوان منطقه شمال خاور بیرجند" فصلنامه زمین شناسی ایران، سال پنجم، شماره هفدهم، ص ۱۰۳-۱۱۷.

بادامه ع، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میانداشت (خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بربریان م، (۱۳۶۷)، "فرگشت ژئوتکتونیک رسته کوه‌های ایران زمین، هفتمین گردهمایی علوم زمین"، خلاصه نوشتارها، ص ۲۸-۳۳.

برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت های نئوژن منطقه احمد آباد (خارتوران-جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلاغی اینالو م، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح، محجل م، و جای م، (۱۳۹۳)، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه‌ی دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور

شاهرود)، "مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص.

۴۷۱-۴۸۴.

بهرودی آ. و عمرانی ج، (۱۳۷۸) "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین" سازمان زمین شناسی کشور.

بیاتی م، اسماعیلی د، فدوی ف، وصالی ی. و مقدور مشهور ر، (۱۳۹۵) "سنگ شناسی، زمین شیمی و خاستگاه ژئودینامیک توده گرانیتوییدی کلاه قاضی (جنوب باختری اصفهان)" **پترولوژی**، سال هفتم، شماره بیست و ششم، ص. ۴۵ - ۶۴.

پیروج ه، کمالی ا، عبادی حاجی علیلو ب. و عامری ع، (۱۳۹۱) "کانی شناسی، سنگ نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی خروانق (شمال غرب ایران)" **مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران**، سال بیستم، شماره سوم، ص ۴۷۹-۴۹۰.

ترکیان ا، محبی خ. و سپاهی ع، (۱۳۹۳) "پترولوژی نفوذی-های گابرو-دیوریتی در کوه پریشان، جنوب قروه استان کردستان)" **پترولوژی**، سال ششم، شماره بیست و سوم، ص. ۲۷ - ۴۴.

تنها ع، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن در شمال انبرآباد (مشکان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

جمالی ز، (۱۳۹۳) پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه خاور رزه (شمال خاور تروند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

جمشیدی خ، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز خاوری"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

جمشیدی خ، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۳)، "سنگ شناسی و زمین شیمی سنگ‌های آداکیتی
پر سیلیس پسافیولیتی سبزوار" **مجله پترولوژی**، سال پنجم، شماره ۱۷، ص ۵۱ تا ۶۸.
جمشیدی خ، قاسمی ح. و میائول، (۱۳۹۴)، "سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشا
گنبد‌های آداکیتی پسافیولیتی سبزوار" **مجله پترولوژی**، سال ششم، شماره ۲۳، ص ۱۲۱ تا
۱۳۸.

چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع
کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (خاور بیارجمند) به وسیله روش AMS و تعیین وضعیت
دیرینه مغناطیس آن‌ها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
حاجیلور، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های
منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
حسینی ب، احمدی ا، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی و سن سنجی اورانیم - سرب سنگ‌های گرانیتوئیدی
شمال سامان" **فصلنامه علوم زمین**، سال بیست و پنجم، شماره صدم، ص ۱۰۹ - ۱۲۰.
حسینی ح. س، صادقیان م، جای م. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) "شیمی کانی، دما فشارسنجی و پتروژنز
فوج دایک بازیک بند هزار چاه (جنوب خاور شاهرود)" **مجله پترولوژی**، شماره بیست و
پنجم، ص ۸۱-۹۶

حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند
هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
حسینی ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن
اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چین‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بند
هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران،
دانشگاه شهید بهشتی تهران.

خبره د، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونی - آذرین
اواخر نئوروتروئیک مجموعه احمدآباد - رضاآباد (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین،
دانشگاه صنعتی شاهرود.

دادپور م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای بازالتی موجود در
قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (خاور سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها"،
دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

درخشی م (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه - ی
بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود، دانشکده علوم - زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رادفر ج. و کهنسال، (۱۳۸۱) "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن" سازمان زمین شناسی کشور.
رجبی ث. و ترابی ق، (۱۳۹۲) "پترولوژی بازالت آلکالن توپره، شاهدی بر ولکانیسم الیگوسن درون
صفحه قاره‌ای در شمال غرب خرد قاره خاور- ایران مرکزی، جنوب غرب جندق" **مجله
پترولوژی**، سال چهارم، شماره شانزدهم، ص ۲۱-۳۸.

رستمی حصوری م، قاسمی ح. و رضایی م، (۱۳۹۴) "زمین شناسی، پترو گرافی و پترولوژی
سنگهای آتشفشانی الیگومیوسن شمال ایران مرکزی" نوزدهمین همایش سالانه انجمن زمین
شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، دانشگاه پیام نور.

رستمی حصوری م، قاسمی ح، رضایی م. و مباشری م، (۱۳۹۶) "شیمی کانی‌ها و زمین دما-
فشارسنجی دسته دایکهای دیابازی ژوراسیک غرب رضاآباد"، **مجله بلورشناسی و کانی**

شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره چهارم، ص ۷۶۱-۷۷۴.

رشید ح، (۱۳۷۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ولکانیسم ترشیری منطقه عباس آباد (مرکزی)،
غرب سبزوار- ایران"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز.

رضوی ر، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن، غرب سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رهگشای م، شفائی مقدم ه، غفاری ر. و کتابداری م، (۱۳۸۵) "سنگ شناسی سری های مافیک مال خاور هشتجین، جنوب اردبیل، ایران" فصلنامه علوم زمین، شماره شصت و یک، ص ۲-۲۷.

رئییسی د، درگاهی س، معین‌زاده س.ح، آروین م. و بهرام بیگی ب، (۱۳۹۲) "ژئوشیمی و پتروژنز آلکالی بازالت‌های کواترنری گندم بریان، شمال شهداد، استان کرمان" فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره هشتاد و نه، ص ۲۱-۳۲.

زاهدی ا. و احمدی پور ح، (۱۳۸۷) "سنگ نگاری، زمین شیمی و سنگ زایی گدازه ها و دایک های منطقه ابارق (استان کرمان)" فصلنامه علوم زمین، شماره شصت و هشتم، ص ۱۳۰-۱۳۸.

سایت سازمان هواشناسی کشور (<http://irimo.ir>).

سری زن ر، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "موقعیت چینه شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین، شمال گرمسار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

سلامتی ر، (۱۳۷۸) "نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمد آباد" انتشارات سازمان زمین-شناسی کشور.

سهندی م.ر. و حسینی م، (۱۳۶۸) "نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ سبزوار" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

صادق‌زاده ش، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال خاور میاندشت"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.

صالحی نژاد ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۸۷)، "ماگماتیسیم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

طهماسبی ز، خلیلی م، احمدی خلجی ا. و مکی زاده م.ع، (۱۳۸۹) "پتروژنز توده گرانیتوئیدی جنوب شازند (جنوب باختر اراک)" **مجله پترولوژی**، سال اول، شماره اول، ص ۸۷ - ۱۰۲.

طهماسبی ز، میراسماعیلی م، احمدی خلجی ا. و سپه‌وند ف، (۱۳۹۳) "پترولوژی، ژئوشیمی و شیمی کانی سنگ‌های نیمه آتشفشانی و انکلاوها در شیرمزد تپه (جنوب باختر اراک)" **مجله پترولوژی**، سال ششم، شماره بیست و دوم، ص ۱۳۷ - ۱۵۶.

طوطی ف، یزدانی س، و بازرگانی گیلانی ک، (۱۳۸۵) "زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مجموعه آتشفشانی قلیایی- نیمه قلیایی شمال ایران مرکزی: نقش فرآیندهای تفریق بلوری و غنی‌شدگی سنگ- های اسیدی تا بازی در یک محیط پشت کمان" **فصلنامه علوم زمین**، سال هفدهم، شماره ۶۷، ص ۲۱۰-۲۲۳.

عابدی ز، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (خاور اهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

عزیزی م، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ- های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

فتاحی ا، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه، جنوب غرب قوچان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

فتح‌آبادی ف، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد: "زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع. و صادقیان م، (۱۳۹۲) "موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، شمال خاور شاهرود" **مجله پژوهش-**

های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و نهم، شماره ۵۰ (۱)، ص ۲۵-۴۲.

قاسمی ح، برهمند م. و صادقیان م، (۱۳۹۰) "گدازه‌های بازالتی الیگوسن خاور و جنوب خاور شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت‌کمانی حوضه الیگوسن- میوسن ایران مرکزی" **مجله**

پترولوژی، سال دوم، شماره هفتم، ص ۷۷-۹۴.

قاسمی ح، تیموری س. و آسیابان‌ها ع، (۱۳۹۱) "ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز سنگ- های آتشفشانی جیرنده، شمال غرب قزوین" **فصلنامه زمین‌شناسی ایران**، سال ششم،

شماره بیست و دوم، ص ۱۷-۳۳.

قاسمی ح، رستمی حصوری م، صادقیان م. و کدخدای عرب ف، (۱۳۹۵) "فعالیت ماگمایی کششی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی"، **مجله علوم زمین**، سازمان

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، سال بیست و پنجم، شماره ۹۹، ص ۲۳۹ - ۲۵۲.

قاسمی ح، صادقیان م، خانعلی زاده ع. و تنها ع، (۱۳۸۹) "سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره ای نئوژن، جنوب قوچان" **مجله بلور شناسی و کانی**

شناسی ایران، شماره سوم، ص ۳۴۳-۳۷۰.

قاسمی ح. و برهمند م، (۱۳۹۲) "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار" **فصلنامه زمین‌شناسی ایران**، سال هفتم، شماره بیست و ششم، ص.

۱۷-۳۳.

قاسمی ح، و جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز خاوری" **مجله**

بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره چهارم، ص ۶۹۹ - ۷۱۴.

قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۲) "بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز خاوری" فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، ص ۱۷-۲۹.

کاظمی حسونند ز، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و ویژگی های محل منشأ سنگ‌های آذرین اردوویسین پایانی در سازند ابرسج"، شاهرود، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

کدخدای عرب ف، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد: "پایان نامه ارشد: " بررسی جایگاه چینه شناختی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن غرب احمدآباد- خارتوران"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

گودرزی م، محمدی س. و زرین کوب م.ح، (۱۳۹۳) "سنگ شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری سلم آباد (جنوب خاور سربیشه)، خاور ایران" مجله زمین شناسی اقتصادی ایران، جلد ششم، شماره دوم، ص ۲۱۷-۲۳۴.

محمدی ر، هاشم امامی م. و وثوقی عابدینی م، (۱۳۸۵) "پتروگرافی و پترولوژی گدازه های اولیگومیوسن منطقه رزن همدان پتروگرافی و پترولوژی گدازه های اولیگومیوسن منطقه رزن همدان" مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، شماره شصت و یکم، ص ۱۱۰-۱۲۶.

مردانی بلداجی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند- شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

مقدسی ص، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ- های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز خاوری"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ملاشاهی ن، زرین کوب م.ح، محمدی س. و خطیب م، (۱۳۹۰) "سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی جوان گستره‌ی دریاچه‌ی هامون (خاور ایران)" **مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران**، شماره سوم، ص ۵۱۹-۵۲۸.

منصف ا، رهگشای م. و وایت چرچ ه، (۱۳۸۹) "تحولات پتروژنتیک در توالی‌های ماگماتیکی ژوراسیک نواحی حسین آباد- حاجی آباد در کمربند سنندج- سیرجان (جنوب ایران)" **مجله پترولوژی**، سال اول، شماره چهارم، ص ۸۹ تا ۱۱۲.

مؤید م، (۱۳۸۰)، رساله دکتری: "بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیاری البرز غربی- آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین"، دانشگاه شهید بهشتی.

نبوی م. ح، (۱۳۵۵) "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۱۰۹.

نعیم امامی س. و خلیلی م، (۱۳۹۳) "سن سنجی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق شمال شهرکرد با روش Ar_{39}/Ar_{40} رهیافتی نو پیرامون زمان وقوع و دوام پدیده آتشفشانی ژوراسیک در پهنه سنندج سیرجان" **مجله پترولوژی**، سال پنجم، شماره هجدهم، ص ۱-۱۴.

نواب مطلق ا، (۱۳۸۳) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

نواب مطلق ا، قاسمی م.ر، امامی م.ه، شیخ الاسلام م.ر. و مجیدی فرد م.ر، (۱۳۸۴) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود" سازمان زمین‌شناسی کشور.

نوایی ا، صالحی راد م. و مجیدی ب، (۱۳۶۵) "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ خارتوران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

هاشمی س.م، امامی م.ه، وثوقی عابدینی م، پورمعافی س.م. و قربانی م، (۱۳۸۵) "سنگ شناسی بازالت های کواترنری طبس (خاور ایران)" **فصلنامه علوم زمین**، شماره شصت و هشت، ص ۲۶-۲۹.

همتی ع، (۱۳۹۲)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (جنوب باختر میامی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

الهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

وثوقی عابدینی م، (۱۳۷۶) " بررسی پترولوژیکی و تکتونوماگمایی بازالت‌های سنوزوئیک خاور ایران(خراسان)" **فصلنامه علوم زمین**، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره بیست و سوم، ص ۱۶-۳۱.

یوسفی ف، صادقیان م، سمیاری س. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) ، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گنبد های آداکیتی پرسلیس احمدآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود)" **فصلنامه علوم زمین**، ص ۲۹۱-۲۹۸

یوسفی ف، (۱۳۹۶)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های آداکیتی پس از ائوسن احمدآباد خارتوران، جنوب خاور شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شیردشت زاده ن. و صمدی ر، (۱۳۸۹) **آشنایی با روش‌های زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی**، انتشارات اصفهان، ص ۹۹.

Reference

- Abdel-Rahman A. F. M. and Nassar P. E. (2004) "Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon" **Geol. Mag.**, 141(5), 545-563.
- Agard P., Omrani J., Jolivet, L. and Mouthereau F. (2005) "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation" **Int. J. Earth. Sci.**, 94, 401-419.
- Ahadnejad V., Valizadeh M. V., Deevsalar R. and Rezaei-Kahkhaei M. (2011) "Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran" **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen.**, 261(1), 61-75.
- Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B. and Morozov L. (1984) "Geology of the Khur area, Central Iran" **Geo. Suv of Iran**. Report no. 20.
- Alavi M. (1994) "Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations" **Tectonophysics.**, 229, 211-238.
- Alavi M. (2004) "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution" **Am. J. Sci.**, 304, 1–20.
- Alavi M. (2007) "Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran" **Am. J. Sci.**, 307, 1064– 1095.
- Aldanmaz E, Pearce J. A., Thirlwall M. F. and Mitchell J. G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 102, 67-95.
- Ali S. A., (2012), PhD. thesis "Geochemistry and geochronology of Tethyan-arc related igneous rocks, NE Iraq", University of Wollongong, 363p
- Alıcı P., Temel A. and Gourgaud A. (2002) "Pb–Nd–Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey)" **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 115(3), 487-510.
- Allen M., Jackson J. and Walker R. (2004) "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates" **Tectonics**, 23, TC2008.

- Alric G. and Virlogeux D., (1977), PhD. thesis “Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh Bid-Bavanat, Chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran”, Grenoble university.
- Amidi S. M., (1975), PhD. thesis “Contribution a letude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz- Nain- Surk (Iran, central)”, Grenoble university, 275p.
- Aparicio A. (2010) “Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks” **IUP. J. Earth. Sci**, 4(3).
- Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A. and Babaei A. (2007) “Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction” **J. Asian Earth Sci**, 30, 474-489.
- Asiabanha A. and Foden J. (2012) “Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran” **Lithos**, 148, 98–111.
- Asiabanha A., Ghasemi H. and Meshkin M. (2009) “Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry” **Neues Jahrb. Geol. P-M**, 186 (2), 201–214.
- Axen G. J., Lam P. S., Grove M., Stockli D. F. and Hassanzadeh J. (2001) “Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision- related tectonics” **Geology**, 29.(6), 559-562.
- Ayati F., Yavuz F., Asadi H. H., Richards J. P. and Jourdan F. (2012) “Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran” **Int. Geo. Review**, 1, 1–27.
- Aydin F., Thompson R. M., Karsli O., Uchida H., Burt J. B. and Downs R. T. (2009) “C2/c pyroxene phenocrysts from three potassic series in the Neogene alkaline volcanics, NE Turkey: their crystal chemistry with petrogenetic significance as an indicator of P–T conditions” **Contrib. Mineral. Petrol**, 158 (1), 131-147.
- Azizi H., Asahara Y., Mehrabi B. and Chung S. L. (2011) “Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi Abad area, Sanandaj- Sirjan zone, NW Iran” **J. Chemie der Erde**, 71, 363-376.

- Bacon C. R. and Hirschmann, M. M. (1988) "Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides" **Am. Mineral**, 73(1-2), 57-61.
- Bagas L., Bierlein F. P., English L., Anderson J. A. C., Maidment D. and Huston D. L. (2008) "An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen, Western Australia" **Precambrian Res**, 166, 168-184.
- Bagheri S. and Stampfli G. M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophysics**, 451, 123-155.
- Barbey P., Ayalew D. and Yirgu G. (2005) "Insight into the origin of gabbro-dioritic cumulo-phyric aggregates from silicic ignimbrites: Sr and Ba zoning profiles of plagioclase phenocrysts from Oligocene Ethiopian Plateau rhyolites" **Contrib. Mineral. Petrol**, 149(2), 233-245
- Bauman A., Spies O. and Lensch G. (1983) "Strantium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report" **Geo. Surv of Iran**. Report no.51.
- Berberian F. and Berberian M. (1981) "Tectono-plutonic episodes in Iran, in Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic Evolution" **Geodynamics**, 3, 5-32.
- Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J. and Berberian M. (1982) "Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran" **J. Geol. Soc. London**, 139, 605-614.
- Berberian M. and King G. C. P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Can. J. Earth Sci**, 18, 210-265.
- Berberian M. and Nogol M. (1974) "Preliminary explanation text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two geological maps, 1/100000 from the Hajiabad quadrangle map)" **Geo. Surv of Iran**, Report. 60p, 24.
- Bernhardt U. (1983) "Middle Tertiary volcanic rocks from the southern Sabzevar zone, Khorasan, NE Iran" **Geo. Surv of Iran**, Report no. 51, 277-284

- Best G. (2003) “**Igneous and metamorphic petrology**” Blackwell Sci, 729p.
- Bin Z. and Meiyin D. (2010) “Geological setting of Garmsar block, Iran” International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering², 433-437.
- Braud J., (1987), PhD. Thesis, “La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan iranien): Reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structural”, Université de Paris- Sud, 489p.
- Cann J.R. (1969) “Spilites from the Carlsberg ridge, Indian ocean” **J. Petrol**, 10(1), 1-19.
- Chen Y. and Zhang Y. (2008) “Olivine dissolution in basaltic melt” **Geochem. Cosmochem. Acta**, 72, 4756-4777.
- Chernicoff C. J., Zappettini E. O., Villar L. M., Jr F. C. and Hernández H. (2009) “The belt of metagabbros of La Pampa: Lower Paleozoic back-arc magmatism in south-central Argentina” **J. South. Am. Earth Sci**, 28, 383–397.
- Chiu H. Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M. and Lizuka Y. (2013) “Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny” **Lithos**, 162-163, 70-87.
- Chocyk-Jaminski M. and Dietsch C. (2002) “Geochemistry and tectonic setting of metabasic rocks of the Gneiss Dome Belt, SW New England Appalachians” **Phys. Chem. Earth**, Parts A/B/C, 27(1), 149-167.
- Clague D. A and Frey F. A. (1982) “Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii” **J. Petrol**, 23, 447-504.
- Coban H. (2007) “Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia” **Earth-Sci. Rev**, 80, 219-238.
- Conly A. G., Brenan J. M., Bellon H. and Scott S. D. (2005) “Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalí’a Region, Baja California Sur, Mexico” **J. Volcanol. Geoth. Res**, 142, 303–341.
- Cox K. G., Bell J. D. and Pankhurst R. J. (1979) “The interpretation of igneous rocks” **Geogeo allan and uniwin**, London.450p.
- Damasceno D., Scoates J. S, Weis D., Frey F. A. and Giret A. (2002) “Mineral chemistry of mildly alkalic basalts from the 25 Ma Mont Crozier section, Kerguelen

- Archipelago: constraints on phenocryst crystallization environments” **J. Petrol**, 43(7), 1389-1413.
- Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J. (1982), “**Rock- Forming Minerals**” Volume 1A, 2nded, Orthosilicates, Longman, London. 919 pp.
- Deer W. A. Howie R. A. and Zussman J. (1992), “**An introduction to the rock-forming minerals**” Longman Scientific Technical., New York, 528 p.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1987), “**Rock forming minerals, (2nd ed), Single-Chain Silicates**” Longman London, 668p.
- DePaolo D. J. (1980) “Sources of continental crust: Neodymium isotope evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges” **Science**, 209 (8), 684-687.
- Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L. E., Kazmin G., LePichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. and Biju-Duval B. (1986) “Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias” **Tectonophysics**, 123, 241-315.
- Dimitrijevic M.D. (1973) “Geology of Kerman” **Geo. Surv of Iran**, Report, No. 72.
- Dixon J. E. , Stolper E. M. and Holloway J. R. (1995) “An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid ocean ridge basaltic liquids .1. Calibration and solubility models” **J. Petrol**, 36 , 1607 – 1631.
- D'Lemos R. S. (1996) “Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Island, UK” **Lithos**, 38, 233-257.
- Duda A. and Schmincke H. U. (1985) “Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG)” **Contrib. Mineral. Petrol**, 91(4), 340-353.
- Dyhr C. T., Holm P. M., Llambías E. J. and Scherstén A. (2013) “Subduction controls on Miocene back-arc lavas from Sierra de Huantraico and La Matancilla and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating from the Mendoza Region, Argentina” **Lithos**, 149, 77-83.
- Edwards C. M. H., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Morris J. D., Leeman W. P. and Harmon R.S. (1994) “The transition to potassic alkaline volcanism in island arc: the Ringgit-Beser Complex, East Java, Indonesian” **J. Petrol**, 35, 1557-1595.

- Ellam R. M. (1992) "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry" **Geology**, 20:153- 156.
- Elliott T., Plank T., Zindler A., White W. and Bourdon B. (1997) "Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc" **J. Geophys. Res.**, 102, 14991-15019.
- Emami M. H., Mir Mohammad Sadeghi M. and Omrani S. J. (1993) "Magmatic map of Iran" **Geo. Surv of Iran**.
- Emami M. H., (1981), PhD. thesis, "Geologie de la region de Qom-Ar an (Iran): Contribution a l'etude dynamique et geochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Grenoble university .
- Emami S. N. and Eliasi Z. (2014) "the study of parental rock of Jurassic dolerites of volcano-sedimentary belt in north of Sharekor" **Petrology**, 5(19), 21-36.
- Erkül S. T., SÖZBİlir H. A. S. A. N., Erkül F., Helvaci C., Ersoy Y. and Sümer Ö. (2008) "Geochemistry of I- type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc magmatism following closure of the Palaeotethys" **Island Arc**, 17(3), 394-418.
- Esna-Ashari A., Hassanzadeh J. and Valizadeh M. V. (2011) "Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma" **J. Mineral. Petrol**, 101, 195-216.
- Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M., Hassanzadeh J. and Sepahi A. (2012) "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran" **J. Asian Earth Sci**, 43(1), 11-22.
- Fazlnia A., Moradian A., Rezaei K., Moazzen M. and Alipour S. (2007) "Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan Batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating" **Journal of Sciences.**, Islamic Republic of Iran, 18, 221-237.
- Fazlnia A., Schenk V., van der Straaten F. and Mirmohammadi M. (2009) "Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran" **Lithos**, 112(3), 413-433.
- Floyd P. A. (1976) "Geochemical variation in the greenstones of SW England" **J. Petrol**, 17(4), 522-545.

- Floyd P. A., Kelling G., Gokcen S. L., Gokcen N. (1991) "Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey" **Chem. Geol.**, 89, 263-280.
- Forster H., Fesefeldt K., and Kursten M. (1972) "Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt" International Geologic Congress, 24th, Section 2, p. 198–210.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R. and Burgess R. (2009) "Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran" **Geol. J.**, 44, 104-116
- Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" **J. Afr. Earth. Sci.**, 48, 147-160.
- Fursich F. T., Wilmsen M., Seyed-Emami K. and Majidifard M. R. (2009) "The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin" **Geological Society**, London, Special Publications 312 (1), 189-203.
- Geng H., Sun M., Yuan C., Xiao W., Xian W., Zhao G., ... and Wu F. (2009) "Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction?" **Chem. Geo.**, 266(3), 364-389.
- George R. M. and Rogers N. W., (2002) "Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. Contrib" **Mineral. Petrol.**, 144, 286–304.
- Ghasemi A. and Talbot C. J. (2006) "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)" **Int.J. Earth. Sci.**, 26, 683-693.
- Ghasemi H. and Rezaei Kahkhaei M. (2015) "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran" **J. Mineral. Petrol.**, No 6, 235-252
- Gill R. (2010), "**Igneous rocks and processes a practical guide**" Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 pp.
- Girod M. and Conrad G. (1975) "Les formations volcaniques récentes du Sud de l'Iran (Kouh-e-Shahsavaran): données pétrologiques préliminaires; implications structurales" **Bulletin of Volcanology**, 39(4), 495-511.

- Glenn A. G. (2004) "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus" **Contrib. Mineral. Petrol**, 147:, 511-527.
- Golonka J. (2004) "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic" **Tectonophysics**, 381, 235-273.
- Guest B. (2004), PhD. thesis "The thermal, sedimentological, and structural evolution of the central Alborz Mountains of northern Iran: Implications for the Arabia-Eurasia continent-continent collision and collisional processes in general", University of California, Los Angeles, 292.
- Guo Z, Wilson M, Jiaqi L. and Qian M. (2006) "Post-collisional, Potassic and Ultrapotassic Magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on Characteristics of the Mantle Source, Geodynamic Setting and Uplift Mechanisms" **J. Petrol**, 47, 1177–1220.
- Haase K. M, Goldschmidt B. and Garbe – Schonb G. D. (2004) "Petrogenesis of tertiary continental interplate lava from the Westerwald region, Germany" **J. Petrol**, 45, 883-905.
- Haghipour A. A. and Aghanabati S. A. (1985) "Geological map of Iran" **Geol. Surv. Iran**.
- Hall A. (1987), "**Igneous petrology**" Longman Publisher ISBN O-582 30172
- Hammer J. E., Coombs M. L., Shamberger P. J., Kimura J. I. (2006) "Submarine silver in North Kona: A window in to the early magmatic and growth history Hualalai Volcan, Hawaii" **J. Volcano. Geoth. Res** 151, 157-188.
- Harker A. (1909), "**The natural history of igneous rocks**" Methuen and co. London.
- Hart W. K., Wolde G. C., Walter R. C. Mertzman S. A. (1989) "Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions" **J Geophys Res**, 94, 7731-7748.
- Hart S. R., Gerlach D. C. and White W. M. (1986) "A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 50(7), 1551-1557.
- Hart S., Hauri E., Oschmann L. and Whitehead J. (1992) "Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence" **Science**, 256, 517.
- Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A. and Mitchell S. (2007) "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram" **J. Petrol**, 48(12), 2341-2357.
- Haynes S. J. and McQuillan H. (1974) "Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran" **Geol. Soc. Am. Bull**, 85, 739-744.

- He Q, Xiaoa L, Baltab B, Gao R. and Chen J. (2010) "Variety and complexity of the Late-Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes" **Lithos**, 119, 91-107.
- Henderson P., (1984), "**Rare Earth Element Geochemistry**" Elsevier Science Publisher. 510p.
- Herzberg C. and Zhang J. (1996) "Melting experiments on anhydrous peridotite KLB- 1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone" **J. Geophys. Res.**, 101, 8271–8295.
- Herzberg C., Asimow P. D., Arndt N., Niu Y. L., Lesher C. M., Fitton J. G., Cheadle M. and Saunders A. D. (2007) "Temperature in ambient mantle and plumes: constraints from basalts picrites, and komatiites. Geochemistry, Geophysics, Geosystems" **American Geophysical Union**, 8 (2), 1-34.
- Hofmann A. W. (1988) "Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 90(3), 297-314.
- Hofmann A., Jochum K., Seufert M. and White W. (1986) "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 79(1-2), 33-45.
- Hofmann A. W. (1997) "Mantle geochemistry: the message from oceanic magmatism, **Nature**" 385, 219–229.
- Homke S., Verges J., Garces M., Emami M. and Karpuz R. (2004) "Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e-Kush Arc (Lurestan Province, Iran)" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 225, 397-410.
- Hooper R. J., Baron I. R., Agah S. and Hatcher R. D. (1994) "The Cenomanian to recent development of the Southern Tethyan Margin in Iran, in Al-Husseini, M.I., ed., Middle East petroleum geosciences" **Geology**, 505-516.
- Hosseini S. Z., Arvin M., Oberhansli R. and Dargahi S. (2009) "Geochemistry and tectonic setting of pleistocene basaltic lava flows in the shahre-babak area, NW of Kerman Iran Implication for the Evolution of urumieh Dokhtar Magmatic Assemblage" **J. sci**, Islamic Republic of Iran, 20 (4), 331-342.
- Humphris S. E., and Thompson G., (1978) "Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42(1), 127-136.
- Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" **Can. J. Earth Sci**, 8, 523-548.

- Jafri S. H. and Sheikh J. M. (2013) "Geochemistry of pillow basalts from Bompoka, Andaman–Nicobar islands, Bay of Bengal, India" **J. Asian Earth Sci**, 64, 27–37.
- Jamshidi K. h., Ghasemi H., Troll V. R., Sadeghian M. and Dahren B. (2015) "Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran" **J. Solid Earth**, 6, 49-72.
- Jiang H., Han J., Chen H., Zheng Y., Lu W., Deng G., Tan Z. (2017) "Intra-continental back-arc basin inversion and Late Carboniferous magmatism in Eastern Tianshan, NW China: Constraints from the Shaquanzi magmatic suite" **Geoscience Frontiers**, 1-21
- Johnson M. C., Plank T, (2000) "Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments" **Geochem. Geophys. Geosyst**, 1(12).
- Jung C., (2003), PhD. thesis "Geochemische und Isotopen-geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Hoheifel-Ein Beitrag zur Identifizierung der Mantelquellen von Rift-bezogenen Vulkaniten" Universitätsbibliothek Marburg.
- Karimpour M., Stern C. R., Farmer L., saadat S., & Malekezadeh A. M. (2011) "Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran" **Geopersia** 1(1), 19-54.
- Kerrick R. and Wyman D. A. (1997) "Review of developments in trace- element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration" **Australia. J. Earth Sci**, 44(4), 465-487.
- Keskin M., Pearce J. A. and Mitchell J. G. (1998) "Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum- Kars Plateau, North Eastern Turkey" **J. Volcanol. Geoth. Res**, 85, 355-404.
- Khalaji A. A., Esmaily D., Valizadeh M. V. and Rahimpour-Bonab H. (2007) "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran" **J Asian Earth Sci**, 29(5), 859-877.
- Kheirkhah M, Neill I, Allen M. B (2015) "Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran" **J Asian Earth Sci**, 106, 19-33.
- Khorasani R. (1982), "Petrographie und Gechemie spatkreuzisch, alttertiärer Laven und subvolnrite der nordichen Lut, Universitat Hambur, in Vorbereitung".
- Kirkpatrick R. J. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii" **Geol. Soc. Am. Bull**, 88, 78-84.

- Köprübaşı N, Güçtekin A, Çelebi D, Kirmaci M. Z. (2014) “Mineral chemical constraints on the petrogenesis of mafic and intermediate volcanic rocks from the Erciyes and Hasandağ volcanoes, Central Turkey” **Chem Erde**, 74(4), 585-600.
- Krauskopf K. P. and Dennis. K. B. (1979) “**Introduction to geochemistry**”, Third Edition, Mc Graw-Hill, 19.
- Krishnamurthy P, Mahoney J. J, Gopalan K, MacDougall J. D (2014) “Clinopyroxene compositions in the Deccan and Rajmahal Traps and their bearing on magma types and evolution” **J Asian Earth Sci**, 84, 102-117.
- Kuscu G. G. and Floyd P. A (2001) “Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanic” **Lithos**, 56, 207-230.
- Le Bas M. J. (1962) “The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage” **Am. J. sci**, 260(4): 267-288.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W. and Youzhi G. (1997) “Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names” **Am. Mineral**, 82, 1019-1037.
- Lentz D. R. (1998) “Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics” **Ore Geol. Rev.**
- Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D. and Marchal M. (1982) “Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series” **Earth Planet. Sci. Lett**, 59, 139-154.
- Li B., Bagas L., Gallardo L. A., Said N., Diwu C. and McCuaig T. C. (2013) “Back-arc and post-collisional volcanism in the Palaeoproterozoic Granites-Tanami Orogen, Australia” **Precambrian Res**, 224, 570– 587.
- Li Z., Chen B. (2014) “Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic meta-basalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting” **Precambrian Res**, 255, 653–667.

- Lustrino M., Melluso L. and Morra V. (2002) "The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy)" **Lithos**, 63, 83-113.
- Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B. and Mohajjel M. (2011) "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran" **J. Asian Earth Sci**, 41, 238-249.
- McBirney A. R. (1993), "**Igneous petrology**" Second edition, John and Bartlett. Pub. 507 p.
- McQuarrie N., Stock J. M., Verdel C., and Wernicke B. P. (2003) "Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions" **Geophysic. Res. Lett**, 30(20).
- Mehdipour G. J. and Moazzen M. (2015) "geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran" **Turkish J. Earth Sci**, 24, 513-528.
- Meng L., Li Z. h., Chen H., Li X. and Wang X. (2012) "Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the fl at-slab subduction model" **Lithos**, 127-140.
- Middlemost E. A. K. (1994) "Naming material in the magma / igneous rock system", **Earth Sci. Rev**, 37 ,215-224.
- Middlemost E. A. K, (1975) "The basalt clan" **Earth Sci. Rev**, 11, 337-364.
- Middlemost E. A. K, (1987), "**Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology**, Longman group limited".
- Middlemost E. A. K, (1997), "**Magmas, Rocks and Planetary Development: a Survey of Magma/Igneous Rock Systems**" Addison Wesley.
- Machado A., Lima E. F., Chemale Jr. F., Morata D., Oteiza O., Almeida D. P., Figueiredo A. M. G., Alexandre F. M., Urrutia J. L. (2005) "Geochemistry onstraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South etland arc, Antarctica" **J. South. Am. Earth Sci**, 18, 7–425.
- Milovanović S., Banješević M., (2005) "Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia)" **Tectonophysics**, 410, 501-509.
- Mirmohammadi M., Kananian A., Tarkian M. (2007) "The nature and origin of Fe-Ti-P-rich rocks in the Qareaghaj mafic-ultramafic intrusion, NW Iran" **Mineral. Petrol**, 91(1-2): ۷۱-۱۰۰.
- Miyashiro A. and Shido F. (1970) "Progressive metamorphism in zeolite assemblages" **Lithos**, 3(3), 251-260

- Moein Vaziri H., (1985), Thesis. d'Etat "Volcanism tertiaire in Iran" University of Paris-Sud
- Mohajjel M., Fergusson C. L., and Sahandi M. R. (2003) "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan zone Western Iran" **J. Int. Earth Sci**, 21, 397-412.
- Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi G. (1988) "Nomenclature of pyroxene" **Mineral. Mag**, 52, 535-555.
- Morris J. D. and Hart S. R. (1983) "Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 47, 2015- 2030.
- Motaghi K., Tatar M., Shomali Z. H., Kaviani K. and Priestley K. (2012) "High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone" **Phys. Earth Planet. In**, 208, 38-49.
- Mousivand F., Rastad E., Meffre S., Peter J. M., Mohajjel M., Zaw K. and Emami M. H. (2012) "Age and tectonic setting of the Bavanat Cu-Zn-Ag Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southern Iran" **Mineralium Deposita**, 47(8), 911-931.
- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38, 757-775.
- Nazari H. and Salamati R. (1999) "Geological map of Sarbisheh, scale 1:100000" **Geo. Surv of Iran**.
- Nelson S. T. and Montana A. (1992) "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression" **Am. Mineral**, 77, 1242-1249.
- Nimis P. (1995) "A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling" **Contrib. Mineral. Petrol**, 121(2), 115-125.
- Nimis P. and Taylor W. R. (2000) "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer" **Contrib. Mineral. Petrol**, 139, 541-554.
- Nimis P. and Ulmer P. (1998) "Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems" **Contrib. Mineral. Petrol**, 133, 122-135.
- Nisbet E. G. and Pearce J. A. (1977) "Clinopyroxene Composition in Marie Lavas from Different Tectonic Settings" **Contrib. Mineral. Petrol**, 63, 149-160.

- Norman, M. D. and Garcia M. O. (1999) "Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites" **Earth Planet. Sci. Lett**, 168(1), 27-44.
- Okay A. I. and Tüysüz O. (1999) "Tethyan sutures of northern Turkey" **Geol. Soc. London**, Special Publications, 156(1), 475-515.
- Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G. and Jolivet L. (2008) "Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences" **Lithos**, 106, 380- 398.
- Papike J. J., Cameron K. L., and Baldwin K. (1974) "Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data" **Geol Soc Am Abstr with Progr**, 6, 1053-1054.
- Pang K. N., Chung S. L, Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S, Yang, H. M, Chu C. H., ... and Lo C. H. (2012) "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran" **Chem. Geol**, 306-307, 40-53.
- Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., ... & Lo C. H. (2013) "Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications". **Lithos**, 180, 234-251.
- Pearce J. A and Cann J. R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis" **Earth Planet. Sci.Lett**, 19, 290-300.
- Pearce T. H. and Kolisnik A. M. (1990) "Observations of plagioclase zoning using interference imaging" **Earth-Sci. Rev**, 29, 9-26.
- Pearce J. A. (1975) "Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus" **Tectonophysics**, 25(1-2), 41-67.
- Pearce J. A. (2008) "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust" **Lithos**, 100, 14–48.
- Pearce, J. A. and Gale G. H. (1977) "Identification of ore deposition environments from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In (Anonymous), Volcanic processes in ore genesis and" **Inst. Mining Metallurg**, London, 14-24.
- Pearce J. A. (1982) "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*" **John Wiley and Sons, Chichester**, 525-548, ISBN 0 471 28034 8.

- Pearce J. A., Stern R. J., Bloomer S.H., Fryer P. (2005) "Geochemical mapping of the Mariana arc- basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components" **Geochem. Geophys. Geosyst**, 6(7).
- Peng P. (2010) "Reconstruction and interpretation of giant mafic dyke swarms: a case study of 1.78 Ga magmatism in the North China craton" **Geol. Soc. London**, Special Publications, 338, 163-178.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A. and Gorshkov A. (1989) "The Caucasus: An actual example of the initial stages of a continental collision" **Tectonophysics**, 161, 1-21.
- Plank T. (2005) "Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents" **J. Petrol**, 46, 921-944.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. (1996) "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 123(1), 92-108.
- Putirka K. D., Mikaelian Ryerson H.F. and Shaw H. (2003) "New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho" **Am. Mineral**, 88, 1542-1554.
- Putirka K. D. (2008) "Thermometers and barometers for volcanic systems, in: Minerals, inclusions and volcanic processes, edited by: Putirka, K. and Tepley, F." **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, 69, 61-120.
- Putirka K. D. (2005) "Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+ liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations" **Am. Mineral** 90(2-3): 336-346.
- Putirka K. D., Perfit M., Ryerson F. J. and Jackson, M. G. (2007) "Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. **Chem. Geol**, 241, 177-206.
- Rahmati-Ilkhchi M., Faryad Sh. W., Holub F. V., Kosler J. and Frank W. (2011) "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran)" **J. Int. Asian Earth Sci**, 100, 45-62.
- Reichow M., Saunders A., White R., Al'Mukhamedov A. and Medvedev A. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia" **Lithos**, 79, 425 - 452

- Reubi O, Nicholls I.A. and Kamenetsky V.S. (2002) "Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia" **J. Volcano. Geotherm. Res**, 119(1), 255-274.
- Rezaei-Kahkhaei M., Galindo C., Pankhurst R. J., and Esmaily D. (2011) "Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab–Neshveh pluton, Central Iran" **J. Asian Earth Sci**, 42(3), 499-514.
- Ricou L. E., (1974), Thesis. Phd "L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution des Zagrides", Université Paris-Sud, Orsay.
- Righter k. and Rosas-Elguera J. (2001) "Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayulta and Tapalpa volcanic fields" **J. Petrol**, 42, 2333-2361.
- Robertson A.H.F., Clift P.D., Degnanand P. and Jones G. (1991) "Paleogeographic and paleotectonic evolution of eastern Mediterranean Neotethys" **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 87, 289-344.
- Robertson A. H. F. (2000) "Mesozoic-Tertiary tectonic sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey" **Geol. Soc. London**, Special Publication, 173, 97-138.
- Roeder, P. L. and Emslie, R. (1970) "Olivine-liquid equilibrium" **Contrib. Mineral. Petrol**, ۲۹(۴), ۲۷۰-۲۸۹.
- Rollinson H. R. (1993), "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman.
- Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H. and Moin-Vaziri H. (2010) "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): Implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran" **Terra Nova**, 22, 26-34.
- Rudnick R. L. and Gao S. (2003) "Composition of the continental crust" **Treatise on geochemistry**, 3, 659.
- Saadat S, Karimpour M. H. and Stern C. (2010) "Petrochemical characteristics of Neogene and Quaternary alkali olivine basalts from the Western Margin of the Lut Block, Eastern Iran" **J. Earth Sci**, 2, 87-106.
- Sabzehei M., (1974), PhD. thesis "Les mélanges ophiolitiques de la région d'Sfandagheh (Iran méridional), Etude pétrologique et Structurale, Interprétation dans le cadre Iranien., Grenoble university.

- Samuel M. D., Moussa H. E. and Azer M. K. (2007) "A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt" **J. Afr. Earth. Sci**, 47, 203–226.
- Saunders A. D. and Tarney J. (1984) "Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins" **Geol. Soc. London**, Special Publications, 16(1), 59-76.
- Schweitzer E. L., Papike J. J. and Bence A. E. (1979) "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts" **Am Mineral**, 64(5-6), 501-513.
- Sengor A. M. C. Altiner D. Cin A. Ustaomer T. and Hsu K. J. (1988) "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land" **Spec. Publ. Geol. Soc. London**, 37, 119-181.
- Sengor A. M. C. (1996) "Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Harrison, M. (Ed.), **The Tectonic Evolution of Asia**. Cambridge University Press, Cambridge., pp. 486-640.
- Sengor A. C. (1984) "The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia" **Geol. Soc. Am. Spe**, 195, 1-74 .
- Sengor A. C., Özeren M. S., Keskin M., Sakıncı M., Özbakır A. D. and Kayan I. (2008). "Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens" **Earth-Sci. Rev**, 90(1), 1-48.
- Şengör A. M. C. and Yılmaz Y. (1981) "Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach" **Tectonophysics**, 75, 181-241.
- Sengor A. M. C., Natal'in B .A. and Burtman V .S. (1993) "Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia" **Nature**, 364, 299-307.
- Sepahi A. A., Shahbazi H., Siebel W. and Ranin A. (2014) "Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from the Marivan pluton" **Geochronometria**, 41(3), 207-215.
- Seyed-Emami K. (2003) "Triassic in Iran" **J. Fac**, 48: 91–106.
- Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M. and Monsef I. (2009) "Significance of the Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone". *Comptes Rendus Geoscience*, 341(12):1016-1028.
- Shahabpour J. (2007) "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt" **J. Asian Earth Sci**, 30, 652-665.

- Shahabpour J. (2005) "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz" **J. Asian Earth Sci**, 24(4), 405-417.
- Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A., Shang C. K. and Vousoughi Abedini M. (2010) "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism" **J Asian Earth Sci**. 39(6):
- Shellnutt J. G., Bhat G. M., Wang K. L., Brookfield M. E., Jahn B. M. and Dostal J. (2014). "Petrogenesis of the flood basalts from the Early Permian Panjal Traps, Kashmir, India: Geochemical evidence for shallow melting of the mantle" **Lithos**, 204, 159-171.
- Shelly D. (1993), "**Igneous and metamorphic rocks under microscope: classification features, microstructures and mineral preferred orientations**" Chapman and Hall, London, 405p.
- Shervais J. W. (1982) "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas" **Earth Planet. Sci. Lett**, 59, 101-118.
- Shojaat B., Hassanipak A. A., Mobasher K. and Ghazi A. M. (2003) "Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran" **J. Asian Earth Sci**, 21, 1053-1067.
- Soesoo A. (1997) "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations" **Geological Society of Sweden** (Geologiska Föreningen), 119, 55-60.
- Spies O. Lensch G. and Mihem A. (1983) "Geochemistry of the post- ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NE Iran)" **Geo. Surv of Iran**. Report no.51, 247-266.
- Srivastava R. K. (2011) "**Dyke swarms: Keys for Geodynamic Interpretation**" Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 611pp.
- Srivastava R. K. and Singh R. K. (2004) "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism" **Int. J. Earth. Sci**, 23: 373-389.
- Stampfli G. M. and Borel G. D. (2002) "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones" **Earth Planet. Sci. Lett**, 196, 17-33.
- Stewart M. L. and Pearce T. H. (2004) "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results" **Am. Mineral**, 89(2-3), 348-351.

- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran" **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.**, 52, 1229-1258.
- Stocklin J. (1977) "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Memoire Hors-Serve, 8, 333-353..
- Stolz A. J., Varne R., Davies G. R., Wheller G. E. and Foden J. D. (1990) "Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores- Lembata sector, Sunda arc, Indonesia" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 105, 585-601.
- Stoneley R. (1981) "The geology of the Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of southern Tethys" **Geol. Soc. London**, 138, 509-526.
- Sun S. S. (1980) "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs" **Philos. T. Roy. Soc.**, 297, 409-445.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes, in: Magmatism in oceanic basins, edited by: Saunders A. D. and Norry M. J." **Geol. Soc. London**, 42, 313-345.
- Sun M. S. (1957) "The nature of iddingsite in some basaltic rocks of new-mexico" **Am. Mineral**, 42(7-8), 525-533
- Tahmasbi Z., Castro A., Khalili M., Khalaji A. A. and de la Rosa J. (2010) "Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran" **J. Asian Earth Sci.**, 39(3), 81-96.
- Takanashi K., Shuto K., and Sato M. (2011) "Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanic rocks in Southwest Hokkaido, northern NE Japan arc: constraints from Sr and Nd isotopes and major-and trace-element chemistry" **Lithos**, 125(1), 368-392
- Takin M. (1972) "Iranian geology and continental drift in the Middle East" **Nature**, 235,147-150.
- Talusani V. R. (2010) "Bimodal tholeiitic and mildly alkalic basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and petrogenesis" **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, 189, 278-290.
- Taraz H. (1974) "Geology of the Surmaq-Deh Bid area, Abadeh region, Central Iran" **Geo. Suv of Iran.**
- Taylor B. and Martinez F. (2003) "Back – arc basin basalt systematics" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 210, 481-497.

- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) “**The Continental Crust: its Composition and Evolution- An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks**” Blackwell Scientific, Oxford, 312.
- Turner S., and Foden J. (2001) “U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd, and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment component. *Contrib Mineral. Petrol*, 142, 43-57.
- Varekamp J., Hesse A. and Mandeville C., (2010) “Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina)” **J. Volcanol. Geoth. Res**, 197(1): 313-328.
- Verdel C., (2009), PhD. Thesis “Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism” California Institute of Technology, Pasadena, California USA.
- Verdel C., Wernicke B. and Hassanzadeh J. (2008) “Origin of a Voluminous Pulse of Eocene Arc Magmatism in Iran. The 26th Symposium on Geosciences. Tehran, Geological Society of Iran. In AGU Fall Meeting Abstracts (AGU).
- Verdel C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh J. and Guest B. (2011) “A Paleogene extentional arc flare-up in Iran” **Tectonic**, 30, TC3008.
- Verma S.P. Guevara M. and Agrawal S. (2006) “Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data” **J. Earth Syst Sci**, 115 (5), 485-528.
- Verma, S.P. and Agrawal S. (2011) “New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes” **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, 28(1).
- Verma S.P., (2009) “Continental rift setting for the central part of Mexican volcanic belt: A statistical, the open Geology journal, 3, 8-29.
- Vernon R.H. (2004) “**A practical guide to rock microstructure**” Cambridge university press.
- Walker R.T., Gans P., Allen M.B., Jackson J., Khatib M., Marsh N. and Zarrinkoub M. (2009) “Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran” **Geophysic. J. Int.** 177, 783-800.
- Wang X.L., Shu X.J., Xu X., Tang M. and Gaschnig R. (2012) “Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China” **J. Asian Earth Sci.** 61, 243-256.

- Wass S.Y. and Roger N.W. (1980) "Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism" **Geochem. Cosmochem. Acta**, 44, 1811-1823.
- Weaver B.L. and Tarney J. (1984) "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust" **Nature**, 310, 575 – 577.
- Widdowson M. Pringle M.S. and Fernandez O.A. (2000) "A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India" **J. Petrol**, 41, 1177-1194.
- Wilmsen M., Fursich F., Emami K., Majidifard M. and Taheri J. (2009) "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland" **Terra Nova**, 21, 211–218.
- Wilson M. and Lyashkevich Z.M. (1996) "Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-DnieperDonets rift, East European platform" **Tectonophysics**, 268, 65-81.
- Wilson, M. (1989), "**Igneous petrogenesis, a global tectonic approach**" Unwin Hyman, London, 466 p.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" **Geology**, 5, 249-287.
- Winter J.D. (2001) "**An Introduction to Igneous and metamorphic petrology**" Prentice Hall, 697 p.
- Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P. and Eggins S.M. (2001) "Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes" **Earth Planet. Sci. Lett**, 192, 331-346
- Xu X.W., Jiang N., Yang K., Zhang B.L., Liang G.H., Mao Q., Li J.X., Du S.J., Ma Y.G., Zhang Y., Qin K.Zh. (2009) "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area, western Yunnan, China" **Lithos** 113, p: 595-611
- Xu Y.G. Ma J.L. Frey F.A. Feigenson M.D. and Liu J.F. (2005) "Role of lithosphere asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton" **Chem. Geol**, 224, 247-271.
- Xu X., Song S., Su L., Li Z., Niu Y. and Allen M.B. (2015) "The 600–580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China: Links between the Qilian - Qaidam block and SE Australia, and the reconstruction of East Gondwana" **Precambrian Res**, 257, 47-64.
- Yan S., Shan Q., Niu H.C., Yang W.B., Li N.B., Zeng L.J. and Jiang Y.H. (2015) "Petrology and geochemistry of late Carboniferous hornblende gabbro from the Awulale

- Mountains, western Tianshan (NW China): Implication for an arc–nascent back-arc environment” **J. Asian Earth Sci**, 113, 218-237.
- Yang H.J., Frey F.A., Clague D.A. And Garcia M.O. (1999) “Mineral chemistry of submarine lavas from Hilo Ridge, Hawaii: implications for magmatic processes within Hawaiian rift zones” **Contrib. Mineral. Petrol**, 135(4), 355-372.
- Yavuz F. (2013) “WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry” **Am. Mineral**, 98(7), 1338-1359.
- Yilmaz Y. (1993) “New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogeny” **Geol. Soc. Am. Bull**, 105, 251-271.
- Yousefi F., Sadeghian M., Wanhainen Ch., Ghasemi H. and Frei D. (2016) “Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud–Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran” **J.G.E**, 178, 1-15
- Zhao J.H. and Zhou M.F. (2007) “Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzhihuaNdistrict (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle” **Precambrian Res**, 152, 27-47 .
- Zindler A. and Hart S.R. (1986) “Chemical geodynamics” **Annu. Rev. Earth Planet. Sci**, 14, 493–571.

پوست

جدول ۴-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای الیومین‌ها در بازالت‌های الیگومیوسن مناطق مورد مطالعه

شماره نمونه	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
MB5-1-R	۳۹.۹۱	۱۰.۹۲	۰.۴۵	۴۹.۴۳	۰.۲۲	۰.۰۶	۱۰۰.۹۷
MB5-2-C	۳۹.۸۴	۱۰.۶۱	۰.۴۵	۴۸.۶۷	۰.۱۷	۰.۰۲	۹۹.۷۷
MB5-3-R	۳۹.۲۱	۱۰.۷۳	۰.۴۹	۴۸.۵۴	۰.۲۴	۰.۱۱	۹۹.۳۲
MB5-4-C	۳۹.۸۴	۱۰.۸۸	۰.۴۱	۴۹.۰۰	۰.۱۷	۰.۰۴	۱۰۰.۳۶
MB5-5-R	۳۹.۷۸	۱۰.۸۱	۰.۵۱	۴۸.۶۳	۰.۲۳	۰.۰۹	۱۰۰.۰۵
MB5-6-C	۳۹.۷۲	۱۱.۱۲	۰.۴۴	۴۸.۶۹	۰.۲۳	۰.۱۱	۱۰۰.۳۰
MB5-7-R	۳۹.۹۴۵	۱۱.۶۱	۰.۵۱	۴۸.۵۳۹	۰.۱۵۱	۰.۰۹۴	۱۰۰.۸۴۹
MB5-8-C	۳۹.۳۱	۱۱.۴۶	۰.۴۸	۴۸.۲۰	۰.۱۹	۰.۰۹	۹۹.۷۲
MB5-9-R	۳۹.۱۵	۱۱.۴۴	۰.۴۴	۴۸.۱۴	۰.۲۵	۰.۰۷	۹۹.۴۹
MB5-10-C	۳۹.۳۷	۱۱.۵۰	۰.۴۴	۴۸.۴۱	۰.۱۷	۰.۰۷	۹۹.۹۵
MB5-11-R	۴۰.۰۵	۱۲.۲۸	۰.۵۰	۴۸.۰۱	۰.۲۴	۰.۱۹	۱۰۱.۲۷
MB5-12-C	۳۹.۹۷	۱۲.۲۹	۰.۴۸	۴۷.۶۸	۰.۱۷	۰.۰۶	۱۰۰.۶۵
MB5-13-R	۳۹.۲۸	۱۲.۴۱	۰.۴۹	۴۷.۴۴	۰.۲۰	۰.۰۵	۹۹.۸۶
MB5-14-C	۳۹.۶۷	۱۲.۰۷	۰.۴۵	۴۷.۸۸	۰.۲۲	۰.۰۷	۱۰۰.۳۶
MB5-15-R	۳۹.۴۶۶	۱۱.۵۳۴	۰.۴۳	۴۷.۵۰۲	۰.۲۱۶	۰.۰۲۸	۹۹.۱۷۶
MB5-16-C	۳۹.۱۳۸	۱۱.۷۷۵	۰.۴۴	۴۷.۹۲۹	۰.۱۸۹	۰.۰۴۸	۹۹.۵۱۹
MB5-17-R	۳۹.۲۷۶	۱۱.۸۹۵	۰.۳۷۴	۴۸.۲۹۷	۰.۲۰۱	۰.۱۴۴	۱۰۰.۱۸۷
MB5-18-C	۳۹.۲۸۱	۱۱.۴۲۶	۰.۳۹۷	۴۸.۰۴۲	۰.۱۷۴	۰.۱۸۵	۹۹.۵۰۵
MB5-19-R	۳۹.۸۲۸	۱۱.۸۴۶	۰.۴۲۶	۴۸.۳۰۳	۰.۲۱۸	۰.۰۷۹	۱۰۰.۰۷
MB5-20-C	۳۹.۷۲۴	۱۱.۷۰۳	۰.۳۵۹	۴۷.۹۶۷	۰.۲۱۱	۰.۰۸۶	۱۰۰.۰۵
MB5-21-R	۳۸.۹۱۵	۱۱.۹۲۶	۰.۴۷۴	۴۸.۳۲۵	۰.۲۳۳	۰.۱۹	۱۰۰.۰۶۳
MB5-22-C	۳۹.۷۷۸	۱۱.۷۴۵	۰.۴۹۸	۴۸.۲۶۲	۰.۲۲۲	۰.۰۶۳	۱۰۰.۵۶۸
MB5-23-R	۳۹.۷۱	۱۱.۷۸۴	۰.۵۲۶	۴۸.۰۸۹	۰.۲۴۳	۰.۱۶۸	۱۰۰.۵۲
MB5-24-C	۳۹.۴۶۵	۱۱.۶۳۷	۰.۵۰۱	۴۸.۰۰۳	۰.۲۵۴	۰.۰۸۹	۹۹.۹۴۹
MB5-25-R	۳۹.۴۳۳	۱۰.۹۹۶	۰.۳۶۷	۴۷.۷۲۸	۰.۲۰۲	۰.۰۷۹	۹۸.۸۰۵
MB5-26-C	۳۹.۵۱	۱۱.۶۴۳	۰.۳۲۹	۴۷.۳۷۸	۰.۱۴۳	۰.۲۸۹	۹۹.۲۹۲
MB5-27-R	۳۹.۸۸۷	۱۱.۵۰۳	۰.۴۶۴	۴۷.۹۸۸	۰.۲۱۹	۰.۱۴	۱۰۰.۲۰۱
MB5-28-C	۳۹.۲۷۳	۱۱.۷۵۳	۰.۴۰۴	۴۸.۳۶۴	۰.۱۹۸	۰.۱۸	۱۰۰.۱۷۲
MB5-29-R	۳۹.۳۵۷	۱۱.۴۲	۰.۳۹۴	۴۸.۳۱۱	۰.۲۳	۰.۱۲۴	۹۹.۸۳۶
MB5-30-C	۳۹.۵۸۵	۱۱.۵۶۸	۰.۴۴۵	۴۸.۶	۰.۱۹۶	۰.۲۳۶	۱۰۰.۶۳
AVERAGE	۳۹.۵۵۴۹۷	۱۱.۵۴۲۶	۰.۴۴۹۶۷	۴۸.۲۱۱۳۷	۰.۲۰۶۸۳۳		۱۰۰.۶۹۳
R36-31-R	۳۹.۶۹۲	۱۲.۵۷۷	۰.۱۶۱	۴۸.۴۱۱	۰.۱۶۳	۰.۲۱۳	۱۰۱.۲۱۷
R36-32-C	۴۰.۰۶۷	۱۰.۸۵۸	۰.۱۱	۴۹.۱۵۳	۰.۱۲۵	۰.۳۹۹	۱۰۰.۷۱۲
R36-33-R	۳۹.۲۸۲	۱۲.۸۶۵	۰.۲۹	۴۷.۷۶	۰.۲۳۷	۰.۲۵۶	۱۰۰.۶۹
R36-34-C	۳۹.۹۰۳	۱۱.۵۰۲	۰.۰۸۱	۴۸.۶۳۱	۰.۱۴۱	۰.۴۱۶	۱۰۰.۶۷۴
R36-35-R	۳۹.۴۶۴	۱۲.۸۹۵	۰.۲۷۳	۴۶.۹۷	۰.۱۸۸	۰.۱۴۹	۹۹.۹۳۹
R36-36-C	۳۹.۳۱۸	۱۰.۶۹۸	۰.۰۹۶	۴۷.۸۱۷	۰.۱۳۴	۰.۳۲۲	۹۸.۳۸۵
R36-37-R	۳۹.۷۵۲	۱۲.۶۳۵	۰.۲۲۶	۴۷.۹۰۵	۰.۱۸۳	۰.۱۹۳	۱۰۰.۸۹۴
R36-38-C	۳۹.۱۴۹	۱۰.۸۷۲	۰.۱۴۱	۴۹.۰۱۳	۰.۱۱۱	۰.۳۷۹	۹۹.۶۶۵
R36-39-R	۴۰.۴۲۸	۱۲.۴۲۶	۰.۱۳۳	۴۷.۴۹۱	۰.۱۷۱	۰.۰۶۸	۱۰۰.۷۱۷
R36-40-C	۴۰.۲۸۴	۱۱.۳۷۱	۰.۱۵۲	۴۹.۲۹۶	۰.۱۲۳	۰.۴۰۳	۱۰۱.۶۲۹
R36-41-R	۳۹.۷۵۳	۱۳.۱۹	۰.۳۲۷	۴۷.۴۹۲	۰.۱۳۲	۰.۲۵۱	۱۰۱.۱۴۵
R36-42-C	۴۰.۱۵۱	۱۰.۸۴۹	۰.۱۹۵	۴۸.۶۹۹	۰.۱۲۵	۰.۴۱۱	۱۰۰.۴۳
R36-43-R	۳۹.۷۲۹	۱۲.۴	۰.۲۰۶	۴۸.۳۱۶	۰.۱۴۳	۰.۲۵۳	۱۰۱.۰۴۷
R36-44-C	۳۹.۷۴۷	۱۰.۸۱۶	۰.۱۰۹	۴۸.۶۲	۰.۱۱۳	۰.۳۹۸	۹۹.۸۰۳
R36-45-R	۳۹.۳۳۵	۱۲.۷۶	۰.۲۱۸	۴۷.۵۳۵	۰.۱۸۷	۰.۱۵۷	۱۰۰.۱۹۲
R36-46-C	۳۹.۸۵۳	۱۳.۱۱۹	۰.۱۵۸	۴۸.۰۷۵	۰.۱۴۳	۰.۱۶۷	۱۰۱.۵۱۵
R36-47-R	۳۹.۹۵۵	۱۲.۱۲۷	۰.۲۰۸	۴۸.۳۲	۰.۱۵۲	۰.۱۸۵	۱۰۰.۹۴۷
R36-48-C	۳۹.۷۳۳	۱۰.۱۳۴	۰.۱۶۲	۴۸.۹۸۸	۰.۱۲	۰.۵۴۵	۹۹.۶۸۲
R36-49-R	۳۹.۸۱۳	۱۳.۲۸۷	۰.۱۴۶	۴۷.۴۵۴	۰.۱۹۹	۰.۰۸۴	۱۰۰.۹۸۳
R36-50-C	۴۰.۳۰۶	۱۱.۸۲	۰.۰۸۷	۴۸.۵۸۴	۰.۱۴۱	۰.۳۱۴	۱۰۱.۲۵۲
R36-51-R	۳۹.۰۸	۱۳.۰۵۲	۰.۲۳۱	۴۷.۸۰۵	۰.۲۱۱	۰.۱۹۲	۱۰۰.۵۷۱
R36-52-C	۳۹.۰۷۶	۱۰.۹۳۱	۰.۱۱۱	۴۸.۶۱	۰.۱۲	۰.۴۹۴	۹۹.۳۴۲
R36-53-R	۳۹.۹۲۷	۱۲.۲۱۸	۰.۱۷۶	۴۷.۹۴۶	۰.۱۷۵	۰.۱۴۲	۱۰۰.۵۸۴
R36-54-C	۳۹.۷۶۲	۱۱.۲۹۴	۰.۱۰۶	۴۹.۰۲۶	۰.۱۳۵	۰.۴	۱۰۰.۷۲۳

ادامه جدول ۱-۴

شماره نمونه	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
R36-55-R	۴۰.۱۳۹	۱۱.۸۱۵	۰.۱۶۴	۴۸.۷۳۵	۰.۱۴۴	۰.۳۶	۱۰۱.۳۵۷
R36-56-C	۳۹.۸۳۹	۱۰.۸۶۷	۰.۱۷۴	۴۸.۹۸۸	۰.۱۲۶	۰.۵۱۹	۱۰۰.۵۱۳
R36-57-R	۳۸.۸۷۳	۱۳.۱۲۱	۰.۲۷۱	۴۷.۸۶۶	۰.۱۸۶	۰.۱۷۷	۱۰۰.۴۹۴
R36-58-M	۳۹.۶۶۳	۱۰.۷۹۶	۰.۱۲۹	۴۹.۰۱۹	۰.۱۱۳	۰.۴۳۸	۱۰۰.۱۵۸
R36-59-C	۴۰.۱۳۴	۱۰.۴۴	۰.۱۱۷	۴۹.۴۷۵	۰.۰۹۵	۰.۴۶۹	۱۰۰.۷۳
R36-60-M	۳۹.۴۵۹	۱۰.۱۳	۰.۱۷۲	۴۹.۰۶۴	۰.۱۲۲	۰.۳۷	۹۹.۳۱۷
R36-61-R	۳۹.۷۳۳	۱۲.۶۳۱	۰.۲۴	۴۷.۴۰۷	۰.۱۷۷	۰.۲۲۸	۱۰۰.۴۱۶
R36-62-R	۳۹.۸۶۴	۱۴.۰۹۱	۰.۴۶۹	۴۶.۱۵۴	۰.۲۱۴	۰.۳۵	۱۰۰.۸۲۷
R36-63-C	۳۹.۷۴۷	۱۱.۴۶۲	۰.۱۳۲	۴۷.۸۱۵	۰.۱۹۸	۰.۳۳۸	۹۹.۵۹۲
KE11-64-R	۳۸.۵۸۸	۱۸.۹۹۷	۰.۲۸۲	۴۳.۴۸۲	۰.۱۹۶	۰.۱۵۴	۱۰۱.۶۹۹
KE11-65-R	۳۷.۴۴۵	۲۶.۰۳۲	۰.۴۹۸	۳۷.۱۹۶	۰.۲۳۶	۰.۰۰۵	۱۰۱.۴۱۲
KE11-66-C	۳۸.۵۷۶	۲۰.۵۷۲	۰.۳۷۲	۴۱.۰۳۷	۰.۱۴۲	۰.۲۴	۱۰۰.۹۳۹
KE11-67-C	۳۹.۸۱۶	۱۳.۳۶۴	۰.۱۷۸	۴۷.۷۷۶	۰.۱۷	۰.۳۴۴	۱۰۱.۶۴۸
KE11-68-M	۳۹.۵۹۷	۱۳.۳۶۱	۰.۱۶	۴۶.۷۰۸	۰.۱۶۳	۰.۲۰۷	۱۰۰.۱۹۶
KE11-69-M	۳۹.۲۵۲	۱۵.۳۶۲	۰.۱۵۶	۴۶.۱۹۸	۰.۱۸۷	۰.۲۶۹	۱۰۱.۴۲۴
KE11-70-R	۳۷.۴۷۵	۱۹.۷۴	۰.۳۲	۴۲.۰۰۲	۰.۲۳۴	۰.۰۲۸	۹۹.۷۹۹
KE11-71-M	۳۹.۲۵	۱۴.۷۷۱	۰.۲۰۱	۴۵.۸۶۹	۰.۱۷۷	۰.۲۰۹	۱۰۰.۴۷۷
KE11-72-R	۳۷.۶۳۳	۲۲.۲۷۴	۰.۳۸۴	۴۰.۲۰۷	۰.۲۴۳	۰.۱۲	۱۰۰.۸۵۱
KE11-73-C	۳۸.۹۵۱	۱۳.۶۴۶	۰.۱۶۵	۴۷.۶۵	۰.۱۴۴	۰.۴۴۳	۱۰۰.۹۹۹
KE11-74-R	۳۸.۲۹۳	۲۰.۳۲	۰.۳۳۸	۴۱.۷۲	۰.۲۵۵	۰.۱۹۸	۱۰۱.۱۲۴
KE11-75-C	۳۹.۲۴	۱۴.۷۱۲	۰.۱۸۴	۴۵.۹۵۵	۰.۱۱	۰.۴۱	۱۰۰.۶۱۱
KE11-76-R	۳۷.۲۶۵	۲۵.۷۷۳	۰.۴۹	۳۷.۵۷۳	۰.۲۳۴	۰.۰۴۲	۱۰۱.۳۷۷
KE11-77-C	۳۸.۳۴۱	۲۰.۲۳۲	۰.۳۷۱	۴۲.۰۱۸	۰.۲۱	۰.۲۳۳	۱۰۱.۳۹۵
KE11-78-R	۳۸.۰۷۳	۲۱.۰۸۶	۰.۳۴	۴۱.۴۴۲	۰.۲۱۱	۰.۲۲	۱۰۱.۳۷۲
KE11-79-C	۳۸.۹۸۱	۱۶.۵۷۵	۰.۲۴۲	۴۵.۰۵۶	۰.۱۴۴	۰.۳۱۴	۱۰۱.۳۱۲
KE11-80-R	۳۷.۵۴۸	۲۳.۵۶۱	۰.۳۹۱	۳۸.۷۶۷	۰.۲۲۵	۰.۱۸	۱۰۰.۶۷۲
KE11-81-C	۳۷.۶۶	۲۳.۱۱۹	۰.۳۷۸	۳۹.۶۸۹	۰.۲۱۴	۰.۱۵۳	۱۰۱.۲۱۳
KE11-82-R	۳۷.۴۴۷	۲۶.۲۵۶	۰.۴۷۶	۳۷.۳۳۴	۰.۲۵۱	۰.۰۷۲	۱۰۱.۸۳۶
KE11-83-C	۳۸.۸۸۴	۱۸.۰۳۴	۰.۱۷۸	۴۳.۸۵۹	۰.۱۴۴	۰.۲۱	۱۰۱.۳۰۹
KE11-84-R	۳۷.۹۹۱	۲۲.۷۳۳	۰.۳۴۹	۴۰.۳۸	۰.۲۴۲	۰.۰۹۳	۱۰۱.۷۸۸
KE11-85-C	۳۸.۲۳۲	۱۶.۷۶	۰.۲۴۱	۴۴.۶۰۲	۰.۱۵۷	۰.۱۵	۱۰۰.۱۴۲
KE11-86-R	۳۷.۹۷۲	۲۱.۰۶۷	۰.۳۱۵	۴۱.۳۷۹	۰.۲۲۹	۰.۱۲۵	۱۰۱.۰۸۷
KE11-87-C	۳۸.۶۹۲	۱۵.۶۳۴	۰.۲۶۶	۴۶.۲۵۱	۰.۱۸۳	۰.۳۰۷	۱۰۱.۳۳۳
KE11-88-R	۳۸.۰۵۶	۲۱.۸۱	۰.۳۰۹	۴۱.۵۸۵	۰.۲۰۷	۰.۱۸۸	۱۰۲.۱۵۵
KE11-89-M	۳۸.۷۶۲	۱۵.۵۹	۰.۱۶۲	۴۵.۴۶۶	۰.۱۴۹	۰.۳۱۱	۱۰۰.۴۴
KE11-90-C	۳۸.۸۴۶	۱۴.۰۶۷	۰.۱۹۹	۴۷.۲۹۵	۰.۰۹۲	۰.۳۰۴	۱۰۰.۸۰۳
KE11-91-R	۳۸.۶۶۱	۱۹.۵۵۷	۰.۲۵۵	۴۲.۷۲۹	۰.۲۴۲	۰.۱۷	۱۰۱.۶۱۴
KE11-92-C	۳۹.۴۹۶	۱۴.۰۷	۰.۱۴۵	۴۶.۶۸۵	۰.۱۶۹	۰.۲۶۹	۱۰۰.۸۳۴
KE11-93-R	۳۷.۰۴۱	۲۶.۹۴۷	۰.۵۰۸	۳۶.۶۸۶	۰.۲۴۸	۰.۱۴۷	۱۰۱.۵۷۷
KE11-94-C	۳۸.۴۰۸	۱۸.۱۸۹	۰.۲۰۸	۴۳.۹۶۹	۰.۱۷	۰.۱۶۸	۱۰۱.۱۱۲
KE11-95-R	۳۶.۷۴۱	۲۸.۹۹۸	۰.۴۹۸	۳۵.۳۶۲	۰.۲۵	۰.۰۵۵	۱۰۱.۹۰۴
KE11-96-C	۳۸.۵۰۳	۱۸.۳۲۷	۰.۲۴۱	۴۳.۸۰۸	۰.۱۴۶	۰.۲۸۳	۱۰۱.۳۰۸
D5-97-R	۳۹.۶۶۳	۱۵.۰۱۴	۰.۲۹۳	۴۶.۵۲۸	۰.۲۵۱	۰.۲۳۷	۱۰۱.۷۸۶
D5-98-C	۳۸.۹۵۹	۱۴.۳۳۲	۰.۱۵۳	۴۵.۹۱۶	۰.۱۷۶	۰.۲۸۴	۹۹.۸۲
D5-99-R	۳۹.۳۸۲	۱۴.۳۳۱	۰.۲۴۳	۴۶.۰۹۶	۰.۳۰۹	۰.۱۳۶	۱۰۰.۴۹۷
D5-100-C	۳۹.۱۳۹	۱۴.۴۵۱	۰.۱۸۶	۴۶.۶۲۶	۰.۱۹۳	۰.۴۱۲	۱۰۱.۰۰۷
D5-101-R	۳۸.۸	۱۵.۳۷۵	۰.۲۰۶	۴۵.۳۳۶	۰.۲۹	۰.۱۳۱	۱۰۰.۱۳۸
D5-102-C	۳۹.۴۴۷	۱۴.۱۹۸	۰.۰۵۲	۴۶.۲۱	۰.۱۶۱	۰.۳۸	۱۰۰.۴۴۸
D5-103-R	۳۹.۱۳۸	۱۵.۶۰۵	۰.۳۲۳	۴۵.۱۱۴	۰.۲۸	۰.۲۰۴	۱۰۰.۶۶۴
D5-104-C	۳۹.۳۲۶	۱۴.۷۸	۰.۱۹۳	۴۶.۳۷۱	۰.۱۷۷	۰.۲۲۷	۱۰۱.۰۷۴
D5-105-R	۳۸.۷۰۱	۱۴.۷۹۹	۰.۲۵۵	۴۶.۲۲۹	۰.۲۲	۰.۳۲۵	۱۰۰.۵۲۹
D5-106-C	۳۹.۱۱۶	۱۳.۵۰۵	۰.۱۰۹	۴۶.۴۹۱	۰.۱۱۵	۰.۳۶۸	۹۹.۷۰۴
D5-107-R	۳۸.۶۸۱	۱۶.۰۹۱	۰.۴۶۸	۴۴.۶۷۳	۰.۳۱	۰.۱۳۸	۱۰۰.۳۶۱
D5-108-C	۳۸.۹۶۶	۱۴.۳۸۴	۰.۲۲۴	۴۶.۵۹۳	۰.۱۵۶	۰.۳۲	۱۰۰.۶۴۳
D5-109-R	۳۹.۲۲۲	۱۴.۷۴	۰.۲	۴۶.۲۴۸	۰.۲۲۸	۰.۲۷۵	۱۰۰.۹۱۳
D5-110-C	۳۹.۷۳۱	۱۴.۵۲	۰.۱۷۴	۴۶.۵۷۵	۰.۲	۰.۱۷۹	۱۰۱.۳۷۹

ادامه جدول ۱-۴

شماره نمونه	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
D5-113-RM	۳۹.۴۷۶	۱۵.۰۰۹	۰.۱۷۶	۴۵.۵۴۶	۰.۲۳۵	۰.۱۸۹	۱۰۰.۶۳۱
D5-114-CM	۳۹.۳۸	۱۵.۱۶۱	۰.۲۲۴	۴۵.۷۵۹	۰.۲۴۲	۰.۱۶۹	۱۰۰.۹۳۵
D5-115-RM	۳۹.۳۸۱	۱۳.۵۸۸	۰.۱۹۱	۴۶.۴۱۵	۰.۲۲۶	۰.۱۹۷	۹۹.۹۹۸
D5-116-CM	۳۹.۴۷	۱۵.۱۴۱	۰.۱۸۶	۴۶.۵۳۲	۰.۱۸۹	۰.۲۴۸	۱۰۱.۷۶۶
D5-117-R	۳۹.۸۲۴	۱۴.۸۹۱	۰.۲۰۶	۴۶.۴۱۹	۰.۲۵۷	۰.۲۳۲	۱۰۱.۸۲۹
D5-118-R	۳۸.۷۹	۱۴.۷۶۶	۰.۲۲۳	۴۶.۷۱۴	۰.۲۱۴	۰.۳۰۳	۱۰۱.۰۰۱
D5-119-C	۳۹.۲۱۸	۱۳.۹۷۴	۰.۱۶	۴۶.۵۶۴	۰.۱۷۷	۰.۲۷۸	۱۰۰.۳۷۱
D5-120-R	۳۸.۹۷۲	۱۵.۴۵۱	۰.۳۴۳	۴۵.۸۰۳	۰.۲۳۷	۰.۱۴۹	۱۰۰.۹۵۵
D5-121-M	۳۹.۵۱	۱۵.۱۷۴	۰.۱۶۹	۴۶.۲۵	۰.۲۷۵	۰.۱۸۵	۱۰۱.۵۶۳
D5-122-C	۳۹.۶۱۶	۱۴.۷۲۷	۰.۲۲۱	۴۶.۲۷۶	۰.۲۲	۰.۱۷۲	۱۰۱.۲۲۲
D5-123-M	۳۹.۳۳۴	۱۵.۲۸۷	۰.۳۲۴	۴۵.۶۰۱	۰.۲۱۳	۰.۰۷۹	۱۰۰.۸۳۸
D5-124-R	۳۹.۵۴۷	۱۵.۱۲۸	۰.۲۹۲	۴۵.۸۹۵	۰.۲۸۷	۰.۱۴۲	۱۰۱.۲۹۱
OS-126-R	۳۹.۳۱۱	۱۴.۸۹۷	۰.۱۷۳	۴۵.۳۷۶	۰.۱۵	۰.۱۹۲	۱۰۰.۰۹۹
OS-127-C	۳۸.۹۸۵	۱۴.۳۵۲	۰.۱۸۷	۴۶.۰۶	۰.۱۶	۰.۳۵۹	۱۰۰.۰۰۳
OS-128-R	۳۹.۰۸	۱۵.۶۰۵	۰.۳۱۷	۴۶.۰۳۵	۰.۲۰۱	۰.۲۳۵	۱۰۱.۴۷۳
OS-129-C	۳۹.۳۳۹	۱۲.۳۷۳	۰.۱۱۲	۴۶.۲۶۴	۰.۱۶۶	۰.۲۲۸	۹۸.۴۸۲
OS-130-R	۳۸.۹۹۵	۱۶.۹۴۳	۰.۳۹۶	۴۴.۰۷۶	۰.۲۲۲	۰.۱۶۵	۱۰۰.۷۹۷
OS-131-C	۳۹.۵۵۳	۱۳.۳۰۹	۰.۲۳۵	۴۷.۳۳۱	۰.۱۴۵	۰.۲۰۶	۱۰۰.۷۷۹
OS-132-R	۳۸.۷۹۸	۱۵.۷۴۵	۰.۲۸۸	۴۵.۳۲۸	۰.۱۴۹	۰.۱۶	۱۰۰.۴۶۸
OS-133-C	۳۸.۶۴۳	۱۳.۳۱	۰.۱۲۲	۴۶.۹۰۱	۰.۱۷۲	۰.۲۴۱	۹۹.۳۸۹
OS-134-R	۳۹.۲۷۸	۱۵.۵۴۷	۰.۲۲۹	۴۵.۹۸۱	۰.۱۸	۰.۱۸۵	۱۰۱.۴
OS-135-C	۳۸.۷۹۵	۱۵.۵۵۴	۰.۲۵۳	۴۵.۷۸۵	۰.۱۸۵	۰.۳۱۱	۱۰۰.۷۸۳
OS-136-R	۳۸.۷۲۳	۱۶.۰۲۹	۰.۲۷۳	۴۵.۰۱۹	۰.۱۹۷	۰.۱۱۴	۱۰۰.۳۵۵
OS-137-R	۳۹.۷۲۹	۱۳.۹۴۹	۰.۱۶۳	۴۶.۷۲۸	۰.۱۵۹	۰.۲۶۹	۱۰۰.۹۹۷
OS-138-C	۳۹.۵۷۱	۱۳.۸۲۲	۰.۲۳۳	۴۶.۹۲۷	۰.۱۷۷	۰.۴۴۴	۱۰۱.۱۷۴
OS-139-R	۳۸.۸۲	۱۷.۴۱۶	۰.۴۴۳	۴۳.۹۸۴	۰.۲۴۸	۰.۱۳۲	۱۰۱.۰۴۳
OS-140-C	۳۹.۲۰۱	۱۳.۷۸۴	۰.۱۴۶	۴۵.۶۵۴	۰.۱۱۹	۰.۲۰۶	۹۹.۱۱
OS-141-R	۳۸.۲۴۷	۱۶.۴۶۱	۰.۲۸۷	۴۵.۰۶۱	۰.۲۷۸	۰.۱۰۹	۱۰۰.۴۴۳
OS-142-C	۳۹.۳۷۴	۱۳.۵۰۷	۰.۱۱۴	۴۷.۵۰۴	۰.۱۳۹	۰.۲۹	۱۰۰.۹۲۸
OS-143-R	۳۸.۷۰۲	۱۷.۱۲۷	۰.۳۶۷	۴۴.۶۰۶	۰.۲۲۳	۰.۲۰۸	۱۰۱.۲۳۳
OS-144-C	۳۹.۲۱۷	۱۴.۹۸۷	۰.۲۲۶	۴۵.۷۷۱	۰.۱۶۵	۰.۱۶۳	۱۰۰.۵۲۹
OS-145-R	۳۸.۹۰۷	۱۶.۵۵۹	۰.۳۶۱	۴۴.۳۴۶	۰.۱۹۲	۰.۱۴	۱۰۰.۵۰۵
OS-146-C	۳۹.۳۴۴	۱۴.۱۶۳	۰.۱۵۶	۴۶.۳۲۲	۰.۱۷۲	۰.۲۹۸	۱۰۰.۴۵۵
OS-147-R	۳۸.۳۶	۱۶.۶۲۸	۰.۳۸۸	۴۴.۴۶۳	۰.۱۷۷	۰.۲۰۸	۱۰۰.۲۲۴
OS-148-C	۳۹.۲۱۶	۱۴.۰۳۹	۰.۲۶۹	۴۶.۶۱۶	۰.۱۴۷	۰.۲۵۲	۱۰۰.۵۲۹
OS-149-R	۳۸.۸۷۵	۱۶.۹	۰.۲۷۳	۴۴.۶۸۶	۰.۱۹۶	۰.۲۰۹	۱۰۱.۱۳۹
OS-150-C	۳۸.۵۷	۱۴.۳۴۴	۰.۱۴۳	۴۶.۸۵۷	۰.۱۷۴	۰.۲۶۲	۱۰۰.۳۵
OS-151-R	۳۹.۰۹۱	۱۶.۰۰۹	۰.۲۰۱	۴۴.۶۹۸	۰.۱۱۷	۰.۱۸۶	۱۰۰.۳۰۲
OS-152-C	۳۹.۳۴۵	۱۳.۶۲۱	۰.۱۴۴	۴۶.۷۳۶	۰.۱۶۴	۰.۳۰۳	۱۰۰.۳۱۳
OS-153-R	۳۸.۷۳۵	۱۴.۸۴۷	۰.۲۹۲	۴۴.۲۰۸	۰.۲۰۳	۰.۰۷۹	۹۸.۳۶۴
OS-154-C	۳۹.۰۸۴	۱۵.۳۶۷	۰.۲۱۱	۴۵.۴۵۶	۰.۱۷۵	۰.۱۴۳	۱۰۰.۴۳۶
OS-155-R	۳۸.۴۸۵	۱۷.۵۴۹	۰.۳۹۹	۴۳.۶۸۴	۰.۲۶۵	۰.۰۹۹	۱۰۰.۴۸۱
OS-156	۳۷.۵۱	۱۷.۲۸۶	۰.۳۶۸	۴۳.۹۴۳	۰.۲۵۶	۰.۰۴۸	۹۹.۴۱۱
OS-157-C	۳۸.۸۳۸	۱۷.۸۶۳	۰.۳۲۴	۴۳.۹۲۳	۰.۲۴۲	۰.۰۵۳	۱۰۱.۲۴۳
KE2-158-R	۴۰.۶۶۲	۱۶	۰.۳	۴۲.۰۱	۰.۲۴	۰.۰۵	۹۹.۲۶۲
KE2-159-□	۳۹.۷۳۵	۱۰.۷۵۴	۰.۳۷۷	۴۸.۴۵۹	۰.۱۵۳	۰.۲۸۲	۹۹.۷۶
KE2-160-R	۴۰.۲۶۷	۸.۹۶۶	۰.۴۴۷	۵۰.۱۱	۰.۱۹۸	۰.۱۷۸	۱۰۰.۱۶۶
KE2-161-C	۴۰.۰۶	۱۰.۷۴۶	۰.۳۴۴	۴۹.۴۰۹	۰.۱۵۳	۰.۲۵۸	۱۰۰.۹۷
KE2-162-R	۴۰.۲۲۷	۸.۹۳۸	۰.۴۲۷	۵۰.۴۶۳	۰.۲۴۲	۰.۰۷۱	۱۰۰.۳۶۸
KE2-163-C	۳۹.۶۵۲	۱۲.۲۵۹	۰.۲۷	۴۷.۹۲۹	۰.۱۱۵	۰.۲۹۱	۱۰۰.۵۱۶
KE2-164-R	۴۰.۳۷۹	۹.۱۱۲	۰.۴۳۱	۵۰.۴۱۷	۰.۱۶۲	۰.۰۸۴	۱۰۰.۵۸۵
KE2-165-C	۴۰.۱۷۲	۱۰.۱۰۸	۰.۳۲۵	۴۹.۳۳۷	۰.۱۱	۰.۱۷	۱۰۰.۲۲۲
KE2-166-R	۴۰.۴۵۳	۸.۰۲	۰.۴۵۲	۵۰.۷۱۹	۰.۲۴۷	۰.۱۰۹	۱۰۰
KE2-167-C	۳۹.۶۷۷	۱۰.۹۵۶	۰.۳۳۶	۴۸.۱۳۳	۰.۱۸۳	۰.۱۸۲	۹۹.۴۶۷
KE2-168-R	۳۹.۹۵۸	۱۰.۰۲۸	۰.۳۶۶	۴۹.۶۰۷	۰.۱۷۷	۰.۱۶۲	۱۰۰.۲۴۲

ادامه جدول ۱-۴

شماره نمونه	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
R75-225-R	38.776	18.647	0.323	43.008	0.216	0.193	101.163
R75-226-C	38.986	13.095	0.211	46.739	0.254	0.339	99.624
R75-227-R	38.588	17.661	0.269	44.058	0.188	0.271	101.035
R75-228-C	38.856	14.15	0.141	46.528	0.141	0.347	100.163
R75-229-R	37.929	18.464	0.394	42.032	0.237	0.125	99.181
R75-230-C	38.789	14.664	0.099	45.993	0.088	0.319	99.952
R75-231-R	38.75	14.341	0.214	45.549	0.159	0.219	99.232
R75-232-C	40.039	12.576	0.199	47.503	0.104	0.302	100.723
R75-233-R	38.006	16.586	0.278	44.721	0.227	0.199	100.017
R75-234-C	38.83	14.302	0.112	46.197	0.119	0.299	99.859
R75-235-R	38.274	19.352	0.358	42.317	0.256	0.09	100.647
R75-236-C	38.091	17.746	0.267	43.569	0.117	0.131	99.921
R75-237-R	38.818	15.956	0.285	44.742	0.162	0.244	100.207
R75-238-C	38.963	12.752	0.154	46.834	0.207	0.312	99.222
R75-239-R	38.78	14.547	0.164	45.932	0.171	0.247	99.841
R75-240-M	39.112	13.588	0.101	46.024	0.166	0.3	99.291
R75-241-M	38.58	12.867	0.153	47.25	0.162	0.426	99.438
R75-242-C	39.225	13.126	0.077	46.993	0.139	0.436	99.996
R75-243-M	39.198	13.854	0.149	46.42	0.135	0.411	100.167
R75-244-R	38.952	14.358	0.191	46.04	0.174	0.29	100.005
R75-245-R	38.449	17.531	0.316	43.144	0.204	0.206	99.85
R75-246-C	39.321	14.577	0.129	45.705	0.159	0.207	100.098
R75-247-C	39.025	14.742	0.164	46.219	0.159	0.237	100.546
OS3-248-C	38.069	21.922	0.376	41.119	0.332	0.101	101.919
OS3-249-R	38.102	23.529	0.399	39.821	0.35	0.096	102.297
OS3-250-C	38.635	20.037	0.4	41.76	0.262	0.149	101.243
OS3-251-R	38.012	21.985	0.352	40.941	0.325	0.118	101.733
OS3-252-C	38.371	19.354	0.33	41.956	0.26	0.136	100.407
OS3-253-R	36.878	22.595	0.457	41.008	0.339	0	101.277
OS3-254-C	37.88	20.162	0.363	41.651	0.367	0.093	100.516
OS3-255-R	37.937	23.983	0.49	38.978	0.445	0.096	101.929
OS3-256-C	38.15	20.3	0.38	41.9	0.33	0.086	101.146
OS3-257-C	37.969	23.93	0.444	39.934	0.367	0.043	102.687
OS3-258-R	38.371	19.365	0.323	42.362	0.267	0.149	100.837
OS3-259-C	38.336	19.981	0.307	42.502	0.233	0.089	101.448
OS3-260-R	38.634	20.993	0.349	41.988	0.294	0.189	102.447
OS3-261-C	38.968	12.265	0.125	48.447	0.157	0.345	100.307
OS3-262-R	37.694	23.348	0.48	37.824	0.339	0.068	99.753
OS3-263-C	38.016	22.046	0.379	40.744	0.387	0.083	101.655
OS3-264-R	38.14	21.521	0.382	41.32	0.314	0.242	101.919
OS3-265-C	38.628	18.386	0.264	43.635	0.277	0.099	101.289
OS3-266-R	37.495	17.955	0.27	43.593	0.325	0.253	99.891
OS3-267-M	38.374	14.765	0.128	46.704	0.192	0.273	100.436
OS3-268-C	38.341	13.116	0.156	47.77	0.238	0.236	99.857
OS3-269-R	36.596	22.577	0.368	39.861	0.363	0.071	99.836
OS3-270-C	38.694	19.656	0.261	42.341	0.233	0.293	101.478
OS3-271-R	36.725	24.038	0.373	39.062	0.369	0.078	100.645
OS3-272-C	37.26	19.801	0.267	42.295	0.328	0.207	100.158
OS3-273-R	38.377	21.981	0.382	39.883	0.366	0.093	101.082
OS3-274-C	38.754	17.996	0.275	43.892	0.223	0.218	101.358
OS3-275-R	37.383	25.427	0.491	37.915	0.447	0.219	101.882
OS3-276-R	36.442	25.225	0.554	37.451	0.399	0.028	100.099
OS3-277-C	38.352	20.691	0.374	41.797	0.297	0.04	101.551
OS3-278-R	37.717	21.744	0.394	40.512	0.361	0.114	100.842
OS3-279-C	37.875	19.145	0.301	42.9	0.23	0.222	100.673

ادامه جدول ۱-۴

شماره نمونه	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
KE1-283-R	37.804	20.627	0.659	41.356	0.234	0.084	100.764
KE1-284-M	38.197	20.853	0.527	41.964	0.227	0.073	101.841
KE1-285-C	38.388	20.466	0.417	42.077	0.266	0.119	101.733
KE1-286-R	37.873	20.364	0.527	41.777	0.226	0.208	100.975
KE1-287-C	38.239	19.045	0.471	42.174	0.208	0.025	100.162
KE1-288-C	38.381	19.032	0.41	43.021	0.242	0.191	101.277
KE1-289-R	37.96	19.79	0.393	42.613	0.23	0.161	101.147
KE1-290	38.941	18.439	0.362	43.365	0.229	0.174	101.51
KE1-291	39.044	16.84	0.38	44.209	0.146	0.305	100.924
KE1-292	38.637	16.821	0.287	45.826	0.194	0.182	101.947
KE1-293	39.484	15.773	0.273	45.964	0.19	0.226	101.91
KE1-294	38.731	14.966	0.271	46.085	0.156	0.216	100.425
KE1-295-C	38.483	13.927	0.177	45.6	0.179	0.157	98.523
KE1-296-M	39.532	15.18	0.181	46.47	0.173	0.2	101.736
KE1-297-R	39.177	17.279	0.314	44.987	0.161	0.249	102.167
KE1-298-R	38.299	18.266	0.37	43.343	0.203	0.183	100.664
KE1-299-M	37.816	17.412	0.259	44.302	0.199	0.147	100.135
KE1-300-R	38.359	20.917	0.505	41.485	0.203	0.157	101.626
KE1-301-C	38.331	21.598	0.489	41.71	0.238	0.136	102.502
KE1-302-C	38.074	22.057	0.58	41.259	0.255	0.062	102.287
KE1-303	38.051	21.766	0.626	41.244	0.22	0.003	101.91
KE1-304	38.054	22.063	0.543	41.117	0.27	0.139	102.186
KE1-305-R	37.784	21.764	0.478	41.351	0.24	0	101.617
KE1-306-C	37.949	21.334	0.592	41.089	0.278	0.059	101.301
KE1-307-C	38.584	19.009	0.395	43.357	0.191	0.044	101.58
KE1-308-C	36.916	21.226	0.555	41.389	0.289	0.075	100.45
KE1-309-R	37.061	21.701	0.538	40.746	0.281	0.034	100.361
KE1-310-C	37.629	21.377	0.5	40.583	0.257	0.003	100.349
KE1-311-R	39.59	20.99	0.568	38.409	0.181	0.062	99.8
KE1-312	38.142	21.93	0.595	40.789	0.237	0.116	101.809
KE1-313	38.219	21.396	0.589	40.77	0.232	0	101.206
KE1-314	38.219	21.529	0.476	41.501	0.215	0.088	102.028

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌ها در بازالت‌های الیگومیوسن مناطق مورد مطالعه.

شماره نمونه	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
D5-1-R	47.144	1.282	5.555	0.482	6.316	0.013	14.142	23.224	0.365	98.523
D5-2-C	50.732	0.724	3.076	0.095	5.709	0.187	16.301	21.857	0.42	99.101
D5-3-R	49.32	1.124	3.535	0	6.282	0.079	14.911	23.483	0.34	99.074
D5-4-R		0.707	4.294	0.679	5.267	0.052	15.728	21.346	0.549	99.326
D5-5-C	50.601	0.529	3.512	0.197	5.196	0.064	15.417	23.364	0.384	99.264
D5-6-R	48.884	1.129	4.156	0.024	6.523	0.132	14.789	23.512	0.32	99.469
D5-7	49.319	1.047	3.693	0.068	5.998	0.111	15.191	23.299	0.311	99.037
D5-8-R	49.914	1.203	3.715	0.034	6.509	0.067	15.499	22.914	0.383	
D5-9-C	50.261	0.891	3.797	0.476	5.007	0.082	15.306	23.296	0.468	99.584
D5-10-R	49.178	0.903	4.236	0	6.33	0.046	14.597	23.382	0.341	99.013
D5-11 -R	48.186	1.313	5.275	0	6.773	0.087	14.607	22.457	0.598	99.296
D5-12-R	44.32	2.466	8.131	0.013	8.261	0.074	12.369	23.086	0.447	99.167
D5-13-C	50.176	1.066	3.42	0.18	5.904	0.117	15.216	23.074	0.293	99.446
D5-14-R	49.052	1.22	3.678	0.007	6.608	0.12	14.928	23.624	0.342	99.579
D5-15-R	45.973	1.733	6.687	0.271	7.136	0.042	12.754	23.441	0.439	98.476
D5-16-C	50.672	0.742	3.174	0.318	5.417	0.07	16.2	22.367	0.432	99.392
D5-17-R	49.171	1.258	4.087	0	6.497	0.061	14.919	23.116	0.355	99.464
D5-18-C	49.835	0.807	4.178	0.456	5.471	0.135	15.642	21.933	0.412	98.869
D5-19-R	49.726	0.692	5.431	0.669	5.73	0.11	15.301	21.584	0.745	99.988
D5-20-C	50.121	0.661	4.733	0.813	5.21	0.122	15.745	21.268	0.698	99.371
D5-21-R	47.775	1.503	4.844	0	7.203	0.071	14.383	22.853	0.328	98.96
D5-22-C	50.168	0.961	3.247	0.111	6.515	0.115	15.716	23.173	0.302	100.30
KE11-23-R	51.131	0.61	2.752	0.174	5.241	0.12	16.302	22.195	0.25	98.775
KE11-24-C	48.481	1.015	5.439	0.72	5.483	0.112	14.58	22.938	0.298	99.066
KE11-25-R	46.455	1.104	6.18	0.079	7.621	0.157	14.279	21.898	0.31	98.083
KE11-26-C	51.226	0.605	2.662	0.164	5.182	0.122	16.525	22.915	0.176	99.577
KE11-27 -R	46.949	1.628	6.536	0.26	7.056	0.078	13.936	22.553	0.374	99.37
KE11-28 -C	49.165	0.961	4.668	0.48	6.393	0.1	15.074	22.459	0.346	99.646
KE11-29-R	49.794	1.085	2.5	0	8.597	0.205	14.882	21.325	0.57	98.958
KE11-30-C	51.017	0.623	2.7	0.136	6.387	0.231	16.774	21.763	0.283	99.914
KE11-31-R	49.454	1.207	3.68	0.187	8.448	0.124	15.001	21.005	0.47	99.576
KE11-32-R(M)	49.867	1.469	2.694	0	8.303	0.134	14.072	21.528	0.583	98.65
KE11-33-C(M)	50.345	0.932	2.92	0.022	6.421	0.111	15.583	21.584	0.325	98.243
KE11-34-RM	51.425	0.925	2.434	0.067	7.538	0.213	16.091	21.104	0.383	100.18
KE11-35-CM	49.146	1.025	5.116	0.271	6.882	0.14	14.808	22.178	0.374	99.94
KE11-36-RM	47.552	2.006	5.05	0.057	9.14	0.248	13.924	21.03	0.539	99.546
KE11-37-RM	49.756	1.109	3.231	0.205	7.383	0.191	14.983	21.813	0.439	99.11
KE11-38-RM	49.268	1.116	3.596	0.074	8.082	0.081	14.746	21.702	0.456	99.121
KE11-39-CM	50.906	0.77	2.747	0.115	6.223	0.092	16.32	21.226	0.257	98.656
KE11-40-CM	48.472	1.26	4.001	0.062	7.817	0.147	14.781	21.506	0.48	98.526
KE11-41-RM	49.332	1.08	2.858	0	8.459	0.216	15.007	21.7	0.541	99.193
KE11-42-CM	50.94	0.881	3.114	0.211	6.495	0.131	16.654	21.27	0.253	99.949
KE11-43-CM	50.346	0.772	3.147	0.182	6.585	0.104	16.53	21.526	0.23	99.422
R36-44-R	49.017	0.987	4.906	0.048	6.351	0.171	15.128	22.223	0.383	99.214
R36-45-CZ	49.964	0.761	3.001	0.188	5.095	0.066	16.273	23.39	0.229	98.967
R36-46-R	45.639	1.604	7.841	0.027	7.932	0.111	12.821	22.657	0.454	99.086
R36-47-M	51.062	0.662	2.87	0.241	4.439	0.011	15.663	22.973	0.234	98.155
R36-48-C(7)	50.262	0.581	3.489	0.105	4.493	0.086	16.231	23.147	0.317	98.711
R36-49-C	50.071	0.584	4.138	0.791	3.947	0.053	15.523	23.448	0.338	98.893
R36-50-R	48.312	1.114	5.77	0.117	5.082	0.076	14.244	23.17	0.334	98.219
R36-51-C	51.576	0.531	2.7	0.241	4.314	0.142	16.982	22.301	0.312	99.099
R36-52-R	50.584	0.526	3.683	0.817	3.645	0.083	15.965	23.499	0.366	99.168
R36-53-C	49.738	0.596	4.447	0.892	4.057	0.097	15.615	22.759	0.405	98.606
R36-54-R	47.879	1.153	6.04	0.558	5.187	0.08	14.297	23.282	0.364	98.84
R36-55-C	48.794	0.917	5.475	0.314	5.191	0.048	14.725	23.367	0.346	99.177
R36-56-R	45.388	1.821	8.029	0.081	7.465	0.126	12.717	23.165	0.417	99.209

ادامه جدول ۲-۴

شماره نمونه	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
R36-58-R	47.303	1.282	6.382	0.107	6.416	0.071	14.211	23.357	0.32	99.449
R36-59-C	50.037	0.638	4.109	0.783	2.997	0.062	15.627	23.714	0.354	98.321
R36-60-R	48.401	1.021	5.542	0.217	5.955	0.106	14.586	23.155	0.306	99.289
R36-61-C	50.728	0.496	2.764	0.259	4.62	0.124	16.042	22.983	0.292	98.308
R36-62-R	47.586	1.228	5.744	0.007	7.008	0.148	14.136	22.555	0.537	98.949
R36-63-C	46.705	1.424	6.699	0.132	6.425	0.112	14.146	23.056	0.364	99.063
R36-63-R	45.518	1.582	6.733	0.172	6.644	0.061	13.883	23.328	0.328	98.249
MB5-65-R	49.265	1.162	3.859	0	7.134	0.097	15.102	22.256	0.391	99.266
MB5-66-M	46.366	2.201	6.412	0.008	7.535	0.046	12.893	23.246	0.437	99.144
MB5-67-C	49.06	1.252	3.649	0.081	7.244	0.085	14.835	22.125	0.297	98.628
MB5-68-M	47.664	2.19	4.945	0.015	6.716	0.113	14.329	22.324	0.838	99.134
MB5-69-R	43.72	2.694	8.301	0	8.559	0.119	11.991	22.366	0.577	98.327
MB5-70-C	48.76	1.286	4.069	0	7.361	0.104	14.115	22.027	0.287	98.009
MB5-71-R	44.97	2.5	7.418	0.022	8.407	0.041	12.498	22.794	0.457	99.107
MB5-72-C	49.197	1.095	3.697	0	6.703	0.167	15.073	22.402	0.333	98.667
MB5-73-RM	46.222	1.704	6.263	0.076	7.717	0.049	13.363	22.475	0.459	98.328
MB5-74-CM	48.925	1.216	3.639	0.034	7.313	0.114	14.971	22.223	0.385	98.82
MB5-75-CM	45.28	2.353	7.124	0	8.335	0.066	12.475	22.477	0.436	98.546
MB5-76-M	49.159	1.201	3.72	0.017	6.813	0.093	15.022	22.129	0.327	98.481
MB5-77-C	48.83	1.177	3.951	0.017	7.298	0.094	14.882	22.159	0.271	98.679
MB5-78-R	49.319	1.079	3.662	0	6.718	0.169	15.04	22.632	0.339	98.958
MB5-79-R	45.14	2.46	7.575	0	7.649	0.107	12.433	22.79	0.593	98.747
MB5-80-M	45.247	2.345	7.901	0	7.884	0.04	12.537	22.408	0.532	98.894
MB5-81-C	49.608	1.106	3.691	0.012	6.727	0.123	15.34	22.171	0.446	99.224
MB5-82-R	47.007	1.556	6.299	0	7.342	0.166	13.013	22.805	0.507	98.695
MB5-83-C	48.855	1.276	4.152	0.005	7.358	0.13	15.047	22.224	0.336	99.383
MB5-84	45.948	2.477	7.049	0.008	7.616	0.109	12.754	22.316	0.888	99.165
MB5-85-RM	49.608	1.291	3.79	0	6.834	0.082	15.082	22.306	0.386	99.379
MB5-86-CM	45.292	2.469	6.9	0.021	7.87	0.062	12.716	23.059	0.505	98.894
MB5-87-RM	42.781	3.052	9.022	0	8.885	0.114	11.926	22.863	0.454	99.097
MB5-88-RM	44.849	2.456	7.389	0	8.502	0.076	12.097	22.993	0.414	98.776
MB5-89-CM	48.776	1.455	4.242	0.123	6.646	0.117	14.848	22.338	0.369	98.914
MB5-90-RM	45.014	2.539	7.716	0.079	7.969	0.076	12.668	22.901	0.4	99.362
MB5-91-CM	49.404	1.187	3.674	0.013	6.787	0.094	15.064	22.096	0.321	98.64
MB5-92-RM	44.959	2.349	7.07	0.126	7.845	0.097	12.777	22.946	0.47	98.639
MB5-93-CM	43.936	2.715	8.203	0	8.118	0.013	12.223	22.737	0.398	98.343
R75-94	47.902	1.749	4.641	0.024	7.676	0.15	13.807	22.32	0.675	98.944
R75-95	45.542	1.728	6.739	0.049	8.669	0.116	12.783	22.109	0.389	98.124
R75-96	42.626	2.954	8.712	0	9.584	0.127	11.388	22.213	0.528	98.132
R75-97	45.586	2.237	6.57	0	8.344	0.074	12.724	22.529	0.62	98.684
R75-98	44.769	2.376	7.121	0.026	8.933	0.107	12.251	22.21	0.556	98.349
R75-99	46.236	1.815	5.55	0	8.895	0.1	13.524	21.923	0.35	98.393
R75-100	48.336	1.538	4.364	0	7.265	0.099	14.144	22.488	0.578	98.812
R75-101	42.584	3.197	8.876	0.075	9.33	0.089	11.541	22.002	0.515	98.209
R75-102	46.416	2.085	5.744	0.023	7.818	0.147	13.322	22.158	0.611	98.324
R75-103	45.62	2.147	6.629	0.038	8.742	0.029	12.729	22.245	0.546	98.725
R75-104	48.926	1.179	4.316	0	7.561	0.071	14.099	22.488	0.562	99.202
R75-105	48.873	1.573	3.542	0	7.638	0.169	14.235	22.066	0.566	98.662
R75-106	45.079	2.695	6.878	0	8.852	0.117	12.367	21.887	0.734	98.609
R75-107	44.154	2.425	8.2	0.102	8.357	0.001	12.345	23.03	0.417	99.031
R75-108	45.126	2.216	7.097	0.04	7.997	0.047	12.231	23.117	0.361	98.232
R75-109	42.706	2.928	8.768	0	9.012	0.082	11.666	22.471	0.53	98.163
R75-110	43.431	2.534	8.035	0	9.112	0.136	11.742	22.492	0.531	98.013
R75-111	42.652	3.015	9.251	0.268	9.276	0.002	11.157	22.522	0.518	98.661
R75-112	45.521	1.865	5.882	0	9.211	0.136	13.46	21.953	0.383	98.411
OS-113-R	48.05	1.258	6.006	0.3	6.433	0.068	14.22	22.984	0.306	99.625

ادامه جدول ۲-۴

شماره نمونه	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
OS-115 -C	50.672	0.67	2.803	0.361	4.831	0.105	16.114	22.688	0.264	98.508
OS-116 -C	51.704	0.249	1.561	0.042	8.613	0.519	14.447	21.261	0.434	98.83
OS-117-R	43.974	2.558	8.631	0.271	8.056	0.052	11.997	23.138	0.374	99.051
OS-118-C	46.594	1.351	6.219	0.276	6.525	0.005	14.231	22.99	0.36	98.551
OS-119-R	43.377	2.306	9.349	0.074	8.399	0.034	12.144	23.084	0.392	99.159
OS-120-C	46.877	1.31	6.629	0.067	6.775	0.072	13.713	22.939	0.425	98.807
OS-121-R	47.62	1.239	5.939	0.205	6.718	0.086	13.822	23.095	0.423	99.147
OS-122-C	49.448	0.791	3.371	0.145	5.937	0.097	15.962	22.284	0.27	98.305
OS-123-R	49.684	0.871	3.856	0.215	5.491	0.075	15.605	23.041	0.275	99.113
OS-124-C	48.113	1.035	5.51	0.753	5.528	0.096	14.532	22.263	0.386	98.216
OS-125	45.401	1.29	7.678	0.001	9.108	0.114	12.675	22.342	0.398	99.007
OS-126-R	45.393	1.645	7.786	0.083	7.627	0.119	12.715	22.999	0.371	98.738
OS-127-C	48.596	0.629	5.616	0.575	5.564	0.046	14.72	22.767	0.419	98.932
OS-128-C	50.412	0.317	4.373	0.651	4.836	0.09	15.717	22.267	0.476	99.139
OS-129-R	43.622	2.405	8.926	0.013	9.162	0.127	11.958	22.638	0.463	99.314
OS-130-C	51.311	0.515	3.658	0.455	4.935	0.11	16.565	21.818	0.469	99.836
OS-131-R	43.194	2.501	9.357	0.082	8.714	0.079	11.939	22.761	0.411	99.038
OS-132-C	49.609	0.636	5.146	0.243	5.47	0.145	15.357	22.614	0.496	99.716
OS-133	47.624	1.725	5.054	0	7.987	0.184	14.096	21.607	0.567	98.844
OS-134-R	47.507	1.276	5.63	0.111	6.619	0.093	14.345	22.818	0.343	98.742
OS-135-R	49.04	0.787	5.383	0.658	5.631	0.118	15.034	22.144	0.557	99.352
OS-136-R	50.492	0.422	3.347	0	7.691	0.272	14.746	21.868	0.509	99.347
OS-137-R	50.585	0.383	2.728	0	9.326	0.418	13.907	21.804	0.548	99.699
OS-138-R	49.938	0.3	2.085	0	8.336	0.444	14.839	22.007	0.472	98.421
OS-139-R	49.268	0.701	4.864	0.047	8.707	0.344	13.819	21.077	0.593	99.42
OS-140-R	43.831	2.057	8.972	0.012	8.841	0.079	11.911	22.94	0.424	99.067
OS-141-R	49.585	0.88	5.369	0.249	6.005	0.08	14.831	22.573	0.463	100.03
OS-142-C	50.952	0.546	3.522	0.37	4.97	0.115	16.315	21.534	0.42	98.744
OS-143-R	48.535	1.195	5.872	0.488	6.269	0.145	13.895	22.539	0.392	99.33
OS-144-C	49.091	0.988	4.834	0.665	5.473	0.092	14.985	22.627	0.376	99.131
OS-145	45.41	2.286	6.993	0	8.797	0.141	12.885	21.957	0.673	99.142
OS-146-R	45.014	2.327	8.192	0.226	7.988	0.08	12.493	22.795	0.468	99.583
OS-147-C	48.726	0.944	5.529	0.504	5.645	0.032	14.565	22.943	0.392	99.28
OS-148-R	44.996	2.118	7.802	0.173	7.515	0.118	12.801	22.396	0.386	98.305
KE2-149	48.56	1.114	4.697	0	6.729	0.082	14.506	22.582	0.452	98.722
KE2-150	48.752	1.208	3.734	0.004	7.025	0.119	14.984	21.894	0.338	98.058
KE2-151	49.062	1.149	4.168	0.025	6.936	0.101	14.724	22.256	0.359	98.78
KE2-152	48.689	1.099	4.02	0	6.99	0.152	14.821	22.531	0.372	98.674
KE2-153	49.291	1.127	3.706	0	6.242	0.08	15.182	22.477	0.327	98.432
KE2-154	44.795	2.434	7.54	0	7.545	0.077	12.331	22.798	0.48	98
KE2-155-C	45.113	2.097	7.276	0	8.13	0.016	12.331	22.557	0.622	98.142
KE2-M156-R	51.523	0.276	1.307	0	7.795	0.426	14.8	21.633	0.376	98.136
KE2-M157-C	51.31	0.229	1.249	0	8.034	0.38	15.223	21.566	0.356	98.347
KE2-158	44.261	2.656	8.642	0	8.746	0.061	11.836	22.208	0.504	98.914
KE2-159	45.3	1.972	6.661	0	8.354	0.12	13.277	21.793	0.754	98.231
KE2-160	48.82	1.007	4.276	0.015	7.455	0.138	14.678	22.218	0.318	98.925
KE2-161	49.121	1.097	4.041	0.003	7.185	0.129	14.966	22.06	0.356	98.958
KE2-162	49.259	1.14	3.676	0	7.006	0.124	15.01	22.148	0.325	98.688
KE2-163	49.472	1.104	3.828	0	7.05	0.102	15.294	22.341	0.366	99.557
KE2-164	48.68	1.274	4.62	0	7.373	0.074	14.544	22.924	0.344	99.833
KE2-165	43.458	2.589	8.397	0	8.523	0.064	12.144	22.17	0.652	97.997
KE2-166	45.129	2.252	6.897	0	7.946	0.137	12.819	22.397	0.502	98.079
KE2-167	45.071	2.373	7.4	0.044	8.182	0.088	12.299	22.155	0.446	98.058
KE2-168	45.248	2.213	7.183	0.026	8.288	0.116	12.559	22.842	0.408	98.883
KE2-169	49.203	1.056	3.666	0.016	7.156	0.171	15.13	22.384	0.373	99.155
KE2-170	45.636	1.701	6.826	0	7.787	0.08	13.122	22.921	0.443	98.516

ادامه جدول ۲-۴

شماره نمونه	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
KE2-171	43.784	2.925	8.722	0	8.503	0.044	11.822	21.554	0.67	98.024
KE2-172	49.349	0.887	3.996	0	7.039	0.16	15.327	22.408	0.364	99.53
KE2-173	49.243	1.125	4.135	0	7.134	0.119	15.034	21.844	0.311	98.945
KE2-174	49.085	1.079	4.045	0	6.983	0.173	15.274	22.309	0.35	99.298
KE2-175	48.78	1.127	4.312	0	6.864	0.101	14.681	22.373	0.339	98.577
KE2-176	46.449	1.815	6.291	0	7.387	0.008	13.539	22.579	0.401	98.469
KE2-177	45.076	2.318	7.393	0.008	8.005	0.045	12.386	22.765	0.403	98.399
KE2-178	44.732	2.125	7.492	0	8.095	0.092	12.518	22.653	0.516	98.223
KE2-179	45.527	2.436	6.815	0	7.797	0.112	12.872	22.334	0.665	98.558
KE2-180	45.49	2.133	7.166	0.021	8.466	0.083	12.492	22.631	0.468	98.95
KE2-181	49.554	1.018	3.953	0.001	7.052	0.14	15.003	22.096	0.362	99.179
KE2-182	49.045	1.121	3.884	0	7.142	0.118	15.028	22.426	0.314	99.078
KE2-183	44.875	2.5	7.88	0.017	8.389	0.058	12.369	22.613	0.464	99.165
KE2-184	45.026	2.293	7.619	0	8.34	0.102	12.254	22.773	0.463	98.87
KE2-185	45.107	2.247	7.474	0	8.327	0.051	12.39	22.933	0.473	99.002
D55-186	41.995	3.521	10.072	0	9.268	0.035	11.11	22.787	0.512	99.3
D55-187	44.011	2.79	8.146	0	7.874	0.009	12.053	23.402	0.439	98.724
D55-188	44.591	2.917	8.372	0.003	8.295	0.034	11.875	23.077	0.406	99.57
D55-189	45.236	2.617	7.027	0.037	7.928	0.04	12.762	22.999	0.393	99.039
D55-190	49.37	1.32	3.841	0.103	6.831	0.085	15.078	23.108	0.286	100.02
D55-191	49.219	1.202	4.061	0.18	6.306	0.104	14.95	23.338	0.311	99.671
D55-192	47.628	1.609	4.947	0	7.363	0.155	14.007	23.139	0.33	99.178
D55-193	43.816	2.998	7.631	0.013	8.171	0.031	12.163	23.298	0.441	98.562
D55-194	48.922	1.572	3.913	0.061	6.741	0.091	14.772	23.095	0.299	99.466
D55-195	45.323	2.276	7.203	0.204	7.135	0.121	13.057	23.025	0.372	98.716
D55-196	48.85	0.975	3.744	0.424	4.909	0.124	15.264	23.406	0.318	98.014
D55-197	45.515	2.101	7.031	0	7.013	0.1	13.001	23.14	0.448	98.349
D55-198	50.862	0.807	3.405	0.511	5.971	0.104	14.645	22.138	0.506	98.949
D55-199	42.924	3.094	8.962	0.118	8.154	0.104	12.064	22.905	0.421	98.746
D55-200	51.672	0.614	2.168	0.108	5.984	0.197	15.867	22.491	0.32	99.421
D55-201	45.155	2.488	7.328	0.522	6.946	0.063	13.119	23	0.4	99.021
D55-202	48.489	0.921	4.203	0.641	5.091	0.083	15.411	22.91	0.411	98.16
D55-203	43.874	2.371	8.053	0	9.372	0.095	11.856	22.685	0.466	98.772
D55-204	44.173	3.073	8.028	0	8.157	0.141	12.552	22.942	0.559	99.625
D55-205	48.42	1.463	4.252	0.086	6.559	0.073	14.502	22.84	0.298	98.493
D55-206	42.935	3.093	8.839	0.283	8.323	0.086	11.824	22.845	0.399	98.627
D55-207	48.83	1.119	5.138	0.538	5.703	0.068	14.905	23.123	0.531	99.955
D55-208	42.428	3.005	9.598	0.036	8.405	0.107	11.398	22.976	0.605	98.558
D55-209	42.429	3.21	9.07	0	8.651	0.001	11.458	23.075	0.479	98.373
D55-210	49.121	1.136	5.367	0.771	5.681	0.137	14.61	22.971	0.585	100.37
D55-211	42.955	2.918	9.185	0	8.584	0.087	11.784	23.076	0.436	99.025
D55-212	46.415	1.737	5.143	0	7.649	0.098	14.312	23.065	0.385	98.804
D55-213	43.793	3.007	8.194	0.044	7.739	0.079	11.896	23.296	0.505	98.553
D55-214	49.358	0.918	4.541	0.593	4.995	0.13	14.985	23.383	0.412	99.315
D55-215	44.121	3.111	8.647	0.058	8.042	0.007	11.832	22.813	0.502	99.133
TEST-216	49.847	0.857	4.138	0.424	5.084	0.155	15.677	22.644	0.323	99.149
TEST-217	47.359	1.14	6.055	0.739	5.867	0.148	14.563	22.591	0.405	98.867
OS3-218-R	44.833	1.618	7.79	0.031	8.661	0.062	12.469	22.721	0.45	98.635
OS3-219-C	49.684	0.817	4.114	0.434	5.418	0.082	15.906	22.737	0.334	99.526
OS3-220-R	47.093	1.22	6.796	0.629	5.75	0.128	14.251	23.112	0.419	99.398
OS3-221-C	49.995	0.869	4.018	0.204	5.686	0.071	15.688	22.922	0.306	99.759
OS3-222-R	46.436	1.166	6.965	0.568	5.974	0.123	13.796	22.955	0.444	98.427
OS3-223-R	46.972	1.6	5.856	0.118	7.352	0.055	13.563	23.187	0.483	99.186
OS3-224-C	47.27	1.306	7.277	0.498	6.199	0.105	13.823	22.813	0.461	99.752
OS3-225-R	47.086	1.213	6.295	0.708	5.904	0.109	13.785	23.141	0.386	98.627
OS3-226-C	47.407	1.231	6.277	0.581	5.932	0.115	14.247	22.925	0.38	99.095

ادامه جدول ۲-۴

شماره نمونه	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
OS3-227-R	48.946	1.215	4.771	0.271	6.467	0.081	14.902	22.646	0.361	99.66
OS3-228-C	49.924	0.831	4.053	0.434	5.218	0.057	15.908	22.727	0.393	99.545
OS3-229-R	46.749	1.83	5.687	0.046	7.676	0.103	13.235	22.756	0.516	98.598
OS3-230-M	46.2	1.57	7.797	0.799	6.461	0.132	13.668	22.772	0.434	99.833
OS3-231-C	47.21	1.497	6.656	0.712	6.078	0.048	14.202	23.33	0.44	100.17
OS3-232-R	46.513	2.036	6.268	0.01	8.047	0.192	13.137	23.264	0.51	99.977
OS3-233-C	48.931	0.824	4.074	0.333	5.516	0.121	15.435	23.057	0.338	98.629
OS3-234-R	47.769	1.674	5.619	0.384	7.462	0.099	13.713	23.057	0.553	100.33
OS3-235-C	47.634	1.229	7.048	0.502	6.076	0.049	14.308	23.132	0.429	100.40
OS3-236-R	46.723	1.375	6.798	0.545	6.016	0.061	14.05	22.592	0.369	98.529
OS3-237-M	50.279	0.748	3.665	0.348	4.396	0.157	15.761	22.592	0.352	98.298
OS3-238-C	50.106	0.75	4.337	0.526	5.331	0.136	15.469	23.256	0.342	100.25
OS3-239-R	47.259	1.874	5.88	0.18	7.295	0.099	13.773	22.863	0.469	99.692
OS3-240-M	49.952	0.786	4.109	0.22	5.481	0.121	15.681	23.059	0.274	99.683
OS3-241-C	49.91	0.75	4.04	0.284	5.579	0.082	15.774	22.776	0.366	99.561
OS3-242-R	44.419	1.638	7.679	0.396	6.879	0.144	13.436	23.098	0.406	98.095
OS3-243-R	49.697	0.918	3.984	0.343	5.821	0.068	15.427	22.693	0.326	99.277
OS3-244-C	46.657	1.421	6.794	0.629	6.188	0.044	13.498	23.163	0.43	98.824
B11-245-R	52.015	0.216	2.567	0.464	5.295	0.096	16.652	21.056	0.415	98.776
B11-246-C	51.197	0.324	2.957	0.067	7.248	0.195	16.229	20.736	0.418	99.371
B11-247-R	52.205	0.225	2.058	0.433	5.502	0.076	17.71	20.414	0.28	98.903
B11-248-C	50.862	0.254	3.589	0.383	5.701	0.119	16.04	21.083	0.543	98.574
B11-249-R	49.392	0.411	4.567	0.408	6.661	0.108	15.487	21.139	0.589	98.762
B11-250-C	52.374	0.239	2.618	0.275	5.602	0.074	16.853	21.341	0.446	99.822
B11-251-R	50.76	0.357	3.307	0.382	6.157	0.13	16.614	21.79	0.341	99.838
B11-252-MR	52.267	0.209	2.143	0.413	5.622	0.114	17.135	21.58	0.314	99.797
B11-253-CM	49.89	0.357	4.237	0.417	7.629	0.207	14.94	20.541	0.719	98.937
B11-254-CM	50.312	0.433	3.711	0.322	6.215	0.08	16.133	21.739	0.362	99.307
B11-255-RM	52.371	0.212	1.617	0.185	5.514	0.148	18.147	20.261	0.189	98.644
B11-256-CM	51.112	0.38	3.285	0.309	5.866	0.111	16.372	21.752	0.293	99.48
B11-257-CPX	52.461	0.203	1.376	0.053	6.565	0.194	18.428	19.819	0.206	99.305
B11-258-R	50.445	0.47	3.728	0.132	6.39	0.141	15.953	21.799	0.309	99.367
B11-259-R	50.958	0.324	3.212	0.578	5.482	0.119	16.262	21.587	0.305	98.827
B11-260-M	50.654	0.263	3.943	0.615	5.691	0.112	15.66	21.23	0.557	98.725
B11-261-C	51.619	0.249	3.33	0.613	5.747	0.108	16.23	21.437	0.579	99.912
B11-262-R	52.594	0.193	1.54	0.182	6.016	0.147	17.917	20.203	0.183	98.975
B11-263-C	50.999	0.293	3.96	0.661	5.661	0.093	15.692	21.181	0.555	99.095
B11-264-R	52.812	0.212	1.509	0.21	5.9	0.14	18.12	20.456	0.211	99.57
B11-265-C	52.322	0.226	1.6	0.307	5.537	0.099	17.774	20.5	0.208	98.573
B11-266-R	52.675	0.189	1.401	0.219	5.712	0.17	17.915	19.972	0.195	98.448
B18-267-CM	50.147	0.838	1.962	0	6.791	0.158	14.743	22.872	0.524	98.035
B18-268-RM	46.755	1.938	5.269	0.084	7.97	0.168	13.438	21.886	0.638	98.146
B18-269 -CM	49.88	0.912	2.363	0.102	6.887	0.162	15.19	22.425	0.654	98.575
B18-270-RM	49.514	1.125	3.654	0	6.557	0.089	14.642	22.633	0.762	98.976
B18-271-CM	47.82	0.468	1.845	0	6.079	0.125	16.965	22.299	0.4	96.001
B18-272	46.613	2.509	5.678	0.027	6.896	0.124	13.973	22.541	0.881	99.242
B18-273	44.801	2.83	7.586	0	7.865	0.157	12.937	22.041	0.882	99.099
B18-274	47.234	2.202	5.118	0	6.51	0.176	14.452	22.111	0.987	98.79
B18-275-RM	44.872	2.39	6.751	0	7.552	0.096	12.751	23.068	0.665	98.145
B18-276-RM	46.908	2.044	6.003	0.007	7.376	0.092	13.599	22.669	0.699	99.397
B18-277-RM	45.248	2.473	6.245	0.007	7.967	0.077	13.099	22.899	0.648	98.663
B18-278-CM	47.264	1.647	5.23	0	7.423	0.098	13.931	22.448	0.52	98.561
B18-279	47.954	1.393	4.917	0	6.786	0.113	14.505	22.346	0.807	98.821
B18-280-C	50.13	0.199	3.694	0.239	5.485	0.142	16.035	21.964	0.276	98.164
B18-281-RM	44.881	1.693	6.988	0.02	7.784	0.177	12.854	22.771	0.882	98.05
B18-282-CM	44.547	2.94	8.289	0	8.333	0.122	11.939	22.264	0.998	99.432

ادامه جدول ۲-۴

شماره نمونه	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total
B18-283	48.085	2.139	7.508	0.002	6.2	0.033	12.62	20.088	1.631	98.306
B18-284	46.428	2.422	5.803	0.046	6.396	0.181	13.671	22.331	0.921	98.199
KE1-285-R	47.896	0.966	5.866	0.553	6.237	0.072	14.577	23.327	0.353	99.847
KE1-286-C	48.147	1.143	6.577	0.813	5.929	0.131	14.314	22.018	0.452	99.524
KE1-287-C	48.652	1.01	5.647	0.797	5.78	0.048	14.829	22.686	0.385	99.834
KE1-288	50.721	1.573	5.626	0	6.937	0.228	13.739	21.202	0.909	100.93
KE1-289	48.253	1.644	4.27	0	7.732	0.134	14.332	21.892	0.849	99.106
KE1-290-R	47.358	1.126	6.359	0.58	5.796	0.07	14.27	22.23	0.417	98.206
KE1-291-R	47.728	0.964	6.249	0.742	5.797	0.053	14.483	22.381	0.34	98.737
KE1-292-M	47.65	1.032	5.828	0.805	5.883	0.11	13.979	22.785	0.345	98.417
KE1-293-C	47.693	1.026	6.471	0.735	5.844	0.096	15.158	22.288	0.471	99.782
KE1-294-M	47.671	0.966	6.162	0.534	5.661	0.114	14.543	22.392	0.43	98.473
KE1-295-R	48.462	1.177	6.117	0.684	5.894	0.136	14.547	22.29	0.411	99.718
KE1-296-R	48.245	1.112	6.605	0.756	6.113	0.162	14.454	22.175	0.455	100.07
KE1-297-R	47.697	1.275	6.608	0.554	5.994	0.065	14.077	22.944	0.355	99.569
KE1-298-R	49.764	0.672	3.899	0.401	4.913	0.071	15.849	22.624	0.361	98.554
KE1-299-C	48.505	0.912	6.059	0.632	5.872	0.104	14.448	21.9	0.542	98.974
KE1-300-R	48.289	1.027	6.235	0.779	5.775	0.093	14.533	21.967	0.505	99.203
KE1-301-C	46.823	1.578	7.514	0.089	7.42	0.144	13.63	21.403	0.488	99.089
KE1-302-C	50.184	0.853	5.132	0.084	6.196	0.155	15.394	21.302	0.424	99.724

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای پلازموکلازها در بازالت‌های الیگومیوسن مناطق مورد مطالعه.

شماره نمونه	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	Total
D5-1	52.976	0.12	27.892	1.144	10.836	4.82	0.497	0.103	98.388
D5-2	51.891	0.133	28.293	1.106	11.89	4.37	0.451	0.096	98.276
D5-3	51.981	0.11	28.563	1.027	11.625	4.166	0.47	0.087	98.075
D5-4	52.003	0.141	28.536	1.306	11.719	4.219	0.471	0.193	98.614
D5-5	53.87	0.172	28.605	0.961	11.102	4.235	0.679	0.08	99.735
D5-6	52.068	0.203	28.146	1.275	11.986	4.248	0.486	0.178	98.628
D5-7	52.812	0.238	28.134	1.294	11.143	4.44	0.537	0.119	98.717
KE11-8	50.371	0.075	29.554	1.006	13.246	3.758	0.139	0.036	98.239
KE11-9	48.993	0.099	31.096	0.962	14.417	3.254	0.137	0.022	99.048
KE11-10	50.011	0.047	30.291	0.928	13.718	3.671	0.135	0.025	98.832
KE11-11	50.928	0.117	29.851	0.93	13.211	3.64	0.128	0.033	98.838
KE11-12	50.226	0.059	29.938	0.724	13.6	3.673	0.131	0.037	98.459
KE11-13	53.193	0.13	28.019	0.8	11.612	4.747	0.226	0.061	98.816
KE11-14	52.904	0.084	28.254	0.826	11.34	5.033	0.214	0.031	98.754
KE11-15	60.709	0.156	22.758	0.508	4.745	7.648	1.676	0	98.27
KE11-16	53.492	0.148	28.055	0.772	11.121	4.725	0.192	0.022	98.548
KE11-17	53.857	0.067	28.214	0.705	10.754	4.984	0.226	0.038	98.845
KE11-18	53.648	0.163	28.027	0.715	11.225	5.263	0.225	0	99.294
KE11-19	52.827	0.124	28.826	0.873	11.604	4.665	0.211	0.011	99.141
KE11-20	54.594	0.099	27.45	0.785	9.902	5.532	0.258	0.025	98.672
KE1-21	55.246	0.148	27.048	0.668	9.587	5.807	0.414	0.004	98.922
KE1-22	56.684	0.108	25.739	0.801	8.783	6.25	0.457	0.145	99.006
KE1-23	51.27	0.11	30.245	0.652	13.342	3.965	0.134	0.02	99.818
KE1-24	57.668	0.102	25.489	0.701	7.543	6.595	1.097	0.018	99.217
KE1-25	54.799	0.212	27.234	0.853	9.922	5.524	0.328	0	98.913
KE1-26-R	55.301	0.217	27.375	0.672	9.788	5.781	0.295	0.056	99.509
KE11-27	50.166	0.088	30.482	0.941	14.074	3.514	0.095	0.028	99.468
KE11-28	54.11	0.123	27.517	0.869	10.293	5.393	0.276	0.015	98.596

ادامه جدول ۳-۴

شماره نمونه	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	Total
KE11-29	53.171	0.089	28.172	1.008	11.034	4.919	0.24	0.008	98.641
KE11-30	60.894	0.167	23.02	0.66	4.933	7.832	0.965	0.009	98.502
KE11-31	60.9	0.175	23.774	0.766	5.388	7.777	1.039	0.019	99.863
KE1-32	54.522	0.17	27.938	0.596	10.64	5.346	0.345	0.01	99.575
KE11-33	55.566	0.125	26.705	0.991	8.857	6.212	0.371	0.032	98.888
KE11-34	51.528	0.109	29.854	0.911	12.943	4.045	0.121	0.033	99.594
R36-35	51.897	0.08	29.416	0.994	12.682	3.76	0.252	0.01	99.13
MB5-36	52.1	0.096	28.425	1.257	11.807	4.389	0.331	0.035	98.45
MB5-37	51.62	0.193	28.69	1.248	11.766	4.351	0.305	0.02	98.258
MB5-38	55.598	0.2	27.279	1.22	8.796	5.013	0.53	0.935	99.599
MB5-39	51.695	0.123	28.571	1.161	11.959	4.241	0.301	0	98.079
MB5-40	52.547	0.131	28.175	1.215	11.028	4.7	0.391	0.24	98.432
MB5-41	55.411	0.243	27.174	1.425	9.407	5.463	0.658	0.081	99.918
KE1-42	54.333	0.113	28.566	0.58	10.384	5.08	0.567	0.088	99.856
KE1-43	59.255	0.101	24.696	0.78	6.896	7.089	0.889	0.04	99.838
KE1-44	55.082	0.135	25.246	1.24	8.211	5.109	1.576	1.683	98.314
KE1-45	56.864	0.154	27.021	0.843	8.991	5.917	0.487	0.042	100.328
KE1-46	59.122	0.156	23.375	0.709	5.849	7.777	1.016	0.047	98.051
KE1-47	55.39	0.142	27.088	1.106	9.505	5.631	0.411	0.076	99.396
KE1-48	52.381	0.751	16.227	4.472	13.446	3.328	0.424	7.521	98.636
MB5-49	54.228	0.121	27.606	1.119	10.254	5.096	0.424	0.062	98.953
MB5-50	56.948	0.196	25.719	0.969	7.73	6.024	0.938	0.017	98.571
MB5-51	52.45	0.105	28.195	1.19	11.06	4.678	0.297	0.035	98.01
MB5-52	52.135	0.124	28.401	1.293	11.312	4.735	0.321	0.059	98.38
MB5-54	58.322	0.25	24.373	0.959	6.371	6.656	1.645	0.049	98.628
MB5-55	56.335	0.191	25.71	0.991	8.012	6.336	0.697	0.027	98.319
B11-56	52.796	0	27.996	1.203	11.722	4.762	0.118	0.079	98.702
KE1-57	59.186	0.173	26.09	0.78	7.416	6.177	0.855	0.519	101.224
KE1-58	55.685	0.163	26.278	0.587	9.116	6.535	0.431	0	98.855
MB5-59	53.359	0.159	27.819	1.229	10.625	5.026	0.358	0.039	98.614
MB5-60	56.989	0.264	25.142	1.032	7.344	5.861	1.437	0.02	98.094
MB5-61	53.942	0.219	28.953	1.096	11.064	4.356	0.359	0.063	100.144
MB5-62	53.823	0.154	27.639	1.174	10.483	5.187	0.368	0.009	98.837
B11-63	52.181	0.054	28.394	0.964	12.2	4.478	0.139	0.092	98.506
MB5-64	52.477	0.17	28.338	1.225	11.453	4.571	0.31	0.034	98.636
MB5-65	53.384	0.218	28.258	1.258	9.002	5.993	0.438	0.079	98.638
MB5-66	57.233	0.116	25.132	0.893	7.604	6.385	0.926	0.024	98.316
MB5-67	54.12	0.145	26.873	1.281	9.476	5.488	0.573	0.058	98.086
MB5-68	57.444	0.281	24.984	1.352	7.077	6.505	0.98	0.043	98.692
MB5-69	53.699	0.133	27.732	1.056	10.004	5.012	0.438	0.052	98.155
MB5-70	53.421	0.16	27.85	1.237	10.695	4.9	0.45	0.028	98.741
MB5-71	56.489	0.161	26.029	1.093	8.483	6.062	0.676	0.01	99.022
D55-72	52.547	0.125	27.552	0.997	11.639	4.821	0.366	0	98.08
D55-73	50.883	0.128	29.719	1.091	12.763	3.628	0.254	0.047	98.513
D55-74	51.533	0.122	29.278	0.965	12.33	3.944	0.381	0.022	98.724
D55-75	50.287	0.053	29.639	1.143	13.5	3.576	0.231	0.045	98.481
D55-76	50.352	0.066	30.105	1.133	13.344	3.438	0.252	0.039	98.76
D55-77	52.782	0.148	28.652	1.019	11.271	4.703	0.423	0.028	99.053
D55-78	55.325	0.101	27.06	0.768	9.479	5.497	0.867	0.04	99.148
D55-79	52.105	0.226	29.037	1.098	11.695	4.406	0.443	0.046	99.117
D55-80	50.798	0.103	30.348	0.896	13.279	3.519	0.223	0.009	99.184
D55-81	49.826	0.083	30.528	0.949	13.241	3.615	0.249	0.055	98.546
D55-82	50.882	0.116	29.617	0.896	12.78	3.869	0.321	0.028	98.512
D55-83	51.179	0.085	29.918	1.1	12.959	3.772	0.298	0.014	99.379
D55-84	54.285	0.182	27.563	0.763	9.893	5.525	0.518	0.038	98.8

ادامه جدول ۳-۴

شماره نمونه	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	Total
D55-85	51.096	0.046	29.87	1.012	12.658	3.974	0.307	0.063	99.147
D55-86	51.645	0.096	29.563	1.005	12.169	4.145	0.288	0.014	98.933
D55-87	50.684	0.149	29.881	1.029	12.845	3.838	0.266	0.066	98.758
D55-88	50.398	0.159	29.864	0.908	12.702	3.653	0.317	0.037	98.038
D55-89	51.18	0.138	29.415	1.04	12.516	4.1	0.418	0.051	98.858
D55-90	50.962	0.127	29.992	0.844	13.074	3.72	0.284	0.033	99.036
D55-91	50.325	0.13	30.019	0.994	13.248	3.57	0.454	0.014	98.84
D55-92	51.047	0.072	30.014	0.998	12.814	3.763	0.309	0.05	99.115
D55-93	50.91	0.117	29.771	0.943	13.095	3.82	0.281	0.053	99.184
D55-94	56.899	0.2	25.673	0.738	7.402	5.879	1.821	0.018	98.67
D55-95	54.314	0.161	27.714	0.796	9.506	5.238	0.507	0.017	98.257
KE2-96	60.009	0.189	23.871	0.794	5.575	7.226	1.008	0.005	98.691
KE2-97	59.715	0.24	23.83	0.755	5.687	7.016	1.108	0.041	98.399
KE2-98	57.729	0.219	24.804	0.912	7.237	6.53	0.944	0	98.404
KE2-99	56.683	0.165	25.332	0.949	7.332	6.786	0.703	0.011	98.06
B11-100	51.972	0.007	29.083	0.877	12.42	4.354	0.102	0.138	98.997
KE2-101	51.306	0.089	29.006	1.14	12.392	4.109	0.229	0.003	98.284
KE2-102	51.69	0.101	28.854	1.265	12.057	3.959	0.475	0.128	98.545
KE2-103	55.208	0.205	26.358	1.312	9.289	5.867	0.405	0.024	98.681
KE2-104	55.077	0.167	26.22	1.314	9.277	5.855	0.391	0.053	98.369
KE2-105	54.537	0.088	26.424	1.333	9.537	5.777	0.379	0.017	98.092
KE2-106	51.907	0.084	28.806	0.961	12.003	4.435	0.246	0.011	98.523
KE2-107	59.141	0.244	23.932	0.737	5.93	7.374	0.914	0	98.29
KE2-108	52.85	0.198	28.059	1.058	11.14	4.833	0.239	0.001	98.378
KE2-109	53.442	0.14	27.66	1.245	10.781	5.074	0.309	0	98.651
KE2-110	55.835	0.177	25.15	1.114	7.338	6.204	0.985	1.284	98.202
KE2-111	53.99	0.161	27.296	1.249	10.43	5.254	0.305	0	98.744
KE2-112	51.592	0.029	28.884	1.016	11.958	3.817	0.889	0.308	98.503
KE2-113	52.172	0.117	28.861	1.129	11.78	4.595	0.22	0.04	98.922
KE2-114	51.317	0.12	29.248	0.949	12.208	4.202	0.196	0.051	98.291
KE2-115	51.118	0.066	28.888	1.118	12.232	4.087	0.495	0.063	98.067
KE2-116	61.074	0.185	22.531	0.622	4.717	7.183	1.973	0.019	98.347
KE2-117	56.575	0.226	25.688	0.905	8.163	6.3	0.452	0.021	98.392
B11-118	51.933	0	28.835	0.944	12.53	4.424	0.108	0.082	98.899
OS-119	49.93	0.058	30.593	1.124	13.649	3.463	0.139	0	99.045
OS-120	54.685	0.139	27.436	1.143	9.688	5.559	0.313	0.028	98.991
OS-121	52.679	0.173	28.024	1.433	11.631	4.615	0.295	0.009	98.859
OS-122	50.526	0.106	29.725	1.173	13.21	3.891	0.225	0.261	99.223
OS-123	50.04	0.119	30.477	1.365	13.393	3.657	0.182	0.01	99.272
OS-124	53.31	0.069	28.188	0.955	11.226	5.054	0.225	0.061	99.088
OS-125	50.051	0.404	29.511	1.29	12.313	3.569	0.478	1.204	98.938
OS-126	50.222	0.099	29.767	1.342	12.919	3.619	0.216	0.682	98.866
OS-127	49.984	0.145	29.939	1.388	13.191	3.53	0.229	0.691	99.128
OS-128	49.332	0.086	30.773	1.062	14.305	3.396	0.145	0.004	99.107
OS-129	49.663	0	30.171	1.081	14.147	3.324	0.143	0.181	98.71
OS-130	49.721	0.006	30.702	1.024	14.128	3.15	0.182	0.035	98.969
OS-131	50.391	0.091	28.791	1.334	12.801	3.642	0.428	0.896	98.374
OS-132	49.713	0.004	30.407	1.013	13.813	3.597	0.181	0.003	98.868
OS-133	49.771	0.054	30.381	1.19	14.16	3.236	0.154	0.01	99.015
OS-134	51.71	0.105	28.789	1.565	12.054	4.092	0.331	0.633	99.353
OS-135	51.122	0.042	30.346	0.99	13.295	3.883	0.19	0.019	99.987
OS-136	50.101	0.047	29.699	1.071	13.605	3.53	0.17	0.024	98.267
OS-137	50.73	0.096	30.603	1.059	13.679	3.542	0.161	0.041	99.931
OS-138	50.099	0.046	30.797	1.054	14.038	3.206	0.147	0.05	99.437
OS-139	50.399	0.07	29.921	1.113	13.453	3.634	0.146	0.025	98.764
OS-140	50.423	0.07	30.659	1.247	13.725	3.569	0.192	0.014	99.925

ادامه جدول ۳-۴

شماره نمونه	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	Total
OS-141	48.916	0.112	30.946	1.081	14.315	3.241	0.128	0.015	98.791
OS-142	49.982	0.09	30.322	1.149	13.78	3.488	0.153	0.221	99.233
R75-143	51.403	0.111	28.474	1.082	12.682	4.064	0.264	0.014	98.104
R75-144	51.501	0.148	29.114	1.101	12.09	4.213	0.273	0.093	98.563
R75-145	50.792	0.091	29.602	0.866	12.467	4.029	0.205	0.016	98.068
R75-146	50.7	0.133	29.839	0.878	12.715	3.948	0.224	0.009	98.472
R75-147	50.486	0.176	29.823	0.943	12.891	3.356	0.322	0.003	98
R75-148	51.227	0.149	29.631	0.869	12.798	3.925	0.278	0.017	98.963
R75-149	54.07	0.134	27.244	0.949	10.002	5.312	0.337	0.049	98.155
OS3-150	49.2	0.07	30.803	0.718	13.744	3.317	0.179	0.183	98.222
OS3-151	58.713	0.153	24.184	0.856	6.469	6.553	1.256	0.264	98.484
OS3-152	53.819	0.092	27.935	0.582	10.87	4.976	0.531	0.03	98.899
OS3-153	48.965	0.109	30.67	0.958	14.091	3.398	0.225	0.115	98.622
OS3-154	48.772	0.099	30.972	1.079	14.986	2.89	0.165	0.053	99.027
OS3-155	51.098	0.071	29.757	0.91	13.078	3.917	0.224	0.011	99.116
OS3-156	49.717	0.084	30.738	1.095	14.477	3.189	0.206	0.024	99.549
OS3-157	50.17	0.063	30.228	0.797	13.494	3.678	0.241	0.046	98.717
OS3-158	52.172	0.125	29.01	0.575	12.129	4.669	0.345	0	99.053
OS3-159	50.829	0.078	29.517	1.25	13.064	3.802	0.257	0.3	99.21
OS3-160	49.612	0.081	30.879	0.938	13.988	3.461	0.21	0.017	99.308
OS3-161	53.587	0.18	28.751	0.735	11.275	4.795	0.412	0.033	99.779
OS3-162	49.815	0.123	30.493	0.83	14.158	3.183	0.177	0.033	98.812
OS3-163	49.647	0.096	30.816	0.951	13.622	3.203	0.28	0.292	98.932
OS3-164	50.107	0.092	30.585	0.652	14.067	3.55	0.197	0.051	99.316
OS3-165	49.789	0.164	30.24	0.98	13.695	3.38	0.205	0.068	98.546
OS3-166	49.837	0.083	30.61	0.753	13.791	3.452	0.213	0.027	98.809
OS3-167	47.755	1.906	26.857	5.993	10.484	3.96	1.07	0.204	98.603
B11-168	51.208	0	29.157	0.868	12.917	4.217	0.08	0.039	98.495
B11-169	51.517	0.027	29.225	0.902	12.573	4.095	0.101	0.084	98.535
B11-170	57.731	0.073	24.905	1.192	8.266	6.194	0.281	0.061	98.752

Abstract:

The present study focused on the basaltic lava flows from the Oligo-Miocene siliciclastic-evaporites sedimentary succession which covered large parts of the northern edge of Central Iran, about 300 kilometers long from Sabzevar to Shahroud. These lava flows along with pyroclastic units observed as interbedded with the Oligo-Miocene sedimentary units. Previous researchers assigned these lava flows to Quaternary But the study of exact stratigraphic evidence of this area show Oligocene-Miocene age for them. These basaltic rocks (with olivine basalt to basalt in composition) show porphyritic, glomeroporphyritic and trachytic textures and composed of olivine, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts in a glassy to microlitic ground mass. Based on mineral chemistry, pyroxene, plagioclase and olivine compositions are diopside to augite with ($W_{O40.46-50.76} En_{34.99-50.68} Fs_{5.85-16.42}$), andesine to bytownite ($An_{23}-An_{73}$) and hyalosiderite to forsterite ($For_{68} - For_{91}$), respectively. The results of clinopyroxene thermobarometry shows that basalt-hosted clinopyroxene crystallized at pressures range from 2 to 10 kbar with the average of 8 kbar and temperatures range from 1100 to 1280 ± 100 °C, which yields a temperature range from 1200 –1300 °C. Based on the combination of clinopyroxene, primary magma of basalts have alkaline nature. The rocks display initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{147}Nd$ ratios of 0.7037 to 0.7039 and 0.512770 to 0.512841, respectively. These initial ratios indicate a mantle source with slight crust contamination. On the basis of geochemical data, the parental magma of these rocks has sodic- alkaline affinity, enriched in LILEs and LREEs and depleted in HREEs, with negative anomalies in HFSEs. The basalts show the geochemical characteristics of the basaltic magmas originated from partial melting of adjusted enriched garnet lherzolite mantle source beneath the continental areas of extensional back-arc basins. On the basis of geochemical data, the parental magma of these rocks has sodic- alkaline affinity, enriched in LILEs and LREEs and depleted in HREEs, with negative anomalies in HFSEs. The basalts show the geochemical characteristics of the basaltic magmas originated from partial melting of adjusted enriched garnet lherzolite mantle source beneath the continental areas of extensional back-arc basins. Geochemical studies show magma forming of these rocks have been formed from 1- 10% partial melting of an

enriched modified garnet lherzolitic mantle source in 90-100 km depths and reflect role of fractional crystallization as the main process in magma evolution.

In addition to the Oligo-Miocene basalts, the Jurassic basic magmatism in the study area is seen as dyke in Reza abad. Magma forming of these rocks have calc – alkaline nature and enriched in large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) and also depleted in heavy rare earth elements (HREE). The mentioned magmas, originated from 5 to 30% partial melting of the spinel peridotitic (below the central Iran) and garnet lherzolitic (below the Eastern Alborz) mantle plumes in an immature extensional back arc basin tectonic setting due to oblique subduction of neothetyan oceanic lithosphere beneath the central Iran structural zone at late Triassic to middle Jurassic time, and were ascending to upper levels of continental crust by fault and fracture systems and emplaced in shallow sedimentary basins of these zones in different ways. This basin formed in the behind of the upper Triassic – Lower Jurassic magmatic arc of central Iran and due to initiation of extensional movements in the continental crust of central Iran and Alborz. Thermobarometry of diabase dyke determines a temperature of 1100-1200 °C and pressure of 4-8 Kbar.

Keywords: Basalt, Extensional Basin, Back - arc, Oligo-Miocene, Central Iran.



Shahrood University of Technology

Department of Earth Sciences

Ph.D. Thesis in Petrology

Title:

**Petrology , Geochemistry and Tectonic Setting of Oligo - Miocene
Basalts of Torud – Sabzevar Belt (North Central Iran)**

By:

Mojtaba Rostami Hossuri

Supervisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

Advisor:

Dr. Mehdi Rezaei-Kahkhaei

January 2018

