

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین
گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی
پایان نامه کارشناسی ارشد
عنوان:

پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی ماگماتیسزم بازی آلکالن پرمین
در ناحیه بلده البرز مرکزی

نگارنده:
حدیقه خاتون کاظمی
استاد راهنما:
دکتر حبیب الله قاسمی
استاد مشاور:
دکتر عزیزالله طاهری

تیرماه ۱۳۹۸

شماره:

تاریخ:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم حدیقه خاتون کاظمی با شماره دانشجویی ۹۵۱۲۰۰۴ رشته پترولولژی گرایش پترولولژی و زمین شناسی اقتصادی تحت عنوان پترولولژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختمانی ماگماتیسیم بازی آلکالین پرمین در ناحیه بلده البرز مرکزی که در تاریخ ۹۸/۴/۲۴ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

☐ مردود ☒ قبول (با درجه: عالی).....			
نوع تحقیق: ☐ نظری ☒ عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر حبیب الله قاسمی	استاد	
۲- استاد مشاور	دکتر عزیز الله طاهری	استاد	
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهدی رضائی کهخانی	استادیار	
۴- استاد ممتحن اول	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۵- استاد ممتحن دوم	دکتر مریم شیبی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع

نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).



تقدیم بہ

مادر مہربانم

عزیزانِ جانم فرشتہ، ندا

امیر رضا، حسین

اکنون که این پایان نامه در ترویج لطف پروردگار به سرانجام رسیده است، بر خود لازم می‌دانم از تمامی عزیزان و بزرگوارانی که در این راه مرئوس نمودند، قدردانی نمایم. از استاد ارجمند جناب آقای پروفور حبیب الله قاسمی که راهنمایی پایان نامه را بر عهده داشته و بارهانی‌های راگشا و ارزنده‌ی خودمیان نامه را در مسیر هدایت نمودند، سپاسگزارم. از جناب آقای پروفور عزیز الله طاهری که مشاوره‌ی پایان نامه را بر عهده داشته و پیشه‌های جنبه‌شناسی، فیل‌شناسی و زمین‌شناسی از نظرات ارزنده‌ی ایشان بهره‌بردم، سپاسگزارم. از دکتر محمود صادقان، دکتر مریم شیبی که داورِ پایان نامه را بر عهده داشته و نظرات ایشان باعث بهبود کیفیت این پژوهش شد، قدردانم. همچنین از آقایان دکتر محمود صادقان، دکتر مهدی رضائی کجانی، محسن مباحثی، دکتر مجتبی رستی، دکتر سولماز بلوچی به خاطر استفاده از نظرات ارزشمند ایشان در طول انجام پایان نامه و راهنمایی در جهت اصلاح مقالات و خانم دکتر لامبرونی در دانشگاه اریستوتل یونان به خاطر کمک در انجام آنالیزهای میکروپروب، قدردانی می‌نمایم. از دیگر اساتید محترم و دانشجویان دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود از جمله دکتر شیبی، دکتر امید، دکتر کرمی، دکتر علیپور، دکتر جعفری، دکتر باقری، دکتر جعفرزاده، دکتر عبداله شمس، دکتر زکیه کاظمی، دکتر آذین نادری، دکتر مرصیه ویس کرمی، مهندس حقیقی، یونس سرشتی، مهدی بازاری، عرفان عمیدی مهر، عدنان باقری، پوریایلیخانی و مهدی میری و خانم سیده مرضیه کعبه، فاطمه میکان، زینب خدا بخشی، معصومه جعفری، فرزانه فعلی، یاسمن حلاکونی، شیوا مسکینی، سبیلایری، سیده مرضیه حسینی، شیرین نبی زاده، مرضیه اسدی اورگانی، زهره میرشکاران، عطیه نجیب، فائزه مطیعی تبار، زهرا شکوهی راد، زینب اورک، محبوبه عرب زاده، فائزه یحیی زاده، راضیه مهابادی، محبوبه فخرزاده، زهره اشجاری، فرزانه پرنکشی، مریم شوقانی، مینا شمری، سمیه نادری، مهدیه وحدانی، مرضیه شیخی، دینا قربانی، نازنین محمودزاده، عاتقه علیپور، لیلا شیخی، ناهید حسوند، مناز رحمتی، الهه شستر، فاطمه میری، مینا ثابت قدم، راضیه صیادی، سمیرا جعفری، نجمه جعفرزاده که در طول مدت تحصیل از نظرات ایشان بهره‌برده‌ام، کمال تشکر و قدردانی را دارم. همچنین از خانم مهندس سعیدی، مهندس فارسی، آقایان مهندس میرباقری، مهندس قوشه‌ای، مهندس محمدیان، آقای آجدرانی قدردانم. در پایان از خانواده‌ام، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد تیرولوژی، اقتصادی، آب‌شناسی، تکنیک، ژئوشیمی، زیست محیطی و تمامی دوستان نیک اندیشم که لطف و محبتشان، همواره در طول انجام این پژوهش بهرام بود، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

حدیقه خاتون کاظمی (میشود)

تعهدنامه

اینجانب حدیقه خاتون کاظمی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود و نویسنده‌ی رساله‌ی با عنوان پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختمانی ماگماتیسم بازی آلکالن پرمین در ناحیه بلده البرز مرکزی.

تحقیقات در این رساله توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.

در استفاده از نتایج پژوهش‌های دیگر محققان به مرجع مورد استفاده استناد شده است. مطالب مندرج در رساله تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.

حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی رساله تاثیرگذار بوده اند رعایت شد است.

در کلیه مراحل انجام این رساله، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

امضاء: حدیقه خاتون کاظمی

تاریخ: ۱۳۹۸/۴/۲۴

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) 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 پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

توالی سنگی پرمین شامل سازندهای دورود (عمدتاً از ماسه‌سنگ و شیل) به سن پرمین زیرین و محیط ته-نشستی رودخانه‌ای-دلتایی، روته (عمدتاً از سنگ آهک با بین لایه‌های مارنی) به سن پرمین میانی و محیط ته-نشستی رمپ کربناته با شیب ملایم و نسن (عمدتاً از سنگ آهک و شیل) به سن پرمین بالایی و محیط ته-نشستی لاگون، پشته‌های سدی و دریای باز، در محدوده شهرستان آمل در بخش شمالی رشته کوه‌های البرز مرکزی دربردارنده سنگ‌های آذرین مافیک شامل بازالت، میکروگابرو و لامپروفیر هستند. این سنگ‌ها به شکل توده نفوذی (میکروگابرو، لامپروفیر) در داخل سازند دورود و بخش زیرین سازند روته و به شکل خروجی (بازالت) و آذرآواری در داخل بخش بالایی سازند روته رخنمون دارند. بافت‌های پورفیری، میکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری، غربالی، اینترسرتال، تراکیتی، بادامکی، افیتیک، ساب افیتیک، پوئی کیلیتیک، گرانولار و اینترگرانولار از بافت‌های غالب در سنگ‌های آذرین منطقه هستند. فلدسپار و کلینوپیروکسن در بازالت‌ها و گابروها و آمفیبول در لامپروفیرها از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. ترکیب فلدسپارهای موجود در بازالت‌ها در محدوده آندزین - لابرادوریت و در گابروها در محدوده لابرادوریت، الیگولاز، آلبیت و آنورتوکلاز و لامپروفیر در محدوده الیگولاز، آلبیت و آنورتوکلاز، قرار دارد. کلینوپیروکسن‌ها از نوع آهن، منیزیم و کلسیم دار و تهی از سدیم هستند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در بازالت‌ها، گابروها و لامپروفیر در محدوده‌های دیوپسید و اوژیت و تعداد اندکی نیز در محدوده پیژونیت قرار دارند. آمفیبول‌ها از گونه کلسیک و شامل کرسوتیت، پارگازیت، ادنیت، چرماکیت و مگنزیوهایستینگزیت هستند.

این سنگ‌ها درنمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین (HREE) دارند. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، دارای تمرکز بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و تهی‌شدگی از عناصر K, Nb, Zr هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی در محدوده کافت درون قاره‌ای با ویژگی‌های گوشته محل منبع جزایر اقیانوسی قرار می‌گیرند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی کمتر از ۲۰ درصد یک گوشته اسپینل-گارنت لرزولیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده و همزمان با فاز کششی پرمین در لبه جنوبی حوضه اقیانوسی تتیس کهن در البرز بالا آمده و در توالی سنگی پرمین جایگزین شده است.

کلمات کلیدی: بازالت، گابرو، لامپروفیر، پرمین، البرز مرکزی، بلده، تتیس کهن.

لیست مقالات مستخرج شده از پایان نامه

❖ ماگماتیسیم آلکالن بازی پرمین بلده، البرز مرکزی: شاهدهی بر تداوم حوضه کششی کافتی

پرمین در البرز

❖ موقعیت سنگ چینهای و تنوع رخدادهای سنگهای آذرین بازیک آلکالن در واحدهای

سنگ چینهای پرمین، پهنه البرز مرکزی

❖ شیمی کانیها و زمین دما - فشارسنجی سنگهای آذرین بازیک آلکالن در واحدهای

سنگی پرمین، پهنه البرز مرکزی

❖ **Mineral chemistry; Thermobarometry and geochemistry temperature; Petrogenesis of rocks in central Alborz in the Baladeh region of Iran.**

فصل اول: کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی به مناطق مورد مطالعه	۲
۱-۱-۱- رخنمون سد سیاه بیشه	۲
۱-۱-۲- رخنمون هریجان	۲
۱-۱-۳- رخنمون بلده	۳
۱-۱-۴- رخنمون یوش	۳
۱-۱-۵- رخنمون ورازان	۳
۱-۱-۶- رخنمون زرین کمر	۳
۱-۲- آب و هوا و پوشش گیاهی	۴
۱-۳- ژئومورفولوژی	۵
۱-۴- مطالعات پیشین	۶
۱-۵- اهداف و ضرورت انجام تحقیق	۷
۱-۶- روش پژوهش	۸
۱-۶-۱- مطالعات کتابخانه‌ای	۸
۱-۶-۲- مطالعات صحرایی	۸
۱-۶-۳- مطالعات و روش‌های آزمایشگاهی	۹
۱-۶-۳-۱- مطالعات پتروگرافی	۹
۱-۶-۳-۲- تجزیه شیمیایی سنگ کل	۹
۱-۶-۳-۳- مطالعات میکروپروب الکترونی	۱۰

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه	۱۴
۲-۲- کلیاتی درباره‌ی سرگذشت البرز مرکزی در خلال پالئوزوئیک تا پرمین	۱۵
۲-۳- زمین‌شناسی عمومی و چینه‌شناسی مناطق مورد مطالعه	۱۶
۲-۳-۱- سازند دورود	۱۸
محیط رسوبی سازند دورود	۲۲
۲-۳-۲- سازند روته	۲۳
محیط رسوبی سازند روته	۲۹

۳۲	 ۳-۳-۲ سازند نسن
۳۵	 محیط رسوبی سازند نسن
۳۸	 ۴-۳-۲ واحدهای سنگی مزوزوئیک
۳۹	 ۵-۳-۲ تحلیل زمین دینامیکی حوضه

فصل سوم: پتروگرافی

۴۴	 ۱-۳ مقدمه
۴۵	 ۲-۳ پتروگرافی سنگ‌های آذرین
۵۲	 ۲-۲-۳ پتروگرافی بازالت‌ها
۵۴	 ۳-۲-۳ پتروگرافی گابروها
۵۶	 ۴-۲-۳ پتروگرافی لامپروفرها
۵۸	 ۳-۳ کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه
۵۸	 ۱-۳-۳ پلاژیوکلاز
۶۰	 ۲-۳-۳ کلینوپیروکسن
۶۲	 ۳-۳-۳ آمفیبول
۶۵	 ۴-۳ کانی‌های فرعی تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه
۶۵	 ۱-۴-۳ الیوین
۶۵	 ۲-۴-۳ کانی‌های اپک
۶۷	 ۵-۳ کانی‌های ثانویه تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه
۶۷	 ۱-۵-۳ کلریت
۶۷	 ۲-۵-۳ کوارتز
۶۸	 ۳-۵-۳ کلسیت
۶۸	 ۴-۵-۳ ایدنگزیت

فصل چهارم: شیمی کانی و مائثر شیمی

۷۲	 ۱-۴ مقدمه
۷۲	 ۲-۴ مراحل انجام کار با دستگاه الکترون مایکروپروپ
۷۳	 ۳-۴ شیمی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین منطقه
۷۴	 ۱-۳-۴ شیمی کلینوپیروکسن
۸۵	 ۴-۴ تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی

۸۵	۴-۴-۱- دما - فشار سنجی (Thermobarometry)
۸۶	۴-۴-۱- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش (Seosoo, 1997)
۸۷	۴-۴-۲- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش (Putirka 2008)
۹۱	۴-۳-۲- شیمی فلدسپار
۹۲	۴-۳-۳- آمفیبول

فصل پنجم: ژئوشیمی سنگ‌ها

۹۸	۵-۱- مقدمه
۹۹	۵-۲- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی
۹۹	۵-۲-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
۱۰۰	۵-۳- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۱۰۱	۵-۴- رده‌بندی شیمیایی
۱۰۵	۵-۵- بررسی تحولات ماگمایی سنگهای آذرین مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات
۱۰۵	۵-۵-۱- نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 و MgO
۱۱۰	۵-۵-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر MgO
۱۱۳	۵-۵-۳- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار
۱۱۶	۵-۶- نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری
۱۱۷	۵-۶-۱- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت
۱۱۸	۵-۶-۲- نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشتی اولیه

فصل ششم: پتروژنز

۱۲۴	۶-۱- مقدمه
۱۲۴	۶-۲- جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین پرمین
۱۲۴	۶-۲-۱- نمودار $\text{MgO-FeO}_{(T)}\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Pearce and Gale, 1977)
۱۲۵	۶-۲-۲- نمودار Ti-Zr-Y (Pearce and Cann, 1973)
۱۲۵	۶-۲-۳- نمودار Hf-Nb-Th (Wood, 1980)
۱۲۵	۶-۲-۴- نمودار TiO_2 در برابر Y/Zr (Winchester & Floyd, 1976)
۱۲۵	۶-۲-۵- نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979)
۱۲۵	۶-۲-۶- نمودار V در برابر Ti/1000 (Shervais, 1982)
۱۲۶	۶-۲-۷- نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1982)

- ۱۲۶..... (Jafari and Sheikh, 2013) Th/Nb در برابر Ce/Nb -۸-۲-۶ نمودار
- ۱۲۸..... (Verma et al., 2006) تعیین جایگاه زمین‌ساختی -۹-۲-۶ نمودارهای
- ۱۳۴..... نقش فرایندهای تحولی در خلال صعود ماگما -۳-۶ نقش
- ۱۳۵..... فرایندهای آشیانه ماگمایی: بررسی نقش آلودگی پوستهای -۴-۶ فرایندهای

فصل هفتم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

- ۱۴۰..... نتیجه‌گیری
- ۱۴۲..... پیشنهادات
- ۱۴۳..... منابع
- ۱۵۷..... پیوست‌ها

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی راه‌های ارتباطی مناطق مورد مطالعه ۴
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره ای منطقه‌ی مورد مطالعه که موقعیت مناطق بلده، ورازان، یوش، زرین‌کمر، هریجان، سدسیاه بیشه و نیز رخنمون‌های اصلی سنگ‌های آذرین بلده و مرزن‌آباد روی آن نشان داده شده است. ۵
- شکل ۱-۳ (الف) تصویر دستگاه سنگ شکن فکی (ب) تصویر آسیاب گلوله‌ای تنگستن کارباید ۱۰
- شکل ۱-۴- تصویری از دستگاه سوپر پروب نوع JEOL JSM -840A ساخت شرکت JEOL در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اریستوتل تسالونیسکی در کشور یونان؛ دارای ۵ طیف‌سنج با طول موج انتشاری که با شتاب دهنده‌ی ولتاژ ۲۰ کیلو ولت و جریان پرتو ۰/۴ میلی آمپر و باریکه‌ای از جریان به قطر ۵ میکرومتر انجام می‌شود (قابلیت تجزیه به صورت شبانه روزی). ۱۱
- شکل ۱-۲- نقشه‌ی زون‌های زمین شناسی ساختاری ایران و موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه اقتباس از (Stocklin, 1968). ۱۴
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، برگرفته شده از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ (Vahdati Daneshmand (1991) با کمی تغییرات. ۱۷
- شکل ۲-۳- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود و روته در کیلومتر ۱۰ جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال). الف، ب، پ، ت، ث، ج، چ) نمایی از توالی سازند تخریبی دورود، دو بخش؛ زیرین (۱- شیل و آهک نازک لایه) و بالایی (۲- آهک ضخیم لایه) سازند روته a حضور یک دایک میکروگابرویی در آن سازند دورود b محیط رودخانه‌ای در آن (پ) نمایی از حالت لنزی و نازک شونده‌ی لایه‌های ماسه سنگی و شیلی سازند دورود که نمایانگر محیط کانال رودخانه‌ای برای تشکیل آنهاست. ۲۱
- شکل ۲-۴- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود و روته در غرب روستای هریجان (دید به سمت شمال). الف، ب، پ، ت) حضور یک دایک‌های لامپروفیری در داخل سازند دورود و یک گسل خوردگی. ۲۱
- شکل ۲-۵- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود (الف) حضور یک سیل میکروگابرویی در داخل سازند دورود در غرب روستای هریجان (دید به سمت شمال). (ب) نمایی از رپیل‌مارک در سازند دورود (دید به سمت شمال). (پ) نمایی نزدیک از واحد شیل و ماسه سنگی قرمز محیط رودخانه‌ای سازند دورود در کیلومتر ۱۰ جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال). (ت) حضور یک دایک میکروگابرویی در داخل سازند دورود در روستای هریجان (دید به سمت شمال). ۲۲
- شکل ۲-۶- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود و روته در شرق روستای هریجان (دید به سمت شرق). الف، ب، پ، ت) توالی سازندهای دورود و روته و ۱- حضور روانه‌های بازالتی در بخش بالایی سازند روته و ۲- حضور یک دایک میکروگابرویی و گسل خوردگی در آن. ۲۶
- شکل ۲-۷- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در جاده بلده به رویان. الف، ب) حضور دایک و گدازه بازالتی (پ) حضور آهک نازک لایه به رنگ‌های روشن و سیاه (ت) حضور منشورهای بازالتی در سازند روته. ۲۶
- شکل ۲-۸- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در جاده بلده به رویان. الف، ب، پ) نمایی از سازند روته در دو بخش؛ زیرین (۱- شیل و آهک نازک لایه) و بالایی (۲- آهک ضخیم لایه). ۲۷
- شکل ۲-۹- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در روستای یوش. الف) میکروگابرو (ب) بازالت (پ) آگلومرا ۲۷
- شکل ۲-۱۰- تصاویری از سازندهای روته و نسن در جاده بلده به رویان. الف، ب) بازالت. ۲۷
- شکل ۲-۱۱- تصاویری از گدازه‌های بازالتی در سازند روته. الف، ب) نمای نزدیک از برونریزی مستقیم گدازه‌های بازالتی بر روی آهک‌های سازند روته. ۲۷
- شکل ۲-۱۲- تصاویری از فرامینیفیرهای کفزی موجود در توالی سازند روته در برش بلده. ۲۸

- شکل ۲-۱۷- تصاویری از محیط رسوبی سازند روته الف) بیوکلاست بریوزوئر اکینید پکستون ب) بیوکلاست کلسی سفر اکینید پکستون پ) بیوکلاست داسی کلا داسه آ پکستون ت) پلوئید بیوکلاست گرینستون ث) بیوکلاست داسی کلا داسه آ پکستون ج) استراکد داسی کلا سه آ پکستون چ) استراکد اکینید پلوئید پکستون ح) بیوکلاست اسپیکول اکینید پکستون..... ۳۱
- شکل ۲-۱۳- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود، روته، نسن، الیکا و شمشک در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی بلده در البرز مرکزی و گدازه‌های بازالتی و گسل خوردگی (دید به سمت شمال شرق). ۳۶
- شکل ۲-۱۴- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته، نسن، الیکا و شمشک یا نمایی دور از توالی سازندهای روته، نسن، الیکا و شمشک در کیلومتر ۱۰ جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال). ۳۶
- شکل ۲-۱۵- توالی چین‌شناسی سنگ‌های پرمین برش بلده (بدون مقیاس زمین‌شناسی). ۳۷
- شکل ۲-۱۶- تصویری از شروع سازند الیکا در ۱۰ کیلومتری جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال). ۳۸
- شکل ۳-۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیری (برگرفته از Xu et al., 2009). ۴۸
- شکل ۳-۲- تصاویر بافت‌های دیده شده در بازالت‌ها الف و ب) الیوین‌بازالت با بافت میکروولیتی پورفیری جریان‌ی (پورفیری) پ و ت) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری- بادامکی ث و ج) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری جریان‌ی چ) بازالت با بافت میکروولیتی ح) بازالت با بافت اینترگرانولار- میکروولیتی پورفیری - اینترستال خ) بازالت با بافت گلومروپورفیری جریان‌ی و هیالومیکروولیتی پورفیری آمیگدالوئید د) بازالت با بافت میکروولیتی پورفیری آمیگدالوئید و بافت گلومروپورفیری جریان‌ی. ۵۴
- شکل ۳-۳- تصاویر بافت‌های دیده شده در گابروها الف و ب) گابرو با بافت افیتیک و ساب افیتیک (اینترگرانولار) پ) گابرو با بافت اینترگرانولار ت) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ث) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ج) گابرو با بافت گرانولار و اسکلتی ۵۶
- شکل ۳-۴- تصاویر بافت‌های دیده شده در لامپروفیرها الف تا ت) لامپروفیر با بافت پورفیری و منطقه‌بندی ترکیبی و هورنبلند فراوان (میکروولیتی پورفیری) ۵۸
- شکل ۳-۵- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی کانی‌های اصلی الف ب) گابرو با بافت افیتیک، ساب افیتیک و اینترگرانولار و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اپک در نور XPL. پ، ت) لامپروفیر با بافت پورفیری، میکروولیتی پورفیری و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در نور XPL و PPL. ث، ج) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری جریان‌ی و دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سنتیک در نور XPL. چ) گابرو با بافت اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL. ح) گابرو با بافت اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت، اپک و تیغه‌های خورشیدی پره‌نیت در نور XPL. خ، د) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری جریان‌ی، میکروولیتی پورفیری دو نسل پلاژیوکلاز با دوره‌های متفاوت سرد شدن، کلریت و اپک به صورت ثانویه در نور XPL و PPL. ذ، ر) بازالت با بافت هیالو میکروولیتی پورفیری آمیگدالوئید، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز کلینوپیروکسن و کلسیت در نور XPL و PPL. ز، ژ) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در نور XPL و PPL. س، ش) گابرو با بافت افیتیک و پوئی‌کیلریت دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL و PPL. ص، ض) بازالت با بافت میکروولیتی پورفیری جریان‌ی و دارای خلیج‌خوردگی و کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اپک در نور XPL و PPL. ۶۴
- شکل ۳-۶- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی کانی‌های فرعی الف، ب) بازالت با بافت میکروولیتی پورفیری جریان‌ی و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین ایدنگذیتی شده، کلریت و اپک در نور XPL و PPL. پ، ت) گابرو نوع کانی اپک؛ مگنتیت ث، ج) گابرو با بافت گرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک و پوئی‌کیلریت و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL و PPL. چ، ح) گابرو با بافت گرانولار و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL و PPL. ۶۷
- شکل ۳-۸- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی کانی‌های ثانویه الف، ب) گابرو با بافت اینترگرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک و دارای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت، کلسیت و اپک در نور XPL و PPL. ت) بازالت با بافت اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک و دارای

- کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت و کلسیت در نور XPL و PPL (ث، ج) بازالت با بافت آمیگدالوئید دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپيروكسن، کلسیت در نور XPL و PPL. ۶۹.....
- شکل ۴-۱- میانگین مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی در کلینوپيروكسن‌های مورد مطالعه. ۷۵.....
- شکل ۴-۲- طبقه‌بندی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده روی نمودار (Morimoto et al., 1988). ۷۷.....
- شکل ۴-۳- تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپيروكسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده، در نمودار Mg# در برابر عناصر Ti, Al, K, Ni, Cr, Mg, Ca, Si, Fe²⁺, Mn, Fe³⁺ و Na بر پایه apfu. ۷۸.....
- شکل ۴-۴- (الف) نمودار تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلینوپيروكسن‌ها Al^{VI}+2Ti+Cr در برابر Al^{IV}+Na برای نمونه‌های آذرین پرمین منطقه بلده (Schweitzer et al., 1979). (ب) توزیع Al در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت وجهی (تتراهدری و اکتاهدری) در کلینوپيروكسن‌های منطقه بلده به تناسب مقدار درصد آب ماگما (Helz, 1973). (پ) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Aoki and Shiba, Al^{VI} (1973). ۸۰.....
- شکل ۴-۵- موقعیت کلینوپيروكسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه، (الف) نمودار Al-Si و (ب) نمودار Ti در مقابل Al^{IV} که نشان‌دهنده مقدار تیتانیم در این کانی‌ها می‌باشد. ۸۰.....
- شکل ۴-۶- موقعیت کلینوپيروكسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین بلده نمودار Ti+Cr در برابر Ca ارائه شده توسط (Le Terrier et al., 1982). (بازالت‌های کمان آتشفشانی، (بازالت‌های کوهزایی)، D- تولیت‌های جزایر اقیانوسی و تولیت‌های حوضه پشت کمانی، (بازالت‌های غیرکوهزایی). ۸۲.....
- شکل ۴-۷- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین پرمین بلده نمودار F₁-F₂ (Nisbet and Pearce, 1977). ۸۳.....
- شکل ۴-۹- موقعیت کلینوپيروكسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه نمودار Ti در مقابل Ca+Na (Le Terrier, 1982). ۸۵.....
- شکل ۴-۱۰- (الف) نمودار تعیین دمای کلینوپيروكسن (Seosoo, 1997). (ب) نمودار تعیین فشار تبلور پیروکسن‌ها (Seosoo, 1997). ۸۷.....
- شکل ۴-۱۱- نمایش محدوده‌ی دما و فشار تبلور کلینوپيروكسن‌های منطقه به روش (Putirka et al; 2008). ۸۹.....
- شکل ۴-۱۲- نمایش محدوده‌ی دما و فشار تبلور کلینوپيروكسن‌های منطقه به روش (Nimis and Taylor (2000); Nimis (1995). ۹۰.....
- شکل ۴-۱۳- ترکیب شیمیایی فلدسپارهای سنگ‌های آذرین پرمین بلده براساس رده‌بندی (Deer et al. (1992). ۹۲.....
- شکل ۴-۱۴- نمودارهای رده‌بندی و نامگذاری آمفیبول‌های موجود در لامپروفیرهای پرمین منطقه بلده براساس رده‌بندی (Leake et al., 1977). ۹۳.....
- شکل ۴-۱۵- (الف) موقعیت آمفیبول‌های مورد مطالعه در نمودار Al_{Total} در برابر Fe^I/(Fe^I+Mg) (Schmidt (1992). ۹۴.....
- (ب) موقعیت آمفیبول‌های سنگ‌های نفوذی پرمین منطقه مورد مطالعه در نمودار Al_{Total} در برابر Ti. (Hynes (1982). ۹۴.....
- شکل ۴-۱۶- نمودار دما - فشار آمفیبول و پلاژیوکلاز به همراه تصویر شماتیک از ساختار لیتوسفر در شمال ایران (Motaghi et al., 2012). ۹۵...
- شکل ۵-۱- موقعیت سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه بر روی نمودارهای، (الف) Na₂O+K₂O در مقابل Na₂O/K₂O (Takanashi et al, 2011)، بر این اساس تمام سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در محدوده غیر دگرسان شده واقع شده‌اند. (ب) SiO₂ در برابر Na₂O + K₂O (Le Bas et al., 1986). (پ) SiO₂ در برابر Na₂O + K₂O (Middlemost, 1994). Error! Bookmark not defined. ۹۵.....
- شکل ۵-۲- موقعیت سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بر روی نمودار، (الف) Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977)، (ب) Zr/TiO₂ در برابر SiO₂ (Winchester and Floyd, 1977). ۱۰۳.....
- شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های آذرین پرمین البرز مرکزی در نمودارهای (الف) Nb/Y در برابر (Zr/TiO₂)*0.0001 (Winchester and) (Floyd, 1977). (ب) Co در برابر Th (Hastie et al., 2007). ۱۰۴.....

- شکل ۵-۴- 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). ۱۰۴.....
- شکل ۵-۵- میانگین مقادیر عناصر اصلی در رخنمونهای مناطق مورد مطالعه. ۱۰۶.....
- شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 (Harker, 1909) برای سنگهای آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه. ۱۰۹.....
- شکل ۵-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO (Fenner) برای سنگهای آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه. ۱۱۰.....
- شکل ۵-۸- نمودارهای عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار Ni ، Co ، Rb و Sr در برابر MgO برای سنگهای آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه. ۱۱۳.....
- شکل ۵-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار - ناسازگار و ناسازگار - سازگار در برابر یکدیگر برای سنگهای آذرین مورد مطالعه... ۱۱۵.....
- شکل ۵-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نسبتهای آنها مقابل هم برای سنگهای آذرین مورد مطالعه... ۱۱۶.....
- شکل ۵-۱۱- نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگهای آذرین پرمین منطقه بلده، همگی دارای غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و LREE نسبت به HREE هستند. ۱۱۸.....
- شکل ۵-۱۳- نمودار تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در برابر Zr برای سنگهای آذرین مناطق مورد مطالعه. ۱۲۱.....
- شکل ۶-۱- موقعیت سنگهای آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی الف) نمودار $MgO-FeO_{(T)}-Al_2O_3$ (Pearce & Gale, 1977) ب) نمودار $Ti-Zr-Y$ (Pearce & Cann, 1973) پ) نمودار $Hf-Nb-Th$ (Wood, 1980) ت) نمودار TiO_2 در برابر Y/Zr (Winchester & Floyd, 1976) ث) نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce & Norry, 1979) ج) نمودار V در برابر $Ti/1000$ (Shervais, 1982) چ) نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1982). ح) نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafri and Sheikh, 2013). ۱۲۸.....
- شکل ۶-۳- موقعیت سنگهای آذرین مناطق مورد مطالعه در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)؛ ب) Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989). ۱۳۰.....
- شکل ۶-۴- موقعیت سنگهای آذرین+ مورد مطالعه در نمودار تعیین ویژگیهای محل منشأ Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008). ۱۳۰.....
- شکل ۶-۵- نمودار La/Lu در برابر La جهت تشخیص تغییرات درجه ذوببخشی (Lustrino et al., 2002). ۱۳۱.....
- شکل ۶-۶- موقعیت سنگهای آذرین مورد مطالعه در نمودارهای تعیین درجه ذوببخشی الف) Sm/Yb در برابر Sm (Li and Chen, 2014) ب) La/Sm در برابر La (Aldanmaz et al., 2000). ۱۳۳.....
- شکل ۶-۷- نمودار تعیین عمق منشأ گیری ماگمای تشکیل دهنده سنگهای آذرین منطقه براساس Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992). ۱۳۴.....
- شکل ۶-۸- موقعیت سنگهای آذرین مورد مطالعه در نمودار تغییرات MgO در برابر Ni برای تعیین ماگمای اولیه از ثانویه (Varekamp et al., 2010; George and Rogers, 2002). ۱۳۵.....
- شکل ۶-۹- نمودار تغییرات سنگهای آذرین مناطق مورد مطالعه Nb/Th در برابر Nb/La (Xu et al., 2015). ۱۳۶.....
- شکل ۶-۱۰- الگوی زمینساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازیک و نقش محل منبع گوشتهای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پرمین بلده در پهنه البرز مرکزی. ۱۳۷.....

فهرست جداول

- جدول ۱-۱ مختصات جغرافیایی مناطق مورد مطالعه ۲
- جدول ۱-۳ - علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل (Whitney and Evans, 2010) ۴۴
- جدول ۱-۴ انواع کانی‌ها و تعداد نقاط آنالیز شده در رخنمون‌های مختلف مجموعه‌ی سنگ‌های آذرین بلده به همراه نشانه‌های اختصاری کانی‌ها ۷۴
- جدول ۲-۴ میانگین تعدادی از اکسیدهای عناصر اصلی در کلینوپیروکسن‌های مناطق مورد مطالعه ۷۵
- جدول ۱-۵ - مشخصات جغرافیایی محل برداشت سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه جهت تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل ۹۹

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی به مناطق مورد مطالعه

مناطق مورد مطالعه در محدوده شهرستان آمل؛ در ۱۸۰ کیلومتری شمال شرقی تهران و در بخش شمالی رشته کوه‌های البرز مرکزی واقع شده است. نزدیک‌ترین راه دسترسی به آن؛ جاده آسفalte تهران- آمل است که در دره رودخانه هراز احداث شده است. از سیاه بیشه جاده هراز (زردبند) و در محل دوآب، جاده‌ای شرقی- غربی در راستای دره نور تا شهرستان بلده و پس از آن تا پل زنگوله در در جاده چالوس (شمال تونل کندوان) امتداد یافته است و فزون بر آن‌ها در سطح مناطق مورد مطالعه شماری جاده‌های فرعی نیز دیده می‌شوند. مسیر دیگری که از آن طریق می‌توان به مناطق مورد مطالعه راه یافت، از جاده کرج - چالوس می‌باشد (شکل‌های ۱-۱ و ۱-۲). رخنمون‌های سنگی پرمین در حد فاصل جاده هراز تا جاده چالوس حاوی سنگ‌های آذرین هستند. حداقل شش رخنمون در نزدیکی بلده، ورازان، یوش، زرین کمر (زردکمر)، سد سیاه‌بیشه و هریجان مورد بررسی زمین‌شناختی و نمونه‌برداری قرار گرفته‌اند که به شرح زیر می‌باشند:

جدول ۱-۱ مختصات جغرافیایی مناطق مورد مطالعه

عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	منطقه
۵۱°۱۹'۱۵"	۳۶°۱۱'۵۵"	سد سیاه بیشه
۵۱°۱۹'۱۹"	۳۶°۱۴'۲۶"	هریجان
۵۱°۴۸'۲۱"	۳۶°۱۱'۵۵"	بلده
۵۱°۴۳'۱۷"	۳۶°۱۱'۲۵"	یوش
۵۱°۴۷'۲۲"	۳۶°۱۷'۱۴"	ورازان
۵۱°۴۹'۴۱"	۳۶°۱۲'۲۸"	زرین کمر

۱-۱-۱- رخنمون سد سیاه بیشه

رخنمون سد سیاه‌بیشه در مختصات جغرافیایی ۳۶°۱۱'۵۵" شمالی و ۵۱°۱۹'۱۵" شرقی در نزدیکی مرزن‌آباد قرار دارد. در این محل رخنمون‌های زیادی از سنگ‌های بازالتی، میکروگابرویی و لامپروفیری در واحدهای سنگی پرمین دیده می‌شود (شکل ۱-۱).

۱-۱-۲- رخنمون هریجان

رخنمون هریجان در مختصات جغرافیایی ۳۶°۱۴'۲۶" شمالی و ۵۱°۱۹'۱۹" شرقی در نزدیکی روستای هریجان از توابع بخش کلاردشت شهرستان چالوس قرار دارد. رخنمون‌هایی از سنگ‌های بازالتی، میکروگابرویی و لامپروفیری در واحدهای سنگی پرمین در کنار جاده دیده می‌شوند (شکل ۱-۱).

۱-۱-۳- رخنمون بلده

رخنمون بلده در مختصات جغرافیایی $36^{\circ}11'55''$ شمالی و $51^{\circ}48'21''$ شرقی در پهنه البرز مرکزی از سیاه بیشه در جاده چالوس در غرب تا شرق بلده ادامه دارد. واحدهای پرمین در این منطقه شامل سنگ‌های بازالتی و میکروگابرویی در سازندهای دورود و روته هستند (شکل ۱-۱).

۱-۱-۴- رخنمون یوش

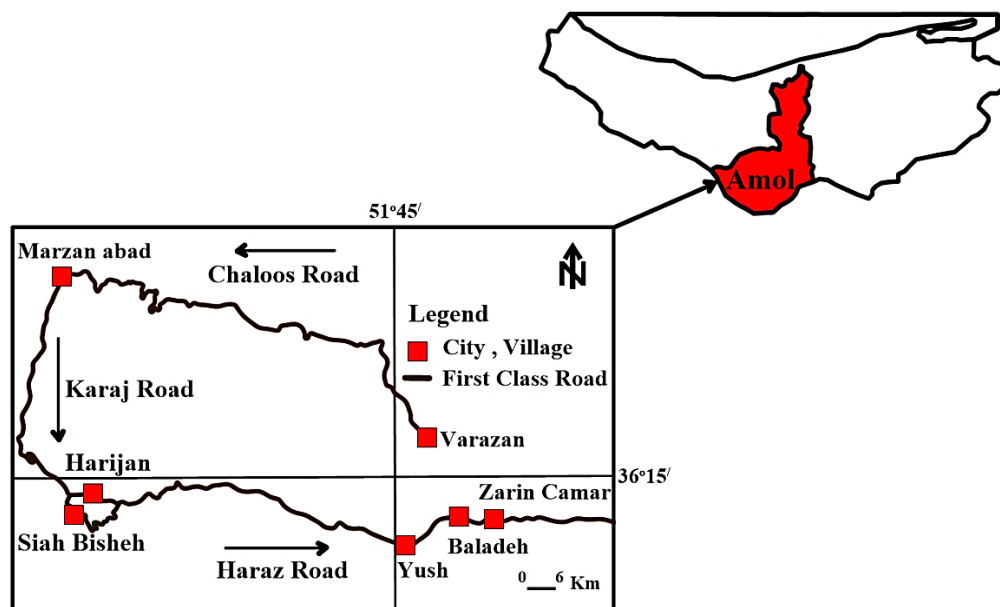
رخنمون یوش در مختصات جغرافیایی $36^{\circ}11'25''$ شمالی و $51^{\circ}43'17''$ شرقی در بخش بلده، شهرستان نور قرار دارد. راه دسترسی به این روستا از طریق بلده - پُل زنگوله بوده و فاصله آن با شهرستان نور ۹۰ کیلومتر و با شهر بلده ۸ کیلومتر می‌باشد. یکی از شاخه‌های بزرگ رودخانه هراز از روستای یوش می‌گذرد. رخنمون‌هایی از سنگ‌های بازالتی، میکروگابرویی و لامپروفیری در واحدهای سنگی پرمین در این منطقه دیده می‌شود (شکل ۱-۱).

۱-۱-۵- رخنمون ورازان

رخنمون ورازان در مختصات جغرافیایی $36^{\circ}17'14''$ شمالی و $51^{\circ}47'22''$ شرقی حدود ۷۲ کیلومتری شهرستان نور واقع شده و از مشرق به یوش و بلده مشرف است. این روستا دارای آب و هوای معتدل و کوهستانی می‌باشد. رخنمون‌های سنگی پرمین دارای سنگ‌های بازالتی، میکروگابرویی و میان‌لایه‌های رسوبی می‌باشد (شکل ۱-۱).

۱-۱-۶- رخنمون زرین کمر

رخنمون زرین کمر (زردکمر) در مختصات جغرافیایی $36^{\circ}12'28''$ شمالی و $51^{\circ}49'41''$ شرقی در نزدیکی همین روستا از توابع شهر بلده نور واقع است. فاصله آن با پُل دوآب ۴۵ کیلومتر و با پُل زنگوله ۱۱۷ کیلومتر می‌باشد. رودخانه هراز از این روستا نیز عبور می‌کند. رخنمون سنگی پرمین دارای سنگ‌های بازالتی می‌باشد (شکل ۱-۱).



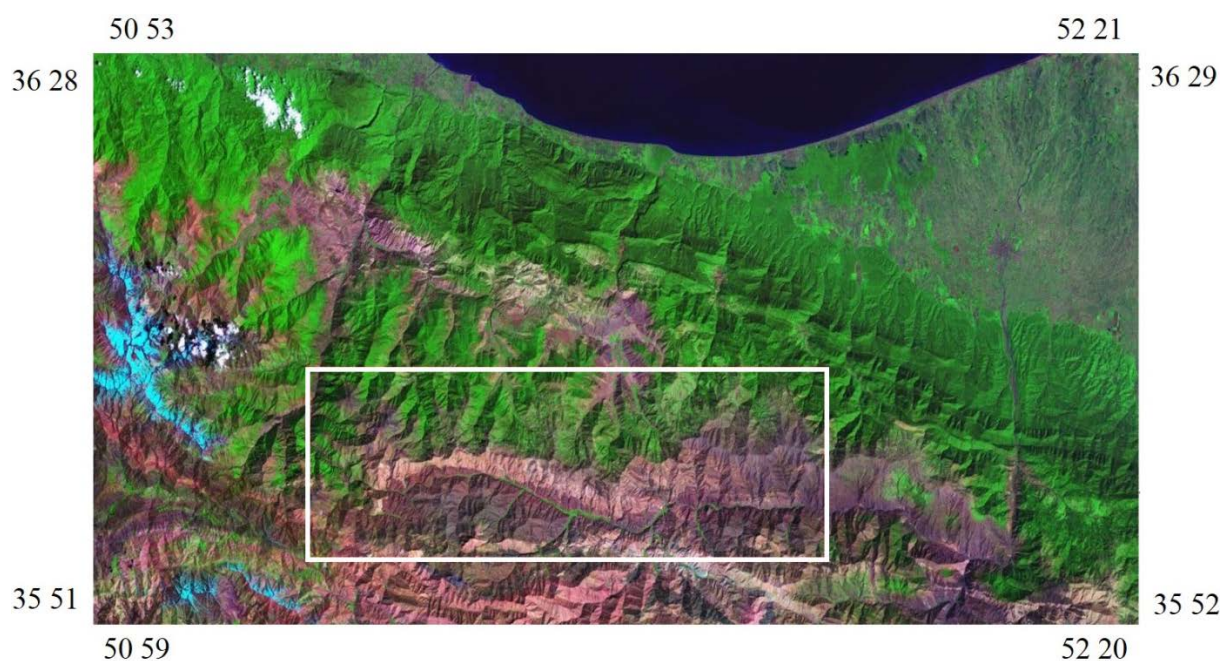
شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی مناطق مورد مطالعه

۱-۲- آب و هوا و پوشش گیاهی

قرارگیری منطقه مورد مطالعه در دامنه شمالی رشته کوه‌های البرز منجر به رطوبت بیشتر و پوشش گیاهی متراکم و پوشش جنگلی انبوه شده است. بخش شمالی منطقه (جلگه جنوبی خزر)، شرایط آب و هوایی اقلیم مدیترانه‌ای معتدل دارد که در آن ایام خشک حدود ۴۰ تا ۱۰۰ روز در سال است. در این اقلیم، بارندگی تابستان کم و بیش وجود دارد و شدت بارندگی غالباً در اوایل پاییز و گاهی در اوایل بهار است. در نواحی مرتفع‌تر و نیز در بخشی از جلگه‌های ساحلی دور از دریا، شرایط آب و هوایی اقلیم مدیترانه‌ای گرم دیده می‌شود. شمار ایام خشک حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ روز در سال می‌باشد. معمولاً این نواحی دارای بارندگی تابستانه هستند و شدت بارندگی بیشتر در اوایل بهار و گاهی در اواخر پاییز است. این مناطق در فصل گرما دارای آب و هوای گرم (ایستگاه بلده با میانگین حدود ۳۳۷mm بارندگی سالیانه) و معتدل (ایستگاه بابل با حدود ۶۷۰ mm بارندگی سالیانه و ایستگاه قائم‌شهر با میانگین حدود ۸۲۱ mm بارندگی سالیانه و نوشهر با میانگین حدود ۱۱۵۵ mm بارندگی سالیانه) و در فصل سرما دارای آب و هوای سرد و خشن بوده و اغلب توسط برف پوشیده می‌شوند. بطور معمول در ارتفاعات بالای ۱۷۰۰ تا ۱۸۰۰ متر به علت کاهش غلظت اکسیژن، درخت رشد نمی‌کند و پوشش گیاهی این گونه مناطق منحصر به درختچه و گیاهان بوته‌ای است (وحدهتی دانشمند، ۱۳۷۸).

پوشش گیاهی منطقه از تنوع بالایی برخوردار بوده و کاربردهای مختلفی در صنعت دارویی، خوراکی و تغذیه دام دارد. در دشت‌ها و کوهستان‌ها، گیاهانی مانند؛ گون، اسپند، مُرد، گُلپر، خاکشیر، پونه، و گزنه و انواع درخت و درختچه‌های جنگلی، مثل: اوجا، سپیدار، بید، تبریزی، آژیل و ولیک می‌روید. انواع جانوران غیر اهلی از قبیل:

بُزکوهی، خوک، پلنگ، خرس، گرگ، جوجه تیغی، خرگوش، شغال، سمور و گربه وحشی، زندگی می کنند. پیشه مردم منطقه کشاورزی، زراعت، باغداری و دامداری می باشد. رودخانه ها و نهلهایی پر آب با جریان های دائمی در طول سال در منطقه دیده می شوند مانند رودخانه هراز، رودخانه گرمدره، رودخانه چالوس و رودخانه کجور؛ پنجاب رود، پول رود، اوز رود، لویج رود و سرداب رود (سعیدی و قاسمی ۱۳۷۰). رودخانه ها و نهلهای پر آب با جریان آب دائمی در طول سال به فراوانی در منطقه دیده می شوند که تقریباً تمامی آنها در نهایت به سمت شمال و دریاچه خزر جریان دارند (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۸).



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره ای مناطق مورد مطالعه که محدوده رخنمون های بلده، ورازان، یوش، زرین کمر، هریجان، سدسیاه بیشه روی آن نشان داده شده است.

۱-۳- ژئومورفولوژی

واحدهای اصلی ژئومورفولوژیکی شامل کوهستان، تپه ماهور، دشت و رودخانه می باشد. واحد ژئومورفولوژیکی کوهستان به مناطقی اطلاق می شود که اختلاف ارتفاع آنها با نواحی مجاور بیش از ۵۰۰ متر باشد. به مناطقی که اختلاف ارتفاع آنها با نواحی مجاور بین ۵۰ تا ۵۰۰ متر است، تپه ماهور گفته می شود. سرزمین های نسبتاً همواری که اختلاف ارتفاع نقاط مختلف آن کمتر از ۵۰ متر است، دشت را تشکیل می دهند. به مسیل ها و رودخانه ها که مسیر جریان های سطحی را تشکیل می دهند واحد رودخانه گفته می شود.

در مناطق مورد مطالعه ارتفاعات شمالی و جنوبی منطقه واحد مورفولوژیکی کوهستان را تشکیل می‌دهد که بخش اعظم مناطق مورد مطالعه را شامل می‌شوند. کوه‌های جنوبی از شرق به غرب، کوه کبود، کوه خرسنگ، کوه پالون‌گردن و کوه خرسرک و ... می‌باشند. کوه‌های شمالی از شرق به غرب، کوه خوش‌دل، کوه ایوار (کرکه‌سو) و کوه اولج می‌باشند. ناهمواری‌های مجاور کوه‌های فوق‌الذکر که در محدوده بین کوه‌ها و رودخانه قرار گرفته‌اند، واحد مورفولوژیکی تپه‌ماهور را تشکیل می‌دهند. واحد مورفولوژیکی رودخانه شامل رودخانه اوز و شاخه‌های فرعی آن می‌شود. لازم به ذکر است که در مناطق مورد مطالعه واحد مورفولوژیکی دشت وجود ندارد و زمین‌های کشاورزی اندکی که در مسیر رودخانه اوز واقع شده‌اند در حقیقت بخشی از واحد رودخانه را تشکیل می‌دهند.

در مناطق مورد مطالعه سنگ‌های برونزد یافته منحصر به انواع رسوبی و آتشفشانی هستند و شامل کلیه ردیف‌های چینه‌شناسی از کربنیفر تا کواترنری هستند. ریخت‌شناسی ناحیه شدیداً تحت تاثیر ساخت‌های ناحیه‌ای و نیز ماهیت سنگ‌شناسی رخنمون‌هاست. از شمال به جنوب اختلاف ارتفاعی زیاد در منطقه دیده می‌شود و در آن بالاًآمدگی‌های شدید استمرار یافته تا پلئیسوسن روندی آشکار به ریخت‌شناسی ناحیه داده است. روند تقریباً شرقی - غربی رشته‌کوه‌های البرز در این منطقه، اشکال زمین ریخت‌شناسی شاخصی را پدید آورده است که از ساختمان‌های زمین ساختی عمده منطقه پیروی می‌نمایند (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۸).

رودخانه هراز در شمال سیاه بیشه، تاقدیس‌های مهم عمارت، پنجاب، برزده (برزو دشت) و پردمه دیده می‌شوند. ریخت‌شناسی هر نقطه متناسب با میزان مقاومت سازندها در برابر فرسایش است و لذا سنگ آهک‌های مقاوم سازندهای لار و تیزکوه و نیز سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه به شکل تاقدیس‌هایی، در بیشتر موارد، برجستگی‌ها و صخره‌هایی تند پله مانند را بر روی دامنه‌های نرم‌تر ماسه سنگ‌ها و شیل‌های سازند شمشک به وجود آورده‌اند (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۸).

گسل‌های مهم البرز مرکزی عبارتند از گسل خزر، گسل البرز (تاقدیس عمارت، گسل بلده، ناودیس ناگه‌سر، تاقدیس پنجاب، تاقدیس برزده و ناودیس چنگیزکوه)، گسل کندوان و گسل مشاء (اسدی و زارع، ۱۳۹۴).

۱-۴- مطالعات پیشین

وحدتی دانشمند (۱۳۷۰) در شرح نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ آمل، سعیدی و قاسمی (۱۳۷۰) در شرح نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده و وحدتی دانشمند (۱۳۷۸) در شرح نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ آمل، به وجود سنگ‌های آتشفشانی دیابازی در سازند دورود و روانه‌های بازالتی و سنگ‌های آذرآواری در بین

سازندهای روته و نسن اشاره کرده‌اند. (Gaetani et al 2009) نیز به حضور این سنگ‌ها اشاره کردند ولی موقعیت سنگ‌چینه‌ای آن‌ها را نه در بین سازندهای دورود و روته، بلکه در داخل بخش بالایی سازند روته دانستند. تنها مطالعات پترولوژی انجام شده بر روی این سنگ‌ها توسط دلاوری و همکاران (۱۳۹۶) و رستمی و همکاران (۱۳۹۶) صورت گرفته است. نامبردگان، اطلاعات سنگ‌چینه‌ای وحدتی دانشمند (۱۳۷۰ - ۱۳۷۸) و سعیدی و قاسمی (۱۳۷۰) را مبنای کار خود قرار داده‌اند و به مطالعه دقیق سنگ‌چینه‌ای این ماگماتیسم نپرداخته‌اند.

۱-۵- اهداف و ضرورت انجام تحقیق

حضور سنگ‌های آذرین در اغلب واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۳) پالئوزوئیک میانی (قاسمی و دیهمی، ۱۳۹۳) و پالئوزوئیک بالایی (دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶ و رستمی و همکاران، ۱۳۹۶) گزارش شده است. اگرچه سنگ‌های ماگمایی پالئوزوئیک زیرین و میانی تا حدود زیادی به دقت مورد مطالعه قرار گرفته و سرشت کافی درون قاره‌ای آنها به اثبات رسیده است، اما درباره ماگماتیسم پالئوزوئیک بالایی مطالعات اندک می‌باشد. دلاوری و همکاران (۱۳۹۶) بخشی از این سنگ‌ها را که تنها شامل بازالت‌های موجود در سازند نسن بوده است، مطالعه و گزارش کرده‌اند. این پژوهش اطلاعات جدیدی در مورد تحولات ماگماتیسم مرتبط با پالئوتتیس در پهنه البرز در اختیارمان می‌گذارد و با توجه به اهمیت موضوع و پراکندگی وسیع رخنمون‌های منطقه و ارتباط آن‌ها با مراحل کافت‌زایی و بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس، ضرورت انجام مطالعه‌ای دقیق‌تر و گسترده‌تر بر روی رخنمون‌های مختلف این سنگ‌ها را در سازندهای دورود، روته و نسن محرز می‌سازد. بنابراین تحقیق حاضر به منظور دستیابی به اهداف ذیل به انجام رسیده است:

(۱) بررسی ویژگی‌های چینه‌شناختی، کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی واحدهای آذرین مورد مطالعه.

(۲) تلاش جهت یافتن افق‌های سنگی فسیل‌دار در بین واحدهای سنگی آذرین میزبان به منظور شناخت بهتر محیط رسوبی و تعیین سن چینه‌شناختی سنگ‌های آذرین میزبان.

(۳) مطالعه و تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌ها توسط EPMA.

(۴) بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، نادر و نادر خاکی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.

(۵) ارائه یک الگوی ژئودینامیکی مناسب در ارتباط با تشکیل مجموعه‌ی آذرین مورد مطالعه.

۱-۶- روش پژوهش

روش پژوهش مورد استفاده در این مطالعه براساس اهداف از پیش تعیین شده و در قالب مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی و روش‌های آزمایشگاهی به شرح ذیل انجام پذیرفته است:

۱-۶-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

در این مرحله ابتدا ضمن بررسی و مطالعه‌ی کارهای انجام شده‌ی قبلی، نسبت به تهیه کلیه‌ی گزارش‌ها، مقالات و نقشه‌ها اعم از نقشه‌های زمین‌شناسی و نیز تصاویر ماهواره‌ای از منطقه‌ی مورد مطالعه اقدام گردید. همچنین در این مرحله با توجه به اهداف مورد نظر نسبت به شناسایی راه‌های دسترسی به رخنمون‌های مجموعه آذرین بلده و تعیین محل‌های احتمالی مناسب جهت برداشت‌های صحرایی، بررسی‌های اولیه صورت گرفت.

۱-۶-۲- مطالعات صحرایی

در این مرحله به منظور انجام مطالعات و برداشت‌های صحرایی، در ابتدا بازدیدهای کلی از رخنمون‌های مختلف این مجموعه صورت گرفت. سپس رخنمون‌هایی که با فاصله‌ی مناسبی از یکدیگر قرار داشته و توالی کامل‌تری از واحدهای سنگی پرمین را در معرض دید می‌گذاشتند، انتخاب شدند. پس از تعیین رخنمون‌های مناسب این مجموعه که شامل محدوده‌های شمال شرقی روستای بلده، زرین‌کمر، یوش، هریجان، سد سیاه‌بیشه و ورازان می‌باشند، نسبت به انجام مطالعات دقیق صحرایی، تعیین روابط واحدهای سنگی و برداشت نمونه‌های سنگی مناسب اقدام شد.

مطالعات صحرایی مجموعاً در طی ۱۱ روز به انجام رسید. در این مدت نمونه‌هایی مناسب از بازالت‌ها، گابروها و لامپروفیرها و میان لایه‌های رسوبی از سازندهای دورود روته و نسن برداشت گردید و روابط صحرایی میان تمامی واحدهای سنگی مورد بررسی دقیق قرار گرفت.

در مطالعات صحرایی علاوه بر نمونه‌برداری انتخابی بسیاری از رخنمون‌ها، نمونه‌برداری منظم نیز از رخنمون‌های اصلی به صورت پیمایشی صورت گرفت. به این ترتیب که در شش رخنمون اصلی (بلده، سدسیاه‌بیشه، هریجان، یوش، ورازان، زرین‌کمر) برداشت صحرایی از واحدهای سنگی دورود، روته و نسن صورت گرفت. در این پیمایش‌ها نمونه‌های مناسب از سنگ‌های آذرین جهت مطالعات پتروگرافی، تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی و شیمیایی سنگ‌کل برداشت شد.

همچنین در این پیمایش‌ها، مرز زیرین، میانی و بالایی مجموعه‌ی آذرین بلده به ترتیب با سازندهای دورود، روته و نسن مشخص شده و انواع برونزدهای آذرین و نیز میان لایه‌های رسوبی مرتبط با آنها نیز تعیین گردیده است.

۱-۶-۳- مطالعات و روش‌های آزمایشگاهی

در این پژوهش به منظور انجام مطالعات آزمایشگاهی از روش‌های زیر استفاده شده است:

۱-۶-۳-۱- مطالعات پتروگرافی

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۶۰ عدد مقطع نازک برای انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری تهیه گردید. نمونه‌ها بوسیله‌ی میکروسکوپ پلاریزان مدل OLYMPUS- DP72 در آزمایشگاه کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

۱-۶-۳-۲- تجزیه شیمیایی سنگ کل

پس از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق، به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی، تعداد ۱۸ نمونه با حداکثر تنوع ترکیبی و کمترین میزان دگرسانی از رخنمون‌های مختلف مجموعه آذرین بلده و مرزن‌آباد انتخاب و جهت تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌کل مورد آماده‌سازی قرار گرفتند. خردایش اولیه نمونه‌ها در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشگاه صنعتی شاهرود و با استفاده از دستگاه سنگ‌شکن فکی انجام پذیرفته است (شکل ۱-۳ الف). در این مرحله به منظور از بین بردن آلودگی ناشی از اضافه شدن ترکیبات خرد شده قبلی توسط دستگاه سنگ‌شکن، قبل از خردایش نمونه اصلی، بخشی از هر نمونه توسط دستگاه خرد شده است. همچنین بعد از خردایش سنگ‌ها، بخش‌هایی از سنگ که دارای بادامک، رگه‌های ثانویه و یا بخش‌های هوازده بوده‌اند از نمونه‌ی اصلی جدا شده‌اند. سپس نمونه‌ها در دستگاه آسیاب گلوله‌ای تنگستن کارباید پودر شدند (شکل ۱-۳ ب).



شکل ۱-۳ (الف) تصویر دستگاه سنگ شکن فکی (ب) تصویر آسیاب گلوله‌ای تنگستن کاربرد

تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل نمونه‌های آذرین منطقه در آزمایشگاه زراژما و به روش XRF برای اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی Wt% و با روش ICP-MS برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برحسب ppm انجام پذیرفته است. نتایج حاصل، پس از انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف موارد فرار و تعیین نسبت آهن دوظرفیتی به سه ظرفیتی، در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته‌اند. جهت تصحیح نسب Fe_2O_3/FeO در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه از نسبت‌های پیشنهادی توسط Middlemost (1989) استفاده شده است.

۱-۶-۳-۳- مطالعات میکروپروب الکترونی

پس از پتروگرافی دقیق بر روی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه و به منظور انجام مطالعات میکروپروب (EPMA) تعداد ۱۰ نمونه انتخاب و از هر نمونه یک مقطع نازک‌صیقلی در آزمایشگاه گرونا تهران تهیه گردید. سپس این نمونه‌ها در آزمایشگاه کانی‌شناسی و پترولوژی دانشگاه اریستوتل کشور یونان (Laboratory of Mineralogy and Petrology, A.U.Th (Aristotel University of Thessaloniki)) توسط Papadopoulou.Lambrini مورد تجزیه میکروآنالیزور پروب الکترونی قرار گرفتند. نتایج دستگاهی حاصله

مجموعاً شامل بیش از ۶۰۰ آنالیز نقطه‌ای از نمونه‌های آذرین منطقه می‌باشد. تجزیه میکروپروب الکترونی در آزمایشگاه دانشگاه کشور یونان با دستگاه مدل JEOL JSM-840A به روش EDS (Energy Dispersive Spectrometer)، که برای اندازه‌گیری آنالیز کمی کانی‌هایی از جمله فلدسپار، پیروکسن، آمفیبول، کلریت، بیوتیت، مگنتیت، ایلمنیت، آپاتیت، رتیل، تیتانیت، باریت و اسپینل می‌باشد، صورت گرفته است (شکل ۱-۵).

برای انجام تجزیه میکروپروب به وسیله دستگاه EPMA (Electron Probe Micro-Analyzer)، ابتدا مقاطع نازک‌صیقلی از نمونه‌ها به قطر ۲۸*۴۸ میلی‌متر و با سطوح مسطح به ضخامت حدود ۵۰ میکرون تهیه و سپس توسط دستگاه پوشش کربن، یک لایه کربن به ضخامت ۱۰ نانومتر بر روی آنها پوشش داده شده است.

به طور کلی EPMA روشی غیرتخریبی برای تجزیه کیفی و کمی عناصر شیمیایی است که اساس آن براندازه‌گیری طول موج و شدت طیف‌های شاخص X-ray استوار می‌باشد. در این روش، از اشعه‌های ایکس برانگیخته شده در خلاء توسط یک پرتو الکترونی استفاده شده و با مقایسه آنها با طیف‌های نمونه‌های استاندارد، دستگاه EPMA را قادر می‌سازد تا ترکیب یک کانی و تغییرات مکانی در ترکیب آن را شناسایی نماید.



شکل ۱-۴- تصویری از دستگاه سوپر پروب نوع JEOL JSM-840A ساخت شرکت JEOL در آزمایشگاه مرکزی کانی‌شناسی و پترولوژی دانشگاه اریستوتل تسالونیسکی در کشور یونان؛ دارای ۵ طیف‌سنج با طول موج انتشاری که با شتاب دهنده‌ی ولتاژ ۲۰ کیلو ولت و جریان پرتو ۰/۴ میلی آمپر و باریکه‌ای از جریان به قطر ۵ میکرومتر انجام می‌شود (قابلیت تجزیه به صورت شبانه روزی).

فصل دوم

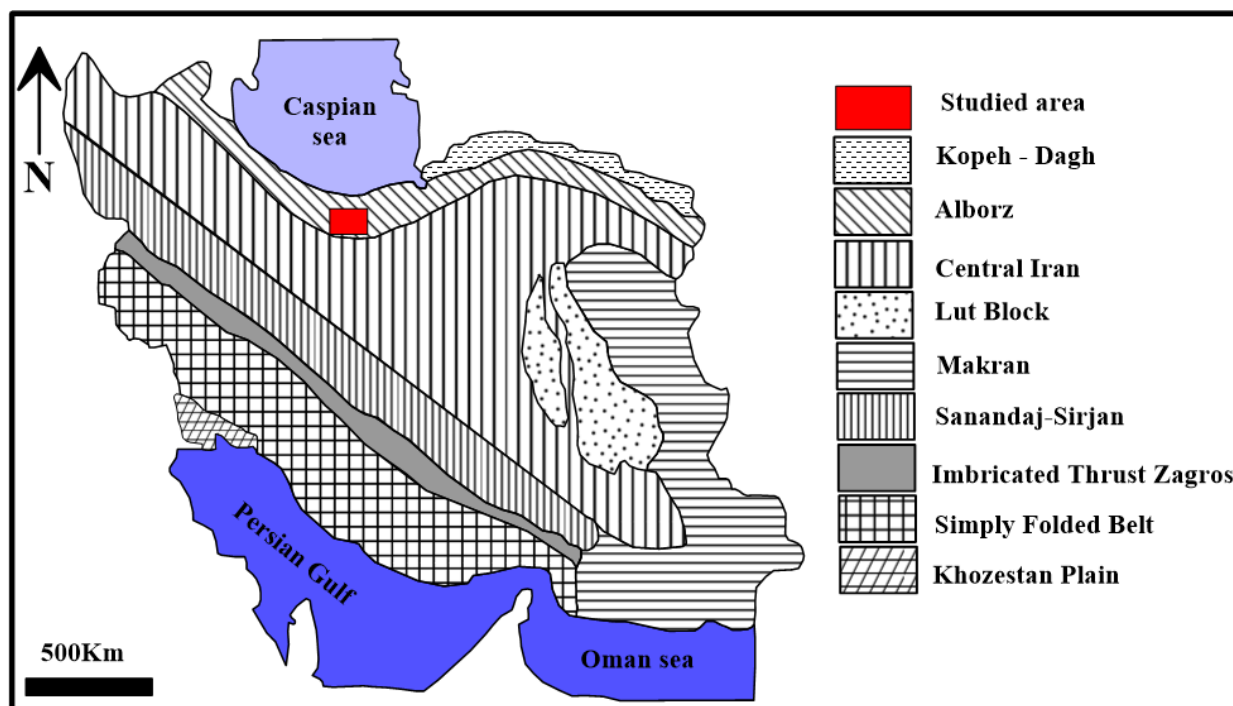
زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

گستره‌ی ایران زمین در بخش میانی نوار چین‌خورده‌ی آلپ هیمالیا جای گرفته است. (Stocklin 1968)، پهنه‌ی ایران را به ۹ زون زمین‌شناسی - ساختاری به شرح ذیل تقسیم نموده است:

(۱) کپه داغ (۲) البرز (۳) ایران مرکزی (۴) سنندج - سیرجان (۵) زاگرس رورانده (۶) زاگرس چین‌خورده (۷) دشت خوزستان (۸) بلوک لوت (۹) زون مکران و شرق ایران (شکل ۲-۱).

منطقه مورد مطالعه در زون البرز قرار دارد. به عقیده‌ی Alavi (1996) زون البرز متشکل از رشته کوه‌هایی سینوسی شکل به طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر می باشد که از کشورهای ارمنستان و آذربایجان در شمال غرب ایران تا کوه‌های پاروپامیسوس (Paropamisus) در شمال افغانستان امتداد دارد. زون البرز که از جنوب به ایران مرکزی محدود می شود، توسط Stocklin (1968)، به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است. منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی زون البرز واقع شده است (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱- نقشه‌ی زون‌های زمین‌شناسی ساختاری ایران و موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه اقتباس از (Stocklin, 1968).

۲-۲- کلیاتی درباره‌ی سرگذشت البرز مرکزی در خلال پالئوزوئیک تا پرمین

پالئوزوئیک با طول زمانی ۳۴۰ میلیون سال، طولانی‌ترین دوران فانروزوئیک به شمار می‌رود و طول مدت آن از مجموع دوران‌های مزوزوئیک (۱۸۵ میلیون سال) و سنوزوئیک (۶۵ میلیون سال) بیشتر است. در پالئوزوئیک، فاز کالدونین به صورت خشکی‌زا (اپیروژنی) عمل کرده و هیچ‌گونه ناپیوستگی زاویه‌دار بین سازندهای پالئوزوئیک زیرین مربوط به این فاز تشخیص داده نشده است. فاز کوهزایی پالئوزوئیک پسین، فاز هرسینین است که آثار آن را می‌توان در نواحی مختلف به شکل‌های گوناگون مشاهده کرد. از جمله عملکردهای فاز هرسینین را بسته شدن دریای تتیس قدیم در نواحی شمالی ایران می‌دانند که همزمان با ایجاد یک شکاف اقیانوسی در جنوب ایران صورت گرفته است. از دیگر دلایل عملکرد این فاز می‌توان فرآیند آتشفشان قاره‌ای کافی و رسوبات کافی را نام برد که در امتداد منطقه سنندج - سیرجان مشاهده می‌شود (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴).

گسترش جغرافیایی سنگ‌های پرمین در ایران بسیار زیاد است و این باور وجود دارد که در زمان کربنیفر پایانی و یا پرمین پیشین با آرام گرفتن رخداد زمین‌ساختی هرسینین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده است، به گونه‌ای که بسیاری از فراپوم‌های قدیمی در شمال آذربایجان، البرز، ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و همچنین زاگرس با دریای کم ژرفا و پیشرونده پرمین پوشیده شده، و سنگ‌های پرمین را می‌توان بر روی ردیف‌های گوناگون کربنیفر، دونین، سیلورین، اردوئیسین و کامبرین دید. شواهد متعدد از پیشروی و پسروی مکرر در توالی سنگ‌های پرمین ایران گویای آن است که دریای پرمین به طور قابل ملاحظه‌ای تحت تأثیر حرکت‌های دیررس هرسینین قرار داشته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). جدا از نبوده‌های رسوبی کوتاه و موقتی که بطور عموم با تشکیل افق‌های بوکسیت و لاتریت و یا نهشت رسوب‌های تبخیری همراه بوده؛ رسوبات پرمین ایران نشانگر سه چرخه‌رسوبی بزرگ هستند. هر چرخه با رخساره‌های آواری پیشرونده آغاز می‌شود و به دنبال آن، با افزایش ژرفا، ردیف‌های کربناتی آهکی - دولومیتی و سرانجام نهشته‌های آواری پسرونده تشکیل می‌شوند. لازم به ذکر است که در بیشتر موارد رسوب‌های پسرونده به دلیل دوره‌های فرسایشی، بیش از چرخه‌رسوبی جوان‌تر، فرسوده و حذف شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). آخرین دوره پسروی دریای پرمین در پایان این سیستم صورت گرفته، به همین دلیل، مرز بالای ردیف‌های پرمین ایران به طور عموم ناپیوسته است. با این حال در چند ناحیه از ایران مثل جلفا، کندوان، آمل، شهرضا و آباده شواهدی از رسوبگذاری پیوسته از پرمین به تریاس گزارش شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳ و ۱۳۸۷).

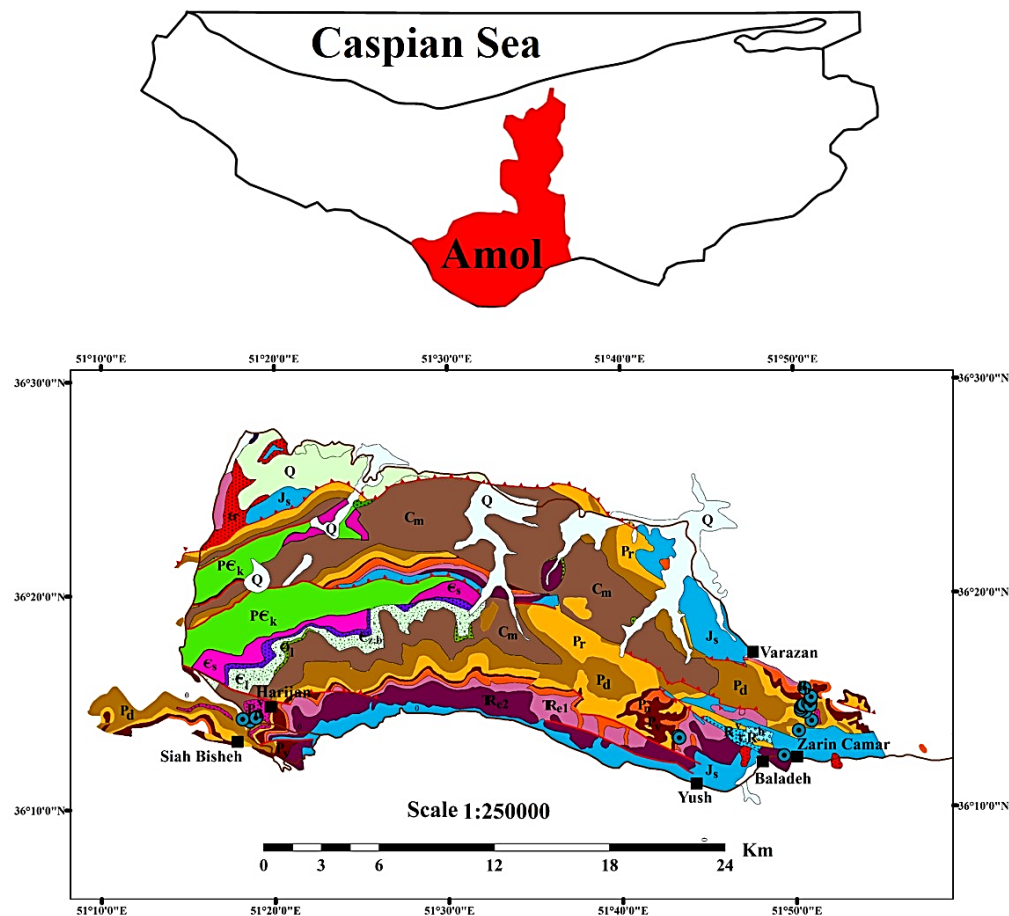
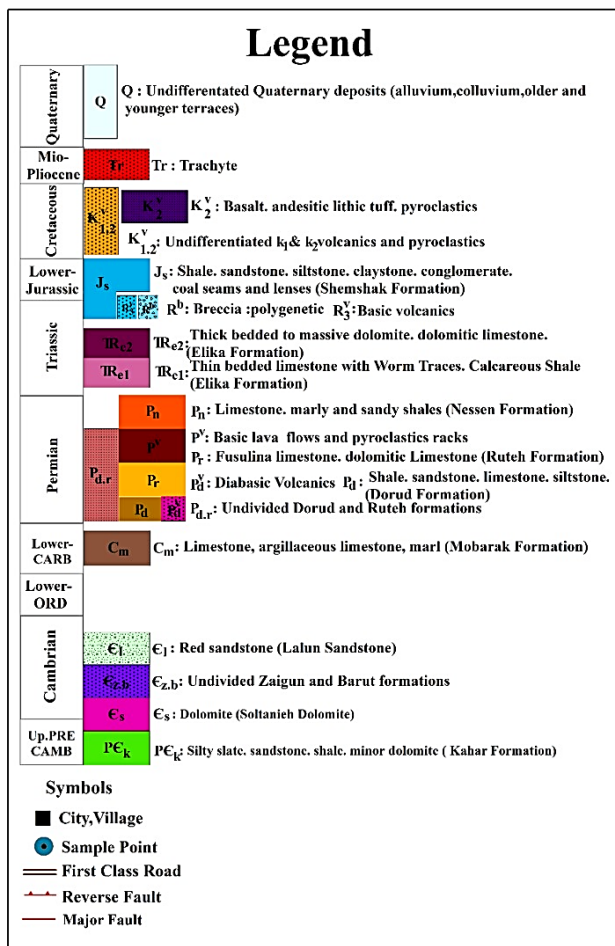
Alavi (1996) پهنه البرز طی پرکامبرین پایانی تا اردوئیسین، یک حوضه رسوبی کم‌عمق سکوی قاره‌ای بوده و از اردوئیسین متحمل کشش و شکستگی و رخداد کافت‌زایی شده است. یکی از گسترده‌ترین این رویدادها،

فعالیت ماگمایی اردوویسین - سیلورین در البرز شرقی (مجموعه سلطان میدان) است که می‌تواند گواهی بر رخداد زمین ساخت کششی در مرحله‌های آغازین پیدایش اقیانوس تتیس کهن باشد (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۳؛ درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳). پس از آن نیز فازهای ماگمایی دیگری در دونین (دیهمی، ۱۳۹۳؛ درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳؛ قاسمی و دیهمی، ۱۳۹۳) کربونیفر (Naderi et al. 2018؛ نادری و همکاران، ۱۳۹۴) و پرمین (Gaetani et al., Berberian and King 1981؛ وحدتی دانشمند ۱۳۷۰-۱۳۷۸؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ دلاوری و 2009؛ سعیدی و قاسمی ۱۳۷۰؛ وحدتی دانشمند ۱۳۷۰-۱۳۷۸؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶) رخ داده است.

حضور سنگ‌های آذرین در اغلب واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۳؛ درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳؛ Derakhshi et al., 2013, 2017)؛ پالئوزوئیک میانی (قاسمی و دیهمی، ۱۳۹۳) و پالئوزوئیک بالایی (دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶) از رخدادهای مهم زمین‌شناسی و زمین‌ساختی ایران به ویژه در پهنه ساختاری البرز است. سنگ‌های ماگمایی پالئوزوئیک زیرین و میانی تا حدود زیادی به دقت مورد مطالعه قرار گرفته و سرشت کافتی درون قاره‌ای آنها به اثبات رسیده است. ماگماتیسم پالئوزوئیک حوضه البرز تاکنون به طور کامل مورد بررسی قرار نگرفته و شامل مطالعات محدودی می‌باشد. در منطقه بلده توالی پرمین شامل سنگ‌های ماگمایی است که موقعیت چینه‌شناسی آن‌ها به مرز روته و نسن نسبت داده شده است (دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶).

۲-۳- زمین‌شناسی عمومی و چینه‌شناسی مناطق مورد مطالعه

توالی نسبتاً کاملی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین شامل سازندهای دورود (عمدتاً از ماسه سنگ و شیل)، روته (عمدتاً از سنگ آهک با بین لایه‌هایی از مارن) و نسن (عمدتاً از سنگ آهک و شیل) در البرز مرکزی از سیاه بیشه و هریجان در جاده چالوس تا یوش، بلده، زرین‌کمر و ورازان در جنوب آمل در استان مازندران رخمون دارد. واحدهای سنگی مناطق مورد مطالعه شامل واحدهای سنگی پرمین، تریاس و ژوراسیک می‌باشند. سازندهای متعلق به پرمین متشکل از سازندهای دورود، روته و نسن هستند. سازندهای تریاس و ژوراسیک شامل سازندهای الیکا به سن تریاس زیرین - میانی سازند شمشک به سن تریاس بالایی - لیاس هستند.



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، برگرفته شده از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ آمل؛ وحدتی دانشمند (۱۳۷۰) با کمی تغییرات.

۲-۳-۱- سازند دورود

این سازند سن پرمین پیشین دارد و قرارگیری روستای دورود در محل یکی شدن دو رود دربندسر و شمشک سبب گردیده تا این روستا و به تبع آن، نام این سازند دورود باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). ضخامت سازند دورود ۱۵۰ متر و از کنگلومرا، کوارتزآرنایت قرمز رنگ و آهک‌های ضخیم لایه فوزولین دار تشکیل شده است. این سازند با ناپیوستگی همشیب روی سازند جیروود قرار دارد و خود با ناپیوستگی به وسیله سازند شمشک پوشیده می‌شود (درویش زاده، ۱۳۸۳). جدا از مطالعات انجام شده توسط (Riviere (1934 ، National Iranian Oil Company (1959 ، Stocklin (1960؛ برش الگوی سازند دورود را (Assereto (1963 ، در بالادست دره جاجرود و در محل پیوند رودخانه دربندسر و شمشک مطالعه و معرفی نموده است. این سازند یادآور ردیف‌های آواری قرمز رنگی است که میان دو سازند جیروود (دونین پسین) و روته (اواخر پرمین پیشین - اوایل پرمین پسین) قرار دارد. موقعیت جغرافیایی سازند دورود در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تهران- آمل طول شرقی ۲۱° ۵۱' و عرض شمالی ۳۶° با ارتفاع ۲۵۵۲ متر می‌باشد. سازند دورود به سن پرمین زیرین در برش الگو متشکل از چهار واحد سنگی به شرح زیر است (Assereto, 1963):

واحد سنگی ۱ شامل مارن، سنگ آهک‌های مارنی و کوارتزآرنایت قرمز رنگ می‌باشد. **واحد سنگی ۲** با ۲۵ متر ضخامت متشکل از کوارتز کنگلومرای ضخیم لایه با شیل‌های نرم می‌باشد. گاهی درون شیل‌ها، میان لایه‌های ماسه سنگی و سیلت سنگی وجود دارد. **واحد سنگی ۳** در برش الگو ۵۰ متر ضخامت دارد و از سنگ آهک‌های سخت، متراکم ضخیم لایه تشکیل شده که بدون لایه‌بندی‌اند و پرفسیل هستند. در قاعده آن یک لایه کنگلومرا آهکی به ضخامت ۱ تا ۲۰ متر وجود دارد. **واحد سنگی ۴** فاقد سنگواره و دارای ۵۵ متر ضخامت می‌باشد. با ردیفی از سیلت سنگ، شیل و ماسه سنگ‌های قرمز آغاز و با سنگ ماسه‌های کوارتزیتی سخت و سفید رنگ با هوازدگی قهوه‌ای، به ضخامت ۷۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر خاتمه می‌یابد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

براساس گزارش‌های موجود، سازند دورود را می‌توان در نواحی زیر مشاهده نمود:

در چهارگوش‌های ارومیه - پلدشت - تکاب - ترود - قزوین رشت - زنجان - سرو - کبودرآهنگ - گرگان - مهاباد - **ورقه‌های** آوج - آمل - ایران خواه (چابان) - اسکو - بلده - بندر انزلی - پلدشت - تهران - تسوج - تبریز - جواهردره - جیرنده - جلفا - حلب - خوی - دامغان - خوش‌بیلاق - خدابنده سلطانیه - دماوند - دانشفهان - رامسر - زنجان - سرو - سلماس - سمنان - سراب - سردشت - سقز - شکران - شاهین دژ -

شرق تهران - علی آباد - علی حاجی - قزوین - قره ضیاءالدین - قطور - کیاسر - مرزن آباد - ماه نشان - مشکین شهر - مهاباد - میاندوآب - مراغه - مرنند - ماکو - هشتجین - نقده.

در **ورقه آمل** بر روی سازند مبارک (کربنیفر پایینی) با ناپیوستگی فرسایشی ردیف اکثراً تخریبی سازند دورود جای گرفته که متشکل از ماسه سنگ‌ها و سیلت سنگ‌های معمولاً آهکی خیلی نازک لایه تا خیلی ضخیم لایه (۲-۲۰۰ سانتی متر)، شیل و شیل رسی قرمز تا سیاه رنگ گاهی با آثار فسیل‌های گیاهی، کوارتزآرنایت و ماسه سنگ کوارتزیتی و نیز درون لایه‌های نازک تا خیلی ضخیم لایه (۱۰-۲۰۰ سانتی متر) سنگ آهک‌های فوزولینیدار بخصوص در بخش تحتانی و به ندرت عدسی نازک زغال‌سنگ است که عمدتاً در هسته تاقدیس مرکب عمارت، در اثر شیارشدگی ژرف با رودخانه هراز قابل مشاهده هستند (آقانباتی، ۱۳۸۷). (Sussli 1976) در برش حدود ۲ کیلومتری جنوب روستای عمارت، ضخامت ۳۶۹ متری از سازند دورود را اندازه‌گیری نموده (قاعده آن رخنمون ندارد) و بر پایه فسیل‌های کمتر از سن پرمین‌پیشین و آشکوب Asselian را برای بخش میانی (سنگ آهک‌های فسیل‌دار) سازند دورود در نظر گرفته است.

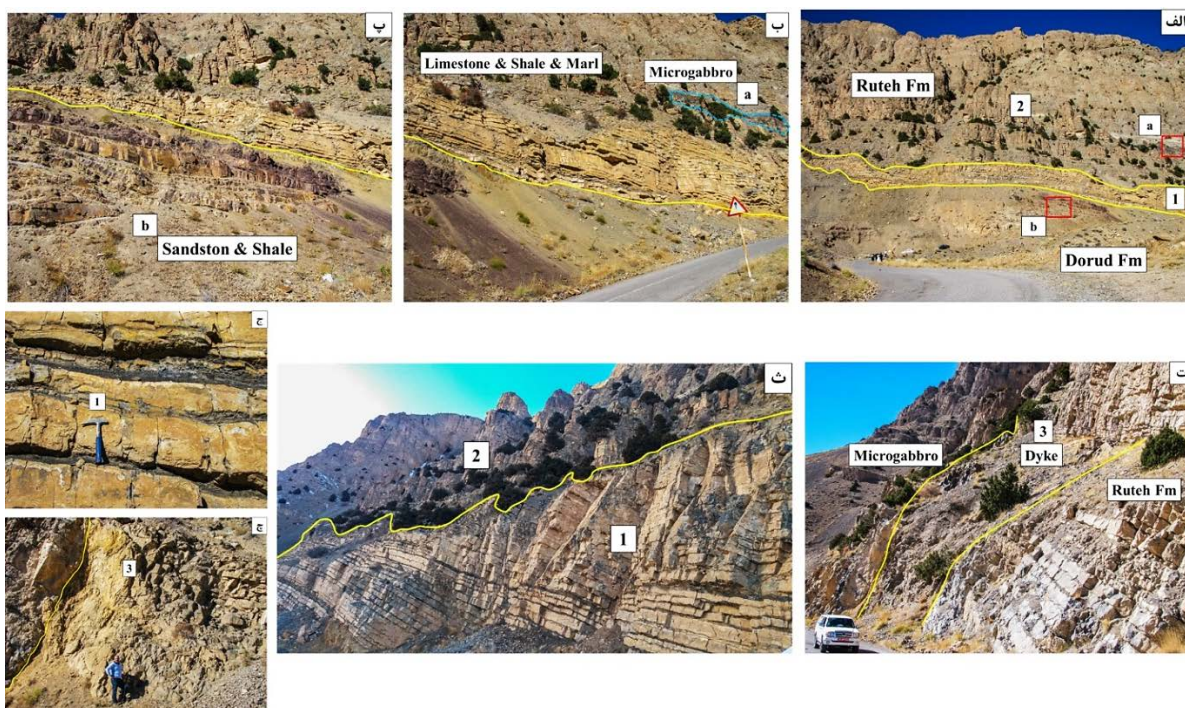
در **ورقه بلده** پهنه‌ای گسترده از بخش‌های مرکزی به وسیله سنگ‌ها و انباشته‌های سازند دورود پوشیده شده است. از ویژگی‌های سازند دورود نسبت به دیگر مناطق البرز، ستبرای زیاد (بیش از ۵۰۰ متر) و تنوع رخساره سنگی آن است. در این محدوده بیشترین ستبرا را می‌توان در شمال آبادی بلده (مرکز بخش بلده) دید (آقانباتی، ۱۳۸۷).

در **ورقه مرزن‌آباد** سازند دورود، به طور عمده متشکل از ماسه سنگ، سیلت سنگ و شیل‌های قرمز رنگ گاهی دارای تناوب‌های سنگ‌آهک مارنی، کوارتزآرنایت و کنگلومرای کوارتزیتی در میانه‌های آن سنگ‌آهک‌های فوزولینیدار خاکستری رنگ با ضخامت ۴۰ تا ۵۰ متر با سن پرمین‌پیشین است که سازند روته به گونه همشیب بر روی آن قرار گرفته است. گاهی آثار فسیل‌های گیاهی و یا به ندرت عدسی نازک زغال‌سنگ دیده می‌شود. در نزدیکی حسنک‌دره، ضخامت سازند دورود تا ۹۰ متر کاهش می‌یابد تا این که در غرب کوه هزاربام به شدت نازک می‌شود و از میان می‌رود (آقانباتی، ۱۳۸۷). (Lorenz 1964) ضخامت سازند دورود در هریجان ۳۷۰ متر و در برش نزدیک مکاورد در جاده چالوس، توسط (Cartier 1971) تا ۴۹۰ متر اندازه‌گیری شده و توسط او، افزایش چشمگیر ضخامت آن و دو سازند دیگر پرمین در البرز مرکزی، از جنوب به شمال بیان شده است.

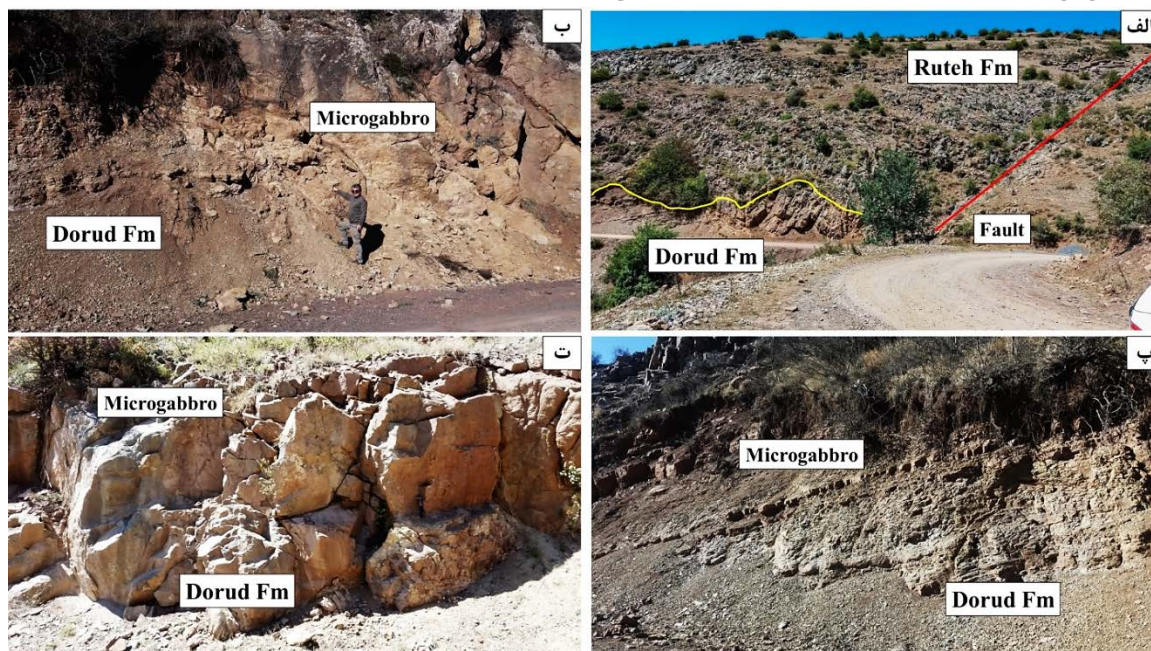
(Gaetani et al 2009) از سازند دورود به عنوان گروه دورود یاد کرده و آن را شامل سه بخش دانسته‌اند. بخش زیرین را یک واحد تخریبی به نام سازند تویه (Toyeh)، بخش میانی را واحدهای کربناته به نام سازندهای امارت

(Emarat) و غزنوی (Ghosnavi) و بخش بالایی را نیز یک واحد تخریبی به نام سازند شاه‌زید (Shah Zeid) نامیده‌اند. البته این سازندها هنوز غیررسمی هستند و در کمیته چینه‌شناسی ایران مطرح و مورد پذیرش قرار نگرفته‌اند. گروه دورود در خلال پایین بودن جهانی سطح آب دریاها، به دلیل شروع یخبندان جهانی در ساکمارین، ته‌نشست شده است. در این زمان البرز از آب خارج بوده و رسوبگذاری دریایی در آن انجام نمی‌شده است. بنابراین، تشکیل این گروه عمدتاً تخریبی با یک کنترل زمین دینامیکی، سازگار است (Gaetani et al., 2009).

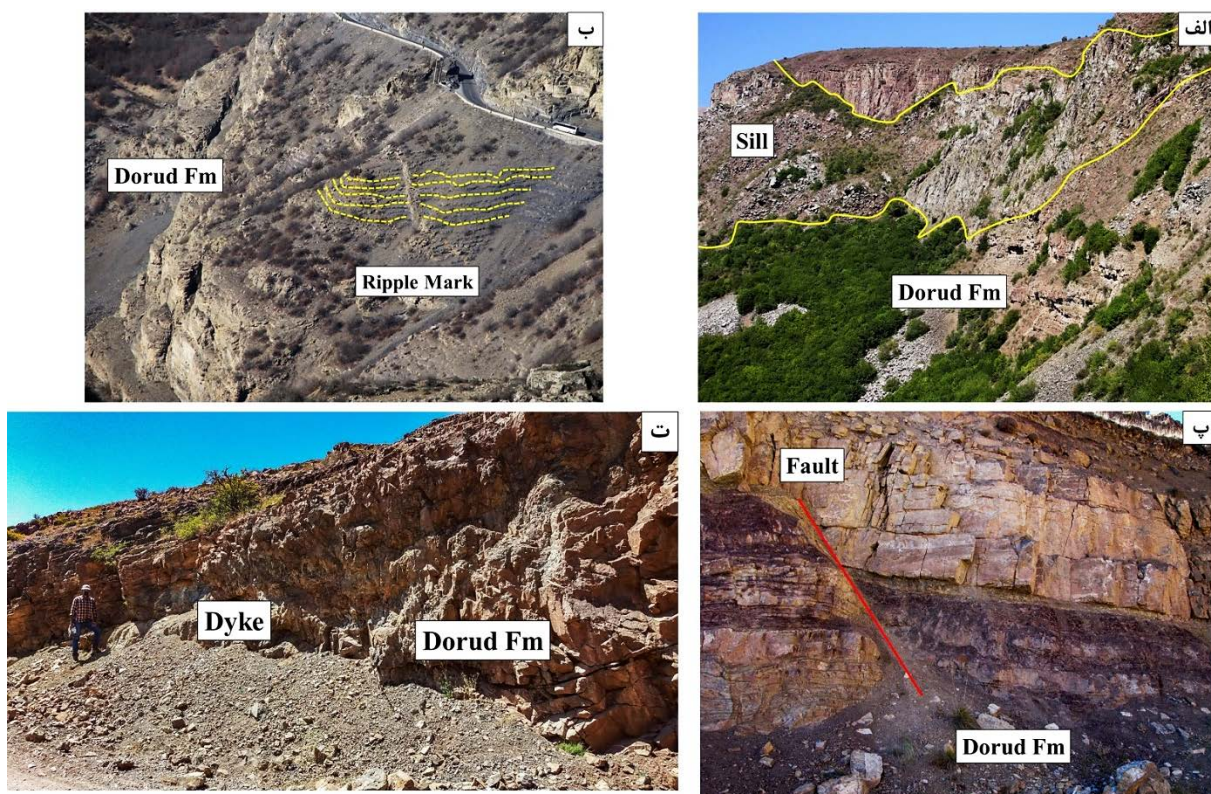
سازند دورود در مناطق مورد مطالعه از سنگ‌های عمدتاً تخریبی و از پایین به بالا شامل کوارتزآرنایت سفید - خاکستری، ماسه سنگ قرمز متوسط تا ضخیم لایه، سنگ‌های بازالتی - آندزیتی بازالتی، ماسه سنگ قرمز - خاکستری با بین لایه‌های ماسه سنگ ریگی، سنگ آهک خاکستری ضخیم لایه آنکوئیدی - ریفی حاوی مرجان و فوزولینیدا، ماسه سنگ قرمز - خاکستری، سنگ آهک کرم - زرد - خاکستری فوزولین‌دار است (سعیدی و قاسمی ۱۳۷۰ و وحدتی و دانشمند ۱۳۷۰ - ۱۳۷۸) (شکل‌های ۲-۳ الف، پ و ۲-۴ الف تا ت). سازند دورود به صورت هم‌شیب توسط سازند روته پوشیده شده است (شکل‌های ۲-۳ الف، ب ۲-۴ الف). سازند دورود در منطقه معمولاً با یک کنگلومرای چندزادی قاعده‌ای شروع می‌شود که به صورت ناهم‌شیب و با یک سطح فرسایشی، برروی لایه‌های زیرین (سازند مبارک) قرار می‌گیرد. این بخش کنگلومرای توسط لایه‌های شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ قرمز پوشیده می‌شود و معرف نه‌نشست در یک محیط رودخانه‌ای - دلتایی است (شکل‌های ۲-۳ پ و ۲-۵ پ). بررسی‌های سنگ شناختی این پژوهش نشان می‌دهند که سنگ‌های بازالتی - آندزیتی بازالتی مورد اشاره در این سازند، نه از نوع خروجی بلکه از نوع نفوذی و شامل دایک، سیل و توده‌های کوچک میکروگابرویی و لامپروفیری هستند (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷) (شکل‌های ۲-۳ ت ۲-۴ ب، پ، ت ۲-۵ الف ۲-۶ ت).



شکل ۲-۳- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود و روته در کیلومتر ۱۰ جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال). الف، پ) نمایی از توالی سازند تخریبی دورود، الف، ث) سازند روته به دو بخش؛ زیرین (۱- شیل و آهک نازک لایه) و بالایی (۲- آهک ضخیم لایه) الف، ب، پ، ت، ث، ج، چ) در سازند روته؛ a حضور یک دایک میکروگابرویی و در سازند دورود؛ b محیط رودخانه‌ای.



شکل ۲-۴- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود و روته در غرب روستای هریجان (دید به سمت شمال). الف، ب، پ، ت) حضور یک دایک‌های لامپروفیری در داخل سازند دورود و یک گسل خوردگی.



شکل ۲-۵- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود (الف) حضور یک سیل میکروگابرویی در داخل سازند دورود در غرب روستای هریجان (دید به سمت شمال). (ب) نمایی از رپل‌مارک در سازند دورود (دید به سمت شمال). (پ) نمایی نزدیک از واحد شیل و ماسه سنگی قرمز محیط رودخانه‌ای سازند دورود در ۱۰ کیلومتر جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال). (ت) حضور یک دایک میکروگابرویی در داخل سازند دورود در غرب روستای هریجان (دید به سمت شمال).

محیط رسوبی سازند دورود

نهشته‌های پرمین در سازند دورود شامل رخساره‌های آواری و کربناته هستند که مجموعه آواری در بخش زیرین قرار داشته و بخش اصلی سازند دورود را می‌سازد و در بخش میانی سازند دورود توالی کربناته قرار گرفته‌اند. برای رسوبات آواری، یک سیستم رودخانه‌ای - ساحلی و برای نهشته‌های کربناته، یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ به عنوان محیط رسوبگذاری رخساره‌ها در نظر گرفته شده است (حسینی و همکاران، ۱۳۹۱). حضور کنگلومراهای قاعده‌ای با روند ریزشونده به سمت بالا، افق‌های ضخیم شیل‌های قرمز، لایه‌های شیل زرد رنگ، ماسه سنگ‌هایی با سنگ‌شناسی کوارتزآرنایت نشان دهنده رسوبگذاری بخش آواری سازند دورود در یک سیستم رودخانه‌ای ساحلی می‌باشد. با توجه به وجود افق‌های ضخیم شیل قرمز که مربوط به دشت‌های سیلابی هستند و نیز ضخامت کم رخساره‌های کنگلومرایی و درشت دانه می‌توان نتیجه گرفت که رودخانه از نوع مئآندری و دور از منشا بوده است (حسینی و همکاران، ۱۳۹۱).

۲-۳-۲- سازند روته

این سازند سن پرمین میانی دارد. روته نام روستایی است که در دره روته (بالا دست رودخانه جاجرود) واقع در شمال شرقی تهران قرار دارد. این سازند که به طور عمده از سنگ آهک‌های سیاه رنگ تشکیل شده است، نخستین بار توسط Assereto (1963) مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت و به عنوان یک واحد سنگ چینه‌ای رسمی معرفی شد. موقعیت جغرافیایی سازند روته در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تهران- آمل دارای طول شرقی ۲۳' ۵۱° و عرض شمالی ۵۸' ۳۵° با ارتفاع ۲۸۰۲ متر می‌باشد. در بسیاری از نقاط البرز مرکزی- آذربایجان، سازند روته ویژگی‌های سنگ‌شناختی ثابتی دارد. به طور معمول، بخش زیرین آن از سنگ آهک‌های فسیل‌دار سیاه رنگ با لایه‌بندی خوب و فسیل‌هایی مانند بریوزا، براکیوپود و کرینئید تشکیل شده است. گاهی در این واحد زیرین، میان لایه‌های نازکی از مارن‌های سیاه رنگ نیز وجود دارد. بخش میانی سازند روته از نوع سنگ آهک‌های خاکستری روشن متمایل به زرد است که در برابر فرسایش پایدار هستند و گاهی در درون آنها لایه‌هایی از سنگ آهک‌های سیاه رنگ نیز وجود دارد (Alavi - Naini, 1993). ضخامت سازند روته در سراسر دره روته، حدود ۲۳۰ متر می‌باشد. ولی چرخه‌های فرسایشی پس از رسوبگذاری و همچنین تغییرات شرایط حوضه در زمان رسوبگذاری سبب گردیده تا بخشی از تغییر ضخامت این سازند متفاوت باشد؛ در البرز مرکزی مرز بالایی سازند روته ناهمزمان است. برای نمونه، بنا به گزارش Glaus (1965) در دره چالوس بخش بالایی سازند روته با بخش زیرین سازند نسن همخوانی دارد. سازند روته یکی از پرفسیل‌ترین واحدهای سنگی پرمین البرز - آذربایجان است. گسترش جغرافیایی روته در محدوده‌های زیر مشاهده می‌شوند:

در چهارگوش‌های ارومیه - پلدشت - تکاب - قزوین رشت - زنجان - سرو - کبودرآهنگ - گرگان - ماکو - مهاباد - در ورقه‌های آذرشهر - آلت - آمل - آوج - اسکو - ایرانخواه - بلده - بندرانزلی - پلدشت - تسوج - تبریز - جواهرده - چالوس - جیرنده - جلفا - حلب - خدابنده سلطانیه - خوی - خوش ییلاق - دامغان - دانشفهان - دماوند - دوزین - رامسر - رودبار - زنجان - سراب - سردشت - سرو - سلماس - سمنان - سقز - شاهین‌دژ - شرق تهران - شکران - علی حاجی - علی آباد - قزوین - قره ضیاءالدین - قطور - کیاسر - ماکو - ماه‌نشان - مرزن‌آباد - مشکین شهر - مهاباد - میاندوآب - مراغه - مرن - نوشهر - نقده و برش قزل قلعه.

در ورقه آمل گسترده‌ترین رخنمون سازند روته در حدود ۳ کیلومتری جنوب روستای عمارت و با ضخامت تقریبی ۶۹۰ متر و در هسته تاقدیس مرکب عمارت قابل مشاهده است که به صورت پیشرونده و بدون اختلاف شیب محسوس ولیکن با تفاوت تند رخساره سنگ‌شناسی، بر روی سازند دورود جای گرفته و از سنگ‌آهک‌ها و

سنگ آهک‌های مارنی فسیل‌دار خاکستری تیره رنگ نازک تا ضخیم‌لایه (۵-۱۰۰ سانتی‌متر) تشکیل شده‌اند. درون‌لایه‌های نازک شیل رسی گاهی سیلت‌دار سیاه رنگ گاهی لایه‌های نازک و گره‌های چرت سیاه، دولومیتی شدن ثانوی ممکن است در برخی لایه‌ها دیده شود (آقانباتی، ۱۳۸۷).

در **ورقه بلده** سنگ‌های سازند روته با چهره خشن و صخره‌ساز در حدفاصل سازندهای دورود در زیر و سازند فرسایش‌پذیر نسن در بالا بخوبی قابل شناسایی است که به گونه‌ای فراگیر از سنگ آهک‌های ستبر لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری روشن (رنگ هوازده) تا خاکستری تیره تشکیل شده است، و به جز در یک نقطه به وسیله سنگ‌های بازالتی پایه سازند نسن به گونه همشیب پوشیده می‌شود (در شمال روستای یوش پایه سازند نسن به صورت چند ده متر کنگلومرای قرمز رنگ پدیدار شده است). در بالادست دره جاجرود (کوه پالون گردن) و شمال روستای روته، سازند نسن غایب است و به جای آن سازند روته به وسیله یک واحد شیلی ماسه‌ای، شیلی بوکسیتی-لاتریتی پوشیده می‌شود، که قاعده سازند الیکا را تشکیل می‌دهد (آقانباتی، ۱۳۸۷).

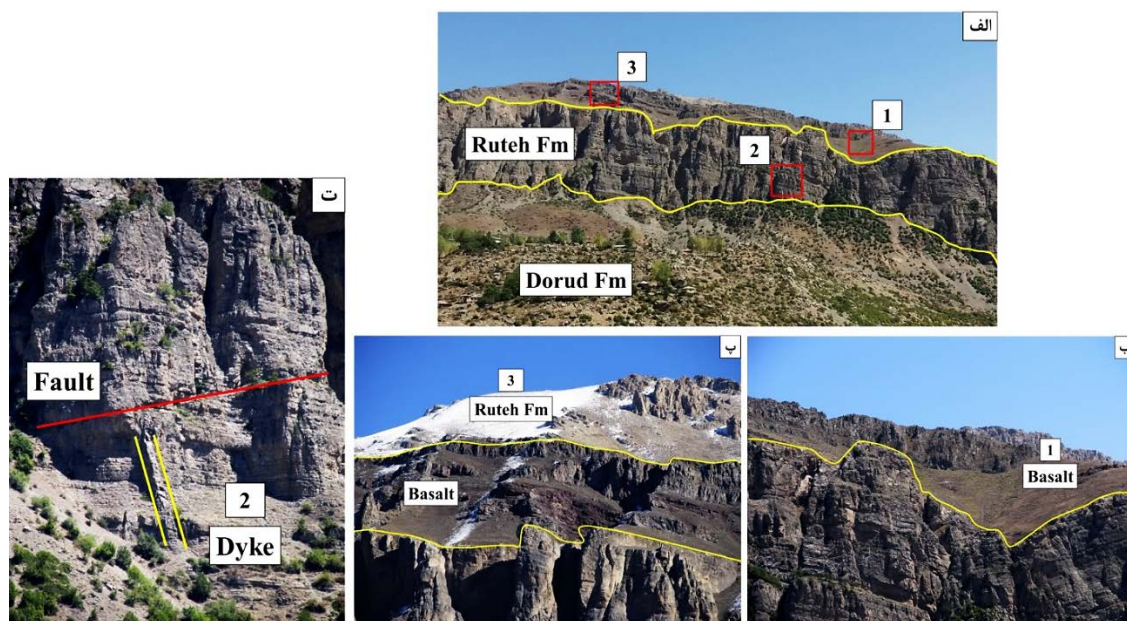
در **ورقه چالوس** سازند روته کهن‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته است که بخش پایینی آن رخنمون ندارد و تنها حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر از ردیف‌های بالایی آن که از نوع سنگ آهک فوزولینیدار به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، گاهی ائولیتی و یا پیزولیت‌دار است دیده می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۷).

در **ورقه مرزن‌آباد** به حضور سازند روته اشاره ولی شرح روشنی از این سازند، در ورقه یاد شده، بیان نشده است. سازند روته شامل لایه‌هایی از سنگ آهک خاکستری تیره بوده که ضخامت لایه‌ها از متوسط تا توده‌ای متغیر است، غالباً صخره مانند، دیواره‌ساز، فسیل‌دار و بویژه دارای فوزولینیدهای فراوان است (آقانباتی، ۱۳۸۷). Steiger (1966) واحدهای سنگی پرمین را در برش آرو مورد بررسی قرار داده است. سنگ‌های آهکی پرمین را واجد مرجان‌ها، براکیوپود، بریوزوآ، کرینئید و آثاری از زئوفیکوس می‌داند. در ردیف سنگ آهک پرمین، لایه‌هایی از دولومیت نیز مشاهده می‌شود (پرتوآذر، ۱۳۷۴). در اغلب مناطق البرز، سازند روته به صورت یک واحد آهکی ۱۵۰ تا ۲۵۰ متری در بین سازند تخریبی قرمز رنگ دورود در پایین و آهک‌های نازک لایه و شیل‌های تیره رنگ سازند نسن در بالا مشخص است.

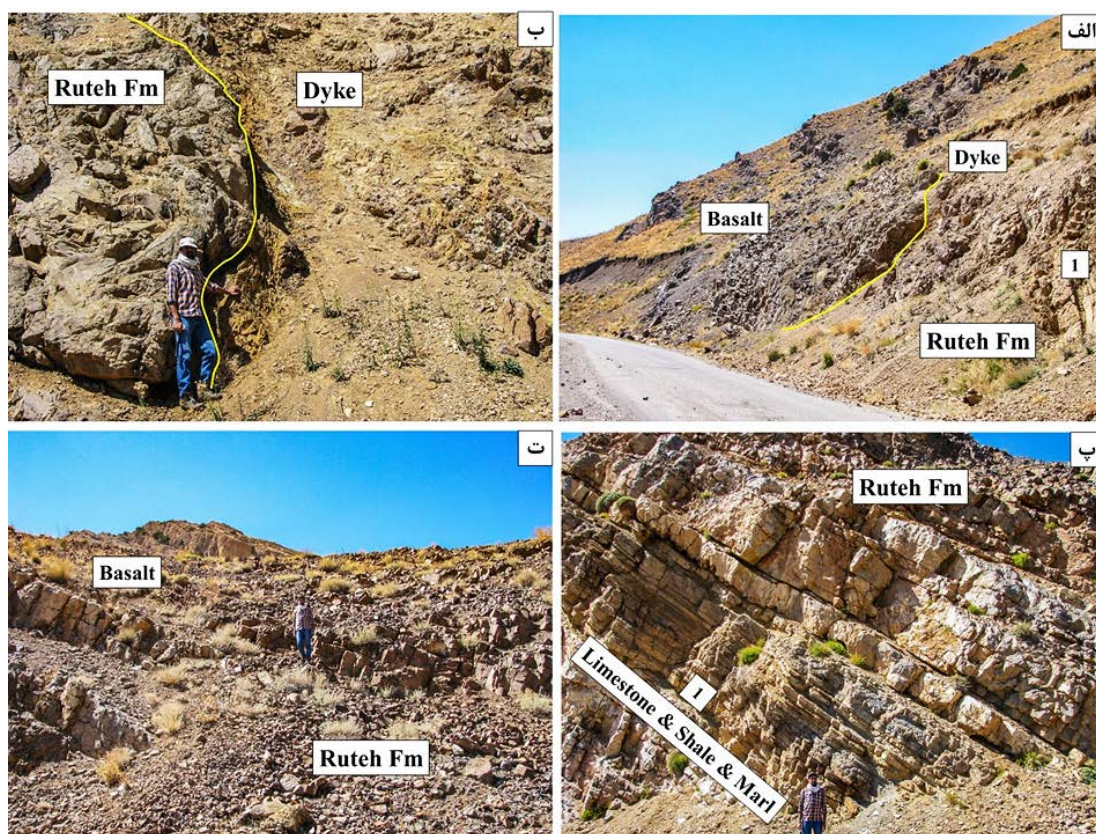
در بخش بالایی سازند روته، واحد بازالتی ضخیم لایه به همراه سنگ‌های هیدروکلاستیک (برش، آگلومرا و توف زیرآبی) قرار دارد که متعلق به همین سازند است (شکل ۲-۹ پ). برداشت‌های صحرایی و بررسی‌های فسیل‌شناختی این پژوهش نشان می‌دهند که برخلاف نظر (سعیدی و قاسمی ۱۳۷۰؛ وحدتی دانشمند ۱۳۷۰-۱۳۷۸؛ دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶)، جایگاه دقیق سنگ‌چینه‌ای واحد بازالتی در بین

سازندهای روته و نسن نبوده بلکه در بخش بالایی سازند روته است که با یافته‌های پیشین (Gaetani et al., 2009) نیز مطابقت دارد (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷). در البرز شرقی گاهی سازند روته دیده نمی‌شود و در زیر سازند نسن یک واحد کنگلومرایی دیده می‌شود که می‌تواند پیامد بالازدگی سازند روته باشد که با شواهد کارستی و آهک‌های لاتریتی نیز شناخته می‌شود (Gaetani et al., 2009). البته در منطقه مورد مطالعه، گدازه‌های بازالتی به طور مستقیم بر روی آهک‌های ضخیم لایه بخش بالایی سازند روته فوران کرده‌اند (شکل ۲-۳ ث) به طوری که قطعاتی از بازالت‌ها را می‌توان به صورت مخلوط با سنگ آهک‌ها مشاهده کرد (شکل‌های ۲-۳ الف، ب ۲-۶، پ ۲-۷ ت ۲-۱۰ الف، ب). (Besse et al 1998) با انجام بررسی‌های مغناطیس دیرین بر روی این واحد بازالتی، وضعیت جغرافیای دیرین پرمین - تریاس ایران را در کوه سیاه‌سنگ در جاده بلده - ورزه بررسی کرده‌اند. براین اساس، جابجایی رو به شمال ایران نسبت به اوراسیا در تریاس میانی پایان یافته که گواهی بر زمان برخورد و اتصال ایران به اوراسیا دانسته شده است.

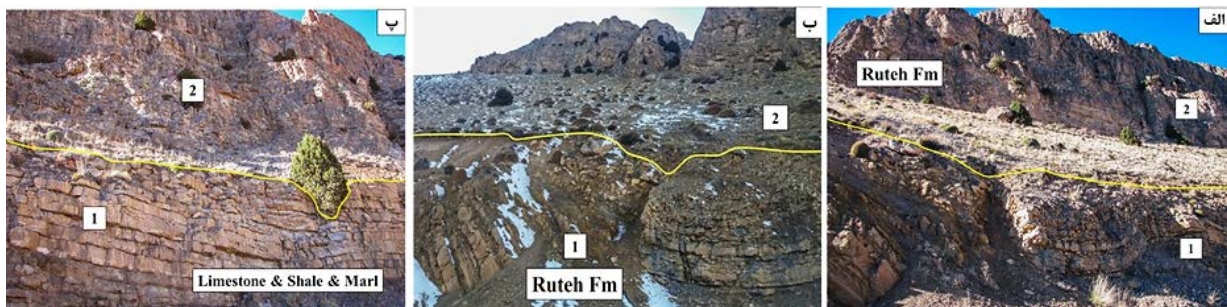
براساس یافته‌های این پژوهش سازند روته، در بخش زیرین شامل پکستون بیوکلاستی مارنی خاکستری تیره نازک‌لایه است که با یک واحد آهک ضخیم‌لایه ادامه می‌یابد و در بین این آهک‌های ضخیم‌لایه، دایک میکروگابرویی و گدازه‌های بازالتی و آذرآواری‌های زیرآبی وابسته وجود دارند. زهدی (۱۳۹۷) نیز سازند روته را متعلق به یک سیستم رمپ کربناته با ۸ رخساره رسوبی و فراوانی جلبک و فرامینیفر بنتیک می‌داند که در حاشیه جنوبی غیرفعال تتیس کهن نهشته شده است. به باور (Gaetani et al 2009) سازند روته عمدتاً شامل یک توالی پکستون - وکستون است که به عنوان یک رمپ کربناته با سن پرمین میانی تفسیر می‌شود.



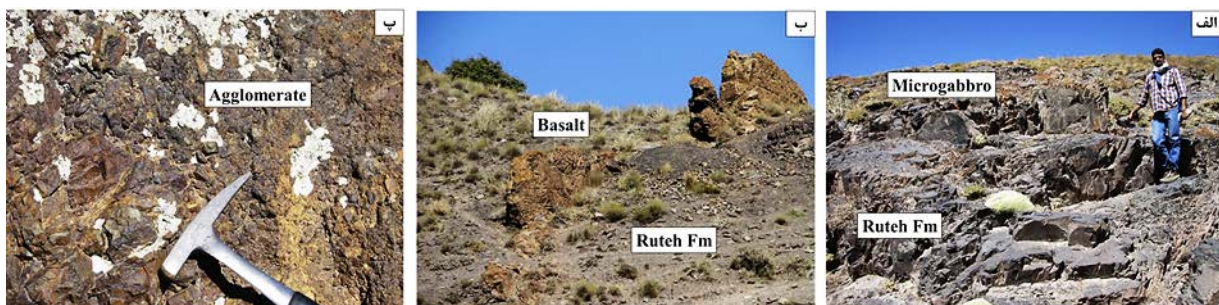
شکل ۲-۶- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود و روته در شرق روستای هریجان (دید به سمت شرق). الف، ب، پ، ت) توالی سازندهای دورود و روته و ۱- حضور روانه‌های بازالتی در بخش بالایی سازند روته ۲- حضور یک دایک میکروگابرویی و گسل خوردگی در آن.



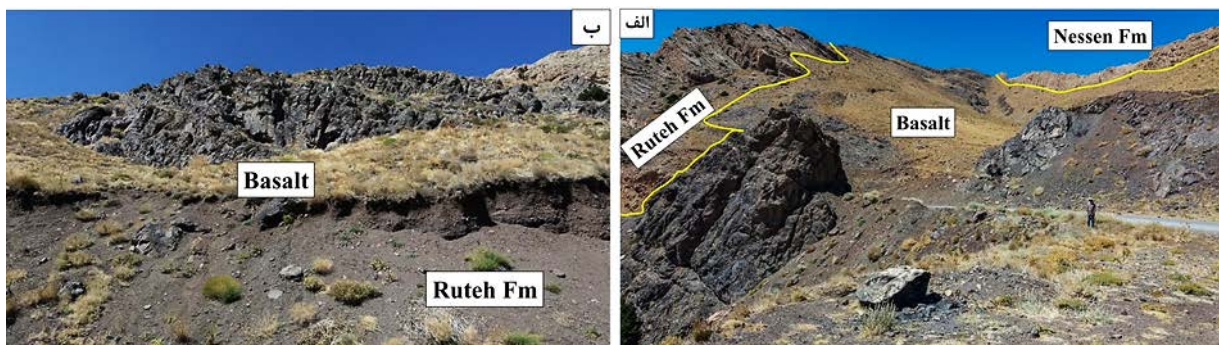
شکل ۲-۷- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در جاده بلده به رویان. الف، ب (حضور دایک و گدازه بازالتی پ) حضور آهک نازک لایه به رنگ‌های روشن و سیاه ت) حضور منشورهای بازالتی در سازند روته.



شکل ۲-۸- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در جاده بلده به رویان. الف، ب، پ) نماهایی از سازند روته در دو بخش؛ زیرین (۱- شیل و آهک نازک لایه) و بالایی (۲- آهک ضخیم لایه).



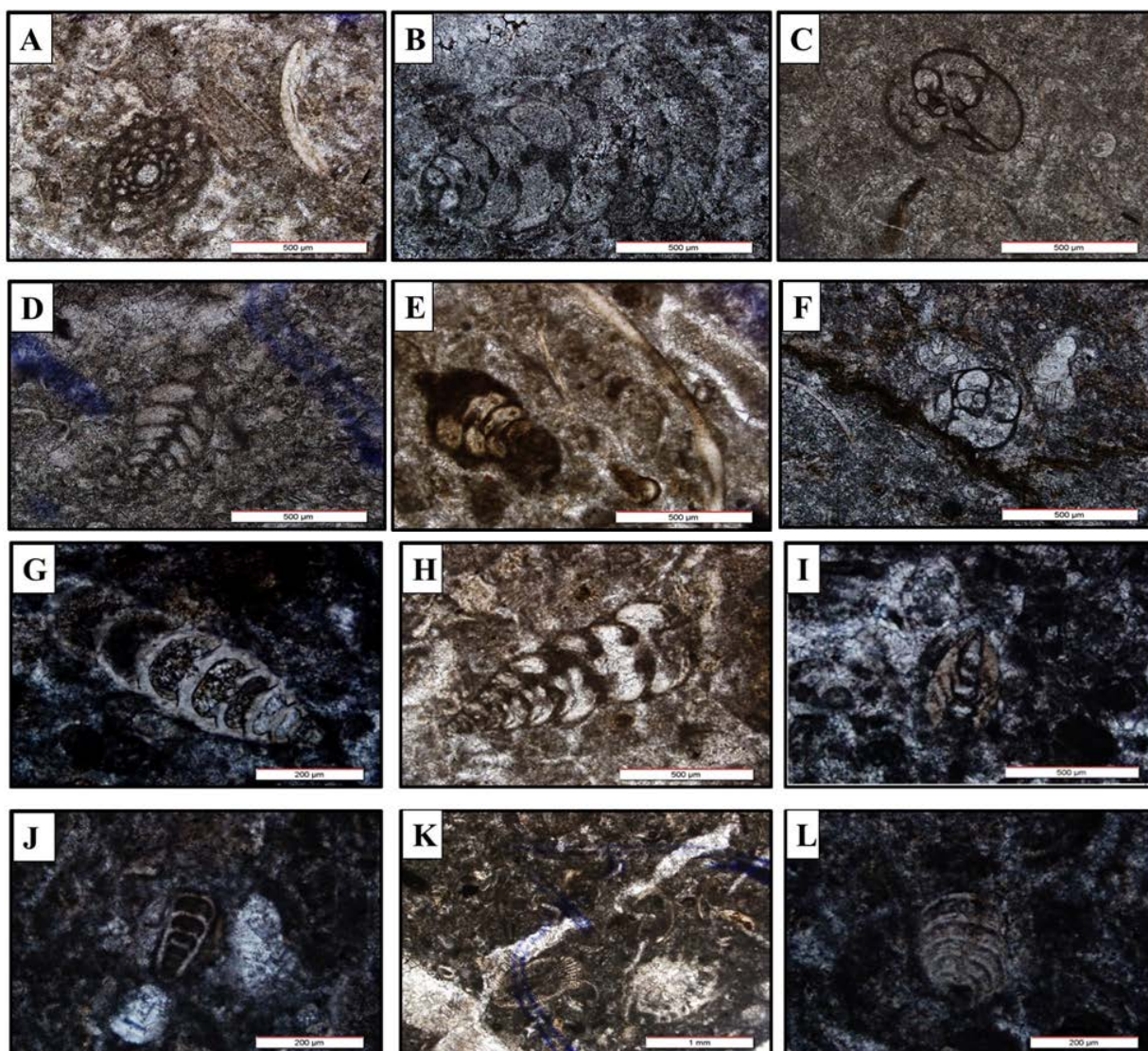
شکل ۲-۹- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در روستای یوش. الف) میکروگابرو (ب) بازالت (پ) آگلومرا



شکل ۲-۱۰- تصاویری از سازندهای روته و نسن در جاده بلده به رویان. الف، ب) بازالت



شکل ۲-۱۱- تصاویری از گدازه‌های بازالتی در سازند روته. الف، ب) نمای نزدیک از بروریزی مستقیم گدازه‌های بازالتی بر روی آهک‌های سازند روته.



شکل ۲-۱۲- تصاویری از فرامینیفرهای کفزی موجود در توالی سازند روتّه در برش بلده.

(A) *Fusulinid* (B) *Climacammina* Sp (C) *Globivalvulina* Sp
 (D&E) *Palaeotextularia* Sp (F) *Bradyina* Sp (G) *Cryptoseptida* Sp
 (H) *Deckerella* Sp (I) *Pachyphloia* Sp (J) *Lunucammina* Sp (K) *Staffellidae*
 (L) *Colaniella* Sp

محیط رسوبی سازند روته

مدت زمان طولانی است که در حوضه رسوبی البرز - آذربایجان، رسوبات منتسب به زمان پرمین در قالب سازندهای دورود، روته و نسن از نقطه نظر مسائل مختلف زمین‌شناسی نظیر چینه‌شناسی، بیواستراتیگرافی، آنالیز رخساره‌ها و تعیین نوع محیط رسوبی مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان داخلی و خارجی بوده است (نجفی و همکاران، ۱۳۸۵، شعبانیان، ۱۳۹۰، Ebrahim-Nejad et al., 2015; Mahdavi and Vaziri, 2010). این رسوبات به ویژه سازند روته در بخش‌های غربی حوضه رسوبی البرز، سنگ میزبان بسیاری از کانسارهای فلزی نظیر سرب، روی و عناصر خاکی کمیاب بوده‌اند و مقادیر قابل توجهی کانه فلزی در آنها تشکیل شده است (علیپور و همکاران، ۱۳۹۳؛ ملکی و همکاران، ۱۳۹۵). سازند روته از توالی پرمین حوضه رسوبی البرز که مدنظر این پژوهش است شامل سنگ آهک‌های خاکستری تیره بیوژنیک با لایه‌بندی متوسط تا توده‌ای می‌باشد. محققین مختلفی سازند روته را از نظر جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی در حوضه رسوبی البرز مطالعه کرده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹؛ شاکری و اخروی، ۱۳۷۹؛ Gaetani et al., 2009؛ صادقی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ کفشدوز و همکاران، ۱۳۹۳، شعبانیان و فرج‌نژاد، ۱۳۹۴؛ مدادی و همکاران، ۱۳۹۵؛ بسطامی و همکاران، ۱۳۹۵).

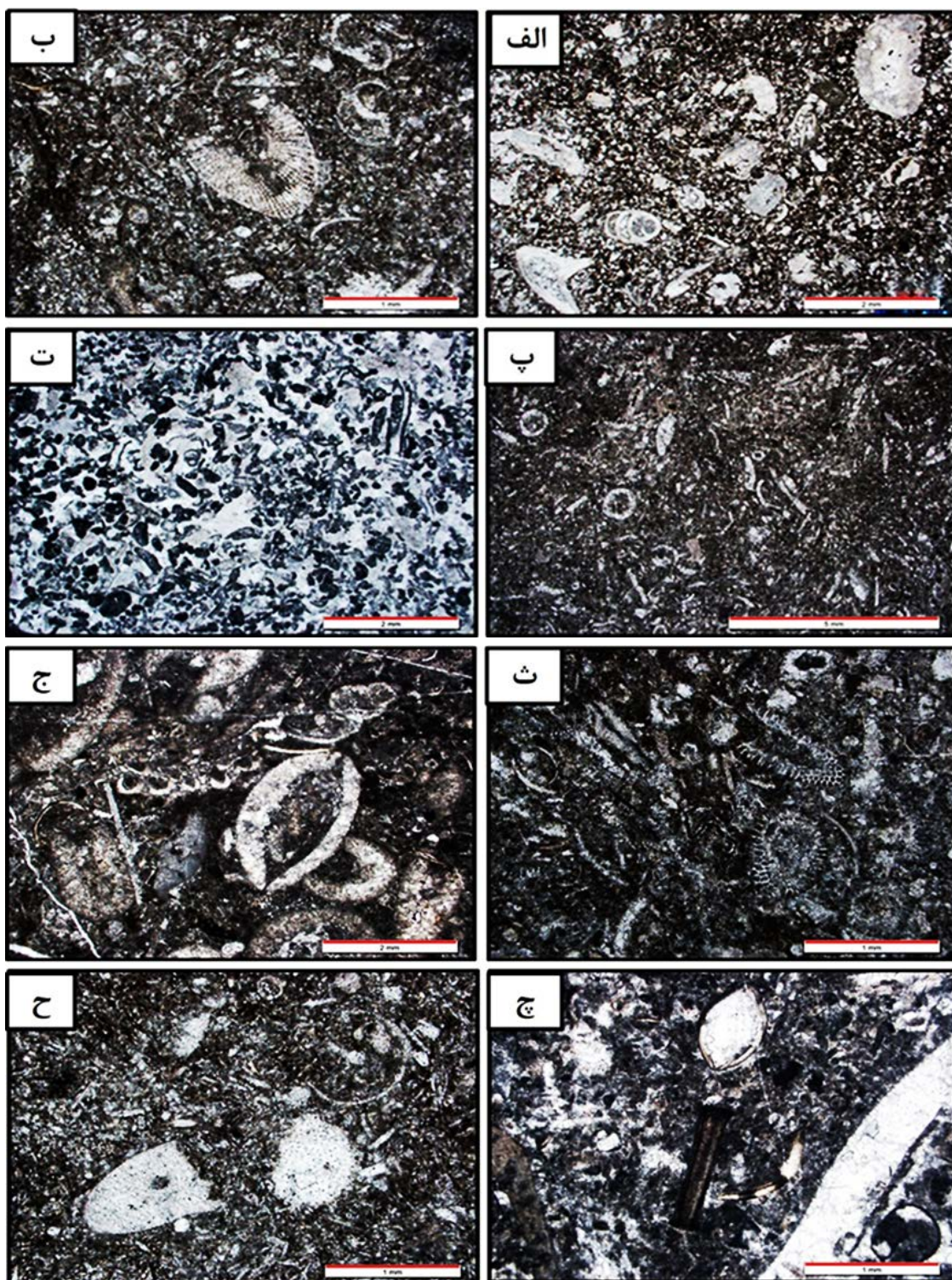
مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی سازند روته در برش‌های مورد مطالعه منجر به شناسایی سه کمربند رخساره‌ای، لاگون، پشته‌های سدی و دریای باز گردید. ریز رخساره‌های بیوکلاست داسی‌کلاداسه‌آ پکستون، استراکدا داسی‌کلاداسه‌آ پکستون و استراکدا اکینید پلوئید پکستون معرف زیر محیط لاگون می‌باشند (شکل ۲-۱۷ پ، ث، ج، چ). وجود گل آهکی در زمینه این ریز رخساره‌ها و فراوانی اجزای غیر اسکلتی نظیر پلوئیدها، داسی‌کلاداسه‌آ و استراکدا معرف یک محیط آرام و با تاثیر کمتر امواج در بخش‌های کم‌انرژی لاگون است (Longman 1981; Tucker and Wright 1990). در این زیر محیط بایوکلاست‌ها از تنوع پایین و فراوانی زیاد برخوردارند و همراه با پلوئیدها هستند (Bachman and Hirsch, 2006). حضور همزمان فونای دریای باز و دریای محدود شده در زیر رخساره اکینید استراکدا، پلوئید پکستون معرف لاگون نیمه محدود شده است (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷).

ریز رخساره پلوئید بیوکلاست گرینستون بیانگر کمربند رخساره‌ای پشته‌های سدی می‌باشد (شکل ۲-۱۷ ت). جورشدگی و گردشدگی خوب دانه‌ها و بافت سنگ نشانگر نهشته شدن این ریز رخساره در محیط سدی و بالای سطح اساس امواج است. براساس رخساره‌های توصیف شده (Wilson (1975 و Flügel (2010 این ریز رخساره در حاشیه پلاتفرم کربناته قرار گرفته و جدا کننده دریای باز از محیط لاگون است. مشابه این ریز رخساره توسط

(بابایی خو و همکاران، ۱۳۹۲ و بسطامی و همکاران، ۱۳۹۵) از سازند روته گزارش شده است (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷).

ریز رخساره بیوکلاست بریوزوئر اکینید پکستون و ریز رخساره بیوکلاست اسپیکول اکینید پکستون و بیوکلاست کلسی اسفر اکینید پکستون نمایانگر کمربند رخساره‌ای دریای باز هستند (شکل ۲- ۱۷ الف، ب، ح). تنوع فونای دریای باز و استنوهالین از قبیل اکینید و بریوزوئر، مجموعه عواملی هستند که موجب نسبت دادن این ریز رخساره ها به محیط دریای باز هستند (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ Wilson 1975; Flugel 2010)

با توجه به تنوع میکروفاسیس‌ها و دسته‌بندی آنها و مدل‌های ارائه شده توسط Wilson (1975) و Flugel (2010) و همچنین پژوهش‌های پیشین توسط بابایی خو و همکاران، ۱۳۹۱ و بسطامی و همکاران، ۱۳۹۵، محیط رسوبی سازند روته یک رمپ کربناته با شیب ملایم است. نبود رخساره‌های ریفی گسترده و نبود رسوبات توربیدیتی نشانگر ته نشست این توالی کربناته روی یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ است که شامل زیر محیط رمپ میانی تا داخلی است. رخساره‌های رمپ داخلی بر اساس تجمعات فونا قابل تقسیم به رمپ داخلی محدود شده و باز می‌باشند. تجمع اسکلتی موجودات و پلوئیدها منجر به تشکیل نهشته‌های شسته شده مربوط به دریای باز یا پشته‌های سدی شده است. رمپ میانی با تجمع فونای استرومالین نظیر اکینید و بریوزوئر مشخص می‌شود. رمپ‌های کربناته غالباً در حوضه‌های فورلند دریا در طول حاشیه‌های غیرفعال گسترش می‌یابند (Burchette and wright, 1992). با تکامل اقیانوس پالئوتتیس در پالئوزوئیک بالایی، حاشیه کافتی شمال ایران به یک حاشیه غیرفعال تبدیل شده و این وضعیت تا تریاس میانی ادامه داشته است (Rahimi, 2002). به باور Gaetani et al (2009) پیشروی دریای پرمین پایانی (تشکیل سازند کربناته نسن) در البرز مرکزی به سمت جنوب بوده است. در همین زمان رسوبات مخروط افکنه‌ای همزمان (سازند قشلاق) که با بین لایه‌های رسوبات مردابی و خاک‌های لاتریتی همراه بوده‌اند، در البرز شرقی تشکیل می‌شده‌اند. به سمت انتهای پرمین، اغلب مناطق البرز از آب خارج شده و رخساره دریایی به نواحی کوچکی در حاشیه خزر البرز مرکزی محدود شده است (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷).



شکل ۲- ۱۷- تصاویری از ریز رخساره‌های سازند روته (الف) بیوکلاست بریوزوئر اکینید پکستون (ب) بیوکلاست کلسی‌اسفر اکینید پکستون (پ) بیوکلاست داسی‌کلا داسه‌آ پکستون (ت) پلوئید بیوکلاست گرینستون (ث) بیوکلاست داسی‌کلا داسه‌آ پکستون (ج) استراکد داسی‌کلا داسه‌آ پکستون (چ) استراکد اکینید پلوئید پکستون (ح) بیوکلاست اسپیکول اکینید پکستون.

۲-۳-۳- سازند نسن

این سازند سن پرمین پسین دارد. سازند نسن در ۱۰ کیلومتری شمال غربی روستای نسن، واقع در بخش علیای دره نور قرار دارد. این درّه در محلّ پل زنگوله، جاده چالوس را در یک راستای شرقی - غربی، به جاده هراز - آمل پیوند می‌دهد. موقعیت جغرافیایی سازند نسن در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ آمل به طول شرقی ۲۹° ۵۱° و عرض شمالی ۱۶° ۳۶° با ارتفاع ۳۵۰۴ متر می‌باشد. نخستین لایه‌های سازند نسن بر روی سنگ‌های آتشفشانی دیابازی (ملافیر) جای دارد، که خود بر روی سطوح فرسایش یافته آخرین لایه‌های آهکی سازند روته قرار دارد. بر روی سنگ آهک‌های چرت‌دار رأس سازند نسن، در حدود ۲۰ متر سنگ‌آهک ائولیتی ریزدانه و ضخیم‌لایه جای دارد که مشخص کننده قاعده سازند الیکا (تریاس پایینی - میانی) است. در یک نگاه کلی سازند نسن تناوبی از شیل‌های مارنی سیاه رنگ و سنگ آهک‌های گرهک‌دار است که بعضی از لایه‌های بخش پایینی آن و همچنین ۳۰ متر سنگ‌آهک‌های روزن‌دار بخش بالایی آن به داشتن نودول‌های چرت سیاه رنگ شاخص‌اند (آقابات، ۱۳۸۷).

Glaus (1965) برش الگوی سازند نسن را در درّه علیای نور معرفی کرد که به داشتن براکیوپودهای آشکوب جلفین شاخص بود و جایگاهی بین گدازه‌های ملافیری سازند روته و نخستین ردیف‌های منسوب به تریاس (سازند الیکا) قرار داشت که هر دو مرز زیرین و زیرین آن ناپیوسته و همشیب بود.

در مناطق مورد مطالعه سازند نسن، براساس مشخصات سنگ‌شناسی قابل تقسیم به دو بخش است. Glaus (1965)، Fantini-Sestini and Glaus (1966)، برش الگوی سازند نسن را به دو بخش بالایی و پایینی تقسیم کردند. نسن پایینی با ۸۵ متر ضخامت شامل ردیف‌های ماسه سنگی در پایین و حدود ۶۴ متر سنگ آهک سیاه رنگ مارنی - شیلی ریزدانه در بالاست. نسن بالایی با ۱۴۴ متر ستبراً شامل تناوبی از شیل‌های مارنی سیاه رنگ و سنگ آهک‌های گرهک‌دار تیره رنگ در پایین و سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه حاوی قلوه چرت در بالا است. تاکنون، سازند نسن تنها در دامنه شمالی البرز مرکزی، گزارش شده بود. به نظر می‌رسد که به سمت دامنه جنوبی البرز، این سازند پس از نازک شدن حذف می‌شود. با وجود این از نواحی گردنه امام زاده هاشم (Assereto, 1963)، دره مبارک آباد (Fantini-Sestini, 1965)، در جنوب گرگان (Frech, 1900) و همچنین ناحیه آوج کبودرآهنگ (Bolourchi, 1977) و... ردیف‌هایی از پرمین بالایی گزارش شده است که هم‌ارز سازند نسن هستند.

ضخامت سازند نسن در جنوب آمل ۱۳۰ متر (Stepanov et al., 1969)، در منطقه آوج و کبودرآهنگ ۲۲ متر (Bolourchi, 1977)، در گردنه امام زاده هاشم ۸-۹ متر (Assereto, 1963) اندازه‌گیری شده است. حد پایینی سازند نسن، در برش الگو، ملافی‌های رأس سازند آهکی روته است که از نوع ناگهانی و ناپیوستگی موازی است. Stocklin (1972)، نسن پایینی را هم‌ارز و قابل قیاس با سازند روته می‌داند و مرز پایینی سازند نسن را به ۲ متر رس و شیل سیاه رنگ می‌داند که تفکیک کننده نسن پایینی و بالایی از یکدیگر است. حد بالایی سازند نسن، به طور عموم سازند الیکا (تریاس پایینی-میانی) می‌باشد. در برش الگو سنگ آهک‌های چرت‌دار رأس سازند نسن با حدود ۲۰ متر آهک ائولیتی، ریزدانه، ضخیم لایه پوشیده می‌شود که به تدریج به سنگ آهک‌های ورمیکوله سازند الیکا می‌رسد. تغییر رنگ از سنگ آهک‌های تیره رنگ نسن به آهک‌های خاکستری روشن الیکا در شناسایی این مرز، که چندان آشکار نیست، کمک می‌کند. گسترش جغرافیایی سازند نسن در محدوده‌های زیر مشاهده می‌شوند (آقانباتی، ۱۳۸۷):

در چهارگوش‌های آمل - پلدشت - قزوین رشت - کبودرآهنگ - گرگان - مهاباد - در ورقه‌های آذرشهر - آمل - آوج - اسکو - بلده - بندرانزلی - جواهرده - جیرنده - چالوس - خوش‌بیلاق - رامسر - شکران - شاهین‌دژ - علی‌آباد - علی‌حاجی - قره‌ضیاءالدین - ماکو.

در **چهارگوش آمل** (Stepanov et al 1969)، برش بسیار کاملی از سازند نسن را در جنوب آمل مطالعه کردند که می‌تواند به نوعی مکمل برش الگو باشد. این برش که در ۲۰ کیلومتری جنوب شهر آمل و ۵۰۰ متری شمال مَنگل قرار دارد دارای ویژگی‌های نسن پایینی - نسن بالایی است.

در **ورقه آمل** سطح بالایی سازند روته فرسوده و کارست مانند است که گاهی با نهشته‌ها و قلوه‌های لاتریتی ناشی از فرسایش سنگ‌های آتشفشانی حدفاصل دو سازند روته و نسن پوشیده می‌شود. در این ورقه بخش تحتانی سازند نسن گل‌سنگ و شیل‌های رسی رنگارنگ و بخش فوقانی آن تناوب شیل و سنگ آهک تیره رنگ فسیل‌دار است. داشتن گرهِک‌های چرت سیاه، تناوب‌های مارنی رنگارنگ فسیل‌دار و عدسی‌های نازک (۱ تا ۲ سانتی‌متر) گچ از ویژگی‌های سازند نسن است. در یک نگاه کلی، لایه‌های آغازین سازند نسن نشان از پیشروی دوباره دریا دارد ولی شرایط دریایی از حدود ۱۳ متر بالاتر از قاعده سازند دیده می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۷). (Stepanov et al 1976) نیز در برش‌های چینه‌شناسی متعدد در اطراف مَنگل و عمارت ضخامت‌هایی از ۳۵ تا ۹۳ متر را برای سازند مزبور اندازه‌گیری کرده است. نامبردگان با شناسایی فسیل‌های براکیوپودها، جلبک‌های آهکی، روزن‌داران سازند نسن را مربوط به رأس پرمین دانسته و به آشکوب جلفین نسبت داده‌اند.

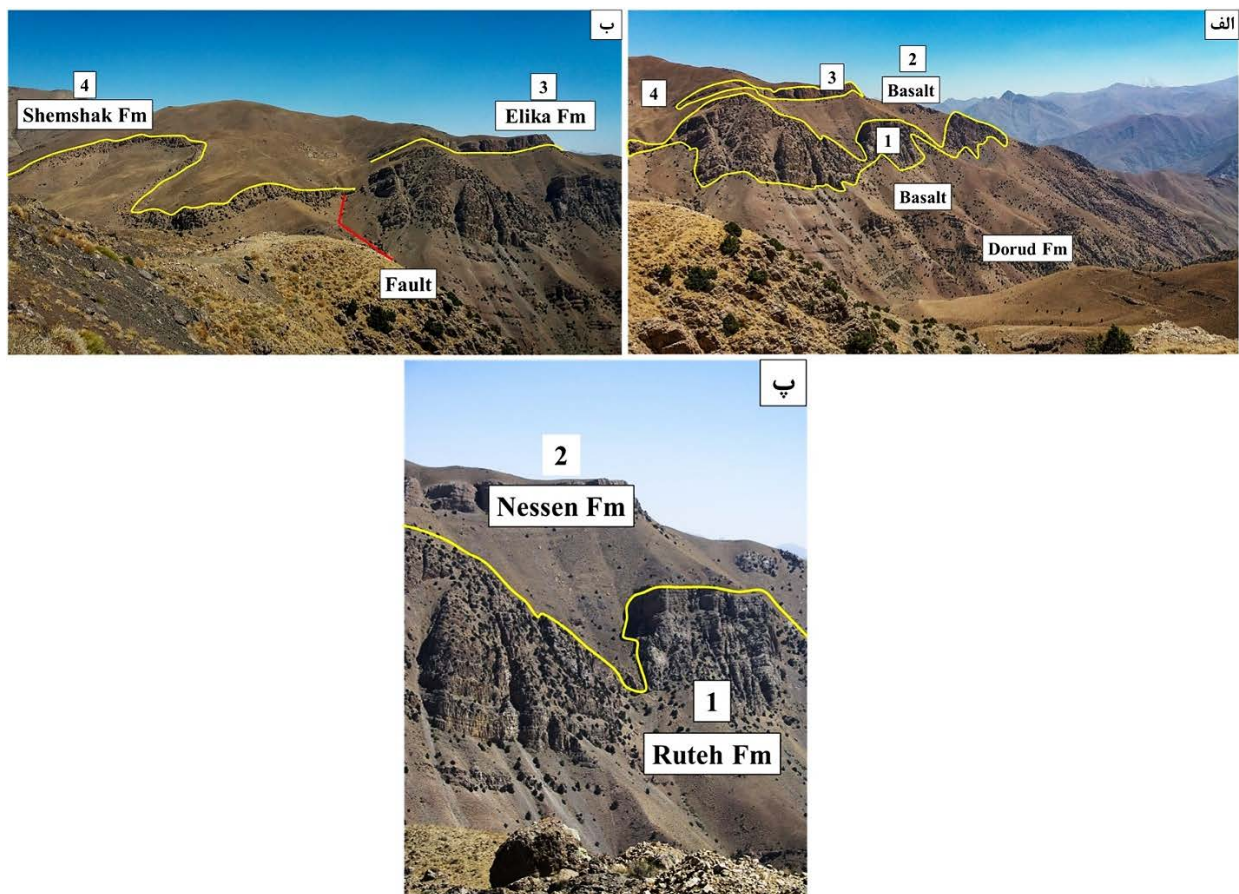
در **ورقه بلده** به ویژه در بخش‌های غربی آن (کوه سیاه‌سنگ)، می‌توان برش‌های متنوعی از سازند نسن را، با رخساره‌های سنگی گوناگون دید. تنوع رخساره‌ها نشانه ناپایداری حوضه و افت و خیزهای کف حوضه دانسته شده است که تا پایان آشکوب جلفین ادامه داشته است. در یک نگاه کلی، به جز برش شمال روستای یوش که ردیف‌های آغازین سازند نسن کنگلومرای است، در سایر برش‌ها سازند نسن با واحدی از شیل و مارن‌های رسی ژپس‌دار سیاه رنگ، به ضخامت ۷۰-۸۰ متر می‌رسد. پایان بخش توالی سازند نسن سنگ آهک‌های رسی-سیلتی است که در انتها با ۵۰ متر سنگ آهک رسی با نوارهای چرت سیاه رنگ به پایان می‌رسد (آقانباتی، ۱۳۸۷).

در **ورقه چالوس** سازند نسن، از چند ده تا حدود ۱۵۰ متر، تناوبی از نهشته‌های نرم از نوع شیل‌های مارنی، ماسه سنگ زرد و قرمز رنگ، سنگ آهک نازک لایه، سنگ آهک مارنی-ماسه‌ای-شیلی است که بر روی سطوح فرسایش یافته سازند روته و یا بر روی سنگ آتشفشانی حدفاصل دو سازند روته و نسن جای دارند (آقانباتی، ۱۳۸۷).

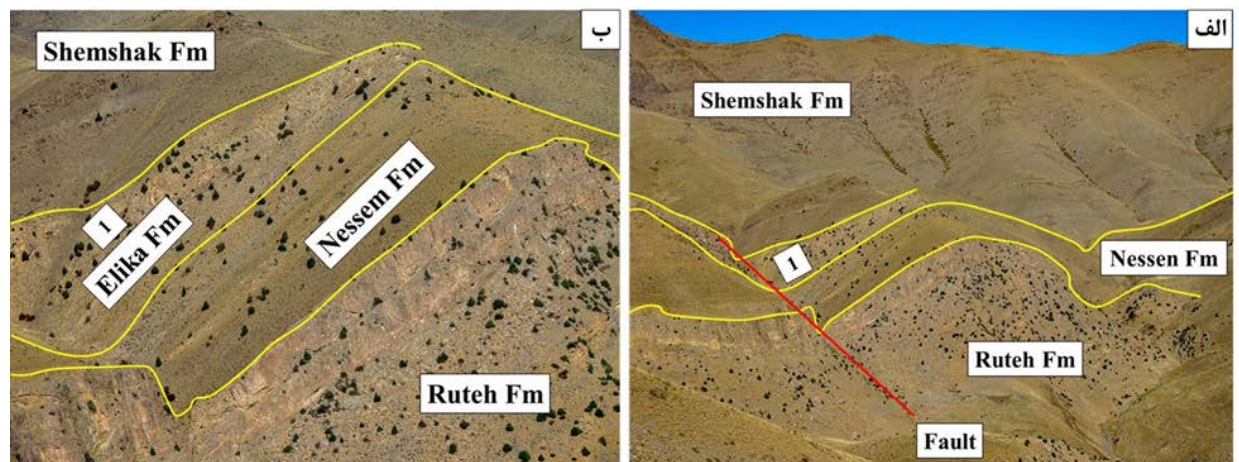
با پیشروی دریا، سازند کربناته نسن به طور هم شیب برروی آهک‌ها و بازالت‌های سازند روته قرار می‌گیرد (شکل‌های ۲-۱۰ الف ۲-۱۲ الف و پ ۲-۱۳ الف و ب). سازند نسن توسط Glaus (1964) در نزدیک روستای نسن در همین منطقه معرفی شد. این سازند دارای دو بخش کاملاً مشخص است. بخش زیرین که ضخامت آن به ۷۰ متر هم می‌رسد از شیل خاکستری تیره همراه با میان لایه‌های سنگ آهک مارنی متوسط لایه تا نازک لایه نودولار است. بخش بالایی که شامل سنگ آهک ضخیم لایه و توده‌ای با ریز رخساره مدستون یا وکستون و میان لایه‌های پکستون بیوکلاستی، براکیوپود، جلبک و فرامینیفرها است. به سمت بخش بالایی، میان لایه‌های شیلی کاهش می‌یابد و به طور همزمان سنگ آهک میکرایتی زیاد می‌شود (Gaetani et al., 2009). سازند نسن دارای رخساره‌های مختلفی است که نشانگر ناپایداری حوضه رسوبی و تغییرات ژرفای آن است. براساس شرح نقشه‌های زمین شناسی منطقه، سازند نسن از پایین به بالا شامل کنگلومرای چندزادی خوب جور شده با لایه‌بندی منظم، بازالت - اسپیلیت سیاه تا خاکستری، ماسه سنگ خاکستری-قرمز دانه درشت سرشار از کوارتز و شیل سیاه آهکی حاوی براکیوپود فراوان و در انتها، آهک خاکستری تیره و سیاه فوزولین‌دار است (سعیدی و قاسمی ۱۳۷۰ و وحدتی دانشمند ۱۳۷۰-۱۳۷۸).

محیط رسوبی سازند نسن

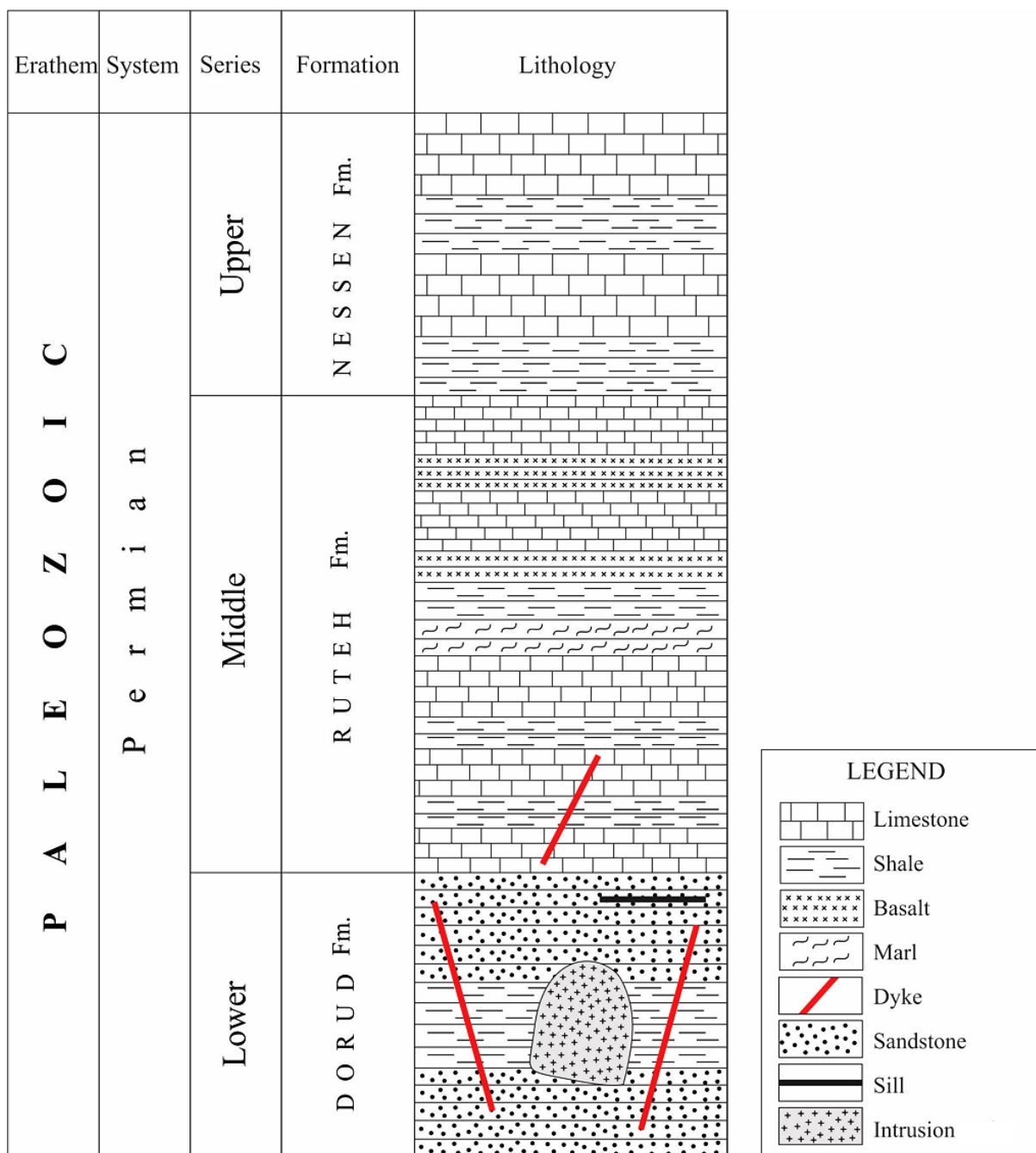
البته، براساس یافته‌های این پژوهش، بخش بازالتی - اسپیلیتی متعلق به سازند روته است. بررسی سنگهای آهکی نازک‌لایه، مارن، سنگ آهک شیلی و شیل‌های سازند نسن منجر به شناسایی دو گروه رخساره های آواری و کربناتی در آن شده است. بررسی سنگ‌های آهکی نازک لایه، مارن، سنگ آهک شیلی و شیل‌های سازند نسن منجر به شناسایی دو گروه رخساره‌های آواری و رخساره‌های کربناتی شده است. رخساره‌های آواری مربوط به محیط دریایی، در حد رخساره حوضه‌ای و در برخی موارد دارای خرده‌های اسکلتی دریای باز است. بررسی سنگ‌های آهکی سازند نسن به شناسایی هفت رخساره از سه گروه محیط دریای باز، محیط سدی و محیط لاگونی تا پهنه کشندی منجر شده است. رخساره‌های کربناتی سازند نسن در محیط دریایی و بر روی رمپ‌های کربناتی نهشته شده‌اند و رخساره آواری در نواحی دور از رمپ ته نشین شده است (لاسمی، ۱۳۷۵). سنگ‌های سازند نسن به طور عمده در البرز شمالی گسترش دارند. این سنگ‌ها با مرزهای ناپیوسته بر روی سازند روته و در زیر سازند الیکا قرار می‌گیرد (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷) (شکل‌های ۲-۱۳ الف، ب ۲-۱۴ الف، ب).



شکل ۲-۱۳- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند دورود، روته، نسن، الیکا و شمشک در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی بلده در البرز مرکزی و گدازه‌های بازالتی و گسل خوردگی (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۱۴- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته، نسن، الیکا و شمشک یا نمایی دور از توالی سازندهای روته، نسن، الیکا و شمشک در ۱۰ جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۵- توالی چین‌ش‌شناسی سنگ‌های پرمین برش بلده (بدون مقیاس).

۲-۳-۴- واحدهای سنگی مزوزوئیک

الف) سازند الیکا

سنگ‌های تریاس زیرین - میانی البرز، ردیف‌های کربناتی آهکی - دولومیتی که برش الگوی آن را (Glaus 1964) در دره نور، و در ۵ کیلومتری پایین دست روستای الیکا، به ضخامت ۲۹۵ متر، مطالعه و معرفی کرده است را گویند. سازند الیکا در مناطق مورد مطالعه به طور هم‌شیب بر روی سازند نسن و با ناپیوستگی در زیر سازند شمشک قرار دارد. در محل برش الگو و سایر نقاط البرز، بخش پایینی سازند الیکا، ضخامتی متغیر از سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه و آهک‌های مارنی است که کمی مارن و یا میان‌لایه‌های نازک دولومیت دارد. لایه‌بندی نازک، رنگ متمایل به خاکستری روشن، فراوانی ساخت‌های کرم مانند از ویژگی‌های بخش پایینی سازند الیکا است که شناسایی و تفکیک آن را از دولومیت‌های ضخیم لایه بخش بالایی فراهم می‌سازد. فراوان‌ترین سنگواره‌های بخش یاد شده دو کفه‌ای‌های نوع کلارایا، گاستروپودهای کوچک و آثار کرم مانند هستند (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۶- تصویری از شروع سازند الیکا در ۱۰ کیلومتری جاده بلده به رویان (دید به سمت شمال).

ب) سازند شمشک

این سازند سن تریاس بالایی - ژوراسیک میانی را دارد. در البرز مرکزی، پیش از معرفی نام شمشک به عنوان یک واحد سنگ‌چینه‌ای، زمین‌شناسانی همچون (Stocklin, 1965 a , 1966 b; Lorenz, 1966; Glaus, 1966; Dellenbach, 1966) ردیف ستبری از سنگ ماسه، سیلت سنگ، شیل همراه با عدسی‌ها و یا لایه‌های زغال‌سنگ و نیز تناوب‌های دریایی فسیل‌دار همراه آن‌ها را سازند شمشک نامیده بودند. (Assereto 1966) با

ارائه یک برش الگو و بیان ویژگی‌های بیشتر، این نهشته را به عنوان یک واحد سنگ‌چینه‌ای رسمی معرفی نمود و آن را به چهار واحد سنگی از پایین به بالا شامل ماسه سنگ پایینی، سری زغال‌دار پایینی، ماسه سنگ بالایی و سری زغال‌دار بالایی تقسیم کرد.

ترکیب کانی‌شناسی نهشته‌های شمشک نشانگر آنست که منبع تأمین کننده رسوب‌های این گروه به طور عمده سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و به میزان کمتری سنگ‌های آتشفشانی بوده‌اند که در این میان سنگ‌های رسوبی (سنگ ماسه و سنگ آهک چرت‌دار و شیل) نسبت به سایر سنگ‌ها برتری دارند. با توجه به داده‌های ناحیه‌ای برای چرت‌های گروه شمشک می‌توان سازندهای سلطانی و میلا، برای بخش‌های ماسه‌ای آن، رسوب‌های آواری کامبرین، دونین بالا (عضو زیرین سازند جیروود)، پرمین پایینی (سازند دورود) و بالاخره برای رس‌های فراوان این سازند رسوب‌های پیش از گروه شمشک را موثر دانست (آقانباتی، ۱۳۹۳).

دومین گروه از سنگ‌های تأمین کننده نهشته‌های گروه شمشک از نوع انباشته‌های آرژیلی کم دگرگون شده نظیر آرژیلیت، اسلیت، فیلیت، شیست‌های کلریت - سرسیت - کوارتزار و کمی قطعات سنگی کم دگرگون (میکاشیست) است. آرژیلیت و اسلیت‌ها ممکن است حاصل فرسایش سازند کهر باشد. فیلیت‌ها، کلریت شیست‌ها و میکاشیست‌های موجود در گروه شمشک نتیجه فرسایش شیست‌های گرگان دانسته شده‌اند. پورفیریت‌ها، کوارتزهای دودی، و پلاژیوکلازهای تخریبی موجود در سنگ‌های گروه شمشک بر دو نوع است. یکی پلاژیوکلازهای کاملاً تازه و تجزیه نشده نوع دوم پلاژیوکلازهای بشدت دگرسان شده که احتمالاً متعلق به سنگ‌های آتشفشانی کهن (دونین و پرکامبرین) هستند. در ناحیه مورد مطالعه سازند شمشک متشکل از شیل و ماسه‌سنگ‌های سبز رنگ بوده و با ناپیوستگی بر روی سازند الیکا قرار می‌گیرند (آقانباتی، ۱۳۹۳) (شکل‌های ۲-۱۳ الف، ب ۲-۱۴ الف، ب).

۲-۳-۵- تحلیل زمین دینامیکی حوضه

بازارایش ژئودینامیکی قلمرو تتیس در خلال پالئوزوئیک پسین- مزوزوئیک پیشین، با فعالیت ماگمایی در طول حاشیه شمالی گندوانا از شرق هیمالیا تا تبت، عمان، ایران و ترکیه همراه بوده است (Zhu et al., 2010). از داده‌های سنگ نگاری و زمین شیمیایی سنگ‌های آذرین به همراه شواهد چینه نگاشتی، رخساره‌ای و محیط رسوبی سنگ‌های رسوبی می‌توان برای تعیین جایگاه تکتونوماگمایی و یافتن محل جغرافیای دیرین سرزمین البرز در پرمین استفاده کرد.

اقیانوس تتیس کهن که در اردوویسین پسین - دونین (دیهمی، ۱۳۹۳؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۳؛ درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳؛ قاسمی و دیهمی، ۱۳۹۳) در پاسخ به جدایش ابرسرزمین هان،

تاریخ، چین و هند و چین از گندوانا تشکیل شده بود، نواحی وسیعی را در اطراف استوا تا تریاس میانی اشغال کرده بود. فروانش بعدی اقیانوس تتیس کهن، به جدایش خرده ورقه‌های سیمین شامل بخش‌هایی از آناتولی، ایران، افغانستان، تبت و ملاوی امروزی و تشکیل اقیانوس تتیس جدید منجر شده است. اگرچه، چهارچوب مفهومی این مسأله روشن و ساده به نظر می‌رسد، ولی اعتبار آن باید آزموده شود (Zhu et al., 2010). برای نمونه، بسته شدن اقیانوس تتیس کهن و بازشدن تتیس جدید، عموماً در خلال پالئوزوئیک پسین رخ داده است (Stampfli and Borel, 2002) اما، زمان‌بندی عملی و واقعی این دو رویداد مهم، همواره موضوع بحث‌های داغ در میان پژوهشگران بوده است. مطالعات صورت گرفته بر روی سرزمین عمان، زمان بازشدن اقیانوس تتیس جدید را در تریاس (Robertson and Searle, 1990)، پرمین میانی (Stampfli and Stampfli et al., 1991; Stampfli and Borel, 2002) و پرمین پیشین (Saidi et al., 1997; Angiolini et al., 2003) بیان کرده‌اند. Garzanti and Sciunnach (1997) و Garzanti et al (1999) براین باورند که اقیانوس تتیس جدید به طور همزمان در نواحی وسیعی از هند تا نپال و تبت در خلال پرمین پیشین باز شده است، درحالی که (Stampfli and Borel 2002) که عمدتاً بر روی نواحی تتیس غربی کار کرده‌اند، به دوزمانه بودن بازشدن تتیس جدید در شرق استرالیا در کربونیفر پسین - پرمین پیشین و در ورقه‌های هند و عربی در پرمین میانی - پرمین پسین، باور دارند.

دوره پرمین، به دلیل تغییرات شدید زمین‌ساختی و اقلیمی، زمان بسیار پرتکاپویی برای سرزمین گندوانا بوده است. وسیع‌ترین یخبندان فائروژوئیک در بخش جنوبی گندوانا در خلال کربونیفر - آغاز پرمین رخ داده است. این یخبندان، با دوره‌ای از گرمایش جهانی و بزرگترین رخداد انقراضی در تاریخ زمین در طی انتهای پرمین همراه بوده که اتفاقاً با ماگماتیسم شدید نیز همراهی شده است (Castillo et al., 2016). اگرچه در این زمان، ایران به دور از محل بروز این رخدادها بوده، اما از اثرات جهانی آن تأثیرپذیر بوده است.

به باور دلاوری و همکاران (۱۳۹۶) و رستمی و همکاران (۱۳۹۶) سنگ‌های ماگمایی بازیک پرمین منطقه بلده از دیدگاه زمین شیمیایی سرشت آکالن سدیک دارند و از تبلور مذاب بازالتی ریشه گرفته از خاستگاه OIB در یک جایگاه زمین ساختی درون ورقه‌ای حاصل شده‌اند (خاستگاه گوشته‌ای ژرف و گارنت‌دار از نوع HIMU). این جایگاه زمین‌ساختی می‌تواند پیامد زمین‌ساخت کششی حاکم در پرمین میانی - پسین باشد که با کاهش فشار بر گوشته، بالا آمدن ستون گوشته‌ای ژرف، ذوب بخشی آن در اعماق زیاد و تشکیل ماگمای بازالتی همراه باشد. این رژیم کششی با مراحل آغازین بالازدگی پوسته و تشکیل حوضه‌های کافتی به عنوان پیش درآمد تشکیل تکامل اقیانوس تتیس جدید در بخش جنوبی تتیس کهن مصادف بوده است. در دیگر نواحی حوضه تتیس نیز (Upton et al., 2004) به ماگماتیسم بازالتی آکالن پرمین (به سن احتمالی ۲۵۰ میلیون سال پیش) در

اسکاتلند اشاره کرده و آن را به وجود حوضه‌های کشتی کافتی و بالا آمدن ستون گوشته‌ای آستنسفری و ذوب بخشی آن نسبت داده است. (Maury et al (2003 ویژگی‌های عناصر اصلی و کمیاب بازالت‌های زیردریایی پرمین میانی حاشیه تتیس جدید در عمان را شاخص ماگماتیسم مرتبط با ستون‌های گوشته‌ای جایگزین شده در یک حاشیه قاره‌ای نازک شده در اثر کافت‌زایی می‌دانند، مدلی که به نظر می‌رسد بیشترین همخوانی را با ماگماتیسم پرمین منطقه بلده داشته باشد. (Li et al (2018 با مطالعه سنگ‌های کماتی‌ایتی پرمین در مشهد که تا کنون به عنوان افیولیت‌های مشهد در زمین درز تتیس کهن قلمداد می‌شده‌اند، ماگمای سازنده آن‌ها را از ذوب بخشی یک ستون گوشته‌ای در حال صعود به زیر پشته میان اقیانوسی تتیس کهن در نظر گرفته‌اند. همه این موارد نشانگر گسترش وسیع و اهمیت فراوان سنگ‌های ماگمایی پرمین در بازسازی حوضه‌های تتیس کهن و جدید است.

فصل سوم

پتروکرافتی

۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین شامل بررسی کانی‌ها و بافت سنگ‌هاست و انعکاسی از شیمی و تاریخچه سرد شدن آن‌ها می‌باشد. بهترین روش برای تقسیم‌بندی سنگ‌های آذرین، بررسی بافتی و کانی‌شناسی آن‌هاست که شواهد ارزشمندی از منشأ و نحوه تحول ماگما را ارائه می‌دهند. مطالعه کانی‌شناسی و بافت سنگ‌های آذرین در تشخیص فرآیندهای تبلور دوباره، هوازدگی و دگرسانی اهمیت بسیاری دارند. در این فصل به طور کلی ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی، سنگ‌های منطقه را بررسی خواهیم کرد. بدین منظور تعداد ۷۰ 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. سپس تعداد ۶۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند که در کارگاه تهیه مقاطع نازک گرونا در تهران و بلورین سنگ کرمان آماده شدند و توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل OLYMPUS- DP72 بررسی گردید. در پتروگرافی تمامی نمونه‌ها تا حد امکان بافت، کانی‌های اصلی، کانی‌های فرعی، کانی‌های ثانویه و نام سنگ توصیف شد. 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 آذرین: شامل بازالت، گابرو، لامپروفر.

(۲) سنگ‌های آذرآواری: شامل آگلومرا.

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

جدول ۳-۱- علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل (Whitney and Evans, 2010)

Mineral Name	Symbol
Amphibole	Amp
Calcite	Cal
Chlorite	Chl
Clinopyroxene	Cpx
Magnetite	Mag
Olivine	Ol
Opaque mineral	Opq
Plagioclase	Pl

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آذرین

یکی از جنبه‌های اساسی سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین، بافت آن‌هاست که نشانگر خوبی برای تاریخچه سرد شدن سنگ‌های آذرین است. با بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی مناطق مورد مطالعه، سنگ‌ها شامل واحدهای آتشفشانی (بازالت) و درونی (گابرو، دیاباز و لامپروفیر) می‌باشند.

۳-۲-۱- بافت سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه

بافت‌های اصلی مشاهده شده در سنگ‌های آذرین منطقه شامل پورفیری، میکرولیتی، میکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی جریانی، هیالومیکرولیتی آمیگدالوئید، اینترگرانولار، گلوپورفیری و بافت‌های فرعی شامل تراکیتی، اینترسرتال، بادامکی و افیتیک، ساب افیتیک، پوئی کیلیتیک، اسکلتی و غربالی 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 آذرین بیرونی و نفوذی کم‌عمق است که یک تفاوت آشکاری در اندازه فنوکریست‌ها در آن دیده می‌شود. تفاوت در اندازه دانه‌ها بیانگر رابطه بین اندازه‌ی بلور و نرخ سردشدگی می‌باشد. (شکل ۳-۴ الف تا ت). فنوکریست‌هایی از پیروکسن (اوزیت)، الیوین و گاهی پلاژیوکلاز در زمینه‌ای دانه‌ریز از جنس پلاژیوکلاز و یا کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن (اوزیت) و الیوین قرار می‌گیرند. اگر فنوکریست‌ها در زمینه‌ای از بلورهای میکرولیتی پلاژیوکلاز باشند بافت را **میکرولیتی پورفیری** (شکل ۳-۴ الف تا ت) و اگر در زمینه‌ای از شیشه یافت شوند بافت را هیالوپورفیری می‌گویند. بافت پورفیری در سنگ‌های منطقه را می‌توان نشانگر پایین بودن سرعت خروج ماگما و توقف ماگما در آشیانه ماگمایی دانست. اغلب بیان می‌شود که سردشدگی آرام، بافتی دانه درشت تولید می‌کند زیرا در این صورت زمان برای رشد بلورهای بزرگ وجود دارد. در حالی که سنگ‌های دانه‌ریز هنگامی تشکیل می‌شوند که سرد شدن سریع، زمان خیلی کمی را برای رشد در اختیار بلور می‌گذارد (Gill, 2010).

همچنین بر اساس اصل بلوغ بافتی استوالد، 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 گرانیروی پایین ماگمای بازالتی نیز سبب بالا رفتن آهنگ انتشار مواد و تسهیل فرآیند رشد بلورها می‌گردد (Best, 2003) به طور 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) (شکل ۳-۴ الف تا ت).

بافت هیالومیکرولیتی پورفیری: از بافت‌های غالب در سنگ‌های آتشفشانی است. پژوهشگران مختلف، حضور درشت بلورها در داخل یک زمینه دانه‌ریز و تشکیل بافت پورفیری را به عنوان یک فرآیند چندزادی تفسیر نموده‌اند. احتمالاً سازوکار اصلی ایجاد این بافت شامل سه مرحله اصلی سرد شدن مذاب در **اعماق زیاد** (تشکیل درشت بلورها)، **متوسط** (تشکیل میکرولیت) و در **سطح زمین** (تشکیل شیشه) است. ابتدا، در آشیانه‌های ماگمایی موجود در اعماق زمین، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس مذاب تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی را تولید می‌کند. صعود ماگما به داخل آشیانه‌های ماگمایی کم‌عمق و توقف کوتاه مدت مذاب در این آشیانه‌ها باعث رشد لایه‌های جدید بر روی درشت بلورهای قبلی و بزرگ‌تر شدن آنها و همچنین هسته‌بندی و رشد میکرولیت‌ها می‌گردد. در نهایت، خروج ماگما در سطح زمین و کاهش سریع دمای آن، منجر به انجماد گدازه و تشکیل زمینه‌ای شیشه‌ای یا بسیار دانه‌ریز در اطراف فنوکریست‌ها و میکرولیت‌ها و ایجاد بافت هیالومیکرولیتی پورفیری می‌شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲، Best, 2003) (شکل ۳-۲ پ، ت، ث، ج، خ).

بافت گلومروپورفیری: از تجمع درشت بلورهای کلینوپیروکسن به همراه دیگر کانی‌ها و به ویژه پلاژیوکلاز تشکیل می‌شود. این بافت خود نوعی بافت پورفیری نیز محسوب می‌شود که در آن فنوکریست‌ها در یک قسمت از سنگ تجمع یافته‌اند (شکل ۳-۲ خ، د). پژوهشگران نشان دادند که اغلب اجتماعات فنوکریستی و گلومروپورفیری در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، در مرحله تبلور زیرزمینی در اتاق ماگمایی و قبل از فوران ایجاد می‌شود (Barbey et al., 2005; Milovanovic and Banjesevic, 2005; Samuel et al., 2007). به عقیده Winter (2001) و Best (2003) بلورهای معلق و هم‌منشا و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن لخته‌ها و دیوارهای متبلور اتاق ماگمایی، بافت گلومروپورفیری را تشکیل می‌دهند. 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) و در نهایت، گسیختن لخته‌ها،

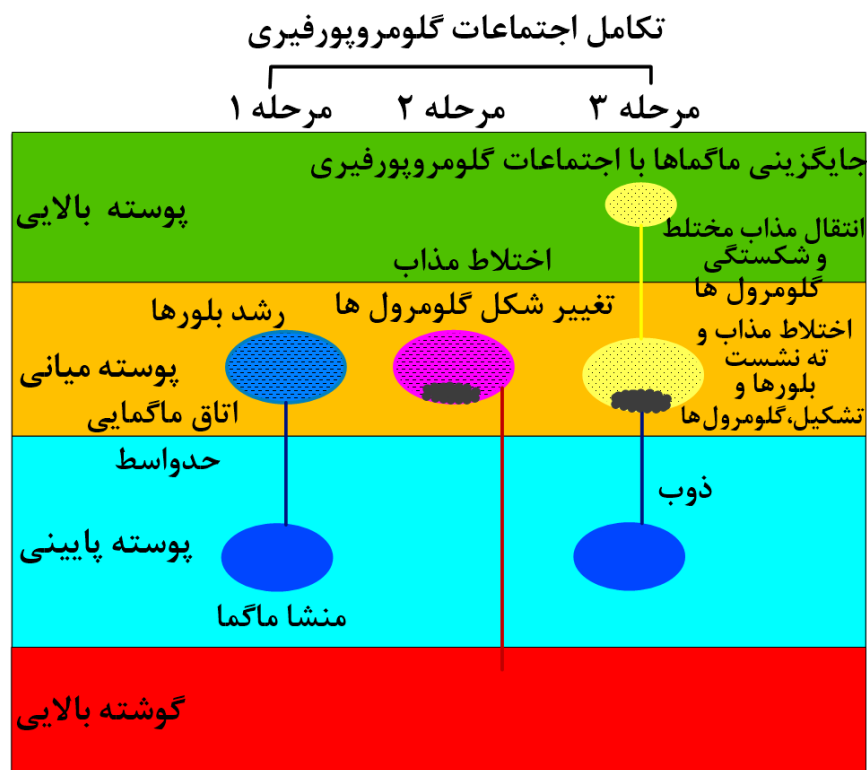
انباشته‌های ماگمایی موجود در کف (الیوین‌ها، پیروکسن‌ها) و یا سقف (پلاژیوکلازها) آشیانه‌ها و دیواره‌های متبلور آشیانه‌های ماگمایی از سازوکارهای ارائه شده برای تشکیل بافت گلومروپورفیری هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Xu et al., 2009; Best, 2003; Winter, 2001).

طبق نظر (Xu et al, 2009)، بافت گلومروپورفیری نتیجه‌ی تجمع فنوکریست‌ها پس از جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی در سه مرحله به شرح ذیل تشکیل می‌شود (شکل ۳-۱):

مرحله‌ی اول: در طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی و در مراحل اولیه تبلور، فنوکریست‌هایی تشکیل می‌شوند.

مرحله‌ی دوم: تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور موجود در اتاق ماگمایی، باعث تشکیل مذاب‌های مختلط می‌شود. کاهش چگالی و گرانروی مذاب دربردارنده‌ی این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف اتاق ماگمایی می‌گردد (Hughes, 1982 ; Xu et al., 2009).

مرحله‌ی سوم: تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکت سریع به سمت بالا، سبب آشفته شدن مخزن، انتقال مذاب و افزایش فشار درون اتاق ماگمایی می‌گردد. افزایش فشار مذاب باعث شکسته شدن بلورهای زودرس موجود در کف اتاق ماگمایی عمیق شده و آنها را به درون اتاق ماگمایی بالاتر انتقال می‌دهد. در این زمان، کاهش فشار باعث ایجاد نیروی کششی بر روی فنوکریست‌های انباشتی شده و جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور را در پی دارد. در اثر تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی بین بلورهای انباشتی و مذاب ایجاد می‌شود. نیروهای کششی و تنش برشی، منجر به شکسته شدن بلورهای انباشتی و تولید اجتماعات گلومروپورفیری می‌شوند. در اثر صعود مذاب و سرد شدن سریع آن، خمیره‌ای در اطراف اجتماعات گلومروپورفیری تشکیل می‌شود (جمشیدی، ۱۳۸۹). تشکیل بافت گلومروپورفیری متشکل از گلومرول‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن علاوه بر اینکه می‌تواند نشانه ناآرامی مخزن ماگمایی و تکه‌تکه شدن واحدهای ته نشین شده در مخزن بر اثر ورود ماگمای جدید به داخل مخزن باشد، از علائم نطفه‌بندی سریع بلور نیز محسوب می‌شود (Tsuchiyama, 1985; Shelly, 1993; Singer et al., 1995).



شکل ۳-۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیری (برگرفته از Xu et al., 2009).

بافت میکروولیتی: فلدسپات‌های دانه ریز به صورت سوزنی (میکرولیت) در متن سنگ و فضای بین دانه درشت را پر می‌کند طول آنها از عرضشان بیشتر است. در بیشتر نمونه‌های بازالتی منطقه، پلاژیوکلاز (به صورت فنوکریست و یا میکرولیت)، فراوان‌ترین کانی است. بافت میکروولیتی در بسیاری از نمونه‌های بازالتی دیده می‌شود (شکل ۲-۳ چ). کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (کلینوپیروکسن و الیوین) چه به صورت فنوکریست یا میکروفنوکریست، چندان فراوان نیستند و تنها در دایک‌های لامپروفیری مقدار آمفیبول خیلی زیاد است. در برخی از نمونه‌ها به دلیل بروز دگرسانی، پیروکسن‌ها و الیوین‌ها کاملاً از بین رفته‌اند و تنها قالب آن‌ها برجای مانده است. در اثر بروز دگرسانی در بازالت‌ها، کانی‌های گوناگونی مانند کوارتز، کلسیت، کلریت، ایدنگزیت، مگنتیت و هماتیت) ریزدانه درون زمینه سنگ بوجود آمده‌اند. برخی از نمونه‌ها بافت میکروولیتی پورفیری متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و پورفیرهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و یا الیوین نشان می‌دهند (شکل ۲-۳ الف، ب). بیشتر پورفیرها، نیمه‌شکل‌دار، تحلیل رفته با حاشیه‌های گرد و خورده شده هستند که نشانگر در تعادل نبودن آن‌ها با مذاب سیلیکاته میزبان و تحلیل رفتن آن‌هاست. پورفیرهای آهن و منیزیم‌دار در اغلب موارد، کاملاً کلریتی و کلسیتی شده‌اند.

بافت بادامکی: حفرات ناشی از خروج گاز و مواد سیال که در اثر کم شدن فشار وارد بر ماگما ایجاد شده‌اند، به طور بخشی یا کامل توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده و منجر به تشکیل این بافت شده است (شکل ۳-۲ پ، ت، خ، د).

بافت تراکیتی: در برخی از روانه‌ها بخصوص گدازه‌های بازالتی در اثر جهت یافتگی بلورهای فلدسپار در جهت جریان گدازه حاصل می‌شود. در ماگماهایی با گرانروی پایین، پلاژیوکلازهای سوزنی شکل که به هنگام انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، موازی هم قرار گرفته و این بافت را به وجود می‌آورند. در واقع این بافت نشان دهنده‌ی جریان یافتن گدازه به هنگام سرد شدن آرام است (شکل ۳-۲ الف، ب، ث، ج، خ، د).

منطقه بندی ترکیبی: در فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شوند. در برخی موارد، فنوکریست‌های این کانی‌ها، دارای شکل اسکلتی، خوردگی و اذخال‌هایی از سایر کانی‌ها هستند (شکل ۳-۴ پ، ت). در صورت عدم تعادل کانی با مذاب اطراف شکل می‌گیرند. معمولاً منطقه‌بندی نشانگر کندتر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور است (Shelley, 1993). وقتی یک یا چند نوار متحدالمرکز در یک بلور منحصر به فرد توسط خطوط مختلفی قطع شده‌اند یا توسط تغییرات تدریجی یا ناگهانی در ترکیب محلول جامد مشخص شده است را گویند. منطقه‌بندی عادی (ذما پایین) در مقابل معکوس (ذما بالا) روند کلی تغییرات از مرکز به سمت حاشیه را نشان می‌دهد (Mackenzie et al., 1987).

به بلورهایی که زون‌های متناوب دارند، منطقه‌بندی گفته می‌شود. اگر این زون‌ها به صورت افقی در عرض تکرار شوند به عنوان منطقه‌بندی نوسانی شناخته می‌شود. روند کلی منطقه‌بندی چندگانه ممکن است معمولی، معکوس یا تناوبی از هر دو باشد. زون‌های اولیه ممکن است ترکیبات یکسان یا متغیر داشته باشد. به طوری که الگوی منطقه‌بندی در یک نمودار ترکیبی ممکن است موج مکعبی، دندان‌دندانه‌دار و دندان‌دار منحنی باشد. با این حال بررسی‌های دقیق نوری و میکروپروب می‌تواند جزئیات آن را مشخص کند. علاوه بر این، در منطقه‌بندی چندگانه فقط بخشی از بلور اشغال می‌شود و باقی‌مانده ممکن است همگن یا متناوب باشد. چند سبک منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها داریم؛ ترکیبی از منطقه‌بندی متراکم نوسانی و متخلخل که در کنار منطقه‌بندی گروهی از ترکیب ذوب شده در حاشیه هر دو بلور است. منطقه‌بندی به بلورهای فلدسپات محدود نیست. همچنین در پلاژیوکلاز بازالت‌هایی که به سرعت سرد شده‌اند دیده می‌شود (Mackenzie et al., 1987).

بافت غربالی

حاصل به دام افتادن اذخال‌های مذاب در بلور است. تشکیل چنین بافتی دارای تفسیرهای پتروژنیکی متفاوتی می‌باشد. عوامل اصلی ایجاد بافت غربالی عبارتند از:

۱) تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور

ورود ماگمای تازه به داخل یک مخزن در حال تبلور یا هضم و آلايش ماگما با مواد خارجی، موجب تغییر ترکیب شیمیایی و دمای آن می‌شود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریست‌هایی که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بوده‌اند، اثر می‌گذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را در یک مخزن ماگمایی با منطقه‌بندی حرارتی قائم که لایه‌های سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلاژیوکلازهای سدیک‌تر متبلور می‌شوند، این بلورهای تازه تشکیل شده به علت نیروهای کنوکسیونی ناشی از اختلاف حرارتی، به کف مخزن فرورفته و مسلماً در آنجا با محیطی گرم‌تر که با آن در حال تعادل نیستند، مواجه می‌شوند و این عدم تعادل می‌تواند منجر به خوردگی شیمیایی بلورها گردد (Tsuchiyama, 1985).

آلايش ماگما توسط مواد خارجی نیز می‌تواند باعث تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز شود (آسیابانها، ۱۳۸۰).

۲) کاهش فشار

Stewart and Pearce (2004) و آسیابانها (۱۳۸۰)، معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه کاهش فشار، باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. با کاهش فشار، تمام فازها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تحت تأثیر انحلال قرار می‌گیرند (تحلیل رفتگی و انحلال در عمق کمتر صورت می‌گیرد). محصولات ناشی از انحلال پلاژیوکلاز، درون بلور به صورت سریع شروع به تبلور می‌کنند و باعث ظهور بافت غربالی می‌شوند. Nelson and Montana (1992) نیز این نظر را تأیید می‌کنند. طبق نظر آن‌ها فرآیند تشکیل بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها ممکن است بر اثر افت سریع فشار خشک (همراه یا بدون کاهش اندک دما) بوجود آمده باشد.

۳) افزایش دما

این عامل نیز به علت ورود ماگمای گرم‌تر به درون مخزن ماگمایی می‌باشد که تبعاً تغییر در ترکیب شیمیایی ماگما را در پی دارد (Nikson and Pearce, 1987).

بافت اینترگرانولار

در بسیاری از سنگ‌های کم‌عمق مخصوصاً دیابازها، فضاهای موجود در بین دانه‌های پلاژیوکلاز بوسیله یک یا تعدادی از کانی‌های فرومنیزین مثل الیوین، پیروکسن و مواد آهن‌دار (اپک) پُر می‌شوند. وجود کلینوپيروكسن در فضای بین پلاژیوکلازها نشانگر تبلور این کانی پس از پلاژیوکلازها و تشکیل بافت اینترگرانولار در این سنگ‌ها است (شکل ۳-۳ الف تا ج). برخلاف بافت افیتیک شکستگی‌های مجاور از لحاظ نوری پیوسته نیستند و به صورت بلورهای کوچک دیده می‌شوند (Mackenzie et al., 1987).

بافت اینترسرتال

شبیه بافت اینترگرانولار بوده با این تفاوت که فضاهای موجود بین بلورهای پلاژیوکلاز توسط شیشه، کانی‌های ثانویه مثل کلریت، کلسیت پر گردیده‌اند (Mackenzie et al., 1987).

بافت گرانولار

در این نوع بافت اکثر کانی‌ها دارای سطوح بلوری هستند و در نتیجه در مقطع نازک به صورت چند ضلعی‌های کاملاً منظم تا چند ضلعی‌های ناقص (دارای تعدادی سطح بلوری) مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳ ج).

بافت افیتیک

غالباً در سنگ‌های گابرویی دیده می‌شود و حاکی از تبلور همزمان پلاژیوکلازها و پیروکسن می‌باشد. اکثراً طول متوسط فلدسپات‌ها از قطر پیروکسن بیشتر نیست. بلورهای کشیده پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از بلورهای بزرگتر پیروکسن (اوژیت) دیده می‌شود. از آن جایی که بلورهای پلاژیوکلاز در داخل بلورهای پیروکسن قرار دارند، این‌گونه می‌نماید که بلورهای پلاژیوکلاز زودتر از بلورهای میزبان هسته‌بندی کرده‌اند، ولی حقیقت این است که نطفه‌بندی و رشد این دو بلور در یک زمان صورت گرفته است. تنها زمانی می‌توان گفت که بلورهای پلاژیوکلاز زودتر متبلور شده‌اند که این بافت حاصل هسته‌بندی بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز، در مقابل هسته‌بندی کمتر و نرخ رشد بیشتر بلورهای پیروکسن می‌باشد (Mackenzie et al., 1987) (شکل ۳-۳ الف، ب).

بافت ساب افیتیک

شبیه بافت افیتیک است با این تفاوت که بلورهای پیروکسن تا حدودی کوچکتر بوده و به صورت موضعی بلورهای پلاژیوکلاز را در بر می‌گیرند. وقتی بلورهای تیغه‌ای شکل پلاژیوکلاز از پیروکسن خارج شود. طول

متوسط فلدسپات‌ها از قطر پیروکسن بیشتر است. (شکل ۳-۳ الف، ب). پلاژیوکلازها توسط چندین بلور اوژیت احاطه شده‌اند در حالی که برخی از پلاژیوکلازها احاطه نشده‌اند و فراتر از بلورهای اوژیت قرار گرفته‌اند (Mackenzie et al., 1987).

بافت پوئی کیلیتیک

سنگ‌هایی که در آنها یک یا چند نوع کانی درون یک کانی دیگر به صورت بخشی یا کامل ضمیمه شده باشند. وقتی بلورهای یک کانی ریز در داخل بلورهای درشت کانی دیگر وارد شده باشد. (شکل ۳-۵ ب). علاوه بر پلاژیوکلازها دانه‌های اوژیت نیز برخی از الیوین‌ها را محصور کرده‌اند (Mackenzie et al., 1987).

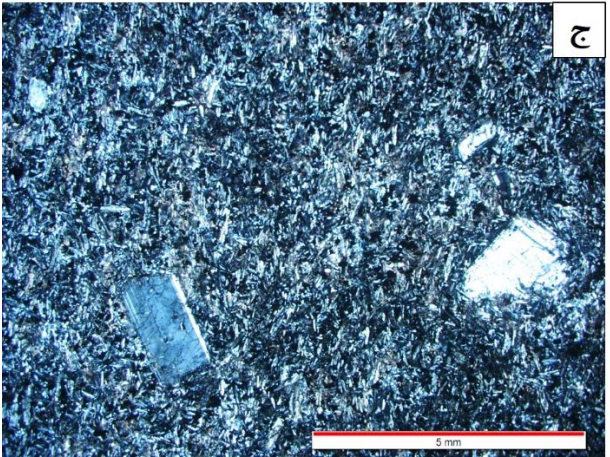
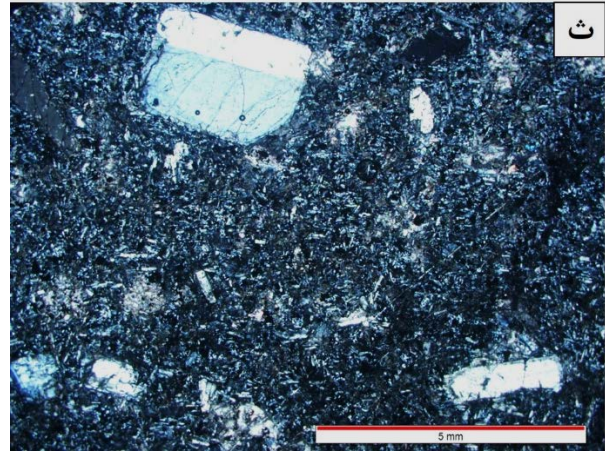
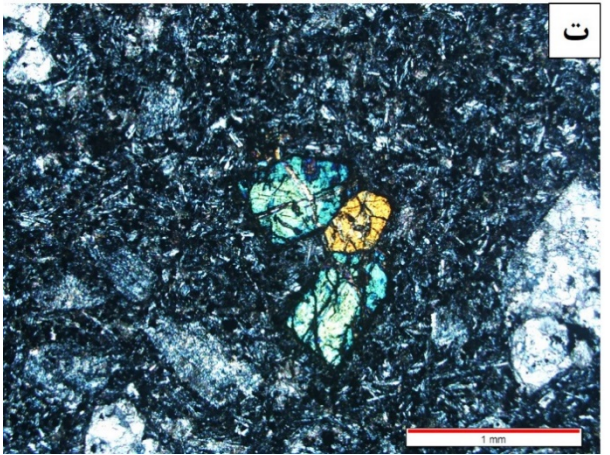
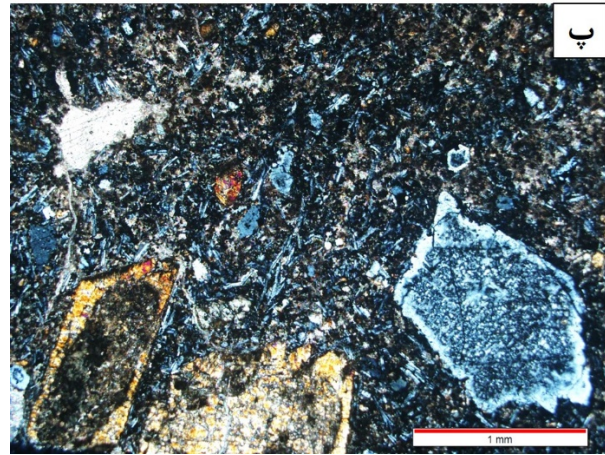
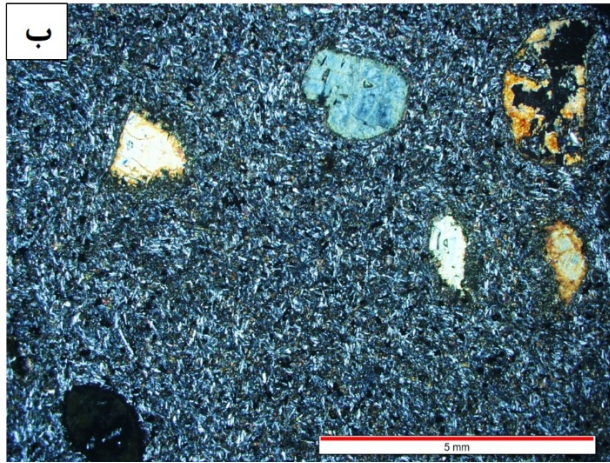
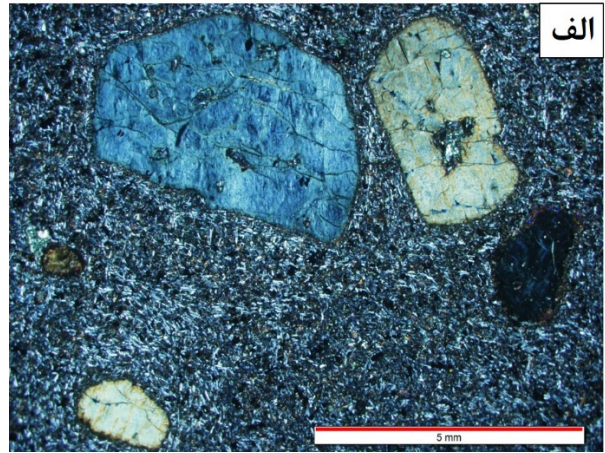
۳-۲-۲- پتروگرافی بازالت‌ها

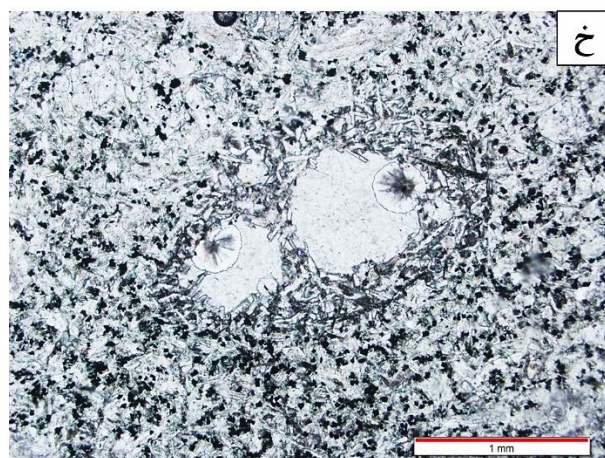
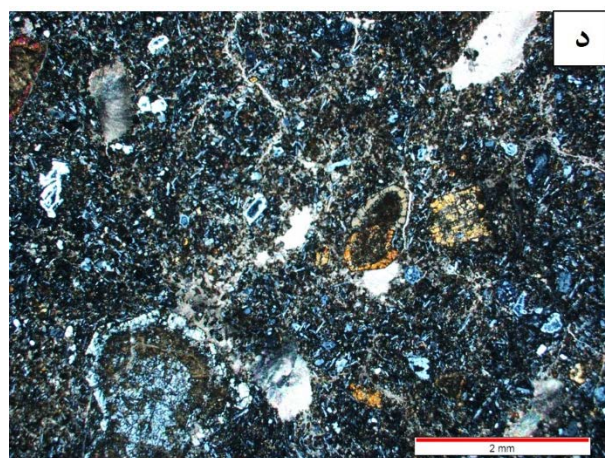
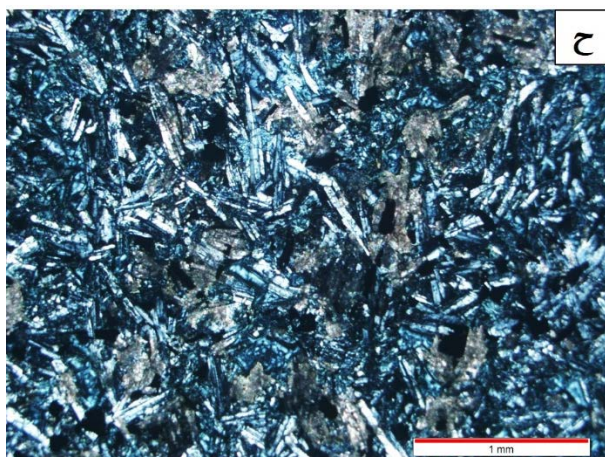
بازالت‌ها سنگی ریزدانه و تیره رنگ و هم‌ارز گابرو است. فلدسپار لابرادوریت سازنده اصلی زمینه است اما پلاژیوکلاز کلسیم‌دار (بیتونیت یا آنورتیت) نیز ممکن است به صورت فنوکریست وجود داشته باشد. اوژیت و الیوین به طور معمول وجود دارد و اوژیت به فراوانی هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه یافت می‌شود، اما الیوین همواره فقط به صورت فنوکریست است. هورنبلند قهوه‌ای و بیوتیت قهوه‌ای در برخی از بازالت‌ها وجود دارند (Klein et al., 1973) (شکل ۳-۲).

الیوین بازالت

برخلاف بازالت‌ها (با کمتر از ۵ درصد الیوین) میزان درشت بلورهای الیوین در این سنگ‌ها به بیش از ۵ درصد می‌رسد (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۰). 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 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.

بافت غالب الیوین‌بازالت‌ها، پورفیری با زمینه میکرولیتی است. کانی‌های اصلی این گدازه‌های بازالتی کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین و کانی‌های فرعی آن‌ها اپک و آپاتیت است، کانی‌های ثانویه آن‌ها شامل: ایدنگزیت، کلریت، سربیسیت و کلسیت هستند (شکل ۳-۲ الف، ب).





شکل ۳-۲- تصاویر بافت‌های دیده شده در بازالت‌ها الف، ب) الیون بازالت با بافت میکروولیتی پورفیری جریان (پورفیری) پ، ت) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری- بادامکی ث، ج) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری جریان (چ) بازالت با بافت میکروولیتی ح) بازالت با بافت اینترگرانولار- میکروولیتی پورفیری - اینترستال خ) بازالت با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری آمیگدالوئید د) بازالت با بافت میکروولیتی پورفیری آمیگدالوئید و بافت گلوپورفیری جریان.

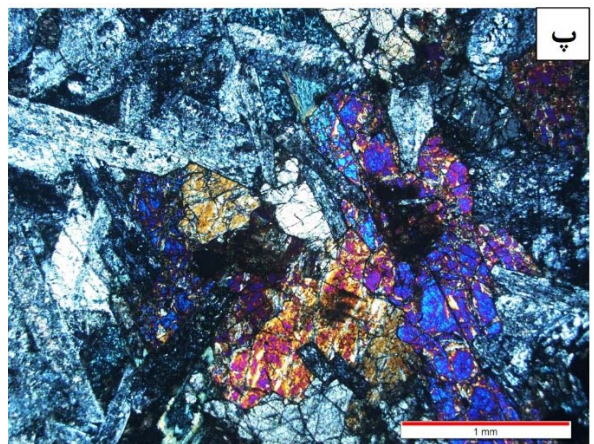
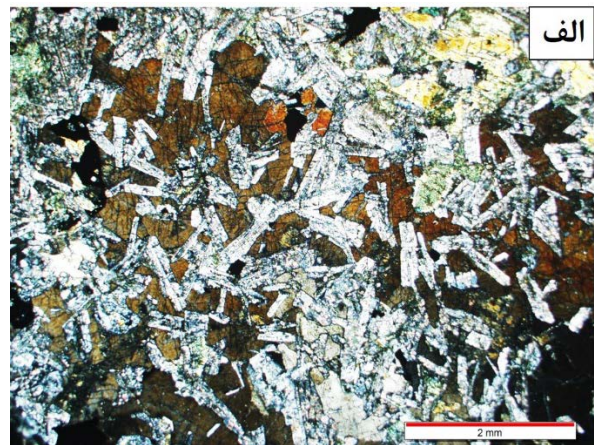
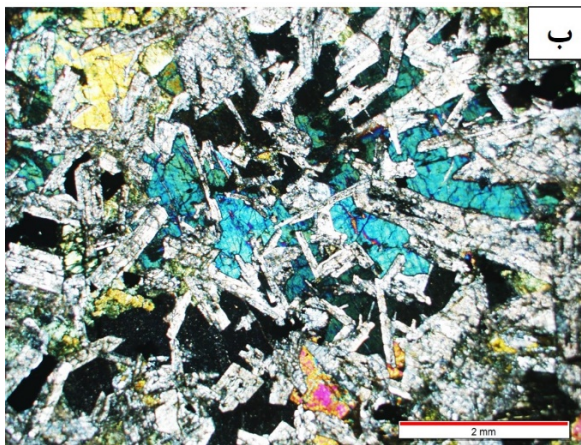
۳-۲-۳- پتروگرافی گابروها

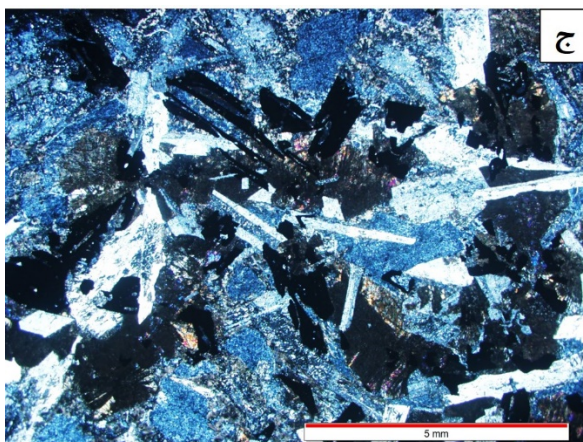
گابروها به صورت استوک، دایک، سیل و به صورت توده‌های بزرگ ظاهر می‌شوند. تحت تاثیر عوامل جوی و یک دگرگونی حتی درجه ضعیف به سهولت دگرسان می‌شوند. در این دگرسانی‌ها، پلاژیوکلازها سوسوریتیتیزه و آلبیتیتیزه شده و پیروکسن‌ها کلریتی و سرپانتینیزه می‌شوند (قربانی و رسولی، ۱۳۹۱).

گابروهای مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های گروه دانه ریز می‌باشد. بافت بعضی از گابروها اینترگرانولار است که در آن بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز، همدیگر را قطع می‌کنند و فضاهایی به وجود می‌آورند که به وسیله بلورهای

بسیار ریز کانی‌های دیگر پر شده است. برخی از پلاژیوکلازها به سیله کلینوپیروکسن احاطه شده‌اند و بافت افیتیک را نشان می‌دهند (شکل ۳-۳ الف، ب، پ، ج).

سنگ‌های کم‌عمق گابرویی که در محدوده گروه دانه متوسط واقع می‌شود، میکروگابروها هستند. از نظر محتوای کانی‌شناسی، میکروگابروها نزدیکی زیادی با گابروها دارند. نوع معمولی آن‌ها از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانه آهن تشکیل می‌گردد. بارزترین بافت‌های سنگ‌های گابرویی عبارتند از: افیتیک، پوئی کیلیتیک و اینترگرانولار هستند (شکل ۳-۳ ت، ث).





شکل ۳-۳- تصاویری از بافت‌های دیده شده در گابروها و میکروگابروها الف و ب) گابرو با بافت افیتیک و ساب افیتیک (اینترگرانولار) پ) گابرو با بافت اینترگرانولار ت) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ث) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ج) گابرو با بافت گرانولار و اسکلتی

۳-۲-۴- پتروگرافی لامپروفیرها

Gamble (1974) نام لامپروفیر (یعنی درخشان یا براق) را برای توصیف گروهی از دایک‌های تیره رنگ منطقه فیختل گبیرگه در آلمان به کار برد. به گروهی از سنگ‌ها که به صورت دایک ظاهر می‌شوند و دارای کانی‌های آهن و منیزیم‌دار به عنوان فنوکریست‌ها و زمینه فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز یا گاه فلدسپاتوئیدی می‌باشند، لامپروفیر گفته می‌شود. فلدسپارهای آنها عموماً دگرسان شده‌اند.

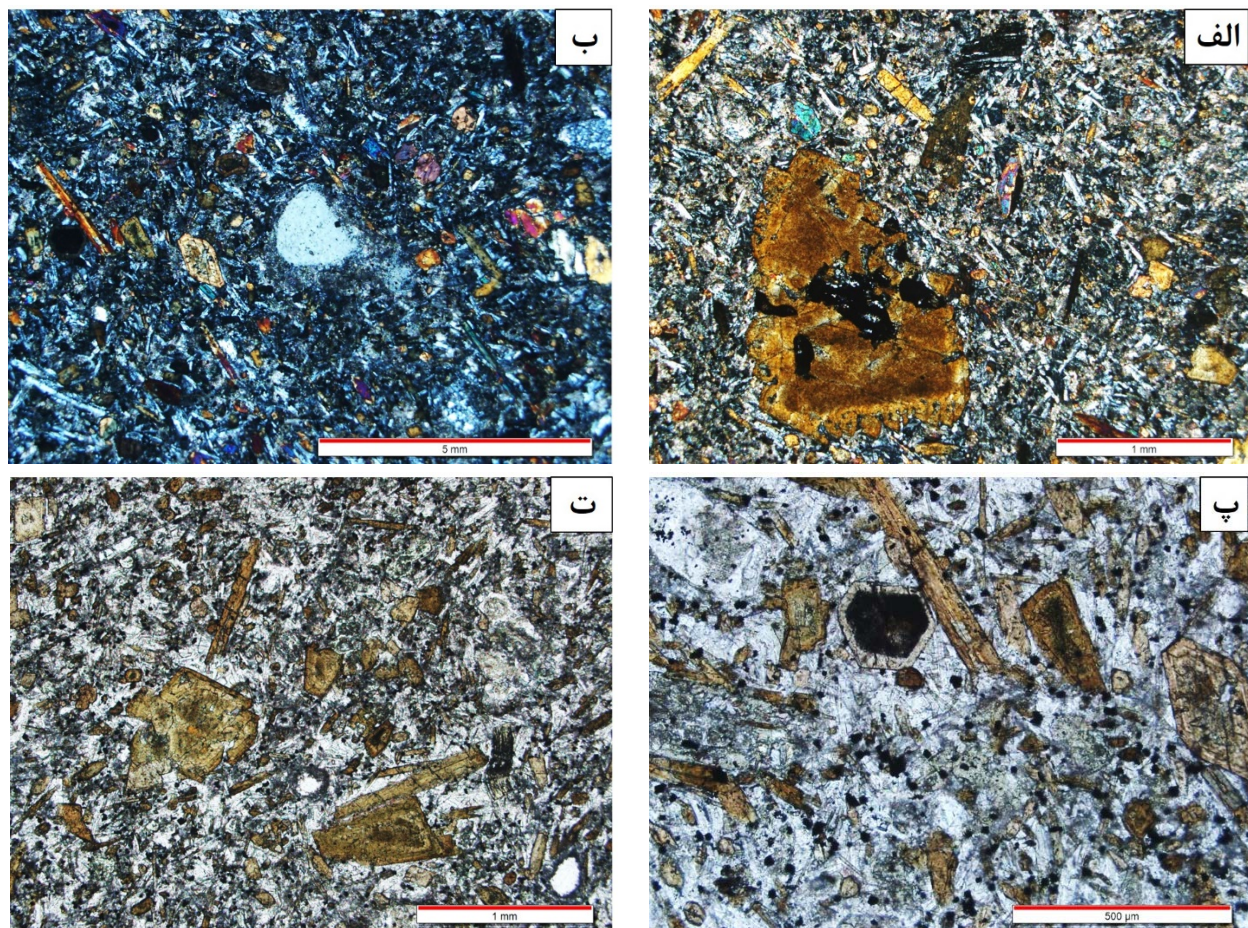
لامپروفیرها از خانواده سنگ‌های آذرین هستند که معمولاً به صورت دایک دیده می‌شوند و توسط بافت پورفیری و ترکیبات کلی پتاسیک متوسط تا بالا مشخص می‌شوند. سنگ‌های مافیک یا الترامافیکی که به صورت توده‌های نفوذی کوچک سرشار از فنوکریست می‌باشند. اغلب لامپروفیرها از پتاسیم، باریم و تیتانیم غنی‌اند، حاوی فنوکریست‌های فلوگوپیت، بیوتیت، الیوین یا آمفیبول هستند و برخی نیز ترکیبات غیر عادی الیوین و پیروکسن غنی از منیزیم همراه با فلدسپات آلکالن دارند. انواع مختلفی از لامپروفیرها دیده می‌شوند که انواع کالکوالکالن و آلکالن از معمول‌ترین آنها هستند.

در انواع کالکوالکالن، مقدار تمام اکسیدهای اصلی به غیر از پتاسیم با هم برابر هستند، از این رو تشخیص آنها از همدیگر مشکل است. کانی‌هایی که در این سنگ‌ها وجود دارند شامل: فلدسپات آلکالن - پلاژیوکلاز - بیوتیت - فلوگوپیت - اوژیت - آمفیبول - الیوین - کوارتز - آپاتیت - اکسیدهای آهن - تیتانیم و کلسیت می‌باشد.

لامپروفیرهای آلکالن معمولاً با مجموعه‌های آذرین آلکالن و سنگ‌های سری کربناتیت - نفلین - ایزولیت همراه‌اند. به نظر (1980) Streckeisen کانی‌شناسی لامپروفیر آلکالن نوع کامپتونیت شامل: آمفیبول - تیتان اوژیت آلومینیوم‌دار - الیوین - بیوتیت - فلوگوپیت است. این کانی‌ها در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن همراه با مقادیر کمتری فلدسپات آلکالن، فلدسپاتوئید، آپاتیت، اکسیدهای آهن - تیتان، زئولیت و کانی‌های کربناته قرار دارند. نوع سانائیت، ترکیب مودال سانائیت تا حد زیادی شبیه کامپتونیت است، فقط به جای پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن دارد. در نوع مونشیکیت، تیتان - اوژیت آلومینیوم‌دار، آمفیبول، بیوتیت - فلوگوپیت و غالباً الیوین وجود دارد که در یک زمینه همگن شیشه‌ای و بی‌رنگ از شیشه، آنالسیم یا نفلین و میکروولیت‌های پیروکسن، آمفیبول، اکسیدهای آهن - تیتانیم، آپاتیت، زئولیت و کانی‌های کربناته قرار دارد.

به نظر (1980) Streckeisen لامپروفیرها تنوع بافتی ساده سنگ‌های آتشفشانی یا درونی معمول را ندارند. این سنگ‌ها را می‌توان از روی بافت، ترکیب کانی‌شناسی و تا حدودی ترکیب شیمیایی به شرح ذیل از سنگ‌های درونی و بیرونی تشخیص داد:

- این سنگ‌ها غالباً دارای بافت پورفیری و به ندرت دارای ترکیبات الترامافیک هستند.
- اصولاً دارای بیوتیت - فلوگوپیت و یا آمفیبول و همچنین کلینوپیروکسن، الیوین هستند.
- اگر فلدسپات یا فلدسپاتوئید وجود داشته باشد، فقط در خمیره سنگ دیده می‌شود.
- دگرسانی گرمابی الیوین، پیروکسن، بیوتیت - فلوگوپیت و پلاژیوکلاز در آنها عادی است.
- کلسیت، زئولیت و دیگر کانی‌های گرمابی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود.
- دارای کانی‌ها و به خصوص فنوکریست‌های مافیک خودشکل می‌باشد. اکثر لامپروفیرها و لامپروئیت‌ها در دایک‌ها یا دیاترم‌ها یافت می‌شوند، اما برخی به صورت گدازه هم دیده شده‌اند.
- براساس مطالعات انجام شده، آمفیبول‌های این پژوهش از نوع کرسوتیت، چرماکیت، پارگازیت، ادنیت و مگنزیتو هاستینگزیت و در گروه کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۴).



شکل ۳-۴- تصاویر بافت‌های دیده شده در لامپروفیرها الف تا ت) لامپروفیر با بافت پورفیری، میکروولیتی پورفیری با منطقه‌بندی ترکیبی

۳-۳- کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه

پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. این کانی‌ها همچنین بصورت ریز بلور در زمینه سنگ به همراه کانی‌های ریز اپک دیده می‌شوند.

۳-۳-۱- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی موجود در این سنگ‌های آذرین است که اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک، به دو صورت درشت بلور (۵ میلیمتر) و میکروولیت (۰/۱ میلیمتر) در زمینه این سنگ‌ها حضور دارد. در واقع دو نسل پلاژیوکلاز در ارتباط با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگما را داریم. به طوری که درشت بلورهای پلاژیوکلاز می‌توانند به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی پس از توقف ماگما در یک آشیانه‌ی ماگمایی ایجاد شده باشند، ولی در حین صعود نهایی و جایگیری ماگما در سطح زمین، با توجه

به سرعت بالای سرد شدن ماگما، میکرولیت‌ها تشکیل شده‌اند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز در واقع در مرحله اول رشد در آشیانه ماگمایی، با توجه به پایین بودن نرخ هسته‌بندی و بالا بودن نرخ رشد این بلورها شکل گرفته‌اند، یعنی هسته‌بندی به سختی صورت گرفته و تعداد معدودی نطفه تشکیل شده و لذا به دلیل در اختیار بودن زمان کافی و نیز سهولت انتشار در محیط، بلورها رشد بیشتری داشته‌اند (شکل ۳-۵، ج، خ، د). در بسیاری از موارد می‌توان به آسانی حضور نسل دوم بلورهای پلاژیوکلاز را بر روی بلورهای درشت و منفرد این کانی تشخیص داد. به طوری که نسل دوم با هسته‌بندی و رشد بر روی درشت بلورهای اولیه (نسل اول)، سبب ایجاد نوعی منطقه‌بندی در این بلورها شده است. با توجه به تفاوت‌های جزئی در ترکیب این دو نسل، عملکرد فرآیندهای ثانویه بر روی آنها متفاوت بوده و با توجه به درجات متفاوت دگرسانی، تشخیص آنها از یک‌دیگر به راحتی امکان‌پذیر است. به طور کلی پلاژیوکلازهای نسل دوم که خود به دو صورت رو رشدی بر روی درشت بلورها و نیز به صورت میکرولیتی دیده می‌شوند، دارای ویژگی‌های نوری مشابه بوده و نیز عموماً شدت دگرسانی کمتری نسبت به پلاژیوکلازهای نسل اول نشان می‌دهند. این امر حاکی از ترکیب تقریباً یکسان حاشیه‌ی رو رشدی و میکرولیت‌ها و رشد همزمان آنهاست. حضور فراوان میکرولیت‌های منفرد (نسل دوم) در زمینه‌ای شیشه‌ای بیانگر این امر است که این میکرولیت‌ها در هنگام صعود نهایی ماگما و در حفاصل بین خروج ماگما از آشیانه‌ی ماگمایی تا جایگیری نهایی آن در سطح زمین شکل گرفته‌اند (شکل ۳-۵، ج، خ، د). حضور میکرولیت‌ها و جهت‌گیری نسبی آنها باعث ایجاد بافت میکرولیتی- تراکیتی (جریانی) در سنگ‌های بازالتی منطقه شده است. این کانی در بعضی نمونه‌ها به سرسیت دگرسان شده است. بر اساس مطالعات شیمی کانی ترکیب شیمی فلدسپارهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992) بازالت‌ها در محدوده لابرادوریت و آندزین، گابروها در محدوده لابرادوریت، الیگوکلاز، آلبیت، آنورتوکلاز و لامپروفیر در محدوده الیگولاز، آلبیت و آنورتوکلاز واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۳).

به عقیده Best (2003) شکل بلورها با تغییرات دمای در طول زمان تغییر می‌کند. با توجه به این که بلورها در بیشتر نمونه‌ها به صورت میکرولیت هستند، پس می‌توان متصور شد که تحت سردشدگی سریع قرار گرفته‌اند و در دمای پایین تشکیل شده‌اند.

پلاژیوکلازها در سنگ‌های بازالتی به صورت بلورهایی با ماکل پلی‌سنتتیک، کارلسباد و خلیجی شکل، با حواشی گرد شده دیده می‌شوند (شکل ۳-۵، ج، خ، د). ضخیم بودن صفحات ماکل در بیشتر پلاژیوکلازها بیانگر غنی بودن آنها از کلسیم می‌باشد. پلاژیوکلازهای دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده نشان دهنده کاهش فشار، در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند. این کاهش فشار آدیاباتیک باعث گرم شدن پلاژیوکلازها در دماهای

بالتر 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 فوگاسیته اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ درون‌گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر سبب گردش‌دگی و انحلال بلورها می‌شود (Best, 2003). بعلاوه Stewart and Pearce (2004) 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.

۳-۳-۲- کلینوپیروکسن

کلینوپیروکسن بعد از پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی موجود در این سنگ‌های آذرین است که اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به دو صورت درشت بلور 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 کلسیک هستند. کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌ها، گابروها و لامپروفیر منطقه مورد مطالعه بیشتر در محدوده Augite – Diopside و اندکی در محدوده Pigeonite قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲ ب). 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 آکالن بودن بازالت‌های منطقه دارد (Gill, 2010). نبود ارتوپیروکسن نیز بیانگر ماهیت قلیایی ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه است.

برخی از اوزیت‌ها، حواشی گردش‌ده و خلیج خوردگی نشان می‌دهند که ناشی از انحلال ماگمایی است (شکل ۳-۵، ر، ز، ژ، س، ش، ص، ض). 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 می‌گیرد (Chen and Zhang, 2008).

برخلاف پلاژیوکلازها که عموماً متحمل دگرسانی شده‌اند، پیروکسن‌ها غالباً سالم بوده و اکثر آن‌ها از اثرات فرآیندهای ثانویه مصون باقی مانده‌اند. پیروکسن‌ها علاوه بر حالت گلومرول و یا درشت بلورهای منفرد، به صورت ریز بلور نیز در زمینه سنگ حضور دارند. در این حالت، بلورهای ریز پیروکسن غالباً در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و بافت اینترگرانولار را ایجاد کرده‌اند (شکل ۳-۳، پ، ت، ث). بافت‌های افستیک و

سابافتیک نیز از جمله بافت‌هایی می‌باشند که در گابروهای مختلف قابل مشاهده هستند. همانگونه که قبلاً عنوان شد، روابط بافتی نشان می‌دهد که در اکثر گابروها تبلور پلاژیوکلاز بر تبلور اوژیت مقدم بوده و در موارد معدودی نیز اوژیت زودتر از پلاژیوکلاز متبلور شده است. اما مطالعه دقیق روند تبلور بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زیر میکروسکوپ در بسیاری از موارد نشان دهنده تبلور و رشد تقریباً همزمان این کانی‌ها نیز می‌باشد (شکل‌های ۳-۳ الف، ب ۳-۵ ب).

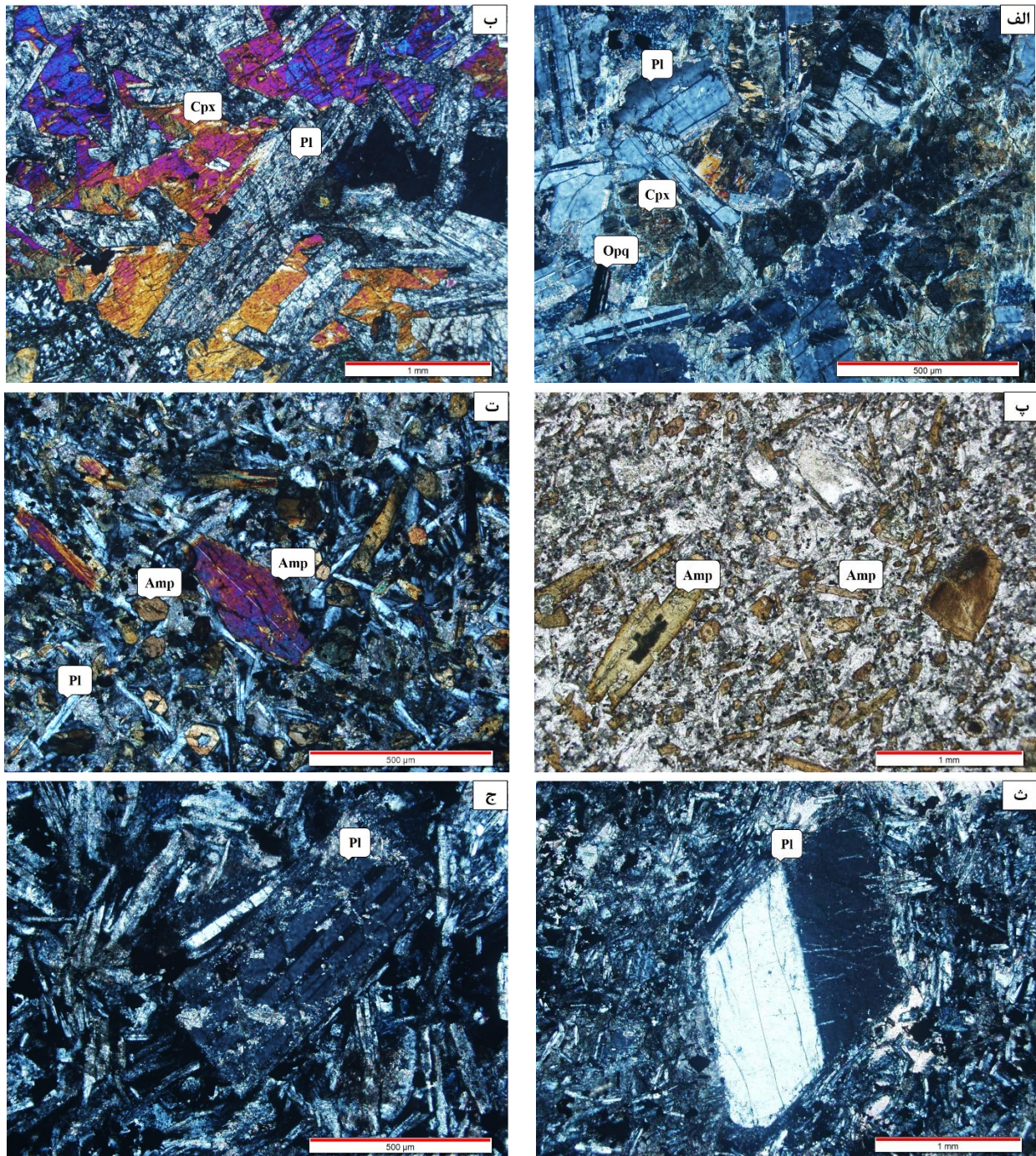
در برخی موارد می‌توان بلورهای کشیده پلاژیوکلاز را به صورت سابافتیک در بلورهای بزرگ کلینوپیروکسن مشاهده نمود، که در این حالت بلورهای پلاژیوکلاز به سمت خارج از پیروکسن پهن‌تر و ضخیم‌تر می‌شوند. در واقع این حالت بیانگر تبلور بر روی منحنی کوتکتیک بوده و همپوشانی بازه زمانی رشد این کانی‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۳-۵ ب).

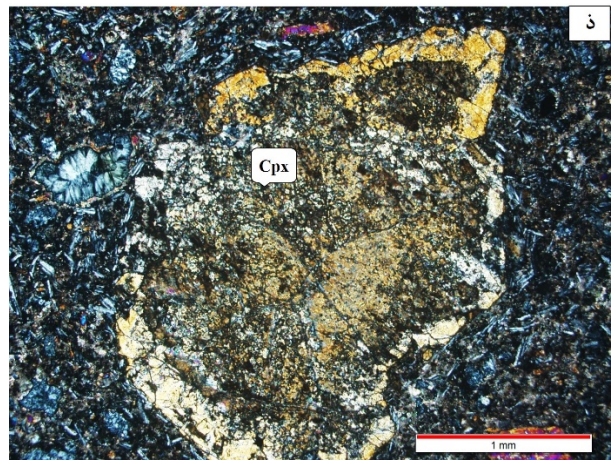
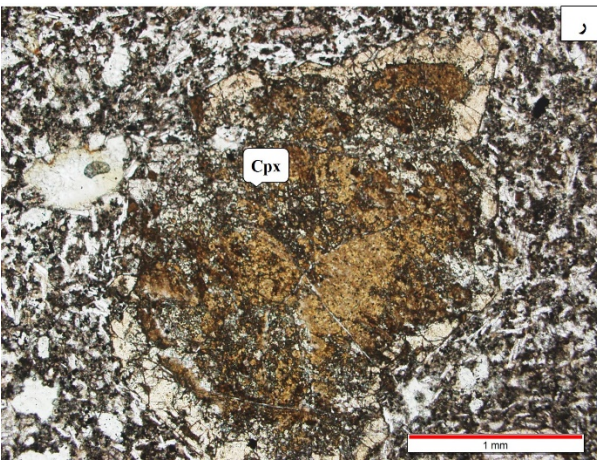
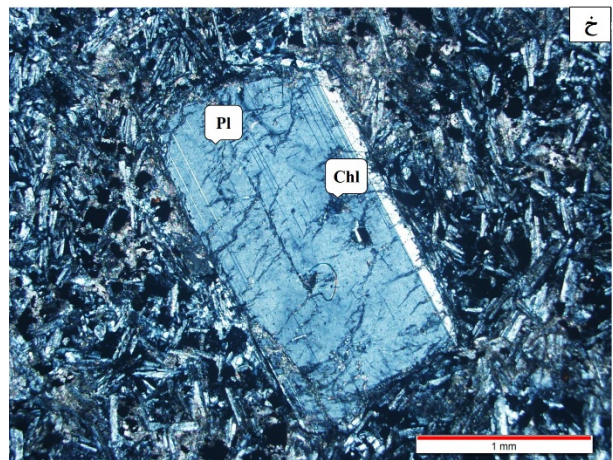
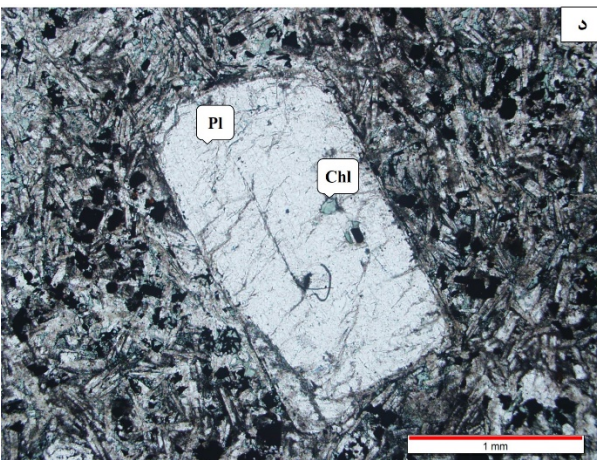
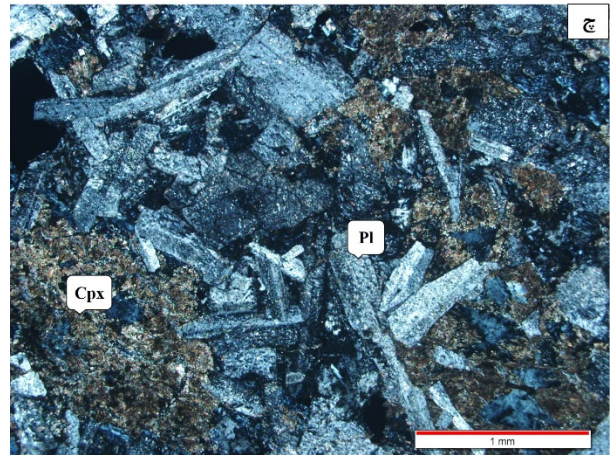
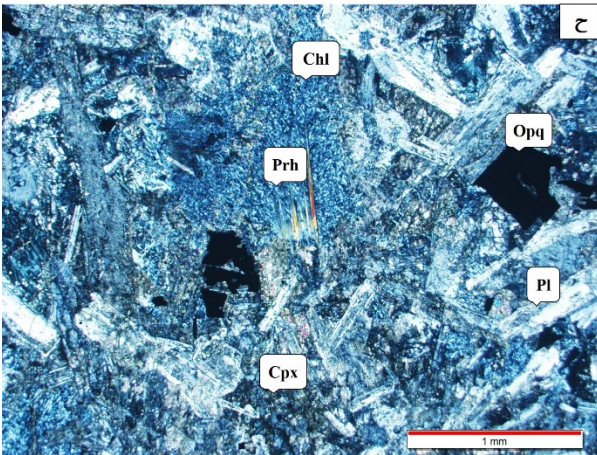
در کلینوپیروکسن‌های منطقه نیز مشابه پلاژیوکلازها، برخی از موارد می‌توان حالت رو روشدی را مشاهده نمود. به طوری که رشد نسل جدید کلینوپیروکسن بر روی درشت بلورها منجر به ایجاد منطقه‌بندی در آنها شده است. مشابهت ظاهری، خصوصیات نوری و نیز شباهت ترکیبی در این دو نسل از پیروکسن‌ها می‌تواند نشان دهنده توقف کوتاه مدت فرآیند تبلور در آشیانه ماگمایی باشد. نسل دوم احتمالاً پس از وقفه تبلور در آشیانه ماگمایی، در همان محل و یا در حین صعود و جایگیری ماگما و همزمان با تبلور ریز بلورهای موجود در زمینه تشکیل شده است (شکل ۳-۵ د، ر، ز، ژ، س، ش، ص، ض).

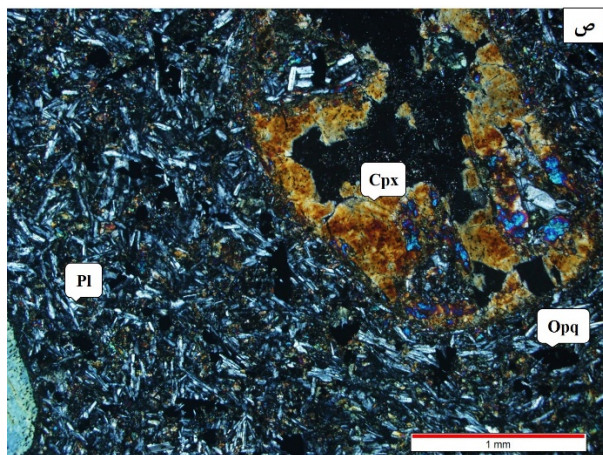
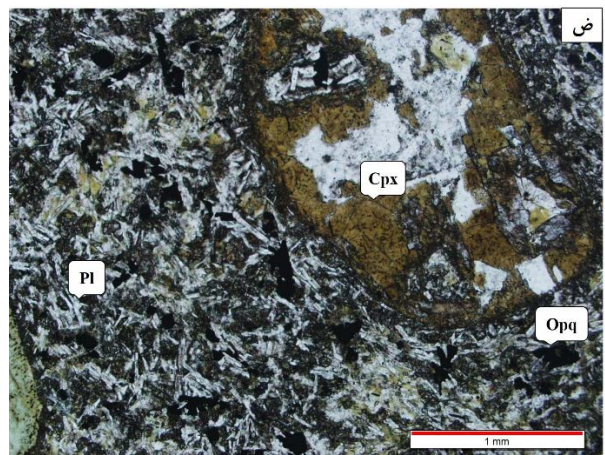
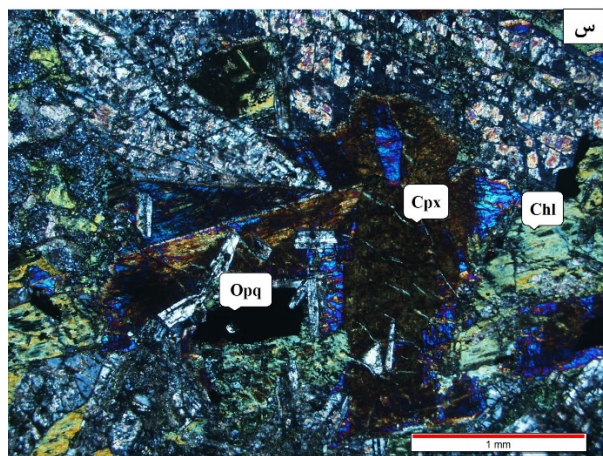
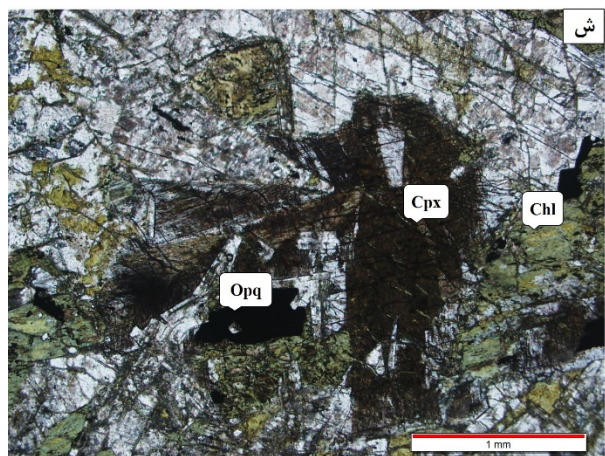
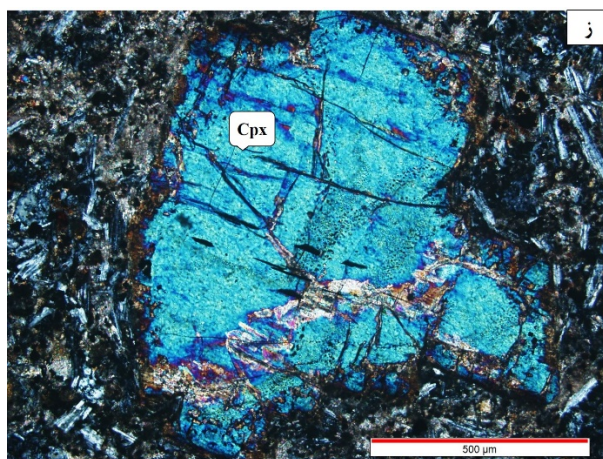
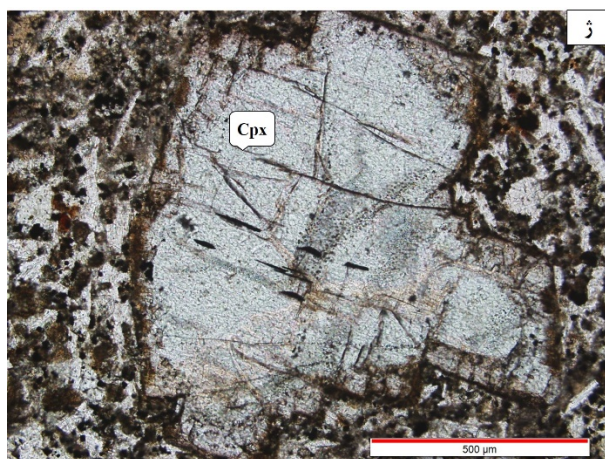
یکی از ویژگی‌های نسل دوم اکثر کلینوپیروکسن‌هایی که بر روی درشت بلورهای کلینوپیروکسن اولیه رشد کرده‌اند، حضور اذخال‌های فراوانی از کانی‌های ریز اپک در آنها می‌باشد. حضور اذخال‌ها در این بلورهای نسل دوم نشانگر تبلور سریع آنها و در بر گرفتن اذخال‌ها است. این اذخال‌ها دارای ابعاد کوچک‌تری نسبت به کانی‌های اپک موجود در زمینه هستند. با وجود فراوانی کانی‌های اپک در زمینه‌ی بازالت‌های منطقه، عدم حضور آنها در داخل اغلب درشت بلورهای کلینوپیروکسن نسل اول بیانگر تقدم تبلور کلینوپیروکسن نسبت به کانی‌های اپک است. از آنجائیکه در درشت بلورهای کلینوپیروکسن نسل اول نیز بلورهای پلاژیوکلاز (که نشان دهنده‌ی تقدم تبلورشان بر کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد) به صورت اذخال دیده می‌شوند، (شکل ۳-۵ س، ش، ص، ض).

۳-۳-۳- آمفیبول

آمفیبول‌های مورد مطالعه به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار از ماگمای مافیک آبدار متبلور شده و دارای ماکل نواری با منطقه‌بندی ترکیبی هستند و به صورت دانه درشت و ریز در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۳-۵ پ، ت).







شکل ۳-۵- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی با حضور کانی‌های اصلی الف ب) گابرو با بافت افیتیک، ساب افیتیک و اینترگرانولار و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اپک در نور XPL. پ، ت) لامپروفیر با بافت پورفیری، میکرولیتی پورفیری و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در نور XPL و PPL. ث، ج) بازالت با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریان و دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سنتیک در نور XPL. چ) گابرو با بافت اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL. ح) گابرو با بافت اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت، اپک و تیغه‌های خورشیدی پره‌نیت در نور XPL. خ، د) بازالت با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریان،

میکرولیتی پورفیری دو نسل پلاژیوکلاز با دوره های متفاوت سرد شدن، کلریت و اپک به صورت ثانویه در نور XPL و PPL. ذ، ر) بازالت با بافت هیالو میکرولیتی پورفیری آمیگدالوئید، دارای کانی های پلاژیوکلاز کلینوپیروکسن و کلسیت در نور XPL و PPL. ز، (بازالت با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری، دارای کانی های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در نور XPL و PPL. س، ش) گابرو با بافت افیتیک و پوئی کیلیتیک دارای کانی های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL و PPL. ص، ض) بازالت با بافت میکرولیتی پورفیری جریان و دارای خلیج خوردگی و کانی های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اپک در نور XPL و PPL.

۳-۴- کانی های فرعی تشکیل دهنده سنگ های آذرین مناطق مورد مطالعه

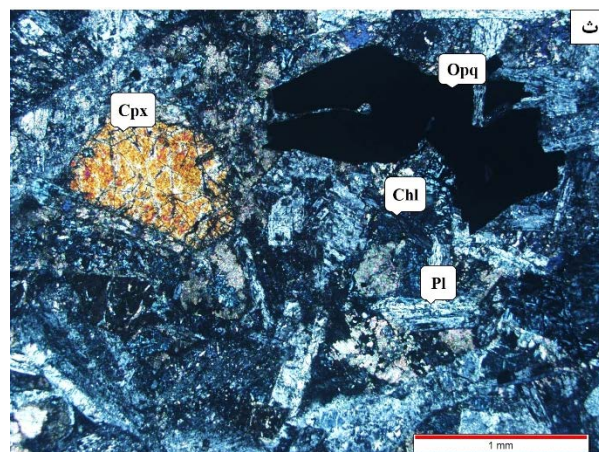
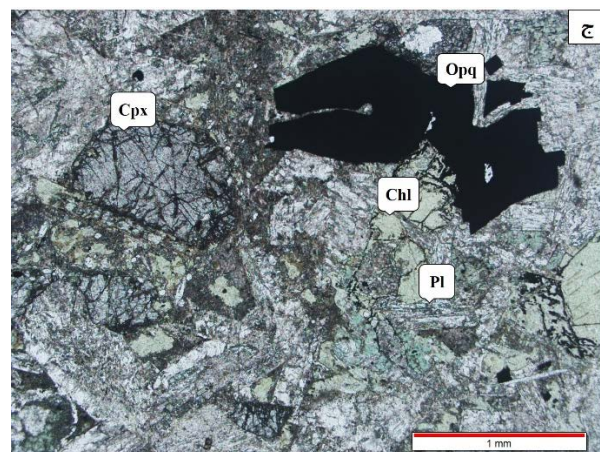
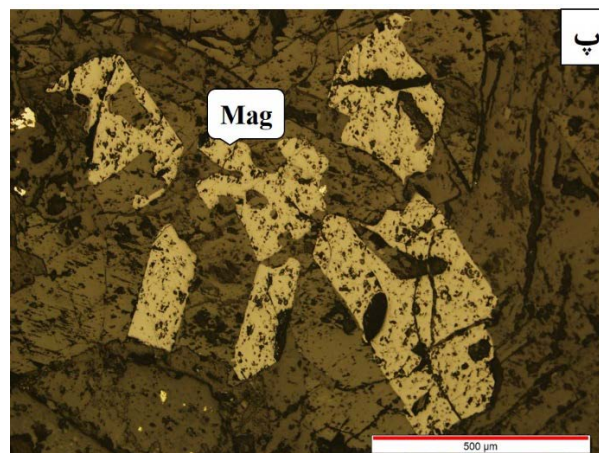
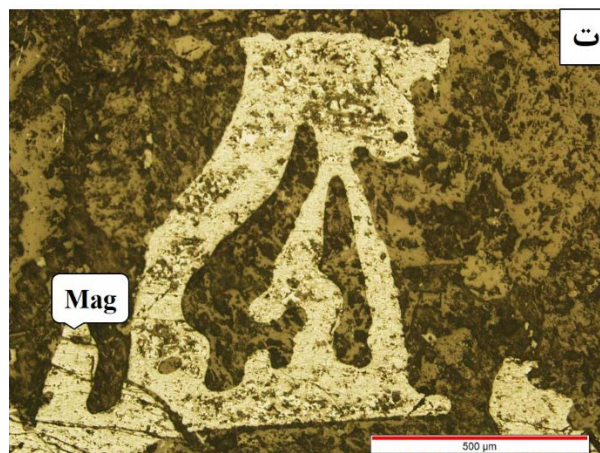
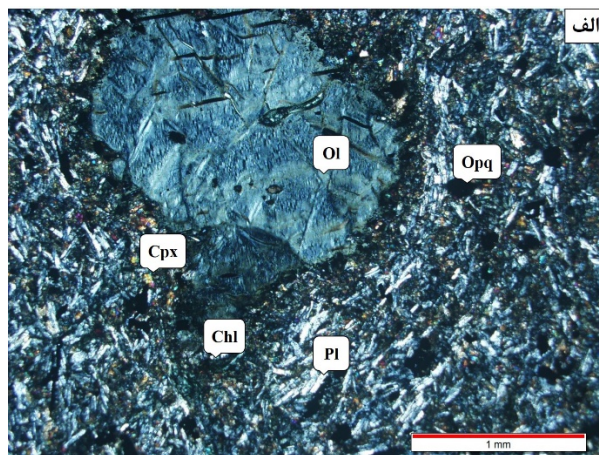
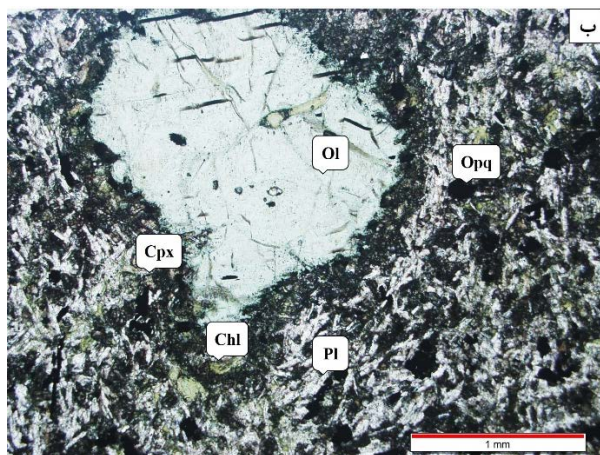
۳-۴-۱- الیوین

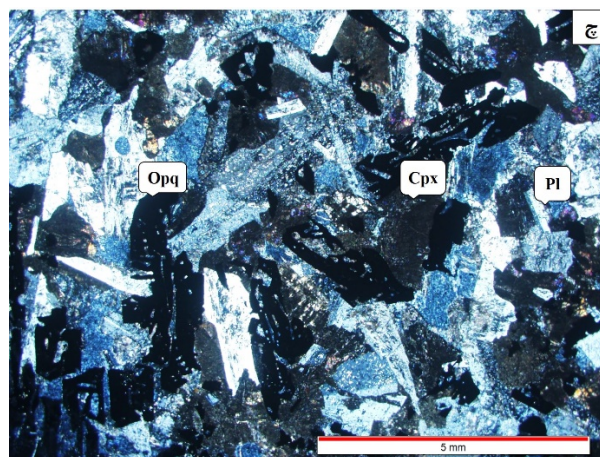
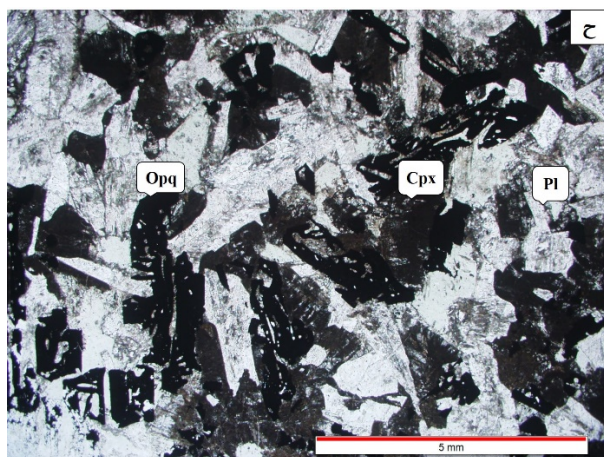
الیوین ها به طور طبیعی به صورت محلول های جامد قطب های نهایی منیزیم دار یعنی فورستريت و آهن دار یعنی فایالیت حضور دارند. الیوین از جمله مهمترین کانی های اولیه و مهمی می باشد که به صورت فرعی و شکل دار تا نیمه شکل دار در بازالت های منطقه حضور دارد. در صحرا و در نمونه دستی نیز گاهی می توان فنوکریست های قرمز تا قهوه ای رنگ این کانی را که در اثر دگرسانی، ایدنگزیتی شدن و حضور اکسیدهای آهن به این رنگ ها در آمده اند را تشخیص داد. الیوین در همه روانه ها حضور نداشته و نیز شدیدترین درجه دگرسانی را در بین کانی های اولیه متحمل شده است. علیرغم حضور کم الیوین (کمتر از ۵٪) در سنگ های بازالتی منطقه، تجمع درشت بلورهای این کانی در برخی موارد منجر به ایجاد گلومرول هایی از این کانی شده است. شدت عملکرد دگرسانی بر روی الیوین به حدی است که تشخیص این کانی در زیر میکروسکوپ صرفاً از روی شکل و قالب های بلوری آنها امکان پذیر بوده و صرفاً قالب اولیه ی آنها که توسط کانی های ثانویه پر شده است، دیده می شود (شکل ۳-۱ ب). در موارد معدودی که الیوین در کنار پلاژیوکلاز قرار گرفته است می توان با توجه به نحوه ی قرارگیری آنها، تقدم تبلور الیوین بر پلاژیوکلاز را در بازالت های منطقه مشاهده کرد. این کانی عموماً توسط مجموعه های متفاوتی از کانی های ثانویه شامل کلسیت، کوارتز، کلریت، ایدنگزیت و اکسیدهای آهن به طور کامل جایگزین شده است (شکل ۳-۶ الف، ب)

۳-۴-۲- کانی های اپک

کانی های اپک به صورت فرعی در تمامی نمونه های آذرین منطقه و عموماً به صورت پراکنده در زمینه ی دانه ریز سنگ ها یا به صورت ادخال در داخل کانی های الیوین و پیروکسن مشاهده می شوند. عموماً به اشکال هم بعد و گاهی سوزنی و کشیده دیده می شوند. نوع کانی های اپک؛ مگنتیت می باشد. حضور ادخال هایی از کانی های اپک

در داخل فنوکریست‌ها (اوزیت، الیوین) نشان از تقدم تبلور کانی‌های اپک نسبت به فنوکریست‌ها است (شکل ۳-۶ پ تا ح).





شکل ۳-۶- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی با حضور کانی‌های فرعی الف، ب) بازالت با بافت میکرولیتی پورفیری جریانی و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین ایدنگذیتی شده، کلریت و اپک در نور XPL و PPL. پ، ت) گابرو نوع کانی اپک؛ مگنتیت عکس در نور منعکسه گرفته شده است ث، ج) گابرو با بافت گرانولار، افیتیک، سابافیتیک و پوئی کیلیتیک و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL و PPL. چ، ح) گابرو با بافت گرانولار و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت و اپک در نور XPL و PPL.

۳-۵- کانی‌های ثانویه تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه

۳-۵-۱- کلریت

کلریت فراوان‌ترین کانی ثانویه موجود در سنگ‌های آذرین منطقه بوده و کلریتی شدن (chloritization) شایع‌ترین دگرسانی رخ داده در آنها می‌باشد. با توجه به اینکه کلریت یک کانی ورقه‌ای آبدار می‌باشد هیچ‌گاه به طور مستقیم از ماگما متبلور نشده و حاصل دگرسانی گرمایی و یا درجات دگرگونی ضعیف است (Gill, 2010). حضور فراوان این کانی در بازالت و گابروهای منطقه را باید حاصل شدت عملکرد فرآیندهای ثانویه و بخصوص دگرسانی گرمایی بر روی این سنگ‌ها دانست. شدت کلریتی شدن در نمونه‌های منطقه به حدی است که حضور فراوان این کانی را در صحرا و در نمونه دستی به راحتی و از روی رنگ سبز آنها را می‌توان تشخیص داد. کلریت ثانویه در این سنگ‌ها ناشی از دگرسانی کانی کلینوپیروکسن می‌باشد. کلریت همراه با کلسیت به صورت پر کننده حفرات و در زمینه سنگ‌های میکروگابرویی قابل مشاهده است (شکل ۳-۸ الف تا ت).

۳-۵-۲- کوارتز

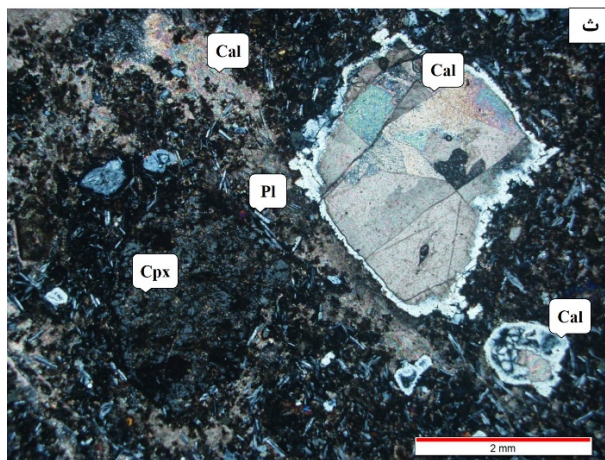
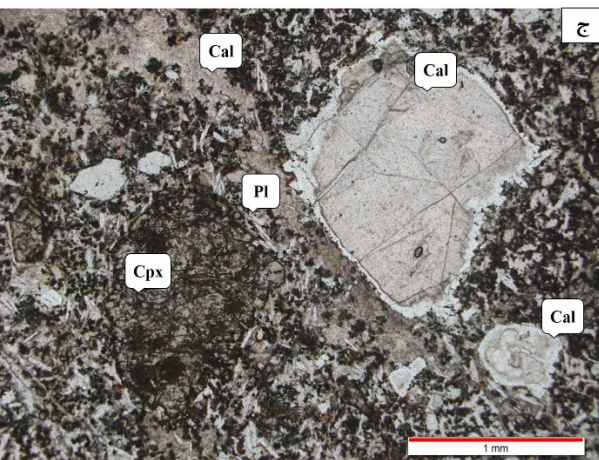
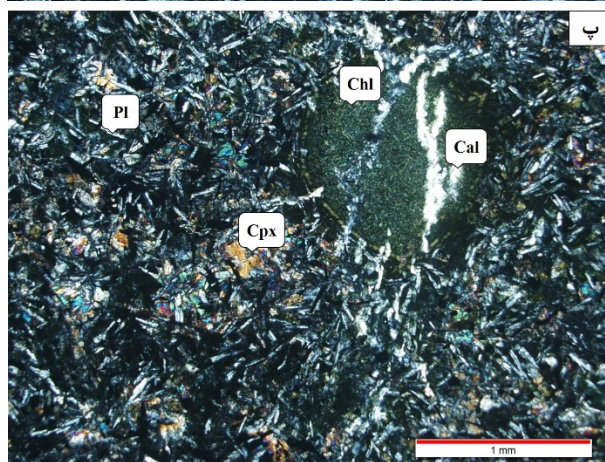
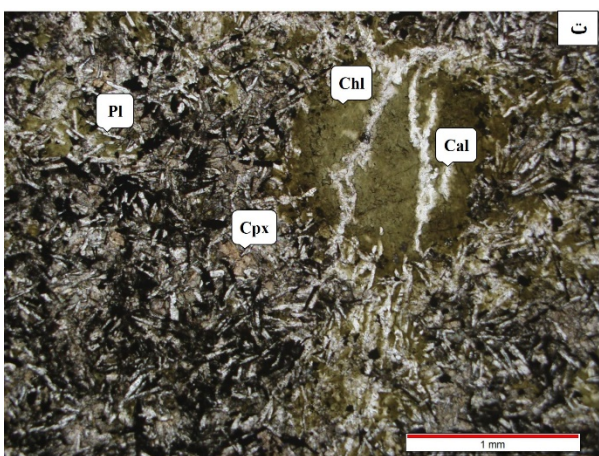
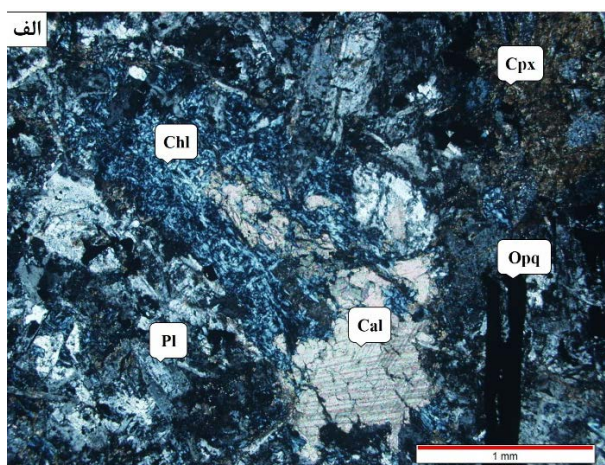
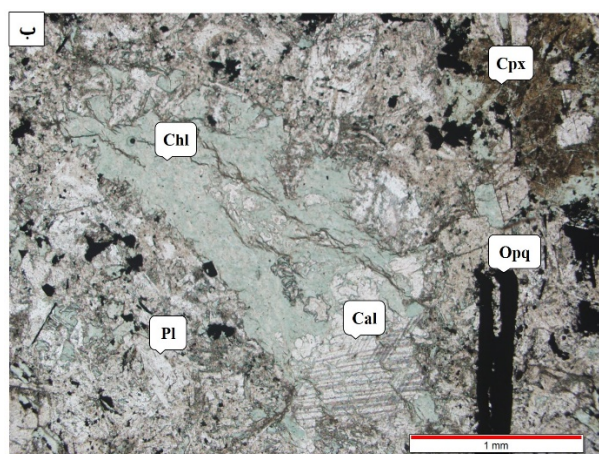
کوارتز اولیه در نمونه‌های منطقه حضور نداشته و نوع ثانویه آنها به تنهایی و یا عمدتاً همراه با سایر کانی‌های ثانویه در داخل بادامک‌ها و نیز شکستگی‌ها حضور دارد.

۳-۵-۳- کلسیت

کلسیت ترکیب اصلی سنگ‌های آهکی است و مشابه با کوارتز عمدتاً به همراه سایر کانی‌های ثانویه به عنوان پرکننده بادامک‌ها و نیز شکستگی‌های موجود در بازالت‌ها دیده می‌شود. بعلاوه، این کانی بر روی پلاژیوکلازها و نیز به عنوان کانی جانشین شونده در قالب بلورهای الیوین نیز به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸ الف تا ج).

۳-۵-۴- ایدنگزیت

ایدنگزیت (iddingsite) واژه‌ی غیر رسمی است که برای محصولات قهوه‌ای تا قرمز رنگ حاصل از دگرسانی الیوین به کار می‌رود و شامل مجموعه کانی‌های گوتیت، همتایت، کلریت و اسمکتیت می‌باشد (Gill, 2010). الیوین یکی از مستعدترین کانی‌ها برای دگرسانی شیمیایی است، که غالباً دگرسانی در آن به طور کامل صورت می‌گیرد. در سنگ‌های آتشفشانی، در اثر دگرسانی الیوین، ایدنگزیت تشکیل شده است. (Sun 1957) نتایج مطالعات قبل از خود را این چنین برمی‌شمرد: (۱) ایدینگزیت یک کانی واقعی است و حاصل تشکیل در مراحل آبدگیری 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 می‌کند و آب و گاز در ماگما جمع می‌شود بلورهای الیوین به ایدینگزیت تبدیل می‌شوند. (۳) وقتی ماگما در آشیانه ماگمایی توقف می‌کند الیوین‌ها به ایدینگزیت تبدیل می‌شوند (شکل ۳-۲ الف).



شکل ۳-۸- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی با حضور کانی‌های ثانویه الف، ب) گابرو با بافت اینترگرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک و دارای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلریت، کلسیت و اپک در نور XPL و PPL پ، ت) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار، افیتیک و ساب افیتیک و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت و کلسیت در نور XPL و PPL ث، ج) بازالت با بافت آمیگدالوئید دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلسیت در نور XPL و PPL.

فصل چہارم

شیمی کانی و دما۔ فشار سنجی

۴-۱- مقدمه

استفاده از نتایج الکترون میکروپروب که تحت عنوان میکرو آنالیزور پروب الکترونی (EPMA) شناخته می‌شود، یکی از ابزارهای دقیق و بسیار مؤثر در مطالعات پترولوژیکی به منظور شناسایی تعیین نوع و ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و نیز بهره‌گیری از نتایج بدست آمده در مطالعات دما - فشار سنجی می‌باشد.

به منظور مطالعات میکروپروب بر روی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه، پس از پتروگرافی دقیق، تعداد ۱۰ عدد مقطع نازک‌صیقلی مناسب از رخنمون‌های هریجان، سد سیاه‌بیشه و منطقه بلده انتخاب شده و در آزمایشگاه کانی‌شناسی و پترولوژی دانشگاه اریستوتل کشور یونان (Laboratory of Mineralogy and Petrology, A.U.Th (Aristotel University of Thessaloniki)) توسط Papadopoulou.Lambrini مورد تجزیه‌ی میکرو آنالیزور پروب الکترونی قرار گرفته‌اند. انجام آنالیز میکروپروب بر روی کانی‌های سنگ‌ساز نظیر فلدسپار، پیروکسن، آمفیبول، کلریت، بیوتیت، مگنتیت، ایلمنیت، آپاتیت، رتیل، تیتانیت، باریت و اسپینل صورت پذیرفت.

نتایج دستگاهی حاصله مجموعاً شامل بیش از ۶۰۰ آنالیز نقطه‌ای از نمونه‌های منطقه می‌باشد. تصاویر میکروسکوپ الکترونی با استفاده از دستگاه میکروپروب JEOL JSM -840A در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اریستوتل کشور یونان اندازه‌گیری شد که دارای ۵ طیف‌سنج با طول موج انتشاری با شتاب دهنده‌ی ولتاژ ۲۰ کیلو ولت و جریان پرتو ۰/۴ میلی آمپر و باریکه‌ای از جریان به قطر ۵ میکرومتر انجام شده است (قابلیت تجزیه به صورت شبانه روزی) (شکل ۱-۵).

در این فصل ابتدا به ترکیب و تغییرات ترکیبی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق پرداخته شده، و در ادامه با استفاده از پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها، شرایط دما و فشار تشکیل آنها مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۲- مراحل انجام کار با دستگاه الکترون میکروپروب

برای استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب ابتدا از نمونه‌های مورد مطالعه، مقاطع نازک‌صیقلی تهیه می‌شود. در آماده‌سازی این مقاطع باید دقت بالایی لحاظ شود، چون وجود هرگونه خراش یا سطح ناصاف در مقاطع و نیز ضخامت نامناسب سبب ایجاد اشتباهاتی در نتایج تجزیه می‌شود و همچنین باید بر روی هر مقطع، نقاط مورد نظر برای انجام آنالیز علامت‌گذاری شود. پیش از شروع آنالیز باید مقاطع نازک‌صیقلی بوسیله لایه نازکی از کربن

آغشته شوند، تا نمونه‌های غیر رسانا به وسیله‌ی پوششی از کربن که بر روی آن‌ها قرار می‌گیرد قابلیت هدایت بارهای الکتریکی ایجاد شده را پیدا کنند. لایه‌ی کربن باید ضخامت مناسبی داشته باشد، زیرا تغییر در ضخامت پوشش کربنی باعث عدم صحت آنالیز می‌شود. در ادامه باید دستگاه میکروپروب بر اساس کانی‌های استاندارد کالبره شود. نمونه مورد مطالعه را در درون دستگاه قرار داده و سپس با مشخص کردن نقطه‌ی مورد نظر شروع به انجام آنالیز می‌کنند. در این حین نقطه مورد نظر تحت تأثیر الکترون‌ها قرار می‌گیرد و در اثر واکنش بین نمونه و الکترون‌ها، اتم‌های موجود در نمونه بر انگیزته می‌شوند، که این عمل باعث تولید اشعه X می‌گردد. عمل شمارش تعداد اشعه‌های X ساطع شده از نمونه توسط اسپکترومتر صورت می‌گیرد، و بعد از تصحیحات لازم توسط دستگاه مقدار هر عنصر به صورت درصد اکسید مشخص می‌شود.

۴-۳- شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های آذرین منطقه

نتایج حاصل از مایکروپروب الکترونی بر روی کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین منطقه، به طور کلی تأیید کننده‌ی نتایج بدست آمده‌ی قبلی بر اساس مطالعات پتروگرافی است. به طوری که آنالیزهای نقطه‌ای بر روی این سنگ‌ها تأیید کننده‌ی شواهد میکروسکوپی از قبیل ترکیب نسبتاً یکنواخت سنگ‌های آذرین منطقه، عدم حضور ارتوپروکسن، دگرسانی شدید فلدسپارها، حضور فراوان کلریت است.

همانگونه که در مطالعات پتروگرافی عنوان شد، فلدسپار، کلینوپیکسن و آمفیبول کانی‌های اصلی سنگ‌های آذرین بلده را تشکیل داده و کانی‌های اپک و گاهی نیز الیوین‌هایی که تماماً توسط کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند، مهمترین کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه نیز عموماً شامل کلریت، کوارتز، کلسیت، ایدنگزیت و سیرسیت هستند. با توجه به اینکه اهمیت کانی‌های مختلف موجود در سنگ‌های منطقه هم ارز یکدیگر نمی‌باشد، در هنگام انتخاب نقاط مورد نظر جهت انجام تجزیه‌ی شیمیایی سعی شده است بیشتر کانی‌هایی مورد توجه و تجزیه قرار گیرند که فراوانی، نوع و تغییرات ترکیب شیمیایی آنها دارای اهمیت بوده و اساساً نشان دهنده ویژگی‌ها و تحولات ماگمای اولیه می‌باشند. همچنین با وجود اینکه در انجام تجزیه شیمیایی نقطه‌ای نمونه‌های منطقه، کانی‌های ثانویه نیز مد نظر قرار داشته‌اند، اما از تجزیه کانی‌هایی نظیر کوارتز و کلسیت که توسط میکروسکوپ نوری نیز به راحتی قابل تشخیص بوده و نوع و تغییرات ترکیبی آنها اهمیت چندانی در مطالعه سنگ‌های منطقه نداشته است، صرف نظر شده است.

به طور کلی به منظور انجام مطالعات میکروپروب، تعداد ۶۱۷ نقطه مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است. از این تعداد، ۴۰ آنالیز مربوط به سنگ‌های آذرین هریجان، ۲۹۱ نقطه از سنگ‌های آذرین بلده و ۲۸۶ آنالیز از سنگ‌های آذرین منطقه‌ی سد سیاه‌بیشه می‌باشد (جدول ۴-۱).

کانی‌هایی که در سنگ‌های آذرین منطقه مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفته‌اند شامل پیروکسن، فلدسپار، کلریت، اسفن و کانیه‌ای اپک می‌باشند (جدول ۴-۱). نتایج اولیه‌ی تجزیه سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه نمونه‌های سد سیاه‌بیشه، هریجان و بلده در پیوست (داول ۴-۳ تا ۴-۵) ارائه شده است.

جدول ۴-۱ انواع کانی‌ها و تعداد نقاط آنالیز شده در رخنمون‌های مختلف مجموعه‌ی سنگ‌های آذرین بلده به همراه نشانه‌های اختصاری کانی‌ها

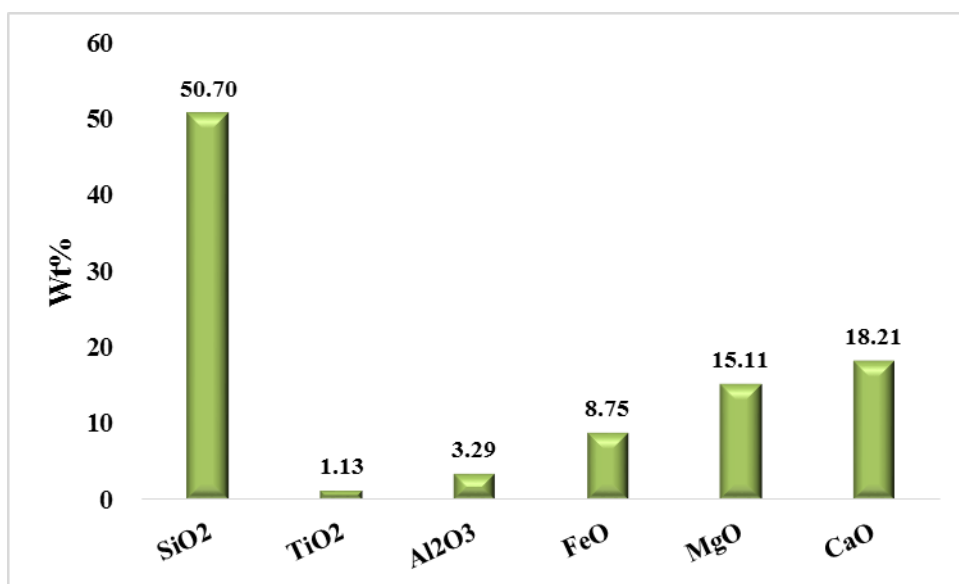
Mineral Name	Symbol	Analys points	Baladeh	Siah besheh	Harijan
Amphibole	Amp	38	0	38	0
Apatite	Ap	9	6	2	1
Barite	Brt	2	1	1	0
Biotite	Bt	12	0	12	0
Chlorite	Chl	46	26	20	0
Feldspar	Fsp	215	107	96	12
Ilmenite- Magnetite	Ilm- Mag	100	51	32	17
Pyroxene	Px	176	93	79	4
Rutile	Rt	7	0	4	3
Sphene(Titanite)	Spn	5	2	0	3
Spinel	Spl	7	5	2	0
Sum		617	291	286	40

۴-۳-۱- شیمی کلینوپیروکسن

به منظور بررسی ترکیب دقیق پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده، تعداد ۱۷۶ آنالیز نقطه‌ای بر روی پیروکسن‌های بلده، هریجان و سد سیاه‌بیشه صورت گرفته است. از این میان ۹۳ نقطه مربوط به پیروکسن‌های بلده، ۴ نقطه مربوط به پیروکسن‌های هریجان و ۷۹ نقطه مربوط به پیروکسن‌های سد سیاه‌بیشه بوده است. میانگین ترکیب کل پیروکسن‌های منطقه در شکل ۴-۱ ارائه شده است. همانگونه که در این شکل دیده می‌شود این پیروکسن‌ها به طور میانگین واجد ۵۰/۷۰ درصد وزنی SiO_2 ، ۱۸/۲۱ درصد CaO ، ۱۵/۱۱ درصد MgO ، ۸/۷۵ درصد FeO ، ۳/۲۹ درصد Al_2O_3 و ۱/۱۳ درصد وزنی TiO_2 می‌باشند (جدول ۴-۲ تعدادی از نقاط).

جدول ۴-۲ میانگین تعدادی از اکسیدهای عناصر اصلی در کلینوپیروکسن‌های مناطق مورد مطالعه.

sampel	Average
SiO ₂	50.70
TiO ₂	1.13
Al ₂ O ₃	3.29
FeO	8.75
MgO	15.11
CaO	18.21



شکل ۴-۱- میانگین مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه

پیروکسن یک کانی مهم برای تعبیر و تفسیر سنگ‌شناسی است. این کانی از خانواده‌ی سیلیکات‌های زنجیره‌ای، با فرمول عمومی $M_2M_1T_2O_6$ است. در جایگاه T کاتیون‌هایی نظیر Si^{4+} ، Al^{3+} و با مقدار کمتر Fe^{3+} (مجموع جایگاه T برابر ۲ است)، در جایگاه M_1 (با مجموع ۱) Al^{3+} و مازاد آهن سه ظرفیتی مصرف شده در موقعیت T و نیز کاتیون‌هایی مانند Fe^{2+} ، Mg^{2+} ، Mn^{2+} ، Zr^{2+} و گاهی Ti^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، Ti^{3+} ، Zr^{4+} ، Sc^{3+} جایگزین می‌شوند. جایگاه M_2 را عناصری چون Mg^{2+} ، Fe^{2+} ، Mn^{2+} و نیز Ca^{2+} ، Li^{1+} ، Na^{1+} اشغال می‌کنند که مجموع آن‌ها در حدود یک درصد است (Morimoto, 1988).

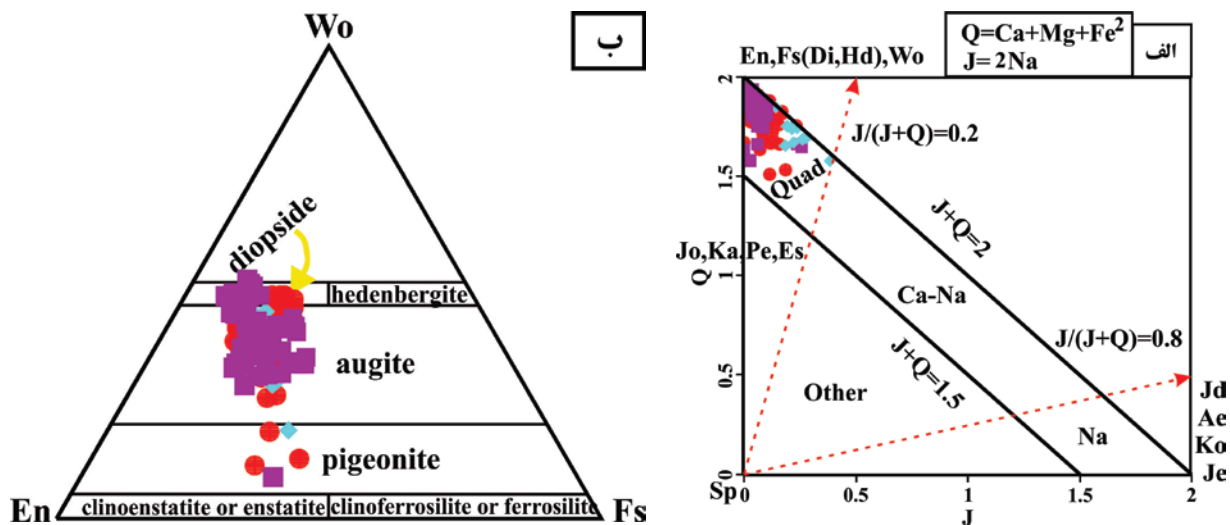
پیروکسن‌ها با توجه به تعداد کل کاتیون‌ها در موقعیت‌های M_1 و M_2 و بر پایه شش اکسیژن به چهار گروه شیمیایی زیر تقسیم می‌شوند (Morimoto, 1988):

۱- پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe (Quad) ۲- پیروکسن‌های گروه Ca-Na ۳- پیروکسن‌های گروه Na

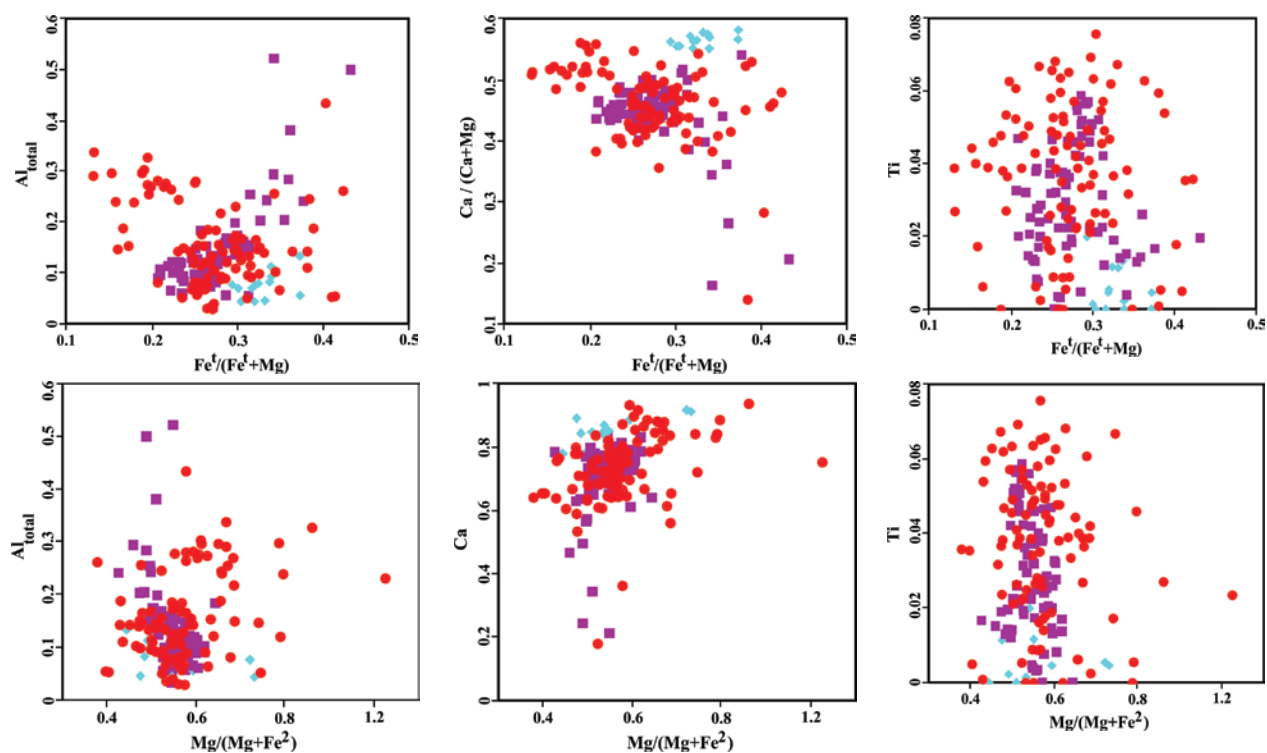
۴- دیگر پیروکسن‌ها (Other)

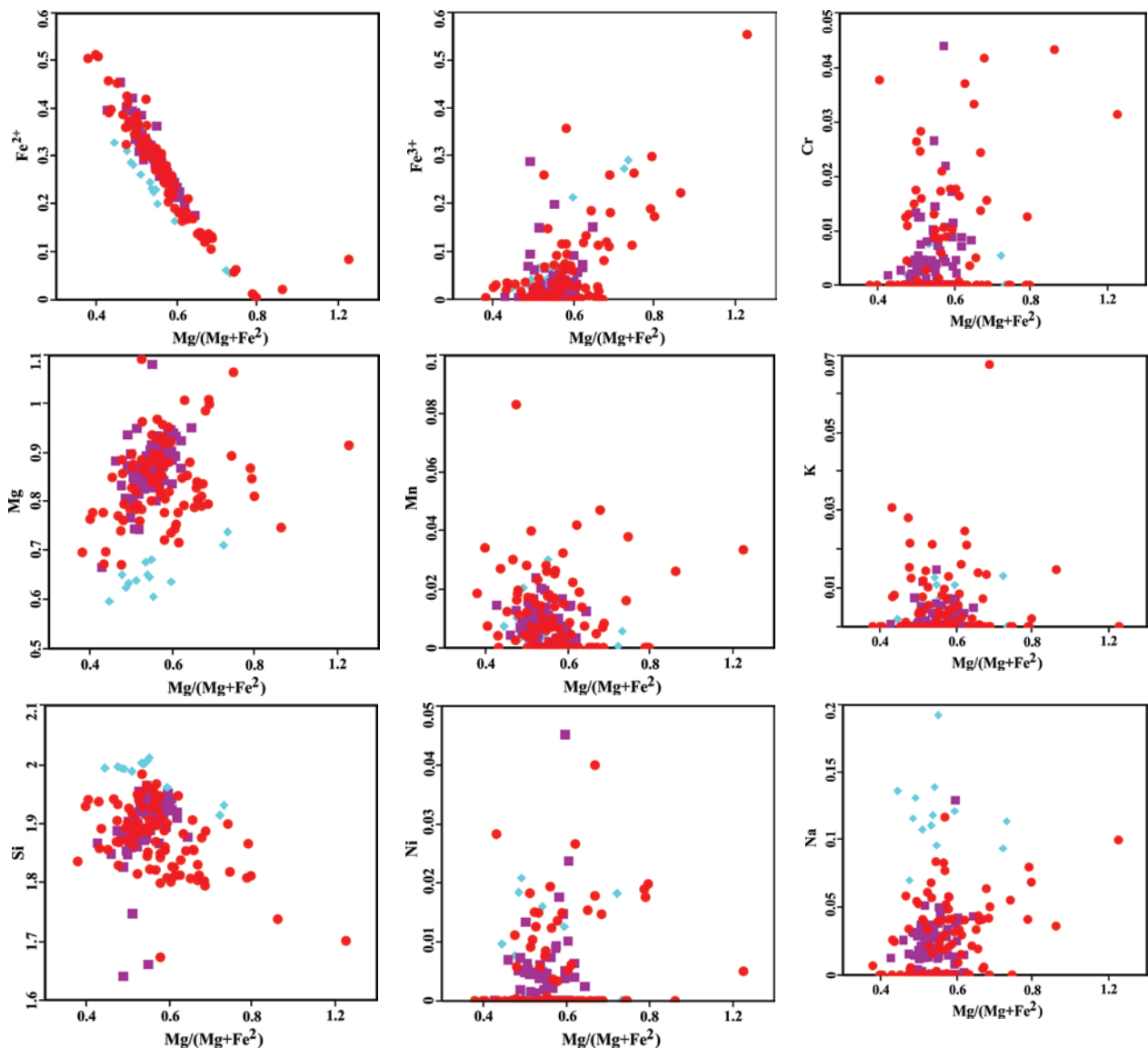
بر این اساس، برای تعیین نوع پیروکسن، تعداد کاتیون‌های Ca، Mg، Fe^{2+} و Na موجود در موقعیت‌های M در نمودار Q-J، ($Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ و $J = 2Na$) پلات می‌شوند. با توجه به این نمودار، پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده پیروکسن‌های گروه آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) و فقیر از سدیم قرار می‌گیرند. با افزایش مقدار Mg# در پیروکسن‌ها مقادیر Mn، Si و Fe^{2+} با شیب منفی از سوی سنگ‌های مافیک به حدواسط کاهش و مقادیر Al، Ca، Mg و Fe^{3+} با شیب مثبت افزایش می‌یابد، با وجود اینکه مقدار Na در کلینوپیروکسن‌ها پایین است، ولی افزایش مقدار این عنصر در سنگ‌های بازیک و کاهش آن در سنگ‌های حدواسط (آندزیت بازالت)، با توجه به اینکه در یک مذاب آلکالن بازالتی با افزایش روند مقادیر عناصر آلکالن با سرعت افزایش می‌یابد، می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب آلکالن مذاب اولیه باشد. در نمودار Mg# در برابر $Ca\# = Ca/(Ca + Mg)$ نیز کلینوپیروکسن‌ها عدد Ca# بالایی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۲ الف). کلینوپیروکسن‌ها به دو گروه کلسیم بالا و پایین تقسیم می‌شوند و مرز بین این دو گروه به واسطه‌ی یک وقفه‌ی ترکیبی در حدفاصل بین اوژیت و پیژونیت واقع شده و پیروکسن‌های طبیعی بندرت در محدوده‌ی این وقفه‌ی ترکیبی واقع می‌شوند (Gill, 2010). در نمودار Wo-En-Fs، کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌ها، گابروها و لامپروفیر منطقه مورد مطالعه بیشتر در محدوده Augite - Diopside و اندکی در محدوده Pigeonite قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲ ب). به طور معمول کانی کلینوپیروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن است. مقدار عدد منیزیمی ($Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$) به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. محدوده‌ی Mg# همه‌ی کلینوپیروکسن‌ها بین ۵۷/۸۶ - ۱۰۰ درصد قرار می‌گیرد که به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران (Deer et al., 1987)، چنین کلینوپیروکسن‌هایی با عدد منیزیم بالا ($Mg\# > 70$) از یک ماگمای اولیه متبلور شده‌اند. بر مبنای فرمول ساختاری این کانی، ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در حد $Wo_{9.12} - En_{33.42-58.30} - Fs_{6.93-37.82}$ و ۵۰.۹۶ درصد اکسیدهای عناصر اصلی در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه شامل SiO_2 (42.64-53.89) Al_2O_3 (0.62-11.86) FeO (-5.45-16.06) MgO (10.68-19.42) CaO (4.37-23.45) MnO (0-2.60) Na_2O (0-2.66) TiO_2 (0-2.66) Cr_2O_3 (0-1.50) K_2O (0-1.41) می‌باشند.

در تمامی نمودارها، نتایج آنالیز در این پژوهش با نماد بازالت ● - گابرو ■ - لامپروفیر ◆ و رستمی و همکاران (۱۳۹۶) با نماد ▲ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۴-۲- طبقه‌بندی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده روی نمودار (Morimoto et al. (1988).

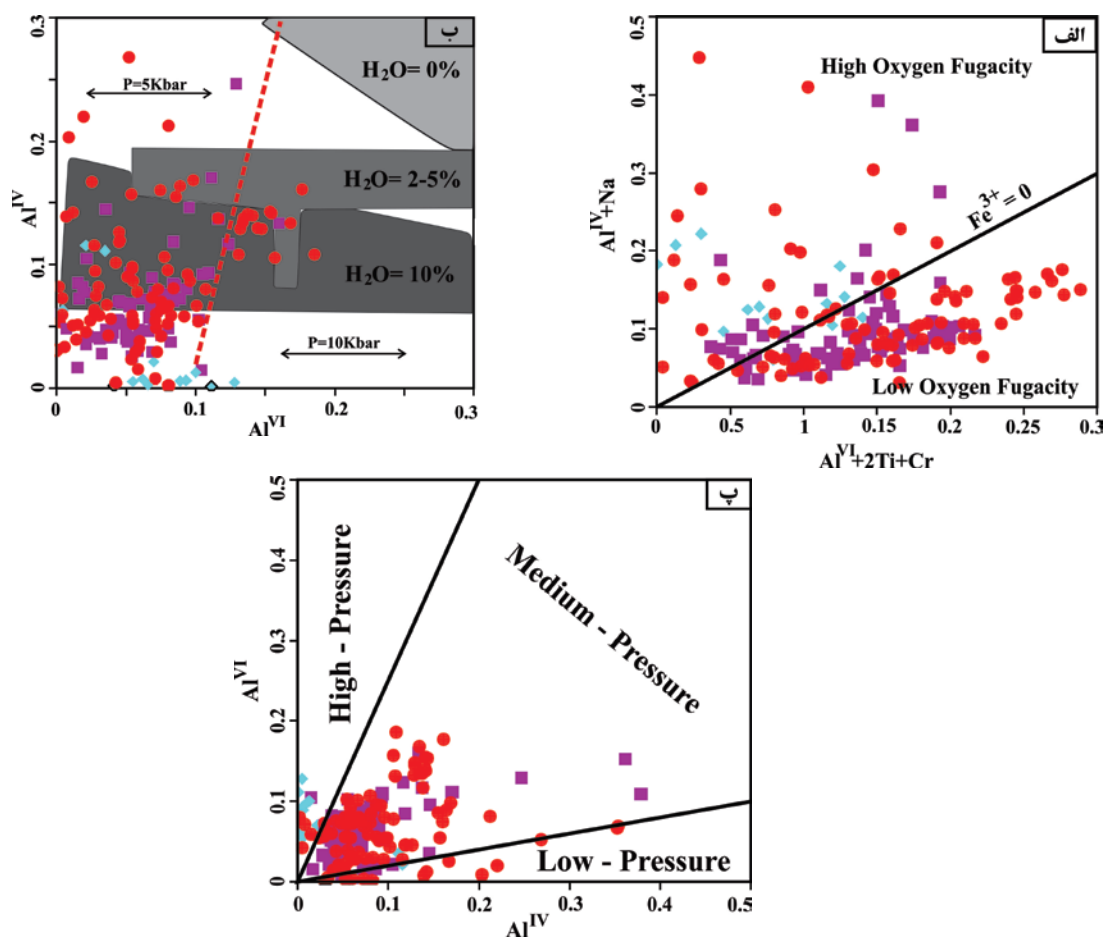




شکل ۳-۴- تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده، در نمودار $Mg\#$ برابر عناصر Ti, Fe^{3+} , Mn, Al, Fe^{2+} , Si, Ca, Mg, Cr, Ni, K بر پایه apfu.

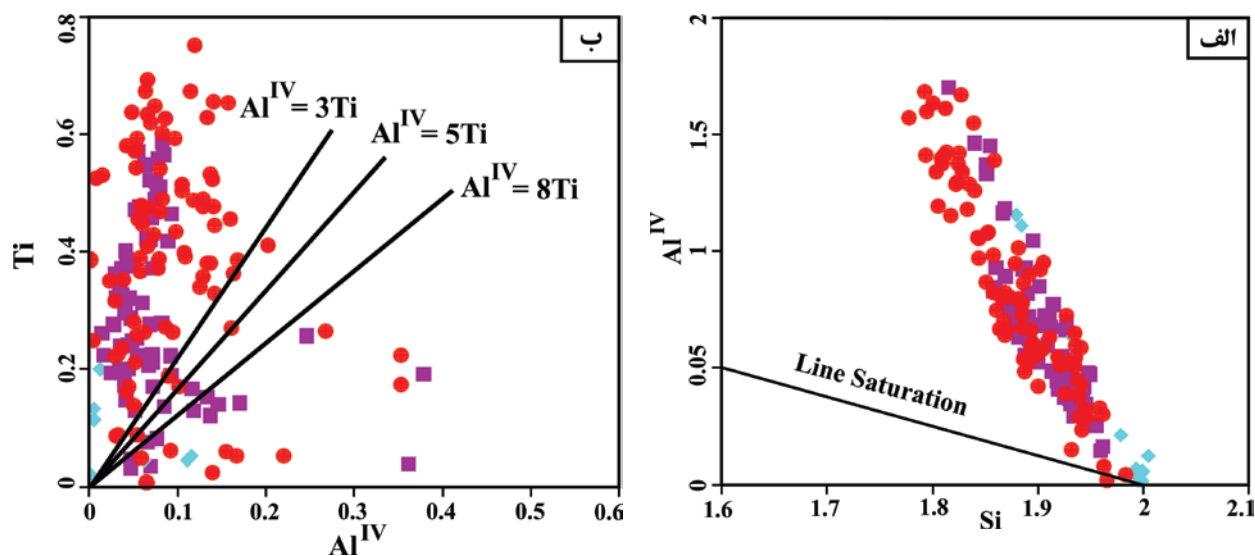
فوغاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد. همچنین عامل موثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته از ماگما است (Kress and Carmichael, 1991 ; Botcharnikov et al., 2005 ; Moretti, 2005 ; Kilinc et al., 1983) تشکیل پیروکسن‌ها مورد بررسی قرار گیرد. برای تعیین فوغاسیته اکسیژن، در محیط تشکیل پیروکسن‌ها از نمودار $Al^{IV} + Na$ نسبت به $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ استفاده شده است (Schweitzer et al., 1979). این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت چهاروجهی و با Al و Cr^{+3} موجود در موقعیت هشت وجهی بنا شده است. عنصر

Fe^{3+} در ترکیب پیروکسن‌ها می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al، Cr و Ti در موقعیت‌های هشت وجهی شود. هر چه میزان Fe^{3+} بیشتر باشد، امکان ورود آن به موقعیت هشت‌وجهی سیستم بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین نمونه‌هایی که در گستره بالای خط $\text{Fe}^{3+}=0$ قرار می‌گیرند، پیروکسن‌هایی هستند که در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا (اکسیدان؛ مگنتیت) متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار می‌گیرند در فوگاسیته اکسیژن کمتری (احیایی؛ الیون، پیروکسن و آمفیبول) تشکیل شده‌اند. هرچه فاصله نمونه‌ها از این خط ($\text{Fe}^{3+}=0$) بیشتر باشد، مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر یا کمتر بود است (Papike and Cameron, 1981). تمرکز نمونه‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه بیشتر در زیر خط یاد شده می‌باشد که گویای تبلور آنها در محیطی با فوگاسیته اکسیژن پایین است (شکل ۴-۴ الف). براساس نموداری که توسط (Helz, 1973) ارائه شده، پیروکسن‌های مورد بررسی بیشتر در فشارهای ۵ کیلو بار و تعدادی در فشار ۱۰ کیلو بار تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۴ ب). Aoki and Shiba (1973) تبلور پیروکسن‌ها در هنگام صعود و از اعماق به سمت بالا صورت گرفته است، که این نشانگر یک محیط فشار متوسط است (شکل ۴-۴ پ).



شکل ۴-۴- الف) نمودار تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلینوپیروکسن ها $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Al^{IV}+Na$ برای نمونه‌های آذرین پرمین منطقه بلده (Schweitzer et al., 1979). ب) توزیع Al در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت وجهی (تتراندری و اکتاهدری) در کلینوپیروکسن‌های منطقه بلده به تناسب مقدار درصد آب ماگما (Helz, 1973). پ) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Al^{VI} (Aoki and Shiba, 1973).

توزیع Al و Si در پیروکسن‌های مورد مطالعه به گونه‌ای است که تمام نمونه‌ها در نمودار Si در برابر Al (تتراندری و اکتاهدری) در بالای خط اشباع جایگاه تتراندری $Al+Si=2$ قرار گرفته‌اند. حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع نشان‌دهنده‌ی کلینوپیروکسن‌هایی است که در موقعیت تتراندی ساختمان آن‌ها صرفاً توسط تمامی کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al^{IV} موجود در ترکیب پیروکسن پر شده‌اند و به همین علت نمی‌تواند پذیرای کاتیون‌های سه ظرفیتی مانند کروم، تیتانیوم و آهن (Fe^{3+}) باشد. از آنجایی که با پر شدن موقعیت تتراندی، بقیه Al موجود در ترکیب پیروکسن در موقعیت اکتاهدری جای گرفته، بنابراین پیروکسن‌های مورد مطالعه معمولاً علاوه بر آلومینیوم تتراندی واجد اکتاهدری هم می‌باشند (شکل ۴-۵- الف). در نمودار Ti در مقابل Al^{IV} ، بیشتر کلینوپیروکسن‌ها در محدوده‌ی $Al^{IV}=3Ti$ قرار می‌گیرند، که این مقدار بیانگر بالا بودن میزان تیتانیوم در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۵- ب).



شکل ۴-۵- موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه، (الف) نمودار $Al-Si$ و (ب) نمودار Ti در مقابل Al^{IV} که نشان‌دهنده مقدار تیتانیوم در این کانی‌ها می‌باشد.

❖ تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن

نه تنها ترکیب شیمیایی و ساختار مذابی که کلینوپیروکسن از آن متبلور می‌شود در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن دخالت دارد؛ بلکه عوامل دیگری مانند (۱) ضریب جدایش عناصر توسط کلینوپیروکسن. (۲) کنترل‌های فیزیکی مثل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن. (۳) تاریخ تبلور مذاب (ترتیب تبلور و سرعت سرد شدن ماگما) در این فرآیند موثر هستند (Nisbet and Pearce, 1977).

بنابراین همیشه ترکیب کلینوپیروکسن بیانگر ترکیب ماگمایی نیست که از آن متبلور شده است و باید نقش سایر عواملی را که روی ترکیب این کانی اثر می‌گذارند، در نظر گرفت. به همین دلیل اگر قرار باشد از روی ترکیب کلینوپیروکسن به ترکیب ماگمایی که از آن متبلور شده است پی ببریم، باید به موارد زیر توجه کنیم:

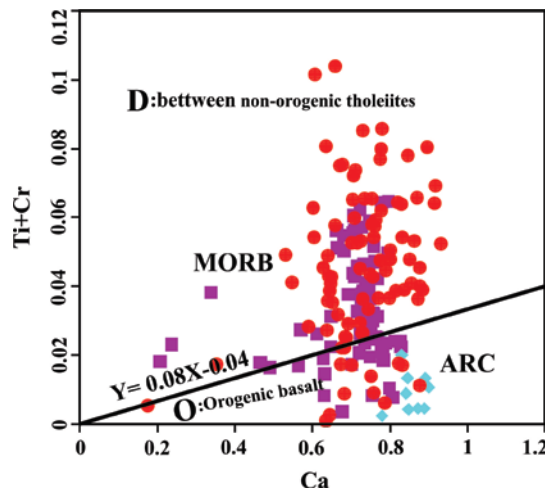
(۱) به دلیل آنکه سرعت سرد شدن بر روی جدایش کاتیون‌ها (به ویژه کاتیون‌های عناصر کمیاب) توسط کانی‌های کلینوپیروکسن و در نتیجه دور شدن ترکیب کلینوپیروکسن از ترکیب سنگ کل تاثیر می‌گذارد، بهتر است برای تعیین شرایط تکتونوماگمایی از نتایج آنالیز کلینوپیروکسن‌های فنوکریست به جای کلینوپیروکسن‌های زمینه استفاده کنیم زیرا ترکیب کلینوپیروکسن‌های فنوکریست کمتر تحت تاثیر سرعت سرد شدن ماگما قرار می‌گیرد (Nisbet and Pearce, 1977).

(۲) سعی شود از عناصری برای طراحی نمودارهای تشخیص سری‌های ماگمایی و محیط تکتونیکی استفاده شود که این عناصر تفاوت قابل ملاحظه‌ای در ماگماهای محیط‌های تکتونیکی مختلف داشته باشند.

(۳) هر چه تعداد آنالیزهای پلات شده بر روی نمودارهای تشخیصی بیشتر باشد نتایج دقیق‌تر خواهد بود (Nisbet and Pearce, 1977).

الف) نمودار $Ti+Cr$ در برابر Ca :

با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های کوهزایی را از بازالت‌های غیرکوهزایی (محیط‌های کششی) جدا کرد (Le Terrier et al., 1982). بر اساس این نمودار کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه کمتر در محدوده بازالت‌های کوهزایی (لامپروفیرها) و بیشتر در محدوده بازالت‌های غیرکوهزایی (بازالت و گابروها) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶) از مرحله‌ای که پوسته و گوشته گنبدی می‌شود و بالا می‌آید و کشش ایجاد می‌شود از کشش پوسته قاره‌ای و ایجاد ریفت درون قاره‌ای تا مرحله گسترش و فرورائش و برخورد همه کوهزایی است.



شکل ۴-۶- موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین بلده نمودار Ti+Cr در برابر Ca ارائه شده توسط (Le O.Terrier et al. 1982 - بازالت‌های کمان آتشفشانی، (بازالت‌های کوهزایی)، D- تولیت‌های جزایر اقیانوسی و تولیت‌های حوضه پشت کمانی، (بازالت‌های غیر کوهزایی).

ب) نمودار $F_1 - F_2$:

نمودار $F_1 - F_2$ توسط (Nisbet and pearce 1977) ارائه شده است. این نمودار کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های آلکالن درون صفحه‌ای را از نوع دیگر ماگماها جدا می‌کند. جدایش ماگماهای WPT از ماگماهای VAB نیز به خوبی صورت می‌گیرد، اما همپوشانی قابل ملاحظه‌ای بین WPT-OFB و VAB-OFB دیده می‌شود. درجه جدایش ماگمای اولیه و شرایط تبلور به چنین همپوشانی منجر می‌شود. نتایج حاصل از بررسی نمونه‌ها در نمودار (شکل ۴-۷) نشان‌دهنده این است که اکثر نمونه‌ها در گستره مشترک بازالت‌های کمان آتشفشانی، بازالت‌های کف اقیانوسی و بازالت‌های تولیتی درون قاره‌ای (WPT+OFB و VAB+OFB) واقع شده‌اند؛ گستره بازالت‌های تولیتی درون قاره‌ای به موقعیت منطقه مورد مطالعه نزدیکتر می‌باشد.

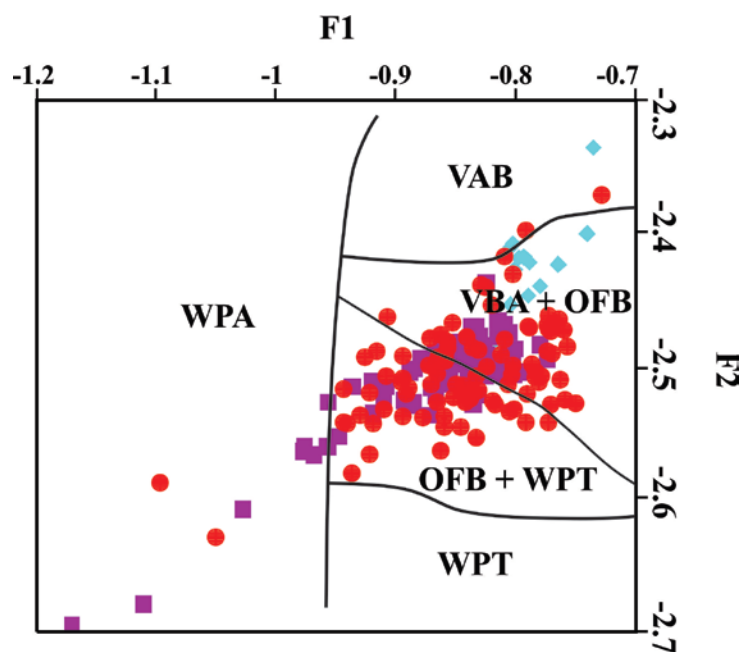
فرمول‌های محاسبه $F_1 - F_2$ بر اساس آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کلینوپیروکسن به صورت زیر است:

$$F_1 = -(0.012 \cdot \text{SiO}_2) - (0.0807 \cdot \text{TiO}_2) + (0.0026 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0012 \cdot \text{FeOt}) - (0.0026 \cdot \text{MnO}) + (0.0087 \cdot \text{MgO}) - (0.0128 \cdot \text{CaO}) - (0.0419 \cdot \text{Na}_2\text{O})$$

$$F_2 = -(0.0469 \cdot \text{SiO}_2) - (0.0818 \cdot \text{TiO}_2) + (0.012 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0041 \cdot \text{FeOt}) - (0.1435 \cdot \text{MnO}) + (0.0029 \cdot \text{MgO}) - (0.0085 \cdot \text{CaO}) - (0.016 \cdot \text{Na}_2\text{O})$$

نشانه‌های اختصاری در شکل (۷-۴) به شرح زیر می‌باشد:

VAB	volcanic-arc basalt
OFB	ocean-floor basalt
WPT	within-plate tholeiitic
WPA	within-plate alkaline



شکل ۷-۴- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین پرمین بلده نمودار F_1 - F_2 (Nisbet and Pearce, 1977).

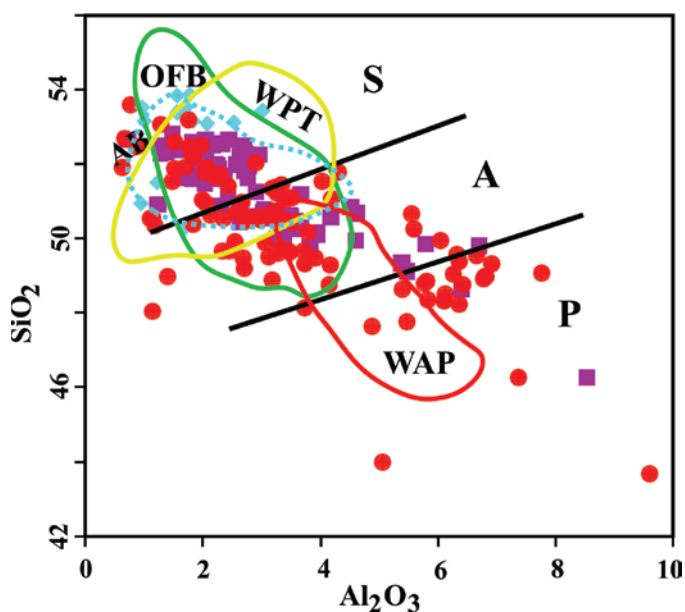
❖ تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های منطقه براساس شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن

از بین کانی‌های موجود در سنگ‌ها، کانی کلینوپیروکسن می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهد، بنابراین ترکیب آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد، که این کانی از آن نشأت گرفته است. تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گدازه به گدازه‌ی دیگر نشانه‌ی رابطه‌ی خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع مشترک می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). نمودارهایی که بدین منظور طراحی شده‌اند، به شرح زیر هستند:

الف) نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 :

به عقیده Le Bas (1962) میزان Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به فعالیت SiO_2 ماگمایی که از آن متبلور می‌شوند (درجه آکالینیت) بستگی داشته، و با استفاده از میزان SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، دسته‌های ماگمایی پرآلکالن، آلکالن و ساب‌آلکالن را از هم متمایز کرده است. با استفاده از این نمودار کلینوپیروکسن‌های WPT، AB و OFB همگی در محدوده ساب‌آلکالن تا آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸).

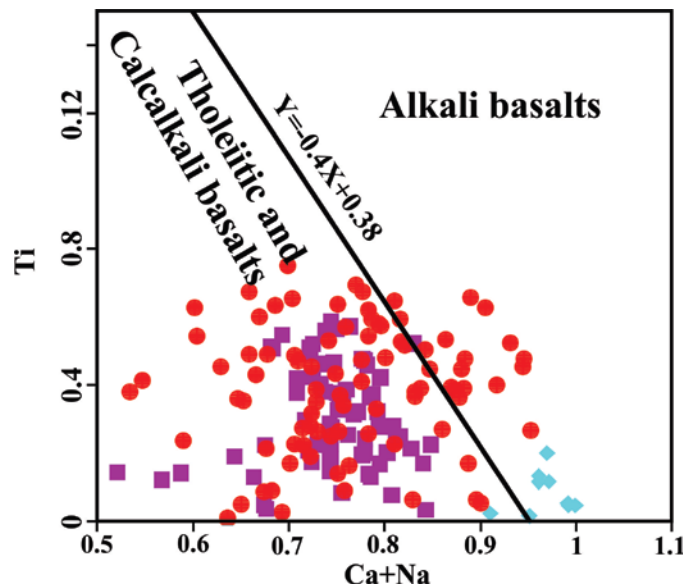
S	Subalkaline
A	Alkaline
P	Peralkaline



شکل ۴-۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه نمودار میزان SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962).

ب) نمودار Ti در برابر $\text{Ca}+\text{Na}$:

این نمودار توسط Le Terrier et al (1982) برای فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در بازالت‌ها ارائه نمودند. با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های آلکالن را از بازالت‌های کوه‌زایی - غیرکوه‌زایی جدا کرد. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده تولییتی و کالک آلکالی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه نمودار Ti در مقابل Ca+Na. (Le Terrier, 1982).

۴-۴- تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی

ترکیب کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین ارتباط مستقیمی با ترکیب ماگمای سازنده آن‌ها دارد. بطور کلی، با استفاده از ترکیب شیمی کلینوپیروکسن می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر نمونه‌ها، نظیر T و P و فوگاسیته اکسیژن ماگما پرداخت.

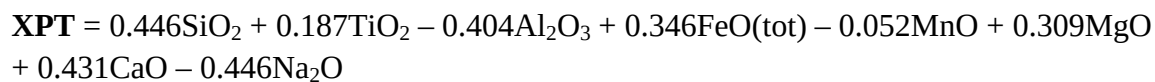
۴-۴-۱- دما - فشار سنجی (Thermobarometry)

مطالعات زمین دما - فشارسنجی برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به عنوان یک روش مفید مطرح شده‌اند (شیر دشت‌زاده و صمدی، ۱۳۸۹). اولین دماسنج پیروکسن که اساس کار آن بر تعادل بین کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن استوار می‌باشد توسط Davis and Boyd (1966) معرفی شده است. به دلیل اینکه بیشتر ترموبارومترهای پیروکسن که تاکنون معرفی شده‌اند بر مبنای تعادل بین دو پیروکسن (ارتو و کلینوپیروکسن) می‌باشند، این امر سبب ایجاد محدودیت‌هایی برای استفاده در سیستم‌های آذرینی می‌شود که در آنها تنها یک نوع پیروکسن حضور دارد. به همین دلیل به مرور زمان، دما و فشارسنج‌هایی ارائه شدند که صرفاً بر مبنای ترکیب کلینوپیروکسن (Nimis and Taylor 2000)، و یا تعادل کلینوپیروکسن - مذاب (Putirka et al., 1996, 2003؛ Putirka, 2008) طراحی شده‌اند. در این بخش به منظور انجام مطالعات دما - فشار سنجی بر روی نمونه‌های آذرین منطقه، از روش‌هایی استفاده شده است که بر مبنای تعادل بین کلینوپیروکسن و مذاب استوار می‌باشند.

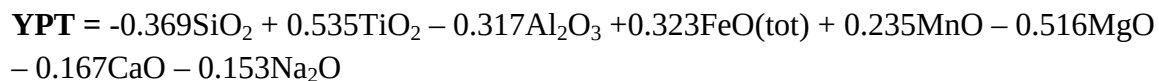
Seosoo, (1997) -۱-۴-۱-۱ دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش

روش (Seosoo, 1997) به عنوان یکی از روش‌های برآورد دما و فشار بر اساس پیروکسن‌های موجود در گدازه‌های بازالتی پیشنهاد شده است. در این روش که دما و فشار به صورت ترسیمی نمایش داده می‌شوند، محور X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شده است. محاسبه شاخص XPT و YPT به منظور تعیین موقعیت نقاط تجزیه روی نمودار، به ترتیب با معادلات ۱ و ۲ امکان پذیر است.

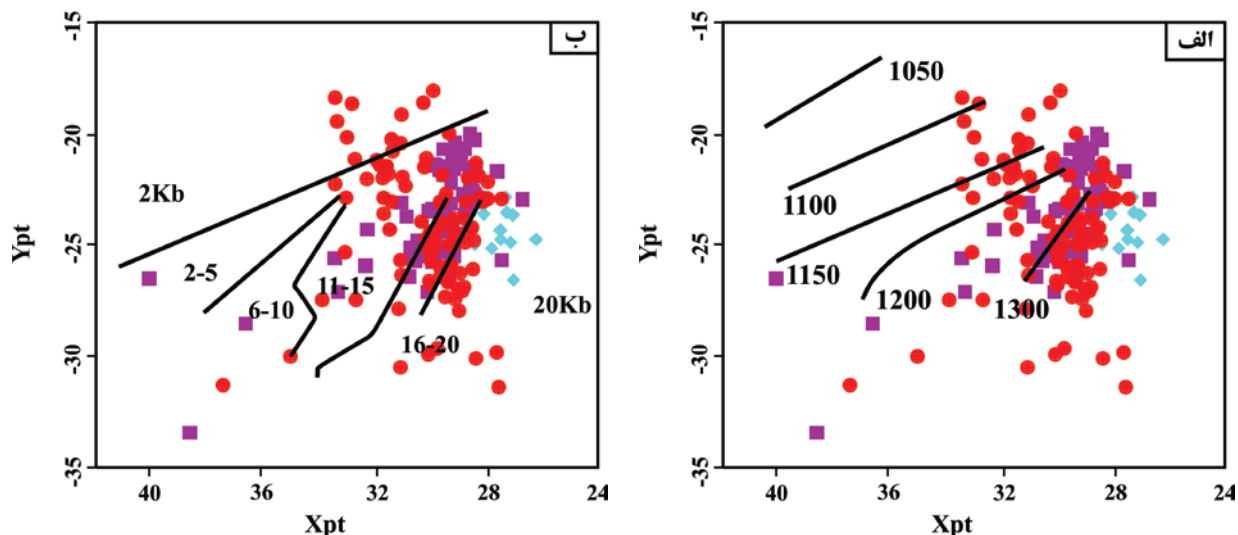
معادله ۱:



معادله ۲:



مزیت این روش دماسنجی این است، که حضور دو پیروکسن جهت دماسنجی الزامی نیست و برای انواع پیروکسن‌های کلسیم - منیزیم - آهن‌دار و منیزیم - آهن‌دار قابل استفاده است. طبق این روش دمای تشکیل کلینوپيروكسن‌های مورد مطالعه در بازه دمایی حدود ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است (شکل ۴-۱۰ الف). به منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار (Seosoo, 1997)، و با استفاده از مقادیر XPT و YPT مطابق (شکل ۴-۱۰ ب)، میزان فشار تبلور کلینوپيروكسن‌ها بین ۱۱ تا ۲۰ کیلو بار برآورد می‌شود فشار منطقی ۱۱ تا ۱۶ کیلو بار است.



شکل ۴-۱۰ - (الف) نمودار تعیین دمای کلینوپیروکسن (Seosso, (1997). (ب) نمودار تعیین فشار تبلور پیروکسن ها (Seosso, (1997).

۴-۱-۲-۴-۴ دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش (Putirka (2008)

به علت مقدار کم فنوکریست های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در سنگ های ولکانیکی (از اولترامافیک تا مافیک) استفاده از ترموبارومتري دو پیروکسن در آن ها بسیار محدود است. بر همین اساس ترموبارومتري در این سنگ ها براساس ترکیب تک پیروکسن (Nimis 1995 ; Nimis and Taylor 2000) یا تعادل مایع (مذاب) – پیروکسن (Putirka 2008) محاسبه می شوند.

(Putirka 2008) روشی جدید و بسیار مناسبی برای تعیین دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن ارائه نموده است. بر اساس مدل Nimis and Taylor (2000) دو نوع دما - فشارسنج بر اساس ترکیب تک کلینوپیروکسن (به عنوان مثال مثال معادله (32a در Putirka, 2008) و کلینوپیروکسن - مذاب (به عنوان مثال معادله 32b و 32c در Putirka, 2008) ارائه نمود. این مدل ها دارای بالاترین دقت و کمترین خطا هستند. روش تک کلینوپیروکسن بر اساس محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و بدون دخالت ترکیب مذاب طراحی شده است و عموماً بر پایه تعادل Ca-Mg می باشد. (Putirka, 2008) در این پژوهش برای تخمین شرایط فشار و دما به روش تک کلنوپیروکسن از برنامه Winpyrox (Yavuz, 2013) استفاده شد که بر اساس رابطه زیر نسبت به تخمین شرایط دما و فشار تبلور بلور پیروکسن اقدام نموده است:

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

در این معادله مقادیر $X_{\text{Al}}^{\text{cpx}}$ و $a\text{En}^{\text{cpx}}$ از روش زیر محاسبه می‌شود:

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

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

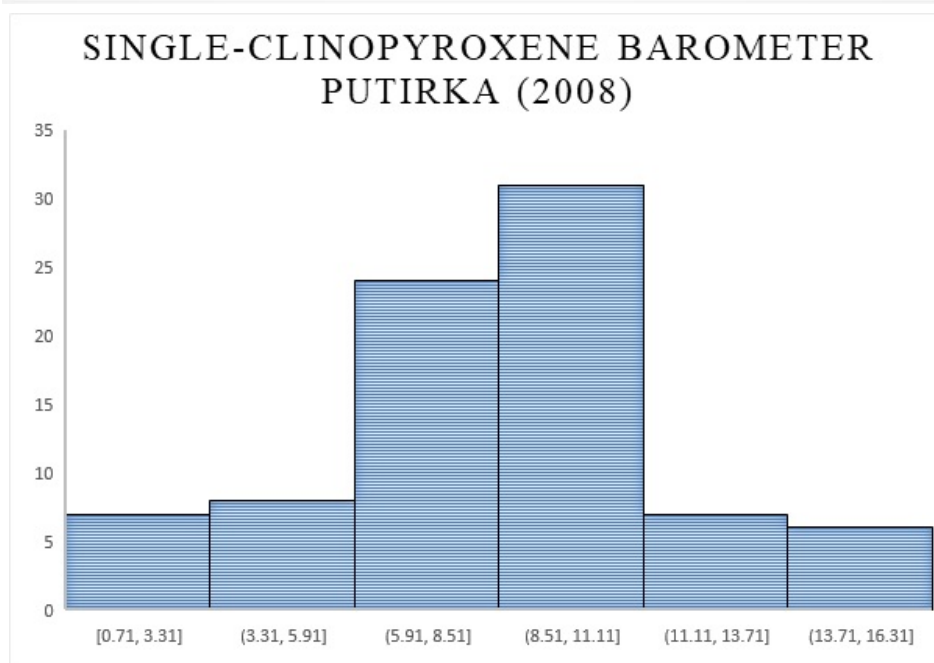
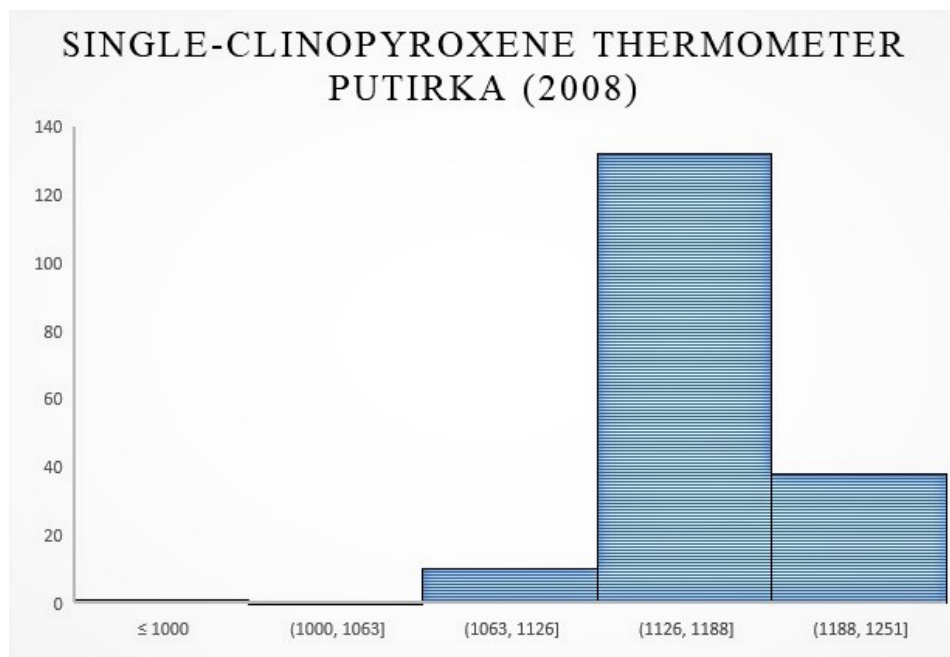
$$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384 * T(^{\circ}\text{K}) - 518 * \ln[T(^{\circ}\text{K})] - 5.62 * (X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}}) + 83.2 * (X_{\text{Na}}^{\text{Cpx}}) + 68.2 * (X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}}) + 2.52 * \ln(X_{\text{Al VI}}^{\text{Cpx}}) - 51.1 * (X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}})^2 + 34.8 * (X_{\text{En Fs}}^{\text{Cpx}})^2$$

$$X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}} = \text{Ca} - \text{CaTs} - \text{CaTi} - \text{CrCaTs}$$

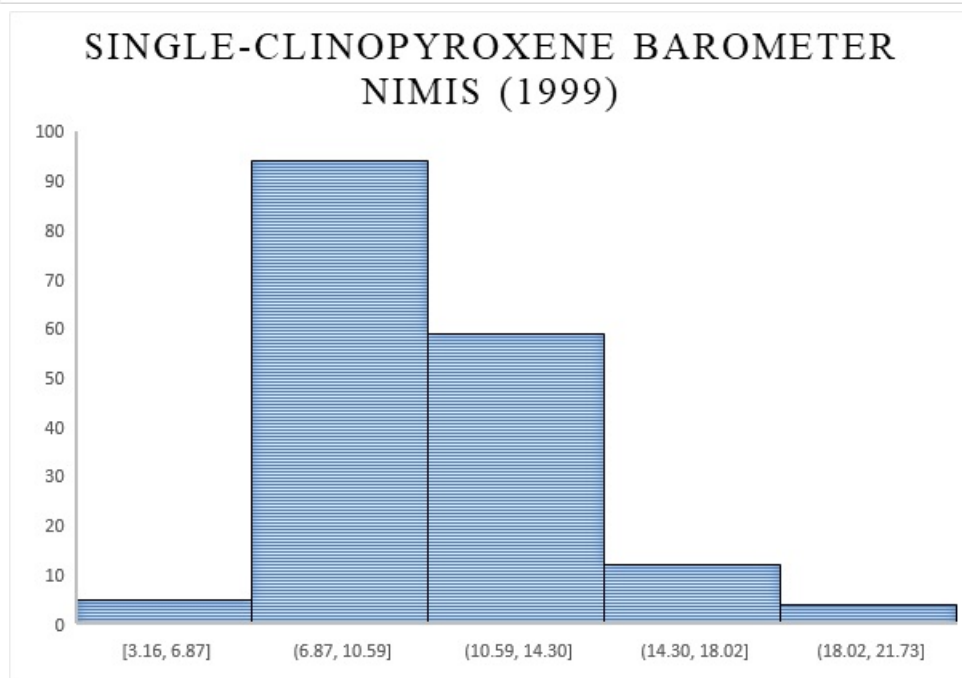
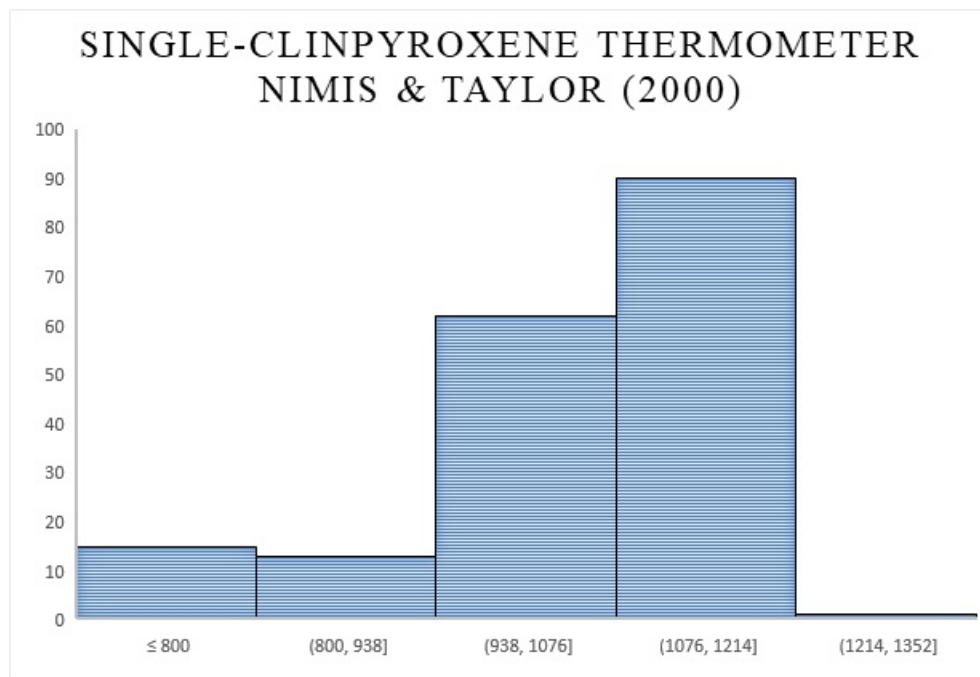
$$X_{\text{En Fs}}^{\text{Cpx}} = [(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg}) - (\text{Ca} - \text{CaTi} - \text{CaTs} - \text{CrCaTs})]/2$$

(2008) Putirka، روش دیگری برای تخمین فشارسنجی پیشنهاد نموده است. این روش تنها به ترکیب کلینوپیروکسن بستگی دارد، و این امر سبب بهبود مدل (1999) Nimis شده است. خطاهای سیستماتیک را با توجه به آزمایش‌های آبدار حفظ می‌کند.

نتایج حاصل از دما - فشار سنجی، برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش (2008) Putirka، در شکل (۴-۱۱) نمایش داده شده است. دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها بین ۱۰۶۳ تا ۱۲۵۱ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۰/۷۱ تا ۱۶/۳۱ کیلو بار را نشان می‌دهد. کلینوپیروکسن‌ها فراوانی بیشتری در دمای ۱۱۲۶ تا ۱۱۸۸ و فشار ۸/۵۱ تا ۱۱/۱۱ نشان می‌دهند. در روش (1995) Nimis ; (2000) Nimis and Taylor دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها بین ۸۰۰ تا ۱۳۵۲ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳/۱۶ تا ۲۱/۷۳ کیلو بار برآورد شده است و کلینوپیروکسن‌ها فراوانی بیشتری را در دمای ۱۰۷۶ تا ۱۲۱۴ و فشار ۶/۸۷ تا ۱۰/۵۹ نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۱- نمایش تغییرات دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Putirka et al (2008).



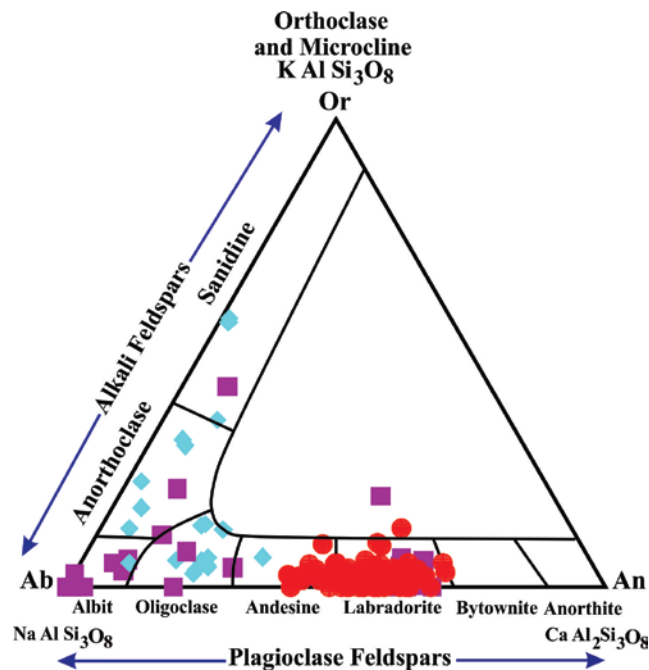
شکل ۴-۱۲- نمایش تغییرات دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Nimis (1995); Nimis and Taylor (2000)

۴-۳-۲- شیمی فلدسپار

همانگونه که در فصل پتروگرافی عنوان شد، فلدسپار فراوان‌ترین کانی در مجموعه‌ی سنگ‌های آذرین منطقه بلده است که به دو صورت درشت بلور و میکروولیت حضور دارد. شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط تا شدید دگرسانی بر روی فلدسپارها بوده و در نتیجه‌ی آن می‌توان کانی‌های ثانویه سرسیت، کلسیت، کلریت، کانی‌های رسی و در نتیجه پدیده سوسوریتی شدن را بر روی آنها مشاهده نمود. به طور کلی نتایج تجزیه مایکروپروب الکترونی بر روی فلدسپارهای منطقه تأیید کننده شواهد پتروگرافی می‌باشد.

به منظور بررسی ترکیب دقیق فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه، ۲۱۵ آنالیز نقطه‌ای روی آن‌ها صورت گرفت. نتایج تجزیه‌ی نقطه‌ای برخی از فلدسپارهای درشت بلور و منطقه‌بندی شده و کاتیون‌های آن‌ها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۸ اکسیژن در آمده است (جدول ۴-۴). ترکیب شیمی فلدسپارهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992) بازالت‌ها در محدوده آندزین، لابرادوریت و گابروها در محدوده لابرادوریت، آنورتوکلاز، آلبیت و الیگوکلاز و لامپروفیر در محدوده آنورتوکلاز، آلبیت، الیگوکلاز واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۳).

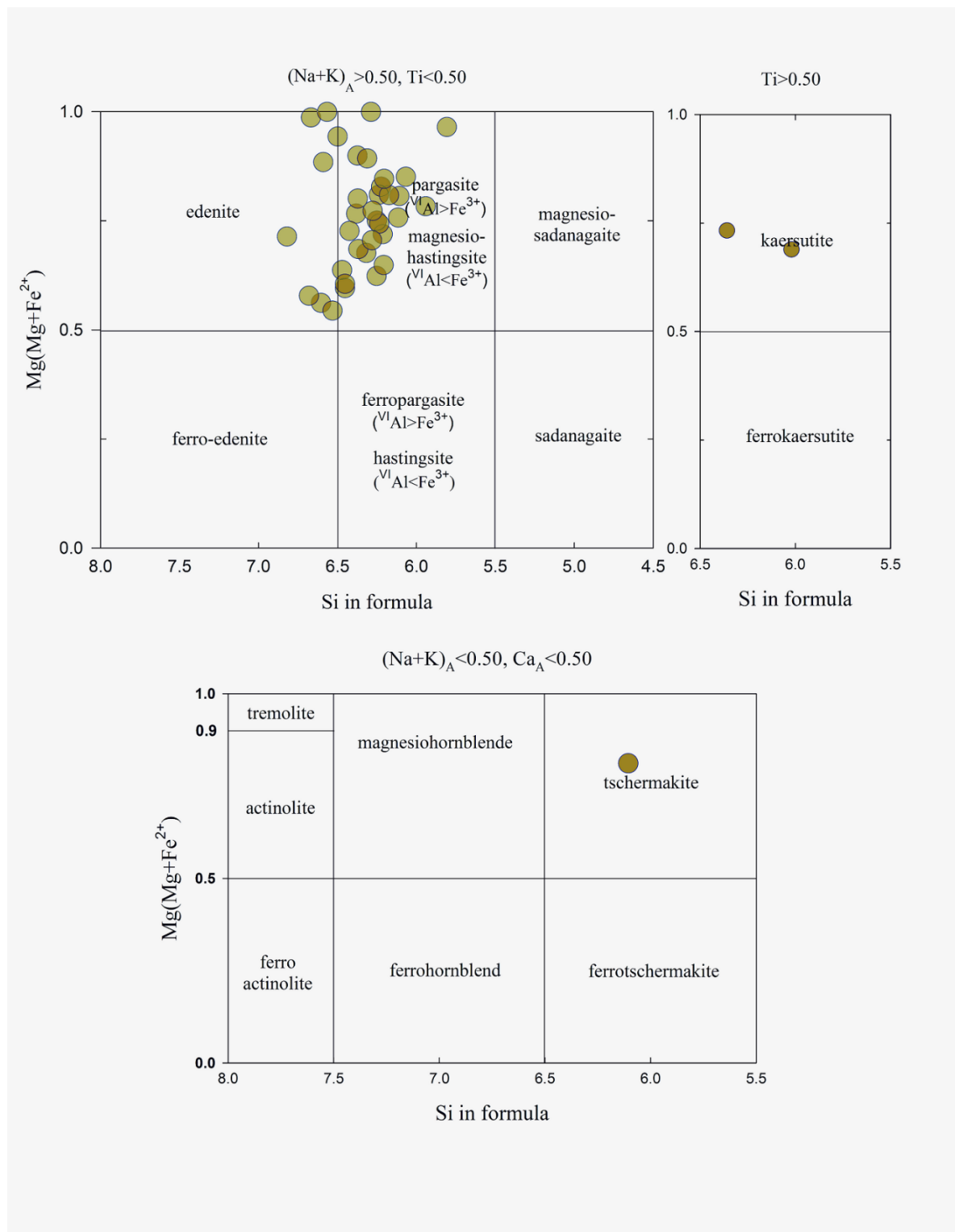
طبق محاسبات فرمول ساختاری، میانگین درصد آنورتیت فلدسپارها برای سنگ‌های منطقه بلده ۴۶/۸۷ درصد می‌باشد، به اعتقاد (Goldechmit 1982)، میزان آنورتیت به ترکیب شیمیایی سنگ و تغییرات دما وابسته می‌باشد. بطور کلی ترکیب فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه در گستره بین An_0 , Or_{04} , $Ab_{27.73}$ تا Ab_{100} , $An_{68.54}$, $Or_{57.51}$ قرار می‌گیرند. جزء مولکولی ارتوز برای این نمونه‌های سنگی بین ۰ تا ۵۷/۵۱ در تغییر است. پلاژیوکلاز بازیک (غنی از کلسیم و فقیر از سیلیس) بر اثر انحلال جامد به پلاژیوکلاز اسیدی (غنی از سدیم و سیلیس) تبدیل می‌شود. هرگاه انجماد ماگما سریع باشد منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود. در چنین حالتی کانی فرصت کافی برای تبدیل و تغییر ترکیب شیمیایی ندارد.



شکل ۴-۱۳- ترکیب شیمیایی فلدسپارهای سنگ‌های آذرین پرمین بلده براساس رده‌بندی (Deer et al. (1992).

۴-۳-۳- آمفیبول

آمفیبول از جمله کانی‌های سیلیکاته دو زنجیره‌ای است که عناصر زیادی را در ساختمان خود جای می‌دهد. بنابراین از ترکیب شیمیایی این کانی نیز می‌توان به سرشت تبلور ماگمایی پی‌برد. ترکیب ماگما، فشار و فوگاسیته اکسیژن از جمله فاکتورهای مهم و تعیین کننده در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها محسوب می‌شوند. اساسی‌ترین تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها براساس تقسیم‌بندی (Leake et al., 1997) می‌باشد. این تقسیم‌بندی براساس پر شدن موقعیت B ساختمان بلوری توسط عناصر Na و Ca، به چهار قلمرو اصلی آکالی، سدیک، کلسیک، کلسیک و Fe-Mg-Mn تفکیک می‌شود. براساس این روش آمفیبول‌های تجزیه شده، در گروه آمفیبول‌های کلسیک و از نوع edenite-pargasite-magnesian-hastingsite-kaersutite-tschermakite جای می‌گیرند (شکل ۴-۱۴).



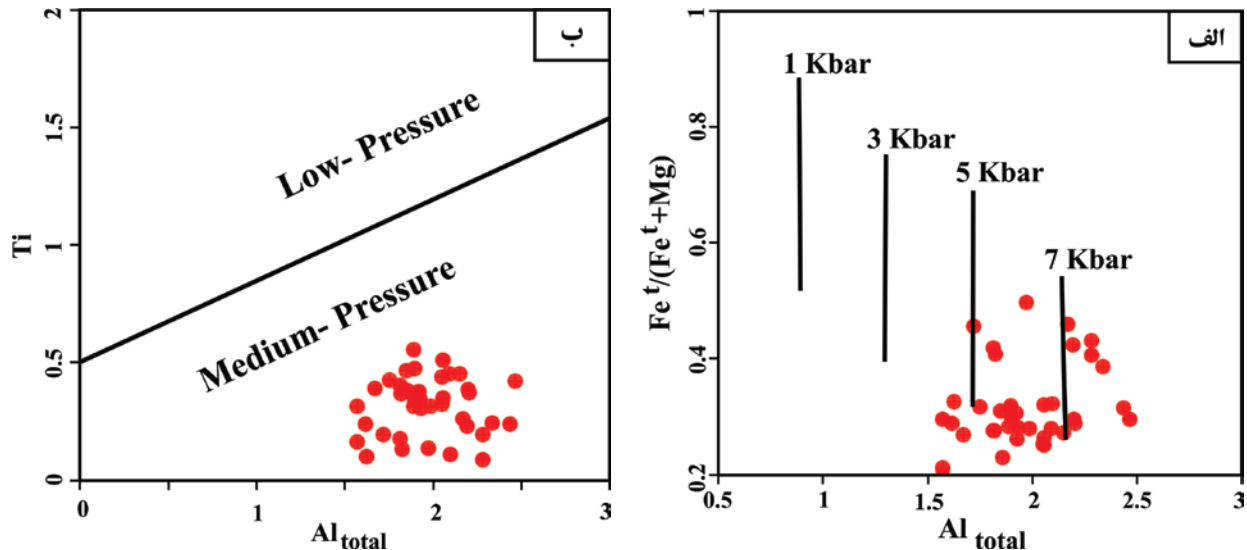
شکل ۴-۱۴- براساس رده‌بندی و نامگذاری آمفیبول‌های موجود در لامپروفیر توسط Leake et al., 1977.

❖ دما و فشارسنجی آمفیبول

آمفیبول‌ها، مناسب‌ترین کانی برای دما - فشارسنجی سنگ‌های آذرین آهکی - قلیایی می‌باشند و در دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و محدوده‌های وسیعی از فشارهای ۱ تا ۲۳ کیلو بار پایدار هستند (Leake et al., 1997). آمفیبول‌ها تقریباً در تمام توده‌های نفوذی کالکوالکالن، صرف نظر از ترکیب‌های بازی - حدواسط یا اسیدی متبلور می‌شوند.

الف) فشارسنجی آمفیبول

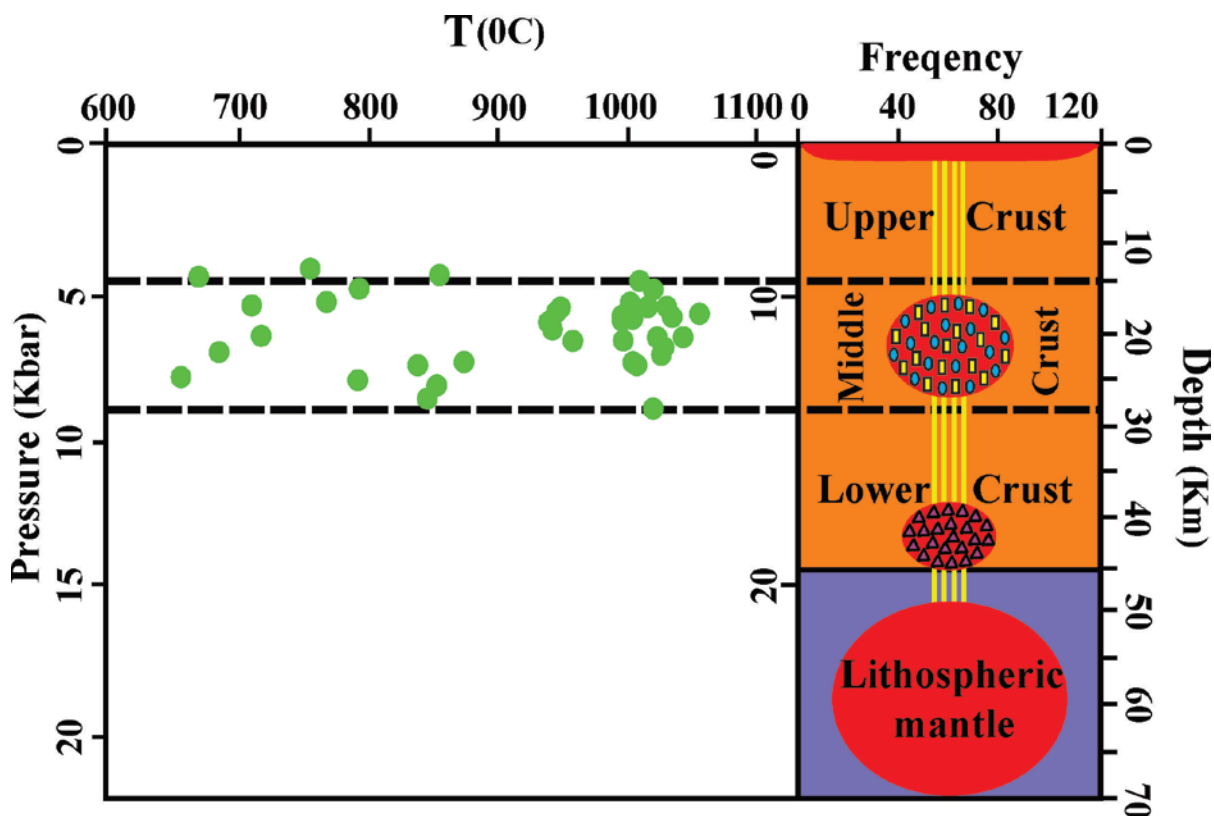
با استفاده از نمودار Al_{Total} در مقابل $Fe^t/(Fe^t+Mg)$ که توسط Schmidth (1992) پیشنهاد شده است، می‌توان فشار انجماد (عمق تبلور) آمفیبول‌ها را تعیین کرد. با توجه به این نمودار فشار آمفیبول‌ها در گستره‌ی ۵ تا ۷ کیلو بار می‌باشد (شکل ۴-۱۵ الف). همچنین نمودار Ti در مقابل Al_{Total} (Hynes, 1982)، برای تعیین فشار آمفیبول‌های مورد مطالعه ترسیم شده است، که نشان می‌دهد آمفیبول‌های آنالیز شده در سنگ‌های مورد مطالعه در فشار متوسط متبلور شده‌اند (شکل ۴-۱۵ ب).



شکل ۴-۱۵ الف) موقعیت آمفیبول‌های مورد مطالعه در نمودار Al_{Total} در برابر $Fe^t/(Fe^t+Mg)$ (Schmidth (1992) ب) موقعیت آمفیبول‌های سنگ‌های نفوذی پرمین منطقه مورد مطالعه در نمودار Al_{Total} در برابر Ti (Hynes (1982)

ب) دماسنجی آمفیبول - فلدسپار

(Blundy and Hollad 1990) روشی برای تعیین دماسنجی بر اساس واکنش ادنیت - ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول - فلدسپار همزیست ارائه داده‌اند، که در این روش فلدسپارها نباید منطقه‌بندی نشان بدهند. لذا از فلدسپارهایی استفاده می‌شوند که فاقد منطقه‌بندی ترکیبی بوده و با آمفیبول‌هایی که مورد دما - فشارسنجی قرار گرفته‌اند همزیست باشند. این روش دماسنجی برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد قابل استفاده است. محاسبه دما در این روش تابعی از فشار است، بنابراین لازم است تا فشار نیز محاسبه شود. میانگین دمای به دست آمده با این روش، ۸۹۷ درجه‌ی سانتی‌گراد است. فشار ۴/۷ تا ۹ کیلو بار و عمق جای‌گیری از ۱۵ تا ۲۸ کیلومتری در پوسته میانی می‌باشد (شکل ۴-۱۶).



شکل ۴-۱۶- نمودار دما - فشار آمفیبول و پلاژیوکلاز به همراه تصویر شماتیک از ساختار لیتوسفر در شمال ایران Motaghi et al., 2012.

فصل پنجم

ژنوشیمی سنگ کل

۵-۱- مقدمه

ژئوشیمی به عنوان مهمترین ابزار پی بردن به روند ژنز و تحولات ماگمایی شناخته می شود. به طوری که پترولوژی سنگ های آذرین بدون کمک گرفتن از ژئوشیمی، ناقص بوده و نمی توان تنها براساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی به بررسی همه جانبه ی ویژگی های ماگماها (محل منشأ، درجه ذوب و تبلور تفریقی، اختلاط و آرایش ماگمایی....) پرداخت.

به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه، پس از مطالعات دقیق صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۸ نمونه با حداقل دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی به روش های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه زراژما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. مختصات جغرافیایی و محل برداشت نمونه ها به همراه نام آن ها در جدول ۵-۱ ارائه شده است. برای ارائه نتایج بهتر از داده های سایر پژوهشگران نیز استفاده شده است (رستمی و همکاران، ۱۳۹۶) (جدول ۵-۳). نتایج تجزیه شیمیایی نمونه ها 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 آن ها، تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرار (L.O.I.) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در مورد آن ها اعمال گردیده است. نتایج اولیه و تجزیه شیمیایی سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه در جدول ۵-۲ ارائه شده است.

جدول ۵-۱- مشخصات جغرافیایی محل برداشت سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه جهت تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل.

مختصات جغرافیایی	تعداد نمونه	ترکیب سنگ‌شناسی	محل برداشت نمونه
۴۰۱۱۷۳۲ و ۵۷۵۹۴۵ ۴۰۱۲۰۴۲ و ۵۷۶۱۱۴۱	۸	بازالت- تراکی بازالت-آندزیت بازالت	بلده - ورازان
۴۰۱۰۳۴۰ و ۵۲۷۱۵۷ ۴۰۱۰۳۲۳ و ۵۲۷۱۸۰	۵	تراکی آندزیت بازالت- بازالت	سد سیاه بیشه
۴۰۱۰۵۲۱ و ۵۲۸۳۶۳ ۴۰۱۰۴۳۰ و ۵۲۸۲۷۹	۳	گابرو- گابرو دیوریت- مونزو گابرو- مونزو دیوریت- پریدوتیت گابرو- تراکی بازالت	هریجان
۴۰۰۷۲۱۵ و ۵۷۳۹۱۱	۱	پیکروبازالت	زرین کمر
۴۰۰۸۸۵۶ و ۵۶۴۷۴۹	۱	آندزیت بازالت	یوش

۵-۲- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی

در تلاش برای شناخت منشأ ماگماها و شرایطی که تحت آن ماگما شکل می‌گیرد، آنالیز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آذرین، کاربرد زیادی دارد. برای انجام این کار فرض می‌شود که آنالیزها به‌طور دقیق ترکیب شیمیایی ماگماهایی را که سنگ آذرین از آن متبلور شده است، نشان می‌دهند. برای تحقق بخشیدن به این فرض، باید یک سری اصلاحات در نتایج حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه اعمال شود. از جمله‌ی این اصلاحات می‌توان به حذف مواد فرار (L.O.I)؛ مجموع مقادیر به ۱۰۰ رسانده شود و برای تعیین نسبت Fe_2O_3/FeO از نسبت‌هایی که Middlemost (1989) پیشنهاد داده استفاده شده است.

۵-۲-۱- 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 به طور موثری از دست می‌روند. مقادیر H_2O و دیگر مواد فراری که در سنگ‌های آذرین 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 به دست آمده 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).

$$\text{ضرب حذف مواد فرار} = \frac{\text{درصد کل آنالیز}}{\text{درصد مواد فرار} - \text{درصد کل آنالیز}}$$

اعداد 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 ۵-۲ ارائه شده است.

۵-۳- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها

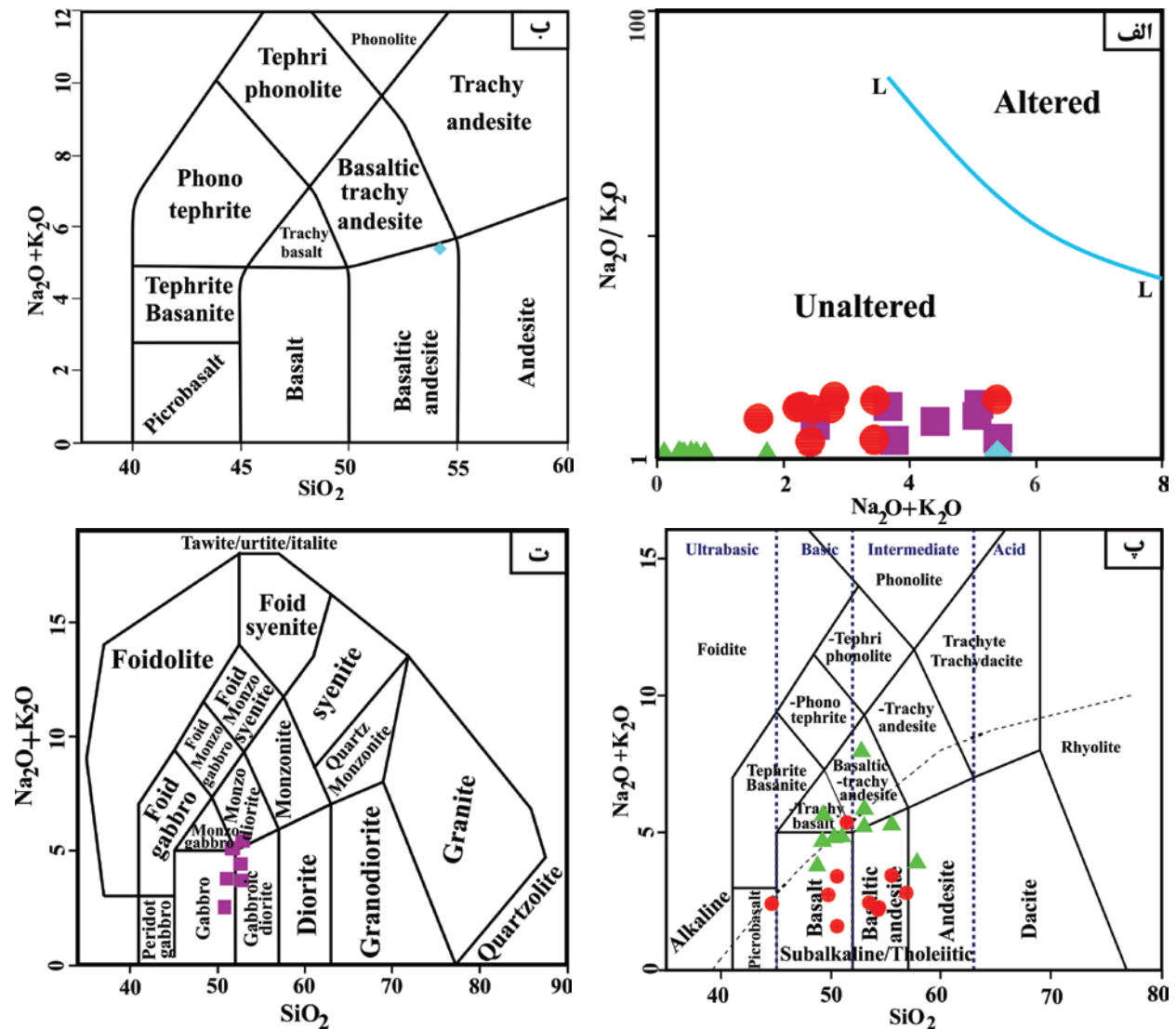
آلودگی در هنگام آماده سازی نمونه می‌تواند یکی از منابع جدی خطا در تجزیه زمین شیمیایی باشد. آلودگی ممکن است در هنگام خردکردن و یا آسیاب نمودن نمونه، آرایش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آرایش حاصل از واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه رخ دهد (Rollinson, 1993). بیشترین احتمال آلودگی در هنگام خردکردن و یا آسیاب کردن می‌باشد، که ممکن است در اثر وجود نمونه‌های تهیه شده پیشین در دستگاه و یا از خود دستگاه آسیاب باشد. خردایش اولیه نمونه‌ها در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشگاه صنعتی شاهرود با استفاده از دستگاه سنگ شکن فکی انجام گرفت. در این مرحله برای از بین بردن آرایش ناشی از اضافه شدن ترکیبات خرد شده قبلی که توسط دستگاه سنگ شکن صورت گرفته، قبل از اینکه خردایش هر نمونه صورت گیرد دستگاه را کاملاً با آب شستشو داده و قبل از خردایش نمونه، بخشی از هر نمونه توسط سنگ شکن خرد شده تا بخش‌هایی که دارای بادامک، رگه‌های ثانویه یا بخش‌های هوازد بوده‌اند از نمونه‌های اصلی جدا شوند. منابع دیگر آلودگی که در طبیعت قرار دارند، در اثر پوشیده شدن نمونه‌ها با نهشته‌های حاصل از محلول‌های آب دریا و آب زیرزمینی ایجاد شده‌اند. برای رفع این آلودگی می‌توان پس از خرد کردن، و پیش از پودر کردن سنگ، آن را با اسید کلریدریک ۱٪ مولار به مدت چند دقیقه بر طرف کرد.

۵-۴- رده‌بندی شیمیایی

رده‌بندی شیمیایی از دقیق‌ترین و کاربردی‌ترین روش‌های شناسایی و رده‌بندی سنگ‌های آذرین است که به سهولت و با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب انجام می‌شود. این رده‌بندی به خصوص در مورد سنگ‌های آتشفشانی کاربرد بسیار وسیعی دارد. در این روش از معیارهای مختلف شیمیایی استفاده می‌شود. که در بین آن‌ها مقدار سیلیس و آلکالی‌ها از اهمیت خاصی برخوردار هستند.

در سنگ‌های آذرین پرمین مورد مطالعه میزان LOI اکثر نمونه‌ها بالاتر از ۲ درصد وزنی می‌باشد، 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 نمونه‌ها، 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 شده است. بر این اساس، سنگ‌های آذرین 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). طبق روش TAS ($\text{TA}=\text{Total Alkali}$, $\text{S}=\text{SiO}_2$) و بر اساس نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Le Bas et al., 1986)، سنگ‌های آتشفشانی در محدوده بازالت، آندزیت بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالت قرار گرفته‌اند و یک نمونه در محدوده پیکروبازالت می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی در محدوده سری‌های بازیک و حدواسط واقع شده‌اند. در این دیاگرام محدوده آلکالن از تولییتی/ ساب آلکالن جدا می‌گردد، بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن و تولییتی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱ ب، پ). بر اساس نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Middlemost, 1994)، گابروهای مورد مطالعه در محدوده گابرو، گابرو دیوریت، مونزودیوریت و مونزوگابرو و لامپروفیر در مرز بین گابرو دیوریت و مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱ ت).

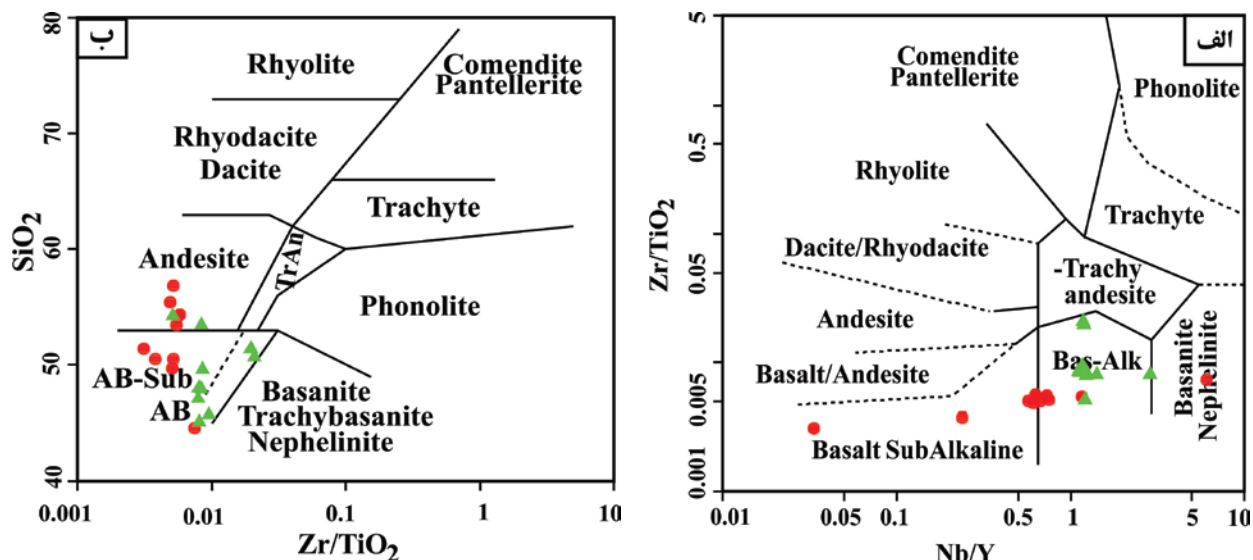
در تمامی نمودارها، نتایج آنالیز در این پژوهش با نماد بازالت ● - گابرو ■ - لامپروفیر ◆ و رستمی و همکاران (۱۳۹۶) با نماد ▲ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۵-۱- موقعیت سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه بر روی نمودارهای، الف) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Takanashi et al, 2011)، بر این اساس تمام سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در محدوده دگرسان نشده واقع شده‌اند. ب، پ) SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986). ت) SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994)

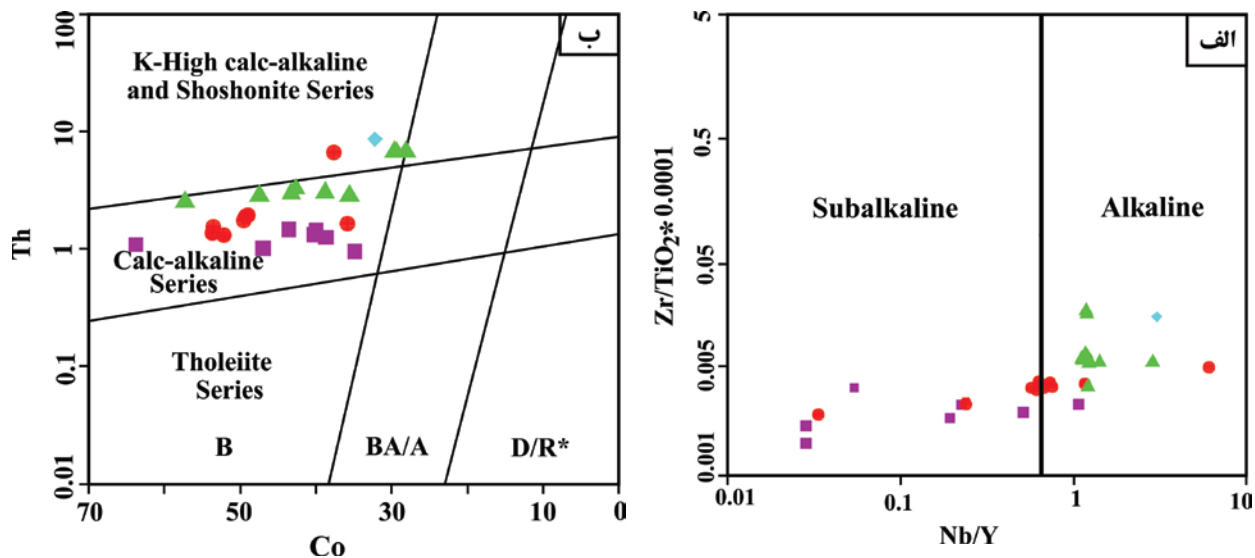
عناصر قلیایی (آلکان) در طی فرآیندهای دگرسانی متحرک هستند، ممکن است نام‌گذاری سنگ‌ها بر اساس آن‌ها با خطا مواجه شود (تحرک سدیم و پتاسیم در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده)، بنابراین از نمودار مبتنی بر عناصر کم‌تحرک (HFS) مانند Zr, Ti, Nb و Y نیز در رده‌بندی سنگ‌ها استفاده شده است. در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) سنگ‌های آذرین منطقه اکثراً در محدوده‌ی آلکالی بازالیت

قرار می‌گیرند (شکل ۲-۵ الف). و در نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) سنگ-های آذرین منطقه اکثراً در محدوده ساب‌آلکالی بازالت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۲-۵ ب).



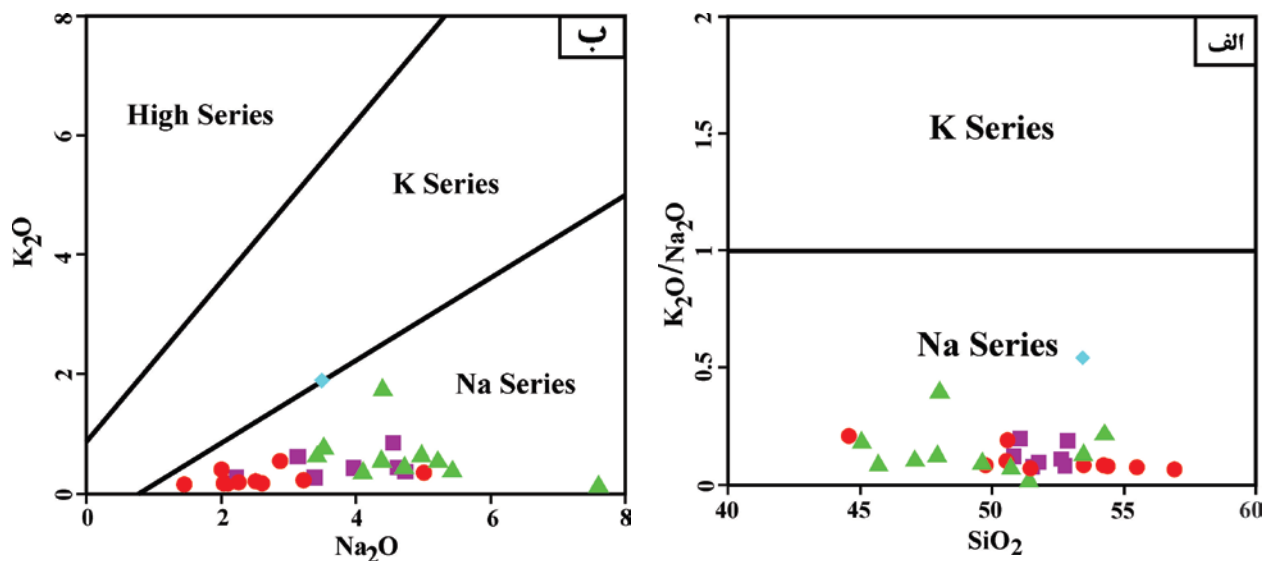
شکل ۲-۵- موقعیت سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بر روی نمودار، الف) Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) ب) Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977).

همچنین از نمودار Nb/Y در مقابل $(Zr/TiO_2) \times 0.0001$ (Winchester and Floyd, 1977) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه استفاده شده است. بیشتر آنها در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفتند (شکل ۳-۵، الف). در نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در سری کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند. (شکل ۳-۵ ب).



شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های آذرین پرمین البرز مرکزی در نمودارهای الف) Nb/Y در برابر $(Zr/TiO_2) \cdot 0.0001$ (Winchester and Floyd, 1977) و ب) Co در برابر Th (Hastie et al., 2007).

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، سنگ‌های آذرین مورد مطالعه از نوع سدیک می‌باشند (شکل ۵-۴ الف، ب).



شکل ۵-۴- 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).

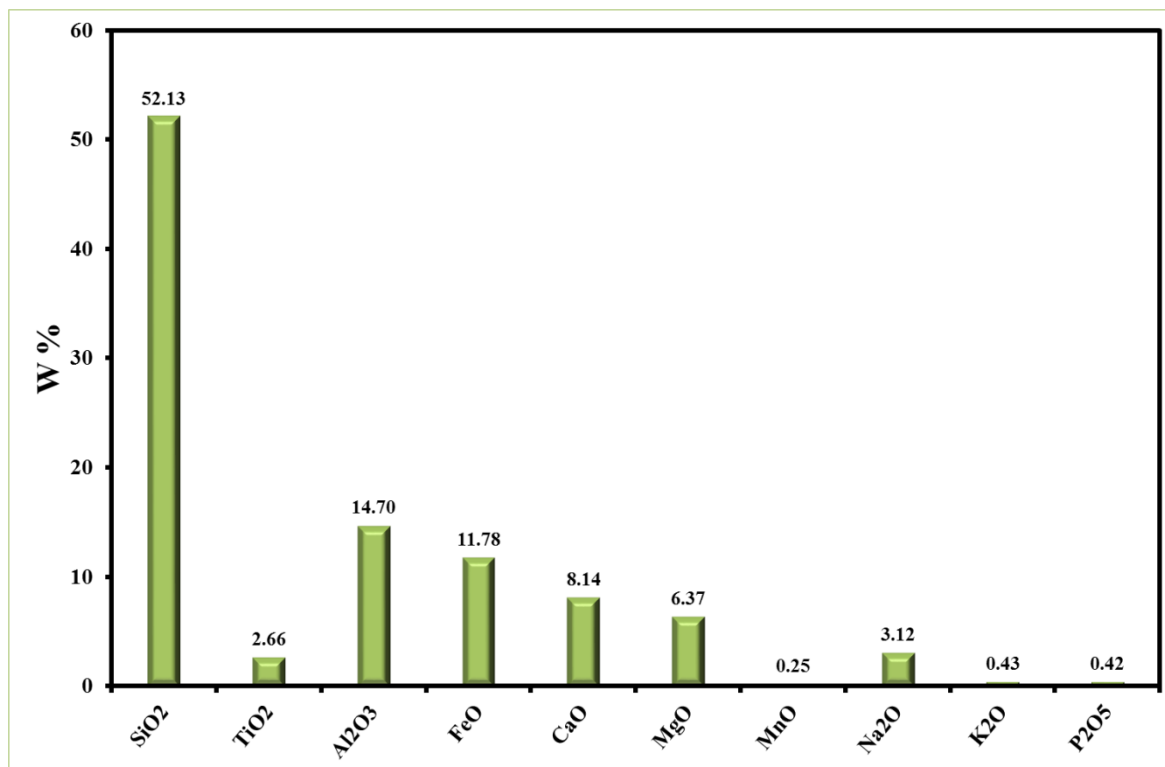
۵-۵- بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات

به منظور بررسی روند تغییرات بین سنگ‌های آذرین یک ناحیه و همچنین تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای تغییرات توسط پترولوژیست‌های 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 (Fenner) اشاره کرد. نمودار هارکر یکی 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 سازنده اصلی سنگ است و بیش از اکسیدهای دیگر تغییر را نشان می‌دهد. یکی از پرکاربردترین جایگزین‌های نمودار هارکر نمودارهای 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.

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

میانگین مقادیر عناصر اصلی در رخنمون‌های مناطق مورد مطالعه در شکل ۵-۵ به صورت هیستوگرام ارائه شده است.



شکل ۵-۵- میانگین مقادیر عناصر اصلی در رخنمون‌های مناطق مورد مطالعه

الف) TiO₂ در برابر SiO₂ 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 TiO₂ بین ۱/۳۳ تا ۴/۶۰ درصد وزنی می‌باشد. این اکسید با افزایش SiO₂ روندی صعودی و با افزایش MgO روندی نزولی را از خود نشان می‌دهد. این روندها نشان‌دهنده این هستند که مگنتیت و تیتانومگنتیت یکی از فازهای اصلی تبلور در سنگ‌های آذرین منطقه می‌باشند. این امر با مطالعات و شواهد پتروگرافی و حضور این کانی‌ها در سنگ‌های آذرین منطقه حدوداً سازگار است (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

ب) Al₂O₃ در برابر SiO₂ و MgO

Al₂O₃ بین ۱۳/۲۸ تا ۱۶/۰۷ درصد وزنی می‌باشد. Al₂O₃ با افزایش SiO₂ روند افزایشی و با افزایش MgO روند کاهشی را 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. 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، به‌طوری که در نمونه‌های تفریق یافته پلاژیوکلاز بیشتر می‌شود (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

پ) CaO در برابر SiO_2 و MgO

محدوده تغییرات CaO در سنگ‌های آذرین منطقه بین ۳/۹۲ تا ۱۳/۷۹ درصد وزنی می‌باشد. این اکسید با افزایش SiO_2 روندی نزولی و با افزایش MgO روندی صعودی 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 ۵-۷). 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 الیوین میزان کلسیم در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد و سپس با شروع تبلور پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن روند کاهش میزان آن شروع می‌شود.

ت) MgO در برابر SiO_2

دامنه تغییرات MgO از ۳/۴۷ تا ۹/۶۸ درصد وزنی در تغییر است و فراوانی آن با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد. این روند با تبلور کانی‌های مافیک مانند الیوین، پیروکسن و اپک مطابقت دارد. زیرا منیزیم از عناصری است که در همان ابتدای تفریق، وارد شبکه کانی‌های حرارات بالایی مثل الیوین و پیروکسن می‌شود، در نتیجه در مایع باقی مانده غلظت MgO کاهش می‌یابد (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

ث) Na_2O در برابر SiO_2 و MgO

اکسید Na_2O دارای دامنه تغییرات ۱/۴۵ تا ۵/۰۲ است. Na جزء عناصر لیتوفیل و مهم قلیایی است که در مراحل انتهایی تفریق یافته و در کانی‌های سدیم‌دار مانند پلاژیوکلازهای سدیک تجمع می‌یابد. در نمودار مربوط به تغییرات سدیم، سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با افزایش SiO_2 روند افزایشی و با افزایش MgO روند کاهشی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

ج) K_2O در برابر SiO_2 و MgO

اکسید K_2O دارای دامنه تغییرات ۰/۱۵ تا ۱/۹۰ است. با افزایش SiO_2 روندی کاهشی و با افزایش MgO روندی افزایشی را از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

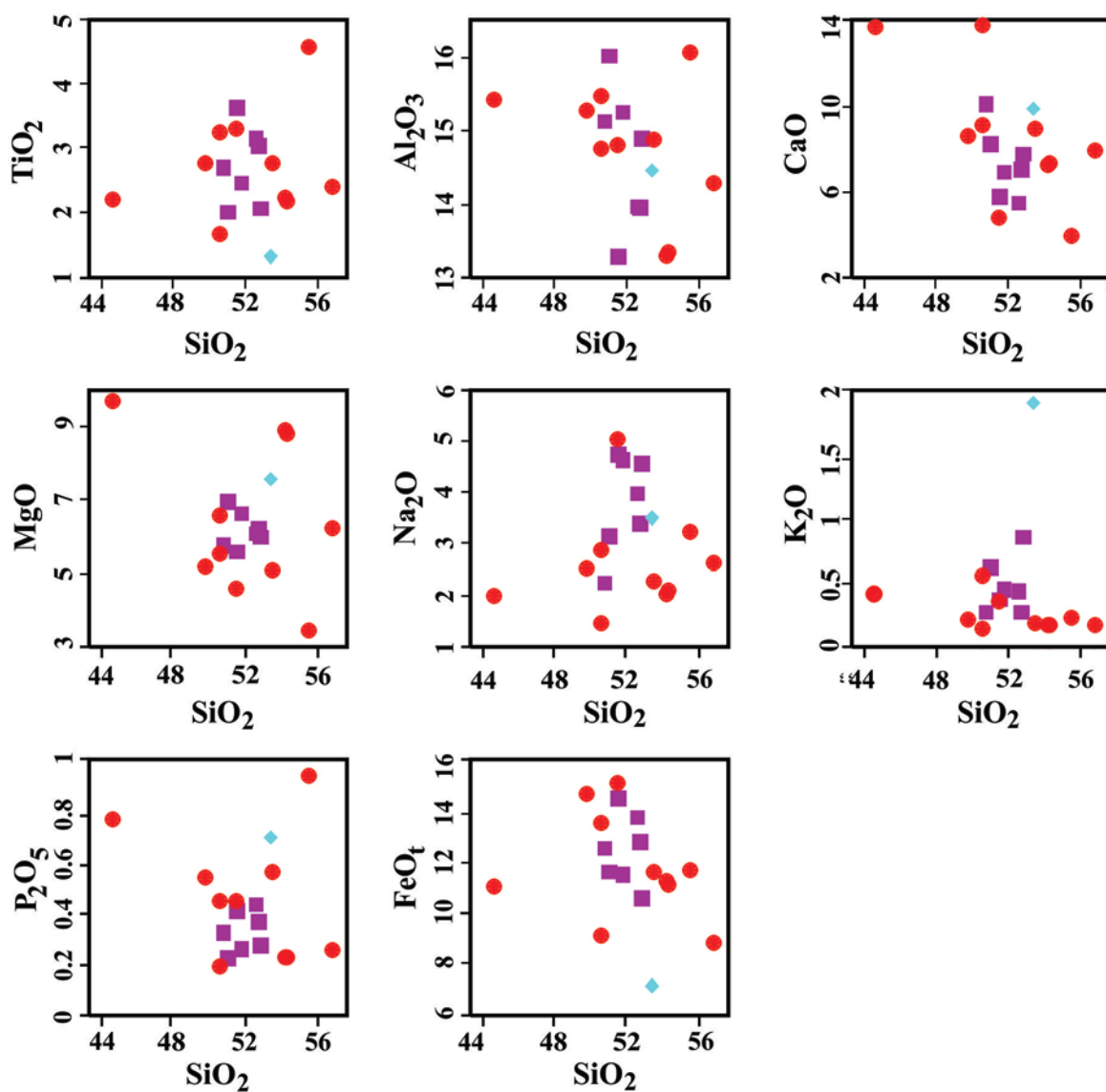
چ) P_2O_5 در برابر SiO_2 و MgO

اکسید P_2O_5 دارای دامنه تغییرات ۰/۱۹ تا ۰/۹۴ است و با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد و با افزایش MgO کاهش می‌یابد (شکل ۵-۶ و ۵-۷).

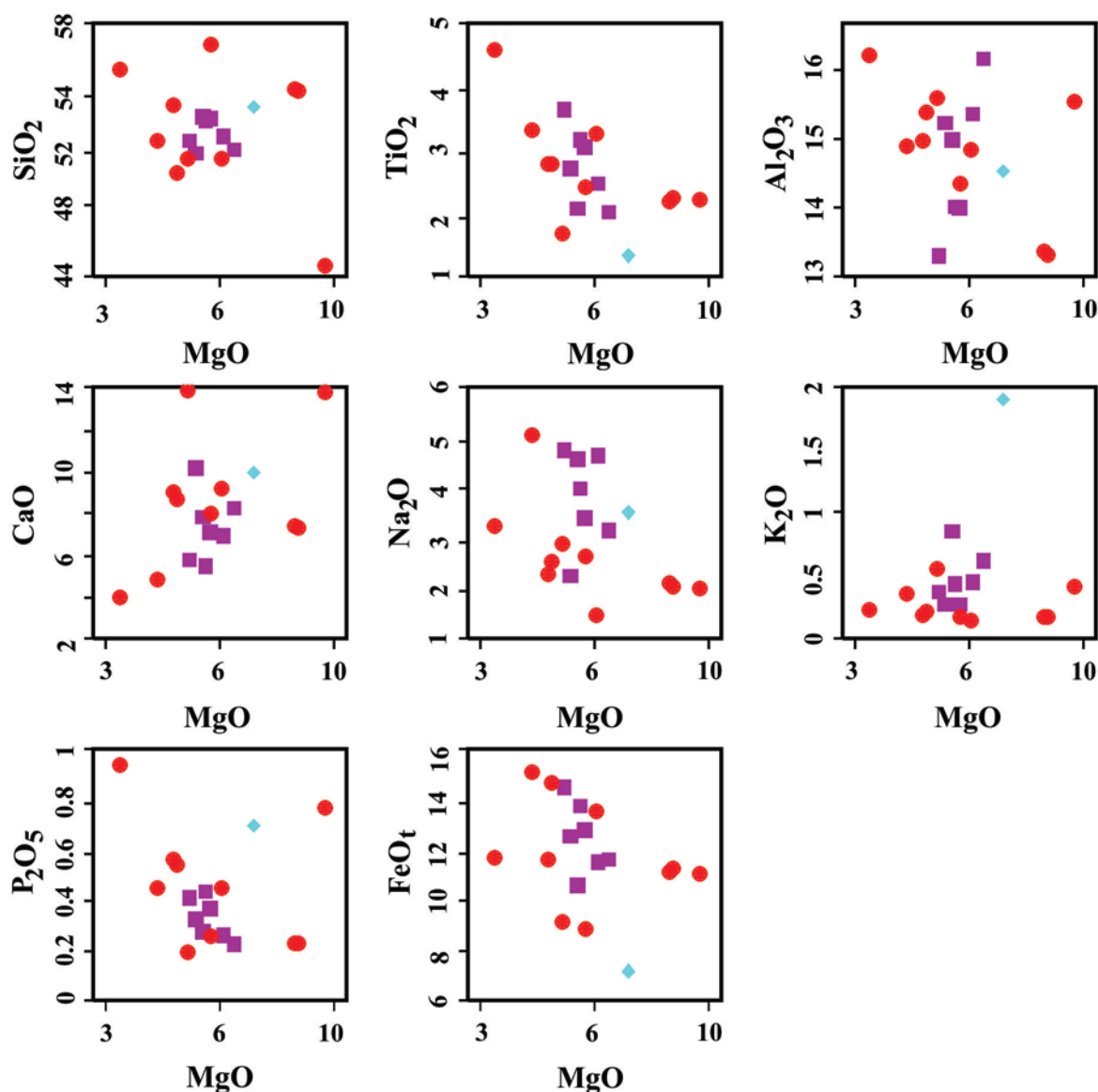
ح) FeO_t در برابر SiO_2 و MgO

اکسید FeO_t دارای دامنه تغییرات ۷/۱۶ تا ۱۵/۰۵ است. FeO_t با افزایش میزان سیلیس، روند افزایشی را نشان می‌دهد. علت آن سازگار بودن عنصر Fe در طول جدایش ماگمایی است. این عنصر در طول جدایش در کانی-هایی همچون الیوین، پیروکسن و مگنتیت جای می‌گیرد، بنابراین با زیاد شدن میزان SiO_2 در ماگما، FeO_t افزایش می‌یابد و با افزایش MgO روند نزولی را از خود نشان می‌دهد (شکل‌های ۵-۶ و ۵-۷).

به‌طور کلی این نمودارها نشان می‌دهند که تبلور تفریقی نقش اصلی را در تحول ژئوشیمیایی ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده به عهده داشته است، پراکندگی نمونه‌ها نشان دهنده تحرک بسیار بالای این عناصر در طی دگرسانی است.



شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 (Harker, 1909) برای سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه.



شکل ۵-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO (Fenner) برای سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه

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

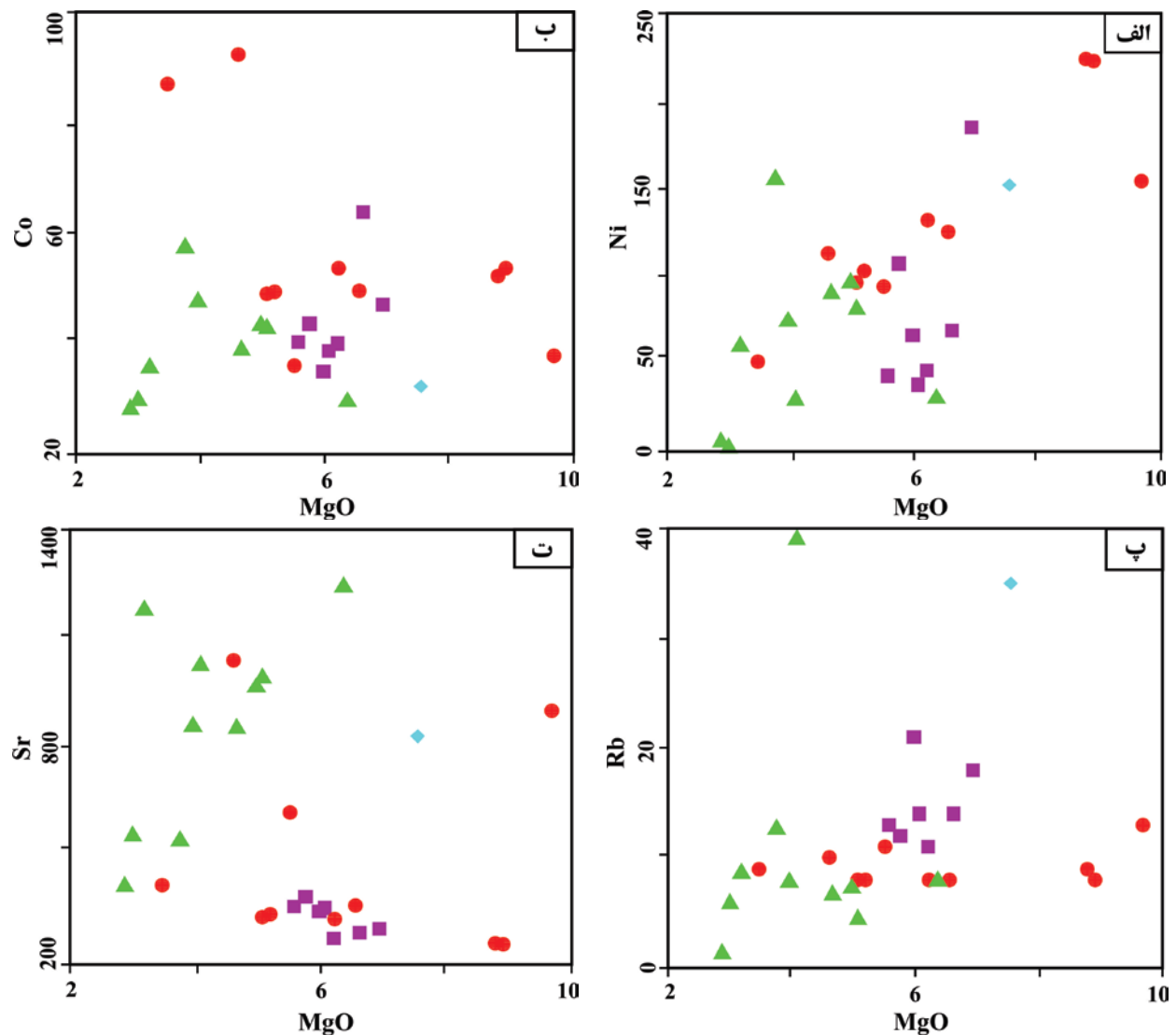
عناصر کمیاب در طی تحول ماگمایی رفتار بسیار حساسی دارند و نقش آن‌ها در بررسی ژئوشیمی ماگما و ارائه مدل‌های پتروژنتیکی و تکتونوماگمایی بسیار مهم می‌باشند. در دیاگرام‌های فنر به جای اکسیدهای اصلی می‌توان از عناصر کمیاب استفاده کرد و آن‌ها را به‌طور مشابهی تفسیر نمود. توسط این عناصر به‌خوبی می‌توان فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلوربخشی 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 Co، Ni و عناصر ناسازگار Rb، 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 پنتلاندیت)، رفتار لیتوفیل نیز از خود نشان می‌دهد (مانند تمرکز آن در الیوین) (Ali, 2012). به دلیل دارا بودن بار و شعاع یونی (0.77 آنگسترم) مشابه با Mg، جانشین این عنصر در کانی‌های منیزیم‌دار مانند الیوین و پیروکسن به صورت استتار شده می‌شود. اصولاً Co، Ni خصوصیات شیمیایی یکسانی دارند و مقادیر بالایی این عناصر، 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 الیوین می‌باشد (Dyhr et al., 2013). مقدار نیکل در سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در محدوده ۳۸ تا ۲۲۴ قرار دارد و دارای میانگین ۱۱۲ می‌باشد. در شکل ۵-۸ الف، با افزایش MgO یک روندی صعودی از خود نشان می‌دهد. به اعتقاد (Humphris and Thompson, 1978)، 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 الیوین می‌باشد. همانند Ni، عنصر سازگار Co نیز روند افزایشی مشابهی در برابر MgO نشان می‌دهد (شکل ۵-۸ ب). 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 الیوین از ماگما خارج می‌شود.

Rb دامنه تغییرات گسترده‌ای را در سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه دارد و در محدوده بین ۸ تا ۳۵ قرار دارد. Rb جز عناصر LILE است و با افزایش MgO روند صعودی را از خود نشان می‌دهد (شکل ۵-۸ پ). پراکندگی تقریبی این عنصر احتمالاً ناشی از آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای است. روند صعودی 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 کاهشی نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

Sr جزء عناصر ناسازگار و متعلق به گروه LILE است و دارای شعاع یونی بین Ca و K می باشد. بنابراین به سهولت می تواند 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 کانی های پتاسیم دار به صورت اسیر شده (به علت بار یونی بیشتر نسبت به K) گردد. این عنصر در کانی های مافیک به صورت ناسازگار عمل می کند. طی تبلور جزء به جزء ماگما، Sr در پلاژیوکلازهای کلسیم دار اولیه ماگما انباشته می شود. بنابراین تبلور پلاژیوکلاز موجب کاهش Sr در ماگما می شود. این عنصر رابطه ی معکوسی با افزایش MgO دارد (شکل ۵-۸ ت). از بررسی کلیه نمودارهای تغییرات می توان به این نتیجه رسید که روندهای موجود، مؤید نقش تبلور تفریقی در تکوین سنگ های آذرین مناطق مورد مطالعه است و بیانگر تشکیل سنگ های آذرین مناطق مورد مطالعه از یک منبع ماگمایی مشترک می باشد.



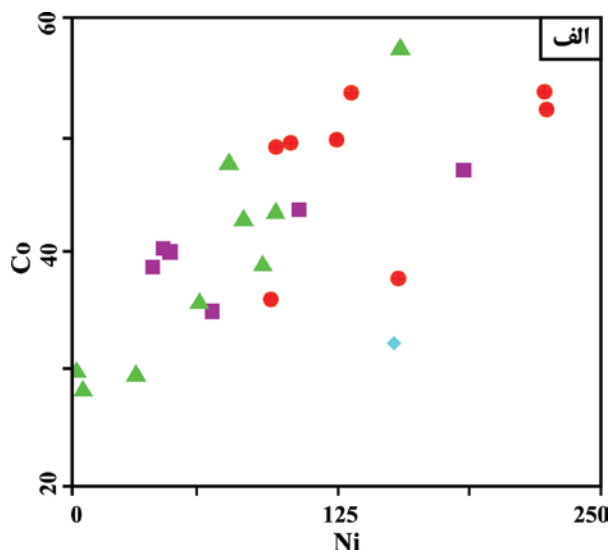
شکل ۵-۸- نمودارهای عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار Ni، Co، Rb و Sr در برابر MgO برای سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه.

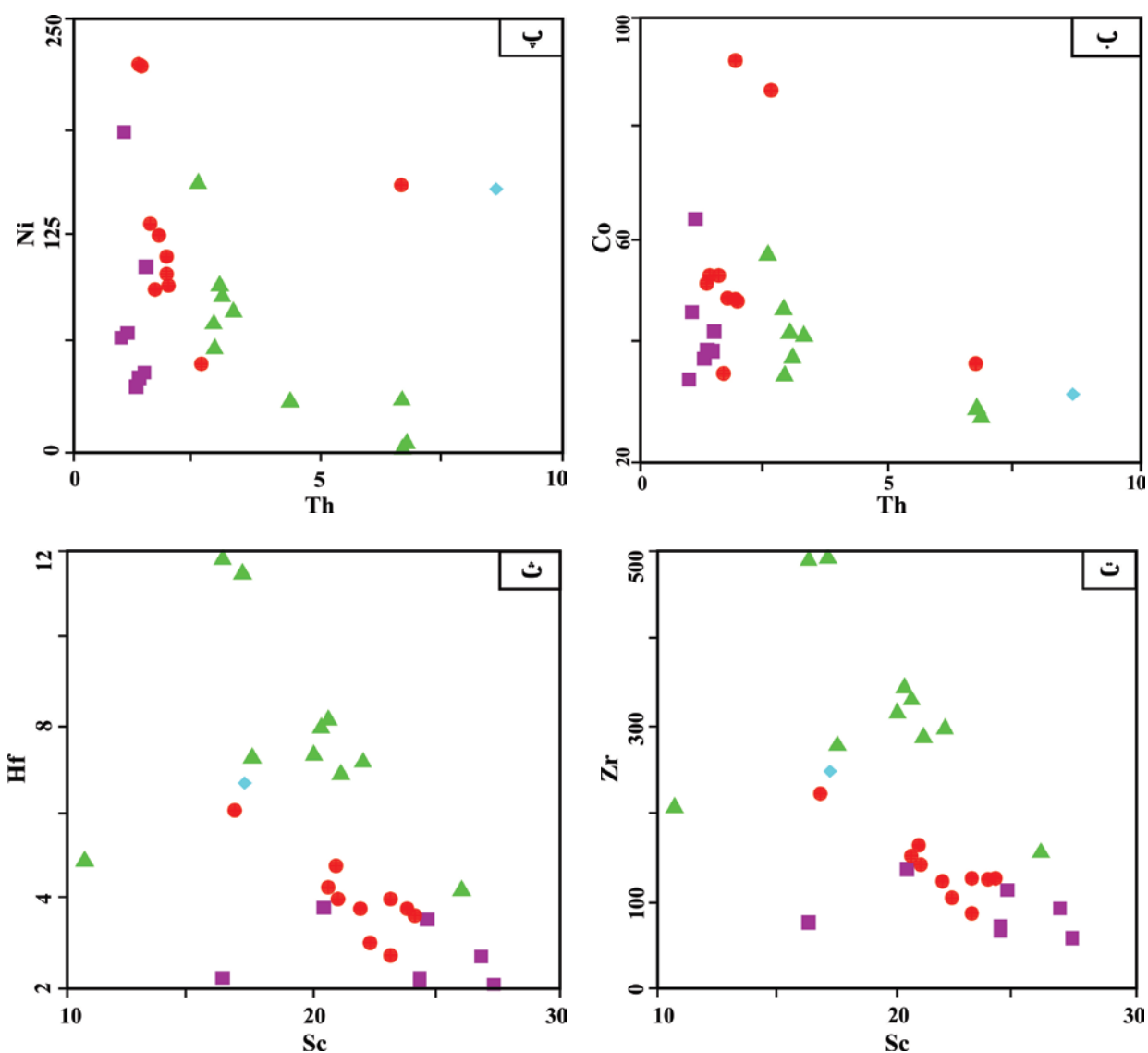
۵-۳-۵- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار

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 پسمامگمایی (دگرسانی و هوازدگی) بستگی دارد. به منظور نمایش ویژگی‌های ژئوشیمیایی محل منشأ، پی‌بردن به روند تحولات ماگمایی و نحوه ارتباط ژنتیکی سنگ‌های آذرین 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.

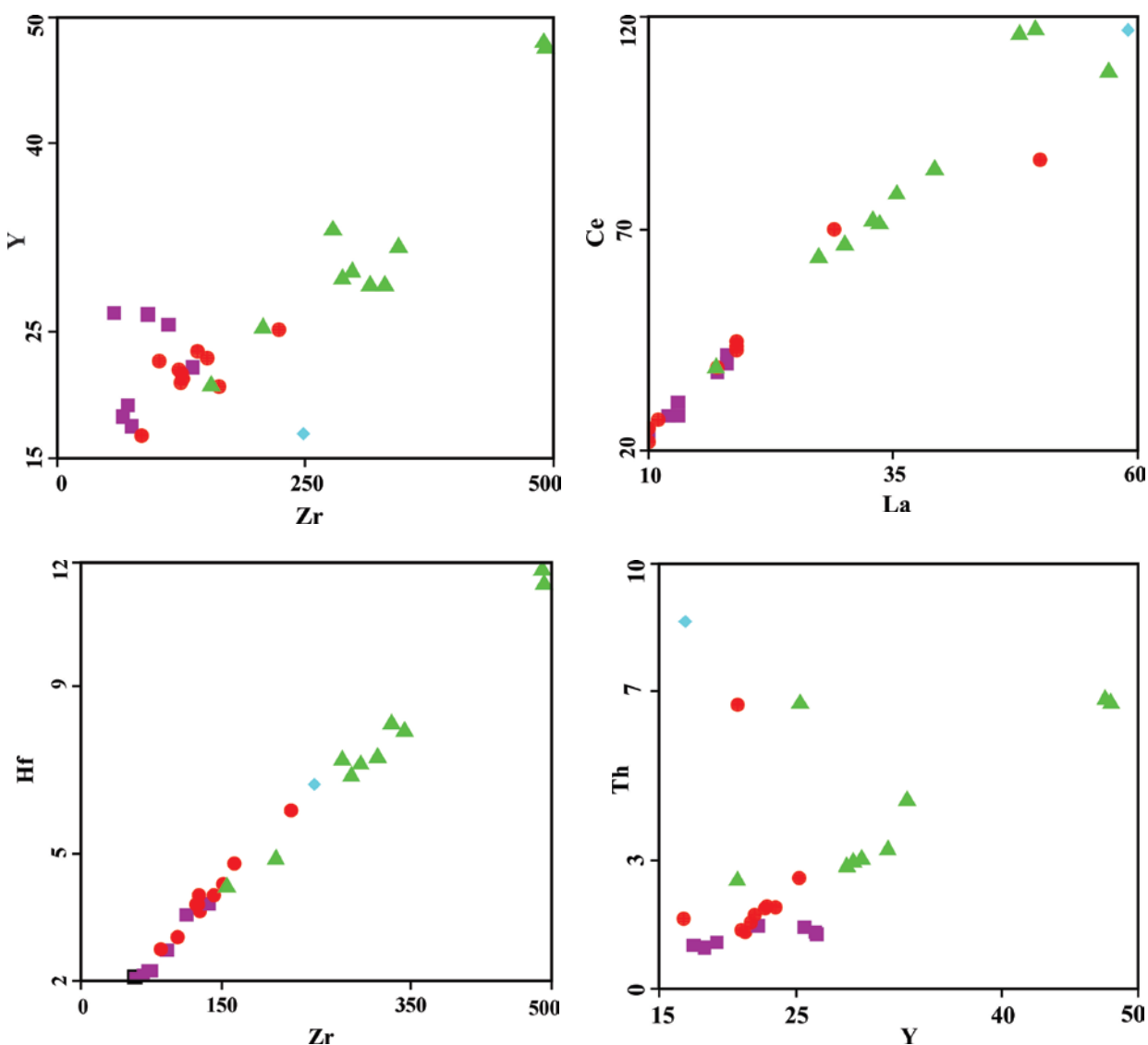
در نمودار Co در برابر Ni، از آنجا که Ni و Co عناصر نامتحرک و سازگار هستند، انتظار می‌رود در طی تفریق رفتار مشابهی نشان دهند که این امر در نمودارهای (شکل ۵-۹) تأیید می‌شود. در این نمودارها، سنگ‌های آذرین مورد مطالعه از روند خطی و صعودی پیروی می‌کنند که بیانگر انجام فرایند تبلور تفریقی در طی تحولات ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه است (شکل ۵-۹ الف). 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 ذوب بخشی 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) سنگ‌های آذرین مورد مطالعه دارای یک روند نزولی می‌باشند (شکل ۵-۹ ب، پ، ت، ث).





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

همچنین نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به یکدیگر (در نمودارهای La به Ce، Zr به Y، Y به Th، Zr به Hf) برای سنگ‌های آذرین مناطق 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 ۵-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها مقابل هم برای سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

۵-۶- نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری

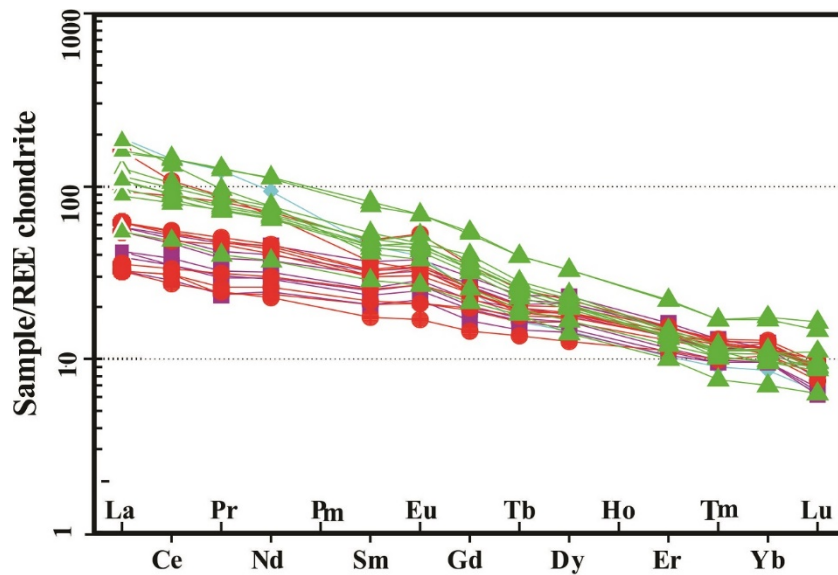
برای فهم طرح فراوانی‌های عناصر نادر در سنگ‌های آذرین، باید چارچوب مرجعی وجود داشته باشد که بتوان فراوانی‌های عنصری در یک سنگ خاص را با آن مقایسه کرد. گسترش این عقیده منجر به شکل‌گیری نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری شد (Wood et al., 1979; Sun, 1980; Thompson, 1982; Thompson et al., 1984). غلظت عناصر خاکی نادر در سنگ‌ها به طور معمول نسبت به یک مرجع استاندارد مشترک، که در بیشتر موارد مقدار عناصر خاکی نادر در شخانه‌های کندریتی است، بهنجار می‌شود. شخانه‌های کندریتی به دلیل این‌که مواد اولیه منظومه شمسی می‌باشند و ممکن است با هسته سازی اولیه زمین مرتبط

باشند، انتخاب شده‌اند (Willson, 1989). عناصر خاکی نادر را معمولاً به صورت نمودار غلظت در برابر عدد اتمی نشان می‌دهند که غلظت در آن‌ها نسبت به مقدار مرجع کندریتی بهنجار شده و به صورت لگاریتمی بیان می‌شوند.

از نمودارهای بهنجار شده 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.

۵-۶-۱- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت

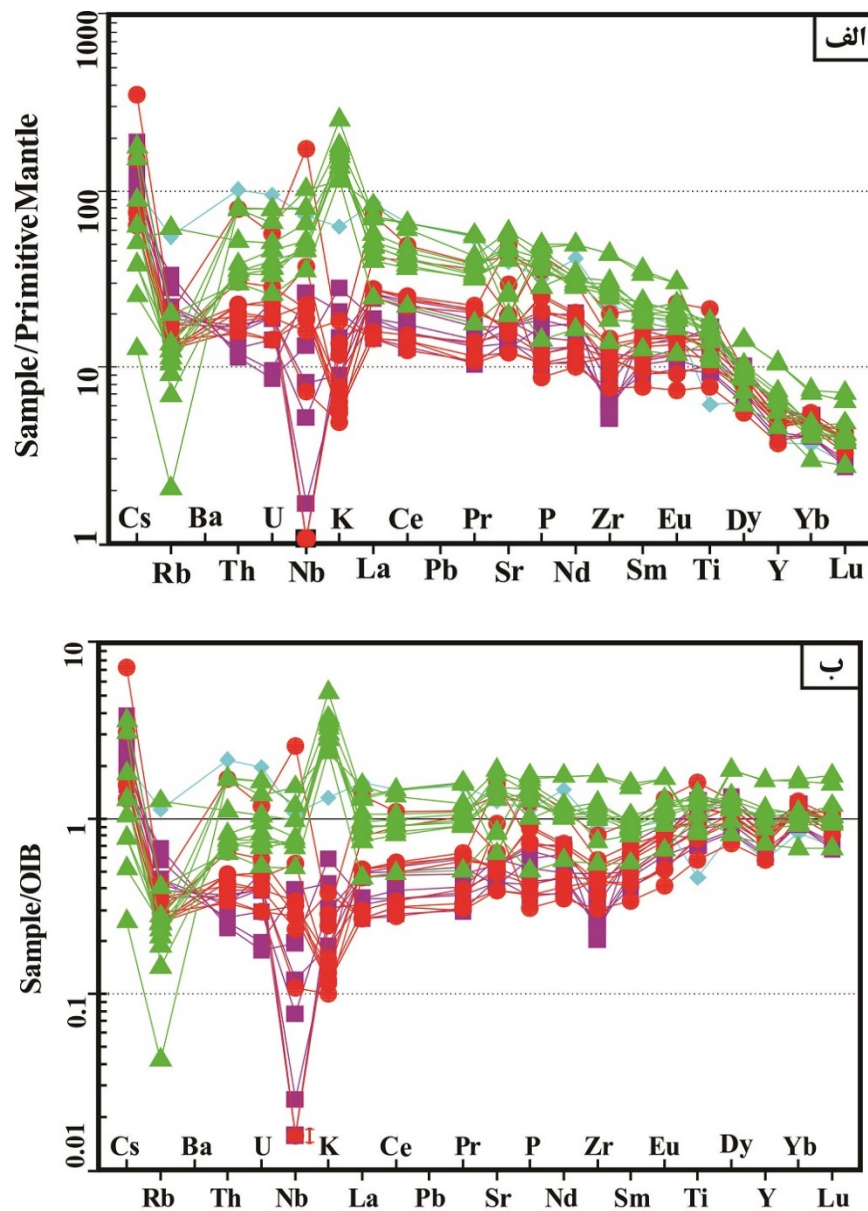
در نمودارهای بهنجار شده بر اساس الگوی ترکیبی کندریت، یک گروه ۱۵ عنصری از عناصر نادر خاکی (REE) با اعداد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu)، به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. برای نمونه‌های مورد مطالعه، نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) رسم شده است (شکل ۵-۱۱). بر اساس این نمودار، همه‌ی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۱). LREE‌ها نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه در خلال تفریق، به طور فزاینده‌ای در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند (Rolinson, 1989). به طور کلی، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی شده (Hirschman et al., 1998) و آرایش ماگمایی توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (Srivastava and Singh, 2004).



شکل ۵-۱۱- نمودار به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده، همگی دارای غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و LREE نسبت به HREE هستند.

۵-۶-۲- نمودارهای چندعنصری به‌هنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

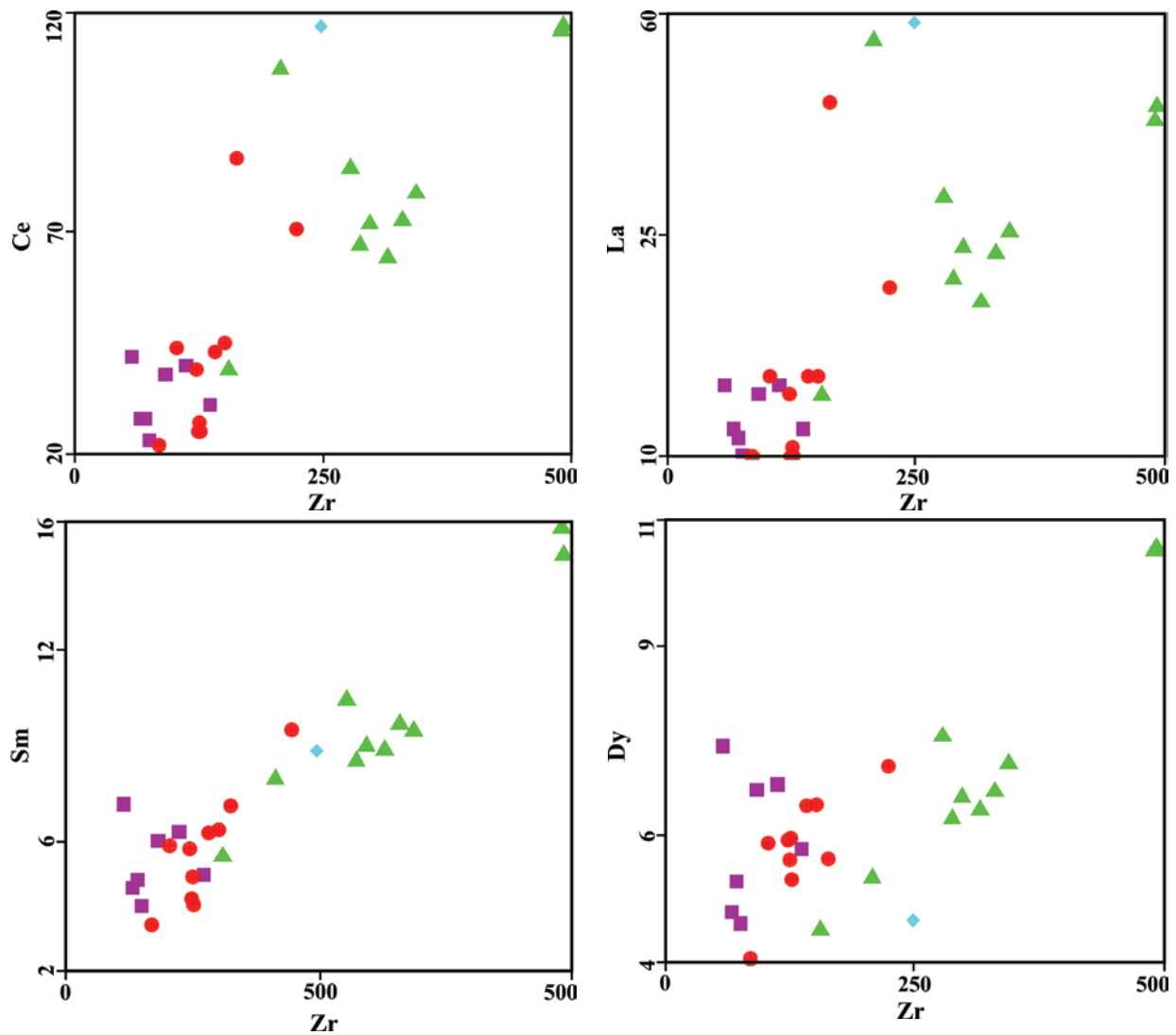
به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب به‌هنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه برای سنگ‌های آذرین مورد مطالعه از نمودار (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. این نمودار (شکل ۵-۱۲) نیز مانند نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به کندریت، تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) دارند (شکل ۵-۱۲ الف). گدازه‌های جزایر اقیانوسی OIB، با نسبت-های بالای LILE/HFSE و LREE/HREE شناخته می‌شوند و دارای تهی‌شدگی از عناصر K, Nb, Zr می‌باشند (شکل ۵-۱۲ ب).

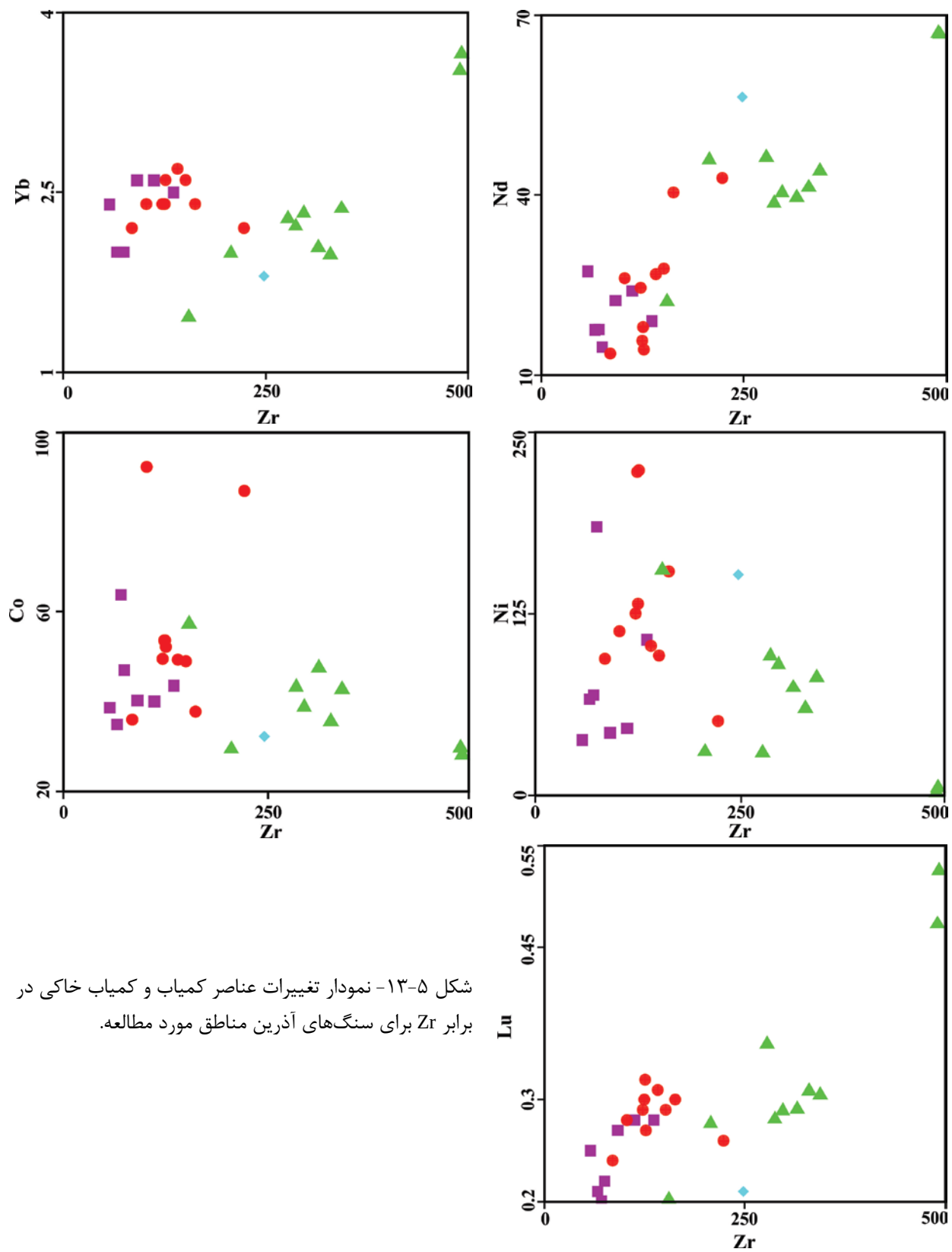


شکل ۵-۱۲- نمودار چند عنصری به‌هنجارشده برای سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده (Sun and McDonough, 1989).
 الف) نمودار چند عنصری به‌هنجارشده نسبت به گوشته اولیه (ب) نمودار چند عنصری به‌هنجارشده نسبت به OIB

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 آذرین مناطق مورد مطالعه مناسب است. تغییرات

تمرکز عناصر ناسازگار Yb, La, Ce, Dy, Sm, Nd, Lu در برابر Zr دارای روندی مثبت می‌باشند (شکل ۵-۱۳) که نشانگر خویشاوندی سنگ‌های منطقه با یکدیگر است.





شکل ۵-۱۳- نمودار تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در برابر Zr برای سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه.

فصل ششم

سرویز

۶-۱- مقدمه

یکی از مهمترین کاربردهای نتایج تجزیه‌های شیمیایی، استفاده از این نتایج در شناخت جایگاه تکتونیکی، ویژگی‌های محل منشا و سازوکار شکل‌گیری ماگما است. شناخت جنبه‌های مختلف یک فعالیت ماگمایی و پی‌بردن به چگونگی پتروژنز سنگ‌های آذرین، زمانی می‌تواند بهترین نتایج را در بر داشته باشد که بتوان یک ارتباط منطقی بین نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ-های آذرین منطقه بلده در پهنه البرز مرکزی برقرار کرد. در این فصل بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌کل به بررسی جایگاه زمین‌ساختی فعالیت ماگمایی، ویژگی‌های محل منشأ و چگونگی شکل‌گیری ماگماهای آذرین تشکیل آن‌ها پرداخته شده است.

۶-۲- جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین پرمین

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه، نمودارهای مختلفی که عمدتاً براساس عناصر کمیاب و کمیاب خاکی طراحی شده‌اند، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. با توجه به عملکرد درجات متفاوت دگرسانی بر روی سنگ‌های آذرین منطقه و امکان تحرک برخی از عناصر، سعی شده است از نمودارهایی که بر مبنای عناصر نامتحرک یا کم تحرک در برابر فرآیندهای ثانویه طراحی شده‌اند، استفاده شود. به کار بردن چنین نمودارهایی سبب می‌شود که بتوان به نتایج ارائه شده توسط آنها اطمینان نموده و تحلیل دقیق‌تری را در ارتباط با جایگاه و محیط فوران سنگ‌های آذرین منطقه ارائه نمود.

۶-۲-۱- نمودار $MgO-FeO(T)-Al_2O_3$ (Pearce and Gale, 1977)

نمودار سه متغیره (Pearce and Gale (1977) بر اساس عناصر اصلی طراحی شده و قادر به تفکیک سنگ‌های بازیک تا حدواسط فوران نموده در محیط‌های قاره‌ای، جزایر اقیانوسی، پشته‌ی میان اقیانوسی و محیط‌های مرتبط با فروانش پوسته اقیانوسی است. در این نمودار تقریباً تمامی سنگ‌های آذرین منطقه در محدوده‌ی سنگ‌های آذرین قاره‌ای و تا حدودی در محدوده جزایر اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱ الف).

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

این نمودار سه متغیره که براساس عناصر نسبتاً غیر متحرک طراحی شده است، سنگ‌های آذرین درون قاره‌ای را به طور خیلی موثری از سایر سنگ‌ها متمایز می‌کند. در این نمودار، سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون قاره‌ای (ورقه‌ای) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲ ب).

۶-۲-۳- نمودار Hf-Nb-Th (Wood, 1980)

در این نمودار که بر اساس عناصر کمیاب کم تحرک می‌باشد، برخی از سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در محدوده‌ی مشترک تولیت‌های درون ورقه‌ای و گوشته غنی شده قرار گرفته، و برخی دیگر نیز در محدوده‌ی آلکالی بازالت‌های درون ورقه‌ای را اشغال می‌کنند (شکل ۶-۱ پ).

۶-۲-۴- نمودار TiO_2 در برابر Y/Zr (Winchester & Floyd, 1976)

این نمودار براساس نسبت TiO_2 در برابر Y/Zr برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین طراحی شده، و سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در قلمرو آلکالی (قلیایی) قرار گرفته‌اند. (شکل ۶-۱ ت).

۶-۲-۵- نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979)

این نمودار که براساس نسبت Zr/Y در برابر Zr طراحی شده است، قادر به تفکیک موثر بازالت‌های درون ورقه‌ای، بازالت‌های جزایر قوسی و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی از یکدیگر می‌باشد. مزیت این نمودار، به کارگیری نسبت عناصر کمیاب و نیز تحرک کم عناصر مورد استفاده است. در این نمودار نیز اکثر سنگ‌های آذرین مناطق در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۶-۱ ث).

۶-۲-۶- نمودار V در برابر Ti/1000 (Shervais, 1982)

عناصر V و Ti در گروه عناصر واسطه قرار داشته و تحت شرایط دگرسانی گرمایی و دگرگونی با در جات متوسط تا بالا غیرمتحرک هستند (Rollinson, 1993). در نمودار V در برابر Ti/1000 محدوده‌های مختلف تولیت‌های کمان آتشفشانی، MORB و آلکالی بازالت‌ها بر اساس نسبت‌های Ti/V قابل تفکیک می‌باشند. اگر مقدار Ti/V نزدیک به ۲۰ باشد بیانگر تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز است و اگر این نسبت کمتر از ۲۰ باشد بیانگر تبلور الیوین به همراه کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز می‌باشد. نسبت‌های بالای ۲۰ نشان‌دهنده تبلور اکسید-های آهن (ایلمینیت و مگنتیت) است. تولیت‌های جزایر کمانی غالباً دارای نسبت Ti/V بین ۱۰ تا ۲۰، بازالت‌های پشته میان اقیانوسی دارای نسبت ۲۰ تا ۵۰ و بازالت‌های جزایر اقیانوسی و آلکان دارای نسبت Ti به V بین ۵۰ تا ۱۰۰ هستند. بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و بازالت‌های حوضه پشت کمان نیز در محدوده‌ی

نسبت‌های Ti/V بین ۲۰ تا ۵۰ قرار می‌گیرند. همانگونه که در شکل ۶-۱ ج مشاهده می‌شود، سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه غالباً در محدوده Ti/V بین ۵۰ تا ۱۰۰ قرار می‌گیرند.

از آنجائیکه محیط OIB در جایگاه درون ورقه‌ای است، این نمودار تایید کننده‌ی نتایج به دست آمده در بخش ژئوشیمی مبنی بر منشأگیری ماگما از محلی شبیه به محل‌های منبع جزایر اقیانوسی است.

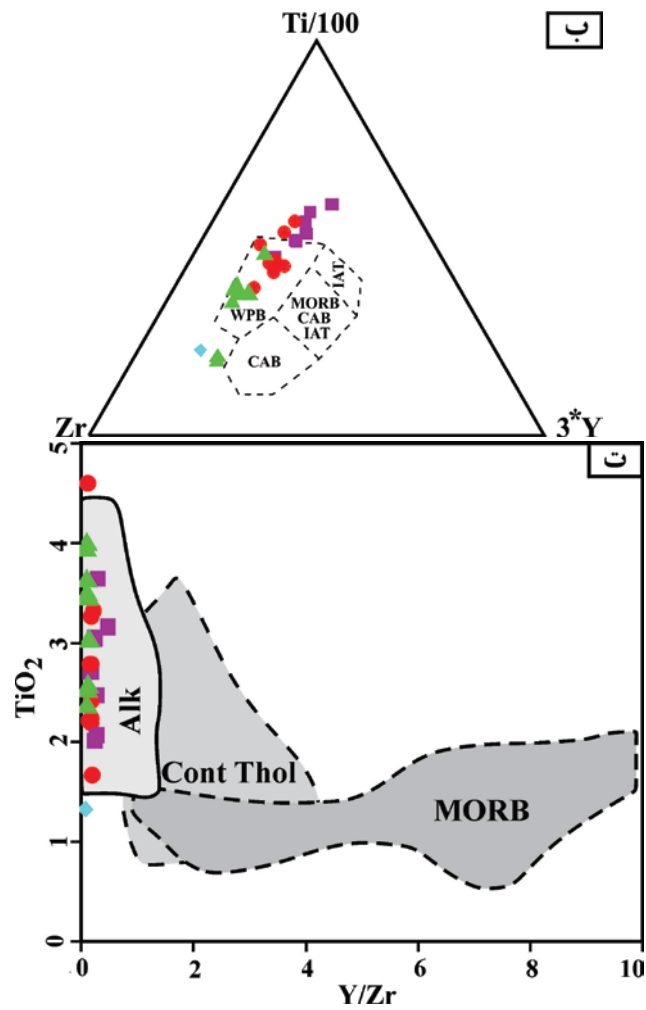
۶-۲-۷- نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1982)

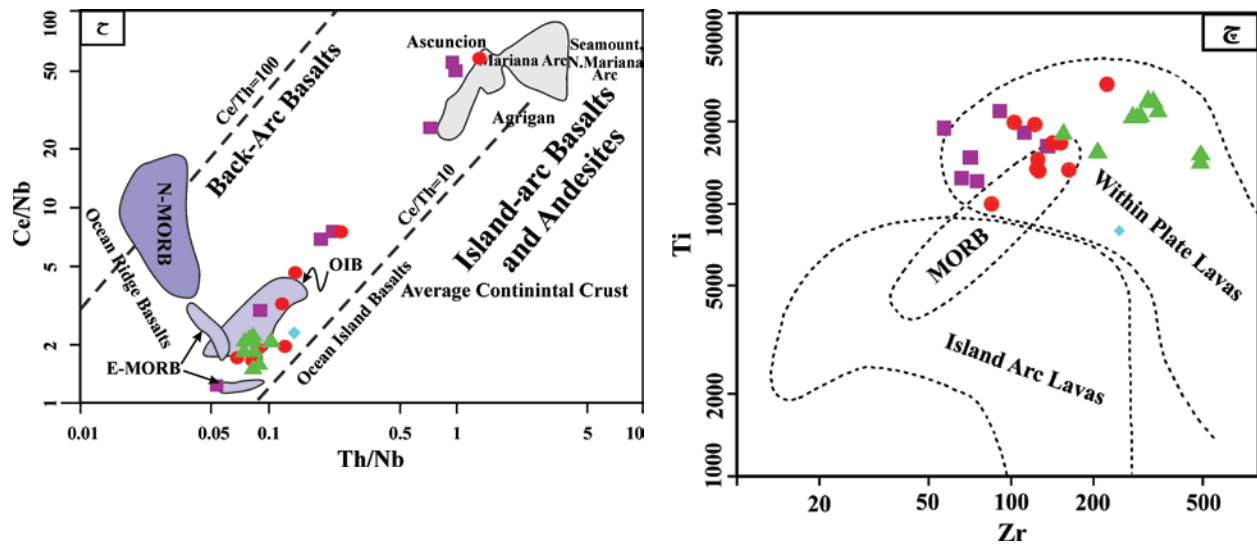
به‌منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین، از نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی مبتنی بر عناصر نامتحرک استفاده شده است. در نمودار Ti برابر Zr (Pearce, 1982) سنگ‌های آذرین مورد مطالعه عمدتاً در قلمرو بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۱ چ).

۶-۲-۸- نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafari and Sheikh, 2013)

برای تعیین دقیق‌تر محیط زمین‌ساختی، از نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb استفاده می‌کنیم (Jafari and Sheikh, 2013). سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در محیط OIB قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱ ح).

در تمامی نمودارها، نتایج آنالیز در این پژوهش با نماد بازالت ●-گابرو ■-لامپروفریر ♦ و رستمی و همکاران (۱۳۹۶) با نماد ▲ نمایش داده شده‌اند.

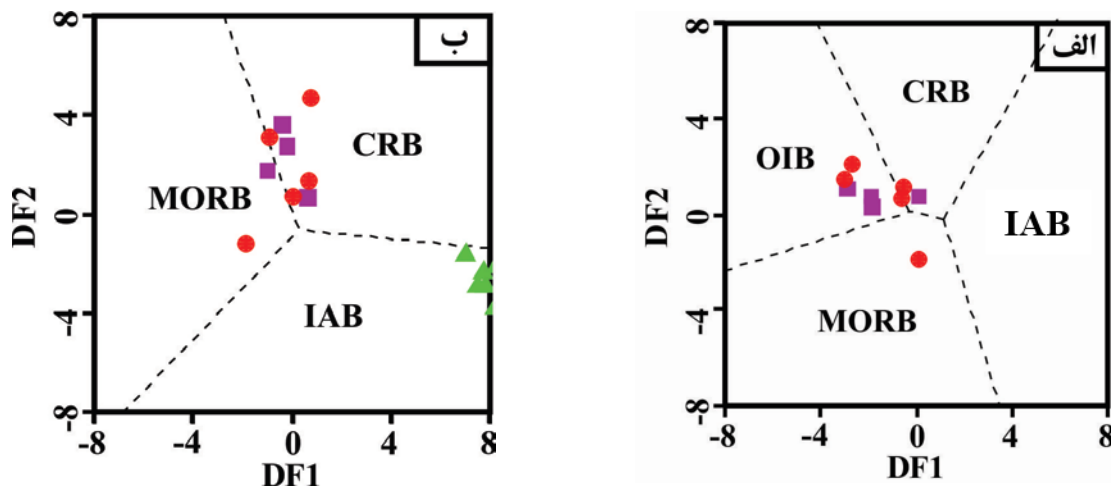




شکل ۶-۱- موقعیت سنگ‌های آذرین پرمین مناطق مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی الف) نمودار $\text{MgO-FeO}_{\text{T}}\text{-Al}_2\text{O}_3$ ب) نمودار Ti-Zr-Y (Pearce & Gale, 1977) پ) نمودار Hf-Nb-Th (Wood, 1980) ت) نمودار TiO_2 در برابر Ti/1000 (Pearce & Norry, 1979) ج) نمودار Zr/Y در برابر Zr (Winchester & Floyd, 1976) ث) نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce, 1982) چ) نمودار Ti در برابر Zr (Shervais, 1982) ح) نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafari and Sheikh, 2013).

۶-۲-۹- نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی (Verma et al., 2006)

این نمودارها بر اساس مقادیر عناصر اصلی طراحی شده و قادرند بازالت‌های فوران یافته در جایگاه‌های مختلف شامل کافت قاره‌ای، بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و نیز جزایر کمانی را از یکدیگر تفکیک کنند. همان‌گونه که در شکل ۶-۲ الف نمایش داده شده است، بیشتر سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی قرار گرفته و برخی نیز در محدوده بازالت‌های کافت درون قاره‌ای واقع می‌شوند. در شکل ۶-۲ ب نیز عمده سنگ‌های آذرین در محدوده بازالت‌های فوران یافته در جایگاه کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند.

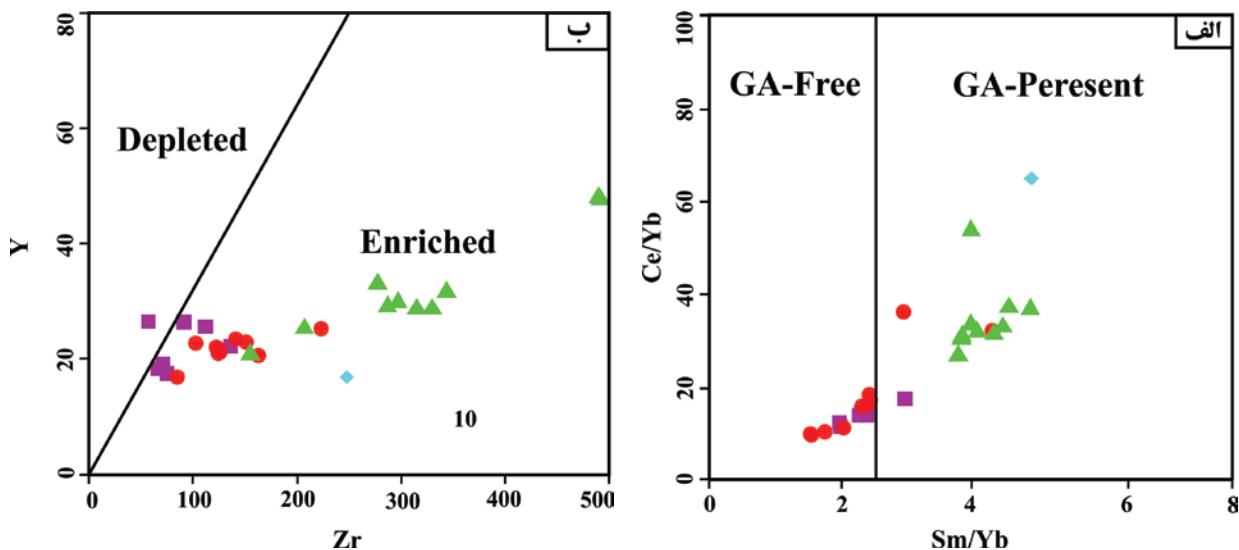


شکل ۶-۲- موقعیت سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (Verma et al., 2006).

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

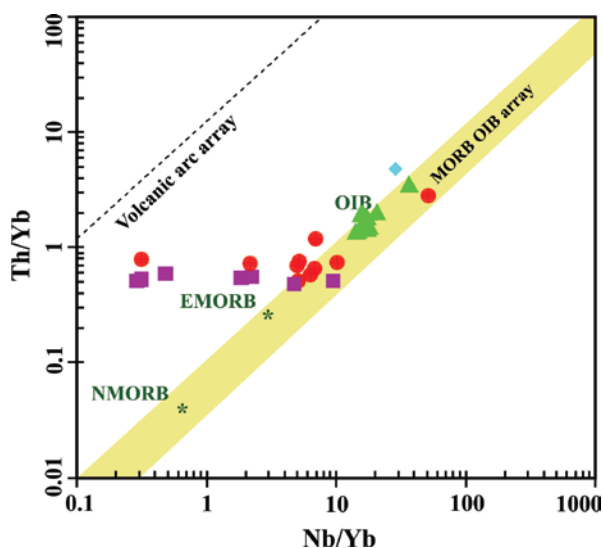
همان‌گونه که در نمودارهای مختلف متمایز کننده محیط زمین‌ساختی دیده می‌شود (شکل‌های ۶-۱ تا ۶-۲)، تمامی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده درون ورقه‌ای و به طور خاص در محدوده کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند.

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، اکثر سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در محدوده بدون گارنت و تعدادی در محدوده‌ی گارنت‌دار، قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳ الف). این امر بیانگر عمق بیشتر محل منبع ماگما و تشکیل آن‌ها در گوشته گارنت لرزولیتی است. هر چه ضخامت پوسته قاره‌ای بیشتر باشد در مسیر عبور مذاب، ماگما آلايش بیشتری می‌یابد و در نتیجه غنی‌شدگی بیشتر از LILE داریم. (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. که 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 and McDonough (1989، نسبت Zr به Y بیشتر از ۲/۴۶ بیانگر منشأگیری ماگما از یک منبع غنی شده است. این نسبت، در سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه به‌طور میانگین ۷/۲۲ می‌باشد که نشان‌دهنده یک محل منشأ گوشته‌ای غنی‌شده است (شکل ۶-۳ ب).



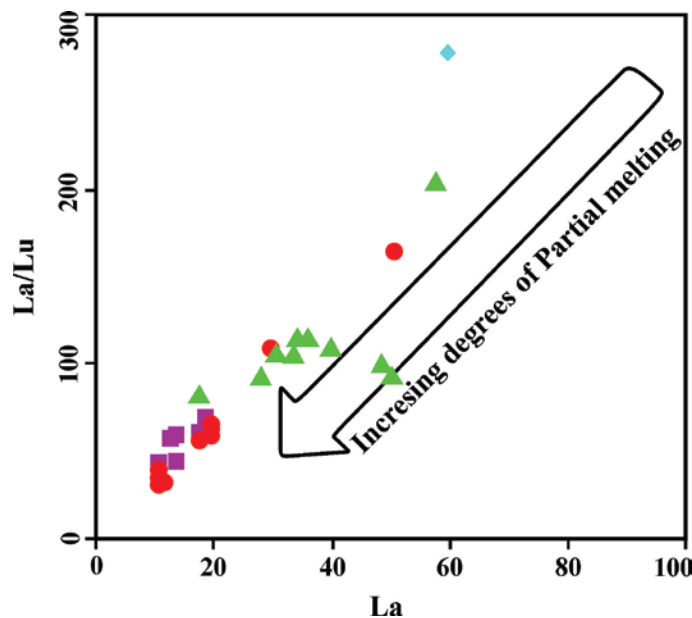
شکل ۳-۶- موقعیت سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)؛ ب) Y در برابر Zr (Sun and McDonough, 1989).

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 نشان‌دهنده ترکیب سنگ منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته به‌وسیله ماگما باشد. این نمودار موقعیت بازالت‌های پشته میان اقیانوسی تهی شده (NMORB)، غنی‌شده (EMORB) و جزایر اقیانوسی (OIB) را از هم تفکیک می‌کند و برای تشخیص خصوصیات محل منشأ بسیار مناسب است. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در این نمودار در محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- موقعیت سنگ‌های آذرین+ مورد مطالعه در نمودار تعیین ویژگی‌های محل منشأ Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008).

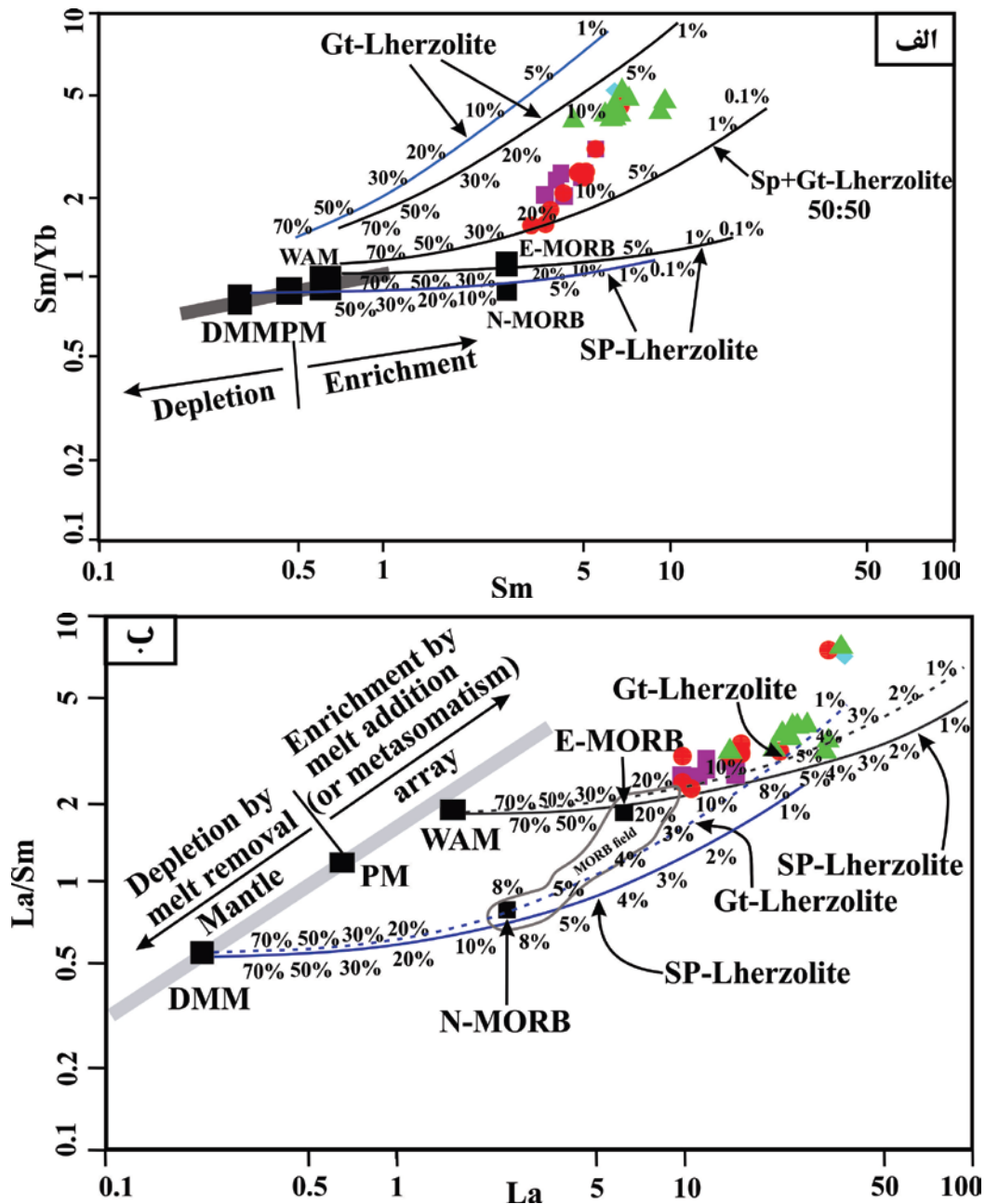
ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به‌طور گسترده برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود (Rollinson, 1993; Furman, 2007; Zhao and Zhou, 2007). شواهد حاکی از منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه از یک محل منبع غنی‌شده و نیز تغییرات درجه ذوب‌بخشی در هنگام شکل‌گیری ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها است. در نمودار تغییرات La/Lu برابر La (Lustrino et al., 2002) که جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب‌بخشی طراحی شده است، سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه دارای روند منفی می‌باشند (شکل ۶-۵). 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.



شکل ۶-۵- نمودار La/Lu در برابر La جهت تشخیص تغییرات درجه ذوب‌بخشی (Lustrino et al., 2002).

Li and Chen (2014) به منظور تعیین درجه ذوب‌بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ نمودار Sm/Yb نسبت به Sm را طراحی کرده‌اند. این نمودار بیانگر تغییرات درجه ذوب‌بخشی 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 ذوب‌بخشی یک گوشته گارنت پریدوتیتی به شدت تفریق یابد و

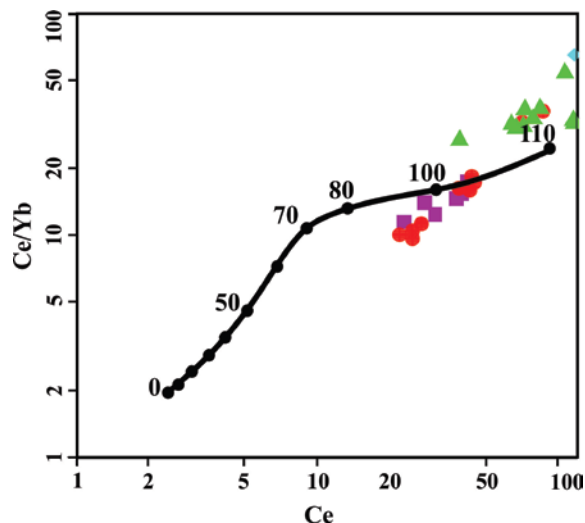
در منشأ گارنت پریدوتیتی متمرکز شود. در حالی که در نتیجه ذوب یک گوشته اسپینل پریدوتیتی نسبت Sm/Yb تقریباً ثابت باقی می ماند (Xu et al., 2005). زیرا Yb و Sm ، از ضرایب توزیع نسبتاً مشابه در اسپینل برخوردار هستند (Aldanmaz et al., 2000؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در این نمودار، روی منحنی ذوب اسپینل + گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱ تا ۲۰ درصد قرار می گیرند (شکل ۶-۶ الف). یک روش بسیار مفید برای مدل سازی 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 می توانند به تشخیص (۱) اثرات ذوب بخشی و تبلور تفریقی (۲) ذوب از منبع غنی شده یا تهی شده (۳) ذوب از منبع گارنت لرزولیتی یا اسپینل لرزولیت، کمک کنند (Aldanmaz et al., 2000). از نمودار La/Sm نسبت به La (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، می توان 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. سنگ‌های آذرین 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 ۳ تا ۱۵ درصد قرار می گیرند (شکل ۶-۶ ب).



شکل ۶-۶- موقعیت سنگ‌های آذرین 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).

به منظور تعیین عمق منشاگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه از نمودار طراحی شده توسط Ellam (1992) که براساس نسبت Ce/Yb در برابر Ce می‌باشد، استفاده شده است (شکل

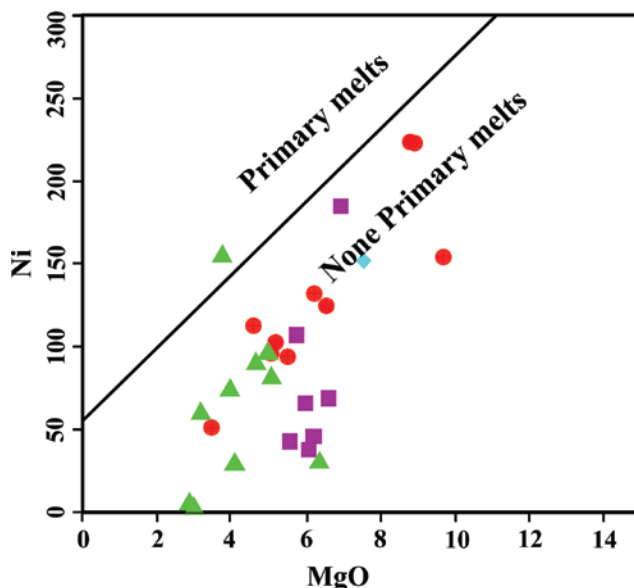
۸-۶). میانگین تمرکز عناصر Sm, Yb و Ce در سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب ۷/۳۱، ۲/۳۶ و ۵۶/۹۶ می-باشد. عمق به‌دست‌آمده برای محل ذوب ماگمای اولیه ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است (شکل ۶-۷).



شکل ۶-۷- نمودار تعیین عمق منشأ گیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های آذرین منطقه براساس Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992).

۶-۳- نقش فرایندهای تحولی در خلال صعود ماگما

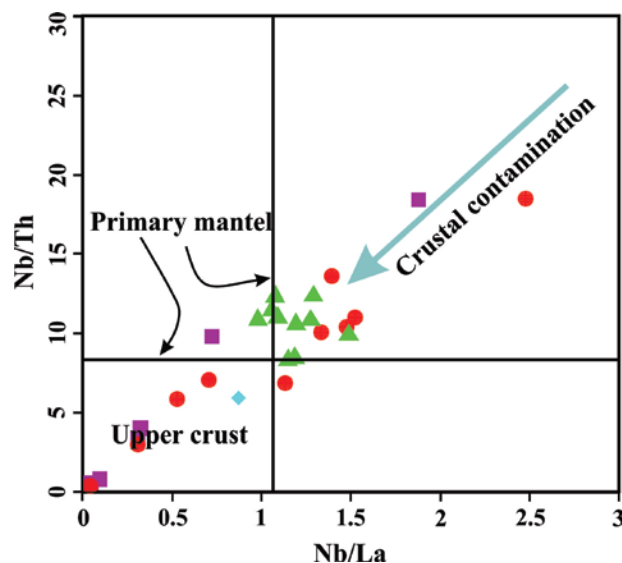
در سال‌های اخیر، اغلب سنگ‌شناسان بر این باورند که بیشتر سنگ‌ها از ماگمای والدی به وجود آمده‌اند که خود از ذوب‌بخشی گوشته تولید شده و تبلور جزءبه‌جزء و دیگر فرایندهای تفریق، تنها توانسته‌اند روند کلیایی سنگ-های مادر را تشدید کند (Middlemost, 1987). Hall (1987) معتقد است که بازالت‌ها بیشتر حاصل ذوب‌بخشی 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 آذرین مورد مطالعه کمترین تغییر را از زمان جدایش از منبع متحمل شوند (Machado et al., 2005). با افزایش تحول ماگمایی از میزان عدد منیزیم کاسته می‌شود. نمودار Mg در برابر Ni (Varekamp et al., 2010; George and Rogers, 2002) که به منظور تفکیک ماگماهای اولیه از ثانویه طراحی شده به خوبی این موضوع را تأیید می‌کند که ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین مورد مطالعه جزء ماگماهای اولیه نبوده است (شکل ۶-۸).



شکل ۶-۸- موقعیت سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در نمودار تغییرات MgO در برابر Ni برای تعیین ماگمای اولیه از ثانویه (Varekamp et al., 2010; George and Rogers, 2002).

۶-۴- فرایندهای آشیانه ماگمایی: بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای

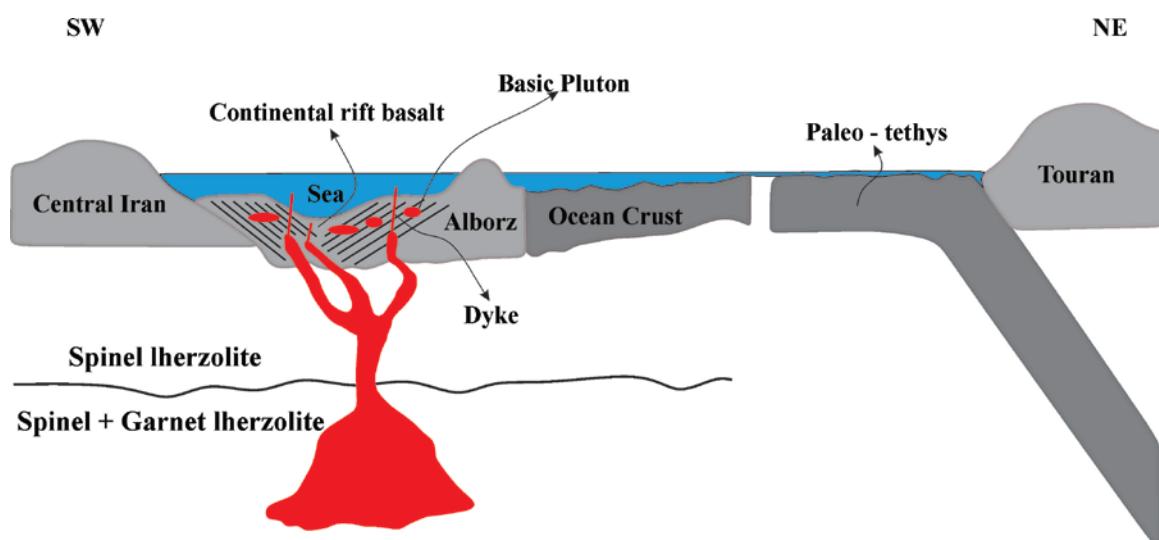
آلودگی پوسته‌ای نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه می‌باشد. به عقیده Xu et al., (2015) غنی‌شدگی محل منبع گوشته‌ای و آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی به‌طور قابل‌توجهی باعث افزایش میزان LREE و LILE، و کاهش نسبت‌های HFSE/LREE یا HFSE/LILE در ماگما می‌شود. میانگین نسبت‌های Nb/Th، Nb/U و Nb/La برای سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، به ترتیب ۸/۴۴، ۳۶/۵۸ و ۰/۹۶ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه $\{Nb/U=۳۴, Nb/Th=۸/۴\}$ (Sun and McDonough, 1989، $Nb/La=۱/۰۴$) به ترتیب برابر، بیشتر و کمتر می‌باشند و از آرایش ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالآمدن خبر می‌دهد (شکل ۶-۹). نسبت La/Nb بیش‌تر از ۱/۵ (میانگین نسبت $La/Nb = ۳/۹۸$) و La/Ta بیش‌تر از ۲۲ (میانگین نسبت $La/Ta= ۳۴/۲۷$) نیز نشان‌دهنده آرایش ماگما با ترکیبات پوسته قاره‌ای است (Hart et al., 1989). این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین به ترتیب ۳/۹۸ و ۳۴/۲۷ است که آغستگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد.



شکل ۶-۹- نمودار تغییرات سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه Nb/Th در برابر Nb/La (Xu et al., 2015).

تکامل زمین ساختی قسمت ایرانی کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا، 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 and king, 1981; Verdel, 2009; Takin, 1972; Stocklin, 1968; بیاتی و همکاران، ۱۳۹۵). 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 and king, 1981). در اثر فروافتادن ورقه اقیانوسی به درون گوشته، دنباله جنوبی آن در البرز دچار کشش می‌شود که منجر به ایجاد کافت و بازشدگی می‌شود. کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالآمدگی گوشته داغ آستenosفری، سبب ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای و تشکیل مذاب بازالتی شده است که از طریق

گسل‌های کششی محلی، به طرف سطح زمین، بالا آمده‌اند. 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 آلیش پوسته‌ای گردیده و به صورت روانه‌های بازالتی، دایک‌های لامپروفیری و توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ میکروگابرویی در داخل توالی سازند دورود تزریق شده‌اند (شکل ۶-۱۰).



شکل ۶-۱۰- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازیک و نقش محل منبع گوشته‌ای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پرمین بلده در پهنه البرز مرکزی.

فصل، مضمون

نتیجہ گیری و پیشہادات

نتیجه گیری

مهمترین نتایج حاصل از مطالعات و بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی، شیمی‌کانی، ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در البرز مرکزی، جهت تعیین خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی عبارتند از :

(۱) مناطق مورد بررسی در این پژوهش در شمال شرقی بلده (البرز مرکزی) از سیاه بیشه و هریجان در جاده چالوس تا یوش، بلده، زرین‌کمر و ورازان در جنوب آمل در استان مازندران قرار داشته و در بردارنده واحدهای رسوبی پرمین (سازندهای دورود، روته و نسن) به همراه سنگ‌های آذرین بازیک آلکالن (آتشفشانی و نفوذی) است. براساس یافته‌های این پژوهش سنگ‌های ماگمایی به شکل توده‌های نفوذی در داخل سازند دورود و بخش زیرین سازند روته و به شکل خروجی و آذرآواری در داخل بخش بالایی سازند روته رخمون دارند. توده‌های نفوذی که در اصل ماگمای منجمد شده در مجاری تغذیه کننده سنگ‌های آتشفشانی بوده‌اند، به شکل دایک، سیل و توده‌های کوچک دیابازی، میکروگابرویی و لامپروفیری در سازند دورود، به طور گسترده در سیاه‌بیشه و هریجان در جاده چالوس رخمون دارند که در هیچ کدام از مطالعات قبلی به وجود آن‌ها اشاره نشده و دایک‌های لامپروفیری برای اولین بار در این پژوهش گزارش می‌شوند. در حالی که در مطالعات پیشین سایر پژوهشگران، سنگ‌های ماگمایی را در بین سازندهای روته و نسن گزارش شده کرده‌اند.

(۲) فسیل‌های شاخصی که بر اساس آن‌ها سن توالی سازند روته به پرمین میانی نسبت داده شد شامل فوزولینید، کلیماکامینا، گلوبی‌ول‌ولینا، پالئوتکستولاریا، برادینا، کریپتوسپتیدا، دکرلا، لونوکامینا، پکی‌فلویا، استافلی، کولانیلا هستند.

(۳) مطالعات دقیق سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین منطقه دارای بافت‌های پورفیری، میکرولیتی، میکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی جریان، هیالومیکرولیتی آمیگدالوئید، اینترگرانولار، گلومروپورفیری، تراکیتی، اینترسرتال، افیتیک، ساب افیتیک، پوئی‌کیللیتیک، اسکلتی و غربالی می‌باشند. از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول اشاره کرد. در لامپروفیرها فراوانی قابل توجه پلاژیوکلازها به صورت میکرولیت، به همراه بلورهای آمفیبول، حاکی از تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای بازیک آبدار است. درشت بلورهای کلینوپیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. از جمله ویژگی‌های بافتی شاخص در کلینوپیروکسن‌ها، بافت غربالی و منطقه‌بندی ترکیبی است.

۴) نتایج حاصل از بررسی‌های ریزپردازنده الکترونی نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده گروه آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) و فقیر از سدیم قرار می‌گیرند. در نمودار Wo-En-Fs، بیشتر بازالت‌ها، گابروها و لامپروفیر منطقه مورد مطالعه در محدوده Augite – Diopside و اندکی در محدوده Pigeonite قرار گرفته‌اند.

۵) نتایج حاصل از بررسی سنگ‌های آذرین برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه نشان می‌دهند که اکثر نمونه‌ها در گستره مشترک بازالت‌های کمان آتشفشانی، کف اقیانوسی و تولیت‌های درون‌قاره‌ای واقع شده‌اند و محیط تکتونیکی در بازالت‌های تولیتی درون قاره‌ای برای نمونه‌های مورد مطالعه به واقعیت بیشتر نزدیک می‌باشد.

۶) بر اساس مطالعات زمین دما- فشار سنجی، دمای به دست آمده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده غیرکوهزایی و کمتر در محیط کوهزایی (لامپروفیر) قرار گرفتند و ترکیب شیمیایی آن‌ها در محدوده تولیتی و کالک‌آلکان قرار گرفتند. دما - فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها، بیشترین فراوانی را در دماهای ۱۲۵۱-۱۰۶۳ و فشارهای ۱۶/۳۱-۰/۷۱ را نشان می‌دهد.

۷) نتایج حاصل از ترکیب شیمی فلدسپارهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Ab-An-Or بازالت‌ها در محدوده آندزین، لابرادوریت، گابروها در محدوده لابرادوریت، آنورتوکلاز، آلبیت، الیگوکلاز و لامپروفیر در محدوده آنورتوکلاز، آلبیت، الیگوکلاز قرار می‌گیرند.

۸) آمفیبول‌ها در گروه کلسیک و از نوع edenite-pargasite-magnesio-hastingsite-kaersutite-tschermakite جای می‌گیرند. آمفیبول‌ها در نمودار Al_{Total} در مقابل $Fe^{II}/(Fe^{II}+Mg)$ در گستره‌ی فشار ۵ تا ۷ کیلو بار و میانگین دمای به دست آمده برای آمفیبول و پلاژیوکلازها ۸۹۷ درجه‌ی سانتیگراد است و فشار ۴/۷ تا ۹ کیلو بار در عمق کمتر از ۱۵ تا ۲۸ کیلومتری و در پوسته میانی می‌باشد.

۹) در طبقه‌بندی نمودارهای ژئوشیمیایی، سنگ‌های ماگمایی مورد بررسی در محدوده بازالت، آندزیت بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالت قرار گرفته‌اند و تعداد کمی نیز در محدوده‌ی پیکروبازالت می‌باشند. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازیک تا حدواسط و سری ساب‌آلکان و تولیتی واقع شده‌اند. سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه در محدوده گابرو، گابرو دیوریت، مونزودیوریت و مونزوگابرو، قرار می‌گیرند. در نمودار Th برابر Co سنگ‌های مورد مطالعه در سری کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند.

۱۰) در نمودارهای تغییرات K_2O در برابر Na_2O و تغییرات K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 برای تفکیک سری‌های سدیک و پتاسیک از یکدیگر استفاده شد، که بر اساس این نمودارها، سنگ‌های آذرین مورد مطالعه جزء سری سدیم‌دار می‌باشند.

۱۱) در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین (HREE) دارند. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، تمرکز بالای عناصر لیتوفیل LILE و تمرکز پایین عناصر با شدت میدان بالا HFSE دارند. گدازه‌های جزایر اقیانوسی با نسبت‌های بالای LILE/HFSE یا LREE/HREE شناخته می‌شوند و دارای تهی‌شدگی از عناصر Nb, Zr, K هستند.

۱۳) در نمودارهای مختلف متمایز کننده‌ی محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد مطالعه دارای ویژگی‌های محل منبع مانند محل منبع جزایر اقیانوسی است و محیط آن از نوع درون ورقه‌ای و به طور خاص در محدوده‌ی کافت درن قاره‌ای قرار می‌گیرند.

۱۴) در نمودار Sm/Yb در برابر Sm که برای تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ استفاده می‌شود سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه روی منحنی ذوب اسپینل+گارنت لرزولیت با درجه ذوب بخشی ۱٪-۲۰٪ و در نمودار La/Sm در برابر La که برای تعیین درجه ذوب بخشی و خاستگاه ماگما استفاده می‌شود سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه روی منحنی ذوب گارنت لرزولیت با درجه ذوب بخشی ۳٪-۱۵٪ قرار می‌گیرند. در نمودار Ge/Yb در برابر Ge که برای منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه استفاده شد، عمق محل ذوب ماگمای اولیه ۹۰ - ۱۱۰ کیلومتری زیر سطح زمین بوده است.

پیشنهادهات

۱) انجام مطالعات ایزوتوپی به منظور تعیین منشأ و سن سنجی سنگ‌های آذرین منطقه به طور دقیق‌تر و قابل اعتمادتر.

۲) ردیابی رخنمون سنگ‌های آذرین در مناطق همجوار.

منابع

- آسیابانها، ع.، (۱۳۸۰) "زمین‌شناسی و پتروژنز رخساره‌های آتشفشانی منطقه یوزباشی چای، غرب قزوین" **پایان‌نامه دکتری**، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۲۱ صفحه.
- اسدی، ز.، زارع، م.، (۱۳۹۴) "برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌ها و ارزیابی بزرگای زمین لرزه‌های پیش از تاریخ از داده‌های زمین لغزش: مطالعه موردی در دره نور (البرز مرکزی)" **فصلنامه علوم زمین**، شماره بیست و چهار، صفحه ۶۷ تا ۷۸.
- آقابات، س. ع.، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۸۳ صفحه.
- آقابات، س. ع.، (۱۳۸۷) "فرهنگ چین‌شناسی ایران (جلد ۲) (دونین-پرمین)" چاپ اول بهار ۱۳۸۷، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۱۲۹۷ صفحه.
- آقابات، س. ع.، (۱۳۹۳) "فرهنگ چین‌شناسی ایران (جلد ۴) (ژوراسیک)" چاپ اول تابستان ۱۳۹۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۴۴ صفحه.
- الهیاری، س.، (۱۳۸۹) "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک-عباس‌آباد" **پایان‌نامه کارشناسی ارشد**، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- الهیاری، س.، قاسمی، ح.، صادقیان، م.، طاهری، ع.، (۱۳۸۹) "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی و فوقانی شمال و غرب کاهک، شمال شرق شاهرود" **هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، دانشگاه ابوعلی سینا.
- بابایی‌خو، گ.، آدابی، م. ح.، جهانی، د.، وزیری، س. ح.، (۱۳۹۲) "محیط رسوبی و چین‌نگاری سکانسی سازند روته در منطقه سیستان (البرز مرکزی)" **پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی**، سال بیست و نهم، شماره اول، بهار ۱۳۹۲.
- بسطامی، ل.، موسوی، میررضا، حسینی برزی، م.، (۱۳۹۵) "ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی و تغییرات نسبی سطح آب دریا در سازند روته، برش‌های سنگسر و مکارود، البرز مرکزی" **پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی**، سال سی و دوم، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۵.
- پرتوآذر، ح.، (۱۳۷۴) "سیستم پرمین در ایران" زیر نظر عبدالرحیم هوشمندزاده، تهران سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتاب، ۳۴۰ صفحه.
- جمشیدی، خ.، (۱۳۸۹) "مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز خاوری" **پایان‌نامه کارشناسی ارشد**، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- خسرو تهرانی، خ.، (۱۳۸۴) "زمین‌شناسی ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک" جلد دوم، انتشارات کلیدر ص ۴۵۵.

درویش‌زاده، ع.، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات امیرکبیر تهران، ۴۲۳ صفحه.

درخشی، م.، قاسمی، ح.، سهامی، ط.، (۱۳۹۰) "مقایسه ماگماتیسم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان‌میدان" **مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران**.

درخشی، م.، (۱۳۹۳) "پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه‌های بازالتی سلطان‌میدان، شمال شاهرود" **پایان‌نامه دکتری**، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۵ ص.

درخشی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۳) "ماگماتیسم اردوویسین-دونین در شمال شاهرود: شاهدی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتتیس در البرز شرقی"، **مجله پترولوژی** ۵(۱۸): ۱۲۲-۱۰۵.

درخشی، م.، قاسمی، ح.، سهامی، ط.، (۱۳۹۳) "زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در رخنمون‌های شمال و شمال شرق شاهرود" **فصلنامه علوم زمین** ۲۳(۹۱): ۷۶-۶۳.

دلاوری، م.، رستمی، ف.، دولتی، ا.، (۱۳۹۶) "ماگماتیسم بازالتی پرمین البرز مرکزی: شاهدی بر حاشیه قاره ای غیرفعال جنوب پالئوتتیس" **مجله پترولوژی** ۸(۲۹): ۷۴-۵۳.

دیهمی، م.، (۱۳۹۱) "پترولوژی، ژئوشیمی ماگماتیسم بازیک دونین در سازندهای پادها و خوش ییلاق در شمال شاهرود" **پایان‌نامه کارشناسی ارشد**، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رستمی، ف.، دلاوری، م.، امینی، ص.، دولتی، ا.، (۱۳۹۶) "شیمی کانی‌های سنگ‌های بازالتی پرمین شمال بلده (البرز مرکزی): بحث زمین‌دما-فشارسنجی و جایگاه زمین‌ساخت-ماگمایی" **فصلنامه علوم زمین** ۲۷(۱۰۶): ۱۴-۳.

رستمی، ح.، (۱۳۹۶) "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های الیگومیوسن نوار ترود-سبزوار (شمال ایران مرکزی)" **پایان‌نامه دکتری**، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۳۰۰ صفحه.

سرجوقیان، ف.، کنعانیان، ع.، احمدیان، ج.، (۱۳۹۱) "کاربرد شیمی پیروکسن در ارزیابی دما و فشار مجموعه نفوای کوه‌دم" **مجله پترولوژی**، سال سوم شماره ۱۱، صفحه ۹۷-۱۱۰.

سهامی، ط.، (۱۳۹۰) "زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان‌میدان در مناطق نکارمن و ابرسج، شمال شاهرود" **پایان‌نامه کارشناسی ارشد**، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

سعیدی، ا.، قاسمی، م.، (۱۳۸۱) "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش آمل مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سهامی، ط.، قاسمی، ح.، درخشی، م.، (۱۳۹۰) "پترولوژی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان، شمال شرق شاهرود" **پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران**، تهران.

شاکری، ص.، اخروی، ر.، (۱۳۷۹) "معرفی رخساره‌های طوقانی سازند روته برش چینه‌شناسی آرو، البرز مرکزی" **نوزدهمین گردهمایی علوم زمین**.

- شعبانیان، ر.، (۱۳۹۰) " معرفی میکروفسیل‌های پرمین در برش‌های چینه‌شناسی آرو و بی‌بی شهربانو (البرز)" **فصلنامه علوم زمین**، شماره ۸۱، صفحه ۳۷ تا ۴۴.
- شعبانیان، ر.، فرج‌نژاد، ن.، (۱۳۹۴) " مطالعه چینه‌نگاری سنگی و زیستی نهشته‌های آهکی پرمین میانی و پسین در برش چینه‌شناسی ایلانو، شمال قره ضیاء الدین" شماره ۹۸ صفحه ۳۱۵ تا ۳۲۰.
- شیر دشت زاده، ن.، صمدی، ر.، (۱۳۸۹) " **آشنایی با روشهای زمین دماسنجی و زمین فشار سنجی**" انتشارات دانشگاه اصفهان، ص. ۹۹.
- صادقی، م.، شعبانیان، ر.، رشیدی، ک.، (۱۳۹۳) " چینه‌نگاری رسوبات آهکی پرمین (سازندهای روته و نسن) براساس روزن‌بران در ناحیه پیر اسحاق، جنوب جلفا، شمال غرب ایران" **فصلنامه علمی- ترویجی یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی**، شماره ۱۶، صفحه ۸۵ تا ۹۷.
- صادقی، م.، رشیدی، ک.، شعبانیان، ر.، (۱۳۹۴) " معرفی جلبک‌های آهکی خانواده داسی‌کلاداسه‌آ و ژیمنوکدی‌آسه‌آ پرمین، در برش چینه‌شناسی پیر اسحاق، جنوب جلفا، با گزارشی از حضور جنس *Tabasoporella* از خانواده داسی‌کلاداسه‌آ در شمال باختر ایران" **مجله علوم زمین**، شماره ۹۵، صفحه ۵۵ تا ۶۶.
- علیپور، ص.، عابدینی، ع.، ابدالی، ش.، (۱۳۹۳) " کانی‌سازی و زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب افق لاتریتی حیدرآباد، جنوب ارومیه، استان آذربایجان غربی" **فصلنامه علوم زمین**، شماره ۹۱، صفحه ۱۹۵ تا ۲۰۴.
- فلاحی، س.، نقره‌ئیان، م.، شریفی، م.، ترابی، ق.، صفایی، ه.، ملکی‌زاده، م.ع.، (۱۳۹۵) " کاربرد کلینوپیروکسن در تعیین پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی همراه با گنبد‌های نمکی شوراب (جنوب شرق قم)" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، جلد ۸، شماره ۱، صفحه ۳۸-۲۱.
- قاسمی، ح.، خانعلی‌زاده، ع.، (۱۳۹۱) " گرانیتوئید نوع A تویه‌دروار جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیستم، شماره ۱، ص ۳ تا ۲۴.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز.، طاهری، ع.، (۱۳۹۱) " ژئوشیمی و پتروژنز بازالت‌های سازند ابرسج (اردوئیسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود" **مجله ژئوشیمی** ۱(۱): ۱۲-۲۳.
- قاسمی ح. و کاظمی ز. (۱۳۹۲) "محیط زمین ساختی و ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های آذرین سازند ابرسج (اردوئیسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۲ صص ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز.، (۱۳۹۲) " محیط زمین‌ساختی و خصوصیات محل منشأ سنگ‌های آذرین موجود در سازند ابرسج (اردوئیسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران** ۲۱(۲): ۳۱۹-۳۳۰.
- قاسمی، ح.، الهیاری، س.، صادقیان، م.، (۱۳۹۲) " موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل یافتگی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود" **پژوهش‌های چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی**، سال بیست و نهم، شماره اول.
- قاسمی، ح.، دیهیمی، م.، (۱۳۹۳) " ماگماتیسم بازیک قلیایی دونین در البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهدهی بر کافت‌زایی پالئوتتیس" **فصلنامه زمین‌شناسی ایران** ۸(۳۲): ۱۹-۳۲.

قربانی، م.، رسولی، ج.، (۱۳۹۱) "سنگ‌های آتشفشانی پیشرفته" انتشارات آراین زمین.

کاظمی، ح.خ.، قاسمی، ح.، طاهری، ع.، (۱۳۹۷) "موقعیت سنگ‌چینه‌ای و تنوع رخدادهای سنگ‌های آذرین بازیک آلکالن در واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین، پهنه البرز مرکزی" پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال سی و چهارم، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۷.

کلاین، ک.، کرنلیوس، اس. ه.، ترجمه م.، ف.، مدبری، س.، (۱۳۸۰) "راهنمای کانی‌شناسی" مرکز نشر دانشگاهی تهران.
کفشدوز، س.، شعبانیان، ر.، مهاری، ر.، شاهین‌قر، س.، (۱۳۹۳) "مطالعه ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند کربناته روته در برش چینه‌شناسی کرد کندی (شرق شاهین‌دژ)" پژوهش‌های چینه‌نگاری و فسیل‌شناختی، شماره ۱، صفحه ۵۹ تا ۷۵.
لاسمی، ی.، (۱۳۷۷) "محیط‌های رسوبی سنگ‌های اردوئیسین ایران (توالی‌های همزمان با ریف‌ت) و تشکیل حاشیه واگرای پالئوتتیس" هفدهمین گردهمایی علوم زمین، صص ۱۵۹-۱۶۰.

لاسمی، ی.، (۱۳۷۹) "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ صفحه.

لنکرانی، م.، لطفیان، س.، رنجبران، م.، (۱۳۹۵) "تحلیل رخساره‌ای و محیط دیرینه سازند دورود در برش استخر (البرز شرقی)" سی و پنجمین گردهمایی علوم زمین.

مدادی، م.، مصدق، ح.، آل‌علی، س.م.، مجیدی‌فرد، م.ر.، (۱۳۹۵) "تنوع زیستی دیرینه روزن‌بران کوچک پرمین (یاختاشین تا جلفین) بر پایه چینه‌نگاری سنگی و زیستی در برش آبگرم قزوین" مجله علوم زمین، شماره ۱۰۱، صفحه ۱۲۷ تا ۱۳۸.
معین وزیری، ح.، احمدی، ع.، (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین" دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ صفحه.

معین وزیری، ح.، احمدی، ع.، (۱۳۸۰) "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین" انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۴ صفحه.
ملکی، س.س.، نباتیان، ق.، عظیم‌زاده، ا.م.، هنرمند، م.، (۱۳۹۵) "مطالعات کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانی‌زایی سرب و روی در کانسار ساری‌آغل، غرب زنجان" سی و پنجمین گردهمایی علوم زمین.

نادری، آ.، قاسمی، ح.، لمبرینی، پ.، (۱۳۹۷) "شیمی کانی آمفیبول و دما- فشارسنجی عمق جایگیری توده گرانیتوئیدی تویه- دروار، جنوب باختر دامغان، سمنان" مجله علوم زمین خوارزمی ۴(۱): ۵۶-۴۳.

نجفی، ف.، جهانی، د.، لاسمی، ی.، شرقی، ن.، (۱۳۸۵) "رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند نسن در برش منجیر (البرز مرکزی)" بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.

وحدتی‌دانشمند، ف.، (۱۳۷۰) "نقشه زمین‌شناسی چهار گوش آمل مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

وحدتی دانشمند، ف.، (۱۳۷۸) " نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ آمل " سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

وحدتی دانشمند، ف.، (۱۳۷۹) " نقشه زمین‌شناسی چهار گوش آمل مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ " سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

وزیری‌مقدم، ح.، طاهری، ع.، کیمیاگری، م.، (۱۳۸۸) " فرامینفرا جنس‌های شاخص و پالئواکولوژی " چاپ اول، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد اصفهان، ۳۶۶ صفحه.

Refrence

- Aoki K., Shiba I., (1973) : "Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomekata", **Japan, Lithos** 6, (1973) 41-51.
- Alavi M. (1996) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran" *J Geodyn.*, 21, 1-33.
- Ali S. A., (2012), **PhD. thesis** "Geochemistry and geochronology of Tethyan-arc related igneous rocks, NE Iraq", University of Wollongong, 363p.
- 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.
- Angiolini L., Balini M., Garzanti E., Nicora A., and Tintori A. 2003. Gondwanan deglaciation and opening of Neotethys: The Al Khilata and Saiwan Formations of Interior Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196: 99–123. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00315-8.
- Assereto, R., 1963, The Paleozoic formations in central Elborz (Iran):Preliminary note *Rivista Italiana di Paleontologie Stratigrafia*, v. 69, p. 503-543.
- Assereto, R. (1966) "The Jurassic Shemshak Formation in central Elborz (Iran)" *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 72, 1133-1182.
- Bachmann M., and Hirsch F. 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights), stratigraphy and second-order sea-level change: *Cretaceous Research*, v. 27, p. 487-512.
- Barbey P., Ayalew D. and Yirgu G. (2005) "Insight into the origin of gabbro-dioritic cumulo-phyrlic aggregates from silicic ignimbrites: Sr and Ba zoning profiles of plagioclase phenocrysts from Oligocene Ethiopian Plateau rhyolites" **Contrib. Mineral. Petrol.** 149(2), 233-245.
- Best G. (2003) "**Igneous and metamorphic petrology**" Blackwell Sci, 729p.

- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265.
- Blundy, J. D and Holand, T. J. B.(1990): "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contributions to Mineralogy and petrology".No 104,PP.208-224.
- Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. & Wilke, M., 2005- The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5071–5085.
- Burchette T. P., and Wright V.P. 1992. Carbonateramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79: 3-57.
- 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.
- Castillo P., Fanning C.M., Hervé F., and Lacassie J.P. 2016. Characterisation and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwanan margin; U–Pb age, Lu–Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia. *Gondwana Research* 36: 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.07.014>.
- Chen Y. and Zhang Y. (2008) "Olivine dissolution in basaltic melt" **Geochem. Cosmochim. Acta** ,72, 4756-4777.
- 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.
- Davis B. T. C. and Boyd d. R., (1966) " the join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 Kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites". *J Geophys Res* ., 71, 3567-3576.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1987), "**Rock forming minerals, (2nd ed), Single-Chain Silicates**" Longman London, 668p.
- Deer W. A. Howie R. A. and Zussman J. (1992), "**An introduction to the rock-forming minerals**" Longman Scientific Technical., New York, 528 p.
- Derakhshi M., and Ghasemi H. 2013. Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geoscience* 6(11). Doi 10.1007/s12517-013-1180-2.
- Derakhshi M., Ghasemi H. and Miao L. 2017. Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana. *Journal of Chemie der Erde*. doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.002.
- 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from the Mendoza Region, Argentina" **Lithos**, 179, 67-83.

- Ebrahim Nejad, M., Vachard, D., Siabeghodsy, A. A. and Abbasi, S., 2015- Middle-Late Permian (Murgabian-Djulfian) foraminifers of the northern Maku area (western Azerbaijan, Iran). *Palaeontologia Electronica* 18.1.19A, 1-63.
- Ellam R. M. (1992) "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry" **Geology**, 20:153-156.
- Emami M. H., (1981), PhD. thesis, "Geologie de la region de Qom-Ar an (Iran): Contribution a letude dynamique et geochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Grenoble university .
- Flugel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*: Springer-Verlag, Berlin, 996 p.
- Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" **J. Afr. Earth. Sci**, 48, 147-160.
- Gaetani M., Angiolini L., Ueno K., Nicora A., Stephenson M. H., Sciunnach D., Rettori R., Price G. D. and Sabouri J. 2009. Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). *Geological Society, London, Special Publications* 312(1): 79-128.
- Garzanti E., and Sciunnach D. 1997. Early Carboniferous onset of Gondwanian glaciation and Neo-Tethyan rifting in Southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 148: 359–365. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00028-9.
- Garzanti E., Le Fort P., and Sciunnach D. 1999. First report of Lower Permian basalts in South Tibet: Tholeiitic magmatism during break-up and incipient opening of Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences* 17: 533–546. doi:10.1016/S1367-9120(99)00008-5.
- 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.
- Gill R. (2010), "**Igneous rocks and processes apractical guide**" Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 pp.
- Glaus M. 1964. Trias und Oberperm im zentralen Elburs (Persien). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 57: 497–508.
- Glenn A. G. (2004) "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus" **Contrib. Mineral. Petrol**, 147:, 511-527.
- Goldechmit.j.r., (1982). "review of the Behaviour of plagicclas conder metamorphic conditions" .*American Mineralogist* .v.67.pp.640-652.
- Goss, A.R., Kay, S.M., (2009). "Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W)". *Earth and Planetary Science Letters*.
- Hall A. (1987), "**Igneous petrology**" Longman Publisher ISBN O-582 30172

- Harker A. (1909), "**The natural history of igneous rocks**" Methuen and co. London.
- Wilson, M. (1989), "**Igneous petrogenesis, a global tectonic approach**" Unwin Hyman, **London**, 466 p.
- 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.
- 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.
- Helz, R.T.(1973): "Phase reaction of basalts in their melting range at P H₂O=5Kb".Part II. Melt composition.J. Petro. No.17, PP. 139-193.
- Hirschmann M. M. Ghiorso M. S. Wasylenki L. E. Asimow P. D. and Stolper E. M. (1998) "Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Method and composition to experiments" *J Petrol.*, 39, 1091-1115.
- Hughes C. J. (1982) "Igneous Petrology" *Developments in Petrology*, 7. Elsevier, Amsterdam. 551 pp.
- Humphris S. E., and Thompson G., (1978) "Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42(1), 127-136.
- Hynes, A., (1982): " A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites". *Contributions of Mineralogy and Petrology*.81:119-125.
- 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.
- Jung C., (2003), PhD. thesis "Geochemische und Isotopen-geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel-Ein Beitrag zur Identifizierung der Mantelquellen von Rift-bezogenen Vulkaniten" Universitätsbibliothek Marburg.
- Kress, V. C., Carmichael, I. S. E., 1991- The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 82–92.
- Kirkpatrick R. J. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii" **Geol. Soc. Am. Bull**, 88, 78-84.
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L. & Sack, R. O., 1983- The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 136–140.
- Kovalenko, V. I.; Naumov, V. B.; Girnis, A. V.; Dorofeeva, V. A. And Yarmolyuk, V. V. Average Composition of Basic Magmas and Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks. ISSN 0869_5911, *Petrology*, 2010, Vol. 18, No. 1, pp. 1–26.
- Lasemi Y. 2001. Facies Analysis, Depositional Environmentd and Sequence Stratigraphy of the Upper Pre-Cambrian and Paleozoic Rocks of Iran. Publication of Geological Survey of Iran, Tehran, 180 p.

- 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.
- Le Bas M. J. (1962) "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage" **Am. J. sci**, 260(4): 267-288.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Sterckeisen A. & Zanettin, B. (1986): "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram". *Journal of Geology* **27**, 745-750.
- Le Terrier 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 X., Miao L., Zhang F., Ghasemi H., Zhu S. and Yang S. 2018. Mashhad komatiitic rocks in NE Iran: Origin and implications for the evolution of the Paleo-Tethyan Ocean. *Geological Journal*: 1-21. <https://doi.org/10.1002/gj.3329>.
- 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.
- Longman M.W. 1981. A process approach to recognizing facies of reef complexes. In: Toomey D.F. (Eds.), *European Fossil Reef Models*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special publications, Tulsa 30: 9-40.
- 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.
- 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 constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Atlantic arc, Antarctica" **J. South. Am. Earth Sci**, 18, 7–425.
- Mahdavi, M. and Vaziri, S. H., 2010- Lithostratigraphy and Microbiostratigraphy of the Ruteh Formation in Northwest of Khur, Central Alborz, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 21(3), 237-250.
- 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 flat-slab subduction model" **Lithos**, 127-140.
- Maury R.C., Bechennec F., Cotton J., Caroff M., Cordey F., and Marcoux J. 2003. Middle Permian plume-related magmatism of the Hawasina Nappes and the Arabian Platform: Implications on the evolution of the Neotethyan margin in Oman. *TECTONICS* 22(6) 1073. doi:10.1029/2002TC001483.
- Middlemost E. A. K, (1975) "The basalt clan" **Earth Sci. Rev**, 11, 337-364.

- Middlemost E. A. K. (1987), “**Magma and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology**, Longman group limited”.
- Middlemost E. A. K. (1989) “Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks” *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- Middlemost E. A. K. (1994) “Naming material in the magma / igneous rock system”, **Earth Sci. Rev.**, 37, 215-224.
- Milovanović S., Banješević M., (2005) “Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia)” **Tectonophysics**, 410, 501-509.
- Morimoto N., Fabrice 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.
- Moretti, R. (2005) Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Geophysics* 48: 583-608.
- 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.
- Naderi A., Ghasemi H., Santos J.F., Rocha F., Griffin W.L., Shafaiimoghadam H., and Lambrini P. 2018a. Petrogenesis and tectonic setting of the Tuyeh-Darvar Granitoid (Northern Iran): Constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry. *Lithos.* doi:10.1016/j.lithos.2018.08.034.
- Nakamura N. (1974) “Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites” **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38, 757-775.
- 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., 1999- Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 62–74.
- 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.
- Nisbet E. G. and Pearce J. A. (1977) “Clinopyroxene Composition in Marie Lavas from Different Tectonic Settings” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 63, 149-160.
- Nixon, G.T., Pearce, T.H., (1987). Lase – interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc alkaline of magma chamber Iztaceihaut volcano, Mexico. *American Mineral.*, 72, 1144 – 1162.
- 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, J. A. and Gale G. H. (1977) "Identification of ore depo-sition environments from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In (Anonymous), Volcanic processes in ore genesiand" **Inst. Mining Metallurg**, London, 14-24.
- Pearce, J.A., Norry M.J., (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks" *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- 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. (1996) "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*" Geological Association of Canada, Short Course Notes., vol. 12, pp 79-113.
- 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.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. (1996) "hermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar" **Contri to Mineral Petrol**, 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: Putrika, K. and Tepley, F." **Rev. Mineral. Geochem**, 69, 61-120.
- Rahimi B. 2002. Structural Studies of Alborz Mountains in North of Damghan. PhD. Thesis, Faculty of Earthsciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. 208 p.
- 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.
- Righter k. and Rosas-Elguera J. (2001) "Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayultla and Tapalpa volcanic fields" **J. Petrol**, 42, 2333-2361.
- Robertson A.H.F., and Searle M. 1990. The northern Oman Tethyan Continental margin: Stratigraphy, Structure, Concepts and Controversies. In: Robertson A.H., Searle M.P., and Ries A.C. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special Publication 49: 3–25.
- Rollinson H. R. (1993), "**Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**" Longman Scientific and Technical, UK.
- 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.

- Saidi A., Brunnet M.F., and Ricou L.E. 1997. Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta* 10: 189–208.
- Schmidt, M. W.,(1992): "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure:an experimental calibration of the Al in hornblende barometer, contributions to Mineralogy and petrology". No.110, pp.304-310.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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., Marcoux J., and Baud A. 1991. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87: 373–409. doi:10.1016/0031-0182(91)90142-E.
- 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 isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196 (1-2): 17–33. doi: 10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- 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.
- Sun M. S. (1957) "The nature of iddingsite in some basaltic rocks of new-mexico" **Am. Mineral**, 42(7-8), 525-533.
- 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 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, C. M., Bertrand, J., (1991) "Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic

and geotectonic implications". Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen 71, 243-259.

- 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.
- 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.
- Thompson R. N. (1982) "British Tertiary volcanic province" *Scoot. J. Geol.*, 18, pp 49-107.
- Tsuchiyama. A., (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside - albite - anorthit and origion of dusty plagioclase in Andesite, Contributions to Mineralogy and Petrolog" ., 89,1 -16.
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990. Carbonate sedimentology. London, Blackwell Scientific Publications, 482p.
- Upton B.G.J., Stephenson D., Smedley P.M., Wallis S.M., and Fitton J.G. 2004. Carboniferous and Permian magmatism in Scotland. Geological Society, London, Special Publications 223: 195-218.
- 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.
- 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.
- Vernon R.H. (2004) "**A practical guide to rock microstructure**" Cambridge university press.
- Vieten K. and Hamm H. M., (1978): "Additional notes " On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe³⁺ from microprobe analyses" *Neues Jahrbuch der Mineralogie*". Monatshefte, 71-83.
- 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.
- Wilson, M. (1989), "**Igneous petrogenesis, a global tectonic approach**" Unwin Hyman, **London**, 466 p.
- Wilson J. L. 1975. Carbonate facies in geological history. Springer, New York, 471p.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element Geology" **Chem. Geol**, 20, 249-287.
- Winter J.D. (2001) "**An Introduction to Igneous and metamorphic petrology**" Prentice Hall, 697 p.
- Whitney D. L. and Evans B. W. (2010) "Abbreviations for names of rock-forming minerals. **Am. Mineral.**, 95, pp 185–187.

- Wood D. A., Joron J. L., Treuil m. (1979). Are – appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326 – 336.
- Wood, D.A., (1980) " The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province". *Earth Planet Sci Lett*, 50: 11-30.
- 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.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 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.
- 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.
- Yavuz F. (2013) "WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry" **Am. Mineral.** 98(7), 1338-1359.
- Zhao J.H. and Zhou M.F. (2007) "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle" **Precambrian Res.** 152, 27-47 .
- Zhu D.C. Mo X.X., Zhao Z.D., Niu Y., Wang L.Q., Chu Q.H., Pan G.T., Xu J.F., and Zhou C.Y. 2010. Presence of Permian extension- and arc-type magmatism in southern Tibet: Paleogeographic implications. *Geological Society of American Bulletin* 122(7/8): 979–993. doi: 10.1130/B30062.1.

پیوست‌ها

جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکس‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

Sample	Wo	En	Fs	Sample	Wo	En	Fs	Sample	Wo	En	Fs
VRZ-3	41.10	44.65	14.25	VRZ-9	38.98	47.05	13.97	VRZ-14	36.59	45.68	17.73
	37.88	45.33	16.79		37.02	48.27	14.72		39.07	43.84	17.09
	38.34	42.29	19.37		35.51	45.44	19.04		38.63	47.04	14.33
	41.46	44.85	13.69		38.74	44.56	16.70		37.42	48.01	14.58
	34.82	47.72	17.45		40.65	40.56	18.79		38.56	47.40	14.04
	36.41	47.51	16.09		39.18	42.64	18.19		37.62	48.31	14.06
	34.70	47.81	17.49		39.10	42.64	18.27		41.05	44.44	14.51
	41.78	39.75	18.47		42.54	39.67	17.79		38.31	47.37	14.32
	42.25	42.10	15.65	VRZ-12	18.70	51.78	29.52		30.46	46.04	23.50
	33.67	47.36	18.98		35.18	44.81	20.02		11.37	58.30	30.33
	46.63	33.42	19.96		36.07	45.22	18.71		42.19	44.14	13.67
	44.93	34.31	20.76		39.37	43.47	17.15		34.65	45.21	20.13
	44.37	36.02	19.62		39.73	42.60	17.67		41.21	43.28	15.51
	47.54	36.91	15.55		38.25	45.19	16.55		40.88	42.15	16.98
	47.56	35.54	16.90		38.27	43.82	17.91		35.73	46.28	17.99
	47.21	34.86	17.93		37.46	44.20	18.34	HRJ-3	40.65	42.61	16.73
	46.75	36.19	17.06		37.18	44.38	18.44		39.62	41.54	18.84
	46.41	37.09	16.51		35.25	44.80	19.95		39.17	42.57	18.26
	45.95	35.32	18.73		37.39	44.51	18.10		36.47	46.64	16.89
	46.42	34.92	18.66		12.80	49.38	37.82		35.81	45.29	18.90
	45.56	36.86	17.58		37.77	43.61	18.62		39.24	45.68	15.07
	47.58	34.67	17.75		37.10	45.17	17.73		41.39	41.77	16.84
	45.91	36.66	17.44		37.14	43.79	19.07		38.62	45.30	16.09
	39.45	46.12	14.43		39.49	43.60	16.92		37.93	45.18	16.90
VRZ-9	37.84	47.34	14.82		38.15	44.87	16.98		34.38	37.29	28.33
	33.12	49.27	17.61		39.28	45.49	15.23		34.91	47.23	17.85
	37.57	45.50	16.93		36.02	46.99	16.99	SBP-2	41.19	43.45	15.36
	39.38	46.47	14.16		36.08	46.49	17.43		28.72	46.24	25.04
	40.52	46.85	12.63		30.06	47.75	22.18		42.97	41.90	15.13
	37.39	46.69	15.92	VRZ-14	33.49	44.35	22.16		38.95	42.91	18.14
	41.08	43.24	15.68		39.68	44.47	15.85		40.18	44.54	15.28
	40.84	46.67	12.49		42.05	35.64	22.31		44.02	39.99	15.99
	39.64	46.60	13.77		33.60	42.65	23.75		18.98	48.17	32.85
	39.21	46.40	14.39		34.67	45.87	19.46		34.86	45.16	19.98
	39.57	45.44	14.99		39.02	44.25	16.74		38.38	45.13	16.50
	42.30	42.28	15.41		38.28	42.05	19.67		37.19	41.59	21.22
	37.78	48.77	13.44		26.49	46.81	26.70		34.20	46.92	18.88
	38.39	46.13	15.48		25.69	48.76	25.55		38.10	45.14	16.77
	38.18	46.93	14.89		37.61	45.06	17.33		38.13	42.32	19.55

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکسهای موجود در سنگهای آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

Sample	Wo	En	Fs	Sample	Wo	En	Fs
SBP-4	37.44	42.92	19.65	SSB-4	47.55	39.27	13.18
	36.27	48.10	15.63		33.19	50.71	16.10
	33.83	48.69	17.48		28.52	51.48	19.99
	38.66	45.76	15.58		33.50	49.52	16.98
	42.13	42.41	15.46		32.69	49.45	17.86
	41.26	39.22	19.52		33.68	49.74	16.58
	37.52	42.02	20.46		36.18	46.00	17.82
	34.94	48.73	16.33		42.55	35.71	21.73
	39.68	42.23	18.09		37.17	45.81	17.02
	34.80	48.06	17.14		33.00	39.32	27.68
	37.52	45.63	16.86		30.88	44.77	24.35
	30.71	46.22	23.08		9.12	56.02	34.85
	34.89	44.63	20.48		38.68	44.78	16.54
	35.07	44.66	20.28		39.52	42.92	17.56
	34.75	45.95	19.30		35.56	48.48	15.96
	38.70	43.44	17.86		35.64	41.17	23.20
	35.97	43.86	20.17		35.10	48.01	16.89
	40.54	39.60	19.87		32.20	51.83	15.97
SSB-2	40.76	36.21	23.03		30.33	48.03	21.64
	47.61	45.22	7.17		37.49	44.39	18.12
	47.59	44.39	8.02		32.11	45.76	22.13
	45.35	43.21	11.44		30.95	43.55	25.51
	48.90	40.56	10.53		36.69	46.68	16.63
	45.12	42.86	12.01		33.58	40.98	25.44
	46.93	41.43	11.64		39.87	36.33	23.79
	43.68	45.72	10.60		32.87	38.34	28.79
	45.82	44.24	9.94				
	50.13	39.58	10.29				
	43.81	46.50	9.69				
	42.09	44.53	13.38				
	49.54	39.53	10.94				
	45.84	43.54	10.62				
	44.50	43.17	12.33				
	47.39	45.68	6.93				
	47.97	43.85	8.18				
	46.98	44.19	8.83				
	46.83	42.81	10.36				
	50.96	39.79	9.26				
	47.27	43.28	9.45				

ادامه جدول ۳-۴- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیکسین‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	HRJ-3core	HRJ-3rim	HRJ-3rim	HRJ-3	HRJ-3core	HRJ-3rim	HRJ-3	HRJ-3	HRJ-3core
SiO ₂	52.29	50.44	50.91	52.28	52.50	51.26	52.23	51.21	52.67
TiO ₂	0.86	1.64	1.11	0.27	0.93	0.00	0.12	0.76	0.80
Al ₂ O ₃	1.28	2.62	1.23	2.73	2.70	2.90	2.64	3.67	0.72
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.50	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.57	0.90	2.32	0.50	3.29	1.42	1.10	1.24	0.87
FeO	8.25	9.68	10.27	8.21	6.94	8.82	9.54	9.41	9.09
MnO	0.32	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.54	0.53	0.00
MgO	15.95	15.87	15.16	15.90	15.07	16.67	16.95	13.32	14.87
CaO	20.43	18.45	19.12	20.45	15.30	17.77	17.11	19.47	20.77
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	1.79	0.00	0.00	0.71	0.27
K ₂ O	0.04	0.06	0.00	0.00	0.15	0.00	0.11	0.00	0.07
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.98	99.67	100.20	100.34	98.67	100.32	100.34	100.30	100.14
Si	1.94	1.89	1.92	1.93	1.95	1.90	1.93	1.91	1.97
Fe(ii)	0.26	0.30	0.32	0.25	0.26	0.27	0.29	0.29	0.28
Fe(iii)	0.02	0.03	0.07	0.01	0.09	0.04	0.03	0.03	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Ti	0.02	0.05	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Mg	0.88	0.89	0.85	0.87	0.84	0.92	0.93	0.74	0.83
Ca	0.81	0.74	0.77	0.81	0.61	0.71	0.68	0.78	0.83
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.05	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.06	0.11	0.05	0.07	0.05	0.10	0.07	0.09	0.03
AlVI	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.03	0.05	0.07	0.00
Al Total	0.06	0.12	0.05	0.12	0.12	0.13	0.11	0.16	0.03
Ti+Cr	0.02	0.05	0.03	0.01	0.03	0.04	0.00	0.02	0.02
Ca+Na	0.81	0.74	0.77	0.81	0.74	0.71	0.68	0.83	0.85
Na+AlIV	0.06	0.11	0.05	0.07	0.18	0.10	0.07	0.14	0.05
Fet/(Fet+Mg)	0.24	0.27	0.31	0.23	0.27	0.25	0.26	0.31	0.27
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.78	0.75	0.73	0.78	0.80	0.77	0.76	0.72	0.75
AlVI+2Ti+Cr	0.05	0.10	0.06	0.06	0.12	0.07	0.05	0.12	0.04
Ca/(Ca+Mg)	0.48	0.46	0.48	0.48	0.42	0.43	0.42	0.51	0.50

ادامه جدول ۳-۴- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	HRJ-3	SBP-2rim	SBP-2	SBP-2	SBP-2core	SBP-2rim	SBP-2	SBP-2core	SBP-2rim
SiO ₂	52.50	51.50	53.45	53.13	53.53	53.39	53.17	50.26	53.84
TiO ₂	0.17	0.16	0.00	0.08	0.71	0.00	0.47	0.19	0.05
Al ₂ O ₃	1.26	1.22	3.01	2.53	1.71	1.57	1.83	1.67	1.56
Cr ₂ O ₃	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.25
Fe ₂ O ₃	1.98	7.58	0.86	1.47	1.52	2.43	1.04	9.76	1.56
FeO	10.04	5.25	10.54	9.03	7.22	7.45	9.19	1.95	7.94
MnO	0.00	0.05	0.23	0.64	0.11	0.26	0.10	0.01	0.33
MgO	16.48	11.18	10.68	11.29	11.55	11.62	11.14	12.50	12.16
CaO	16.30	21.71	19.47	19.35	20.70	21.63	20.98	22.46	21.17
Na ₂ O	0.37	1.64	1.88	1.80	1.92	1.63	1.59	1.27	1.53
K ₂ O	0.31	0.22	0.04	0.00	0.26	0.00	0.00	0.27	0.08
NiO	0.00	0.41	0.32	0.69	0.53	0.18	0.61	0.59	0.00
TOTAL	100.29	100.52	100.16	99.32	99.25	99.97	99.51	100.50	100.49
Si	1.96	1.96	1.99	1.99	2.00	2.00	1.99	1.91	2.00
Fe(ii)	0.31	0.18	0.34	0.30	0.24	0.24	0.31	0.08	0.25
Fe(iii)	0.06	0.21	0.02	0.04	0.04	0.07	0.03	0.27	0.04
Cr	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.92	0.63	0.59	0.63	0.64	0.65	0.62	0.71	0.67
Ca	0.65	0.89	0.78	0.78	0.83	0.87	0.84	0.92	0.84
Na	0.03	0.12	0.14	0.13	0.14	0.12	0.12	0.09	0.11
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00
AlIV	0.04	0.04	0.01	0.01	(0.00)	(0.00)	0.01	0.08	(0.00)
AlVI	0.01	0.02	0.13	0.11	0.08	0.07	0.08	0.00	0.07
Al Total	0.06	0.05	0.13	0.11	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07
Ti+Cr	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca+Na	0.68	1.01	0.91	0.91	0.97	0.99	0.96	1.01	0.95
Na+AlIV	0.07	0.16	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.17	0.11
Fet/(Fet+Mg)	0.29	0.37	0.37	0.34	0.29	0.32	0.34	0.32	0.30
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.75	0.79	0.64	0.69	0.74	0.74	0.68	0.92	0.73
AlVI+2Ti+Cr	0.05	0.03	0.13	0.11	0.12	0.07	0.10	0.02	0.08
Ca/(Ca+Mg)	0.42	0.58	0.57	0.55	0.56	0.57	0.58	0.56	0.56

ادامه جدول ۳-۴- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SBP-2	SBP-2core	SBP-2rim	SBP-2	SBP-2core	SBP-4rim	SBP-4	SBP-4core	SBP-4rim
SiO ₂	53.89	53.09	50.94	53.16	53.53	52.52	51.95	50.58	51.83
TiO ₂	0.41	0.00	0.16	0.40	0.00	0.72	1.03	0.00	0.80
Al ₂ O ₃	1.78	2.07	0.95	1.00	0.97	2.13	1.90	4.17	2.26
Cr ₂ O ₃	0.44	0.00	0.00	0.06	0.14	0.36	0.00	0.28	0.35
Fe ₂ O ₃	3.23	2.34	10.47	0.37	2.39	0.56	1.04	5.49	0.12
FeO	6.45	8.39	1.76	9.93	7.38	8.21	8.40	5.74	9.87
MnO	0.95	0.43	0.17	0.31	0.83	0.10	0.08	0.39	0.62
MgO	10.84	11.41	13.04	11.59	12.16	15.79	16.84	17.17	15.99
CaO	19.63	21.10	22.42	22.12	21.19	18.79	18.72	16.06	18.37
Na ₂ O	2.66	1.48	1.54	0.96	1.32	0.47	0.00	0.60	0.00
K ₂ O	0.14	0.13	0.00	0.00	0.22	0.15	0.00	0.10	0.05
NiO	0.17	0.03	0.00	0.25	0.17	0.31	0.59	0.08	0.00
TOTAL	100.43	100.43	101.46	99.90	100.14	99.79	99.96	100.58	100.26
Si	2.01	1.99	1.93	2.00	2.01	1.94	1.92	1.88	1.92
Fe(ii)	0.20	0.26	0.05	0.32	0.24	0.26	0.28	0.18	0.31
Fe(iii)	0.09	0.07	0.29	0.01	0.07	0.02	0.03	0.15	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02
Mn	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02
Mg	0.60	0.64	0.74	0.65	0.68	0.87	0.93	0.95	0.88
Ca	0.79	0.85	0.91	0.89	0.85	0.74	0.74	0.64	0.73
Na	0.19	0.11	0.11	0.07	0.10	0.03	0.00	0.04	0.00
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
AlIV	(0.01)	0.01	0.04	0.00	(0.01)	0.06	0.08	0.12	0.08
AlVI	0.09	0.08	0.00	0.04	0.05	0.04	0.00	0.06	0.02
Al Total	0.08	0.09	0.04	0.04	0.04	0.09	0.08	0.18	0.10
Ti+Cr	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03
Ca+Na	0.98	0.95	1.02	0.96	0.95	0.78	0.74	0.68	0.73
Na+AlIV	0.18	0.12	0.16	0.07	0.09	0.09	0.08	0.17	0.08
Fet/(Fet+Mg)	0.32	0.34	0.32	0.33	0.30	0.24	0.24	0.26	0.26
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.75	0.71	0.93	0.68	0.75	0.77	0.78	0.84	0.74
AlVI+2Ti+Cr	0.13	0.08	0.01	0.07	0.05	0.09	0.06	0.07	0.08
Ca/(Ca+Mg)	0.57	0.57	0.55	0.58	0.56	0.46	0.44	0.40	0.45

ادامه جدول ۳-۴- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SBP-4	SBP-4	SBP-4	SBP-4	SBP-4core	SBP-4rim	SBP-4	SBP-4	SBP-4
SiO2	52.55	51.14	51.63	50.88	52.52	51.60	52.33	52.23	52.66
TiO2	0.47	1.69	1.44	1.00	0.72	0.49	0.99	1.34	0.11
Al2O3	2.33	2.43	1.59	2.31	2.17	2.31	1.37	2.75	2.44
Cr2O3	0.39	0.59	0.21	0.74	0.12	0.30	0.07	0.13	0.24
Fe2O3	1.34	0.10	0.59	2.24	0.28	2.41	2.03	0.04	0.91
FeO	7.37	7.60	9.23	7.81	7.52	6.67	7.00	9.03	8.31
MnO	0.18	0.13	0.31	0.00	0.06	0.03	0.11	0.00	0.29
MgO	16.07	16.26	16.53	15.12	16.42	16.74	16.11	15.41	14.47
CaO	18.95	19.57	18.42	19.99	20.00	19.81	18.95	18.67	20.14
Na2O	0.53	0.00	0.00	0.19	0.18	0.02	0.56	0.70	0.61
K2O	0.05	0.13	0.06	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.17	0.49	0.24	0.00	0.13	0.13	0.79	0.00	0.00
TOTAL	100.23	99.64	100.00	100.43	100.00	100.39	99.53	100.30	100.20
Si	1.94	1.89	1.92	1.90	1.93	1.91	1.94	1.93	1.95
Fe(ii)	0.23	0.24	0.29	0.24	0.24	0.21	0.24	0.28	0.26
Fe(iii)	0.04	0.00	0.02	0.06	0.01	0.07	0.06	0.00	0.03
Cr	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Ti	0.01	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.88	0.90	0.92	0.84	0.90	0.92	0.89	0.85	0.80
Ca	0.75	0.78	0.73	0.80	0.79	0.79	0.75	0.74	0.80
Na	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.05	0.04
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
AlIV	0.06	0.11	0.07	0.10	0.07	0.09	0.06	0.07	0.05
AlVI	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.05	0.06
Al Total	0.10	0.11	0.07	0.10	0.09	0.10	0.06	0.12	0.11
Ti+Cr	0.02	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01
Ca+Na	0.79	0.78	0.73	0.81	0.80	0.79	0.79	0.79	0.84
Na+AlIV	0.10	0.11	0.07	0.11	0.08	0.09	0.10	0.12	0.09
Fet/(Fet+Mg)	0.23	0.21	0.25	0.27	0.21	0.23	0.23	0.25	0.26
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.80	0.79	0.76	0.78	0.80	0.82	0.80	0.75	0.76
AlVI+2Ti+Cr	0.08	0.11	0.09	0.08	0.07	0.05	0.06	0.12	0.07
Ca/(Ca+Mg)	0.46	0.46	0.44	0.49	0.47	0.46	0.46	0.47	0.50

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SBP-4core	SBP-4rim	SBP-4	SBP-4	SBP-4core	SSB-2rim	SSB-2	SSB-2core	SSB-2rim
SiO ₂	52.66	50.03	51.84	51.87	51.94	50.60	50.78	50.61	50.46
TiO ₂	1.18	1.66	0.30	0.91	0.74	1.96	1.33	1.50	2.03
Al ₂ O ₃	2.04	3.33	2.24	2.27	2.78	3.08	3.04	3.50	3.57
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.38	1.45	2.04	0.35	0.52	0.14	0.99	0.50	0.04
FeO	7.64	8.40	7.28	8.28	8.31	10.84	9.24	10.76	10.56
MnO	0.45	0.02	0.46	0.23	0.53	0.75	0.22	0.16	0.19
MgO	17.17	16.20	16.86	16.67	17.12	15.70	15.44	13.76	14.19
CaO	18.51	18.75	19.08	19.21	18.27	17.07	18.68	19.20	18.15
Na ₂ O	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.16	0.39	0.51
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.21
TOTAL	100.39	99.84	100.09	99.78	100.23	100.32	99.96	100.39	99.81
Si	1.93	1.87	1.92	1.92	1.91	1.88	1.89	1.89	1.88
Fe(ii)	0.23	0.26	0.22	0.26	0.26	0.34	0.29	0.34	0.33
Fe(iii)	0.01	0.04	0.06	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.03	0.05	0.01	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.06
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Mg	0.94	0.90	0.93	0.92	0.94	0.87	0.86	0.77	0.79
Ca	0.73	0.75	0.76	0.76	0.72	0.68	0.75	0.77	0.73
Na	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
AlIV	0.07	0.13	0.08	0.08	0.09	0.12	0.11	0.11	0.12
AlVI	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04
Al Total	0.09	0.15	0.10	0.10	0.12	0.14	0.13	0.15	0.16
Ti+Cr	0.03	0.05	0.01	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.06
Ca+Na	0.75	0.75	0.76	0.76	0.72	0.69	0.76	0.80	0.76
Na+AlIV	0.09	0.13	0.08	0.08	0.09	0.13	0.12	0.14	0.15
Fet/(Fet+Mg)	0.21	0.25	0.23	0.22	0.22	0.28	0.27	0.31	0.30
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.80	0.78	0.81	0.78	0.79	0.72	0.75	0.70	0.71
AlVI+2Ti+Cr	0.09	0.11	0.04	0.07	0.08	0.13	0.10	0.13	0.16
Ca/(Ca+Mg)	0.44	0.45	0.45	0.45	0.43	0.44	0.47	0.50	0.48

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SSB-2	SSB-2core	SSB-2rim	SSB-2	SSB-2core	SSB-2rim	SSB-2	SSB-2core	SSB-2rim
SiO ₂	49.80	50.02	46.26	50.10	50.29	50.72	50.60	50.64	49.72
TiO ₂	2.01	1.85	0.92	1.82	1.50	1.64	1.69	1.35	2.09
Al ₂ O ₃	3.82	3.33	8.54	3.95	3.60	2.63	2.79	3.46	3.82
Cr ₂ O ₃	0.08	0.42	0.42	0.00	0.29	0.04	0.14	0.00	0.12
Fe ₂ O ₃	0.01	0.71	5.34	0.10	1.67	1.62	0.18	0.94	0.52
FeO	10.77	9.88	12.39	11.54	9.48	8.92	10.32	9.04	10.18
MnO	0.40	0.10	0.15	0.50	0.43	0.33	0.29	0.26	0.20
MgO	14.64	13.27	16.85	15.23	15.42	15.16	14.58	15.51	14.87
CaO	18.68	19.80	8.47	16.64	17.11	19.11	18.91	18.27	18.07
Na ₂ O	0.03	0.46	0.40	0.22	0.37	0.29	0.24	0.30	0.28
K ₂ O	0.00	0.06	0.24	0.00	0.12	0.00	0.02	0.00	0.00
NiO	0.00	0.17	0.15	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01
TOTAL	100.25	99.89	99.97	100.11	100.29	100.47	99.77	99.77	99.86
Si	1.86	1.88	1.75	1.87	1.88	1.89	1.90	1.89	1.86
Fe(ii)	0.34	0.32	0.39	0.36	0.30	0.28	0.32	0.28	0.32
Fe(iii)	0.00	0.02	0.15	0.00	0.05	0.05	0.01	0.03	0.01
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.06	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06
Mn	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.82	0.74	0.95	0.85	0.86	0.84	0.81	0.86	0.83
Ca	0.75	0.80	0.34	0.67	0.68	0.76	0.76	0.73	0.72
Na	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.14	0.12	0.25	0.13	0.12	0.11	0.10	0.11	0.14
AlVI	0.03	0.03	0.13	0.04	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03
Al Total	0.17	0.15	0.38	0.17	0.16	0.12	0.12	0.15	0.17
Ti+Cr	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06
Ca+Na	0.75	0.83	0.37	0.68	0.71	0.78	0.78	0.75	0.74
Na+AlIV	0.14	0.15	0.28	0.15	0.15	0.13	0.12	0.13	0.16
Fet/(Fet+Mg)	0.29	0.31	0.36	0.30	0.28	0.28	0.29	0.26	0.29
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.71	0.71	0.71	0.70	0.74	0.75	0.72	0.75	0.72
AlVI+2Ti+Cr	0.14	0.14	0.19	0.14	0.13	0.10	0.12	0.12	0.15
Ca/(Ca+Mg)	0.48	0.52	0.27	0.44	0.44	0.48	0.48	0.46	0.47

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SSB-2	SSB-2core	SSB-2core	SSB-2	SSB-2rim	SSB-2rim	SSB-2	SSB-2core	SSB-4rim
SiO ₂	50.28	50.29	50.15	49.98	42.64	50.55	50.70	50.01	51.99
TiO ₂	1.86	1.81	1.81	1.99	0.68	1.63	1.51	1.74	1.30
Al ₂ O ₃	3.55	3.66	3.95	3.37	11.00	3.05	3.03	3.26	2.24
Cr ₂ O ₃	0.14	0.16	0.18	0.15	0.13	0.00	0.04	0.25	0.00
Fe ₂ O ₃	0.13	0.26	0.30	1.23	10.22	0.77	0.32	0.52	0.06
FeO	10.79	10.60	11.29	9.48	13.46	10.46	10.49	10.84	9.86
MnO	0.30	0.37	0.48	0.41	0.15	0.14	0.12	0.31	0.39
MgO	15.15	15.12	15.16	15.13	16.30	14.82	15.57	14.95	14.89
CaO	17.86	17.63	16.59	17.68	5.88	17.86	17.79	17.64	18.76
Na ₂ O	0.17	0.25	0.29	0.44	0.19	0.37	0.17	0.18	0.51
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.01	0.15	0.09	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.19	0.00	0.06	0.00	0.00	0.15	0.16
TOTAL	100.23	100.18	100.21	99.86	100.79	99.77	99.74	99.70	99.98
Si	1.87	1.87	1.87	1.87	1.64	1.89	1.89	1.88	1.93
Fe(ii)	0.34	0.33	0.36	0.30	0.42	0.33	0.33	0.34	0.31
Fe(iii)	0.00	0.01	0.01	0.03	0.29	0.02	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.05	0.05	0.05	0.06	0.02	0.05	0.04	0.05	0.04
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.84	0.84	0.84	0.84	0.94	0.83	0.87	0.84	0.82
Ca	0.71	0.70	0.66	0.71	0.24	0.72	0.71	0.71	0.75
Na	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.13	0.13	0.13	0.13	0.36	0.11	0.11	0.12	0.07
AlVI	0.03	0.03	0.04	0.02	0.14	0.03	0.03	0.02	0.03
Al Total	0.16	0.16	0.17	0.15	0.50	0.13	0.13	0.14	0.10
Ti+Cr	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.05	0.04	0.06	0.04
Ca+Na	0.73	0.72	0.68	0.74	0.26	0.74	0.72	0.72	0.78
Na+AlIV	0.14	0.14	0.15	0.16	0.37	0.13	0.12	0.14	0.10
Fet/(Fet+Mg)	0.29	0.29	0.30	0.28	0.43	0.30	0.28	0.30	0.27
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.71	0.72	0.71	0.74	0.69	0.72	0.73	0.71	0.73
AlVI+2Ti+Cr	0.14	0.14	0.15	0.14	0.18	0.12	0.11	0.13	0.10
Ca/(Ca+Mg)	0.46	0.46	0.44	0.46	0.21	0.46	0.45	0.46	0.48

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SSB-4	SSB-4core	SSB-4rim	SSB-4	SSB-4core	SSB-4	SSB-4rim	SSB-4	SSB-4
SiO ₂	51.88	52.01	51.69	52.39	49.86	50.68	52.42	49.34	49.94
TiO ₂	1.22	1.14	1.35	0.62	0.43	0.68	1.15	0.59	0.46
Al ₂ O ₃	2.09	2.21	2.37	1.63	5.79	4.61	2.04	5.38	4.60
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.06	0.05
Fe ₂ O ₃	0.24	0.14	0.19	1.22	0.72	0.00	0.33	0.14	2.46
FeO	9.92	9.30	10.09	9.63	12.60	12.94	9.11	12.55	11.93
MnO	0.34	0.06	0.28	0.24	0.17	0.40	0.35	0.45	0.21
MgO	15.52	15.91	16.36	16.37	16.17	14.98	15.36	11.76	14.38
CaO	18.36	19.11	17.45	17.67	14.17	15.74	19.07	19.31	15.76
Na ₂ O	0.28	0.19	0.21	0.31	0.05	0.21	0.53	0.17	0.43
K ₂ O	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.20	0.15	0.16	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
TOTAL	99.91	100.07	99.99	100.08	100.13	100.23	100.36	99.75	100.23
Si	1.93	1.93	1.92	1.95	1.85	1.89	1.94	1.87	1.88
Fe(ii)	0.31	0.29	0.32	0.30	0.39	0.40	0.28	0.40	0.38
Fe(iii)	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.86	0.88	0.90	0.91	0.90	0.83	0.85	0.66	0.81
Ca	0.73	0.76	0.69	0.70	0.56	0.63	0.76	0.78	0.63
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.01	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
AlIV	0.07	0.07	0.08	0.05	0.15	0.11	0.06	0.13	0.12
AlVI	0.02	0.02	0.02	0.02	0.11	0.09	0.03	0.11	0.08
Al Total	0.09	0.10	0.10	0.07	0.25	0.20	0.09	0.24	0.20
Ti+Cr	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Ca+Na	0.75	0.77	0.71	0.73	0.57	0.64	0.79	0.80	0.67
Na+AlIV	0.09	0.09	0.10	0.08	0.15	0.13	0.10	0.14	0.15
Fet/(Fet+Mg)	0.27	0.25	0.26	0.27	0.31	0.33	0.26	0.38	0.35
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.74	0.75	0.74	0.75	0.70	0.67	0.75	0.63	0.68
AlVI+2Ti+Cr	0.09	0.09	0.10	0.05	0.14	0.13	0.09	0.14	0.11
Ca/(Ca+Mg)	0.46	0.46	0.43	0.44	0.39	0.43	0.47	0.54	0.44

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SSB-4	SSB-4core	SSB-4rim	SSB-4	SSB-4core	SSB-4rim	SSB-4	SSB-4core	SSB-4rim
SiO ₂	50.86	52.06	50.75	48.63	49.81	52.44	51.62	52.60	51.83
TiO ₂	0.80	0.86	0.80	0.51	0.54	0.66	1.05	0.69	1.39
Al ₂ O ₃	4.51	1.94	3.19	6.40	6.70	2.05	1.82	1.82	2.70
Cr ₂ O ₃	0.00	0.14	0.11	0.07	0.09	0.27	0.10	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.59	1.05	0.82	3.36	0.12	0.11	0.11	0.00	0.27
FeO	11.14	9.47	10.94	12.67	14.66	10.50	10.35	10.24	8.46
MnO	0.06	0.00	0.34	0.26	0.13	0.15	0.64	0.30	0.05
MgO	15.49	15.40	14.38	15.58	15.94	15.68	16.03	15.18	16.13
CaO	16.29	18.90	18.21	12.27	11.69	18.21	17.87	18.82	18.43
Na ₂ O	0.39	0.40	0.16	0.42	0.35	0.29	0.01	0.38	0.40
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06
NiO	0.05	0.00	0.44	0.24	0.23	0.00	0.13	0.04	0.30
TOTAL	100.13	100.23	99.68	100.18	100.03	100.36	99.61	100.04	99.75
Si	1.89	1.94	1.90	1.83	1.85	1.94	1.93	1.95	1.92
Fe(ii)	0.35	0.29	0.36	0.40	0.46	0.33	0.33	0.32	0.27
Fe(iii)	0.02	0.03	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Mg	0.86	0.85	0.80	0.87	0.88	0.87	0.89	0.84	0.89
Ca	0.65	0.75	0.73	0.49	0.46	0.72	0.72	0.75	0.73
Na	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
AlIV	0.11	0.06	0.10	0.17	0.15	0.06	0.07	0.05	0.08
AlVI	0.08	0.02	0.04	0.11	0.14	0.03	0.01	0.03	0.03
Al Total	0.20	0.09	0.14	0.28	0.29	0.09	0.08	0.08	0.12
Ti+Cr	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04
Ca+Na	0.68	0.78	0.74	0.52	0.49	0.74	0.72	0.78	0.76
Na+AlIV	0.14	0.09	0.11	0.20	0.18	0.08	0.07	0.07	0.11
Fet/(Fet+Mg)	0.30	0.27	0.31	0.36	0.34	0.27	0.27	0.27	0.23
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.71	0.74	0.70	0.69	0.66	0.73	0.73	0.73	0.77
AlVI+2Ti+Cr	0.13	0.07	0.09	0.14	0.17	0.08	0.07	0.07	0.11
Ca/(Ca+Mg)	0.43	0.47	0.48	0.36	0.35	0.45	0.44	0.47	0.45

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	SSB-4	SSB-4core	SSB-4rim	SSB-4	SSB-4core	SSB-4rim	SSB-4	SSB-4core	VRZ-3rim
SiO ₂	51.93	51.99	52.83	52.25	51.63	49.12	44.49	51.49	50.17
TiO ₂	1.37	1.15	0.53	0.90	1.00	0.50	0.14	0.61	2.26
Al ₂ O ₃	2.73	2.58	1.48	2.96	2.77	5.47	11.86	2.03	3.80
Cr ₂ O ₃	0.17	0.15	0.30	0.00	0.14	0.45	0.49	0.24	0.59
Fe ₂ O ₃	0.10	1.14	0.88	0.67	0.44	2.19	7.20	2.62	0.03
FeO	8.79	7.09	7.97	8.21	8.62	11.88	11.83	6.22	11.41
MnO	0.09	0.45	0.19	0.00	0.02	0.25	0.00	0.10	0.38
MgO	16.58	16.20	17.22	15.12	16.75	15.42	19.42	15.62	14.89
CaO	17.98	18.33	18.65	19.43	18.85	14.20	5.27	20.77	15.88
Na ₂ O	0.39	0.59	0.10	0.68	0.00	0.25	0.00	0.20	0.72
K ₂ O	0.01	0.08	0.14	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00
NiO	0.00	0.34	0.00	0.07	0.00	0.16	0.13	0.21	0.00
TOTAL	100.13	99.75	100.29	100.22	100.21	99.75	100.70	99.96	100.12
Si	1.91	1.92	1.95	1.93	1.91	1.85	1.66	1.92	1.87
Fe(ii)	0.27	0.23	0.25	0.26	0.27	0.38	0.37	0.20	0.36
Fe(iii)	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.06	0.20	0.07	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
Ti	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.06
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.91	0.89	0.95	0.83	0.92	0.86	1.08	0.87	0.83
Ca	0.71	0.73	0.74	0.77	0.75	0.57	0.21	0.83	0.63
Na	0.03	0.04	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.05
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
AlIV	0.09	0.08	0.05	0.07	0.09	0.15	0.34	0.08	0.13
AlVI	0.03	0.03	0.01	0.06	0.03	0.09	0.18	0.01	0.04
Al Total	0.12	0.11	0.06	0.13	0.12	0.24	0.52	0.09	0.17
Ti+Cr	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.08
Ca+Na	0.74	0.77	0.74	0.82	0.75	0.59	0.21	0.84	0.69
Na+AlIV	0.11	0.12	0.06	0.12	0.09	0.17	0.34	0.10	0.18
Fet/(Fet+Mg)	0.23	0.22	0.22	0.25	0.23	0.33	0.34	0.23	0.30
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.77	0.80	0.79	0.77	0.78	0.70	0.75	0.82	0.70
AlVI+2Ti+Cr	0.11	0.10	0.05	0.11	0.09	0.13	0.20	0.05	0.18
Ca/(Ca+Mg)	0.44	0.45	0.44	0.48	0.45	0.40	0.16	0.49	0.43

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-3	VRZ-3core	VRZ-3rim	VRZ-3	VRZ-3core	VRZ-3rim	VRZ-3	VRZ-3core	VRZ-3rim
SiO ₂	49.66	50.46	52.50	49.68	49.88	49.72	51.87	51.92	52.06
TiO ₂	2.13	2.04	0.80	2.30	1.31	2.46	1.01	0.80	0.93
Al ₂ O ₃	3.45	3.52	1.97	2.34	3.05	3.33	1.52	2.08	2.89
Cr ₂ O ₃	0.60	0.00	0.00	0.70	0.95	0.54	0.04	0.09	0.36
Fe ₂ O ₃	2.52	0.04	0.20	1.97	0.77	0.69	1.25	0.35	1.02
FeO	7.07	9.60	10.90	8.00	10.11	10.17	9.50	10.48	8.21
MnO	0.12	0.46	0.00	0.52	0.53	0.08	0.22	0.73	0.00
MgO	14.71	14.08	15.98	14.66	14.01	14.20	16.75	15.50	15.48
CaO	19.49	19.00	17.16	19.45	18.59	18.17	18.22	17.05	18.51
Na ₂ O	0.57	0.47	0.46	0.41	0.01	0.55	0.00	0.30	0.73
K ₂ O	0.09	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.11	0.06
NiO	0.00	0.50	0.00	0.00	0.60	0.30	0.00	0.42	0.00
TOTAL	100.40	99.67	99.95	100.04	99.46	99.89	100.37	99.41	100.24
Si	1.85	1.88	1.95	1.87	1.88	1.86	1.93	1.94	1.92
Fe(ii)	0.22	0.30	0.34	0.25	0.34	0.33	0.29	0.34	0.25
Fe(iii)	0.07	0.00	0.01	0.06	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03
Cr	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01
Ti	0.06	0.06	0.02	0.07	0.04	0.07	0.03	0.02	0.03
Mn	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00
Mg	0.82	0.78	0.88	0.82	0.79	0.79	0.93	0.86	0.85
Ca	0.78	0.76	0.68	0.78	0.75	0.73	0.73	0.68	0.73
Na	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
AlIV	0.15	0.12	0.05	0.10	0.12	0.14	0.07	0.06	0.08
AlVI	0.01	0.04	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.05
Al Total	0.15	0.15	0.09	0.10	0.14	0.15	0.07	0.09	0.13
Ti+Cr	0.08	0.06	0.02	0.09	0.07	0.09	0.03	0.03	0.04
Ca+Na	0.82	0.79	0.72	0.81	0.75	0.77	0.73	0.70	0.79
Na+AlIV	0.19	0.15	0.08	0.13	0.12	0.18	0.07	0.08	0.13
Fet/(Fet+Mg)	0.26	0.28	0.28	0.27	0.30	0.30	0.26	0.28	0.25
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.79	0.72	0.72	0.77	0.71	0.71	0.76	0.73	0.77
AlVI+2Ti+Cr	0.14	0.15	0.08	0.15	0.12	0.16	0.06	0.08	0.11
Ca/(Ca+Mg)	0.49	0.49	0.44	0.49	0.49	0.48	0.44	0.44	0.46

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-3core	VRZ-3rim	VRZ-3core	VRZ-3rim	VRZ-3core	VRZ-3	VRZ-3	VRZ-3	VRZ-3
SiO ₂	51.03	49.63	50.47	48.37	51.08	50.70	48.80	49.29	49.47
TiO ₂	1.60	1.54	2.26	1.26	0.98	1.70	1.36	1.83	1.21
Al ₂ O ₃	2.00	3.47	2.72	5.83	4.19	2.56	5.77	4.17	3.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.37	0.44	0.30
Fe ₂ O ₃	3.38	2.24	0.60	0.12	2.43	0.18	1.28	0.62	2.58
FeO	7.31	7.53	9.05	15.93	8.43	9.22	13.10	8.69	9.09
MnO	0.08	0.47	0.55	0.57	0.00	0.18	0.57	0.00	0.00
MgO	14.41	15.74	15.20	12.27	15.66	15.17	15.33	14.33	15.04
CaO	19.86	18.67	17.75	15.74	16.11	20.01	13.24	20.45	19.00
Na ₂ O	0.79	0.00	0.54	0.09	1.07	0.00	0.05	0.03	0.00
K ₂ O	0.09	0.09	0.05	0.00	0.00	0.02	0.45	0.00	0.00
NiO	0.00	0.50	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.55	99.38	99.54	100.18	99.95	99.75	100.32	99.84	100.59
Si	1.91	1.86	1.89	1.84	1.90	1.89	1.83	1.85	1.85
Fe(ii)	0.23	0.25	0.29	0.51	0.26	0.29	0.41	0.27	0.28
Fe(iii)	0.09	0.06	0.02	0.00	0.07	0.01	0.04	0.02	0.07
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ti	0.05	0.04	0.06	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03
Mn	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
Mg	0.80	0.88	0.85	0.69	0.87	0.85	0.86	0.80	0.84
Ca	0.80	0.75	0.71	0.64	0.64	0.80	0.53	0.82	0.76
Na	0.06	0.00	0.04	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.09	0.14	0.11	0.16	0.10	0.11	0.17	0.15	0.15
AlVI	0.00	0.01	0.01	0.10	0.08	0.01	0.08	0.03	0.02
Al Total	0.09	0.15	0.12	0.26	0.18	0.11	0.25	0.18	0.17
Ti+Cr	0.05	0.04	0.07	0.04	0.03	0.05	0.05	0.06	0.04
Ca+Na	0.85	0.75	0.75	0.65	0.72	0.80	0.54	0.82	0.76
Na+AlIV	0.15	0.14	0.15	0.17	0.18	0.11	0.17	0.16	0.15
Fet/(Fet+Mg)	0.29	0.25	0.26	0.42	0.27	0.26	0.34	0.27	0.30
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.78	0.79	0.75	0.58	0.77	0.75	0.68	0.75	0.75
AlVI+2Ti+Cr	0.09	0.10	0.14	0.17	0.14	0.10	0.17	0.15	0.10
Ca/(Ca+Mg)	0.50	0.46	0.46	0.48	0.43	0.49	0.38	0.51	0.48

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-3rim	VRZ-3	VRZ-3core	VRZ-3rim	VRZ-3core	VRZ-9core	VRZ-9	VRZ-9rim	VRZ-9rim
SiO ₂	50.99	50.74	43.68	51.43	52.26	50.95	52.48	51.93	50.61
TiO ₂	2.07	1.38	0.62	0.75	0.32	0.93	0.31	1.90	2.03
Al ₂ O ₃	2.67	3.19	9.60	2.43	1.81	2.04	0.88	1.69	3.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50
Fe ₂ O ₃	0.53	0.02	12.78	0.00	1.10	1.53	1.24	0.00	0.41
FeO	8.42	9.54	8.41	11.83	8.74	10.68	10.14	9.92	11.09
MnO	0.31	0.13	0.20	0.54	0.80	1.25	0.82	0.34	0.13
MgO	15.05	13.61	16.05	15.69	16.14	14.61	16.81	15.49	14.07
CaO	18.89	20.85	8.80	16.85	19.09	18.18	17.05	18.20	17.63
Na ₂ O	0.55	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.75
K ₂ O	0.17	0.30	0.08	0.08	0.00	0.16	0.00	0.45	0.00
NiO	0.00	0.34	0.44	0.00	0.00	0.00	0.25	0.19	0.00
TOTAL	99.65	99.77	101.00	99.62	100.26	100.33	99.74	100.13	100.23
Si	1.90	1.90	1.67	1.93	1.94	1.92	1.96	1.93	1.89
Fe(ii)	0.26	0.30	0.28	0.37	0.27	0.34	0.32	0.31	0.35
Fe(iii)	0.01	0.00	0.36	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.06	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.05	0.06
Mn	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.00
Mg	0.84	0.76	0.92	0.88	0.89	0.82	0.94	0.86	0.78
Ca	0.76	0.84	0.36	0.68	0.76	0.73	0.68	0.72	0.71
Na	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
AlIV	0.10	0.10	0.33	0.07	0.06	0.08	0.04	0.07	0.11
AlVI	0.02	0.04	0.11	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02
Al Total	0.12	0.14	0.43	0.11	0.08	0.09	0.04	0.07	0.13
Ti+Cr	0.06	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.05	0.07
Ca+Na	0.79	0.84	0.42	0.68	0.76	0.73	0.68	0.74	0.76
Na+AlIV	0.14	0.10	0.38	0.07	0.06	0.08	0.04	0.09	0.16
Fet/(Fet+Mg)	0.25	0.28	0.40	0.30	0.25	0.32	0.27	0.26	0.31
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.76	0.72	0.78	0.70	0.77	0.71	0.75	0.74	0.69
AlVI+2Ti+Cr	0.14	0.12	0.14	0.08	0.04	0.06	0.02	0.11	0.15
Ca/(Ca+Mg)	0.47	0.52	0.28	0.44	0.46	0.47	0.42	0.46	0.47

ادامه جدول ۳-۴- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-9	VRZ-9core	VRZ-9rim	VRZ-9	VRZ-9core	VRZ-9rim	VRZ-9	VRZ-9core	VRZ-9rim
SiO ₂	50.58	51.39	52.71	52.21	49.47	49.52	49.68	49.39	50.53
TiO ₂	0.94	0.68	0.31	0.58	0.19	2.37	1.65	1.76	1.45
Al ₂ O ₃	2.80	3.24	0.66	1.83	2.67	3.12	3.70	6.36	3.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.35	0.29	0.59	0.42	0.42	0.44	0.00	0.83
Fe ₂ O ₃	3.29	2.17	1.52	0.67	10.82	0.15	0.05	0.19	0.29
FeO	8.85	7.74	9.86	8.82	0.28	11.45	11.87	9.46	10.22
MnO	0.57	0.03	0.00	0.24	0.00	0.07	0.35	0.05	0.22
MgO	15.07	16.71	17.48	15.91	15.04	13.14	14.14	16.20	14.01
CaO	18.29	17.53	16.90	18.70	20.79	19.23	17.56	16.16	18.32
Na ₂ O	0.34	0.44	0.00	0.25	1.09	0.00	0.00	0.28	0.56
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.26	0.08	0.08
NiO	0.00	0.00	0.65	0.41	0.58	0.00	0.19	0.02	0.00
TOTAL	100.74	100.29	99.73	99.79	100.78	100.06	99.71	99.93	99.78
Si	1.89	1.90	1.96	1.94	1.87	1.87	1.87	1.82	1.89
Fe(ii)	0.27	0.24	0.33	0.29	0.03	0.36	0.38	0.29	0.32
Fe(iii)	0.09	0.06	0.04	0.02	0.30	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
Ti	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.07	0.05	0.05	0.04
Mn	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Mg	0.84	0.92	0.97	0.88	0.85	0.74	0.79	0.89	0.78
Ca	0.73	0.69	0.67	0.74	0.84	0.78	0.71	0.64	0.74
Na	0.02	0.03	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.02	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
AlIV	0.11	0.10	0.03	0.06	0.12	0.13	0.13	0.18	0.11
AlVI	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.10	0.04
Al Total	0.12	0.14	0.03	0.08	0.12	0.14	0.16	0.28	0.14
Ti+Cr	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.08	0.06	0.05	0.07
Ca+Na	0.76	0.73	0.67	0.76	0.92	0.78	0.71	0.66	0.78
Na+AlIV	0.13	0.13	0.03	0.08	0.20	0.13	0.13	0.20	0.15
Fet/(Fet+Mg)	0.30	0.24	0.26	0.25	0.27	0.33	0.32	0.25	0.30
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.75	0.79	0.76	0.76	0.99	0.67	0.68	0.75	0.71
AlVI+2Ti+Cr	0.07	0.09	0.03	0.07	0.02	0.16	0.14	0.20	0.15
Ca/(Ca+Mg)	0.47	0.43	0.41	0.46	0.50	0.51	0.47	0.42	0.48

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-9	VRZ-9core	VRZ-9	VRZ-9	VRZ-9rim	VRZ-9	VRZ-9core	VRZ-9rim	VRZ-9
SiO ₂	52.48	50.50	51.68	49.93	48.15	49.31	49.20	43.98	49.62
TiO ₂	1.26	1.60	0.84	1.74	2.66	1.75	1.18	0.81	2.19
Al ₂ O ₃	1.77	2.98	2.21	2.55	3.73	3.72	2.71	5.05	3.28
Cr ₂ O ₃	0.20	0.00	0.15	0.89	0.00	0.30	0.12	1.03	0.00
Fe ₂ O ₃	1.65	0.12	0.00	0.92	4.10	4.14	6.63	20.00	0.01
FeO	8.85	10.26	13.61	11.92	8.35	8.06	5.44	(5.45)	11.49
MnO	0.00	0.00	0.51	0.00	0.44	0.09	0.23	1.02	0.61
MgO	16.18	15.73	15.87	15.54	15.28	15.71	15.65	15.85	13.54
CaO	16.30	18.00	14.67	16.90	16.69	16.53	19.40	18.09	19.29
Na ₂ O	1.15	0.00	0.00	0.00	0.40	0.67	0.29	1.33	0.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.32	0.00	0.20	0.00	0.04	0.00	0.00
NiO	0.00	0.49	0.37	0.00	0.12	0.11	0.00	0.16	0.01
TOTAL	99.82	99.19	99.86	100.38	99.99	100.27	100.89	101.69	100.10
Si	1.95	1.89	1.93	1.87	1.82	1.85	1.85	1.70	1.87
Fe(ii)	0.27	0.33	0.43	0.37	0.27	0.25	0.17	0.00	0.36
Fe(iii)	0.05	0.00	0.00	0.03	0.12	0.12	0.19	0.56	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
Ti	0.04	0.05	0.02	0.05	0.08	0.05	0.03	0.02	0.06
Mn	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02
Mg	0.90	0.88	0.88	0.87	0.86	0.88	0.88	0.91	0.76
Ca	0.65	0.72	0.59	0.68	0.68	0.66	0.78	0.75	0.78
Na	0.08	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.02	0.10	0.01
K	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.05	0.11	0.07	0.11	0.17	0.15	0.12	0.23	0.13
AlVI	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al Total	0.08	0.13	0.10	0.11	0.17	0.16	0.12	0.23	0.15
Ti+Cr	0.04	0.05	0.03	0.08	0.08	0.06	0.04	0.05	0.06
Ca+Na	0.73	0.72	0.59	0.68	0.71	0.71	0.80	0.85	0.78
Na+AlIV	0.13	0.11	0.07	0.11	0.20	0.20	0.14	0.33	0.14
Fet/(Fet+Mg)	0.26	0.27	0.32	0.31	0.30	0.29	0.29	0.30	0.32
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.77	0.73	0.68	0.70	0.77	0.78	0.84	1.23	0.68
AlVI+2Ti+Cr	0.10	0.11	0.08	0.12	0.15	0.12	0.07	0.08	0.14
Ca/(Ca+Mg)	0.42	0.45	0.40	0.44	0.44	0.43	0.47	0.45	0.51

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کالینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-9core	VRZ-12rim	VRZ-12	VRZ-12core	VRZ-12rim	VRZ-12	VRZ-12core	VRZ-12rim	VRZ-12
SiO ₂	48.77	49.09	48.99	49.32	48.33	48.52	49.58	48.97	51.11
TiO ₂	1.88	0.97	1.60	1.37	2.24	1.39	1.72	0.00	1.40
Al ₂ O ₃	4.15	7.76	6.79	6.91	6.10	6.12	6.32	6.81	3.51
Cr ₂ O ₃	0.00	0.47	1.14	0.02	0.60	0.53	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.20	0.00	0.16	0.08	0.07	3.99	0.98	6.94	0.25
FeO	12.33	4.02	4.47	5.85	5.87	3.41	5.86	0.37	5.56
MnO	0.00	0.15	0.00	0.71	0.26	0.22	0.14	0.00	0.44
MgO	11.80	14.78	14.32	14.08	13.38	14.34	13.71	15.76	15.54
CaO	18.48	21.65	21.36	20.56	22.44	21.00	21.61	20.95	22.39
Na ₂ O	0.35	0.06	0.47	0.21	0.12	0.58	0.47	0.57	0.00
K ₂ O	0.16	0.15	0.00	0.34	0.11	0.00	0.18	0.00	0.00
NiO	0.92	0.60	0.52	0.21	0.17	0.49	0.00	0.64	0.00
TOTAL	99.11	99.11	99.30	99.44	99.51	100.12	100.57	100.38	100.20
Si	1.86	1.80	1.81	1.83	1.80	1.80	1.83	1.81	1.88
Fe(ii)	0.42	0.12	0.14	0.18	0.18	0.12	0.18	0.03	0.17
Fe(iii)	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.03	0.19	0.01
Cr	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Ti	0.05	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.00	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.67	0.81	0.79	0.78	0.74	0.79	0.75	0.87	0.85
Ca	0.75	0.85	0.84	0.82	0.90	0.84	0.85	0.83	0.88
Na	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.04	0.00
K	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00
AlIV	0.14	0.20	0.19	0.17	0.20	0.20	0.17	0.19	0.12
AlVI	0.04	0.14	0.10	0.13	0.07	0.07	0.10	0.10	0.03
Al Total	0.19	0.34	0.30	0.30	0.27	0.27	0.27	0.30	0.15
Ti+Cr	0.05	0.04	0.08	0.04	0.08	0.05	0.05	0.00	0.04
Ca+Na	0.78	0.86	0.88	0.83	0.90	0.88	0.89	0.87	0.88
Na+AlIV	0.17	0.20	0.23	0.19	0.21	0.24	0.21	0.23	0.12
Fet/(Fet+Mg)	0.39	0.13	0.15	0.19	0.20	0.21	0.22	0.19	0.17
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.63	0.87	0.85	0.81	0.80	0.88	0.81	0.99	0.83
AlVI+2Ti+Cr	0.15	0.21	0.22	0.20	0.21	0.16	0.20	0.10	0.11
Ca/(Ca+Mg)	0.53	0.51	0.52	0.51	0.55	0.51	0.53	0.49	0.51

ادامه جدول ۴-۳- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیکس‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-12rim	VRZ-12core	VRZ-12rim	VRZ-12	VRZ-12	VRZ-12	VRZ-12core	VRZ-12rim	VRZ-12
SiO ₂	48.77	51.45	50.26	46.28	48.85	49.95	49.54	50.67	51.78
TiO ₂	1.88	0.62	0.22	0.96	1.31	1.82	1.40	1.45	0.22
Al ₂ O ₃	6.42	3.35	5.59	7.38	5.81	6.04	6.66	5.54	4.30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.46	0.00	0.00	0.84	0.00	0.17
Fe ₂ O ₃	0.00	4.13	4.09	8.06	2.90	0.00	0.00	0.63	0.93
FeO	6.17	1.85	4.57	(1.39)	4.00	7.19	3.87	4.33	4.55
MnO	0.00	0.51	0.00	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	13.31	16.22	15.26	13.33	15.09	14.13	14.33	14.72	15.08
CaO	23.45	21.26	20.06	23.24	22.10	20.27	20.68	22.40	22.30
Na ₂ O	0.00	0.77	0.61	0.49	0.08	0.57	0.57	0.56	0.26
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.31	0.00	0.02	0.00	0.01	0.29
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.34	0.00	0.00
TOTAL	100.02	100.14	100.65	100.93	100.13	99.98	97.88	100.31	99.88
Si	1.81	1.90	1.86	1.74	1.81	1.84	1.83	1.85	1.91
Fe(ii)	0.19	0.06	0.14	0.00	0.12	0.22	0.12	0.13	0.14
Fe(iii)	0.00	0.11	0.11	0.22	0.08	0.00	0.00	0.02	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Ti	0.05	0.02	0.01	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.01
Mn	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.74	0.89	0.84	0.75	0.83	0.78	0.79	0.80	0.83
Ca	0.93	0.84	0.79	0.93	0.88	0.80	0.82	0.88	0.88
Na	0.00	0.06	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.04	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
AlIV	0.19	0.10	0.14	0.26	0.19	0.16	0.17	0.15	0.09
AlVI	0.09	0.04	0.10	0.06	0.07	0.10	0.12	0.09	0.09
Al Total	0.28	0.15	0.24	0.33	0.25	0.26	0.29	0.24	0.19
Ti+Cr	0.05	0.02	0.01	0.07	0.04	0.05	0.06	0.04	0.01
Ca+Na	0.93	0.90	0.84	0.97	0.88	0.84	0.86	0.92	0.90
Na+AlIV	0.19	0.16	0.19	0.30	0.19	0.20	0.21	0.18	0.11
Fet/(Fet+Mg)	0.21	0.16	0.23	0.19	0.20	0.22	0.13	0.16	0.17
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.79	0.94	0.86	1.06	0.87	0.78	0.87	0.86	0.86
AlVI+2Ti+Cr	0.19	0.08	0.11	0.16	0.14	0.21	0.22	0.17	0.11
Ca/(Ca+Mg)	0.56	0.49	0.49	0.56	0.51	0.51	0.51	0.52	0.52

ادامه جدول ۳-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-12core	VRZ-12rim	VRZ-12	VRZ-12core	VRZ-14	VRZ-14	VRZ-14rim	VRZ-14	VRZ-14
SiO ₂	49.06	48.92	48.64	48.23	51.04	47.65	48.04	48.98	51.23
TiO ₂	1.92	1.71	1.64	2.35	0.09	1.49	2.35	2.42	1.55
Al ₂ O ₃	6.26	6.78	5.40	6.36	3.40	4.87	1.14	1.40	3.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.25	0.00
Fe ₂ O ₃	0.86	0.08	6.30	1.32	6.62	9.38	9.51	4.78	0.98
FeO	5.43	5.31	0.09	6.59	4.18	4.26	2.00	6.81	8.39
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	1.18	0.59	1.03
MgO	14.36	12.96	14.58	12.96	18.11	17.96	18.86	18.00	17.31
CaO	21.85	23.09	22.16	21.83	16.50	13.84	17.75	16.56	16.31
Na ₂ O	0.00	0.41	0.95	0.28	0.70	0.00	0.00	0.01	0.31
K ₂ O	0.45	0.05	0.04	0.27	0.00	1.41	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.19	99.87	99.79	100.18	100.90	100.87	100.82	100.79	100.38
Si	1.81	1.81	1.81	1.80	1.89	1.79	1.82	1.84	1.89
Fe(ii)	0.17	0.16	0.02	0.20	0.13	0.13	0.06	0.21	0.26
Fe(iii)	0.02	0.00	0.17	0.04	0.18	0.26	0.26	0.13	0.03
Cr	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Ti	0.05	0.05	0.05	0.07	0.00	0.04	0.07	0.07	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.03
Mg	0.79	0.72	0.81	0.72	1.00	1.01	1.06	1.01	0.95
Ca	0.87	0.92	0.88	0.87	0.65	0.56	0.72	0.67	0.64
Na	0.00	0.03	0.07	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02
K	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.19	0.19	0.19	0.20	0.11	0.21	0.05	0.06	0.11
AlVI	0.09	0.11	0.05	0.08	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03
Al Total	0.27	0.30	0.24	0.28	0.15	0.22	0.05	0.06	0.14
Ti+Cr	0.05	0.06	0.05	0.07	0.00	0.04	0.07	0.11	0.04
Ca+Na	0.87	0.95	0.95	0.89	0.70	0.56	0.72	0.67	0.67
Na+AlIV	0.19	0.22	0.26	0.22	0.16	0.21	0.05	0.06	0.13
Fet/(Fet+Mg)	0.19	0.19	0.18	0.25	0.24	0.28	0.24	0.26	0.23
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.83	0.81	1.00	0.78	0.89	0.88	0.94	0.83	0.79
AlVI+2Ti+Cr	0.19	0.22	0.14	0.21	0.04	0.10	0.13	0.17	0.12
Ca/(Ca+Mg)	0.52	0.56	0.52	0.55	0.40	0.36	0.40	0.40	0.40

ادامه جدول ۴-۳- نتایج مایکروپروب الکترونی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-14	VRZ-14	VRZ-14core	VRZ-14	VRZ-14	VRZ-14	VRZ-14rim	VRZ-14	VRZ-14core
SiO ₂	53.59	50.51	51.90	50.58	51.55	47.76	53.06	50.54	52.61
TiO ₂	0.90	1.29	0.49	0.17	0.00	0.19	1.89	1.69	0.61
Al ₂ O ₃	0.77	3.37	0.62	1.13	1.47	5.46	1.28	2.35	1.53
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.21	0.01	2.66	1.05	5.26	9.30	1.07	1.12	1.14
FeO	10.29	10.27	8.71	15.91	10.30	13.48	7.90	9.17	9.11
MnO	0.45	2.60	0.00	0.22	0.22	0.00	0.83	0.89	0.10
MgO	15.84	11.91	16.66	13.57	15.54	19.27	14.71	15.15	17.39
CaO	17.34	19.74	18.81	15.85	14.91	4.37	17.68	19.41	17.75
Na ₂ O	0.79	0.46	0.00	0.00	0.93	0.83	1.62	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.20	100.15	99.86	99.72	100.18	100.65	100.05	100.33	100.40
Si	1.98	1.91	1.95	1.94	1.95	1.81	1.97	1.89	1.94
Fe(ii)	0.32	0.32	0.27	0.51	0.32	0.42	0.24	0.29	0.28
Fe(iii)	0.01	0.00	0.07	0.03	0.15	0.26	0.03	0.03	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.05	0.05	0.02
Mn	0.01	0.08	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00
Mg	0.87	0.67	0.93	0.78	0.88	1.09	0.81	0.84	0.96
Ca	0.69	0.80	0.76	0.65	0.60	0.18	0.70	0.78	0.70
Na	0.06	0.03	0.00	0.00	0.07	0.06	0.12	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.02	0.09	0.03	0.05	0.05	0.19	0.03	0.10	0.06
AlVI	0.02	0.05	0.00	0.00	0.02	0.06	0.02	0.00	0.01
Al Total	0.03	0.15	0.03	0.05	0.07	0.24	0.06	0.10	0.07
Ti+Cr	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	0.01	0.05	0.05	0.02
Ca+Na	0.74	0.83	0.76	0.65	0.67	0.24	0.82	0.78	0.70
Na+AlIV	0.07	0.13	0.03	0.05	0.12	0.25	0.15	0.10	0.06
Fet/(Fet+Mg)	0.27	0.33	0.27	0.41	0.35	0.38	0.25	0.27	0.25
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.73	0.67	0.77	0.60	0.73	0.72	0.77	0.75	0.77
AlVI+2Ti+Cr	0.07	0.13	0.03	0.05	0.02	0.07	0.13	0.10	0.04
Ca/(Ca+Mg)	0.44	0.54	0.45	0.46	0.41	0.14	0.46	0.48	0.42

ادامه جدول ۴-۳- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-14	VRZ-14	VRZ-14	VRZ-14rim	VRZ-14	VRZ-14core	VRZ-14rim	VRZ-14core	VRZ-14
SiO ₂	51.72	53.19	50.40	50.53	51.79	50.65	48.88	51.54	51.36
TiO ₂	1.12	1.39	2.17	1.93	0.00	1.61	2.20	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	2.30	1.76	1.83	1.10	2.02	2.14	3.17	4.02	3.17
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	1.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.58	0.00	4.31	2.42	4.24	0.71	1.11	0.55	0.69
FeO	12.36	9.79	4.45	11.66	5.95	12.31	14.31	9.59	14.56
MnO	0.94	0.25	1.49	0.00	1.31	0.88	0.38	0.25	0.13
MgO	13.76	16.00	17.76	17.14	15.11	16.03	15.00	16.27	13.82
CaO	16.57	16.28	15.35	15.06	17.75	15.65	14.83	17.79	15.75
Na ₂ O	0.80	1.17	0.88	0.00	0.55	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.28	0.21	0.51	0.07	0.00	0.00	0.64
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.17	99.83	100.34	100.05	99.24	100.03	99.88	100.02	100.15
Si	1.94	1.96	1.88	1.90	1.95	1.90	1.86	1.91	1.94
Fe(ii)	0.39	0.30	0.14	0.37	0.21	0.39	0.45	0.30	0.46
Fe(iii)	0.02	0.00	0.12	0.07	0.12	0.02	0.03	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.03	0.04	0.06	0.05	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00
Mn	0.03	0.01	0.05	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00
Mg	0.77	0.88	0.99	0.96	0.85	0.90	0.85	0.90	0.78
Ca	0.67	0.64	0.61	0.61	0.72	0.63	0.60	0.71	0.64
Na	0.06	0.08	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
AlIV	0.06	0.04	0.08	0.05	0.05	0.09	0.14	0.09	0.06
AlVI	0.04	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08	0.08
Al Total	0.10	0.08	0.08	0.05	0.09	0.09	0.14	0.18	0.14
Ti+Cr	0.03	0.04	0.10	0.05	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00
Ca+Na	0.72	0.73	0.68	0.61	0.76	0.63	0.60	0.71	0.64
Na+AlIV	0.12	0.12	0.14	0.05	0.09	0.09	0.14	0.09	0.06
Fet/(Fet+Mg)	0.34	0.26	0.21	0.31	0.26	0.31	0.36	0.26	0.38
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.67	0.74	0.88	0.72	0.82	0.70	0.65	0.75	0.63
AlVI+2Ti+Cr	0.11	0.12	0.16	0.11	0.04	0.09	0.13	0.08	0.08
Ca/(Ca+Mg)	0.46	0.42	0.38	0.39	0.46	0.41	0.42	0.44	0.45

ادامه جدول ۳-۴- نتایج میکروپروب الکترونی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	VRZ-14	VRZ-14
SiO ₂	49.67	50.35
TiO ₂	2.08	1.23
Al ₂ O ₃	2.44	1.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.08	0.86
FeO	12.53	16.06
MnO	0.84	1.05
MgO	12.26	13.35
CaO	18.73	15.92
Na ₂ O	0.33	0.00
K ₂ O	0.16	0.00
NiO	0.00	0.00
TOTAL	100.12	100.01
Si	1.89	1.93
Fe(ii)	0.40	0.51
Fe(iii)	0.03	0.02
Cr	0.00	0.00
Ti	0.06	0.04
Mn	0.03	0.03
Mg	0.70	0.76
Ca	0.76	0.65
Na	0.02	0.00
K	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00
AlIV	0.11	0.05
AlVI	0.00	0.00
Al Total	0.11	0.05
Ti+Cr	0.06	0.04
Ca+Na	0.79	0.65
Na+AlIV	0.13	0.05
Fet/(Fet+Mg)	0.38	0.41
Mg/(Mg+Fe(ii))	0.64	0.60
AlVI+2Ti+Cr	0.12	0.07
Ca/(Ca+Mg)	0.52	0.46

جدول ۴-۴- نتایج مایکروپروب الکترونی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	An	Ab	Or	sampel	An	Ab	Or
HRJ-3	3.12	96.88	0.00	SBP-2	60.87	36.90	2.23
	0.81	99.19	0.00		50.09	46.55	3.35
	8.35	85.73	5.92		33.12	60.37	6.51
	0.00	97.14	2.86		42.16	54.45	3.39
	12.01	76.78	11.21		41.45	56.78	1.77
	19.71	80.29	0.00		55.99	40.08	3.94
	9.96	68.93	21.11		5.69	62.66	31.65
	8.25	48.73	43.02		17.26	76.90	5.84
	8.65	87.71	3.64		21.90	75.12	2.98
	0.00	100.00	0.00		23.34	71.75	4.91
	6.11	88.61	5.27		23.00	70.70	6.30
	0.00	100.00	0.00		18.32	68.52	13.16
SBP-2	22.81	64.77	12.42		22.25	72.11	5.64
	60.87	36.90	2.23		22.06	74.11	3.83
	50.09	46.55	3.35		23.84	71.67	4.49
	33.12	60.37	6.51	SBP-4	1.95	98.05	0.00
	42.16	54.45	3.39		1.86	98.14	0.00
	41.45	56.78	1.77		1.08	98.92	0.00
	55.99	40.08	3.94		49.49	48.99	1.52
	5.69	62.66	31.65		48.08	49.22	2.70
	17.26	76.90	5.84		54.98	43.88	1.13
	21.90	75.12	2.98	SSB-2	49.16	49.06	1.78
	23.34	71.75	4.91		52.32	46.43	1.26
	23.00	70.70	6.30		61.24	38.45	0.30
	18.32	68.52	13.16		61.84	37.98	0.18
	22.25	72.11	5.64		63.07	36.87	0.06
	22.06	74.11	3.83		63.37	34.95	1.68
	23.84	71.67	4.49		55.55	43.08	1.38
	2.49	74.81	22.70		64.70	34.87	0.43
	5.36	82.11	12.53		64.28	35.12	0.61
	5.32	77.65	17.03		48.43	31.99	19.58
	6.83	62.89	30.28		64.07	34.85	1.08
	18.97	67.55	13.48		61.58	35.02	3.40
	1.66	41.66	56.68		60.77	38.14	1.10
	1.43	41.06	57.51		61.09	37.84	1.07
	10.07	54.20	35.73		65.95	32.98	1.07
	9.00	85.76	5.24		61.09	36.19	2.71
	54.10	43.11	2.79		64.00	34.77	1.23
	22.81	64.77	12.42		61.47	37.86	0.67

sampel	An	Ab	Or	sampel	An	Ab	Or
SSB-2	58.82	34.76	6.42	VRZ-2	60.38	35.78	3.84
	65.50	33.29	1.20		41.45	58.48	0.07
	59.46	35.90	4.64		42.99	47.87	9.14
	66.15	33.13	0.71		53.89	37.23	8.88
	63.71	35.93	0.36		63.54	36.33	0.12
	58.72	40.40	0.88		39.68	57.57	2.75
	59.97	39.12	0.92		62.70	35.40	1.90
	60.51	39.31	0.18		47.34	47.54	5.12
	57.50	42.32	0.18		60.38	35.78	3.84
	62.39	36.28	1.33		41.45	58.48	0.07
	62.04	36.92	1.04		42.99	47.87	9.14
	55.42	43.37	1.20		53.89	37.23	8.88
	61.40	36.70	1.90		63.54	36.33	0.12
	63.20	35.87	0.92		39.68	57.57	2.75
	67.74	32.26	0.00		62.70	35.40	1.90
	62.72	36.73	0.55	VRZ-3	59.95	36.16	3.89
	64.55	34.46	0.99		57.10	41.43	1.47
SSB-4	57.65	41.67	0.68		54.79	41.39	3.82
	55.59	44.04	0.37		48.39	49.08	2.53
	58.59	40.70	0.71		56.31	40.04	3.65
	18.35	74.01	7.64		61.28	37.55	1.17
	28.68	67.06	4.27		59.68	38.52	1.80
	44.42	53.28	2.30		59.65	40.05	0.30
	61.18	37.51	1.31		55.54	42.34	2.12
	58.33	39.95	1.72		58.95	41.05	0.00
	56.17	42.56	1.27		54.18	44.84	0.98
	53.15	45.32	1.53		63.52	35.20	1.28
	61.09	36.37	2.53		50.06	48.43	1.51
	63.36	30.96	5.68		57.20	41.60	1.20
	62.66	35.73	1.60		63.23	32.98	3.79
VRZ-2	52.53	47.47	0.00		57.86	42.14	0.00
	54.11	45.89	0.00		55.40	42.84	1.75
	50.95	47.49	1.57		54.89	45.11	0.00
	67.04	27.73	5.24		53.49	44.15	2.36
	55.59	41.93	2.48		61.49	34.69	3.81
	54.79	40.68	4.53		55.12	44.23	0.65
	59.38	38.99	1.63		58.91	39.20	1.90
	61.74	38.26	0.00		44.02	53.07	2.92
	47.34	47.54	5.12		46.32	52.21	1.46

۵- نتایج

جدول ۴-

sampel	An	Ab	Or	sampel	An	Ab	Or
VRZ-3	52.41	46.49	1.10	VRZ-12	55.79	31.48	12.73
	57.10	42.72	0.18		61.69	36.28	2.03
	55.59	42.52	1.89		55.20	44.73	0.07
	48.80	51.20	0.00		67.51	32.49	0.00
	50.03	45.84	4.13		42.75	55.84	1.40
	57.31	42.69	0.00	VRZ-14	56.90	40.17	2.93
	57.75	42.25	0.00		55.03	43.23	1.74
	60.84	37.77	1.39		57.26	42.74	0.00
	59.65	39.69	0.66		51.87	48.13	0.00
	51.99	45.59	2.42		62.87	37.13	0.00
VRZ-9	65.34	32.73	1.93		58.64	37.34	4.02
	53.92	43.52	2.55		60.68	34.24	5.08
	53.56	43.89	2.55		56.91	43.09	0.00
	63.93	34.59	1.49		61.12	34.67	4.21
	60.53	37.47	2.00		60.70	36.41	2.89
	54.58	45.12	0.30		44.25	51.98	3.77
	50.25	46.40	3.35		61.46	37.64	0.89
	62.07	37.56	0.36		57.33	40.92	1.75
	58.70	40.14	1.16		55.16	44.62	0.22
	53.11	45.25	1.64		55.56	40.41	4.03
	61.93	35.39	2.68				
	50.81	49.13	0.06				
	65.35	32.15	2.50				
	55.99	41.25	2.75				
	59.47	38.68	1.85				
	52.44	44.35	3.22				
	54.53	42.82	2.64				
	62.26	34.97	2.77				
	55.81	39.33	4.86				
VRZ-12	68.54	28.26	3.20				
	52.91	37.45	9.64				
	55.11	41.72	3.17				
	52.67	44.17	3.16				
	62.74	35.15	2.11				
	59.05	40.03	0.92				
	42.44	52.55	5.01				
	47.14	47.89	4.97				
	41.77	55.85	2.38				
	52.39	41.71	5.89				

sampel	rim				core		rim		core		rim
(Na+K)A>0.5	0.92		0.99	0.54			0.62	0.85			
(Na+K)A<0.5		0.33			0.20				0.29		0.42
CaA>0.5	1.87	1.60	1.66	1.77	1.65	1.56	1.63	1.96	1.96	1.75	1.75
CaB>1.5	1.87	1.60	1.66	1.77	1.65	1.56	1.63	1.96	1.96	1.75	1.75
Ti<0.5		0.42	0.24	0.31	0.16		0.44	0.48	0.48	0.46	0.46
Ti>0.5	0.51					0.55					
Si	6.02	5.81	5.94	6.38	6.67	6.36	6.25	6.11	6.11	6.07	6.07
Mg/(Mg+Fe2+)	0.69	0.97	0.78	0.77	0.99	0.73	0.75	0.81	0.81	0.85	0.85
Fe2/(Fe2+Fe3)	0.95	0.09	0.60	0.78	0.05	0.91	0.93	0.53	0.53	0.45	0.45
Si>	6.02			6.38	6.67	6.36	6.25				
Mg>	0.69			0.77	0.99	0.73	0.75				
Si<		5.81	5.94					6.11	6.11	6.07	6.07
Mg<		0.97	0.78					0.81	0.81	0.85	0.85
Al (vi)	0.08	0.27	0.38	0.32	0.05	0.91	0.93	0.00	0.00	0.16	0.16
Fe(iii)	0.07	1.14	0.54	0.27	0.91	0.10	0.08	0.62	0.62	0.67	0.67

مایکروپروب الکترونی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی

sampel	core				rim		core			
(Na+K)A>0.5					0.73	0.83	0.54	0.51		
(Na+K)A<0.5	0.36	0.31	0.16	0.31						0.20
CaA>0.5	1.65	1.63	1.40	1.40	1.85	1.72	1.58	1.76	1.76	1.58
CaB>1.5	1.65	1.63	1.40	1.40	1.85	1.72	1.58	1.76	1.76	1.58
Ti<0.5	0.39	0.39	0.41	0.31	0.47	0.43	0.38	0.10	0.10	0.24
Ti>0.5										
Si	6.24	6.37	6.29	6.59	6.21	6.24	6.31	6.82	6.82	6.50
Mg/(Mg+Fe2+)	0.81	0.90	1.00	0.89	0.72	0.74	0.89	0.71	0.71	0.94
Fe2/(Fe2+Fe3)	0.56	0.30	0.00	0.31	0.86	0.74	0.40	0.83	0.83	0.15
Si>								6.82	6.82	
Mg>								0.71	0.71	
Si<	6.24	6.37	6.29	6.59	6.21	6.24	6.31			6.50
Mg<	0.81	0.90	1.00	0.89	0.72	0.74	0.89			0.94
Al (vi)	0.44	0.05	0.10	0.16	0.06	0.00	0.17	0.45	0.45	0.12
Fe(iii)	0.54	0.85	1.24	0.91	0.19	0.37	0.61	0.25	0.25	1.12

ادامه جدول ۴-۵- نتایج مایکروپروب الکترونی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی

sampel	rim		core		rim		core		core
(Na+K)A>0.5	0.76	0.54	0.64	0.65			0.63	0.80	0.86
(Na+K)A<0.5					0.47				
CaA>0.5	1.65	1.77	1.79	1.88	1.73	1.98	1.73	1.94	1.92
CaB>1.5	1.65	1.77	1.79	1.88	1.73	1.98	1.73	1.94	1.92
Ti<0.5	0.31	0.45	0.35	0.37	0.35	0.37	0.20	0.18	0.13
Ti>0.5									
Si	6.28	6.11	6.22	6.12	6.37	6.17	6.60	6.45	6.47
Mg/(Mg+Fe2+)	0.77	0.81	0.83	0.76	0.80	0.81	0.56	0.60	0.64
Fe2/(Fe2+Fe3)	0.64	0.64	0.58	0.79	0.74	0.62	0.93	0.94	0.82
Si>				6.12	6.37		6.60	6.45	
Mg>				0.76	0.80		0.56	0.60	
Si<	6.28	6.11	6.22			6.17			6.47
Mg<	0.77	0.81	0.83			0.81			0.64
Al (vi)	0.17	0.26	0.15	0.32	0.43	0.00	0.32	0.27	0.29
Fe(iii)	0.51	0.42	0.49	0.26	0.28	0.49	0.15	0.12	0.33

sampel	rim					rim			
(Na+K)A>0.5				0.50	0.67	0.67	0.75	0.53	0.71
(Na+K)A<0.5	0.41	0.45	0.45						
CaA>0.5	1.57	1.76	1.62	1.67	1.83	1.97	1.94	1.85	1.89
CaB>1.5	1.57	1.76	1.62	1.67	1.83	1.97	1.94	1.85	1.89
Ti<0.5	0.14	0.26	0.23	0.20	0.31	0.35	0.38	0.32	0.24
Ti>0.5									
Si	6.68	6.53	6.32	6.45	6.42	6.37	6.28	6.21	6.25
Mg/(Mg+Fe2+)	0.58	0.55	0.68	0.61	0.73	0.69	0.71	0.85	0.62
Fe2/(Fe2+Fe3)	0.73	0.98	0.65	0.86	0.96	0.98	0.94	0.54	0.95
Si>	6.68	6.53		6.45	6.42	6.37	6.28		6.25
Mg>	0.58	0.55		0.61	0.73	0.69	0.71		0.62
Si<			6.32					6.21	
Mg<			0.68					0.85	
Al (vi)	0.65	0.70	0.51	0.74	0.41	0.26	0.20	0.26	0.59
Fe(iii)	0.54	0.04	0.63	0.25	0.04	0.03	0.08	0.51	0.07

ادامه جدول ۴-۵- نتایج مایکروپروب الکترونی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	core	
(Na+K)A>0.5	0.89	
(Na+K)A<0.5		0.36
CaA>0.5	1.87	1.79
CaB>1.5	1.87	1.79
Ti<0.5	0.09	0.11
Ti>0.5		
Si	6.21	6.57
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.65	0.65
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0.79	0.79
Si>	6.21	6.57
Mg>	0.65	0.65
Si<		
Mg<		
Al (vi)	0.49	0.66
Fe(iii)	0.37	0.40

ادامه جدول ۴-۵- نتایج مایکروپروب الکترونی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده در البرز مرکزی.

sampel	T (oC)	P (Kbar)	sampel	T (oC)	P (Kbar)
SBP-2	1015.90	6.09	SBP-2	1000.31	6.64
	993.67	8.30		971.83	5.55
	830.17	7.91		979.36	6.86
	917.78	5.61		972.57	6.17
	745.13	3.93		977.70	5.02
	1027.69	5.36		780.23	4.52
	997.11	6.11		756.72	4.95
	1007.82	5.49		702.75	5.04
	1002.00	6.42		709.44	5.94
	982.51	6.95		856.32	6.79
	984.58	4.35		823.38	6.90
	989.97	5.16		779.85	7.35
	926.78	5.16		920.64	5.84
	1003.97	5.15		971.54	5.41
	994.01	4.64		979.15	5.50
	981.35	5.21		935.86	6.18
	663.64	4.11		836.61	7.52
	838.54	4.12		651.23	7.22
	923.83	5.30		678.82	6.47

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آذرین پرمین منطقه بلده که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد.

sampel	H-2	H-3	HRJ-3	SBP-1	SBP-2	SBP-3	SSB-2	SSB-4	VRZ-3
SiO ₂	52.62	52.75	51.54	52.86	53.43	51.78	50.81	51.05	53.49
TiO ₂	3.16	3.04	3.64	2.07	1.33	2.47	2.71	2.01	2.78
Al ₂ O ₃	13.97	13.95	13.28	14.89	14.46	15.25	15.13	16.02	14.87
FeO	13.70	12.74	14.45	10.57	7.16	11.49	12.50	11.60	11.61
CaO	5.45	7.05	5.76	7.78	9.87	6.89	10.09	8.22	8.93
MgO	6.06	6.20	5.57	5.98	7.54	6.61	5.75	6.93	5.06
MnO	0.21	0.23	0.26	0.18	0.13	0.17	0.19	0.19	0.24
Na ₂ O	3.97	3.39	4.73	4.55	3.50	4.62	2.23	3.13	2.26
K ₂ O	0.43	0.27	0.36	0.85	1.89	0.44	0.27	0.62	0.19
P ₂ O ₅	0.43	0.37	0.41	0.27	0.70	0.26	0.32	0.22	0.56
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Nb/Y	0.03	0.23	0.03	0.51	3.04	0.19	0.05	1.07	1.15
Y/Nb	35.33	4.41	35.20	1.95	0.33	5.19	18.50	0.93	0.87
Th/Ta	9.07	5.33	7.82	2.40	3.69	3.30	7.74	0.86	1.55
La/Yb	7.50	6.92	6.54	6.50	32.78	6.00	5.20	5.00	7.31
Zr/Y	2.15	4.38	3.45	3.61	14.67	3.70	6.13	4.29	6.59
La/Lu	72.00	64.29	62.96	61.90	280.95	60.00	46.43	45.45	65.52
Sm/Yb	2.99	2.43	2.33	2.29	4.92	2.42	1.99	2.01	2.46
La/Sm	2.51	2.85	2.81	2.84	6.66	2.48	2.61	2.49	2.97
Ce/Yb	17.50	15.38	14.62	14.00	65.00	14.00	12.40	11.50	17.31
Th/Nb	1.69	0.25	1.77	0.10	0.17	0.29	1.23	0.05	0.07
Ce/Nb	56.00	6.90	50.67	2.98	2.28	7.57	25.83	1.22	1.70
Nb/Th	0.59	4.03	0.56	9.79	5.94	3.39	0.82	18.43	13.61
Nb/La	0.04	0.32	0.04	0.72	0.87	0.31	0.09	1.88	1.39
Y/Zr	0.46	0.23	0.29	0.28	0.07	0.27	0.16	0.23	0.15
Nb/U	1.50	14.50	1.88	52.22	25.65	12.33	3.00	94.00	56.17
La/Nb	24.00	3.10	22.67	1.38	1.15	3.24	10.83	0.53	0.72
La/Ta	128.57	66.67	100.00	32.50	25.21	36.36	68.42	8.47	15.20
Na ₂ O+K ₂ O	4.40	3.66	5.09	5.40	5.39	5.07	2.50	3.75	2.45
Na ₂ O/K ₂ O	9.20	12.46	13.00	5.35	1.85	10.41	8.28	5.07	11.89
Zr/TiO ₂	18.05	36.80	25.01	31.90	186.99	28.77	50.13	37.23	54.32
Zr/TiO ₂ *0.0001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
La	18.00	18.00	17.00	13.00	59.00	12.00	13.00	10.00	19.00
Ce	42.00	40.00	38.00	28.00	117.00	28.00	31.00	23.00	45.00
Pr	5.71	5.14	4.70	3.68	14.97	3.57	3.92	2.88	6.15
Nd	27.30	24.00	22.40	17.50	56.40	17.60	19.00	14.60	27.70

Sm	7.18	6.32	6.05	4.57	8.86	4.83	4.98	4.01	6.40
Eu	2.77	2.47	2.38	1.84	2.89	1.96	2.11	1.62	2.61
Gd	7.72	7.04	6.81	5.05	6.46	5.29	5.67	4.32	6.72
Tb	1.11	1.04	0.98	0.79	0.78	0.81	0.93	0.70	0.97
Dy	7.42	6.81	6.73	4.79	4.66	5.27	5.79	4.61	6.49
Er	3.38	3.23	3.21	2.31	2.17	2.40	2.82	2.22	3.20
Tm	0.42	0.41	0.41	0.31	0.29	0.32	0.37	0.31	0.41
Yb	2.40	2.60	2.60	2.00	1.80	2.00	2.50	2.00	2.60
Lu	0.25	0.28	0.27	0.21	0.21	0.20	0.28	0.22	0.29
Th	1.27	1.44	1.33	0.96	8.64	1.09	1.47	1.02	1.94
U	0.50	0.40	0.40	0.18	2.00	0.30	0.40	0.20	0.47
Rb	14.00	11.00	13.00	21.00	35.00	14.00	12.00	18.00	8.00
Cs	1.00	0.70	0.90	0.60	0.80	0.70	1.50	0.80	0.60
Be	1.40	1.40	1.30	0.90	1.90	1.00	1.10	0.90	1.10
Sr	355.60	271.40	359.60	345.80	829.40	287.30	386.80	297.30	331.10
Sc	27.30	24.60	26.80	24.30	17.20	24.30	20.40	16.30	20.60
V	168.00	240.00	218.00	189.00	149.00	209.00	188.00	191.00	235.00
Co	38.70	40.00	40.30	34.90	32.20	63.80	43.60	47.00	49.00
Ni	38.00	46.00	43.00	66.00	152.00	69.00	107.00	185.00	96.00
Y	26.50	25.60	26.40	18.30	16.90	19.20	22.20	17.50	22.90
Zr	57.00	112.00	91.00	66.00	248.00	71.00	136.00	75.00	151.00
Nb	0.75	5.80	0.75	9.40	51.30	3.70	1.20	18.80	26.40
Sn	1.50	1.80	1.40	1.50	2.10	1.40	1.30	1.60	1.80
Hf	2.07	3.57	2.73	2.13	6.69	2.23	3.84	2.24	4.31
Ta	0.14	0.27	0.17	0.40	2.34	0.33	0.19	1.18	1.25
W	1.40	3.60	1.80	10.50	105.90	42.40	4.60	52.00	123.00

sampel	VRZ-8	VRZ-9	VRZ-11	VRZ-12	VRZ-13	VRZ-14	KHM-11	YUH-3	ZAV-1
SiO2	56.90	49.76	51.47	50.58	50.56	54.24	54.37	55.51	44.58
TiO2	2.42	2.79	3.32	1.67	3.27	2.24	2.20	4.60	2.21
Al2O3	14.29	15.28	14.81	15.47	14.75	13.30	13.34	16.07	15.43
FeO	8.86	14.66	15.05	9.12	13.53	11.26	11.09	11.63	11.04
CaO	7.95	8.59	4.82	13.79	9.12	7.27	7.37	3.92	13.69
MgO	6.22	5.19	4.60	5.51	6.54	8.91	8.79	3.47	9.68
MnO	0.32	0.46	0.11	0.25	0.19	0.35	0.35	0.42	0.18
Na2O	2.61	2.52	5.02	2.88	1.45	2.04	2.09	3.22	2.00
K2O	0.18	0.21	0.35	0.55	0.15	0.17	0.17	0.23	0.41
P2O5	0.26	0.54	0.45	0.19	0.45	0.23	0.23	0.94	0.77
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Nb/Y	0.75	0.57	0.03	0.67	0.24	0.72	0.62	0.61	5.98

Y/Nb	1.34	1.75	30.27	1.49	4.23	1.38	1.60	1.65	0.17
Th/Ta	2.03	4.13	9.95	2.06	7.57	1.75	1.97	4.48	1.31
La/Yb	4.58	7.04	7.92	4.55	7.08	4.17	3.85	13.18	20.83
Zr/Y	5.76	6.00	4.54	5.06	5.55	5.90	5.92	8.85	7.87
La/Lu	34.38	61.29	67.86	41.67	58.62	33.33	37.04	111.54	166.67
Sm/Yb	2.05	2.33	2.45	1.55	2.42	1.77	1.56	4.33	2.98
La/Sm	2.24	3.02	3.23	2.93	2.93	2.36	2.47	3.05	7.00
Ce/Yb	11.25	15.93	18.33	10.00	16.25	10.42	9.62	32.27	36.25
Th/Nb	0.10	0.14	2.52	0.15	0.33	0.09	0.10	0.17	0.05
Ce/Nb	1.67	3.21	58.67	1.95	7.50	1.64	1.88	4.64	0.70
Nb/Th	10.38	7.05	0.40	6.85	2.99	11.01	10.08	5.88	18.51
Nb/La	1.47	0.71	0.04	1.13	0.31	1.52	1.33	0.53	2.48
Y/Zr	0.17	0.17	0.22	0.20	0.18	0.17	0.17	0.11	0.13
Nb/U	40.50	26.80	1.50	28.25	13.00	50.67	44.33	25.50	103.17
La/Nb	0.68	1.42	25.33	0.88	3.27	0.66	0.75	1.90	0.40
La/Ta	14.29	41.30	100.00	12.50	73.91	12.66	14.93	50.00	9.78
Na2O+K2O	2.79	2.73	5.37	3.43	1.59	2.20	2.26	3.45	2.41
Na2O/K2O	14.88	12.10	14.21	5.24	9.93	12.31	12.63	13.91	4.86
Zr/Tio2	51.72	50.57	31.06	50.93	37.34	55.46	57.36	48.52	73.67
Zr/Tio2*0.0001	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
La	11.00	19.00	19.00	10.00	17.00	10.00	10.00	29.00	50.00
Ce	27.00	43.00	44.00	22.00	39.00	25.00	25.00	71.00	87.00
Pr	3.80	5.91	5.79	2.98	5.58	3.16	2.89	9.89	10.69
Nd	18.00	26.80	26.10	13.50	24.50	15.70	14.20	42.80	40.50
Sm	4.92	6.30	5.89	3.41	5.80	4.24	4.05	9.52	7.14
Eu	1.98	2.52	2.46	1.24	2.24	1.54	1.55	3.88	2.43
Gd	5.80	6.69	6.28	3.75	6.23	5.11	4.92	9.07	6.41
Tb	0.88	0.97	0.91	0.65	0.94	0.84	0.78	1.19	0.88
Dy	5.96	6.48	5.89	4.06	5.93	5.61	5.30	7.10	5.64
Er	2.89	3.18	2.90	2.33	3.06	2.90	2.69	3.22	2.86
Tm	0.40	0.42	0.36	0.32	0.40	0.40	0.37	0.40	0.39
Yb	2.40	2.70	2.40	2.20	2.40	2.40	2.60	2.20	2.40
Lu	0.32	0.31	0.28	0.24	0.29	0.30	0.27	0.26	0.30
Th	1.56	1.90	1.89	1.65	1.74	1.38	1.32	2.60	6.69
U	0.40	0.50	0.50	0.40	0.40	0.30	0.30	0.60	1.20
Rb	8.00	8.00	10.00	11.00	8.00	8.00	9.00	9.00	13.00
Cs	0.50	0.50	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	1.20	2.80
Be	0.90	1.10	1.20	0.70	1.50	0.80	0.80	0.80	1.60
Sr	325.70	338.90	1038.60	619.10	362.30	256.20	257.80	418.50	899.20
Sc	23.10	21.00	22.30	23.10	21.90	23.80	24.10	16.80	20.90
V	228.00	211.00	122.00	261.00	175.00	245.00	252.00	183.00	218.00

Co	53.60	49.30	92.30	35.90	49.60	53.70	52.20	87.10	37.70
Ni	132.00	103.00	113.00	94.00	125.00	223.00	224.00	51.00	154.00
Y	21.70	23.50	22.70	16.80	22.00	21.00	21.30	25.20	20.70
Zr	125.00	141.00	103.00	85.00	122.00	124.00	126.00	223.00	163.00
Nb	16.20	13.40	0.75	11.30	5.20	15.20	13.30	15.30	123.80
Sn	1.50	1.60	1.10	1.30	1.60	1.50	1.60	2.30	1.90
Hf	4.04	4.04	3.05	2.76	3.82	3.82	3.67	6.07	4.81
Ta	0.77	0.46	0.19	0.80	0.23	0.79	0.67	0.58	5.11
W	153.60	18.50	15.90	27.90	7.00	38.70	31.00	42.30	50.20

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های بازالتی منطقه بلده که توسط رستمی و همکاران (۱۳۹۶) مطالعه شده است. مقادیر

اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد.

sampel	MDB-32	MDB-30	MDB-28	MDB-27	MDB-20	MDB-19	MDB-16	MDB-15	MDB-13	MDB-11
SiO₂	48.01	54.26	45.70	50.72	47.92	51.40	53.46	47.08	49.62	45.07
TiO₂	3.45	3.01	3.62	2.35	3.44	2.51	3.93	3.98	3.48	2.56
Al₂O₃	15.69	15.35	14.77	15.49	14.74	16.16	15.14	15.75	15.03	16.80
FeO	11.99	7.17	11.70	12.53	11.83	11.99	9.93	11.87	8.88	10.18
CaO	4.08	3.75	5.07	3.00	4.97	2.87	3.18	3.96	4.66	6.36
MgO	3.95	5.23	4.98	2.99	5.19	1.88	3.18	4.81	4.94	5.49
MnO	0.16	0.15	0.25	0.19	0.22	0.15	0.13	0.17	0.16	0.10
Na₂O	4.40	3.52	4.10	5.43	4.38	7.60	4.97	5.22	4.72	3.42
K₂O	1.74	0.75	0.34	0.37	0.54	0.11	0.63	0.53	0.43	0.62
P₂O₅	0.62	0.31	0.90	1.08	0.78	1.04	0.87	0.87	0.78	0.98
Total										
Na₂O+K₂O	1.74	0.75	0.34	0.37	0.54	0.11	0.63	0.53	0.43	0.62
Na₂O/K₂O	2.53	4.69	12.06	14.68	8.11	69.09	7.89	9.85	10.98	5.52
Nb/Y	1.41	1.21	1.18	1.18	1.12	1.19	1.23	1.23	1.10	2.87
Y/Nb	0.71	0.82	0.85	0.85	0.89	0.84	0.81	0.81	0.91	0.35
Th/Yb	1.94	1.74	1.38	1.91	1.34	1.86	1.45	1.40	1.30	3.37
Th/Hf	0.61	0.60	0.41	0.57	0.43	0.59	0.35	0.39	0.42	1.37
Th/Ta	1.64	1.72	1.53	2.00	1.57	2.12	1.33	1.33	1.59	1.78
Zr/TiO₂	80.41	51.43	94.97	208.43	83.46	195.94	83.92	79.15	85.32	80.82
Zr/TiO₂*0.0001	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
La	39.22	16.87	35.34	47.89	30.04	49.55	32.91	27.37	33.58	57.02
Ce	84.73	39.10	79.05	115.94	67.34	117.01	72.93	64.39	72.14	107.28
Pr	10.61	4.87	10.26	15.21	8.78	15.59	9.50	8.85	9.16	11.78
Nd	46.29	22.17	44.06	67.09	38.72	66.85	41.28	39.56	40.46	45.87
Sm	10.44	5.56	9.46	15.82	8.55	14.97	9.70	8.88	8.99	7.97
Eu	3.46	1.97	3.84	5.06	3.10	5.06	3.33	3.46	3.22	2.76
Gd	10.33	5.53	9.51	14.16	8.16	13.79	9.00	8.62	8.68	6.64

Tb	1.33	0.86	1.26	1.86	1.07	1.87	1.21	1.15	1.23	0.93
Dy	7.57	4.51	7.15	10.51	6.27	10.57	6.70	6.41	6.61	5.33
Er	3.07	2.10	3.05	4.56	2.82	4.58	2.93	2.87	2.76	2.52
Tm	0.39	0.25	0.37	0.54	0.35	0.55	0.36	0.33	0.36	0.33
Yb	2.28	1.46	2.36	3.52	2.22	3.66	1.98	2.04	2.33	1.99
Lu	0.36	0.20	0.31	0.47	0.28	0.53	0.31	0.29	0.29	0.28
Th	4.42	2.54	3.26	6.72	2.98	6.81	2.87	2.85	3.03	6.71
U	1.06	0.54	0.97	1.65	0.84	1.66	0.70	0.76	0.77	1.39
Rb	39.00	12.60	4.40	5.80	7.20	1.30	8.60	7.80	6.60	7.90
Cs	0.40	1.40	1.20	0.50	0.30	0.10	0.30	0.20	0.50	0.70
Be	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	1024.50	539.90	990.20	554.30	964.80	415.50	1176.80	855.60	850.70	1241.10
Sc	17.50	26.00	20.30	16.30	21.10	17.10	20.60	20.00	22.00	10.70
V	188.50	206.40	198.80	94.20	200.50	97.90	199.10	207.10	187.80	127.60
Co	45..3	57.30	42.70	29.70	43.30	28.10	35.60	47.50	38.80	29.40
Ni	29.00	155.00	81.00	2.00	96.00	5.00	60.00	74.00	90.00	30.00
Y	33.10	20.70	31.70	48.00	29.20	47.60	28.70	28.70	29.80	25.30
Zr	277.40	154.80	343.80	489.80	287.10	491.80	329.80	315.00	296.90	206.90
Nb	46.80	25.10	37.30	56.70	32.70	56.80	35.40	35.30	32.90	72.60
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hf	7.26	4.23	7.96	11.82	6.89	11.49	8.14	7.33	7.17	4.90
Ta	2.70	1.47	2.14	3.37	1.89	3.21	2.17	2.14	1.90	3.77
W	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Abstract

The Permian rock sequence includes formations of Durod (mainly of sandstone and shale) with the lower Permian Age and the fluvial-Deltaic environment, Ruteh (mainly of limestone with marl interlayers) with the middle Permian age and the carbonate platform environment and Nesen (mainly of limestone and shale) with the Upper Permian age and carbonate platform (lagoon, barrier and open marine) environment, is located near the Amol city, Mazandaran Province in the northern part of the central Alborz mountains, contains mafic igneous rocks including basalt, microgabbro and Lamprophyre. These rocks are as intrusive bodies (microgabbro, lamprophyre) within the Dorud Formation and the lower part of the Ruteh Formation, and are in the form of extrusive (basalt) and pyroclastics in the upper part of the Ruteh Formation. They show porphyry, microlitic porphyry, hyalomicrolitic porphyry, glomeroporphyry, sieve, intersertal, trachytic, amigdaloidal, ophitic, subophitic, poikilitic, granular and intergranular textures. Feldspar and clinopyroxene in the basalts and gabbros and amphibole in the lamprophyres are the main constituents minerals of these rocks. Feldspars composition in basalts are in the range of andesine-labradorite and in gabbros are in the range of labradorite, oligoclase and albite and in the lamprophyres are in the range of anorthoclase, oligoclase and albite. Clinopyroxenes are iron-magnesium-calcium end-member and free of sodium. The clinopyroxene composition in basalts and gabbros is in the range of diopside-augite and a small number are within the range of pigeonite and in the lamprophyres are in the diopside-augite range. Amphiboles are from the calcic type and include kersotite, pargasite, edenite, tschermakite and magnesium hastingsite.

These rocks show enrichment in light-rare earth elements (LREE) and depletion in heavy rare earth elements (HREE) in chondrite normalized diagrams. In the multi-elements spidergrams normalized to the primary mantle they show a high concentration of large ion lithophile elements (LILE) and a low concentration of high field strength elements (HFSE) and depletion in K, Nb and Zr. In the different discrimination tectonic diagrams, these rocks plot in the intra-continental rift environment with the characteristics of the mantle source of the oceanic island basalts. The magma forming of these rocks was originated from <20% partial melting of a spinel-garnet-ilmenite at depths of 90-110 km and spontaneously with the Permian extensional phase governed on the southern edge of the Paleotethys oceanic basin in the Alborz ascended and replaced in the Permian rock sequence.

Keywords: Basalt, Gabbro, Lamprophyre, Permian, Central Alborz, Balade, Paleotethys.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

M.Sc. Thesis in Petrology

Title:

**Petrology, Geochemistry and Tectonic Setting of Permian Alkaline
Basic Magmatism in Baladeh Area, Central Alborz**

Author:

Hadigheh Khatoon Kazemi

Supervisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

Advisor:

Dr. Azizollah Taheri

July 2019